

**ESTUDIO
“RIESGO Y ADECUACIÓN PLAN REGULADOR COMUNAL
DE SAN JOSÉ DE MAIPO”**

ID N° 640-6-LP11

INFORME ETAPA 2

ANEXO I

"ESTIMACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO"

Diciembre 2011

Contenido

1.	Introducción	3
1.1.	Ubicación	3
1.2	Antecedentes	6
2	Metodología	10
3	Marco Sismogénico General.....	10
3.1	Ambiente Sismogénico	11
3.2	Determinación de las Fuentes Sísmicas	11
3.3	Sismicidad Histórica	17
3.4	Caracterización de las Fuentes Sismogénicas	30
4.4	Estimación del Peligro Sísmico	36
4.4.1	Metodología Probabilística	36
4.4.2	Metodología Determinística	38
4.4.3	Peligro Sísmico de Fallas Corticales	40
	REFERENCIAS.....	42

1. Introducción

En este capítulo se presentan los antecedentes geológicos, sismológicos y metodológicos utilizados para la estimación del Peligro Sísmico en San José de Maipo; esto es, la determinación de la aceleración máxima horizontal para un cierto período de retorno.

Se entregan los antecedentes y resultados obtenidos mediante el uso de 2 metodologías: probabilística y determinística. Para ello, se consideran las tres principales fuentes sismogénicas presentes en la zona (terremotos interplaca tipo thrust, intraplaca de profundidad intermedia y corticales), describiéndose cada una de ellas por separado.

1.1. Ubicación

La zona en estudio, localizada aproximadamente en 33.64°S y 70.35°W, se marca con la flecha pequeña en la Figura 1.1. En esta figura también se presentan las placas tectónicas más importantes que se hallan en la zona de estudio: placas de Nazca (de origen oceánico) y Sudamericana (de origen continental); las flechas indican el movimiento de las placas (ver detalles en texto de la Figura). Actualmente, se estima la velocidad de convergencia en 63.0 mm/yr (Khazaradze & Klotz, 2003) produciendo la colisión entre las placas de Nazca y Sudamericana, y luego la subducción de la primera bajo la segunda (ver Figura 1.3).

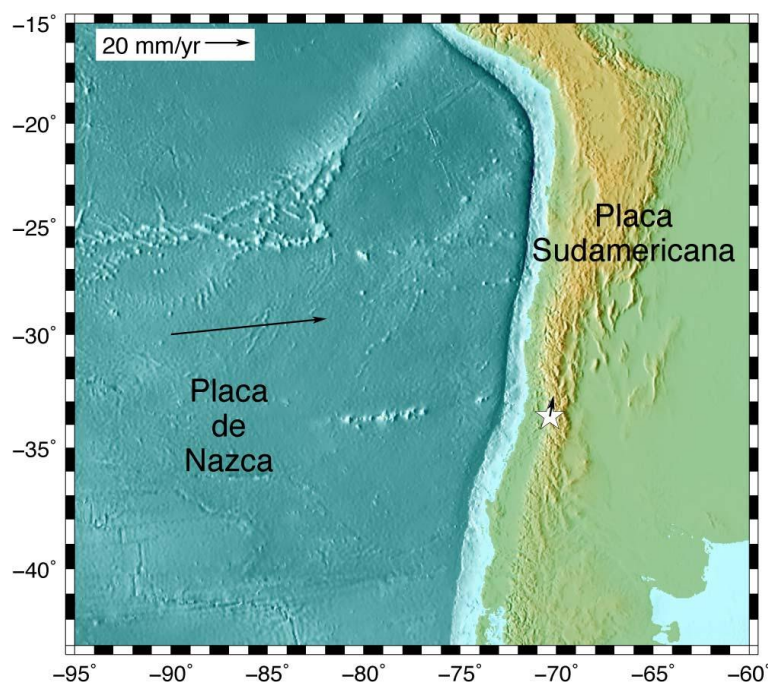


Figura 1.1. Principales placas tectónicas presentes en la zona de estudio. Las flechas indican el movimiento de las placas. La escala se encuentra en el borde superior izquierdo. (http://sps.unavco.org/crustal_motion/dxdt/gpsvel). La estrella blanca muestra la posición del lugar de estudio.

La Figura 1.2 presenta las estimaciones de la velocidad de la corteza, restringida a no tener rotación total (Kreemer y otros, 2000, 2003); las flechas son proporcionales a la velocidad (ver escala en borde superior izquierdo), las cuales reafirman la convergencia de las placas. Este proceso es el principal causante de la alta sismicidad observada en casi todo el oeste del continente Sudamericano.

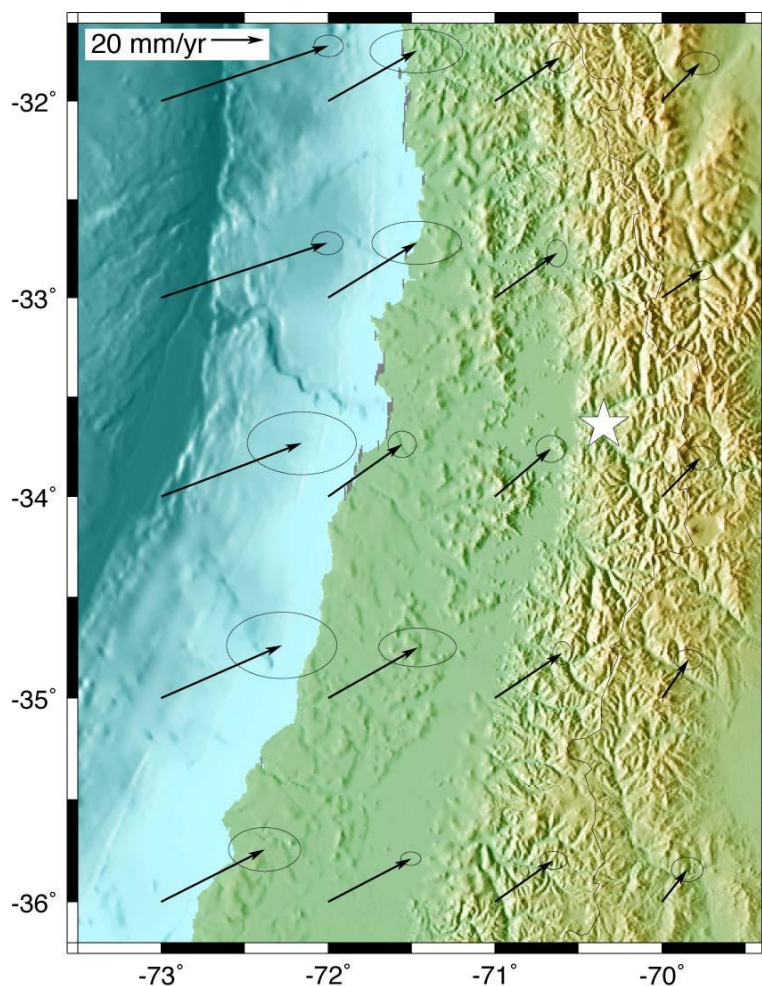


Figura 1.2. Velocidad de movimiento de la corteza (flechas) y el error de la estimación (elipses) (Kreemer y otros, 2000, 2003); la escala se presenta en el borde superior izquierdo. La estrella blanca muestra la posición del área en estudio.

En la Figura 1.3 se presenta un corte de las figuras 1.1 y 1.2. En ésta se observa la interacción entre las placas de Nazca (en azul) y Sudamericana (en verde). En ella también se han graficado los sismos registrados:

- (a) en el contacto entre las placas, los terremotos interplaca tipo thrust, caracterizados por ocurrir en la zona costera,
- (b) dentro de la placa de Nazca, los terremotos de tipo intraplaca de profundidad intermedia, con epicentros bajo el continente,
- (c) dentro de la placa Sudamericana (corticales), sismos más superficiales y

(d) eventos más allá de la fosa, producidos por la flexión de la placa de Nazca antes de subducir. Cabe resaltar que este último tipo de sismos no son considerados en los cálculos de peligro debido a que se encuentran lejos de los asentamientos urbanos y son de magnitud moderada (generalmente inferior a 6.0).

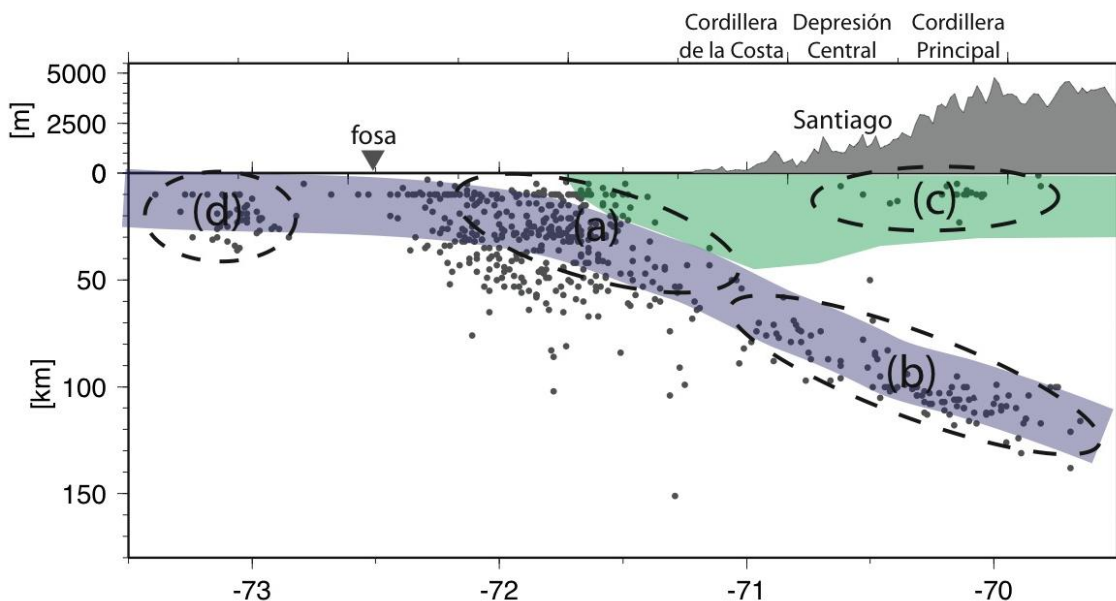


Figura 1.3. Corte de la subducción chilena en el paralelo 33.5°S donde se ha marcado la posición de las placas de Nazca (color azulado) y la placa Sudamericana (color verde). Cada punto marca la posición de un sismo, independiente de su magnitud o fecha de ocurrencia. Se han marcado las principales fuentes sísmogénicas en la zona de estudio: (a) interplaca tipo thrust, (b) intraplaca de profundidad intermedia, (c) corticales y (d) outer-rise.

1.2 Antecedentes

A continuación se presentan los antecedentes con que se contaba al momento de la elaboración de este informe. Ellos consisten en estimaciones previas del peligro sísmico hechas para la zona y registros de aceleración de terremotos importantes.

Peligro sísmico

En Chile se han desarrollado varias investigaciones mostrando el peligro sísmico a diversas escalas. En primer lugar se muestran los resultados obtenidos por Susa (2004) en los cuales se estimó la probabilidad de ocurrencia de un terremoto de magnitud importante (sobre 7.0-7.5) en diversas regiones de nuestro país (ver Figura

1.4) dentro de un determinado rango de tiempo. Para la zona en estudio se tiene un rango entre 0% al 22% dependiendo del modelo probabilístico considerado. Cabe resaltar que los dos modelos que entregan menores probabilidades (B y C en la Figura 1.4) son aquellos en los cuales se toma en cuenta el tiempo transcurrido desde el último gran terremoto, reflejando de mejor manera el ciclo sísmico. En esta zona, el último gran terremoto fue el de Valparaíso de 1985, por lo tanto es razonable pensar que existe una probabilidad muy baja de tener un terremoto importante (sobre 7.0-7.5) en la zona, para el rango de tiempo entre 2004-2024.

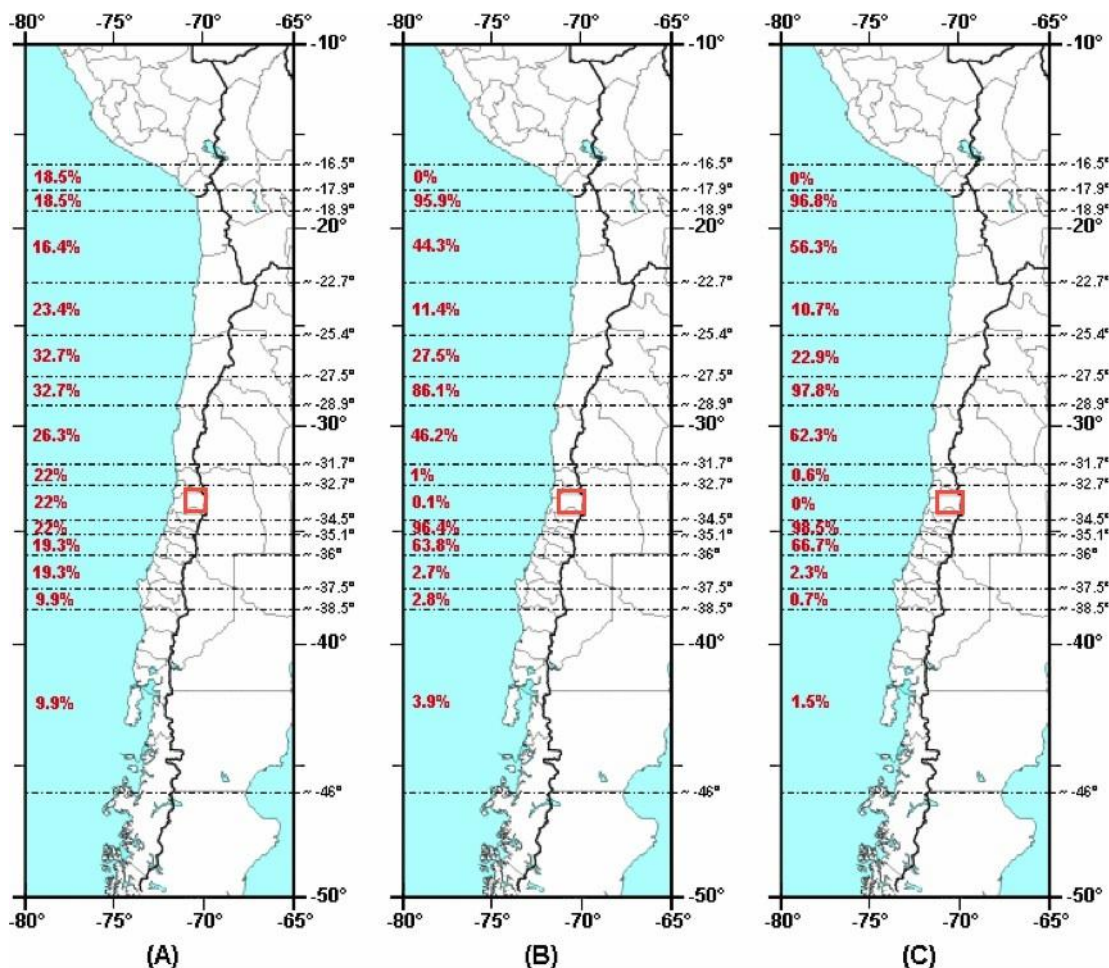


Figura 1.4: Probabilidades de que ocurra un terremoto de magnitud superior a 7.0-7.5 para el período comprendido entre 2004-2024. Para su determinación, se consideraron las siguientes distribuciones: (A) Poisson, (B) Weibull, determinada mediante mínimos cuadrados, y (C) Weibull, determinada mediante máxima verosimilitud (Susa, 2004). Como referencia, en rojo se marca la ubicación aproximada de Santiago.

Por otro lado, el proyecto Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) (Giardini y otros, 1992), desarrollado entre 1992 y 1999, tuvo como objetivo elaborar un mapa a escala global del peligro sísmico. Para ello, se estimó la aceleración máxima en la horizontal para un plazo de vida útil de 50 años considerando un 10% de probabilidad de excedencia (equivalente a un período de retorno de 475 años). Los resultados obtenidos para el área en estudio se presentan en la Figura 1.5 (ver detalles en texto de la figura).

Para la zona de estudio se tiene una aceleración máxima en la horizontal de 3.69 m/s^2 , equivalente a un 37.7% de la aceleración de gravedad (g), para el período de retorno de 475 años.

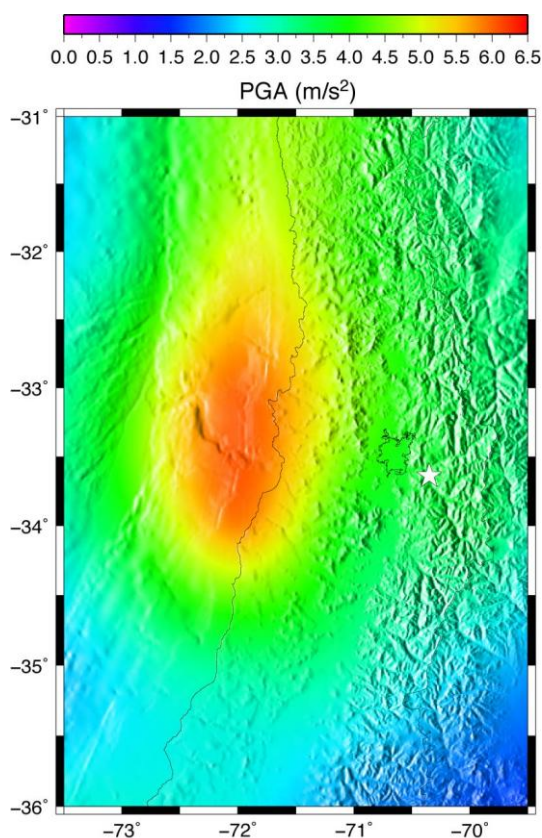


Figura 1.5. Estimación del peligro sísmico elaborado por el programa GSHAP (Giardini y otros, 1992). El color presenta la aceleración máxima (en m/s^2) en la componente horizontal que tiene un 10% de probabilidad de ser excedido en 50 años (ver escala en el borde superior). La estrella marca la posición del área de estudio.

Acelerogramas de sismos en la zona

La zona donde se ubica el proyecto posee antecedentes históricos de grandes terremotos interplaca tipo thrust (terremotos de 1575, 1647, 1730, 1822, 1906, 1985) y de terremotos intraplaca de profundidad intermedia (Santiago de 1945 y Punitaqui de 1997). En la Figura 1.6 se presentan los grandes terremotos tipo thrust ocurridos en Chile. De todos estos, el terremoto de 1985 ha sido uno de los eventos sísmicos mejor registrados del mundo, teniéndose una serie de antecedentes que permiten un análisis detallado de los sismos interplaca tipo thrust.

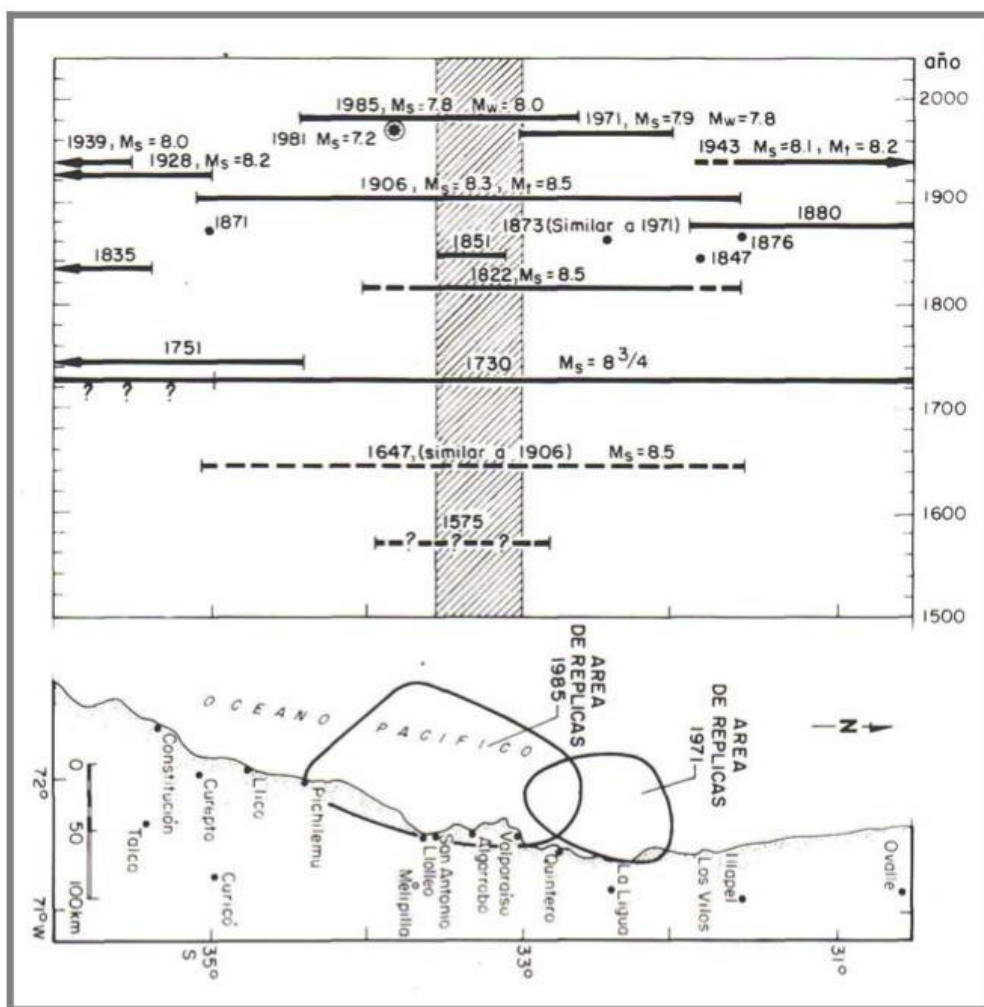


Figura 1.6. Grandes terremotos interplaca tipo thrust, observados a lo largo de la costa de Chile central (tomada de Barrientos y Kausel, 1993), donde destacan la secuencia de eventos de Chile Central: 1575-1647-1730-1822-1906-1985.

2 Metodología

La metodología que se emplea considera un análisis del marco sismogénico general de la zona de estudio, incluyendo información histórica sobre la localización, magnitud y mecanismo focal de la sismicidad. Ello permitirá definir las principales fuentes sismogénicas presentes en el lugar, al igual que la caracterización de cada una de ellas.

Parte importante de la descripción de las fuentes sismogénicas es la caracterización de su productividad sísmica mediante la ley de Gutenberg-Richter (Gutenberg & Richter, 1944). Otro aspecto relevante es determinar el terremoto máximo creíble MCE (de su nombre en inglés *Maximum Credible Earthquake*) mediante el análisis de la sismicidad histórica.

A través del estudio de los registros de terremotos en la zona de interés se definirá una ley de atenuación que ligue una cierta magnitud con una aceleración horizontal máxima a observar, considerando la pérdida de energía con la distancia. Estas relaciones se denominan leyes de atenuación.

Utilizando estos antecedentes se procede a la estimación del peligro sísmico mediante el uso de las técnicas probabilística y determinística. La primera se basa en el trabajo de Cornell (1968), mediante las aproximaciones hechas por Algermissen & Perkins (1976) y Algermissen et al. (1982), al igual que Anderson & Trifunac (1978). En general, en este tipo de trabajos (Barrientos, 1980; Algermissen et al., 1982; Leyton et al., 2009, 2010), las fuentes sismogénicas son consideradas homogéneas, teniendo cada una de sus partes las mismas propiedades.

Acto seguido, se prosigue con la metodología determinística considerando el escenario más dañino para cada tipo de fuente, permitiendo determinar la aceleración horizontal máxima asociada.

3 Marco Sismogénico General

A continuación se presenta el marco sismogénico general, típico del contacto de la placa de Nazca (de origen oceánico) con la placa Sudamericana (de origen continental), donde la primera subducta bajo la segunda (ver Figura 1.3). El análisis de la sismicidad asociada permite definir conjuntos de eventos con características comunes, denominados como fuentes sismogénicas. Posteriormente, se procede a

analizar la sismicidad histórica, de manera de lograr una mejor caracterización. Ello permite definir aquellos parámetros necesarios en la estimación del peligro sísmico probabilístico, tales como la productividad sísmica y las leyes de atenuación.

3.1 Ambiente Sismogénico

En la Figura 1.3 se presentó un corte con la sismicidad registrada por la red internacional, con magnitudes superiores a 4.5 (ver detalles en el texto de la figura). Como se menciona anteriormente, este perfil de sismicidad es característico de las zonas de subducción, generando los tres tipos de fuentes sismogénicas principales a detallar más adelante. La subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana posee dos características distintivas: una alta velocidad de convergencia (alrededor de 6-7 cm/año) y una joven placa subductada (del orden de 35 Ma en la zona central). Estos aspectos producen un alto nivel de acoplamiento mecánico en la zona de contacto, permitiendo la acumulación de grandes niveles de energía que ocasionan grandes terremotos. En la zona de estudio, el contacto entre ambas placas se extiende hasta alrededor de los 50 km de profundidad (Tichelaar & Ruff, 1993; Suárez & Comte, 1993; Belmonte-Pool, 1997; Khazaradze & Klotz, 2003; Tassara et al., 2006).

El movimiento convergente de las placas de Nazca y Sudamericana produce una acumulación de esfuerzos en la zona, los cuales son liberados en forma de terremotos. Es posible ver en la Figura 1.3 como un grupo importante de eventos se localizan en el contacto entre las dos placas; estos eventos sísmicos son denominados como interplaca o thrust. Además, se aprecia una gran cantidad de eventos que ocurren dentro de la placa de Nazca, lejos del contacto, a profundidades superiores a 50 km; a este conjunto de eventos se les conoce como intraplaca de profundidad intermedia. En la Figura 1.3 también es posible observar, en mucho menor medida, sismos en la placa Sudamericana, cerca de la superficie, correspondiendo a sismos corticales o superficiales.

3.2 Determinación de las Fuentes Sísmicas

De la sección anterior, se comprueba que existen tres fuentes sismogénicas, las cuales poseen características comunes; ellos son: interplaca o thrust, intraplaca de profundidad intermedia y cortical. Considerando esta división, es posible clasificar cada uno de los eventos que ocurren en la zona, tal como se muestra en la Figura 1.7. En ella se presenta la sismicidad detectada en la zona de estudio, en el mapa de la izquierda se presentan los eventos interplaca o thrust, en el medio se muestran los eventos intraplaca de profundidad intermedia, mientras que en la izquierda se tienen los sismos corticales (ver detalles en el texto de la figura). El área de influencia en la zona se determinó como dos grados en cada una de las direcciones

(norte y sur), extendiéndose, hacia el oeste y hacia el este, para incluir todos los eventos del tipo interplaca (oeste) e intraplaca de profundidad intermedia (este).

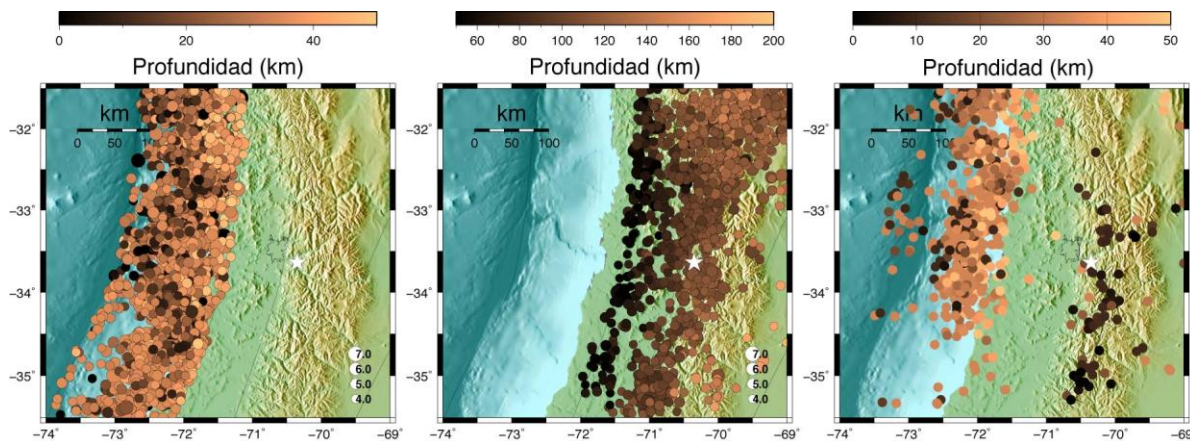


Figura 1.7. Sismicidad de la zona de estudio, cada punto representa un sismo, siendo el tamaño proporcional a su magnitud (ver escala en el borde inferior derecho). En el mapa de la izquierda se presentan los sismos interplaca o thrust, en el de la derecha se muestran los sismos intraplaca de profundidad intermedia, y en el de la derecha los sismos corticales. Para todas las figuras, el color es proporcional a la profundidad del evento según la escala del borde superior. La estrella marca la posición del área de estudio.

Cabe destacar que esta base de datos debe ser limpiada para eliminar los eventos que son réplicas de sismos mayores. Ello permite cumplir con el principio de independencia de los eventos, supuesto básico en un modelo de Poisson, requerimiento esencial del análisis de peligro probabilístico desarrollado por Cornell (1968), Algermissen y Perkins (1976) y Anderson y Trifunac (1978). Para ello se siguió la metodología definida por Reasenberg (1985), debidamente adaptada al caso Chileno (Leyton et al., 2009). Ello cobra especial relevancia en el cálculo de las leyes de productividad sísmica, como se verá más adelante.

A continuación se presenta la definición de los tres tipos de fuentes sismogénicas antes mencionados. Ellas serán descritas mediante subfuentes puntuales, que al ser sumadas, generan el efecto del total de cada una de las fuentes sismogénicas; de esta manera, es posible describir cualquier tipo de geometría, por muy complejas que éstas sean.

Sismos interplaca o thrust

Corresponden a aquellos eventos que se producen en el contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana (ver Figura 1.3). Se extienden desde la fosa hasta unos 50 km de profundidad, límite máximo del contacto en la zona de estudio (Tichelaar & Ruff, 1993; Suárez & Comte, 1993; Belmonte-Pool, 1997; Kharadzade & Klotz, 2003). Este tipo de eventos alcanzan grandes magnitudes, usualmente usándose la máxima magnitud creíble de 8.5 (Martin, 1990; Romanoff, 1999; Leyton y otros, 2010), pero, considerando la ocurrencia del gran terremoto del 27 de febrero reciente (Maule 2010), en el presente estudio se decidió aumentar la magnitud máxima a 8.8. En la Figura 1.8 se presenta un mapa con las subfuentes que componen la fuente interplaca tipo thrust.

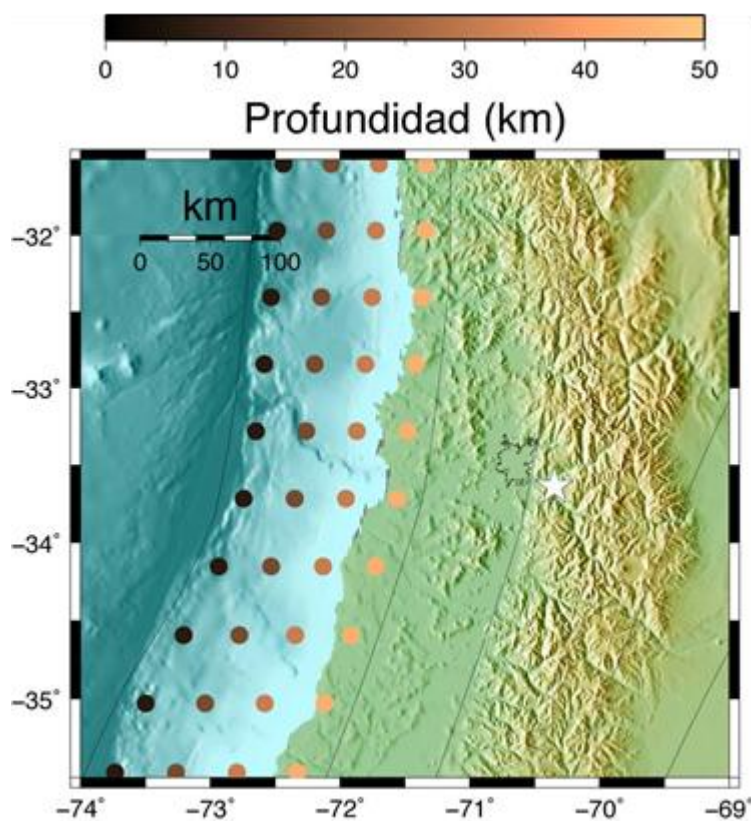


Figura 1.8. Localización de las subfuentes (círculos) que componen la fuente sismogénica de tipo interplaca o thrust. El color es proporcional a la profundidad (km) según la escala que se muestra en el borde superior. La estrella marca la posición del área de estudio.

Sismos intraplaca de profundidad intermedia

Esta fuente está compuesta por sismos que ocurren dentro de la placa de Nazca, después de la zona de contacto; ellos poseen profundidades mayores de 50 km y llegan hasta los 150-200 km. Recientemente, se ha puesto en evidencia que este tipo de eventos poseen notorias diferencias con los de tipo thrust en las características de la fuente (Leyton, 2001; Leyton y otros, 2008b), reflejándose en mayores daños producidos en la zona epicentral (Astroza y otros, 2002) y altas aceleraciones máxima reportadas (Ruiz & Saragoni, 2005). Este tipo de fuente se caracteriza por tener una magnitud máxima creíble de 8.0 (Martín, 1990; Romanoff, 1999; Leyton y otros, 2010); la Figura 1.9 muestra las subfuentes que componen esta fuente.

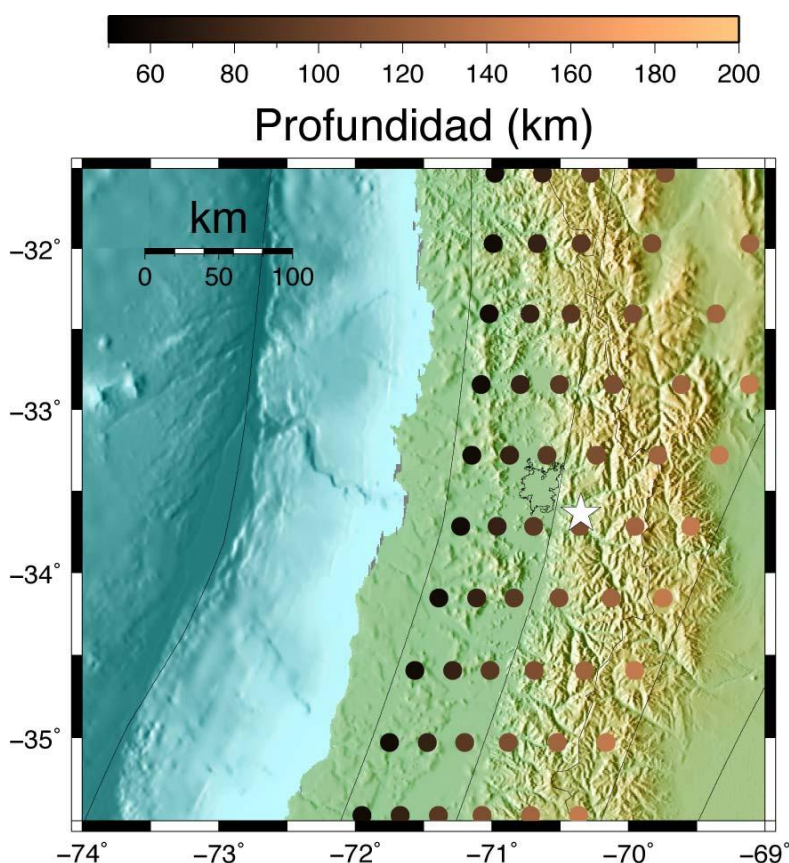


Figura 1.9. Localización de las subfuentes (círculos) que componen la fuente sismogénica de tipo intraplaca de profundidad intermedia. El color es proporcional a

la profundidad (km) según la escala que se muestra en el borde superior. La estrella marca la posición del área de estudio.

Sismos corticales

La fuente cortical la componen aquellos eventos que ocurren dentro de la placa Sudamericana, usualmente a profundidades menores de 30 km. Ellos están relacionados con la deformación activa de los Andes producto de la convergencia de las placas y su expresión se desarrolla en forma de fallas activas, algunas con representación en superficie y otras no. Este tipo de fuente, debido a su naturaleza, no es posible considerarla como homogénea, supuesto usual en este tipo de estudios (Algermissen y Perkins, 1976), sino que es necesario utilizar técnicas que den cuenta de su variación, dependiendo de la actividad de las fallas asociadas. Dada la escasa información y la imposibilidad de realizar un estudio detallado de cada una de las fallas que componen la fuente cortical, usaremos una fuente distribuida por toda zona donde se producen dichos eventos. Cada subfuente que forma parte de la fuente cortical, tendrá características peculiares, basadas en la sismicidad (catálogo sísmico) registrada en las cercanías de dicha subfuente (Lapajne y otros, 2003). De esa manera, es posible modelar una fuente no homogénea, pero haciendo uso de la limitada información disponible (Leyton y otros, 2010). La Figura 1.10 muestra las subfuentes utilizadas para representar la fuente cortical en este estudio, donde el color es proporcional a su productividad sísmica (ver detalles en el texto de la figura). La productividad sísmica corresponde al parámetro a de la ley Gutenberg-Richter dada por: $\log(N) = a - b M_s$.

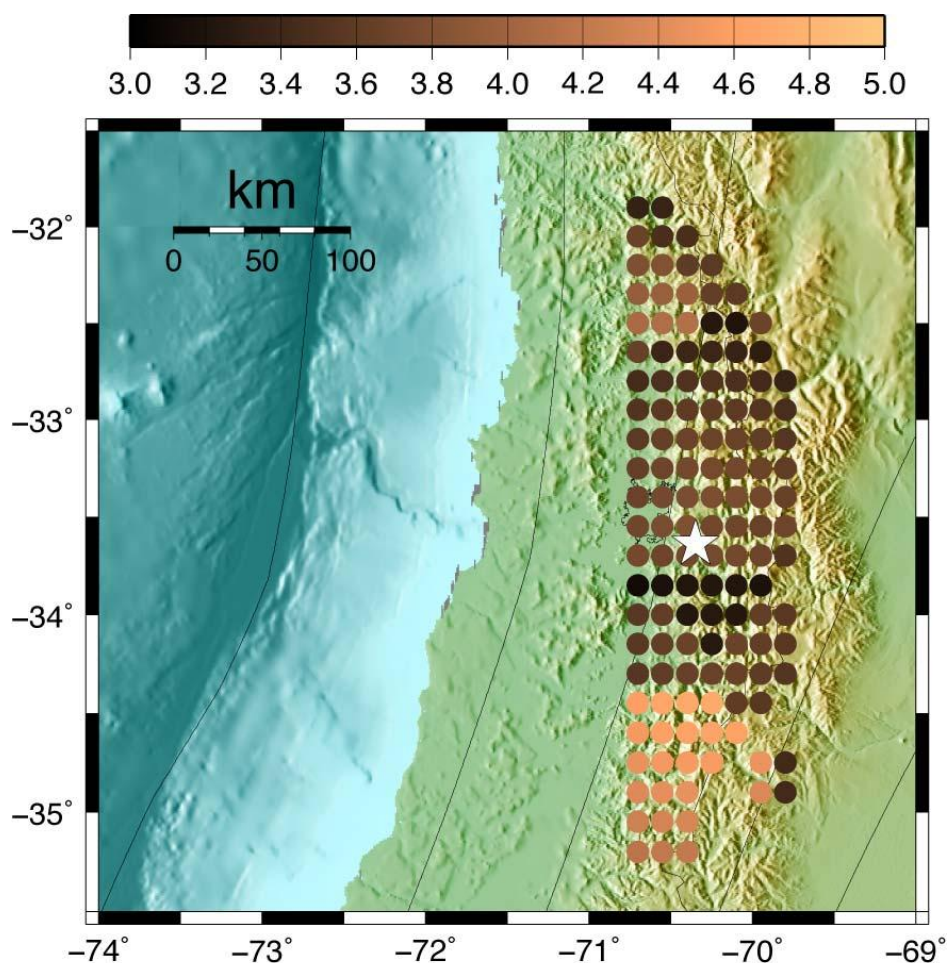


Figura 1.10. Localización de las subfuentes (círculos) que componen la fuente sismogénica cortical. El color es proporcional a la productividad de cada subfuente (parámetro a de la ley de Gutenberg-Richter) según la escala que se muestra en el borde superior. La estrella marca la posición del área de estudio.

3.3 Sismicidad Histórica

A continuación se presenta una breve reseña histórica de los terremotos más importantes que se han registrado para cada una de las fuentes sismogénicas antes descritas, en torno al área en estudio.

Sismos Interplaca tipo Thrust

Este tipo de terremotos ocurre en el contacto de las placas de Nazca y Sudamericana (Figura 1.3), caracterizándose por producir terremotos de gran magnitud y presentar ubicación costera. Históricamente en la zona Central de Chile han ocurrido grandes terremotos, los cuales se muestran en la Figura 1.11 y sus datos en la Tabla 1.1.

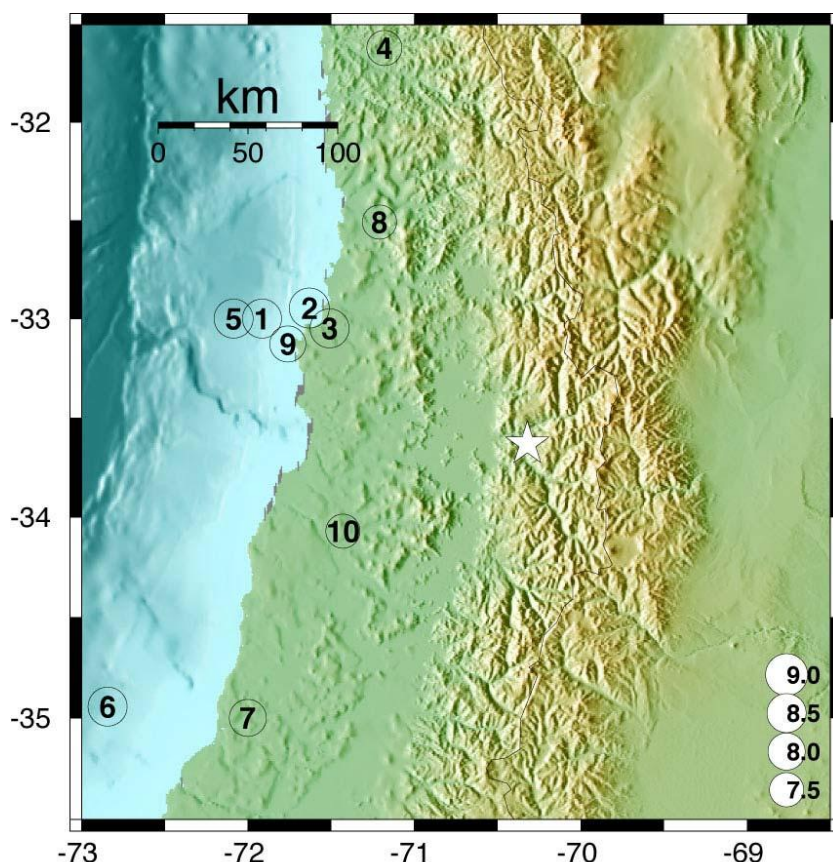


Figura 1.11. Eventos históricos de magnitud superior a 7.5 ocurridos en la zona. El tamaño es proporcional a la magnitud y el número corresponde al terremoto de la Tabla 1.1. La estrella marca la posición del área de estudio.

Tabla 1.1. Datos de terremotos de magnitud superior a 7.5 ocurridos en la zona.

Terremoto	Latitud	Longitud	Prof (km)	Magnitud	Año	Mes	Día
1	-33.00	-72.00	-	8.5	1647	5	14
2	-33.05	-71.63	-	8.7	1730	7	8
3	-33.05	-71.63	-	8.5	1822	11	20
4	-31.62	-71.18	-	7.7	1880	8	15
5	-33.00	-72.00	25.0	8.4	1906	8	17
6	-35.00	-73.00	-	7.6	1914	1	30
7	-35.00	-72.00	25.0	8.0	1928	12	1
8	-32.51	-71.21	40.0	7.5	1971	7	9
9	-33.13	-71.76	40.0	7.8	1985	3	3
10	-34.07	-71.43	33.0	7.5	1985	4	9

De la gran mayoría de ellos no se tiene información instrumental que permita determinar sus características, por lo que, utilizando datos de intensidad de daño, se estiman las áreas de ruptura de estos terremotos (Kausel & Ramirez, 1992). Como se aprecia en la Figura 1.12, el área de ruptura de los terremotos interplaca tipo thrust corresponde a la zona costera. La ubicación de estos terremotos históricos y la distancia a la que se encuentran de la zona en estudio es considerada en la estimación determinística del peligro.

SEREMI METROPOLITANA DE VIVIENDA Y URBANISMO
DEPARTAMENTO DE DESARROLLO URBANO E INFRAESTRUCTURA

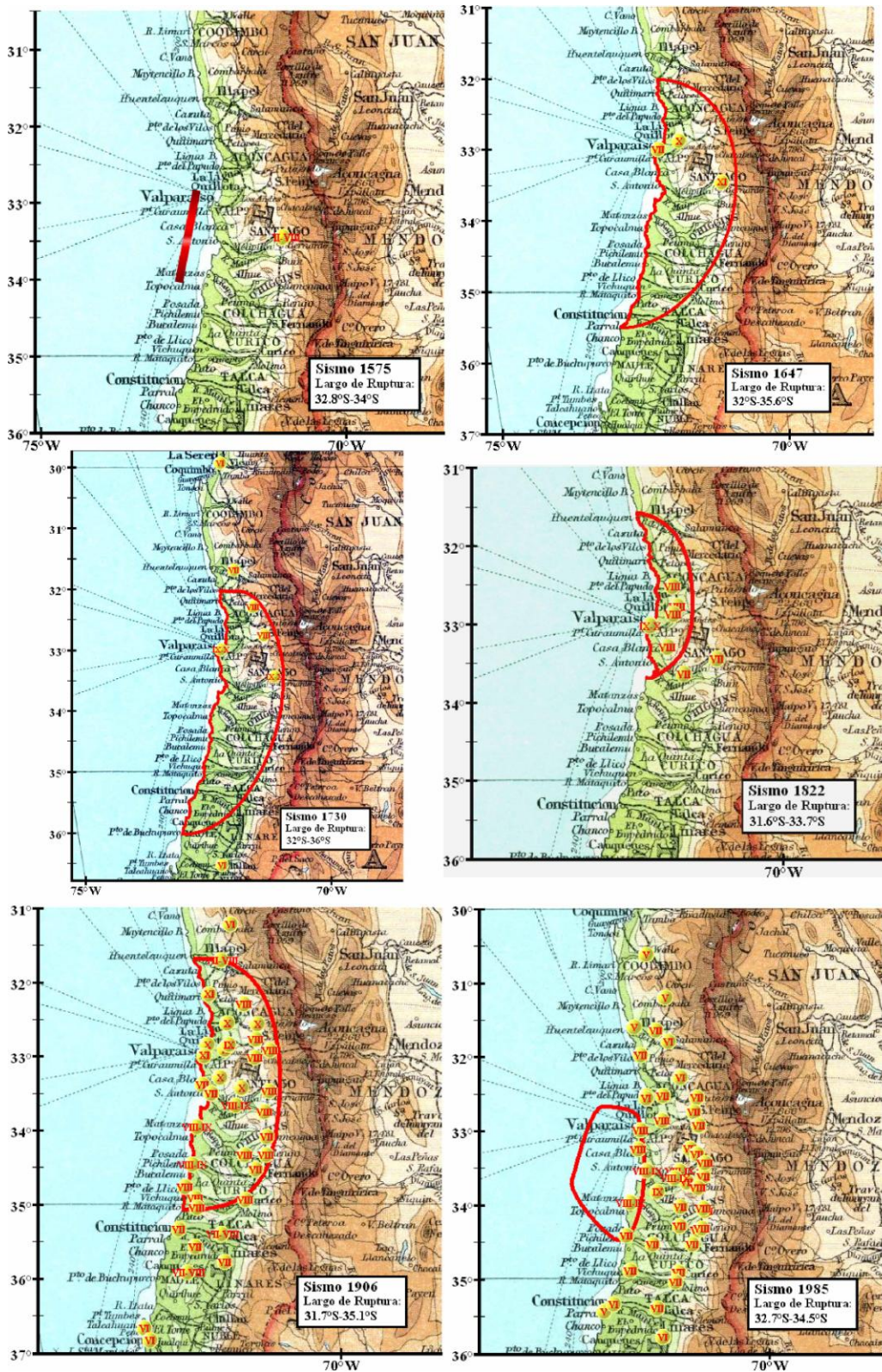


Figura 1.12. Área de ruptura (encerrado en elipse roja) e intensidad de daño observada para los terremotos de: 1575 (M 7.3), 1647 (M 8.5), 1730 (M 8.7), 1822 (M 8.5), 1906 (M 8.4), 1985 (M 7.8) (Susa, 2004).

De los recuentos históricos, es posible destacar los siguientes eventos destructivos ocurridos en la zona:

- **1575:** el 17 de marzo, se produce un terremoto que provoca pánico en la población, hizo sonar las campanas de las iglesias y fue capaz de botar algunos edificios que se encontraban en un estado bastante deteriorado en la ciudad de Santiago.
- **1647:** el 13 de mayo, a las 22:30 horas, un terremoto de gran intensidad afectó Santiago, produciendo daños desde el río Choapa hasta el Maule (31° a 36° S); fue llamado el señor de mayo. Villaroel describe que el evento fue capaz de botar personas, pese a estar sujetas a elementos como árboles. Se reportan extensos daños en la Catedral, el Palacio Episcopal, el Colegio de los Jesuitas y los monasterios de Las Claras y de las Agustinas, y la torre de la iglesia San Francisco.
- **1730:** el 8 de julio, a las 4:00 horas, un gran terremoto produjo grandes daños en las ciudades de Santiago y Valparaíso. Se reporta que fue seguido por réplicas que duraron varios días y que el área de daño se extendió desde La Serena a Chillán (29° a 36° S). Se describe una gran ola marina (tsunami) que produce estragos en las costas de Chile, reportándose su impacto desde Callao a Valdivia; se reportan pocas muertes producto del tsunami pues la gente recordaba el evento de 1657 y tuvieron tiempo para huir a los cerros.
- **1822:** el 19 de noviembre, a las 22:15 horas, el puerto de Valparaíso fue sacudido por un gran terremoto, seguido de otros 2 eventos de gran magnitud los días posteriores. El Gobernador estima un total de 700 edificios arruinados. Barros Arana resalta el hecho que las casas quinta del barrio el Almendral fueron las que más sufrieron, hecho que se repite el terremoto de 1906. Se reportan extensos daños en Limache, Casablanca, Quillota, La Ligua e Illapel, al igual que una fuerte marejada que afectó a diversas playas. Cochrane comprobó que una gran parte de la costa se elevó al menos 3 pies sobre el nivel antiguo.
- **1906:** el 16 de agosto, a las 19:58 horas, se produce un gran terremoto que afecta principalmente a Valparaíso y sus alrededores, extendiéndose el área afectada desde Quilimarí a Curicó. Santiago también se vio afectado, pero en menor medida que Valparaíso.

A continuación se presentan los acelerogramas de algunos terremotos de los cuales se tienen registros; el más cercano a la zona del proyecto y uno de los mejores

registrados y estudiados corresponde al terremoto de Valparaíso de 1985 y recientemente de Maule 2010, ellos son presentados en la Figura 1.13.

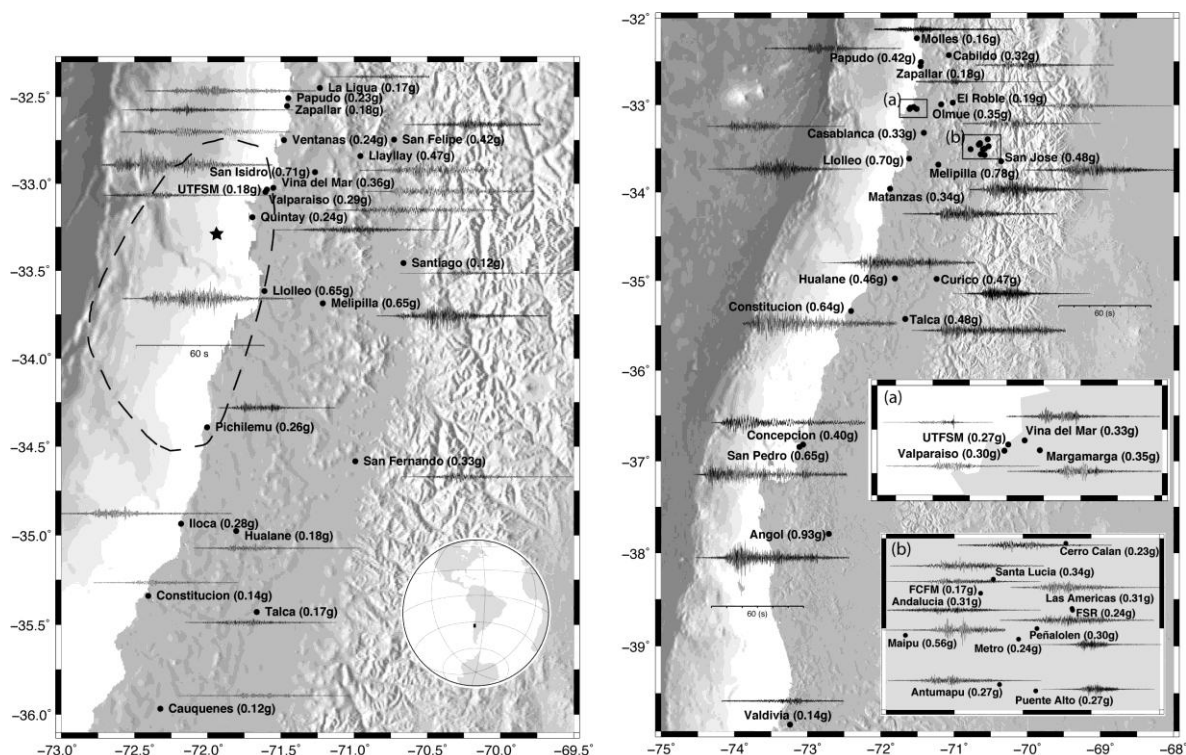


Figura 1.13. Principales acelerogramas registrados durante los terremotos de Chile Central de 1985 y del Maule 2010 (Saragoni et al., 1986; Boroschek et al., 2010). Junto a cada traza, entre paréntesis, se destaca la aceleración horizontal máxima (PGA).

El 27 de febrero de 2010, Chile sufrió uno de los terremotos más grandes de los últimos tiempos (Mw 8.8), afectando desde la V a la VIII región. Este evento fue registrado por una serie de acelerógrafos de los cuales se presenta algunos registros disponibles al momento de elaboración de este estudio (ver Figura 1.14) y su caracterización en la Tabla 1.2.

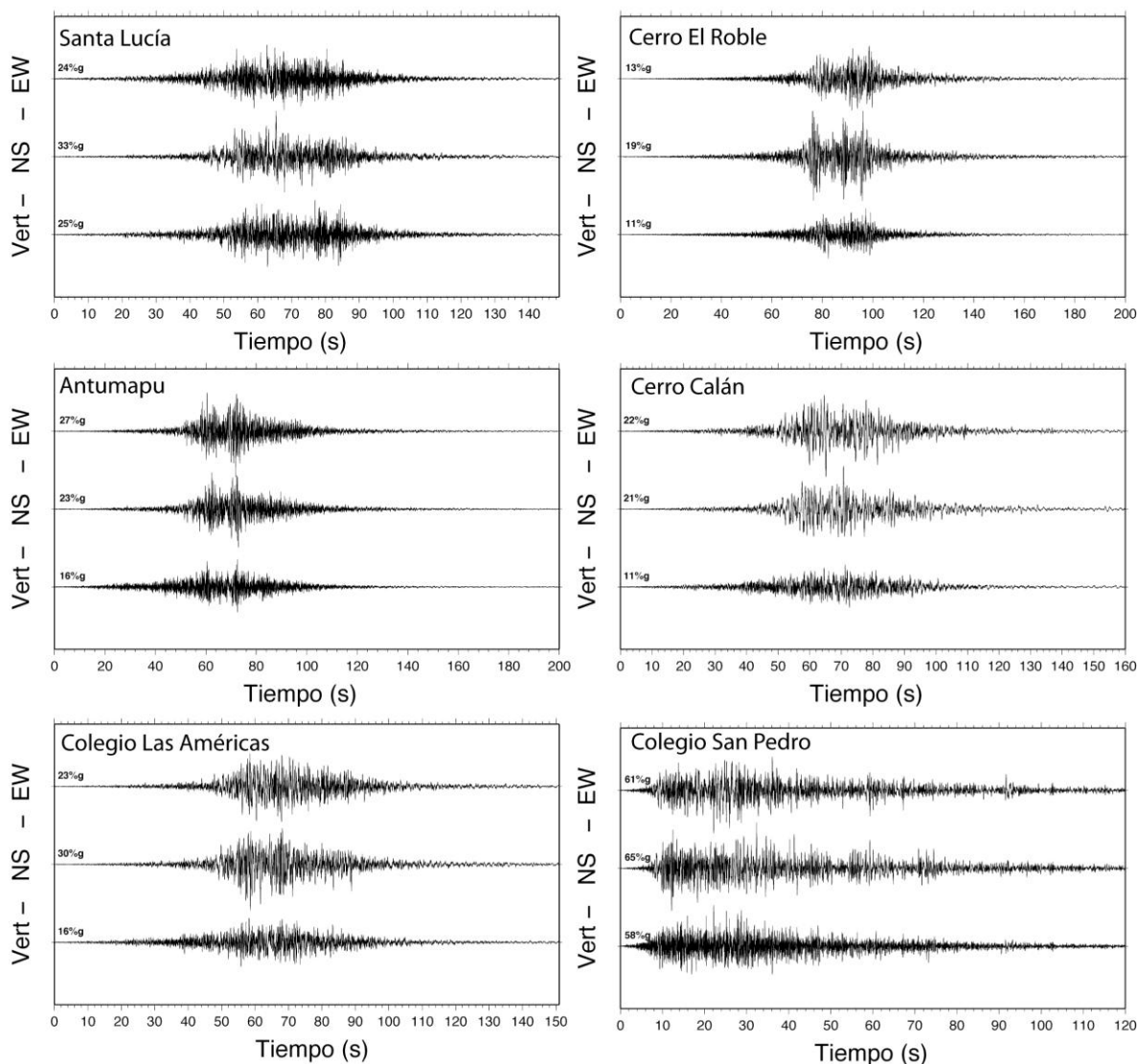


Figura 1.14. Acelerogramas del terremoto del Maule 2010 en las estaciones de Santa Lucía, Antumapu, Cerro El Roble, Colegio Las Américas, Cerro Calán y Colegio San Pedro. El borde izquierdo muestra cada una de las componentes: Vert: vertical, NS: Norte-Sur y EW: Este-Oeste. Las trazas de cada estación están normalizadas con respecto al máximo, mostrando el máximo valor de la aceleración en el borde izquierdo de cada componente.

Tabla 1.2. Caracterización de los registros del Terremoto del Maule 2010 mostrados en la Figura 1.14. Se presenta la Intensidad de Arias (I_A), los cruces por ceros (v_0), el Potencial Destructivo (P_D), y los máximos en aceleración (PGA), velocidad (PGV) y desplazamiento (PGD).

Estación	Componente	I_A	v_0	P_D	Máximos			
		cm/s^2	s^{-1}	$\times 10^{-4} \text{g}$ s^3	PGA (cm/s^2)	PGA (% g)	PGV (cm/s)	PGD (cm)
Santa Lucía	EW	249.90	13.00	15.09	237.20	24.2	30.01	16.89
	NS	277.50	12.13	19.23	319.30	32.5	40.71	14.95
	Z	278.30	11.97	19.78	240.50	24.5	21.91	8.41
Antumapu	EW	209.40	9.93	21.65	268.00	27.3	24.22	9.57
	NS	187.80	8.78	24.83	224.00	22.8	24.59	11.57
	Z	97.82	11.05	8.17	161.40	16.4	15.75	7.50
Cerro El Roble	EW	83.58	12.27	5.66	131.30	13.4	19.28	8.90
	NS	157.40	9.49	17.81	183.50	18.7	20.87	6.76
	Z	38.74	15.92	1.56	105.50	10.8	10.33	5.17
Colegio Las Américas	EW	300.10	7.97	48.19	230.10	23.5	25.37	6.87
	NS	376.60	6.75	84.28	298.90	30.5	31.13	9.94
	Z	161.30	9.33	18.88	157.90	16.1	22.95	8.18
Cerro Calán	EW	95.55	10.57	8.72	219.30	22.4	14.30	2.71
	NS	83.98	9.34	9.81	201.10	20.5	14.83	2.23
	Z	33.78	13.40	1.92	106.30	10.8	8.62	2.18
Colegio San Pedro	EW	1426.00	10.56	130.47	595.10	60.7	42.41	64.34
	NS	1733.00	10.04	175.22	637.40	65.0	37.57	36.86
	Z	1126.00	15.59	47.24	571.90	58.3	21.40	44.35

Sismos Intraplaca de Profundidad Intermedia

La zona donde se ubica el proyecto ha sido afectada por terremotos intraplaca, en particular el terremoto de Santiago de 1945 (Figura 1.15) y Punitaqui de 1997 (Figura 1.16).

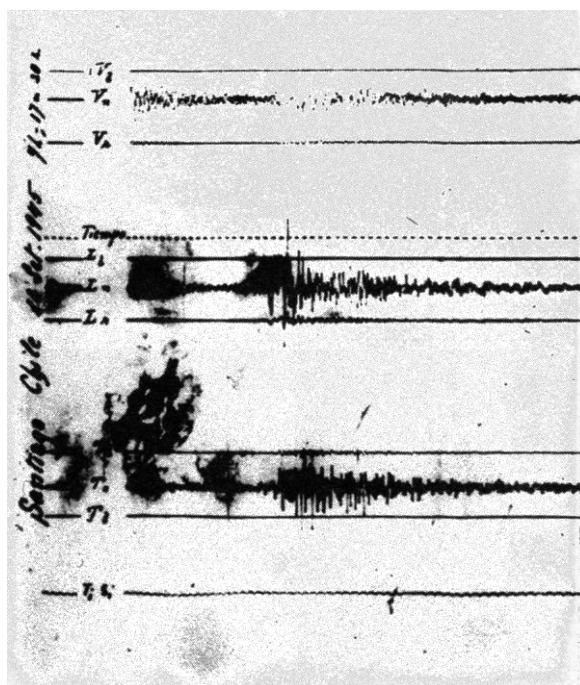


Figura 1.15.. Acelerograma del terremoto de Santiago de 1945, registrado en la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

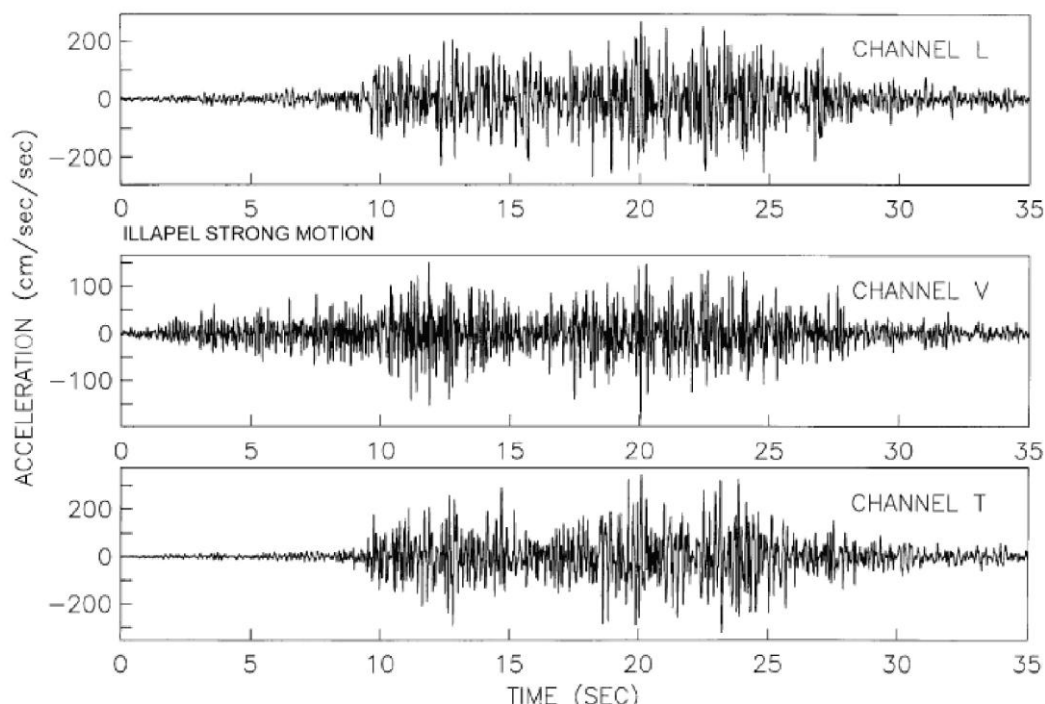


Figura 1.16. Registros de aceleraciones (en cm/s^2) obtenidos en la ciudad de Illapel para el terremoto de Punitaqui de 1997 (Pardo y otros, 2002).

Otros terremotos intraplaca de profundidad intermedia de gran magnitud ($M \approx 8$) son Chillán de 1939 y Tarapacá de 2005, que han sido algunos los terremotos que más daño han generado en Chile.

En la Figura 1.17 se presentan las curvas de intensidades de los terremotos de Chillán de 1939, Punitaqui de 1997 y Tarapacá de 2005, de izquierda a derecha, respectivamente. De este último evento, se tienen registros instrumentales, como los presentados en la Figura 1.18. Nótese que estos eventos presentan altas intensidades en la zona epicentral, decayendo rápidamente (Astroza y otros, 2002).

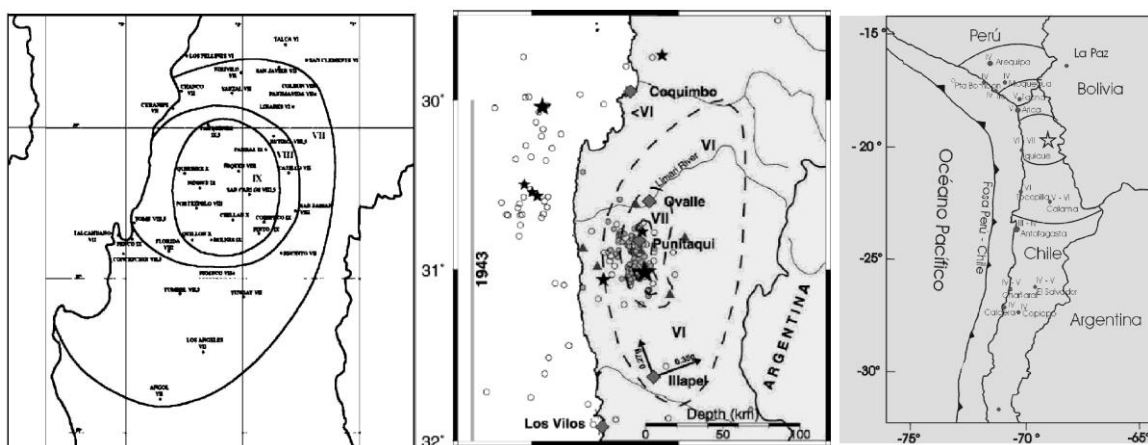


Figura 1.17. Intensidades de los terremotos intraplaca de profundidad intermedia de Chillán de 1939, Punitaqui de 1997 y Tarapacá de 2005.

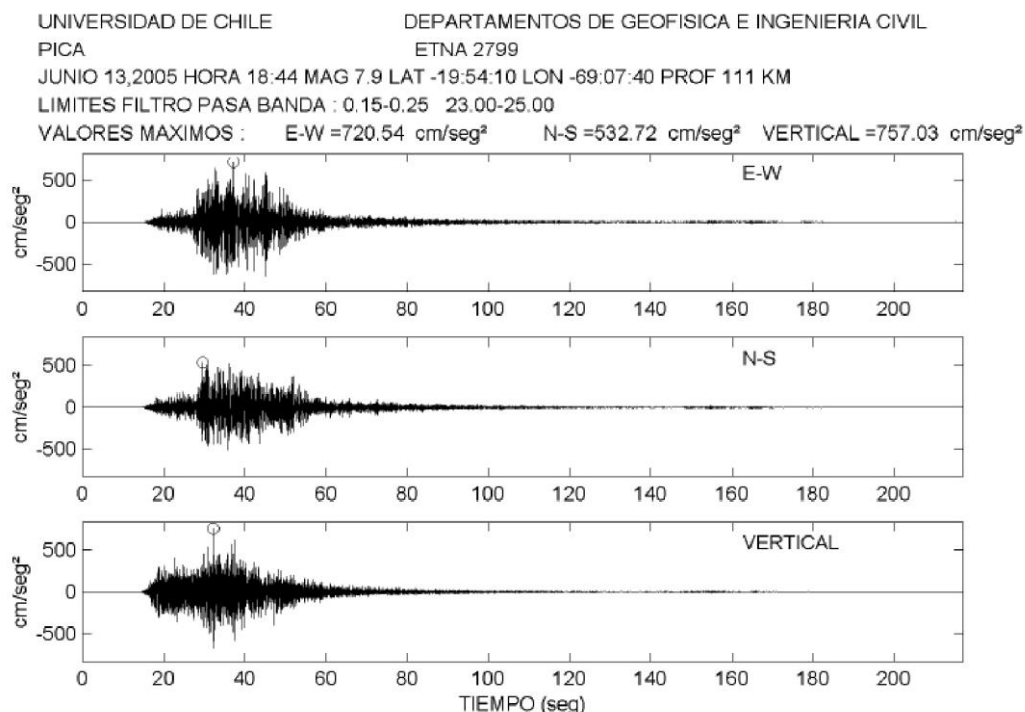


Figura 1.18. Registros de aceleraciones (en cm/s²) obtenidos en la ciudad de Pica para el terremoto de Tarapacá del 2005 (Boroschek et al., 2005).

Sismos Superficiales o Corticales

La zona presenta una serie de fallas cuaternarias consideradas activas en el holoceno según el SERNAGEOMIN, las cuales se presentan en la Figura 1.19, conjuntamente con la sismicidad reportada por NEIC con profundidad menor de 30 km y magnitudes superiores a 4.5. Es por ello que este tipo de fuente, usual en otros estudios en Chile (por ejemplo, Martín, 1990; Romanoff, 1999; Leyton y otros, 2010), debe ser incluida en este estudio.

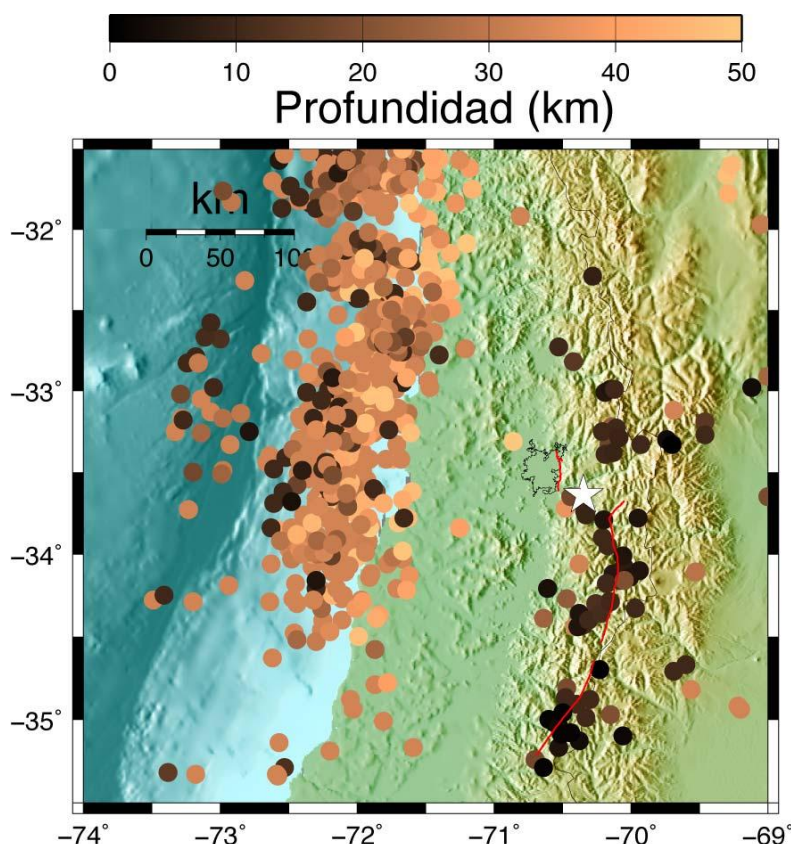


Figura 1.19. Localización del área de estudio (estrella) y fallas cuaternarias descritas por el SERNAGEOMIN (líneas continuas rojas); cabe destacar la presencia de la Falla San Ramón, al oriente de la cuenca de Santiago. Los círculos representan la sismicidad superficial (menor de 30 km) con magnitudes superiores a 4.5, siendo el color proporcional a la profundidad (ver escala en borde superior).

Los terremotos superficiales de mayor magnitud de los cuales se tiene registro son:

- Las Melosas 1958, magnitud 6.3 (Alvarado y otros, 2008).
- Aroma (Chusmiza) 2001, magnitud 6.2 (Comte y otros, 2003).
- Curicó 2004, magnitud 6.4 (Servicio Sismológico Nacional).

En las figuras 1.20 y 1.21, se presentan los principales acelerogramas de sismos corticales registrados en Chile, durante los terremotos de Chusmiza 2001 y Curicó 2004; mientras que la Figura 1.22 presenta una estimación de las intensidades producidas por el terremoto de las Melosas de 1958.

SEREMI METROPOLITANA DE VIVIENDA Y URBANISMO
DEPARTAMENTO DE DESARROLLO URBANO E INFRAESTRUCTURA

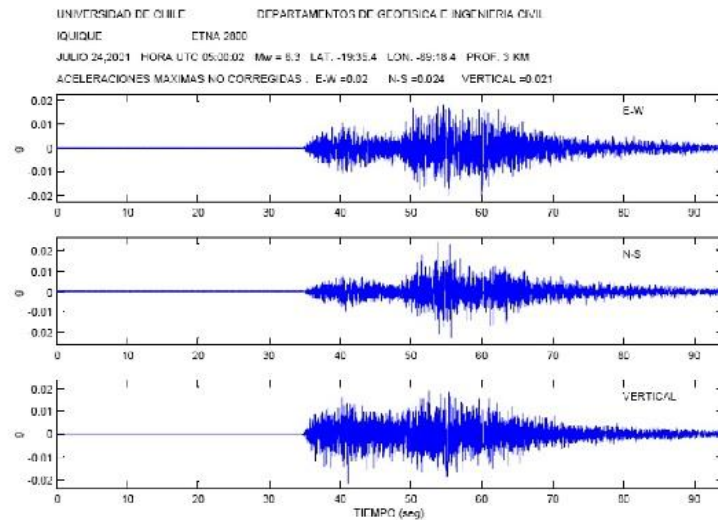
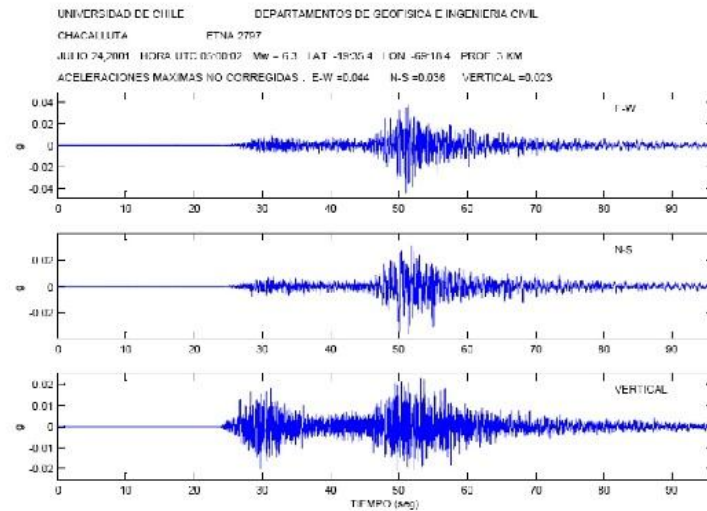
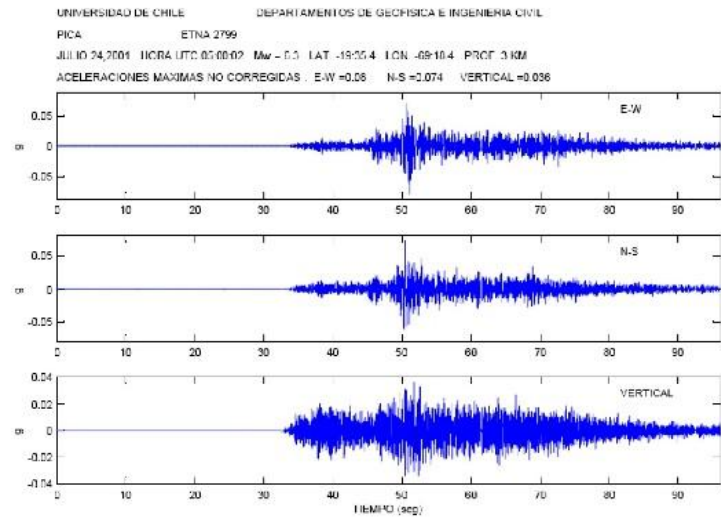


Figura 1.20. Registros de aceleraciones (en g) obtenidos para el terremoto Cortical de Chusmiza 2001 (Boroscheck y otros, 2001).

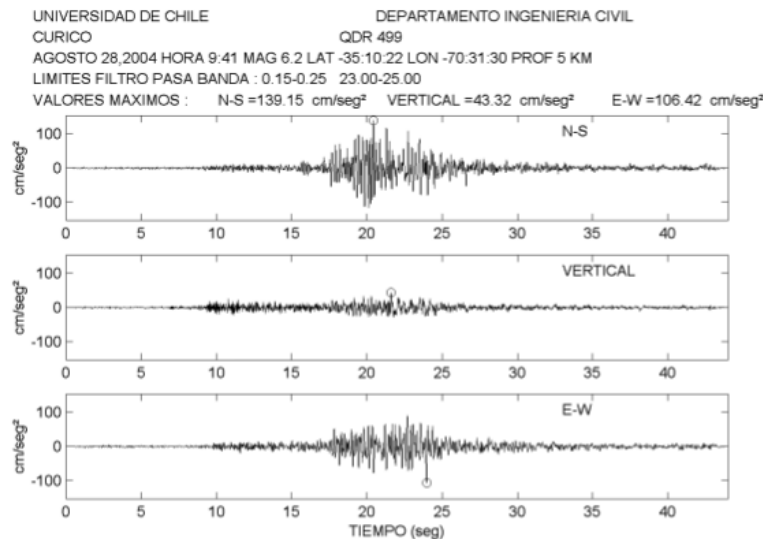


Figura 1.21. Registros de aceleraciones (en cm/seg²) obtenidos para el terremoto cortical de Curicó 2004 (Boroscheck et al., 2004).

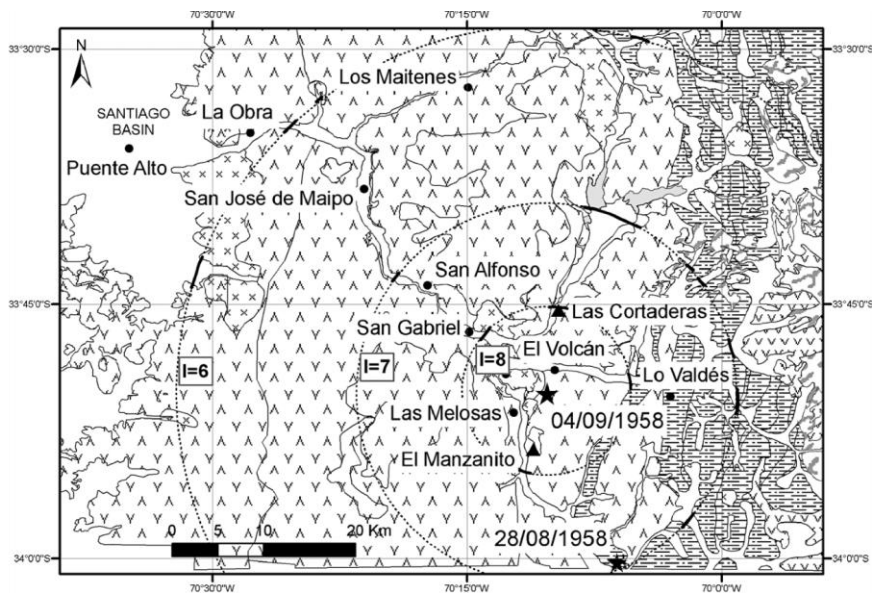


Figura 1.22. Isosistas producidas por el terremoto de las Melosas de 1958 (tomado de Sepúlveda et al, 2008). Cabe destacar que las intensidades alcanzan grandes valores en la zona epicentral, pero caen rápidamente con la distancia.

3.4 Caracterización de las Fuentes Sismogénicas

Una vez definidas las fuentes sismogénicas a considerar en el presente estudio, se procede a su caracterización de manera de determinar los parámetros necesarios en la estimación del Peligro Sísmico. Ella comprende la definición de la productividad sísmica mediante una ley de potencia (Gutenberg & Richter, 1944) y de las leyes de atenuación; todo esto para cada una de las fuentes sismogénicas. En el presente estudio se entiende como ley de atenuación a la relación que liga la magnitud de un cierto terremoto con la aceleración máxima en la componente horizontal, considerando la pérdida de energía producto de la distancia hipocentral.

Productividad sísmica

La productividad sísmica será descrita mediante la ley de potencia desarrollada por Gutenberg & Richter (1944) que determina el número de eventos (N) con magnitud igual o superior a M_s que ocurren en 1 año en toda la zona, mediante la relación

$$\text{Log (N)} = a - b M_s \quad (1)$$

donde M_s corresponde a la magnitud de ondas superficiales. Los parámetros a y b deben ser determinados para cada fuente, en la zona bajo estudio.

Para su determinación se utilizaron los catálogos de NEIC y SISRA, siendo los parámetros a y b calculados utilizando mínimos cuadrados entre Log (N) y M_s . Para su cálculo, se siguió la metodología definida por Stepp (1971, 1973) para definir las ventanas temporales mínimas en las cuales se puede considerar cierto rango de magnitud como completo en el catálogo. Así, por ejemplo, para rangos de magnitudes pequeñas, el catálogo del NEIC posee un tiempo suficientemente largo (más de 30 años), mientras que para magnitudes grandes, es necesario utilizar el catálogo de SISRA que contiene información desde el siglo XVI, pero sólo de los grandes eventos (Leyton et al., 2010). En la Figura 1.23 se presentan las relaciones obtenidas, junto con los datos provenientes del catálogo de sismicidad para cada tipo de fuente. Se ha utilizado el negro para representar los resultados y datos de la fuente interplaca tipo thrust, mientras que en gris oscuro se muestran aquellos para la fuente intraplaca de profundidad intermedia, y en gris claro la fuente cortical.

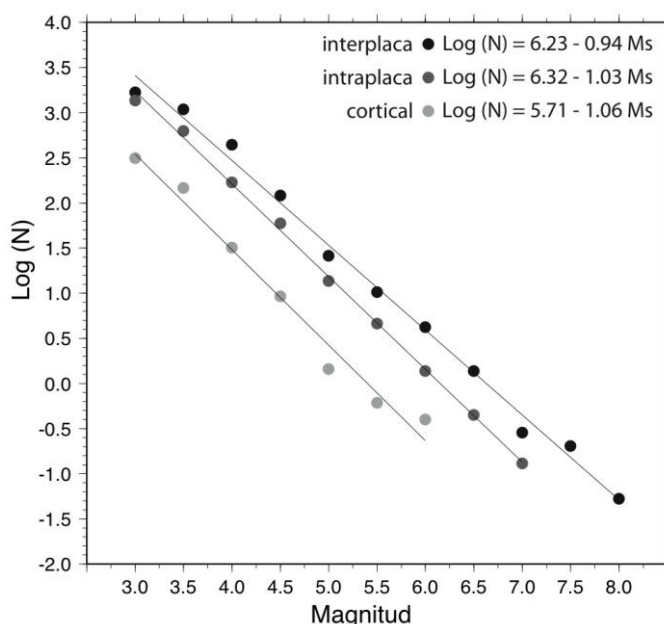


Figura 1.23. Leyes de Gutenberg-Richter para cada una de las fuentes sismogénicas definidas en este estudio.

Estas relaciones de potencia se conocen como leyes de Gutenberg-Richter, las cuales, para cada fuente, toman los siguientes valores:

- Fuente de tipo interplaca: $\text{Log}(N) = 6.23 - 0.94 M_s$
- Fuente de tipo intraplaca de profundidad intermedia:
 $\text{Log}(N) = 6.32 - 1.03 M_s$
- Fuente de tipo cortical: $\text{Log}(N) = 5.71 - 1.06 M_s$

Ley de atenuación

Tal como se señaló anteriormente, en el presente trabajo se entiende como ley de atenuación a la relación que liga la aceleración máxima horizontal con la magnitud y distancia entre la fuente y el punto de observación. La atenuación de las dos fuentes sísmicas sigue leyes distintas debido a las diferentes características sismogénicas, siendo necesario estudiar los diferentes tipos de atenuación en forma independiente. En general, para estudios de riesgo sísmico se trabaja habitualmente con la atenuación de la aceleración máxima, tal como se desarrolla en el presente estudio. A continuación se presentan las leyes de atenuación de aceleración máxima que

reflejan de mejor forma las características de cada fuente sísmica en la zona de estudio.

i. Sismos thrust e intraplaca de profundidad intermedia

La necesidad de contar con fórmulas de atenuación desarrolladas para una zona particular surge de la observación desarrollada en los últimos años, es así como al comparar la atenuación de diferentes zonas sísmicas del mundo se concluye que las aceleraciones máximas en Sudamérica se atenúan menos con la distancia que para otras zonas del mundo (Iai y Brady, 1993), tal como se muestra en la Figura 1.24.

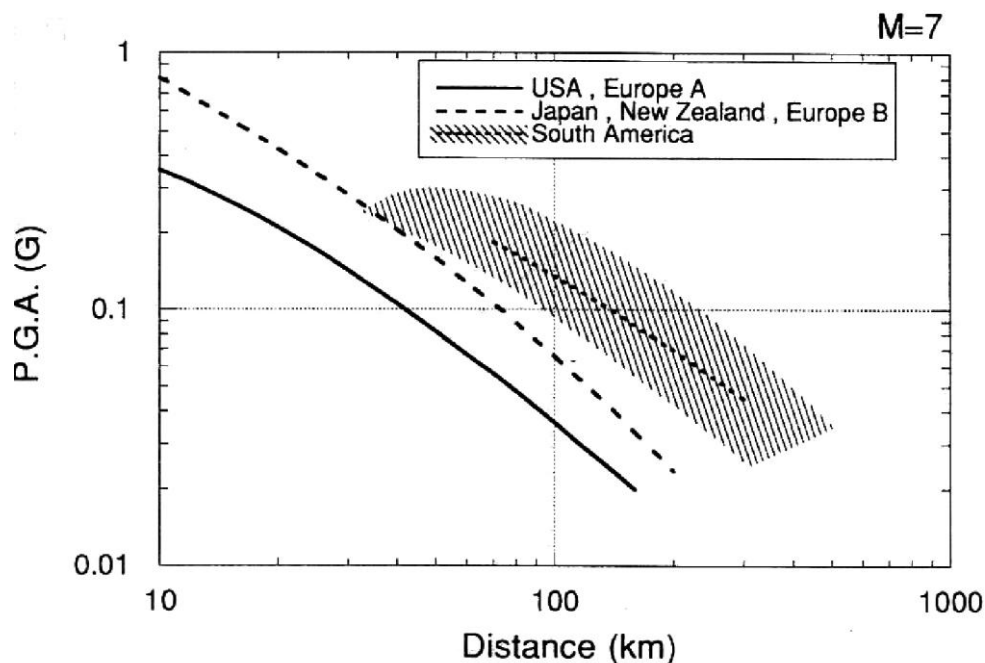


Figura 1.24. Curvas promedio de aceleraciones máximas para diferentes zonas del mundo (de Iai & Brady, 1993).

Posteriormente, Young y otros (1997) propusieron separar las fórmulas de atenuación de los sismos de subducción en terremotos interplaca e intraplaca de profundidad intermedia. Así, Saragoni y otros (2004) y Ruiz & Saragoni (2005) proponen fórmulas que consideran sólo datos de una determinada región y separados por el tipo de subducción en interplaca e intraplaca de profundidad intermedia, pudiendo mostrar que otras fórmulas desarrolladas con datos de diferentes zonas de subducción no son capaces de representar adecuadamente la atenuación de la zona de subducción chileno-argentina. Por ejemplo, en la Figura 1.25 se presenta la fórmula de atenuación para terremotos thrust para la zona de

subducción chileno-argentina de Ruiz & Saragoni (2005) comparada con la propuesta por otros autores, los puntos negros corresponden a aceleraciones máximas registradas para un terremoto magnitud 7.8. Es posible apreciar que las fórmulas propuestas por otros autores no ajustan bien a los datos chilenos.

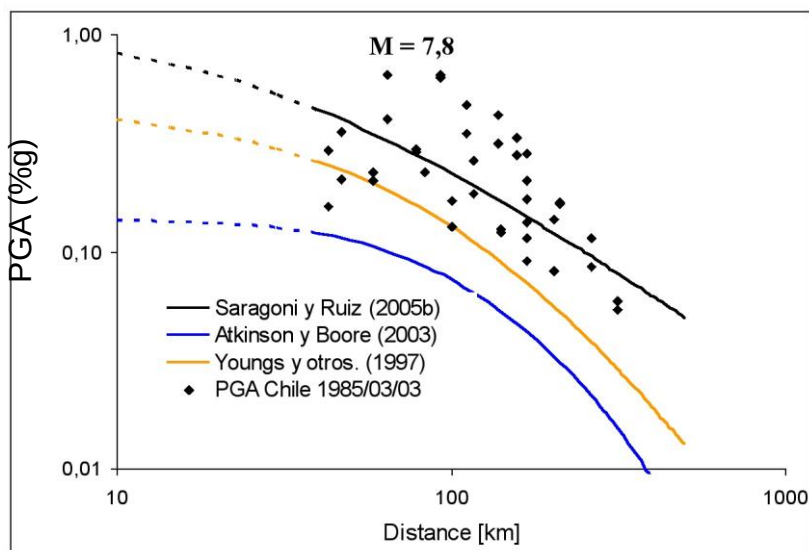


Figura 1.25. Comparación entre las fórmulas de atenuación de aceleraciones máximas horizontales de terremotos interplaca tipo thrust registradas en roca y suelo duro, propuesta por Youngs y otros (1997), por Atkinson y Boore (2003) y por Saragoni y Ruiz (2005).

En la Figura 1.26 se presenta otro ejemplo similar al anterior, pero para terremotos intraplaca de profundidad intermedia de magnitud 7.9.

Cabe resaltar que las relaciones de atenuación utilizadas en el presente informe corresponden a las más recientes definidas en Chile, incluyendo todos los datos existentes hasta la fecha. Ello redundará en que representan de mejor manera la respuesta a grandes terremotos en nuestro país.

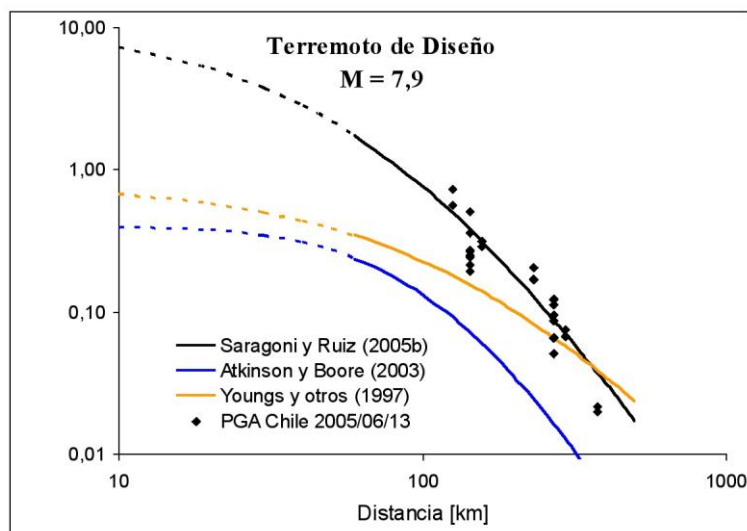


Figura 1.26. Comparación entre las fórmulas de atenuación de aceleraciones máximas horizontales de terremotos intraplaca de profundidad intermedia registrada en roca y suelo duro, propuesta por Youngs y otros (1997), por Atkinson y Boore (2003) y por Saragoni y Ruiz (2005).

ii Sismos corticales

Actualmente no se dispone de información suficiente para desarrollar una ley de atenuación para los terremotos corticales, por lo que se decidió usar una basada en datos mundiales. En la Figura 1.27 se muestran las siguientes leyes de atenuación:

- (1) Ruiz & Saragoni (2005) para eventos interplaca tipo thrust en roca dura.
- (2) Ruiz & Saragoni (2005) para eventos interplaca tipo thrust en roca o suelo duro.
- (3) Campbell & Bozorgnia (2008) para fallas inversas, usada para los sismos corticales en el presente estudio.

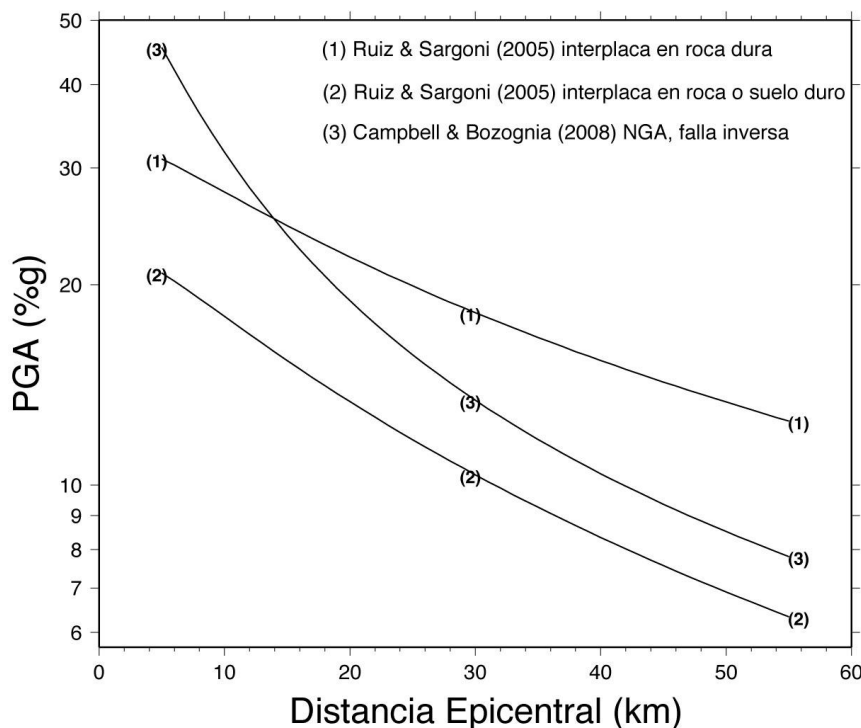


Figura 1.27. Leyes de atenuación definidas para Chile, pero que representan los terremotos tipo thrust y otra para sismos corticales provenientes de datos mundiales (ver detalles en el texto). Todas fueron evaluadas para un sismo de magnitud 7.0, a una profundidad de 10 km.

Cabe destacar que es necesario hacer la diferencia entre roca dura y roca y suelo duro puesto que la mayoría de las leyes de atenuación desarrolladas con datos mundiales fueron calibradas para este segundo tipo de emplazamiento. Además, de la Figura 1.27 es posible verificar las notorias diferencias entre las aceleraciones estimadas a partir de las leyes para sismos interplaca y para sismos corticales: las segundas llegan a valores más altos en distancias cortas, pero decaen más rápidamente. Este aspecto resalta la necesidad de usar leyes de atenuación, en lo posible con datos locales, pero que representen fielmente el fenómeno observado.

4.4 Estimación del Peligro Sísmico

Para la estimación del Peligro Sísmico se utilizarán las metodologías probabilística y la determinística. La primera de ellas entrega un valor que combina el efecto de todas las fuentes, mientras que en la segunda se considera cada fuente sismogénica por separado.

4.4.1 Metodología Probabilística

La metodología probabilística se basa en el desarrollo teórico hecho por Cornell (1968), el cual posteriormente fue generalizado por Algermissen & Perkins (1976) y Algermissen y otros (1982). En el presente estudio además, se incorporan las modificaciones hechas por Anderson & Trifunac (1978), las cuales apuntan a pesar cada una de las fuentes utilizadas en el cálculo de acuerdo a su productividad sísmica. Este aspecto es de vital importancia cuando se consideran fuentes de diversa naturaleza, como las descritas en el presente informe. Es importante recalcar que los resultados aquí entregados corresponden a la combinación de las tres fuentes sismogénicas antes descritas. Luego, no es posible identificar un único evento o fuente como la responsable principal del Peligro Sísmico obtenido.

En la Figura 1.28 se presentan algunos resultados para los períodos de vida útil de 50 y 100 años. En la misma figura se marcan ciertas probabilidades de excedencia, lo que permite obtener el período de retorno para cada valor de la aceleración máxima. Así, por ejemplo, para un período de vida útil de 50 años y una probabilidad de excedencia de 50 y 10% se llegan a períodos de retorno de 72 y 475 años, respectivamente. Igualmente, para un período de 100 años y una probabilidad de excedencia del 5% se llega a un período de retorno de 1950 años.

Repitiendo este procedimiento es posible encontrar el valor de la aceleración máxima para diversos períodos de retorno, tal como se muestra en la Tabla 1.3 y Figura 1.29. Para un período de retorno de 475 años se obtuvo un valor de 49% g, mientras que el proyecto GSHAP llegó a un valor de 38% g; la diferencia probablemente se debe a una subestimación del efecto de los terremotos intraplaca de profundidad intermedia en la zona de estudio.

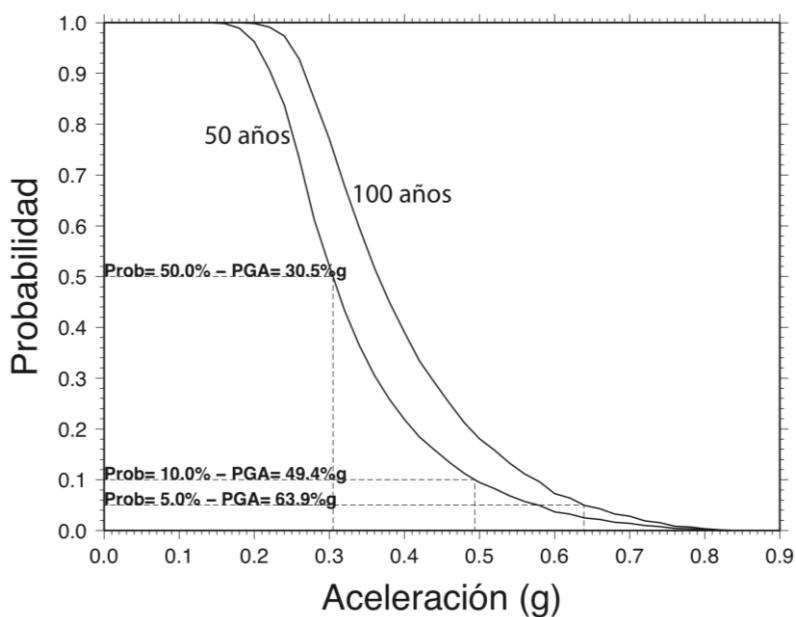


Figura 1.28. Probabilidad de excedencia versus aceleración máxima en la horizontal para 2 períodos de vida útil: 50 y 100 años, izquierda y derecha, respectivamente. Se han marcado los puntos en que se encuentran los períodos de retorno de 72, 475, 1950 años.

Tabla 1.3. Valores de la aceleración máxima en la horizontal (PGA) para diversos períodos de retorno.

Período de Retorno (años)	PGA (% g)
72	30.5
475	49.4
1950	63.9

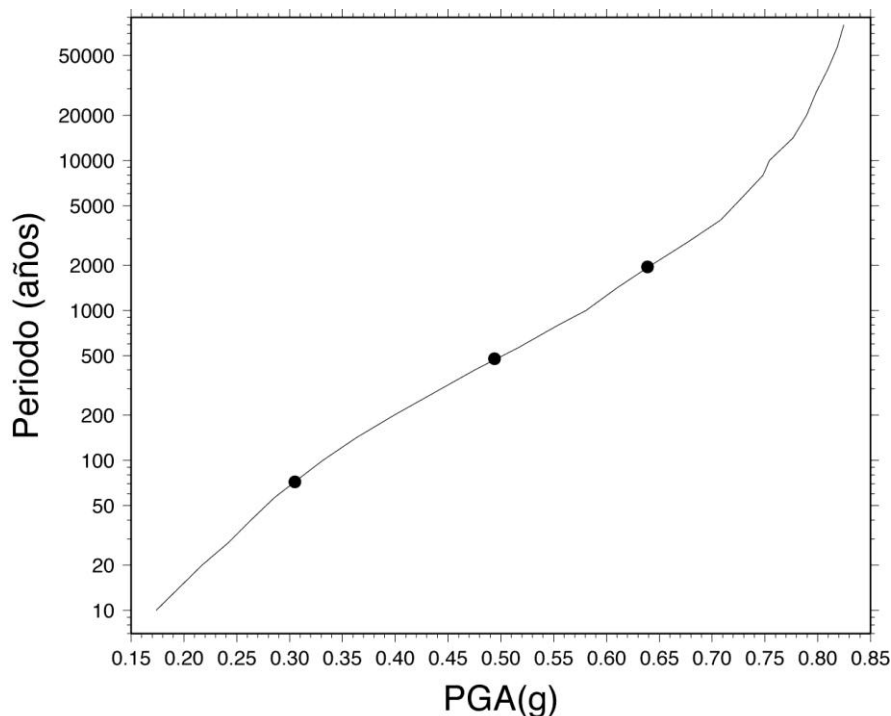


Figura 1.29. Valor de la aceleración horizontal máxima (PGA) en g, para diversos períodos de retorno. Los círculos negros marcan las estimaciones para 72, 475 y 1950 años de período de retorno.

Cabe mencionar que los resultados obtenidos en el presente estudio son superiores a los definidos en estudios anteriores; ello se debe, principalmente, a las leyes de atenuación utilizadas. Tal como se señala anteriormente, los terremotos interplaca tipo thrust e intraplaca de profundidad intermedia deben ser considerados en forma independiente, pues poseen características particulares (Leyton, 2001): los terremotos intraplaca de profundidad intermedia causan más daño en superficie (Astroza et al., 2002), liberando más energía por unidad de área (Leyton et al., 2008b), al compararlos con los eventos interplaca tipo thrust. Este fenómeno ha mostrado modificar las estimaciones del peligro sísmico en Chile (Leyton et al., 2009, 2010).

4.4.2 Metodología Determinística

De acuerdo a lo observado a partir de los terremotos históricos, se considera la repetición de un gran terremoto thrust como el de 1730 con hipocentro a una distancia epicentral de 220 km, profundidad de 30 km y de magnitud $M_s = 8.8$ (ver 4.3.3; Figura 1.30). Para los terremotos intraplaca de profundidad intermedia se

considera la ocurrencia de un terremoto a una distancia de 10 km del área de estudio y una profundidad de 100 km y con la magnitud máxima observada de los mayores terremotos históricos, $M_s = 8.0$.

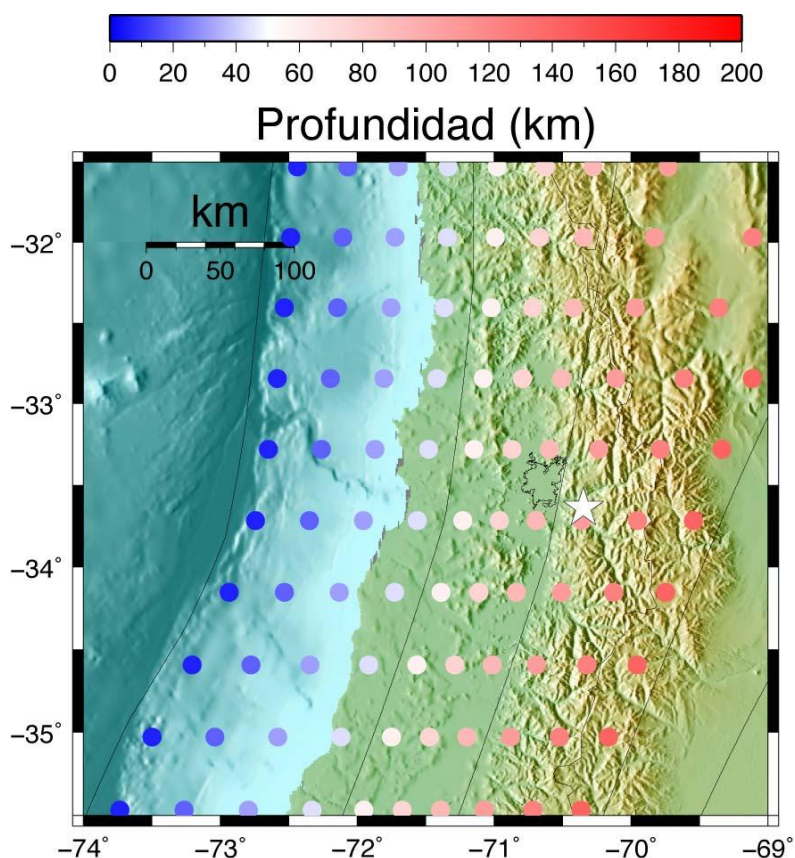


Figura 1.30. Fuentes puntuales consideradas en este estudio: en tonos azules se muestran las subfuentes interplaca tipo thrust, mientras que en tonos rojos las subfuentes interplaca de profundidad intermedia (ver escala de colores en borde superior). La estrella marca la posición del área de estudio.

Empleando las fórmulas de aceleración máxima propuestas por Ruiz y Saragoni (2005) para roca y suelo duro de terremoto thrust y de terremotos intraplaca de profundidad intermedia, se obtienen los valores de aceleración máxima PGA presentados en la Tabla 1.4.

Tabla 1.4. Parámetros y resultados del peligro sísmico determinístico para las fuentes estudiadas.

Fuente	Distancia Epicentral (km)	Profundidad (km)	Distancia Hipocentral (km)	Magnitud (Ms)	PGA (% g)
Interplaca tipo thrust	220.0	30.0	222.0	8.8	38.3
Intraplaca de prof. intermedia	10.0	100.0	100.5	8.0	77.3

Al comparar los valores obtenidos en forma determinística (Tabla 1.4) con los resultados de provenientes de la metodología probabilística, es posible verificar que el terremoto máximo creíble (MCE) para la zona de estudio corresponde a un evento del tipo intraplaca de profundidad intermedia, con magnitud $M_s = 8,0$, localizado a una distancia hipocentral de 100,5 km de la zona de estudio, el cual posee un período de retorno cercano a los 10.000 años.

4.4.3 Peligro Sísmico de Fallas Corticales

La estimación del peligro sísmico asociado a las fallas existentes en la zona de estudio (Figura 1.31) se realizó mediante la aproximación determinística, pues al momento de realizar el presente estudio no se tenían los antecedentes suficientes para hacer una caracterización probabilística. Es posible que en estudios posteriores se pueda suplir esta deficiencia, permitiendo realizar los cálculos probabilísticos.

Para estimar las capacidades sismogénicas de las fallas existentes, se utilizaron regresiones hechas con datos de todo el mundo, las cuales relacionan el largo de ruptura observado en superficie, los desplazamientos promedios en la falla y la magnitud máxima esperada (Wells & Coppersmith, 1994). Considerando el largo observado y los desplazamientos promedio en la falla, se estima el valor de la magnitud máxima que se puede esperar. Dado este valor, se estimó las aceleraciones horizontales máximas (PGA) que puede producir cada una de las fallas. Haciendo uso de la ley de atenuación definida por Campbell & Bozorgnia (2008, Figura 1.27) se obtienen los valores de PGA presentados en la Tabla 1.5.

Tabla 1.5. Caracterización de las principales fallas activas presentes en la zona de estudio. Se ha agregado la distancia a la zona de estudio y la estimación de la aceleración horizontal máxima (PGA) que se espera.

Falla	Tipo	Largo	Magnitud	Distancia	PGA
-------	------	-------	----------	-----------	-----

		(km)	(Mw)	(km)	(%g)
San Ramón	inversa	35.0	7.3	11.9	37.1
Laguna Negra	inversa	32.0	6.8	22.0	16.4
Chacayes	inversa	44.0	7.0	27.0	14.5
El Diablo	inversa	80.0	7.3	32.0	13.6

De la Tabla 1.5 es posible ver que las aceleraciones horizontales máximas alcanzan valores inferiores al 40% g, siendo la Falla San Ramón la que posee un mayor impacto en la zona de estudio.

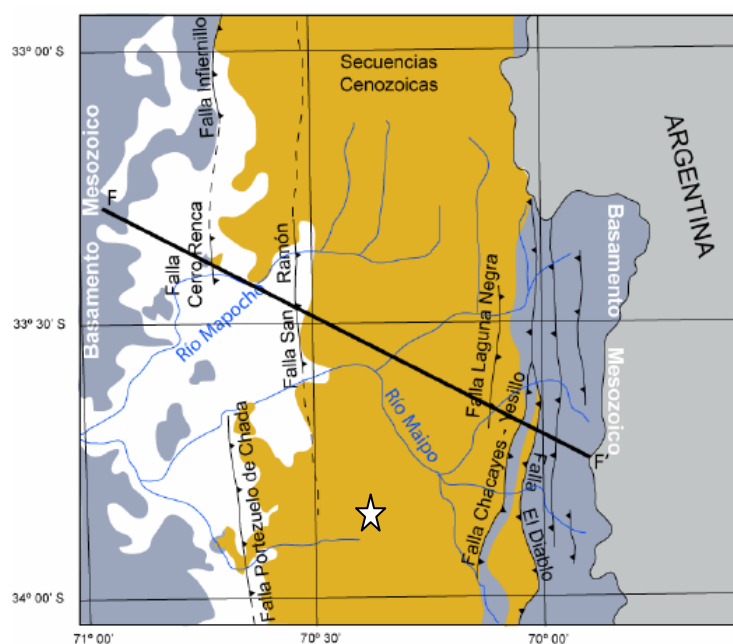


Figura 1.31. Principales fallas corticales en la zona (Fock, 2005), de las cuales se reconoce potencial actividad de generar sismos mayores por su sismicidad actual o antecedentes sismotectónicos las fallas San Ramón, Chacayes-Yesillo, Laguna Negra y El Diablo. La estrella indica la ubicación de San José de Maipo.

REFERENCIAS

- Algermissen, S.T. & Perkins, D.M. (1976) A probabilistic estimate of maximum acceleration in rock in the contiguous United States, U.S. Geological Survey Open-File Report 76-416, 45 páginas.
- Algermissen, S.T., Perkins, D.M., Thenahus, S.L. & Bender, B.L. (1982) Probabilistic estimates of maximum acceleration and velocities in rock in the contiguous United States, U.S. Geological Survey Open-File Report 82-1033, 99 páginas.
- Algermissen, S.T., Kausel, E., Hanson, S. & Thenahus, (1982) Earthquake Hazard in Chile, Rev. Geofísica, 37, pp 195-218.
- Alvarado, P, Barrientos, S, Saez, M, Beck, S. 2009. Source study and tectonic implications of the historic 1958 Las Melosas crustal earthquake, Chile, compared to earthquake damage. Physics of the Earth and Planetary Interiors 175.
- Anderson, J.G. & Trifunac, M.D. (1978) Uniform risk functionals for characterization of strong earthquake ground motion, Bull. Seism. Soc. Am., 68, pp 205-218.
- Araneda, M., Avendaño, M y C. Merlo. 2000. Modelo gravimétrico de la cuenca de Santiago, Etapa III Final. IX Congreso Geológico Chileno, Vol.2. p.404-408.
- Armijo, R., Rauld R., Thiele R., Vargas G., Campos J., Lacassin R., Kausel E. The West Andean Thrust (WAT), the San Ramón Fault and the seismic hazard for Santiago (Chile). Tectonics, Vol. 29, doi: 10.1029/2008TC002427.
- Arrendodo, L. (2006). Aspectos generales del sismo de Chile del 13 de Junio del 2005. Compendio de Trabajos de Investigación CNDG – Biblioteca Instituto Geofísico del Perú. V. 7, pp 57 – 66.
- Astroza, M.; Moya, A.; Sanhueza, S. 2002. Estudio comparativo de los efectos de los terremotos de Chillán de 1939 y de Talca de 1928. In Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, No.8. Valparaíso.
- Astroza, M.; Sandoval, M.; Kausel, E. 2005. Estudio comparativo de los efectos de los sismos chilenos de subducción del tipo intraplaca de profundidad intermedia. In Jornadas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, No. 9. Concepción.
- Barrientos, S. (1980) Regionalización sísmica de Chile. Tesis para optar el grado de Magíster en Ciencias, mención Geofísica, Universidad de Chile.
- Barrientos, S. (2007) Earthquakes in Chile. In Moreno, T. and Gibbons, W. Ed, The Geology of Chile. Geological Society of London, pp 263-287.

Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E. & Reyes, M. (1998) Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone, Jour. of South American Earth Sciences, 11, pp 115-129.

Belmonte-Pool, J. (1997) Análisis del contacto sismogénico interplaca a lo largo de Chile. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, mención Geofísica, Universidad de Chile.

Boroschek, R., Comte, D., Soto, P., Delouis, B., Giardini, D., Astroza, M., Campos, J., Kausel, E., Moroni, M.O., Pardo, M., Saragoni, G.R. & Sarrazin, M. (2001). Terremoto Superficial de Chusmiza. Informe del Departamento de Ingeniería Civil – Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.

Boroschek, R., Soto, P. & Leon, R. (2004). Informe Preliminar Registros 24 de Agosto 2004. Informe del Departamento de Ingeniería Civil – Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.

Boroschek, R., Comte, D., Soto, P. & Leon, R. (2005). Red de Acelerógrafos, zona Norte: Registro estación Iquique, Terremoto Norte Chile, 13 de Junio de 2005 M=7.9. Informe del Departamento de Ingeniería Civil – Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.

Boroschek, R., Comte, D., Soto, P. & Leon, R. (2007). Informe Preliminar. Red de Acelerógrafos, zona Norte: Terremoto de Tocopilla 2007 M =7.7 Informe Preliminar N°4. Informe del Departamento de Ingeniería Civil – Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.

Bruggen, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Inst. Geogr. Militar (Chile), 374 p. Santiago.

Campos, J., and Kausel, E., 1990. The large 1939 Intraplate Earthquake of Southern Chile, Seis. Res. Lett., 61, 1, p.43.

Carter W. y Aguirre, L. 1965. Structural Geology of Aconcagua Province and its Relationship to the Central Valley Graben. Chile. Bull. G.S.A. V. 76. N°5. p 657-664.

Cornell, C.A. (1968) Engineering seismic risk analysis, Bull. Seism. Soc. Am., 58, pp. 1583-1606.

Delouis, B., T. Monfret, L. Dorbath, M. et al. 1997. The Mw=8.0 Antofagasta (Northern Chile) earthquake of 30 July 1995: A precursor to the End of the Large 1877 Gap. Bull. Seism. Soc. Am., 87, pp 427–445.

Delouis, B., Pardo, M., Legrand, D. & Monfret, T. (2008). “The Mw = 7.7 Tocopilla earthquake of 14 November 2007 at the southern edge of the northern Chilea seismic gap: Rupture in the deep part of the coupled plate interface. Bull. Seism. Soc. Am., en prensa.

Fernández, J.C., 2003 Respuesta sísmica de la cuenca de Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental N°1.

Fock, A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S. Tesis de Magíster en Ciencias, mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Giardini, D., P. Basham, & M. Berry (1992), The global seismic hazard assessment program, Eos Trans. AGU, 73(48), 518.

Gutenberg, B. & Richter Ch. (1944) Frequency of earthquakes in California. Bull. Seism. Soc. Am., pp 185-188.

Iai, S. & Brady, A.F. (1993) Comparison of attenuations relations and response spectra for various regions in the World. International Workshop on Strong Motion Data.

Kausel, E., and Campos, J., 1992. The Ms=8 Tensional earthquake of december 9, 1950 of northern Chile and its relation to the seismic potential of the region, Phys. Earth. Planet. Int., Vol 72, 220-235.

Kausel, E. & D. Ramírez (1992) Relaciones entre parámetros focales y macrosísmicos de grandes terremotos chilenos, Rev. Geofísica, 37, pp 159-194.

Kelleher, J. 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. Journal of Geophysical Research, 77, pp 2087–2103.

Khazaradze, G. & Klotz, (2003) Short and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the South-Central Andes, Journ. Geophys. Res., 108(B4), doi: 10.1029/2002JB001879, pp 1–13.

Kreemer, C, A.J. Haines, W.E. Holt, G. Blewitt, & D. Lavalée (2000) On the determination of a global strain rate model, Earth Planets Space, 52, pp 765-770.

Kreemer, C., W.E. Holt & A.J. Haines (2003) An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation, Geophys. J. Int., 154, pp 8-34.

Lavenu, A. 2005. Fallas Cuaternarias de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, No. 62, 71 p. Santiago.

Leyton, F. (2001). Estudio comparativo de eventos inter e intraplaca desde el punto de vista sismológico en Chile. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, mención Geofísica, Universidad de Chile.

Leyton, F., Ruiz, S., Sepúlveda, S.A., 2010. Reevaluación del peligro sísmico probabilístico en Chile central. Andean Geology 37 (2): 455-472.

Leyton, F., Ruiz, J., Campos, J. & Kausel, E. (2008b) Intraplate and Interplate Earthquakes in Chilean Subduction Zone: A Theoretical and Observational Comparison, Phys. Earth Planet. Int.

Lomnitz, C. (1970). Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1953. *Geologische Rundschau*, 59, pp 938–960.

Madariaga, R., Vigny, C., Campos, J. & Gardi. A. (2006) Seismicity of Coquimbo in North central Chile and the preparation of a possible earthquake. International Conference 1906 Valparaíso Earthquake Centennial.

Martin, A. (1990). Hacia una nueva regionalización y cálculo del peligro sísmico en Chile. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile.

McGuire, R. K & T. C Hanks (1980). RMS accelerations and spectral amplitudes of strong ground motion during the San Fernando, California earthquake, *Bull Seism. Soc Am* 70, pp 1907-1919.

Pardo, M., Comte, D., Monfret, T., Boroschek, R. & Astroza, M. (2002). The October 15, 1997 Punitaqui earthquake Mw=7.1. *Tectonophysics* v.345: pp 199-210.

Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas. 2008. Atlas de Deformaciones Cuaternarias de los Andes. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, no. 7, 320 p., 1 CD-ROM.

Romanoff, F. (1999). Estudio de Peligro Sísmico en la Región Metropolitana. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile.

Ruiz, S. & Saragoni, G.R. (2004) Características de los acelerogramas y terremotos Sudamericanos. XXXI Jornadas Sud-Americanas de Ingeniería Estructural, Mendoza, Argentina.

Ruiz, S.; Saragoni, G.R. 2005. Fórmulas de atenuación para la subducción de Chile considerando los dos mecanismos principales de sismogénesis y los efectos del suelo. *In* Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, No. 9. Concepción.

Saragoni, R., Crempien, J. & Araya, R. (1981) Características de los movimientos sísmicos fuertes de Chile. Publicación SES I 2/81 (164) Sección Ingeniería Estructural, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.

Saragoni, G.R., P. Gonzalez & Fresard, M. (1986) Análisis de los acelerogramas del terremoto del 3 de marzo de 1985. 4as Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica. Santiago, Chile.

Saragoni, G.R., A. Holmberg & Sáez, A. (1989) Potencial Destructivo y destructividad del terremoto de Chile de 1985. 5as Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica. Santiago. Chile.

Saragoni, G.R., Astroza, M. & Ruiz, S. (2004) Comparative study of subduction earthquake ground motion of north, central and south America. *Proc. of the 13th World Conference on Earthquake Eng.*, Vancouver, Canada, Paper nº 104.

Sepúlveda, S.A.; Astroza, M.; Kausel, E.; Campos, J.; Casas, E.A.; Rebolledo, S.; Verdugo, R. 2008. New findings on the 1958 Las Melosas earthquake sequence, central Chile: implications for seismic hazard related to shallow crustal earthquakes in subduction zones. *Journal of Earthquake Engineering* 12 (3): 432-455.

Stepp, J.C. (1971) An investigation on earthquake risk in the Puget Sound area by use of Type I Distribution of largest extremes, Ph.D. Thesis, Pennsylvania State University, Dept. of Geosciences.

Stepp, J.C. (1973) Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area. NOAA Technical Report ERL 267-ESL 30, U.S. Department of Commerce, Boulder, Colorado.

Suárez, G; Comte, D. 1993. Comment on "Seismic coupling along the Chilean subduction zone" by B.W. Tichelaar and L.R. Ruff, *Journ. Geophys. Res.*, 98, pp. 15825-15828.

Susa, D (2004). Evaluación del peligro sísmico asociado a sismos de tipo interplaca en Chile y sur del Perú utilizando una distribución bi-paramétrica de Weibull . Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile.

Tichelaar, B. W., & L. J. Ruff (1993), Depth of seismic coupling along subduction zones, *Jour. Geoph. Res.*, 98, pp. 2017-2037.

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* 84(4), 974-1002.

Youngs, R.R., S.-J. Chiou, W.J. Silva & Humphrey, J.R. (1997) Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes. *Seismological Research Letters*, 68, pp. 58-73.