

UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA



Análisis de la Influencia del Catálogo Sísmico en la Estimación de la Recurrencia de Terremotos

DIANA ADELA PINILLA MANCILLA

INGENIERO CIVIL

CHILE, VALPARAÍSO.

2019

UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA



Análisis de la Influencia del Catálogo Sísmico en la Estimación de la Recurrencia de Terremotos

TESIS

PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO CIVIL

PRESENTA

DIANA ADELA PINILLA MANCILLA

PROFESOR GUÍA: NATALIA ZAMORA S.

CHILE, VALPARAÍSO.

2019

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto Fondecyt N° 3170895: “Estimación Probabilística del Peligro de Tsunamis en el Norte de Chile: En Busca de un Modelo Confiable”.

En mi proceso de formación como Ingeniera Civil, me he rodeado de grandes personas, que fueron y son determinantes para ayudarme a avanzar.

Agradezco a mi familia, principalmente a mis padres, Adela y Ara, por apoyarme incondicionalmente y tenerme paciencia en este largo proceso.

A mis compañeros, pero en especial a mis amigos: Ara, Belén, Jav, Melisa y Memo, por su compañía en buenos y malos momentos.

En esta última etapa, agradezco al profesor Patricio Catalán por su confianza y buena disposición. De forma especial, agradezco a mi profesora guía Natalia Zamora y a Alejandra Gubler, por ser generosas y motivarme a participar de actividades enriquecedoras para mi vida profesional. Además de hacer de este último esfuerzo, un proceso lleno de buenos momentos.

Gracias a todos!

RESUMEN

Un catálogo sísmico representa la agrupación de los eventos ocurridos durante un determinado tiempo en una región. La descripción de estos eventos en Chile data desde los tiempos de la colonia. Se han llevado a cabo múltiples esfuerzos (Carvajal et al. (2017), Cisternas (2012)) por interpretar esas descripciones que se obtienen de periódicos, crónicas de viaje, y más recientemente, de institutos sismológicos que monitorean la actividad sísmica a nivel local y global.

Pese a esfuerzos previos (Ruiz & Madariaga, 2018), es conocido que el registro de los terremotos chilenos, particularmente de eventos históricos, presenta errores de tamaño, de ubicación y principalmente de completitud. En este trabajo se confeccionó un catálogo sísmico basándose en el publicado por NEIC (Comcat, USGS) para terremotos a partir de 1950. Para eventos anteriores, se hizo una revisión más detallada, utilizando diferentes catálogos y rectificando información a partir de artículos y publicaciones.

Las magnitudes contenidas en los catálogos usados como base de datos, son heterogéneas. Los sismos se registraron con magnitud de ondas superficiales (M_s), magnitud de ondas de cuerpo (m_b), magnitud local (M_l), magnitud de duración (M_d) y la magnitud con la que se estimará la recurrencia, la magnitud de momento (M_w). El proceso de homologación para las magnitudes m_b y M_s se hizo mediante regresiones ortogonales, porque consideran errores asociados tanto a la variable dependiente como a la independiente.

Además de que las regresiones de este estudio presentan un comportamiento similar a las regresiones globales propuestas por Scordilis (2006),

pero al obtenerse con información del dominio de análisis, podrían considerar efectos locales que omiten las regresiones globales. Para las magnitudes M_l y M_d , se usaron las relaciones propuestas por Contreras (2009), ya que no se obtuvo un número de sismos representativo para generar regresiones adecuadas.

Debido a la incertidumbre asociada al proceso de confección de un catálogo, se han considerado los siguientes catálogos para estimar los parámetros sísmicos (para este trabajo corresponden a la magnitud de completitud, los parámetros de Gutenberg-Richter y la recurrencia):

1. Un catálogo elaborado en este estudio
2. El catálogo del proyecto "South American Risk Assessment" (SARA) desarrollado en el marco del Global Earthquake Model (GEM)
3. Otro catálogo confeccionado el año 2017, basado en la base de datos del NEIC y utilizado por Poulos et al. (2018).

El uso de estos catálogos permite establecer la influencia tanto de las regresiones de homologación como de las fuentes de información en las que se basa un catálogo determinado. Esto se logra mediante la comparación de los parámetros sísmicos.

Se han eliminado las réplicas y eventos premonitores de los tres catálogos por medio del método de Gardner & Knopoff (1974) y se seleccionaron los eventos interplaca usando dos zonificaciones distintas. La magnitud de completitud fue calculada a través del método Stepp (1972) y luego de esto, se estimaron los parámetros de Gutenberg-Richter con el algoritmo propuesto por Weichert (1980) para diferentes ventanas de tiempo y por el de Kijko & Smit (2012) con una ventana temporal. Los resultados, tienen asociada una gran incertidumbre, ya que los parámetros sísmicos dependen también de la calidad de la localización a lo largo del tiempo, la completitud, y de la zonificación sismo-tectónica utilizada para extraer los sismos espacialmente. Con los parámetros de Gutenberg-Richter generados por el método de Kijko y Smit, se estimó la recurrencia. Al considerar la zona interplaca como una gran zona sismogénica, el tiempo de ocurrencia resultante es mucho menor que al hacer un análisis dividiendo el territorio, lo

que se traduce en diferentes valores de amenaza; y, por ende, de riesgo.

En términos generales, los resultados de los parámetros sísmicos del catálogo del proyecto SARA son similares a los del catálogo de este estudio. Por otro lado, el catálogo de Poulos et al. (2018), se aleja de los resultados y además no contiene datos históricos por lo que se descarta su utilización para la evaluación de amenaza.

A modo de propuesta, se presenta un método de validación de catálogos por medio de la simulación numérica de tsunamis producidos por cuatro sismos históricos, comparando resultados de altura de ola con registros históricos. El análisis en cuanto a magnitud y coordenadas geográficas del hipocentro no es concluyente, pero los registros de profundidad del catálogo de este estudio son más cercanos a la geometría de las zonas sismogénicas. Sin embargo, para que este método sea robusto y, por lo tanto, sea una herramienta eficaz para la disminución de la incertidumbre, se debe aumentar el número de simulaciones y el registro histórico, además de mejorar las grillas de batimetría.

Finalmente, se construyen árboles de decisión que, si bien representan un modelo preliminar, se consideran una herramienta útil para la cuantificación de la incertidumbre epistémica, en la medida que se vayan incorporando nuevas zonificaciones, aumentando la cantidad de simulaciones numéricas y probando otras alternativas para la estimación de parámetros.

Palabras claves: catálogos sísmicos, tasas de recurrencia, incertidumbres, árbol lógico, subducción, tsunamis, Chile.

ABSTRACT

Seismic catalogs grouped events that have occurred during a certain time in a particular region or even in a global scale. The description of these events in Chile dates back to colonial times. Multiple efforts have been made (Carvajal et al. (2017), Cisternas (2012)) to interpret those descriptions obtained from newspapers, travel chronicles, and more recently, seismic institutes that monitor seismic activity at a local and global level.

Despite previous efforts (Ruiz & Madariaga, 2018), it is known that the record of Chilean earthquakes has errors in size, location and mainly completeness. In this work a seismic catalog was prepared based on the one published by NEIC (Comcat, USGS) for earthquakes since 1950. For previous events a more detailed review was made using different catalogs and rectifying information from articles and publications.

The homologation process for the Mb and Ms magnitudes was made by orthogonal regressions, because they consider errors associated to both the dependent and the independent variables, in addition to presenting behavior similar to the global regressions of Scordilis (2006) and for the magnitudes Ml and Md, the relationships proposed by Contreras (2009) were used due to lack of information.

The magnitudes contained in the different catalogs considered are heterogeneous. The earthquakes were recorded with magnitude of surface waves (Ms), magnitude of body waves (mb), local magnitude (Ml), magnitude of duration (Md) and the magnitude with which the recurrence will be estimated, the moment magnitude (Mw). The catalog's homogenization process

for the magnitudes m_b and M_s was made by orthogonal regressions, because they consider errors associated to both the dependent variable and the independent variable. In addition to these characteristics, the regressions in the present study have similar behaviour of those global regressions suggested by Scordilis (2006). Besides, since information about the domain of the analysis is required, we considered the local effects that is omitted by the global regressions. Finally, for magnitudes M_l and M_d , the relations Contreras2009Curvas chilenas were used, since a representative number of earthquakes have not been obtained to generate adequate regressions.

Due to the uncertainty associated with the process of earthquake location and to unifying a seismic catalog, the following databases have been considered to estimate the seismic parameters (i.e. assumed in this study as the magnitude of completeness, the Gutenberg-Richter parameters and the recurrence):

1. A catalog prepared in this study.
2. The catalog of the SARA project of the Global Earthquake Model (GEM).
3. Another catalog compiled in 2017, which is based on NEIC database and used by Poulos et al. (2018).

The use of these catalogs allows to establish the influence of both the homologation regressions and the information sources on which a specific catalog is based. This is achieved by comparing the seismic parameters.

The foreshock and aftershock events of the three catalogs have been eliminated by means of the method of Gardner & Knopoff (1974) and interplate events were selected using two different zoning. The magnitude of completeness was calculated through the method Stepp (1972) and after that the Gutenberg-Richter parameters were estimated with the algorithm proposed by Weichert (1980) for different time windows and by Kijko & Smit (2012) with a temporary window. The result of the value of a , evidenced the advantage of using several time windows and the Weichert equations, however, the results of the value of b are not conclusive,

since the seismic parameters also depends on the quality of the location over time, the completeness, and the seismic-tectonic zoning used to extract the earthquakes. With the Gutenberg-Richter parameters generated by the Kijko and Smit method, the recurrence time was estimated. When considering the interplate zone as a large seismogenic zone, the resulting time of occurrence is much less than when doing an analysis dividing the territory, which translates into different threat values; and, therefore, of risk.

In general terms, the results of the seismic parameters of the seismic catalog derived in the SARA project are similar to those of the catalog of this study. On the other hand, the catalog of Poulos et al. (2018), differ from the results presented in this study, therefore, its use for hazard evaluation is ruled out by the catalog herein presented.

As a proposal, a catalog validation method is presented through the numerical simulation of tsunamis produced by four historical earthquakes, comparing wave height results with historical records. The analysis regarding the magnitude and geographical coordinates of the hypocentre is not conclusive, but the depth records of the catalog of this study are closer to the geometry of the tectonic layers, however, for this method to be robust and therefore, be an effective tool for the reduction of uncertainty, you should increase the number of simulations and the historical record, in addition to improving the bathymetry grids.

Finally, decision (logic) trees are constructed as a useful alternative tool for the quantification of epistemic uncertainty as new data such as zonifications are incorporated. This data can also come from increasing the number of numerical simulations and testing other alternatives for estimation of parameters.

Keywords: seismic catalogs, recurrence rates, uncertainties, logic trees, subduction, tsunamis, Chile.

GLOSARIO

- **Batimetría:** Medición de las profundidades oceánicas mediante el trazado de mapas de isóbatas (puntos de igual profundidad).
- **Catálogo sísmico:** conjunto de los datos de localización y magnitud de los sismos ocurridos en una zona o área determinada a lo largo del tiempo.
- **Desagrupación o declustering:** Proceso en el cual se eliminan del catálogo sísmicos eventos premonitores réplicas y enjambres.
- **Deslizamiento heterogéneo:** Modelo de falla que discretiza la zona de ruptura estableciendo diferentes desplazamientos para cada zona.
- **Deslizamiento homogéneo:** Modelo de falla en el que se asume que la zona de ruptura tiene un deslizamiento promedio.
- **Enjambres:** Serie de temblores que no están asociados con ningún terremoto mayor.
- **Epicentro:** El punto en la superficie de la Tierra ubicado directamente sobre el foco o hipocentro.
- **Falla:** Es la superficie de contacto entre dos bloques que se desplazan en forma diferencial uno con respecto al otro.
- **Hipocentro:** El punto en el interior de la Tierra, en el cual se da inicio a la ruptura que genera un sismo.
- **Homologación:** Proceso mediante el cual se unifica la magnitud del catálogo sísmico.

- **Incertidumbre epistémica:** Grado de confianza asociado a un modelo determinado, representa el conocimiento de la realidad y depende de la muestra estadística.
- **Magnitud de completitud:** Magnitud mínima en la cual el 100 % de los sismos son detectados exitosamente dentro de una región y periodo de tiempo.
- **Paleosismología:** El estudio de las rocas y los sedimentos antiguos evidencia de eventos sísmicos, como terremotos y tsunamis, desde los tiempos antes de que se llevan registros.
- **Período de completitud:** Intervalo de tiempo representativo de una magnitud de completitud determinada.
- **Precursores:** Sismos que anteceden al terremoto principal, de menor magnitud a éste.
- **Recurrencia:** Concepto utilizado para describir un modelo en el que se afirma que los sismos que ocurrieron volverán a ocurrir después de un tiempo que se conoce como período de retorno. Se le llama intervalo de recurrencia al lapso de tiempo promedio entre dos eventos.
- **Réplicas:** Sismos que ocurren después del terremoto principal, de menor magnitud a éste.

Índice general

Índice de figuras	XIX
-------------------	-----

Índice de tablas	XXIII
------------------	-------

1. Introducción	1
1.1. Introducción General	1
1.2. Objetivos	5
1.2.1. Objetivo General	5
1.2.2. Objetivos Específicos	5
1.3. Estructura de la memoria	6
2. Confección del Catálogo Sísmico	9
2.1. Marco conceptual	10
2.1.1. Escalas de Magnitudl	10
2.2. Métodos	14
2.2.1. Regresión Ortogonal	14
2.2.2. Regresiones Globales de Scordilis	16
2.3. Bases de Datos	17
2.4. Resultados	22
2.4.1. Catálogo Preliminar	22
2.4.2. Homologación	24
2.5. Consideraciones Generales Capítulo 2	33
3. Estimación de la Recurrencia	37
3.1. Marco Conceptual	38
3.1.1. Procesos Tectónicos en Chile	38

3.1.2.	Fuentes Sismogénicas	40
3.2.	Métodos	42
3.2.1.	Algoritmo de Gardner y Knopoff	42
3.2.2.	Análisis de Completitud	43
3.2.3.	Relación de Recurrencia Gutenberg-Richter	45
3.2.4.	Tasa Anual de Ocurrencia	47
3.3.	Bases de datos	48
3.4.	Resultados	49
3.4.1.	Desagrupación o declustering	50
3.4.2.	Zonificación Sismotectónica	50
3.4.3.	Zonificación de Zamora et al.	53
3.4.4.	Magnitud de Completitud por Zona	56
3.4.5.	Parámetros de Gutenberg-Richter	59
3.4.6.	Recurrencia Sísmica	65
3.5.	Consideraciones Generales Capítulo 3	72
4.	Propuesta de Validación de Catálogos	75
4.1.	Marco Conceptual	76
4.1.1.	Falla y Generación de Tsunami	76
4.2.	Métodos	77
4.2.1.	Formulación de Okada	77
4.2.2.	Simulaciones Numéricas	80
4.3.	Recopilación Histórica	81
4.3.1.	Terremoto 24/11/1604	82
4.3.2.	Terremoto 08/07/1730	82
4.3.3.	Terremoto 25/05/1751	83
4.3.4.	Terremoto 20/02/1835	84
4.4.	Resultados	85
4.4.1.	Simulación Terremoto 24/11/1604	85
4.4.2.	Simulación Terremoto 08/07/1730	87
4.4.3.	Simulación Terremoto 25/05/1751	89
4.4.4.	Simulación Terremoto 20/02/1835	90
4.5.	Consideraciones Generales Capítulo 4	94

5. Integración de Incertezas	97
5.1. Discusión de los Resultados	97
5.2. Árboles de Decisión	99
6. Conclusiones	107
A. Confección del Catálogo	111
A.1. Mw según Relación de Dorbath (1990)	112
B. Estimación de la Recurrencia	115
B.1. Estimación de Parámetros Sísmicos	116
B.1.1. Método de Weichert (1980)	116
B.1.2. Método de Kijko & Smit (2012)	117
B.2. Mc y Magnitud en función del tiempo	119
B.2.1. Zonificación de Poulos et al. (2018)	119
B.2.2. Zonificación de Zamora	123
Bibliografía	129

Índice de figuras

1.1. Proceso de elaboración de la Tesis.	7
2.1. Movimiento producido por las ondas sísmicas (fuente: https : //earthquake.usgs.gov).	10
2.2. Representación esquemática de un sismograma (fuente: https : //earthquake.usgs.gov).	11
2.3. Zona seleccionada para la recopilación de terremotos.	18
2.4. Histograma según tipo de magnitud , catálogo GHEC.	25
2.5. Histograma según tipo de magnitud, catálogo ISC-GEM.	25
2.6. Histograma según tipo de magnitud, catálogo ISC-EHB.	26
2.7. Histograma según tipo de magnitud, catálogo GCMT.	26
2.8. Regresión ortogonal y lineal para homologar $3 \leq mb < 7$	28
2.9. Regresión ortogonal y lineal para homologar $3,3 \leq M_s < 7$	30
2.10. Regresión ortogonal y lineal para homologar M_s mayores o iguales a 7.	31
2.11. Regresión lineal propuesta por Contreras para la homologa- ción de M_l y M_d (fuente: Contreras,2009)	32
3.1. Interacción entre placas del territorio chileno (fuente: http : //www.csn.uchile.cl).	39
3.2. Tipos de terremotos (fuente: http : //www.csn.uchile.cl).	39
3.3. Método Stepp (fuente: https : //sara.openquake.org).	45
3.4. Histograma Zona Interplaca General, Poulos et al.	52
3.5. Zonificación de Poulos et al.	53
3.6. Histograma Zona Interplaca General, Zamora et al.	55
3.7. Zonificación de Zamora et al.	55

3.8. Recurrencia Zona Interplaca, Poulos.	65
3.9. Recurrencia Zona 1, Poulos.	66
3.10. Recurrencia Zona 2, Poulos.	67
3.11. Recurrencia Zona 3, Poulos.	67
3.12. Recurrencia Zona Interplaca, Zamora.	69
3.13. Recurrencia Zona 1, Zamora.	69
3.14. Recurrencia Zona 2 Zamora.	70
3.15. Recurrencia Zona 3 Zamora.	70
3.16. Recurrencia Zona 4 Zamora.	71
4.1. Tipos de falla Dip-Slip (fuente: https://pubs.usgs.gov). . .	76
4.2. Generación de tsunamis por terremoto, fuente: Okal (2009) .	77
4.3. Convención de Coordenadas de Modelo de Falla, fuente: Okada, 1985.	78
4.4. Parámetros de falla del modelo de Okada, Fuente: Sepúlveda & Liu (2016).	79
4.5. Grilla 1(5 arcmin).	80
4.6. Grilla 2 (1 arcmin).	80
4.7. Grilla 3(30 arcseg).	81
4.8. Grilla 4 (6 arcseg).	81
4.9. Grilla 5(1 arcseg).	81
4.10. Puntos de análisis para el sismo ocurrido el 24/11/1604. . .	86
4.11. Puntos de análisis para el sismo ocurrido el 08/07/1730. . .	88
4.12. Puntos de análisis para el sismo ocurrido el 25/05/1751. . .	90
4.13. Puntos de análisis para el sismo ocurrido el 20/02/1835. . .	91
5.1. Árbol de decisión, estimación de b.	102
5.2. Árbol de decisión, estimación de tiempo de ocurrencia. . . .	104
B.1. Magnitud de completitud y Magnitud en función del tiempo Zona Interplaca, Poulos et al. (2018).	119
B.2. Magnitud de completitud y Magnitud en función del tiempo Zona 1, Poulos et al. (2018).	120
B.3. Magnitud de completitud y Magnitud en función del tiempo Zona 2, Poulos et al. (2018).	121
B.4. Magnitud de completitud y Magnitud en función del tiempo Zona 3, Poulos et al. (2018).	122

B.5. Magnitud de completitud y Magnitud en función del tiempo Zona Interplaca, Zamora.	123
B.6. Magnitud de completitud y Magnitud en función del tiempo Zona 1, Zamora.	124
B.7. Magnitud de completitud y Magnitud en función del tiempo Zona 2, Zamora.	125
B.8. Magnitud de completitud y Magnitud en función del tiempo Zona 3, Zamora.	126
B.9. Magnitud de completitud y Magnitud en función del tiempo Zona 4, Zamora.	127

Índice de tablas

2.1. Tabla resumen catálogo NEIC.	19
2.2. Tabla resumen catálogo GHEC.	19
2.3. Tabla resumen catálogo ISC-GEM.	20
2.4. Tabla resumen catálogo ISC-EHB.	21
2.5. Tabla Resumen catálogo CERESIS.	21
2.6. Tabla resumen catálogo GCMT	22
2.7. Tabla resumen de sismos ocurridos en Chile hasta 1950. . .	23
2.8. Resumen de la información contenida en el catálogo preliminar.	24
2.9. Tabla resumen de la lista de homologación.	27
2.10. Resumen del proceso de homologación	32
3.1. Tabla resumen de la información contenida en en cada catálogo.	49
3.2. Resultados del proceso de desagrupación.	50
3.3. Magnitud máxima observada y estimada para la zonificación de Poulos et al.	52
3.4. Magnitud máxima observada y estimada para la zonificación de Zamora et al.	54
3.5. Magnitud de Completitud para la Zona Interplaca, Poulos et al.	56
3.6. Magnitud de Completitud para Zona 1, Poulos et al.	57
3.7. Magnitud de Completitud para Zona 2, Poulos et al.	57
3.8. Magnitud de Completitud para Zona 3, Poulos et al.	57
3.9. Magnitud de Completitud para Zona Interplaca, Zamora et al.	57
3.10. Magnitud de Completitud para Zona 1, Zamora et al.	58

3.11. Magnitud de Completitud para Zona 2, Zamora et al. . . .	58
3.12. Magnitud de Completitud para Zona 3, Zamora et al. . . .	58
3.13. Magnitud de Completitud para Zona 4, Zamora et al. . . .	58
3.14. Parámetros de Gutenberg-Richter para Zona Interplaca, Pou- los et al.	60
3.15. Parámetros de Gutenberg-Richter para Zona 1, Poulos et al.	60
3.16. Parámetros de Gutenberg-Richter para Zona 2, Poulos et al.	60
3.17. Parámetros de Gutenberg-Richter para Zona 3, Poulos et al.	61
3.18. Parámetros de Gutenberg-Richter para Zona Interplaca, Za- mora et al.	62
3.19. Parámetros de Gutenberg-Richter para Zona 1, Zamora et al.	62
3.20. Parámetros de Gutenberg-Richter para Zona 2, Zamora et al.	63
3.21. Parámetros de Gutenberg-Richter para Zona 3, Zamora et al.	63
3.22. Parámetros de Gutenberg-Richter para Zona 4, Zamora et al.	63
3.23. Recurrencia Zona Interplaca, Poulos.	65
3.24. Recurrencia Zona 1, Poulos.	66
3.25. Recurrencia Zona 2, Poulos.	67
3.26. Recurrencia Zona 3, Poulos.	67
3.27. Tabla comparativa entre la recurrencia de estudio pealeosísmi- co y estimación por ecuación de Gutenberg-Richter, Zona 3 de Poulos et al.	68
3.28. Recurrencia Zona Interplaca, Zamora.	69
3.29. Recurrencia Zona 1, Zamora.	69
3.30. Recurrencia Zona 2, Zamora.	70
3.31. Recurrencia Zona 3, Zamora.	70
3.32. Recurrencia Zona 4 Zamora.	71
3.33. Tabla comparativa entre la recurrencia de estudio pealeosísmi- co y estimación por ecuación de Gutenberg-Richter, Zona 4 de Zamora.	71
4.1. Información disponible para el terremoto 24/11/1604. . . .	82
4.2. Información disponible para el terremoto 08/07/1730. . . .	83
4.3. Información disponible para el terremoto 25/05/1751. . . .	84
4.4. Información disponible para el terremoto 20/02/1835. . . .	84
4.5. Escenarios a simular del terremoto del 24/11/1604.	85

4.6. Tabla comparativa de altura de ola entre el registro histórico y las simulaciones numéricas para el sismo del 24/11/1604.	85
4.7. Escenario a simular del terremoto del 08/07/1730.	87
4.8. Tabla comparativa de altura de ola entre el registro histórico y las simulaciones numéricas para el sismo del 08/07/1730	88
4.9. Escenarios a simular del terremoto del 25/05/1751.	89
4.10. Tabla comparativa de altura de ola entre el registro histórico y las simulaciones numéricas para el sismo del 25/05/1751 .	89
4.11. Escenarios a simular del terremoto del 20/02/1835.	91
4.12. Tabla comparativa de altura de ola entre el registro histórico y las simulaciones numéricas para el sismo del 20/02/1835.	92
A.1. Magnitud de Momento calculada por la relación de Dorbath	113

Capítulo 1

Introducción

1.1. Introducción General

Chile es un país reconocido tanto por la alta frecuencia de sismos, como también porque a lo largo de su margen tectónico se han generado eventos de gran magnitud, entre ellos el mayor terremoto hasta ahora registrado en el mundo (Valdivia, 1960). A pesar de esto, la recopilación histórica de los eventos sísmicos es relativamente corta y la información disponible es diversa. Existen catálogos sísmicos de diferentes entidades nacionales e internacionales, los cuales, al ser comparados, evidencian discordancias en la cantidad de sismos ocurridos en un período determinado, incongruencias de ubicación del epicentro y de la magnitud de un terremoto registrado en el mismo instante (Wiemer & Wyss, 2000). La elección de un catálogo para la estimación de la recurrencia debe ser meticulosa, porque el uso de datos erróneos o incompletos podría generar políticas inadecuadas para la mitigación del riesgo de la población.

Como respuesta al terremoto ocurrido en 1906 en Valparaíso, en el año 1908 se instaló la primera estación sismológica en el cerro Santa Lucía y se fundó el Servicio Sismológico. Sin embargo, los progresos no fueron continuos. En el año 1927, el Servicio Sismológico pasó a ser dependiente de la Universidad de Chile, cubriendo las principales zonas del país. La ocurrencia de un enjambre de terremotos en la región de Aysén el año 2007, demostró la necesidad de mejorar la red sismológica en todo el territorio

nacional, pues la instrumentación no era suficiente, por lo que se instalaron nueve estaciones sísmicas emplazadas en Puerto Aysén, Río Álvarez, Puerto Chacabuco, Punta Tortuga, Punta Cola, Punta Josefa, Playa Blanca y en un sector entre Punta Cola e Isla La Mentirosa. De estos nueve equipos, dos eran sismógrafos de ONEMI, seis del Servicio Sismológico de la Universidad de Chile y uno de SERNAGEOMIN. Sin embargo, no fue sino hasta el año 2013, como consecuencia del gran terremoto ocurrido el 27 de febrero del año 2010, que estableciendo un convenio entre la Oficina Nacional de Emergencia (ONEMI) y la Universidad de Chile, se formó el Centro Sismológico Nacional (CSN), cambiando el fin académico del Servicio Sismológico para convertirse en un ente clave en el sistema de emergencia nacional, mejorando la cobertura de sismógrafos, acelerógrafos y Sistemas de Posicionamiento Global (GPS). A partir de entonces la red de estaciones sismológicas se fortalece de forma constante. Actualmente la red cuenta con 110 sismógrafos, 125 dispositivos GPS y 94 acelerógrafos, provistos en las estaciones del ex Servicio Sismológico y en nuevas estaciones de la ONEMI. Además, se pretende incorporar un sistema global de navegación por satélite (GNSS). Sumado a esto, el CSN recibe datos de redes pertenecientes a entidades extranjeras, contando así con una base de datos mucho más robusta que hace cinco años. Asimismo, estos datos sísmicos han servido también para alimentar las bases de datos globales, que están asequibles de forma gratuita en diversas plataformas.

Los cambios en la densidad de estaciones sísmicas, y la heterogeneidad de la información de las fuentes de datos, repercuten en la construcción de los catálogos sísmicos, que han sido la base para la estimación de la probabilidad de amenaza sísmica (Cornell, 1968) y de tsunamis (Thio et al., 2007, Sørensen et al., 2012) a nivel mundial. Por ende, es primordial contar con un catálogo homogeneizado y completo, del cual se tenga control del origen y confiabilidad de la información, procurando que los datos concuerden con la características geofísicas y la historia sísmica de la zona de análisis.

Algunos trabajos previos de estimación de la amenaza sísmica en Chile, como los de Nuñez (2014) y Leyton et al. (2010), fueron elaborados usando catálogos basados en fuentes globales. Sin embargo, éstos no se refieren a las incertidumbres que conlleva el uso de un catálogo, que están asociadas

a la completitud del catálogo (Wiemer & Wyss, 2000), a las regresiones con las que se homogeneizan las magnitudes (Das et al., 2013), a la zonificación (Hoechner et al., 2016) y a la veracidad de la información. Por lo que se deben cuantificar dichas incertidumbres y tratar de reducirlas.

En este sentido, Carvajal et al. (2017), han propuesto como alternativa de relocalización y recálculo de magnitudes de algunos sismos, la comparación de alturas de ola de registros históricos con los resultados de simulaciones numéricas de tsunamis. Este método es una vía para mejorar los registros contenidos en los catálogos, pero se requiere un estudio detallado de cada sismo y considerando la gran cantidad de eventos que contiene un catálogo, no sería factible a corto plazo. Sin embargo, este método podría ser una herramienta para validar catálogos y controlar la incertidumbre de la elección del catálogo, como se describirá más adelante.

Otra forma de reducir incertidumbres asociadas a la magnitud y a la localización de los sismos contenidos en los catálogos, es revisando los sismogramas originales y usar algoritmos de relocalización. Este método es poco abordado pese a ser el más recomendado. En este sentido, el proyecto de Global Earthquake Model (GEM), ha utilizado este enfoque para crear un catálogo global (Storchak et al., 2013), y ha sido utilizado en varios proyectos para la evaluación de la amenaza sísmica, como por ejemplo, el proyecto SARA (South America Risk Assessment), mediante el cual Petersen et al. (2018) realizó un análisis de riesgo.

Para que la utilización de los catálogos sea efectiva, se contar con una zonificación adecuada, pues Chile no presenta la misma actividad sísmica a lo largo de todo su territorio. Es por esto, que es necesario definir zonas que posean características similares y limitarlas tanto por el historial sísmico como por su morfología, estimando la recurrencia en cada una de ellas. Diferentes zonificaciones pueden arrojar resultados de recurrencia distintos utilizando el mismo catálogo. Para que la evaluación de la amenaza sea eficiente y representativa, se debe realizar un proceso de zonificación sismo-tectónica que considere aspectos geológicos y geofísicos de la zona de subducción. Si bien existen trabajos como los de Barrientos (1980), Susa (2004) y más recientemente, Saillard et al. (2017), quienes han determinado

segmentos de ruptura bajo diferentes criterios, no existe consenso de cuál es la zonificación más idónea, por lo que es necesario identificar las ventajas del uso de una o de otra. Para esto, se pueden usar valores de estudios de campo, como por ejemplo paleosismicidad (Moernaut et al., 2018) y compararlos con las recurrencias obtenidas por métodos estadísticos.

Así, con la zonificación sismo-tectónica y la estimación de parámetros sísmicos, a partir de métodos estadísticos se puede estimar la recurrencia de los eventos sísmicos, que estará influenciada por la calidad del catálogo utilizado. Para ello es imperante, además de usar un catálogo completo, generar relaciones adecuadas para la homogeneización de magnitudes y considerar los errores derivados de éstas, que podrían tener gran efecto en la estimación de la recurrencia.

Considerando todo lo mencionado anteriormente al momento de confeccionar un catálogo sísmico, además de obtener un catálogo completo y homogeneizado, se hace necesario un método de validación y de cuantificación de la incertidumbre asociada al proceso de confección del catálogo. En este trabajo, se usan dos catálogos adicionales al confeccionado para este estudio, con el fin de comparar resultados y determinar cuáles son los procedimientos propios de la confección de un catálogo sísmico, más influyentes en la estimación de la recurrencia. Además se plantea una alternativa de validación de catálogos en base a la comparación entre datos de alturas de ola, provenientes de registros históricos, con alturas de ola generadas a partir de simulaciones numéricas de tsunamis, usando la información de los catálogos. Con esto se pretende determinar la alternativa más apropiada para estimar la recurrencia, disminuyendo incertidumbres y por lo tanto, generar políticas de riesgo más acertadas.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

- Determinar la influencia del catálogo de terremotos en la estimación de parámetros sísmicos a lo largo de Chile e incertidumbres asociadas.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Elaboración de un catálogo sísmico para todo Chile, confeccionado a partir de diversas fuentes.
- Estimación de parámetros sísmicos para diferentes catálogos con el fin de establecer las debilidades y fortalezas del catálogo confeccionado.
- Evidenciar las diferencias entre los parámetros sísmicos de diferentes zonas del país, a partir de catálogos sísmicos.
- Comparar los resultados obtenidos por diferentes algoritmos que permiten estimar parámetros sísmicos
- Proponer un método de validación de la información de los catálogos a través de simulaciones numéricas de tsunamis.

1.3. Estructura de la memoria

Este trabajo se presenta dividido en tres etapas principales. Éstas pueden ser analizadas de forma independiente, considerando una breve introducción, marco conceptual, métodos, resultados y consideraciones generales para cada una de ellas. A continuación se detallan estas secciones.

La primera etapa, expuesta en el capítulo 2, consiste en la descripción del proceso de elaboración del catálogo sísmico para Chile. Considera desde la recopilación de información, hasta la homogeneización de las magnitudes.

En la segunda etapa, desarrollada en el capítulo 3, se estiman los parámetros sísmicos con dos algoritmos diferentes y la recurrencia sísmica, tanto para el catálogo confeccionado en la primera etapa, como para otros dos catálogos con datos globales. Asimismo, se han utilizado dos zonificaciones, con el fin de realizar comparaciones entre los resultados, que permitan generar un análisis de sensibilidad de la influencia de los procesos de confección del catálogo y de la zonificación en la obtención de los parámetros sísmicos y por lo tanto en la recurrencia.

En la tercera etapa, capítulo 4, se describe una propuesta de validación de los catálogos sísmicos a través de simulaciones numéricas de tsunamis. Para las cuales se generan escenarios que comparan tanto la magnitud como la ubicación de los registros de los diferentes catálogos. Esto con el fin de aumentar el grado de confianza de la recurrencia estimada en el capítulo 3, según se elija un catálogo u otro. Para lo cual se comparan las alturas de ola arrojadas por las simulaciones numéricas con registros históricos.

El capítulo 5 tiene como objetivo conectar las fases desarrolladas y cuantificar la incertidumbre epistémica del trabajo realizado a través de árboles de decisión.

Por último, se exponen las conclusiones finales de este trabajo y se proponen desafíos para futuras investigaciones, que generen una base de datos más robusta, con la cual se disminuya la incertidumbre y por lo tanto decante en estimaciones más precisas.

La metodología y estructura de la tesis se muestra de forma esquemática en el mapa conceptual de la figura 1.1.

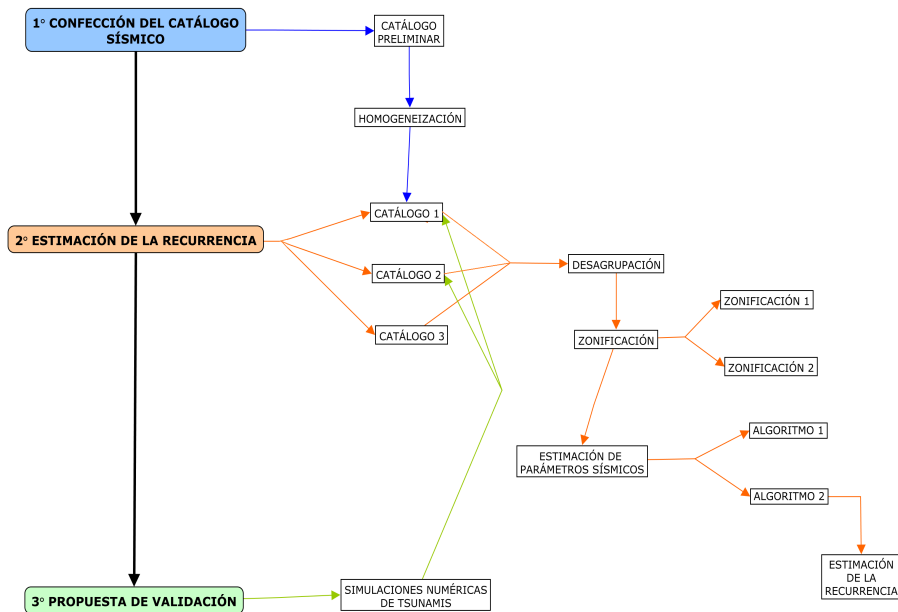


Figura 1.1: Proceso de elaboración de la Tesis.

Capítulo 2

Confección del Catálogo Sísmico

En el presente capítulo se detalla el proceso de confección del catálogo sísmico de Chile, generado para este estudio. Primero, se describen las generalidades de las magnitudes con que se cuantifican los tamaños de los sismos. Luego, se describen los métodos estadísticos usados para homologar un catálogo, y posteriormente, se detalla la recopilación de información de los catálogos sísmicos. El catálogo global usado como base de datos principal, cuenta con registros insuficientes en años anteriores a 1950, es por esto que la recopilación se hizo en dos períodos de tiempo: el período que antecede al año 1950 y posterior al mismo. Finalmente, se describe el proceso y resultado de la homologación con el que se obtuvo un catálogo homogeneizado de magnitud única M_w (Magnitud de momento) para todo Chile.

2.1. Marco conceptual

2.1.1. Escalas de Magnitud

La magnitud de un terremoto es una medida cuantitativa de su tamaño y se relaciona de forma directa con la energía liberada durante el sismo. La ruptura súbita de una zona sismogénica, provoca diferentes ondas que se clasifican según las características con las que se desplazan en el medio, su velocidad y su dirección. Las ondas más conocidas, ya que siempre están presentes en los registros de un sismógrafo, son las ondas P y las S, que son las primeras en llegar y se denominan ondas de cuerpo. Las ondas P u ondas primarias, son las más rápidas, generan fuerzas de tracción y compresión en la dirección de desplazamiento. Las ondas S, más lentas que las ondas P, producen movimientos transversales a la dirección de propagación del medio por el que se desplazan. El otro tipo de ondas, las ondas superficiales, al contrario de las ondas de cuerpo que se propagan al interior de la Tierra, viajan por la superficie de ésta y sólo se registran cuando el hipocentro no se encuentra a demasiada profundidad, por lo que son altamente destructivas. A este tipo de onda corresponden las ondas Love y las ondas Rayleigh. Las ondas Love, producen un movimiento de cizalle horizontal en la superficie de la tierra, mientras que el movimiento generado por las ondas Rayleigh es un movimiento elíptico retrógrado. La figura 2.1 muestra las diferencias del movimiento que provocan las distintas ondas.

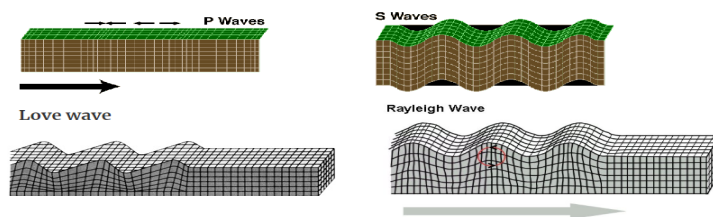


Figura 2.1: Movimiento producido por las ondas sísmicas (fuente: <https://earthquake.usgs.gov>).

Los sismógrafos registran las vibraciones generadas en un terremoto y a partir del registro se pueden calcular las diferentes escalas de magnitud, que

corresponden a la interpretación de las partes de un sismograma. La figura 2.2, representa un sismograma, en donde se muestran de forma esquemática los diferentes arribos de onda registrados por un sismógrafo durante un terremoto.

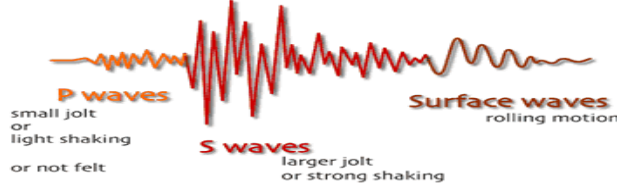


Figura 2.2: Representación esquemática de un sismograma (fuente: <https://earthquake.usgs.gov>).

De acuerdo a las ondas antes mencionadas se calculan las magnitudes que caracterizan el tamaño de los terremotos.

- **Magnitud de ondas superficiales (Ms):** Se obtiene al filtrar las ondas superficiales, dejando sólo aquellas que poseen períodos entre 15 a 25 segundos, de las cuales se selecciona la amplitud máxima. Permite calcular terremotos a largas distancias, pero se satura para grandes sismos (a partir de 7.5 u 8 grados).

$$Ms = \log \left(\frac{A}{T} \right) + 1.66 \cdot D + 3.3 \quad (2.1)$$

Donde,

A : amplitud máxima del sismograma en micrómetros.

T : período en segundos

D : distancia epicentral en grados.

- **Magnitud de ondas de cuerpo (mb):** Calculada a partir de las ondas P y S de mayor amplitud, que se promedian y corrigen según la distancia epicentro-estación. La ventaja de éste tipo de magnitud

es que permite la utilización de estaciones de campo lejano, por lo que se pueden utilizar muchos datos y así obtener mejores resultados. Sin embargo, se satura para terremotos cercanos a los 7 grados.

$$mb = \log \left(\frac{A}{T} \right) + Q(D, h) \quad (2.2)$$

Donde,

A : amplitud máxima del sismograma en micrómetros.

T : período en segundos

D : distancia epicentral en grados.

h : profundidad del terremoto en kilómetros.

Q : factor de atenuación en función de la profundidad y la distancia epicentral.

- **Magnitud Local (Ml) o Magnitud Richter (1935):** Generada a partir de la amplitud de ondas de cuerpo (P y S) registradas por un sismograma, con un sismógrafo de torsión de tipo Wood Anderson. Es la magnitud que se puede estimar de forma más rápida, porque para su cálculo se requieren las ondas que llegan primero a la estación, pero su saturación se produce cercana a los 6 grados.

$$Ml = \log(A) + 3 \cdot \log(D) - 2.92 \quad (2.3)$$

Donde,

A : amplitud máxima del sismograma en milímetros.

D : distancia epicentral en grados.

- **Magnitud de Duración (Md):** Variación de la Magnitud Local, se calcula a partir de la duración de la señal sísmica. Se desarrolló como una alternativa para determinar la magnitud de un terremoto cuando el sismograma presentaba ondas recortadas, esto se produce porque las amplitudes superan el rango del registro del sismógrafo,

evitando obtener el valor de las amplitud máximas. En la actualidad se considera confiable para sismos de magnitud inferior a 5 .

$$Md = a \cdot \log(J) - b + c \cdot D \quad (2.4)$$

Donde,

J : duración del registro de la señal sísmica en segundos.

D : distancia epicentral en grados.

a, b, c : coeficientes ajustados para que Md corresponda a ML .

- **Magnitud de Momento (Mw):** Este tipo de magnitud es el más confiable en la actualidad. Se relaciona con el momento sísmico que representa la energía liberada en un sismo.

$$\begin{aligned} Mo &= \mu \cdot s \cdot A \\ &= \mu \int \int s(x, y) dx dy \end{aligned} \quad (2.5)$$

Donde,

Mo : momento sísmico en $[N \cdot m]$.

μ : módulo de corte de la corteza terrestre (en general $3 \cdot 10^{10} [N/m^2]$).

s : desplazamiento promedio en metros.

A : área de ruptura en $[cm^2]$.

Para su cálculo se utiliza todo el registro sísmico, analizando las amplitudes de los diferentes tipos de onda según su período o frecuencia. Es la más robusta porque no se satura para grandes magnitudes, pero su cálculo puede demorar hasta 30 minutos. La ecuación propuesta por Kanamori (1977) es la siguiente:

$$Mw = \frac{2}{3} \cdot (\log(Mo) - 16.05) \quad (2.6)$$

Los centros sismológicos describen el tamaño de los terremotos a través de las magnitudes antes mencionadas. En el caso de Chile, el CSN usa principalmente la magnitud ML y Mw , pero como se mencionó anteriormente,

éste tiene un período de funcionamiento relativamente corto, por lo que los registros de los terremotos son heterogéneos en cuanto a la magnitud, dependiendo de la fuente de ellos. Por esto, se hace necesario un método que permita obtener un catálogo que contenga todos los registros con magnitud común. Esto se hace a través de la homologación, esta puede ser a través de regresiones regionales, siendo las más usadas las lineales y ortogonales y también se pueden usar regresiones globales.

2.2. Métodos

Debido a que las bases de datos del catálogo confeccionado en este estudio, corresponden a catálogos globales, los registros de magnitud son heterogéneos. Se considera que debido a la historia sísmica de Chile, la magnitud más apropiada para describir los tamaños de los terremotos es la magnitud M_w , ya que ésta no se satura para grandes magnitudes.

Para el proceso de homogeneización se generaron regresiones lineales y ortogonales con base a la sismicidad recopilada a lo largo de Chile. El resultado de estas relaciones es comparado con regresiones globales y regionales usadas en trabajos anteriores, y así elegir la más adecuada para la homogeneización del catálogo como se describe más adelante.

2.2.1. Regresión Ortogonal

Las regresiones ortogonales han probado ser un método más robusto que las regresiones lineales por mínimos cuadrados (Das et al., 2013). La Regresión Ortogonal se obtiene de la minimización de los cuadrados de las distancias ortogonales a la línea de mejor ajuste, a diferencia de la regresión por mínimos cuadrados que minimiza los cuadrados de los desplazamientos de las distancias verticales. La principal ventaja de utilizar este método para la homologación de magnitudes sísmicas, es que toma en cuenta los errores de medición de ambas magnitudes, no así la regresión lineal por mínimos cuadrados, que asume que la variable independiente está libre de error o el orden de su error es muy pequeño en comparación al error de medición de la variable dependiente. El método para realizar la regresión

ortogonal, descrito por Das et al. (2013), es el siguiente:

Sean M_y y M_x valores reales y m_y y m_x valores observados de variables linealmente dependientes, con errores de medición ξ y δ respectivamente, que corresponden a variables independientes de varianzas σ_ξ^2 y σ_δ^2 .

Entonces,

$$m_y = M_y + \xi \quad (2.7)$$

$$m_x = M_x + \delta \quad (2.8)$$

$$\rightarrow M_y = \alpha + \beta \cdot M_x + \xi \quad (2.9)$$

La razón de error de varianza está determinada por:

$$\eta = \frac{\sigma_\xi^2}{\sigma_\delta^2} \quad (2.10)$$

Si se asume que el valor de la razón de error de varianza es igual a la unidad, se está considerando que los errores de ambas variables son similares.

El estimador ortogonal general de pendiente y el intercepto de la Regresión Ortogonal están dados por:

$$\hat{\beta} = \frac{S_{m_y}^2 - \eta \cdot S_{m_x}^2 + \sqrt{(S_{m_y}^2 - \eta \cdot S_{m_x}^2)^2 + 4 \cdot \eta \cdot S_{m_x m_y}^2}}{2 \cdot S_{m_x m_y}} \quad (2.11)$$

$$\hat{\alpha} = \bar{m}_y + \hat{\beta} \cdot \bar{m}_x \quad (2.12)$$

Donde,

$S_{m_x}^2$ y $S_{m_y}^2$: varianzas de la muestra de datos.

$S_{m_x m_y}$: covarianza de la muestra de datos.

$\bar{m}_y$ y $\bar{m}_x$: promedios de la muestra de datos.

El error de los parámetros de la regresión puede ser calculado por las siguientes fórmulas:

$$\hat{\sigma}_{\hat{\beta}}^2 = \frac{\hat{\sigma}_{M_x}^2 \cdot (n-1) \cdot (\eta + \hat{\beta}^2) \cdot \hat{\sigma}_{\delta}^2 + (\hat{\sigma}_{\delta}^2)^2 \cdot (n-1) \cdot (\eta - \hat{\beta}^2) - (n-2) \cdot (-\hat{\beta}^2 \cdot \hat{\sigma}_{\delta}^2)^2}{(n-2) \cdot (n-1) \cdot (\hat{\sigma}_{M_x}^2)^2} \quad (2.13)$$

$$\hat{\sigma}_{\hat{\alpha}}^2 = \frac{(n-1) \cdot (\eta + \hat{\beta}^2) \cdot \hat{\sigma}_{\delta}^2}{n - (n-2)} + \bar{m}_x^2 \cdot \hat{\sigma}_{\hat{\beta}}^2 \quad (2.14)$$

Donde,

$$\hat{\sigma}_{M_x}^2 = \frac{\sqrt{(S_{m_y}^2 - \eta \cdot S_{m_x}^2)^2 + 4 \cdot \eta \cdot S_{m_x m_y}^2} - (S_{m_y}^2 - S_{m_x}^2)}{2 \cdot \eta} \quad (2.15)$$

$$\hat{\sigma}_{\delta}^2 = \frac{(S_{m_y}^2 - \eta \cdot S_{m_x}^2) - \sqrt{(S_{m_y}^2 - \eta \cdot S_{m_x}^2)^2 + 4 \cdot \eta \cdot S_{m_x m_y}^2}}{2 \cdot \eta} \quad (2.16)$$

2.2.2. Regresiones Globales de Scordilis

Las regresiones globales propuestas por Scordilis (2006), se generaron a partir de una base de datos de terremotos de todo el mundo, utilizando diversas fuentes (ISC, NEIC, HRVD, etc). Se establecieron relaciones lineales para obtener Mw a partir mb y Ms. Las ecuaciones obtenidas fueron las siguientes:

- mb:

$$Mw = 0.85(\pm 0.04) \cdot mb + 1.03(\pm 0.23) \quad (2.17)$$

$$3.5 \leq mb \leq 6.2, R^2 = 0.53, \sigma = 0.29, n = 39784$$

- Ms:

$$Mw = 0.67(\pm 0.005) \cdot Ms + 2.07(\pm 0.03) \quad (2.18)$$

$$3.0 \leq Ms \leq 6.1, R^2 = 0.77, \sigma = 0.17, n = 23921$$

$$Mw = 0.99(\pm 0.02) \cdot Ms + 0.08(\pm 0.13) \quad (2.19)$$

$$6.2 \leq Ms \leq 8.2, R^2 = 0.81, \sigma = 0.2, n = 2382$$

Scordilis no consiguió determinar una relación global entre Mw y MI, porque los registros de MI se hicieron con sismógrafos que contaban con valores de amplificación diferentes, por lo que los valores de MI no serían equivalentes entre las diferentes fuentes. Se deben generar relaciones regionales para conectar MI con Mw.

Las regresiones globales de Scordilis han sido utilizadas como referente para la comparación con las ecuaciones generadas en este trabajo, ya que éstas han sido implementadas cuando no se cuenta con una base de datos sólida para determinar ecuaciones con datos locales como lo discuten Poulos et al. (2018). Mediante estas regresiones, se asume que la relación entre las magnitudes de una zona determinada, tiene el mismo comportamiento que en todo el mundo, sin embargo, al ser una relación lineal, no considera el error de la variable independiente e ignoraría posibles efectos locales. Por otro lado, la regresión ortogonal, se construye a partir de datos locales y considera el error de la estimación de ambas magnitudes. Sin embargo, si el número de datos y la calidad de la información no es suficiente, puede generar relaciones alejadas de la realidad.

2.3. Bases de Datos

En esta sección se describen los catálogos globales, usados como base para confeccionar el catálogo de este estudio. La información extraída de ellos, corresponde a los sismos ocurridos entre las coordenadas geográficas:

- Longitud: -90° a -60°
- Latitud: -14° a -60°

La figura 2.3 muestra la zona considerada para la recopilación sísmica.

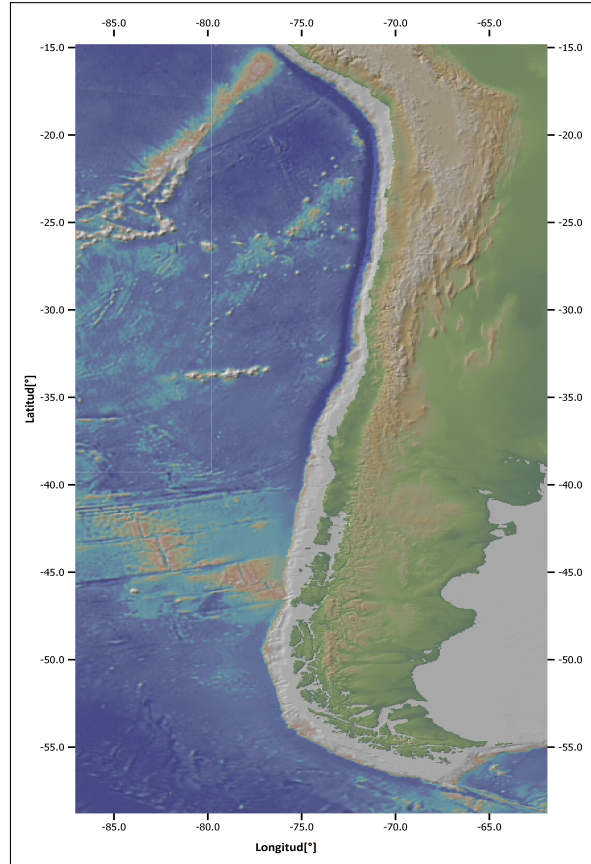


Figura 2.3: Zona seleccionada para la recopilación de terremotos.

Catálogo NEIC:

Este catálogo es proporcionado por el National Earthquake Information Center (<https://earthquake.usgs.gov/contactus/golden/neic.php>), corresponde a una parte del Comprehensive Catalog (Comcat, USGS) y será utilizado como base del catálogo a confeccionar debido a la cantidad de datos que contiene, llamado de aquí en adelante NEIC. Esta base de datos, sin embargo, no cuenta con mucha información de terremotos ocurridos en

Chile previo al siglo XX (terremotos históricos).

La información contenida en este catálogo se encuentra resumida en la siguiente tabla:

Catálogo	Año inicial	Año final	N° de datos según tipo de magnitud		Magnitud mínima	Magnitud máxima
NEIC	1906	2017	Mw	2435	3	9.5
			mb	12876	3	6.5
			Ms	149	3.3	7.7
			MI	2540	3	5.1
			Md	15872	3	5
			Total	33872		

Tabla 2.1: Tabla resumen catálogo NEIC.

Catálogos GEM:

Se usaron dos catálogos diferentes de Global Earthquake Model. Éstos presentan formatos diferentes, por lo que se trabajaron por separado.

El primer catálogo corresponde a una parte del Global Historical Earthquake Catalogue-GHEC (Albini et al., 2013) compilado a partir de la fusión de registros nacionales y regionales, además del reprocesamiento de datos basados en registros instrumentales y también en estudios recientes, entre los años 1000 y 1903. La información del catálogo GHEC, usada en este estudio se resume en la tabla 2.2.

Catálogo	Año inicial	Año final	N° de datos según tipo de magnitud		Magnitud mínima	Magnitud máxima
GHEC	1471	1902	Mw	15	6	8.2
			Ms	35	6.5	8.75
			Total	50		

Tabla 2.2: Tabla resumen catálogo GHEC.

El segundo catálogo de la fundación Global Earthquake Model (GEM), es el Global Instrumental Earthquake Catalogue (GEM-ISC). Fue elabo-

rado en conjunto con el International Sismological Center. La información del catálogo ISC-GEM, usada en este estudio, se muestra a continuación:

Catálogo	Año inicial	Año final	N° de datos según tipo de magnitud		Magnitud mínima	Magnitud máxima
ISC-GEM	1906	2013	Mw	417	5.27	9.6
			Sin Magnitud	1279		
			Total	1696		

Tabla 2.3: Tabla resumen catálogo ISC-GEM.

La primera versión, contaba con sismos desde 1900 hasta el año 2009 y fue publicada por Storchak et al. (2013). En ella se incluían datos de de relocalización de hipocentros, magnitudes (M_s) ya homologadas a M_w a través de relaciones empíricas y también por el cálculo directo a partir del momento sísmico. Además se incluyeron incertidumbres asociadas a la ubicación del hipocentro y magnitud de los terremotos. Sin embargo, por la restricción de recursos, la primera versión no contaba con mucha información para sismos de magnitud cercana a 5.5, sólo considerando terremotos $M_s \geq 5.5$ a partir del año 1960.

Entre los años 2013 y 2017, se trabajó en un proyecto de extensión, en el cual se incorporaron datos de terremotos con magnitud $M_w \geq 5.5$ a partir del año 2009 y de $M_w \leq 6.3$ entre los años 1904 y 1959.

Catálogo ISC-EHB:

Este catálogo del International Seismological Center (ISC), contiene eventos recalculados según el algoritmo EHB (Engdah et al., 1998), para minimizar el error en la ubicación, principalmente en la profundidad. A pesar de que también pertenece al International Sismological Center (ISC, <http://www.isc.ac.uk>) y abarca menor cantidad de tiempo que el catálogo ISC-GEM, contiene más eventos, puesto que considera terremotos de menor magnitud.

La tabla resumen se muestra a continuación:

Catálogo	Año inicial	Año final	N° de datos según tipo de magnitud		Magnitud mínima	Magnitud máxima
ISC-EHB	1960	2008	Mw	199	3.9	8.4
			mb	5734	3.5	6.7
			Ms	220	3.8	8.5
			Sin Magnitud	41		
			Total	6194		

Tabla 2.4: Tabla resumen catálogo ISC-EHB.

Catálogo del CERESIS-SISRA:

Corresponde al catálogo elaborado por el Centro Regional de Sismología para América del Sur en el marco del proyecto SISRA (“Programa para la Mitigación de los Terremotos en la Región Andina”).

Se destaca que el catálogo no está estandarizado en cuanto a su formato, lo que dificulta el filtrado, por lo cual se presentan los datos que pertenecen a Chile para todo el período del catálogo. Se hizo un análisis más detallado para incorporar algunos eventos de zonas aledañas al territorio chileno (Perú, Bolivia y Argentina), ocurridos hasta el año 1950.

Catálogo	Año inicial	Año final	N° de datos según tipo de magnitud		Magnitud mínima	Magnitud máxima
CERESIS	1520	1991	mb	674	3.3	8.5
			Ms	423	1.8	9.5
			Sin Magnitud	16311		
			Total	17408		

Tabla 2.5: Tabla Resumen catálogo CERESIS.

Catálogo GCMT:

Por último, se utilizaron datos del catálogo del proyecto Global Centroid Moment Tensor de Harvard (www.globalcmt.org/CMTsearch.html), en donde se encuentran registros de momento sísmico, del cual se puede obtener la magnitud de momento.

Catálogo	Año inicial	Año final	N° de datos según tipo de magnitud		Magnitud mínima	Magnitud máxima
GCMT	1976	2017	Mw	2534	4.68	8.81

Tabla 2.6: Tabla resumen catálogo GCMT

El catálogo GCMT, presenta información de hora, minuto y segundo de ocurrido el terremoto sólo desde el año 2005, por lo que éstos serán los terremotos con los que se trabajará principalmente en este catálogo, para así evitar asignar valores a terremotos que no son los apropiados.

2.4. Resultados

2.4.1. Catálogo Preliminar

Selección de eventos hasta 1950

Una vez clasificadas las bases de datos, se van incorporando otras informaciones provistas en documentos y artículos científicos. Para incorporar registros ocurridos hasta el año 1950, se realizó un estudio minucioso en donde se agruparon los datos de los catálogos de ISC-GEM, NEIC Y CERESIS. Además se complementó con información de magnitud de momento generada a partir de la relación de Dorbath et al. (1990), que relaciona la magnitud de momento (M_w) con el largo de ruptura (L_r). Esta relación se construyó a través de una regresión lineal de sismos de los que se contaba con información de M_w y el largo de ruptura (A. Kelleher, 1990 y Nishenko, 1985).

$$M_w = \log(L_r) - 4.44 \quad (2.20)$$

La información de los eventos incorporados mediante ésta relación, se encuentra en el Apéndice A.1 y es la expuesta por Nuñez (2014)

Se revisó también algunos artículos y publicaciones de sismos particulares, con el fin de rectificar información de magnitud y de profundidad. Finalmente, utilizando como base los sistemas de ubicación geográfica se modificaron algunas profundidades que no concordaban con la localización (latitud y longitud) del hipocentro provista en los catálogos.

La tabla 2.7 resume la información final de los sismos incorporados al catálogo preliminar hasta el año 1950. Se destaca que no existe duplicidad de eventos, ya que fueron revisados uno a uno.

Catálogo de origen	N° de sismos según tipo de magnitud				N° de sismos sin información de magnitud	N° total
	Mw	mb	Ms	Total		
CERESIS	5	125	187	317	346	663
DORBATH	11			11		11
ISC-GEM	131	18		149	155	304
NEIC	4			4		4
N° total	151	143	187	481	501	982

Tabla 2.7: Tabla resumen de sismos ocurridos en Chile hasta 1950.

Selección de eventos posteriores a 1950

Los eventos ocurridos a partir del año 1950 se incorporaron del catálogo NEIC. La información de este período corresponde a 44273 terremotos registrados desde 1951 hasta el año 2017.

Finalmente, considerando los 982 eventos hasta el año 1950 y los 44273 sismos posteriores, el catálogo resultante considera un registro 45255 terremotos. Sin embargo, para todos los cálculos y estimaciones a partir de este punto, se utilizaron sólo aquellos eventos en los cuales se contaba con la información de magnitud (44754 registros). En la siguiente tabla, se muestran las características del catálogo preliminar:

N° Según Magnitud	N° Sin Magnitud	N° Total
Mw 4728	501	45255
Ms 373		
mb 20666		
MI 3048		
Md 15939		
Todas 44754		

Tabla 2.8: Resumen de la información contenida en el catálogo preliminar.

2.4.2. Homologación

Como resultado del análisis de los datos para estimar los parámetros sísmicos, se debe contar con un catálogo que posea una magnitud única. Se decide utilizar la escala de magnitud de momento, esto por que no se satura para grandes magnitudes, al ser directamente proporcional al logaritmo del momento sísmico y además se relaciona físicamente con la fuente del terremoto.

Confección de Lista de Homologación

Como el catálogo NEIC es el que presenta mayor influencia en el catálogo confeccionado, se realiza una comparación de eventos registrados en NEIC con una magnitud diferente a Mw y se busca la Mw asociada en los catálogos: GHEC, ISC-GEM, ISC-EHB y GCMT. El catálogo GCMT, fue considerado desde el año 2005, ya que el formato de años anteriores identificaba el momento de ocurrido el sismo sólo considerando año, mes y día. En un mismo día pueden ocurrir varios eventos, lo que podría ocasionar problemas de asignación de datos a un sismo que no es el adecuado.

La cantidad de eventos según el tipo de magnitud para cada catálogo se muestra en los siguientes histogramas.

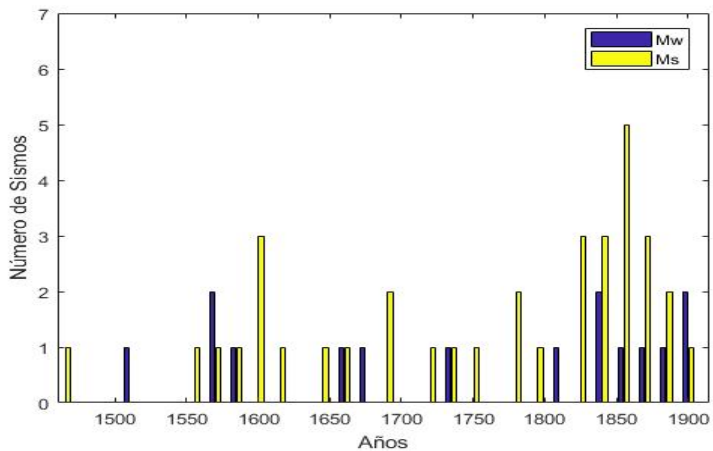


Figura 2.4: Histograma según tipo de magnitud , catálogo GHEC.

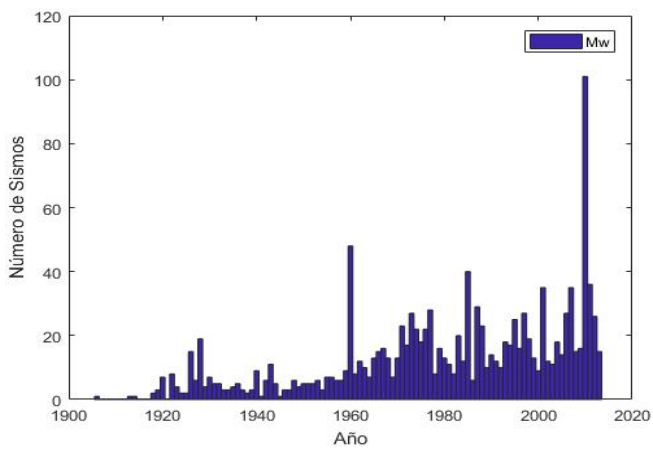


Figura 2.5: Histograma según tipo de magnitud, catálogo ISC-GEM.

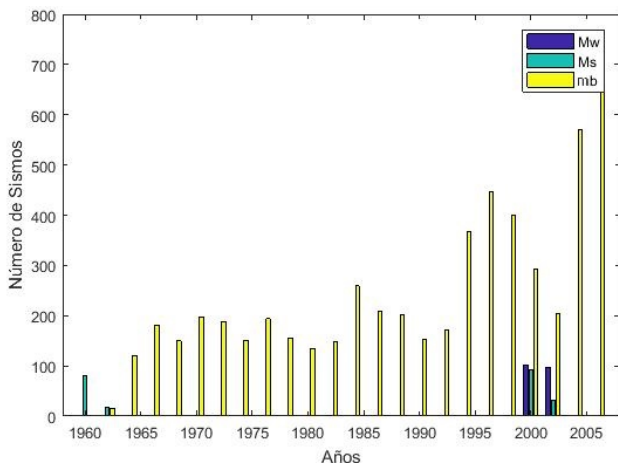


Figura 2.6: Histograma según tipo de magnitud, catálogo ISC-EHB.

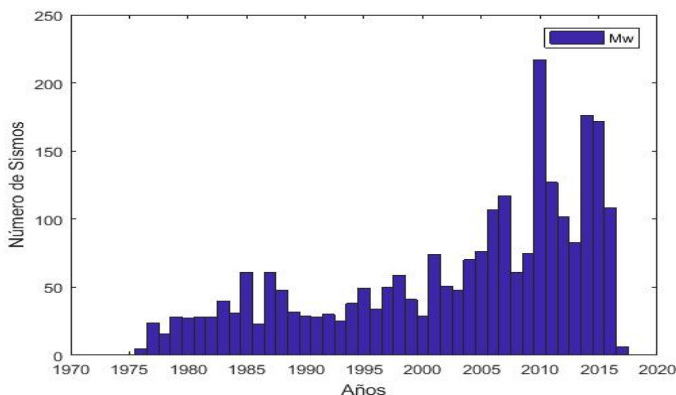


Figura 2.7: Histograma según tipo de magnitud, catálogo GCMT.

Como se observa, los catálogos del GEM son los que presentan mayor cantidad de registros con Mw, por lo cual fueron utilizados como base para la confección de la lista. Se incorporaron aquellos eventos del catálogo ISC-

EHB, que no coincidían en la fecha, considerando año, mes, día y hora. No se consideró minuto, para mayor seguridad, porque podría corresponder al mismo evento. De forma análoga se incorporaron los sismos de catálogo GCMT, a partir del año 2005 por falta de información en los años anteriores, como se mencionó en la descripción del catálogo. Se obtuvo una lista de 1484 datos. Sin embargo, para minimizar errores en las regresiones se decidió utilizar aquellos eventos en los que la magnitud original y la M_w se diferenciaron en menos de 0.5, por lo que finalmente el número de datos según el tipo de magnitud de la lista de homologación se muestra en la tabla 2.9:

Tipo de Magnitud	N° de Terremotos
mb	289
Ms	58
MI	Sin Información
Md	Sin Información

Tabla 2.9: Tabla resumen de la lista de homologación.

Homologación de mb

- $3 \leq mb < 7$

Se obtuvo una regresión ortogonal y otra lineal, las ecuaciones respectivas son las siguientes:

$$Mw = 0.843(\pm 0.028) \cdot mb + 1.023(\pm 0.149) \quad (2.21)$$

$$\eta = 1, \sigma_{Mw} = \sigma_{mb} = 0.014, n = 289$$

$$Mw = 0.753 \cdot mb + 1.508 \quad (2.22)$$

$$R^2 = 0.77, \sigma_{Mw} = 0.153, n = 289$$

En la figura 2.8, se muestran de forma gráfica las dos regresiones y se comparan con la relación de Scordilis. La ecuación 2.21 al tener una pendiente más alta, provoca mayor influencia en los datos extremos. Los sismos con mb cercana a 3, generarían resultados de M_w menores que al usar la regresión lineal. Pero para magnitudes altas, que son las de importancia para la mitigación del riesgo, los valores

de M_w , al usar la regresión ortogonal, serían superiores y por lo tanto decantarían en mayor seguridad.

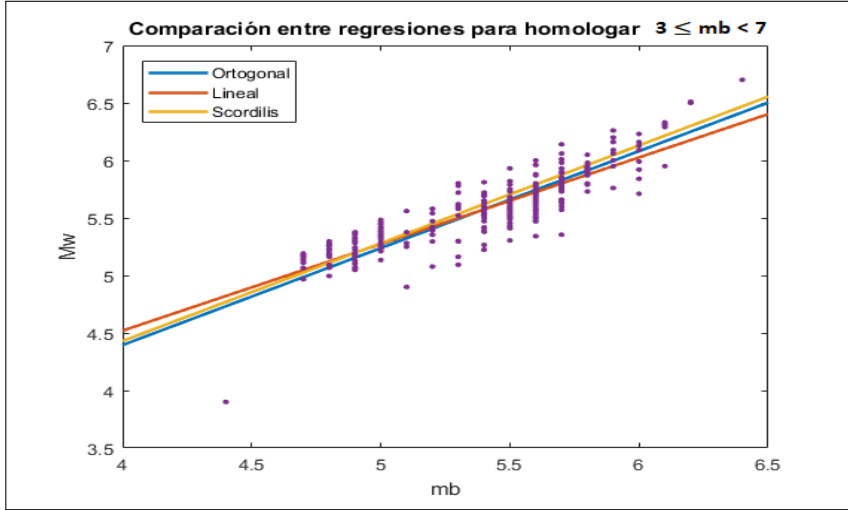


Figura 2.8: Regresión ortogonal y lineal para homologar $3 \leq mb < 7$.

Los resultados muestran un comportamiento similar entre las tres regresiones. Sin embargo, la regresión propuesta por Scordilis se generó a partir de terremotos ocurridos en todo el mundo y si bien hasta ahora no se ha podido relacionar físicamente los tipos de magnitud, podrían tener influencias locales, por lo que se descarta esta relación. Por otro lado, la regresión ortogonal establece que tanto la respuesta (M_w) como el predictor (mb) contienen errores de medición, al contrario de la regresión lineal, que asume que sólo la respuesta posee error, lo que representa una ventaja al utilizar el método ortogonal, ya que se incorpora la incertidumbre instrumental de ambas magnitudes. Además, si se utiliza la regresión lineal las magnitudes de los terremotos de mb cercana a 7 se subestimarían en relación a la estimación ortogonal. Por lo anteriormente expuesto, es que se decidió homologar mb para magnitudes $3 \leq mb < 7$ con la regresión ortogonal.

- $mb \geq 7$

Para magnitudes superiores se decide establecer que la magnitud de momento es la misma que la magnitud de ondas internas (mb). Se utilizó este criterio, porque mb es confiable para magnitudes de hasta 7 y no se cuenta con información en la lista de homologación para valores superiores. Sin embargo, en el catálogo preliminar existen dos sismos con magnitud superior, a los cuales no se les puede asignar el mismo comportamiento de $mb < 7$, por la saturación que se produce en magnitudes altas, es por esto que se decide conservar el valor de la magnitud original.

Homologación de M_s

- $3.3 \leq M_s < 7$

Al igual que para homologar mb se generó una relación ortogonal y otra por mínimos cuadrados, utilizando 54 datos de la lista de homologación, que corresponden a aquellos de magnitud $3.3 \leq M_s < 7$.

Las ecuaciones de la regresión ortogonal y lineal se muestran a continuación:

$$M_w = 0.912(\pm 0.052) \cdot M_s + 0.666(\pm 0.305) \quad (2.23)$$

$$\eta = 1, \sigma_{M_w} = \sigma_{M_s} = 0.013, n = 54$$

$$M_w = 0.849 \cdot M_s + 1.033 \quad (2.24)$$

$$R^2 = 0.86, \sigma_{M_w} = 0.151, n = 54$$

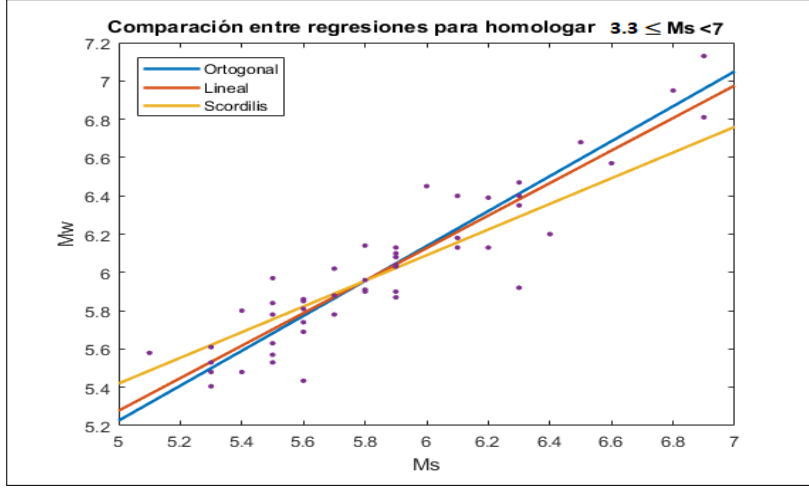


Figura 2.9: Regresión ortogonal y lineal para homologar $3.3 \leq M_s < 7$.

La figura 2.9 muestra la comparación de la regresión lineal, la ortogonal y la de Scordilis para homologar $3.3 \leq M_s < 7$. Se ve un comportamiento similar al comparar la regresión lineal con la ortogonal, sin embargo, el comportamiento se aleja de la regresión global de Scordilis. Sin embargo, se prioriza el uso de datos regionales.

De forma análoga a la homologación de $3 \leq m_b < 7$, se decide utilizar la regresión ortogonal.

■ $M_s \geq 7$

Como el límite de confianza de la magnitud M_s es superior al de m_b (cercano a 8), también se obtuvo una regresión ortogonal y otra lineal para magnitudes superiores a 7, pero incorporando a la lista de homologación aquellos sismos calculados con la relación de Dorbath. Finalmente se realizaron las regresiones con 39 datos y se obtuvieron las siguientes ecuaciones:

$$Mw = 1.206(\pm 0.141) \cdot Ms - 1.458(\pm 1.105) \quad (2.25)$$

$$\eta = 1, \sigma_{Mw} = \sigma_{Ms} = 0.045, n = 39$$

$$M_w = 0.950 \cdot M_s + 0.546 \quad (2.26)$$

$$R^2 = 0.66, \sigma_{M_w} = 0.315, n = 39$$

La figura 2.10, muestra el mismo comportamiento en los extremos que los mostrados para homologar mb y M_s de magnitudes menores a 7, por lo que nuevamente se observa que es más ventajoso el uso de la regresión ortogonal, pues la regresión lineal podría subestimar un terremoto y en este caso, un gran terremoto.

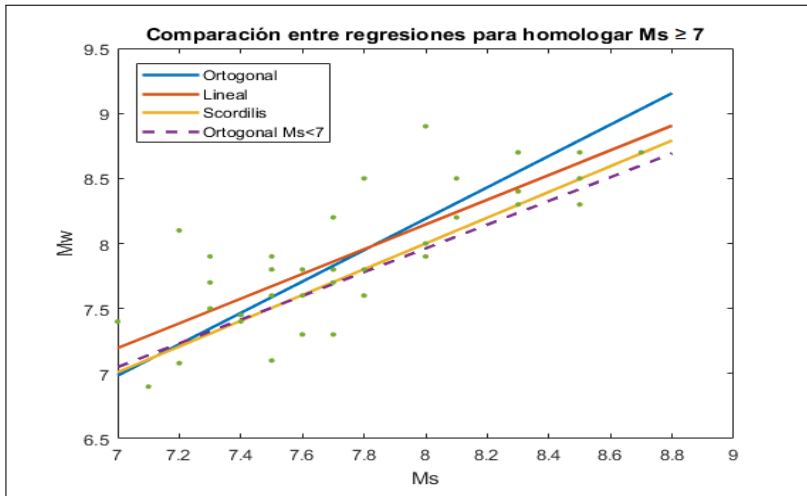


Figura 2.10: Regresión ortogonal y lineal para homologar M_s mayores o iguales a 7.

Además, al comparar con la relación global de Scordilis y con la regresión ortogonal seleccionada para homologar magnitudes inferiores a 7, se observa la subestimación de los eventos de gran magnitud en ambos casos y un comportamiento muy similar de ambas funciones. Esto puede ser porque fueron confeccionadas para rangos de magnitud inferiores a los que se está evaluando con la lista de homologación. Finalmente se decide utilizar la regresión ortogonal.

Homologación de Md y Ml

Para la homologación de las magnitudes Md y Ml, al no contar con información para realizar regresiones, se utilizaron ecuaciones propuestas por Contreras (2009), quien estableció una relación lineal entre Ml y Mw. Para el caso de Md se usa la misma relación, ya que la magnitud de duración (Md) corresponde a una variación conceptual de la magnitud local (Ml).

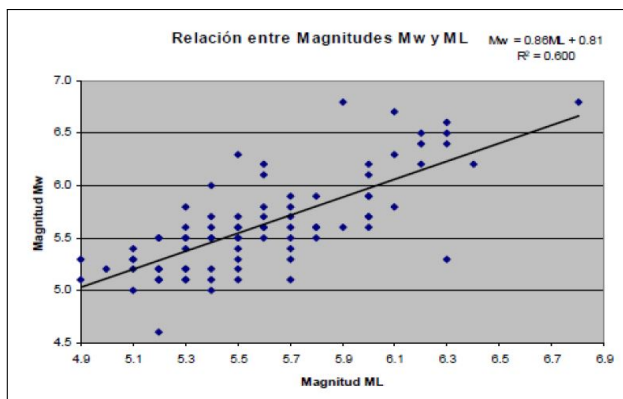


Figura 2.11: Regresión lineal propuesta por Contreras para la homologación de Ml y Md (fuente: Contreras,2009)

Finalmente se presenta una tabla que resume el proceso de homologación:

Sin Homologar		Homologados		Total de datos del catálogo
Origen	N°	Origen	N°	44754
Mw	4607	$M_s < 7$	201	
		$M_s \geq 7$	51	
		$mb < 7$	20445	
Reemplazo desde la lista de homologación o Dorbath	462	$mb \geq 7$	1	
		Ml	3048	
		Md	15939	

Tabla 2.10: Resumen del proceso de homologación

2.5. Consideraciones Generales Capítulo 2

El proceso de compilación del catálogo contempla varias etapas, y para el cumplimiento de ellas se deben asumir ciertos criterios de los que no se tiene certeza absoluta, como lo son el origen de los datos y los métodos de localización, especialmente para eventos más antiguos. Asimismo, la localización y la magnitud de la sismicidad histórica puede estar aún sesgada. Es decir, aún dentro de la rigurosidad de la revisión de información, podría considerarse fundamental la relocalización de eventos y la revisión sismos históricos con nuevas metodologías. En la actualidad se utilizan métodos numéricos, basados en la minimización del error entre el tiempo de viaje teórico y observado de las ondas internas (P y S). El proyecto ISC-GEM, relocalizó algunos eventos usando estos métodos para la generación de su catálogo instrumental Storchak et al. (2013). Además, los sismos históricos se pueden relocalizar por medio de estudios de paleosismicidad Moernaut et al. (2018) y también con un método propuesto en el capítulo 4 de este trabajo, en el cual se comparan simulaciones numéricas de tsunamis de eventos históricos con registros de alturas de ola.

Debido a la evolución de las estaciones sismológicas en el territorio chileno, los datos recientes son mucho más confiables que los antiguos. A pesar que para la incorporación de los datos previos a 1950 se hizo un análisis detallado, revisando artículos y publicaciones, además de rectificar información de profundidad mediante un análisis espacial del hipocentro, es importante considerar que los recursos instrumentales eran limitados y que la información es poco precisa, por lo tanto, el error de ubicación y de magnitud de estos eventos es mayor a los eventos recientes, es decir, mientras más antiguo sea el registro, más incertidumbre existe asociada a éste.

La homologación de las magnitudes, es un proceso empírico, pues físicamente no existe certeza de la relación entre la magnitud de momento con las otras magnitudes. Sin embargo, al observar los resultados obtenidos según las diferentes regresiones se pueden tomar decisiones en función de la utilidad que tendrá el catálogo. Comparando los gráficos de regresión ortogonal con la regresión lineal, se observó que para las magnitudes más

altas del gráfico los resultados utilizando la regresión lineal eran menores que los que se obtienen al utilizar la regresión ortogonal. Esto quiere decir que existe mayor probabilidad de subestimar el tamaño de un terremoto al utilizar la regresión lineal y por lo tanto, también se subestimarían los posibles daños que éste podría ocasionar. Para el caso de la homologación de M_s mayores o iguales a 7, la regresión ortogonal entrega datos inferiores a aquellos generados por la regresión lineal hasta aproximadamente M_s igual a 7.7, sin embargo, para magnitudes superiores ocurre todo lo contrario, lo que podría marcar la diferencia entre la posibilidad de que ocurra un tsunami en una localidad costera, por lo que bajo un criterio conservador, es conveniente utilizar la regresión ortogonal. Por otro lado, al comparar las regresiones obtenidas con la lista de homologación con las regresiones globales de Scordilis, muestra curvas con un comportamiento muy similar, pero podrían dejar fuera alguna relación con las características locales del territorio chileno. Además, para la homologación de $M_s \geq 7$, esta regresión se limita hasta M_s 8.2, y en Chile existen varios registros que superan este valor y que son de gran importancia para la estimación de parámetros sísmicos. Finalmente, la Figura 2.10 muestra que la estimación es casi igual al dato de entrada ($M_w = M_s$) según Scordilis, lo que no se condice con la recalculación de algunos eventos históricos que establecen diferencias mayores, por lo que no es recomendable su utilización.

Si bien la utilización de la regresión ortogonal parece ser la alternativa más confiable para el proceso de homologación, tanto por los gráficos como también porque incorpora los errores de ambas variables, para su obtención se asumió una razón entre varianzas igual a la unidad. Esto quiere decir que la incertidumbre de la respuesta es igual a la incertidumbre del predictor, lo que puede no ser cierto, por lo que se podría hacer un estudio más profundo de las mediciones de cada magnitud y así disminuir la incertidumbre asociada a éste método. Porque si la razón entre el error de las varianzas es menor a 0.7 o mayor a 1.8 podría ser mejor la utilización de la regresión lineal (Castellaro & Bormann, 2007).

No se pudo generar regresiones para la homologación de M_l y M_d debido a que la lista de homologación no contaba con una muestra representativa de eventos, además de que Scordilis no generó regresiones globales

para estas magnitudes, puesto que los registros de Ml , no son equivalentes al estar determinados por diferentes tipos de sismógrafos Wood Anderson, pero la tendencia de la regresión propuesta por Contreras podría acercarse a la relación entre Ml y Md , pero llevando consigo un error asociado (coeficiente de correlación lineal).

Por todo lo anterior, es razonable establecer el grado de confiabilidad del catálogo confeccionado, es por esto que a partir del capítulo siguiente se comparará con otros dos catálogos, con el fin de evidenciar diferencias y similitudes.

Capítulo 3

Estimación de la Recurrencia

En este capítulo se muestra el proceso de estimación de recurrencia sísmica, para determinar estadísticamente cada cuánto tiempo ocurre un terremoto de una magnitud determinada. Para esto, se utilizará el catálogo confeccionado según lo detallado en el capítulo anterior y otros dos catálogos, con el fin de realizar comparaciones, debido a la incertidumbre asociada al proceso de confección. En cada catálogo se realiza el proceso de desagrupación, que elimina las réplicas y los eventos precursoros, para que el comportamiento de los sismos se considere independiente temporalmente. Luego, se seleccionan los sismos interplaca, basándose en dos zonificaciones diferentes y se estiman los parámetros de la ley de Gutenberg-Richter utilizando el algoritmo de Weichert (1980), a través del Software OpenQuake para diferentes ventanas de tiempo y el de Kijko & Smit (2012) generado para el código Matlab AUE para una ventana temporal. Finalmente se determina la recurrencia a partir de los parámetros de Gutenberg-Richter obtenidos a través del algoritmo de Kijko & Smit.

3.1. Marco Conceptual

La recurrencia sísmica, que se define como el período de tiempo que transcurre entre un terremoto y otro de una magnitud determinada, se relaciona físicamente con la tasa de deslizamiento promedio entre las placas tectónicas en las que se encuentra el territorio de análisis. Es por esto que se deben comprender los procesos tectónicos en Chile, para luego interpretar los resultados de la recurrencia.

3.1.1. Procesos Tectónicos en Chile

En Chile existen dos placas que subyacen bajo la placa Sudamericana: la placa Nazca y la placa Antártica. La subducción se produce porque ambas placas presentan mayor densidad que la placa Sudamericana, por lo que debido a sus respectivos pesos subductan por debajo de esta última.

La zona de mayor actividad sísmica es la que ocurre en el área de contacto de la placa oceánica Nazca con la Sudamericana. La velocidad de convergencia entre las placas es cercana a los 9 [cm/año], que corresponde al desplazamiento aproximado de 6.6 [cm/año] hacia el Este de la placa Nazca y 3 [cm/año] hacia el Oeste de la placa Sudamericana (Kendrick et al., 2003). Por otro lado la tasa de desplazamiento promedio entre la placa Sudamericana y la Antártica es de 2 [cm/año], por lo que la actividad sísmica disminuye notoriamente en esta zona. Esto se explica porque al existir una mayor brecha de desplazamiento entre la placa Nazca y la Sudamericana, si ésta se acumula, aumentan las tensiones en las zonas de asperezas entre las placas, lo que podría generar terremotos mucho más grandes. De forma gráfica la figura 3.1 muestra la interacción entre las placas descrita anteriormente. Los colores representan la profundidad alcanzada por la placa Nazca bajo la Sudamericana, conocida como losa o slab.

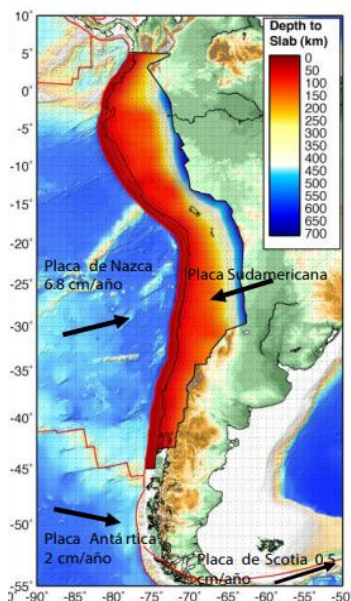


Figura 3.1: Interacción entre placas del territorio chileno (fuente: <http://www.csn.uchile.cl>).

La principal morfología que se observa por el contacto de placas, es la trinchera que se extiende en el fondo marino. Según las diferentes profundidades de ubicación de un sismo con respecto a la zona de subducción ocurren distintos tipos de terremotos. Esto se muestra en la figura 3.2.



Figura 3.2: Tipos de terremotos (fuente: <http://www.csn.uchile.cl>).

Estas diferencias en los tipos de terremotos responden a los esfuerzos que caracterizan la zona de subducción, por ejemplo:

- **Sismos Outer-Rise:** Estos terremotos, de magnitud moderada, se ubican en la placa Nazca a más de 150[km] de la costa. Son producidos cuando la fuerza interplaca no logra superar a la fuerza de roce, por lo que la placa Nazca se deforma al no poder moverse bajo la placa Sudamericana.
- **Sismos Interplaca:** La gran mayoría de los grandes terremotos ocurridos en Chile corresponde a esta clasificación. Se producen en la zona de contacto entre las placas Nazca y Sudamerica, entre la trinchera hasta unos 50 o 60 [km] de profundidad (Suarez & Comte, 1993). Cuando la fuerza interplaca logra superar a la fuerza de roce, se produce el terremoto y si existe un desplazamiento vertical del fondo del océano, puede ocurrir un tsunami.
- **Sismos Intraplaca Oceánica:** Ocurren en la placa Nazca debido a su peso y al fuerte acoplamiento interplaca. El hipocentro puede estar ubicado desde los 60[km] de profundidad hasta aproximadamente los 700[km]. Aquellos que se ubican entre los 60[km] (profundidad límite de contacto entre placas) y hasta los 250[km], se les llama de Profundidad Intermedia y pueden ocasionar daños superiores a sismos interplaca de la misma magnitud (Cisternas, 2012). Los que tienen hipocentros ubicados a más de 250[km] de profundidad, se conocen como Sismos Intraplaca Profundos.
- **Sismos Intraplaca Continental (Corticales):** Ocurren en la placa Sudamericana a profundidades de hasta 30[km]. La placa Sudamericana es deformada debido a la convergencia entre las placas y por esfuerzos locales. Los sismos corticales se producen, en su mayoría, en zonas cercanas a la cordillera de los Andes, que es la principal deformación generada por subducción.

3.1.2. Fuentes Sismogénicas

Para poder realizar un análisis representativo de la zona de interés, es necesario caracterizarla y para esto se distinguen dos fuentes Sismogénicas:

- **Fallas Activas:** Son estructuras tectónicas en las cuales se concentra la deformación, y por lo tanto, son responsables de grandes terremotos, con desplazamientos que pueden medirse en superficie. Si bien en este estudio no serán tratadas de forma directa, sí están relacionadas de forma indirecta con la definición de zonas sismogénicas
- **Zonas Sismogénicas:** Representan la proyección en superficie de un volumen de corteza, donde se admite sismicidad uniforme en el espacio, por lo tanto, existe equiprobabilidad de ocurrencia de un sismo de una magnitud determinada en cualquier punto de la zona y en cualquier instante. Para definir una zona sismogénica se deben considerar características sísmicas, geológicas y geofísicas y luego establecer para cada zona:
 - La magnitud máxima probable.
 - Ley de Recurrencia.

Para estimar la recurrencia se utiliza un modelo en el que se considera a los terremotos como eventos independientes en el tiempo y además se asume que la sismicidad tiene un comportamiento estacionario, es decir, permanece constante año a año. Por lo que en las diferentes ventanas de tiempo, en las cuales se estiman los parámetros sísmicos, la tasa de terremotos permanece constante. Es por esto, que además del proceso de homogeneización, al catálogo se le debe realizar un proceso de desagrupación.

En la mayoría de los casos, los terremotos no ocurren de forma independiente, más bien siguen un patrón de secuencia sísmica, en el que el terremoto principal está relacionado espacial y temporalmente con otros más pequeños. En ocasiones, previo al sismo principal, se producen terremotos de menor magnitud, conocidos como precursores, y frecuentemente, luego del terremoto principal, se producen las réplicas asociadas a éste, que corresponden a sismos más pequeños. Además existen los enjambres sísmicos, los cuales son una serie de terremotos ocurridos en una zona determinada y un período de tiempo acotado. En este grupo de sismos, no se destaca un terremoto de forma particular por su tamaño, suelen tener magnitudes similares, sin embargo, un enjambre podría ser predecesor de

un gran terremoto.

Para que los terremotos se consideren independientes temporalmente y por lo tanto, su probabilidad de ocurrencia siga una distribución poissoniana, se deben eliminar de los catálogos las réplicas, los eventos precursoros y los enjambres. Para esto, existen diversos métodos, como el de Reasenberg (1985) o el de Uhrhammer (1986), pero en este estudio se presenta el propuesto por Gardner & Knopoff (1974), por su simplicidad de aplicación y porque es ampliamente usado.

3.2. Métodos

3.2.1. Algoritmo de Gardner y Knopoff

El método consiste en definir para cada magnitud principal, una ventana de tiempo y otra de espacio, mediante regresiones lineales, que relacionen la distancia y el tiempo de ocurrencia entre el sismo principal y otro sismo de menor magnitud. Identifica como eventos precursoros, réplicas o enjambres a los sismos contenidos en cualquiera de estas ventanas. Las ecuaciones que definen las ventanas espaciales y temporales son de la forma:

$$\log(L) = a_1 \cdot M + b_1 \quad (3.1)$$

$$\log(T) = a_2 \cdot M + b_2 \quad (3.2)$$

Donde,

L : distancia espacial [Km].

T : distancia temporal [días].

M : magnitud terremoto principal.

a_1, a_2, b_1, b_2 : constantes.

Gardner y Knopoff, establecieron las ventanas a través de regresiones lineales, usando registros de terremotos ocurridos en el Sur de California. Las ecuaciones obtenidas y usadas en este trabajo son las siguientes:

$$\log(L) = 0.1238 \cdot M + 0.983 \quad (3.3)$$

$$\log(T) = 0.5409 \cdot M - 0.547 \quad M < 6.5 \quad (3.4)$$

$$\log(T) = 0.032 \cdot M + 2.7389 \quad M \geq 6.5 \quad (3.5)$$

Con estas ecuaciones se determina para cada magnitud del catálogo una ventana temporal y otra espacial, por lo que los sismos de menor magnitud que se encuentran contenidos dentro de dichas ventanas son eliminados, pues como se expuso anteriormente, son considerados réplicas o eventos precursoros y el análisis de la recurrencia debe considerar sólo sismos principales.

3.2.2. Análisis de Completitud

Un catálogo sísmico, se considera completo si contiene todos los terremotos ocurridos en la zona de análisis. Mientras más antiguo sea el año de inicio del catálogo, es más difícil lograr la completitud, ya sea por la precariedad de la instrumentación propia de la época, como también por la omisión de sismos en los registros históricos. Generalmente, los primeros registros, son de grandes sismos, por las consecuencias que éstos tienen y pueden ser verificados por publicaciones de la época y por estudios geológicos, como por ejemplo información paleosísmica Moernaut et al. (2018).

Para la determinación de la recurrencia, se debe trabajar con un catálogo completo. Como no es posible obtener registros de magnitudes pequeñas para mucho tiempo atrás, se debe determinar la Magnitud de Completitud, que corresponde a la magnitud más baja a la que el 100 % de los terremotos son detectados en una ventana espacio-temporal (Mignan & Woessner, 2012). Para determinar la magnitud de completitud, de diferentes ventanas de tiempo, se usó el método Stepp (1972).

El método Stepp es un procedimiento utilizado para realizar el análisis de completitud de un catálogo, mediante el cual se determina la ventana mínima de tiempo en la cual se puede confeccionar un catálogo. El método consiste en agrupar los sismos en distintos intervalos de magnitud y se asume que para cada intervalo los terremotos siguen una distribución Poisson,

por lo tanto:

$$\lambda = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n k_i \quad (3.6)$$

$$\sigma_\lambda^2 = \frac{\lambda}{n} \quad (3.7)$$

$$\sigma_\lambda = \sqrt{\frac{\lambda}{T}} \quad (3.8)$$

Donde,

λ : Media por unidad de intervalo de tiempo.

n : Intervalo total de tiempo.

k_i : Número de sismos por unidad de tiempo.

σ_λ^2 : Varianza.

σ_λ : Desviación Estándar si cada unidad de intervalo de tiempo corresponde a un año.

T : número de años considerados.

Luego, se grafica el logaritmo de la desviación estándar en función del logaritmo de los años. Si se asume un comportamiento estacionario, la desviación estándar debería tener un comportamiento del tipo $\frac{1}{\sqrt{T}}$, por lo que el punto de la gráfica que coincida con esta recta será el punto que determine la mínima ventana de tiempo admisible.

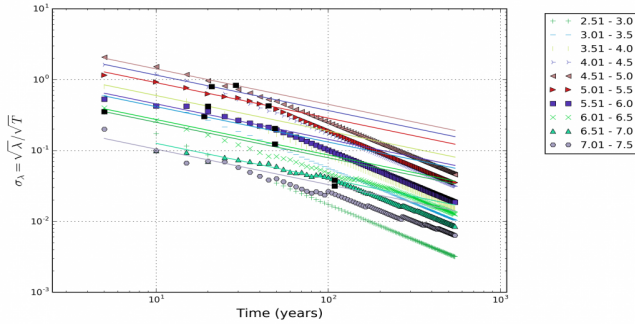


Figura 3.3: Método Stepp (fuente: <https://sara.openquake.org>).

Con esta información, a cada magnitud de completitud, estará asociado un período de completitud. Para estimar la recurrencia, se debe trabajar con una parte del catálogo sísmico, correspondiente al período en que se encuentra completo el catálogo según una magnitud determinada, y no usar aquellos sismos de magnitud inferior a la de completitud de este período. También se puede usar el catálogo por tramos, es decir, para diferentes períodos, usar magnitudes mayores o iguales a su magnitud de completitud, ya que así se pueden incluir sismos más pequeños al análisis. Porque mientras más corto es el período de completitud, más pequeña es la magnitud de completitud.

3.2.3. Relación de Recurrencia Gutenberg-Richter

Para estimar las tasas de sismicidad y los parámetros sísmicos de un territorio o segmento sismo-tectónico, se debe establecer una ley de recurrencia, que será determinada por la información contenida en cada catálogo. El modelo de recurrencia utilizado en este trabajo es el de Gutenberg & Richter (1944) que relaciona la magnitud de los terremotos con la frecuencia de éstos en la zona de análisis, regidos por la ecuación:

$$\log(N) = a - b \cdot m \quad (3.9)$$

Donde,

N : Número acumulado de terremotos de magnitud mayor o igual a m .

m : Magnitud.

b : Coeficiente que representa la proporción de sismos pequeños con respecto a la cantidad de sismos grandes.

a : Coeficiente que representa la actividad sísmica.

Expresada de otra forma:

$$N(m) = 10^{a-b \cdot m} \quad (3.10)$$

$$\ln(N(m)) = \alpha - \beta \cdot m, \quad \text{donde} \quad \begin{aligned} \alpha &= a \cdot \ln(10) \\ \beta &= b \cdot \ln(10) \end{aligned} \quad (3.11)$$

$$N(m) = e^{\alpha - \beta \cdot m} \quad (3.12)$$

Para que la ecuación anterior represente de forma adecuada la sismicidad de una zona de análisis, se debe usar un catálogo completo y para un período de tiempo prolongado. Es por esto, que se han propuesto modificaciones, como la relación de Gutenberg-Richter doblemente truncada (Esteve, 1976). Ésta, se construye imponiendo un límite inferior de magnitud, que corresponde a la magnitud de completitud del catálogo. También se impone un límite superior de magnitud (magnitud máxima esperada), basado en las características físicas y geológicas de la zona de análisis.

Para obtener la ecuación de Gutenberg-Richter doblemente truncada, se suma y se resta el límite inferior m_{min} de magnitud al exponente de la ecuación 3.12.

$$\begin{aligned} N(m) &= e^{\alpha} \cdot e^{-\beta(m+m_{min}-m_{min})} \\ N(m) &= e^{\alpha} \cdot e^{-\beta(m-m_{min})} \cdot e^{-\beta \cdot m_{min}} \\ N(m) &= e^{\alpha - \beta \cdot m_{min}} \cdot e^{-\beta(m-m_{min})} \\ N(m) &= N_{m_{min}} \cdot e^{-\beta(m-m_{min})} \end{aligned} \quad (3.13)$$

Donde, $N_{m_{min}} = e^{\alpha - \beta \cdot m_{min}}$ es el número acumulado de terremotos de magnitud mayor a m_{min} y $m_{min} \leq m < m_{max}$.

Luego, se determina la función de distribución ($f(m)$) del modelo de Gutenberg-Richter doblemente truncado:

$$f(m) = \frac{N(m)}{\int_{m_{min}}^{m_{max}} N(m) dm} \quad (3.14)$$

Donde,

$$\begin{aligned} \int_{m_{min}}^{m_{max}} N(m) dm &= \frac{N_{m_{min}}}{-\beta} [e^{-\beta(m-m_{min})}]_{m_{min}}^{m_{max}} \\ \int_{m_{min}}^{m_{max}} N(m) dm &= \frac{N_{m_{min}}}{\beta} (1 - e^{-\beta(m_{max}-m_{min})}) \end{aligned} \quad (3.15)$$

Finalmente, la función de densidad está determinada por:

$$f(m) = \beta \frac{e^{-\beta(m-m_{min})}}{(1 - e^{-\beta(m_{max}-m_{min})})}, \quad m_{min} \leq m \leq m_{max} \quad (3.16)$$

En cuanto a la estimación de los parámetros β y α se utilizó el método propuesto por Weichert (1980) y el de Kijko & Smit (2012), descritos en el Anexo B.

3.2.4. Tasa Anual de Ocurrencia

Se conoce como tasa anual de ocurrencia a la cantidad de terremotos por año que superan una magnitud m .

$$\tau(m) = \frac{N(m)}{T_c} \quad (3.17)$$

Donde,

$\tau(m)$: Tasa anual de ocurrencia para una magnitud m .

$N(m)$: Número de terremotos de magnitud superior a m .

T_c : Número de años que cubre el catálogo.

Expresada de otra forma, utilizando la ecuación de Gutenberg-Richter sin truncar:

$$\tau(m) = \frac{e^{\alpha-\beta \cdot m}}{T_c}, \quad \text{donde } \alpha = a \cdot \ln(10) \quad (3.18)$$

Luego, a partir de la tasa de anual de ocurrencia se puede determinar el tiempo de ocurrencia T_{oc} , que representa cada cuántos años ocurrirá un sismo de una magnitud determinada.

$$T_{oc} = \frac{1}{\tau(m)} \quad (3.19)$$

3.3. Bases de datos

Como el proceso de la confección del catálogo sísmico, descrito en el capítulo 2, conlleva una suma de incertidumbres, asociadas a la calidad de los registros de las bases de datos y sobretodo a las regresiones usadas para homologar magnitudes, se decide estimar la recurrencia usando el catálogo generado en este estudio, pero también de forma paralela, usando otros dos catálogos. Con ello se pretende evidenciar fortalezas y debilidades del catálogo confeccionado y determinar la importancia del catálogo usado para la estimación de la recurrencia. Los catálogos con los que se compara el de este estudio son los siguientes:

- **Catálogo del Proyecto South America Risk Assesment (SARA) de GEM, fue desarrollado entre los años 2013 y 2015. En este estudio será llamado *CAT_GS*.**

Fue confeccionado por dos grupos de trabajo. Un grupo compiló el catálogo hasta antes del año 1964, basándose en fuentes históricas escritas y en registros antiguos de redes de grabación sísmica. El otro grupo confeccionó el catálogo a partir de 1964 mediante grabaciones de redes instrumentales y también de fuentes ya compiladas. La primera fuente de información fue la primera versión del catálogo ISC-GEM Storchak et al. (2013), descrita en el capítulo 2. La segunda fuente fue Engdahl & Villaseñor (2001), que corresponde a un catálogo de sismicidad global del siglo XX. Está enfocado en obtener una base de datos completa de hipocentros y de las fases de tiempo de arribo de las ondas sísmicas, además de incluir información de las estaciones sísmicas. También se incluyeron datos de estudios de terremotos, catálogos nacionales y del catálogo de CERESIS, también

descrito en el capítulo 2.

Este fue homogeneizado en su mayoría mediante las regresiones globales de Scordilis.

- **Catálogo del NEIC utilizado por Poulos et al. (2018)** (<http://ide.cigiden.cl/documents/531>). El cual se cita como *CAT_IDE*.

Éste catálogo contiene datos a partir de 1902. Corresponde a los sismos del catálogo NEIC (Comcat, USGS), los cuales fueron homologados con regresiones lineales.

El catálogo confeccionado en el capítulo 2 de este trabajo será identificado con el nombre de "*CAT_CH*".

Se destaca que a partir del año 1951, el catálogo NEIC (Comcat, USGS), es la base única fuente de información tanto para *CAT_IDE*, como también para *CAT_CH*.

En la tabla 3.1 se muestra un resumen de las características de cada catálogo:

Catálogo	N° de Sismos	Fecha de Inicio	Fecha de Fin	Magnitud Mínima
CAT_CH	44754	1471	31/12/2017	2.71
CAT_GS	42922	1513	17/12/2013	1.5
CAT_IDE	17201	05/03/1902	22/01/2017	4.46

Tabla 3.1: Tabla resumen de la información contenida en en cada catálogo.

3.4. Resultados

Se describen a continuación los resultados de las tasas sísmicas. Éstas fueron estimadas usando dos zonificaciones y considerando sólo los eventos principales.

3.4.1. Desagrupación o declustering

Como se mencionó el proceso de desagrupación se hizo con base en el algoritmo de Gardner & Knopoff, implementado en el software Open-Quake (2014, <http://srl.geoscienceworld.org>). En la tabla 3.2 se muestran las cantidades de sismos en los catálogos originales y luego del proceso de desagrupación:

Catálogo	N° Total de Terremotos	N° de Terremotos Principales
CAT_CH	44754	10925
CAT_GS	42922	12291
CAT_IDE	17201	6017

Tabla 3.2: Resultados del proceso de desagrupación.

3.4.2. Zonificación Sismotectónica

Con el fin de poder comparar resultados, se utilizaron dos zonificaciones sismo-tectónicas, para evaluar el comportamiento sísmico del territorio chileno. Se consideró sólo la zona interplaca, ya que los terremotos que ocurren en ésta, son los responsables de la generación de la mayoría de los tsunamis en el país.

La generación de las zonificaciones responde a la integración de información geológica, tectónica y geomorfológica, mediante las cuales se genera una zonificación preliminar. Luego, se complementa con datos de grandes terremotos, perfiles de deslizamiento e información de la estructura de la corteza, para obtener patrones de ruptura. Esta zonificación busca encontrar similitudes dentro de las zonas, tales como probabilidad de ocurrencia de sismos, o bien, segmentos que caracterizan un tamaño máximo de ruptura. Estos últimos, son importantes para obtener el límite superior (M_{max}) de la distribución de Gutenberg-Richter doblemente truncada, y tiene una implicancia en la estimación de la recurrencia de grandes eventos Hoechner et al. (2016). Es por esto, que para este estudio el valor de la magnitud máxima probable (M_{max}), se determinó basándose en las características del segmento de ruptura y en la magnitud máxima observada. Se descartó

la estimación usando métodos estadísticos, como el de Kijko (2004), porque muchas veces subestiman o sobreestiman el valor de M_{max} .

Para determinar los límites de los segmentos de ruptura, se usan criterios como el uso de barreras sísmicas. Éstas corresponden a zonas, que por un conjunto de características físicas y geológicas, se mantienen bloqueadas durante el período intersísmico. Recientemente, Saillard et al. (2017) generó un análisis de las posibles barreras sísmicas a lo largo de Chile, y cuya discusión se ajusta al modelo de Zamora et al. que se describirá en esta sección.

Zonificación de Poulos et al.

Corresponde a una zonificación utilizada por Poulos et al. (2018), para evaluar los parámetros sísmicos del catálogo *CAT IDE*. Está basada en la zonificación de Martin (1990).

La Zona Interplaca, que está considerada desde la trinchera oceánica hasta profundidades de 60[km], está dividida en tres segmentos de ruptura. La geometría de la trinchera y los contornos de profundidad, se obtuvieron de la geometría real de la losa propuesta por Hayes et al. (2012).

De forma gráfica, se muestra la zonificación de Poulos et al. en las figuras 3.4 y 3.5. Los histogramas presentados, se confeccionaron seleccionando para los tres catálogos considerados en este capítulo, el segmento correspondiente según la zonificación. La figura 3.4 corresponde a un histograma de magnitudes para la zona interplaca general considerada por Poulos et al. En la figura 3.5 se muestra para cada zona el territorio que abarca y un histograma de magnitudes.

En la tabla 3.3 se resume la información de la M_{max} observada en cada catálogo, y de la M_{max} estimada, según el criterio de segmento de ruptura descrito anteriormente, para la zona interplaca total y para cada segmento. La información de M_{max} estimada, fue adquirida por comunicación personal con Natalia Zamora, quien es parte del equipo de Poulos et al. (2018).

Zonificación de Poulos et al.				
Zona	Catálogo	M_{max} Observada		M_{max} Estimada
		Mw	Fecha	Mw
Zona Interplaca	CAT_CH	9.5	22/05/1960	9.6
	CAT_GS	9.6	22/05/1960	
	CAT_IDE	9.5	22/05/1960	
Zona 1	CAT_CH	8.7	10/05/1877	9.2
	CAT_GS	8.7	1513	
	CAT_IDE	8.4	23/06/2001	
Zona 2	CAT_CH	8.8	08/07/1730	9.1
	CAT_GS	8.7	08/07/1730	
	CAT_IDE	8.3	16/09/2015	
Zona 3	CAT_CH	9.5	22/05/1960	9.6
	CAT_GS	9.6	22/05/1960	
	CAT_IDE	9.5	22/05/1960	

Tabla 3.3: Magnitud máxima observada y estimada para la zonificación de Poulos et al.

La figura 3.4 muestra que el comportamiento entre *CAT_CH* y *CAT_GS* es similar. Sin embargo, en los histogramas de cada zona, se ven diferencias significativas para sismos de magnitud $5 \leq Mw < 5.5$. Éstas, podrían ser el resultado de discrepancias en la ubicación de hipocentros o insuficiencias de registros de un catálogo respecto al otro. Además, se observa que para este rango de magnitudes, existe menor cantidad de sismos en *CAT_IDE*, debido a la influencia de las regresiones de homologación, ya que a partir del año 1950 la base de datos entre *CAT_IDE* y *CAT_CH* es la misma, y para sismos anteriores las magnitudes tienden a ser mayores.

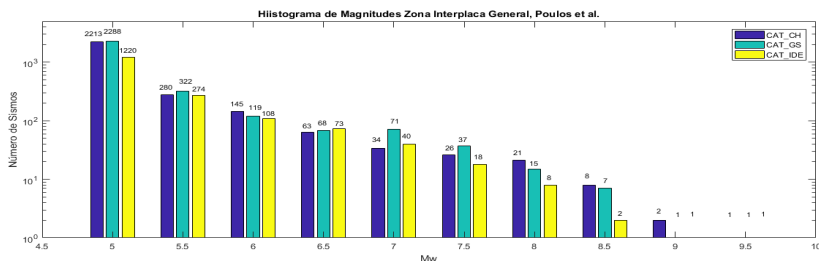


Figura 3.4: Histograma Zona Interplaca General, Poulos et al.

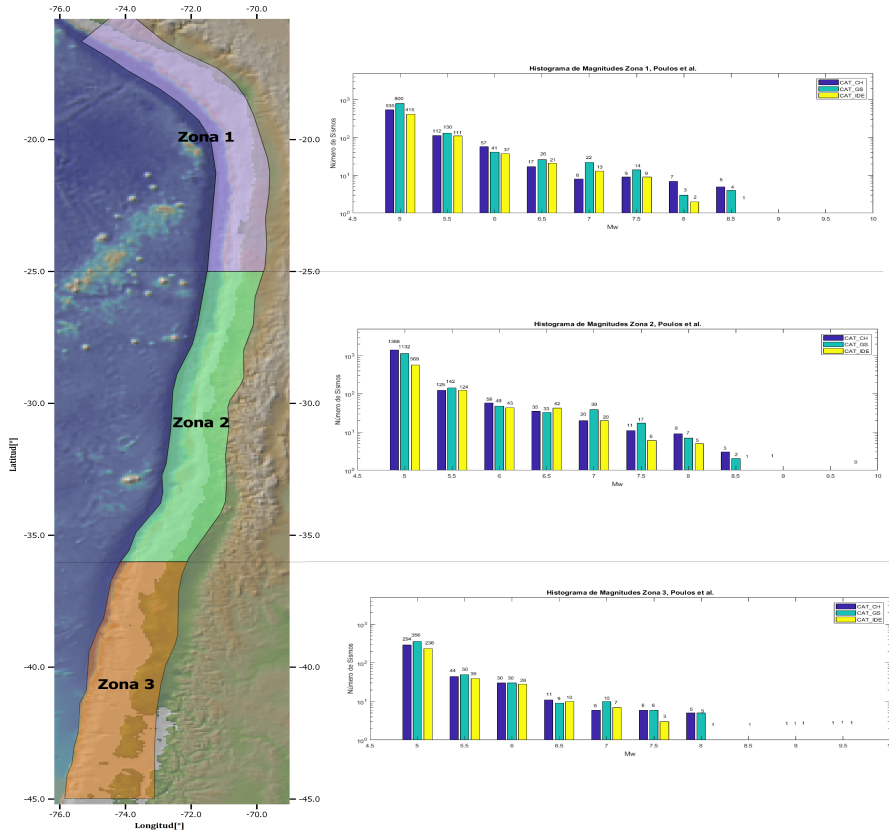


Figura 3.5: Zonificación de Poulos et al.

3.4.3. Zonificación de Zamora et al.

Esta zonificación, corresponde a un trabajo reciente de Zamora et al. (2019). Fue seleccionada por presentar características similares a la de Poulos et al., pero divide el territorio en 4 zonas, de las cuales la Zona 1 y la Zona 2, en conjunto, son muy similares al territorio que ocupa Zona 1 de Poulos. Los límites de los segmentos de ruptura, coinciden con las barreras sísmica propuestas por Saillard et al. (2017).

La tabla 3.4 indica la M_{max} esperada para cada segmento sísmico, con la que se limitará el ecuación de Gutenberg-Richter:

Zonificación Zamora et al.				
Zona	Catálogo	M_{max} Observada		M_{max} Estimada
		Mw	Fecha	Mw
Zona Interplaca	CAT_CH	9.5	22/05/1960	9.6
	CAT_GS	9.6	22/05/1960	
	CAT_IDE	9.5	22/05/1960	
Zona 1	CAT_CH	8.7	13/08/1868	9.1
	CAT_GS	8.5	13/08/1868	
	CAT_IDE	8.4	23/06/2001	
Zona 2	CAT_CH	8.7	10/05/1877	9.2
	CAT_GS	8.0	13/08/1868	
			30/07/1955	
	CAT_IDE	8.2	01/04/2014	
Zona 3	CAT_CH	8.8	08/07/1730	9.3
	CAT_GS	8.4	08/07/1730	
	CAT_IDE	8.5	11/11/1922	
Zona 4	CAT_CH	9.5	22/05/1960	9.6
	CAT_GS	9.6	22/05/1960	
	CAT_IDE	9.5	22/05/1960	

Tabla 3.4: Magnitud máxima observada y estimada para la zonificación de Zamora et al.

En la figura 3.6, se muestra el histograma de la zona interplaca general seleccionada por Zamora et al., y en la figura 3.7 se muestra la zonificación y los histogramas para cada segmento de ruptura.

Al igual que la zonificación de Poulos et al., el histograma de la zona interplaca general, muestra un comportamiento similar entre *CAT_GS* y *CAT_CH*. Sin embargo, en la zona 4, existe una diferencia importante entre el número de sismos. Según esta observación, se puede afirmar que *CAT_CH*, estaría más completo en este segmento de ruptura.

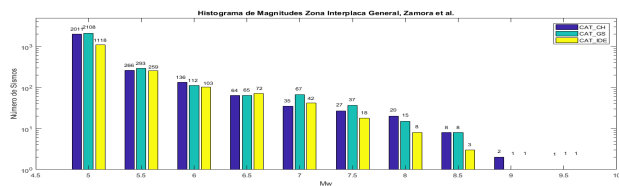


Figura 3.6: Histograma Zona Interplaca General, Zamora et al.

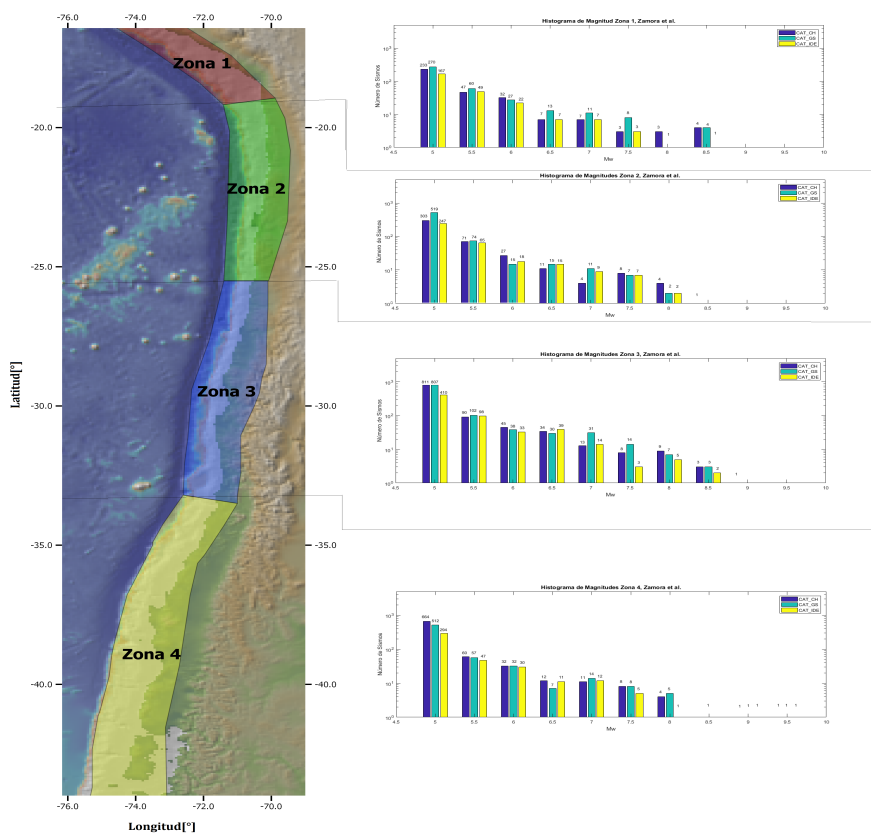


Figura 3.7: Zonificación de Zamora et al.

3.4.4. Magnitud de Completitud por Zona

La magnitud de completitud para los diferentes períodos puede ser estimada para todo el territorio o para ser consistentes, en cada zona o segmento sísmo-tectónico. La estimación de dicha magnitud es generada mediante el software OpenQuake (escrito en Python) a partir del método Stepp, se obtuvo para cada catálogo, según las diferentes secciones del territorio seleccionado, y para ambas zonificaciones. Se establece Mw 5 como magnitud mínima de completitud (Mc), para observar las diferencias entre los períodos de completitud asociados a dicha magnitud. También se determinó Mw 8 como la magnitud de completitud para todo el catálogo, con el fin de incorporar al análisis los sismos anteriores al siglo XX, que por las deficiencias instrumentales, sólo existen registros de sismos de gran magnitud, pero que son de gran importancia para la estimación de la recurrencia.

Se tabulan las magnitudes de completitud para diferentes ventanas de tiempo, determinadas por el método Stepp. Además, éstas se muestran de forma gráfica, sobrepuestas sobre la distribución de magnitudes en función del tiempo, para cada zona de ambas zonificaciones (ANEXO B.2).

Magnitud de Completitud para la Zonificación de Poulos et al.

Zona Interplaca, Poulos et al.								
CAT_CH			CAT_GS			CAT_IDE		
Año	Mc	N°	Año	Mc	N°	Año	Mc	N°
1974-2017	5.0	703	1962-2013	5.0	836	1971-2017	5.0	602
1953-1973	5.5	81	1955-1961	5.5	30	1959-1970	5.5	66
1930-1952	6.5	11	1935-1954	6.0	32	1945-1958	6.5	9
1916-1929	7.0	8	1880-1934	7.0	13	1902-1944	8.0	2
1513-1915	8.0	32	1513-1879	8.0	14			

Tabla 3.5: Magnitud de Completitud para la Zona Interplaca, Poulos et al.

Zona 1, Poulos et al.								
CAT.CH			CAT.GS			CAT.IDE		
Año	Mc	Nº	Año	Mc	Nº	Año	Mc	Nº
1973-2017	5.0	272	1963-2013	5.0	326	1971-2017	5.0	237
1948-1972	5.5	35	1955-1962	5.5	14	1956-1970	5.5	27
1920-1947	6.0	14	1932-1954	6.0	16	1925-1955	6.0	15
1907-1919	6.5	1	1513-1931	8.0	4	1902-1924	8.0	0
1513-1906	8.0	5						

Tabla 3.6: Magnitud de Completitud para Zona 1, Poulos et al.

Zona 2, Poulos et al.								
CAT.CH			CAT.GS			CAT.IDE		
Año	Mc	Nº	Año	Mc	Nº	Año	Mc	Nº
1970-2017	5.0	328	1967-2013	5.0	335	1974-2017	5.0	249
1965-1969	5.5	8	1963-1966	5.5	10	1959-1973	5.5	30
1936-1964	6.5	6	1929-1962	7.0	4	1904-1958	8.0	2
1922-1935	7.0	5	1604-1928	8.0	5			
1647-1921	8.0	7						

Tabla 3.7: Magnitud de Completitud para Zona 2, Poulos et al.

Zona 3, Poulos et al.								
CAT.CH			CAT.GS			CAT.IDE		
Año	Mc	Nº	Año	Mc	Nº	Año	Mc	Nº
1971-2017	5.0	125	1951-2013	5.0	167	1965-2017	5.0	112
1932-1970	5.5	25	1931-1950	5.5	4	1940-1964	5.5	18
1913-1931	7.5	1	1812-1930	7.0	2	1907-1939	8.0	0
1570-1912	8.0	3	1520-1811	8.0	4			

Tabla 3.8: Magnitud de Completitud para Zona 3, Poulos et al.

Magnitud de Completitud para la Zonificación de Zamora et al.

Zona Interplaca, Zamora et al.								
CAT.CH			CAT.GS			CAT.IDE		
Año	Mc	Nº	Año	Mc	Nº	Año	Mc	Nº
1975-2017	5.0	655	1964-2013	5.0	756	1973-2017	5.0	553
1954-1974	5.5	75	1958-1963	5.5	23	1961-1972	5.5	53
1930-1953	6.5	11	1929-1957	6.0	46	1902-1960	8.0	4
1916-1929	7.0	8	1881-1928	7.0	10			
1513-1915	8.0	15	1513-1880	8.0	13			

Tabla 3.9: Magnitud de Completitud para Zona Interplaca, Zamora et al.

Zona 1, Zamora et al.								
CAT_CH			CAT_GS			CAT_IDE		
Año	Mc	N°	Año	Mc	N°	Año	Mc	N°
1975-2017	5.0	124	1968-2013	5.0	141	1975-2017	5.0	105
1943-1974	5.5	19	1964-1967	5.5	2	1969-1974	5.5	4
1919-1942	6.0	3	1922-1963	6.0	17	1951-1968	6.0	5
1513-1918	8.0	3	1513-1921	8.0	2	1913-1950	8.0	0

Tabla 3.10: Magnitud de Completitud para Zona 1, Zamora et al.

Zona 2, Zamora et al.								
CAT_CH			CAT_GS			CAT_IDE		
Año	Mc	N°	Año	Mc	N°	Año	Mc	N°
1971-2017	5.0	150	1969-2013	5.0	159	1971-2017	5.0	142
1961-1970	5.5	9	1959-1968	5.5	11	1965-1970	5.5	7
1928-1960	6.5	6	1927-1958	6.5	8	1951-1964	6.5	2
1893-1927	7.0	1	1836-1926	7.0	4	1902-1950	8.0	0
1647-1892	8.0	2						

Tabla 3.11: Magnitud de Completitud para Zona 2, Zamora et al.

Zona 3, Zamora et al.								
CAT_CH			CAT_GS			CAT_IDE		
Año	Mc	N°	Año	Mc	N°	Año	Mc	N°
1973-2017	5.0	248	1969-2013	5.0	248	1971-2017	5.0	207
1961-1972	5.5	14	1959-1968	5.5	15	1965-1970	5.5	12
1928-1960	6.5	3	1927-1958	6.5	7	1951-1964	6.5	3
1893-1927	7.0	5	1790-1926	7.0	18	1904-1950	8.0	3
1647-1892	8.0	11	1604-1789	8.0	2			

Tabla 3.12: Magnitud de Completitud para Zona 3, Zamora et al.

Zona 4, Zamora et al.								
CAT_CH			CAT_GS			CAT_IDE		
Año	Mc	N°	Año	Mc	N°	Año	Mc	N°
1967-2017	5.0	161	1957-2013	5.0	185	1978-2017	5.0	108
1952-1966	6.0	10	1953-1956	5.5	1	1956-1977	5.5	24
1913-1951	7.0	7	1930-1952	6.0	7	1907-1955	8.0	0
1889-1912	7.5	0	1806-1929	7.5	4			
1570-1888	8.0	3	1520-1805	8.0	4			

Tabla 3.13: Magnitud de Completitud para Zona 4, Zamora et al.

Es intuitivo pensar que para aquellos catálogos en los que existe mayor cantidad de eventos, la mínima magnitud de completitud, en este caso 5, sería representativa para períodos más grandes. Sin embargo, esto sólo se aprecia en el catálogo *CAT_GS*. Pero al hacer el mismo análisis en *CAT_CH* y *CAT_IDE*, para ambas zonificaciones, no se cumple. Esto se debe a que el año en el que se registra la mínima magnitud de completitud es posterior a 1950, por lo que contienen casi igual número de eventos, sólo diferenciándose en que el *CAT_CH* contiene más eventos, pues abarca una cantidad superior de meses del año 2017, que al parecer no ejercerían mayor influencia en la completitud. Se observa, que al comparar *CAT_CH* con *CAT_IDE*, para años anteriores a 1950, para un mismo valor de magnitud de completitud el período de completitud es mayor. Esto, por las diferentes fuentes de información usadas para compilar los catálogos. Como conclusión, si se usa una ventana temporal para obtener parámetros sísmicos, a partir de 1950, la mayor influencia en los resultados serían las regresiones de homologación, pero para años anteriores, los resultados también estarían influenciados por la completitud del catálogo.

3.4.5. Parámetros de Gutenberg-Richter

Para cada catálogo se estimaron los parámetros de Gutenberg-Richter utilizando el software OpenQuake, con las ventanas de tiempo expuestas en la sección 3.4.4, mediante el algoritmo propuesto por Weichert. Además se estimó el parámetro b , con solamente una ventana de tiempo, que corresponde a la ventana de la mínima magnitud de completitud, para observar diferencias entre *CAT_CH* y *CAT_IDE*, en un período de completitud similar. Esto se hizo mediante el código escrito en Matlab AUE (Aki-Utsu-Extension, 2012), utilizando el algoritmo de Kijko y Smit, para comparar métodos de estimación de los Parámetros de Gutenberg-Richter. Para la estimación del parámetro a , de la ventana única de tiempo, se utilizó la ecuación de Gutenberg-Richter doblemente truncada, asumiendo como magnitud mínima, la magnitud de completitud y como parámetro b , el estimado con AUE, por lo que finalmente queda de la forma:

$$N(5) = N_{m_{min}} = 10^{a-b \cdot 5} \quad (3.20)$$

Parámetros de Gutenberg-Richter para la zonificación de Poulos et al.:

Zona Interplaca, Poulos et al.					
Catálogo	N(5)	a		b	
		OpenQuake	Ec $3.20(b_{AUE})$	OpenQuake	AUE
CAT_CH	703	5.453 ± 0.015	7.347	0.855 ± 0.022	0.90 ± 0.04
CAT_GS	836	5.535 ± 0.014	7.572	0.868 ± 0.021	0.93 ± 0.03
CAT_IDE	602	4.945 ± 0.016	6.780	0.768 ± 0.026	0.80 ± 0.04

Tabla 3.14: Parámetros de Gutenberg-Richter para Zona Interplaca, Poulos et al.

Zona 1, Poulos et al.					
Catálogo	N(5)	a		b	
		OpenQuake	Ec $3.20(b_{AUE})$	OpenQuake	AUE
CAT_CH	272	5.331 ± 0.022	7.335	0.916 ± 0.039	0.98 ± 0.06
CAT_GS	326	5.279 ± 0.022	7.513	0.896 ± 0.038	1.00 ± 0.06
CAT_IDE	237	4.886 ± 0.025	6.775	0.840 ± 0.045	0.88 ± 0.06

Tabla 3.15: Parámetros de Gutenberg-Richter para Zona 1, Poulos et al.

Zona 2, Poulos et al.					
Catálogo	N(5)	a		b	
		OpenQuake	Ec $3.20(b_{AUE})$	OpenQuake	AUE
CAT_CH	328	4.787 ± 0.022	6.616	0.793 ± 0.032	0.82 ± 0.10
CAT_GS	335	4.963 ± 0.022	6.875	0.823 ± 0.034	0.87 ± 0.05
CAT_IDE	249	4.231 ± 0.026	6.196	0.696 ± 0.043	0.76 ± 0.05

Tabla 3.16: Parámetros de Gutenberg-Richter para Zona 2, Poulos et al.

Zona 3, Poulos et al.					
Catálogo	N(5)	a		b	
		OpenQuake	Ec 3.20(b_{AUE})	OpenQuake	AUE
CAT_CH	125	4.366 ± 0.034	6.447	0.797 ± 0.049	0.87 ± 0.04
CAT_GS	167	4.545 ± 0.031	6.322	0.833 ± 0.046	0.82 ± 0.07
CAT_IDE	112	3.806 ± 0.037	5.999	0.700 ± 0.058	0.79 ± 0.08

Tabla 3.17: Parámetros de Gutenberg-Richter para Zona 3, Poulos et al.

Con respecto al parámetro a , se observa que en la gran mayoría de las zonas analizadas, es mayor cuando existen más datos. Lo que es razonable, ya que este parámetro representa la actividad sísmica de una zona. Sin embargo, esto no se cumple al comparar *CAT_GS* con *CAT_CH* en la Zona 1, determinando a con el algoritmo de Weichert (Ecuación B.8) y en la Zona 3, usando la ecuación 3.20. Lo anterior, demuestra la influencia del método de estimación en el resultado de a . La utilización del método de Weichert, implica incluir en la estimación de a , el período de completitud, la m_{min} , el número de sismos y el parámetro b . Mientras que la ecuación 3.20 no depende del período de completitud. Lo anterior, hace que el parámetro a , estimado por Weichert, sea más representativo de la actividad sísmica.

Al comparar el parámetro b entre las tres zonas, se observa que es mayor en la Zona 1 (Tabla 3.15), y en la mayoría de los casos, entre la Zona 2 y la Zona 3, la que presenta un valor más alto es la Zona 3. Sin embargo, al observar los histogramas lo más lógico sería un parámetro más bajo de b para la Zona 3, al tener menor cantidad de sismos pequeños con respecto a grandes terremotos, que los otros segmentos de ruptura. Además, que es en esta zona en donde se encuentra el terremoto de 1960, que es el de mayor magnitud registrada en el mundo. Por lo que haría suponer que la utilización del *CAT_GS* y un análisis de una ventana de tiempo, utilizando el método de Kijko & Smit sería lo más representativo del comportamiento sísmico, usando la zonificación de Poulos et al., porque arroja un resultado inferior de b que los otros segmentos de ruptura, por lo que representaría lo observado en los histogramas y la historia sísmica de Chile.

Por otro lado, el parámetro b calculado según diferentes ventanas de tiempo mediante el algoritmo de Weichert, es inferior al obtenido según el

método de Kijko y Smit con una sólo ventana de tiempo, excepto para la Zona 3 (Tabla 3.17) de *CAT_GS*, esto podría ser debido a la presencia del terremoto de 1960 en la ventana de tiempo, que no se encuentra contenido para el análisis en los otros catálogos y también a que el *CAT_CH* contiene mayor cantidad de sismos pequeños en la Zona 3, lo que se evidencia en el histograma de la Zona 3, por lo que la razón de sismos pequeños con respecto a los grandes es superior (valor de b).

Al comparar los valores de b obtenidos mediante AUE para *CAT_CH* y *CAT_IDE*, se observan grandes diferencias, esto a pesar de que contienen casi el mismo registro de terremotos, debido a las relaciones de homologación y a la magnitud y período de completitud.

Parámetros de Gutenberg-Richter para la zonificación de Zamora et al.:

Zona Interplaca, Zamora et al.					
Catálogo	N(5)	a		b	
		OpenQuake	Ec 3.20(b_{AUE})	OpenQuake	AUE
CAT_CH	655	5.331±0.015	7.116	0.836±0.022	0.86±0.04
CAT_GS	756	5.464±0.015	7.429	0.862±0.021	0.91±0.04
CAT_IDE	553	4.817±0.017	6.643	0.747±0.028	0.78±0.04

Tabla 3.18: Parámetros de Gutenberg-Richter para Zona Interplaca, Zamora et al.

Zona 1, Zamora et al.					
Catálogo	N(5)	a		b	
		OpenQuake	Ec 3.20(b_{AUE})	OpenQuake	AUE
CAT_CH	124	4.825±0.034	6.693	0.884±0.057	0.92±0.09
CAT_GS	141	4.667±0.030	7.049	0.831±0.052	0.98±0.09
CAT_IDE	105	4.466±0.039	6.121	0.818±0.071	0.82±0.09

Tabla 3.19: Parámetros de Gutenberg-Richter para Zona 1, Zamora et al.

Zona 2, Zamora et al.					
Catálogo	N(5)	a		b	
		OpenQuake	Ec 3.20(b_{AUE})	OpenQuake	AUE
CAT_CH	150	4.524 $\pm$ 0.032	6.376	0.809 $\pm$ 0.051	0.84 $\pm$ 0.06
CAT_GS	159	4.669 $\pm$ 0.030	6.751	0.831 $\pm$ 0.052	0.91 $\pm$ 0.08
CAT_IDE	142	4.407 $\pm$ 0.031	6.352	0.789 $\pm$ 0.052	0.84 $\pm$ 0.07

Tabla 3.20: Parámetros de Gutenberg-Richter para Zona 2, Zamora et al.

Zona 3, Zamora et al.					
Catálogo	N(5)	a		b	
		OpenQuake	Ec 3.20(b_{AUE})	OpenQuake	AUE
CAT_CH	248	4.739 $\pm$ 0.025	6.594	0.805 $\pm$ 0.036	0.84 $\pm$ 0.06
CAT_GS	248	4.781 $\pm$ 0.025	6.644	0.811 $\pm$ 0.033	0.85 $\pm$ 0.06
CAT_IDE	207	3.989 $\pm$ 0.028	5.866	0.669 $\pm$ 0.043	0.71 $\pm$ 0.05

Tabla 3.21: Parámetros de Gutenberg-Richter para Zona 3, Zamora et al.

Zona 4, Zamora et al.					
Catálogo	N(5)	a		b	
		OpenQuake	Ec 3.20(b_{AUE})	OpenQuake	AUE
CAT_CH	161	4.344 $\pm$ 0.031	6.307	0.768 $\pm$ 0.040	0.82 $\pm$ 0.07
CAT_GS	185	4.592 $\pm$ 0.030	6.617	0.819 $\pm$ 0.042	0.87 $\pm$ 0.07
CAT_IDE	108	3.941 $\pm$ 0.036	5.733	0.704 $\pm$ 0.056	0.74 $\pm$ 0.08

Tabla 3.22: Parámetros de Gutenberg-Richter para Zona 4, Zamora et al.

Al usar la zonificación de Zamora et al., los resultados de la estimación del parámetro a , usando la ecuación de Gutenberg-Richter doblemente truncada (Ecuación 3.20), son directamente proporcionales al número de datos del catálogo. Por otro lado, la ecuación de Weichert, arroja resultados más representativos, pues asocia el parámetro a con el período de completitud. Esto se evidencia al comparar el valor de a de la Zona 1 (Tabla 3.19), entre *CAT_CH* y *CAT_GS*.

El valor de b generado para una ventana temporal por AUE, es en todos los casos superior al que se obtiene de diferentes intervalos de tiempo

y magnitud mediante OpenQuake. Esto se debe a que OpenQuake, considera mayor cantidad de sismos grandes, al hacer el análisis en diferentes ventanas de tiempo, por lo que la razón de sismos pequeños, con respecto a grandes terremotos es menor. Al comparar los valores de b de *CAT_GS* en la Zona 4, se observa que el terremoto de 1960 no ejercería la misma influencia que en la zonificación de Poulos et al., esto puede ser debido al aumento de sismos de magnitud mayor a 5.

Relacionando los histogramas con los parámetros b obtenidos para la Zona 3 (Tabla 3.21) y Zona 4 (Tabla 3.22), hubiera sido lógico que el valor de b sea inferior en la Zona 4, al contar con menor cantidad de sismos de magnitud inferior, sin embargo, ésto sólo se refleja en *CAT_CH*, a pesar de que en la Zona 4 contiene más eventos cercanos a 5 que *CAT_GS*, lo que puede significar problemas en la completitud de *CAT_GS* o nuevamente la importancia del proceso de homologación.

El valor de b entre la Zona 1 y la Zona 2 de *CAT_GS* es el mismo usando el algoritmo de Weichert, por lo que podrían pertenecer a la misma zona sismogénica.

Finalmente, luego de observar los parámetros de Gutenberg-Richter en ambas zonificaciones, se puede establecer:

- Las regresiones de homologación influyen de forma significativa en la estimación de b . Esto se observa al comparar *CAT_IDE* con *CAT_CH*, usando una ventana temporal, en la que existe la misma base de datos.
- El valor de a calculado mediante el método de Weichert, es más representativo, pues incorpora la influencia del período de completitud.
- El valor de b estimado con varias ventanas de tiempo, podría estar sesgado, a las magnitudes de completitud más altas, propias de ventanas de tiempo más antiguas.
- La zonificación de Poulos et al., podría reflejar mejor el comportamiento de la Zona Norte con respecto a la Zona Central, según los

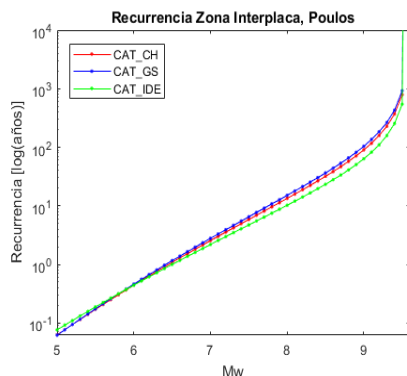
resultados del valor de b entre la Zona 1 y la Zona 2 de Zamora et al, usando el algoritmo de Weichert. Por otro lado, la zonificación de Zamora et al., representaría mejor la actividad sísmica de la Zona Sur, según lo observado en el valor de b de *CAT_CH* en las Zonas 3 y 4 de esta zonificación.

3.4.6. Recurrencia Sísmica

La recurrencia de los sismos de una magnitud determinada para las diferentes zonas analizadas según AUE, se grafican a continuación y se tabulan los valores más representativos de cada zona.

Recurrencia Sísmica, Zonificación de Poulos et al.

Al comparar los resultados de la tabla 3.23, que estima la recurrencia del territorio compuesto por las tres zonas de la zonificación de Poulos et al. en conjunto, se observa que los resultados del período de recurrencia sísmica, son bastante inferiores a los obtenidos en cada zona por separado (Tablas 3.24-3.26).



Mw	Recurrencia [años]		
	CAT_CH	CAT_GS	CAT_IDE
5	0.06	0.06	0.07
6	0.44	0.46	0.44
7	2.55	2.78	2.19
8	13.4	15.1	10.2
8.5	31.9	36.4	23.3
9	90.3	104	63.6
9.5	793	922	542
9.6	$4.5 \cdot 10^{15}$	$4.5 \cdot 10^{15}$	$6.88 \cdot 10^{14}$

Tabla 3.23: Recurrencia Zona Interplaca, Poulos.

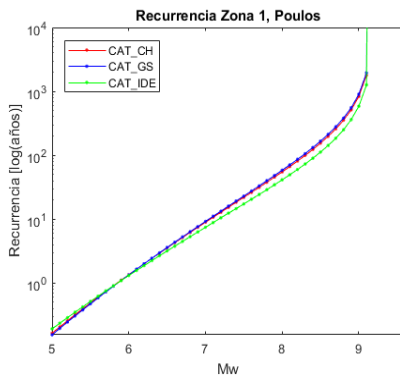
Figura 3.8: Recurrencia Zona Interplaca, Poulos.

Se observa en la Zona 1 (Tabla 3.24) y en la Zona 2 (Tabla 3.25), a partir de Mw mayor a 7, que *CAT_GS* entrega resultados recurrencia

mayores que los otros dos catálogos. Esto es razonable, ya que el período de completitud de *CAT_GS* es superior. Sin embargo, en la Zona 3 (Tabla 3.26), la recurrencia en *CAT_GS* es menor con respecto a los otros dos catálogos, aunque el período de completitud es mayor, por lo que el resultado está más influenciado por la ecuación de Gutenberg-Richter doblemente truncada. El parámetro b , se comporta de manera similar al de la Zona 2, por lo que no sería determinante en la diferencia entre las recurrencias. Por otro lado, el parámetro a es inferior. Aún cuando se comentó en la sección anterior, que el método de Weichert es más representativo de la actividad sísmica, porque incluye el período de completitud, el cálculo de la recurrencia sí considera dicho período. Según lo anterior *CAT_GS* podría estar incompleto en la tercera zona.

Al comparar los resultados de la recurrencia para magnitud 9 en la Zona 1 entre *CAT_CH* y *CAT_IDE*, se ve una gran diferencia, considerando que el número de sismos superior a esta magnitud es el mismo y el período de recurrencia es similar, al igual que la base de datos, la diferencia está determinada por el parámetro a , y por lo tanto, al proceso de homologación.

En la Zona 2, los resultados no presentan grandes diferencias entre los tres catálogos, por lo que el uso de cualquiera de ellos, para mitigación de riesgo sísmico en esta zona, no sería determinante.



Mw	Recurrencia [años]		
	CAT_CH	CAT_GS	CAT_IDE
5	0.16	0.16	0.19
6	1.35	1.34	1.31
7	8.94	9.22	7.46
8	54.9	58.3	41.3
8.5	155	166	112
9.0	834	901	584
9.1	1800	1950	1260
9.2	$4.5 \cdot 10^{15}$	$4.5 \cdot 10^{15}$	$4.5 \cdot 10^{15}$

Tabla 3.24: Recurrencia Zona 1, Poulos.

Figura 3.9: Recurrencia Zona 1, Poulos.

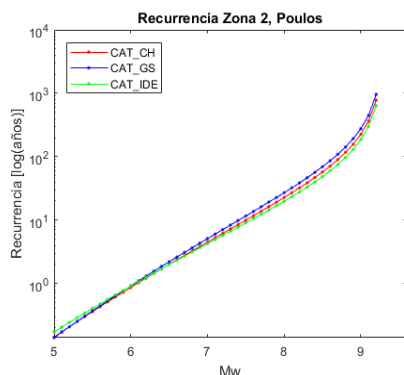


Figura 3.10: Recurrencia Zona 2, Poulos.

Mw	Recurrencia [años]		
	CAT_CH	CAT_GS	CAT_IDE
5	0.14	0.14	0.17
6	0.87	0.92	0.91
7	4.5	5.1	4.26
8	22.7	27	19.8
8.5	57.4	69.3	48.6
9.0	225	276	186
9.1	363	446	299
9.2	778	959	638

Tabla 3.25: Recurrencia Zona 2, Poulos.

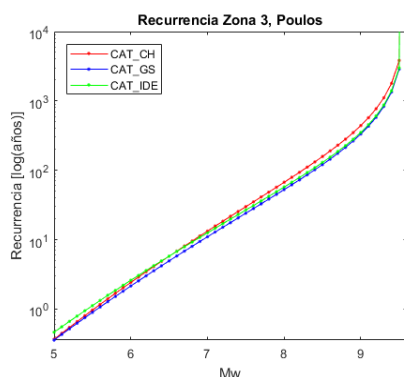


Figura 3.11: Recurrencia Zona 3, Poulos.

Mw	Recurrencia [años]		
	CAT_CH	CAT_GS	CAT_IDE
5	0.37	0.36	0.46
6	2.42	2.15	2.6
7	13.3	11	12.5
8	67.2	52.8	57.4
8.5	158	121	130
9.0	442	334	352
9.5	3840	2870	2990
9.6	$4.50 \cdot 10^{15}$	$3.21 \cdot 10^{15}$	$4.18 \cdot 10^{15}$

Tabla 3.26: Recurrencia Zona 3, Poulos.

Para la Zona 3 (Tabla 3.26), se cuenta con información de un estudio de paleosismicidad desarrollado por Moernaut et al. (2018), con el cual se comparan algunos resultados en la tabla 3.27. Se puede ver que la estimación de la recurrencia mediante la ley de Gutenberg-Richter para los diferentes catálogos, se encuentra cercana a la obtenida con el estudio paleosísmico, pero se aleja en los valores extremos. A partir de Mw 9.4, se

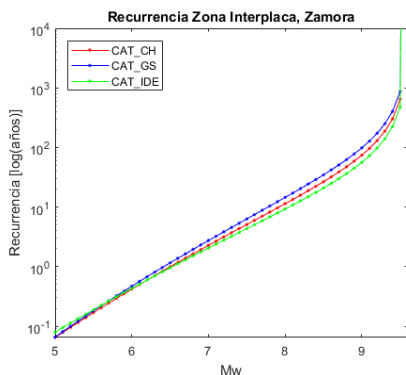
separa bastante de lo estimado por Moernaut. Sin embargo, hay que considerar que el dato paleosísmico considera un gran rango de magnitudes, por lo que habría que realizar un estudio más refinado y obtener un rango de magnitud más acotado, considerando que un terremoto de 9.4 es exponencialmente mayor a uno de 8.6. A pesar de esta diferencia, se considera que los resultados de la estimación de la recurrencia mediante la ecuación de Gutenberg-Richter son aceptables y podrían ser utilizados para mitigación de riesgo, sobre todo los que superan la magnitud Mw 8.6, ya que los terremotos de mayor magnitud tiende a ser más periódicos que los de menor magnitud (Moernaut et al., 2018).

Fuente	Mw	Recurrencia	Mw	Recurrencia
Moernaut	≥ 7.7	139 ± 69	≥ 8.6	292 ± 93
CAT_CH	7.7	41.3	8.6	190
	8.0	67.2	9.1	573
	8.4	132	9.4	1790
CAT_GS	7.7	32.9	8.6	145
	8.0	52.8	9.1	432
	8.4	102	9.4	1340
CAT_IDE	7.7	36.2	8.6	155
	8.0	57.4	9.1	455
	8.4	109	9.4	1400

Tabla 3.27: Tabla comparativa entre la recurrencia de estudio paleosísmico y estimación por ecuación de Gutenberg-Richter, Zona 3 de Poulos et al.

Recurrencia Sísmica, Zonificación de Zamora et al.

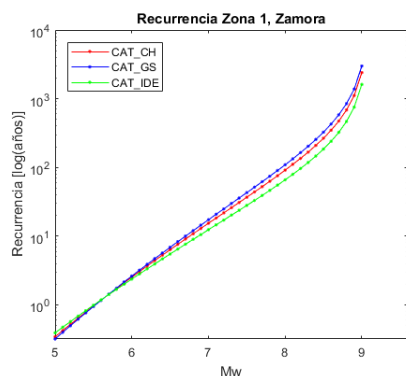
Se observa, que al igual que en la zonificación de Poulos et al., el análisis interplaca general(Tabla 3.28), considera que el tiempo transcurrido, entre un terremoto y otro de las mismas características, es inferior al que se obtiene al hacer el análisis por zonas.



Mw	Recurrencia [años]		
	CAT_CH	CAT_GS	CAT_IDE
5	0.06	0.07	0.08
6	0.42	0.47	0.43
7	2.28	2.75	2.05
8	11.4	14.5	9.27
8.5	26.6	34.7	20.9
9.0	74.3	98.6	56.3
9.5	645	867	476
9.6	$4.5 \cdot 10^{15}$	$4.5 \cdot 10^{15}$	$4.5 \cdot 10^{15}$

Tabla 3.28: Recurrencia Zona Interplaca, Zamora.

Figura 3.12: Recurrencia Zona Interplaca, Zamora.



Mw	Recurrencia [años]		
	CAT_CH	CAT_GS	CAT_IDE
5	0.34	0.32	0.39
6	2.52	2.62	2.37
7	15.4	17.3	12.4
8	91.1	109	65.9
8.5	266	326	185
9.0	2400	2990	1610

Tabla 3.29: Recurrencia Zona 1, Zamora.

Figura 3.13: Recurrencia Zona 1, Zamora.

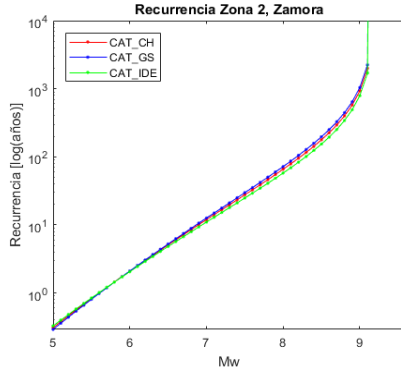


Figura 3.14: Recurrencia Zona 2 Zamora.

Mw	Recurrencia [años]		
	CAT_CH	CAT_GS	CAT_IDE
5	0.31	0.29	0.33
6	2.09	2.10	2.05
7	11.9	12.6	11.1
8	65.6	71.8	57.7
8.5	178	197	154
9.0	927	1040	790
9.1	1990	2240	1700
9.2	$4.5 \cdot 10^{15}$	$4.5 \cdot 10^{15}$	$4.5 \cdot 10^{15}$

Tabla 3.30: Recurrencia Zona 2, Zamora.

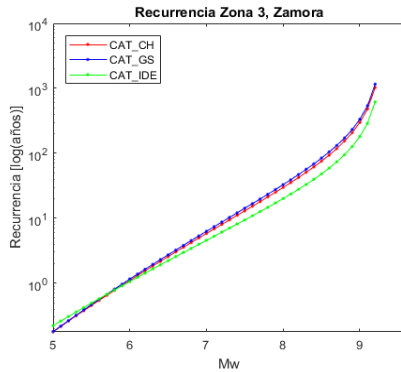


Figura 3.15: Recurrencia Zona 3 Zamora.

Mw	Recurrencia [años]		
	CAT_CH	CAT_GS	CAT_IDE
5	0.18	0.18	0.22
6	1.10	1.16	1.06
7	5.82	6.29	4.57
8	29.8	32.9	20.1
8.5	75.5	84.2	48.1
9.0	298	334	181
9.1	480	539	289
9.2	1030	1160	616

Tabla 3.31: Recurrencia Zona 3, Zamora.

En la Zona 3 (Tabla 3.31) se acrecenta la diferencia entre *CAT_CH* y *CAT_IDE*, reafirmando la sensibilidad de los parámetros sísmicos a la homologación de magnitudes. Por el contrario de la zonificación de Poulos, la zona ubicada más al sur del territorio (Tabla 3.32) conserva una recurrencia superior usando *CAT_GS*, al igual que el resto del territorio.

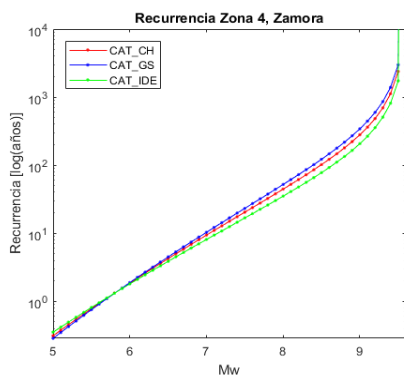


Figura 3.16: Recurrencia Zona 4 Zamora.

Mw	Recurrencia [años]		
	CAT_CH	CAT_GS	CAT_IDE
5	0.31	0.29	0.35
6	1.85	1.88	1.80
7	9.38	10.3	8.1
8	44.5	52.1	35.1
8.5	102	122	77.6
9.0	280	342	207
9.5	2390	2980	1730
9.6	$4.5 \cdot 10^{15}$	$4.5 \cdot 10^{15}$	$4.5 \cdot 10^{15}$

Tabla 3.32: Recurrencia Zona 4 Zamora.

Se comparan algunos resultados resultados de la Zona 4 con los obtenidos por Moernaut en la tabla 3.33:

Fuente	Mw	Recurrencia	Mw	Recurrencia
Moernaut	≥ 7.7	139 ± 69	≥ 8.6	292 ± 93
CAT_CH	7.7	27.8	8.6	122
	8.0	44.5	9.1	362
	8.4	85.7	9.4	1120
CAT_GS	7.7	32	8.6	147
	8.0	52.1	9.1	444
	8.4	102	9.4	1390
CAT_IDE	7.7	22.5	8.6	92.4
	8.0	35.1	9.1	266
	8.4	65.7	9.4	813

Tabla 3.33: Tabla comparativa entre la recurrencia de estudio paleosísmico y estimación por ecuación de Gutenberg-Richter, Zona 4 de Zamora.

Los resultados de *CAT_GS* son bastante similares a la Zona 3 de Poulos. Sin embargo, la recurrencia de los otros dos catálogos disminuye de forma considerable, alejándose de los resultados de Moernaut, para magnitudes cercanas a 7.7, pero para valores cercanos a 9.4 los resultados serían más cercanos.

3.5. Consideraciones Generales Capítulo 3

Al comparar los parámetros sísmicos (M_c , a , b y la recurrencia) entre *CAT_CH* y *CAT_IDE*, se observan diferencias significativas, a pesar de que los registros provienen de la misma base de datos. Con esto se evidencia la importancia del proceso de homologación y sus repercusiones en la caracterización de la sismicidad.

En cuanto al método de estimación del valor de a , el algoritmo de Weichert sería el más representativo de la actividad sísmica de una zona sismogénica. Ésto porque el método incorpora en la estimación, el período de completitud, por lo que se pueden usar datos más antiguos, disminuyendo la incertidumbre asociada a la completitud. Por otro lado, la estimación de a con la ecuación 3.20 no considera el período de completitud, por lo que se debe procurar usarla en catálogos completos.

Si bien el análisis usando diferentes ventanas de tiempo tiene la ventaja de incorporar sismos de mayor magnitud, lo que podría disminuir la recurrencia de éstos, podría subestimar el valor de b , porque la cantidad de sismos de menor magnitud a la magnitud de completitud de una ventana de tiempo determinada, podría ser significativa, y al omitirla, la razón entre sismos pequeños con respecto a los grandes (b) sería inferior a la realidad.

La comparación entre histogramas y valores de b , no arroja una conclusión clara de cuál zonificación es mejor. Más bien, depende de la zona de análisis y del catálogo que se utilice. Según lo observado, al usar *CAT_GS*, la zonificación de Poulos sería más apropiada para describir el comportamiento de la zona Norte, porque el uso de la zonificación de Zamora, arroja el mismo resultado del parámetro b en la primera y segunda zona, usando el algoritmo de Weichert. Por lo que podrían corresponder a la misma zona sismogénica y no sería una zonificación eficiente para diferenciar diferentes segmentos de ruptura. Por otro lado, la zona Sur arroja mejor resultado utilizando la zonificación de Zamora, pero sólo si es utilizado el *CAT_CH*, ya que el valor de b de la Zona 4 es inferior al de la Zona 3. Esto sería razonable, por la presencia del terremoto de 1960, que al ser el más grande de la historia, debería tener asociado a la zona sismogénica que lo contiene

un valor de b inferior, ya que la razón entre sismos pequeños con respecto a grandes debería ser menor. La definición de cuál es la zonificación idónea no es posible y es un tema en debate. Siendo así, se le considerará como una incertidumbre epistémica en los modelos de amenaza sísmica.

Las recurrencias obtenidas, evidencian la importancia de la zonificación. Los resultados de la zona interplaca general, en ambas zonificaciones, son mucho menores que los estimados para cada segmento de ruptura, debido a que son el resultado de la combinación de la actividad sísmica de cada zona sismogénica. Esta diferencia se hace más notoria para sismos de $M_w \geq 8.5$, que son de gran interés para la mitigación del riesgo, por las consecuencias destructivas que éstos representan.

Si se hiciera un estudio de amenaza y riesgo con base a la recurrencia obtenida en este trabajo, se podría incurrir en resultados sesgados, dependiendo de la finalidad del estudio. Si bien en determinadas zonas sismogénicas no se observan diferencias significativas en los resultados, por lo que no tendría mayores repercusiones usar un catálogo u otro, en otras zonas estas diferencias son relevantes. Algunos estudios sugieren un criterio conservador, por lo que se podrían usar los datos de recurrencia más pequeños y así otorgar mayor seguridad. Sin embargo, se podría incurrir en gastos innecesarios. Se recomienda conectar la recurrencia con incertidumbres asociadas a la confección del catálogo, a los resultados de los valores de a y b de la ecuación de Gutenberg-Richter y a la zonificación, para así equilibrar los recursos económicos con la seguridad, en base a la minimización de la incertidumbre. En el capítulo 5, se describirá una metodología para poder cuantificar dichas incertidumbres.

Los resultados obtenidos, dan cuenta de la influencia que ejerce la elección de un catálogo para la estimación de la recurrencia. El uso de uno u otro podría llevar a conclusiones diferentes y por lo tanto, medidas opuestas. Sumado a esto, la zonificación y el método de estimación de los parámetros sísmicos es también relevante y es conveniente profundizar para establecer implicancias certeras en la estimación de la recurrencia.

Como conclusión final de este capítulo se descarta la utilización de

CAT_IDE para análisis de mitigación de riesgo, porque los resultados se alejan de los otros dos catálogos, además de que no se consideran terremotos anteriores al siglo XX, por lo que la recurrencia estaría limitada por información insuficiente. Además se recomienda el uso de la zonificación de Zamora, ya que describe mejor el comportamiento sísmico en la zona Sur usando *CAT_CH*, y porque los resultados de recurrencia para magnitudes cercanas a 9.4 son similares a los de Morneaut, y al ser sismos de gran magnitud, la recurrencia de estos eventos es de enorme importancia para la mitigación de riesgo.

Capítulo 4

Propuesta de Validación de Catálogos

En este capítulo se propone un método para validar catálogos, como respuesta a la variabilidad en los resultados obtenidos en el capítulo anterior, usando *CAT_CH* y *CAT_GS*. El método consiste en la comparación de alturas de ola, generadas a partir de simulaciones numéricas de tsunamis, con registros históricos. Para esto, se seleccionaron cuatro terremotos históricos, los cuales discrepan en información de tamaño y/o ubicación, al comparar catálogos. Se generaron distintos escenarios, basados en la información contenida en cada catálogo, y a partir de éstos, se realizaron simulaciones numéricas de tsunamis, mediante el software Comcot. Luego, se compararon los resultados de altura de ola con información histórica, recopilada de datos de Lockridge (1985), del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (www.shoa.cl) y del Centro Internacional de Información de Tsunamis (www.prh.noaa.gov/itic/). La premisa de validación, es que el catálogo que genere escenarios de tsunamis más cercanos a los registros históricos, será el más confiable para ser usado en estimación de la recurrencia. Si bien los resultados no son lo suficientemente ciertos, porque sólo se comparan cuatro terremotos, las simulaciones asumen un modelo de deslizamiento homogéneo y además las batimetrías no son las más idóneas, las simulaciones proveen un proxy para análisis futuros y una alternativa para reducir la incertidumbre asociada a la selección del catálogo es estudios de mitigación de riesgo.

4.1. Marco Conceptual

4.1.1. Falla y Generación de Tsunami

La zona de interés de este estudio, es la zona interplaca del área de subducción entre la placa Nazca y la Sudamericana, que tiene un modo de falla del tipo "dip-slip". Esta falla se caracteriza porque el desplazamiento entre las fracturas oblicuas de los dos bloques es principalmente vertical. Existen dos clasificaciones para este tipo de falla, dependiendo del movimiento del bloque superior: si el bloque se mueve hacia arriba, la falla se identifica como falla normal; y si se mueve hacia abajo, falla inversa o thrust fault (Figura 4.1). Para el caso de Chile, en el cual la placa de Nazca subducta bajo la placa Sudamericana, se producen esfuerzos compresivos que generan rupturas cuyos eventos tienen un mecanismo inverso.

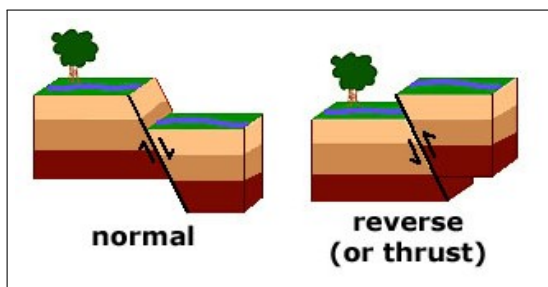


Figura 4.1: Tipos de falla Dip-Slip (fuente: <https://pubs.usgs.gov>).

Cuando ocurre el deslizamiento entre las placas, además de la generación de un terremoto, se produce una deformación en el suelo marino que se transfiere como un movimiento vertical del volumen de agua ubicado sobre la zona de deformación. Cuando el fondo marino se eleva, asumiendo que este movimiento es rápido y despreciando la compresibilidad del agua, se produce la misma elevación en la superficie del océano, generando en el mar una condición de inestabilidad, fluyendo lateralmente en forma de olas en varias direcciones a la costa y en dirección al mar, o lo que se conoce como tsunamis. Para que éste deje de propagarse, generalmente debe pasar un tiempo considerable hasta que la energía se disipe y se retorne al equilibrio.

La figura 4.2, muestra de forma esquemática lo descrito anteriormente.

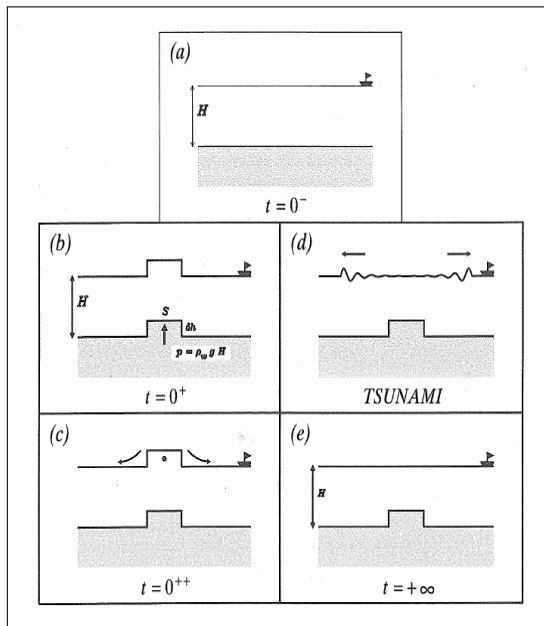


Figura 4.2: Generación de tsunami por terremoto, fuente: Okal (2009)

4.2. Métodos

4.2.1. Formulación de Okada

Existen numerosos modelos teóricos para describir la deformación de la corteza cuando ocurre un sismo, pero el más utilizado y el que será empleado como modelo para las simulaciones numéricas, es el modelo analítico propuesto por Okada (1985). El cual se basó en las expresiones de Steketee (1958) para describir un campo de desplazamiento $u_i(x_1, x_2, x_3)$ debido a una dislocación $\Delta u_j(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ a través de una superficie Σ en un medio isotrópico:

$$u_i = \frac{1}{F} \int \int_{\Sigma} \Delta u_j \left[\lambda \cdot \delta_{jk} \frac{\partial u_i^n}{\partial \xi_n} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] \nu_k d\Sigma \quad (4.1)$$

Donde,

δ_{jk} : Delta de Kronecker.

λ y μ : Constantes de Lamé.

ν_k : Dirección coseno de la normal del elemento de superficie $d\Sigma$.

u_i^j : Componente i -ésima del desplazamiento del punto (x_1, x_2, x_3) debido de a la componente j de la fuerza.

F : Magnitud de la fuerza aplicada en el punto (ξ_1, ξ_2, ξ_3) .

La convención del sistema de coordenadas es la que muestra la figura 4.3.

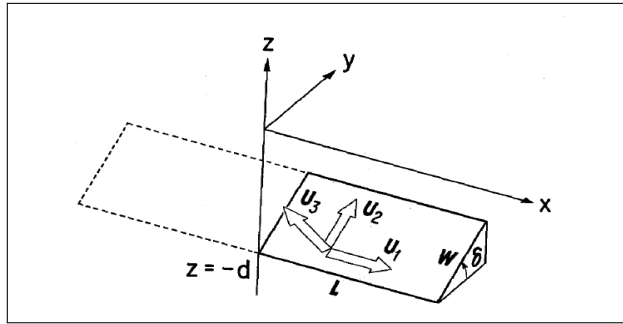


Figura 4.3: Convención de Coordenadas de Modelo de Falla, fuente: Okada, 1985.

Okada (1985) obtuvo expresiones simplificadas para describir el desplazamiento vertical u_z de la superficie de falla, para esto hizo las siguientes suposiciones:

- Geometría de falla rectangular de dimensiones L y W .
- El plano de falla tiene una inclinación δ , comienza a una profundidad z y se considera el desplazamiento promedio de éste.
- El espacio es homogéneo, elástico y semi-infinito.

Los parámetros de falla (Figura 4.4) necesarios para determinar el desplazamiento vertical planteado por Okada, son los siguientes:

- W : Ancho del plano de falla.
- L : Largo del plano de falla.
- d : Profundidad del plano de falla.
- s : Deslizamiento promedio del plano de falla.
- θ (strike): Ángulo de rumbo, corresponde a la orientación de la proyección horizontal del plano de falla, medida desde el Norte.
- δ (dip): inclinación del plano de falla, medido desde la horizontal hasta el plano de falla.
- λ (rake): Ángulo de la dirección del desplazamiento de falla a lo largo del plano de falla.

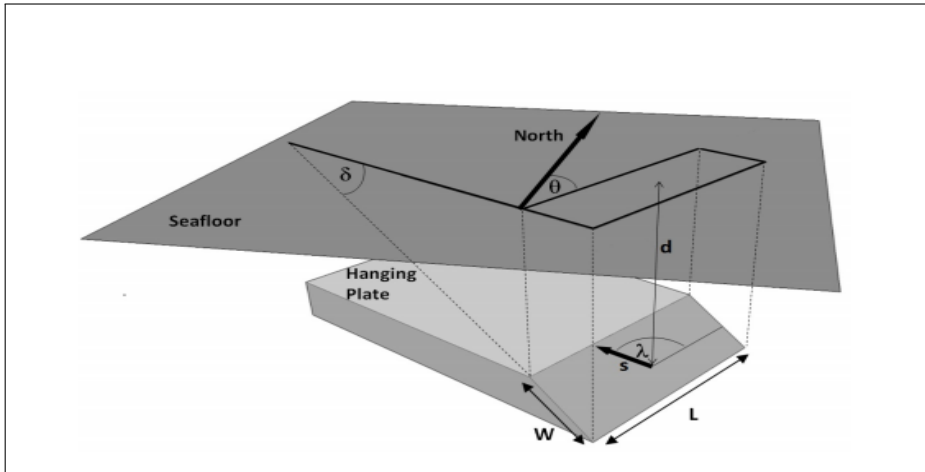


Figura 4.4: Parámetros de falla del modelo de Okada, Fuente: Sepúlveda & Liu (2016).

Para obtener las dimensiones de la zona de ruptura en este estudio se utilizarán las relaciones de escala de Strasser et al. (2010), quien obtuvo regresiones que relacionan las dimensiones con la magnitud de Momento:

$$\begin{aligned} \log_{10}(L) &= -2.477 \pm 0.222 + (0.585 \pm 0.029) \cdot Mw \\ R^2 &= 0.814, \quad \sigma = 0.180, \quad n = 95 \end{aligned} \quad (4.2)$$

$$\begin{aligned} \log_{10}(W) &= -0.882 \pm 0.226 + (0.351 \pm 0.029) \cdot Mw \\ R^2 &= 0.634, \quad \sigma = 0.173, \quad n = 85 \end{aligned} \quad (4.3)$$

4.2.2. Simulaciones Numéricas

Las simulaciones numéricas fueron desarrolladas mediante el software COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model), para lo cual se utilizaron batimetrías de 5 grillas anidadas de diferente resolución (Figuras 4.5-4.9); la grilla principal de 5 minutos de arco, la segunda de 1 minuto de aro y la de mayor resolución, la grilla 5 de 1 segundo de arco.

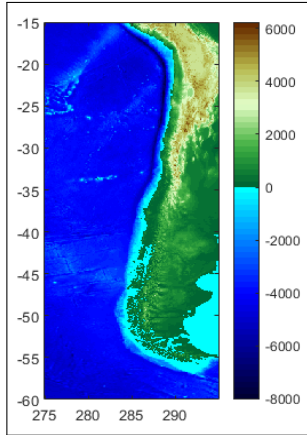


Figura 4.5: Grilla 1(5 arcmin).

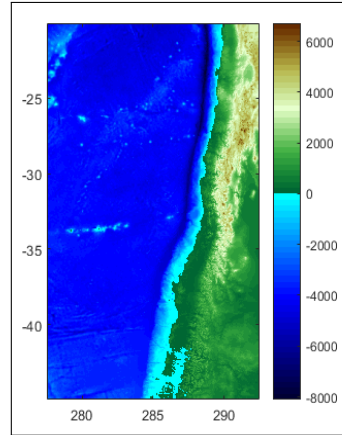


Figura 4.6: Grilla 2 (1 arcmin).

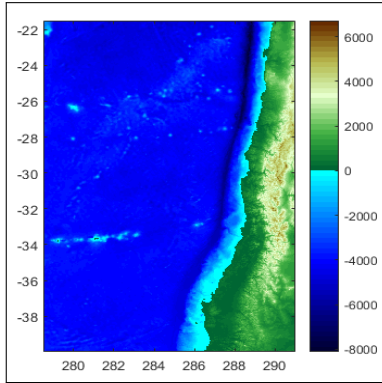


Figura 4.7: Grilla 3(30 arcseg).

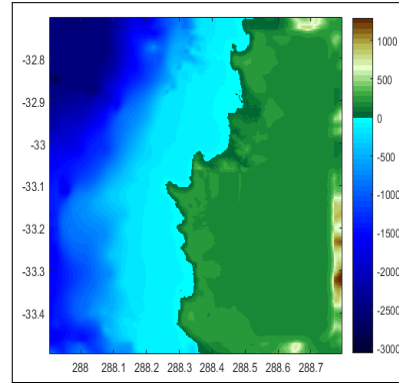


Figura 4.8: Grilla 4 (6 arcseg).

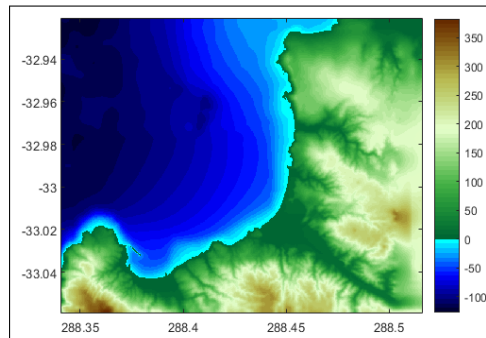


Figura 4.9: Grilla 5(1 arcseg).

La geometría de las capas tectónicas se obtuvo del mapa interactivo de la web: <http://usgs.maps.arcgis.com>. En donde para cada par de coordenadas se obtiene información de la profundidad(d), del strike (θ), y del dip (δ).

4.3. Recopilación Histórica

Se obtuvo información de alturas de ola reportadas en el artículo Loc-
kridge et al. (1985), además de revisar la información disponible en la pági-
na web del NOAA (<https://ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml>) y el SHOA.

La selección de eventos se hizo con base en la información histórica disponible y con el fin de evidenciar diferencias de magnitud y de ubicación entre los los catálogos *CAT_GS* y *CAT_GS*. Cabe mencionar que esta información varía entre las diferentes fuentes, por lo que es necesario investigar de forma mas minuciosa, acudiendo a las fuentes originales que muchas veces se encuentran en otros países o bibliotecas.

4.3.1. Terremoto 24/11/1604

No existe claridad acerca de la ubicación del hipocentro del terremoto, tanto en los documentos históricos como en los registros de los catálogos *CAT_CH* y *CAT_GS*. *CAT_CH* ubica la zona de ruptura en Chile, al contrario de *CAT_GS* que lo ubica en Perú. La información contenida en los documentos históricos es más cercana a *CAT_CH* tanto en ubicación como en magnitud ($M_w \approx 8.5$). Se sabe que fue un terremoto destructivo y que afectó el territorio costero desde El Callao hasta Talcahuano. Además según la profundidad a la que lo ubica *CAT_GS*, no pertenecería a la categoría de terremoto interplaca, sino más bien intraplaca. A continuación, en la tabla 4.1 se presenta la información de ambos catálogos e información disponible en la fuentes mencionadas que describen el terremoto de 1604. Se desea corroborar la información de magnitud y ubicación.

	Lockridge	NOAA Y SHOA	CAT_CH	CAT_GS
Lon, Epicentro	-72°		-70.35°	-70.94°
Lat, Epicentro	-17°		-18.5°	-17.88°
Magnitud	8.5	8.5	8.59	8.7
Z_{max}	16 m	16 m		
Lon, Z_{max}		-70.33°		
Lat, Z_{max}		-18.467°		
Profundidad			55 m	80 m

Tabla 4.1: Información disponible para el terremoto 24/11/1604.

4.3.2. Terremoto 08/07/1730

El terremoto de 1730 no presenta grandes diferencias de magnitud ni de ubicación, según lo que se ve en la tabla 4.2. Sin embargo, un estudio reciente de Carvajal et al. (2017), en el que también comparó registros

históricos con alturas de ola generadas a partir de simulaciones numéricas de tsunamis, se concluye que las magnitud del terremoto está en un rango $9.1 \leq Mw \leq 9.3$. Por lo que vale la pena simularlo, para corroborar si con los valores de magnitud de los catálogos, se subestiman las alturas de ola. Además de que este terremoto ocasionó un tsunami altamente destructivo, que afectó más de 1000 km de costa, registrando daños entre Copiapó y Concepcion, pero principalmente en el puerto de Valparaíso, que fue inundado y dañado generando grandes pérdidas económicas. A pesar de que no se obtendría un grado relevante de importancia del uso de un catálogo u otro, la simulación podría servir para verificar la información de la altura de ola, que según Lockridge llegaría a los 16 metros, según el SHOA 12 metros y según el NOAA 7 metros. *CAT_GS* carece de información respecto a la profundidad del hipocentro.

	Lockridge	NOAA Y SHOA	CAT_CH	CAT_GS
Lon, Epicentro	-71.5°		-71.63°	-71.63°
Lat, Epicentro	-32.5°		33.05°	33.05°
Magnitud	8.7	8.7	8.8	8.74
Z_{max}	16 m	7-12 m		
Lon, Z_{max}		-73°		
Lat, Z_{max}		-36.74°		
Profundidad			35 m	0

Tabla 4.2: Información disponible para el terremoto 08/07/1730.

4.3.3. Terremoto 25/05/1751

Según la tabla 4.3, el terremoto de 1751 presenta diferencias notorias de magnitud, tanto entre los catálogos como también en los artículos con información histórica. El tsunami provocado por este terremoto, a pesar de que fue muy destructivo, no generó grandes pérdidas humanas en zonas cercanas al epicentro, porque tuvo eventos precursores que pusieron en alerta a la población. Sin embargo, las pérdidas económicas fueron elevadas. En la isla de Juan Fernández, murieron decenas de personas, pues la población no se encontraba advertida por limitaciones de conectividad propias de la época. Éste terremoto fue el responsable del traslado de la ciudad de Concepción desde Penco hasta su ubicación actual. A pesar de que Lockridge ubicaría el epicentro en otra zona, por la magnitud del re-

gistro, que no provocaría un tsunami de las características del ocurrido, sólo se compararan las magnitudes 8.13 y 8.5 registradas en los catálogos, además de la profundidad de *CAT_CH*

	Lockridge	NOAA Y SHOA	CAT_CH	CAT_GS
Lon, Epicentro	-74.0°		-73.03°	-73.03°
Lat, Epicentro	-36.5°		-36.83°	-36.83°
Magnitud	6.0	8.5	8.13	8.5
<i>Z_{max}</i>	3.5 m	3.5 m		
Lon, <i>Z_{max}</i>		-73°		
Lat, <i>Z_{max}</i>		-36.74°		
Profundidad			40 m	0

Tabla 4.3: Información disponible para el terremoto 25/05/1751.

4.3.4. Terremoto 20/02/1835

Lo tabla 4.4, muestra que no existen grandes diferencias de ubicación ni de magnitud tanto en los catálogos como en la información histórica, exceptuando que *CAT_GS* no cuenta con información de profundidad. Sin embargo, se cuenta con mayor información de altura de ola, por lo que puede decantar en conclusiones más robustas, además de corroborar si la altura de ola podría llegar a los 24 metros. A pesar que la zona de Concepción y sus alrededores, contaba con al menos tres terremotos de gran magnitud anteriores al sismo de 1835, la preparación no fue suficiente, pues se reportaron grandes pérdidas humanas y económicas tanto en la zona continental como en la isla de Juan Fernández.

	Lockridge	NOAA Y SHOA	CAT_CH	CAT_GS
Lon, Epicentro	-73.0°		-73.03°	-73.03°
Lat, Epicentro	-36.8°		-36.83°	-36.83°
Magnitud	8.2	8.2	8.17	8.25
<i>Z_{max}</i>	24 m	24 m		
Lon, <i>Z_{max}</i>		-72.7°		
Lat, <i>Z_{max}</i>		-36.48°		
Profundidad			10 m	0

Tabla 4.4: Información disponible para el terremoto 20/02/1835.

4.4. Resultados

4.4.1. Simulación Terremoto 24/11/1604

Se realizan simulaciones que corresponden a 4 escenarios diferentes (tabla 4.5), con el fin de comparar ubicación y magnitud del terremoto de 1604.

Escenario	Lon	Lat	δ	θ	d	Mw	L	W	s
1604.1.1	-70.38	-18.36	25.01	-24.88	59.49	8.5	312.968	126.328	5.116
1604.1.2	-70.38	-18.36	25.01	-24.88	59.49	8.7	409.732	148.491	6.633
1604.2.1	-70.94	-17.88	16.84	-37.97	30.05	8.5	312.968	126.328	5.116
1604.2.1	-70.94	-17.88	16.84	-37.97	30.05	8.7	409.732	148.491	6.633

Tabla 4.5: Escenarios a simular del terremoto del 24/11/1604.

La ubicación geográfica de los puntos que cuentan con información histórica de altura de ola, se muestra en la figura 4.10 representados por un círculo. En la tabla 4.6 se encuentran los resultados de las simulaciones numéricas. Dado que la grilla 3 no incorpora información de los dos puntos ubicados más al norte, se utiliza la grilla 1 para comparar altura de ola en esta zona. Los puntos en los que la altura de ola máxima coincide con el punto de registro histórico se muestran con asterisco y la altura de ola máxima de la grilla 3 (M1), se encuentra en el mapa señalado con un rombo.

Pto Mapa	Z_Hist	Z_1604.1.1		Z_1604.1.2		Z_1604.2.1		Z_1604.2.2	
		G1	G3	G1	G3	G1	G3	G1	G3
Z.1.1	3.5	2.1		2.9		*3.0		*4.4	
Z.1.2	16	*4.9		*5.7		2.8		4.2	
Z.1.3	5		2		2.7		2.4		3.1
M1			12.6		12.9		11.8		12.5

Tabla 4.6: Tabla comparativa de altura de ola entre el registro histórico y las simulaciones numéricas para el sismo del 24/11/1604.

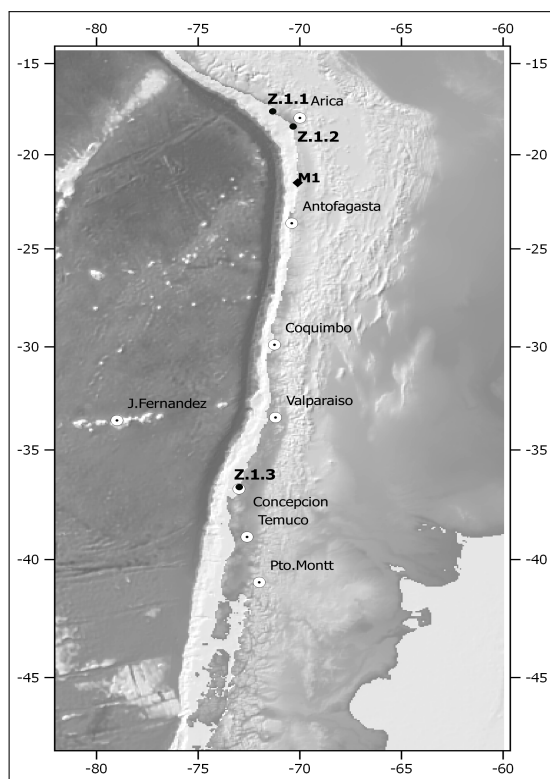


Figura 4.10: Puntos de análisis para el sismo ocurrido el 24/11/1604.

Las simulaciones de los escenarios 1604.1.1 y 1604.1.2, que consideran al hipocentro en Chile, como el registro de *CAT_CH*, y se diferencian sólo en magnitud. Éstas muestran que, como era de esperar, las alturas de ola de la grilla 1 son bastantes menores a las de la grilla 3. Considerando que el epicentro se encuentra cercano al punto Z.1.2, y que la altura máxima de ola de la grilla 3, cercana a 13 metros, se encuentra en el límite superior de la grilla, es razonable que la altura de ola sea aún mayor cercana al epicentro, por lo que el registro histórico del punto Z.1.2 es razonable, mientras que el del punto Z.1.1, podría ser inferior a la realidad, lo que podría ser corroborado con una grilla de mejor resolución para todo el territorio.

Los resultados para los escenarios 1604.2.1 y 1604.2.2, que correspon-

den al hipocentro en Perú, no muestran diferencias significativas al ubicar el terremoto en Chile.

Finalmente se puede concluir que con respecto a la magnitud no existe un catálogo que sea mayormente representativo del registro histórico, pues la diferencia entre las magnitudes no es significativa para los resultados de la simulación. Por otro lado, la ubicación del epicentro en Chile o en Perú, tampoco evidencia diferencias que puedan ser concluyentes de la veracidad del registro de un catálogo u otro. Sin embargo, la profundidad del hipocentro registrada en el catálogo *CAT_GS* no concuerda con las características geológicas del lugar, por lo que basándose en ese criterio y luego de observar que las otras variables no representan grandes diferencias según la información disponible, la utilización de *CAT_CH* representaría una mejor alternativa.

4.4.2. Simulación Terremoto 08/07/1730

Como se mencionó, el evento de 1730 no presenta diferencias relevantes en la ubicación del hipocentro y, considerando las características de los instrumentos de la época, tampoco se considera importante la diferencia entre la magnitud de *CAT_CH* y *CAT_GS*, por lo que se decide simular un escenario, con la finalidad de comparar el registro histórico y verificar si las simulaciones subestimarían las alturas de ola, considerando las magnitudes propuestas por Carvajal et al. (2017). Además se desea validar la profundidad de *CAT_CH*.

Escenario	Lon	Lat	δ	θ	d	Mw	L	W	s
1730.1.1	-71.64	-32.92	20.07	1.43	31.27	8.8	368.813	160.990	7.553

Tabla 4.7: Escenario a simular del terremoto del 08/07/1730.

En el mapa de la figura 4.11 se muestran los puntos con información histórica y en la tabla 4.8 su comparación con la simulación numérica. El punto Z.2.1 coincide con la altura máxima de ola la simulación para la grilla 3, de la cual se obtuvo la información.

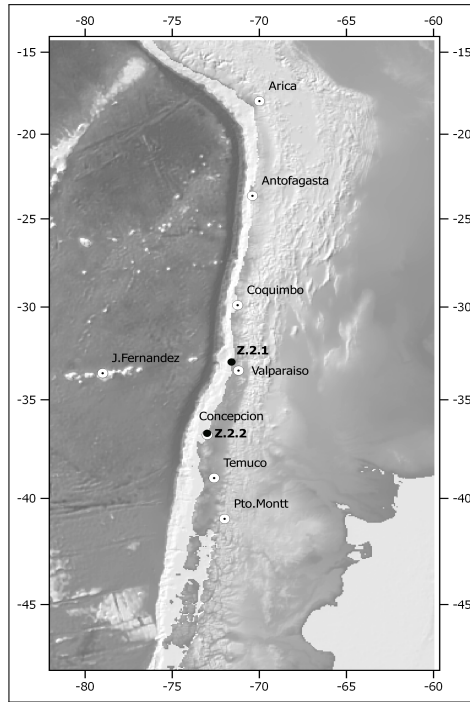


Figura 4.11: Puntos de análisis para el sismo ocurrido el 08/07/1730.

Pto Mapa	Z_Hist	Z_1730.1.1
Z.2.1	7-12	*10.2
Z.2.2	8	5.7

Tabla 4.8: Tabla comparativa de altura de ola entre el registro histórico y las simulaciones numéricas para el sismo del 08/07/1730

Se observa que los resultados de las simulaciones numéricas no se alejan mucho del registro histórico, incluso para el punto Z.2.1, se tiene que el resultado de la simulación es superior al registro del NOAA (7m), por lo que el registro del SHOA(12m) sería más representativo, considerando la posible subestimación al usar un modelo de deslizamiento homogéneo, como es el caso del punto Z.2.2.

Considerando los resultados obtenidos, no habría razón para pensar que este terremoto fue de mayor magnitud, como propone Carvajal et al. (2017). Sin embargo su estudio tiene una base más sólida de datos históricos y mejor batimetría, que son limitantes en este trabajo. A pesar de esto, Carvajal también utiliza un modelo de deslizamiento homogéneo, por lo que sus resultados podrían estar sesgados. Se deben realizar pruebas usando un modelo de deslizamiento heterogéneo, para constreñir el valor de la magnitud.

4.4.3. Simulación Terremoto 25/05/1751

El terremoto de 1751, tiene gran diferencia entre las magnitudes registradas en *CAT_CH* y *CAT_GS*, además que *CAT_GS* no cuenta con información de profundidad, a pesar de que el epicentro en ambos catálogos es el mismo. Se decide simular dos escenarios para comparar la alturas de ola de ambas magnitudes.

Escenario	Lon	Lat	δ	θ	d	M_w	L	W	s
1751.1.1	-73.12	-36.7	18.86	12.61	31.5	8.1	182.600	91.432	3.043
1751.1.2	-73.12	-36.7	18.86	12.61	31.5	8.5	312.968	126.328	5.116

Tabla 4.9: Escenarios a simular del terremoto del 25/05/1751.

El punto Z.3.1 que se muestra en la tabla 4.10 y en la figura 4.12, es el único punto con información histórica. Además se muestra el punto M3, que es la altura máxima obtenida en las simulaciones numéricas de ambos escenarios en la grilla 3.

Pto Mapa	Z_Hist	Z_1751.1.1	Z_1751.1.2
Z.3.1	3.5	5	5.1
M3		5.9	6.8

Tabla 4.10: Tabla comparativa de altura de ola entre el registro histórico y las simulaciones numéricas para el sismo del 25/05/1751

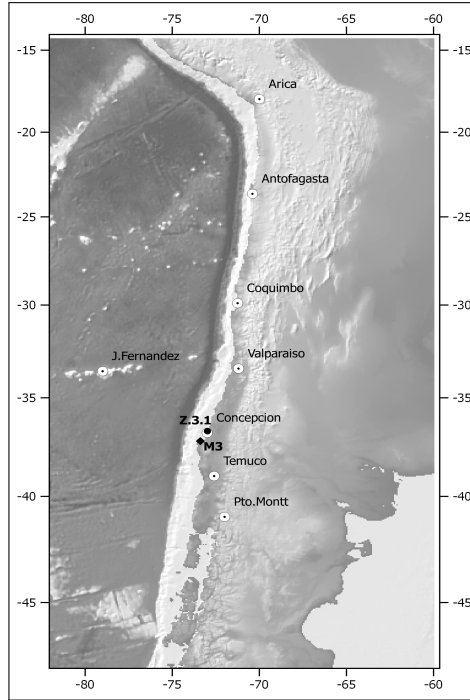


Figura 4.12: Puntos de análisis para el sismo ocurrido el 25/05/1751.

Según los resultados expuestos en la tabla 4.10, las simulaciones numéricas arrojan alturas de ola superiores al registro histórico en ambos catálogos, por lo que se puede suponer que los datos históricos no corresponderían a la altura máxima de ola, porque el uso de un modelo de deslizamiento homogéneo subestima la altura de ola en la simulaciones (Geist & Dmowska, 1999). Sin embargo, basándose en estos resultados, *CAT.CH* se acerca más al registro histórico y la profundidad indicada por el catálogo podría ser representativa de la profundidad del hipocentro.

4.4.4. Simulación Terremoto 20/02/1835

A pesar de que la diferencia de magnitud entre ambos catálogos no es muy significativa, al contar con mayor cantidad de puntos en el registro histórico, se decide simular ambos escenarios:

Escenario	Lon	Lat	δ	θ	d	M_w	L	W	s
1835.1.1	-73.04	-36.9	19.43	8.9	35.42	8.2	208.930	99.129	3.465
1835.1.2	-73.04	-36.9	19.43	8.9	35.42	8.3	239.056	107.473	3.946

Tabla 4.11: Escenarios a simular del terremoto del 20/02/1835.

Los puntos del registro histórico y de altura máxima se muestran en el mapa de la figura 4.13

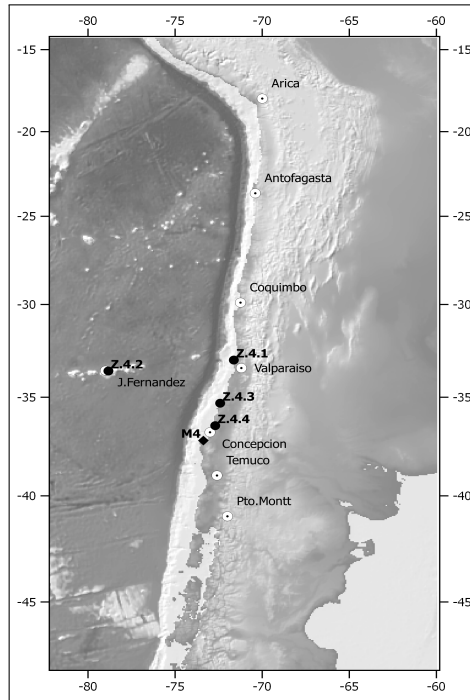


Figura 4.13: Puntos de análisis para el sismo ocurrido el 20/02/1835.

La tabla 4.12 compara el registro histórico con los resultados de los escenarios simulados.

Pto Mapa	Z_Hist	Z_1835.1.1	Z_1751.1.2
Z.4.1	0.5	0.4	0.6
Z.4.2	4.5	0.3	0.5
Z.4.3	3.5	1.8	1.2
Z.4.4	4-9-24	3.3	3.5
M4		3.8	4.8

Tabla 4.12: Tabla comparativa de altura de ola entre el registro histórico y las simulaciones numéricas para el sismo del 20/02/1835.

De los resultados de las simulaciones, se desprende que no se puede concluir cuál catálogo contiene una magnitud más representativa del terremoto, cuando la diferencia entre las magnitudes de cada catálogo no es tan amplia. En este caso, la profundidad registrada en ambos catálogos no concuerda con las características geológicas de la zona cercana al hipocentro y para ambos catálogos este sismo correspondería a uno del tipo cortical. Con respecto al registro histórico, se puede concluir que a pesar de utilizar un modelo de desplazamiento homogéneo, una altura de ola de 24 metros, para la zona cercana a Concepción no sería muy confiable, pues es un valor muy superior al obtenido con las simulaciones numéricas.

Por último, al observar la zona de la isla de Juan Fernández, se observa que la altura de ola de las simulaciones numéricas es bastante más pequeña que la del registro histórico. Esto puede ser por la subestimación de la altura de ola asociada a la utilización de un modelo de desplazamiento homogéneo, pero también puede estar influenciada por fenómenos de resonancia, de refracción y/o de olas de borde. Además, debido a la época, no es posible confiar en que el punto del registro tenga las coordenadas exactas y la complejidad de la morfología costera de la isla genera grandes variaciones en las alturas de ola entre diferentes lugares de ésta (Winckler et al.,2010).

Considerando las diferencias observadas entre las alturas de ola generadas por las simulaciones numéricas y las de datos históricos, se deben implementar mejoras al método propuesto. En un reciente trabajo, Carvajal et al. (2016) estiman las magnitudes de los eventos de 1906 y 1922 con base en registros históricos en Japón, por lo que se podrían usar registros de campo lejano para verificar la información contenida en el catálogo. Es

necesario contar con información de batimetría que reproduzca las condiciones previas al evento, como lo hicieron Carvajal et al., y además considerar la variación del deslizamiento. Con estos modelos se podrán constreñir mejor los eventos históricos y el método sería una herramienta útil para minimizar incertidumbres.

Los principales desafíos para futuras investigaciones son los siguientes:

- Considerar la batimetría previa a ocurrido el sismo.
- Utilizar deslizamiento heterogéneo, para relacionar el efecto de la distribución del deslizamiento con el tamaño del terremoto.
- Generar nuevos estudios de micro-sismicidad histórica.
- Ir a fuentes originales que contengan información histórica, ya sea fuera del país como en bibliotecas nacionales.

4.5. Consideraciones Generales Capítulo 4

Si bien la muestra de terremotos simulados es acotada y por lo tanto, no puede arrojar conclusiones robustas con respecto a qué catálogo contiene información más confiable, puede ser un punto de partida para futuros estudios.

Según las comparaciones de los registros históricos y los resultados de altura de ola de las simulaciones numéricas, no se puede saber a ciencia cierta qué catálogo registra de forma más fidedigna Mw. Esto puede ser debido a que la diferencia de magnitud entre ambos catálogos, para la mayoría de los casos es muy estrecha. Donde se vio un resultado que podría generar una inclinación mayor de confiabilidad para *CAT.CH* fue en la simulación del sismo de 1751, en donde la diferencia sí es considerable, y por lo tanto, se podría aumentar el número de simulaciones para eventos en los que la magnitud entre ambos catálogos se diferencie en ± 0.4 y así validar éste método con una muestra más representativa.

En cuanto a la ubicación del hipocentro, las coordenadas de latitud y longitud de los catálogos para el sismo de 1604, no generaron diferencias notorias de altura de ola, por lo que habría que aumentar el número de simulaciones para hacer un estudio más minucioso para establecer conclusiones. Por otro lado, se vio que la profundidad del hipocentro tiene valores más fiables en el *CAT.CH* para todas las simulaciones, esto debido a que para los sismos históricos se realizó una revisión de magnitud y ubicación en dicho catálogo.

Si bien la utilización de un modelo de deslizamiento homogéneo tiene asociada consigo la subestimación de las alturas de ola, además de generar grandes diferencias entre la relación de altura de ola y la magnitud de campo cercano, puede ser útil como una primera aproximación para la validación de catálogos. La utilización de un modelo de deslizamiento heterogéneo es vetajosa para representar mejor las alturas de ola de un trsunami, dado que considera concentraciones de deslizamiento provocadas por aspereas. Sin embargo, la generación de escenarios con este tipo de modelo es de gran complejidad, por lo que el uso del modelo de deslizamiento

homogéneo podría ser una alternativa para la validación, considerando las limitantes al hacer el análisis de los resultados y usando grillas de alta resolución en las simulaciones.

Como método de validación, se concluye que se deben realizar mayor cantidad de simulaciones y aumentar el registro históricos para establecer qué catálogo es el más confiable con mayor certeza. Sin embargo, este método representa una herramienta útil de validación. A pesar de que requiere de varios recursos para establecer un argumento confiable, considerando las diferencias entre los parámetros sísmicos de ambos catálogos en el área de análisis, podría ser una alternativa para optimizar recursos y disminuir los riesgos asociados a los terremotos y tsunamis.

Además de usar simulaciones numéricas como método de validación de catálogos, éstas podrían ser de utilidad al momento de estimar la recurrencia. Si se mejoraran las simulaciones, utilizando un modelo de ruptura heterogéneo, mejores grillas y se aumentaran los puntos de comparación, se podrían modificar algunas magnitudes en los catálogos. Considerando que la recurrencia fue estimada utilizando el modelo de Gutenberg-Richter doblemente truncado y que los registros históricos son en su mayoría de magnitud superior a 8, la modificación de las magnitudes de sismos históricos modificaría los resultados de la recurrencia y la diferencia se acentuaría si la magnitud coincide con la magnitud máxima probable, ya que la ecuación se truncaría con otro límite superior. Por otro lado, si se usan simulaciones para modificar magnitudes intermedias, en general de sismos más recientes, también se modificaría la recurrencia al cambiar el límite inferior de truncamiento, que corresponde a la magnitud de completitud del catálogo, pero la modificación de la recurrencia no sería tan notoria como modificando sismos de gran magnitud, pues se deberían cambiar gran cantidad de ellos para alterar de forma significativa el valor de b , y por lo tanto, de la recurrencia. Si bien en este trabajo se usaron simulaciones como método de validación y no como una herramienta para modificar los registros de los catálogos, es tarea pendiente realizar estudios que permitan mejorar los registros de los catálogos para así disminuir incertidumbres, y en ese sentido las simulaciones son de gran ayuda.

Capítulo 5

Integración de Incertezas

Con base en la integración de los resultados de los capítulos anteriores, en el presente capítulo se establecen de forma directa los vínculos entre las etapas desarrolladas a lo largo de este estudio. Se propone, cuantificar la incertidumbre epistémica a través de árboles de decisión y así, demostrar la influencia del catálogo sísmico en la estimación de la recurrencia. Junto con esto, se muestra también cómo influye la zonificación y el método de estimación de los parámetros de Gutenberg-Richter.

5.1. Discusión de los resultados

Según lo observado en los resultados de los capítulos anteriores, la elección de un catálogo es determinante para la estimación de la recurrencia. Sin embargo, no es posible aseverar cuál de los tres catálogos usados, es el mejor para estimar la recurrencia sísmica.

Existen diferencias entre los tres catálogos, en cuanto a:

- Regresiones usadas para homologar magnitudes.
- Número de registros de terremotos.
- Período de tiempo considerado por cada catálogo.

- Incongruencias de ubicación y de magnitud, para un mismo terremoto en diferentes catálogos.

Se ha evidenciado la gran importancia que ejercen las regresiones de homologación en la estimación de parámetros sísmicos, y por lo tanto, en la recurrencia. Esta diferencia se muestra de forma clara al comparar los parámetros sísmicos entre *CAT_CH* y *CAT_IDE*, que a pesar de que contienen la misma base de datos a partir de 1950, los resultados de los parámetros sísmicos no son similares. Por otro lado, al comparar los parámetros sísmicos de *CAT_CH* con *CAT_GS*, éstos se acercan bastante, a pesar de contar con diferentes bases de datos. Esta similitud se puede relacionar con el comportamiento de la regresión ortogonal, usada para homologar *CAT_CH* con el de la regresiones globales de Scordilis, con el que se homologó *CAT_GS*. En el capítulo 2, se observa que ambas regresiones se comportan muy parecido, pero se optó por la regresión ortogonal para homologar *CAT_CH*, porque podrían considerar relaciones locales que omitirían las regresiones globales de Scordilis. De esta manera el uso de datos regionales para generar las regresiones de homologación representan una fortaleza de *CAT_CH*. Sin embargo, a pesar que podría ser el factor más influyente, la homologación no es lo único determinante para la estimación de la recurrencia.

El número de registros en cada catálogo, además de las incongruencias de ubicación y de magnitud entre los distintos catálogos, también repercute en la estimación de la recurrencia. Al analizar los resultados de parámetros sísmicos en las diferentes zonas, según ambas zonificaciones, se observan posibles deficiencias de completitud. Por ejemplo, al comparar la Zona 3 y Zona 4 de la zonificación de Zamora et al., de donde se podría deducir que *CAT_GS* está incompleto. Además, las incongruencias de ubicación también influyen en estos resultados, pues el mismo sismo puede estar ubicado en zonas diferentes dependiendo del catálogo seleccionado para realizar el análisis.

Para reducir la incertidumbre asociada a las incongruencias de ubicación y de magnitud en los registros, si bien es útil el método planteado en el capítulo 4 para otorgarle un grado de confianza a un catálogo u otro,

requiere de mayores esfuerzos para que sea un método robusto, por lo que no se puede adjudicar un grado de confianza importante basándose en los resultados del capítulo 4.

Por último, el período de tiempo que abarca un catálogo es muy relevante para la estimación de la recurrencia, pues mientras más datos históricos se tengan, la estimación por métodos estadísticos será más representativa de la realidad, es por esto que se descartó el uso de *CATIDE*, ya que no cuenta con registros anteriores al siglo XX.

Además de las diferencias observadas en los resultados, según la selección del catálogo, están las que se derivan del método de estimación de los parámetros de Gutenberg-Richter. Si bien el método de Weichert, es el más completo, pues considera en sus resultados el período de completitud, en el caso del parámetro b , no siempre concuerda con la historia sísmica de Chile, sobre todo en la zona Sur. Siendo una zona determinante, pues en ella ocurrió el terremoto más grande del mundo.

Basándose en lo descrito anteriormente, se plantea una estrategia de cuantificación de incertidumbres integrando los resultados obtenidos en este trabajo a través de árboles de decisión.

5.2. Árboles de Decisión

A modo de integración de los resultados obtenidos en este trabajo, se propone un método de cuantificación de incertidumbre a través de árboles de decisión, debido a que la variabilidad de la información impide concluir de forma acotada cuál es la mejor alternativa en cuanto a la elección de la información de hipocentros de diferentes catálogos, la zonificación sismotectónica y el método de estimación de los parámetros de la ecuación de Gutenberg-Richter. Además, a través de los árboles de decisión se pretende ver con mayor claridad las debilidades y las fortalezas del método desarrollado a lo largo de este trabajo.

El proceso de confección del catálogo evidencia la importancia de la homologación, ya que las diferencias entre las regresiones utilizadas al mo-

mento de unificar las magnitudes, generan discrepancias entre los resultados de los parámetros sísmicos. Esto se reafirma al comparar el catálogo generado en este estudio con *CAT_IDE*. A pesar que la base de datos a partir del año 1950 es la misma, arrojan parámetros sísmicos diferentes. A partir de esto y, considerando que a pesar de la diferencia entre la base de datos del *CAT_GS* y *CAT_CH*, las características sísmicas son más cercanas, se decide hacer un análisis comparativo sólo entre éstos dos catálogos.

Para poder graficar la inter-relación y las incertidumbres de cada etapa de este estudio, se presentan árboles de decisión. Los árboles de decisión corresponden a una herramienta que permite cuantificar la incertidumbre epistémica. Como no se tiene certeza del catálogo, de la zonificación ni del método de estimación de los parámetros de Gutenberg-Richter más idóneo para la estimación de la recurrencia, se consideran todas las opciones y a cada una se le atribuye un nivel de confianza. Se detaca que éste puede ser estimado de manera informal a través de un consenso entre expertos en la materia o usando metodologías no subjetivas Kulkarni et al. (1984). Para este estudio, los valores fueron asignados de acuerdo a los resultados obtenidos en los capítulos anteriores bajo el criterio del autor. Mientras el resultado sea más representativo de las características sísmicas de la zona de estudio, mayor será el grado de confianza o peso de la opción seleccionada. Cada opción está representada por ramas, que a su vez corresponden a un nivel del árbol lógico, que representa una etapa de este estudio. La cuantificación de la incertidumbre asociada a todo el proceso que describe el árbol de decisión, se calcula a través de la multiplicación de los pesos de las ramas seleccionadas para cada una de las etapas.

La figura 5.1, muestra un modelo de árbol de decisión asociado a la estimación de uno de los parámetros relevantes para caracterizar la sismicidad; el valor del coeficiente b de la ecuación de Gutenberg-Richter. La confiabilidad de las ramas del proceso de zonificación se obtuvo de los resultados del parámetro b , que dependen del catálogo que se utilice, de la zonificación y del método de obtención de b .

La primera etapa, corresponde a la selección del catálogo. Aún cuando según los resultados de este estudio no se puede saber a ciencia cierta cuál

catálogo es el mejor en cuanto al nivel de confiabilidad de la información, sí se le podría adjudicar a cada uno un nivel de confianza. Basándose en los resultados y en el proceso de confección, el uso de *CAT_CH* sería más representativo para caracterizar la sismicidad de la zona de estudio, esto porque:

- Las regresiones utilizadas para la homologación, son generadas a partir de terremotos ocurridos en la zona de análisis, al contrario de las relaciones para unificar magnitudes de *CAT_GS*, que son globales y por lo tanto, podrían omitir algún vínculo entre la homologación y las características geológicas de la zona de interés.
- La revisión de magnitud y ubicación de los eventos históricos, que fue reforzada con las simulaciones de tsunamis. Si bien en cuanto a la magnitud no se pudo establecer una conclusión concreta, la profundidad registrada por *CAT_CH* fue en todos los casos más acorde a las morfología de la zona interplaca.

Considerando lo anterior, se decide otorgar una pequeña diferencia en la confiabilidad de los catálogos. Para *CAT_CH* se considera un peso del 55 % y para *CAT_GS* 45 %. No se estima un valor de confianza superior para *CAT_CH*, por las limitaciones del método de validación de catálogos usando simulaciones numéricas de tsunamis y por la incertidumbre asociada a la confección del catálogo, con respecto al proceso de homologación y desagrupación de terremotos.

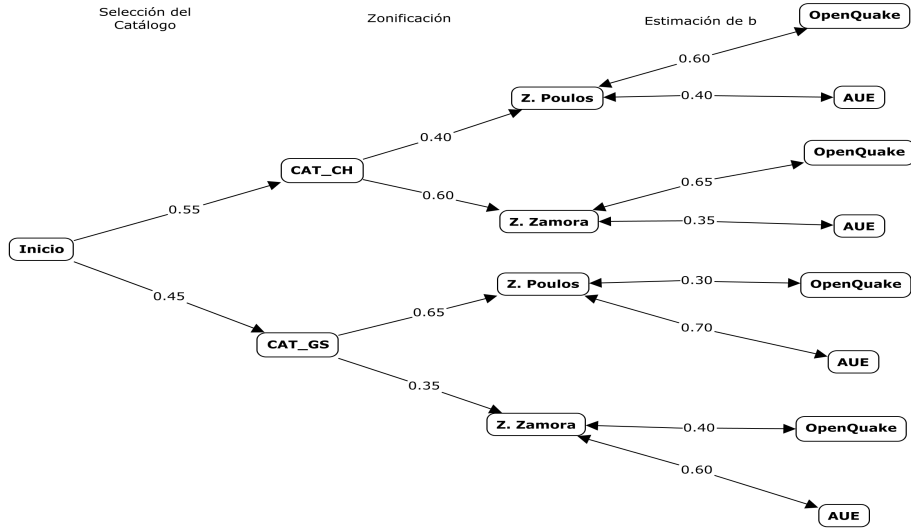


Figura 5.1: Árbol de decisión, estimación de b .

La segunda etapa, el proceso de zonificación, dificulta la estimación del peso para cada opción, puesto que éste se determina a través de una inter-relación de la zonificación (extensión de las zonas) y los parámetros sísmicos, que dependen de los sismos que se filtren dentro de cada una de esas zonas sismo-tectónicas.

El criterio principal para otorgar el grado de confianza a una zonificación, fue la caracterización de la zona ubicada más al Sur en cada zonificación. La zonificación que arroja un valor de b para esta zona inferior al resto, es la que tiene mayor peso. Al seleccionar *CAT_GS*, la zonificación de Poulos sería más representativa de la sismicidad de la zona Sur, por lo que se le adjudica un 65 % de confiabilidad, y si se usa *CAT_CH* sería mejor usar la zonificación de Zamora. Sin embargo, para ésta se considera una confiabilidad del 60 %, porque la zonificación de Poulos es más eficiente para caracterizar la zona Norte. Según la figura 5.1, no existe una zonificación más confiable, sino que depende del catálogo que se use para estimar el parámetro b , por lo que se recomienda probar con nuevas zonificaciones al análisis, para poder incluirlas en el árbol lógico y así disminuir incertezas.

El criterio para determinar los pesos de la tercera etapa, correspondiente a la estimación del parámetro b , fue el mismo que para la segunda etapa. Los resultados tampoco reflejan un método que sea más confiable en todos los casos, por lo que se recomienda incorporar al análisis nuevas metodologías para estimar el parámetro b .

Finalmente, si se usa el camino del árbol que evidencia mayor nivel de confiabilidad, la incertidumbre asociada al proceso de obtención de b sería:

$$1 - 0.55 \cdot 0.60 \cdot 0.65 = 0.79 \quad (5.1)$$

Ahora bien, si se aumentaran la cantidad de eventos simulados por tsunamis, incorporando mayor cantidad de registros históricos y eligiendo aquellos terremotos que se diferencien en ± 0.4 unidades de Mw, además de mejorar las batimetrías usadas para la simulación, y se realizara un método de desagrupación más refinado, obteniendo aún mejores resultados utilizando *CAT.CH*, se podría aumentar el nivel de confianza, de 55 % a 75 % (por ejemplo) y por lo tanto, la incertidumbre disminuiría a:

$$1 - 0.75 \cdot 0.60 \cdot 0.65 = 0.71 \quad (5.2)$$

Siguiendo este ejemplo, se plantea para futuras investigaciones utilizar los modelos y resultados del trabajo actual, para aumentar las pruebas y así disminuir las incertezas y entregar conclusiones más robustas. Además si se tiene una muestra suficiente de datos, los pesos de cada rama podrían estimarse a través de modelos probabilísticos y así eliminar la subjetividad de la estimación de la incertidumbre.

En cuanto al tiempo de ocurrencia, que está directamente relacionado con los parámetros de Gutenberg-Richter, los resultados del árbol lógico para la estimación de b (Figura 5.1), se podrían incorporar a un nuevo árbol en el que se determine la incertidumbre de la obtención del tiempo de ocurrencia. Para esto se considera sólo las ramas que finalizan con la estimación de b mediante el software AUE, ya que mediante estos resultados se obtuvo la recurrencia. La figura 5.2 muestra dicho árbol, en el cual las ramas del proceso de zonificación están asociadas al árbol lógico de la

estimación de b . Por ejemplo, para obtener la probabilidad de la rama al utilizar CAT_CH y la zonificación propuesta por Poulos, considerando que la probabilidad de que el parámetro b estimado por AUE según la figura 5.1 es de $0.4 \cdot 0.4 = 0.16$ y lo mismo pero utilizando la zonificación de Zamora sería $0.6 \cdot 0.35 = 0.21$, por lo que finalmente la probabilidad asociada a dicha rama sería de:

$$\frac{0.16}{0.16 + 0.21} = 0.43 \quad (5.3)$$

De esta manera se estima la probabilidad para cada una de las ramas del árbol de la etapa de zonificación, y además, utilizando un criterio conservador, se podría otorgar un grado mayor de confianza (de 55 % a 60 %) a CAT_CH , que arroja tiempos de ocurrencia menores, suponiendo que los resultados serán utilizados para la mitigación de riesgo y se requiere mayor seguridad para tomar decisiones.

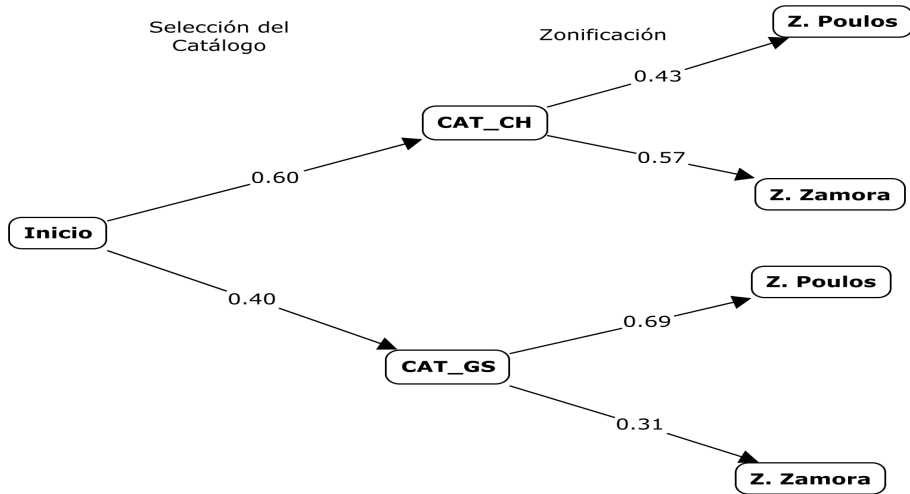


Figura 5.2: Árbol de decisión, estimación de tiempo de ocurrencia.

Disminuyendo la incertidumbre de la estimación del parámetro b , también se disminuirá la incertidumbre asociada al tiempo de ocurrencia y aún se podría disminuir más, teniendo mayor cantidad de información

paleosísmica para comparar con la recurrencia obtenido con métodos estadísticos, además de truncar la ecuación de Gutenberg-Richter utilizando otros valores de M_{max} .

Finalmente, los resultados de este trabajo son la base para la construcción de árboles lógicos. Éstos han sido comúnmente usados para la evaluación de la amenaza sísmica y de tsunamis. Este abordaje es necesario para construir modelos más robustos que consideren un espectro mayor de incertidumbres que el abordado en este trabajo.

Capítulo 6

Conclusiones

La obtención de los parámetros sísmicos en Chile, según lo observado en el trabajo realizado y mostrado de forma gráfica en los árboles de decisión, es un proceso que requiere de muchas etapas, que traen consigo una agregación de incertidumbre. Sumado a lo anterior, los registros presentan grandes falencias de completitud, tanto de cantidad de datos como de información errónea. Se debe procurar tener el control de todos los factores que influyen en la estimación de los parámetros sísmicos, pues éstos son una herramienta útil para la estimación de la amenaza sísmica y de tsunamis. Considerando la historia sísmica de Chile, es imperante reducir la incertidumbre para tomar decisiones acertadas y mejorar estos modelos comúnmente utilizados para la cuantificación y gestión del riesgo. El método del árbol lógico sería una alternativa para la cuantificación de la incertidumbre epistémica asociada a todo el proceso de obtención de la recurrencia sísmica, pero debe fortalecerse para que sus resultados representen datos confiables.

Las principales conclusiones de este estudio son las siguientes:

- Se reafirma que los parámetros sísmicos son altamente sensibles a las regresiones de homologación de magnitudes (Misson, 2012 y Atkinson, 2005).
- Las relaciones generadas para homologar *CAT_CH*, podrían consi-

derar algún tipo de relación entre las magnitudes y las características locales de la zona de análisis, que podrían ser ignoradas por las regresiones globales con las que se homologó *CAT_GS*.

- Para estimar el parámetro a de la ley de Gutenberg-Richter, es conveniente utilizar el método de Weichert para diferentes ventanas de tiempo, ya que además de que pondera el número de terremotos para cada intervalo de tiempo, relaciona el parámetro a con el valor b y la magnitud que representa a dicho intervalo.
- El parámetro b es el más relevante para la estimación de amenaza, pues de éste depende el tiempo de ocurrencia y el valor de a .
- La obtención de los parámetros sísmicos, contiene una sumatoria de incertidumbre asociada a las regresiones de homologación, la magnitud y período de completitud, la zonificación y la magnitud máxima esperada para una zona.
- La comparación de diferentes parámetros, supuestos y particularmente de la zonificación, puede derivar en modelos de amenaza más fidedignos que pueden incurrir en la reducción de costos y aumentar la seguridad asociada a la mitigación de riesgo.
- Las simulaciones numéricas de tsunamis son una herramienta útil para la validación del catálogo sísmico, a pesar de que se utilice deslizamiento homogéneo.
- Las zonas sísmicas que presentan parámetros sísmicos similares, si bien no representaría un proceso de zonificación eficiente, no generan discrepancias entre sus resultados, por lo que es más relevante la comparación entre zonas sísmicas de parámetros diferentes que marcan la diferencia al momento de tomar decisiones de impacto por la ocurrencia de un evento sísmico.
- La utilización de árboles lógicos es una herramienta que permite cuantificar la incertidumbre epistémica además de evidenciar las relaciones entre las diferentes etapas del proceso de obtención de parámetros sísmicos, sin embargo, se deben elaborar mediante una base de datos

robusta que permita reducir la incertidumbre y utilizar la rama que represente realmente el menor riesgo.

Como conclusión final, se sugiere la utilización de *CAT_CH* para análisis de riesgo, puesto que a pesar de que no se tiene certeza absoluta de su veracidad, tiene un comportamiento similar al *CAT_GS*, que es un catálogo ampliamente usado. Sin embargo, las regresiones usadas para homologar *CAT_GS* fueron hechas a partir de datos globales, por lo que podrían ignorar la influencia de características geofísicas de la zona de análisis. Por el contrario, *CAT_CH* fue homologado con regresiones generadas a partir de datos regionales, además según lo observado en las simulaciones numéricas los registros de profundidad de los sismos son más representativos de los segmentos de ruptura. Sin embargo, se debe trabajar más en el proceso de validación. Es necesario probar el comportamiento en nuevas zonificaciones y utilizar el método de las simulaciones de tsunami, pero con mayor cantidad de información, tanto histórica, como también mejorar las batimetrías de las simulaciones numéricas. Incluso se sugiere utilizar otros métodos de desagrupación, para eliminar réplicas y eventos premonitores, para disminuir incertidumbres asociadas a la completitud del catálogo y así robustecer las probabilidades de los árboles de decisión, lo que se traduce en políticas de estado más eficientes.

Anexo A

Confección del Catálogo

A.1. Mw según Relación de Dorbath (1990)

Año	Mes	Día	Ms	Largo de Ruptura		Magnitud de Momento		Mw Máx
				Proyección Vertical		Susa (2004)	Dorbath (1990)	
				km (Susa)	km (Dorbath)			
1570	2	8	8.3	233		8.3		8.3
1575	3	17	7.3	133		7.9		7.9
1575	12	16	8.5	444		8.7		8.7
1582	1	22		56	80	7.3	7.5	7.5
1604	11	24	8.3	378	450	8.6	8.7	8.7
1615	9	16	7.5	133		7.9		7.9
1647	5	14	8.5	400		8.7		8.7
1657	3	15	8	156		8		8
1664	5	12	7.3		75		7.5	7.5
1687	10	20	7.6	94		7.6		7.6
1687	10	21			150		8	8
1715	8	23		78	75	7.5	7.5	7.5
1730	7	8	8.7	444		8.7		8.7
1737	12	24	7.7	111		7.8		7.8
1751	5	25	8.5	333		8.5		8.5
1784	5	13	7.8	222	300	8.2	8.5	8.5
1796	3	30	7.7	222		8.2		8.2
1819	4	11	8.3	278		8.4		8.4
1822	11	20	8.5	233		8.3		8.3
1833	9	18	7.7		100		7.7	7.7
1835	2	20	8.1	300		8.5		8.5
1836	7	3	7.5	44		7.1		7.1
1837	11	7	8	589		8.9		8.9
1849	12	17	7.5	89		7.6		7.6
1851	5	26	7.2	178		8.1		8.1
1859	10	5	7.6	111		7.8		7.8
1868	8	13	8.5	278	500	8.4	8.7	8.7
1869	8	24	7.4	67		7.4		7.4

Año	Mes	Día	Ms	Largo de Ruptura		Magnitud de Momento		Mw Máx
				Proyección Vertical		Susa (2004)	Dorbath (1990)	
				km (Susa)	km (Dorbath)			
1871	10	5	7.3	100		7.7		7.7
1877	5	10	8.3	444		8.7		8.7
1880	8	15	7.7	111		7.8		7.8
1918	12	4	7.8	111		7.8		7.8
1928	12	1	8	133	90	7.9	7.6	7.9
1933	2	23	7.6	56		7.3		7.3
1942	8	24	8.1		200		8.2	8.2
1955	4	19	7	67		7.4		7.4
1966	12	28	7.8	89		7.6		7.6
1971	7	9	7.5	122		7.8		7.8

Tabla A.1: Magnitud de Momento calculada por la relación de Dorbath

Anexo B

Estimación de la Recurrencia

B.1. Estimación de Parámetros Sísmicos

B.1.1. Método de Weichert (1980)

Para realizar este procedimiento, los terremotos deben estar previamente agrupados en intervalos discretos de magnitud, con el i -ésimo intervalo representado por su magnitud central m_i , conteniendo n_i sismos en un período de completitud de t_i años. Cada magnitud contenida en el intervalo i -ésimo está representada con el subíndice j (m_j) y para cada una existe un período de completitud t_j .

De la ley de Gutenberg Richter doblemente truncada se sabe que la probabilidad de que la magnitud de un sismo esté comprendida entre m y $m+dm$ está determinada por:

$$f(m, \beta) = \begin{cases} \beta \frac{e^{-\beta(m-m_{min})}}{(1-e^{-\beta(m_{max}-m_{min})})} & m_{min} \leq m < m_{max} \\ 0 & m < m_{min} \end{cases} \quad (B.1)$$

La integración sobre los intervalos de magnitud y la normalización conduce a la función de máxima verosimilitud:

$$L(\beta | n_i, m_i, t_i) = \frac{N!}{\prod_i} \prod_i p_i^{n_i} \quad (B.2)$$

Donde N corresponde al número total de terremotos y

$$p_i = \frac{t_i \cdot e^{-\beta \cdot m_i}}{\sum_j t_j \cdot e^{-\beta \cdot m_j}} \quad (B.3)$$

Como logaritmo es una función monótona creciente, el máximo de $L(\beta)$ es el mismo que $\ln(L(\beta))$.

$$\frac{\partial \ln(L(\beta))}{\partial \beta} = 0 \quad (B.4)$$

$$\frac{\sum_i t_i \cdot m_i \cdot e^{(-\beta \cdot m_i)}}{\sum_j t_j \cdot e^{(-\beta \cdot m_j)}} = \frac{\sum_i n_i \cdot m_i}{N} = \bar{m} \quad (B.5)$$

Donde $\bar{m}$ es la magnitud promedio de la información representada en intervalos de magnitud. La ecuación se resuelve fácilmente mediante un método iterativo.

De forma similar se procede la determinar el parámetro $N_{m_{min}}$. Se asume que los sismos que ocurren en un intervalo m_i se distribuyen mediante un proceso Poisson con tasa:

$$N_i = N_{m_{min}} \cdot q_i = N_{m_{min}} \cdot \frac{e^{-\beta \cdot m_i}}{\sum_j e^{-\beta \cdot m_j}} \quad (\text{B.6})$$

Por lo que la función de máxima verosimilitud corresponde a:

$$L(N_{m_{min}}) = \prod_i \frac{(N_i \cdot t_i)^{n_i} \cdot e^{-N_i \cdot t_i}}{n_i} \quad (\text{B.7})$$

Donde $N_i \cdot t_i$ representa el número de veces que ocurre un sismo en un intervalo t_i y n_i es el número de ocurrencia del sismo. Resolviendo la ecuación de la misma forma que para el parámetro β , se tiene:

$$N_{m_{min}} = N \frac{\sum_i e^{-\beta \cdot m_i}}{\sum_j t_j \cdot e^{-\beta \cdot m_j}} \quad (\text{B.8})$$

B.1.2. Método de Kijko & Smit (2012)

Al igual que el procedimiento de Weichert, este método permite estimar el parámetro b , en un catálogo que no se encuentra completo, dividiéndolo en diferentes subcatálogos con distintos niveles de completitud. Se supone que la magnitud de un terremoto es una variable aleatoria continua, independiente e idénticamente distribuida que responde a la ley de recurrencia de Gutenberg-Richter y que puede tomar cualquier valor superior al nivel de completitud, por lo tanto, la función de densidad de probabilidad toma la forma:

$$f(m, \beta) = \begin{cases} \beta \cdot e^{-\beta(m-m_{min})} & m \geq m_{min} \\ 0 & m < m_{min} \end{cases} \quad (\text{B.9})$$

Luego, la función de máxima verosimilitud para cada subcatálogo está determinada por:

$$L_i = \prod_{j=1}^{n_i} f(m_j^i, \beta) = \prod_{j=1}^{n_i} \beta \cdot e^{-\beta(m_j^i - m_{min}^i)} \quad (B.10)$$

Donde,

m_j^i : magnitud del sismo j en el catálogo i-ésimo.

n_i : número de eventos del catálogo i-ésimo.

Si el catálogo es dividido en s subcatálogos y utilizando la propiedad aditiva de la máxima verosimilitud, la cual implica que:

$$L = L_1 \cdot L_2 \cdot \dots \cdot L_s \quad (B.11)$$

La función de máxima verosimilitud para todo el catálogo queda determinada por:

$$L(\beta) = \prod_{i=1}^s \prod_{j=1}^{n_i} f(m_j^i, \beta) = \prod_{i=1}^s \prod_{j=1}^{n_i} \beta \cdot e^{-\beta(m_j^i - m_{min}^i)} \quad (B.12)$$

Finalmente, se obtiene el estimador $\hat{\beta}$ de máxima verosimilitud, que se define como el valor de β que maximiza la función de máxima verosimilitud. Por lo que se maximiza la función de máxima verosimilitud y se obtiene un valor generalizado de $\hat{\beta}$.

$$\hat{\beta} = \left(\frac{r_1}{\hat{\beta}_1} + \frac{r_2}{\hat{\beta}_2} + \dots + \frac{r_s}{\hat{\beta}_s} \right)^{-1} \quad (B.13)$$

Donde,

$$r_i = n_i/n; \quad n = \sum_i^s n_i \quad (B.14)$$

El valor de $\hat{\beta}_i$ corresponde al valor de $\hat{\beta}$ en cada subcatálogo, calculada según la formulación clásica de Aki y Utsu(1965):

$$\beta = \frac{1}{\bar{m} - m_{min}} \quad (B.15)$$

B.2. Magnitud de Completitud y Magnitud en función del tiempo

B.2.1. Zonificación de Poulos et al. (2018)

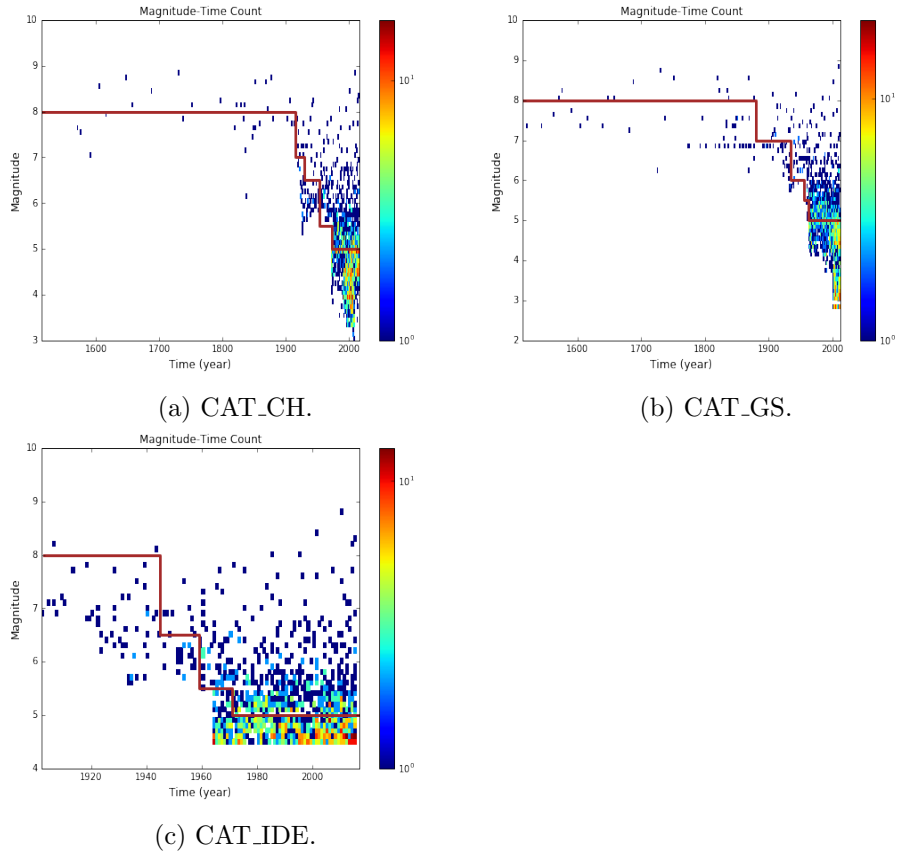
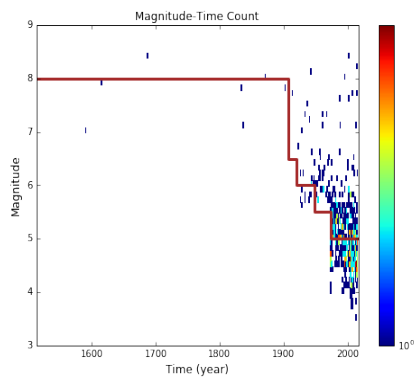
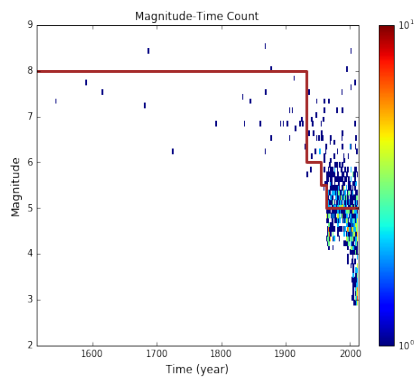


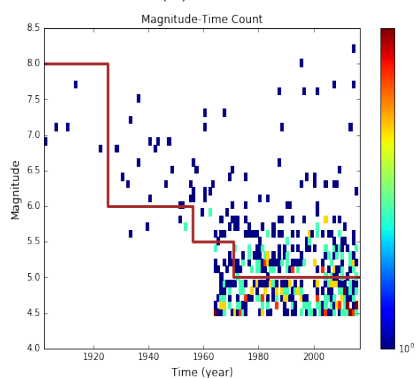
Figura B.1: Magnitud de completitud y Magnitud en función del tiempo Zona Interplaca, Poulos et al. (2018).



(a) CAT_CH.



(b) CAT_GS.



(c) CAT_IDE.

Figura B.2: Magnitud de completitud y Magnitud en función del tiempo Zona 1, Poulos et al. (2018).

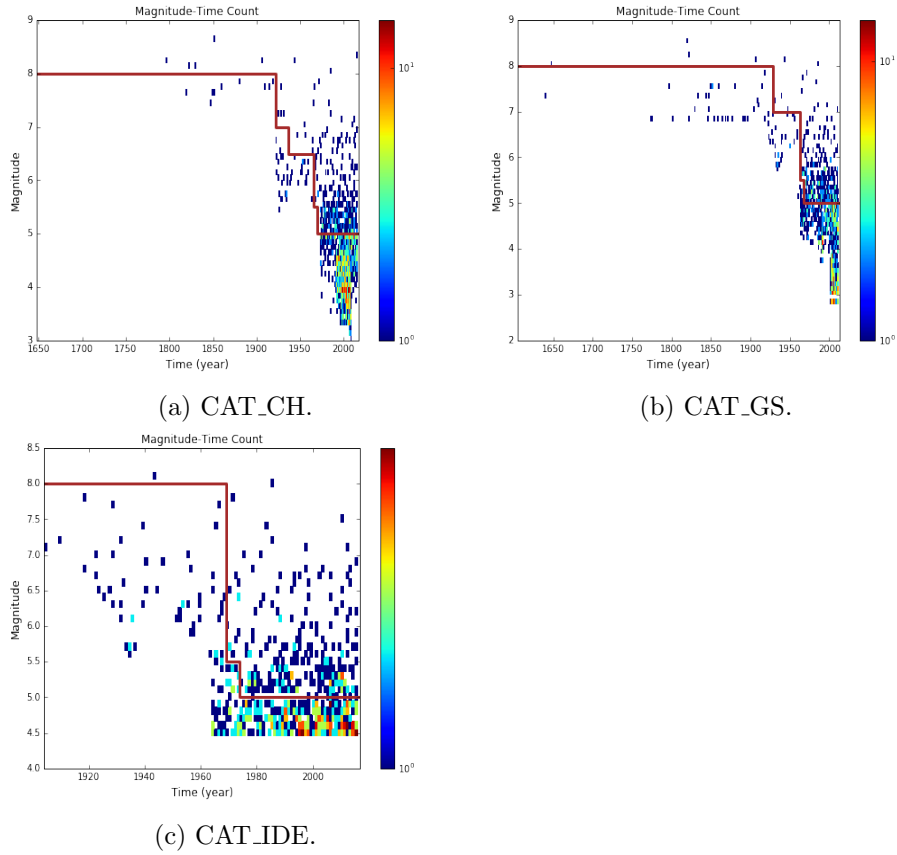
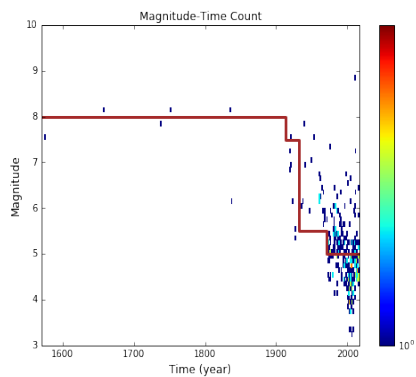
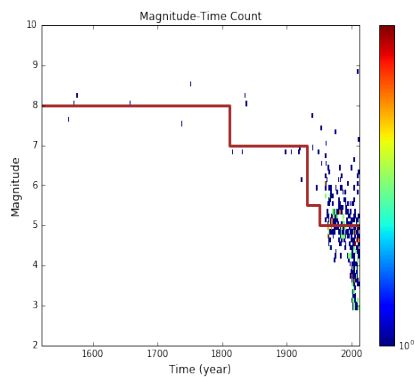


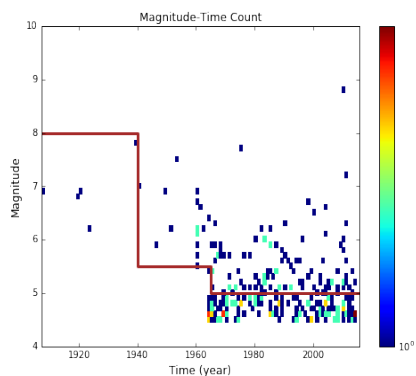
Figura B.3: Magnitud de completitud y Magnitud en función del tiempo Zona 2, Poulos et al. (2018).



(a) CAT_CH.



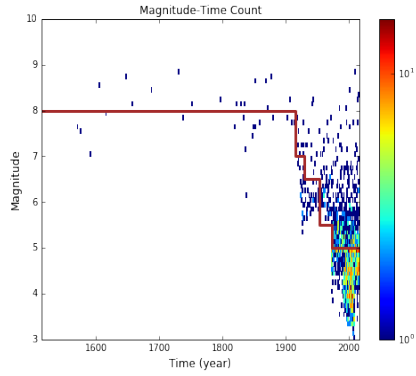
(b) CAT_GS.



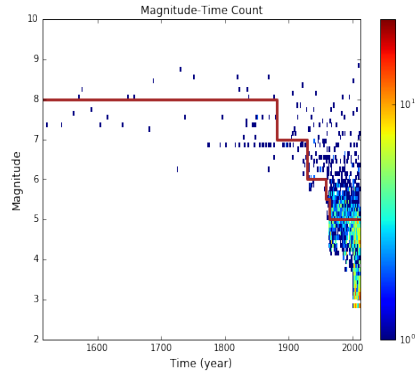
(c) CAT_IDE.

Figura B.4: Magnitud de completitud y Magnitud en función del tiempo Zona 3, Poulos et al. (2018).

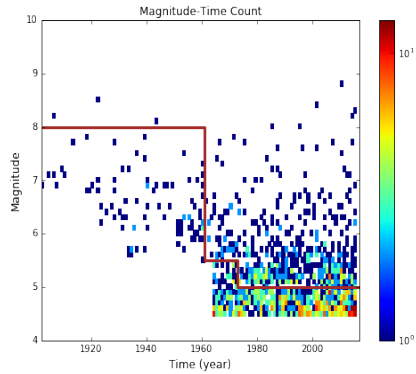
B.2.2. Zonificación de Zamora



(a) CAT-CH.

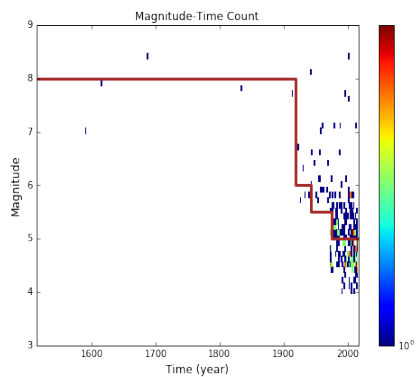


(b) CAT-GS.

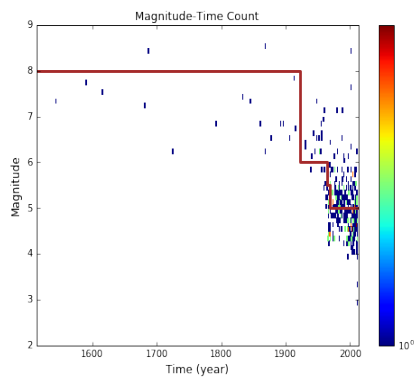


(c) CAT-IDE.

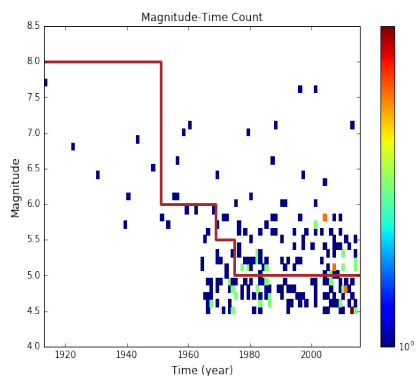
Figura B.5: Magnitud de completitud y Magnitud en función del tiempo
Zona Interplaca, Zamora.



(a) CAT_CH.

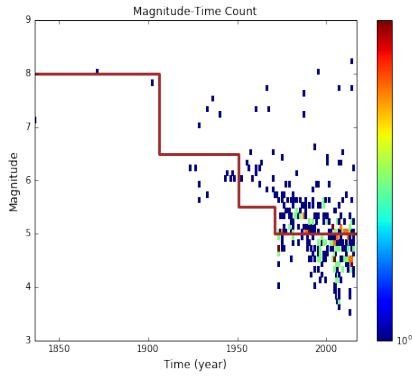


(b) CAT_GS.

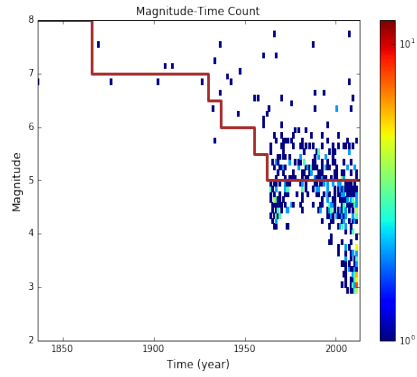


(c) CAT_IDE.

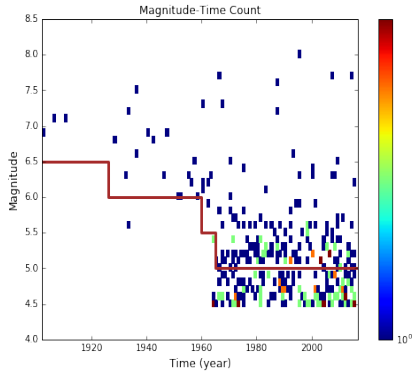
Figura B.6: Magnitud de completitud y Magnitud en función del tiempo Zona 1, Zamora.



(a) CAT_CH.

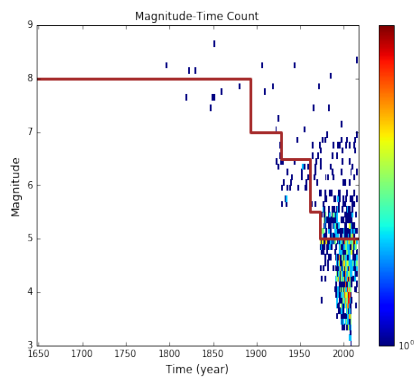


(b) CAT_GS.

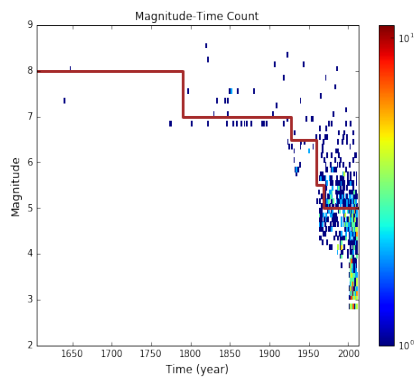


(c) CAT_IDE.

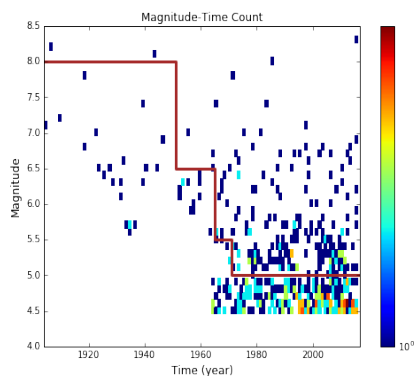
Figura B.7: Magnitud de completitud y Magnitud en función del tiempo Zona 2, Zamora.



(a) CAT_CH.

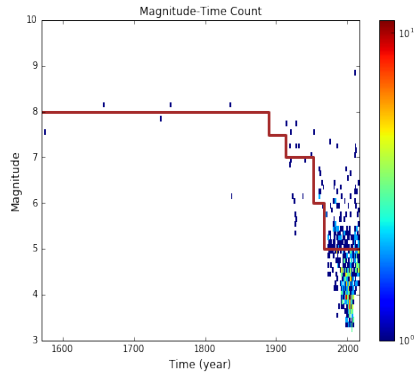


(b) CAT_GS.

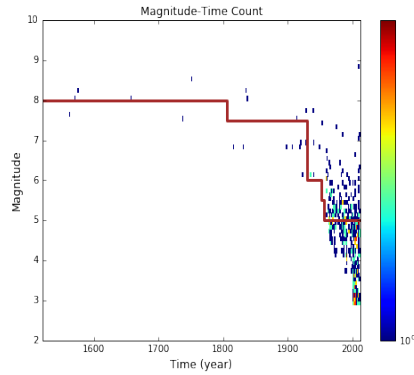


(c) CAT_IDE.

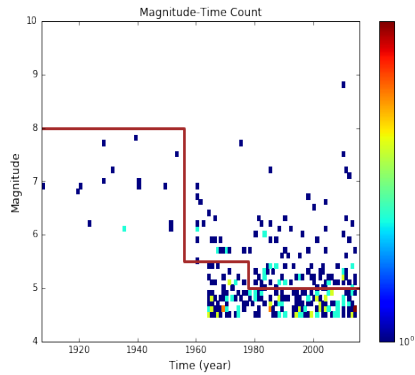
Figura B.8: Magnitud de completitud y Magnitud en función del tiempo Zona 3, Zamora.



(a) CAT_CH.



(b) CAT_GS.



(c) CAT_IDE.

Figura B.9: Magnitud de completitud y Magnitud en función del tiempo Zona 4, Zamora.

Bibliografía

- A. Kelleher, J. (1972). Rupture zones of large south american earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, 77, 2087–2103.
- Albini, P., Musson, R., Gomez Capera, A., Locati, M., Rovida, A., & Stucchi, D. (2013). Global Historical Earthquake Archive and Catalogue (1000-1903). *GEM Technical Report*, 1.
- Atkinson, G. (2005). A revised magnitude-recurrence relation for shallow crustal earthquakes in southwestern british columbia: Considering the relationships between moment magnitude and regional magnitudes. *Bulletin of The Seismological Society of America - BULL SEISMOL SOC AMER*, 95, 334–340.
- Barrientos, S. (1980). Regionalizacóin sísmica de Chile. Master’s thesis, Universidad de Chile.
- Carvajal, M., Cisternas, M., & Catalán, P. A. (2017). Source of the 1730 Chilean earthquake from historical records: Implications for the future tsunami hazard on the coast of Metropolitan Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(5), 3648–3660.
- Castellaro, S. & Bormann, P. (2007). Performance of different regression procedures on the magnitude conversion problem. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(4), 1167–1175.
- Catalán, P. A., Aránguiz, R., González, G., Tomita, T., Cienfuegos, R., González, J., Shrivastava, M. N., Kumagai, K., Mokrani, C., Cortés, P., & Gubler, A. (2015). The 1 April 2014 Pisagua tsunami: Observations and modeling. *Geophysical Research Letters*, 42(8), 2918–2925.

- Cisternas, M. (2012). El terremoto de 1647 de Chile central como un evento intraplaca : ¿ otra amenaza para Chile metropolitano ? 1. *Revista de Geografia Norte Grande*, 33, 23–33.
- Contreras, V. A. (2009). Curvas de atenuación espectrales para sismos chilenos. Master's thesis, Universidad de Chile.
- Cornell, C. A. (1968). Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58(5), 1583–1606.
- Das, R., Wason, H. R., & Sharma, M. L. (2011). Global regression relations for conversion of surface wave and body wave magnitudes to moment magnitude. *Natural Hazards*, 59(2), 801–810.
- Das, R., Wason, H. R., & Sharma, M. L. (2012). Journal of Asian Earth Sciences Magnitude conversion to unified moment magnitude using orthogonal regression relation. *Journal of Asian Earth Sciences*, 50, 44–51.
- Das, R., Wason, H. R., & Sharma, M. L. (2013). General Orthogonal Regression Relations between Body-Wave and Moment Magnitudes. *Seismological Research Letters*, 84(2), 219–224.
- Dorbath, L., Cisternas, A., & Dorbath, C. (1990). Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(3), 551–576.
- Engdah, R. E., Van Hilst, R. D., & Buland, R. (1998). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(3), 722–743.
- Engdahl, E. R. & Villaseñor, A. (2001). Global Seismicity: 1900–1999. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, 81A, 665–690.
- Esteva, L. (1976). Seismicity. in *Seismic Risk in Engineering Decisions*, Edited by C. Lomnitz and E. Rosenbluth, Elsevier Scientific Publications, London., Chapter 7.

- Gardner, J. K. & Knopoff, L. (1974). Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(5), 1363–1367.
- Geist, E. L. & Dmowska, R. (1999). Local tsunamis and distributed slip at the source. *Pure and Applied Geophysics*, 154(3-4), 485–512.
- Gutenberg, B. & Richter, C. (1944). 47:73-131, 1936. [1S5]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 185–188.
- Hayes, G., Wald, D., & Johnson, R. (2012). Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 117.
- Hoechner, A., Babeyko, A. Y., & Zamora, N. (2016). Probabilistic tsunami hazard assessment for the Makran region with focus on maximum magnitude assumption. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(6), 1339–1350.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82(20), 2981–2987.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauría, E., & Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca-South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125–131.
- Kijko, A. (2004). Estimation of the maximum earthquake magnitude, mmax. *Pure and Applied Geophysics*, 161(8), 1655–1681.
- Kijko, A. & Smit, A. (2012). Extension of the Aki-Utsu b-Value estimator for incomplete catalogs. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(3), 1283–1287.
- Kulkarni, R., Youngs, R., & Coppersmith, K. (1984). Assessment of Confidence Intervals for Results of Seismic Hazard Analysis.
- Leyton, F., Ruiz, S., & Sepúlveda, S. A. (2010). Reevaluación de peligro Sísmico pobabilistico en Chile central.

- Lockridge, P. (1985). for Solid Earth Geophysics TSUNAMIS IN PERU-CHILE. *National Geophysical Data Center*, (July).
- Martin, A. (1990). Hacia una nueva regionalización y cálculo del peligro sísmico en Chile. Master's thesis, Universidad de Chile.
- Mignan, A. & Woessner, J. (2012). Understanding Seismicity Catalogs and their Problems: Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs. *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*, (April), 1–45.
- Moernaut, J., Van Daele, M., Fontijn, K., Heirman, K., Kempf, P., Pino, M., Valdebenito, G., Urrutia, R., Strasser, M., & De Batist, M. (2018). Larger earthquakes recur more periodically: New insights in the megathrust earthquake cycle from lacustrine turbidite records in south-central Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 481, 9–19.
- Musson, R. M. W. (2012). The effect of magnitude uncertainty on earthquake activity rates. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(6), 2771–2775.
- Nishenko, S. (1985). Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the chilean and southern peruvian margins of south america: A quantitative reappraisal. *Journal of Geophysical Research*, 90.
- Núñez, I. (2014). Nuevo peligro sísmico para Chile. Master's thesis, Universidad de Chile.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 75(4), 1135–1154.
- Okal, E. A. (2009). Excitation of Tsunamis By Earthquake. *The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas*, 15, 137–177.
- Petersen, M., Harmsen, S., Jaiswal, K., Rukstales, K., Luco, N., Haller, K., Mueller, C., & Shumway, A. (2018). Seismic hazard, risk, and design for south america. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108.

- Poulos, A., Monsalve, M., Zamora, N., & de la Llera, J. C. (2018). An Updated Recurrence Model for Chilean Subduction Seismicity and Statistical Validation of Its Poisson Nature. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- Reasenber, P. (1985). Second-order moment of central california seismicity, 1969–1982. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B7), 5479–5495.
- Richter, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25, 1–32.
- Ruiz, S. & Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics*, 733(January), 37–56.
- Saillard, M., Audin, L., Rousset, B., Avouac, J. P., Chlieh, M., Hall, S. R., Husson, L., & Farber, D. L. (2017). From the seismic cycle to long-term deformation: linking seismic coupling and Quaternary coastal geomorphology along the Andean megathrust. *American Geophysical Union*, 36(2), 241–256.
- Scordilis, E. M. (2006). Empirical global relations converting M_s and m_b to moment magnitude. *Journal of Seismology*, 10(2), 225–236.
- Sepúlveda, I. & Liu, P. L. F. (2016). Estimating tsunami runup with fault plane parameters. *Coastal Engineering*, 112, 57–68.
- Sørensen, M. B., Spada, M., Babeyko, A., Wiemer, S., & Grünthal, G. (2012). Probabilistic tsunami hazard in the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(1), 1–15.
- Steketee, J. A. (1958). On Volterra’s dislocations in a semi-infinite elastic medium. *Canadian Journal of Physics*, 36, 192–205.
- Stepp, J. (1972). Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquakes hazard. *Proc. of 1st Int. Conf. on Microzonation, Seattle*, 2, 897–910.
- Storchak, D. A., Di Giacomo, D., Bondár, I., Engdahl, E. R., Harris, J., Lee, W. H. K., Villaseñor, A., & Bormann, P. (2013). Public release

- of the ISC-GEM global instrumental earthquake catalog (1900-2009). *Seismological Research Letters*, (October), 810–815.
- Strasser, F., Arango, M. ., & Bombers, J. (2010). Scaling of Source Dimensions of Interface and Intraslab Subduction-zone Earthquakes with Moment Magnitude. *Seismological Research Letters*, 81(6), 941–950.
- Suarez, G. & Comte, D. (1993). Comment on "Seismic Coupling Along the Chilean Subduction Zone" by B. W. Tichelaar and L. R. Ruff. *Journal of Geophysical Research*, 98, 825–828.
- Susa, D. (2004). Evaluación del peligro sísmico asociado a sismos de tipo interplaca en Chile y sur del Perú utilizando una distribución bi-paramétrica de Weibull. Master's thesis, Universidad de Chile.
- Thio, H. K., Somerville, P., & Ichinose, G. (2007). Probabilistic Analysis of Strong Ground Motion and Tsunami Hazards in Southeast Asia. *Journal of Earthquake and Tsunami*, 01(02), 119–137.
- Uhrhammer, R. (1986). Characteristics of northern and southern california seismicity. *Earthquake Notes*, 57, 21–41.
- Weichert, D. H. (1980). Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(4), 1337–1346.
- Wiemer, S. & Wyss, M. (2000). Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(4), 859–869.
- Winckler, P., Reyes, M., Sepúlveda, I., & Molina, M. (2010). 2010 - El tsunami del 27-02-2010 en el poblado de San Juan Bautista Juan Fernandez - Winckler et al. *Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica*.
- Zamora, N., Poulos, A., Catalán, P., & Pinilla, D. (2019). Assessment of the probability of tsunamis along Chile accounting for multiple uncertainties. *European Geoscience Union, EGU2019-18511*. Viena, Austria,.