

**CARACTERIZACIÓN DE LAS FUENTES SÍSMICAS DE SUBDUCCIÓN  
INTER-PLACA DEL CENTRO-SUR DE CHILE A TRAVÉS DE UN  
SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA**

**Patricio Ignacio Poblete Acuña**

Proyecto de Título presentado al

Departamento de Ciencias Geodésicas y Geomática

Universidad de Concepción, Campus Los Ángeles

En cumplimiento del requisito parcial

Para obtener el título de

**Ingeniero Geomático**

Escrito bajo la orientación de la profesora

Dra. Alicia Rivas Medina (Depto. de Cs Geodésicas y Geomática)

Aprobado por la comisión

Mg. Aharon Samuel Cuevas Cordero (Depto. de Cs Geodésicas y Geomática)

Mg. Gustavo Modesto Godoy Uribe (Depto. de Cs Geodésicas y Geomática)

Los Ángeles

Julio, 2017

## RESUMEN

En este proyecto se presenta una visión espacial de los procesos de acumulación y liberación de esfuerzos de la placa de subducción empleando un Sistema de Información Geográfica. Para modelar la liberación de energía se ha recopilado información de diferentes fuentes oficiales, confeccionando un catálogo único con 73 sismos de intra-placa de magnitud mayor o igual a 6.5Mw (Magnitud Momento). El modelado de la liberación de energía se ha desarrollado en términos de momento sísmico a partir de relaciones empíricas entre la magnitud y el tamaño de los planos de ruptura y un modelo de plano de subducción, ofreciendo como resultado una liberación de energía heterogénea en los primeros 40 km de profundidad de la placa de Nazca. La recurrencia en la liberación de energía fue analizada estadísticamente y caracterizada por el periodo o tiempo de recurrencia de sismos de magnitud igual o superior a 8.0Mw. El modelado de la acumulación de energía se desarrolló a partir de la tasa de deslizamiento del plano de subducción y este resultado fue comparado con el modelado de liberación, los resultados obtenidos en este último análisis no han resultado congruentes debido a las incertidumbres manejadas en las variables.

*Palabras clave:* Terremotos, Subducción inter-placa, liberación y acumulación de energía, tiempo de recurrencia, centro-sur de Chile.

## **AGRADECIMIENTOS**

En primer lugar, agradezco a la Dra. Alicia Rivas Medina, mi profesora guía, la cual hizo posible la realización de este proyecto. Agradecer su paciencia, tiempo y dedicación, ya que tuvo una gran disposición ante las dudas que surgieron durante el proyecto, guiándome en todo momento en el desarrollo de éste.

Agradezco a la comisión evaluadora, que se dio el tiempo de revisar el proyecto y entregar las correcciones correspondientes con muy buena disposición.

A mi madre, padre y hermana quienes fueron un pilar clave en esta última etapa y por apoyarme siempre en mi educación universitaria, alentándome y ayudándome cuando lo necesité.

A mi novia y mejor amiga, con quien estuve durante todo el proceso y me brindó su apoyo en cada momento que lo requerí.

Por último, a cada docente que colaboró a mi formación, durante estos 5 años, ya que aportaron de manera significativa a mi desarrollo profesional, lo que fue clave durante el desarrollo del proyecto.

## Índice de contenidos

1	Planteamiento del problema.....	1
2	Justificación del proyecto .....	2
3	Objetivo.....	3
3.1	Objetivo general .....	3
3.2	Objetivos específicos.....	3
4	Marco teórico y referencial.....	4
4.1	Fundamentos teóricos.....	4
4.1	Trabajos previos .....	22
5	Marco contextual .....	28
5.1	Sismicidad en Chile.....	29
5.2	Zona de estudio .....	31
6	Metodología .....	33
6.1	Implementación del Sistema de Información Geográfica .....	33
6.2	Catálogos sísmicos de partida .....	37
6.2.1	Catálogo sísmico del CSN .....	37
6.2.2	Catálogo sísmico de la USGS .....	39
6.2.3	Catálogo sísmico del ISC-GEM.....	43
6.3	Métodos y procedimientos .....	46
6.3.1	Confección del catálogo sísmico del proyecto.....	46
6.3.2	Homogeneización del parámetro de tamaño.....	54
6.3.3	Estimación del tamaño de los planos de ruptura.....	59
6.3.4	Geometría de los planos de ruptura .....	64

6.3.5	Visualización de los planos de ruptura .....	68
6.3.6	Cálculo de la energía liberada en la zona.....	70
6.3.7	Cálculo de la recurrencia sísmica .....	75
6.3.8	Cálculo de la tasa de momento sísmico potencialmente acumulada. ....	79
6.3.9	Diseño cartográfico.....	80
6.4	Resultados .....	80
6.4.1	Referentes a la energía liberada .....	80
6.4.2	Referentes a la recurrencia sísmica.....	83
6.4.3	Referentes a la energía acumulada.....	87
7	Conclusiones .....	93
	Referencias.....	98
	Anexo. Listado de los terremotos empleados en el catálogo de proyecto .....	103

## LISTA DE TABLAS

Tabla 1. <i>Información entregada por catálogo CSN</i> .....	37
Tabla 2. <i>Información entregada por catálogo USGS</i> .....	40
Tabla 3. <i>Información entregada por catálogo ISC-GEM</i> . .....	43
Tabla 4. <i>Posibles errores groseros en fecha de sismos</i> .....	52
Tabla 5. <i>Resultado de la regresión para las relaciones entre las dimensiones del plano de ruptura, y la magnitud momento para eventos de interface</i> . .....	62
Tabla 6: <i>Área según magnitud con su respectivo error</i> .....	63
Tabla 7: <i>Tabla de elipses de error sismos ISC-GEM. Fuente ISC-GEM</i> .....	71
Tabla 8. <i>Tasas de momento sísmico estimadas en cada celda con las dos tasas de deslizamiento</i> . .....	87
Tabla 9. <i>Tiempos de recurrencia necesarios para acumular la energía liberada en sismos de diferente magnitud</i> . .....	88

## LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 1.</i> Variables intervinientes en la estimación de la peligrosidad sísmica (Fuente: Rosero, 2015) .....	7
<i>Figura 2.</i> Ejemplo de un modelado de un terremoto a partir de un plano de ruptura, en este caso corresponde con el terremoto de Lorca del 2010, caracterizado en Benito et al 2012, Fuente: Benito et al. 2012. ....	8
<i>Figura 3.</i> Ejemplo de 4 modelos de movimiento fuerte estocásticos ajustados a partir de registros sísmicos. En ambas graficas se muestra la aceleración en función de la distancia, en la gráfica a para un periodo de vibración de 0.2 s y en la gráfica b para un periodo de vibración de 1s para un periodo de. Fuente: Atkinson and Adams, 2013.....	9
<i>Figura 4.</i> Ejemplo de amplificación del movimiento sísmico debido al efecto de sitio en la Cuenca del Volvi (Grecia) en la gráfica superior se muestran los acelerogramas registrados en diferentes puntos de la cuenca. En la gráfica de abajo se muestra un esquema de la estructura de la cuenca. Fuente: Jongmans et al. 1998.....	10
<i>Figura 5.</i> Hipótesis de rebote elástico después de Reid (1910). Fuente: Zoback, 2006.....	12
<i>Figura 6.</i> Diagrama simplificado del proceso cíclico de acumulación y liberación de esfuerzos en el tiempo. Fuente: Rivas-Medina et al, 2014. ....	12
<i>Figura 7.</i> Etapas del ciclo sísmico, donde se presenta la acumulación y liberación de esfuerzos (eje vertical) en función del tiempo (eje horizontal), según Shinamazaki and Nakata (1980) adaptado por Bilham (1991). Fuente: Bilham (1991).....	14
<i>Figura 8.</i> Mosaico de placas rígidas que contribuyen la envoltura externa de la tierra, Fuente: USGS, 2012. ....	16
<i>Figura 9.</i> Zona de Subducción y tipos de sismos que ocurren en ella. Fuente: CSN, 2017.....	17
<i>Figura 10.</i> Geometría y parámetros de la falla. Fuente: adaptado de IGME(2016).....	22
<i>Figura 11.</i> Réplicas de las áreas de los terremotos de magnitudes $M \geq 7.4$ en Aleutians, al sur de Alaska. Fuente: Davies et al. (1981). ....	23
<i>Figura 12.</i> Acoplamiento sísmico para periodo inter-sísmico para todo Chile según SM. Fuente: Novoa, 2015.....	25

<i>Figura 13.</i> Mapas iniciales (a, b) y actualizaciones (c,d). Fuente: Hayes (2011). .....	27
<i>Figura 14.</i> - (Izq.) Marco tectónico de Chile. Se muestran las placas que interactúan con la Placa Sudamericana, indicando la dirección y velocidad de convergencia. Los colores indican la profundidad alcanzada por la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. Los puntos de color blanco son sismos que permiten determinar la profundidad y geometría de la zona de subducción. Fuente: CSN, 2017.....	29
<i>Figura 15.</i> Historia Sísmica y acoplamiento de Chile. Fuente: Scholz and Campos (2012) .....	31
<i>Figura 16.</i> Mapa con la localización de la zona de estudio.....	32
<i>Figura 17.</i> Representación esquemática de los componentes de un SIG. ....	34
<i>Figura 18.</i> a) Mundo real, b) modelo ráster, c) modelo vectorial. Fuente: GIS Cookbook, 2007. ....	36
<i>Figura 19.</i> a) Histograma de los terremotos extraídos registrados en el CSN, b) Gráfico con la relación entre magnitud ( $M_s$ y $M_w$ ) y profundidad de los terremotos extraídos registrados en el CSN. Fuente: Elaborado a partir de los datos CSN. ....	38
<i>Figura 20.</i> a) Histograma de los terremotos extraídos registrados en la USGS, b) Gráfico con la relación entre magnitud y profundidad de los terremotos extraídos registrados en la USGS. ....	42
<i>Figura 21.</i> a) Histograma de los terremotos extraídos registrados en el ISC-GEM, b) Gráfico con la relación entre magnitud y profundidad de los terremotos extraídos registrados en el ISC-GEM .....	45
<i>Figura 22.</i> Vista de la localización de todos los sismos recogidos en las tres fuentes de información. ....	47
<i>Figura 23.</i> Vista de la localización de los sismos de USGS vs. ISC-GEM.....	48
<i>Figura 24.</i> Vista de la localización de los sismos de USGS vs CSN .....	49
<i>Figura 25.</i> Vista de la localización de los sismos de ISC-GEM vs CSN .....	50
<i>Figura 26.</i> Mapa con la localización de los terremotos del catálogo único. ....	54
<i>Figura 27.</i> Correlaciones entre $M_s$ y $M_w$ propuestas por los diferentes autores. ....	57
<i>Figura 28.</i> Catálogo sísmico del proyecto homogeneizado a magnitud momento.....	58
<i>Figura 29.</i> Conjunto de datos dentro de los cuales los valores medios de la dimensión de rotura y la magnitud momento fueron usados para analizar la regresión. Fuente: Strasser et al. (2010)...	61
<i>Figura 30.</i> Largo y ancho de planos de ruptura según magnitud .....	63



<i>Figura 31.</i> Plano de subducción modelado por Hayes et al. 2012 .....	64
<i>Figura 32.</i> Diagrama de procesos de proceso en ArcGIS para lograr extraer la profundidad, buzamiento y acimut para cada terremoto del catálogo.....	66
<i>Figura 33.</i> Esquema de la geometría del plano de ruptura y sus vértices .....	67
<i>Figura 34.</i> Vista general 3D de los planos de ruptura modelados.....	69
<i>Figura 35.</i> Comparación del plano de ruptura del terremoto de Maule (2010) obtenido en el proyecto y propuesto por la USGS (2010).....	70
<i>Figura 36.</i> Vista de la malla regular empleada para hacer el análisis. ....	73
<i>Figura 37.</i> Diagrama de procesos, para el cálculo del momento sísmico .....	74
<i>Figura 38.</i> Diagrama de procesos en ArcGIS para el cálculo de periodos de recurrencia. ....	77
<i>Figura 39.</i> Mapa con las tres capas de planos de ruptura en función de los intervalos de magnitud establecidos por la USGS.....	78
<i>Figura 40.</i> Mapas con el momento sísmico catálogo completo, momento sísmico catálogo de los últimos 100 años y la tasa de momento sísmico liberada. ....	81
<i>Figura 41.</i> Mapas de tiempos de recurrencia, número de eventos sísmicos y año del primer evento registrado en cada celda. ....	85
<i>Figura 42.</i> Gráfico con los tiempos de recurrencia asignados al sismo de 1960 según la datación de huellas de tsunamis. Fuente: Cisternas et al. (2005). ....	89
<i>Figura 43.</i> Mapas con la tasa de momento sísmica acumulada entre la tasas de momento sísmico acumulada. ....	91

## LISTA DE SIGLAS Y/O ACRÓNIMOS

UNDRO	<i>United Nations Disaster Relief Organization</i>
SIGUE	Sistema de Información Geográfica
PGD	<i>Peak Ground Displacement</i>
PGV	<i>Peak Ground Velocity</i>
PGA	<i>Peak Ground Acceleration</i>
PSHA	<i>Probabilistic Seismic Hazard Assessment</i>
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
SGBDG	Sistema Gestor de Bases de Datos Georreferenciadas
GNSS	<i>Global Navigation Satellite System</i>
InSAR	<i>Interferometric Synthetic Aperture Radar</i>
CSN	Centro Sismológico Nacional
GEM	<i>Global Earthquake Model</i>
ISC	<i>International Seismological Center</i>
GSN	<i>Global Seismographic Network</i>
NEIC	<i>National Earthquake Information Center</i>
GCMT	<i>Global Centroid Moment Tensor</i>
WGS84	<i>World Geodetic System 84</i>
UTM	<i>Universal Transversal Mercator</i>

## LISTA DE VARIABLES

Ms	Magnitud de Ondas Superficiales	
mb	Magnitud de Ondas de Cuerpo	
$M_L$	Magnitud Local	
Mw	Magnitud Momento	
Mo	Momento sísmico	$[N\ m]$ $[dyna\ cm]$
$\dot{M}_o$	Tasa de momento sísmico (anual)	$[N\ m/año]$ $[dyna\ cm/año]$
A	Área	$[km^2]$
$\bar{u}$	Tasa de deslizamiento	$[mm/año]$
$\mu$	Coefficiente de rigidez	$[N/m^2]$
T	Periodo de tiempo	$[s]$
$\Delta$	Distancia epicentral	$[m]$
H	Hipocentro	
P1, P2, P3 y P4	Vértices del plano de ruptura	
(x,y)	Coordenadas Este y Norte	$[m]$
z	Profundidad del hipocentro	$[m]$
L	Largo del plano de ruptura	$[km]$
W	Ancho del plano de ruptura	$[km]$
$\theta$	Acimut del plano de ruptura	$[^\circ]$
$\beta$	Buzamiento del plano de ruptura	$[^\circ]$



## **1 Planteamiento del problema**

Chile se encuentra ubicado en el límite de cuatro placas tectónicas (la placa de Nazca, la Placa Sudamericana, la Placa Antártica y la Placa de *Scotia*), esto hace que dentro del país haya una alta actividad sísmica y volcánica, especialmente ligada a los límites de las dos primeras placas.

Si se analiza el comportamiento de la sismicidad en Chile en los últimos años, se observa que desde 1949 hasta la fecha han ocurrido 13 grandes terremotos en 70 años (Catálogo sísmico ISC-GEM) lo que corresponde con 1 terremoto de magnitud superior o igual 8.0 cada 5 años aproximadamente. Estas cifras ubican al Chile a la cabeza de los países más sísmicos del mundo.

Si se observa con un mayor detalle los hipocentros de estos gran terremotos, se observa que todos ellos se localizan en la zona de subducción inter-placa, establecida para la subducción de Chile en una profundidad menor a 60 km según Madariaga (1998), lo que implica un mayor peligro para la población, dada su baja profundidad.

Esta peligrosidad sísmica supone una fuente de riesgo importante para la población y las infraestructuras del país.

## **2 Justificación del proyecto**

El estudio de la peligrosidad sísmica de una determinada región ha sido un tema abordado por muchas disciplinas y enfoques en las últimas décadas, especialmente las vinculadas con las Ciencias de la Tierra y la Ingeniería.

Debido a que no es posible predecir la ocurrencia de un sismo, todos los estudios se encaminan en la prevención del riesgo asociado a un terremoto. En esta línea, una de las variables fundamentales del peligro es el comportamiento de la fuente sísmica, específicamente la acumulación y liberación de esfuerzos dentro del límite de las placas tectónicas.

En este proyecto, el comportamiento de la fuente sísmica es abordado por medio de un Sistema de Información Geográfica, lo que permitirá tener una visión global del mismo y ser tratado de forma estandarizada, generando así un flujo de trabajo que puede ser replicado en otras zonas de actividad sísmica.

Cabe mencionar que este proyecto de título está enmarcado en un proyecto Vrid de iniciación (con código 216.419.003-1.0IN) titulado “Caracterización de la peligrosidad sísmica en 5 Centrales hidroeléctricas del Centro-Sur de Chile por medio de un modelo de recurrencia sísmica con dependencia temporal” actualmente en vigencia. Por lo que los resultados de este proyecto serán integrados en el estudio de investigación.

## **3 Objetivo**

### **3.1 Objetivo general**

Caracterizar la geometría de las fuentes sísmicas de subducción inter-placa del centro-sur de Chile, a través de un Sistema de Información Geográfica, y el potencial sísmico de dichas fuentes a partir del análisis espacio-temporal de la liberación y acumulación de esfuerzos.

### **3.2 Objetivos específicos**

- Confeccionar un catálogo sísmico de proyecto homogéneo a partir de diferentes fuentes de información.
- Estimar la geometría 3D de los planos de ruptura asociados a todos los sismos.
- Calcular el momento sísmico liberado a partir de los sismos catalogados por unidad de superficie.
- Analizar la recurrencia sísmica de las liberaciones de energía por unidad de superficie.
- Estimar la acumulación de energía a partir de la tasa de deslizamiento de las placas tectónicas.

## **4 Marco teórico y referencial**

### **4.1 Fundamentos teóricos**

#### **4.1.1 Sismicidad**

Un sismo o terremoto “Corresponde al proceso de generación de ondas y su posterior propagación por el interior de la Tierra (...) y dependiendo de la amplitud del movimiento (...) y de su duración, el sismo producirá mayor o menor intensidad” (Centro Sismológico Nacional CSN, 2017, parr. 1). Cada terremoto es historia, aunque deberíamos decir que es historia reciente puesto que no se puede estudiar muy atrás en el tiempo.

De acuerdo con Albini et al. (2013), los sismos son fenómenos que ocurren en un lapso muy corto de tiempo, ocurren mucho antes de que un sismólogo sea capaz de llegar al lugar del evento. Esta incapacidad para observar un terremoto en tiempo real ha marcado el desarrollo de la sismología como una ciencia. Al no tener una observación directa, los científicos se ven en la obligación de observar los rastros o huellas que van dejando los sismos tras su paso. Los mismos autores agrupan en tres a las fuentes de información más relevantes:

- Marcas permanentes en el paisaje
- Descripciones escritas de los efectos del sismo
- Grabaciones realizadas por instrumentos específicamente diseñados para el registro del movimiento del suelo durante un terremoto.



Además, afirman que el conocimiento sismológico se basa en estas tres fuentes de datos, aunque la importancia de estas fuentes va cambiando con el transcurso del tiempo para el siglo XX. Concretamente, los datos instrumentales son considerados actualmente la fuente más fiable de información y sobre la cual se puede construir un catálogo sísmico más fiable, las descripciones escritas llegan solo hasta donde comienza la historia escrita y los datos geológicos son tomados para obtener información sobre los terremotos prehistóricos.

#### **4.1.2 Peligrosidad Sísmica**

La peligrosidad sísmica puede definirse como “la probabilidad de excedencia de un cierto valor de la intensidad del movimiento del suelo producido por terremotos, en un determinado emplazamiento y durante un intervalo de tiempo definido” (Benito y Jiménez, 1999, p.14).

Entonces, para enfrentar las consecuencias de los terremotos en un emplazamiento, en primer lugar se debe llevar a cabo una caracterización del sismo en sí, es decir, se debe hacer una descripción de la probabilidad del movimiento sísmico en un emplazamiento bajo un tiempo determinado, y los parámetros a estudiar serían la duración, amplitud y la frecuencia del movimiento sísmico.

De acuerdo a los trabajos que se han desarrollado en los últimos años, es posible determinar dos métodos principales para la estimación de la peligrosidad sísmica, estos son el método determinista y el método probabilista, Benito y Jiménez (1999) destacan los siguientes aspectos de cada uno de ellos:

- **El método determinista** es el más sencillo de modelar, puesto que sólo se modela un evento posible, siendo éste el terremoto que potencialmente generaría un mayor

movimiento sísmico y que se encuentra más cerca del área de estudio, estos sismos no tienen por qué tener asociada una probabilidad de ocurrencia.

- **El método probabilista** toma en cuenta muchas más variables puesto que no considera un evento único como referencia, si no que se tiene en cuenta todas las fuentes sísmicas que se encuentren en el área de influencia, con sus respectivas características (distribución geográfica, temporal y tamaño de los terremotos), deduciendo las relaciones de recurrencia de los fenómenos sísmicos para ciertos parámetros, a cada valor de estos parámetros es asociada una probabilidad anual de excedencia.

Según la *United Nations Disaster Relief Organization* UNDRO (1980), la peligrosidad  $H$  puede estimarse por medio de una función de probabilidad de ocurrencia de una intensidad del movimiento  $x$  en un emplazamiento  $s$ , a través de la ecuación [1].

$$H = P[x(s) \geq x_0 ; t ] \quad [1]$$

Donde,  $P$  es la probabilidad de superación de un valor umbral  $x_0$  del parámetro durante un tiempo  $t$ .

Debido a que los parámetros que componen al movimiento son el desplazamiento, la velocidad y la aceleración, la peligrosidad es a menudo estimada a partir de los máximos valores para estos parámetros, siendo estos la PGD (del inglés, *Peak Ground Displacement*), PGV (del inglés, *Peak Ground Velocity*) y PGA (del inglés, *Peak Ground Acceleration*). De todos ellos, la PGA es el más empleado en aplicaciones de ingeniería (Benito y Jiménez, 1999).

Actualmente, la metodología probabilista más utilizada para la estimación de la peligrosidad sísmica es PSHA (del inglés, *Probabilistic Seismic Hazard Assessment*) (Budnitz, 1997), gracias a esta metodología es posible hacer un análisis completo y generalizado de la peligrosidad,

puesto que involucra los elementos principales para el cálculo de la misma y la incertidumbre asociada a cada uno de ellos. En este sentido, se hace imprescindible conocer la naturaleza de la incertidumbre de los diversos factores que intervienen en la peligrosidad sísmica para su cuantificación correcta (Rivas-Medina, 2014). Estos elementos son fuente sísmica, la trayectoria (o propagación de la onda) y el efecto local o de sitio (Figura 1).

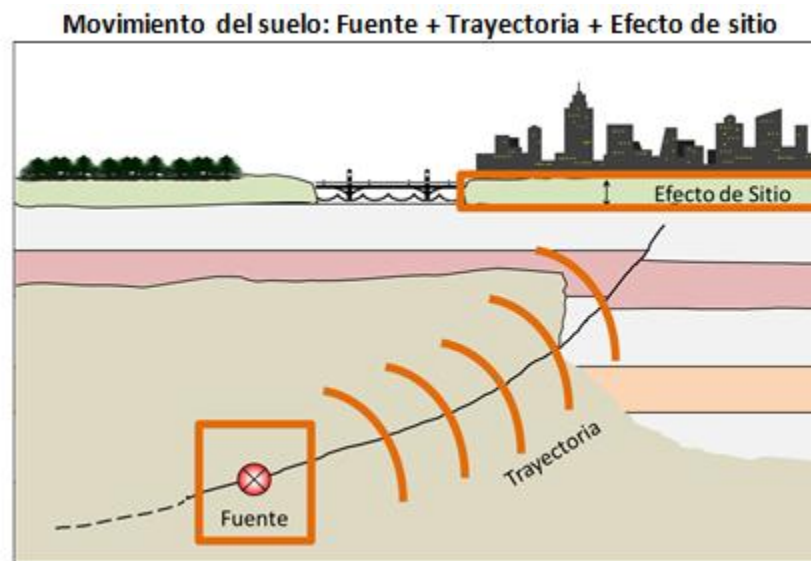
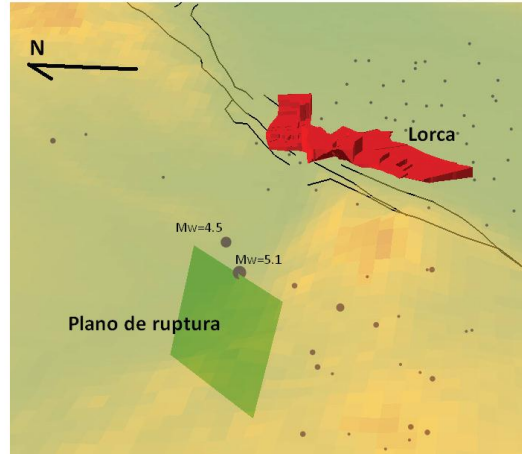


Figura 1. Variables intervinientes en la estimación de la peligrosidad sísmica (Fuente: Rosero, 2015)

- **Caracterización de la fuente sísmica:** En primera instancia, se debe realizar el modelamiento geométrico de la fuente sísmica en 3D, la estructura que genera los sismos se denomina falla geológica, la cual es representada como un plano que atraviesa un bloque (Valenzuela, 2007), de acuerdo con la inclinación del plano y con el movimiento que realizan estos bloques (Figura 2).



*Figura 2.* Ejemplo de un modelado de un terremoto a partir de un plano de ruptura, en este caso corresponde con el terremoto de Lorca del 2010, caracterizado en Benito et al 2012, Fuente: Benito et al. 2012.

- **Caracterización de la atenuación de la onda:** La propagación de la onda es un factor que es tomado a lo largo de la trayectoria, desde las fuentes sísmica hasta el emplazamiento.

La amplitud de la onda es atenuada como consecuencia de la expansión geométrica de la fuente sísmica (atenuación geométrica) y la anelasticidad del medio (atenuación anelástica). En la práctica, estas variables no pueden ser conocidas de forma precisa, puesto que la composición del medio que se encuentra entre la fuente y el emplazamiento no es posible conocerla en detalle (Benito y Jiménez, 1999).

Cuando los registros de movimiento fuerte son abundantes, pueden desarrollarse relaciones empíricas que permiten predecir la atenuación de la onda en función de la distancia y magnitud del terremoto (Figura 3). Cuando las grabaciones son limitadas, estas predicciones deben hacerse a partir de modelos estocásticos y teóricos (Campbell, 2003).

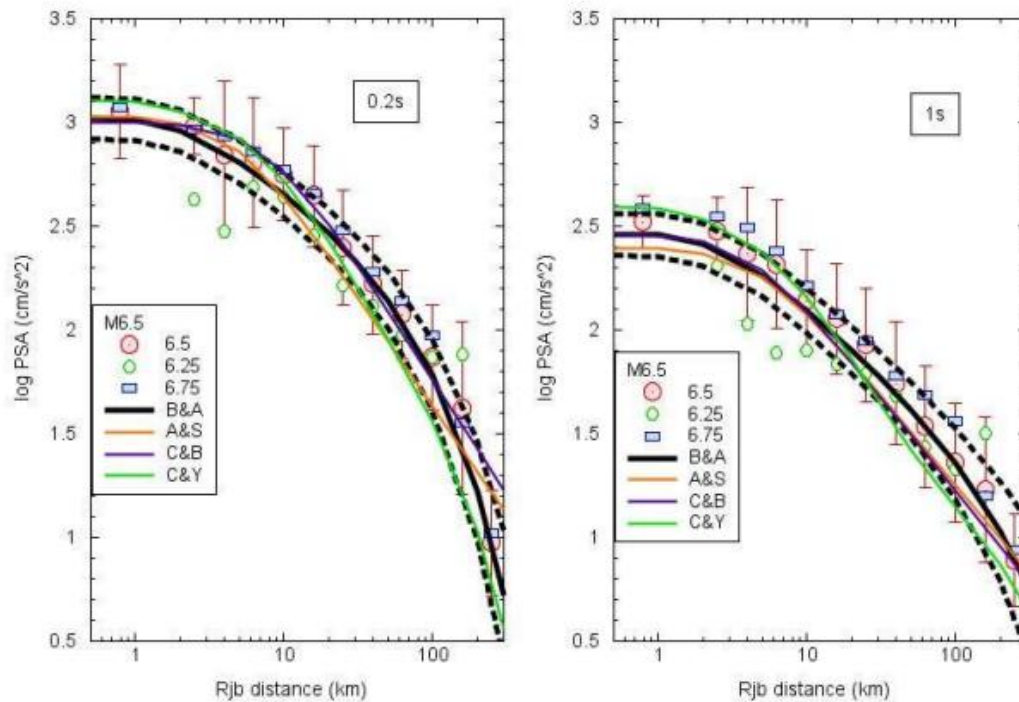


Figura 3. Ejemplo de 4 modelos de movimiento fuerte estocásticos ajustados a partir de registros sísmicos. En ambas graficas se muestra la aceleración en función de la distancia, en la gráfica a para un periodo de vibración de 0.2 s y en la gráfica b para un periodo de vibración de 1s para un periodo de. Fuente: Atkinson and Adams, 2013

- **Caracterización del efecto de sitio:** Cuando la predicción se realiza solamente tomando los parámetros antes nombrados (Fuente y Propagación de la onda), los estudios de peligrosidad sísmica son realizados bajo el supuesto de que el suelo que hay debajo de una estructura es roca o suelo duro y en una superficie plana, obviando la intervención de los efectos locales.

Pero en la realidad esto no es así, puesto que la intensidad con que es sentido un terremoto en cuestión, está afectada enormemente por las características geotécnicas del suelo y, en menor medida, por la topografía del terreno. Es por esto que se hace necesario tener en cuenta la influencia de estas dos condiciones locales, especialmente la relativa al tipo de suelo (Benito y Jiménez, 1999; Lermo and Chávez-García, 1994).

Se ha demostrado que en muchos terremotos recientes las características locales son muy significativas, introduciéndose en algunos casos factores de amplificación del movimiento de hasta 5 veces la aceleración pico en un suelo muy blando con respecto a los registros en roca (Benito y Jiménez, 1999).

En la Figura 4 se muestran los resultados de un estudio del efecto de sitio en la cuenca del Volvi (Grecia), donde puede observarse como los registros sísmicos ubicados en el centro de la cuenta son mayores que los de los extremos.

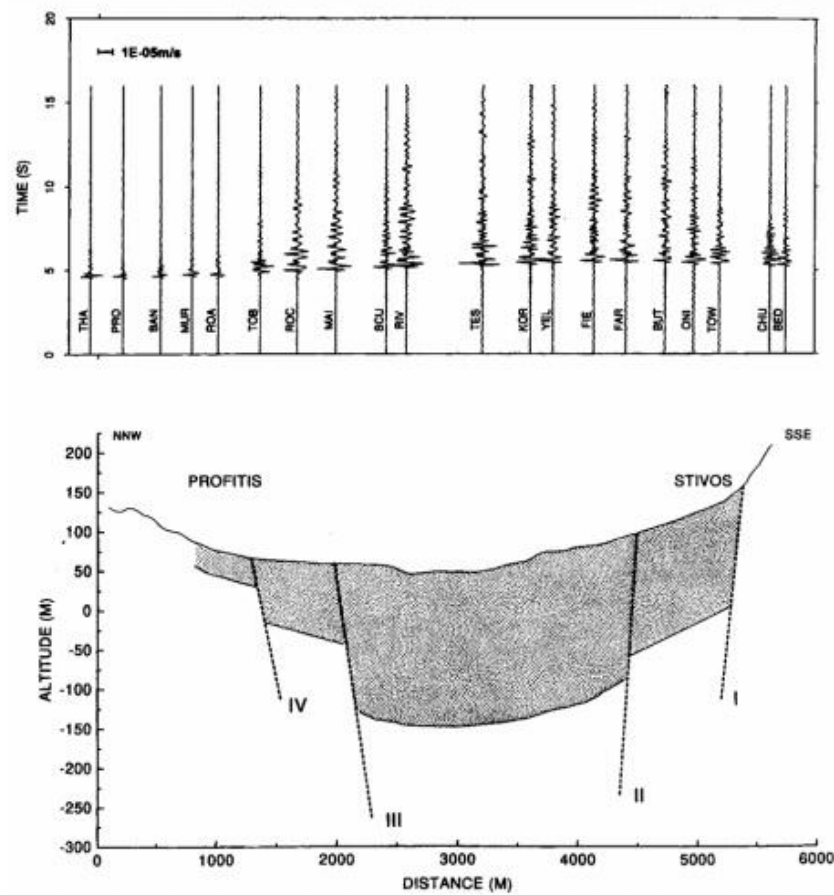


Figura 4. Ejemplo de amplificación del movimiento sísmico debido al efecto de sitio en la Cuenca del Volvi (Grecia) en la gráfica superior se muestran los acelerogramas registrados en diferentes puntos de la cuenca. En la gráfica de abajo se muestra un esquema de la estructura de la cuenca. Fuente: Jongmans et al. 1998.

Otro ejemplo evidente del efecto de sitio se pudo observar en el sismo de Michoacán de 1985 en la Ciudad de México, donde gran parte de la destrucción ocurrida en la ciudad se debió al suelo predominantemente de arcillas blandas que se encuentra en la ciudad (Seed, 1987; Pinto, 2016).

De los tres elementos anteriores, en este proyecto se estudiará el primero de ellos, la fuente sísmica. Por lo que se focalizará en dicho elemento.

### **4.1.3 Fuente Sísmica**

Como ya se ha dicho anteriormente, un terremoto o sismo es la manifestación de la liberación de energía que se produce debido a la acumulación de esfuerzos asociada la fuerza producida por las placas tectónicas (Acuña, 2016). La corteza, al ser una superficie semirrígida, es capaz de amortiguar una parte de los esfuerzos, pero llegado cierto punto los esfuerzos son liberados bruscamente por las zonas más frágiles de la corteza terrestre (Rosero, 2015).

Este fenómeno puede describirse con la teoría del rebote elástico (Reid, 1910), donde se explica los periodos de acumulación y liberación de energía de una zona activa, esta teoría dice que el movimiento de las placas en sentido opuesto (ya sea divergente, convergente o lateral) someten a la corteza a una acumulación constante de esfuerzos que la deforma lentamente hasta que excede su límite de resistencia, lo que desencadena un movimiento brusco. Una vez ocurre este movimiento brusco se produce una ruptura, liberando la energía acumulada de forma repentina y desplazando las placas a una zona de menor esfuerzo, en la Figura 5 se muestra una ilustración con dicho proceso.

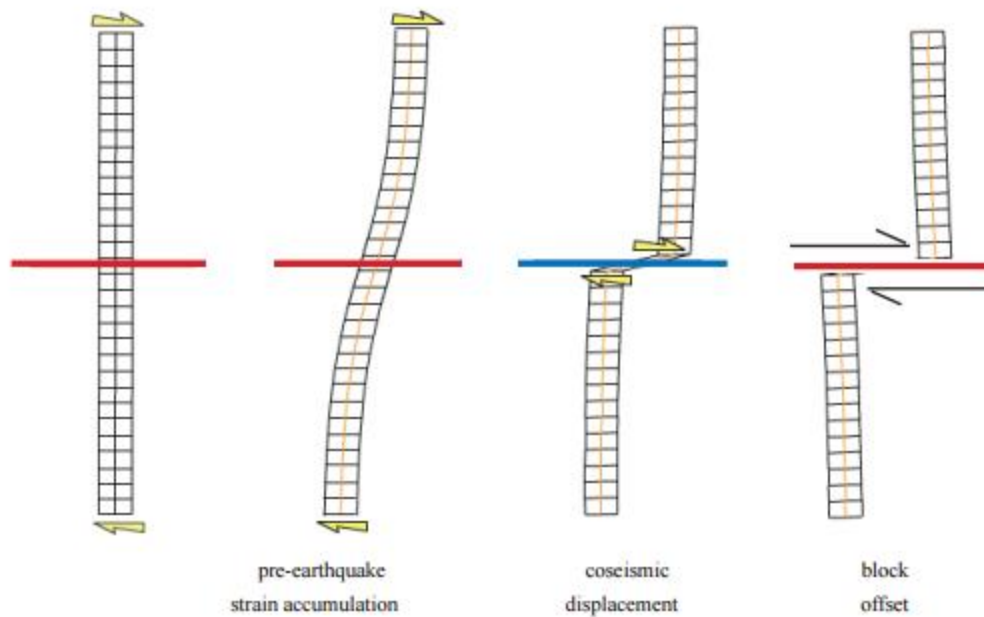


Figura 5. Hipótesis de rebote elástico después de Reid (1910). Fuente: Zoback, 2006.

A la acumulación y liberación de esfuerzos se le denomina ciclo sísmico, donde la acumulación es un proceso continuo y lento (pocos centímetros al año) durante muchos años, cuando esa acumulación de tensión es lo suficientemente grande para superar la resistencia de las rocas, se produce un terremoto (ver Figura 6), pero como las fuerzas siguen actuando, una vez liberado el esfuerzo, éstos siguen acumulándose para volver a liberarse unos años más tarde, dando origen así al ciclo sísmico continuo.

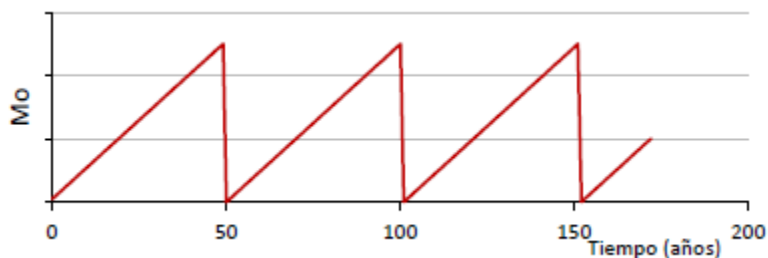


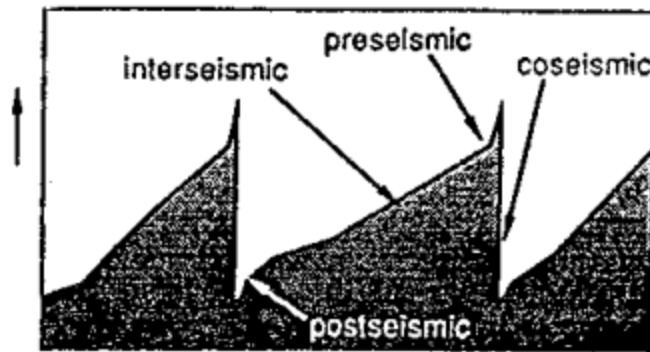
Figura 6. Diagrama simplificado del proceso cíclico de acumulación y liberación de esfuerzos en el tiempo. Fuente: Rivas-Medina et al, 2014.



A los intervalos en los que se acumulan esfuerzos entre sismos, se los denomina *Tiempo de Recurrencia* ( $T_r$ ), si este tiempo es elevado, significa que se acumulan esfuerzos durante mucho más tiempo y, por lo tanto, la magnitud del terremoto que lo precederá podría ser más alta.

Según Ruegg (1994) existen, para la mayor parte de los terremotos, cuatro estados que se consideran dentro del ciclo sísmico (Figura 7).

- **Etapa co-sísmica:** Es el relajamiento de los esfuerzos elásticos acumulados en la zona por la ruptura de una falla.
- **Etapa post-sísmica:** Es la que sigue inmediatamente a la etapa co-sísmica y corresponde a un periodo de tiempo en el que se producen las réplicas del sismo principal. Este fenómeno es asociado a la relajación anelástica de reajuste en las cercanías de la fuente sísmica. Cuando la etapa co-sísmica es muy rápida (instantánea: unos segundos), esta etapa puede permanecer durante meses o incluso años, dependiendo del tamaño y de la complejidad de la fuente y de la magnitud del sismo.
- **Etapa inter-sísmica:** Es la etapa de acumulación gradual de esfuerzos (también conocida como *Strain Energy*), que ocupa la mayor parte de la duración del ciclo sísmico.
- **Etapa pre-sísmica:** Una vez terminada la etapa inter-sísmica, puede ocurrir un comportamiento anormal antes de la siguiente ruptura, como un cambio en la velocidad de la deformación u otras señales no siempre evidentes.



*Figura 7.* Etapas del ciclo sísmico, donde se presenta la acumulación y liberación de esfuerzos (eje vertical) en función del tiempo (eje horizontal), según Shinamazaki and Nakata (1980) adaptado por Bilham (1991). Fuente: Bilham (1991)

Una vez tratado el cómo se generan los terremotos, el siguiente punto a abordar es el dónde. Para ello es necesario analizar la localización y distribución de los límites de las placas tectónicas en el planeta, ya que la acumulación de esfuerzos y, por lo tanto, las deformaciones de la corteza que desencadenarán los terremotos, se producen en franjas de la corteza terrestre alrededor de dichos límites.

Hoy en día, el desplazamiento de las placas tectónicas y los límites entre ellas son ampliamente conocidos y cuantificados, gracias en gran medida al aumento de tecnologías de posicionamiento global. En función del desplazamiento relativo de las placas (Figura 8), la *United States Geological Survey USGS* (2017) establece cuatro tipos de límites:

- **Límites Divergentes:** Estos límites se producen a lo largo de los centros de expansión, donde las placas se están separando y se va creando nueva corteza debido al magma que empuja hacia arriba desde el manto. Tal vez uno de los ejemplos más conocidos es la cordillera del Atlántico. Esta cordillera sumergida, que se extiende desde el Océano Ártico hasta más allá del extremo sur de África, no es más que un segmento del sistema

de dorsales oceánicas global que rodea la Tierra. Con una velocidad de separación promedios de 2,5 cm/año.

- **Límites Convergentes:** El tamaño de la Tierra no ha cambiado significativamente durante los últimos 600 millones de años. Este tamaño invariable de la Tierra implicaría que la corteza debe ser destruida más o menos a la misma velocidad que se crea. Tal destrucción (o reciclaje) de la corteza tiene lugar a lo largo de los límites convergentes. En algunos casos, la placa más densa se hunde, a este tipo de zonas se las denomina *Zona de Subducción* (Figura 9. Zona de Subducción y tipos de sismos que ocurren en ella. Fuente: CSN, 2017) y son los límites de placas que generan los terremotos de mayor magnitud y, por lo tanto, las zonas más peligrosidad del planeta.
- **Límite de falla Transformante:** zona donde las dos placas tectónicas se desplazan de forma horizontal una con respecto a la otra. Estas zonas se caracterizan por generar márgenes en forma de zig-zag y los terremotos suelen ser poco profundos.
- **Zonas de placa límite:** Este tipo de límites, no siempre identificado por otros autores, hace referencia a los límites de placas complejos donde, además de dos placas de gran tamaño, también están involucradas microplacas atrapadas entre ellas. Generando así una zona ancha de deformación con una estructura geológica y patrón de sismicidad muy complejo.

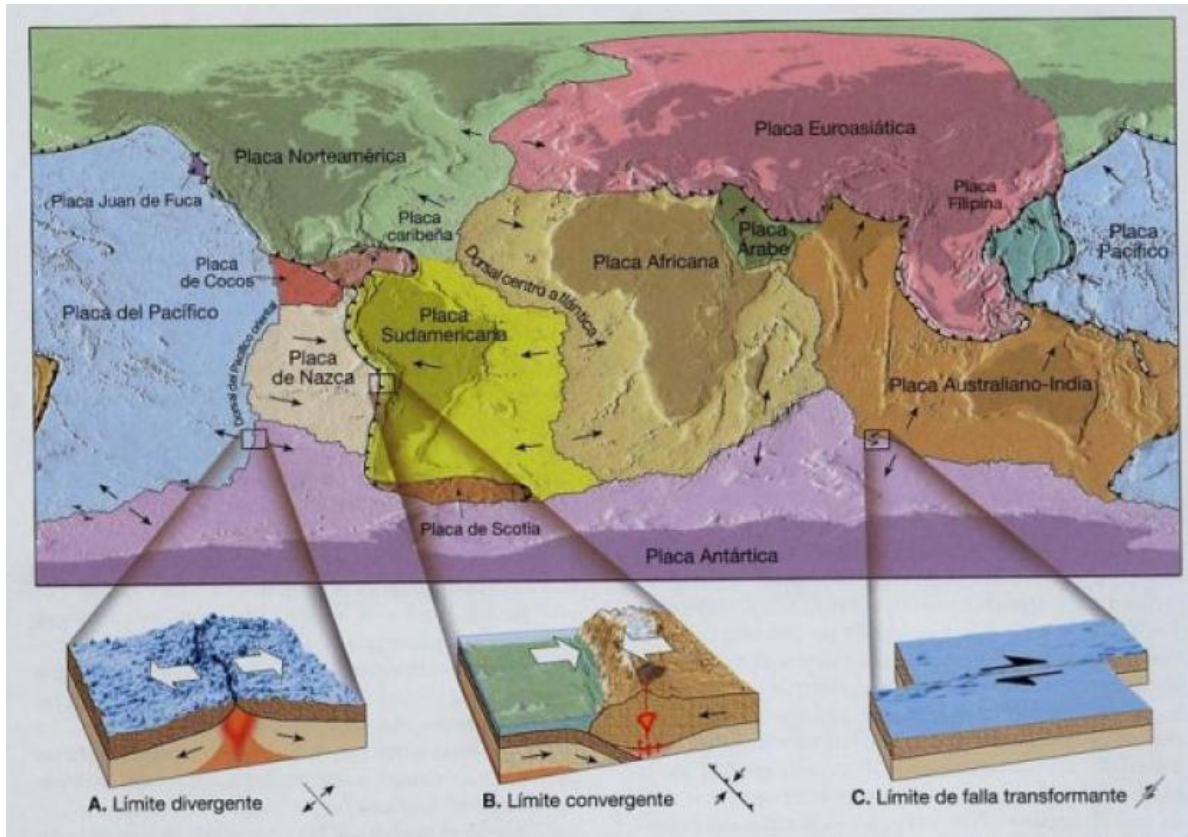


Figura 8. Mosaico de placas rígidas que contribuyen la envoltura externa de la tierra, Fuente: USGS, 2012.

#### 4.1.4 Zona de Subducción

De todos los límites anteriores, en este proyecto se tratará de forma especial los límites convergentes que generan zonas de subducción, ya que éste es el caso que se estudia en este proyecto. En este caso, como ya se indicó con anterioridad, la placa más densa o más pesada penetra bajo la menos densa, debido al peso de la placa subducida (Figura 9).

El primer contacto entre las placas produce un valle profundo, llamado fosa o trinchera (también llamado generalmente *trench*, del inglés), que ocurre bajo el agua, a varios km de la costa. (CSN, 2017).



*Figura 9.* Zona de Subducción y tipos de sismos que ocurren en ella. Fuente: CSN, 2017

El grueso del área que rodea una zona de subducción suelen ser zonas muy activas sísmicamente, generándose terremotos asociados a diferentes efectos de la subducción, tal como se muestra en la *Figura 9*, en este sentido el CSN (2017) establece cuatro tipos de sismos que se describen a continuación:

- **Sismos “outer-rise”**, estos sismos ocurren fuera de la fosa oceánica, debido a la deformación en la placa de subducción cuando ambas placas están acopladas, poseen magnitudes inferiores a 8.0. Ejemplo de este es el terremoto de 2001 en la costa de Valparaíso (6.7 Mw).
- **Sismos Inter-placa**, estos sismos suelen alcanzar grandes magnitudes, son generados debido a la fuerza de roce entre las placas en la zona más superficial de la subducción. Cuando éstas se mueven bruscamente, se genera un terremoto inter-placa que pueden alcanzar grandes magnitudes en función del tamaño del plano deslizado. Otra característica de estos sismos es la fuerte componente vertical del desplazamiento, lo que

conlleva a la generación de maremotos o Tsunamis. Algunos ejemplos de estos sismos son el terremoto de Valdivia de 1960 (9.5 Mw) y el terremoto de Honshu de 2011 (9.1 Mw).

- **Sismos Intra-placa Oceánica**, estos sismos se generan dentro de la placa oceánica subducida debido al peso de la placa y el acoplamiento inter-placa. Poseen profundidades desde 40 y 60 km hasta la máxima profundidad en donde la placa siga siendo frágil, puede alcanzar los 700 km.
- **Sismos Intra-placa Continental**: estos sismos, también llamados de cortical, ocurren dentro de la placa continental, en la corteza, a profundidades bajas (30 km), debido a la convergencia entre las placas y esfuerzos locales.

#### 4.1.5 Acumulación de esfuerzos

Para entender correctamente un ciclo sísmico, debe cuantificarse adecuadamente la acumulación de esfuerzos en una fuente determinada. Ésta puede medirse en términos de momento sísmico ( $M_0$ ) (medido en N·m ó dina·cm), más concretamente en tasa de momento sísmico o acumulación de momento sísmico anular ( $\dot{M}_0$ )(N·m/año o dina·cm/año). En este sentido, Brune en 1968 estableció una relación (Ecuación [2]) entre la tasa de momento sísmico y la velocidad a la que se desplazan los bloques tectónicos  $\bar{u}$ (Tasa de deslizamiento o *slip rate*), el tamaño del área en el que se está generando el choque  $A$  y el coeficiente de rigidez de la corteza  $\mu$ .

$$\dot{M}_0 = \mu A \bar{u} \quad [2]$$

De este modo, es posible cuantificar la acumulación de esfuerzos anual que se está generando en el ciclo sísmico de cualquier fuente sísmica.

#### 4.1.6 Liberación de esfuerzos

La liberación de esfuerzos hace referencia a la energía liberada por un sismo, para su cuantificación se han empleado tradicionalmente dos parámetros diferentes, la intensidad y la magnitud. A continuación se describen cada uno de ellos.

La **intensidad sísmica** es utilizada para medir los efectos que produce un terremoto sobre las estructuras o sobre las personas, ésta posee un carácter subjetivo sobre el carácter destructivo de los terremotos.

Existen muchas escalas para medir la intensidad, siendo la más comúnmente empleada la de Mercalli Modificada (Wood et al, 1931). Esta escala, presenta 12 niveles de intensidad, desde el nivel I donde el sismo solo es advertido por pocas personas, hasta nivel XII donde el daño es casi total.

Por otro lado, la **Magnitud Sísmica** es utilizada para medir la cantidad de energía liberada por el sismo. Se trata por lo tanto de un parámetro instrumental y objetivo, donde no se tiene en cuenta el potencial daño generado por el sismo, sino la energía liberada. A lo largo del tiempo se han ido implementando distintos tipos de magnitud, a continuación se presentan algunos de los tipos de magnitud más utilizadas y sus características más importantes según Valenzuela (2006):

- $M_s$ , **Magnitud de Ondas Superficiales**: Es una magnitud que fue pensada esencialmente para los sismos superficiales, las correcciones deben considerar la distancia epicentral y la profundidad del foco del terremoto (Gutenberg y Richter, 1956):

La relación utilizada frecuentemente es:

$$M_s = \text{Log}(A/T) + 1.66\text{Log}\Delta + 3.3$$

[3]

Donde  $A$  es la amplitud del desplazamiento del suelo en micras en un periodo de tiempo  $T$  medido en segundos y  $\Delta$  la distancia epicentral en grados.

Esta fórmula es válida solo para distancias comprendidas entre los  $20^\circ$  y  $90^\circ$  y para terremotos cuya profundidad sea menor a 70 km.

Una gran limitante de este tipo de magnitud es que para terremotos grandes, de longitudes de ruptura mayores a 100 km, la escala comienza a saturarse alrededor de 8.3 Ms.

- **$m_b$ , Magnitud de Ondas de Cuerpo:** La red mundial de sismógrafos estándar utiliza este tipo de magnitud y desde su instalación es la más ampliamente usada. Ésta es calculada a partir de la amplitud máxima de la onda P, en los primeros ciclos de registro. Esta escala mide el tamaño del temblor en su inicio y no el tamaño total de éste. Es válida para terremotos ocurridos a diferentes profundidades y a distancias comprendidas entre  $5^\circ$  y  $90^\circ$  y sufre saturación cercana a  $m_b=7.0$ .

La ecuación que permite calcular  $m_b$  es conocida como la fórmula de Gutenberg.

$$m_b = \log(A/T) + Q(\Delta, h) \quad [4]$$

Donde  $A$  es la amplitud de la señal sísmica, medida en micras es el periodo de tiempo  $T$  medido en segundos y  $Q$  es una expresión dependiente de  $\Delta$  distancia epicentral y  $h$  la profundidad del foco.

- **$M_L$ , Magnitud Local:** Es una magnitud específica para una zona, en este caso Richter (1935) la introdujo con el objetivo de clasificar los sismos que ocurrían al sur de California (EE.UU). Esta escala se satura para magnitudes de  $M_L= 7.0$ .



- $M_w$ , **Magnitud Momento**: La magnitud momento mide la energía total que libera el sismo. Ésta es independiente de las características del instrumento y del tipo de ondas utilizadas para su cálculo (Molnar, 1979).

Su ventaja frente a los otros tipos de escala es que posee la capacidad de no saturarse, incluso para sismos de grado mayores a 8.5. La relación que existe entre la magnitud momento y el momento sísmico fue presentada por Hanks y Kanamori (1979) [5].

$$M_w = \frac{2}{3}(\log M_0 - 16.1)$$

[5]

Otro aspecto fundamental en la caracterización de la fuente sísmica y en cómo se liberan los esfuerzos hace referencia a la geometría del sismo o plano de ruptura.

En relación a la inclinación y al movimiento relativo de los bloques, se establecen distintos tipos de mecanismos: Mecanismo Normal, cuando actúan fuerzas divergentes y, por lo tanto, los bloques tienden a separarse; Mecanismo Inverso, cuando actúan fuerzas convergentes y, por lo tanto, los bloques tienden a juntarse y Mecanismo de desgarre, (*Strike-slip*) cuando actúan fuerzas de forma paralela, en este caso los bloques se deslizan horizontalmente uno con respecto al otro, sin componente vertical.

Un plano de ruptura puede orientarse a partir de tres parámetros: el acimut (*Strike*), que marca la dirección de la traza del plano con respecto al norte geográfico; el buzamiento (*Dip*), que marca la inclinación del plano respecto a la horizontal, y la dirección del desplazamiento (*Rake*), que marca la dirección en la que se desplazan los dos bloques dentro del plano de ruptura, tal y como se muestra en la Figura 10.

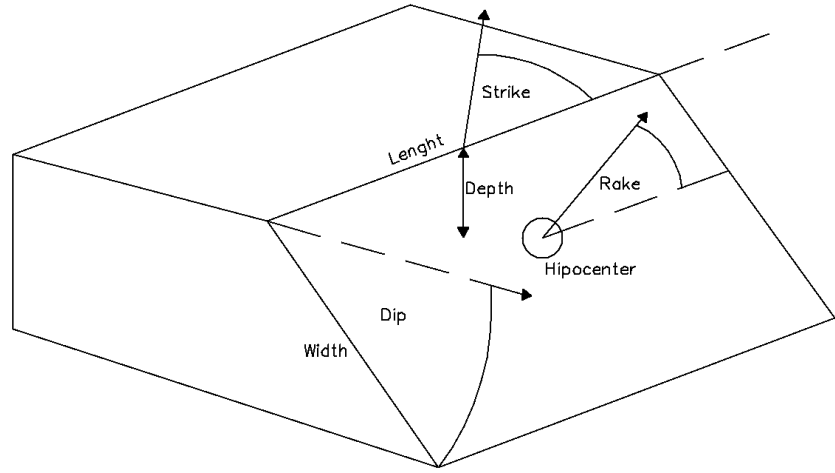


Figura 10. Geometría y parámetros de la falla. Fuente: adaptado de IGME (2016)

El tamaño de un plano de ruptura es directamente proporcional con la magnitud del terremoto. En el caso de sismos de subducción inter-placa o intra-placa oceánicos, la geometría del plano de ruptura de los sismos vendrá determinada por la geometría del plano de subducción.

#### 4.1 Trabajos previos

Con respecto a los trabajos previos desarrollados en la zona para analizar la acumulación y liberación de energía, cabe mencionar que desde hace años, este tipo de análisis se ha venido desarrollando por medio del registro sísmico de los terremotos. Entre otros trabajos, cabe destacar algunos de los primeros como el trabajo de Davies et al. (1981), el cual realizó un estudio sobre la laguna sísmica de *Shumagin*, en la península de Alaska, a través de un registro histórico de grandes terremotos, las características tectónicas y evidencias del potencial sísmico. Para éste trabajo, se realizó la caracterización de las fuentes sísmicas de los terremotos del registro sísmico a través de las magnitudes captadas por los sismógrafos de la zona, en la Figura 11 se muestran las lagunas sísmicas encontradas y la caracterización de las fuentes de registros anteriores.

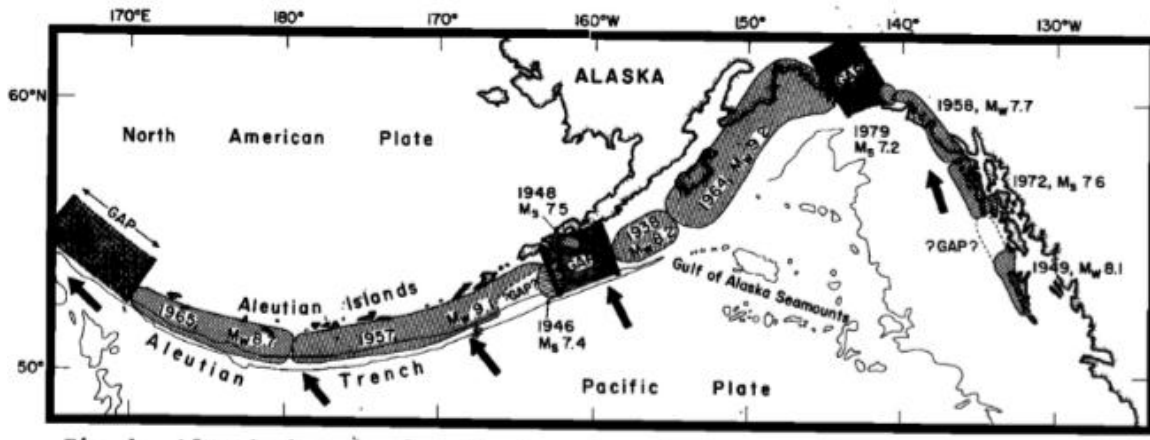


Figura 11. Réplicas de las áreas de los terremotos de magnitudes  $M \geq 7.4$  en Aleutians, al sur de Alaska.  
Fuente: Davies et al. (1981).

Aplicados a la costa chilena, en 1998, Madariaga definió algunas lagunas sísmicas en la zona de subducción, estas regiones corresponden con zonas donde no había habido grandes terremotos desde hacía 30 años o más, bajo el método de identificación del potencial sísmico propuesto por Fedotov (1965) y aplicado por otros (Kelleher et al., 1973; McCann et al., 1979 y Nishenko, 1985). Proponiendo así una definición histórica de terremotos en Chile como ciclos sucesivos de carga lenta en las zonas de ruptura durante periodos inter-sísmicos y la descarga agresiva de tensiones en un periodo de tiempo, ya sea en uno o en varios terremotos.

Así entonces, identificó dos grandes lagunas sísmicas en donde potencialmente se podría originar un terremoto, las cuales son:

La laguna sísmica del Norte de Chile: La zona norte de Chile y sur de Perú fue el escenario de dos de los más fuertes terremotos conocidos en Chile: en 1968 en el sur del Perú y en 1877 en Iquique.

La laguna sísmica Constitución-Concepción: Esta laguna representaba un gran riesgo puesto que coincidía con el límite norte del terremoto de Valdivia en 1960 y con el terremoto de Talca en 1928, como es bien sabido, esta fue la zona que rompió en el sismo de Maule en 2010.

En la actualidad, el empleo de las tecnologías Geomáticas para realizar este tipo de estudios ha permitido tener una visión espacial mucho más amplia del problema, adquiriendo un papel protagonista en el estudio de la acumulación y liberación de energía. Un claro ejemplo de ello es en trabajo presentado en 2015 por Novoa, quien realizó un modelo mecánico de acoplamiento sísmico en Chile para poder entender el proceso de carga de mega terremotos durante el ciclo sísmico en las zonas de subducción e inferir el acoplamiento sísmico entre placas a lo largo de Chile durante el periodo inter-sísmico. El estudio se realizó a partir de las velocidades superficiales obtenidas mediante mediciones GPS de desplazamiento superficial en el periodo inter-sísmico, en donde se realizó una inversión basada en modelos de placas, que puedan representar la distribución de deslizamiento entre las placas de Nazca y la Sudamericana. Novoa estimó la extensión del acoplamiento sísmico que se muestra en la Figura 12, donde pueden observarse las zonas con mayor y menor acoplamiento. El mapa representa la relación de cómo se superpone una placa con respecto a la otra, pudiéndose observar zonas de lagunas sísmicas aisladas a lo largo de toda la zona de subducción, identificadas con rojo las zonas de mayor acoplamiento (menor deslizamiento), con un foco importante ubicado en La Serena.

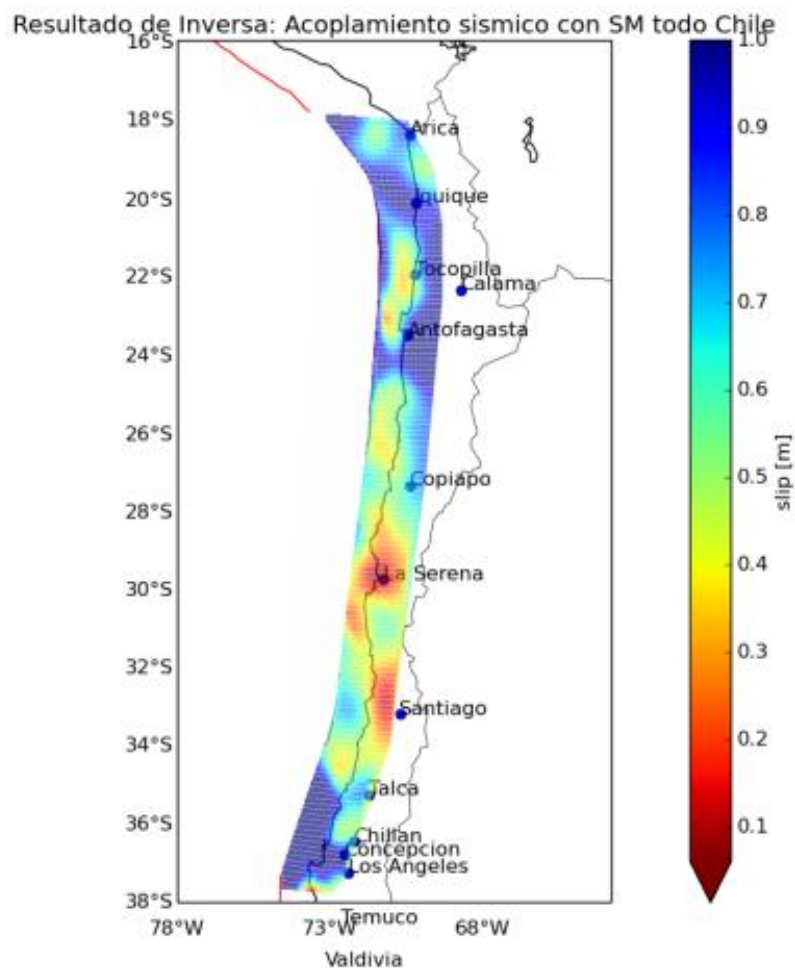


Figura 12. Acoplamiento sísmico para periodo inter-sísmico para todo Chile según SM. Fuente: Novoa, 2015

Otro ejemplo lo tenemos en 2017 donde Klein et al., donde los autores hicieron un análisis exhaustivo del terremoto de Illapel de 2015, Mw 8.3, a partir de datos GNSS (del inglés, *Global Navigation Satellite System*) e InSAR (del inglés, *Interferometric Synthetic Aperture Radar*). El terremoto de Illapel de 2015 parece seguir el patrón de terremotos característicos que ocurren cada ~ 70 años. Este terremoto puede haber liberado la deformación acumulada desde el último terremoto de 1943 cerrando así la brecha sísmica relacionada con el ciclo 1880-1943-2015. El peligro sísmico después del evento Illapel de 2015 se basa en dos escenarios compatibles. El primer escenario plantea que una propagación continua hacia el norte conduciría a la ruptura del

segmento de Atacama, lo que desencadenaría un terremoto similar al de 1922. El segundo escenario, y ambos podrían ocurrir, implica la ocurrencia de un gigantesco terremoto similar al evento histórico de 1730 rompiendo simultáneamente varios segmentos desde Concepción (37°S) a La Serena (30°S) y posiblemente más al norte (Udias et al., 2012).

Hoy en día, la incorporación del GNSS, los sensores remotos y los SIG son una práctica habitual en el análisis de la fuente sísmica. Concretamente, el empleo de los SIG permite la automatización de procesos y representación gráfica mucho más acertada y en menor tiempo, un punto de gran relevancia para la respuesta rápida posterior a un evento sísmico con fines de emergencia o salvamento. Un ejemplo muy claro de la eficiencia del trabajo con SIG es la rápida caracterización que se realizó en el terremoto de la costa del pacifico de Tohoku, Japón, por Hayes (2011), puesto que ese terremoto pudo resultar ser el desastre natural más costoso de la historia. En las horas posteriores al evento, el Centro Nacional de Información sobre Terremotos del Servicio Geológico de Estados Unidos dirigió una respuesta rápida para caracterizar el terremoto en términos de ubicación, tamaño, fuente de fallas, distribuciones de agitación y deslizamiento y exposición de la población para ubicar el desastre. Lo que supone un marco necesario para una respuesta humanitaria oportuna. Como parte de este esfuerzo, se utilizaron inversiones rápidas de fallas finas utilizando datos de la superficie y del cuerpo distribuidos a nivel mundial para estimar la distribución de deslizamiento de la rotura sísmica. Los modelos generados dentro de las 7 horas del tiempo de origen del terremoto indicaron que el evento rompió un plano de hasta 300 km de largo, aproximadamente centrado en el hipocentro sísmico, e implicó deslizamientos de 20 m o más. Cabe destacar que en actualizaciones posteriores que se desarrollaron de ese trabajo, mostraron que el modelado de la propagación de la ruptura y la longitud del plano de ruptura no cambiaron significativamente, demostrando así la utilidad de la

caracterización rápida de la fuente y el buen resultado que ofrece en poco tiempo. En la Figura 13 se muestra una imagen del modelado presentado unas horas después del terremoto y el modelado mejorado con más tiempo de post-proceso.

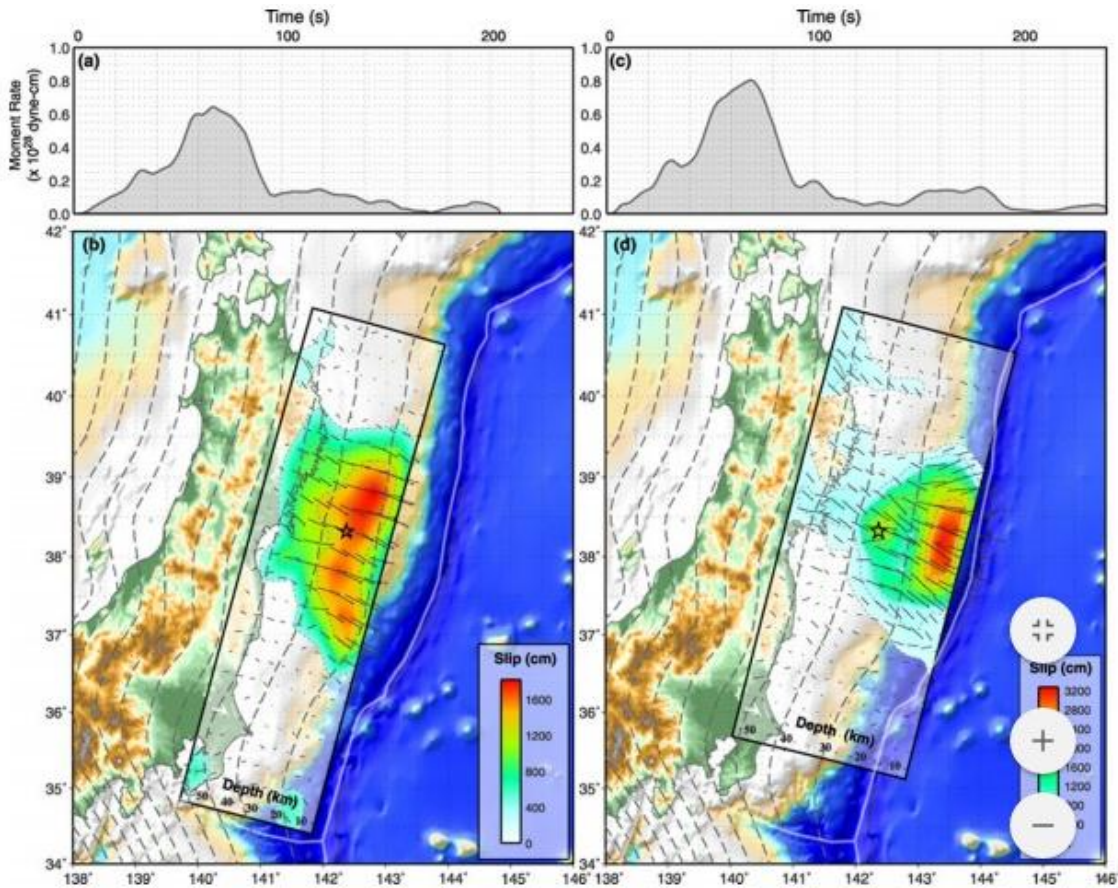


Figura 13. Mapas iniciales (a, b) y actualizaciones (c,d). Fuente: Hayes (2011).

## 5 Marco contextual

Chile está ubicado sobre la placa Sudamericana, al oeste de la misma, donde se crea una amplia zona de subducción debido a la convergencia de esta placa con las placas oceánicas de Nazca y Antártida, y penetrando estas últimas con respecto a la Sudamericana debido a su mayor densidad.

La velocidad a la que se desplazan estas placas no es homogénea, siendo la de Nazca la más rápida con velocidad que oscilan entre 68-84 mm/año y la de la Antártida más lenta, con velocidades próximas a 20 mm/años (CSN, 2017).

Además, cabe destacar la influencia de otra placa tectónica de menor tamaño al sur del país, esta es la placa de *Scotia*, que se desplaza tangencialmente con respecto a la sudamericana con una velocidad de 5 mm/año, relajando parte de los esfuerzos de subducción que se generan en el sur.

En la Figura 14 se muestra dos mapas de la tectónica identificada anteriormente.



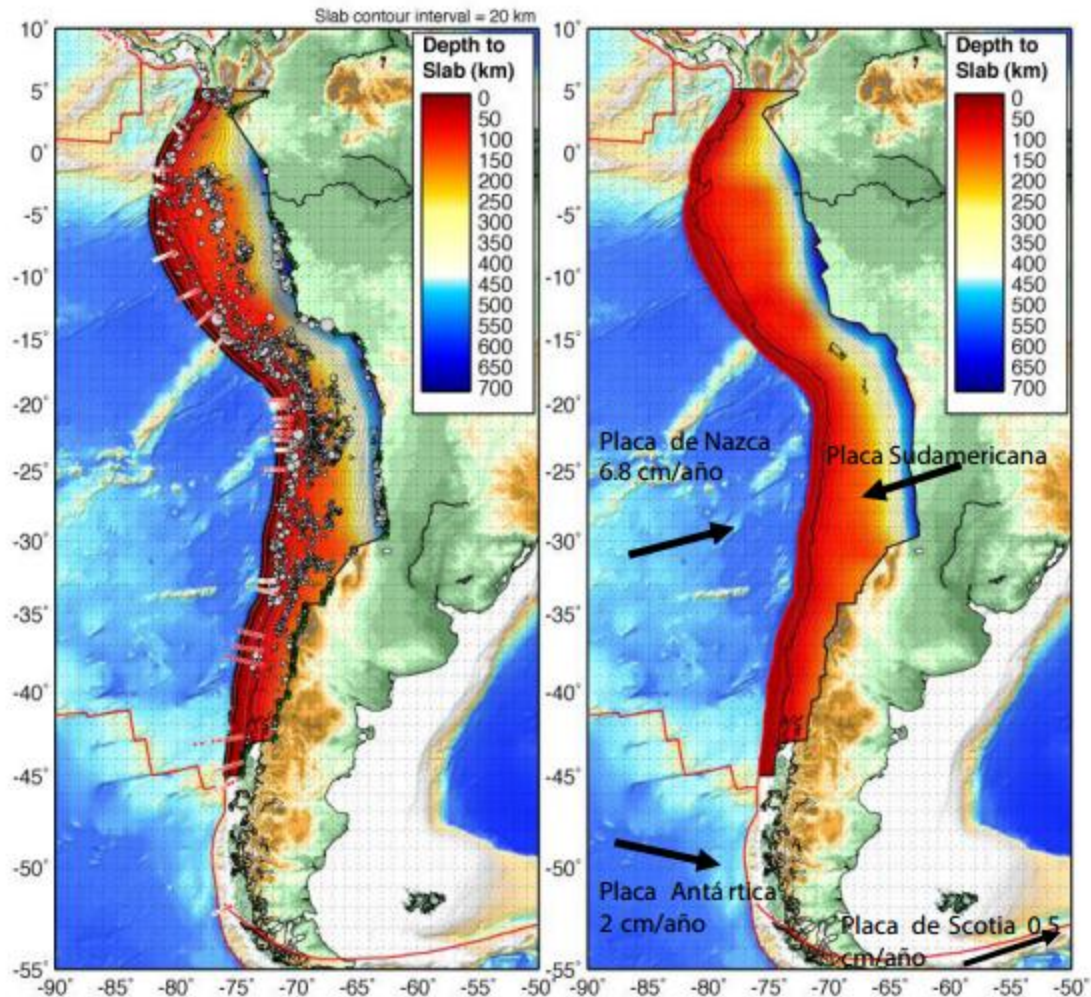


Figura 14. - (Izq.) Marco tectónico de Chile. Se muestran las placas que interactúan con la Placa Sudamericana, indicando la dirección y velocidad de convergencia. Los colores indican la profundidad alcanzada por la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. Los puntos de color blanco son sismos que permiten determinar la profundidad y geometría de la zona de subducción. Fuente: CSN, 2017

## 5.1 Sismicidad en Chile

La interacción entre las placas de Sudamérica, Nazca y Antártida producen grandes deformaciones en todo el continente Sudamericano, generando terremotos en todo Chile. Debido a la alta velocidad a la que converge la placa de Nazca y la Sudamericana, la sismicidad en tales zonas es más intensa, produciendo así una gran actividad sísmica (CSN, 2017).

Esta interacción produce terremotos de diferente magnitud y naturaleza tectónica, a continuación se citan algunos de los más relevantes:

En el norte de Chile, se tienen terremotos de intra-placa oceánica como el sismo de Punitaqui en 1997 de  $M_w=7.1$ , y terremotos de inter-placa como el sismo de Iquique en 2014 de  $M_w=8.2$ , siendo éste último el tercer mayor terremoto registrado en las costas chilenas desde 1960 hasta esa fecha o el sismo de Coquimbo en 2015 de  $M_w=8.3$ , siendo el terremoto más grande a nivel mundial del año 2015.

En el centro de Chile, se tiene el terremoto de inter-placa de Maule en 2010 de  $M_w=8.8$ , el precursor de este terremoto fue el terremoto de 1835, que tuvo una magnitud de  $M_w=8.6$ , el cual a su vez formaba parte de una ruptura sísmica por secciones junto al sismo de 1822 (al norte) y el sismo de 1837 (al sur) con un tiempo de recurrencia de 185 años según Scholz and Campos (2012). Además, en la zona central también ocurren terremotos de tipo “*outer-rise*”, como el sismo de las costas de Valparaíso en 2001 de  $M_w=6.7$ , terremotos de tipo Intra-placa oceánica, como el sismo de Chillan en 1939 de  $M_s=8.3$  y terremotos de tipo Intra-placa continental como el terremoto de las Melosas en 1958 de  $M_w=6.3$  que fue ubicado en el Cajón del Maipo, frente a Santiago (CSN, 2017).

En el sur de Chile, se tienen algunos de los terremotos más grandes registrados en el mundo, como el terremoto tipo inter-placa oceánica de Valdivia en 1960, con una magnitud de  $M_w=9.5$ , la magnitud más alta registrada a nivel mundial en época instrumental (Scholz & Campos, 2012; CSN, 2017).

A modo de resumen, se muestra en la Figura 15 la historia sísmica de Chile de manera gráfica diseñada por Scholz and Campos (2012).

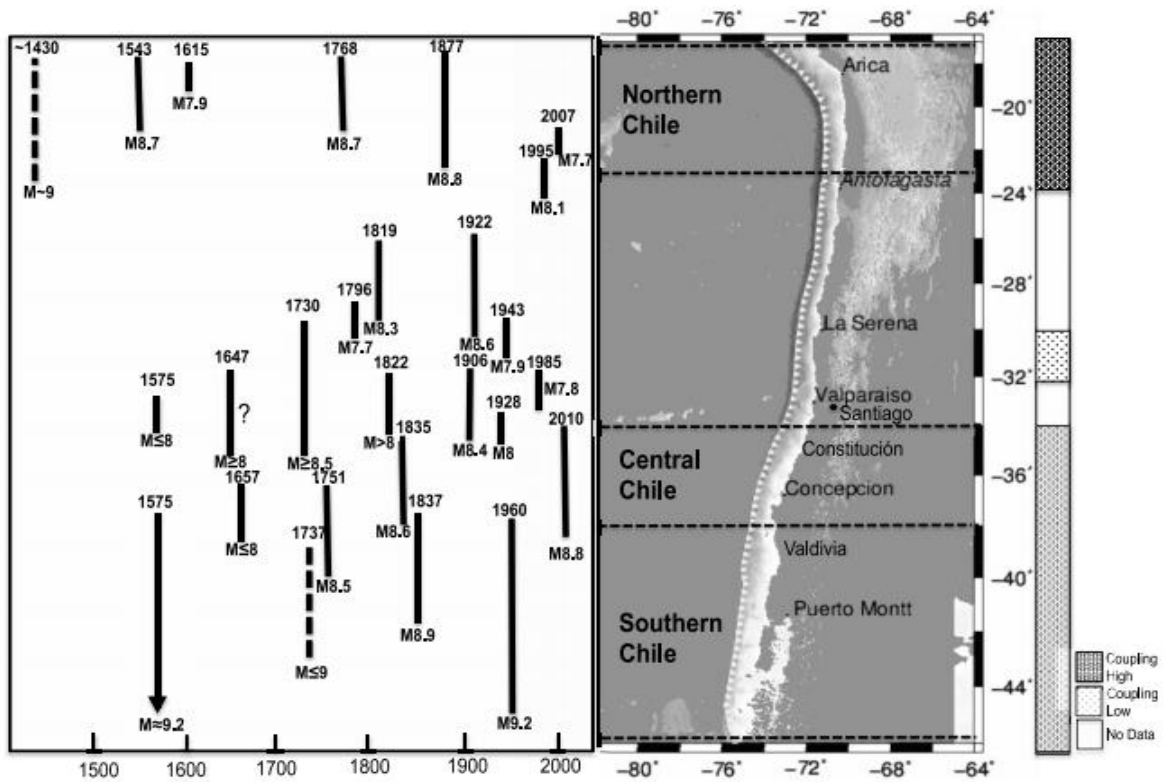


Figura 15. Historia Sísmica y acoplamiento de Chile. Fuente: Scholz and Campos (2012)

## 5.2 Zona de estudio

Este estudio se llevó a cabo en la zona centro sur de Chile, puesto que este estudio es parte del proyecto titulado “Caracterización de la peligrosidad sísmica en 5 Centrales hidroeléctricas del Centro-Sur de Chile por medio de un modelo de recurrencia sísmica con dependencia temporal”, y es ésta la zona que se acota entre los paralelos 37°S y 46°S. Además, se estudiarán los terremotos con un grado igual o superior a 7.0Mw. Pero para poder tener una visión más completa sobre el área de estudio, ésta se extendió entre los paralelos 33°S y 47°S y se filtraron todos los sismos con un grado igual o superior a 6.5 Mw, así se cubre la posible incertidumbre

asociada a la magnitud y la localización de los sismos. En la Figura 16 se muestra un mapa de localización del área en cuestión.

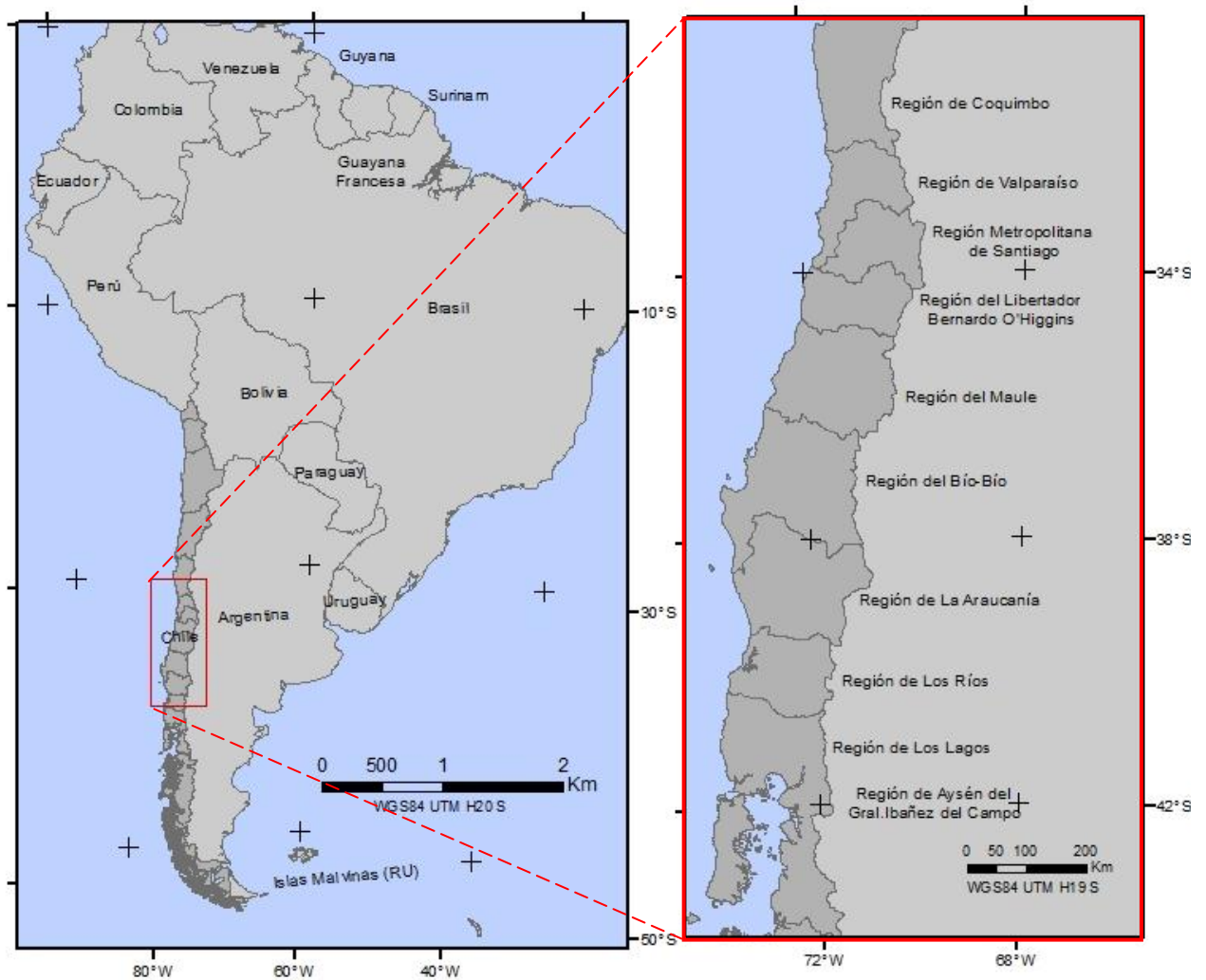


Figura 16. Mapa con la localización de la zona de estudio

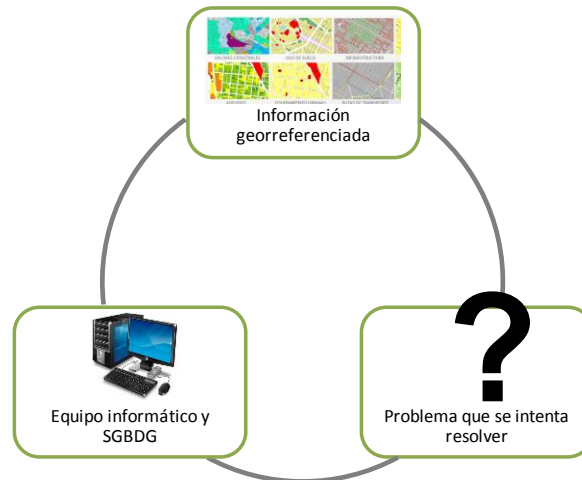
## 6 Metodología

### 6.1 Implementación del Sistema de Información Geográfica

“Los SIG son dispositivos informáticos que combinan el componente semántico de las características terrestres (...) con su representación geométrica rigurosamente georreferenciada” (Gomasasca, 2009, p.481). Además, el mismo autor indica que los SIG “Están equipados con muchas herramientas de procesamiento y representación que permiten una representación efectiva del territorio como no sería posible por otros instrumentos” (Gomasasca, 2009, p.481).

Del mismo modo, Parsons en 1997 definió el concepto de SIG en tres componentes (Figura 17):

- Un conjunto de datos ordenados dependiendo de su localización geográfica. Esto es lo que se conoce como una base de datos georreferenciada.
- Equipos y software para gestionar y relacionar los datos. En este caso, ese papel lo realiza el Sistema Gestor de Bases de Datos Georreferenciadas (SGBDG).
- Un problema específico u objetivo que se intenta resolver de los datos espacialmente distribuidos, con la ayuda de las herramientas disponibles (denominadas aplicaciones o funcionalidades del SIG).



*Figura 17.* Representación esquemática de los componentes de un SIG.

En el caso que nos ocupa en este proyecto, la información georreferenciada hace referencia a todas las capas con información relevante, mayoritariamente sismológica, que se emplean para el estudio con representación geográfica, entre otros datos georreferenciados de partida se puede destacar:

- Los catálogos sísmicos con la localización de todos los terremotos inter-placa de magnitud mayor o igual a 6.5 Mw que han sido registrados en la zona de estudio.
- Profundidad del plano de subducción en el centro sur de Chile.
- Buzamiento del plano de subducción en el centro sur de Chile.
- Acimut o dirección del plano de subducción en el centro sur de Chile.
- El plano de ruptura del terremoto de Maule en 2010
- Cartografía base para apoyar la ubicación de la información temática.

El software que se empleará para gestionar los datos es el programa ArcGIS v10.4, este fue complementado con algunas herramientas libres como *ET GEO Wizards* para mejorar el análisis de la información espacial e implementar procesos automáticos.

Y el problema que se desea resolver es conocer la distribución de la liberación y acumulación de esfuerzos dentro del plano de subducción. Más específicamente, las preguntas que se quieren contestar en el SIG son:

- ¿Cuánta energía se ha liberado en total en el plano de ruptura por medio de terremotos?
- ¿Cuánta energía se libera anualmente en el plano de ruptura por medio de terremotos?
- ¿Con qué frecuencia se libera energía en el plano de ruptura por medio de terremotos?
- ¿Cuánta energía se acumula anualmente en el plano de ruptura?

El tipo de datos que fundamentalmente se almacena y estudia en un SIG son datos geográficos, como tales, deben ser almacenados de acuerdo a la ubicación en la que se encuentran en el territorio y representados a partir de una simplificación de la realidad. Además de la posición y geometría de cada elemento, los SIG permiten almacenar atributos expresados por medio de datos alfanuméricos y almacenados por medio de tablas, creando así una base de datos georreferenciada. En este caso, además de la localización hipocentral de los sismos, también es posible almacenar información relevante como la magnitud, fecha de ocurrencia y otros datos de interés sismológico.

El hecho de que todos los datos de un SIG (o la mayoría de ellos) tengan representación geográfica, permite establecer unas relaciones espaciales entre los elementos además de las relaciones asociadas a la propia base de datos en sí. Aumentando la capacidad de análisis y procesado de los datos para obtener nuevas capas de información.

Para representar elementos geográficos dentro de un SIG se utilizan simplificaciones de la realidad, concretamente, se emplean dos tipos de datos básicos, los datos tipo vectorial y los datos tipo ráster (Figura 18).

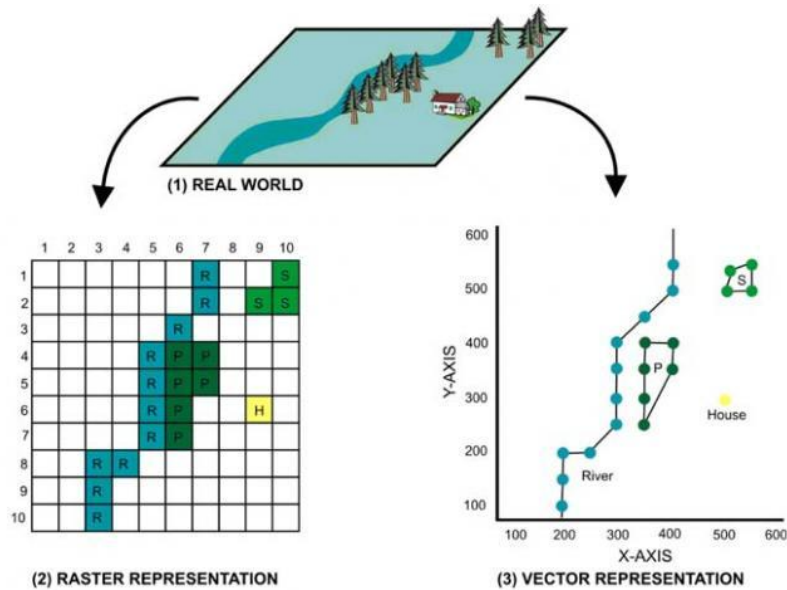


Figura 18. a) Mundo real, b) modelo ráster, c) modelo vectorial. Fuente: GIS Cookbook, 2007.

Ambos tipos de representación son aplicables a la mayoría de los datos geográficos, en este proyecto se emplean los dos en función de las características de las variables y el tipo de análisis que se aplique. Fundamentalmente se emplea el formato tipo ráster para las variables que son continuas en el territorio, como por ejemplo la profundidad del plano de subducción, y el formato vectorial para las variables discretas, como por ejemplo la localización epicentral de un terremoto.

Además de la información georreferenciada, se cuenta con información complementaria a la información anterior, entre otras se emplearán las correlaciones entre distintos tipos de magnitudes, correlaciones entre área del plano de ruptura y magnitud, tasas de deslizamientos de



la placa de subducción y estudios de recurrencias sísmicas para algunos terremotos de subducción inter-fase.

## 6.2 Catálogos sísmicos de partida

Para modelar la liberación de energía que se genera en la zona de subducción, se han tomado como datos de partida el catálogo sísmico del Centro Sismológico Nacional (CSN) de Chile, el catálogo sísmico publicado dentro del programa de peligrosidad sísmica de la USGS y el catálogo sísmico desarrollado entre el programa *Global Earthquake Model* (GEM) y el *International Seismological Center* (ISC).

### 6.2.1 Catálogo sísmico del CSN

El CSN, creado en la primera década del siglo XX y siendo éste uno de los primeros observatorios sismológicos del mundo, actualmente ofrece un registro sistemático de sismos desde 1540 hasta la actualidad, confeccionando así el catálogos sismos más importantes del país.

En la Tabla 1 se muestra en detalle la información ofrecida por esta fuente.

Tabla 1. *Información entregada por catálogo CSN*

<b>Atributo</b>	<b>Descripción</b>
<b>Fecha local</b>	Corresponde a la fecha en la cual se produjo el sismo.
<b>Hora local</b>	Corresponde a la hora chilena en la cual se produjo el sismo
<b>Magnitud Ms</b>	Una magnitud para los terremotos lejanos basados en la amplitud de las ondas superficiales de Rayleigh medidas en un período cercano a los 20 segundos.
<b>Magnitud Mw</b>	Basado en el momento sísmico escalar del terremoto, determinado por una inversión momento-tensor.
<b>Profundidad</b>	Profundidad del evento en Km
<b>Efecto</b>	El efecto que provoco el sismo siguiendo el código T: Tsunami, TM: Tsunami Moderado, TD: Tsunami destructor y mayor y Sin información.

Del catálogo del CSN se extrajo un total de 40 sismos, ocurridos desde 1570 hasta 2017, con magnitudes entre 7.0 y 9.5. En este caso, el catálogo que ofrece en línea el CSN solo permite descargar los sismos desde magnitud 7.0.

En la Figura 19a y Figura 19b se muestra un histograma del número de sismos por año y una gráfica de los sismos relacionando su magnitud y profundidad, respectivamente.

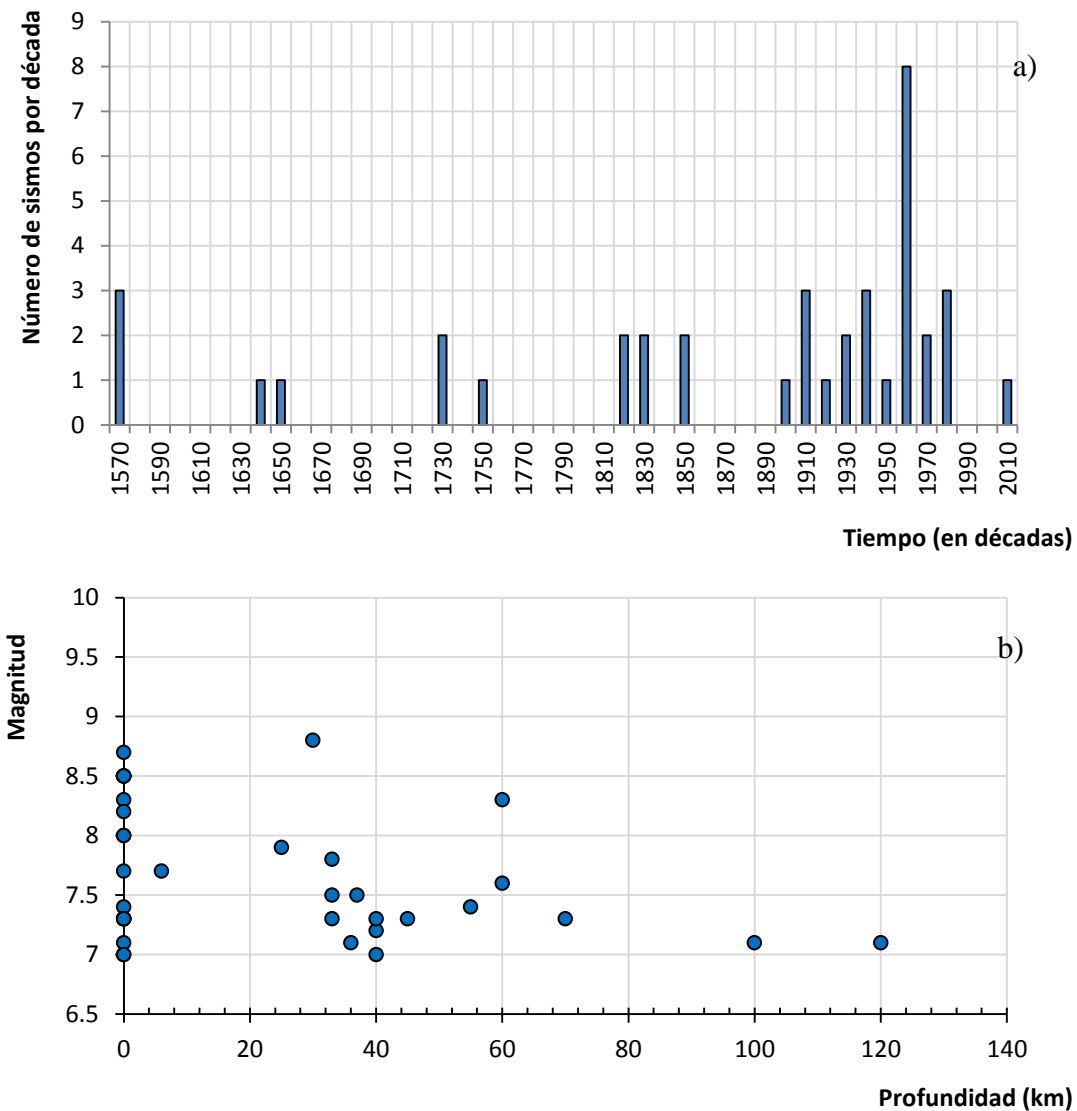


Figura 19. a) Histograma de los terremotos extraídos registrados en el CSN, b) Gráfico con la relación entre magnitud ( $M_s$  y  $M_w$ ) y profundidad de los terremotos extraídos registrados en el CSN. Fuente: Elaborado a partir de los datos CSN.

Como puede observarse en la Figura 19, todos los sismos se encuentran a profundidades menos a 40 km, algo lógico teniendo en cuenta que los sismos estudiados corresponden con sismos de inter-placa, localizados en la zona más superficial del plano de subducción. Otro hecho relevante es el número elevado de sismos que se localizan en la década de 1960, hasta un total de 8 sismos. Esto es debido fundamentalmente a la ocurrencia de sismos de Valdivia en 1960, la gran magnitud de este terremoto fue acompañada de un gran número de réplicas de gran magnitud. Debe tenerse en cuenta que en este catálogo solo aparecen los sismos de magnitud superior a 7.0, lo que hace que muchas réplicas asociadas al sismo de Maule no estén catalogadas.

Otro hecho relevante de estas gráficas se muestra en la Figura 19b, donde hay un gran número de sismos con profundidad 0. En estos casos, no es que la profundidad sea 0, sino que no se dispone de dicha información, algo frecuente en los registros de sismos antiguos.

### **6.2.2 Catálogo sísmico de la USGS**

Es un registro sísmico patrocinado por el programa de peligro de terremoto de la USGS (*USGS Earthquake Hazards Program*) como parte de un esfuerzo para proporcionar y aplicar información científica relevante sobre terremotos y así lograr reducir las muertes, lesiones y daños a la propiedad que son ocasionados por los terremotos.

Al ser una red proveniente de Estados Unidos, los registros del catálogo se encuentran principalmente orientados al mismo país, donde se posee una mayor cobertura de datos tanto temporal como de magnitud, proveniente de varias fuentes. No obstante, también poseen una red global sismográfica permanente *GSN* (*del inglés, Global Seismographic Network*) que registra y ofrece información de sismos ocurridos en todo el mundo, empelando para ello instrumentación perteneciente a otros servicios sismológicos locales conectadas por una red de

telecomunicaciones que sirve como instalación científica multiuso y recurso de la sociedad para vigilancia, investigación y educación. Esta red posee información desde 1900 hasta la actualidad. En la Tabla 2 se muestra en detalle la información ofrecida por esta fuente.

Tabla 2. *Información entregada por catálogo USGS*

<b>Atributo</b>	<b>Descripción</b>
<b>time</b>	Fecha y hora internacional
<b>latitude</b>	Latitud epicentro
<b>longitude</b>	Longitud epicentro
<b>depth</b>	Profundidad
<b>mag</b>	Magnitud
<b>magType</b>	El método o algoritmo utilizado para calcular la magnitud preferida para el evento.
<b>nst</b>	Total de estaciones sismológicas utilizadas para determinar la ubicación del terremoto
<b>gap</b>	La brecha acimutal más grande entre las estaciones acimutalmente adyacentes (en grados). En general, cuanto menor es este número, más fiable es la posición horizontal calculada del terremoto. Las localizaciones de terremotos en las cuales la brecha acimutal excede 180 grados típicamente tienen incertidumbres grandes de la localización y de la profundidad.
<b>dmin</b>	Distancia horizontal desde el epicentro hasta la estación más cercana (en grados). 1 grado es de aproximadamente 111,2 kilómetros. En general, cuanto menor es este número, más fiable es la profundidad calculada del terremoto.
<b>rms</b>	El tiempo de recorrido de la raíz media cuadrada (RMS) residual, en segundos, utilizando todos los pesos. Este parámetro proporciona una medida del ajuste de los tiempos de llegada observados a los tiempos de llegada previstos para esta ubicación. Los números más pequeños reflejan un mejor ajuste de los datos. El valor depende de la precisión del modelo de velocidad utilizado para calcular la ubicación del terremoto, los pesos de calidad asignados a los datos de tiempo de llegada y el procedimiento utilizado para localizar el terremoto.
<b>net</b>	El ID de un contribuyente de datos. Identifica la red considerada como la fuente preferida de información para este evento.
<b>id</b>	Un identificador único para el evento. Este es el ID preferido actual para el evento, y puede cambiar con el tiempo.
<b>updated</b>	Hora en que se actualizó el evento más recientemente. Los tiempos son reportados en milisegundos desde la época. En ciertos formatos de salida, la fecha está formateada para facilitar la lectura.
<b>place</b>	Descripción textual de la región geográfica nombrada cerca del evento.
<b>type</b>	Tipo de evento sísmico.
<b>horizontalError</b>	Incertidumbre de la localización reportada del evento en kilómetros.
<b>depthError</b>	Incertidumbre de la profundidad reportada del evento en kilómetros.

<b>magError</b>	Incertidumbre de la magnitud reportada del evento. El error estándar estimado de la magnitud. La incertidumbre corresponde al tipo de magnitud específica que se informa y no tiene en cuenta las variaciones de magnitud y los sesgos entre las diferentes escalas de magnitud. Reportamos un valor "desconocido" si la red sísmica contribuyente no proporciona estimaciones de incertidumbre.
<b>magNst</b>	El número total de estaciones sísmicas utilizadas para calcular la magnitud de este terremoto.
<b>status</b>	Indica si el evento ha sido revisado por un humano.
<b>locationSource</b>	La red que originalmente creó la ubicación informada de este evento.
<b>magSource</b>	Red que originalmente creó la magnitud reportada para este evento.

Del catálogo de la USGS se extrajo un total de 54 sismos, ocurridos desde 1914 hasta 2017, con magnitudes entre 6.5 y 9.5. En la Figura 20a y Figura 20b se muestra un histograma del número de sismos por año y una gráfica de los sismos relacionando su magnitud y profundidad, respectivamente.

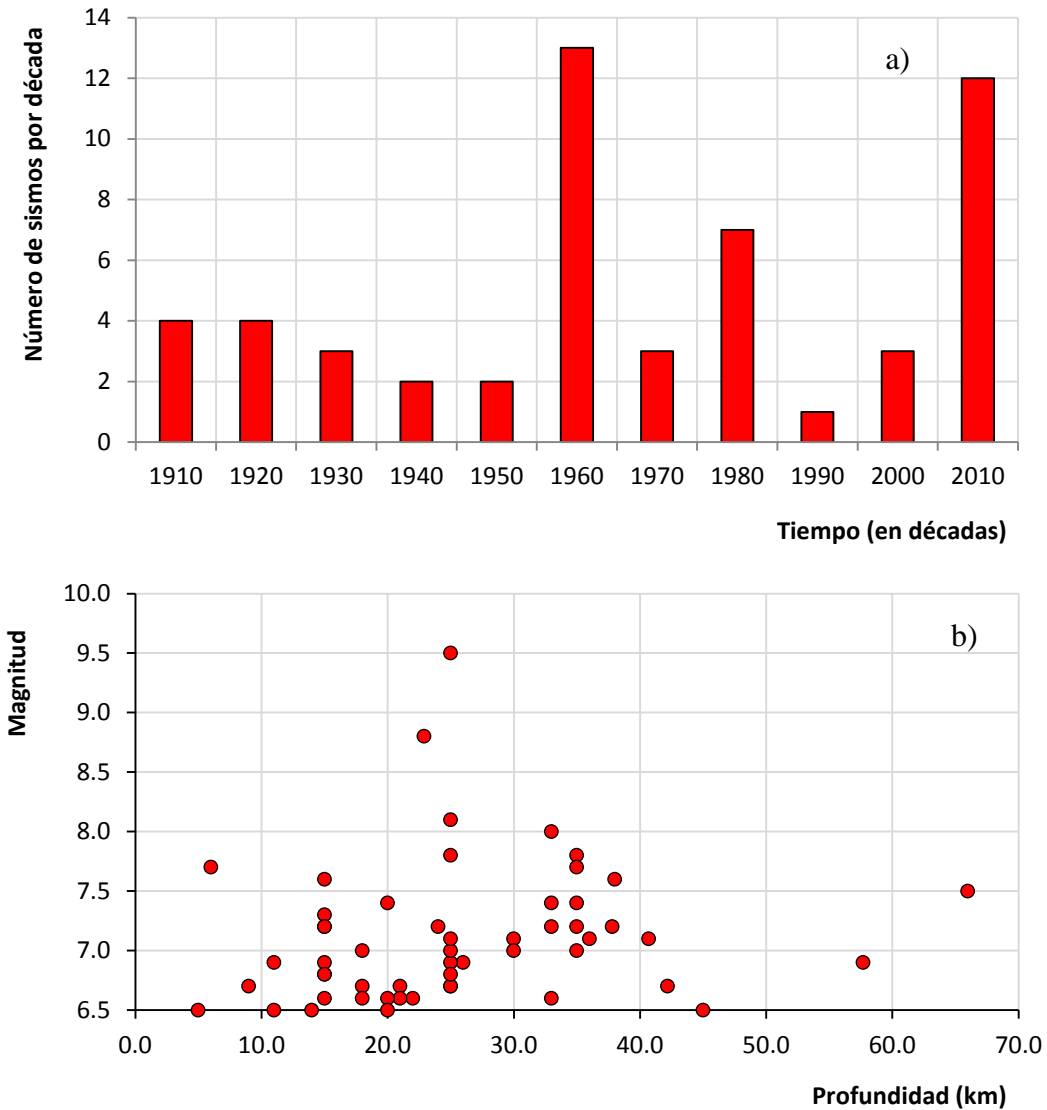


Figura 20. a) Histograma de los terremotos extraídos registrados en la USGS, b) Gráfico con la relación entre magnitud y profundidad de los terremotos extraídos registrados en la USGS.

Como puede observarse en la Figura 20, este catálogo localiza eventos de inter-placa hasta una profundidad de 70 km, aunque el grueso de los mismos se encuentra a profundidades menores a 40 km. Al igual que ocurría en el catálogo sísmico del CSN, es posible observar dos picos de sismos en las décadas de 1960 y 2010, ambas asociadas nuevamente a los sismos de Valdivia y Maule y su gran número de réplicas de gran magnitud.

### 6.2.3 Catálogo sísmico del ISC-GEM

Este catálogo sísmico es un resultado de un trabajo conjunto del programa *Global Earthquake Model* (GEM) y el *International Seismological Centre* (ISC) como un esfuerzo para adaptar, ampliar y mejorar los datos existentes en la actualidad sobre grandes terremotos globales, tal información puede ser utilizada por una amplia gama de estudios, tanto de sismicidad mundial, como de análisis de la estructura interna de la tierra, la tectónica y la determinación rápida de peligro entre otros.

Este catálogo puede ser descargado por medio de tres archivos diferentes: Catálogo principal, Catálogo complementario y un fichero \*.kmz para visualizar en *Google Earth*. El catálogo complementario contiene los terremotos que, aun siendo de gran relevancia social, su ubicación, magnitud o ambas son inciertas debido a la falta de información o las contradicciones entre diferentes investigadores. Este catálogo posee información de terremotos desde 1900 hasta 2013. En la Tabla 3 se muestra en detalle la información ofrecida por esta fuente.

Tabla 3. *Información entregada por catálogo ISC-GEM.*

<b>Atributo</b>	<b>Descripción</b>
<b>date</b>	Fecha y hora del terremoto
<b>lat</b>	Latitud del epicentro
<b>lon</b>	Longitud del epicentro
<b>smajax</b>	Parámetros de la elipse de error, semieje mayor (km)
<b>sminax</b>	Parámetros de la elipse de error, semieje menor (km)
<b>strike</b>	Inclinación
<b>q</b>	Calidad del epicentro
<b>depth</b>	Profundidad
<b>unc</b>	Incertidumbre
<b>q</b>	Calidad de la profundidad
<b>mw</b>	Magnitud
<b>unc</b>	Incertidumbre
<b>q</b>	Calidad
<b>s</b>	Fuente

<b>mo</b>	Momento escalar
<b>fac</b>	Factor
<b>mo_auth</b>	Autor
<b>mpp</b>	Componentes del tensor momento
<b>mpr</b>	
<b>mrr</b>	
<b>mrt</b>	
<b>mtp</b>	
<b>mtt</b>	
<b>eventid</b>	identificador del evento

Del catálogo del ISC-GEM se extrajo un total de 49 sismos, ocurridos desde 1919 hasta 2012, con magnitudes entre 6.5 y 9.5. En la Figura 21a y Figura 21b se muestra un histograma del número de sismos por año y una gráfica de los sismos relacionando su magnitud y profundidad, respectivamente.



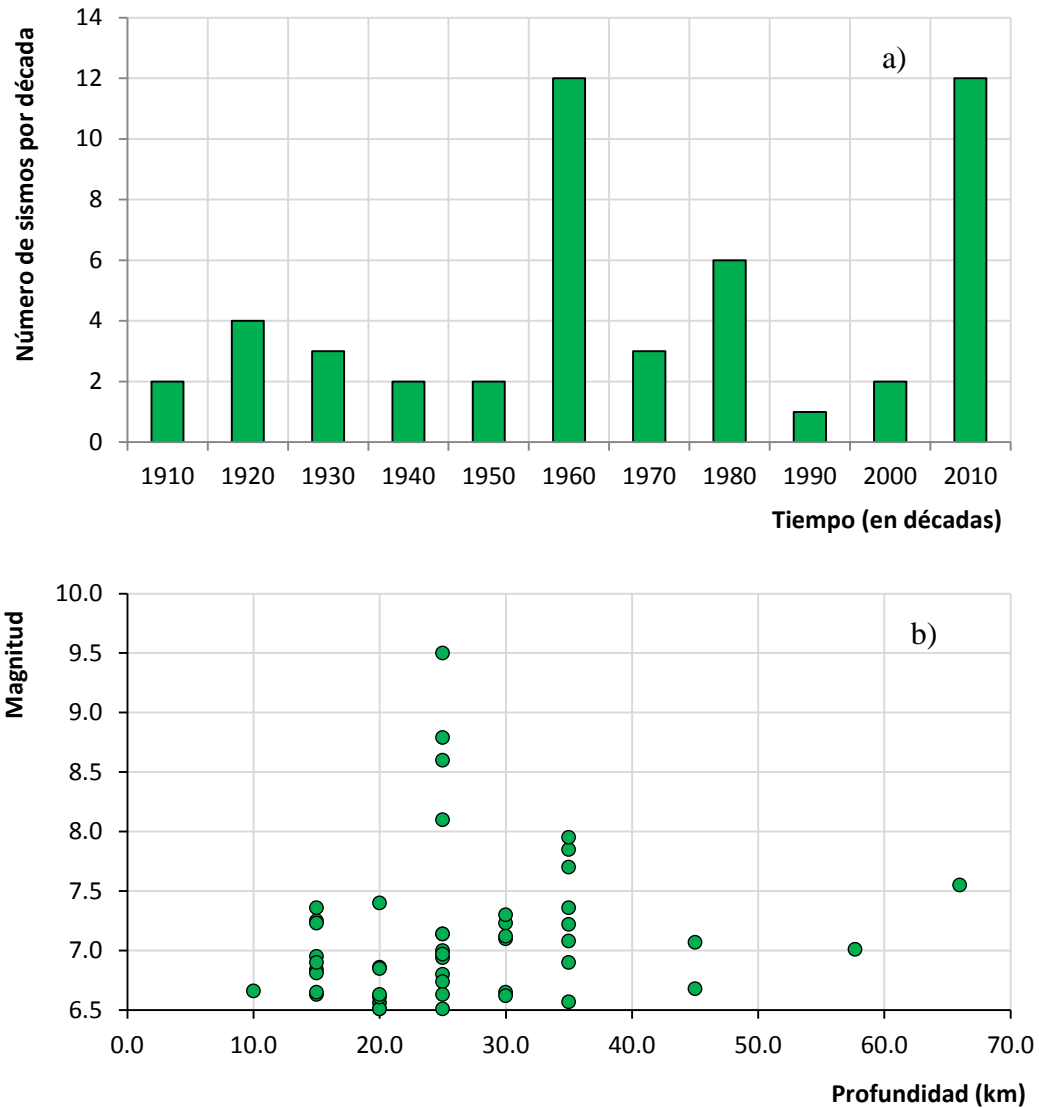


Figura 21. a) Histograma de los terremotos extraídos registrados en el ISC-GEM, b) Gráfico con la relación entre magnitud y profundidad de los terremotos extraídos registrados en el ISC-GEM

Como puede observarse en la Figura 21, este catálogo se asemeja mucho al catálogo de la USGS en cuanto a distribución de profundidades con respecto a la magnitud y a la cobertura temporal de los sismos, reflejando una tendencia similar en distribución temporal y de profundidad.

## **6.3 Métodos y procedimientos**

### **6.3.1 Confección del catálogo sísmico del proyecto**

Como se poseen variadas fuentes de información para la creación del catálogo sísmico, se genera un problema de redundancia de datos, de cierta forma se podría pensar que esto es bueno, ya que el objetivo de consultar varias fuentes de datos es confeccionar un catálogo sísmico completo y analizar la variabilidad de los registros sísmicos. No obstante, debido a los distintos métodos para la determinación del epicentro, la profundidad y la magnitud y a la incertidumbre inherente a los métodos empleados se puede observar en ciertos casos una gran discrepancia entre los valores de las variables de una fuente de información y otra, especialmente los relativos a la localización hipocentral.

Es por esta razón que se debe hacer un análisis exhaustivo de la similitud o discrepancia de los datos aportados en las distintas fuentes y establecer una jerarquía de confiabilidad entre todas las fuentes de información.

#### ***6.3.1.1 Comparación de fuentes según la ubicación epicentral***

Este análisis se realizó con el SIG, ya que la visualización espacial de todos los epicentros ayuda en gran medida a detectar las discrepancias y similitudes entre la localización y la época de los sismos de las distintas fuentes.

En la Figura 22 se muestra un mapa con la localización de los terremotos de las distintas fuentes, puede observarse en azul los sismos del CSN, en rojo los sismos del ISC-GEM y en verde los sismos del USGS. Este mapa deja evidente que la localización de un sismo no es un parámetro

exento de incertidumbre, debido mayoritariamente a la diferente cobertura acimutal de las estaciones sísmicas que registran los sismos en cada fuente de información.

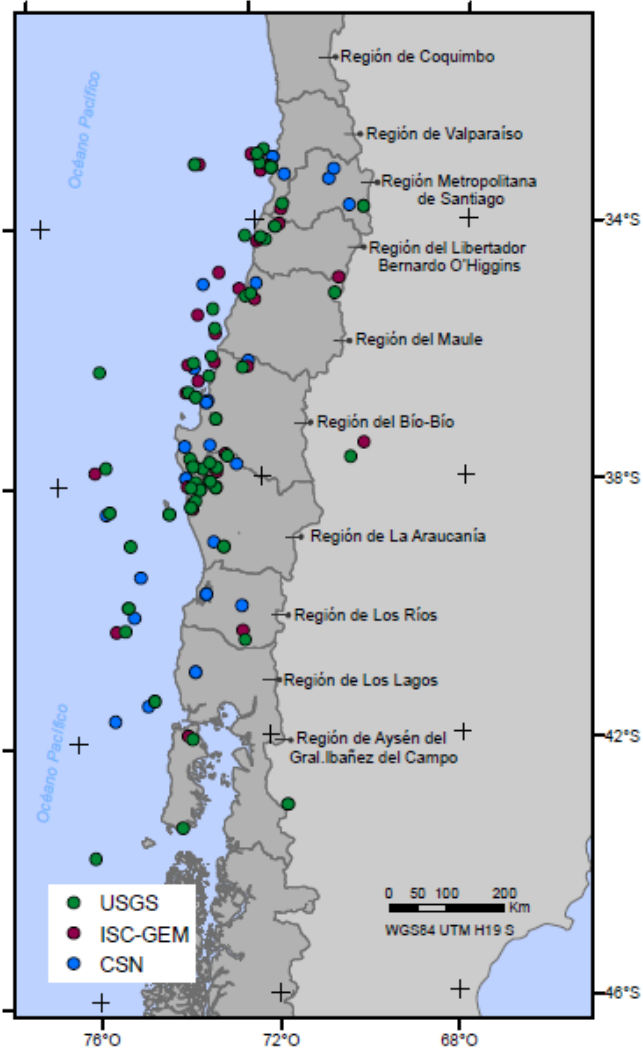
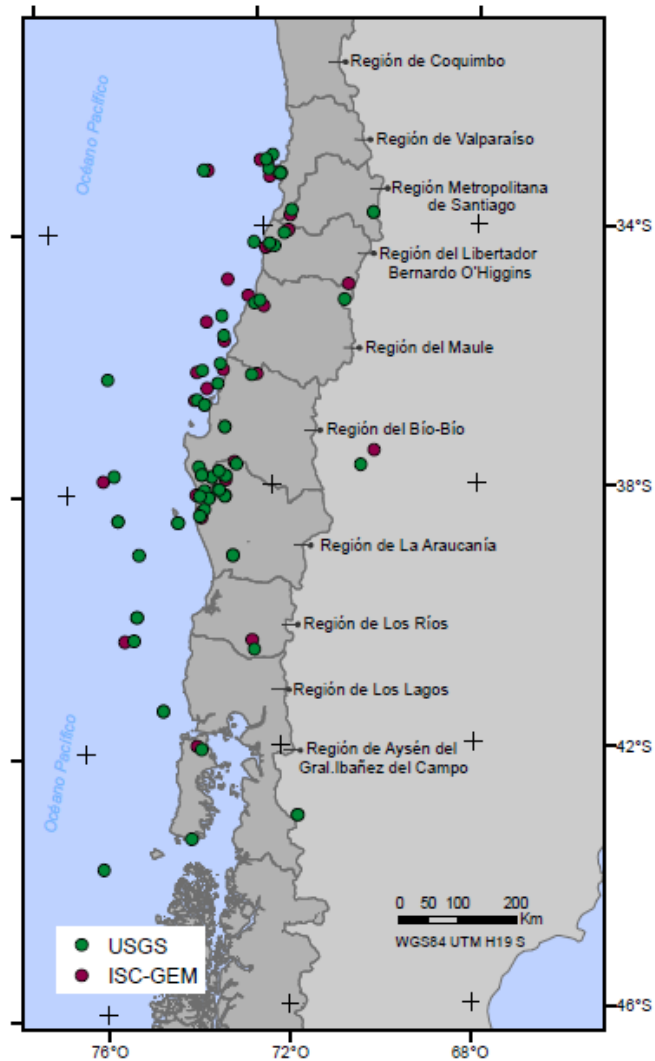


Figura 22. Vista de la localización de todos los sismos recogidos en las tres fuentes de información.

A continuación, para analizar con más detalle estas discrepancias, se compararán los catálogos sísmicos de dos en dos.

## USGS vs. ISC-GEM

En primer lugar se comparan las localizaciones de los catálogos de la USGS y del ISC-GEM (ver Figura 23).

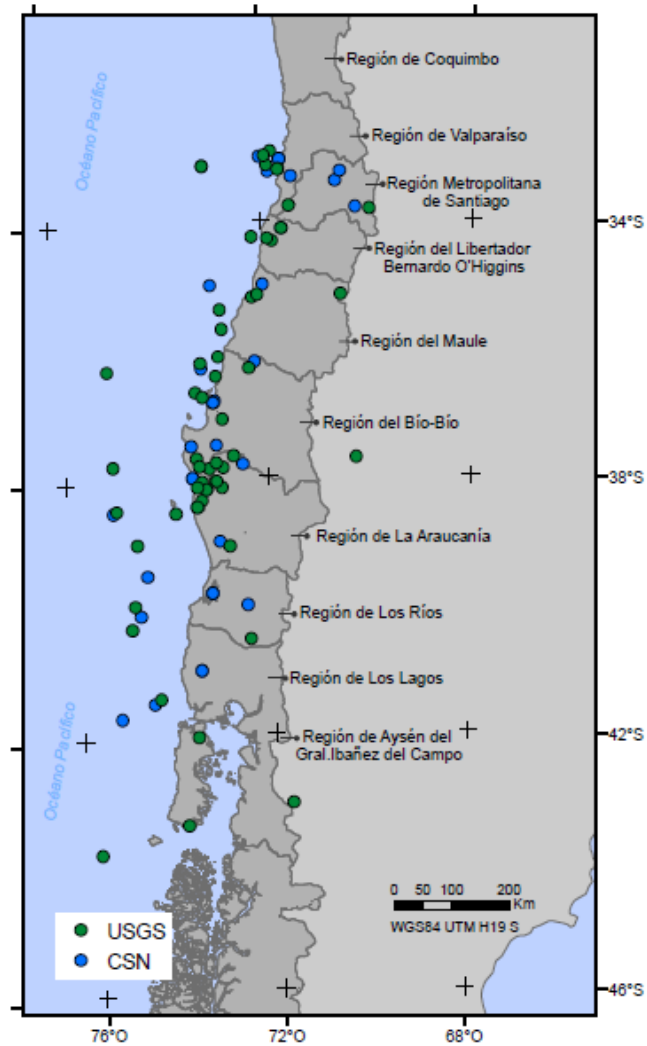


*Figura 23.* Vista de la localización de los sismos de USGS vs. ISC-GEM

Como se puede observar, existe una gran correlación entre los datos entregados por la USGS y los datos entregados por la ISC-GEM, puesto que no existen grandes diferencias entre los distintos sismos, siendo una de sus diferencias más significativas de 40 km aproximadamente en el sismo de Nueva Imperial en 1920.

## USGS vs CSN

En segundo lugar se comparan las localizaciones de los catálogos de la USGS y del CSN (ver Figura 24).



*Figura 24.* Vista de la localización de los sismos de USGS vs CSN

Al comparar estas dos fuentes de datos es posible observar que no existe mucha correlación entre los diferentes sismos, ya que a simple vista se ve que se encuentran muy lejos unos epicentros de otros, existiendo entre muchos terremotos diferencias de más de 90 km, lo cual gráficamente se observa con claridad.

## ISC-GEM vs. CSN

En tercer lugar se comparan las localizaciones de los catálogos del ISC-GEM y del CSN (ver Figura 25).

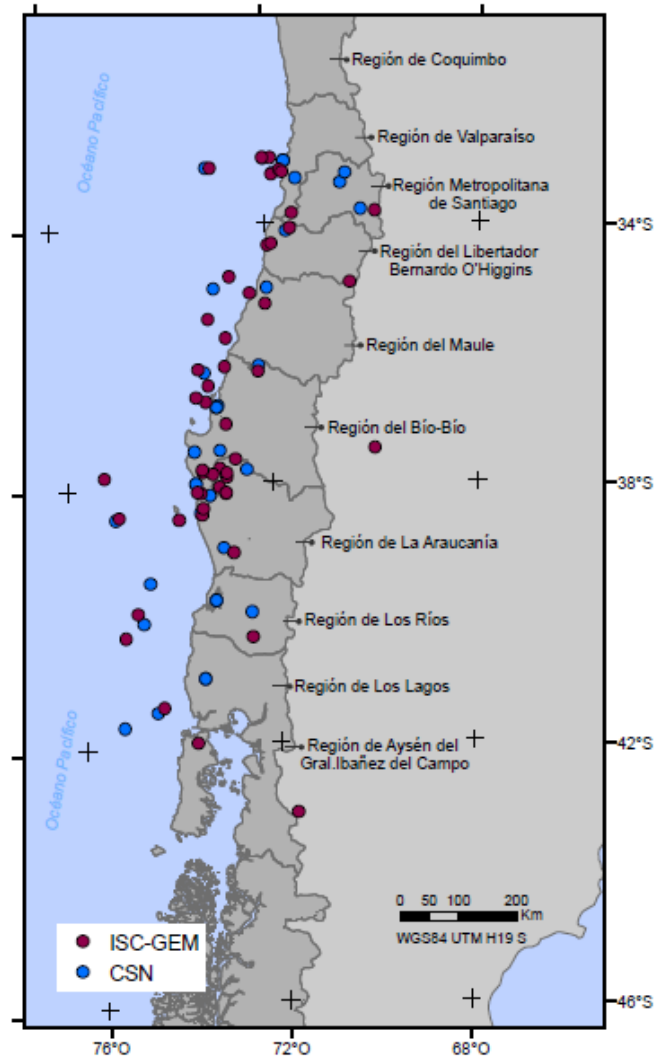


Figura 25. Vista de la localización de los sismos de ISC-GEM vs CSN

Al igual que en el caso anterior es posible darse cuenta de la poca correlación entre la localización epicentral de los sismos de estos dos catálogos, evidenciándose grandes discrepancias entre los sismos, alcanzando diferencias de incluso 65 km una fuente con otra.

En general, se puede concluir que la fuente que más se aleja en localización de las tres es el CSN, lo cual genera cierta relevancia, ya que esta fuente, al tratarse de sismos ocurridos todos en Chile, es a priori la fuente que debe considerarse más fiable. Con respecto a la similitud entre la localización del ISC-GEM y la USGS, al tratarse ambas de fuentes internacionales y compartir fuentes de información primarias iguales, no resulta extraña dicha similitud.

#### **6.3.1.2 Comparación de fuentes según sismos catalogados.**

De todos los parámetros ofrecidos por las diferentes fuentes, el parámetro tiempo (fecha del evento) es el que genera menor dispersión, sobre todo en los sismos ocurridos en los últimos 100 años, donde no hay discrepancias entre las fuentes. Es por ese motivo que se empleará este parámetro para identificar la redundancia de datos dentro de los catálogos.

Para este análisis, se empleó la herramienta *Time Slider* del software ArcGIS, donde se puede crear una vista de los terremotos de forma consecutiva de acuerdo al año en el que se registraron. Al tratarse de un periodo de tiempo elevado, se utilizaron intervalos de 10 años para visualizar la ocurrencia de sismos, así se lograron encontrar las coincidencias y discrepancias entre las distintas fuentes de información, para analizar con más detalle los casos de discrepancia se emplearon intervalos menores en esas fechas de conflicto.

La cobertura temporal de cada catálogo es diferente, el catálogo del CSN tiene una cobertura de 1570 a 2017; el catálogo de la USGS tiene una cobertura de 1914 a 2017 y el catálogo de la ISC-GEM tiene una cobertura de 1919 a 2012. Así entonces, puede analizarse el intervalo de tiempo desde 1919 hasta 2010.

Al realizar la comparativa y visualizar la ocurrencia de sismos en los tres catálogos, se detectaron dos sismos que solo están catalogados por el CSN, estos son los sismos de 1945 de Santiago y

1967 cerca de Valdivia, cuatro sismos que solo están catalogados por el USGS, estos son los sismos de 1961 en Chiloé, de 1985 en Pichilemu, de 2001 en Temuco y más reciente de 2016 en Chiloé y un sismo que solo está catalogado por el ISC-GEM, éste es sismo de 2004 en San Fernando.

Cabe destacar también que el ISC-GEM y la USGS tienen los sismos de magnitud entre 6.5 y 7.0 que no fueron incorporados al catálogo del CSN, en total son 28 sismos.

Además, se identificaron 5 sismos con un alto grado de incertidumbre en su fecha (ver Tabla 4), estas discrepancias en algunos casos llegan a ser de años, siendo casi todos anteriores a 1960. Como puede observarse, nuevamente la discrepancia más notable se encuentra con el CSN.

Tabla 4. *Posibles errores groseros en fecha de sismos*

<b>CSN (DD-MM-AA)</b>	<b>USGS (DD-MM-AA)</b>	<b>ISC-GEM (DD-MM-AA)</b>
01-03-1936	01-03-1934	01-03-1934
24-01-1939	25-01-1939	25-01-1939
19-04-1949	20-04-1949	20-04-1949
19-06-1960	20-06-1960	20-06-1960
08-04-1985	09-04-1985	09-04-1985

### **6.3.1.3 Confección del catálogo único**

Una vez identificadas las coincidencias y discrepancias entre catálogos, se debe hacer una selección de los sismos únicos, para lo que inicialmente hay que establecer una jerarquía entre la fiabilidad de las fuentes de información.

En este caso, se consideró que la fuente más fiable era el CSN, ya que ésta es la fuente local oficial de registros sísmicos de país y, por lo tanto, la encargada y responsable de tener catalogados todos los sismos ocurridos en la zona de estudio.



En el caso de las otras dos fuentes, el ISC-GEM y la USGS, se consideró que la fuente más fiable de las dos fuera el ISC-GEM, ya que este catálogo fue confeccionado a partir del estudio de múltiples fuentes diferentes, incluidas monografías específicas de sismos y correcciones de parámetros, todo ello documentado en Storchak et al. 2013.

Una vez establecida esta jerarquía, la confección del catálogo, pese a las discrepancias entre las fuentes, a través del SIG se logró crear un catálogo único, obteniéndose finalmente un total de 73 terremotos, dentro de los cuales 40 pertenecen al CSN, 29 pertenecen al ISC-GEM, y 4 pertenecen a la USGS. En la Figura 26 se muestra la localización de los 73 terremotos del catálogo único.

En el Anexo se muestra el listado completo de los sismos empleados en el proyecto.

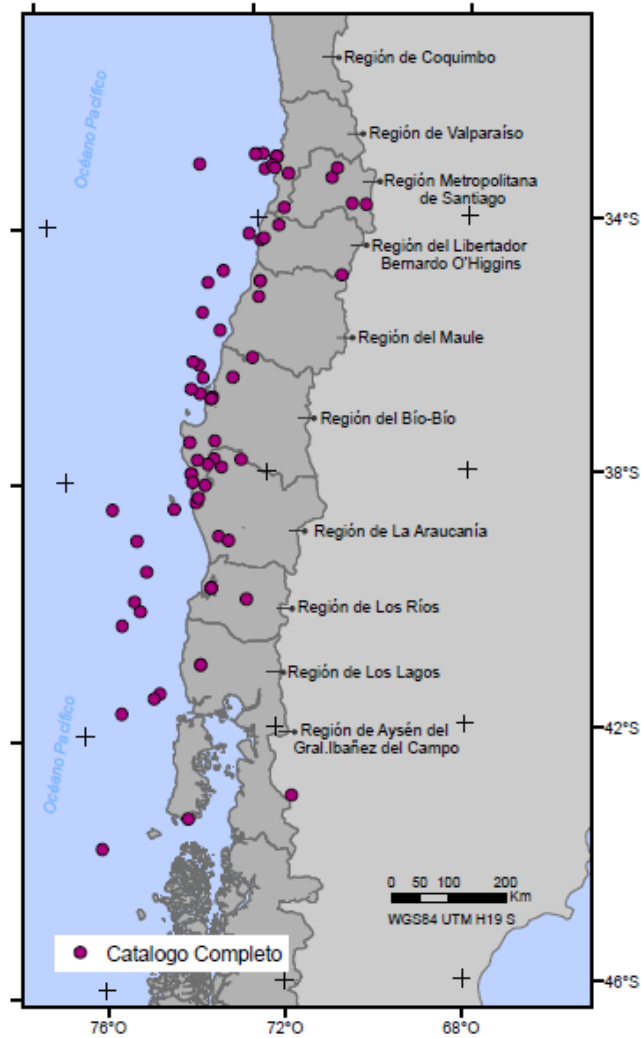


Figura 26. Mapa con la localización de los terremotos del catálogo único.

### 6.3.2 Homogeneización del parámetro de tamaño

El hecho de que existan varias escalas de magnitud usadas por los centros sismológicos de todo el mundo y la existencia de varios catálogos de terremotos descritos por varios autores, hacen que realizar correlaciones entre las distintas magnitudes sea una necesidad. Esto permitiría la homogeneización de un catálogo global de terremotos (Scordilis, 2006).

En este proyecto, ésta es una labor necesaria, ya que cada fuente de información cataloga la magnitud de sus sismos empleando una o dos escalas, siendo éstas la Magnitud momento ( $M_w$ ) y la Magnitud de ondas superficiales ( $M_s$ ), ya descritas en detalle en el apartado 4.1.6 Liberación de esfuerzos.

Para poder homogeneizar este parámetro primero hay que determinar qué tipo magnitud se quiere establecer para todo el catálogo de forma única. En este caso, la magnitud seleccionada es la magnitud momento ( $M_w$ ), ya que es la magnitud más fiable y útil para estimar la liberación de energía en términos de momento sísmico. Además, este tipo de magnitud tiene una gran estabilidad en terremotos de gran magnitud ( $M > 8.5$ ) (Scordilis, 2006; Valenzuela, 2006).

Esto significa que es necesario aplicar una correlación entre  $M_s$  y  $M_w$ . Si se analiza la literatura científica, puede observarse que hay varias relaciones empíricas propuestas para hacer este proceso, entre las que destacan la propuesta por Scordilis (2006), Das (2011), Giacomo et al. (2015).

Concretamente, Scordilis (2006) ajustó una función bilineal que relaciona ambas magnitudes, para este estudio utilizó un catálogo sísmico que contenía 20.407 terremotos ocurridos entre 1976 y 2003 de magnitudes entre 3.1 y 8.4, proponiendo las expresiones [5] y [6]. Como puede observarse, el autor establece dos relaciones diferentes para sismos de magnitud superior o inferior a 6.1.

$$M_w = 0.67 \times M_s + 2.07 \text{ para } 3.0 \leq M_s \leq 6.1 \quad [5]$$

$$M_w = 0.99 \times M_s + 0.08 \text{ para } 6.2 \leq M_s \leq 8.2 \quad [6]$$

Das (2011) también propuso un ajuste con una función bilineal entre ambas magnitudes para sismos de magnitud superior o inferior a 6.1. En este caso, el autor consideró terremotos de todo el mundo extraídos de las bases de datos del ISC, NEIC (*National Earthquake Information*

*Center*) y GCMT (*Global Centroid Moment Tensor*) desde 1976 hasta 2007, en donde se utilizaron 81.974 eventos de ISC, 16.019 eventos de NEIC y 27.229 eventos de GCMT con magnitudes entre 2.8 y 8.8 Ms. Obteniendo las expresiones [7] y [8].

$$M_w = 0.67 \times M_s + 2.12 \text{ para } 3.0 \leq M_s \leq 6.1 \quad [7]$$

$$M_w = 1.06 \times M_s - 0.38 \text{ para } 6.2 \leq M_s \leq 8.4 \quad [8]$$

En 2015, el ISC-GEM ajustó una nueva correlación entre ambas magnitudes empleando también terremotos de todo el mundo desde 1900 a 2009. Para este reajuste se realizaron procedimientos uniformes en la determinación de la magnitud en cerca de 20.000 terremotos procesados. Este cálculo incorporó los nuevos hipocentros presentados por Bondár et al. (2015) y además se utilizaron datos de estaciones que antes no se encontraban disponibles, en particular datos de Ms hasta finales de 1970. Estos datos recalculados entregaron una base sólida para la derivación de nuevas relaciones de conversión hacia la magnitud momento. Se ajustó una nueva correlación bilineal entre estas magnitudes, obteniendo las expresiones [9] y [10], estableciendo la magnitud de corte en 6.47.

$$M_w = 0.67 \times M_s + 2.13 \text{ para } M_s \leq 6.47 \quad [9]$$

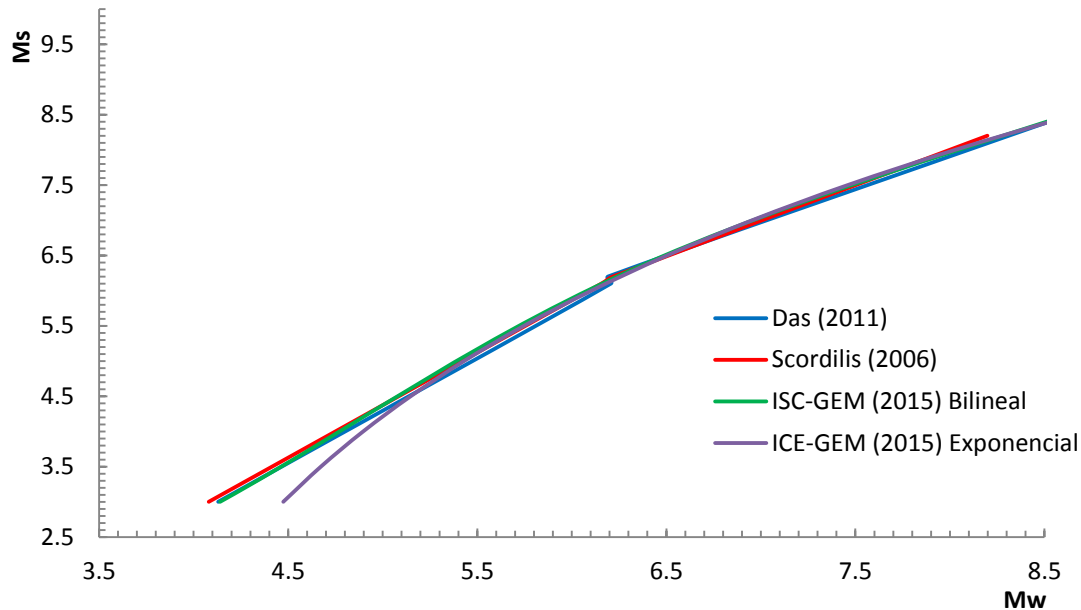
$$M_w = 1.10 \times M_s - 0.67 \text{ para } M_s > 6.47 \quad [10]$$

Además, en lugar de utilizar modelos de regresión bilineal como se realizó en los casos anteriores, se derivaron nuevas relaciones empíricas usando un modelo no lineal de forma exponencial [11]. Este nuevo modelo fue chequeado con valores registrados en magnitud momento.

$$M_w = e^{(a+b \times M_s)} + c \quad [11]$$

Donde  $a=-0.222$ ,  $b=0.233$  y  $c= 2.863$ , además, las incertidumbres asociadas a estos parámetros son de 0.043, 0.004 y 0.056 respectivamente.

Para analizar con más detalle la similitud o diferencia entre todas las correlaciones antes nombradas, en la Figura 27 se muestra una gráfica conjunta.



*Figura 27.* Correlaciones entre Ms y Mw propuestas por los diferentes autores.

Para este proyecto se utilizó la relación exponencial que propone ISC-GEM, ya que esta correlación se ajustó con un mayor número de sismos, las últimas actualizaciones en cuanto a hipocentros y la utilización de datos de más estaciones sísmicas. Además, la función exponencial posee una ventaja por sobre las funciones bilineales, a pesar de que las funciones bilineales se ajustan bien a los resultados, resulta imposible mapear las incertidumbres en el punto de separación de las dos tendencias (Giacomo et al., 2013), siendo esto una gran desventaja al momento de realizar el cálculo.

En la Figura 28 se muestra el catálogo final del proyecto con las magnitudes momento asignadas a todos los eventos.

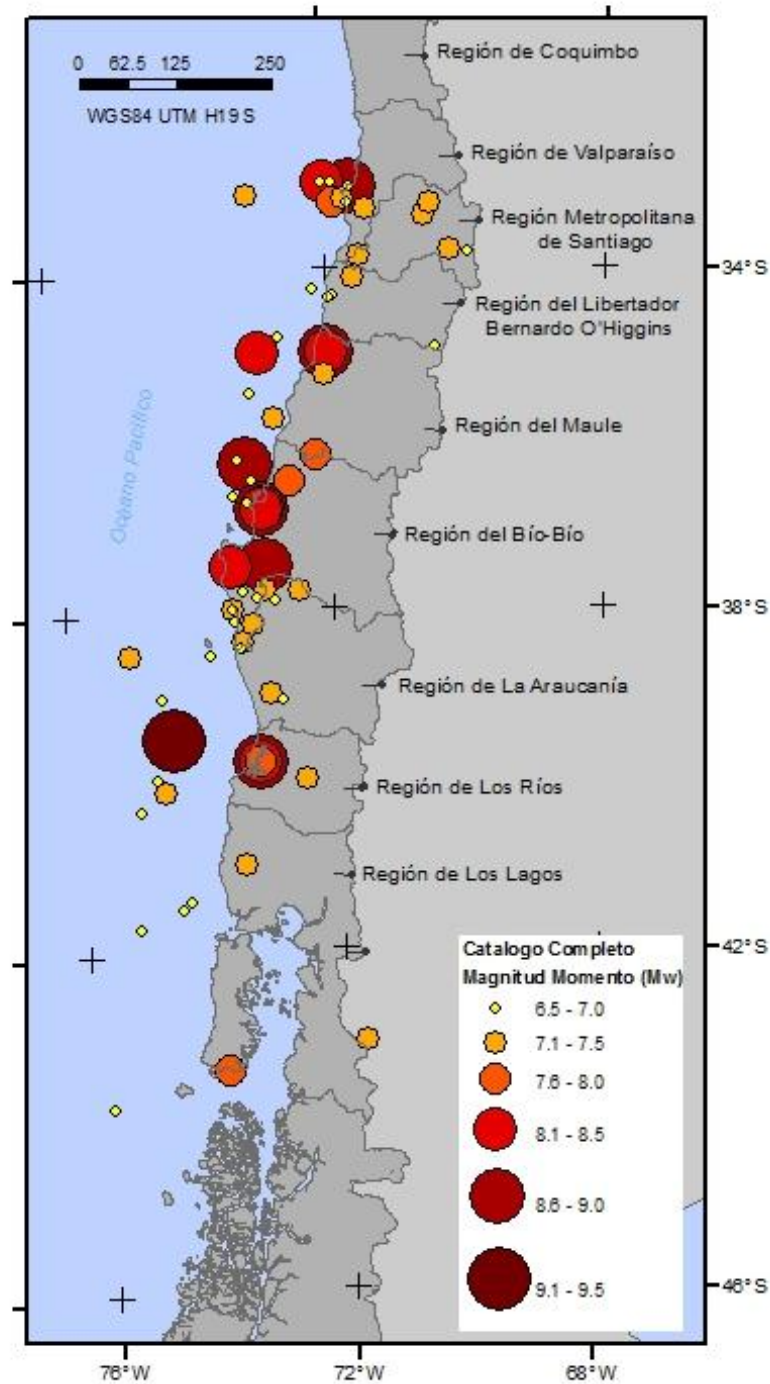


Figura 28. Catálogo sísmico del proyecto homogeneizado a magnitud momento.

Cabe destacar que los terremotos que fueron transformados poseen un error de aproximadamente  $\pm 0.5$  grados de magnitud momento.

### **6.3.3 Estimación del tamaño de los planos de ruptura**

Una vez unificado el catálogo en localización y magnitud, el siguiente paso fue estimar el plano de ruptura que debió generarse en cada sismo. Para la estimación del tamaño de este plano, al igual que ocurre con la correlación entre magnitudes, hay muchas relaciones empíricas diferentes entre la magnitud y el área, largo y/o ancho del plano de ruptura. Éstas relaciones son fruto de estudios de regresión sísmica, los cuales han sido obtenidas con sismos de diferentes épocas, mezclando en muchos casos sismos con diferente grado de incertidumbre, entorno tectónico y diferentes metodologías de regresión, lo que dan lugar a grandes diferencias entre estas relaciones (Stirling et al. 2012).

De todas las relaciones propuestas en la literatura (por ejemplo Wells y Coppersmith (1994), Stirling et al. 2002, 2008, Hanks y Bakun (2008), Leonard, 2010 y Strasser et al. (2010) entre otras), cabe destacar la relación propuesta por Wells y Coppersmith (1994) por ser la relación que más se ha empleado a lo largo de las últimas décadas, aunque no diferencia entre tipos de regímenes tectónicos, lo que puede resultar en datos alejados de la realidad en ciertas zonas.

Para este proyecto en particular es importante emplear relaciones ajustadas con datos de terremotos de régimen tectónico de subducción inter-placa, ya que el mecanismo de ruptura y características geométricas de estos sismos tienen ciertas particularidades que no tienen otros regímenes tectónicos, como su predominancia de mecanismos inversos y la forma alargada de sus planos. Concretamente, se deben seleccionar relaciones asociadas a sismos de inter-placa con una profundidad inferior a 60 km, límite establecido por Madariaga (1998) en Chile entre la inter-placa y la intra-placa oceánica.

De todos los trabajos anteriores, Strasser et al. (2010) establece relaciones empíricas específicas para zonas de subducción, los autores establecieron regresiones lineales con una base de datos total de 139 modelos correspondientes a 95 eventos de inter-placa con magnitudes de 6.3 a 9.4 (Mw) y 21 modelos correspondientes a 20 eventos intra-placa oceánica con magnitudes de 5.9 a 7.8 (Mw) (Figura 29).



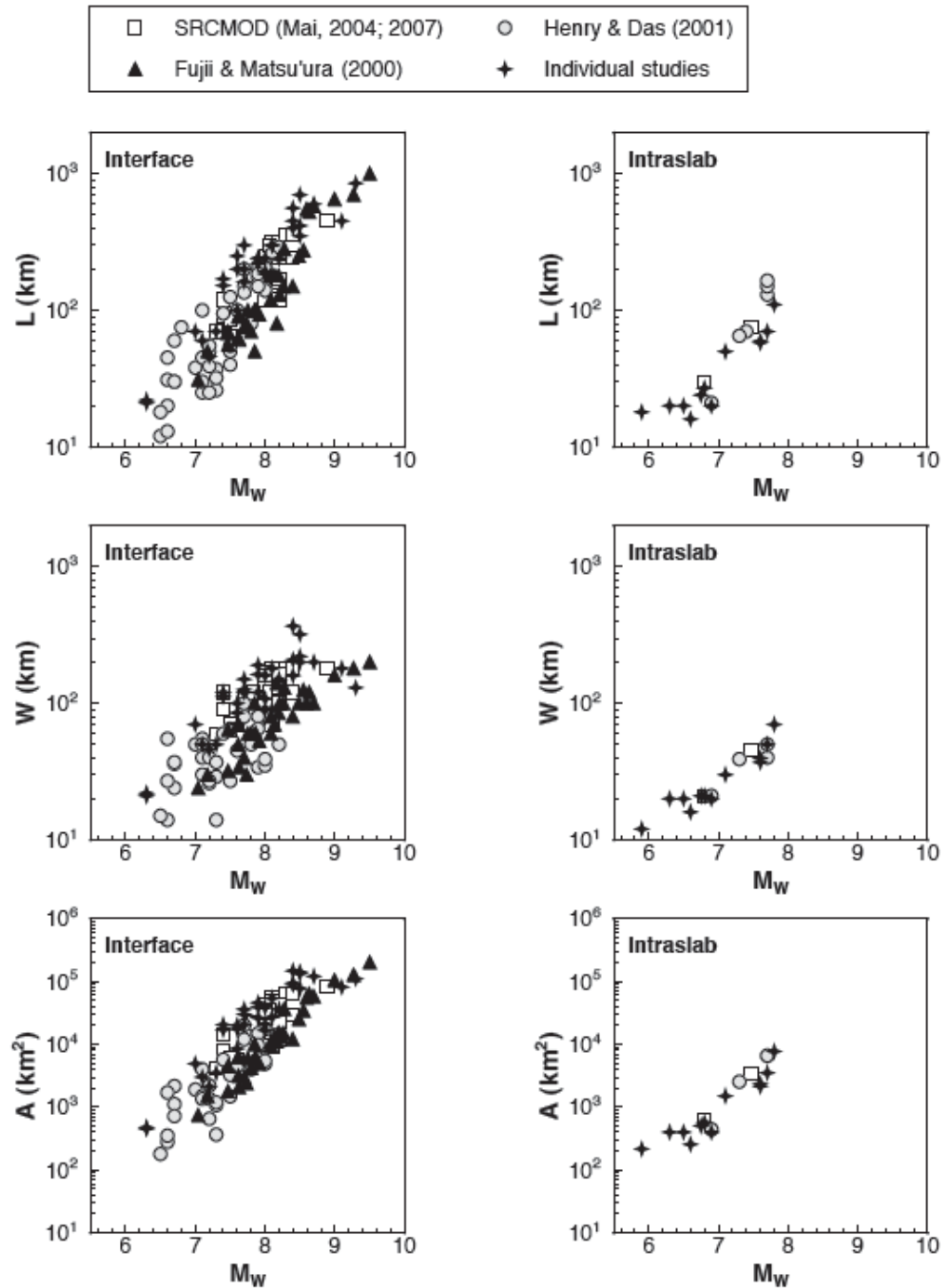


Figura 29. Conjunto de datos dentro de los cuales los valores medios de la dimensión de rotura y la magnitud momento fueron usados para analizar la regresión. Fuente: Strasser et al. (2010)

De todas las relaciones propuestas por los autores, las que se ocuparán en este proyecto son las asociadas a sismos de inter-placa (Tabla 5), donde se establecen correlaciones entre la magnitud del sismo ( $M_w$ ) y el área, longitud y ancho ( $A$ ,  $L$  y  $W$  respectivamente).

Tabla 5. Resultado de la regresión para las relaciones entre las dimensiones del plano de ruptura, y la magnitud momento para eventos de interface.

Interface							
	<b>a</b>	<b>s.e. (a)</b>	<b>b</b>	<b>s.e.(b)</b>	<b><math>\sigma</math></b>	<b>R2</b>	<b>N</b>
<b><math>\log_{10}(L) = a + b \times M_w</math></b>	-2.48	0.222	0.585	0.029	0.18	0.814	95
<b><math>\log_{10}(W) = a + b \times M_w</math></b>	-0.88	0.226	0.351	0.029	0.173	0.634	85
<b><math>\log_{10}(A) = a + b \times M_w</math></b>	-3.48	0.397	0.952	0.051	0.304	0.805	85
<b><math>M_w = a + b \times \log_{10}(L)</math></b>	4.87	0.141	1.392	0.069	0.277	0.814	95
<b><math>M_w = a + b \times \log_{10}(W)</math></b>	4.41	0.277	1.805	0.151	0.392	0.634	85
<b><math>M_w = a + b \times \log_{10}(A)</math></b>	4.44	0.179	0.846	0.046	0.286	0.805	85

La asignación del tamaño de los planos de ruptura en función de la magnitud se aplicó utilizando la calculadora de atributos dentro de la base de datos en el SIG, empleando las tres primeras funciones que se muestran en la Tabla 5 En la Figura 30, se puede apreciar cual es el comportamiento de tales componentes geométricos según su magnitud momento.

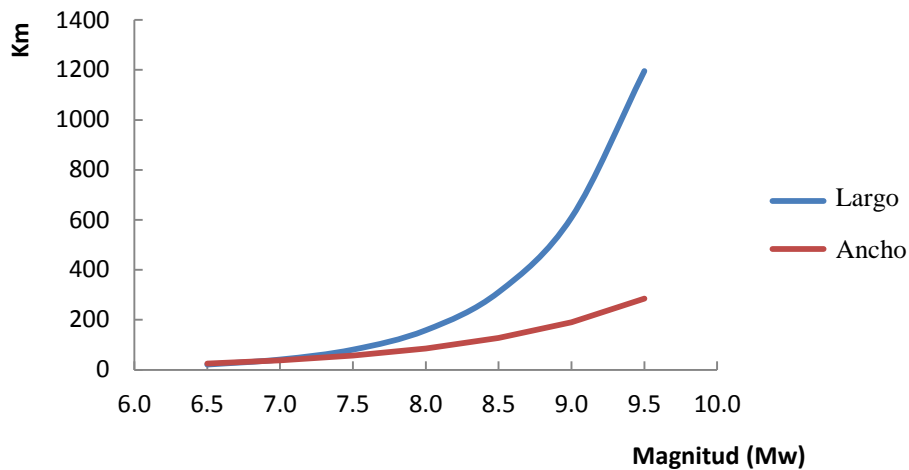


Figura 30. Largo y ancho de planos de ruptura según magnitud

Además, como puede observarse en la tabla 5, cada relación empírica lleva asociada una incertidumbre, esto permite cuantificar el posible error asociado al área del plano de ruptura estimado. En la Tabla 6 se cuantifica dicho error en función de la magnitud, donde puede observarse que a mayor magnitud mayor incertidumbre.

Tabla 6: Área según magnitud con su respectivo error

Mw	Área (km <sup>2</sup> )	Error (km <sup>2</sup> )
6.5	511	83
7.0	1528	147
7.5	4571	155
8.0	13677	351
8.5	40926	3588
9.0	122462	18792
9.5	366438	81791

### 6.3.4 Geometría de los planos de ruptura

Una vez establecido el posible tamaño de los planos de ruptura el siguiente paso es crear los planos 3D de ruptura generados en cada sismo, para ello es necesario establecer el acimut (orientación respecto al norte) y buzamiento (ángulo de inclinación con respecto a la horizontal) de cada plano (véase apartado 4.1.3 Fuente Sísmica). Esta información, es posible obtenerla a partir de estudios de regresión y estimando el tensor momento de cada sismo, desgraciadamente, este tipo de estudios tan detallados no se realiza de todos los sismos, solo de los más relevantes ocurridos en las últimas décadas. Por este motivo, se extrajo dicha información a partir del plano de subducción para la placa de Nazca publicado en Hayes et al. (2012) (Figura 31), donde por medio de un ajuste tridimensional de los sismos ocurridos en la zona, los autores definieron la geometría del plano de subducción más probable en la zona.

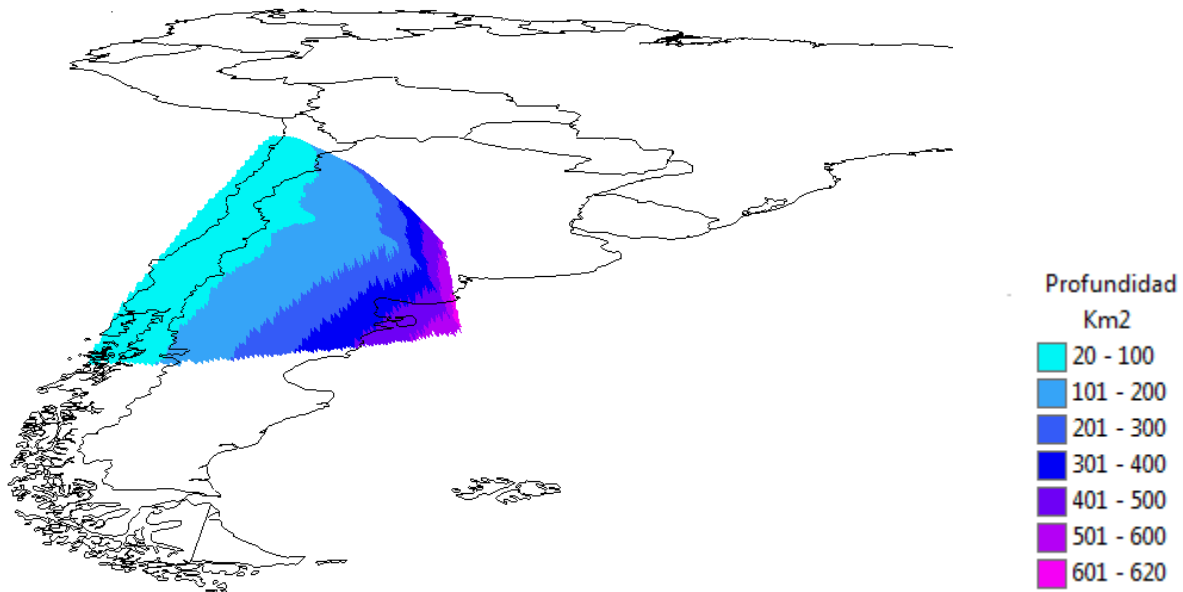


Figura 31. Plano de subducción modelado por Hayes et al. 2012

Además, hay otro dato fundamental que debe ser empleado en el modelado 3D de los planos de ruptura, éste es la profundidad de los sismos. Este parámetro es uno de los que mayor

incertidumbre arroja a la hora de localizar el hipocentro de un sismo, siendo en la mayoría de los casos una profundidad aproximada, sobre todo para los sismos más antiguos cuya catalogación no se realizó por medio de instrumental adecuado. Por este motivo, del plano de subducción de Hayes et al. (2012) también se extrajo la posible profundidad del sismo de acuerdo con su localización epicentral.

Por lo tanto, la información final extraída del modelo de subducción fue la profundidad, el acimut y el buzamiento. Este modelo ofrece estos tres parámetros por medio de isolíneas. Para la utilización de esta información crearon interpolaciones a partir de modelos TIN (*Triangulated Irregular Network*) y, a partir de dichos modelos, se extrajeron los parámetros asociados a la localización de cada terremoto. En la Figura 32 se presenta el diagrama de procesos efectuado con el SIG para obtener la profundidad, acimut y buzamiento de cada terremoto.

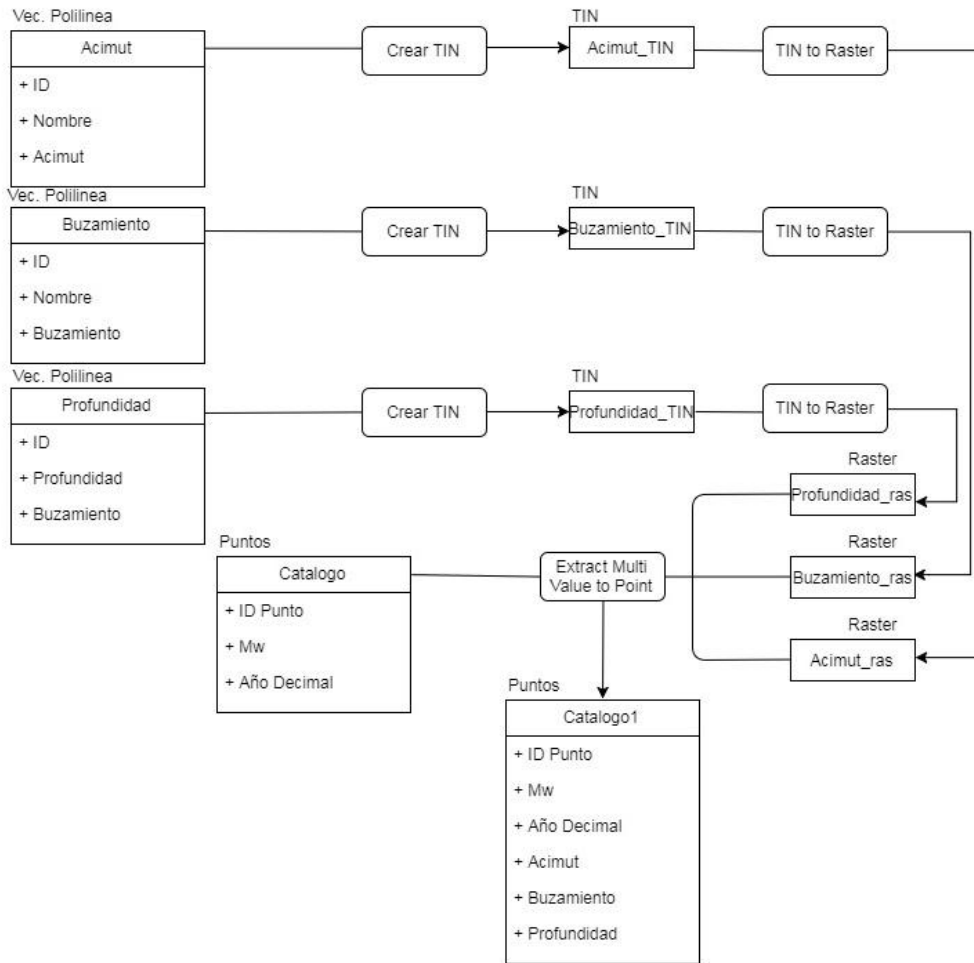


Figura 32. Diagrama de procesos para lograr extraer la profundidad, buzamiento y acimut para cada terremoto del catálogo.

A partir de la profundidad, el acimut, el buzamiento, la localización epicentral y la longitud y ancho de cada plano de ruptura, es posible establecer las coordenadas de los cuatro vértices que definen dicho plano. Como puede observarse en la Figura 33, los cuatro vértices del polígono se estimaron considerando que el hipocentro se encontraba en el centro de cada plano.

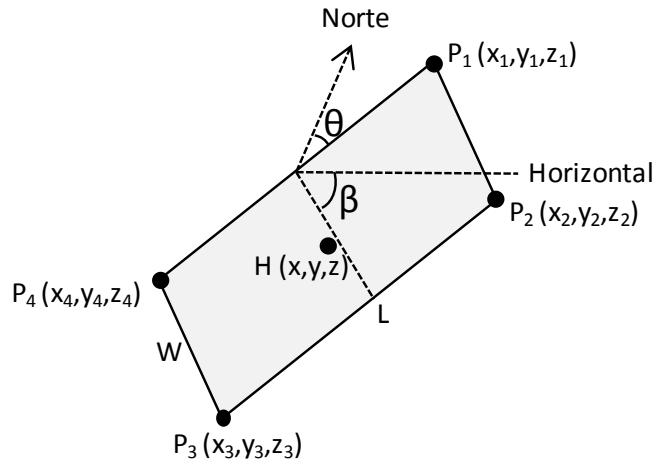


Figura 33. Esquema de la geometría del plano de ruptura y sus vértices

Donde H es el hipocentro del sismo, P1, P2, P3 y P4 son los vértices del plano de ruptura, (x, y) es la coordenada este y norte en metros del hipocentro (UTM huso 18), z la profundidad en metros del hipocentro, L y W el largo y ancho del plano de ruptura y  $\theta$  y  $\beta$  el acimut y buzamiento del plano.

Este procedimiento se hizo empleando una hoja de cálculo en Excel, ya que por cada registro de la base de datos se crearían 4 registros nuevos, correspondientes a los cuatro vértices del plano de ruptura, lo que no es compatible a priori con la estructura de la base de datos del SIG que se estaba desarrollando.

Para obtener las coordenadas (x,y,z) de los cuatro vértices que definen el plano de ruptura se aplicaron las expresiones desde la [12] hasta a [23].

$$x1 = x + (\sin(\theta) \times \frac{L}{2} - \cos(\theta) \times \frac{W}{2}) \times 1000 \quad [12]$$

$$y1 = y + (\cos(\theta) \times \frac{L}{2} + \sin(\theta) \times L) \times 1000 \quad [13]$$

$$z1 = -1000 \times (z + \sin(\beta) \times \frac{W}{2}) \quad [14]$$

$$x2 = x1 + W \times \cos(\beta) \times \sin(\theta + 90) \times 1000 \quad [15]$$

$$y2 = y1 + W \times \cos(\beta) \times \cos(\theta + 90) \times 1000 \quad [16]$$

$$z2 = z1 - W \times \sin(\beta) \quad [17]$$

$$x4 = x + (\sin(\theta + 180) \times \frac{L}{2} - \cos(\theta) \times \frac{W}{2}) \times 1000 \quad [18]$$

$$y4 = y + (\cos(\theta + 180) \times \frac{L}{2} + \sin(\theta) \times L) \times 1000 \quad [19]$$

$$z4 = z1 \quad [20]$$

$$x3 = x4 + W \times \cos(\beta) \times \sin(\theta + 90) \times 1000 \quad [21]$$

$$y3 = y4 + W \times \cos(\beta) \times \cos(\theta + 90) \times 1000 \quad [22]$$

$$z3 = z2 \quad [23]$$

Ya que el ancho, el largo y la profundidad se encuentran en kilómetros, es necesario multiplicar las expresiones por 1000 para que estas se encuentren en metros.

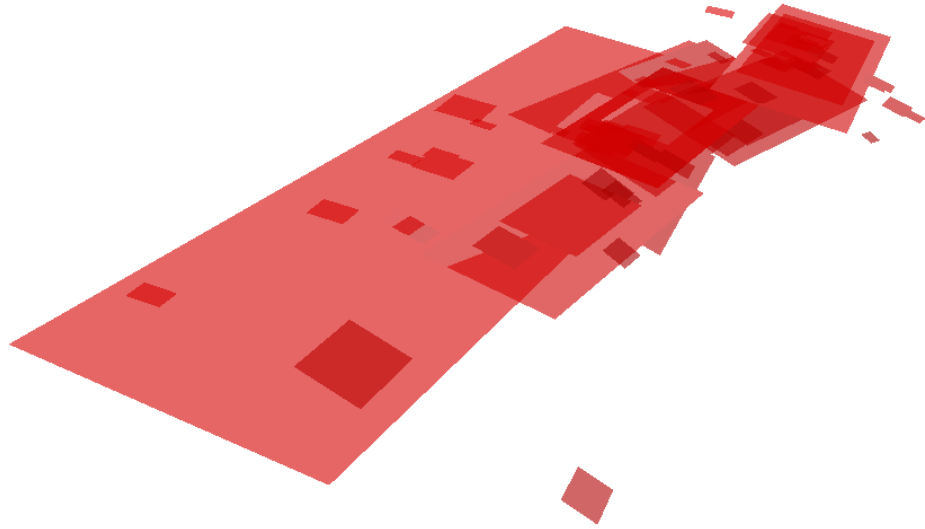
### 6.3.5 Visualización de los planos de ruptura

A través de una hoja de cálculo de Excel, se calcularon las coordenadas proyectadas (UTM Huso 18S) de los cuatro vértices de cada uno de los planos de ruptura.

Para poder representar dentro del SIG estos puntos como vértices de un polígono de forma automática fue necesario emplear la herramienta libre *ET Geo Wizards*, ya que el software ArcGIS resultaba ineficiente para automatizar este proceso, ya que este solo permite la creación de polígonos de manera manual. Para ello se debió establecer como atributos, además de las coordenadas de los vértices, el identificador de cada polígono y el orden en el que deben unirse los vértices.

Así entonces, a través de *ET GEO Wizards*, es posible convertir los puntos que corresponden con los vértices en los polígonos que representan los planos de ruptura de los diferentes sismos, en la Figura 34 se muestra una vista de los planos de ruptura obtenidos. Donde puede verse la inclinación de dichos planos a lo largo del plano de subducción.



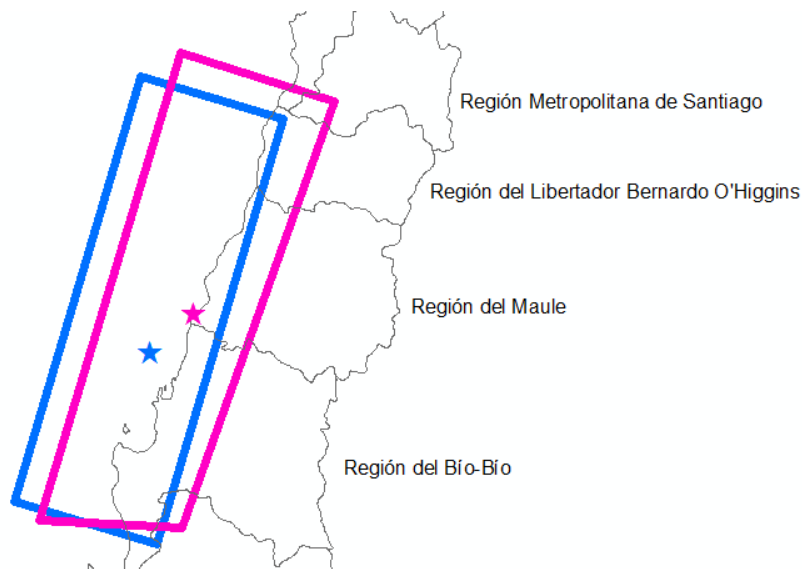


*Figura 34.* Vista general 3D de los planos de ruptura modelados

Una vez generados los planos de ruptura es necesario hacer una validación de los procedimientos empleados, para ello se estimaron las coordenadas del centroide de cada polígono y se compararon con los hipocentros del catálogo de proyecto, dando como resultado que los centroides se generaran exactamente en el mismo lugar que los hipocentros del catálogo sísmico, lo que valida el proceso anterior.

Otra validación fundamental se refiere a las relaciones empíricas propuestas por Strasser et al. (2012) y empleadas en este proyecto para estimar el tamaño del plano de ruptura y la posición del hipocentro dentro del mismo. Para ello, se puede hacer una comparación con algún plano de ruptura ya estudiado y validado, en este caso el plano de ruptura utilizado fue el correspondiente al terremoto del Maule (2010) empleando el plano de ruptura publicado por la USGS (2010).

En la Figura 35 puede observarse dicha comparación, donde el plano propuesto por la USGS se muestra en magenta y el plano obtenido con las expresiones anteriores se muestra en azul. En esta imagen puede observarse que ambos planos tienen un tamaño y localización muy similar, la diferencia de desplazamiento (62 km aproximadamente) que hay entre ellos es debida a la diferencia de localización del hipocentro entre el catálogo del CSN y la USGS, no tanto al plano en sí, aspecto ya tratado en el apartado 4.1.3 Fuente Sísmica. En este caso, la diferencia del área total estimada tan solo difiere en un 1.2%.



*Figura 35.* Comparación del plano de ruptura del terremoto de Maule (2010) obtenido en el proyecto y propuesto por la USGS (2010).

De esta manera es posible deducir que la estimación de los planos de ruptura desarrollada en el proyecto no difiere en gran medida de la estimada por otros métodos a priori más precisos.

### **6.3.6 Cálculo de la energía liberada en la zona**

Por medio de la geometría de los planos de ruptura se tienen acotadas las zonas de liberación de energía y a partir la magnitud del sismo se puede establecer la cantidad de energía que se liberó

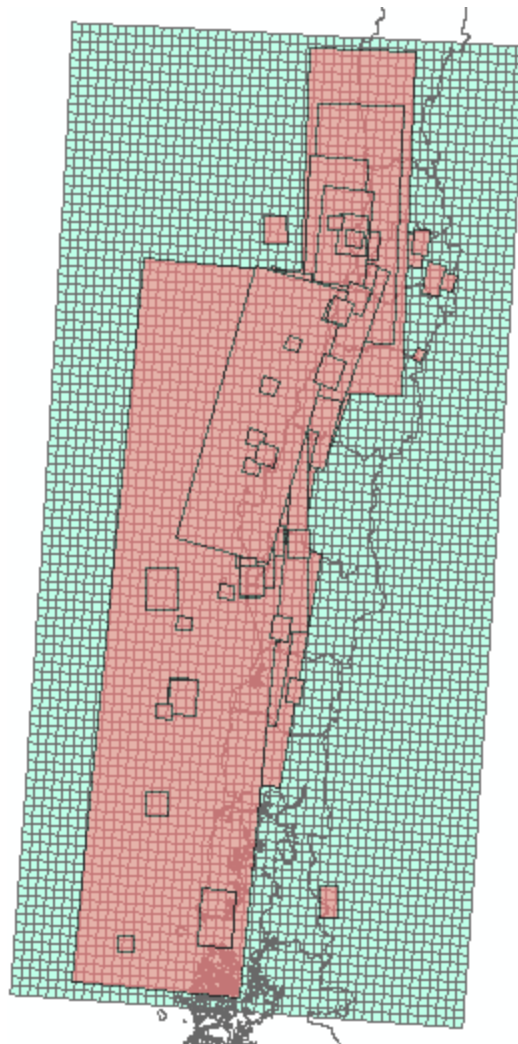
en un sismo. A partir de estos dos parámetros es posible cuantificar el momento sísmico por unidad espacial que se ha liberado en la zona de subducción a partir de grandes sismos.

Este tipo de análisis requiere de un flujo de procesos que permitan cuantificar el momento sísmico asociado a varias celdas de una malla regular. Para ello se creó una zona de estudio que cubre todos los planos de ruptura cubierta por una malla regular de celdas de 15 x 15 km (Figura 36). El tamaño de las celdas de la grilla se estimó considerando la falta de precisión en la localización epicentral de los sismos, para ello se empleó como aproximación el tamaño de las elipses de error entregadas por el ISC-GEM en los registros de su catálogo, ya que el resto de catálogos no dispone de dicha información (Tabla 7). Se realizó un análisis estadístico del valor de los semiejes obteniendo que la mediana de dichos valores eran de 7.3 km y 5.3 km en el semieje mayor y menor respectivamente. A partir de dicho valor se asignó un tamaño de las celdas de la grilla que cubría dicha incertidumbre mediana, lo que corresponde con una celda de 15 x 15 km.

Tabla 7: *Tabla de elipses de error sismos ISC-GEM. Fuente ISC-GEM*

<b>Fecha</b>	<b>Semieje Mayor</b>	<b>Semieje Menor</b>
<b>1919-03-02</b>	40.2	15.7
<b>1919-03-09</b>	38.9	25.4
<b>1920-08-20</b>	38.4	21.0
<b>1920-12-10</b>	28.9	19.9
<b>1928-12-01</b>	9.9	8.0
<b>1928-12-02</b>	9.8	9.3
<b>1931-03-18</b>	12.0	10.5
<b>1934-03-01</b>	12.2	10.5
<b>1939-01-25</b>	6.4	5.9
<b>1940-10-11</b>	8.6	7.7
<b>1949-04-20</b>	7.6	5.9
<b>1953-05-06</b>	6.9	5.7
<b>1958-09-04</b>	7.6	5.3
<b>1960-05-21</b>	7.4	5.1
<b>1960-05-22</b>	8.6	6.2
<b>1960-05-22</b>	9.3	6.2
<b>1960-05-22</b>	7.3	5.3
<b>1960-05-22</b>	14.9	10.2
<b>1960-05-23</b>	11.3	9.5
<b>1960-06-20</b>	7.2	5.0

<b>1960-06-20</b>	8.2	5.2
<b>1960-08-13</b>	7.0	4.9
<b>1960-11-01</b>	7.8	5.0
<b>1961-10-18</b>	8.0	5.7
<b>1962-02-14</b>	7.0	5.0
<b>1973-10-05</b>	7.4	5.2
<b>1974-08-18</b>	6.8	4.8
<b>1975-05-10</b>	7.2	4.9
<b>1981-10-16</b>	6.2	4.8
<b>1985-03-03</b>	9.3	7.6
<b>1985-03-04</b>	15.8	9.8
<b>1985-03-04</b>	12.5	9.9
<b>1985-03-19</b>	6.3	4.6
<b>1985-04-09</b>	6.1	5.1
<b>1998-04-01</b>	6.5	5.3
<b>2004-05-03</b>	5.7	3.2
<b>2004-08-28</b>	4.9	3.1
<b>2010-02-27</b>	5.3	3.6
<b>2010-02-27</b>	11.4	8.5
<b>2010-02-27</b>	6.1	5.6
<b>2010-03-05</b>	5.4	4.1
<b>2010-03-11</b>	4.6	2.9
<b>2010-03-11</b>	5.5	4.2
<b>2010-03-16</b>	5.4	3.9
<b>2010-07-14</b>	6.6	4.0
<b>2011-01-02</b>	5.5	3.2
<b>2011-02-11</b>	6.0	3.9
<b>2011-02-14</b>	5.1	3.6
<b>2012-03-25</b>	5.2	3.0



*Figura 36.* Vista de la malla regular empleada para hacer el análisis.

Una vez establecidas las unidades de trabajo espacial, se estimó el momento sísmico liberado a partir de los distintos terremotos y, materializados por medio de diferentes planos de ruptura, se estimó el momento sísmico liberado por unidad espacial empleando la expresión de Hans and Kanamori (1979).

Para poder mostrar estas variables de forma continua en el territorio y dada la incertidumbre asociada a la determinación exacta de los límites del plano de ruptura (Tabla 5), al resultado final

se le aplicó un suavizado tipo Kernel, éste representa una superficie suavizada de la liberación de energía (en términos de momento sísmico y tasa de momento sísmico, según el caso) de la zona de subducción estudiada, para ello se empleó una función Gausiana.

En la Figura 37 se puede ver con detalle el diagrama de procesos empleado exactamente dentro del SIG.

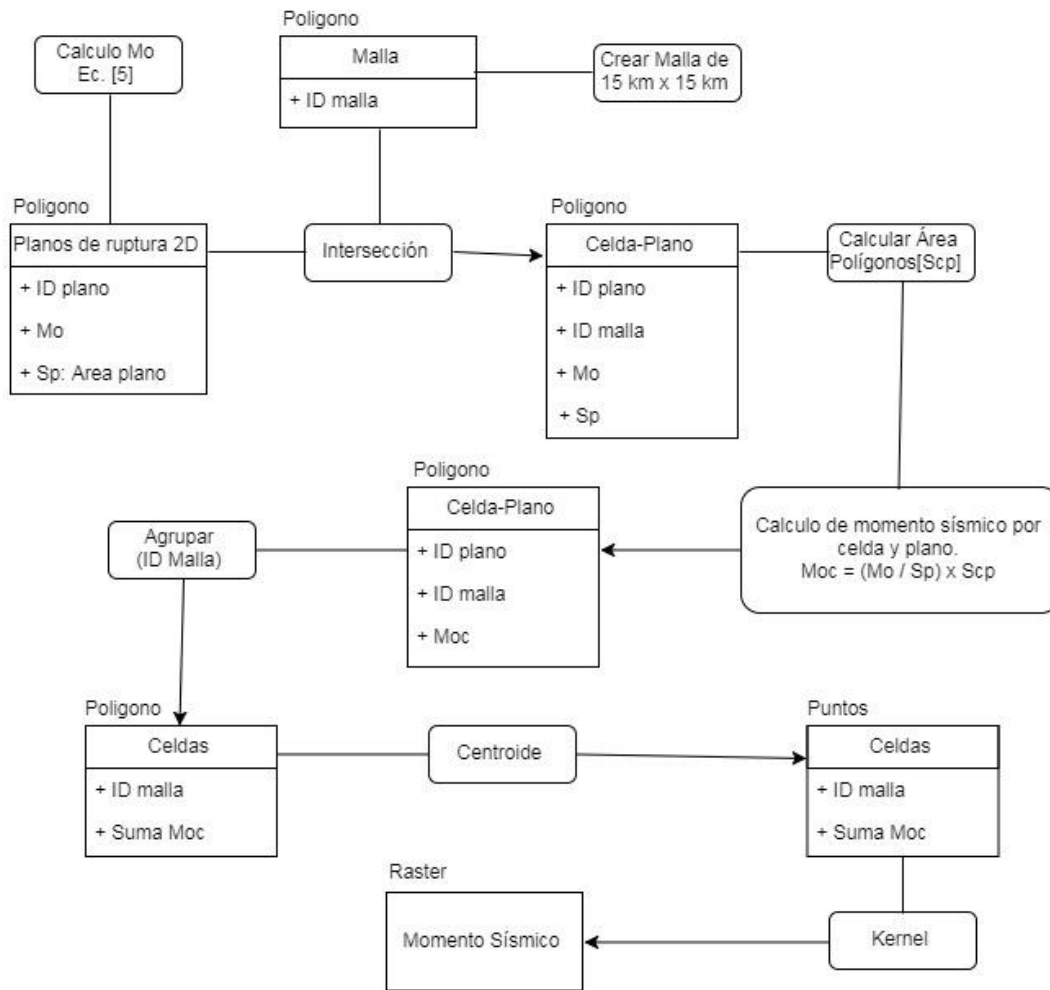


Figura 37. Diagrama de procesos para el cálculo del momento sísmico

Este procedimiento (*Figura 37*) se realizó con el catálogo completo que corresponde con un periodo de registro de 447 años (1570-2017) y también con los terremotos registrados en los últimos 100 años. A partir de estos dos resultados es posible analizar la liberación de esfuerzos producidos en la zona de subducción en los últimos 100 años con respecto a los últimos casi 500 años, identificando así posibles zonas de carencia de liberación de energía donde se podrían generar sismos en los próximos años.

Además, si se tiene en cuenta el tiempo transcurrido entre los eventos, es posible cuantificar la tasa de momento sísmico que se libera en la zona de subducción por medio de grandes sismos. En este caso se tomó el catálogo completo, ya que el de los últimos 100 años comprende terremotos con un periodo de recurrencia mayor a 100 años, como es el caso del terremoto de Valdivia (1960) y terremoto de Maule (2010).

### **6.3.7 Cálculo de la recurrencia sísmica**

Como ya se ha indicado en varias ocasiones, la ocurrencia de sismos es constante, definiendo un ciclo sísmico periódico generado por la acumulación y liberación de esfuerzos en el tiempo.

A partir de la representación de los planos de ruptura, es posible determinar cuántas liberaciones de energía han ocurrido en cada unidad espacial simplemente contando el número de planos de ruptura superpuestos en cada una de ellas. Además, puesto que se conoce el año en el que se generó cada una de las liberaciones, es posible analizar estadísticamente la muestra y establecer un periodo de recurrencia promedio en el que se generan dichas liberaciones.

Para estudiar los ciclos sísmicos, es necesario diferenciar los sismos en función de su magnitud, ya que la recurrencia sísmica está relacionada directamente con la magnitud de cada terremoto. Para ello, se han clasificado los sismos en función de la magnitud de acuerdo con la clasificación

propuesta por la USGS, donde establece como “Terremotos fuertes” a los que tienen entre 6.0 y 7.0 Mw, “Terremotos mayores” a los que tienen entre 7.0 y 8.0 Mw y “Grandes Terremotos” a los que tienen una magnitud superior a 8.0 Mw.

Llegados a este punto, cabe destacar que, tal y como se indica en la Tabla 5, las relaciones empíricas entre la magnitud y el plano de ruptura, así como entre la magnitud y el momento sísmico liberado (Ecuación [5]) son exponenciales, eso significa que una disminución de la magnitud de 0.1 grados supone una disminución de área del plano de ruptura aproximada de 3000 km<sup>2</sup> y del momento sísmico de 0.004 N·m. Por este motivo, los dos primeros intervalos de magnitud tienen una contribución a la peligrosidad sísmica mucho menor que los sismos de magnitud mayor a 8.0. Por lo que a priori, no se espera que estos intervalos arrojen información de alta relevancia para la peligrosidad. En la Figura 38 se muestra con más detalle un diagrama de los procesos desarrollados en el SIG.



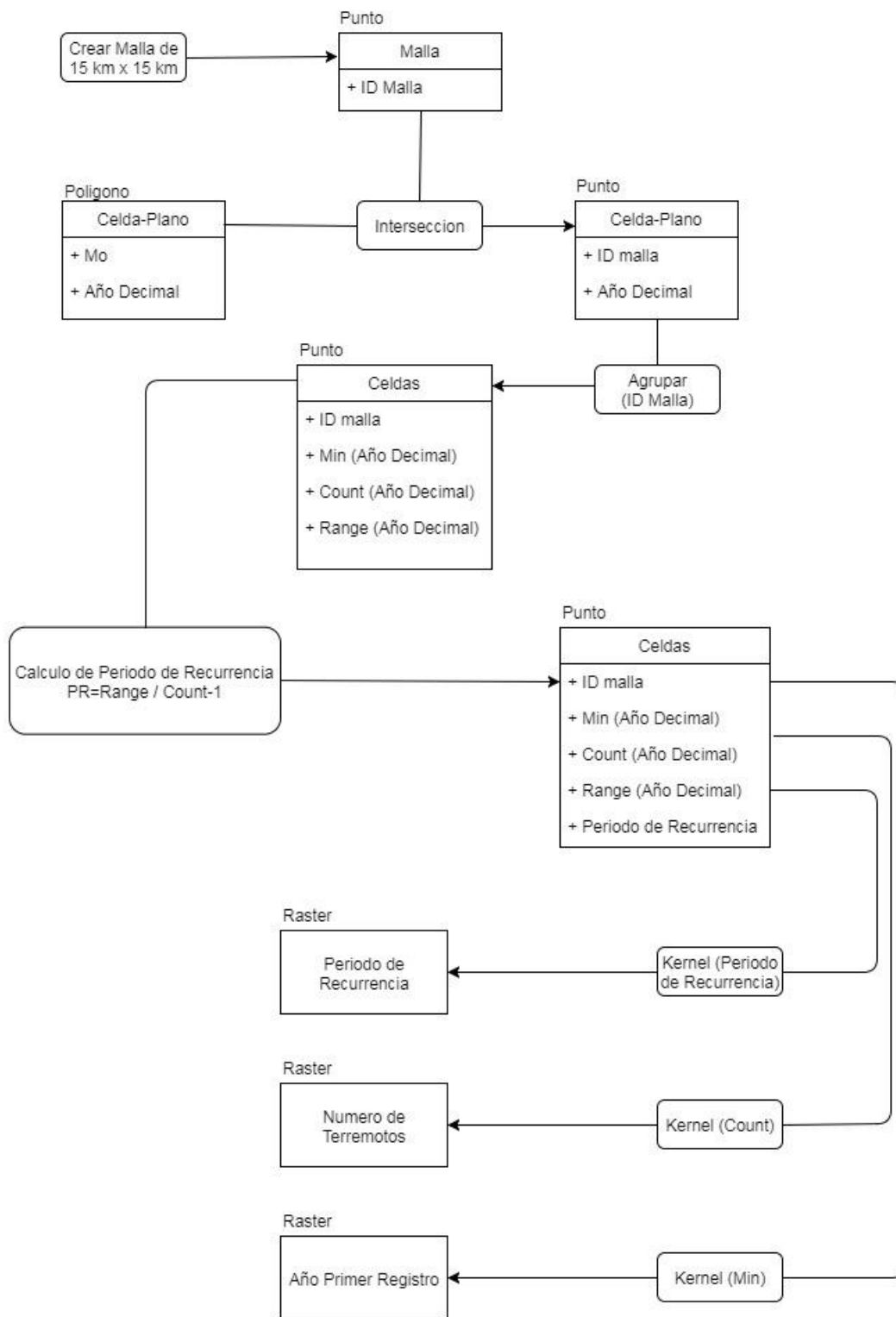


Figura 38. Diagrama de procesos para el cálculo de periodos de recurrencia.

Una vez desarrollado todo el proceso, se obtuvieron tres capas de información con los periodos de recurrencia asociados a los tres intervalos de magnitudes. En la Figura 39 puede observarse que solo el intervalo de magnitudes superiores a 8.0 ofrece información que puede ser interpretada de forma continua en zona de estudio, ya que los intervalos de magnitudes inferiores, debido al pequeño tamaño de los planos de ruptura no puede ser interpretada adecuadamente.

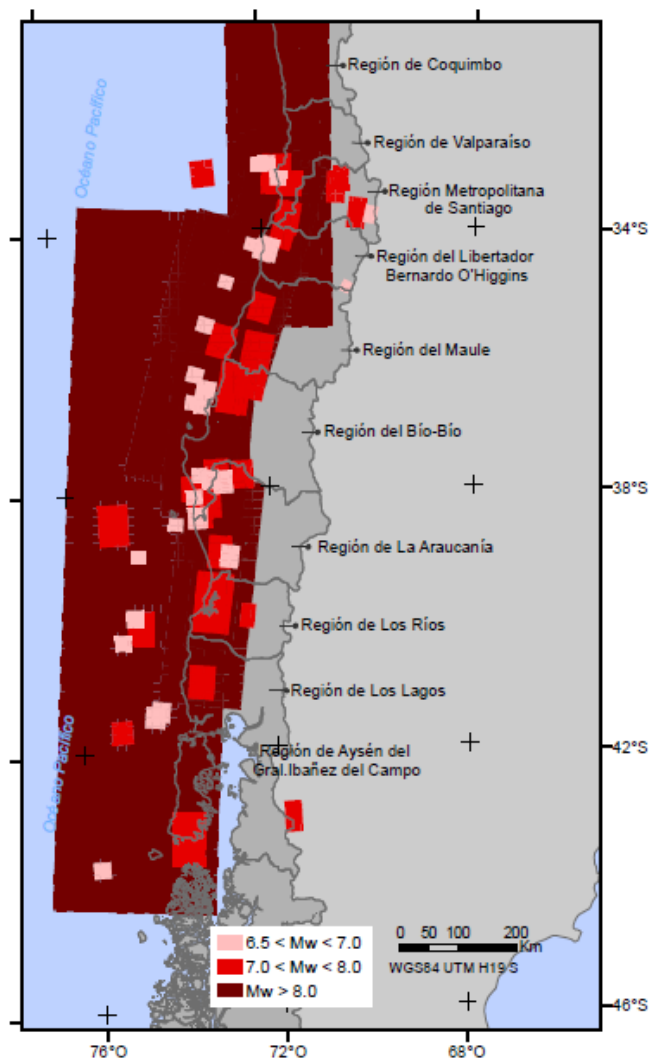


Figura 39. Mapa con las tres capas de planos de ruptura en función de los intervalos de magnitud establecidos por la USGS.

### **6.3.8 Cálculo de la tasa de momento sísmico potencialmente acumulada.**

A partir de la tasa de deslizamiento de la placa de Nazca con la placa Sudamericana, el área de cada unidad espacial empleada y con el coeficiente de rigidez de la corteza, es posible hacer una aproximación de la tasa de momento sísmico que potencialmente puede acumularse en la zona de subducción inter-placa con la expresión propuesta por Brune (1968).

El primer problema al que se enfrenta este tipo de análisis es la discrepancia observada en la literatura con respecto a la tasa de deslizamiento de la placa de subducción en la zona de estudio. De acuerdo con lo consultado, se estima que la tasa de deslizamiento oscila entre 68 mm/año (Maksymowicz, 2015) y 84 mm/año (Cisternas et al. 2005).

Para hacer este análisis, puesto que se cuenta en el SIG con la malla regular y su área, basta con implementar la ecuación de Brune (1968) en la calculadora de atributos y estimar directamente la tasa de momento sísmico que potencialmente debería acumularse en cada celda de la malla. Esto permite calcular la tasa de energía acumulada al año.

Así mismo, se empleó la capa completa de sismos registrados por medio del plano de ruptura, se estimó la tasa de momento sísmico anual a partir del momento sísmico ya calculado (resultado del análisis explicado en el apartado 6.3.6 Cálculo de la energía liberada en la zona) y los años de cobertura del catálogo. Finalmente este valor se comparó con la energía potencial acumulada en cada celda (empleando los valores de 68mm/año y 84 mm/año).

### **6.3.9 Diseño cartográfico**

Para mostrar los resultados obtenidos en este proyecto se han confeccionado una colección de mapas temáticos con todas las capas resultantes del análisis anterior.

Para todos los mapas se empleó el sistema de referencia WGS84 y la proyección UTM Huso 19S.

Como todo mapa temático, la representación de la información temática debe estar acompañada de una cartografía base que ayude a localizar espacialmente los valores de cada variable, para este proyecto se empleó la división regional, ya que la escala de los mapas impide emplear una distribución administrativa mayor sin obstaculizar la visualización completa de los resultados de interés.

En el caso de la información temática, para su representación se emplearon mapas de isopletras, en las que a partir de una rampa de color continua se identificaron zonas con valores similares de una misma variable. Los intervalos fueron establecidos a partir de los cortes naturales en función de la distribución de los valores.

## **6.4 Resultados**

### **6.4.1 Referentes a la energía liberada**

De acuerdo a los procesos desarrollados en el apartado anterior, se ha obtenido como primer resultado del proyecto una colección de mapas donde se muestra el momento sísmico registrado en el catálogo de proyecto desde 1570 y el momento sísmico y la tasa de momento sísmico registrada desde 1917, todas ellas en el área de estudio, estos mapas se muestran en la Figura 40.

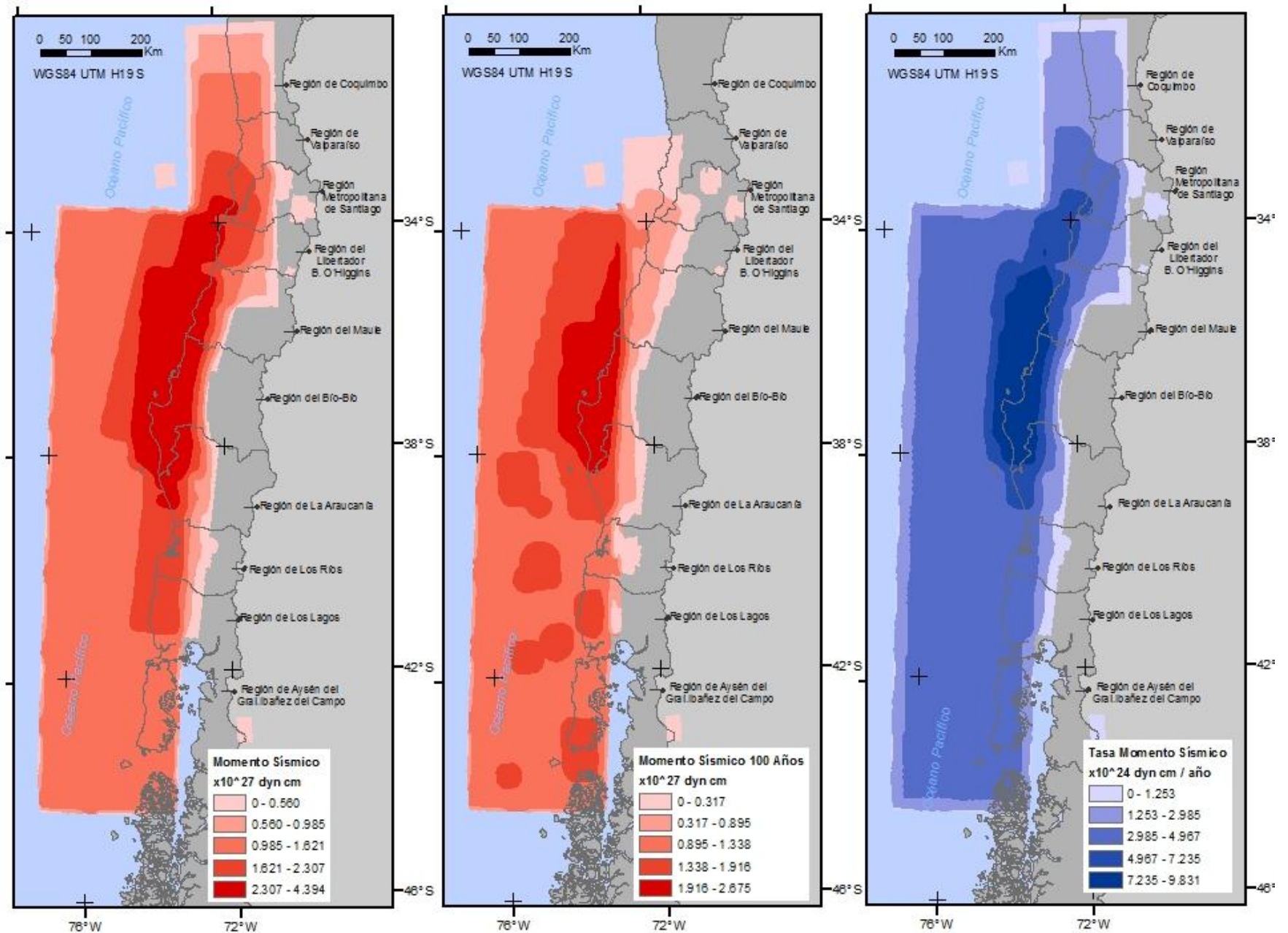


Figura 40. Mapas con el momento sísmico del catálogo completo, con el momento sísmico del catálogo de los últimos 100 años y con la tasa de momento sísmico liberada.

Como se puede observar en todos los mapas, de manera generalizada se presenta una mayor liberación de energía en la zona de la región del Maule y del Biobío, más acentuada en el momento sísmico estimado con el catálogo completo que con el catálogo de 100 años, lo que en el mapa se representa con el color más oscuro. Esta acumulación de energía liberada está dominada mayoritariamente por el terremoto de Maule en 2010, mientras que más hacia el sur se debe al terremoto de Valdivia en 1960, ya que en tales zonas se ubican sus respectivos planos de ruptura.

Observando con un mayor detalle la distribución de momento sísmico liberado, y comparando el resultado de los dos primeros mapas (con el catálogo completo y el de 100 años) se observa que parte de la energía liberada en la zona norte del estudio (latitudes superiores a  $34^{\circ}\text{S}$ ), está asociada a sismos que ocurrieron hace más de 100 años, lo que evidencia que dicha zona puede verse actualmente carga de energía que será liberada en los próximos años.

Así mismo, puede observarse que, aunque la región central de estudio (entre  $38^{\circ}$  y  $34^{\circ}$  de latitud) presenta una fuerte liberación en los últimos 100 años, esta tendencia está dentro de la normalidad reflejada en el catálogo completo, lo que muestra que esta zona seguirá rompiendo a con un ritmo rápido.

En el catálogo completo se observa una liberación de energía continua desde las latitudes  $38^{\circ}$  a  $42^{\circ}$ , mientras que en el catálogo de los últimos 100 años esta liberación posee una interrupción en la zona de la región De los ríos, esto podría indicar que se liberará energía dentro de los próximos años, si ésta se comporta de igual manera que en los últimos 447 años, además en la zona sur de la región de Aysén se acentúa una liberación de energía, dejando de manera más relajada la zona cercanas a la latitud  $42^{\circ}$ , pudiendo demostrando que en esta zona no ha habido grandes liberaciones de energía durante todo el periodo que comprende el catálogo.

Con respecto a la tasa de momento sísmico observada en el tercer mapa, se puede observar con claridad donde se concentran las zonas que liberan más energía anualmente, siendo dichas zonas de mayor actividad sísmica las ubicadas entre las latitudes  $34^{\circ}$  y  $38^{\circ}$ . Más al norte hay una menor tasa de liberación anual, igual que ocurre desde la región de la Araucanía hacia el sur.

Si comparamos este mapa con el de los últimos 100 años se ratifica lo dicho en la primera comparación de éste, que aún faltan liberación de energía en la región de los Ríos y en las cercanías de la latitud  $42^{\circ}$ , puesto que si anualmente toda la zona se mantiene con una liberación constante y en los últimos años no se observa esa constancia, quiere decir que aún falta energía por liberar.

Si bien debe tenerse en cuenta que algunos de los terremotos registrados en los últimos 100 años tienen periodos de recurrencia superiores a este intervalo, tal y como se verá en apartados sucesivos, por lo que estos resultados deben ser contextualizados y analizados con cuidado.

#### **6.4.2 Referentes a la recurrencia sísmica**

Al igual que en el caso anterior, en este apartado se muestra una colección de mapas con la recurrencia sísmica de los terremotos de magnitud mayor o igual a 8.0 Mw. Debe recordarse que los periodos de recurrencia han sido estimados de forma estadística, por lo que los resultados obtenidos están condicionados en gran medida por el tamaño de muestra, también debe tenerse en cuenta que el catálogo no puede considerarse completo para todas las magnitudes, ya que algunos sismos, como el de Valdivia (1960) puede tener tiempos de recurrencia mayores a la profundidad temporal del catálogo. Por este motivo y para interpretar correctamente los resultados se presenta un mapa de tiempos de recurrencia junto a otros dos mapas, uno hace referencia al número de sismos empleados en cada celda para obtener dichos tiempos y el otro

con el año del primer evento registrado en cada celda. Los tres mapas pueden ser visualizados en la Figura 41.



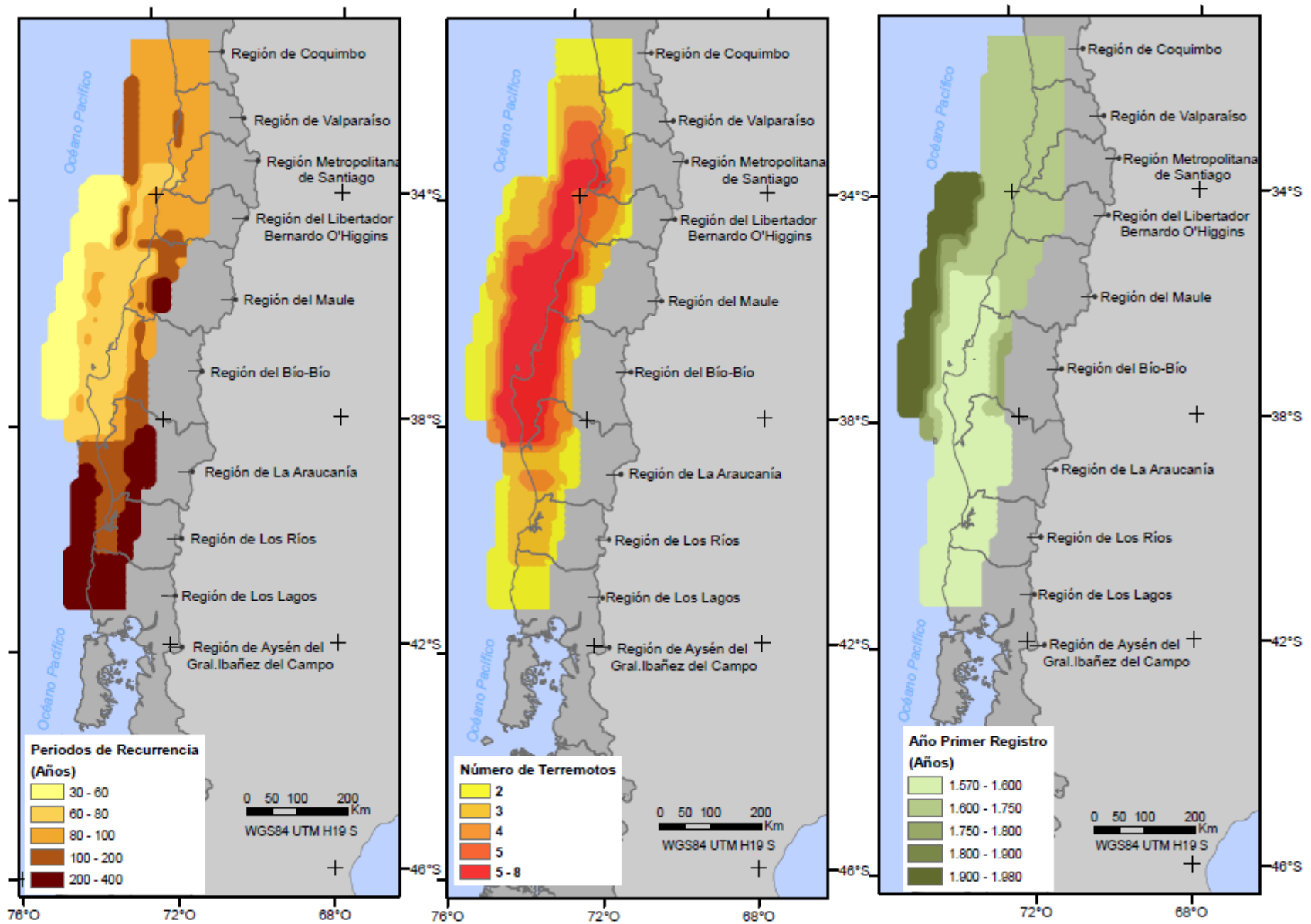


Figura 41. Mapas de tiempos de recurrencia, número de eventos sísmicos y año del primer evento registrado en cada celda.

Con respecto al periodo o tiempos de recurrencia, se observa que los menores tiempos se encuentran nuevamente en la parte central del estudio, lo que afianza los resultados de tasa de momento sísmico liberada ya vistos en el apartado anterior. Concretamente se obtienen zonas con periodos de recurrencia de sismos de magnitud superior a 8.0 menores a los 60 años, lo que refleja la alta peligrosidad sísmica de la región. En la zona norte, se encuentran periodos de recurrencia medios entre 80 y 100 años y, en la zona sur, se observan periodos de recurrencia mucho más largos, de entre 200 y 400 años.

Si este mapa es comparado con el mapa de número de eventos catalogados, puede observarse que los periodos de recurrencia obtenidos con una muestra mayor de datos es la zona central, es decir, la zona con menores tiempos de recurrencia, lo que ofrece una mayor solidez al resultado anterior.

Por último, en el último mapa se observa el año del primer sismo registrado en el catálogo y, de ese modo, es posible inferir una profundidad temporal a los mapas anteriores. En este caso se observa que la mayor profundidad temporal está en el sur y parte del centro (desde la Región del Maule hasta Los Lagos), o mientras que desde la región del Maule hacia el norte se tienen registros mayoritariamente desde 1600 y 1750.

De manera general se observa claramente que los periodos de recurrencia tienen una directa relación con el número de sismos utilizados para el estudio, pero no necesariamente con la antigüedad del primer registro.

### 6.4.3 Referentes a la energía acumulada

Antes de hacer una comparativa entre la energía liberada y acumulada en la zona de subducción, es necesario estimar la energía acumulada en cada celda de la malla de acuerdo a las dos tasas de deslizamiento encontradas, es conveniente matizar que otros autores estiman otras tasas de deslizamiento dentro de los valores que ofrecen Maksymowicz (2015) y Cisternas et al. (2005), por lo que con estas dos tasas se cubren todas las incertidumbres potenciales.

En la Tabla 8 se muestra una tabla con las diferencias de tasa de momento sísmico acumulado en cada celda de trabajo (15x15 km) en función de las diferentes tasas de deslizamiento. Como puede observarse los valores de tasa de momento sísmico oscilan entre 4.59 y 5.67 ( $\times 10^{24}$ ) dina  $\times$  cm  $\times$  yr<sup>-1</sup>  $\times$  celda.

Tabla 8. *Tasas de momento sísmico estimadas en cada celda con las dos tasas de deslizamiento.*

$\mu$	$n$	Área	Mo	
[mm $\times$ yr <sup>-1</sup> ]	[N $\times$ m <sup>-2</sup> ]	[km <sup>2</sup> ]	[N $\times$ m $\times$ yr <sup>-1</sup> $\times$ celda]	[dina $\times$ cm $\times$ yr <sup>-1</sup> $\times$ celda]
<b>68</b>	3,00E+10	225	4,59E+17	4,59E+24
<b>84</b>	3,00E+10	225	5,67E+17	5,67E+24

*Nota:  $\mu$  corresponde con la tasa de deslizamiento de Maksymowicz (2015) y Cisternas et al. (2005) respectivamente,  $n$  corresponde con el módulo de rigidez medio establecido para la corteza y A es el área contenida en cada celda.*

De acuerdo a estas tasas de momento sísmico acumuladas anualmente en cada celda, es posible analizar los periodos de recurrencia en función de la magnitud que deberían generarse para liberar la energía acumulada. Para ello, en la Tabla 9 se muestra la energía que se libera en cada celda en función de la magnitud de un evento y los tiempos de recurrencia necesarios para alcanzar dicha acumulación de acuerdo a las dos tasas de momento sísmico acotadas.

Tabla 9. *Tiempos de recurrencia necesarios para acumular la energía liberada en sismos de diferente magnitud.*

Mw	Mo	Área del plano de ruptura	Mo/km	Mo/celda	Tiempo de recurrencia	
					$\mu=68 \text{ mm} \times \text{yr}^{-1}$	$\mu=84 \text{ mm} \times \text{yr}^{-1}$
[Mw]	[dina $\times$ cm]	[km <sup>2</sup> ]	[dina $\times$ cm $\times$ km <sup>-1</sup> ]	[dina $\times$ cm $\times$ celda]	[años]	[años]
9,5	2,00E+30	366438	5,45E+24	1,23E+27	267	216
9,0	3,55E+29	122462	2,90E+24	6,52E+26	142	115
8,5	6,31E+28	40926	1,54E+24	3,47E+26	76	61
8,0	1,12E+28	13677	8,20E+23	1,85E+26	40	33
7,5	2,00E+27	4571	4,37E+23	9,82E+25	21	17
7,0	3,55E+26	1528	2,32E+23	5,23E+25	11	9
6,5	6,31E+25	511	1,24E+23	2,78E+25	6	5

Si se analizan los tiempos de recurrencia anteriores y se comparan con la recurrencia de los sismos catalogados en el proyecto, se pueden establecer algunas relaciones de interés.

Por ejemplo, en el caso del sismo de Valdivia en 1960, al tratarse de un único registro de esa magnitud tan elevada, no es posible establecer un tiempo de recurrencia simplemente con los datos del catálogo, pero sí por este análisis. Puede observarse que el tiempo de recurrencia establecido oscila entre 216 años y 267 años, este tiempo, si se compara con algunos estudios como el de Lomnitz (1970) o Lanza and Urrutia (1993) puede parecer un tanto elevado, ya que ellos estiman tiempos de recurrencia de aproximadamente 123 años considerando que este evento forma parte de una serie sísmica donde además están catalogados sismos en 1575, 1737 y 1837. No obstante, este breve periodo de recurrencia ha sido cuestionado por otros autores, entre los que destaca el trabajo de Cisternas et al. (2005) donde, a partir de estudios de paleosismicidad (con huellas de tsunamis), se han datado 8 eventos similares al de 1960 en los últimos 2000 años, estableciendo que el tiempo de recurrencia entre estos sismos es de 285 años (*Figura 42*), lo que se ajusta más a la acumulación de energía observada en este estudio.

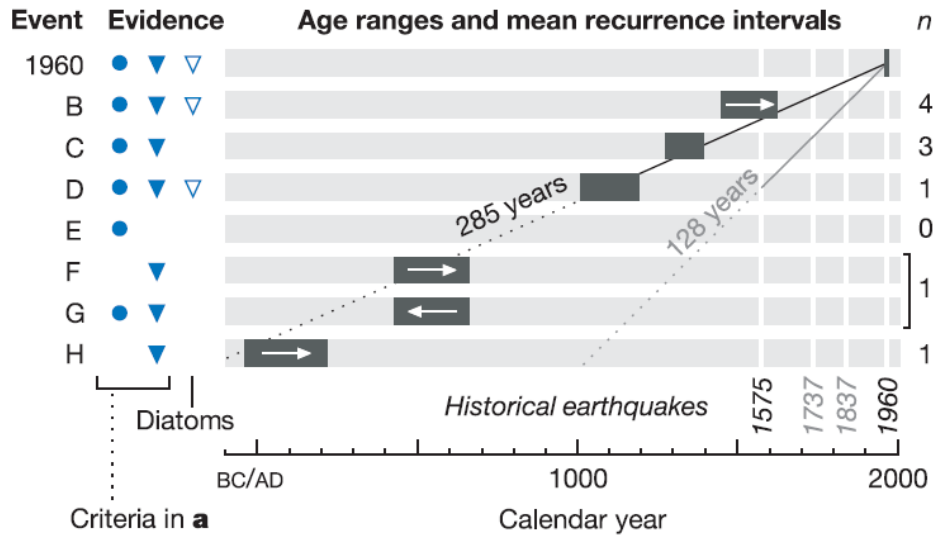


Figura 42. Gráfico con los tiempos de recurrencia asignados al sismo de 1960 según la datación de huellas de tsunamis. Fuente: Cisternas et al. (2005).

Del mismo modo, se analiza la recurrencia del sismo de Maule de 8.8 Mw, al tratarse también de un sismo de magnitud muy elevada, no es posible establecer un periodo de recurrencia empleando el catálogo sísmico. En este caso, varios autores estiman que este terremoto forma parte de una serie sísmica donde se catalogan sismos en 1657, 1751 y 1835 (Ruiz and Madariaga, 2012). Según este análisis, a comienzos del siglo XX debió generarse un sismo de magnitud superior a 8.0, sin embargo, el único terremoto catalogado en las cercanías es el sismo de Talca en 1928 de 7.7Mw. Esta anomalía ya fue detectada por otros autores, como Madariaga (1998), estableciendo en dicha zona una laguna sísmica como ya ha sido mencionado y, debido a ello, es posible inferir que el motivo por el que se generó una magnitud tan elevada en 2010 es debida a que en 1928 no se liberó toda la energía que habría sido acumulada. De cualquier modo, la magnitud 8.8 no puede tener una recurrencia próxima a los 90 años, como se deduciría de la serie sísmica, sino mayor debido a la irregularidad de la ruptura a comienzos del siglo XX. Lo que se ajustaría mejor a la recurrencia entre 115 y 142 años de la Tabla 9.

Al igual que en los casos anteriores, en este apartado se muestra el análisis desarrollado para aproximar la energía acumulada en el área de estudio y la energía liberada, como se ha indicado anteriormente, esto es una aproximación con alto grado de incertidumbre, ya que el estado de acoplamiento de la zona de subducción es variable con el tiempo y, además, se emplean valores con alto grado de incertidumbre. No obstante, se incluye como ejercicio de aproximación que pudiera ser mejorado en trabajos posteriores con un mayor grado de información.

En la Figura 43 se muestran el mapa con la proporción entre la tasa de energía acumulada (potencialmente) y la liberada por medio de sismos de subducción inter-placa de gran magnitud.

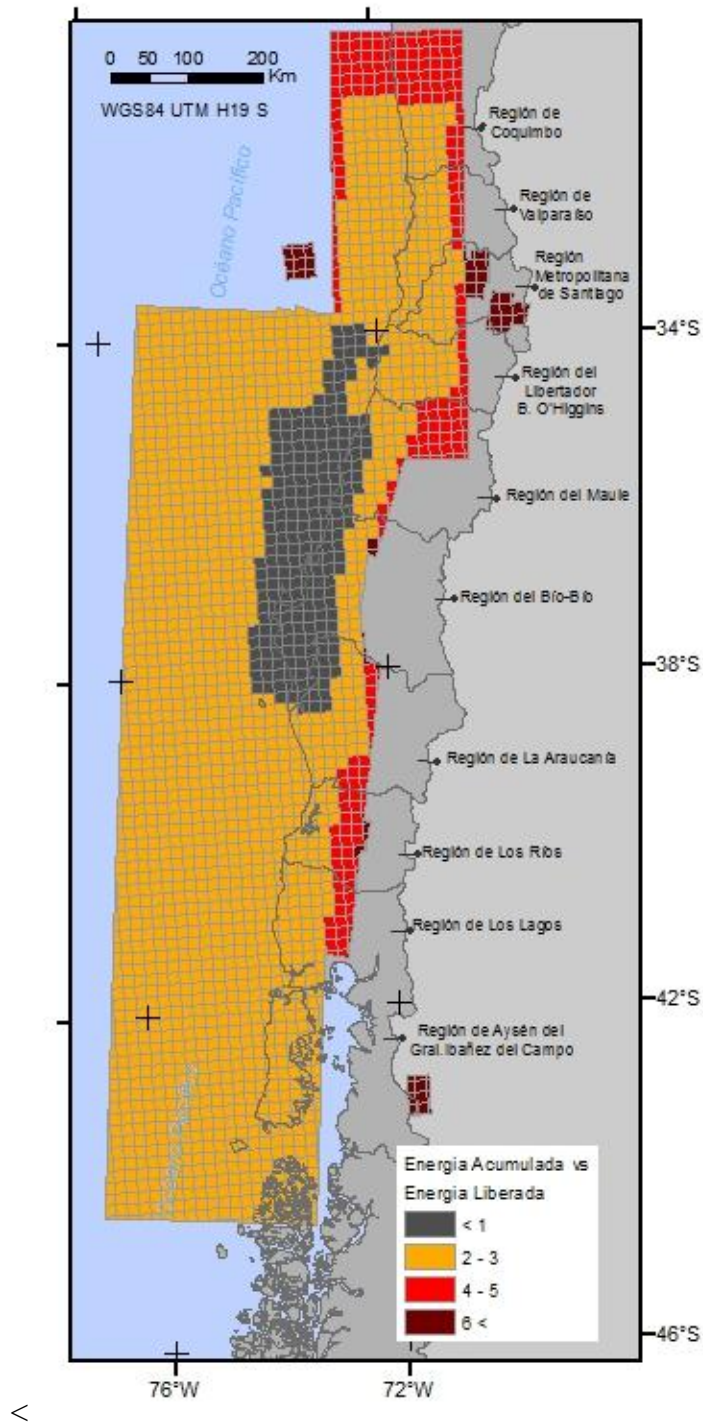


Figura 43. Mapas con la tasa de momento sísmico acumulada entre la tasas de momento sísmico acumulada.

Como puede observarse, en el centro del área de estudio se encuentran celdas con valores menores a 1, puesto que el mapa ofrece el resultado de dividir la tasa acumulada entre la tasa

liberada, los resultados obtenidos en estas celdas muestran resultados que no pueden ser generados en la naturaleza. Estas zonas de datos inconexas coincide con las zonas de mayor liberación de momento sísmico y mayor número de sismos registrados en el catálogo (ver Figura 40 y Figura 41).

Este análisis, como ya se comentó con anterioridad, tiene un alto grado de incertidumbre, ya sea por el cálculo de áreas (Tabla 6) o el error de transformación de Ms a Mw ( $\pm 0.5$  Mw), lo que se evidencia en este resultado. El motivo por el que en una zona del área de estudio se obtiene este resultado puede ser debido a la incertidumbre asociada a la tasa de deslizamiento de la placa, a la localización de los eventos, a la incertidumbre asociada al tamaño del plano de ruptura o a la incertidumbre asociada a la localización del hipocentro dentro del plano de ruptura, entre otros. No obstante, se ha considerado relevante incluir estos resultados para evidenciar este fenómeno y conocer las limitaciones de la metodología de acuerdo a la incertidumbre de los datos y las relaciones empleadas.



## 7 Conclusiones

### *Con respecto a los datos de partida*

Para la realización de cualquier proyecto siempre es importante la confiabilidad de los datos de partida, para garantizar una calidad adecuada las fuentes de información utilizadas deben ser fiables y oportunas, puesto que la información que ofrecen será la columna vertebral de proyecto en sí.

Para la realización de este proyecto se obtuvo información perteneciente a distintas fuentes oficiales nacionales e internacionales, lo cual desde cierto punto de vista puede definirse como bueno, ya que existe una mayor redundancia de datos. Pero, en este caso, esta redundancia dejó al descubierto la gran incertidumbre que tienen las fuentes al momento de identificar la localización (x,y,z) y/o tamaño de un terremoto, cuantificada en este estudio la primera en hasta 90 km y la segunda en hasta 0.7 grados de magnitud momento en sismos de más de 100 años.

En cuanto a la localización, se observan grandes diferencias espaciales entre las distintas fuentes de información para un mismo sismo. Concretamente, las ubicaciones entregadas por el CSN discrepan en gran medida de las entregadas por la USGS y el ISC-GEM. Estas discrepancias se mantienen en el tiempo, donde incluso los sismos más actuales presentan grandes diferencias, no siguiendo éstas ningún patrón.

En cuanto a la profundidad, quizá sea el parámetro que mayor discrepancia presenta entre las fuentes, especialmente en los sismos previos a la instrumentación de la zona de estudio, donde la profundidad era un parámetro imposible de cuantificar. Para solventar esta dificultad y poder

modelar adecuadamente las fuentes se ha empleado la geometría del plano de subducción propuesto por Hayes et al. (2012) para Sudamérica, lo que no solo ha resuelto el problema, sino que además, ha ofrecido mayor confiabilidad a este parámetro, ya que dicho modelo de subducción ha sido obtenido con una muestra muy significativa de sismos de los últimos años.

### ***Con respecto a las relaciones y modelos empleados***

Otro aspecto relevante es la diferencia entre los tipos de magnitud que ofrecen las fuentes oficiales, aunque la tendencia actual es que todos los sismos grandes ocurridos en cualquier parte del planeta sean cuantificados en Magnitud momento, aún hay fuentes de información oficiales que presentan otro tipo de magnitud, como es el caso del CSN. Esto incrementa la incertidumbre del parámetro de tamaño, ya que aunque se empleen ecuaciones de correlación entre magnitud, éstas no están exentas de error, concretamente con la ecuación empleada en este estudio tal y como se indica en la ecuación [11] las incertidumbres asociadas a los parámetros de la correlación muestra un error aproximado de  $\pm 0.5$  grados de magnitud momento lo que repercute en la estimación del tamaño del plano de ruptura en aproximadamente  $25.000 \pm 3000$  km<sup>2</sup> en terremotos de magnitud próxima a 8.0 Mw.

En cuanto a la estimación del tamaño del plano de ruptura a partir de la magnitud, aunque es una práctica habitual en el área de conocimiento emplear relaciones empíricas, estas relaciones son exponenciales, por lo que una variación pequeña en la magnitud puede suponer una variación muy grande en el tamaño. Además, si se analiza la literatura científica con respecto a este tipo de relaciones, puede observarse que hay grandes discrepancias entre unas y otras. Lo que resta confiabilidad a los resultados. No obstante, para validar de algún modo las relaciones empleadas en este estudio, se ha hecho una comparación entre el plano de ruptura obtenido en el sismo de Maule (en 2010) con el plano de ruptura del mismo sismo ofrecido por la USGS, ofreciendo un

resultado con diferencias de tan solo 1,2 % del área, lo que permite garantizar una cierta garantía a dicha relación.

Al igual que ocurre con las relaciones entre el tamaño del plano de ruptura y la magnitud, en el caso de la estimación del momento sísmico a partir de la magnitud, esta relación también es exponencial, lo que una pequeña incertidumbre en la estimación de la magnitud también se traduce en un fuerte cambio en el momento sísmico (parámetro empleado para caracterizar la energía liberada).

### ***Con respecto a los resultados obtenidos***

De acuerdo con los resultados de liberación de energía y periodos de recurrencia obtenidos a lo largo del plano de subducción (inter-placa) y presentados en la Figura 46 y Figura 41, se logran identificar una clara heterogeneidad espacial en los valores de las mismas, mostrando zonas de alta liberación y recurrencia sísmica en los últimos 100 años, comprendida entre los paralelos 34° y 38°, así como zonas donde se muestra una carencia de liberación, comprendida por encima del paralelo 34°, lo que refleja un déficit de actividad sísmica que podría ser liberada en los próximos años, conclusión similar a la entregada por Klein et al. (2017).

En el sur de Chile también se encontraron zonas con déficit de liberación de energía, no obstante, analizando la recurrencia y magnitud de los sismos de la zona, se observa que la zona de subducción del sur de Chile es capaz de retener energía por mayor periodo de tiempo, lo que suele desencadenar sismos de gran magnitud. No obstante, terremotos como el de Chiloé en 2016 y algunos estudios como el de Ruiz et al. (2017) reflejan que quizá esta zona este cargada de energía suficiente como para generar un terremoto de magnitud importante.

En cuanto a la estimación de la acumulación de energía, cabe destacar la incertidumbre aún latente en la tasa de deslizamiento de la placa de Nazca con respecto a la Sudamericana, esta tasa oscila entre los 68 y 84 mm/año. En la Figura 43 se muestra el resultado de un ejercicio de análisis realizado para establecer el posible acoplamiento de las placas tectónicas, como ya se mencionó con anterioridad, este ejercicio, si bien muestra resultados coherentes con los datos empleados, determina una zonas con mayor liberación que acumulación de energía, lo que no corresponde con un comportamiento físicamente ilógico. La incoherencia de este resultado en esa zona de estudio puede haber sido causada por las incertidumbres manejadas en los datos de entrada y algunas relaciones empíricas empleadas. No obstante, estos análisis son un buen punto de partida para obtener una aproximación del acoplamiento sísmico de la placa de subducción, siendo siempre contextualizados.

#### ***Con respecto al empleo del Sistema de Información Geográfica***

En cuanto al empleo del SIG para cuantificar los parámetros objeto de este proyecto, la visualización espacial que ofrece esta tecnología ha resultado fundamental para comprender cómo se comporta cada variable e implementar todos los procesos necesarios para obtener los resultados, lo que ha supuesto una mejora sustancial en la interpretación de los mismos.

La mayor ventaja de la realización de este proyecto con un SIG fue la capacidad de estimar la energía liberada únicamente con la ubicación de los sismos y sus correspondientes magnitudes, haciendo que todo el proyecto fuera desarrollado desde un escritorio y con datos de libre disposición, en comparación a los otros proyectos mencionados en el Apartado 4.1 Trabajos previos.

Si bien este proyecto, como ya se ha mencionado con anterioridad, posee un amplio grado de incertidumbre debido fundamentalmente a los datos de partida, la realización de este tipo de estudios con el SIG permite obtener una aproximación del comportamiento de la liberación y acumulación de energía en un corto periodo de tiempo y con escasos recursos, lo que resulta de gran interés como punto de partida para estudios más específicos, como es el proyecto de investigación en el que se enmarca este proyecto de título.

El correcto manejo de los SIG, la correcta interpretación de los mapas y en general las habilidades adquiridas de la Ingeniería Geomática fueron fundamentales durante el desarrollo de este proyecto, haciendo que la implementación del proyecto se desarrollara de manera eficiente.

## Referencias

- Acuña, P. (2016). *Evaluación de la peligrosidad sísmica del centro sur de Chile a partir de la simulación de un terremoto probable mediante un SIG* (Proyecto de título). Universidad de Concepción. Los Ángeles.
- Albini, P., Musson, R. M. W., Gomez Capera, A. A., Locati, M., Rovida, A., Stucchi, M., & Viganò, D. (2013). Global historical earthquake archive and catalogue (1000-1903). *Pavia, Italy*.
- Atkinson, G. M., & Adams, J. (2013). Ground motion prediction equations for application to the 2015 Canadian national seismic hazard maps. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 40 (10), 988-998.
- Benito Oterino, B., Rivas- Medina, A., Escribano, J. M., & Murphy, P. (2012). El terremoto de Lorca (2011) en el contexto de la peligrosidad y el riesgo sísmico en Murcia. *Física de la Tierra*, 24(0).
- Benito, B., & Jimenez, M. (1999). Peligrosidad Sísmica. *Física de la Tierra*, 11, 13-47.
- Bilham, R. (1991). Earthquakes and sea level: space and terrestrial metrology on a changing planet. *Reviews of Geophysics* 29, 1-29.
- Bondár, I., Engdahl, E. R., Villaseñor, A., Harris, J., & Storchak, D. (2015). ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900–2009), II. Location and seismicity patterns. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 239, 2-13.
- Brune, J. N. (1968). Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones. *Journal of Geophysical Research*, 73(2), 777-784.
- Budnitz, R., Apostolakis, G., & Boore, D. (1997). *Recommendations for probabilistic seismic hazard analysis: guidance on uncertainty and use of experts* (Vol. 1, pp. 1-278). Washington, DC: US Nuclear Regulatory Commission.
- Buurman, P., Jongmans, A., Kasse, C., & Lagen, B. V. (1998). Geologie en Mijnbouw *Geology and Mining*, 77(1), 93-98.
- Campbell, K. W. (2003). Prediction of strong ground motion using the hybrid empirical method and its use in the development of ground motion (attenuation) relations in eastern North America, *Bulletin of the Seismological Society of America*. 93, 1012–1033.
- Centro Sismológico Nacional. (s.f.). Investigación plantea reactivación de la sismicidad en la zona afectada por el terremoto de 1960. Recuperado el 5 de junio de 2017 en

<https://www.csn.uchile.cl/investigacion-plantea-reactivacion-de-la-sismicidad-en-la-zona-afectada-por-el-terremoto-de-1960/>

- Centro Sismológico Nacional. (s.f.). Sismicidad y terremotos en Chile. Recuperado el 5 de junio de 2017 en [http://www.csn.uchile.cl/wp-content/uploads/2014/06/001\\_terremotos\\_y\\_sismicidad\\_chile.pdf](http://www.csn.uchile.cl/wp-content/uploads/2014/06/001_terremotos_y_sismicidad_chile.pdf)
- Cisternas, M., Atwater, B. F., Torrejón, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., . . . Husni, M. (2005). Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature*, 437(7057), 404-407.
- 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.
- Davies, J., L. Sykes, L. House, and K. Jacob (1981). Shumagin seismic gap, Alaska Peninsula: History of great earthquakes, tectonic setting, and evidence for high seismic potential, *Journal of Geophysical Research*. 86, 3821- 3856
- Fedotov, S. A. (1965). Regularities of the distribution of strong earthquakes in Kamchatka, the Kuril Islands and northeastern Japan. *Trudy Inst. Fizika Zemli Akad. Nauk SSSR*, 36, 66-93.
- Giacomo, D. D., Bondár, I., Storchak, D. A., Engdahl, E. R., Bormann, P., & Harris, J. (2015). ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900–2009), III. Re-computed MS and mb, proxy MW, final magnitude composition and completeness assessment. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 239, 33-47.
- Gomarasca, M. A. (2009). Geomatics. *Basics of Geomatics*, 1-17.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter (1954). *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, Princeton Univ. Press.
- Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). Fault mechanics. *Journal of Geophysical Research*, 84(B5), 2145.
- Hanks, T. C., and W. H. Bakun (2008). M-log A observations of recent large earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98 (1), 490-494.
- Hayes, G. P. (2011). Rapid source characterization of the 2011 M w 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 529-534.
- Hazbun, R. U., & Lazcano, C. L. (1993). *Catástrofes en Chile, 1541-1992*. Santiago, Chile: La Noria.
- International Seismological Centre (s.f.). Recuperado el 4 de julio de 2017 en <http://www.isc.ac.uk/iscgem/download.php>
- Kelleher, J., L. K. Sykes, and J. Oliver (1973). Possible criteria for predicting earthquakes location and their application to major late boundaries of the Pacific and Caribbean, *Journal of Geophysical Research*. 78, 2547-2585.

- Klein, E., Vigny, C., Fleitout, L., Grandin, R., Jolivet, R., Rivera, E., & Métois, M. (2017). A comprehensive analysis of the Illapel 2015 Mw8.3 earthquake from GPS and InSAR data. *Earth and Planetary Science Letters*, 469, 123-134.
- Lanza, C., & Urrutia de Hazbún, R. (1993). *Catástrofes en Chile 1541-1992*. Santiago de Chile: Editorial La Noria.
- Leonard, M. (2010). Earthquake Fault Scaling: Relating Rupture Length, Width, Average Displacement, and Moment Release. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 100 (5A), 1971-1988.
- Lermo, J. and Chávez-García, F.J. (1994). Are microtremors useful in site response evaluation? *Bulletin of the Seismological Society of America* 84(5), 1350-1364
- Lomnitz, C. (1970). Major Earthquakes of Chile: A Historical Survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters*, 75(3), 368-378.
- Madariaga, R. (1998). Sismicidad de Chile. *Física de la Tierra*, 10, 221-258.
- Maksymowicz, A. (2015). The geometry of the Chilean continental wedge: Tectonic segmentation of subduction processes off Chile. *Tectonophysics*, 659, 183-196.
- Martínez, F. J. (2002). *Aplicación de los Sistemas de Información Geográfica a la gestión técnica de redes de distribución de agua potable* (Tesis doctoral). Universidad Politécnica de Valencia. Valencia.
- Mccann, W. R., Nishenko, S. P., Sykes, L. R., & Krause, J. (1979). Seismic gaps and plate tectonics: Seismic potential for major boundaries. *Pure and Applied Geophysics*, 117(6), 1082-1147.
- Molnar, P. (1979). Earthquake recurrence intervals and plate tectonics. *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 69(No.1), 115-133.
- Nishenko, S. P. (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(B5), 3589.
- Novoa, C. P., Lizama. (2015). *Modelo mecánico de acoplamiento sísmico en Chile*. (Proyecto de título). Universidad de Concepción. Concepción.
- Parsons, E. (1997). *The Essential Guide to GIS. A hands-on GIS Workshop*. Internet Seminar, Kingston Center for GIS. Kingston (Reino Unido), Julio 1997.
- Pinto, L. R. (2016). *Determinación de efectos de sitio en las estaciones sismológicas de la región de Tarapacá*. (Proyecto de título). Universidad de Chile. Santiago.
- Reid H.F (1910) Seismological Notes. *The Journal of Geology*, 18(2), 195-196.
- Richter, C.F. (1935). An instrumental earthquake magnitude. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 25, 1-32.



- Rivas-Medina, A. (2014). *Contribución Metodológica para incorporar fallas activas en la modelización de la fuente rígida a estimaciones de peligrosidad sísmica. Aplicación al sur de España*. (Tesis doctoral). Universidad Politécnica de Madrid. Madrid
- Rosero López, D. A. (2016). *Escenarios de riesgo sísmico del cantón Rumiñahui debido a dos sismos probables con la ayuda de un sistema de información geográfica* (Proyecto de título). Universidad de las Fuerzas Armadas ESPE. Quito.
- Ruegg, J. (1994). Crustal deformation and earthquakes: application to tite seismic cycle study in Northern Chile. *Física de la Tierra*, 6, 201-243.
- Ruiz, S., Madariaga, R., Astroza, M., Saragoni, G. R., Lancieri, M., Vigny, C., & Campos, J. (2012). Short-period rupture process of the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake in Chile. *Earthquake Spectra*, 28(S1), S1-S18.
- Ruiz, S., M. Moreno, D. Melnick, F. del Campo, P. Poli, J. C. Baez, F. Leyton, and R. Madariaga (2017), Reawakening of large earthquakes in south central Chile: The 2016 Mw 7.6 Chiloé event, *Geophysical Research Letters*, 44, doi:10.1002/2017GL074133.
- Scholz, C. H., & Campos, J. (2012). The seismic coupling of subduction zones revisited. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B5).
- Scordilis, E. M., El al. (2006). Empirical Global Relations Converting M S and m b to Moment Magnitude. *Journal of Seismology*, 10(2), 225-236.
- Seed, H. B., Romo, M. P., Sun, J., Jaime, A., & Lysmer, J. (1987). Relationships between soil conditions and earthquake ground motions in Mexico City in the earthquake of Sept. 19, 1985. *Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, EERC, Report UCB/EERC-87/15*.
- Shimazaki, K., & Nakata, T. (1980). Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 7(4), 279-282.
- STIRLING, M., & Goded, T. (2012). Magnitude scaling relationships. *Report Produced for the GEM Faulted Earth & Regionalisation Global Componets, GNS Science Miscellaneous Series*, 42, 35.
- Storchak, D. A., Di Giacomo, D., Bondár, I., Engdahl, E. R., Harris, J., Lee, W. H., ...& Bormann, P. (2013). Public release of the ISC–GEM global instrumental earthquake catalogue (1900–2009). *Seismological Research Letters*, 84(5), 810-815.
- Strasser, F.O., M.C. Arango and J.J. Bommer (2010). Scaling of the Source Dimensions of Interface and Intraslab Subduction-zone Earthquakes with Moment Magnitude, *Seismological Research Letters*, 81 (6), 941-950.
- Udias, A., Madariaga, R., Buforn, E., Munoz, D., & Ros, M. (2012). The Large Chilean Historical Earthquakes of 1647, 1657, 1730, and 1751 from Contemporary Documents. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(4), 1639-1653.

- UNDRO.(1980). Natural disasters and vulnerability analysis. *Report Expert Group Meeting*, 49pp.
- USGS (2012). *Historicalperspective*. Recuperado el 5 de julio de 2017 en <https://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/historical.html>
- USGS (2017). *M 8.8 - offshore Bio-Bio, Chile*. Recuperado el 5 de julio de 2017 en [https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/official20100227063411530\\_30#executive](https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/official20100227063411530_30#executive)
- USGS. (2014). Understanding plate motions. Recuperado el 5 de julio de 2017 en <https://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/understanding.html>
- Valenzuela, J. G., B. (2006). Escalas de Intensidad y Magnitud. *Diseño sísmico de estructuras*.
- Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84(No 4), 974-1002.
- Wood, H.O., and Richter, C.F. (1931). A study of blasting recorded in southern California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 28-46.
- Zoback, M. D. (2006). SAFOD penetrates the San Andreas fault. *ScientificDrilling*, 2, 32-33.

### Anexo. Listado de los terremotos empleados en el catálogo de proyecto

FID	Fecha	Latitud	Longitud	Ms	Mw (Fuente)	Mw (Función Exp)	Profundidad (Km)	Fuente
0	08-02-1570	-36.8	-73	8.3	-	8.4	-	CSN
1	17-03-1575	-33.4	-70.6	7.3	-	7.3	-	CSN
2	16-12-1575	-39.8	-73.2	8.5	-	8.7	-	CSN
3	13-05-1647	-35	-72	8.5	-	8.7	-	CSN
4	15-03-1657	-36.83	-73.03	8	-	8.0	-	CSN
5	08-07-1730	-33.05	-71.63	8.7	-	8.9	-	CSN
6	24-12-1737	-39.8	-73.2	7.7	-	7.7	-	CSN
7	25-05-1751	-36.83	-73.03	8.5	-	8.7	-	CSN
8	19-11-1822	-33.05	-71.63	8.5	-	8.7	-	CSN
9	26-09-1829	-33.05	-71.63	7	-	7.0	-	CSN
10	20-02-1835	-36.83	-73.03	8.5	-	8.7	-	CSN
11	07-11-1837	-39.8	-73.2	8	-	8.0	-	CSN
12	06-12-1850	-33.81	-70.22	7.3	-	7.3	-	CSN
13	02-04-1851	-33.32	-71.42	7.1	-	7.1	-	CSN
14	16-08-1906	-33	-72	7.9	8.2	7.9	25	CSN
15	29-01-1914	-35	-73	8.2	-	8.3	-	CSN
16	01-03-1919	-41	-73.5	7.2	-	7.2	40	CSN
17	02-03-1919	-41	-73.5	7.3	-	7.3	40	CSN
18	02-03-1919	-43.11	-71.7	-	7.3	-	15	ISC-GEM
19	09-03-1919	-41.42	-74.37	-	6.8	-	15	ISC-GEM
20	20-08-1920	-37.91	-72.89	-	7.0	-	15	ISC-GEM
21	10-12-1920	-39	-73	7.4	7.2	-	15	CSN
22	01-12-1928	-35	-72	8.3	-	-	0	CSN
23	02-12-1928	-35.76	-72.81	-	7.2	-	30	ISC-GEM
24	18-03-1931	-33.86	-71.51	-	7.2	-	35	ISC-GEM
25	01-03-1936	-40	-72.5	7.1	-	7.1	120	CSN
26	24-01-1939	-36.2	-72.2	8.3	7.9	-	60	CSN
27	11-10-1940	-41.5	-74.5	7	6.9	-	35	CSN
28	13-07-1945	-33.25	-70.5	7.1	-	7.1	100	CSN
29	19-04-1949	-38	-73.5	7.3	7.0	-	57.7	CSN
30	06-05-1953	-36.5	-72.6	7.6	7.6	-	60	CSN
31	04-09-1958	-33.83	-69.96	-	6.8	-	15	ISC-GEM
32	21-05-1960	-37.5	-73.5	7.3	8.1	-	25	CSN
33	22-05-1960	-37.5	-73	7.3	8.6	-	25	CSN

34	22-05-1960	-39.5	-74.5	8.5	9.5	-	25	CSN
35	22-05-1960	-37.78	-73.02	-	7.1	-	25	ISC-GEM
36	22-05-1960	-37.86	-73.15	-	6.8	-	25	ISC-GEM
37	23-05-1960	-38.54	-73.87	-	6.5	-	20	ISC-GEM
38	19-06-1960	-38	-73.5	7.3	7.0	-	25	CSN
39	20-06-1960	-39.07	-72.81	-	6.9	-	25	ISC-GEM
40	13-08-1960	-39.96	-74.78	-	6.7	-	25	ISC-GEM
41	01-11-1960	-38.5	-75.1	7.4	7.4	-	55	CSN
42	13-07-1961	-41.7	-75.2	7		7.0	40	CSN
43	18-10-1961	-36.74	-73.24	-	6.6	-	20	ISC-GEM
44	09-12-1961	-43.79	-75.84	-	6.7	-	25	USGS
45	14-02-1962	-37.8	-72.5	7.3	7.1	-	45	CSN
46	13-03-1967	-40.12	-74.68	7.3		7.3	33	CSN
47	05-10-1973	-33	-71.88	-	6.7	-	45	ISC-GEM
48	18-08-1974	-38.45	-73.43	7.1	6.9	-	36	CSN
49	10-05-1975	-38.18	-73.23	7.7	7.3	-	6	CSN
50	16-10-1981	-33.13	-73.07	7.5	7.1	-	33	CSN
51	03-03-1985	-33.24	-71.85	7.8	8.0	-	33	CSN
52	04-03-1985	-33.18	-71.71	-	7.4	-	35	ISC-GEM
53	04-03-1985	-33	-72.02	-	6.6	-	35	ISC-GEM
54	19-03-1985	-33.23	-71.67	-	6.7	-	30	ISC-GEM
55	25-03-1985	-34.25	-72.19	-	6.5	-	45	USGS
56	08-04-1985	-34.13	-71.62	7.5	7.1	-	37	CSN
57	01-04-1998	-40.32	-75.06	-	6.7	-	10	ISC-GEM
58	20-12-2000	-39.01	-74.66	-	6.5	-	11	USGS
59	03-05-2004	-37.79	-73.36	-	6.6	-	30	ISC-GEM
60	28-08-2004	-34.94	-70.44	-	6.5	-	20	ISC-GEM
61	27-02-2010	-36.29	-73.24	-	8.8	-	30	CSN
62	27-02-2010	-34.82	-72.7	-	6.5	-	25	ISC-GEM
63	05-03-2010	-36.67	-73.42	-	6.6	-	20	ISC-GEM
64	11-03-2010	-34.35	-71.97	-	6.9	-	20	ISC-GEM
65	11-03-2010	-34.33	-71.9	-	7.0	-	25	ISC-GEM
66	16-03-2010	-36.24	-73.36	-	6.7	-	15	ISC-GEM
67	14-07-2010	-38.13	-73.48	-	6.6	-	25	ISC-GEM
68	02-01-2011	-38.38	-73.38	-	7.1	-	25	ISC-GEM
69	11-02-2011	-36.49	-73.17	-	6.9	-	20	ISC-GEM
70	14-02-2011	-35.47	-73.13	-	6.6	-	20	ISC-GEM
71	25-03-2012	-35.25	-72.04	-	7.1	-	30	ISC-GEM
72	25-12-2016	-43.41	-73.94	-	7.6	-	38	USGS