



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

**PELIGRO SÍSMICO EN EL SEGMENTO NORTE DE LA REGIÓN
DEL MAULE, CHILE.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

ALEJANDRO ALTAIR ALFARO SOTO

PROFESOR GUÍA:

SOFÍA REBOLLEDO LEMUS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

FELIPE LEYTON FLÓREZ

SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

SANTIAGO DE CHILE

NOVIEMBRE 2011

Resumen

El ambiente tectónico convergente del margen continental de Chile, es la principal causa de la intensa actividad sísmica a lo largo del país. La zona de acoplamiento de las placas tectónicas constituye la región donde se originan los mayores eventos sísmicos. Además, la deformación de la corteza da origen a la generación de fallas geológicas capaces de producir terremotos superficiales con grandes aceleraciones en las inmediaciones de estas estructuras.

El presente estudio tiene por objetivo general determinar el peligro sísmico existente en el segmento norte de la Región del Maule, aproximadamente entre los $34^{\circ}55'$ y $35^{\circ}40'S$. Para alcanzar este objetivo se identifican y caracterizan las fuentes Interplaca, Intraplaca oceánica o Intraplaca de profundidad intermedia y Cortical, en base al estudio de los catálogos sísmicos del Servicio Sismológico Nacional (SSN), NEIC y SISRA. Además se analiza el carácter tectónico de la región utilizando herramientas de percepción remota, programas computacionales y antecedentes de trabajos previos.

La metodología desarrollada comprende, por una parte, un modelo de probabilístico aplicado a las fuentes Interplaca e Intraplaca oceánica, el cual se sustenta en el cálculo de leyes de productividad sísmica particulares para cada una y la aplicación del programa computacional CRISIS 2007. Por otra parte, se incluye el modelo determinístico para la fuente Cortical que involucra una caracterización sismotectónica de fallas geológicas. En este último sentido, se definen las estructuras según su nivel o grado de actividad como: fallas activas, potencialmente activas, capaces y reactivadas durante eventos mayores.

Finalmente se obtienen mapas de peligro sísmico presentados en función de la aceleración horizontal máxima (PGA) esperada para cierta probabilidad de excedencia en un periodo de vida útil determinado. Con el modelo probabilístico se generan mapas con periodos de retorno a 475, 1950 y 10000 años conjuntamente para la fuente Interplaca e Intraplaca oceánica. El mapa de peligro determinístico, en tanto, sólo considera aquellas fallas definidas como activas, potencialmente activas o capaces. Los resultados de la metodología probabilística muestran valores máximos cercanos a 0.5g, 0.7g y 1g en la zona costera, para periodos de retorno de 475, 1950 y 1000 años respectivamente. Por otra parte, en el cálculo determinístico se obtuvo un máximo valor de PGA igual a 0,65g en el sector de la Cordillera Principal y cercanos a 0,55g en la Cordillera de la Costa.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

I.	<u>INTRODUCCIÓN</u>	1
1.1	Formulación del estudio propuesto	1
1.2	Objetivos	3
1.2.1	Objetivo General	3
1.2.2	Objetivo Específicos	3
1.3	Ubicación y vías de acceso	4
1.4	Metodología	5
1.4.1	Definir y caracterizar las principales fuentes sismogénicas de la zona.	5
1.4.2	Determinar el peligro sísmico probabilístico y determinístico.	6
II.	<u>MARCO GEOTECTÓNICO</u>	8
2.1	Tectónica Regional	8
2.2	Segmentación Morfológica	10
2.3	Tectónica Local	12
2.3.1	Depresión Central	15
III.	<u>MARCO GEOLÓGICO</u>	19
3.1	Geología entre los 34°55' y 35°40'S	19
3.2	Rocas Estratificadas	21
3.2.1	Basamento Metamórfico (Bm)	22
3.2.2	Triásico Superior marino sedimentario y volcánico (Tr)	23
3.2.3	Jurásico inferior marino (Jim)	23
3.2.4	Formación Altos de Hualmapu (Morel, 1981) (Jmah)	24
3.2.5	Formación Río Damas (Klohn, 1960) (Jsrd)	25
3.2.6	Formaciones La Lajuela y Estratos de El Laurel (Bravo, 2001) (Kill)	26
3.2.7	Formación Veta Negra (Kivn)	28
3.2.8	Formación Colimapu (Klohn, 1960) (Kisc)	30
3.2.9	Formación Plan de los Yeuques (González y Vergara 1962) (Kpy)	31
3.2.10	Formación Lo Valle (Thomas, 1958) (Kslv)	31
3.2.11	Rocas sedimentarias marinas del cretácico superior (Ksm)	32
3.2.12	Formación Abanico (Aguirre, 1960; González y Vergara, 1962) (OMa)	33
3.2.13	Formación Corona del Fraile (González y Vergara, 1962) (Tcf)	34
3.2.14	Formación Cola de Zorro (González y Vergara, 1962) (Tcz)	34
3.2.15	Depósitos cuaternarios	35
3.3	Rocas Intrusivas	37
3.3.1	Basamento Granítico	37
3.3.2	Batolito Andino	38

3.4	Depósitos cuaternarios a escala de detalle	38
3.4.1	Depósitos fluviales de cauces antiguos del río Maule (Qfcam)	39
3.4.2	Depósitos Laháricos del Valle del Teno (Qlt)	39
3.4.3	Depósitos Cineríticos (Qc)	40
3.4.4	Abanico Aluvial Auqil-Astillero (Qafa)	40
3.4.5	Depósitos de abanico fluvial de los ríos Claro – Lontué y Maule (Qafcl – Qafm)	41
3.4.6	Depósitos fluviales (Qf)	41
3.4.7	Depósitos fluviales de valles interserranos (Qfi)	42
3.4.8	Depósitos de escombros de falda (Qe)	42
3.4.9	Depósitos fluviales en cauces actuales (Qfa)	42
IV.	<u>SISMOTECTÓNICA: SISMICIDAD CORTICAL Y ESTRUCTURAS POTENCIALMENTE SÍSMICAS</u>	44
4.1	Terremotos Corticales	44
4.1.1	Terremoto Las Melosas 1958	45
4.1.2	Terremoto Curicó 2004	45
4.1.3	Terremoto Pichilemu 2010	46
4.2	Estructuras geológicas y potencial sísmico	47
4.2.1	Antecedentes conceptuales	51
4.2.2	Falla Pocuro – San Ramón	53
4.2.3	Falla Los Ángeles – Infiernillo	58
4.2.4	Sistema de Falla Infiernillo – Los Cipreses	58
4.2.5	Sistema de Falla El Diablo – El Fierro	59
4.2.6	Fallas Pichilemu y Pichilemu - Vichuquén	63
4.2.7	Falla Litu	68
4.2.8	Sistemas de estructuras definidas por Morel (1981)	68
4.2.9	Estructuras NW-SE y NE-SW	70
V.	<u>ANÁLISIS DE PELIGRO SÍSMICO</u>	76
5.1	Trabajos anteriores	77
5.2	Terremotos Intraplaca Oceánica	79
5.3	Terremotos Interplaca	80
5.3.1	Terremoto Talca 1928	80
5.3.2	Terremoto del Maule 2010	81
5.4	Leyes de Atenuación	82
5.4.1	Leyes de atenuación fuentes Interplaca e Intraplaca oceánica	82
5.4.2	Leyes de atenuación fuente Cortical	86
5.5	Cálculo Peligro Sísmico Probabilístico	88
5.5.1	Análisis de Completitud del Catálogo	89
5.5.2	Ley Gutenberg – Richter	92

5.5.3	Mapa Peligro Probabilístico, CRISIS 2007	95
5.6	Cálculo de Peligro Sísmico Determinístico	102
VI.	<u>DISCUSIÓN</u>	111
6.1	Peligro Probabilístico	111
6.2	Peligro Determinístico	114
6.3	Correlación entre escala regional y local	117
VII.	<u>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</u>	121
VIII.	<u>REFERENCIAS</u>	126

I. INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del estudio propuesto

En Chile los terremotos de gran magnitud son frecuentes; se estima que un terremoto de magnitud igual o superior a 8 se produce cada diez años en algún lugar del territorio nacional (Madariaga, 1998). Desde esta perspectiva, Chile sería uno de los países más sísmicos del mundo. La intensa sismicidad se explica principalmente por la dinámica del margen tectónico convergente sobre el cual se localiza. En este margen, la placa oceánica de Nazca subducta bajo la placa continental Sudamericana, generando eventos sísmicos de diversa naturaleza. Así, la interacción entre estas placas determina la ocurrencia de sismos *Outer-rise*, sismos Interplaca o tipo *thrust*, sismos Intraplaca oceánica o Intraplaca de profundidad intermedia y sismos Intraplaca continental o corticales (Figura 1).

Los sismos de tipo *Outer-rise* son aquellos que ocurren en la zona de deflexión de la placa de Nazca adyacente a la fosa. Los eventos Interplaca se generan en la zona sismogénica que determina el contacto entre las placas. Por otro lado, la fuente Intraplaca oceánica o de profundidad intermedia produce terremotos que se deben al rompimiento de la placa de Nazca a profundidades focales entre 50-200 Km. Finalmente los sismos Corticales, ocurren dentro de la placa Sudamericana a profundidades menores 30 Km. y su génesis se debe a la actividad de fallas geológicas como estructuras sismogénicas.

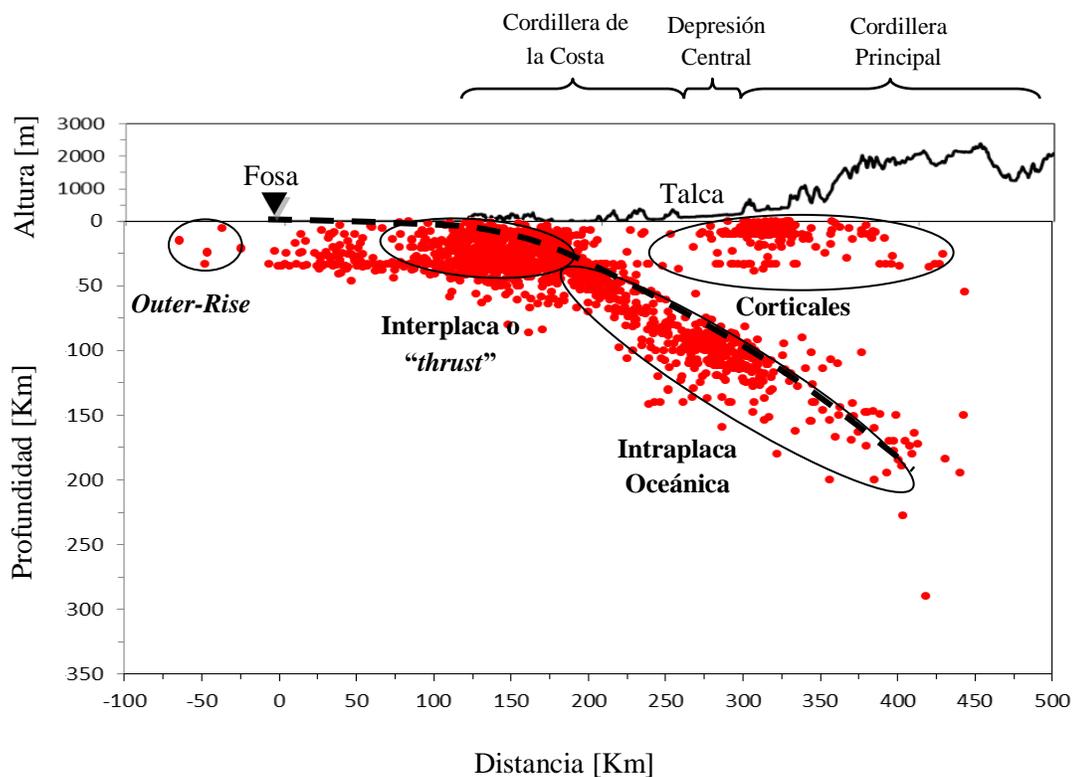


Figura 1. Perfil de subducción perpendicular a la fosa en la Región del Maule, entre los 34,5° y 35,5° de latitud sur. Los sismos corresponden a registros de magnitud $M > 3,5$ del catálogo NEIC desde el año 1973. El tamaño que se muestra es independiente de la magnitud o fecha de ocurrencia. Se indican los distintos tipos de terremotos y su ubicación, junto con las principales unidades morfológicas, la fosa y la ciudad de Talca.

En general, los sismos Interplaca presentan las mayores magnitudes y tienden a causar daños importantes en la infraestructura y en la población de las áreas afectadas, un ejemplo es el terremoto del Maule de 2010 cuya magnitud alcanzó los 8.8 (Informe del Servicio Sismológico Nacional, www.ssn.cl). Asimismo, los sismos de origen cortical pueden ser igualmente devastadores por su corta distancia hipocentral pese a no tener magnitudes muy grandes (Sabaj, 2008). Ejemplo de lo anterior es el terremoto de Las Melosas en 1958, donde se estimó una intensidad de Mercalli modificada (MMI) de IX en sectores aledaños (Sepúlveda et al, 2008). Es por esto que, además de conocer el comportamiento asociado a la subducción misma, es de suma importancia caracterizar la cinemática y dinámica de las fallas potencialmente activas en la zona.

En el contexto expuesto precedentemente, la región del Maule resulta particularmente interesante de estudiar, principalmente por los grandes efectos sufridos durante el terremoto del Maule 2010. Además, la ausencia de estudios relacionados con la sismotectónica de la zona, permite abrir espacios hacia la aplicación de herramientas y metodologías que ayuden a entender el comportamiento sísmico de esta región.

En este sentido el estudio del peligro sísmico resulta una herramienta esencial para determinar y caracterizar el grado de amenaza de las distintas fuentes sismogénicas y como éstas pudiesen afectar una determinada localidad. En el presente trabajo se analizará el efecto regional de las distintas fuentes sismogénicas entre los ríos Teno-Mataquito y Maule. Para ello se utilizarán herramientas estadísticas a fin de determinar el peligro sísmico probabilístico, para las fuentes Interplaca e Intraplaca oceánica. Este análisis se complementará con una metodología determinística, centrada en el análisis de fallas con potencial actividad. La información base corresponderá a los datos geológicos, hidrogeológicos, sismológicos y de percepción remota disponibles de la zona.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

El objetivo general de este trabajo es determinar el peligro sísmico probabilístico y determinístico en el segmento norte de la Región del Maule.

1.2.2 Objetivo Específicos

- Identificar y caracterizar las principales fuentes sismogénicas de la zona comprendida entre los $34^{\circ}55'$ y $35^{\circ}40'S$.
- Identificar y caracterizar en detalle las estructuras geológicas y su potencial sísmico.
- Elaborar mapas de peligro sísmico que consideren los parámetros antes mencionados.

1.3 Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se ubica en la Región del Maule, entre las latitudes 34°55' y 35°40'S, en la zona delimitada aproximadamente por los ríos Teno-Mataquito y Maule (Figura 2). El principal acceso a la región corresponde a la ruta 5 sur y caminos secundarios que permiten el acercamiento a las localidades pobladas más importantes.

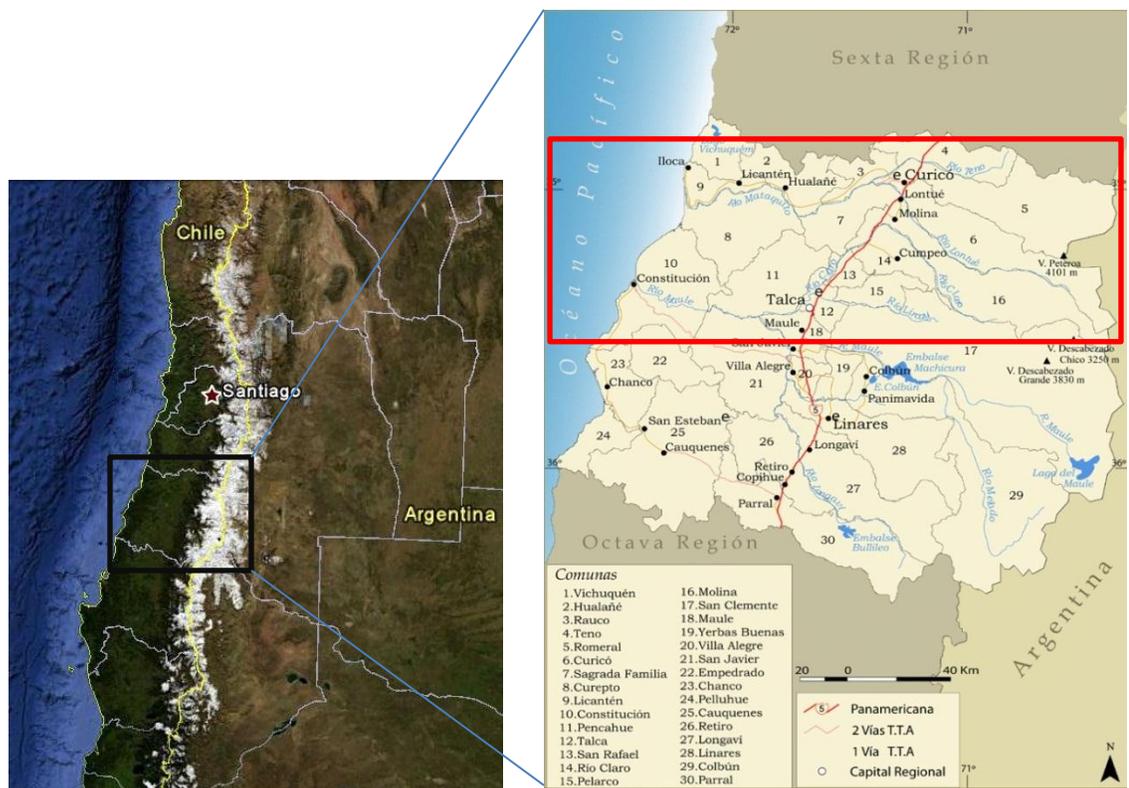


Figura 2. Izquierda: imagen regional obtenida de Google Earth. Derecha: Región del Maule, se muestran límites comunales y vías de acceso, imagen obtenida de Biblioteca del Congreso Nacional de Chile. El recuadro rojo indica el área de estudio.

Las principales áreas urbanas corresponden a las provincias de Talca y Curicó, las que además constituyen el núcleo de la actividad industrial y comercial de la Región. Según el Censo realizado el año 2002 (INE) la provincia de Talca abarca el 38,86% de la población total de la

región, en tanto la provincia de Curicó comprende el 26,87%. Así, las ciudades más pobladas de la región del Maule son la capital regional Talca con 201.797 Hab. y Curicó con 119.585 Hab.

1.4 Metodología

El esquema metodológico utilizado para alcanzar los objetivos propuestos comprende las siguientes etapas de análisis (ver Figura 3).

1.4.1 Definir y caracterizar las principales fuentes sismogénicas de la zona.

Se revisó bibliografía, imágenes aéreas y satelitales con el fin de determinar los rasgos estructurales predominantes de la geología en la zona de estudio. Se identificaron lineamientos y fallas activas, potencialmente activas, capaces y reactivadas durante eventos mayores. En especial, se analizó la influencia del sistema estructural asociado a la falla “El Fierro” estudiando particularmente su actividad reciente en el terremoto de Curicó 2004 (Comte et al., 2008; González, 2008). Asimismo, se estudiaron antecedentes de la zona (Comte et al., 2008; Escobar, 1977; Farías, 2007; González, 2008) con el fin de analizar la existencia de fallas en las cercanías de la ciudad y determinar si es factible considerar o no su potencial actividad e influencia en el peligro sísmico de la región.

Se generó una base de datos filtrada a partir de la información sísmica de catálogos disponibles como NEIC y SISRA (<http://earthquake.usgs.gov>) y Servicio Sismológico de la Universidad de Chile (<http://ssn.dgf.uchile.cl>). Se seleccionó toda la sismicidad registrada en dichos catálogos, con un grado más hacia el sur y norte del área de estudio, vale decir entre los 33°50' y 36°50', para evitar el efecto de borde.

1.4.2 Determinar el peligro sísmico probabilístico y determinístico.

Se analizaron las variables y parámetros necesarios para el cálculo de peligro sísmico probabilístico y el peligro sísmico determinístico. A su vez, se determinó la productividad sísmica utilizando los catálogos sísmicos disponibles a fin de estimar la ley Gutenberg-Richter para la zona. Junto con esto, se evaluaron fórmulas de atenuación para la aceleración, apropiadas según fuente Interplaca o Intraplaca oceánica, tomando como referencia el trabajo de Ruiz y Saragoni (2005) quienes proponen fórmulas de atenuación de aceleraciones, velocidades, desplazamientos horizontales y verticales máximos en base a terremotos chilenos. Debido a la falta de información de acelerogramas para terremotos corticales en Chile, se utilizaron fórmulas de atenuación propuestas por Ambraseys y Douglas (2003).

Con el análisis probabilístico se estimó el efecto de las fuentes Interplaca e Intraplaca oceánica sobre la zona estudiada con la utilización del programa computacional CRISIS 2007 (Ordaz, et al. 2007), usando como medida la aceleración horizontal máxima (PGA) esperada para cierta probabilidad en un determinado periodo de recurrencia.

En el análisis determinístico en tanto, se trabajó con variables propias de cada fuente cortical según mecanismo y geometría, utilizando como criterio la aceleración máxima horizontal en roca. Esta evaluación considera el peor de los escenarios posibles, es decir, el máximo sismo que pudiese ocurrir en las fallas potencialmente activas, asociadas a sismicidad cortical, sin preocuparse de cuándo y con qué probabilidad esto pueda ocurrir (Sabaj, 2008).

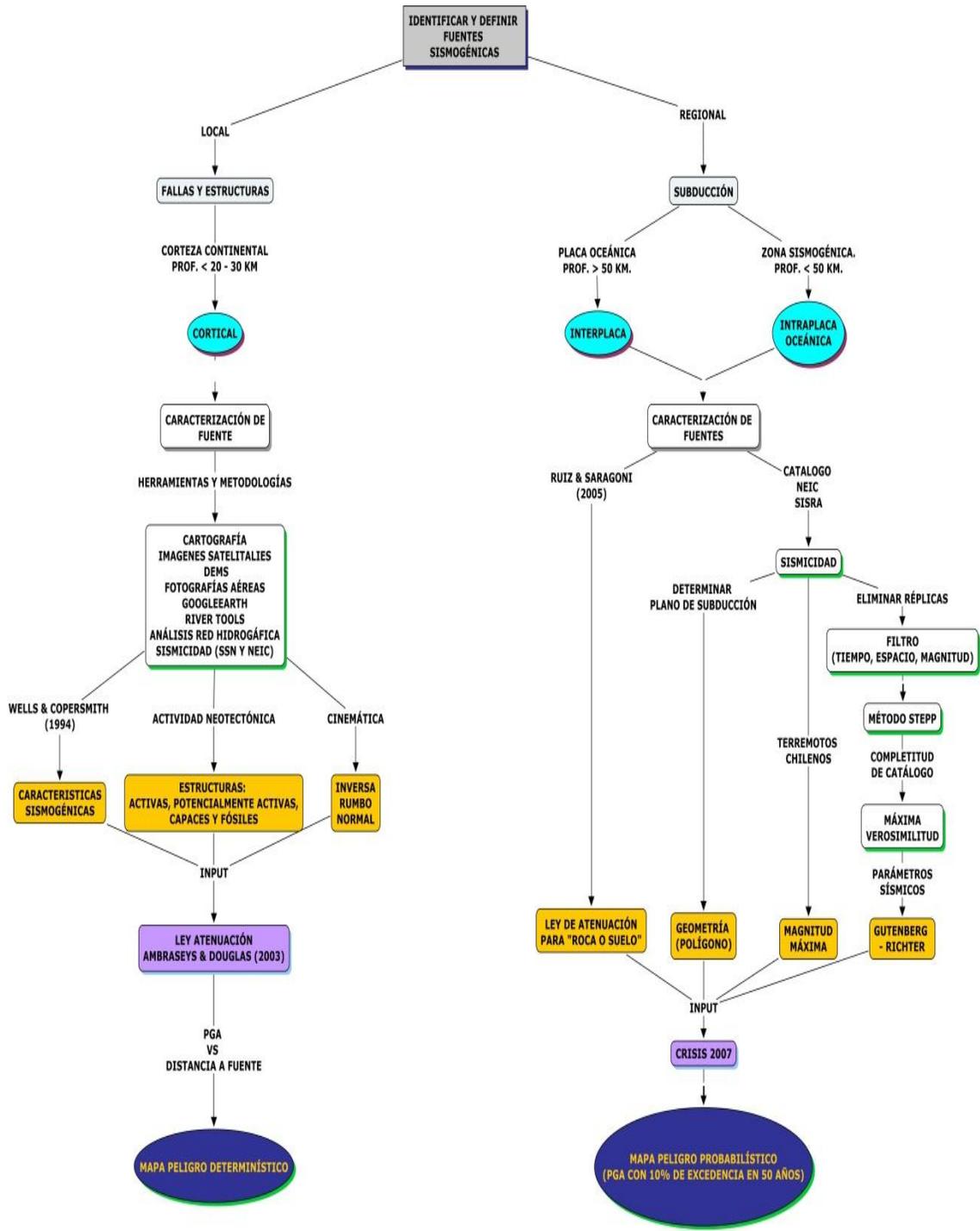


Figura 3. Mapa conceptual del esquema metodológico utilizado.

II. MARCO GEOTECTÓNICO

2.1 Tectónica Regional

Evidencias de procesos de subducción a lo largo del margen occidental de Sudamérica tienen lugar al menos desde el Triásico (Cembrano et al., 2007; Mpodozis y Ramos, 1989). En razón de lo anterior, el contexto tectónico actual del margen occidental de Chile se caracteriza por la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana. Asimismo, el régimen tectónico en Chile Central ha estado controlado por esta dinámica al menos desde el Jurásico Inferior hasta el presente (Fock, 2005).

Distintas reconstrucciones entre las placas Nazca (ex Farallón) y Sudamericana se han realizado en base a trazas de *hot-spots* y paleomagnetismo. Es así como diversos cambios tanto en la oblicuidad de subducción como en la tasa de subsidencia han caracterizado la evolución de las placas del Pacífico sur (eg. Pardo – Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998) (Figura 4).

Respecto a la cinemática de la subducción, algunos autores han estimado que durante los últimos 20Ma la tasa de convergencia habría decrecido desde 12 cm/año hasta valores cercanos a los 7 cm/año durante los últimos 5 Ma. (Somoza, 1998). Sin embargo, estudios posteriores han determinado tasas de convergencia que van desde 8,4 cm/año (Lavenu, 2005) a 6,6 cm/año con un azimut N78°E (Angermann et al., 1999; Melnick, 2007). Es relevante mencionar que esta disminución en la tasa de convergencia coincide con la inversión de la cuenca Miocena desarrollada durante un periodo extensional previo (Jordan et al., 2001).

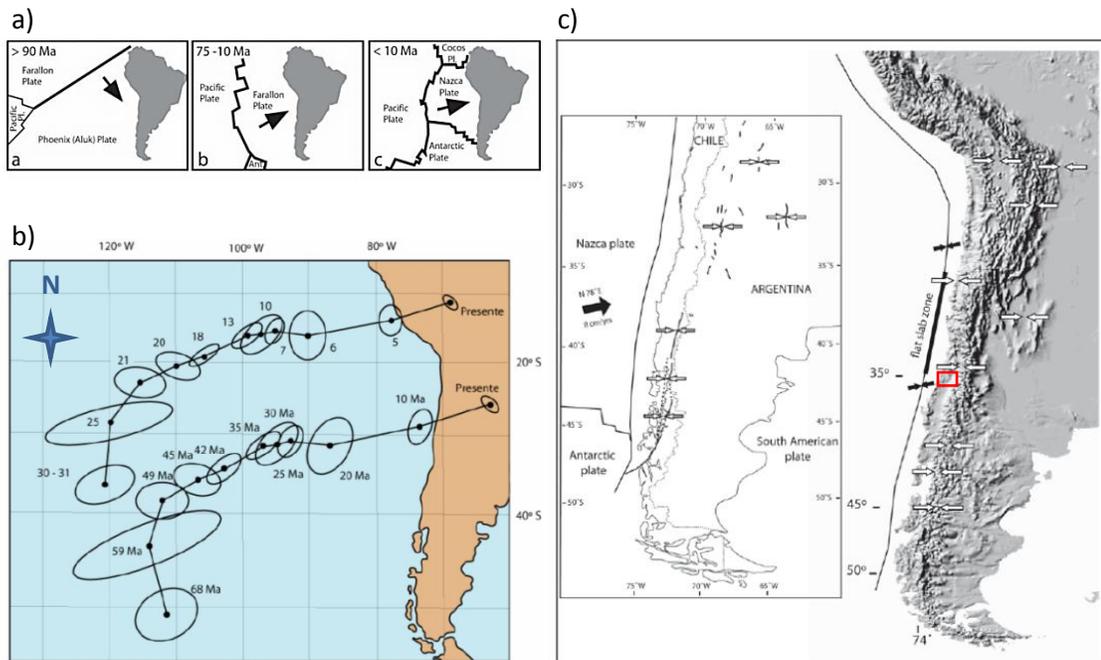


Figura 4. a) Configuración tectónica desde el Cretácico hasta el periodo actual, para las placas del Pacífico Sur (Zonenshayn et al., 1984) b) Reconstrucción de movimiento de dos puntos en la placa de Nazca durante el Cenozoico (Pardo – Casas y Molnar, 1987). c) Régimen tectónico compresivo este-oeste durante el Plioceno, para Chile y Andes del Sur (Cembrano et al., 1998). La zona de estudio se muestra en el recuadro rojo

Por otro lado, en cuanto a la geometría de la placa subductada, es posible establecer una segmentación en función del ángulo de subducción y la latitud. Entre los 15° a 27° S la placa de Nazca desciende bajo la placa Sudamericana con un ángulo cercano a los 25° a 30°, definiendo una subducción tipo Chilena según Uyeda y Kanammori (1979). Entre los 27° a 33° S el ángulo de subducción disminuye notablemente, caracterizando una subducción “plana” o de tipo *flat slab* de unos 10° entre los 100 y 150 Km de profundidad. Esta particularidad ha sido interpretada como resultado de la fuerza de “boyancia” o flotabilidad causada por la subducción del Ridge de Juan Fernández a los 33,5°S (eg. Gutscher et al., 2000; Pardo et al., 2003). Finalmente, al sur de los 33°S, se estima una inclinación cercana a los 30° (Madariaga, 1998).

2.2 Segmentación Morfológica

La subducción ha sido un proceso esencialmente continuo a lo largo de los Andes cuyo impacto en la evolución geológica varía en el tiempo y a lo largo del margen andino (Cembrano et al, 2007). Reflejo de esta dinámica de subducción, es posible observar significativos cambios latitudinales, los cuales caracterizan distintos segmentos con rasgos morfoestructónicos particulares. Al sur de los 28°S se reconocen a lo menos seis unidades morfoestructurales significativas, las cuales se distribuyen en franjas principalmente N-S. De oeste a este se puede observar la Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas.

El segmento comprendido entre los 28° a 33° S, tal como se mencionó en el capítulo anterior, se caracteriza por una subducción sub-horizontal de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Esta particularidad, genera efectos en la morfología y magmatismo de la región, de modo tal que la Depresión Central y el volcanismo activo desaparecen. En esta región se distingue, de oeste a este, la Cordillera de la Costa, Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas. Esta última unidad expuesta en territorio argentino, presenta una orientación NW.

Por otro lado, a los 33°S, aparecen características distintivas en la distribución y morfología del continente. Por una parte, se observa un cambio en la orientación de la fosa, margen costero y cordón andino, los cuales varían de un rumbo N-S hacia el norte y NNE-SSW hacia el sur. Esta singularidad se conoce como el “Oroclino del Maipo” (Farías, 2007; Farías et al., 2010). Al sur de esta latitud se distingue una disminución en la elevación de la cadena andina y en el engrosamiento cortical (Farías et al., 2010). Asimismo, la Depresión Central reaparece junto con el volcanismo Holoceno, representado por el volcán Tupungatito a los 33,40°S. Finalmente en este segmento se reconocen, de oeste a este, 5 unidades morfoestructurales dispuestas en franjas N-S a NNE. Estas unidades son: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal (no presente al sur de los 34°15'S) y Antepaís (Figura 5).

En Chile, en la región comprendida entre los 34°55' y 35°40' latitud sur, las morfoestructuras presentes corresponden a la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal. La Cordillera de la Costa presenta alturas máximas del orden de los 700 m s.n.m. al oeste de Molina. En su margen occidental está conformada por el basamento metamórfico paleozoico y franjas de granitoides jurásicos. El sector oriental se caracteriza por la presencia de rocas estratificadas volcánicas y sedimentarias de edades triásicas a cretácicas, muchas de ellas intruidas por granitoides cretácicos y afectadas por fallas con orientaciones preferenciales NS a NE-SW.

La Depresión Central está constituida por depósitos volcano-sedimentarios, cineríticos y fluviales asociados principalmente a los ríos Teno-Mataquito, Lontué, Claro y Maule. El basamento correspondiente lo conforman unidades Cretácicas dispuestas de forma similar a las unidades estratificadas del margen oriental de la Cordillera de la Costa.

Finalmente, la Cordillera Principal está formada por rocas cenozoicas en su margen occidental y rocas mesozoicas fuertemente deformadas hacia el este. Esta unidad alcanza alturas máximas cercanas a los 4000-4500 msnm a la latitud de Curicó y el control estructural regional está determinado por la Faja Plegada y Corrida de Malargüe.

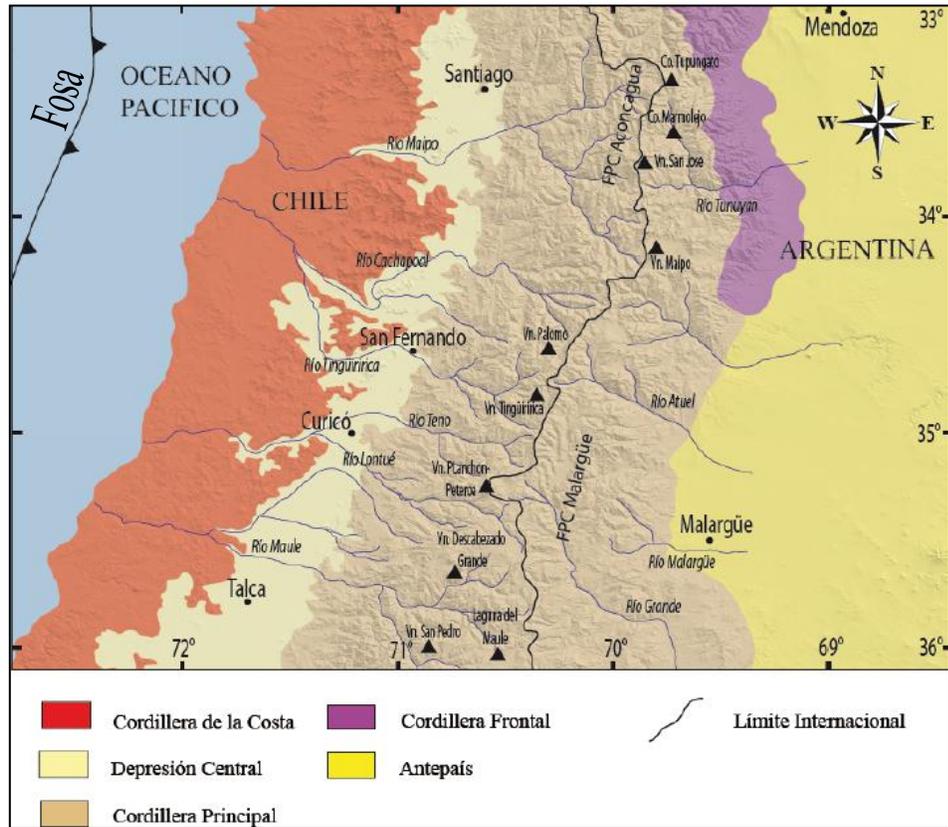


Figura 5. Unidades morfoestructurales regionales a lo largo de Chile entre Santiago y Talca. Imagen obtenida de Tapia (2010).

2.3 Tectónica Local

El rasgo estructural predominante en la Cordillera Principal de la zona de estudio corresponde a la faja plegada y corrida de Malargüe (FPCM) desarrollada entre los 34° y 36° S. Su estilo corresponde a una faja que involucra tanto piel fina y piel gruesa, incluyendo fallas inversas de alto ángulo formadas durante episodios extensivos del Mesozoico y posteriormente reactivadas e invertidas durante la contracción andina en el Cenozoico (Giambiagi et al., 2008; 2009). De norte a sur, el acortamiento ha sido calculado desde un máximo de 25,2 km (25%) a los 35°29'S hasta 11,6 km (13%) a los 35°52'S (Giambiagi et al., 2009). Estos resultados son además consecuentes con la disminución en la altura que se observa de norte a sur en la zona

centro-sur de Chile donde las elevaciones pueden alcanzar alturas de más de 4000 m s.n.m. a los 33°S hasta menos de 2000 m s.n.m. a los 38°S (Tassara et al., 2006).

A partir del estudio de tensores de esfuerzo, se ha señalado la existencia de un evento compresivo entre los 4,5Ma y los 2,8Ma (Plioceno), donde habría predominado un sistema de esfuerzos con σ_1 E-W, σ_2 N-S y σ_3 vertical, entre 33° y 37° tanto en la Cordillera Principal como en la Depresión Central (Lavenu y Cembrano, 1999). Durante el Pleistoceno, entre los 38-42°30'S, Lavenu (1999) reconoce una partición de las direcciones principales de esfuerzo a escala del margen continental con un régimen tectónico compresivo en la Depresión Central, σ_1 ~NNE-SSW, y transpresivo en la Cordillera Principal con σ_1 cercano a NE-SW (ver Figura 6).

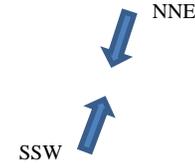
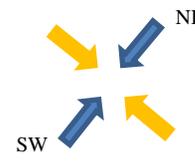
	Zona de Antearco	Zona de Intraarco
	Depresión Central	Cordillera Principal
Pleistoceno	Compresivo 	Transpresivo 
Plioceno	Compresivo 	Compresivo 
Mioceno	8,1 Ma	5,4 Ma
		3,59 Ma
		1,6 Ma

Figura 6. Cronología y dirección de los diferentes regímenes tectónicos entre los 38-42°30'S. Flecha azul indica dirección de σ_1 y flecha naranja indica dirección de σ_3 . Modificado de Lavenu (1999).

Además, según registros y análisis de sismicidad, se ha determinado que actualmente la Cordillera Principal estaría dominada por un tensor de esfuerzo que indica movimientos de rumbo dextral a inversos con un avance del antearco hacia el norte (Farías, 2007) (Figura 7). Según lo anterior, se establece que la cinemática actual en la Cordillera Principal respondería esencialmente a movimientos transcurrentes, en tanto los mecanismos de otro tipo representarían acomodados post e inter-sísmico (Comte et al., 2008).

4-0 Ma

Alta elevación

Cabalgamientos en zonas periféricas (bajas)

Transcurrencia en zonas montañosas

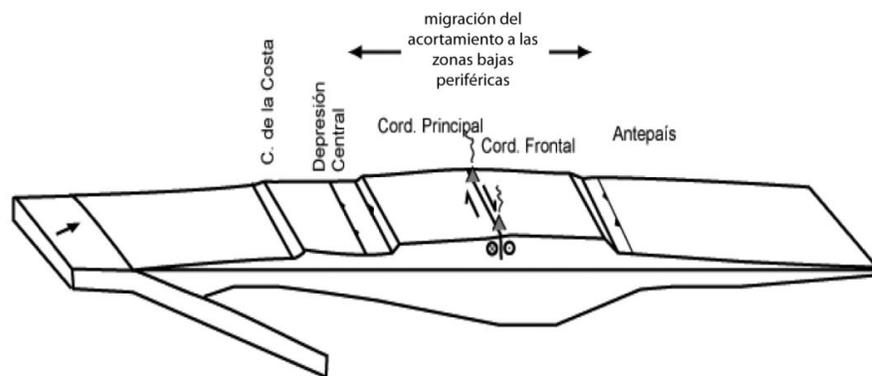


Figura 7. Posterior a un periodo de fallas fuera de secuencia, la gran elevación de la cordillera opone resistencia al acortamiento lo cual induce a una migración lateral hacia zonas bajas. Además, se favorecen los movimientos transcurrentes en las zonas altas por aumento en la oblicuidad de convergencia entre placas y disminución en la tasa de subsidencia. Junto con ello, la presencia del arco volcánico en esta zona, facilita la deformación (Modificado de Farías, 2007)

En la Cordillera de la Costa Moreno (2004) obtiene las direcciones principales de deformación en base a mediciones con instrumentos de posicionamiento global (GPS) en el ciclo inter-sísmico, obteniendo resultados con acortamiento E-W en la Península de Arauco, lo cual también se observa para el área de este estudio, con algunas excepciones que presentan mayor componente NS (Figura 8).

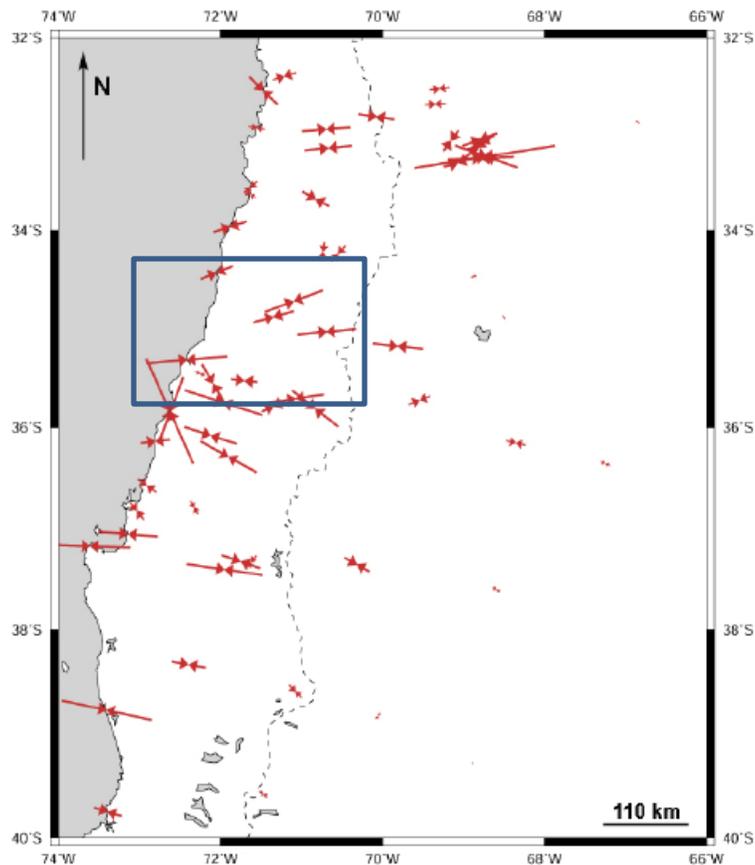


Figura 8. Mapa de deformación superficial. Se muestra el azimut de la principal dirección de deformación calculada en base a vectores de velocidad superficial con datos de GPS. Imagen obtenida de Moreno (2004). En azul se enmarca el área de estudio.

2.3.1 Depresión Central

Dentro de los rasgos morfoestructurales presentes en el área de estudio, la Depresión Central es particularmente interesante de analizar en profundidad para efectos de este estudio, por (1) el sistema estructural asociado a fallas y lineamientos geológicos que determinarían sus márgenes oriental y occidental, (2) el creciente desarrollo urbano y expansión demográfica de las localidades situadas en el valle central y particularmente sobre depósitos con características geológicas e hidrogeológicas que pueden influir en la respuesta sísmica de cada asentamiento urbano.

La Depresión Central, en su segmento sur, se desarrolla desde el norte de Santiago hasta el sur de Aisén, en el istmo de Ofqui a los 40°S. En su límite occidental, con la Cordillera de la Costa, estaría caracterizada por escarpes de falla erosionados, al igual que en el límite con la Cordillera Principal, entre los 33° y 36°S (Lavenu, 2005) (Figura 9), no obstante el gran escarpe observado en este margen podría estar acentuado por procesos superficiales como la erosión lateral de la red de drenaje (Farías, 2007).

Estudios pioneros describen la Depresión Central como una estructura extensional tipo graben (Brüggen, 1950; en Farías, 2007) controlado al oriente por la Falla Pocuro y por la Falla Los Ángeles en el límite con la Cordillera de la Costa (Carter y Aguirre, 1965). Sin embargo, trabajos posteriores (e.g. Rauld, 2002; Lavenu, 2005; Rauld et al., 2006; Fock 2005; Fock et al, 2006; Farías, 2007) han mostrado evidencias que sugieren que estos sistemas estructurales comprenderían una etapa de fallamiento normal asociada a la extensión de la cuenca Abanico (Eoceno-Oligoceno) donde se desarrollaron estas estructuras como borde de cuenca. Posteriormente, eventos deformativos durante el Mioceno inferior habrían invertido estos sistemas en una etapa de reactivación como fallas inversas desde el Mioceno hasta el presente (Figura 10).



Figura 9. Sistemas de fallas que controlan los límites de la Depresión Central. (1) Falla Los Ángeles-Infiernillo, (2) Falla Pocuro-San Ramón. Modificado según Farías (2007). Imagen obtenida de *Google Earth*.

Fock et al. (2006) estudian los sistemas de falla con vergencia oeste en la región central de Chile, donde establecen que el borde oeste de la Depresión Central estaría controlado por la falla Infiernillo en base a sus observaciones en la Cuesta Chacabuco. Esta estructura sería una falla normal parcialmente invertida la cual se proyectaría hacia el sur con manifestaciones en el Cerro Renca y sería correlacionable con la falla normal invertida del Portezuelo de Chada al sur de Santiago (Fock, 2005). Hacia el norte la Falla Los Ángeles, de acuerdo con Carter y Aguirre

(1965), sería la estructura dominante. En este trabajo se llamará Falla Los Ángeles-Infiernillo al sistema estructural que limita la Depresión Central al occidente. Luego, al sur de Santiago la continuación de esta estructura puede trazarse por el centro de la Depresión Central, dejando esta secuencia en contacto con niveles asignados a la base de la Formación Abanico (Fariás, 2007).

Por otra parte, el segmento que determina el contacto de la Depresión Central con la Cordillera Principal se observa como un relieve morfológico destacado. Al norte de Santiago estaría asociado a la Falla Pucuro, cuya proyección en Santiago correspondería a la Falla San Ramón (Fock, 2005). Esta última muestra un cabalgamiento de rocas pertenecientes a la Formación Abanico sobre depósitos recientes de la Depresión Central (Rauld, 2002). A este sistema que delimita el borde oriental de la Depresión Central se le llamará Falla Pucuro-San Ramón.

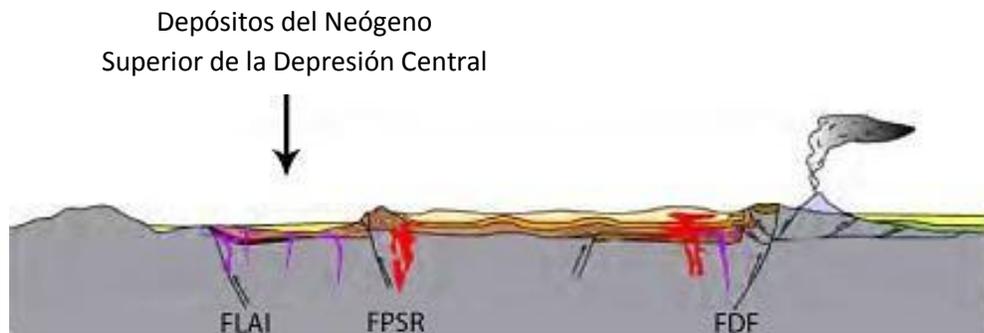


Figura 10. Modelo de evolución Paleogeográfica entre los 33° y 34°S, Plioceno-Holoceno, durante la exhumación de la Cordillera Principal y posterior a la depositación de la Formación Farellones. Se indican los sistemas de fallas regionales correlacionados hacia el sur, FLAI: Falla Los Ángeles – Infiernillo, FPSR: Falla Pucuro – San Ramón; FDF: Falla El Diablo – El Fierro. Modificado de Fock (2005).

III. MARCO GEOLÓGICO

3.1 Geología entre los 34°55' y 35°40'S

A escala regional, se pueden distinguir franjas paralelas al margen de subducción, encontrando principalmente, desde rocas metamórficas y plutones paleozoicos en la Cordillera de la Costa a unidades volcano-sedimentarias meso-cenozoicos e intrusiones Mio-Plioceno en la Cordillera Principal. La Depresión Central en tanto, se caracteriza por unidades volcano-sedimentarias, con edades desde el Oligoceno (Cembrano J. y Lara L., 2009). Asimismo, destacan grandes rasgos estructurales distinguibles en la Cordillera Principal, asociados a la faja plegada y corrida de Malargüe, conjuntamente con los sistemas de fallas El Diablo – El Fierro e Infiernillo – Los Cipreses. En la Cordillera de la Costa se reconocen sistemas normales como las fallas Litu y Pichilemu, además de estructuras paleozoicas inversas como la Falla Pichulemu-Vichuquén. Igualmente, es posible distinguir lineamientos mayores de orientaciones desde WNW a NW y NNE a NE tanto en la Cordillera de la Costa como en el límite entre esta unidad y la Depresión Central. El marco geológico de la zona de estudio se basa principalmente en la revisión de los trabajos de Escobar et al. (1977), González y Vergara (1962), Bravo P. (2001), González (2008), Benavente (2010), Tapia (2010), entre otras. El mapa geológico se muestra en la Figura 11.

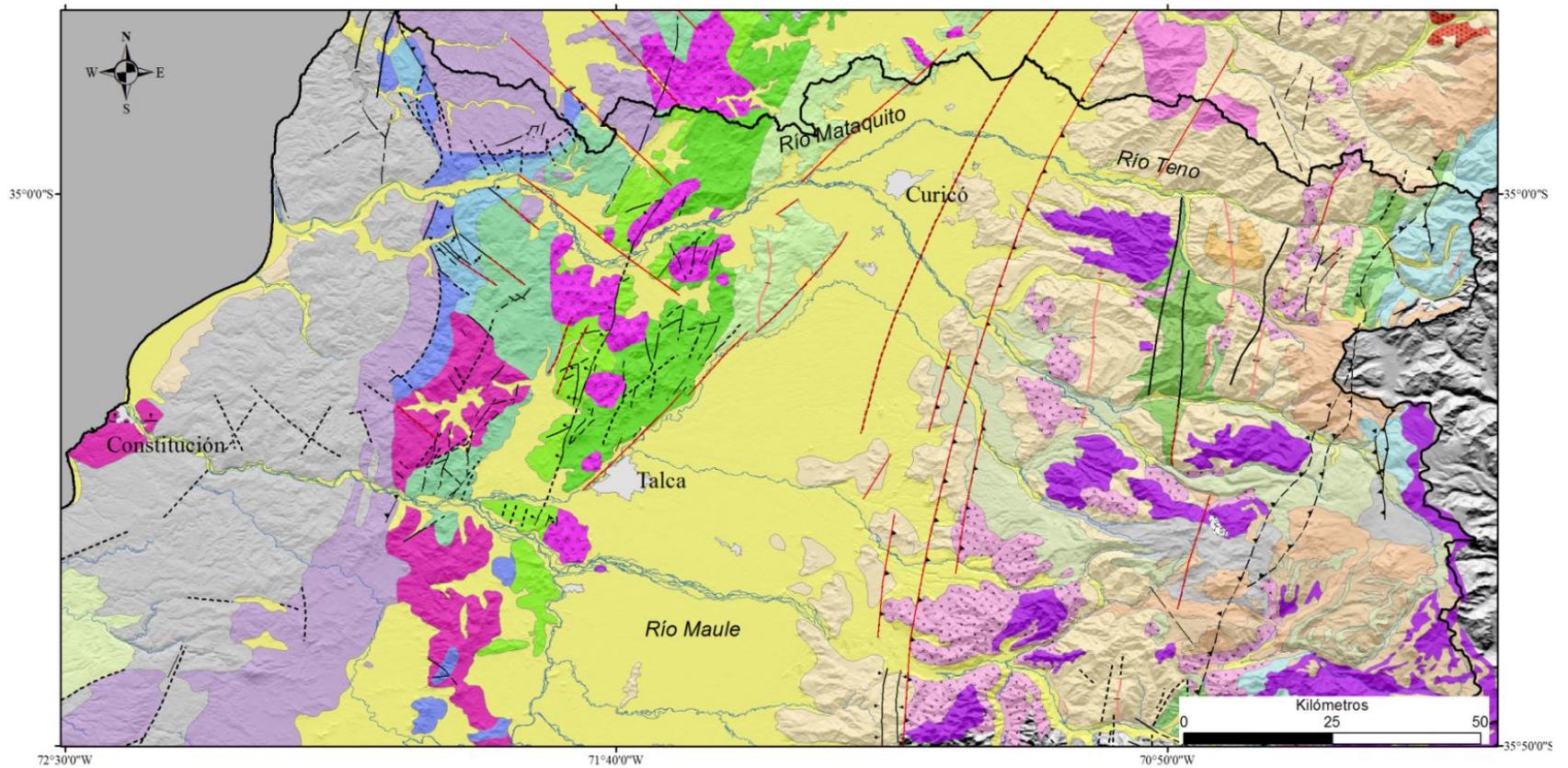


Figura 11. Mapa Geológico escala 1:500.000. Recopilación de González y Vergara (1962), Escobar et al. (1977), Bravo (2001), SERNAGEOMIN (2003), Fock (2005), Farías (2007), González (2008), Benavente (2010), Tapia (2010).

3.2.1 Basamento Metamórfico (Bm)

El Basamento Metamórfico ubicado al oeste de la región de estudio, en el margen costero, se compone principalmente de pizarras, filitas, esquistos, metarenitas y rocas corneanas (Escobar et al., 1977).

González-Bonorino (1970) (en Escobar et al., 1977) estudian y dividen la faja que aflora al norte del paralelo 36°30' en tres series de metamorfismo progresivo:

Serie Curepto: Esta zona presenta un metamorfismo de tipo dinámico-térmico con un gradiente creciente hacia el oeste y condiciones de formación de presión alta. La asociación mineralógica principal indica facies de esquistos verdes. De este a oestes, se puede subdividir en zona de pizarra, de filitas y esquistos.

Serie de Nirivilo: Presenta metamorfismo térmico en condiciones de baja presión, relacionado a la intrusión del granito Paleozoico.

Serie Pichilemu: Muestra un metamorfismo dinámico-térmico, con gradiente creciente hacia el este y condiciones de presión baja a intermedia. Esta serie se divide en cinco sub-zonas según asociación mineralógica, las que comprenden facies de esquistos verdes al oeste, granulitas y anfibolitas al este.

Aguirre et al. (1972) (en Escobar et al., 1977), dividen el basamento en dos series, la Serie Oeste y la Serie Este. Se basan en asociaciones minerales que indican presiones bajas a intermedias para la Serie Este y presiones intermedia a alta para la Serie Oeste, ambas con ocurrencia paralela de norte a sur.

Posteriormente Hervé (1974) (en Escobar et al., 1977) establece que la Serie Oeste estaría representada por esquistos micáceos y cloríticos, en tanto la Serie Este, en las provincias

de Concepción y Ñuble, estaría representada por filitas, meta grauvacas, hornfels, gneiss e intrusivos granitoides.

3.2.2 Triásico Superior marino sedimentario y volcánico (Tr)

Este conjunto de unidades se ubica al oeste de la zona de estudio y comprende las formaciones El Cisne, Crucero de los Sauce y Estero de la Higuera.

Formación El Cisne (Corvalán et al, 1975. en Escobar et al., 1977)

Corresponde a una secuencia de lutitas fósiles, subgrauvacas de grano medio a fino y ortoconglomerados cuarcíferos. Esta formación descansa en contacto transgresivo sobre el granito paleozoico y está suprayacida pseudo-concordantemente por la Formación Laguna de Tilicura. La fauna fosilífera encontrada en los niveles medios de esta formación, permite asignarle una edad Triásico superior.

Formación Crucero de los Sauces y Formación Estero de la Higuera (Corvalán, 1976. en Escobar et al., 1977)

La Formación Crucero de los Sauces está conformada por ignimbritas y tobas brechosas en contacto depositacional con el granito paleozoico. En tanto la Formación Estero de la Higuera comprende niveles de areniscas cuarcíferas de grano medio y conglomerádica. Además, en esta formación se encuentran fósiles de fauna *Monotis* y *Halobia* que indican una edad enmarcada en el Triásico Superior.

3.2.3 Jurásico inferior marino (Jim)

En la Cordillera de la Costa, entre los paralelos 34°15' y 35°10', Escobar et al. (1977) distingue afloramientos Jurásico inferior en continuidad estratigráfica sobre rocas del Triásico

superior. Particularmente el norte del río Mataquito, Corvalán y Dávila (1976) (en Escobar et al., 1977) indica que este contacto es pseudoconcordante.

Formación Laguna de Tilicura

En la zona de Vichuquén – Tilicura Corvalán y Dávila (1976) (en Escobar et al., 1977) definen esta formación como lutitas fisibles, arcosas y ortoconglomerados cuarcíferos cuya edad se atribuye hettangiana – sinemuriana por presencia de fósiles característicos.

Formación Rincón de Núñez

En el sector cercano a la ribera norte del río Mataquito, Corvalán (1976) (en Escobar et al., 1977) observa rocas del Jurásico inferior (Hettangiano – Sinemuriano) representadas por 130 m de lutitas fisibles, con fauna *Psiloceras* y *Schotheimia*, y areniscas arcósicas a subgrauvacas con intercalaciones de lutitas.

Estratos El Guindo

A una longitud similar a la Formación Rincón de Núñez, en la ribera sur del río Mataquito el Jurásico inferior se aprecia nuevamente sobre el Triásico superior (Escobar et al., 1977). Esta secuencia está representada por lutitas, areniscas de grano medio a grueso y capas de conglomerados. La fauna presente permite atribuirle a esta formación una edad Hettangiano – Sinemuriano.

3.2.4 Formación Altos de Hualmapu (Morel, 1981) (Jmah)

Estas secuencias son cartografiadas en el Mapa Geológico de Chile como secuencias volcánicas continentales y marinas correspondientes a lavas y aglomerados basálticos a andesíticos, tobas riolíticas con intercalaciones de areniscas, calizas marinas y conglomerados

continentales. Particularmente en el área de estudio, esta secuencia ha sido definida por Morel (1981) como la Formación Altos de Hualmapu.

Esta formación fue definida por Morel (1981) como una secuencia volcánica-clástica compuesta esencialmente por andesitas y brechas volcánicas de color gris verdoso. En su base se observa un contacto deposicional aparentemente concordante con areniscas de la Formación Rincón de Núñez. En el segmento inferior de la formación se describen brechas volcánicas con clastos volcánicos, clastos sedimentarios y fósiles marinos reabajados. Estos fragmentos incluidos en la brecha basal indicarían una discordancia de erosión sobre areniscas de la Formación Rincón de Núñez al oeste.

Al sur del río Mataquito, Bravo (2001) define el techo de esta formación como un contacto discordante subyaciendo andesitas profídicas y tufitas pardo rojizas de la unidad Estratos del Laurel. Al norte esta formación mantendría un contacto aparentemente concordante bajo areniscas conglomerádicas, areniscas calcáreas y caliza de la Formación La Lajuela.

Debido a la insuficiencia de fósiles, Morel (1981) estima una edad Jurásico Medio-Superior? según inferencias cronoestratigráficas donde el único antecedente cronológico son los amonites del Toarciano encontrados en la Formación Rincón de Núñez.

3.2.5 Formación Río Damas (Klohn, 1960) (Jsrd)

Se denomina Formación Río Damas a un conjunto de rocas sedimentarias clásticas continentales finas y gruesas, con intercalaciones de volcanitas. Según Klohn (1960), esta formación habría sido depositada durante el Kimmeridgiano, pues a pesar de no haberse encontrado fósiles en ella, es posible establecer relaciones estratigráficas verticales con la Formación Nacientes del Teno la cual está subyaciendo la Formación Río Damas de edad oxfordiana en su miembro superior. Por otro lado, los niveles superiores de la formación en cuestión estarían depositados bajo estratos marinos titonianos-neocomianos, como por ejemplo en el sector de río Leñas, de Baños del Flaco y de la Mina en el curso superior del Maule.

3.2.6 Formaciones La Lajuela y Estratos de El Laurel (Bravo, 2001) (Kill)

En la Cordillera de la Costa, Bravo (2001) reconoce las formaciones La Lajuela y Estratos de El Laurel las cuales tendrían correlación directa con los depósitos marinos y continentales de la Formación Lo Prado.

Formación La Lajuela

En el área de estudio, Bravo (2001) denomina Formación La Lajuela a la sección superior de los Estratos de La Lajuela, definida por Vergara (1969) (en Bravo, 2001) en la localidad de Santa Cruz, entre la cuesta La Lajuela y Lolol. Según Bravo (2001) esta nueva formación, cuya potencia alcanzaría 4100 m., comprende rocas andesíticas porfídicas de color gris violáceo, tobas de cristales y brechas andesíticas monomícticas, con frecuentes intercalaciones sedimentarias, consistentes en areniscas calcáreas, calizas, margas, lutitas calcáreas y lutitas negras fisibles fosilíferas.

Su base de rocas sedimentarias marinas compuestas por limilitas y areniscas calcáreas fosilíferas de edad Valanginiana sería concordante con andesitas porfídicas gris oscuro, ocoíticas, infrayacentes asignadas al Jurásico medio – superior, equivalentes a la Formación Alto de Hualmapu, definida por el mismo autor.

El techo de la nueva Formación La Lajuela, en el sector de La Lajuela, sería concordante bajo los Estratos de El Laurel.

Cabe destacar que en este sector, la Formación La Lajuela también ha sido estudiada por Escobar et al. (1977) en la región del Maule. Estos autores plantean que la formación estaría constituida por rocas volcánicas andesíticas, volcanitas queratofíricas y algunos niveles riolíticos de coladas y brechas. Además, encontraron intercalaciones de rocas sedimentarias marino-continentales de calizas, lutitas, areniscas y conglomerados. Esta litología es similar a lo rescatado por Bravo (2001). Sin embargo, Escobar et al. (1977) establecen que la Formación la

Lajuella se presentaría en contacto discordante sobre el granito paleozoico y su techo se encontraría en discordancia angular bajo la Formación Farellones.

El problema con la descripción de Escobar et al. (1977) es que estos autores no consideran correlaciones hacia el norte con las Formaciones Lo Prado, Veta Negra y Lo Valle, con lo cual asumen que todas las rocas de la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa pertenecerían a una única Formación, La Lajuella. Por otro lado, si bien los depósitos volcánicos descritos en el sector de San Fernando fueron asignados a la Formación Farellones (Aguirre, 1960; Vergara, 1969; Charrier, 1973; en Bravo, 2001) en base a correlaciones litológicas, Vergara y Drake (1979), Nasi (1981), Nasi y Thiele (1982), Gana y Wall (1997) y Wall et al., (1999) (en Bravo, 2001) reconocieron que esta unidad correspondería a la Formación Lo Valle de acuerdo a dataciones radioisotópicas, características litológicas y relaciones estratigráficas (Bravo, 2001). Por lo tanto, la formación La Lajuella estaría subyaciendo a la Formación Lo Valle y no a la Formación Farellones como propone Escobar et al. (1977).

La problemática aquí planteada escapa del objetivo de este trabajo, razón por la cual, la geología de la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa, será descrita considerando esencialmente el trabajo de Bravo (2001) y sus relaciones con el mapa geológico de Chile (Sernageomin, 2003).

Formación Estratos de El Laurel

Particularmente, en la zona comprendida entre los ríos Mataquito y Maule, Bravo (2001) reconoce la Formación Estratos de El Laurel Compuesta por lavas, tobas y brechas de composición predominantemente andesítica, con un característico color gris rojizo a gris morado.

En el sector del estero Eloísa, 4 km al norte de la Huerta, su base se observa en contacto deposicional aparentemente concordante de tobas cristalinas gris violáceo sobre conglomerados y brechas de la Formación La Lajuella. Su techo fue definido como contacto concordante subyaciendo la Formación Ignimbritas del Cerro Caupolicán.

Basándose en las relaciones de contacto y el desarrollo estratigráfico, Bravo (2001) determina que esta formación sería correlacionable con la sección superior de la Formación Lo Prado constituida por rocas volcánicas, volcanoclásticas andesíticas y dacítas.

Por último, según correlación de la sección inferior de los estratos dispuestos sobre la Formación Alto de Hualmapu, Bravo (2001) asigna una edad Valanginiano – Hauteriviano, al conjunto de la Formación La Lajuela y Estratos de El Laurel. En este sentido, la Formación La Lajuela sería correlacionable, según su distribución estratigráfica y litología, con la Formación Lo Prado observada hacia el norte. Ambas formaciones corresponderían a depósitos marinos y continentales expuestos en la Cordillera de la Costa, los cuales pertenecerían a la antigua cuenca de antearco desarrollada durante el Jurásico tardío Cretácico temprano (Charrier et al., 2007).

En este trabajo se ocupará el nombre de Formación La Lajuela (Kill) para designar este conjunto de unidades.

3.2.7 Formación Veta Negra (Kivn)

Formación compuesta por rocas volcánicas continentales que se superponen concordantemente sobre la Formación Lo Prado (Nasi y Thiele, 1982) y subyace de la misma forma a la Formación Las Chilcas. La edad de esta formación se restringe a Cretácico inferior a Cretácico superior tardío (Charrier et al., 2007).

En el área de estudio, Bravo (2001) reconoce distintas formaciones que pudieran correlacionarse con Veta Negra. Estas unidades cretácicas corresponden a las Formaciones El Culenar, Estratos de Litu e Ignimbritas del Cerro Caupolicán, las cuales se detallan a continuación.

Formación Ignimbritas del Cerro Caupolicán

Conjunto de tobas soldadas y bancos de rocas sedimentarias epiclásticas bien estratificadas. Comprende sucesiones de areniscas volcánicas continentales y tobas de ceniza y cristales de color rojo y pardo rojizo.

En el sector La Culebra, se dispone en contacto aparentemente concordante sobre tobas de ceniza y de lapilli de los Estratos de El Laurel. Asimismo, su techo también muestra un contacto concordante entre tobas soldadas pardo rojizas a gris claro bajo andesitas porfídicas y afaníticas gris verdosas y moradas de los Estratos de Litu.

Formación Estratos de Litu

Se define como una secuencia estratificada de brechas volcánicas y tobas de ceniza con intercalaciones de lavas porfídicas y escasas areniscas, todas las rocas presentan un característico color gris morado a gris claro rosado. Se distribuye en una franja discontinua parcialmente intruida por cuerpos intrusivos. Además, se observan que fallas regionales N-S afectan a rocas de esta unidad.

La base está dispuesta en contacto concordante sobre tobas soldadas o areniscas tobaceas de la unidad infrayacente Ignimbritas del Cerro Caupolicán.

El techo de esta unidad se reconoce en la quebrada Tutucura en Litu y se describe como un contacto concordante de tobas vítreas y cristalinas con andesitas porfídicas y brechas volcánicas de los Estratos de El Culenar.

Formación El Culenar

Comprende un conjunto de brechas volcánicas de color gris claro a gris verdoso con andesitas porfídicas y afaníticas también de color gris verdoso. En la ribera sur del río Mataquito

se estima una potencia de 2200m. Se reconoce ininterrumpidamente desde el río Mataquito hasta el río Claro conformando una franja en sentido N20°E.

Su base está marcada por un contacto concordante sobre tobas de lapilli bandeadas pertenecientes a los Estratos de Litu.

El techo es el contacto concordante bajo tobas de lapilli grises de la Formación Lo Valle.

Así, los Estratos de Litu y El Culenar, se correlacionarían litológicamente con el miembro superior de Veta Negra (Miembro Ocoa) y Las Igimbritas del Cerro Caupolicán con el miembro inferior Purehue. Además, a estas Formaciones se les puede asignar una edad Barremiano-Albiano por su relación con Lo Prado y Veta Negra.

3.2.8 Formación Colimapu (Klohn, 1960) (Kisc)

Esta formación fue definida por Klohn (1960) y está representada por un conjunto de sedimentos clásticos continentales. Se distingue así, un Miembro Inferior compuesto principalmente por lutitas y areniscas tobíferas rojas. En la parte media y superior, correspondiente al Miembro Superior, se encuentran areniscas finas a gruesas, areniscas oolíticas y sedimentos de grano gruesos con algunos lentes de calizas lagunares grises claras e intercalaciones de tobas grises moradas (González y Vergara, 1962).

Esta formación se dispone concordante sobre la Formación Baños del Flaco, en tanto su techo se apoyan las unidades de la Formación Coya-Machalí y su equivalente, la Formación Plan de los Yeuques (Escobar et al, 1977). González y Vergara (1962) afirman que la Formación Plan de los Yeuques se dispone concordantemente sobre las brechas y tobas de queratofidos que constituyen la base de la Formación Colimapu.

La edad de la Formación Colimapu se obtiene en base al hallazgo de fósiles que corresponderían a Carófitas de edad albiana.

3.2.9 Formación Plan de los Yeuques (González y Vergara 1962) (Kpy)

Corresponde a rocas volcánicas continentales, efusivas y piroclásticas de carácter ácido, con intercalaciones de sedimentos continentales. Su base está constituida por brechas y tobas de queratófidos dispuestas concordantemente sobre la Formación Colimapu. Asimismo, el techo de esta formación subyace concordantemente a la Formación Abanico, sin embargo al sur de los 36°15'S, aparece en discordancia bajo la Formación Cola de Zorro.

En los valles de los ríos Teno y Maule esta formación descansa concordantemente sobre los sedimentos clásticos continentales de la Formación Colimapu que a su vez, se superpone en concordancia a calizas neocomianas cuyos niveles más altos corresponden al Hauteriviano (Tavera, 1951; en González y Vergara, 1962). De acuerdo a lo anterior, González y Vergara (1962) asignan a esta formación una posición estratigráfica ubicada en el Neocomiano superior.

3.2.10 Formación Lo Valle (Thomas, 1958) (Kslv)

Definida por Thomas (1958), entre la localidad de Montenegro y la cuesta Chacabuco. Reconocida además en el borde oriental de la Cordillera de la Costa en la Depresión Longitudinal. En su localidad tipo, Thomas (1958) describe series de ignimbritas y lavas dacíticas de color rosado, con intercalaciones de areniscas, lutitas, conglomerados, tufitas, andesitas porfídicas y basaltos.

Según Bravo (2001), al sur del río Mataquito no existían antecedentes de la Formación Lo Valle. Sin embargo este autor muestra semejanzas litológicas con rocas que constituirían la extensión geográfica de una franja de afloramientos de dirección Norte-Sur, distribuida desde la localidad tipo en Montenegro hasta San Rafael, 20 Km al norte de Talca.

Así, en el área de estudio, la Formación Lo Valle estaría representada principalmente por andesitas porfídicas, tobas líticas y cristalinas grisáceas y areniscas finas.

En su localidad tipo la Formación Lo Valle se apoya en leve discordancia angular sobre la Formación Las Chilcas (Thomas, 1958). No obstante, Bravo (2001) establece que, para la zona que comprende este trabajo, la disposición observada sería más bien concordante sobre brechas volcánicas de los Estratos de El Culenar. Su techo en tanto correspondería a la superficie actual de erosión.

Finalmente, en cuanto a la edad de la formación, sería equivalente a la Formación Las Chilcas asignada al Cenomaniano-Turoniano, sin embargo la secuencia litológica no sería comparable (Bravo, 2001).

3.2.11 Rocas sedimentarias marinas del cretácico superior (Ksm)

Dentro del área considerada en este trabajo, Escobar et al. (1977) hace referencia a tres depósitos sedimentarios del Cretácico superior en las localidades de Isla Quiriquina, sector de Chanco o Faro Carranza y Topocalma.

Formación Quiriquina

Descrita en detalle por Wetzel (1930) (en Escobar et al., 1977), consta de un conglomerado basal apoyado sobre basamento metamórfico. Posee un banco rico en moluscos fósiles y gran cantidad de huesos fosilizados. También se observan areniscas transgresivas. Tanto su techo como su base se caracterizan por un contacto discordante. Para esta formación se han reportado cerca de 150 especies fósiles características del Senomiano y Maastrichtiano.

Estratos de Chanco

En la región de Chanco los sedimentos cretácicos fueron depositados en discordancia sobre el basamento metamórfico. García y Valdivia (1970) (en Escobar et al., 1977) mencionan que estos depósitos están constituidos por limolitas gris azuladas – verdosas, glauconítica, con presencia de fósiles y algunas intercalaciones de areniscas gris clara, de cuarzo.

Estratos de Topocalma

Charrier y Lillo (1973) (en Escobar et al., 1977) describen estos depósitos del Cretácico superior en la localidad de Topocalma como areniscas de cuarzo amarillento con potencia de 30 m. Estas areniscas tienen además, intercalaciones de areniscas calcáreas fosilíferas cuya edad correspondería a Campaniano – Maastrichtiano y los estratos son correlacionables con la Formación Quiriquina. Este conjunto estaría apoyado en discordancias sobre los granitoides de la costa.

3.2.12 Formación Abanico (Aguirre, 1960; González y Vergara, 1962) (OMa)

González y Vergara (1962) designan como Formación Abanico al conjunto de volcanitas, tobas, brechas, tufitas y lavas porfídicas. En menor medida se encuentran intercalaciones de sedimentitas clásticas continentales como areniscas, grauvacas y limolitas. Las rocas que componen esta unidad se distribuyen principalmente en la vertiente occidental de la Cordillera Principal y afloran a lo largo de toda el área de estudio.

La denominación de Abanico se conservó en base a la similitud tectónica, posición estratigráfica y litología con la formación del mismo nombre reconocida anteriormente en los Andes de Chile Central por Aguirre (1960).

Las relaciones de contacto, indican que el techo de la Formación Abanico se acomoda en discordancia angular bajo la Formación Corona del Fraile en la región del río Teno. Similar contacto separa a esta formación con las volcanitas de Cola de Zorro. Por otro lado, la Formación Abanico se superpone concordantemente con la Formación Plan de los Yeuques y, en algunos sectores, se establece un contacto de iguales características con la Formación Cura Maullín.

Debido a la ausencia fosilífera, la edad asignada a esta formación se obtiene en base a su posición estratigráfica y actitud tectónica. Puesto que la Formación Abanico se encuentra superpuesta a formaciones neocomianas superiores como Colimapu y Plan de los Yeuques, se ha

fijado un límite inferior post-Neocomiano. Lo anterior, sumado a resultados de dataciones en cuerpos intrusivos, permite correlacionar e indicarían que la formación en cuestión sería precretácica media.

Finalmente, la Formación Abanico estudiada por González y Vergara (1962) es equivalente a la Formación Coya-Machalí descrita por Klohn (1960) en las provincias de Santiago a Curicó y con su prolongación septentrional en la zona de Santiago-Aconcagua definida por Aguirre (1960).

3.2.13 Formación Corona del Fraile (González y Vergara, 1962) (Tcf)

Conjunto de rocas sedimentarias clásticas que poseen su mayor desarrollo en los cerros al oriente de Los Queñes, entre los ríos Teno y Claro y que corresponde al lugar tipo por el cual se designó a estos estratos. Las rocas involucradas en esta formación corresponden principalmente a brechas, conglomerados y areniscas medias, con niveles de tobas y brechas con matriz tuffítica así como tobas de lapilli. Esos estratos se caracterizan por un color gris verdoso claro y una disposición subhorizontal.

El límite inferior está marcado por una suave discordancia angular y de erosión que la separa de la Formación Abanico subyacente. En tanto el techo quedaría indefinido pues en el área de estudio en que fue descrita termina en la superficie actual de erosión.

Su ubicación cronológica se estima según su posición estratigráfica ya que no hay registro fósil. Así, es posible asignarle una edad post-Abanico y, según su litología y ubicación, correlacionarla con la Formación Farellones descrita por Klohn (1960) y Aguirre (1960).

3.2.14 Formación Cola de Zorro (González y Vergara, 1962) (Tcz)

Se denomina Formación Cola de Zorro al conjunto de rocas volcánicas andesíticas basálticas, compuestas principalmente por coladas de andesitas basálticas, basaltos con

piroxenos y rocas piroclásticas de similar composición. Esta formación se caracteriza por presentar secuencias bien estratificadas de actitud tectónica horizontal a subhorizontal y gran extensión areal (Escobar et al., 1977).

Su posición estratigráfica superpuesta en discordancia sobre la Formación Malla-Malla, de edad Eocena, fijaría un límite inferior post-eocénico. Además en base a relaciones estructurales y a la erosión glacial, González y Vergara (1962) consideran esta formación con una edad Plioceno-Pleistoceno.

3.2.15 Depósitos cuaternarios

Se incluyen dentro de este conjunto a los depósitos asociados a centros volcánicos, rellenos de valles fluviales, glaciares y zonas costeras. La distribución de estos depósitos se localiza esencialmente en la Cordillera Principal vinculada a erupciones, actividad volcánica y glaciares, en tanto en la Depresión Central se presentan como relleno de cuencas por flujos aluviales, fluviales, de cenizas y cauces actuales.

Vulcanitas del grupo Descabezado Grande (Qdg)

Conjunto de basaltos gris oscuro a negros, generalmente afaníticos y vesiculares, con intercalaciones de brechas del mismo material definida por González y Vergara (1962). Se extiende desde el Volcán Descabezado Grande hacia el río Claro, cubriendo un área de aproximadamente 184 km². Se asigna al cuaternario en base a su relación con el cono volcánico del Descabezado Grande y su morfología.

Lavas y flujos piroclásticos de planicies y valles (Qpv)

En esta unidad se incluyen los piroclastos y lavas que preferentemente rellenan antiguos valles glaciares y fluviales configurando, además, terrazas ubicadas hasta 300 m sobre el nivel de dichos valles y que a veces cubren áreas extensas (González y Vergara, 1962).

El techo corresponde mayormente a la superficie de erosión, aunque en algunos sectores se observa cubierta por lavas más modernas y sedimentos recientes.

Vulcanitas recientes (Qva)

En esta denominación se incluyen coladas de lavas cordadas, conos volcánicos actuales, escoria y originados por actividad volcánica reciente, escoria y piroclastos de carácter basáltico, andesítico y riolítico.

Las vulcanitas recientes afloran en la Cordillera Principal, mayormente en el sector sur-oriental de la zona de estudio y están relacionadas a conos volcánicos actuales o a fisuras por donde habrían extruido las coladas de lava. De norte a sur, se observan los siguientes centros volcánicos activos:

- Volcán Tinguiririca
- Complejo volcánico Planchón – Peteroa
- Complejo volcánico Caldera Calabozos
- Complejo volcánico Descabezado Grande – Quizapu – Cerro Azul
- Volcán San Pedro
- Volcán Laguna del Maule

Sedimentos cuaternarios continentales (Q, Qe, Qcv)

Comprende sedimentos cuaternarios aluviales y diluviales, tanto de origen volcánico, glacial, como fluvial y lacustre, siendo la mayor parte no consolidado (Escobar et al, 1977). Bruggen (1913) (en Escobar et al., 1977) le da una categoría de Piso y la describe como acumulación de sedimentos mayoritariamente finos, arcillosos, de origen volcánico, con intercalaciones lenticulares de areniscas conglomerádicas con clastos de obsidiana, andesitas y granitos.

Esta unidad se desarrolla con mayor potencia en la Depresión Central, con depósitos que presentan poco o ningún consolidamiento (Marangunic et al., 1979), existiendo gran aporte fluvial, aluvial, detrítico, depósitos laháricos, de cenizas volcánicas y formación de terrazas.

En los valles cordilleranos se encuentran sedimentos fluvioglaciales, que hacia la cabecera de los mismos, se continúan en morrénicos, los cuales están relacionados con relictos glaciares del Plioceno (González y Vergara, 1962).

Hacia la zona costera, se aprecian grandes extensiones de sedimentos eólicos semiconsolidados, los cuales están adosados principalmente al Basamento Metamórfico y en continuidad areal con los depósitos de playa modernos (Escobar et al., 1977).

3.3 Rocas Intrusivas

3.3.1 Basamento Granítico

El Basamento Granítico consiste fundamentalmente en tonalitas y granodioritas de grano medio a grueso, los que muestran haber estado sometidos a fuertes efectos cataclásticos. En general los granitoides que conforman esta unidad, se distribuyen en el sector occidental del área, en la Cordillera de la Costa, en una franja a grandes rasgos paralela al Basamento Metamórfico, al oriente de éste. El contacto entre ambas unidades es aproximadamente norte-sur (Escobar et al., 1977).

Levi et al. (1963) (en Escobar et al., 1977), determinaron una edad máxima de 340 ± 40 Ma. y una mínima de 291 ± 35 Ma. Las rocas triásicas que afloran hacia el este se apoyarían discordantemente sobre este basamento. Así, se le puede asignar una edad Paleozoico superior.

3.3.2 Batolito Andino

Conjunto de rocas plutónicas de edad Cretácica a Terciaria inferior. En general presentan colores claros a gris de grano fino a medio y composición variable entre tonalitas y granodioritas. Su distribución se observa en franjas aproximadamente norte-sur tanto en la Cordillera Principal, como en la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa. Se reconoce además una evolución temporal hacia el este donde afloran rocas cada vez más jóvenes.

En la Cordillera Principal, los cuerpos intrusivos son de edad terciaria granodioritas, dioritas, tonalitas del Mioceno (Mg) (18 a 6 Ma.). Granodioritas, monzogranitos, monzodioritas, monzonitas y dioritas del Mioceno inferior – medio (Mim) (22 a 16 Ma.). En esta zona, las rocas intrusivas más jóvenes se ubican hacia el noreste y comprendería granodioritas de hornblenda y biotita, en menor proporción monzogranitos, monzonitas cuarcíferas y monzodioritas (Msg).

En la Cordillera de la Costa, Bravo (2001) reconoce una franja intrusiva Jurásica (Jig) en la parte central de la Cordillera de la Costa, al este del Batolito costero, compuesta por rocas holocristalinas de composición diorítica gradando localmente a granodiorita y microtonalitas. Además, se incluye un conjunto de stocks de pórfido diorítico y pórfidos monzoníticos.

Al este de dicha unidad, se distribuye una franja de intrusivos cretácicos (Kig) de textura holocristalina, hipidiomórfica granular, en cuerpos mayores, gradando a porfídica en los cuerpos menores que además intruyen a los Estratos de El Culenar y la Formación Lo Valle. La composición de estas rocas es esencialmente granodiorítica con tonalitas y monzonitas.

3.4 Depósitos Cuaternarios a Escala de Detalle

Los depósitos cuaternarios ubicados en la Depresión Central, entre los ríos Teno-Mataquito y Maule, se describen en base a los trabajos realizados por Hauser (1995) y

Marangunic et al. (1979). En la Figura 12 se muestra un mapa de mayor detalles para estos depósitos.

3.4.1 Depósitos fluviales de cauces antiguos del río Maule (Qfcam)

Estos depósitos se distribuyen al este y sur de Talca. Corresponden a secuencias de ripios, gravas y gravas arenosas, con frecuentes bolones heterocomposicionales, bastante alterados; ocasionales intercalaciones lenticulares limo-arcillosas junto a potentes bancos cineríticos; significativas variaciones laterales en permeabilidad.

En el sector oriental de esta unidad, El Colorado, la secuencia clásica gruesa se ubica entre la superficie del terreno y los 85m de profundidad, posee baja compacidad, son permeables y tiene buena capacidad para almacenar y transmitir agua. A profundidades mayores predominan los sedimentos finos como limos a arcillas limosas, con alto contenido cinerítico y baja permeabilidad.

3.4.2 Depósitos Laháricos del Valle del Teno (Qlt)

Marangunic et al. (1979) reconocen depósitos caóticos que corresponden a lahares provenientes del grupo volcánico Planchón – Peteroa, separando dos depósitos laháricos: Teno I y Teno II.

Las características del depósito Teno I son: buena consolidación y compactación, clastos angulosos y subangulosos redondeados (hasta 2 m de diámetro) basálticos, dacíticos, andesíticos y granodioríticos, en una matriz arenosa-cinerítica espesor a 20m.

El depósito lahárico Teno II cubre gran parte del depósito Teno I y subyace depósitos fluviales recientes. Posee mala consolidación, clastos angulosos a subangulosos de hasta 0,4m de diámetro, casi exclusivamente basáltico, con abundante matriz cinerítica basáltica, espesor superior a 4m.

3.4.3 Depósitos Cineríticos (Qc)

Potente secuencia de bancos alternantes de cenizas y lapilli de carácter ácido, constituidos por esquirlas vítreas, cristales de plagioclasa y fragmentos de pómez; conjunto denso, compacto, bien cementado, con permeabilidad media a baja y significativas variaciones laterales; depósitos con disposición tabular.

Estos depósitos incluyen desde limos y arcillas, hasta materiales gruesos acumulados durante episodios aluviales. Estos últimos presentan un mejor desarrollo en sectores cercanos al límite de la Depresión Central con la Cordillera Principal en donde se intercalan con depósitos fluviales de los cauces del Río Claro.

Hacia el borde preandino, los acuíferos presentan un mayor espesor donde la secuencia incorpora un dominio de fracciones clásticas gruesas (ripio y gravas con bolones). Por otro lado, hacia el margen occidental de la Depresión Central, el espesor de los acuíferos se reduce y aumentan las intercalaciones de sedimentos finos como limos, arenas limosas y arcillas.

3.4.4 Abanico Aluvial Auqil-Astillero (Qafa)

Esta unidad se observa al este de Talca y muestra una acotada distribución areal con baja población rural. Secuencia alternante de ripios y gravas arenosas con frecuentes bloque y bolones, bastante alterados, junto a bancos de areniscas medias a gruesas con abundantes clastos líticos de origen volcánico.

Estos depósitos de alta compacidad y gran cantidad de finos intersticiales favorecen el buen desarrollo de acuíferos. Además, se caracterizan por su mala selección y baja permeabilidad.

3.4.5 Depósitos de abanico fluvial de los ríos Claro – Lontué y Maule (Qafcl – Qafm)

Estas unidades presentan características deposicionales similares pudiendo relacionarlos en cuanto a su comportamiento hidrogeológico aun cuando pertenecen a hoyas hidrográficas distintas. En cuanto a su superficie, estas unidades abarcan aproximadamente el 45% de la superficie total considerada en este trabajo.

En general, Hauser (1995) reconoce un predominio de sedimentos clásticos gruesos, gravas arenosas, con intercalaciones finas. La fracción gruesa corresponde a rocas volcánicas, brechas y rocas graníticas. Asimismo, la mayoría de los clastos son redondeados a sub-redondeados producto de un prolongado transporte. Además, se observa una tendencia a incorporar mayor porcentaje de material clástico grueso (bolones y ripio) en la proximidad a las riberas de los cauces mayores, ríos Lontué, Claro y Maule.

Cabe destacar la alta permeabilidad de estos depósitos, resultado de una sedimentación condicionada al equilibrio entre tamaño de materiales movilizados y la velocidad del agua, en un ambiente bien drenado. Además, su permeabilidad aumenta en la medida del alejamiento del borde preandino.

3.4.6 Depósitos fluviales (Qf)

En estos depósitos la superficie freática señala el límite superior de la zona de saturación. Están constituidos por arenas y gravas de buena selección con escasa matriz fina y clastos resistentes sub-redondeados a redondeados, con intercalaciones de arcilla de escaso espesor.

A medida que aumenta la profundidad, los sedimentos clásticos gruesos tienden a incorporar mayores porcentajes de fracciones finas (limos y arcillas) haciendo que la unidad pierda permeabilidad y se compacte.

3.4.7 Depósitos fluviales de valles interserranos (Qfi)

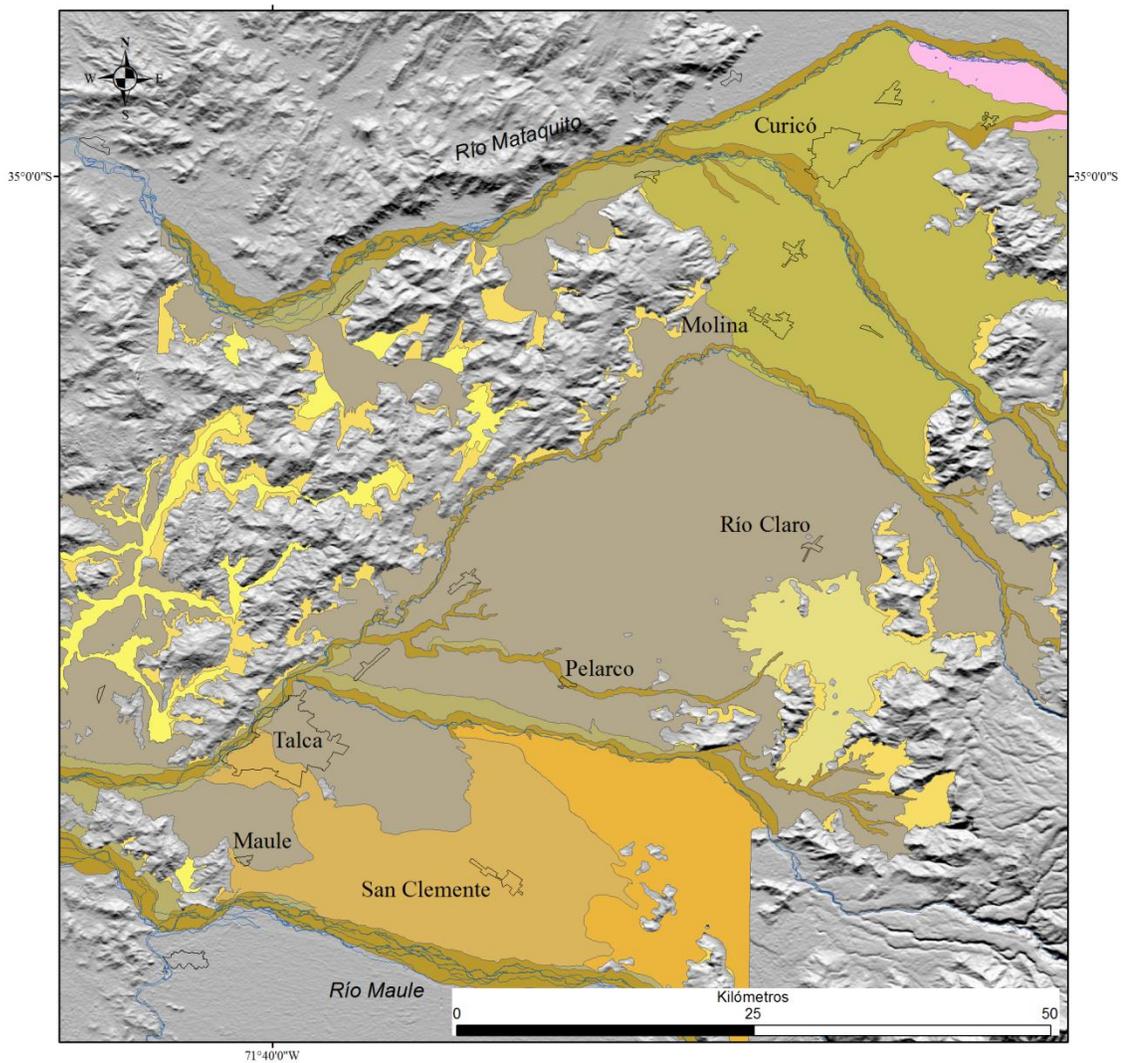
Bancos de arenas y arenas limosas con abundante desarrollo lenticular; intercalaciones de niveles cineríticos y/o maicilloso; alta a media y permeabilidad media.

3.4.8 Depósitos de escombros de falda (Qe)

La extensión de estos depósitos es reducida y no se asocian normalmente a ocupación rural ni urbana. Se caracterizan por una elevada permeabilidad y asociados a fuertes pendientes en pequeñas hoyas hidrográficas, favoreciendo el escurrimiento de las aguas pluviales.

3.4.9 Depósitos fluviales en cauces actuales (Qfa)

Constituidos en su mayor parte por ripios, gravas y arenas sueltas, alta porosidad, buena permeabilidad. Clastos con aspecto fresco, resistente, sub-redondeados y escasa matriz intersticial. Sedimentos con buena capacidad para almacenar y conducir agua, en los cuales sus niveles estáticos tienden a disponerse a una cota concordante con el nivel de aguas superficiales de los cauces actuales.



Leyenda

	Qfa: Dep. fluviales actuales		Qafcl: Dep. abanico fluvial río Claro
	Qfi: Dep. valles Interserranos		Qafa: Abanico fluvial Auquil-Astillero
	Qe: Dep. de laderas		Qc: Dep. cineríticos
	Qf: Dep. fluviales		Qlt: Dep. laháricos del valle del Teno
	Qafm: Dep. abanico fluvial río Maule		Qfcam: dep. cauces antiguos río Maule

Figura 12. Mapa de depósitos cuaternarios ubicados entre los río Teno-Mataquito y Maule. Basado en Hauser (1995) y Marangunic et al. (1979). Escala 1:250.000.

IV. SISMOTECTÓNICA: SISMICIDAD CORTICAL Y ESTRUCTURAS POTENCIALMENTE SÍSMICAS

En este capítulo se analizarán y caracterizarán las estructuras y fallas geológicas según la sismicidad, rasgos morfológicos y tectónicos asociados. Este análisis permitirá definir cada estructura según su actividad tectónica y potencial sísmico.

Para ello se cuenta con datos del Servicio Sismológico Nacional desde 2000 a 2011, complementados el catálogo NEIC desde 1973. En esta etapa se considera que la sismicidad cortical se localiza a profundidades menores a los 30 km en la Cordillera Principal y menores a 20 km en la Cordillera de la Costa. Esta última a fin de evitar algún traslape con eventos de tipo *thrust*.

4.1 Terremotos Corticales

Parte importante de este estudio es identificar y caracterizar estructuras corticales con algún grado de potencial sísmico y actividad reciente. En este sentido, el análisis espacio-temporal de alguna falla geológica con algún evento sísmico, resulta determinante a la hora de estimar el peligro asociado a estas estructuras. Además, el estudio de eventos corticales pasados, puede ayudar a entender el comportamiento real de las fallas activas en Chile.

A continuación se muestra una recopilación de información referente a los terremotos de Las Melosas 1958, Curicó 2004 y Pichilemu 2010.

4.1.1 Terremoto Las Melosas 1958

Este evento ocurrido el 4 de Septiembre de 1958 fue localizado en la Cordillera Principal, aproximadamente en la intersección de los ríos Maipo y Volcán a una profundidad cercana a 15 Km (Sepúlveda et al., 2008). Este terremoto involucra una secuencia continua de tres eventos principales, cuyas magnitudes M_w fueron 6.9, 6.7 y 6.8 (Sepúlveda et al., 2008). Para el evento mayor, ocurrido el 4 de Septiembre de 1958, se ha determinado un mecanismo focal de rumbo sinistral cuyo plano de falla estaría orientado NS (Lomnitz 1960; Sepúlveda et al., 2008).

Sepúlveda et al. (2008) analizan el peligro asociado a este sismo, estimando intensidades y valores de aceleraciones *peak* según la reinterpretación de documentos históricos y el estudio de deslizamientos generados por los sismos. En primer lugar, en la zona epicentral se estimó una intensidad máxima de 9 en escala MSK, sin embargo este valor decrece rápidamente a 6 en una distancia de 40 km. Por otro lado, según el análisis con el método de Newmark, para dos remociones en masa gatilladas por este evento, los autores calculan aceleraciones *peak* entre 0,58 y 1,30 g. Estas características darían cuenta del gran peligro sísmico que existiría en las zonas cercanas a la falla relacionada a este terremoto.

4.1.2 Terremoto Curicó 2004

Ocurrido el 28 de Agosto de 2004, en la Cordillera Principal de la Región del Maule cerca de las nacientes del río Teno al norte del volcán Peteroa, con una magnitud $M_w = 6,7$. Según el Servicio Sismológico Nacional el hipocentro estaría ubicado a los 35.173°S , 70.525°W y 5 km. de profundidad con una magnitud local de 6,2. Por otro lado, el catálogo global Harvard CMT, entrega un mecanismo focal que indicaría un movimiento dextral en el plano de falla de rumbo 21, manteo 61 y desplazamiento -178, en tanto la otra posible solución determina una falla con movimiento sinistral de rumbo 290, manteo 88 y desplazamiento -29. González (2008) relocaliza el hipocentro ubicándolo a 34.93°S , 70.56°W y 4.7 km. de profundidad. Esta autora propone también, que la ruptura se habría propagado hacia el norte desde el sector de Termas del

Flaco hasta el valle del río Maipo donde ocurrió el sismo del 12 de Septiembre de 2004 con magnitud $M_w = 5.6$, mecanismo focal inverso y orientación NW-SE.

Las intensidades registradas para este sismo revelan que la generación de daños ocasionada en la región fue moderada a débil, con un máximo de VI en la escala de Mercalli Modificada. En Talca y Curicó se registraron intensidades de V-VI MM (Servicio Sismológico Nacional).

Si consideramos esencialmente el mecanismo focal que refleja una estructura con orientación NNE y movimiento dextral asociado, este terremoto se relacionaría coherentemente con sistemas de fallas que dan cuenta del control tectónico, de vergencia este, propuesto por diversos autores para la zona centro-sur de la Cordillera Principal (e.g.: Fock, 2005; Farías 2007).

4.1.3 Terremoto Pichilemu 2010

Este terremoto, ocurrido el 11 de Marzo del 2010, estaría localizado a los $34,290^\circ\text{S}$, $71,891^\circ\text{W}$ y 11 km de profundidad. La magnitud del evento mayor fue $M_w = 6.9$, sin embargo se registraron réplicas significativas de magnitudes M_w iguales a 6.4, 6.1, 6.0 y 5.9. Todas estas réplicas, así como el sismo mayor, tuvieron un comportamiento de falla normal según el catálogo Harvard CMT. Para el terremoto de Pichilemu, los parámetros de solución del mecanismo focal son un plano de falla de rumbo 324, manteo 35 y desplazamiento 90. La otra posible solución es el plano de rumbo 144, manteo 55 y desplazamiento 90.

Las intensidades registrada por la ONEMI, muestran que los daños causados por ejemplo en Rancagua alcanzarían un grado VII en escala de Mercalli Modificada, en tanto para Talca sólo se habría alcanzado una intensidad de VI (MM). El USGS muestra intensidades cercanas a IX en Pichilemu.

4.2 Estructuras geológicas y potencial sísmico

Las estructuras geológicas presentes en la zona de estudio muestran una distribución acotada, con orientaciones preferenciales NS a NE en la Cordillera Principal y NNE a NW en la Cordillera de la Costa. Además, destaca la presencia de lineamientos que delimitan los márgenes oriental y occidental de la Depresión Intermedia. La mayor parte de las estructuras aquí expuestas, han sido identificadas principalmente en base a mapeos y trabajos anteriores (e.g. González y Vergara 1962; Escobar et al., 1977; González, 2008; Benavente, 2010; Tapia, 2010; Sernageomin, 2003).

En este trabajo se busca determinar aquellas estructuras en las cuales se pueda reconocer algún grado de actividad o potencial sísmico. Para ello, se analiza (1) la sismicidad regional y su vínculo con fallas y sistemas estructurales, (2) la morfología de la zona, esencialmente desvíos de cauces actuales, escarpes y lineamientos destacados, y (3) perfiles longitudinales o *thalwegs* de ríos utilizando el programa computacional “*River Tools*”.

La identificación de lineamientos de basó en el estudio de fotografías aéreas, imágenes satelitales y análisis de modelos digitales de elevación tipo ASTER GDEM (<http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp>), cuya resolución horizontal es de 1 arco de segundo, 30 m aproximadamente, y una precisión vertical de ± 6 m.

Primeramente, se procesaron los modelos de elevación en el programa ENVI a modo de generar imágenes con sombras de ladera o *shaded relief*, las cuales muestran cambios en la topografía, particularmente cambios abruptos en el relieve, a través de efectos de luz y sombra. Para ello se ingresa un ángulo de elevación del sol y un ángulo de azimut del mismo. Para este análisis se utilizó un ángulo de elevación igual a 45° y valores de azimut de 0°, 45°, 90°, 135° y 180° (ver Figura 13 y Figura 14). Así, las estructuras que muestren rasgos lineales, estarán representadas como sombras en las imágenes, *shaded relief*. En particular los lineamientos EW se podrán distinguir con los ángulos de azimut de 0 y 180°, aquellos orientados NW se observarán mejor con un azimut de 45°, las estructuras lineales de orientación NE se verán

marcadas con un azimut de 135° y los lineamientos NS quedarán marcados en imágenes con un azimut de 90° .

Esta metodología se utilizó junto al análisis de fotografías aéreas, imágenes satelitales y comparación con imágenes Google Earth, a fin de correlacionar e inferir posibles proyecciones de algunas estructuras identificadas en trabajos anteriores o bien distinguir lineamientos en base a la morfología, para finalmente establecer si existe algún estado de actividad.

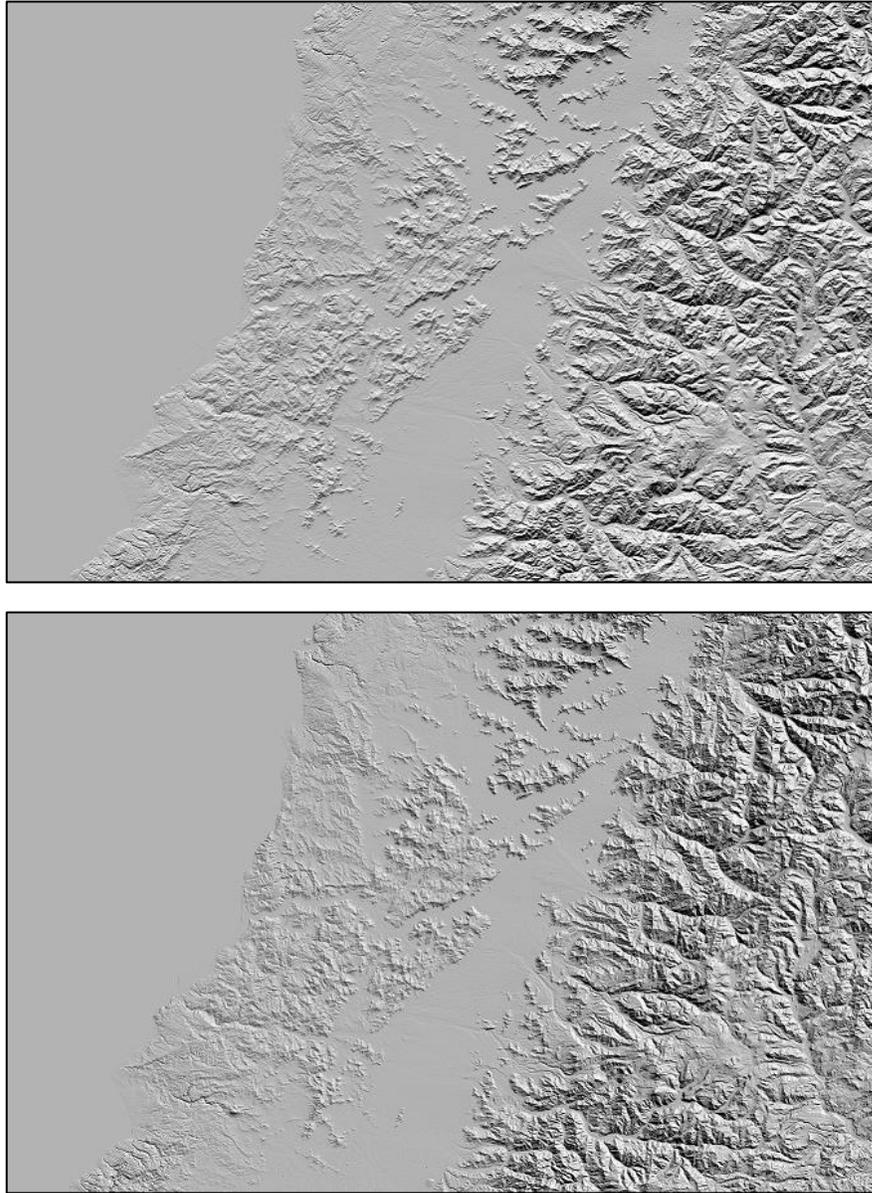


Figura 13. Imágenes de sombras de ladera *shaded relief*, obtenidas con el programa computacional ENVI. Arriba: Azimut de 0°, mejor observación de estructuras orientadas EW. Abajo: Azimut de 45°, mejor observación de estructuras orientadas NW

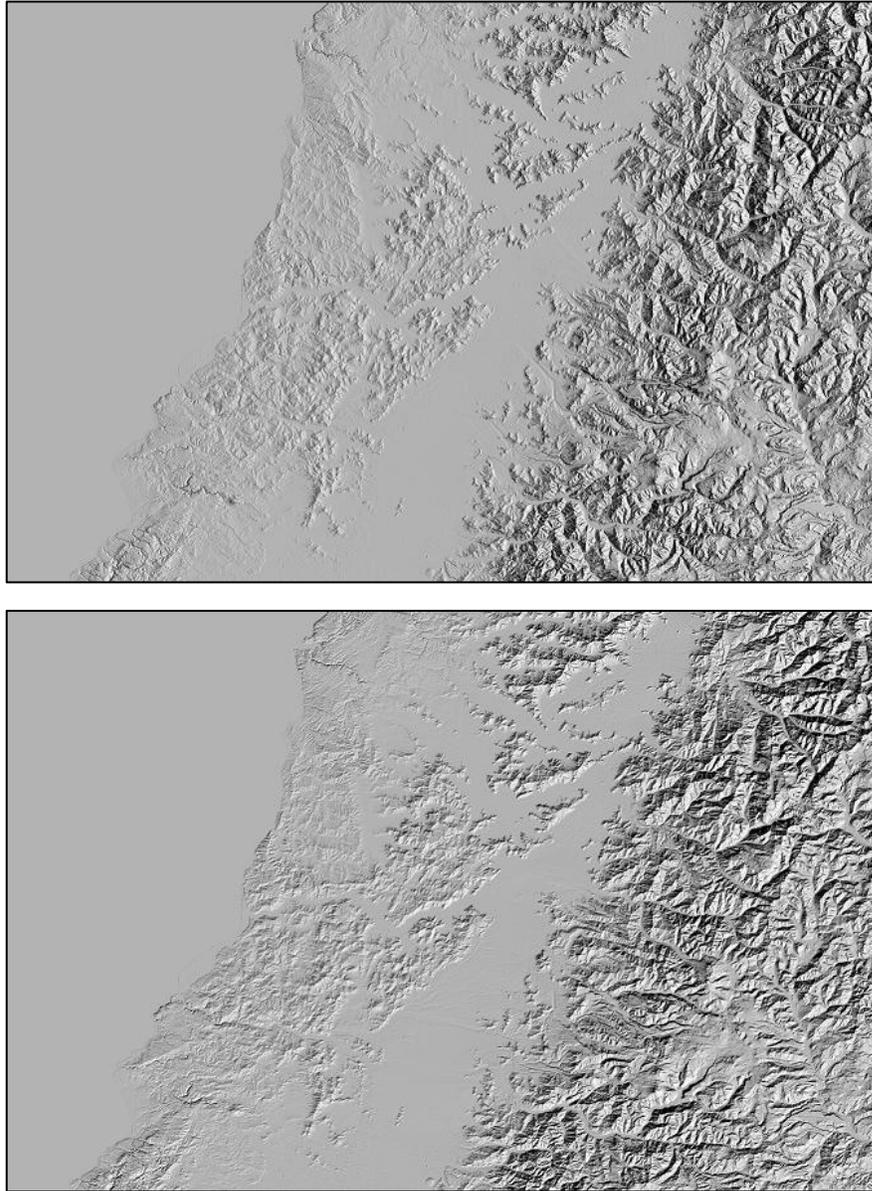


Figura 14. Imágenes de sombras de ladera *shaded relief*, obtenidas con el programa computacional ENVI. Arriba: Azimut de 90° , mejor observación de estructuras orientadas NS. Abajo: Azimut de 135° , mejor observación de estructuras orientadas NE

4.2.1 Antecedentes conceptuales

En primer lugar, para llevar a cabo este estudio y lograr un correcto entendimiento de los objetivos, es necesario definir los conceptos que permitan comprender y reconocer distintos tipos de fallas y su potencial sísmico. El primer concepto a discutir es el de neotectónica. Una deformación o movimiento neotectónico es aquel que ocurre durante el régimen de esfuerzo existente actualmente en una región determinada. Este concepto implica la definición de la tectónica activa que dice relación a los movimientos tectónicos susceptibles a producirse en escenarios futuros, a la escala de vida de una sociedad (Lavenu, 2005). De este modo, es posible analizar diferentes estructuras según el contexto regional actual, estableciendo patrones o reconociendo indicios de actividad en las mismas.

En el presente estudio, se consideran como estructuras sismogénicas aquellas fallas geológicas que podrían generar sismos. Así, y según lo expuesto anteriormente, una falla activa en términos neotectónicos será aquella que ha presentado movimientos durante el régimen tectónico actual. Ahora bien, en la rama de la geología aplicada a la ingeniería y, específicamente en proyectos de grandes estructuras y represas, una falla activa es la que ha presentado algún movimiento en los últimos 10.000 años, es decir, durante el Holoceno. Sin embargo, para instalaciones radioactivas este periodo se extiende por 500.000 años (González de Vallejo et al., 2002).

A continuación se definen los conceptos que serán considerados en este trabajo para referirse a las distintas fallas según su potencial sísmico ligado al régimen de esfuerzos de Chile.

Fallas activas

Son aquellas con evidencias, geológicas o instrumentales, de movimientos durante los últimos 10.000 años, Holoceno. Se incluyen además las estructuras que muestren actividad sísmica registrada o reconocidas en estudios paleosismológicos y/o morfotectónicos. Por lo tanto, algunas características relevantes que pudiesen dar indicios de la presencia de fallas

activas son el desarrollo de escarpes activos, desvíos de cursos de agua, interacción con depósitos sedimentarios recientes y actividad sísmica acotada.

Algunos ejemplos de fallas activas son:

- Falla Pichilemu. Esta falla se puede relacionar con el evento del 11 de marzo de 2010 (Descrita más adelante).
- Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui. Zona de deformación donde se han reconocido fallas sismogénicas con expresión superficial distinguible. Como ejemplo, se puede atribuir a este sistema el terremoto en la Falla Río Cuervo el 21 de abril de 2007.
- Falla Mejillones. Esta estructura presenta rasgos morfotectónicos y rupturas registradas en estudios paleosismológicos en los cuales se indicaría un último terremoto datado en aproximadamente 2.500 años. Esta estructura no presenta sismicidad instrumental reconocida.

Fallas potencialmente activas

Una falla potencialmente activa ha presentado movimientos durante el Cuaternario, es decir durante los últimos 1,6 millones de años.

Un ejemplo de falla potencialmente activa es la Falla San Ramón en cuya traza se observa un gran escarpe topográfico. Además, este sistema alcanzaría a deformar levemente los depósitos de la Depresión Central (Rauld, 2002).

Estudios en desarrollo demuestran que a la latitud de Santiago esta estructura presentaría sismicidad y además estaría afectando depósitos recientes, sin embargo en el área de estudio del presente trabajo no se tienen antecedentes que permitan concluir un comportamiento activo para esta falla.

Fallas capaces

Son fallas geológicas reconocidas en superficie o lineamientos morfotectónicos orientados apropiadamente bajo el régimen global de esfuerzo inter-sísmico o co-sísmico. Estas estructuras serían capaces de generar sismos.

Fallas reactivadas durante eventos mayores o asísmica

Son estructuras complejas sin sismicidad aparente ni registros asociados, las cuales solamente se podrían activar durante un terremoto de gran magnitud. De acuerdo a lo anterior, estas fallas podrían generar desplazamientos, pero no producir sismos.

Las fallas Aculeo y Naltagua, en la Región Metropolitana, que no tienen expresión morfotectónica destacada, si presentan desplazamientos observados con posterioridad al terremoto del 27 de Febrero de 2010 (Brantt, 2011, en desarrollo).

4.2.2 Falla Pocuro – San Ramón

Tal como se mencionó en el Capítulo 2.3.1, el sistema estructural asociado a la Falla Pocuro – San Ramón, estaría controlando el límite entre la Depresión Central y la Cordillera Principal en la zona centro – sur de Chile, con rasgos mayormente destacados a la latitud de Santiago. Esta estructura inversa de vergencia oeste correspondería a un retrocorrimiento, el cual formaría parte de un sistema mayor donde la deformación regional se desplazaría hacia el este (Farías, 2007) o un sistema de rampa *thrust* en el frente de un despegue basal con tasas de deslizamiento cercanas a los 0,4 [mm/año] (Armijo et al., 2010). Si bien estos modelos no influyen en el grado de peligro considerado en este trabajo, es relevante destacar que las observaciones superficiales muestran un cabalgamiento de rocas correspondientes a la Formación Abanico sobre depósitos cuaternarios, plegando levemente estos últimos (Rauld, 2002).

En cuanto a la morfología asociada a la traza de la Falla Pocuro-San Ramón, cabe señalar la existencia de un gran escarpe restringido al límite oriental de la Depresión Central, claramente distinguible en la región céntrica del país, a latitudes cercanas a Santiago, disminuyendo su expresión hacia el sur. Desde esta perspectiva, en el área que involucra el presente estudio se identifican algunos patrones morfológicos a fin de establecer un posible estado de actividad en esta estructura.

Por un lado, la continuidad de la falla hacia el sur se traza en superficie como una serie de lineamientos marcados pero discontinuos, que afectarían rocas de la Formación Abanico en el borde cordillerano. Así mismo, se han identificado desvíos en algunos cursos de agua, particularmente en los ríos Claro, Lontué y algunos tributarios a estos cauces. Este patrón se podría explicar en parte según el modelo planteado por Jackson et al. (1996) en el cual un sistema de fallas activas, con una dirección de desplazamiento hacia el oeste, modificarían la red hidrográfica (Figura 15). En este caso particular, las fallas involucradas serían la Falla Pocuro – San Ramón y probablemente la falla Los Ángeles – Infiernillo, o tal vez alguna estructura sin expresión superficial.

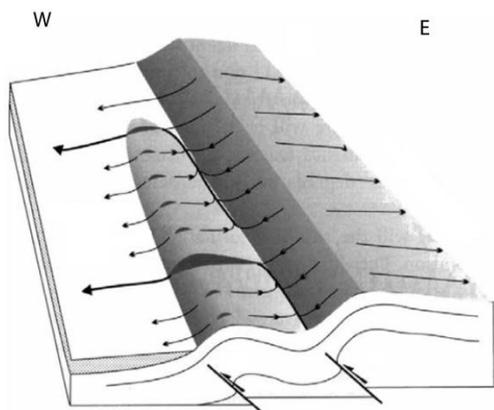


Figura 15. Esquema de la evolución de la red de drenaje en un sistema montañoso. Se observa el control estructural y asimetría en la hidrografía. Atendiendo a este patrón, si la deformación se desplaza hacia el oeste, la falla 2 es más joven que la falla 1. (Jackson et al., 1996).

Complementariamente, se obtuvieron perfiles longitudinales de los ríos Claro, Lontué, Lircay, Maule, entre otros, logrando distinguir anomalías o cambios abruptos en la pendiente de algunos de ellos (Figura 16). Estas singularidades, corresponden a indicadores de deformación tectónica reciente (Lavenu y Cembrano, 2008) y aparentemente estarían distribuidos

coherentemente con la prolongación de la Falla Pocuro – San Ramón propuesta en este trabajo (Figura 17).

De acuerdo con estos antecedentes, la Falla Pocuro – San Ramón afectaría rocas y sedimentos, mostrando además rasgos morfológicos que hacen presuponer su condición de actividad contemporánea o reciente y por ende es una estructura susceptible a generar terremotos con una tasa de recurrencia estimada entre 2.500 a 10.000 años (Armijo et al., 2010). Sin embargo, en el área de estudio no existen registros sísmicos que puedan correlacionarse, por lo tanto en este estudio se considerará la Falla Pocuro – San Ramón como una **falla potencialmente activa**, aun cuando estudio en desarrollo indiquen un grado de actividad mayor al este de Santiago.

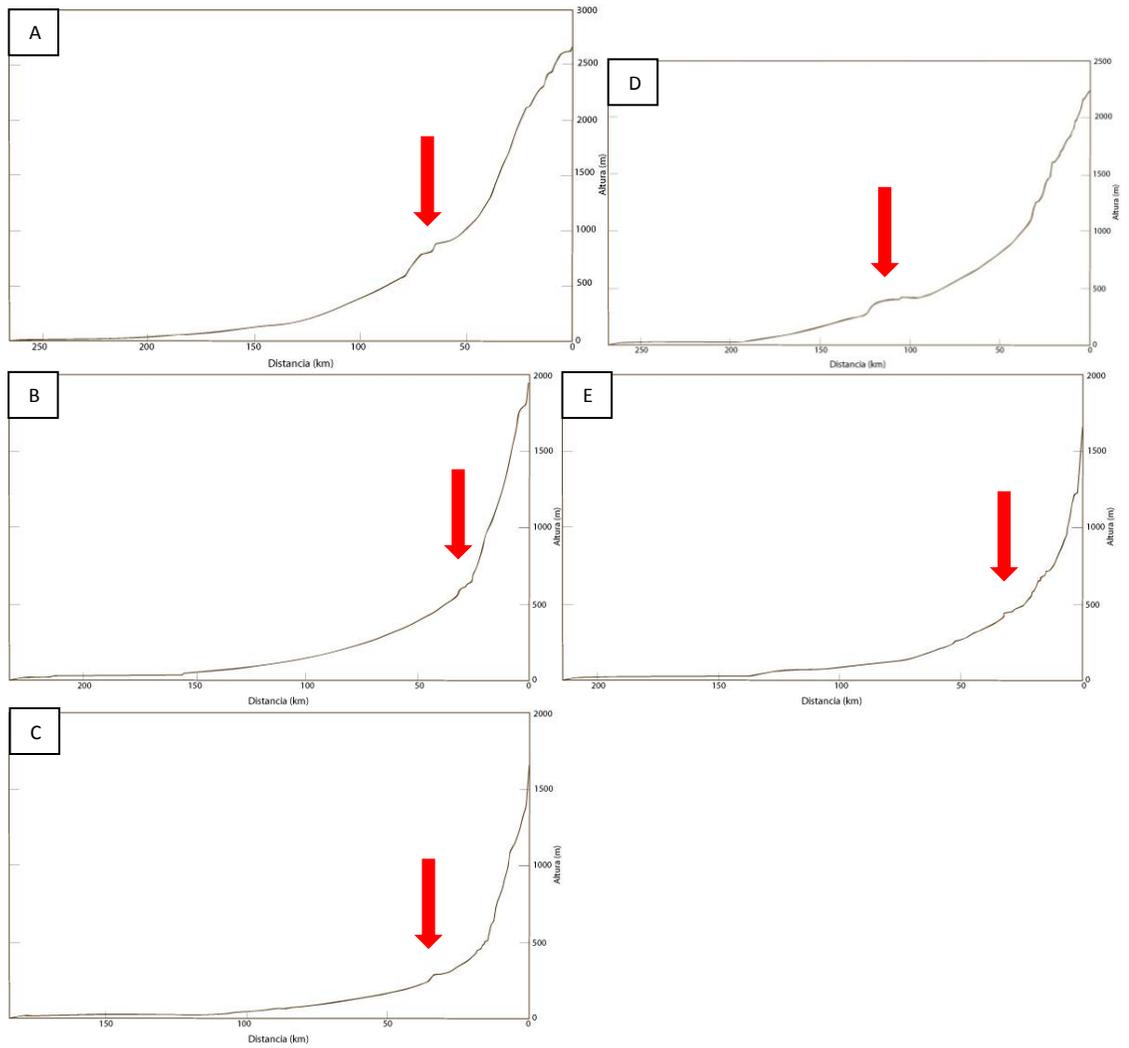


Figura 16. Perfiles longitudinales de los ríos Colorado – Lontué (A), Claro (B), Lircay (C), Maule (D) y Ancoa (E). La flecha roja indica la anomalía o *nick point* del perfil. Escala vertical común graduada en [m]. Escala horizontal independiente para cada uno [Km].

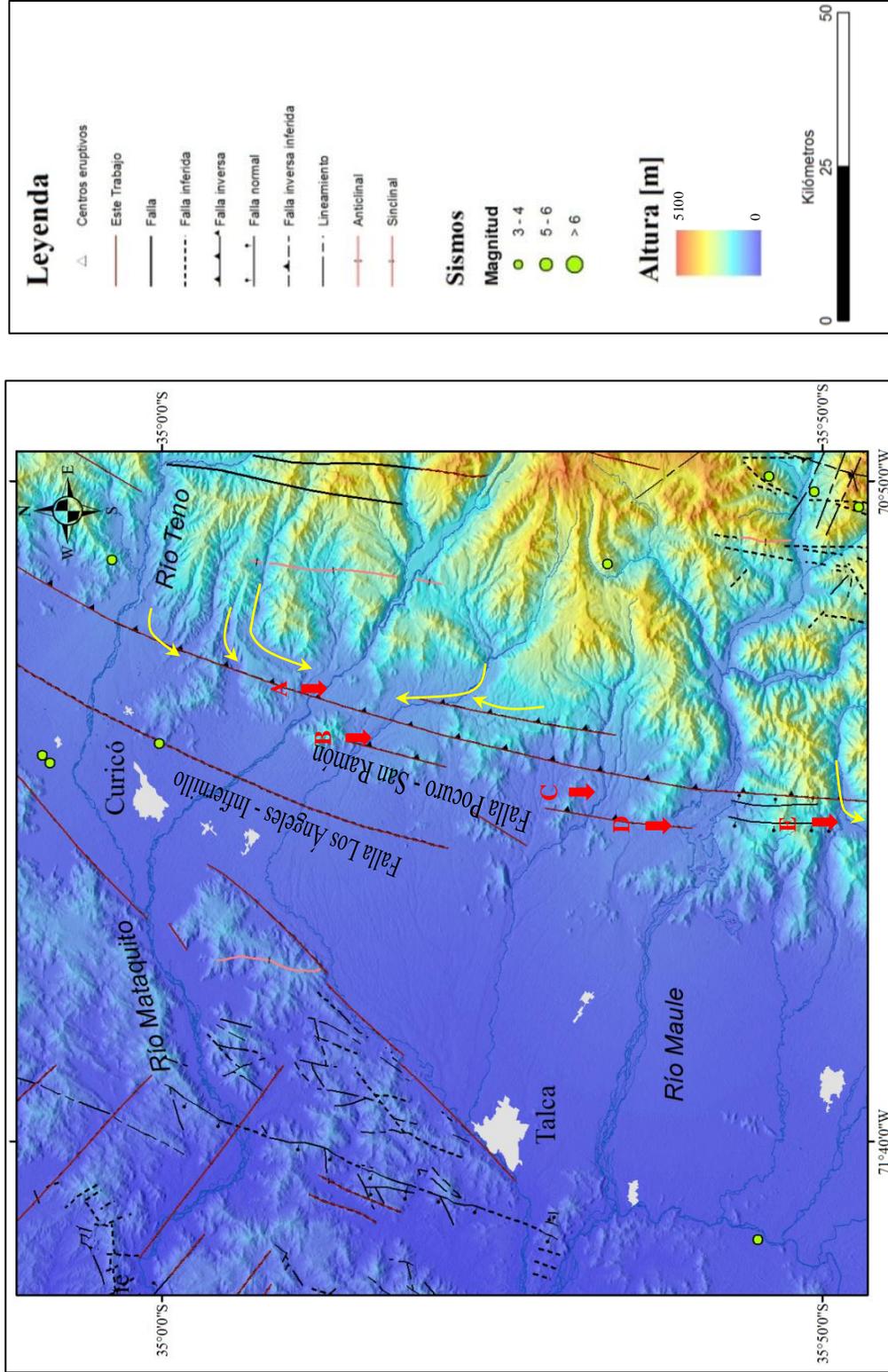


Figura 17. Mapa de estructuras, en el borde oriental de la depresión central se observa la Falla Pocuro - San Ramón como un sistema inverso con manteo hacia el este. Las flechas rojas señalan la ubicación de las anomalías en los *thalwegs* de los ríos analizados (ver Figura 16) y en amarillo se muestran los desvíos en algunos cauces menores. Escala 1:500.000

Finalmente, para estimar cuantitativamente el peligro asociado a la estructura en cuestión, Armijo et al., (2010) asumen un posible sismo en la Falla San Ramón al este de Santiago. Si este evento rompiera toda la traza (~30 km) con un hipocentro constreñido bajo los 15 km, el momento sísmico de dicho terremoto estaría entre 0,3 y 1,2 $\times 10^{20}$ Nm, lo cual correspondería a eventos de magnitud Mw 6,9 a 7,4.

4.2.3 Falla Los Ángeles – Infiernillo

Esta falla sería la estructura que delimita el borde occidental de la Depresión Central con la Cordillera de la Costa en la zona central de Chile (ver Capítulo 2.3.1). Corresponde a una falla normal, parcialmente invertida a falla inversa con vergencia hacia el oeste (Fock, 2005; Fock et al., 2006). En el área que comprende este trabajo, la traza estaría cubierta por los depósitos volcano-sedimentarios del valle central, sin expresiones claras en superficie salvo algunos lineamientos menores y “cerros isla” alineados.

Si bien podría existir proyección de la falla en profundidad, lo cual sería relevante para establecer el grado de peligro asociado a esta estructura, los escasos rasgos morfológicos y la falta de actividad sísmica relacionada, hacen complejo el entendimiento de este sistema y más aún su probable comportamiento tectónico reciente. Es por ello que esta falla no se considerará en la estimación del peligro sísmico.

4.2.4 Sistema de Falla Infiernillo – Los Cipreses

Este sistema de falla se observa en la parte noreste del área de estudio en las nacientes del río Infiernillo. Corresponde a un sistema de fallas inversas con vergencia este cuya orientación es en promedio N20°E en la parte sur y N-S en el sector norte.

La evolución y desarrollo de este sistema sería similar al de la Falla El Fierro, en cuanto al control de borde de cuenca, determinando la ubicación de importantes depocentros de la Formación Abanico. Habría registrado actividad de carácter normal desde el Eoceno y,

posteriormente, habría sido invertida durante el episodio deformativo del Mioceno tardío - Plioceno temprano con un desplazamiento mínimo de un kilómetro (Piquer et al., 2010).

El sistema Infiernillo-Los Cipreses coincide espacialmente con franjas de cuerpos intrusivos lo cual implicaría control en el ascenso de importantes volúmenes magmáticos. La presencia de cataclasitas, afectando rocas volcánicas e intrusivas, evidencia algún grado de actividad post magmática (Piquer et al., 2010).

La sismicidad registrada para esta estructura no es muy clara, aunque algunos epicentros podrían vincularse a este sistema (Figura 18). Sin embargo, considerando su orientación NE a NS en la Cordillera Principal, similar al sistema de fallas El Diablo – El Fierro (descrita más adelante), es pertinente hacer una relación entre ambos sistemas, esencialmente por el contexto tectónico establecido anteriormente para la Cordillera Principal. Por lo tanto, es muy probable que el sistema Infiernillo – Los Cipreses se vea afectado por el campo de estrés regional, pudiendo generar eventualmente algún evento sísmico. Es por ello que este sistema se define como una **falla potencialmente activa**.

Dentro de este sistema se incorporan además algunos lineamientos no descritos por Piquer et al. (2010) y que se encuentran ubicados a 10 – 15 km al oeste del sistema original con orientación más bien NS, levemente NNE.

4.2.5 Sistema de Falla El Diablo – El Fierro

Corresponde a la estructura regional más oriental de la Cordillera Principal entre los 33,30° y 36°S. En el sector noreste del área de estudio este sistema está representado por la Falla El Fierro, cual es considerada la estructura de mayor importancia en el control estructural de esta localidad. Hacia el norte, esta falla estaría correlacionada con la Falla El Diablo por su similitud tectónica y su relación con las unidades Mesozoicas y Cenozoicas (Fock, 2005, Fock et al., 2006).

Este sistema estaría además vinculado espacialmente con actividad magmática en la Cordillera Principal. En este aspecto, los volcanes Plachón Peteroa, Descabezado Grande, Cerro Azul y San Pedro – Pellado, así como las fuentes termales de Romeral, Termas del Flaco, San Pedro, Baño de las Yeguas y Llolli, entre otros, se sitúan exactamente en la Falla El Fierro, probablemente aprovechando espacios para el emplazamiento o transporte de magmas y fluido hidrotermales. De este modo el calor y la sobrepresión magmática debilitarían la roca, favoreciendo la propagación de estructuras (Cembrano y Lara, 2009).

En el sector de las nacientes del río Teno, la Falla El Fierro tiene un movimiento inverso de vergencia este con rumbo aproximado N-S y un manteo promedio entre 45-50° al oeste (Piquer et al., 2010). Al sur de este río, esta estructura aflora en las quebradas Vega Chica y La Zorra, y de continuar su extensión hacia el sur se encontraría cubierta por el plateau riolítico de edad Pliocena (González, 2008). Fue definida por Davidson (1971) como una falla inversa de alto ángulo que superpone rocas de la Formación Colimapu sobre unidades jurásicas y neocomianas. Sin embargo, se ha observado que rocas del bloque alzado son más jóvenes que las del bloque yacente, esto permitiría inferir que se trata de una falla que tuvo un movimiento normal y que posteriormente fue invertida, pero no completamente (González, 2008). Así, esta estructura habría actuado como una falla de borde de cuenca desde el Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano, la cual habría estado activa desde inicios de la depositación de la Formación Abanico (Piquer et al., 2010). La reactivación e inversión a falla inversa habría sido durante eventos compresivos entre el Mioceno inferior a medio (Giambiagi y Ramos 2003).

Particularmente al sur del río Teno, hasta el río Maule, se midió un largo aproximado de 90 km para el segmento mayor de la traza. No obstante, la continuidad de este sistema hacia el sur y norte podría ser incluso más extenso.

En cuanto a la sismicidad se han observado numerosos eventos cuya distribución de epicentros es acorde con la probable traza de falla en superficie (Figura 18). Esta característica es relevante pues indicaría que la Falla El Fierro presenta actividad sísmica y por ende debe ser considerada en estudios de peligro sísmico.

Tal como se mencionó en el Capítulo 4.1.2, el evento del 28 de Agosto de 2004, localizado aproximadamente a los 35°S, alcanzó una magnitud $M_w = 6.5$ y habría mostrado un comportamiento de rumbo dextral a profundidades corticales. Este sismo revela el comportamiento tectónico que caracteriza la cinemática de la Cordillera Principal y que en la región de estudio se asocia al sistema de Falla El Diablo-El Fierro (e.g: Comte et al., 2008; González, 2008; Farías, 2007).

En base a los datos expuestos anteriormente, se establece que el sistema de Falla El Diablo – El Fierro, en particular la Falla El Fierro, correspondería a una **falla activa** con desplazamiento de rumbo y actividad sísmica considerable.

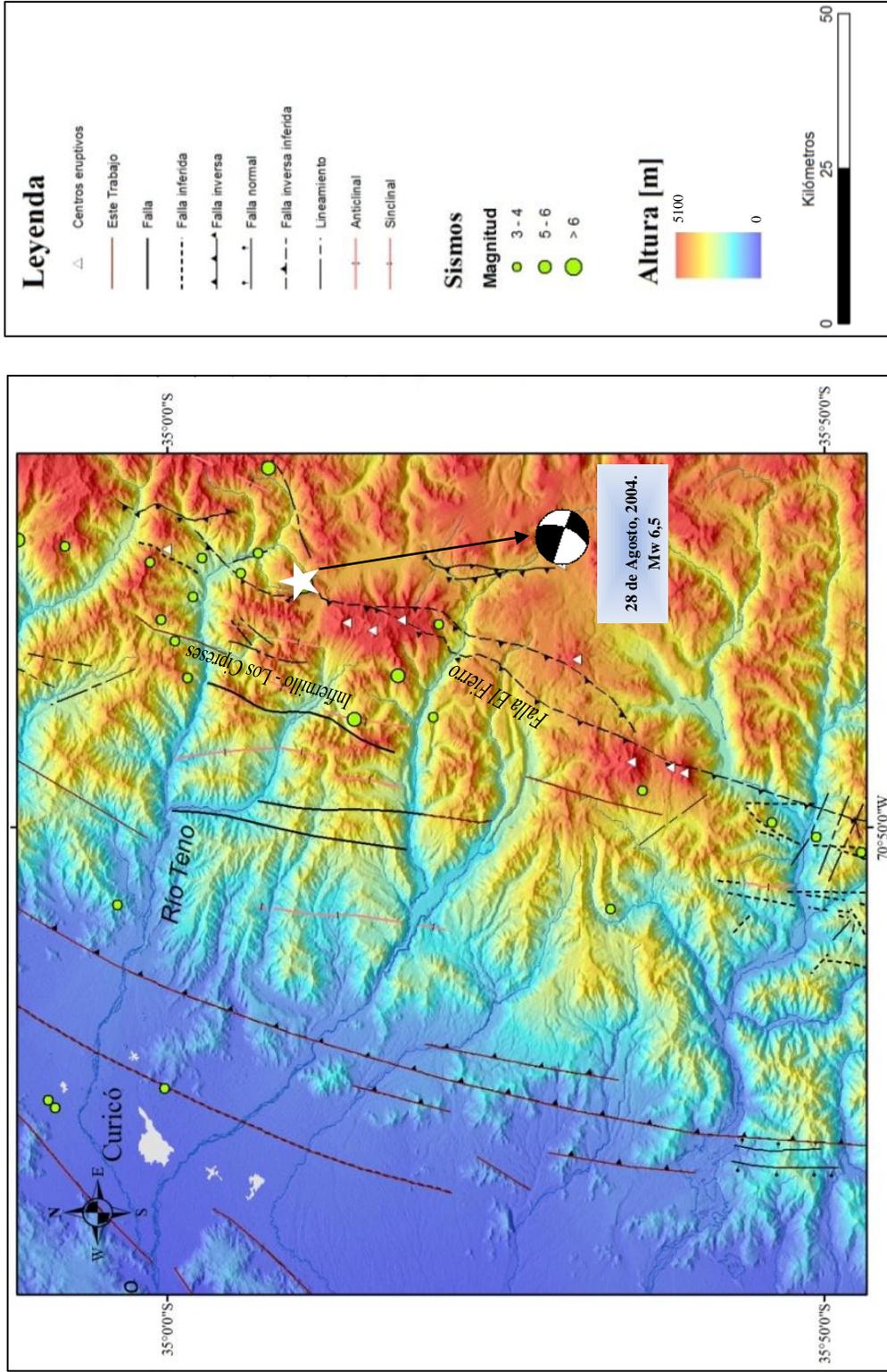


Figura 18. Mapa de estructuras en la Cordillera Principal, escala 1:500.000. En verde se muestra la sismicidad cortical a profundidades menores a 20 Km según Servicio Sismológico Nacional. El evento principal del 28 de Agosto de 2004 está representado por la estrella blanca junto al mecanismo focal obtenido del catálogo global Harvard CMT.

4.2.6 Fallas Pichilemu y Pichilemu - Vichuquén

Si bien las fallas Pichilemu y Pichilemu-Vichuquén se encuentran parcialmente fuera del área de estudio, es importante considerar su efecto en la zona comprendida entre los ríos Teno-Mataquito y Maule, principalmente por la relación que tendrían estas estructuras con el sismo del 11 de Marzo de 2010, además de la cercanía y posible proyección e influencia que podrían tener estas fallas dentro del área que involucra este trabajo.

La Falla Pichilemu-Vichuquén se ubica en la Cordillera de la Costa atravesando las localidades de Pichilemu y el Lago Vichuquén (Figura 19). La orientación de la traza es principalmente NNW a NS y en su segmento sur se dispone NW. Su cinemática indicaría movimiento inverso levemente sinistral, de carácter prominentemente frágil y habría sido formada hace unos 100 Ma., así, su máximo desplazamiento vertical podría ser estimado en 3-4 km concomitante con el cierre de cuencas y aceleración de la exhumación del antearco como resultado de un evento compresivo a nivel regional (Willner et al., 2009).

Por otro lado, la Falla Pichilemu, también ubicada en la Cordillera de la Costa en la localidad de Pichilemu, puede reconocerse asociada a lineamientos morfológicos como escarpes, desvíos y encauces de ríos, presenta una orientación NW-SE y, en este trabajo, su longitud se estima en ~65 km.

Para determinar la cinemática de esta última estructura, se analiza el sismo del 11 de Marzo de 2010, cuyo epicentro se localiza al norte-este de Pichilemu lugar donde habría comenzado la ruptura. El mecanismo focal indica un plano de falla con movimiento normal y rumbo NW, lo que es consecuente con la dirección de la Falla Pichilemu. Para establecer el área y propagación de ruptura, se estudia la distribución de réplicas asociadas al evento mayor entre el 11 y 31 de Marzo de 2010. Luego, aplicando la herramienta *Directional Distribution* del programa ArcMap, se observa que los eventos menores definen una zona de ruptura que se propaga hacia el SE, reflejando una orientación NW-SE, lo cual sería concordante con la traza de la Falla Pichilemu y algunos lineamientos NW-WNW que podrían pertenecer al mismo sistema (Figura 19).

Información relevante a considerar, es el trabajo de Arriagada et al. (2011), quienes estudian estructuras co-sísmicas y su asociación con el terremoto del Maule ocurrido el 27 de Febrero de 2010 (Figura 19). En sectores del margen continental de la séptima región, los autores reconocen estructuras extensionales afectando rocas débiles, depósitos aluviales y fluviales, suelos y pavimento. La orientación preferencial de estos arreglos, entre Pichilemu e Iloca, es esencialmente NW, lo cual se puede asociar espacialmente con fallas preexistentes de orientación NW-WNW. Esta relación indicaría que algunas fallas mayores fueron parcialmente reactivadas como fallas normales durante este evento mayor.

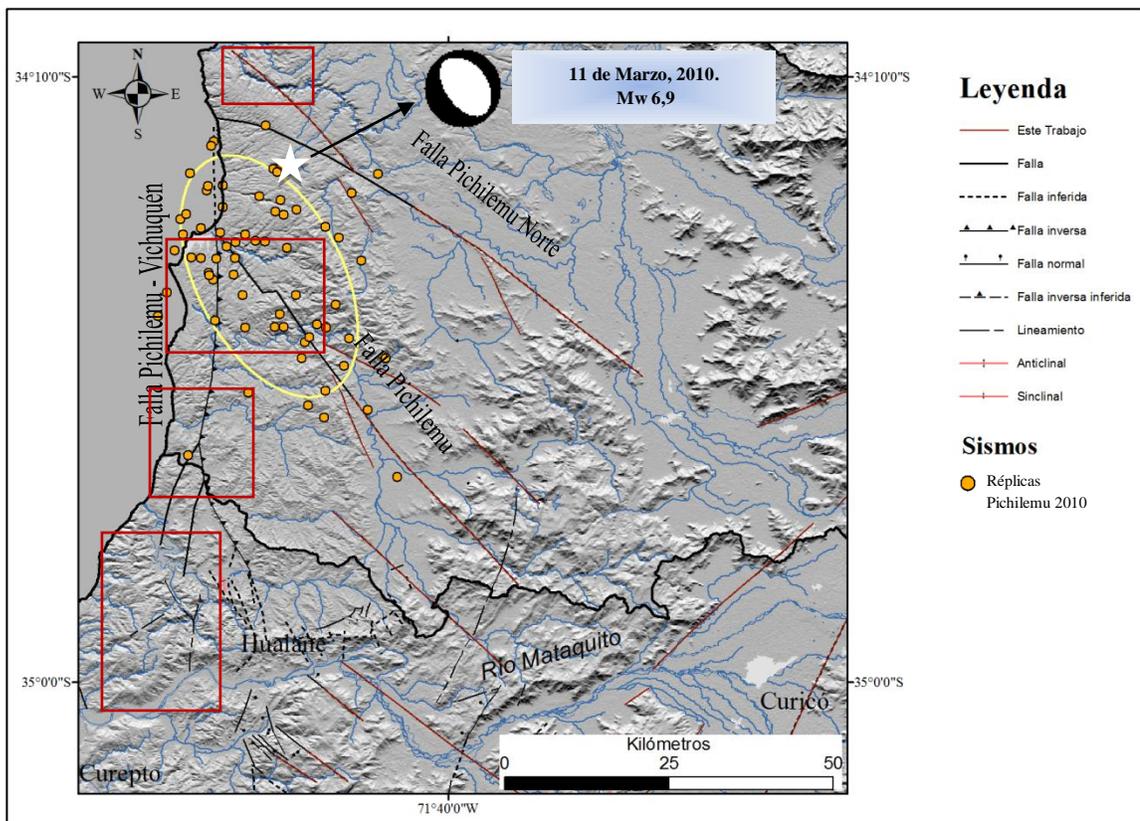


Figura 19. Fallas Pichilemu, Pichilemu Vichuquén y estructuras al nor-oeste del río Mataquito, escala 1:500.000. Se muestra el evento mayor del 11 de Marzo de 2010 marcado con una estrella blanca y en naranja las réplicas asociadas. El círculo amarillo indica la dirección preferencial que delimitaría la zona de ruptura y la dirección de propagación que comenzó con el evento principal. Las áreas con presencia de estructuras co-sísmicas descritas por Arriagada et al., (2011) se muestran en los rectángulos rojos.

Finalmente, se realizaron perfiles longitudinales en los esteros Las Palmas – Nilahue y Topocalma a fin de reconocer patrones anómalos en la pendiente de los mismos (Figura 20). El estero Las Palmas – Nilahue sigue su curso a través del sistema de la Falla Pichilemu y en el perfil asociado se reconocen tres irregularidades o *nick points* (A1, A2, A3) las cuales conversan con el sistema de estructuras presentes en la zona. Por otra parte, el Estero Topocalma recorre parte de una estructura, mapeada como falla en el Mapa Geológico de Chile (SERNAGEOMIN, 2003), la cual presenta una orientación NW a WNW al norte de la Falla Pichilemu. En el perfil correspondiente se observan dos zonas de cambio abrupto vinculadas espacialmente a la traza de este lineamiento mayor.

En base al análisis expuesto anteriormente, se establece lo siguiente:

- I. Es válido interpretar que la Falla Pichilemu-Vichuquén pudo haber sido reactivada parcialmente durante el terremoto del 27 de Febrero de 2010, cumpliendo un rol en la liberación de estrés por rebote elástico y generando estructuras co-simicas, vale decir que la orientación NNW a NS de su traza está dispuesta favorablemente con este ciclo sísmico. Debido a la carencia de sismicidad registrada, no serían consecuente con una estructura activa, sino más bien con una estructura capaz de producir sismos, sobre todo en su segmento sur donde la orientación cambia a NW-SE (estructuras analizadas más adelante en Capítulo 4.2.9). Más aún, su cinemática inversa sería consecuente con el régimen compresivo y acortamiento E-W durante el ciclo inter-sísmico. De este modo se define la Falla Pichilemu - Vichuquén como una **falla capaz**.

- II. La Falla Pichilemu muestra características morfológicas que indican actividad neotectónica, además se reconoce una relación directa con el terremoto cortical del 11 de Marzo de 2010 y con la propagación de la ruptura. Así, esta falla probablemente estaría asociada a un sistema mayor con orientaciones NW a WNW,

el cual además se podría ver influenciado por eventos sísmicos mayores, como el terremoto del Maule el 27 de Febrero de 2010, a fin de activar estructuras pre-existentes. Junto con lo esto, al observar la sismicidad de la zona se reconocen algunos eventos que parecieran estar asociados a este sistema (Figura 20). De acuerdo a lo anterior, la Falla Pichilemu se considera una **falla activa**.

- III. A partir de imágenes satelitales y modelos de elevación, la falla ubicada al norte de Pichilemu, se proyectó como inferida hacia el SE. Asimismo, observando la sismicidad de la zona, existen dos eventos que pudieran estar relacionados espacialmente a esta estructura según la ubicación de epicentros. Esta característica junto con los *nick points* encontrados en el Estero Topocalma (perfil B), son datos suficientes para definirla como una **falla activa**.

En este trabajo, a esta última estructura se le llamará informalmente “Falla Pichilemu norte”.

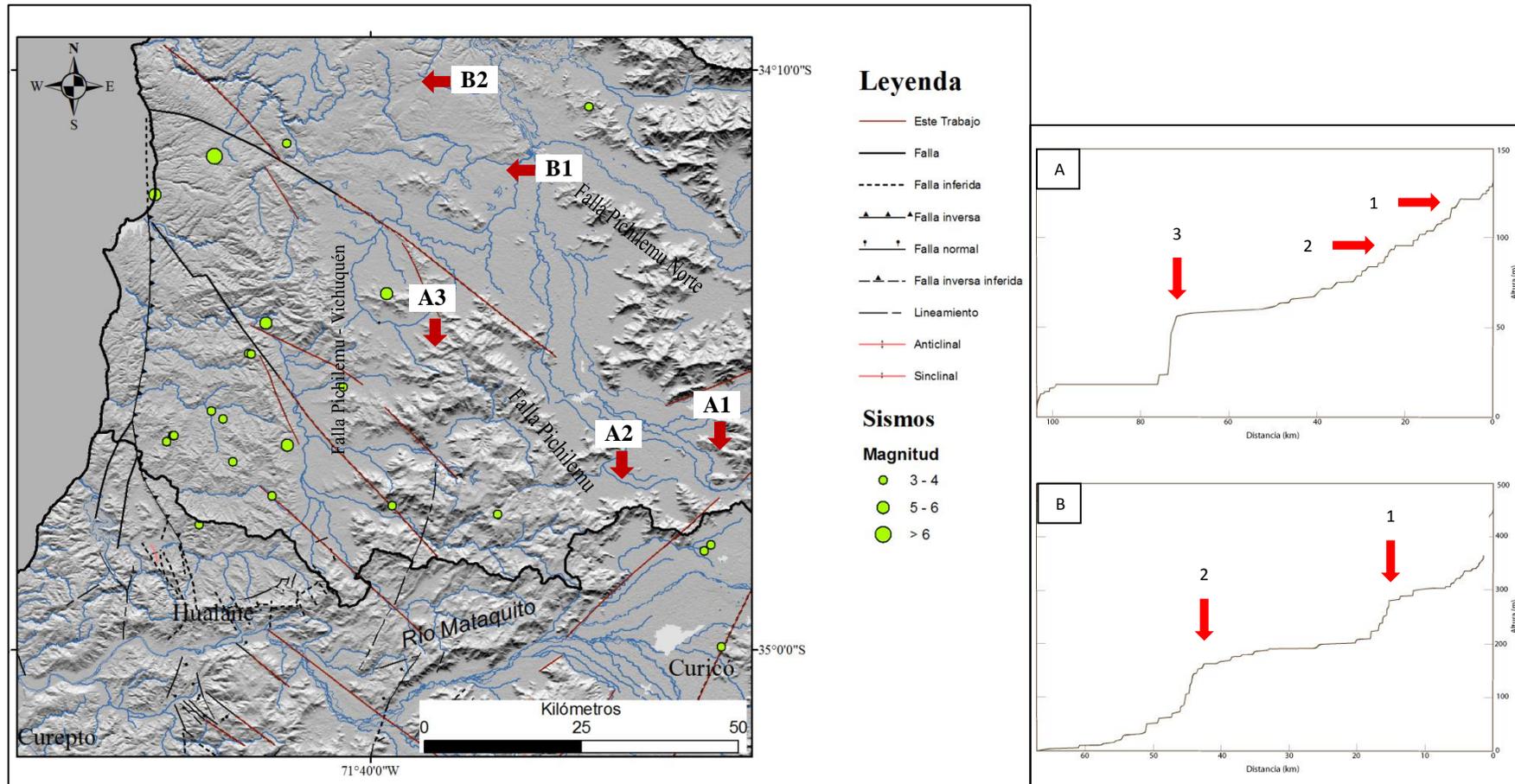


Figura 20. Izquierda: Fallas Pichilemu, Pichilemu Vichuquén y estructuras al nor-oeste del río Mataquito, escala 1:500.000. Se muestra la sismicidad cortical, a profundidades menores a 20 Km, obtenida del Servicio Sismológico Nacional y complementada con catálogo NEIC. Las flechas de color rojo señalan la posición de las anomalías en los *thalwegs* del Estero Las Palmas – Nilahue (A) y Estero Topocalma (B). Derecha: Perfiles longitudinales o *thalwegs* del Estero Las Palmas – Nilahue (A) y Estero Topocalma (B) obtenidos con el programa computacional *River Tools*. Las flechas de color rojo señalan la posición de las anomalías o *nick points* encontradas.

4.2.7 Falla Litu

Es el sistema de fallas más relevante en el sector oriental de la Cordillera de la Costa. Ha sido estudiada por Bravo (2001) quien establece que corresponde a una falla normal dispuesta con rumbo N10-N15°E (Figura 22). Su manteo hacia el oeste pondría en contacto rocas de los Estratos de Litu con rocas intrusivas faneríticas del Cretácico. En algunos sectores del contacto por falla se puede observar alteración hidrotermal, lo que permitiría interpretar una fallamiento ocurrido simultáneo al emplazamiento de los cuerpos intrusivos o durante el enfriamiento de los mismos.

Esta estructura no presentaría indicios de actividad reciente según registros sísmicos o algún antecedente que revelen signos de desplazamiento en depósitos cuaternarios. Además su orientación no es concordante con el régimen de estrés inter-sísmico o co-sísmico.

Por otra parte, al norte de esta falla se encuentran algunas estructuras con similar orientación que han sido cartografiadas en el mapa geológico de Chile (SERNAGEOMIN, 2003). Luego, se asumirá una correlación entre ambas estructuras como una posible proyección hacia el norte de la Falla Litu.

No se descarta que estas estructuras puedan reactivarse durante eventos significativos, sin embargo para el terremoto del 27 de Febrero de 2010, no se cuenta con observaciones de desplazamientos que revelen una posible reactivación, por tanto la Falla Litu y su proyección hacia el norte se definen como **fallas reactivadas durante eventos mayores o asísmicas**.

4.2.8 Sistemas de estructuras definidas por Morel (1981)

Morel (1981) define y estudia diferentes sistemas de estructuras en la Cordillera de la Costa al sur del río Mataquito. Éstas se orientan en tres direcciones preferenciales: NS, NE-SW y NW-SE (Figura 22).

Falla El Guindo

Dirección norte-sur que pone en contacto rocas graníticas cataclásticas de edad Paleozoico Superior? – Triásico Inferior? con rocas de la cobertura estratificada triásica-jurásica. El movimiento de esta falla sería de componente vertical el cual produjo alzamiento relativo del bloque occidental de rocas graníticas. Esta estructura sería según Morel (1981) de edad pre-triásica reactivada durante el Mesozoico. En razón que no existen mayores antecedentes de su desplazamiento actual, y ya que habría sido reactivada sólo en el Mesozoico, esta falla se considera como **falla fósil**.

Juego de fallas de rumbo N30° - 40°E

Grupo de fallas con poca densidad representada principalmente por la falla que corre por el curso inferior de la Quebrada Honda, por la falla de Quebrada Limávida y por lineamientos en el sector del Alto de Buenos Aires y Cerro Retamilla. Debido a que las trazas reconocidas no son mayores a los 5 km y por su escasa presencia, lo cual no tendría un efecto significativo en el peligro sísmico, estas estructuras no se considerarán en el análisis que involucra este trabajo.

Juego de fallas de rumbo N30° - 55°W

Corresponde a fallas sub-verticales a verticales, fracturas y lineamientos con la mayor densidad de distribución areal en la zona estudiada por Morel (1981). Este sistema atraviesa todas las estructuras descritas anteriormente, produciendo un basculamiento con saltos verticales y desplazamientos horizontales no mayores a 50 m. Las fallas más representativas de este set, son las que recorren las quebradas El Ajial y Rojas, las del sector sur de Puntilla de Paula y la falla que atraviesa la localidad de La Junta en el Estero Rapilermo (Figura 22).

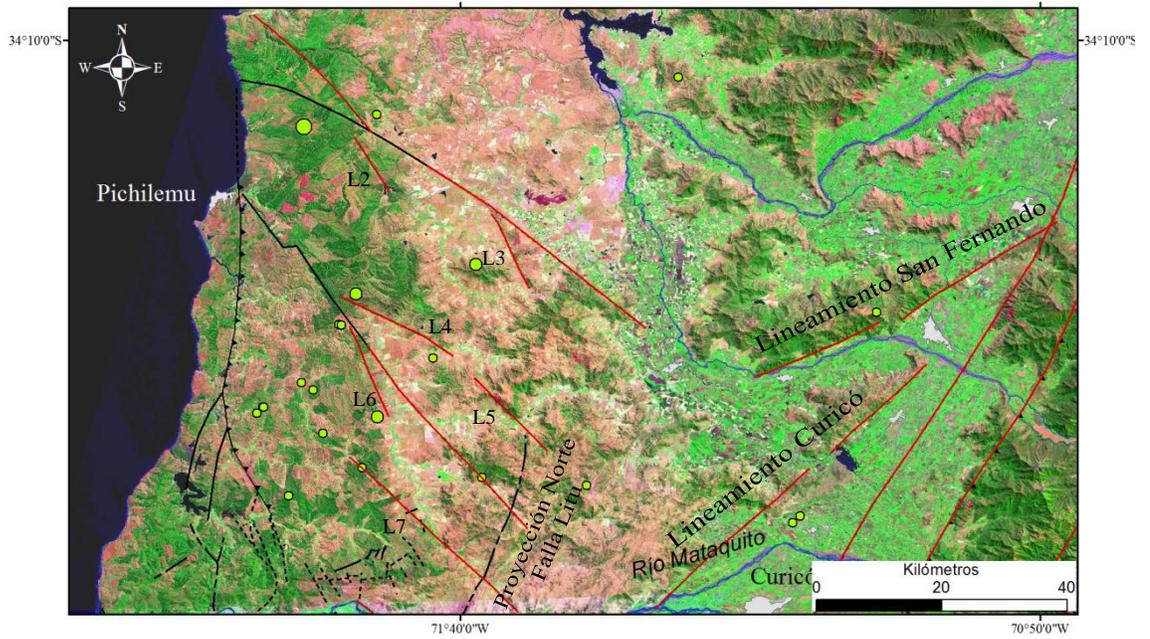
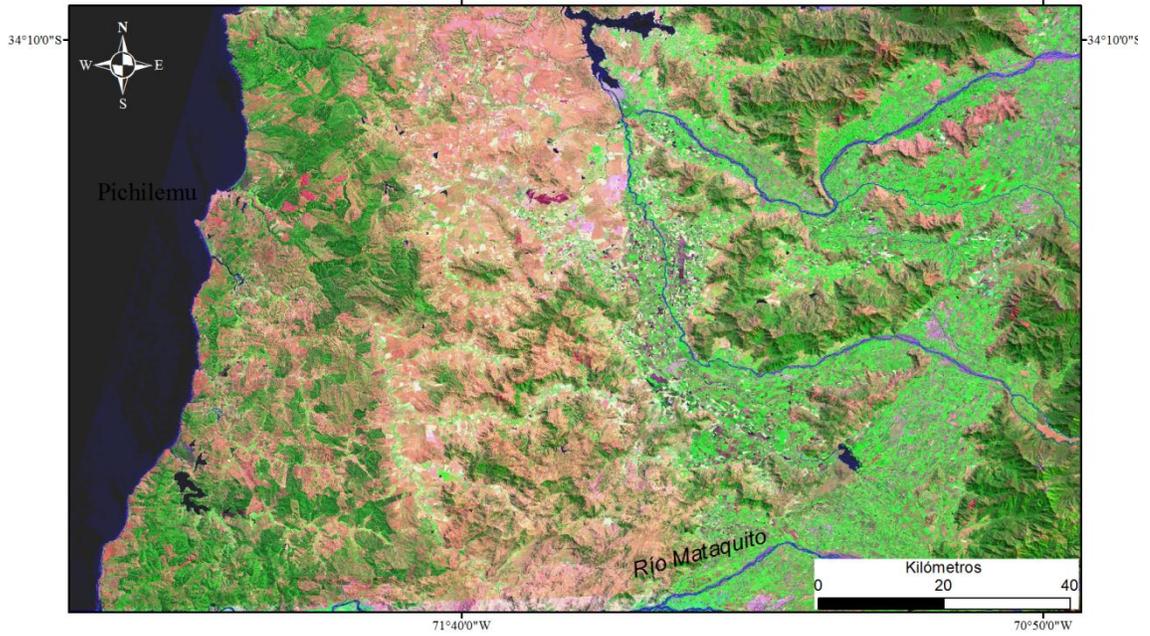
Este último set de estructuras presenta características relevantes para suponer algún grado de peligro asociado. Sus relaciones de corte que indican que serían las fallas más jóvenes pues cortan todas las estructuras dispuestas en otras direcciones, así como la orientación NW (analizado más adelante) permiten definir este ser como **potencialmente activo**.

4.2.9 Estructuras NW-SE y NE-SW

Utilizando los modelos de elevación (DEM) junto a imágenes satelitales, se pueden distinguir claramente aquellas estructuras descritas anteriormente en la Cordillera de la Costa (fallas Pichilemu y Pichilemu-Vichuquén), pero además se reconocen direcciones lineares importantes de orientación NW-SE (Figura 21 y Figura 22). Estos lineamientos son paralelos a las estructuras mayores como la falla Pichilemu. A su vez, este sistema pareciera estar ligado a otras fallas activas/potencialmente activas al norte de la región (Figura 23). A modo de ejemplo se menciona la zona de falla Marga-Marga, descritas en la localidad de Valparaíso-San Antonio, la cual correspondería a un conjunto de fallas normales, de rumbo ~NW, afectando depósitos cuaternarios y con sismicidad asociada (Sabaj, 2008), lo cual para este trabajo correspondería a una falla activa de orientación NW.

Asimismo, en la Cordillera de la Costa del norte de Chile existen evidencias de estructuras extensionales sugiriendo que durante y/o al poco tiempo de ocurrido un gran terremoto de subducción, es posible que exista reactivación de estructuras consistentes con el campo de estrés estático y dinámico generado por el terremoto. Así, una orientación NW de grietas extensivas sería consistente con un eje σ_3 en dirección NE-SW relacionado a la sismicidad de la región (Loveless et al., 2009). El origen de estas estructuras extensivas sería el resultado de rebote elástico co-sísmico durante el terremoto, alzamiento regional seguido de colapso gravitacional y/o fracturamiento inter-sísmico localizado en pliegues con gran longitud de onda (González et al., 2003; Loveless et al., 2009; Arriagada et al., 2010).

Desde esta perspectiva, el reconocimiento de estructuras con orientaciones NW-SE en la Cordillera de la Costa es de suma importancia pues formarían parte de un sistema estructural de carácter regional con fallas activas o potencialmente activas que responderían a un campo de estrés extensivo con σ_3 aproximadamente NE-SW. Más aún, estas estructuras podrían no estar caracterizadas sísmicamente, pero sí podrían reactivarse durante grandes terremotos de subducción. Luego, estos argumentos permiten considerar las estructuras NW-SE como **potencialmente activas**.



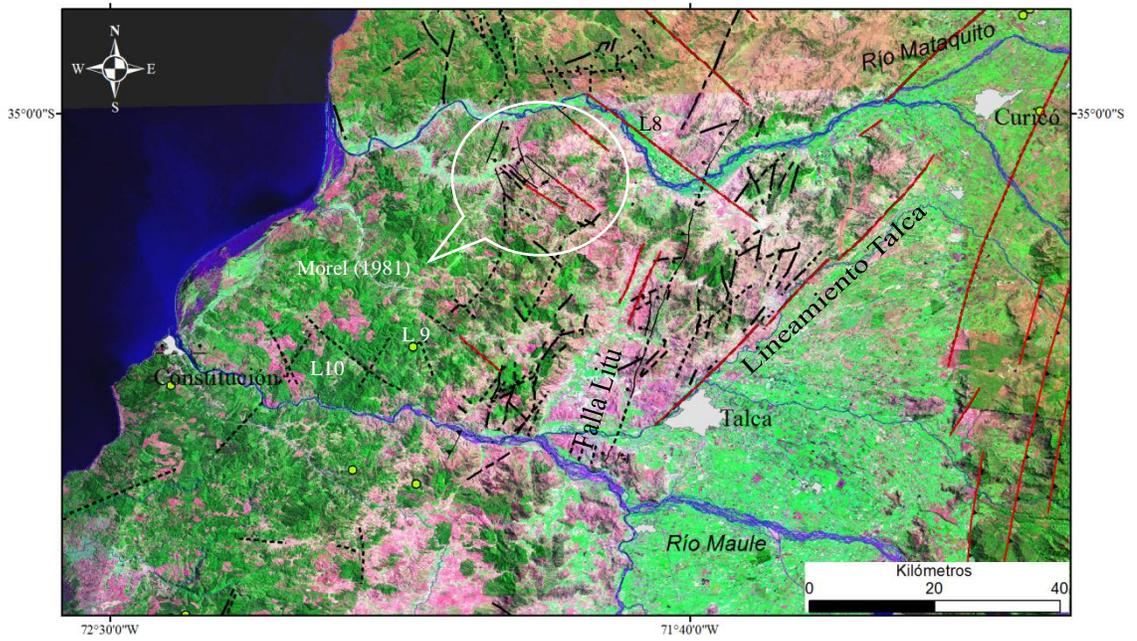
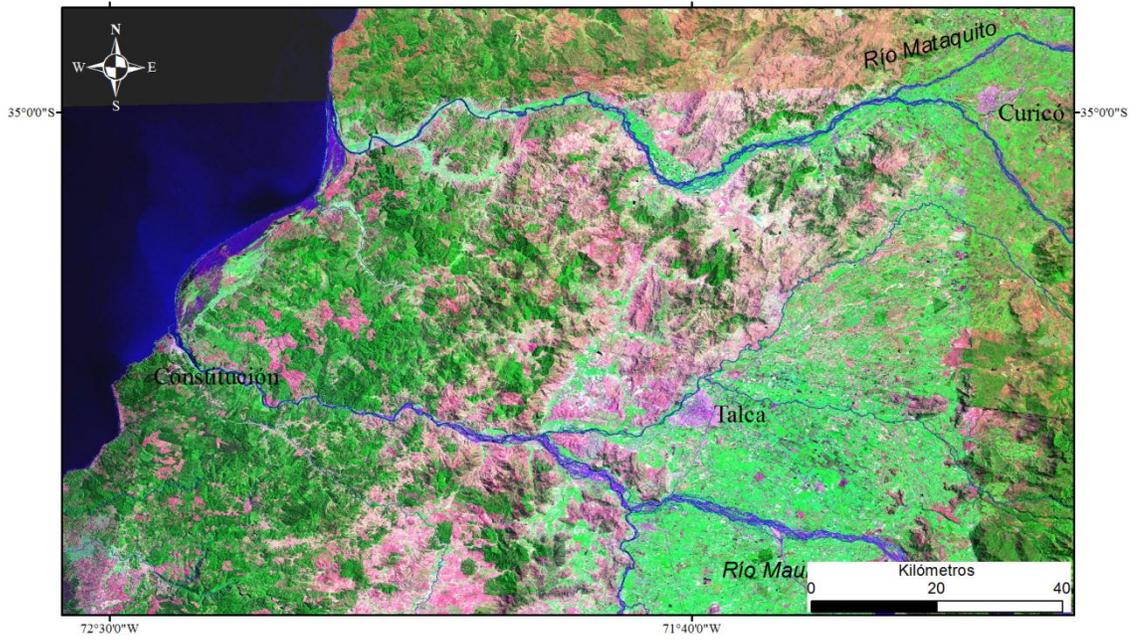
Leyenda

- Este Trabajo
- Río
- Falla
- Falla inferida
- ▲ Falla inversa
- ▼ Falla normal
- ▲ Falla inversa inferida
- Lineamiento
- Anticlinal
- Sinclinal

Sismos

- 3-4
- 5-6
- > 6

Figura 21. Imagen Landsat con ubicación de lineamientos (Li) y estructuras mayores, al norte de río Mataquito. Escala 1:500.000.



Leyenda

- Este Trabajo
- Falta
- - - Falta inferida
- ▲ Falta inversa
- ▲ Falta normal
- ▲ Falta inversa inferida
- Lineamiento
- Anticlinal
- Sinclinal

Sismos

- 3-4
- 5-6
- > 6

Figura 22. Imagen Landsat con ubicación de lineamientos (Li) y estructuras mayores, al sur de río Mataquito. Escala 1:500.000.

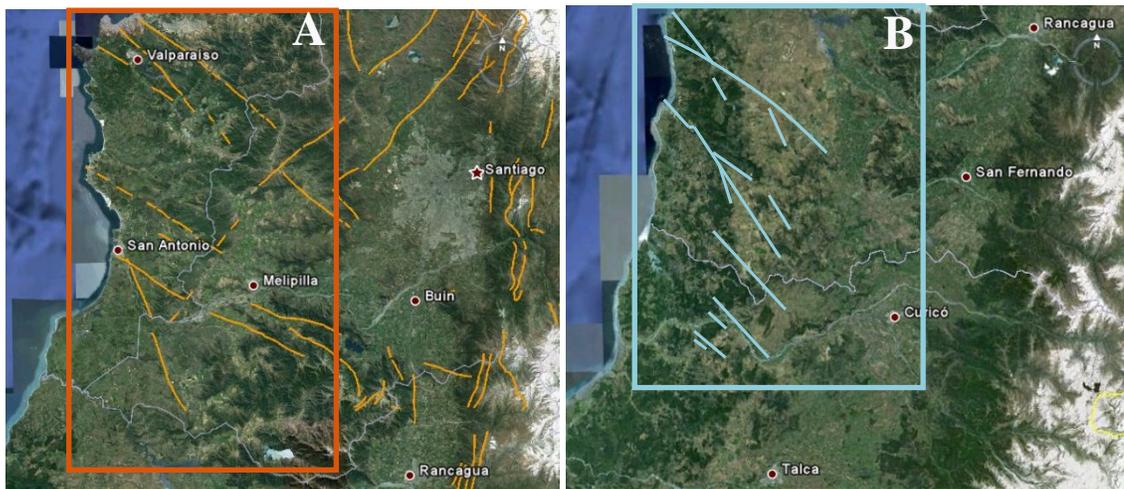
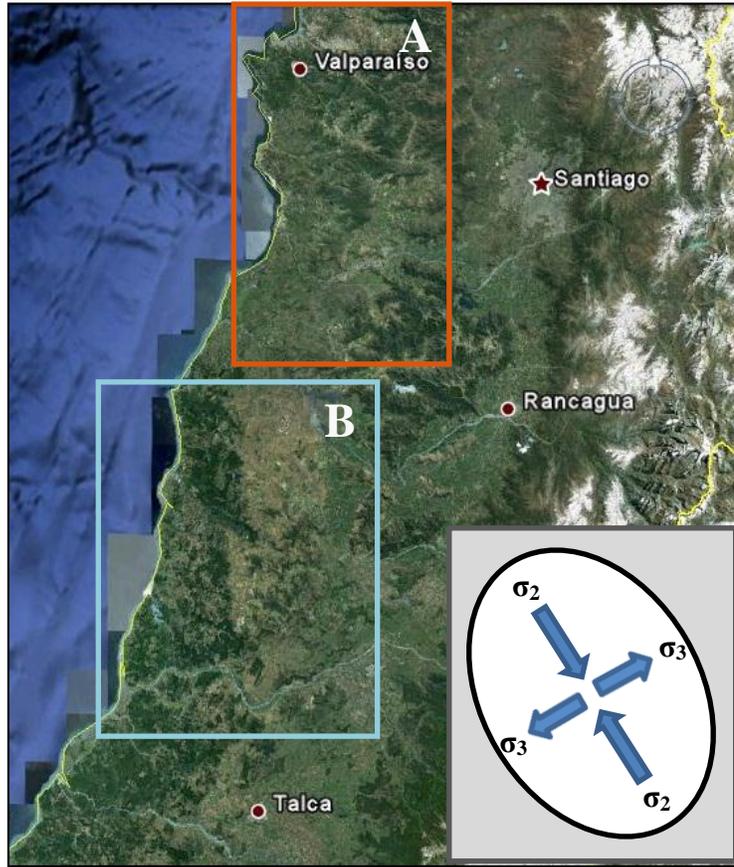


Figura 23. Relación regional entre lineamientos y estructuras mayores orientadas NW-SE en la Cordillera de la Costa entre Valparaíso y Talca. Arriba: Ubicación de estructuras a escala regional. Abajo: Detalle de sistemas NW-SE (A) al oeste de Santiago (Sabaj, 2008) y (B) área de estudio entre Pichilemu y Talca. Imágenes obtenidas de *Google Earth*. Se incorpora además la dirección de esfuerzos para estas estructuras en ciclos co-sísmicos o inter-sísmicos.

Por otra parte, el borde oriental de la Cordillera de la Costa, se caracteriza por grandes lineamientos NE que limitan esta unidad con la Depresión Central (Figura 21 y Figura 22). Bravo (2001) reconoce dos direcciones principales de fallamiento en la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule. El rumbo preferencial de estas estructuras es N15E y N70E, que corresponderían a fallas normales afectando secuencias Cretácicas salvo la Formación Lo Valle, aunque no se descarta que si pudiesen estar afectando esta unidad.

En estos lineamientos destaca además la directa relación con la red hidrográfica, donde resalta el desvío de cauces hacia el suroeste (Figura 24). Este patrón sumado al rasgo lineal característico, sugiere que existe algún control o influencia tectónico-estructural en los márgenes occidentales del valle central. Más aún, considerando el control dextral existente en la Cordillera Principal inducido en parte por la oblicuidad de la subducción, sumado al avance del antearco en dirección norte (Farías, 2007), se podría explicar por la ocurrencia, a gran escala, de estructuras de Riedel. Estas se desarrollan comúnmente en zonas de cizalle cuya geometría básica consta de un conjunto de arreglos en *échelon* denotados por R y R' (Katz et al., 2004) (ver esquema Figura 24). Por otra parte, Moreno (2004) propone un modelo de rotación de bloques en sentido horario para el sector de la Península de Arauco al sur del área de estudio (Figura 25). Este modelo alternativo también podría explicar la disposición de los lineamientos NE.

Por lo tanto, en base a los antecedentes presentados, estas manifestaciones corresponderían a indicios de actividad neotectónica, luego se definen los lineamientos NE como estructuras **potencialmente activas**.

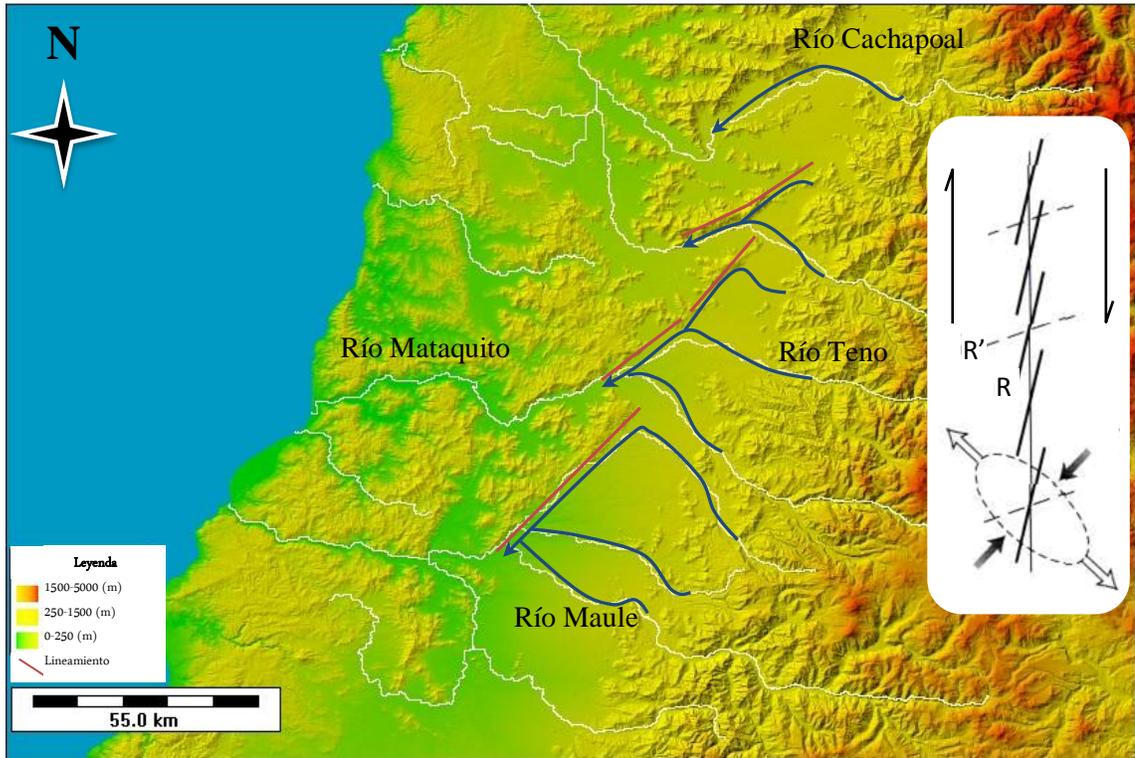


Figura 24. Lineamientos mayores de dirección NE-SW, que delimitan la Depresión Central con la Cordillera de la Costa. Se observa un claro control en el desvío de cauces y ríos. A la derecha se muestra un esquema con las estructuras de Riedel, R y R', para un sistema trancurrente dextral.

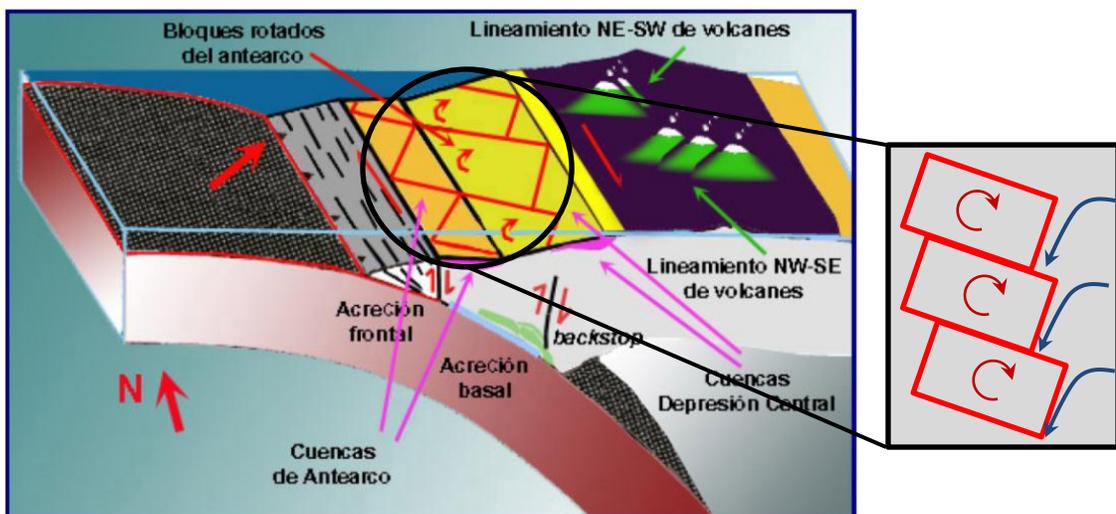


Figura 25. Modelo de rotación de bloques propuesto por Moreno (2004) para la zona de antearco al sur de la zona de estudio en la península de Arauco. Imagen modificada de Moreno (2004).

V. ANÁLISIS DE PELIGRO SÍSMICO

En un sentido amplio, la base fundamental para la estimación de la amenaza sísmica radica en establecer la relación de la geología y la tectónica, con la sismicidad local y regional de una zona determinada. Este análisis, define las bases para el estudio de peligro sísmico y sismotectónico que se plantea en el presente trabajo.

En primer lugar, según la sismicidad en la región de estudio, se han definido tres tipos de fuentes sísmicas. La fuente cortical comprende aquellos eventos localizados en el continente y en este trabajo se consideraron a profundidad menor a 30 km en la Cordillera Principal y menor a 20 km en la Cordillera de la Costa. Característica esencial de esta fuente es su relación directa con fallas geológicas que pudiesen, en algunos casos, tener una clara representación en superficie. En segundo lugar, la fuente Interplaca, está determinada por todos los sismos cuya ocurrencia y origen se encuentra en la zona sísmica del contacto entre las placas Nazca y Sudamericana o zona Wadatti – Benioff. Estos eventos serán considerados a profundidades menores a los 50 km y su característica principal es una cinemática de movimientos inversos. Finalmente, la fuente Intraplaca oceánica o Intraplaca de profundidad intermedia estará definida por todos los sismos ocurridos al interior de la placa de Nazca, a profundidades entre 50 – 200 km y caracterizados por una cinemática normal.

Como se mencionó en el capítulo anterior, el presente estudio se basa en los datos sísmicos obtenidos del catálogo NEIC con registros desde 1973 a 2011, completados con información del catálogo SISRA que considera una ventana temporal de casi 100 años para magnitudes moderadas y más de 300 años para los grandes terremotos (Leyton et al., 2010). Además, se cuenta con la sismicidad registrada por el Servicio Sismológico Nacional entre los años 2000 y 2011, lo cual se utiliza como complemento para el análisis de fuente cortical. Por lo demás, es importante dejar en claro que para evitar errores asociados al exceso de sismicidad producto de las réplicas del terremoto del 27 de Febrero de 2010, para sismos Interplaca sólo se utilizarán los datos hasta el año 2009.

Cabe recalcar, que el estudio probabilístico se efectuó sólo para las fuentes Interplaca e Intraplaca oceánica. Debido a la falta de registros completos y adecuados para la fuente Cortical, se recurre a un análisis determinístico que representaría mejor el peligro asociado. De esta manera se obtienen mapas de peligro en función de la aceleración horizontal máxima (PGA) medidas en porcentaje de la aceleración de gravedad “g”, delimitando zonas con diferentes grados de peligro. Para ello, se toma como base lo establecido por Giardini et al. (1999) (GSHAP, *Global Seismic Hazard Map*) en cuanto a la relación de colores. Si bien el GSHAP está desarrollado en base a un estudio probabilístico de terremotos de subducción en un periodo de retorno de 475 años, para unificar el criterio se utilizará la misma escala para el mapa determinístico.

Así, en base al PGA, se definen cuatro zonas de peligro:

- Bajo (0-10%g): Color blanco – verde.
- Moderado (10-25%g): Color amarillo – naranja.
- Alto (25-40%g): Color rosado – rojo.
- Muy Alto (>40%g): Color rojo oscuro.

5.1 Trabajos anteriores

La mayoría de los trabajos existentes de peligro sísmico se han implementado a nivel regional, abarcando grandes zonas y utilizando únicamente la metodología probabilística (Algermissen et al., 1992; Riddell, 1992; GSHAP, 2009; Leyton et al., 2009; Leyton et al., 2010). Incluso la Norma Chilena para el diseño sísmico (NCh 433.Of96) se basa en una delimitación general, dividiendo el país en tres zonas con distinto nivel de peligro sísmico en función de la aceleración efectiva del suelo (A_0). En esta norma, las ciudades de Pichilemu, Constitución y Talca corresponden a una “Zona 3” de mayor peligro (0,4g), en tanto Curicó se sitúa en “Zona 2” con aceleraciones efectivas de 0,3g. Tales aproximaciones, si bien explican el posible comportamiento a una escala regional, pierden detalle en zonas particulares de menor

escala, sobre todo al no considerar el efecto de las fallas activas ni el efecto de sitio en cada localidad.

En particular, no existen trabajos enfocados específicamente al peligro sísmico en la VII Región. Luego, al comparar algunos trabajos desarrollados a escala regional se han obtenido valores aproximados de aceleración en algunas localidades de interés para este estudio (ver Tabla 1). Se observa que las aceleraciones decrecen hacia el este, con valores máximos de ~0,75g y mínimos de ~0,16g.

Tabla 1: Valores aproximados de aceleración horizontal o PGA en la zona de estudio (Algermissen et al. (1992), Riddell (1992), GSHAP (2009) y Leyton et al. (2009)). Los valores en la columna Nch 433.Of96 corresponden a aceleración efectiva (A_0).

Localidades	<i>Algermissen et al. (1992)</i>	<i>Riddell (1992)</i>	<i>GSHAP (1999)</i>	<i>Leyton et al. (2009)</i>	<i>Nch 433.Of96</i>
Pichilemu Constitución	0,60g	0,50 – 0,45g	0,24 – 0,33g	0,75g	0,40g
Talca	0,40g	0,30g	0,24 – 0,33g	0,55g	0,40g
Curicó	0,35g	0,25g	0,16 – 0,24g	0,50g	0,30g

Conforme a la escala definida anteriormente y según los trabajos ya mencionados, el área de estudio correspondería a zonas con peligro de “moderado” hasta “muy alto” a medida que se avanza hacia la costa. No obstante, estos estudios en su mayoría trabajan sólo con fuente Interplaca y/o Intraplaca oceánica, lo cual llevaría a errores significativos al no considerar la sismicidad cortical tanto del sistema cordillerano (fallas El Fierro, Infiernillo – Los Cipreses, Pocuro – San Ramón), como del sistema en la Cordillera de la Costa (Falla Pichilemu, estructuras NW-SE).

5.2 Terremotos Intraplaca Oceánica

Los terremotos Intraplaca oceánica o de profundidad intermedia, ocurren producto del fracturamiento del *slab* subductado a profundidades entre 50 – 200 km y se caracterizan por un mecanismo de falla normal. Aunque la atenuación de estos terremotos es mayor que en terremotos Interplaca, el daño generado por estos eventos es bastante significativo pues los epicentros se ubican generalmente en el continente afectando directamente los centros urbanos en su mayoría aquellos del valle central.

Uno de los terremotos más dañinos en Chile centro-sur es el ocurrido el 25 de Enero de 1939 en Chillán. Su hipocentro se ubicó a 80-100 km de profundidad y a 220 km desde la fosa hacia el continente (Beck et al., 1998). La magnitud estimada fue $M_w = 8,1$ con un desplazamiento promedio de 2,1 m y, los parámetros que modelan mejor el mecanismo de falla son: rumbo entre $320^\circ - 350^\circ$, Buzamiento entre $60^\circ - 80^\circ$ y Slip entre -90° a -130° (Reyes, 2003).

Similares características tuvo el terremoto de Tarapacá 2005 con magnitud $M_w = 7,9$ y que abarcó gran parte de las regiones del norte grande de Chile a una profundidad de 90 – 115 km.

Con los antecedentes recabados, es necesario establecer un límite máximo para la magnitud de estos sismos. Por un lado, en Chile los mayores terremotos Intraplaca Oceánica registran magnitudes cercanas a los 8,0 y a nivel mundial no se observarían magnitudes mayores entre los 60 y 200 Km de profundidad (Leyotn et al., 2010). Entonces, esta cota resulta adecuada para limitar la fuente Intraplaca.

5.3 Terremotos Interplaca

En Chile los terremotos de subducción o Interplaca son los que han producido mayor liberación de energía y por tanto se caracterizan por un mayor poder destructivo respecto de la distancia a la zona de ruptura.

Así, se reconocen dos eventos sísmicos de gran influencia en la zona de estudio, luego resulta necesario analizar y comprender sus características a fin de relacionar y comparar los efectos que habrían tenido en las distintas localidades que involucra este trabajo.

5.3.1 Terremoto Talca 1928

El 1 de Diciembre de 1928 en Chile centro-sur ocurrió este terremoto de magnitud $M_w=7.9$ con epicentro a los $35^\circ S$ y $72^\circ W$, con mayores daños entre las ciudades de Talca y Constitución. Según el estudio de ondas P se ha determinado un mecanismo focal asociado a un plano de falla de rumbo paralelo a la fosa y un manteo de $20^\circ-30^\circ$ al este. La profundidad el evento sería de 25 km con una ruptura que se habría propagado hacia el sur y con un largo cercano a 150 Km (Beck et al., 1998).

Para este terremoto, Reyes (2003) reevalúa las intensidades sísmicas, obteniendo valores en escala de Mercalli Modificada (MM), Tabla 2. De los cuales sólo se mencionan las localidades de interés para este estudio.

Tabla 2: Intensidades estimadas para el terremoto de Talca de 1928, Reyes (2003).

Localidad	Intensidad (MM)
Curicó	VIII
Molina	VII-VIII
Talca	VII-IX
San Javier	VII-VIII
Linares	VII-VIII

5.3.2 Terremoto del Maule 2010

El terremoto de mayor relevancia para la zona de estudio corresponde al evento ocurrido el 27 de Febrero de 2010 cuya magnitud fue de $M_w = 8.8$. El hipocentro se ubicó a los $36^{\circ}12'28''$ S y $72^{\circ}57'46''$ W a una profundidad de 47 km (Servicio Sismológico Nacional).

El área de ruptura en la zona sismogénica, que delimita el contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana, cubrió aproximadamente 450-500 km desde la península de Arauco hasta el norte de Pichilemu con un ancho de 150 km.

Astroza et al. (2010) realizan un reconocimientos de daños entre Santiago y Contulmo a fin de determina grados de intensidad en escala MSK. Los resultados obtenidos por estos autores, entre Curicó y Talca, se muestran en la Tabla 3.

Tabla 3: Intensidades MSK registradas para el terremoto del 27 de Febrero de 2010 (Astroza et al., 2010).

Localidad	Intensidad (MSK)
Teno	7
Curicó	7,5
Molina	7
Cumpeo	7
Pelarco	6,5
Talca	8
Pencahue	7
San Clemente	6,5
Bobadilla	7

Finalmente, para estimar la magnitud máxima de terremotos Interplaca, algunos autores proponen valores de 8,5 (Barrientos, 1980; Algerminssen et al, 1992; Silva, 2008; Leyton et al., 2010). Además, para grandes magnitudes ($M > 8$) en terremotos de este tipo, la energía liberada no se traduce necesariamente en un aumento de la aceleración horizontal máxima, pues este parámetro está controlado mayormente por la distancia y tamaño de la ruptura y no por la magnitud (Ruiz y Saragoni 2005, en Leyton et al., 2010). Así, una mayor magnitud resultaría en un área de ruptura mayor y no necesariamente en un aumento del valor de PGA (Leyton et al., 2010). Luego el valor de magnitud máxima para fuente Interplaca se considera de 8,5.

5.4 Leyes de Atenuación

Las leyes o curvas de atenuación para terremotos permiten relacionar empíricamente como varía un cierto parámetro, aceleraciones, velocidades, desplazamientos, horizontales y verticales e intensidades en función de la distancia hipocentral o epicentral y magnitud.

5.4.1 Leyes de atenuación fuentes Interplaca e Intraplaca oceánica

Para el estudio del peligro probabilístico, en este trabajo se utilizan fórmulas de atenuación para terremotos chilenos propuestas por Ruiz y Saragoni (2005). Éstas representan el comportamiento de los suelos y/o rocas durante sismos ocurridos en un ambiente de subducción, para lo cual se caracteriza la fuente sismogénica según eventos Interplaca o Intraplaca oceánica. Estos autores utilizan registros de acelerogramas en suelo o roca, determinando curvas de atenuación particulares de acuerdo a una clasificación dinámica de suelos basada en la velocidad de onda de corte V_s . Así, una “roca y suelo duro” presentarían valores $1500[\text{m}\cdot\text{seg}^{-1}] > V_s > 360[\text{m}\cdot\text{seg}^{-1}]$ en tanto para “rocas duras” $V_s > 1500[\text{m}\cdot\text{seg}^{-1}]$ (UBC, 1997).

En general, una función de atenuación está dada por una relación entre magnitud superficial M_s y distancia hipocentral a la fuente r , tal como se muestra a continuación:

$$f(M_s, r) = \frac{A \cdot e^{C \cdot M_s}}{(r + D)^B}$$

Donde $f(M_s, r)$ representa el máximo valor esperado del parámetro sísmico estudiado (aceleración, velocidad, etc.). Los términos A, B, C y D son constantes obtenidas a partir de registros acelerográficos y análisis estadístico.

Para trabajar adecuadamente, se unifican los datos a escala de magnitud superficial M_s , pues las leyes de atenuación están definidas en base a este parámetro. Para ello, se recurre al trabajo de Leyton et al, (2009) donde se establecen fórmulas que vinculan magnitudes M_s , m_b , M_L y M_w para terremotos Chilenos (Tabla 4).

Tabla 4: Relación lineal $M_s = \alpha \cdot \text{mag} + \beta \pm \sigma$ para diferentes magnitudes utilizadas en Chile; σ corresponde al error estimado y r es el coeficiente de correlación (Leyton et al. 2009).

M_s vs.	α	β	σ	r	Número de Observaciones
mag = m_b	1,322	-1,949	0,1914	0,7941	730
mag = M_L	1,137	-0,808	0,3625	0,8919	268
mag = M_w	1,127	-1,197	0,0559	0,9242	258

Luego para estimar la atenuación en aceleraciones máximas, Ruiz y Saragoni (2005) proponen las fórmulas mostradas en la Tabla 5 y Tabla 6, para terremotos de fuente Interplaca e Intraplaca oceánica respectivamente.

Tabla 5: Fórmula de Atenuación Máximas Horizontales y Verticales para Terremotos Interplaca.

<i>Dirección</i>	<i>Tipo de Suelo</i>	<i>Fórmulas de Atenuación</i>	<i>Unidad</i>	<i>Coefficiente de correlación</i>	<i>Ecuación</i>
Horizontal	Roca Dura	$a_H = \frac{4 \cdot e^{1,3M_s}}{(r + 30)^{1,43}}$	[cm·seg ⁻²]	0,700	(1)
Horizontal	Roca o Suelo	$a_H = \frac{2 \cdot e^{1,28M_s}}{(r + 30)^{1,09}}$	[cm·seg ⁻²]	0,788	(2)
Vertical	Roca Dura	$a_V = \frac{11 \cdot e^{1,11M_s}}{(r + 30)^{1,41}}$	[cm·seg ⁻²]	0,756	(3)
Vertical	Roca o Suelo	$a_V = \frac{18 \cdot e^{1,31M_s}}{(r + 30)^{1,65}}$	[cm·seg ⁻²]	0,859	(4)

Tabla 6: Fórmula de Atenuación Máximas Horizontales y Verticales para Terremotos Intraplaca oceánica.

<i>Dirección</i>	<i>Tipo de Suelo</i>	<i>Fórmulas de Atenuación</i>	<i>Unidad</i>	<i>Coefficiente de correlación</i>	<i>Ecuación</i>
Horizontal	Roca o Suelo	$a_H = \frac{3840 \cdot e^{1,2M_s}}{(r + 80)^{2,16}}$	[cm·seg ⁻²]	0,522	(5)
Vertical	Roca o Suelo	$a_V = \frac{66687596 \cdot e^{1,2M_s}}{(r + 80)^{4,09}}$	[cm·seg ⁻²]	0,710	(6)

Las curvas de atenuación de aceleración máxima horizontal se muestran en la Figura 26 y Figura 27, para “roca dura” y “roca o suelo” respectivamente, junto con los registros de acelerogramas disponibles para las magnitudes señaladas. Puesto que no se tiene registros para terremotos con magnitud $M_s = 8.5$, Ruiz y Saragoni (2005) grafican la curva para un terremoto de diseño que se ajusta a las fórmulas propuestas.

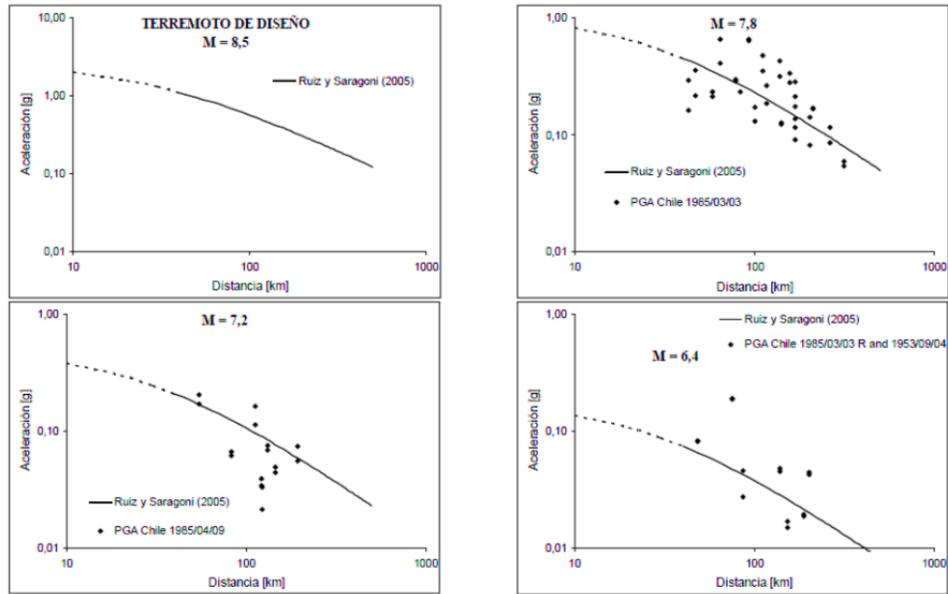


Figura 26. Curvas de atenuación de aceleraciones máximas horizontales propuestas por Ruiz y Saragoni (2005) para terremotos Interplaca registradas en roca y suelo duro.

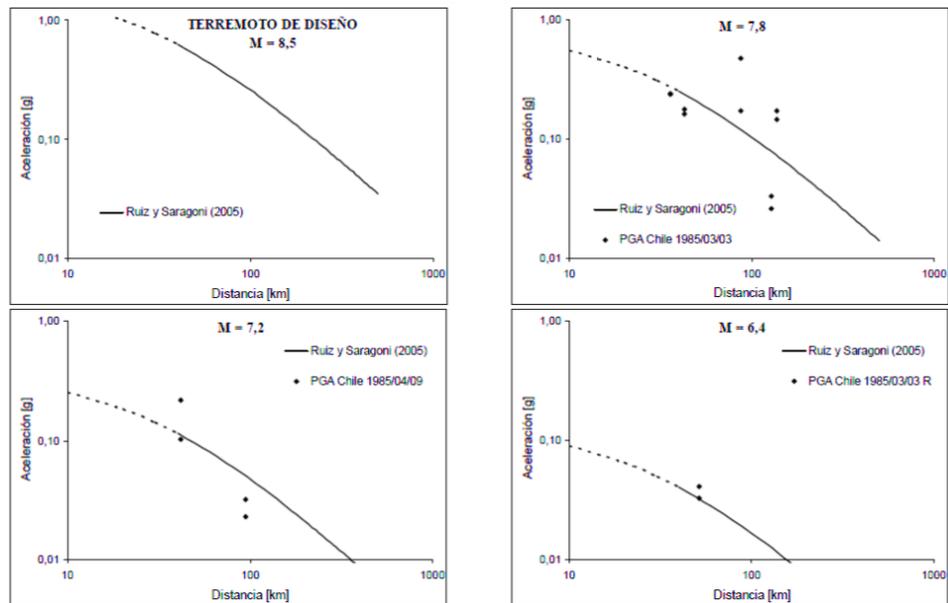


Figura 27. Curvas de atenuación de aceleraciones máximas horizontales propuestas por Ruiz y Saragoni (2005) para terremotos Intraplaca oceánica o de profundidad intermedia registradas en roca y suelo duro.

Para analizar el comportamiento de las leyes de atenuación en terremotos Interplaca de gran magnitud, se grafican las aceleraciones registradas para el terremoto del 27 de Febrero de 2010 en función de la distancia hipocentral. Se observa una correlación aceptable con las curvas establecidas por Ruiz y Saragoni (2005), sobre todo en distancias menores a 250km, para terremotos Interplaca en “roca o suelo”, no así para “roca dura” (Figura 28). Los valores que se escapan de la curva pueden haber estado controlados, en parte, por amplificaciones o efecto sitio. Luego según lo anterior y para obtener resultados que no subestimen el peligro sísmico, se utilizan las ecuaciones para “Roca o Suelo”, (2) y (5).

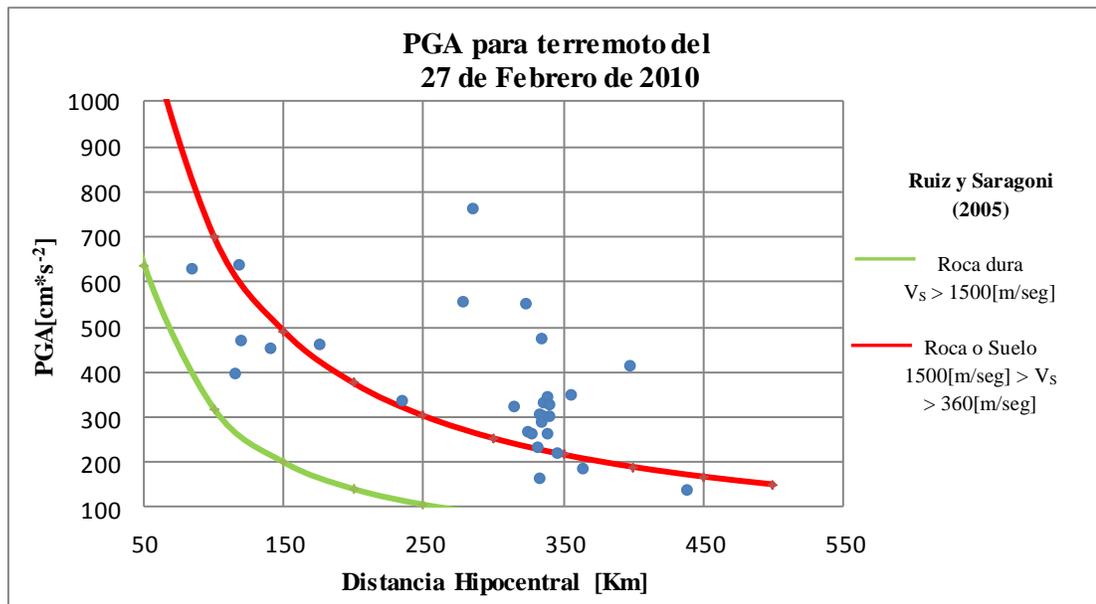


Figura 28. Registro de aceleraciones horizontales máximas para el terremoto del Maule 2010 basado en los datos recopilados por Pulido et al. (2010). Las curvas muestran las leyes de atenuación propuesta por Ruiz y Saragoni (2005) según tipo de suelo.

5.4.2 Leyes de atenuación fuente Cortical

Debido la carencia de acelerogramas para eventos corticales en Chile, no existen trabajos que permitan determinar leyes de atenuación para esta fuente sismogénica. Por esta

razón, se optó por considerar las fórmulas propuestas por Ambraseys & Douglas (2003) para la aceleración horizontal (PGA) (Figura 29).

Estas leyes de atenuación se basan en el estudio de terremotos corticales a nivel mundial en zonas tectónicamente activas. Además se han elegido estas fórmulas pues se ajustan adecuadamente a distancias cercana a la fuente, es decir, reflejan mejor el campo cercano (<15km). Así, estos autores utilizan terremotos con magnitudes M_S entre 5.8 y 7.8 para obtener una ley de atenuación de la forma:

$$\text{Log}(y) = b_1 + b_2 M_S + b_3 d + b_A S_A + b_S S_S$$

Donde b_1 , b_2 , b_3 , b_A y b_S son constantes establecidas según el tipo de falla, M_S es la magnitud superficial, d es la distancia a la proyección en superficie del plano de ruptura, S_A y S_S toman valores de 0 y 1 dependiendo del tipo de suelo.

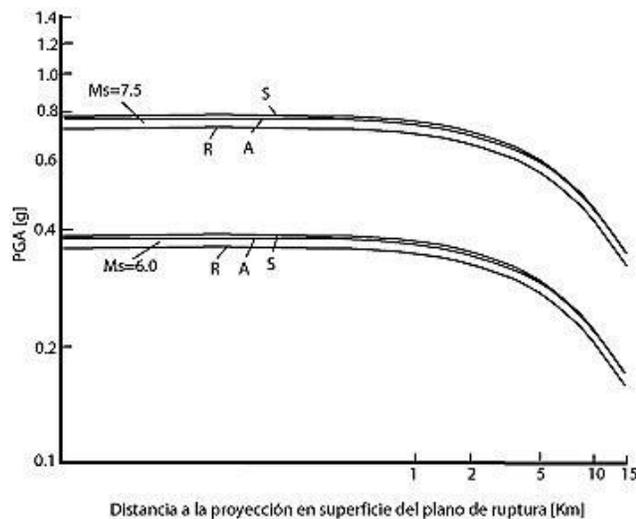


Figura 29. Curvas de atenuación para sismos corticales según Ambraseys y Douglas (2003) para una falla tipo strike-slip. S es para suelo suave (*soft soil*, $180 \leq V_{S30} \leq 360$ [m·seg-1]); A es para suelo rígido (*stiff soil*, $360 \leq V_{S30} \leq 750$ [m·seg-1]) y R para roca (*rock*, $V_{S30} \geq 750$ [m·seg-1]).

5.5 Cálculo Peligro Sísmico Probabilístico

Para determinar el peligro asociado a las fuentes Interplaca e Intraplaca oceánica, se desarrolla la metodología probabilística utilizando el programa CRISIS 2007 desarrollado en el Instituto de Ingeniería de la UNAM por M. Ordaz, A. Aguilar y J. Arboleda (www.ecapra.org).

La ventaja de utilizar el programa CRISIS 2007 radica en la sencilla aplicación de parámetros sísmicos a través de una interfaz gráfica amigable que permite generar un modelo probabilístico de Poisson, considerando distintas fuentes de tipo areal, linear o como puntos. Además, es posible aplicar modelos de atenuación particulares junto con los parámetros sismogénicos de la cada fuente, obteniendo mapas y resultados en un tiempo breve.

Luego, para el adecuado análisis de peligro, se debe contar con:

- a) Información del área de estudio.

En el caso de este trabajo se utiliza un mapa regional junto a un listado de las ciudades y pueblos en la Región del Maule.

- b) Información de la sismicidad del lugar.

La base del estudio debe contar con una adecuada caracterización de la sismicidad del área de estudio, vale decir, los sitios donde se calculará la amenaza sísmica, el número de fuentes sismogénicas que afectan el área, características geométricas y sísmicas de cada una ellas.

Como se mencionó anteriormente, sólo se consideran las fuentes Interplaca e Intraplaca oceánica, cuya geometría y sismicidad se obtienen a partir de los datos del catálogo SISRA y NEIC (Figura 30). Luego se calculan parámetros sísmicos según la ley Gutenberg – Richter y se aplican las leyes de atenuación descritas previamente.

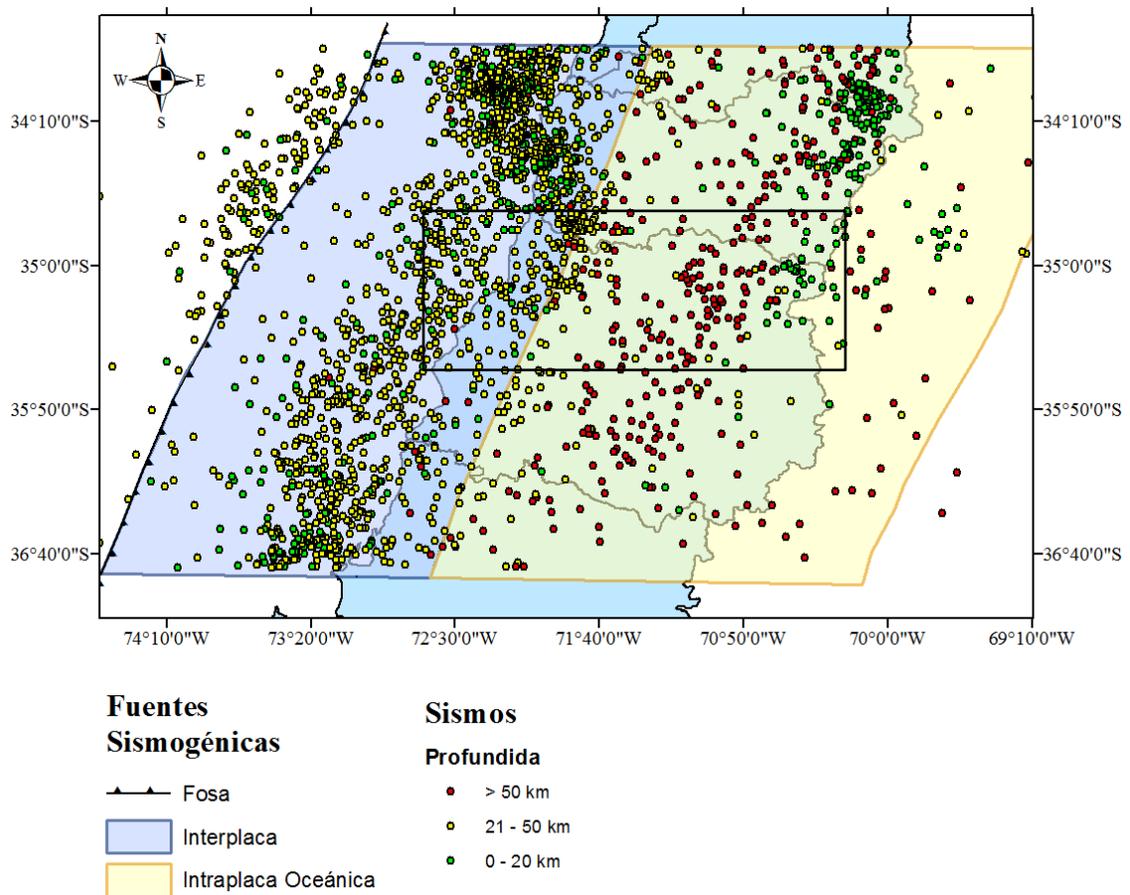


Figura 30. Sismicidad registrada por catálogo NEIC entre 1973 y 2009 para magnitudes mayores a 3,0 y complementado con catalogo SISRA. La zona de estudio se muestra en recuadro negro.

5.5.1 Análisis de Completitud del Catálogo

El primer paso para cuantificar la sismicidad de la zona, es determinar la completitud del catálogo sísmico utilizado. Para ello, se considera la metodología desarrollada por Stepp (1972) que establece una ventana mínima de tiempo para la cual un intervalo de magnitud se encuentra descrito completamente en dicho catálogo.

Luego se definen distintos rangos de magnitud, suponiendo además que los sismos agrupados siguen una distribución de Poisson. De este modo, la media por intervalo de tiempo, la varianza y la desviación estándar estarán dadas por:

Tasa media por intervalo:

$$\lambda = \frac{1}{n} \sum k_i \quad \text{Donde } k_i \text{ es el número de sismos por unidad de tiempo.}$$

Varianza:

$$\sigma_\lambda^2 = \frac{\lambda}{n}$$

Desviación estándar:

$$\sigma_\lambda = \sqrt{\frac{\lambda}{n}} \quad \text{Si cada intervalo de tiempo es un año.}$$

Posteriormente, suponiendo estacionariedad se puede considerar que σ_λ se comporta proporcionalmente a $1/\sqrt{T}$, en el intervalo de tiempo en el cual la tasa promedio de ocurrencia, en un rango de magnitud, es constante. Finalmente, se grafica la desviación estándar, para cada intervalo de magnitudes, en función de las ventanas temporales consideradas. Así, la mínima ventana temporal para la cual se puede describir íntegramente cada una de las fuentes sismogénicas, estará dada por el primer punto cuya desviación estándar coincida con la recta teórica k/\sqrt{T} , donde K será la constante para cada uno de los distintos intervalos de magnitudes.

Los resultados se muestran en la Figura 31 y Figura 32. Además se comparan con los trabajos de Silva (2008) y Leyton et al., (2010) quienes aplican la metodología para Chile Central (Tabla 7 y Tabla 8).

Tabla 7: Ventanas temporales para fuente Interplaca.

Intervalo Magnitud [Ms]	Este trabajo T [años]	Leyton et al. (2010) T [años]	Silva (2008) T [años]
3.0 ≤	10	16	-
3.5 ≤	10	16	-
4.0 ≤	15	23	-
4.5 ≤	25	23	3
5.0 ≤	25	23	5
5.5 ≤	25	23	20
6.0 ≤	40	32	30
6.5 ≤	40	45	40
7.0 ≤	90	64	60
7.5 ≤	-	64	90
8.0 ≤	-	128	100

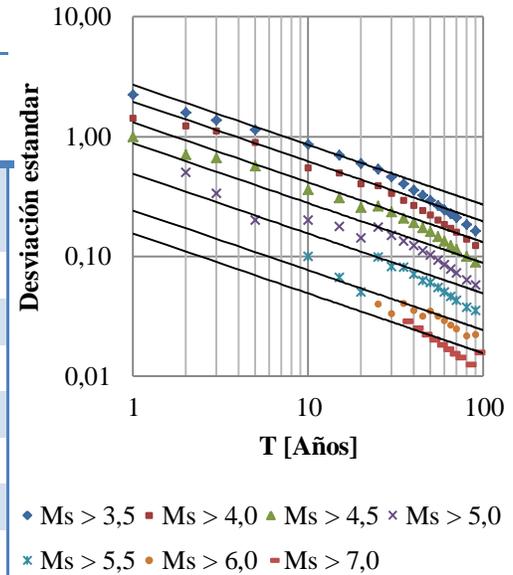


Figura 31. Desviación estándar en función del largo de ventana temporal según Stepp (1972), para fuente Interplaca

Tabla 8: Ventanas temporales para fuente Intraplaca.

Intervalo Magnitud [Ms]	Este trabajo T [años]	Leyton et al. (2010) T [años]	Silva (2008) T [años]
3.0 ≤	10	16	-
3.5 ≤	10	16	-
4.0 ≤	10	16	-
4.5 ≤	10	16	3
5.0 ≤	35	16	5
5.5 ≤	40	16	10
6.0 ≤	80	32	30
6.5 ≤	-	45	70
7.0 ≤	-	64	90
7,5 ≤	-	-	100
8,0 ≤	-	-	-

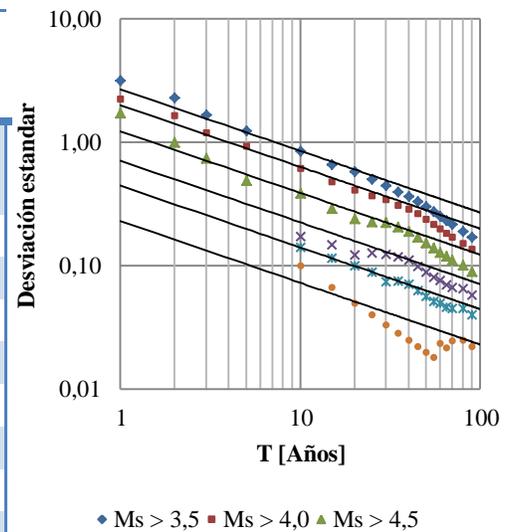


Figura 32. Desviación estándar en función del largo de ventana temporal según Stepp (1972), para fuente Intraplaca oceánica

Las ventanas de tiempo obtenidas son coherentes con los resultados de Silva (2008) y Leyton et al., (2010), sin embargo se observan diferencias a medida que aumenta la magnitud, mayormente destacada en los terremotos Intraplaca. Esto se explicaría pues estos autores consideran un área mucho mayor para realizar sus estimaciones y por tanto un mayor registro de eventos, luego el catálogo estará completo para mayores magnitudes y en periodos más cortos.

5.5.2 Ley Gutenberg – Richter

Para caracterizar la región según las distintas fuentes sismogénicas, se procede a utilizar la Ley Gutenberg-Richter que establece una relación entre la frecuencia de ocurrencia de sismos para una magnitud M_s determinada, en un periodo de tiempo establecido. Para ello se considera la siguiente fórmula:

$$\text{Log}(N) = a - bM_s$$

Donde N es el número acumulativo de eventos de magnitud igual o superior a M_s . El parámetro a corresponde a la productividad sísmica entendida como la capacidad que tiene una determinada zona para generar terremotos y b es el coeficiente que indica la proporción de sismos pequeños con respecto a la cantidad de eventos mayores.

Muchas estimaciones de estos parámetros se realizan utilizando el método de mínimos cuadrados, en el cual se asume que todos los puntos son independientes, esta presunción es en parte incorrecta considerando que, para una misma fuente, los terremotos ocurrirán en una zona común. Además, se cae en el error de ponderar de la igual forma los distintos valores de las cantidades de sismos, a pesar de que se está en una relación semilogarítmica (Jorquera, 2008).

A fin de evitar estos problemas, se analizan los datos con el método de Máxima Verosimilitud (“Maximum Likelihood”) propuesta por Aki (1965) para estimar los valores de b y a , quedando definidos de la siguiente manera:

$$\frac{1}{\beta} = \bar{m} - m_0$$

Donde $\beta = b \cdot \ln(10)$, \bar{m} es la magnitud promedio de la muestra y m_0 es la magnitud mínima a partir de la cual las observaciones están completas. Además, se establece un error para un 95% de confianza $\sigma = b \cdot \frac{1,96}{\sqrt{N}}$.

El parámetro de actividad sísmica en tanto, estaría dado simplemente por el número total de eventos observados en el umbral de completitud, vale decir:

$$a = \text{Log}(N) + bM_0$$

Cabe destacar que para el correcto entendimiento de los resultados es necesario normalizar todos los datos a un periodo de un año.

A continuación se presentan las curvas de Gutenberg-Richter para sismos Interplaca e Intraplaca oceánica (Figura 33 y Figura 34 respectivamente).

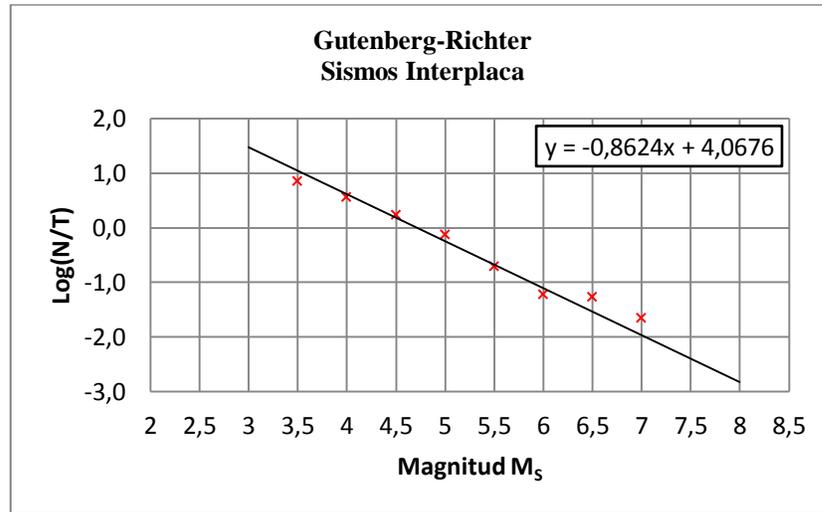


Figura 33. Ley Gutenberg – Richter en el área de estudio para fuente Interplaca utilizando método de máxima verosimilitud para $m_o = 3,4$ y $\sigma \approx 0,44$. En rojo se muestran los datos de magnitudes normalizando la ventana de completitud a un año.

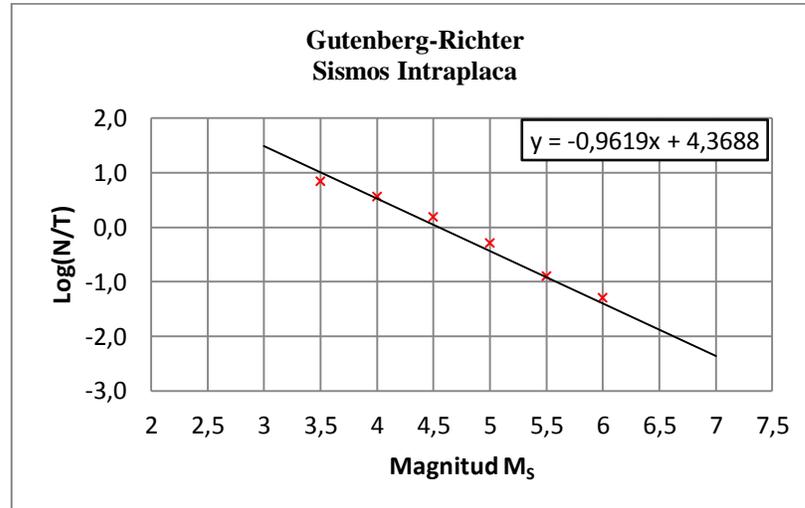


Figura 34. Ley Gutenberg – Richter en el área de estudio para fuente Intraplaca oceánica utilizando método de máxima verosimilitud para $m_o = 3,5$ y $\sigma \approx 0,52$. En rojo se muestran los datos de magnitudes normalizando la ventana de completitud a un año.

5.5.3 Mapa Peligro Probabilístico, CRISIS 2007

Para generar un mapa probabilístico del peligro sísmico, se utilizó el programa CRISIS 2007. La zona de análisis abarca el territorio continental desde los 33,5°S a los 37°S, para lo cual se generó una grilla con un incremento de 0,1 grados en latitud y longitud.

Las fuentes Interplaca e Intraplaca oceánica (ver Figura 30) son definidas como fuentes de tipo areal por medio de polígonos tipo *shape*, con parámetros de ruptura de mecanismo inverso y normal respectivamente.

CRISIS 2007 permite realizar un modelo probabilístico de Poisson, para lo cual se requiere conocer las siguientes características sísmicas de cada una de las fuentes:

- M_0 : magnitud mínima.
- $\lambda(M_0)$: Tasa de excedencia de magnitud M_0 , en unidades [sismos/año].
- La esperanza del parámetro β de la fuente.
- Coeficiente de variación del parámetro β .
- Valor esperado de la magnitud máxima de la fuente.
- Desviación estándar de la máxima magnitud.
- M1: Límite inferior. Mínimo valor posible para la magnitud máxima.
- M2: Límite superior. Máximo valor posible para la magnitud máxima.

Los parámetros de magnitud mínima, tasa de excedencia, esperanza y coeficiente de variación de β son determinados a partir del cálculo de la ley Gutenberg – Richter para cada fuente. La magnitud máxima en tanto, se establece como el máximo terremoto que pudiera ocurrir en cada fuente, es decir, una magnitud 8,0 para terremotos Intraplaca oceánica y 8,5 para terremotos Interplaca.

Una vez establecidas las características sísmicas, se definen las coordenadas espectrales según los diferentes periodos de vibrar. En este trabajo se considera sólo el periodo de vibrar 0,0,

estipulando una medida de intensidad de aceleración horizontal (PGA) en [$\text{cm}\cdot\text{seg}^{-2}$], aplicada según las leyes de atenuación propuestas por Ruiz y Saragoni (2005).

Finalmente, se obtienen tres mapas probabilísticos conjuntos, considerando las fuentes Interplaca e Intraplaca oceánica juntas, para periodos de retorno de 475 años, 1950 años y 10000 años (Figura 37, Figura 38 y Figura 39 respectivamente). Los dos primeros son equivalentes a un 10% de probabilidad de excedencia del parámetro PGA en un periodo de vida útil de 50 años y 5% de probabilidad en 100 años respectivamente. El mapa con periodo de retorno a 10000 años se obtuvo a fin de poder establecer una comparación aproximada con el modelo determinístico analizado más adelante.

Además se obtuvo un mapa de peligro probabilístico separando fuente Interplaca e Intraplaca oceánica, en un periodo de retorno de 475 años, Figura 35 y Figura 36 respectivamente.

El detalle de los resultados para cada localidad de interés se muestra en la Tabla 9.

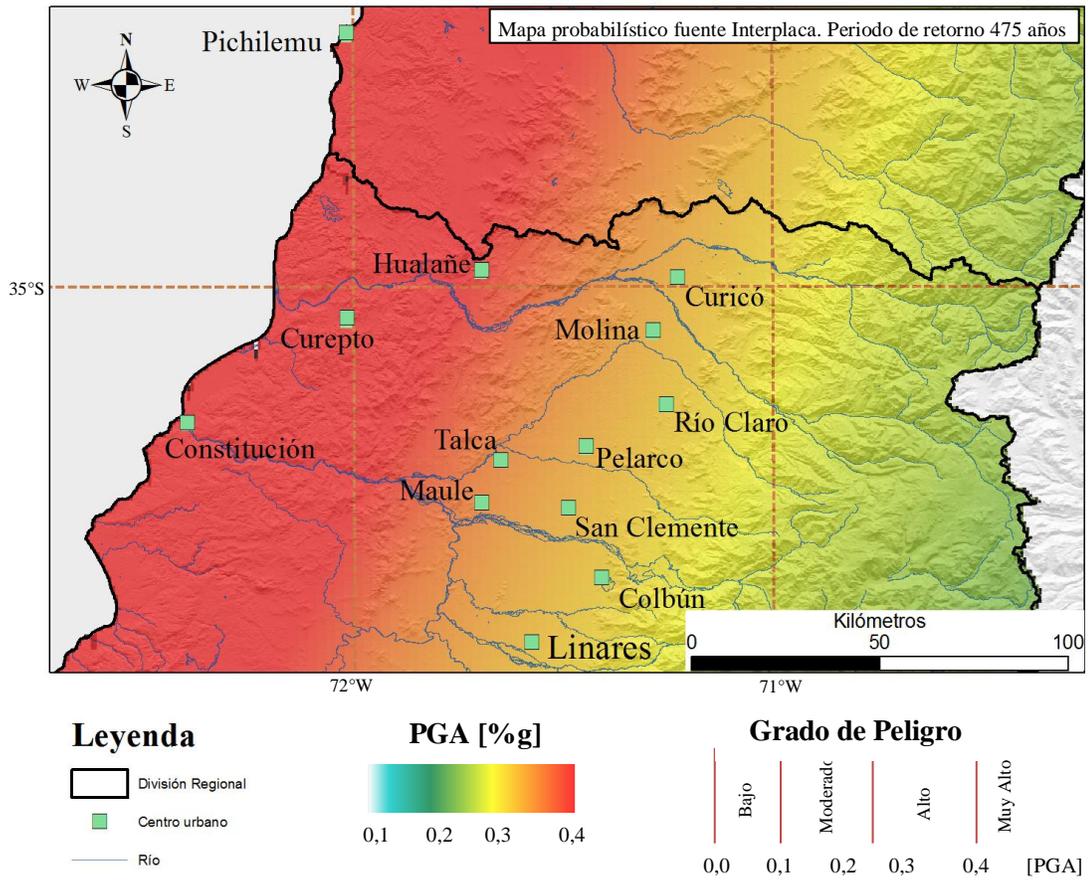


Figura 35. Mapa de peligro sísmico probabilístico para fuente Interplaca, representado como aceleración horizontal máxima (PGA) con probabilidad de excedencia de 10% en 50 años, equivalente a un periodo de retorno de 475 años.

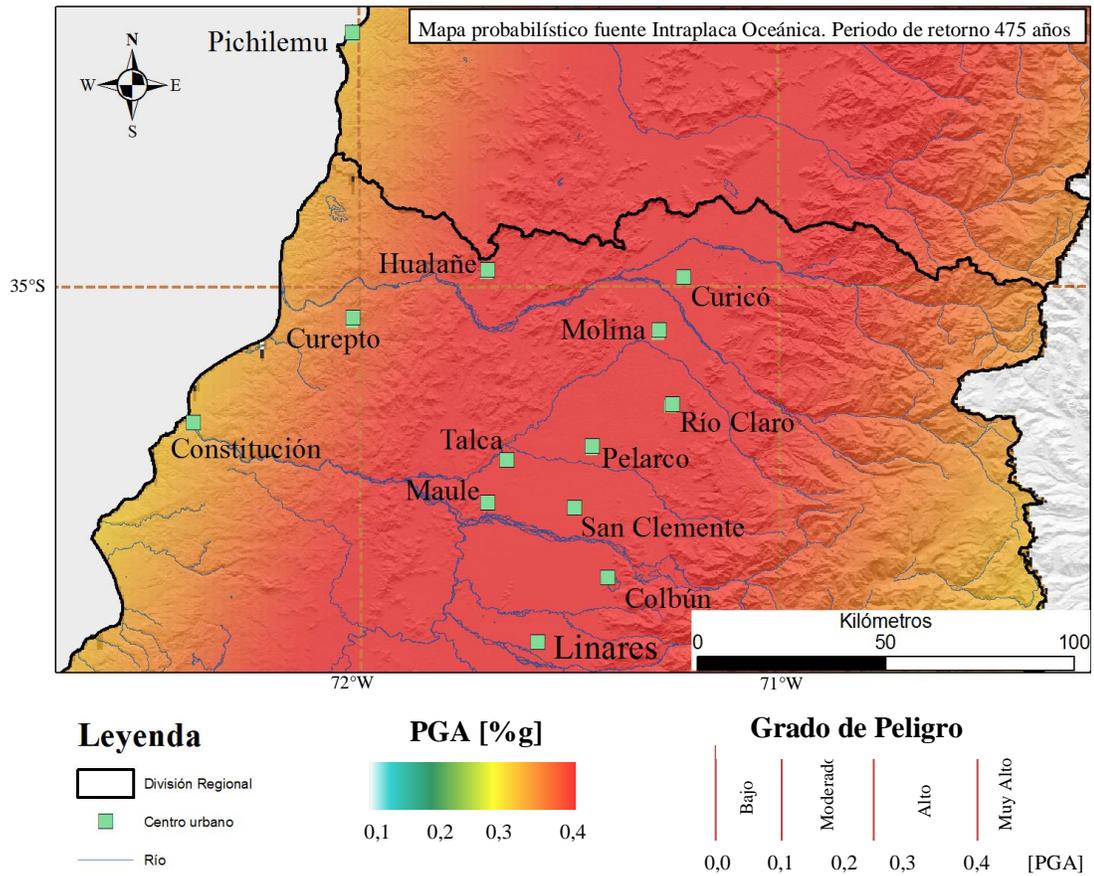


Figura 36. Mapa de peligro sísmico probabilístico para fuente Intraplaca oceánica, representado como aceleración horizontal máxima (PGA) con probabilidad de excedencia de 10% en 50 años, equivalente a un periodo de retorno de 475 años.

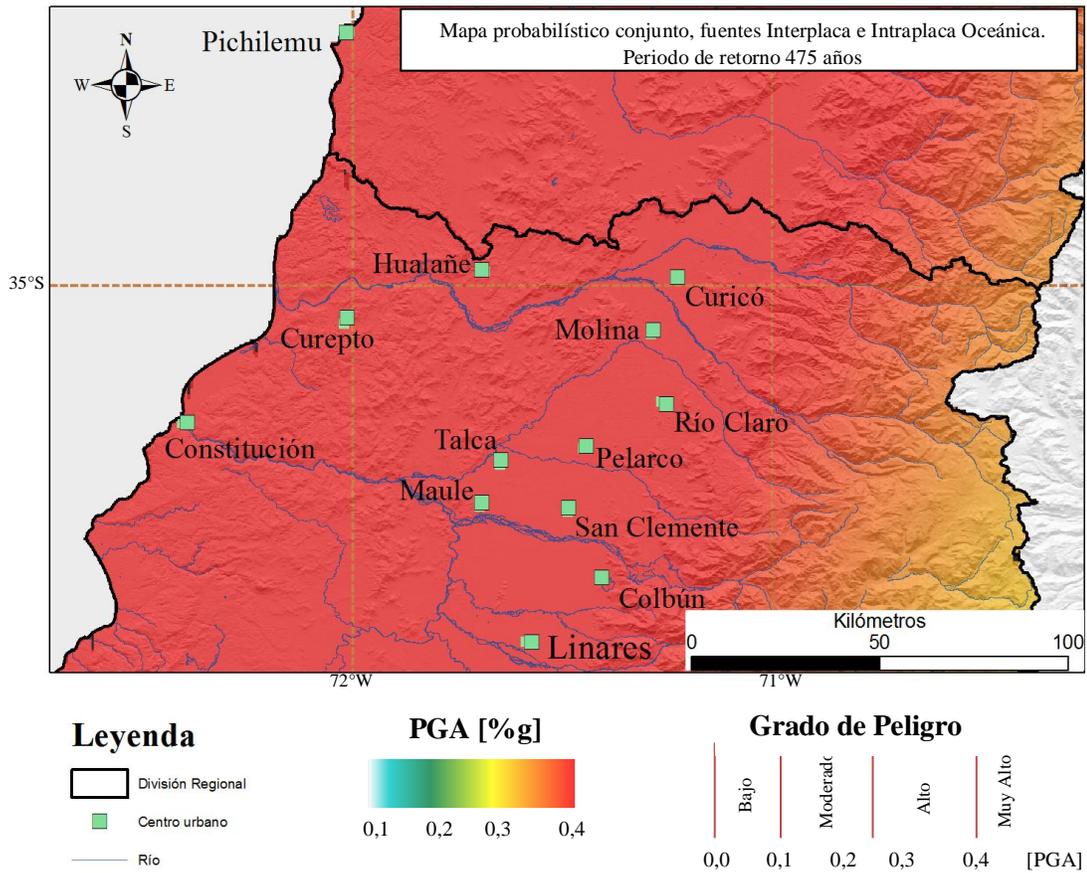


Figura 37. Mapa de peligro sísmico probabilístico conjunto, incorporando fuente Interplaca e Intraplaca oceánica, representado como aceleración horizontal máxima (PGA) con probabilidad de excedencia de 10% en 50 años, equivalente a un periodo de retorno de 475 años.

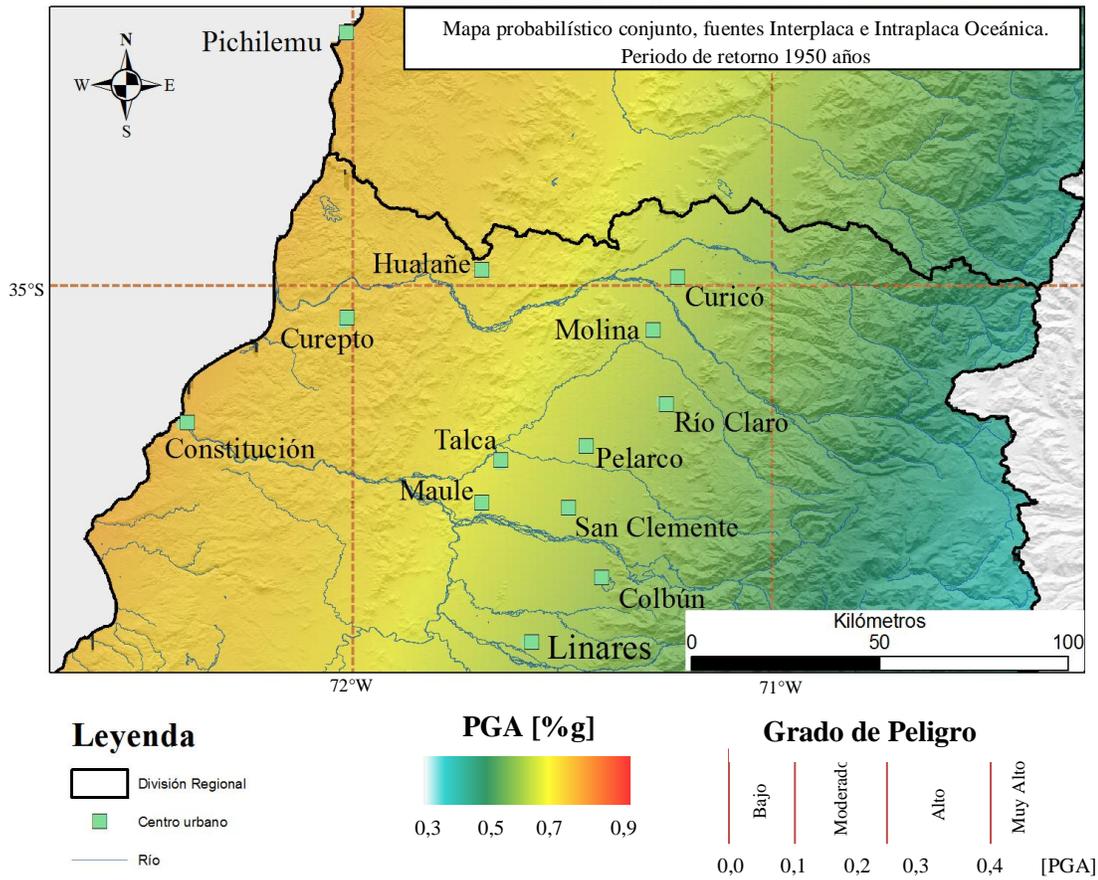


Figura 38. Mapa de peligro sísmico probabilístico conjunto, incorporando fuente Interplaca e Intraplaca oceánica, representado como aceleración horizontal máxima (PGA) con probabilidad de excedencia de 5% en 100 años, equivalente a un periodo de retorno de 1950 años.

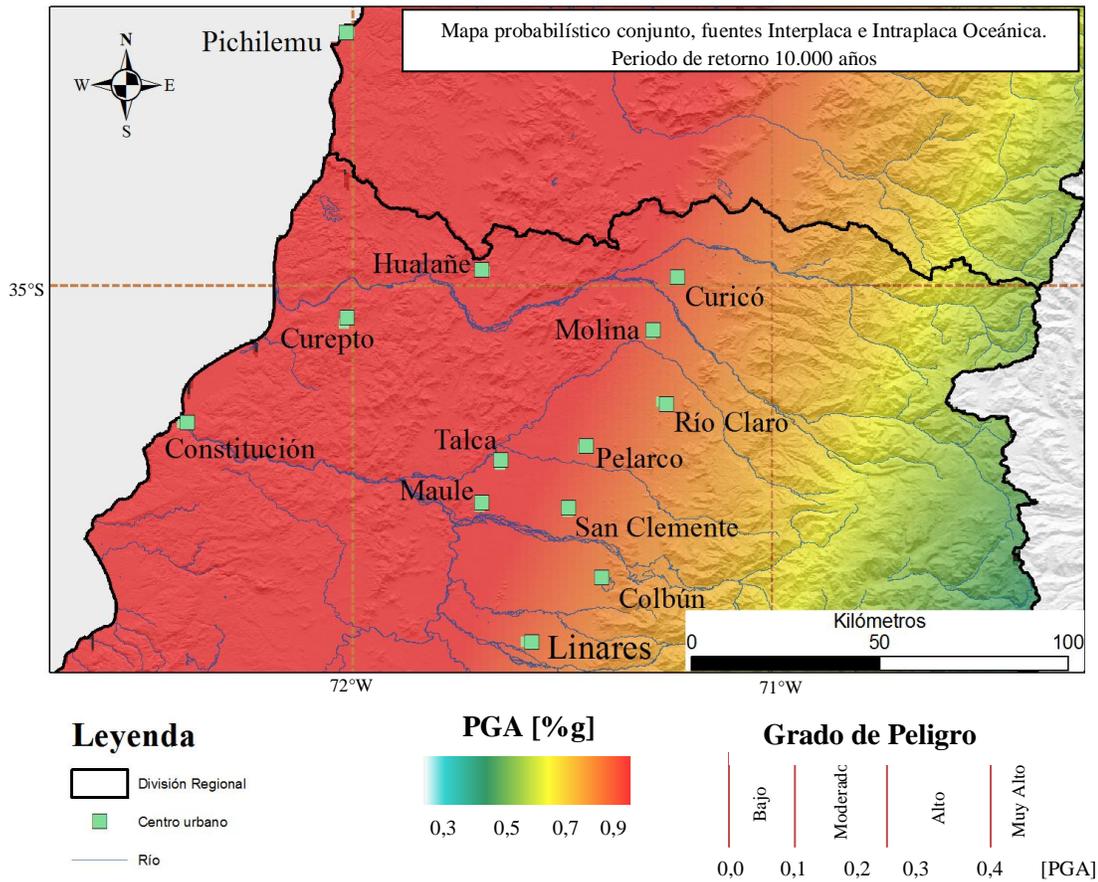


Figura 39. Mapa de peligro sísmico probabilístico conjunto, incorporando fuente Interplaca e Intraplaca oceánica, representado como aceleración horizontal máxima (PGA) en un periodo de retorno de 10.000 años.

Tabla 9. Resultado probabilístico de PGA para Mapa conjunto, fuente Interplaca y fuente Intraplaca. Se indica el periodo de retorno (T) para cada uno y las unidades de aceleración horizontal máxima.

Centro Urbano	Latitud [°]	Longitud [°]	Mapa Conjunto						Interplaca		Intraplaca	
			T = 475		T = 1950		T = 10000		T = 475		T = 475	
			PGA		PGA		PGA		PGA		PGA	
			[gal]	[%g]	[gal]	[%g]	[gal]	[%g]	[gal]	[%g]	[gal]	[%g]
Colbún	-71.403	-35.697	424	43	575	59	740	75	283	29	406	41
Constitución	-72.400	-35.330	507	52	720	73	974	99	484	49	301	31
Curepto	-72.017	-35.084	497	51	694	71	924	94	473	48	351	36
Curicó	-71.230	-34.980	437	45	599	61	783	80	301	31	409	42
Hualañe	-71.689	-34.961	480	49	676	69	900	92	459	47	391	40
Linares	-71.580	-35.850	433	44	594	61	771	79	294	30	410	42
Maule	-71.697	-35.520	451	46	638	65	856	87	332	34	404	41
Molina	-71.283	-35.115	437	45	601	61	784	80	301	31	410	42
San Clemente	-71.485	-35.540	437	45	602	61	784	80	302	31	411	42
Talca	-71.650	-35.420	451	46	637	65	854	87	332	34	403	41
Pelarco	-71.442	-35.383	440	45	607	62	794	81	305	31	410	42
Pichilemu	-72.013	-34.392	511	52	730	75	992	101	496	51	292	30
Río Claro	-71.258	-35.280	428	44	583	59	752	77	288	29	407	42

5.6 Cálculo de Peligro Sísmico Determinístico

La ocurrencia de terremotos en fallas activas se asocia a grandes aceleraciones en las cercanías a la fuente, sin embargo, las leyes de atenuación y datos de intensidad sugieren que su efecto decrece rápidamente con la distancia. Así por ejemplo, para el terremoto de la Melosas, se

han estimado valores de PGA entre 0,58 y 1,30 g con una intensidad máxima de 9 en la zona epicentral (ver Capítulo 4.1.1).

Por esta razón, el reconocimiento de estructuras activas, potencialmente activas y capaces de generar sismos, debe complementarse con estimaciones del peligro asociado a dichas estructuras. Así, para calcular el peligro sísmico cortical, se utilizará el criterio determinístico, en el cual se analiza el peor escenario sin considerar la probabilidad de ocurrencia de los eventos ni el periodo de retorno de los mismos. En la Figura 40 se muestra el mapa de todas las estructuras reconocidas en la zona de estudio.

Como primer paso, se requiere determinar las características de las distintas estructuras sismogénicas. Para ello, se procede a implementar las relaciones definidas por Wells y Coppersmith (1994) quienes, utilizando datos mundiales de terremotos corticales, desarrollan relaciones empíricas entre la magnitud, el largo de ruptura superficial (SRL), largo de ruptura en profundidad (RLD), profundidad de ruptura o hipocentro (Z_{AV}), área de ruptura (RA), desplazamiento promedio (D_{AV}), desplazamiento máximo (D_{MAX}) y mecanismo de una falla (SS: *strike-slip*; I: inverso; N: normal). Así, se describen las distintas estructuras según el largo reconocido en superficie y el mecanismo asociado. Este último se obtiene en base a la cartografía disponible, o bien de la sismicidad registrada.

A partir de esta caracterización, se calcula la magnitud de momento máxima posible para cada falla o estructura según las ecuaciones de Wells y Coppersmith (1994). Estos resultados se obtienen en función del mecanismo y largo de ruptura en superficie, considerado en este trabajo como el largo total de la traza de falla o lineamiento, aunque existen casos como el sistema El Diablo – El Fierro o la Falla Pucuro – San Ramón, en las cuales se asume que el SRL es sólo un segmento acotado del largo total de la estructura. En estos casos se establece una cota máxima para la magnitud igual a 7.5, tomando como sustento que los registros corticales en Chile sólo llegan a valores cercanos a 7, además según Armijo et al., (2010), un posible terremoto en la Falla San Ramón presentaría magnitudes M_w de 6,9 – 7,4. Luego, el valor establecido anteriormente mantendrá los resultados por el lado seguro de las estimaciones.

Posteriormente, se calcula la aceleración horizontal máxima (PGA) y la distancia respectiva de ocurrencia en cada estructura. Para ello, se utilizan las leyes de atenuación propuestas por Ambraseys y Douglas (2003). Aquellas estructuras en las que no se pudo determinar la cinemática (Lineamientos Talca, Curicó y San Fernando) se considera un movimiento inverso, pues éste es el mecanismo que genera las mayores aceleraciones.

Los resultados de la caracterización de estructuras y atenuación según la distancia se muestran en las Tablas 10 y 11 respectivamente.

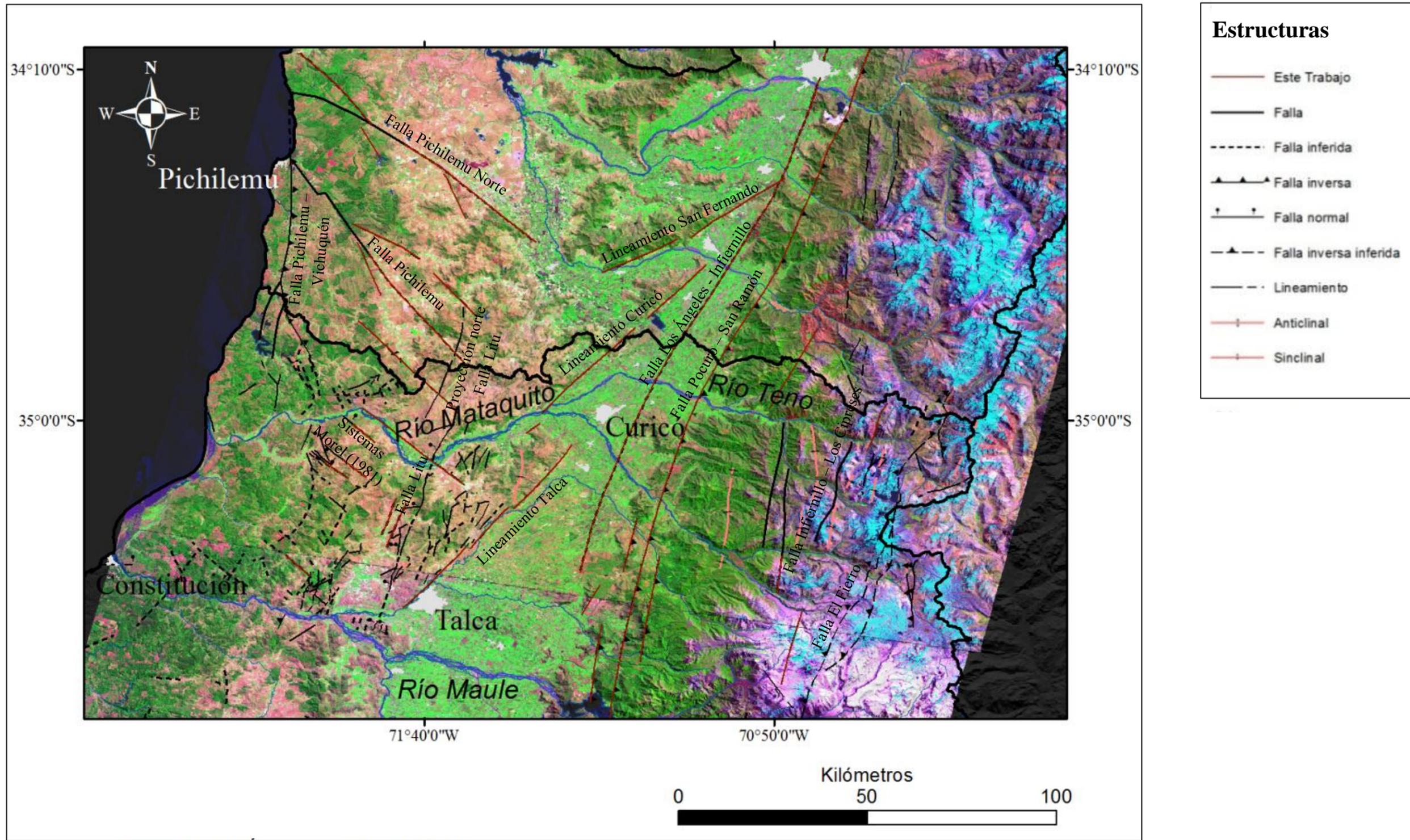


Figura 40. Mapa general de estructuras en la región de estudio. Escala 1:1.000.000.

Tabla 10: Caracterización de estructuras según parámetros de Wells y Copersmith (1994). Largo, Magnitud máxima (M_W), profundidad de ruptura o hipocentro (Z_{AV}), desplazamiento máximo, desplazamiento promedio (D_{AV}). Los colores indican el estado actual de la estructura.

ACTIVIDAD TECTÓNICA	Activa	Potencial	Capaz	Reactivada en eventos mayores
---------------------	--------	-----------	-------	-------------------------------

Estructura	Movimiento	Largo [Km]	M_W	Z_{AV} [Km]	D_{MAX} [m]	D_{AV} [m]	Orientación	Ubicación General	
El Diablo-El Fierro	Dextral	-	7,5	12,60	2,16	0,72	NS-NNE	Cord. Principal	
IC1	Dextral	23	6,7	7,90	1,10	0,56			
IC2	Dextral	33,5	6,9	8,00	1,41	0,64			
Infiernillo Los Cipreses	IC3	Dextral	45,2	7,0	8,30	1,57			0,66
IC4	Dextral	29	6,8	7,40	1,34	0,64			
IC5	Dextral	11,5	6,3	5,70	0,96	0,58			
IC6	Dextral	11,5	6,3	5,70	0,96	0,58			
Pocuro-San Ramón	Inversa	-	7,5	12,60	2,16	0,72	NS-NE	Dep. Central	
Lineamiento San Fernando	Inversa?	46	7,0	8,30	1,58	0,66	NNE-NE		
Lineamiento Curicó	Norte	Inversa?	19	6,6	6,00	1,16			0,61
	Sur	Inversa?	30	6,8	7,50	1,36			0,64
Lineamiento Talca	Inversa?	56	7,1	9,00	1,66	0,67			

Tabla 10 (Continuación)

Estructura	Movimiento	Largo [Km]	Mw	Z _{AV} [Km]	D _{MAX} [m]	D _{AV} [m]	Orientación	Ubicación General
Falla Litu	Normal	60	7,1	9,10	2,62	1,05	NS-NNE	Cord. Costa
Proyección norte Falla Litu	Normal?	32,5	6,9	8,10	1,59	0,74		
Pichilemu-Vichuquen	Inverso-Sinestral	60	7,1	9,00	1,66	0,67		
Sistemas Morel (1981)	Sm1	Normal	10	6,18	5,30	0,40	NW	
	Sm2	Normal	13	6,33	6,00	0,54		
	Sm3	Normal	8	6,05	5,80	0,31		
	Sm4	Normal	5,5	5,84	5,00	0,20		
	Sm5	Normal	11	6,23	5,50	0,45		
	Sm6	Normal	5,5	5,84	5,00	0,20		
	Sm7	Normal	5,5	5,8	5,00	0,20		
	Sm8	Normal	5,5	5,8	5,00	0,20		
Pichilemu Norte	Normal?	70	7,1	9,10	2,62	1,05		
Pichilemu	Normal	65	7,1	9,10	2,62	1,05		
Lineamiento 1 (L1)	Normal?	24	6,7	7,90	1,11	0,58		
Lineamiento 2 (L2)	Normal?	9	6,1	5,00	0,35	0,25		
Lineamiento 3 (L3)	Normal?	12,5	6,3	5,80	0,52	0,33		
Lineamiento 4 (L4)	Normal?	18	6,5	6,90	0,79	0,45		
Lineamiento 5 (L5)	Normal?	15	6,4	6,40	0,64	0,39		
Lineamiento 6 (L6)	Normal?	15	6,4	6,40	0,64	0,39		
Lineamiento 7 (L7)	Normal?	32,5	6,9	8,10	1,59	0,74		
Lineamiento 8 (L8)	Normal?	31	6,8	7,90	1,51	0,71		
Lineamiento 9 (L9)	Normal?	14	6,4	6,20	0,59	0,37		
Lineamiento 10 (L10)	Normal?	18	6,5	6,90	0,79	0,45		

Tabla 11: Valores de aceleración horizontal, como porcentajes de g, según la distancia a la fuente y calculados en base a la ley de atenuación expuesta por Ambraseys y Douglas (2003). Movimiento (Mov): Inverso (I), normal (N), dextral (D) o sinistral (S); Magnitud máxima (M) y PGA máximo obtenidos para cada estructura.

Estructura	Mov	M	PGA (Max) [%g]	Distancia [Km] para ditintos valores de PGA												
				5%	10%	15%	20%	25%	30%	35%	40%	45%	50%	55%	60%	65%
El Diablo-El Fierro	D	7,5	65,57	48,93	36,3	28,9	23,66	19,59	16,27	13,45	11,01	8,86	6,94	5,2	3,62	2,16
Infiernillo los Cipreses	IC1	D	6,7	45,61	41,9	29,25	21,86	16,62	12,54	9,22	6,41	3,97	0	0	0	0
	IC2	D	6,9	48,71	43,5	30,87	23,5	18,24	14,16	10,84	8,03	5,59	3,44	0	0	0
	IC3	D	7,0	52,43	44,85	32,21	24,82	19,58	15,5	12,18	9,37	6,93	4,78	2,86	0	0
	IC4	D	6,8	47,00	42,85	30,21	22,82	17,59	13,51	10,19	7,37	4,94	2,79	0	0	0
	IC5	D	6,3	37,42	38,7	26,05	18,66	13,43	9,35	6,03	3,21	0	0	0	0	0
	IC6	D	6,3	37,42	38,7	26,05	18,66	13,43	9,35	6,03	3,21	0	0	0	0	0
Pocuro-San Ramón	I	7,5	65,57	48,93	36,3	28,9	23,66	19,59	16,27	13,45	11,01	8,86	6,94	5,2	3,62	2,16
Los Ángeles-Infiernillo	I	7,5	65,57	48,93	36,3	28,9	23,66	19,59	16,27	13,45	11,01	8,86	6,94	5,2	3,62	2,16
Linemaiento San Fernando	I?	7,0	52,67	44,93	32,3	24,9	19,67	15,6	12,27	9,45	7,02	4,87	2,94	0	0	0
Lineamiento Curicó	Norte	I?	6,6	42,35	40,95	28,31	20,92	15,69	11,61	8,29	5,47	3,03	0	0	0	0
	Sur	I?	6,8	47,40	43	30,37	22,98	17,74	13,66	10,34	7,52	5,09	2,94	0	0	0
Lineamiento Talca	I?	7,1	54,44	45,53	32,9	25,51	20,27	16,2	12,87	10,05	7,62	5,47	3,55	0	0	0
Falla Litu	N	7,1	54,44	45,53	32,9	25,51	20,27	16,2	12,87	10,05	7,62	5,47	3,55	0	0	0
Proyección Falla Litu	N?	6,9	48,60	43,5	30,82	23,43	18,2	14,12	10,8	7,98	5,55	3,4	0	0	0	0
Pichilemu-Vichuquen	IS	7,1	54,44	45,53	32,9	25,51	20,27	16,2	12,87	10,05	7,62	5,47	3,55	0	0	0
Sistemas Morel (1981)	Sm1	N	6,18	35,49	37,72	25,1	17,7	12,46	8,38	5,06	2,25	0	0	0	0	0
	Sm2	N	6,33	38,05	39	26,36	18,97	13,73	9,66	6,34	3,52	0	0	0	0	0
	Sm3	N	6,05	33,44	36,64	24	16,61	11,37	7,3	3,98	0	0	0	0	0	0
	Sm4	N	5,84	30,26	34,81	22,2	14,8	9,55	5,47	2,15	0	0	0	0	0	0
	Sm5	N	6,23	36,41	38,2	25,55	18,16	12,93	8,85	5,53	2,71	0	0	0	0	0
	Sm6	N	5,84	30,26	34,81	22,2	14,8	9,55	5,47	2,15	0	0	0	0	0	0
	Sm7	N	5,8	30,26	34,81	22,2	14,8	9,55	5,47	2,15	0	0	0	0	0	0
	Sm8	N	5,8	30,26	34,81	22,2	14,8	9,55	5,47	2,15	0	0	0	0	0	0
Pichilemu Norte	N?	7,1	54,44	45,53	32,9	25,51	20,27	16,2	12,87	10,05	7,62	5,47	3,55	0	0	0
Pichilemu	N	7,1	54,44	45,53	32,9	25,51	20,27	16,2	12,87	10,05	7,62	5,47	3,55	0	0	0
Lineamiento 1 (L1)	N?	6,7	44,82	42	29,35	21,96	16,72	12,64	9,32	6,51	4,07	0	0	0	0	0
Lineamiento 2 (L2)	N?	6,1	34,51	37,21	24,6	17,2	11,95	7,87	4,55	0	0	0	0	0	0	0
Lineamiento 3 (L3)	N?	6,3	37,67	38,81	26,2	18,8	13,55	9,47	6,15	3,33	0	0	0	0	0	0
Lineamiento 4 (L4)	N?	6,5	41,51	40,6	27,95	20,56	15,32	11,24	7,92	5,11	2,67	0	0	0	0	0
Lineamiento 5 (L5)	N?	6,4	39,53	39,7	27,06	19,67	14,43	10,35	7,03	4,22	0	0	0	0	0	0
Lineamiento 6 (L6)	N?	6,4	39,53	39,7	27,06	19,67	14,43	10,35	7,03	4,22	0	0	0	0	0	0
Lineamiento 7 (L7)	N?	6,9	48,60	43,5	30,82	23,43	18,2	14,12	10,8	7,98	5,55	3,4	0	0	0	0
Lineamiento 8 (L8)	N?	6,8	47,99	43,23	30,6	23,21	17,97	13,9	10,57	7,75	5,32	3,17	0	0	0	0
Lineamiento 9 (L9)	N?	6,4	38,82	39,4	26,72	19,34	14,1	10,02	6,7	3,88	0	0	0	0	0	0
Lineamiento 10 (L10)	N?	6,5	41,51	40,6	27,95	20,56	15,32	11,24	7,92	5,11	2,67	0	0	0	0	0

Finalmente, se zonifican las regiones con un grado de peligro según el parámetro PGA de las fallas activas, potencialmente activas y capaces (Figura 41). El mapa determinístico generado se muestra en la Figura 42.

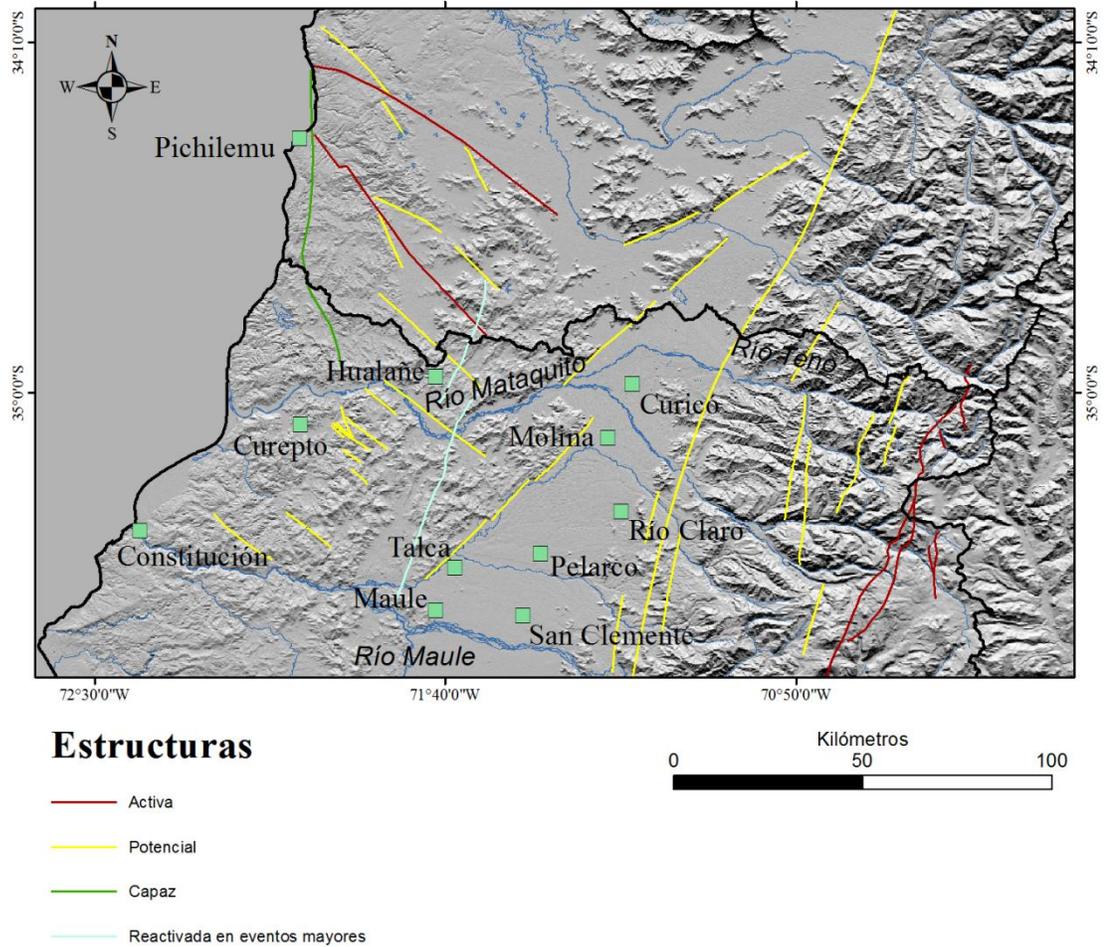


Figura 41. Estructuras consideradas en este estudio presentadas según su grado de actividad. Se muestra además las principales áreas urbanas de la zona.

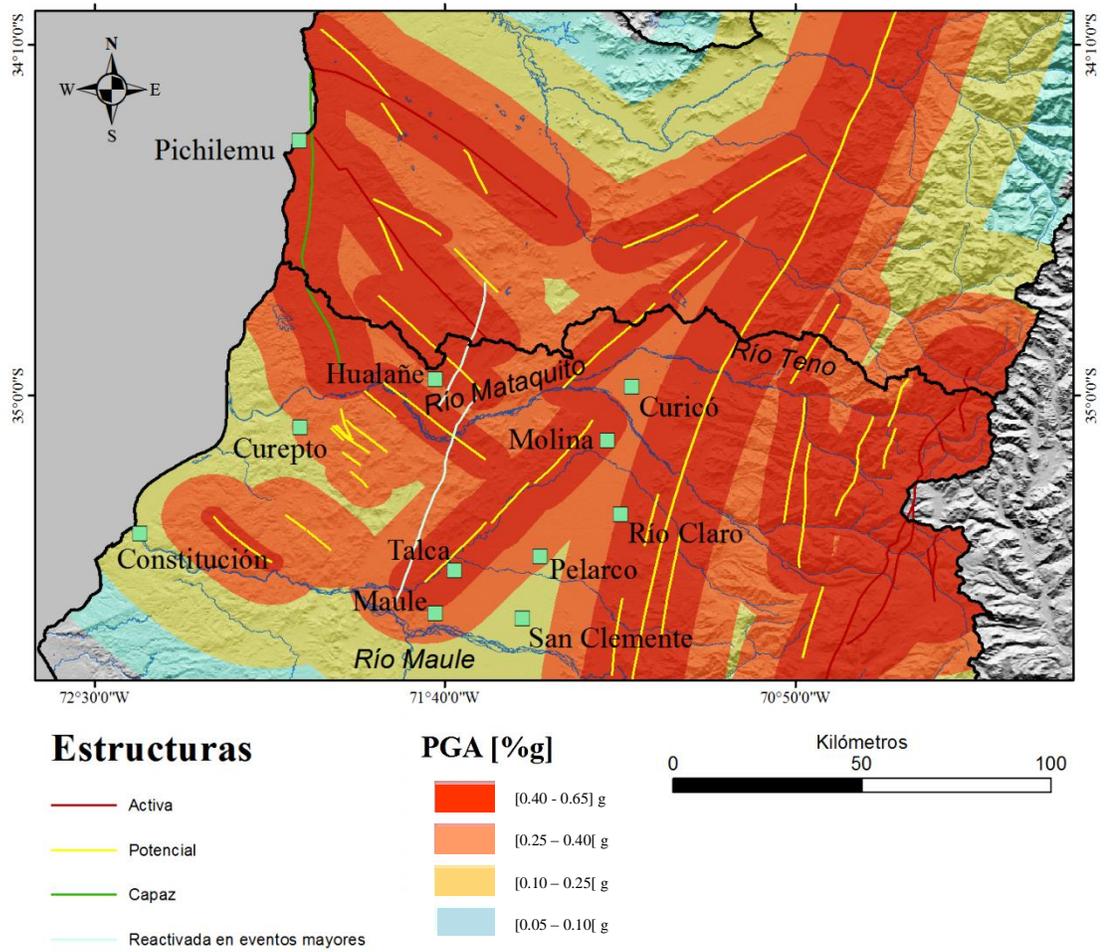


Figura 42. Mapa de peligro sísmico determinístico con las estructuras consideradas para el estudio y el nivel de actividad de las mismas. Escala 1:1.000.000.

VI. DISCUSIÓN

La definición y separación de distintos tipos de fuente sismogénica permitió abordar el problema a través de dos aristas independientes respecto del peligro sísmico probabilístico y determinístico. Precisamente esta metodología, da lugar para analizar entre el efecto generado por terremotos ocurridos en estructuras geológicas y aquel producido por terremotos con origen directo en la subducción. Cabe enfatizar que el modelo probabilístico no debe ni puede compararse directamente con el modelo determinístico pues son estudios con un desarrollo completamente distinto aun cuando los resultados se entregan en función de un mismo parámetro (PGA).

6.1 Peligro Probabilístico

La metodología probabilística utilizada para terremotos Interplaca e Intraplaca oceánica, desarrollada desde un punto de vista regional, se basa principalmente en el cálculo de los parámetros sísmicos de cada fuente a través de la ley Gutenberg – Richter. En razón a esto, fue necesario contar con un catálogo que refleje correctamente la sismicidad de la región. Esto implicó, por una parte, filtrar los datos a fin de eliminar las réplicas y conservar sólo los eventos principales. Así se excluyeron todos los eventos vinculados a uno de mayor magnitud en un periodo de 45 días y en un radio de 50 km. Luego, de un total de 2477 eventos sísmicos registrados en el área de estudio entre los años 1928 y 2009, el número de sismos considerados se redujo a 278 para la fuente Interplaca y 341 para la fuente Intraplaca Oceánica.

Por otra parte, el análisis de completitud del catálogo, realizado mediante la aplicación del método de Stepp, constituye el punto crítico para obtener los parámetros sísmicos. Este método puede resultar, en parte, subjetivo al definir la ventana temporal desde cuando se comienza a observar uniformidad en la tasa de ocurrencia de los sismos. La precisión en la obtención de este valor, influirá directamente en el posterior resultado de la ley Gutenberg – Richter.

A partir de la relación Gutenberg - Richter, se observa que los valores obtenidos para el coeficiente b en ambas fuentes (0,862 para Interplaca y 0,961 para Intraplaca) se encuentran dentro del rango esperable, entre 0.7 y 1.0, para sismos de origen tectónico.

En lo que respecta a la productividad sísmica (a), para la fuente Intraplaca es levemente mayor que en la fuente Interplaca, 4.368 y 4.067 respectivamente, siendo coherente con el mayor registro sísmico de uno con respecto al otro. Si bien en trabajos anteriores como Silva (2008) y Leyton et al. (2009) también se observa esta relación, los valores de productividad obtenidos por estos autores son mucho mayores, entre 5.0-5.6 para Interplaca y 5.3-5.9 para Intraplaca. Sin duda esta diferencia significativa se podría explicar porque estos autores, así como muchos otros (eg. Almendinger, 1992; Ridell, 1992; Leyton et al., 2009; Leyton et al., 2010), consideran áreas que van desde un mínimo de 7° en latitud hasta estudios que involucran toda la sismicidad del país, luego al tomar un mayor número de sismos la productividad pudiera ser realmente mayor que al considerar un área particular como es el caso de este trabajo. Además, al observar la sismicidad de todo Chile, la región de estudio presenta notoriamente menor sismicidad que otras regiones del país y por tanto pudiera ser que realmente la productividad de la zona de estudio sea menor. Por otra parte, las metodologías utilizadas son un punto crítico al momento de comparar los resultados obtenidos.

El cálculo de peligro probabilístico realizado con el programa CRISIS 2007, con un 10% de probabilidad de excedencia en PGA para una vida útil de 50 años, refleja claramente el elevado peligro que generarían los terremotos Interplaca en la zona costera del área de estudio con valores de aceleración horizontal máxima de 0.49g, 0.51g y 0.48g en las ciudades de Constitución, Pichilemu y Curepto respectivamente. Sin embargo, como es de esperar, el peligro disminuye hacia el este, observando aceleraciones entre 0,29 – 0,34g que indican un grado “alto” de peligro en las ciudades de Curicó, Linares, Maule, Molina, San Clemente, Talca, Pelarco y Río Claro.

Para la fuente Intraplaca oceánica en tanto, con igual probabilidad de excedencia, se espera una aceleración horizontal máxima de 0,42g correspondiente a un grado “muy alto” de peligro. No obstante, tal cual ocurre en la mayoría de los terremotos Interplaca oceánica, se observa que los valores más altos en PGA se encuentran en el valle central (Colbún, Curicó,

Hualañe, Linares, Maule, Molina, San Clemente, Talca, Pelarco y Río Claro) abarcando la mayor zona poblada de la región de estudio. En este caso, la superficie afectada por un peligro “muy alto”, entre los ríos Teno-Mataquito y Maule, sería aproximadamente 4.600 km², bastante mayor que el área de similar peligro para terremotos Interplaca, ~2.450 km².

El modelo probabilístico final, obtenido para ambas fuentes en conjunto, resulta en valores máximos de 0.52g en Constitución y Pichilemu para un periodo de retorno de 475 años, 0,75g en Pichilemu para un retorno de 1950 años. Estos valores indican un claro control de la fuente Interplaca pues las mayores aceleraciones se encuentran en la zona costera.

Analizando en detalle los valores obtenidos para un periodo de retorno de 475 años, se observa que el área afectada por un grado de peligro “muy alto” abarca desde el borde costero hasta el sector precordillerano aumentando significativamente respecto de los mapas que involucran las fuentes sismogénicas por separado. Así, un mayor número de centros urbanos se vería afectado por aceleraciones superiores a 0,4g.

Al igual que los parámetros sísmicos calculados para ambas fuentes, las máximas aceleraciones obtenidas en este estudio son menores que en trabajos de mayor escala (Tabla 12). Tal cual se mencionó anteriormente este factor se puede deber a una menor productividad sísmica o a la aplicación de metodologías diferentes sobre todo al considerar fuentes en una región más acotada. A esta causa se podría agregar el procedimiento utilizado para filtrar los datos, los programas y métodos aplicados en el cálculo probabilístico, las leyes de atenuación empleadas y la determinación de la geometría de cada fuente. Esto último influirá directamente en la distancia entre la fuente y la grilla de cálculo.

Tabla 12: Valores de aceleración horizontal máxima o PGA obtenidos para un periodo de retorno de 475 años en la zona de estudio y comparados con estudios anteriores (Algermissen et al. (1992), Riddell (1992), GSHAP (2009) y Leyton et al. (2009)).

Localidades	<i>Este Trabajo</i>	<i>Algermissen et al. (1992)</i>	<i>Riddell (1992)</i>	<i>GSHAP (1999)</i>	<i>Leyton et al. (2009)</i>
Pichilemu Constitución	0,52g	0,60g	0,50 – 0,45g	0,24 – 0,33g	0,75g
Talca	0,46g	0,40g	0,30g	0,24 – 0,33g	0,55g
Curicó	0,45g	0,35g	0,25g	0,16 – 0,24g	0,50g

6.2 Peligro Determinístico

El análisis de peligro asociado a la fuente Cortical se desarrolló mediante la metodología determinística, la cual se prefirió antes que un análisis probabilístico principalmente por falta de registros sísmicos completos para esta fuente, sobre todo en la Cordillera de la Costa. Por esta razón es imposible calcular leyes Gutenberg – Richter adecuadas, lo cual es fundamental para evaluar probabilísticamente el problema.

Las estructuras observadas y que son de interés en cuanto a la influencia que pueden tener en el área de estudio, muestran características suficientes para poder asignarles algún grado o potencial sísmico según lo establecido en el Capítulo 4.2.1. En rigor, las estructuras activas, potencialmente activas y capaces son las que influirán significativamente en el peligro sísmico pues se caracterizan por un comportamiento neotectónico y/o se distribuyen en una orientación favorable de acuerdo al régimen tectónico regional. Más aún, dentro de este grupo, aquellas estructuras definidas como activas constituyen la mayor amenaza puesto que ya existen registros de sismicidad asociados y por tanto la probabilidad de ocurrencia de un terremoto en dichas estructuras debería ser mayor que en el resto. Pese a ello, como no es posible cuantificar el peligro en función del nivel de actividad tectónica, se asume que para todas las estructuras existe igual probabilidad de ocurrencia de terremotos.

Ahora bien, se reconocen dominios geológicos estructurales característicos en cada una de las unidades morfoestructurales: Cordillera Principal, Cordillera de la Costa y márgenes de la Depresión Central.

En la Cordillera Principal, los rasgos mayores orientados conforme a los sistemas El Diablo–El Fierro e Infiernillo–Los Cipreses se observan con claridad en el sector noreste de la zona. Hacia el sur las expresiones superficiales de algunas estructuras estarían cubiertas por depósitos volcánicos recientes no mostrando continuidades claras, sin embargo, la actividad sísmica, el reconocimiento de lineamientos junto con la presencia de fuentes termales y volcanismo actual, permiten asegurar que en este sector las estructuras están controlando la tectónica local y por tanto son activas. Particularmente el terremoto del 28 de Agosto de 2004 entrega información relevante pues se constata que las estructuras en la Cordillera Principal, si bien en la mayoría de los casos están cartografiadas como fallas inversas, los sismos asociados a ellas, serían más bien de tipo *strike-slip* y no inversos. Así, aunque según las leyes de atenuación, una falla con mecanismo de rumbo presentará menores valores en PGA que una de movimiento inverso, se prefirió ser coherente con el sistema tectónico cordillerano y asumir que las fallas El Fierro e Infiernillo – Los Cipreses sólo podrán generar sismos con mecanismo de rumbo dextral durante el régimen tectónico actual.

Los resultados muestran que, por una parte la Falla El Fierro presenta valores máximos en PGA de 0,65g lo cual corresponde a un peligro “muy alto”. Este grado de peligro se alcanza incluso hasta los 11,01 km desde la traza de la falla, sin embargo ninguna de las localidades en la zona se vería afectada ni siquiera en un grado de peligro “alto” respecto de esta falla. Lo mismo ocurre para el Sistema Infiernillo – Los Cipreses en cuyo segmento mayor se estimó una máxima aceleración de 0,52g. Estos antecedentes permiten asegurar que si bien los sistemas de falla en la Cordillera Principal son activos o potencialmente activos, y por tanto muy propensos a generar terremotos, no representan un riesgo significativo para los mayores centros urbanos presentes en la zona de estudio.

En la Cordillera de la Costa destacan los sistemas NW-SE a ~NS, dentro de los cuales la principal estructura es la Falla Pichilemu. La actividad sísmica de esta falla, así como la

presencia de sistemas potencialmente activos al norte de la zona de estudio (oeste de Santiago), permiten asociar un régimen de estrés en la Cordillera de la Costa capaz de generar sismos con mecanismo normal en estructuras orientadas desde NW-SE a NNW-SSE. Aunque en la Cordillera de la Costa la sismicidad es escasa, igualmente existen eventos que estarían en directa relación con los sistemas NW en la vertiente oriental de esta unidad y preferentemente al norte del río Mataquito, por ejemplo la Falla Pichilemu Norte, la cual podría llegar a generar terremotos de magnitud 7,1 con aceleraciones de hasta 0,54g .

En cuanto a la Falla Pichilemu, se obtuvo un grado de peligro “muy alto” hasta 7,6 km de distancia, con una aceleración horizontal máxima de 0,54g y un grado “alto” hasta 16 km. Esta falla es un antecedente robusto para precisar el contexto tectónico que controla la actividad sísmica cortical en la Cordillera de la Costa; se establece entonces que éste corresponde a un régimen de esfuerzos con $\sigma_3 \sim$ NE-SW, $\sigma_2 \sim$ NW-SE y σ_1 vertical. Luego los rasgos que muestren orientaciones cercanas a NW, ya sean morfologías que hagan suponer la presencia de fallas y lineamientos, o estructuras cartografiadas, como el sistema descrito por Morel (1981) o el sector sur de la Falla Pichilemu-Vichuquén, deben ser consideradas con algún grado de actividad o potencial sísmico.

Por otro lado, el control tectónico que se observa en la Depresión Central se ve reflejado en un elevado peligro sísmico acrecentado en los bordes de esta unidad. Al respecto la Falla Pocuro – San Ramón es la de mayor relevancia pues produce una aceleración máxima de 0,65g y un grado de peligro “muy alto” que se extiende hasta 11 km desde su traza. La longitud de esta falla, entre los ríos Teno y Maule, es de 88 km, sin embargo su proyección hacia el norte y sur puede continuarse a lo largo del borde cordillerano; esta particularidad hace complejo conocer su largo absoluto, razón por la cual se decidió acotar la magnitud en función del máximo terremoto posible para eventos corticales en Chile, vale decir 7,5.

Los grandes lineamientos NE que marcan el borde occidental de la Depresión Central, son susceptibles a producir aceleraciones máximas de 0,54g frente a Talca, constituyendo las estructuras con mayor influencia sobre las localidades ubicadas las oeste de esta unidad. Los centros urbanos más afectados son Talca y Molina, con una aceleración entre 0,51 – 0,46 g.

6.3 Correlación entre escala regional y local

Como se mencionó en un comienzo, las metodologías ocupadas para el cálculo de peligro no pueden ser comparadas directamente pues un modelo implica un método estadístico-probabilístico basado en la sismicidad de las fuentes (ley Gutenberg – Richter) y otro asume el peor escenario posible sin cuantificar la sismicidad de la fuente ni la ocurrencia de futuros eventos.

Aun cuando lo anterior es cierto, en este trabajo se ha querido realizar un análisis comparativo de carácter preliminar a fin de establecer alguna relación entre el contexto regional vinculado al efecto sísmico con origen directo en la subducción y el contexto local de las fallas geológicas. Para ello se generó un mapa con un periodo de retorno a 10.000 años escogido especialmente pues las fallas activas definidas en este trabajo son aquellas que han presentado movimiento dentro de este lapso de tiempo. Además en periodos largos de retorno, el modelo probabilístico tiende al peor escenario posible, convergiendo así al modelo determinístico.

En la zona de estudio, los valores regionales máximos calculados con el método probabilístico son $\sim 1g$. Asimismo, en todos los centros urbanos los resultados muestran aceleraciones mayores a los obtenidos para la fuente Cortical. Sin embargo, en el límite entre la Depresión Central y la Cordillera Principal, el modelo probabilístico presenta valores cercanos a $0.7g$ (Río Claro y Colbún). En este margen además, existe control estructural de la Falla Pocuro – San Ramón con aceleraciones máximas de $0.65g$ que serían muy cercanas al umbral regional y por ende a partir de este sector se comienza a observar influencia de la fuente Cortical por sobre las fuentes Interplaca e Intraplaca.

Como se mencionó precedentemente, al este del margen oriental de la Depresión Central los valores regionales son menores a $0.65g$, en cambio las estructuras ubicadas en la Cordillera Principal serían las que produce las mayores aceleraciones en este sector. Específicamente las estructuras que sobrepasan el umbral regional son: los sistemas El Diablo-El Fierro e Infiernillo – Los Cipreses. Estas fallas presentan aceleraciones máximas mayores a $0.5g$, pero por ser de carácter cortical, la atenuación producida implica que los valores altos se concentran en las

cercanías del área de ruptura. En este sentido la falla de mayor peligro correspondería a la Falla El Fierro que sobrepasa el valor regional de 0,5g hasta 7 km de distancia desde su traza.

En general el peligro estaría controlado por los tres tipos de fuente según el domino tectónico-estructural.

Por un lado la fuente Interplaca, influye mayormente en el sector costero del área de estudio, tal como ocurre en todo el margen de subducción a lo largo del país. Sin embargo, en los sectores particulares de las fallas Pichilemu-Vichuquén, Pichilemu, Pichilemu norte y algunos lineamientos NW también existirían sectores de aceleraciones significativas en caso de ocurrir un sismo cortical asociado. Asimismo, la fuente Interplaca comienza a perder influjo a hacia el este, en donde los terremotos Intraplaca suponen el mayor peligro, sobre todo en la parte media de la Depresión Central.

Tanto los terremotos Interplaca como los Intraplaca no tienen influencia destacada en la Cordillera Principal, quedando demostrado en el mapa conjunto con retorno de 10000 años. Aquí el dominio tectónico local de los sistemas El Diablo – El Fierro e Infiernillo Los Cipreses constituye el control sismogénico de mayor preponderancia.

Finalmente, al observar las aceleraciones horizontales máximas registradas para el terremoto del 27 de Febrero de 2010 y compararlas con los resultados obtenidos para la fuente Interplaca en un retorno de 475 años, los valores reales son mayores a los teóricos (Tabla 13).

Tabla 13: PGA teóricas y reales registradas para el terremoto del 27 de Febrero de 2010. Datos obtenidos de Pulido et al. (2010).

Localidad	PGA 27 de Febrero 2010 [cm·s ⁻²]	PGA probabilístico Interplaca [cm·s ⁻²]
Curicó	461	301
Hualañe	452	459
Talca	467	332
Constitución	627	484

Esta particularidad ocurriría producto de la respuesta de sitio o efecto sitio que hace referencia a las condiciones y características propias de una determinada zona y como éstas influirán en la amplificación o reducción de las ondas sísmicas durante un terremoto. La extensión de esta influencia dependerá entonces de la geometría, las propiedades de los materiales en sub-superficie e incluso la topografía (Kramer, 1996).

Particularmente en este trabajo no se analiza en el efecto sitio ni su influencia en los resultados, luego los valores aquí obtenidos deben ser evaluados criteriosamente pues para cada sector podría existir algún grado de amplificación producto de las condiciones propias del terreno tal como se mostró en la Tabla 12.

Finalmente se muestra una síntesis de los mapas probabilísticos con periodo de retorno de 475 años, obtenidos para la fuente Interplaca, Intraplaca oceánica y en conjunto, contrapuestos con el mapa determinístico calculado para la fuente Cortical (Figura 43).

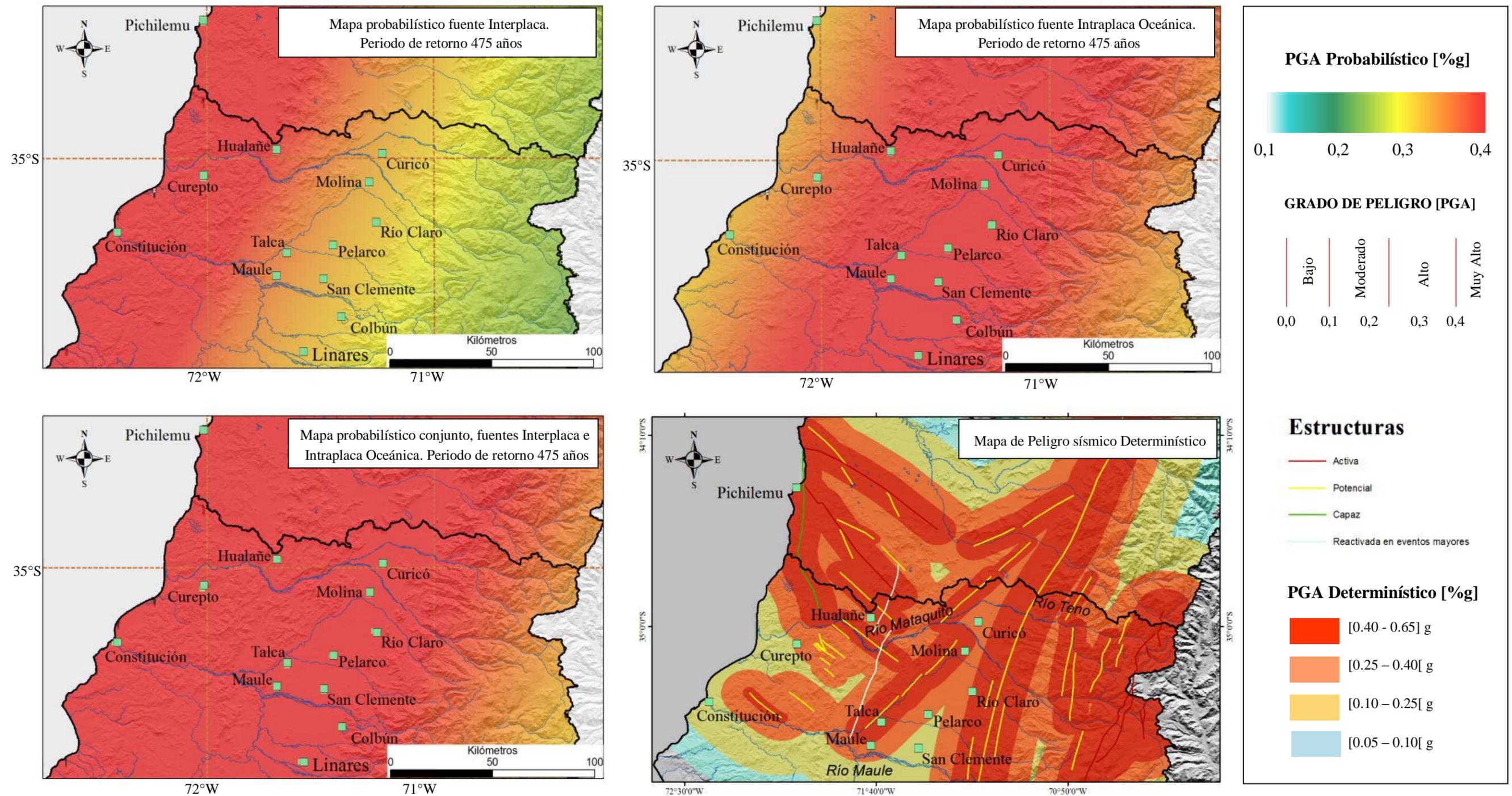


Figura 43. Síntesis de mapas de peligro sísmico Probabilístico y Determinístico.

VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El peligro sísmico calculado en este trabajo consta de una parte regional, como manifestación directa del proceso de subducción, el cual se desarrolla a partir del análisis de los terremotos Interplaca e Intraplaca oceánica, con el objetivo de generar un modelo probabilístico utilizado mediante el programa computacional CRISIS 2007. Otra parte de carácter local esta únicamente determinada por las estructuras activas, potencialmente activas y capaces, es decir aquellas que tienen algún potencial sísmico y cuyo peligro es estudiado con el método determinístico.

Ambas metodologías se desarrollaron en forma paralela a fin de obtener resultados para cada localidad, dentro de las cuales, el mayor interés lo constituyen aquellos asentamientos ubicados en la Depresión Central.

A continuación se indican las principales conclusiones del estudio:

- I. La caracterización de fuentes sismogénicas permitió generar leyes de productividad sísmica en base a relaciones Gutenberg – Richter particulares para las fuentes Interplaca e Intraplaca oceánica en la zona de estudio. Los valores de productividades obtenidos, 4,0676 y 4,3688 para fuente Interplaca e Intraplaca oceánica respectivamente, representan el contexto regional en este trabajo. Al comparar estos resultados con trabajos anteriores se observan claras diferencias que pudieran significar que la productividad de la zona de estudio es menor que en otras regiones de Chile, sin embargo la aplicación de metodologías diferentes será un punto crítico al momento de realizar tales comparaciones.
- II. El peligro probabilístico calculado para una tasa de excedencia de 10% del parámetro PGA en 50 años, muestra que:

- 2.1 De acuerdo a los cálculos desarrollados en este estudio, los valores para la máxima aceleración horizontal (PGA) son levemente menores a lo establecido en estudios de similares características aplicados a una escala mucho mayor. Luego los resultados entregados en este trabajo deberían considerarse como una cota mínima para las aceleraciones y área de influencia.
 - 2.2 Como era de esperar, para la fuente Interplaca los valores máximos de PGA se ubican en el borde costero, 0.494g en Constitución y 0.506g para Pichilemu, correspondiente a un grado de peligro “muy alto”; en tanto hacia el este, los valores disminuyen hasta valores cercanos a los 0.306 – 0.337g en la Depresión Central.
 - 2.3 La fuente Intraplaca genera aceleraciones horizontales máximas que en promedio son menores a las obtenidas para la fuente Interplaca. En Curicó, Molina y San Clemente por ejemplo se alcanzaría una máxima PGA de 0.412g, no obstante el área de influencia para un grado de peligro “muy alto” es mayor e involucra la zona más poblada de la región.
 - 2.4 El modelo conjunto revela que la toda la zona comprendida al oeste de la Cordillera Principal, vale decir, la mayoría de los centros urbanos, está sujeta a un grado de peligro “muy alto”, con un máximo de 0.52g en Pichilemu.
- III. En base al mapa con periodo de retorno de 1950 años, existe además, un 5% de probabilidad de sobrepasar los 0.6g en 100 años para todas las localidades ubicadas en la Depresión Central y borde costero, entre los ríos Teno-Mataquito y Maule.
 - IV. Respecto a la fuente cortical, la falta de registros sísmicos completos no permitió el desarrollo analítico mediante la ley Gutenberg – Richter, por lo cual su caracterización se enfocó en determinar la actividad neotectónica de cada estructura. En este contexto se concluye:

- 4.1 Los antecedentes que dan validez a la definición de estructuras activas o potencialmente activas lo constituyen (1) la distribución de la sismicidad y su relación con estructuras cartografiadas o inferidas y (2) los rasgos morfológicos observados, en particular la presencia tangible de lineamientos, escarpes, su relación con la red hidrográficas y la presencia de anomalías o *nick points* en los perfiles longitudinales de algunos ríos.
- 4.2 La orientación preferente de las fallas y lineamientos se restringe a tres sistemas mayores. En la Cordillera Principal y límite oriental de la Depresión Central, las fallas se disponen NNE a NS, en cuyo caso las estructuras son activas, Falla El Fierro, y potencialmente activas, Fallas Pocuro – San Ramón e Infiernillo – Los Cipreses. En la Cordillera de la Costa también existe un set con esta orientación el cual está determinado por la Falla Litu, falla que pudiera reactivarse durante eventos mayores, y la Falla Pichilemu-Vichuquén, falla capaz, en la costa. Los lineamientos de orientación NE que marcan el borde occidental de la Depresión Central y los sistemas NW en la Cordillera de la Costa.
- 4.3 En la Cordillera de la Costa, los sistemas de estructuras orientados NW-SE son los de mayor importancia pues revelan el comportamiento activo de la zona, Falla Pichilemu y Pichilemu Norte, y además, permiten establecer una dirección preferencial de esfuerzos, $\sigma_3 \sim$ NE-SW, $\sigma_2 \sim$ NW-SE y σ_1 vertical, que responde a terremotos con mecanismo normal.
- 4.4 Las estructuras que no presentan rasgos o características tectónicas indicativas de algún grado de actividad, no deberían descartarse del todo, pues en algunos casos pueden reactivarse durante eventos mayores produciendo desplazamientos y por tanto sería necesaria su inclusión en estudios de mayor detalle, sobre todo si se requiere enfatizar en el asentamiento del terreno. Ejemplo de este caso es la Falla Litu.

- V. El peligro determinístico calculado para las estructuras activas, potencialmente activas y capaces revela que, aquéllas con mayores aceleraciones son: el sistema El Diablo – El Fierro, Falla Pocuro – San Ramón, Lineamiento Talca, Falla Pichilemu-Vichuquén, Fallas Pichilemu y Pichilemu Norte; todas con un PGA máximo mayor a 0,5g.
- 5.1 Los sectores donde el peligro está modelado mayormente por la fuente cortical son: los márgenes de la Depresión Central, la Cordillera Principal en toda su extensión y finalmente el margen costero en la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa donde tiene influencia la Falla Pichilemu-Vichuquén, Falla Pichilemu y Pichilemu norte. Aun cuando éstas últimas se encuentran parcialmente fuera del área de estudio su influencia directa en ésta región es importante de considerar.
- 5.2 Debido a la sismicidad presente y por ende el carácter de estructuras activas, las fallas de mayor peligro lo constituyen la Falla Pichilemu, Pichilemu Norte y el sistema El Diablo – El Fierro que podrían alcanzar aceleraciones máximas de 0.54g, 0.54g y 0.65g respectivamente.
- VI. Al comparar indirectamente el peligro regional (probabilístico) para un retorno de 10.000 años con el peligro local (determinístico) se observa que en este último método las aceleraciones esperadas son mayores sólo en la Cordillera Principal, con un máximo de 0.65g. Sin embargo, el peligro con grado “muy alto” se restringe a pocos kilómetros desde cada estructura, no más de 11 km para la Falla El Fierro.
- VII. La influencia de la fuente Interplaca resulta más evidente en el borde costero de la región de estudio, tal cual ocurre en el resto del país.
- VIII. La fuente Intraplaca oceánica, controla el peligro principalmente en la Depresión Central, específicamente en los sectores céntricos de ésta unidad.

En razón de lo expuesto precedentemente, resulta necesaria la aplicación de metodologías en detalle para cada localidad, estudiando particularmente la influencia de cada estructura y reconociendo si existe mayor o menor actividad neotectónica en éstas. Asimismo, sería pertinente realizar estudios que permitan cuantificar como afecta una estructura activa respecto de una potencial o capaz, y en función de esto generar modelos probabilísticos comparables al estudio regional.

Además, el estudio de las condiciones locales de cada sector es necesario para establecer los efectos que pueden tener la topografía, los tipos de suelo, la profundidad de basamento, entre otros, respecto de la amplificación de las ondas sísmicas en algún sector particular.

VIII. REFERENCIAS

- Aguirre, L. (1960). Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín N°9, 70p.
- Astroza, M., Cabezas, M., Moroni, M., Massone, L., Ruiz, S., Parra, E., Cordero, F., Mottadelli, A. 2010. Intensidades sísmicas en el área de daños del terremoto del 27 de Febrero de 2010. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile. (Inedito)
- Ambraseys, N. y Douglas, J. 2003. Near-field horizontal and vertical earthquake ground motions. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, v.23, pp. 1-18.
- Aki, K., 1965. Maximum Likelihood Estimate of b in the Formula $\log N = a - b \cdot M$ and its Confidence limits. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, v.43, pp.237-239.
- Algermissen, S.T., Kausel, E., Hanson, S., Thenhaus, P.C. 1992. Earthquake hazard in Chile. *Revista Geofísica*, v.37, pp. 195-218.
- Angermann, D., J. Klotz, y C. Reiberg. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South American Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, v.171, pp. 329-334.
- Arriagada, C., Arancibia, G., Cembrano, J., Martínez, F., Carrizo, D., Van Sint Jan, M., Sáez, E., González, G., Rebolledo, S., Sepúlveda, S.A., Contreras-Reyes, E., Jensen, E., Yañez, G. 2011. Nature and tectonic significance of co-seismic structures associated with the Mw 8.8 Maule earthquake, central-southern Chile forearc. *Journal of Structural Geology*, pp. 1-7.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., Kausel, E. 2010. The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, v.29, TC2007, doi:10.1029/2008TC002428.

- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., Reyes, M. 1998. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Science*, v.11, pp. 115-129.
- Benavente, O. 2010. Actividad Hidrotermal asociada a los complejos volcánicos Planchón-Peteroa y Descabezadp Grande-Quizapu-Cerro Azul, 36°S y 37°S, zona volcánica sur, Chile. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 204p.
- Biblioteca del Congreso Nacional de Chile. <http://siit2.bcn.cl/nuestropais/region7>
- Brantt, C. 2011. Microzonificación sísmica del sector sur poniente de Santiago comunas de Buin y Paine. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile. En desarrollo.
- Bravo, P. 2001. Geología del borde oriental de la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule, VII Región. Memoria de Título. (Inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago. 113 p.
- Carter, W. y L. Aguirre. 1965. Structural geology of Aconcagua Province and its relationship to the Central Valley graben., *Geological Society of America, Bulletin* N°76, pp. 651-664.
- Castro, Oscar. Estudio de amplificación de los suelos superficiales y su correlación con registros de acelerogramas del sismo del Marzo de 1985 en las zonas de: Illapel, Los Vilos, Iloca, Talca, Cauquenes y Chillán. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile, Santiago. 2003. 128h.
- Cembrano, J., Lavenue, A., Yañez, G., Riquelme, R., Gracia, M., González, G., Hérail, G. 2007. Neotectonics. En: Moreno, T. *The Geology of Chile*. pp. 231-261.

- Cembrano, J. y Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, v.471, pp. 96-113.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M. 2007. Neotectonics. En: Moreno, T. *The Geology of Chile*. pp. 21-114.
- Comte, D., Farías, M., Charrier, R., González, A. 2008. Active Tectonics in the Central Andes: 3D tomography based on the aftershock sequence of the 28 August 2004 shallow crustal earthquake. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstract. pp. 160-163.
- Davison, J. 1971. Geología del área de las nacientes del Teno, provincial de Curicó, Chile. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 160p.
- Escobar, F., Guzmán, R., Vieira, G. 1977. Avance Geológico de las hojas Rancagua-Curicó, Talca-Linares, Chanco, Concepción-Chillán. Santiago: USGS, CCHEN, IIG. 56p.
- Farías, M. 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno. Tesis (Doctor en Ciencias, Mención Geología) Departamento de Geología, Universidad de Chile. 191p.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., Fock, A. 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, v.29, TC3006, doi:10.1029/2009TC002480.
- 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. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 179p.

- Fock, A., Charrier, R., Farías, M. and Muñoz, M. 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico, Asociación Geológica Argentina, Serie Publicación Especial. N° 6. pp. 48-55.
- Gana, P., Hervé, F., 1983. Geología del Basamento cristalino en la Cordillera de la Costa, provincia de Santiago-O'Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de investigaciones Geológicas de Chile, Santiago. Boletín N° 8. 95 p.
- Giambiagi, L. y Ramos, V. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, v.22, N°4, doi:10.1029/2001TC001354.
- Giambiagi, L., Bechis, F., García, V., Clark, A. 2008. Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics*, v.459, pp. 123-139.
- Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E., Bottesi, G. 2009. Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology*, v.31(12), pp. 1443-1457.
- Giardini, D., Grüntahl, G., Shedlock, M., Zhang, P. 1999. The GSHAP Global Seismic Hazard Map. *Annali di Geofisica*, N°6, v.42, pp. 1225-1230.
- González, O. y Vergara, M. 1962. Reconocimiento Geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Universidad de Chile, Instituto de Geología. Publicación N° 24. 121 pp.
- González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., Schneider, H. 2003. Link between 262 forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of south American Earth Science*, v.18, pp. 321-342.

- González, Andrea. 2008. Análisis estructural entre los valles del río Tinguiririca y Teno, Cordillera Principal de Chile Central: Microsismicidad y Geología Superficial. Memoria para optar al título de Geóloga, Universidad de Chile, Santiago.
- González de Vallejo, L., Ferrer, M., Ortuño, L., Oteo, C. 2002. Ingeniería Geológica. Pearson Educación. Madrid. 744p.
- Gutscher, M. A. 2002. Andean subduction style and their effect on thermal structure and interpolate coupling. *Journal of south American Earth Science*, v.15, pp. 3-10.
- Hauser, A. 1995. Hoja Talca. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Hidrogeológica de Chile, N°2.
- Harvard CMT Project. <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>.
- INE. Instituto Nacional de Estadísticas. www.ine.cl
- Jackson, J., R. Norris y J. Youngson, 1996. The structural evolution of active fault and fold systems in central Otago, New Zealand: evidence revealed by drainage patterns. *Journal of Structural Geology*, v.18(2-3), pp. 217-234.
- Jorquera, E. 2008. Estimación del peligro sísmico en la zona andina de Chile central. Memoria de Título, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, Santiago. 233p.
- Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pangaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C., 2001, Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, v. 20, pp. 308-324.

- Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de Los Andes de Chile Central, provincias de Santiago-O'Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile, Boletín N°8, 95p.
- Kramer, S. L. 1996. Geotechnical Earthquake Engineering. Prentice Hall, 653p.
- Lavenu, A. 1999. Estado de esfuerzo compresivo plioceno y compresivo-transpresivo pleistoceno, Andes del sur, Chile (38-42°30'S). Revista Geológica de Chile, v.29, N°1, pp. 67-88.
- Lavenu, A. y Cembrano, J. 1999. Compressional and transpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). Journal of Structural Geology, v.21, pp1669-1691.
- Lavenu, A. 2005. Fallas Cuaternarias de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 62. 71p.
- Lavenu, A., Cembrano, J. 2008. Deformación compresiva cuaternaria en la Cordillera Principal de Chile central (Cajón del Maipo, este de Santiago). Revista Geológica de Chile, v.32, pp. 233-252.
- Leyton, F., Ruiz, S., Sepúlveda, S. 2009. Preliminary re-evaluation of probabilistic seismic hazard assessment in Chile: from Arica to Taitao Peninsula Advances in Geosciences, v.22, pp. 147-153.
- Leyton, F., Ruiz, S., Sepúlveda, S. 2010. Reevaluación del peligro sísmico probabilístico en Chile Central. Revista Geológica de Chile.
- Lomnitz, C. [1960] "A study of the Maipo Valley earthquakes of September 4, 1958." Instituto de Geofísica y Sismología, Universidad de Chile, Publicación N° 10.

- Loveless, J., Allmendinger, W., Pritchard, M., Garroway, J., González, G. 2009. Surface cracks record long-term seismic segmentation of the Andean margin. *The Geological Society of America*, v.37, N°1, pp. 23-26.
- Madariaga Raúl. 1998. Sismicidad de Chile. *Física de la Tierra*, N° 10, pp. 221-158.
- Marangunic, C., Moreno, H., Varela, J. 1979. Observaciones sobre los Depósitos de Relleno de la Depresión Longitudinal de Chile entre los ríos Tinguiririca y Maule. *Congreso Geológico Chileno*, No. 2, Actas, v.2, pp. I29-I39. Arica.
- Melnick D, 2007. Neogene seismotectonics of the south-central Chile margin. Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Matemáticas y Ciencias Naturales, Universidad de Postdam. 108p.
- Morel, R. 1981. Geología del sector norte de la Hoja Gualleco entre los 35 00' y 35 10' latitud sur, provincia de Talca, VII región, Chile. Tesis de Magister, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 149h.
- Moreno, H., Varela, J. 1985. Geología, volcanismo y sedimentos piroclásticos cuaternarios de la Región central y sur de Chile. In *Suelos volcánicos de Chile* (Tosso, I., editor). Instituto Nacional de Investigaciones Agropecuarias, Santiago. pp. 493-526.
- Moreno M. 2004. Dinámica del Antearco Externo en la zona del Bloque de Arauco, 37°-38° S, Octava Región, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra. 140p.
- Mpodozis, C., Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. *En*: Ericksen, G.E., Cañas, M.T., Reinemud, J.A. *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, v.11, pp. 59-90.

- Nasi, C., Thiele, R., 1982. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa al sur del río Maipo. *Revista Geológica* N° 16. pp. 81-99.
- Norma NCh 433.Of 96. 1996. Diseño sísmico de edificios, Instituto de Normalización. INNChile, 42 p, Santiago.
- Ordaz M., Aguilar A., Arboleda J., “Program for computing seismic hazard: CRISIS 2007 V1.1”, Institute of Engineering, UNAM, México, 2007
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, v. 6, p. 233-248.
- Pardo, M., Monfret, T., Vera, E., Eidenberg, A., Yañez, G. 2003. Congreso Geológico Chileno N°10. pp. s.p.
- Pasten Cesar. 2007. Respuesta sísmica de la cuenca de Santiago. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, mención ingeniería geotécnica. Universidad de Chile, Santiago.
- Piquer, J., Castell, J. C., Charrier, R., Yañez, G. 2010. El Cenozoico del alto río Teno, Cordillera Principal, Chile central: estratigrafía, plutonismo y su relación con estructuras profundas. *Revista Geológica de Chile*, v.37, pp. 32-53.
- Pulido, N., Sekiguchi, T., Shoji, G., Alba, J., Lazares, F., Saito, T. 2010. Earthquake Source Process and Site effects of Strong Motion stations of the 2010 Chile Mega-Earthquake. Informe Técnico, JST-JICA Peru Project Chile Earthquake Field Investigation Team. 51p.
- Rauld, R.A., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el río Mapocho y la Quebrada Macul. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 57p.

- Reyes, M. 2003. El terremoto de Chillán de 1939 y el terremoto de Talca de 1928. Memoria de Título, Departamenteo de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, Santiago. 76h.
- Riddell, R. 1992. Specification of Ground Motion Intensities and Spectra for Seismic Desing. Revista Geofísica Instituto Panamericano de Geografía e historia, N° 37, 111-141 pp.
- Ruiz, S. y Saragoni, G. 2005. Fórmulas de atenuación para la subducción de Chile considerando los dos mecanismos de sismogénesis y los efectos del suelo. Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica N° 9, Concepción.
- Sabaj Romina. 2008. Identificación y caracterización de estructuras potencialmente activas en la cordillera de la costa entre los 33° y 33°45'S. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 91p.
- Sáez, A. y Holmberg, A. 1990. Análisis de los acelerogramas del Terremoto de Chile de 1985. Memoria para optar al Título de Ingeniería Civil, Sección Ing. Estructural. Depto. De Ingeniería civil, Universidad de Chile.
- Sepúlveda, S., Astroza, M., Kausel, E., Campos, J., Casasi, A., Rebolledo, S. and 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, v. 12, pp. 432–455.
- SERNAGEOMIN, 2003, Carta Geológica de Chile (escala 1:1.000.000). Servicio Nacional de Geología y Minería, v. Publicación Geológica Digital 4.
- Silva, A. 2008. Caracterización y determinación del peligro sísmico en la Región Metropolitana. Memoria de Título, Departamenteo de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, Santiago. 150p.

- Somoza, R., 1998, Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 211-215.
- Stepp, J.C. 1972. Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard. *Proceedings of the International Conference on Microzonation for Safer Construction*, v.2, pp.897-910.
- Tapia, F. 2010. Análisis estructural del sector occidental de la faja plegada y corrida de Malargüe en el curso superior del río Colorado de Lontué (35°18' y 35°23'S), Región del Maule, Chile. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 101p.
- Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y La Cuesta Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile, Boletín N°2, 86p.
- UBC, Uniform Building Code. 1997. International Conference of Building Officials, Uniform building Code, Whittier, California. 1411p.
- Uyeda, S., Kanamori, H. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research*, v.80, pp. 195-222.
- Wells y Copersmith. 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of Seismological Society of America*, v.4, pp. 974-1002.
- Willner, A., Richter, P., Ring, U. 2009. Structural overprint of a late Paleozoic accretionary system in north-central Chile (34°-35°S) during post-accretionary deformation. *Revista Geológica de Chile*, v.36, pp. 17-36.

Zonenshayn, L.P., Savostin, L.A. y Sedov, A.P. 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for last 160 million years. *Geotectonics*, v. 18, pp. 181-195.