

Sismicidad histórica y estudios complementarios asociados a la estructura denominada Falla de San Ramón, Chile Central

Manuel Araneda C.*

Álvaro Araneda A. *

María Soledad Avendaño R. *

Recibido en enero de 2015; aceptado en febrero de 2016

Abstract

Due to the great impact that the occurrence of an earthquake over 6.9 magnitude would have at the Andes foothill in the central zone of Chile (Santiago), which would be under a mature stage, it was deemed necessary to do research on the fundamentals that would prove such assertion that could trigger such tectonic phenomenon. A statistical analysis was conducted on the historical earthquakes occurred in the area under research, besides refraction and gravity seismic profiles conducted perpendicularly to the possible fault trace in order to visualize the morphology of the underground bedrock.

From the statistical analysis of the historical earthquakes occurred in the area of the supposed fault, there is no indication of a nearby epicenter in a 40 km radius. It is worth mentioning that in order to conduct a statistical analysis, a series of reliable data within the interest area is required. According to geology, the last seismic event in the area would have occurred 8000 years ago, and with this single data it is impossible to forecast future events in the area even if the most sophisticated mathematical models are used. Additionally, a morphological analysis of the Andes foothill is available, which defines that the scarp in the area is of glaciofluvial origin and not the result of the fault dynamics.

Seismic and gravity profiles do not provide indications of a fault throw in the research area. The scarps assigned to the fault throws in the research area are attributable to mass wasting during severe winter periods in geological time. With the information provided in this study it is believed that a possible seismic event is unlikely to occur as result from the supposed San Ramón fault.

Key words: Seismic risk, earthquake, faults, geology.

Resumen

Debido al gran impacto que tendría la ocurrencia de un sismo de magnitud mayor a 6.9 en el pie andino de la zona central de Chile (Santiago), el cual estaría en una etapa madura se creyó necesario investigar los fundamentos que acreditarían tal aseveración el cual podría gatillar dicho fenómeno tectónico. Para ello se realizó

*SEGMI, correo electrónico: segmi@netexpress.cl

un análisis estadístico de los sismos históricos ocurridos en el área investigada, perfiles sísmicos de refracción y de gravedad realizados perpendiculares a la posible traza de la falla con el objeto de visualizar la morfología del basamento subterráneo.

Del análisis estadístico de los sismos históricos ocurridos en el área donde se ubica la posible falla, no indicó ningún epicentro cercano en un radio de 40 km.

Cabe mencionar que para realizar un análisis estadístico se necesita una serie de datos confiables dentro del área de interés. Según geología el último evento sísmico en la zona se habría producido hace 8000 años, solo con este dato es imposible pronosticar futuros eventos en el área aunque se utilicen los modelos matemáticos más sofisticados. Complementariamente se cuenta con un análisis morfológico del pie andino en el que se define que los escarpes en la zona son de origen glacio-fluvial y no producto de la dinámica de la falla.

Los perfiles sísmicos y de gravedad no indican ningún salto de falla en toda el área investigada. Los escarpes atribuidos a saltos de falla en el área investigada se atribuye a remociones en masa ocurridos durante períodos invernales severos en tiempo geológico.

Con los antecedentes aportados en este estudio se cree que es muy poco probable que se esté ante un posible evento telúrico por efecto de la dinámica de la supuesta falla San Ramón.

Palabra clave: Riesgo sísmico, terremoto, fallas, geología.

Introducción

Chile un país sísmico por naturaleza es normal que su población viva las consecuencias que se producen antes y después de un evento sísmico. Este fenómeno latente en la población ha permitido que entidades estatales y académicas se interesen en conocer la génesis y posteriores consecuencias que producen grandes eventos en pequeñas y grandes urbes.

El problema que se estudia en este artículo se ubica en el borde oeste de los Andes entre los ríos Mapocho y Maipo. En dicha zona se ubica la ciudad de Santiago con una población aproximada de 6 millones de personas. Localmente en los últimos años en el sector oeste de la estructura San Ramón la urbanización y población han aumentado en forma exponencial, Figuras 1 y 2.

En este artículo se trata de demostrar que no existe un riesgo sísmico latente en dicha zona debido a la dinámica de la estructura de la falla San Ramón.

Para ello se realizó un examen crítico de los sismos históricos ocurridos en la zona central de Chile y especialmente en el área donde se ubica la estructura en discusión. Adicionalmente se realizan estudios gravimétricos y sísmicos de refracción con el objeto de investigar la existencia de la estructura de falla San Ramón dada por geología.

Antecedentes generales

Normalmente cuando ocurre un sismo se pueden producir deformaciones permanentes y temporales siendo estas mayores en zonas vecinas del área epicentral y menores en las zonas adyacentes. Las deformaciones permanentes se pueden observar a simple vista por el cambio en la morfología del suelo y a veces por la observación de intermareas y su efecto en la vida animal existente en la costa (Castilla 1998). Las deformaciones temporales requieren de instrumental adecuado para medir las variaciones generadas, tales como levantamientos geodésicos, nivelaciones, GPS, y mediciones interferométricas.

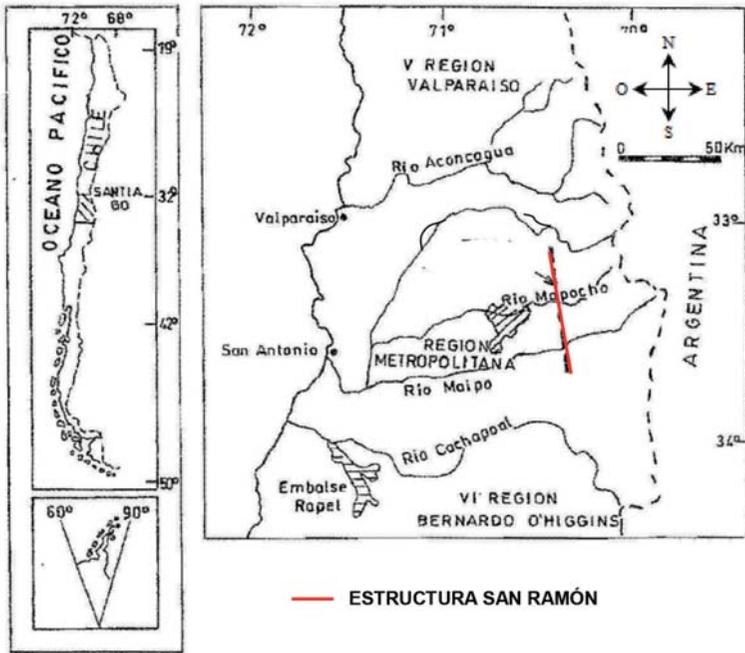


Figura 1. Plano de ubicación de la Falla San Ramón.

Las deformaciones tanto temporales como permanentes deben ser cuantificadas antes, durante y posterior a un evento sísmico, datos que son importantes para los estudios geodinámicos futuros.

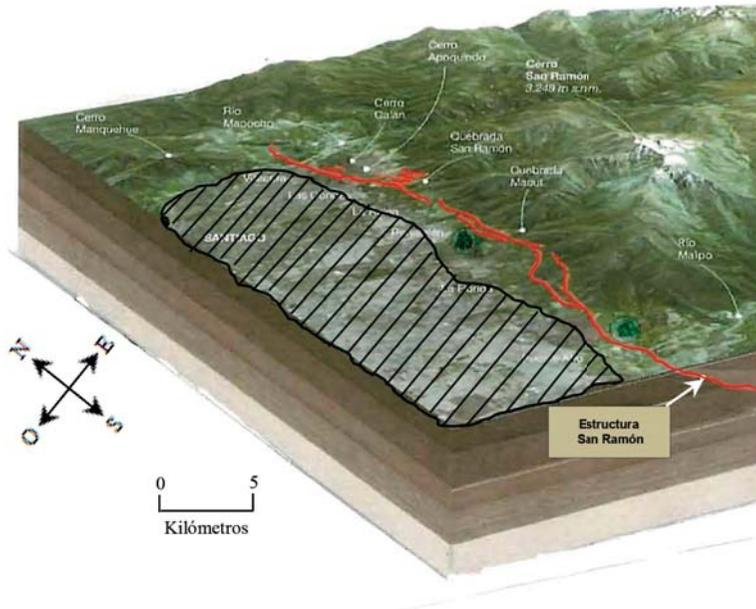


Figura 2. Ubicación esquemática de la Falla San Ramón (línea roja continua) y zonas altamente pobladas (achurado negro). Fuente del mapa: Google Earth.

Chile se encuentra en el borde oeste de la placa sudamericana bajo la cual subducta la placa de Nazca y Antártica en la parte sur. La primera a una velocidad promedio de 6 cm/año y la segunda entre 2 a 3 cm/año (Kendric et al., 2003), observaciones obtenidas mediante el sistema GPS. Estudios geomagnéticos, (Wyllie 1971) ha determinado que la placa de Nazca se encuentra segmentada y que cada segmento tiene una velocidad de convergencia diferente, lo que genera sismos con parámetros diferentes de acuerdo al segmento involucrado.

Sismicidad histórica

En general, los sismos históricos mayores de 5.9 ocurridos en Chile Central se muestran en la Tabla 1. Estos sismos fueron clasificados según la profundidad de sus epicentros (Barrientos et al. 2004) en:

- a) Terremotos de empuje superficial a lo largo de la costa (entre 0-50 km de profundidad).
- b) Grandes terremotos tensionales y compresionales profundos (entre 70-100 km de profundidad) que ocurren en la subducción de la placa de Nazca y en algunas áreas de la cordillera de Chile Central.

c) Sismicidad muy superficial (en el entorno de los 20 km de profundidad) los que se ubican principalmente en la zona central de Chile, Figura 3.

Los sismos de la región sismogénica "c" a los cuales se les denomina interplaca no han sido lo suficientemente estudiados ni cuantificados (Barrientos et al. 2004). Esta falta de información ha generado una serie de artículos, que para explicar la dinámica de las estructuras geológicas las cuales utilizan modelos que en la mayoría de las veces se alejan de la realidad. A esta zona sismogénica se la ha ubicado entre la subducción plana y la de mayor pendiente que se encuentra hacia el sur de Chile (Barazangi and Isacks 1976; Gutscher et al. 2000). En el área de estudio solo se han reportado dos eventos en el sector cordillerano, el primero ocurrido el 4 de septiembre de 1958 con $M=6.9$; (Lomnitz 1961, Piderit 1961) y el 13 de septiembre de 1987 con $M=5.9$ (Barrientos y Eisemberg 1988). El primero produjo una intensidad Mercalli de V en el sector denominado Las Melosas y en el segundo sismo no fue observada. La ubicación geográfica de ambos sismos no fue determinada, atribuyéndose a una ubicación en la alta cordillera. (Barrientos y Eisemberg, 1983) destacan a su vez que los sismos generados en esta zona, en el segmento central de Chile, no solamente pueden ser de origen tectónico sino que también pueden ser de origen volcánico, en este caso del volcán Maipo. Importa destacar los sismos superficiales y no los que se generan a grandes profundidades como son los clasificados en los grupos a y b, ya que no tienen incidencia en el problema que se estudia.

Actualmente, con la operación de la Red Sísmica de Chile Central, es posible reconocer el potencial sísmico en la región Central de Chile, pero no pronosticar eventos a futuro (Barrientos et al. 2004). Aún no se ha llegado a esta instancia y menos pronosticar eventos sísmicos.

Con la finalidad de tener una visión de los sismos históricos en Chile Central, con las limitaciones que ello significa (redes sismológicas), se entrega un listado de sismos ocurridos en la zona central, cuya magnitud, ubicación e intensidad en algunos casos es desconocida o imprecisa debido a la falta de instrumental en Chile, en la época en que ocurrieron y personas adecuadas para determinar sus intensidades (Lomnitz 2004; Araneda y Avendaño 1994), véase Tabla 1.

La información aportada en esta tabla tiene por objeto mostrar la historia sísmica en Chile Central desde el año 1575 al año 2010 (terremoto de Cauquenes) y evidenciar que no existe ningún sismo cuya magnitud sea mayor a 6 y tenga epicentro ubicado en el área de la estructura San Ramón.

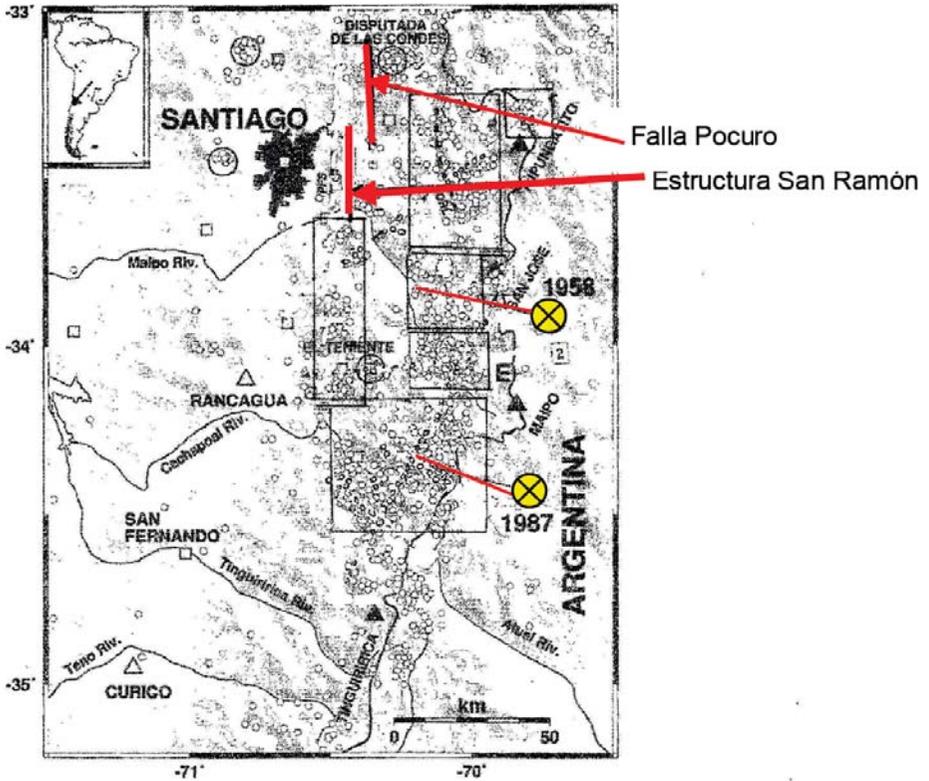


Figura 3. Epicentros de sismos superficiales ($< 20\text{ km}$) en los Andes Centrales durante los años 1996 y 2001. Rectángulos sólidos determinados por la red sísmica de Chile central (Barrientos et al. 2004) y trazas de la Falla Pocuro y Estructura San Ramón (Araneda et al. 1994)

Tabla 1
Sismos históricos ocurridos en la zona central de Chile entre 1575 y 2010

Fecha	Hora local	Latitud Estimada	Longitud Estimada	Magnitud	Observaciones
17/03/1575	10:00	-33.400	-70.600	7-7.5 (*)	Epicentro probable La Ligua (Lomnitz 1961)
13/05/1647	22:30	~ -35.000	~ -72.000	~ 8 (*)	Se sintió entre río Choapa y río Maule
12/07/1687	1:00	-32.750	-70.730	7-7.5 (*)	Sentido entre río Aconcagua y Santiago, intensidad no determinada
08/07/1730	4:45	-33.050	-71.630	8.5-9 (*)	Ocurrido en el área de Valparaíso, semejante al sismo del año 1647, intensidad no definida
19/11/1822	22:30	-33.050	-71.630	8-8.5 (*)	Epicentro aproximado La Ligua daños en Santiago y Valparaíso, intensidad en Santiago VII. Se observaron solevamientos entre 0.91 m a 1.80 m (estimados los cuales posteriormente volvieron a su estado original)
26/09/1829	14:00	-33.050	-71.630	7 (*)	La intensidad VII fue estimada en Santiago
08/10/1847	11:00	-31.610	-71.180	7 (*)	Intensidad estimada en Santiago VI
02/04/1851	6:48	-33.320	-71.420	7.1 (*)	Zona afectada el valle del Maipo, en Santiago la intensidad fue estimada en VII
15/08/1880	8:48	-31.620	-71.180	7.5 (*)	Ciudades afectadas Illapel, Petorca. La intensidad no fue determinada

Continuación Tabla 1

16/08/1906	19:48	-33.000	-72.000	8.6 (*)	Ciudad afectada Valparaíso, intensidad en Santiago VII, IX en Papudo y río Rapel. En la costa en el área de Valparaíso fue estimado un sollevamiento que posteriormente desapareció
01/12/1928	0:06	-35.000	-72.000	8.4 (*)	Las ciudades de Talca y Constitución fueron destruidas. El Tsunami en Constitución fue 1.5 m. La ruptura sísmica se inicia en la parte surdel final del terremoto de 1906. Las intensidades se suponen mayores de X
06/04/1943	12:07	-30.750	-72.000	8.3	Epicentro al oeste del río Limarí. Intensidades no fueron reportadas
4/09/1958	18:00	-33.833	-70.166	6.9	Intensidad V en Las Melozas, III en Santiago. Causó la destrucción en Las Melozas
03/03/1985	19:46	-33.240	-71.850	7.8	Dicho evento es uno de los más documentados en Chile Central relacionado con observaciones geodésicas, variaciones de mareas en Valparaíso y principalmente por medidas gravimétricas realizadas entre 1982 al 2002. Datos de gravedad obtenidos en 1982 y 1985 (abril) mostraron una disminución de 150 mGales en San Antonio y 7.5 mGales cerca de Algarrobo. Esta disminución también fue observada en la altura en una línea de nivelación del Instituto Geográfico Militar siendo 50 cm en San Antonio y 30 cm en Algarrobo

Continuación Tabla 1

13/09/1987	14:08	~ -34.333	~ -70.250	5.9	Temblor intraplaca con hipocentro a < de 15 km de profundidad. Intensidad IV – V en Rancagua, IV en Talca y III-IV en Valparaíso y Santiago
------------	-------	--------------	--------------	-----	---

(*) Epicentros determinados con una red de campo lejano. Red que tiene una resolución para definir un epicentro a distancias mayores a 15 kilómetros. Epicentros definidos con instrumentación existente fuera de Chile.

La información más detallada del sismo del año 1575 es aquella aportada por Lomnitz (1961), en la cual se señala que el epicentro aproximado de este sismo sería en el sector de La Ligua, considerando a su vez la incerteza en la determinación del epicentro por la inexistencia de instrumentación en esa época.

Marco tectónico de Chile Central

Los rasgos morfoestructurales de la cordillera de Los Andes se han desarrollado principalmente desde el Oligoceno Superior (Allmendinger et al. 1997; Isacks, 1988; Lamb et al. 1997; Sempre et al. 1990; Farias 2007) a pesar que el proceso de subducción se ha desarrollado desde el Jurásico. Este se explica por el cambio en el vector de convergencia a una posición casi ortogonal al margen continental (Somoza 1998) y la velocidad absoluta del continente (Silver et al. 1998).

En general, la cordillera de los Andes presenta características morfológicas importantes tales como la Depresión Central, la cual se ubica en el límite de la subducción plana asociada a la dorsal de Juan Fernández y la ausencia del volcanismo hacia el norte y una subducción cortical con un ángulo de manto al este aproximado de 35°. En las proximidades de este límite se encuentra el área de estudio de la estructura San Ramón.

Dentro de la evolución tectónica de los Andes de Chile Central hubo fases de tectónica extensional e inversiones a lo largo del ciclo andino (Charrier et al. 1996). La última fase extensional se habría producido durante el Paleogeno-Mioceno, dando origen a la cuenca donde se depositó la formación abanico (Aguirre 1960; Godoy et al. 1999; Charrier et al. 1996; Jordan et al. 2001) la cual durante el Mioceno Inferior se invirtió dando origen a los pliegues en los bordes de dicha cuenca.

Junto con la inversión de la cuenca se desarrollan el este de ésta las fajas plegadas y corridas del Aconcagua y Malargue que absorberían la mayor parte de acortamientos hasta el Mioceno superior-Plioceno inferior (Giambiagi et al. 2003, 2005). Posteriormente se desarrollaría un período de fallas fuera de la secuencia

donde la deformación migratoria nuevamente hacia el oeste al borde oriental de la cuenca de abanico entre los ~ 9 y los 4 Ma, donde se habría producido el mayor alzamiento de los Andes Centrales del Sur, por último la nueva migración de la deformación hacia la cuenca del antepaís (Escribano 2008).

El cambio morfológico presente en la zona central caracterizado por la ausencia de la Depresión Central al norte de los ~ 32° 40'S se ha interpretado como consecuencia de la subducción plana asociada a la Dorsal de Juan Fernández. Es importante detectar que (Farías 2007) ha propuesto que el relieve de la Depresión Central es de origen predominantemente erosivo.

Antecedentes morfológicos

El área de la Depresión Central que nos preocupa, se encuentra al borde oeste de los Andes entre los ríos Mapocho y Maipo cuya morfología es semejante al sur del paralelo 33°S. En ella se nota un fuerte cambio de pendiente de los faldeos cordilleranos de aproximadamente 25° o más, para pasar inmediatamente a las planicies de la cuenca de Santiago. Esta morfología presenta profundas quebradas en su parte superior que desaparecen en las planicies de la cuenca, interpretándose un origen glacial para la morfología de los depósitos en esa área (Karzulovic 1957). La forma final del pie de monte tiene un perfil típico en el cual los materiales más gruesos se localizan en las zonas más altas hasta una cota de 700 m.s.n.m.. A partir de esta cota es posible reconocer algunos bloques y bolones a veces facetados que serían netamente de origen glacial.

Pocos estudios globales y su respectiva interpretación morfológica de los depósitos Cuaternarios que cubren el área, han sido generados. Karzulovic en 1957 describe en forma parcial la morfología existente al norte (comuna de Las Condes) y al sur (comuna de Macul) del sector de ubicación de la estructura San Ramón. Este autor también explica la morfología del frente cordillerano como el resultado de depósitos glaciares los cuales están presentes en los cerros Calán y Apoquindo, producto de conglomerados de origen fluvial en la cumbre del primero y no observable en el segundo tal vez producto de la erosión. Referente a las capas de cenizas, estas son asociadas a depósitos de acarreo ricos en productos volcánicos los cuales se presentan en forma aislada. Adicionalmente este autor menciona la existencia de un sondaje realizado por la Corfo al oeste del cerro Calán el cual alcanzó la roca basal a los 50 metros de profundidad lo cual está de acuerdo con perfiles gravimétricos realizados en el área (Araneda et al. 2012). Otros autores en base a los análisis morfológicos han planteado diversa hipótesis sobre el origen de la estructura San Ramón; por ejemplo Brüggén (1950) planteó la existencia de una gran falla que la ubicó al oeste del cerro San Ramón basada en observaciones de una serie de vertientes termales. Tricart (1963, 1965) postula que los depósitos antiguos se ubican en forma de terrazas escalonadas, donde las más antiguas se ubican más cerca de la cordillera que las más jóvenes. Además señala que los más antiguos se solevantaron junto con la precordillera. También

postuló que los contactos entre los depósitos más antiguos y los inmediatamente posteriores a estos son escarpes que aparecen en toda la zona. Esta observación es bastante concluyente ya que en algunos casos estos están cubiertos por conos aluviales provenientes de las quebradas, por lo tanto no corresponderían a movimientos dinámicos producto de la hipótesis de existencia de la estructura San Ramón. Borde en 1966 postuló la existencia de una falla al oeste del cerro San Ramón cuya estructura forma una gran muralla cuya longitud tendría aproximadamente 20 km y 2,000 m de altura. Esta morfología la asoció como falla de Pocuro, lo que se aleja hacia el este de la zona de ubicación de la estructura San Ramón. Por otra parte, la falla Pocuro cuya actividad se estima en 5 My aflora en varios segmentos con un ancho de 100 metros de rocas milonitizadas que no se observan en la estructura San Ramón. Importante es destacar que la estructura San Ramón no presenta ninguna característica en superficie que se pueda asociar a una falla de importancia. Asociar escarpes como consecuencia de movimientos tectónicos es un poco aventurado, más aún cuando no se conoce la morfología de la roca basal que los sustentan.

Marco geofísico

Gravedad

El área de estudio, ubicada al este de la cuenca de Santiago, cuenta con antecedentes regionales de la gravedad con los cuales fue determinado un modelo tridimensional del basamento subterráneo (Araneda et al. 2006). Este modelo consideró una densidad media de 2.1 gr/cm³ para la estructura sedimentaria y de 2.6 gr/cm³ para la roca basal. Las potencias mayores de relleno sedimentario



Figura 4. Ubicación Perfiles gravimétricos regionales 1 y 2. Fuente del mapa Google Earth.

fueron determinadas en las comunas de Pudahuel, Providencia y al oeste de la comuna de Isla de Maipo, alcanzando potencias mayores a 500 metros. Adicionalmente fue reconocido un cordón montañoso en el centro de la cuenca con profundidades aproximadas de 100 metros desde la superficie, la cual concuerda con el cordón montañoso entre el cerro San Cristóbal en el noreste y los cerros de Chena hacia el suroeste. Complementariamente y a fin de investigar con más detalle el sector noreste de la cuenca de Santiago (Araneda et al. 2012), se realizó un levantamiento gravimétrico asociado a la prospección de aguas subterráneas. En este estudio se realizaron 2 perfiles de gravedad, Figura 4, el primero entre el sector de La Pirámide y afloramientos rocosos de la precordillera, Figura 5 y el segundo entre el cerro San Cristóbal y afloramientos rocosos de la precordillera, Figura 6. Ambos perfiles muestran los modelos bidimensionales del basamento en las áreas correspondientes. Importa mencionar que dichos perfiles intersectan a la traza de la estructura falla San Ramón determinada por geología, no mostrando ningún salto de falla en la superficie basamental.

Posteriormente este estudio contempló la realización de cuatro perfiles de gravedad en el sector precordillerano de las comunas de Las Condes, La Reina y Peñalolén, con estaciones de gravedad cada 50 metros, Figura 7. Estos perfiles también intersectarían ortogonalmente a la estructura de falla San Ramón indicada por Rauld (2002).

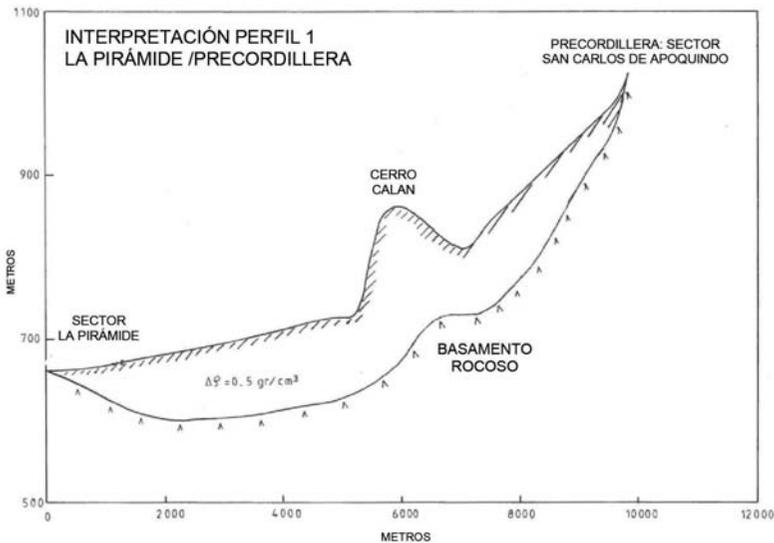


Figura 5. Modelo bidimensional del perfil gravimétrico regional 1. Sector La Pirámide/Precordillera.

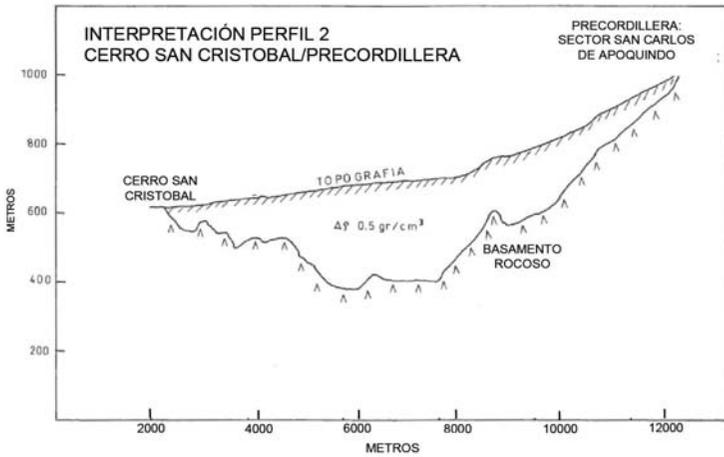


Figura 6. Modelo bidimensional del perfil gravimétrico regional 2. Sector Cerro San Cristóbal/ Precordillera (San Carlos de Apoquindo).

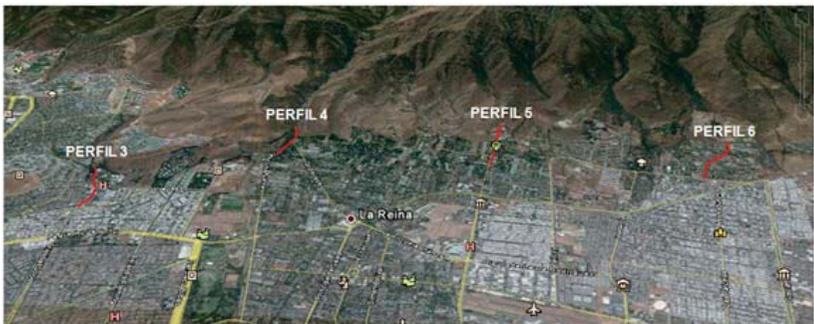


Figura 7. Ubicación Perfiles gravimétricos 3, 4, 5 y 6. Sector pie Andino Oeste. Fuente: Google Earth.

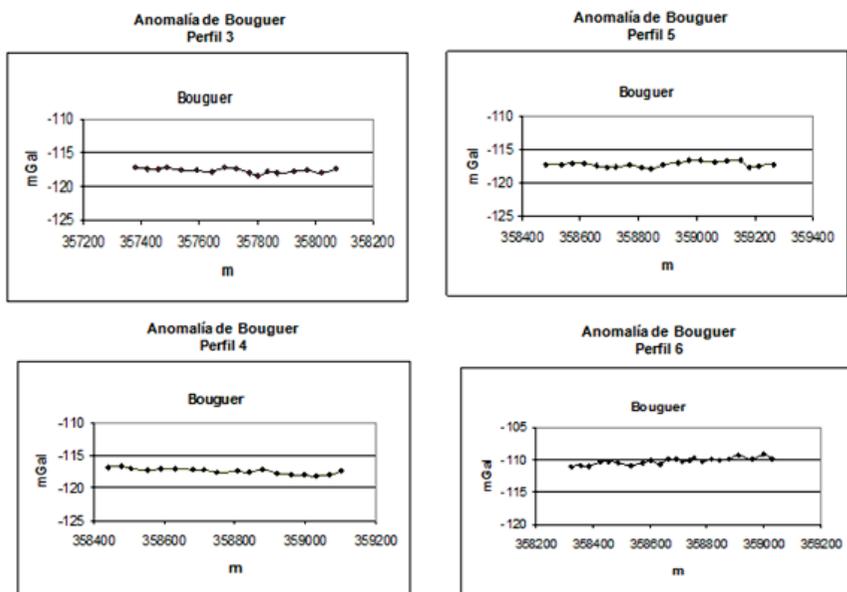


Figura 8. Tendencia de la anomalía de Bouguer de los perfiles 3, 4, 5 y 6 en el sector de las comunas de La Reina, Las Condes y Peñalolén.

Dichos perfiles fueron ubicados en el pie sedimentario de los Andes por lo tanto sus extremos no estuvieron ligados a la roca basal por tal motivo solamente se analizó la tendencia de la anomalía de Bouguer, ello conlleva a presentar solamente la tendencia de esta anomalía, la cual indica un suavizamiento y no indica un salto de falla, Figura 8.

Sísmica de refracción

En la cuenca de Santiago se han realizado una serie de estudios sísmicos complementarios a estudios de mecánica de suelos, los cuales muestran la estructura del depósito sedimentario y la roca fundamental en el sector del parque Bernardo O'Higgins (Sanhueza 1969). Dichos resultados están de acuerdo con aquellos obtenidos en un modelo gravimétrico estructural de la cuenca de Santiago y relación con hidrogeología (Araneda et al. 2010). Con la finalidad de un estudio más detallado asociado a determinar la existencia de una estructura de salto de falla como la de San Ramón se realizaron una serie de perfiles sísmicos de refracción ubicados perpendicularmente a la supuesta traza de ésta. Suponiendo que la estructura de falla está ubicada superficialmente se diseñaron perfiles de

120 metros de longitud para penetrar a profundidades cercanas a 40 metros.

Para la ubicación de las líneas sísmicas fue fundamental la traza de falla aportada por geología, de esta forma las zonas elegidas fueron dos: La Quebrada San Ramón y la zona de escarpe existente en la Universidad Adolfo Ibañez.

En la primera zona se realizaron 5 perfiles dispuestos convenientemente para los fines del estudio, Figura 9. La interpretación de los perfiles 1 y 2, los cuales se encuentran hacia el oeste de esta zona de estudio, mostró una estratigrafía de suelos sedimentarios con diferentes grados de consolidación y velocidades de onda entre los 1.640 y 2.300 m/seg, Figura 10. La interpretación de los perfiles 3, 4 y 5, los cuales se encuentran más al este de la zona de estudio, mostró la presencia de la roca fundamental a una profundidad de entre 11 a 15 metros y una velocidad media de la onda de 2.900 m/seg, Figura 11. No mostrando la existencia de alguna señal que indique algún salto de falla en la estratigrafía del sector.

En el área la estratigrafía superficial se compone por sedimentos finos con una velocidad media de la onda de 500 m/seg para continuar con roca fracturada y gravas con una velocidad media de la onda de 1.500 m/seg.

En la segunda zona se realizaron 4 perfiles de refracción sísmica, Figura 12, de los cuales los perfiles 7 y 8 estuvieron ligados y ejecutados perpendicularmente a la traza de falla y escarpe indicada por geología, Figura 13. La interpretación de estos perfiles tampoco muestra ninguna singularidad asociada a un salto de falla, no alcanzando a detectar el basamento rocoso hasta una profundidad de 40 metros. Figura 14. En la zona la estratigrafía superficial se compone por sedimentos finos con una velocidad media de la onda de 385 m/seg para continuar con suelos finos y gravas con velocidades entre 540 a 1670 m/seg y finalmente por suelos compuestos por escombros de falda y gravas consolidadas con velocidades entre los 1.750 y 2.000 m/seg.

Resultados

La interpretación y análisis de los dos perfiles gravimétricos realizados entre el cerro la Pirámide y el sector precordillerano de San Carlos de Apoquindo (Perfil 1) entre el cerro San Cristóbal y el sector San Carlos de Apoquindo (Perfil 2) muestra modelos de una morfología suave del basamento rocoso no visualizándose ningún rasgo que identifique algún salto de falla en la zona. Solamente se puede observar un pequeño alzamiento en el basamento en ambos perfiles que se pueden interpretar como un cordón montañoso subterráneo de pequeña magnitud que disminuye en altura hacia el suroeste.

Adicionalmente se realizaron cuatro perfiles gravimétricos con estaciones cada 50 metros, perpendiculares a la supuesta traza de la estructura San Ramón. Por la longitud de los perfiles (200 metros) y por la inexistencia de afloramientos rocosos en las áreas investigadas no fue posible obtener modelos bidimensionales, solo se analizó la tendencia de la anomalía de Bouguer, no



Figura 9. Ubicación de los perfiles de refracción sísmica 1, 2, 3, 4 y 5 ubicados cercanos a la Quebrada de Ramón. Fuente del mapa; Google Earth.

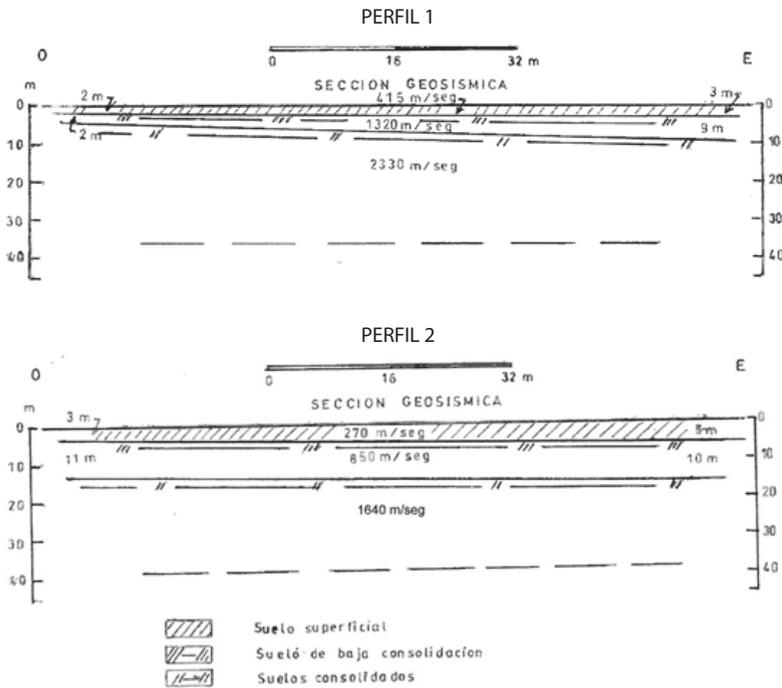


Figura 10. Interpretación de los perfiles de refracción sísmica 1 y 2.

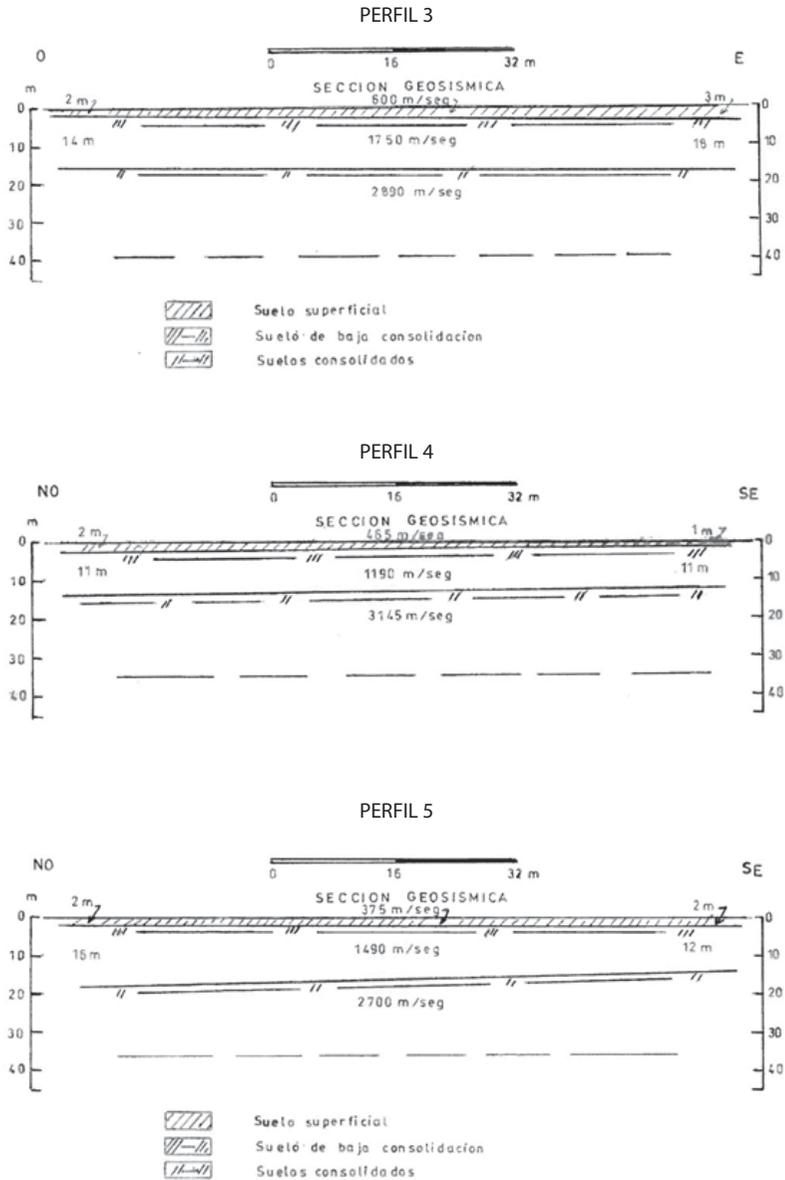


Figura 11. Interpretación de los perfiles de refracción sísmica 3,4 y 5.



Figura 12. Ubicación de los perfiles de refracción sísmica 6, 7, 8 y 9 en el sector de la Universidad Adolfo Ibáñez. Fuente del mapa; Google Earth.

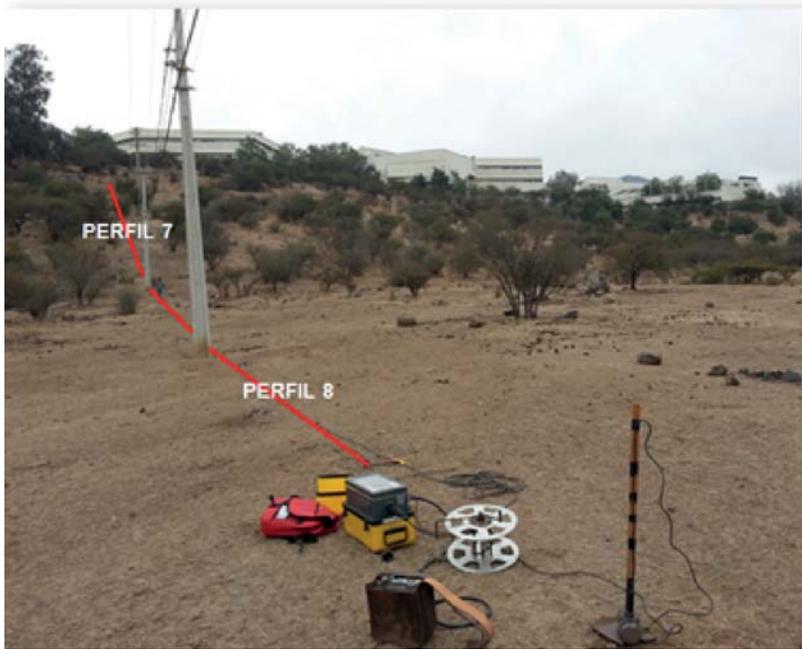
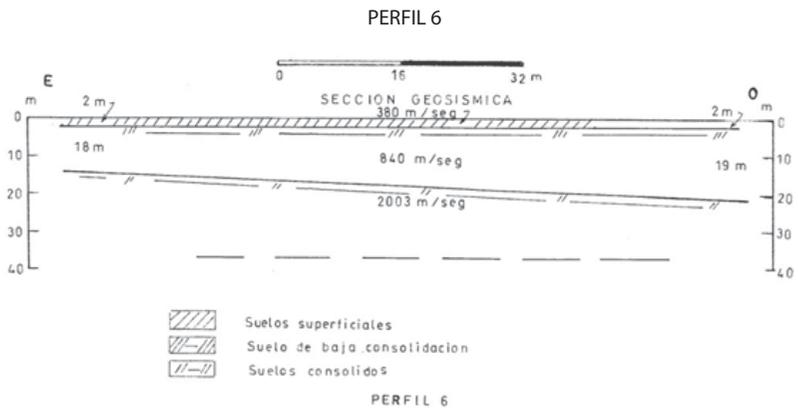


Figura 13. Vista hacia el "Este"; perfiles 7 y 8. (Zona de escarpe).



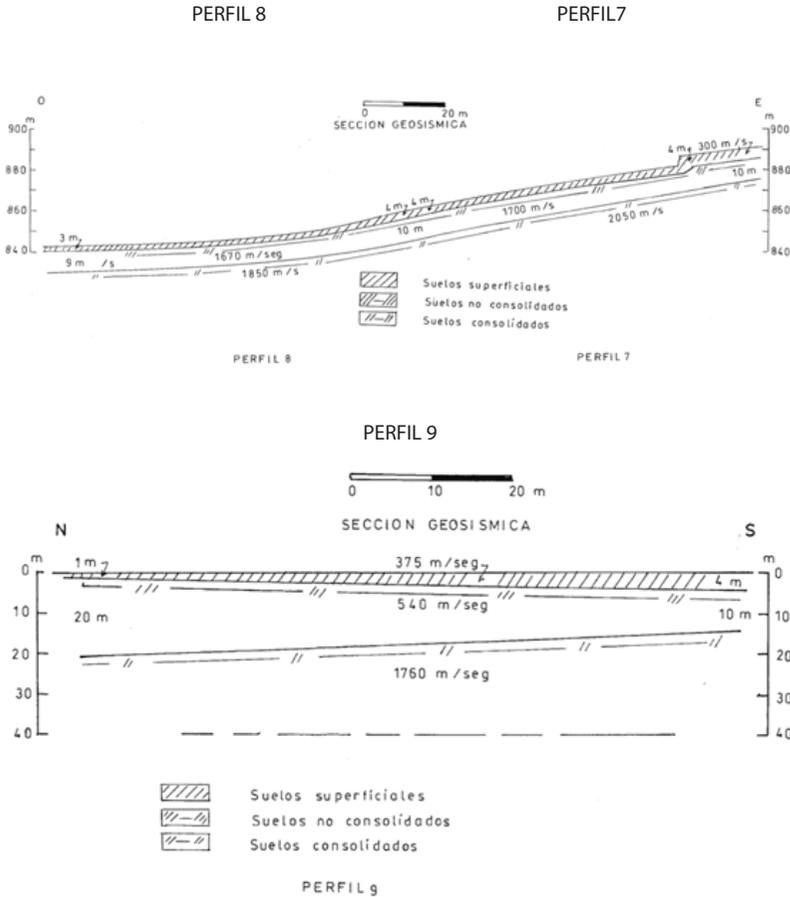


Figura 14. Interpretación de los perfiles de refracción sísmica 6, 7, 8 y 9.

mostrándose ningún cambio significativo que pudiese atribuirse a un salto de falla hasta una profundidad aproximada de 50 metros.

Del análisis de 5 perfiles de refracción sísmica realizados en la quebrada San Ramón y 4 en el sector de la Universidad Adolfo Ibáñez, no se evidencia ningún rasgo que pudiese atribuirse a un salto de falla. Las estructuras de los suelos en ambas zonas solamente muestran estratos relativamente planos.

El análisis de los epicentros de los sismos históricos de mayor magnitud ocurridos en Chile Central y en el área de estudio se encuentran a distancias mayores de 40 km, siendo éstos: el de septiembre 4 de 1958, M=6.9 con intensidad

V en la zona de Las Melosas y III en Santiago (Lomnitz 1961, Piderit 1961) y el de septiembre 13 de 1987, M05.9 ubicado en la zona de Rancagua (Barrientos y Eisemberg 1988).

Conclusiones

El control de las deformaciones tectónicas que se producen en la superficie de la tierra son muy significativas para estudiar la evolución y cambios que se generan en la dinámica de placas, en nuestro caso la subducción de la placa de Nazca bajo la Americana. Estos estudios requieren de muchos datos reales y técnicos, obtenidos por especialistas en la materia (sismólogos, ingenieros y geólogos con larga trayectoria), que avalen certeramente las deformaciones antes mencionadas. Para comprobar la actividad de la estructura San Ramón es necesario disponer de una red de pilares fundados en roca y controlarlos cada 5 años como mínimo, además del uso de técnicas y equipos que permitan obtener registros prolongados en el tiempo. La finalidad de este control se orienta a registrar e interpretar datos que permitan obtener modelos ajustados a la realidad, además de iniciar la recopilación de datos estadísticos de dicho evento. En el sector estudiado se encuentran una serie de quebradas de gran magnitud que presentan un riesgo latente de deslizamiento de sus laderas en períodos invernales. Un ejemplo fue el deslizamiento ocurrido el año 1996 en la Quebrada de Macul, evento que provocó una gran destrucción de la infraestructura en general y varias víctimas fatales.

La mayoría de los sismos de gran magnitud que se producen en Chile Central tienen como origen el efecto de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Americana.

Se entrega un listado de sismos importantes ocurridos en Chile Central, entre los cuales existen algunos que carecen de datos precisos asociados a su ubicación, magnitud e intensidad, esto debido a que ocurrieron antes del año 1900, tiempo en que no existían redes sismológicas de campo cercano. Entre ellos se destacan los sismos ocurridos durante los años 1575, 1686, 1730, 1822 y 1851. A partir del sismo del año 1906 ocurrido frente a Valparaíso, el registro y el análisis de sus parámetros fue mejorado, esto debido a la instalación de una red sismológica local en la ciudad de Santiago. Entre estos sismos se destacan los ocurridos en los años 1958, 1985, 1987 y 2010. Se destaca el del año 1958 ocurrido en el Alto del río Maipo y el de 1987 el cual fue relocalizado en el área de Rancagua (Barrientos y Eisemberg 1988), lejanos de la zona asociada a la estructura San Ramón.

Del análisis de los epicentros de los sismos históricos ocurridos en Chile Central y el área estudiada se concluye que no existe ningún evento sísmico de magnitud mayor de 5.5 y cuyo epicentro se encuentre en un radio menor de 40 km en el área de la estructura falla San Ramón.

Los resultados geofísicos de gravedad y sísmica de refracción permite demostrar la no existencia de ningún salto de falla en toda el área investigada. Los escarpes atribuidos a estructuras de falla en el área estudiada han sido

interpretados como remociones en masa ocurridos durante períodos invernales severos en tiempo geológico.

Finalmente con los antecedentes aportados en ésta investigación se cree que es muy poco probable que se esté ante un posible evento telúrico por efecto de la dinámica de la supuesta falla San Ramón.

Agradecimientos

Este estudio contó con el patrocinio de la empresa Servicios Geofísicos en Minería e Ingeniería (SEGMI).

Referencias

- Aguirre, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central, Provincia de Aconcagua. Instituto de investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín Núm. 9, p 70.
- Allmendinger, R.W., Jordan T.E., Ray S.M., Isacks B.L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the central Andes. *Annual Review of earth and Planetary Sciences*, 25, pp. 139-174.
- Araneda, M., Avendaño, M.S., 1994. Gravity variations in Central Chile, recent geodetic and gravimetric research in Latin America, ed. by W. Torge, Springer Verlag 1994, vol. 111, pp. 176-183.
- Araneda, M., Avendaño, M.S., Díaz D., R., G. 2006. Modelo estructural de la cuenca de Santiago de Chile y su relación con la hidrología, *Revista Geofísica*, Núm. 62, pp. 29-48.
- Araneda, M., Avendaño, M.S., Araneda, A., 2012. Singularidades en el basamento de la cuenca de Santiago, sector oriente, inédito.
- Araneda, M., Avendaño, M.S., Araneda, A., 2014. Hipotético peligro sísmico en la estructura denominada Falla San Ramón, en prensa.
- Barrientos, S., Vera, E., Alvarado, P., Monfred, T., 2004. Crustal seismicity in Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, p 718-759.
- Barazangi, M., Isacks, B., 1976. Spatian distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4, pp. 686-692.
- Barrientos, S., Eisenberg, A., 1988. Secuencia sísmica en la zona cordillerana al interior de Rancagua, V Congreso Geológico Chileno, Santiago, pp. 121- 132.
- Borde, I., 1966. Les Andes de Santiago et leur avantpays. Etude de geomorphologia, doctorate thesis, pp. 599. Univ. Bordeaux, Talence, France.
- Bruggen, J., 1950. Fundamentos de Geología de Chile, Instituto Geográfico Militar, Santiago.
- Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.S., Swisher, C.C. I.I.I., Norell, M.A., Zapata, F., McKenna, M.C., Novacek, M.J., 1996. New evidence for late mesozoic

- early Cenozoic evolution of the upper Tinguiririca Valley (35°S), Central Chile. *Journal of South American Earth Science*, vol. 9, N°2, pp 31.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgeta, S., Flynn, J. S., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., Wyss, A.R., 2005. The abanico extensional basin; Regional extension chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift, *Neues Jahrbuch Fur Geologia Und Palaontologic – Abhandlungen*, 236 (1-2), 43-47.
- Castilla, J., 1988. Earthquake-Caused coast uplift and its effects on rocky intertidal communities. *Science*, vol. 212, pp. 440-442.
- Escribano, J., 2008. Superficies bajo relieve en la cordillera de Chile Central entre los 32°30' S y los 33°30' S y su correlación con el alzamiento. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Chile.
- Farias, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Comte, D., 2006. Erosión versus tectónica en el origen de la depresión central de Chile. *Proc. XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, Vol. 1, pp. 201-204.
- Farias, M., 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno. Tesis para optar al grado de doctor de ciencias, mención geología.
- Godoy, E., Yañez, G., Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano tectonic basin and re-lifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the central Chilean Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, Vol. 306, No. 2, pp. 217-236.
- Giambiagi, L., 2003. Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los 33°30' y 33°45' S, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 58, Núm. 1, pp. 85-96.
- Giambiagi, L.B., Bechis, F., García, V., Clark A., 2005. Temporal and spatial relationship between thick-skinned deformation in the thrust of the Malargue fold and thrust belt, southern Central Andes. Paper presented at VI International Symposium on Andean Geodynamics, IRD, Barcelona.
- Gutscher, M.A., Spakman, W., Bijwaard, H., 2000. Geodynamics of flat subduction; seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonophysics* 19, pp. 814-833.
- Isacks, B.J., 1998. Uplift of the central Andean plateau and bearing of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93 (B4), pp. 3211-3231.
- Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pangáro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid cenozoic trigger for the Andes tectonics, Vol. 20, p 308-324.
- Lomnitz, C., 1961. Los terremotos del 4 de Septiembre en el Cajón del Maipo. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*, publicación Núm. 3, Depto. de Geofísica, 18, pp. 279-306.
- Lomnitz, C., 2004. Mayor earthquake of Chile. A historical survey, años 1535-

1960. *Seismological Research Letters*, Vol. 75, No. 3.
- Lomnitz, C., 1970. Mayor earthquake and tsunamis in Chile during the period 1535-1955. *Sonderdruck aus der geologischen rundschau band 59*, pp. 938-960.
- Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L., Dewey, J., 1997. Cenozoic evolution of the central andes in Bolivia and northern Chile. In *Orogeny through time*, edited by J.P. Burg and M. Ford., pp. 237-264.
- Karzulovic, J., 1957. Sedimentos cuaternarios y aguas subterráneas en la cuenca de Santiago. *Universidad de Chile, Instituto de Geología, Núm. 10*, p. 120.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brook, B., Barriga, R., Lauria, E., Souto, L., 2003. Tehe Nazca South America euler vector and its rate change. *Journal of South America Earth Sciences*, 16, pp. 125-131.
- Naranjo, J.A., Varela, J., 1996. Flujos de detritos y barro que afectaron el sector oriente de Santiago el 3 de Mayo de 1993, reporte SERNAGEOMIN, Santiago.
- Piderit, E., 1961. Estudios de sismos del Cajón del Maipo en el año 1958. Memoria para optar al título de ingeniero civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, p. 125.
- Rauld, R.A., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano, Santiago oriente entre el río Mapocho y la Quebrada de Macul. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, p. 57
- Sanhueza, P., 1969. Instalación de una red de acelerógrafos en Chile. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile, publicación 95, p. 107.
- Sempre, T., Hérail, G., Oller Bonhomme, M.G., 1990. Late Oligocene early Miocene mayor tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, 18, p. 946.
- Silver, P.G., Russo, R.M., Lithgow-Bertolloni C., 1998. Coupling of South America an African plate motion and plate deformation, *Science*, 297 (5347), 6063.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon) – South America relative motions during the last 40 My; implications for mountain building in the central Andean regions. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 11, No. 3, pp. 211-215.
- Tricart, J., Hirsch, A.R. and Griesbach, J., C., 1965. Geomorphologic at eaux souterraines dans le basin de Santiago du Chile, *Bull. Fac. Lett. Strasbourg*, 7, pp. 605-673.
- Tricart, J., Michael, M., 1963. La geomorfología de la Cuenca de Santiago y sus relaciones con las aguas subterráneas. *Fac. Lett H. Strasbourg, bulletin. (Trad. Instituto de Investigaciones Geológicas)*, p. 25.
- Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T.K., Forman, S.L., Rebolledo, S., Baize, S., Lacassin, R. and Armijo, R., 2015. Probin large intraplate earth-quake at the

west flank of the Andes downloaded from geology. Gsapuks. Org. on January 13, 2015.

Wyllie, P. J., 1971. The dynamic earth: Textbook in Geosciences. New York, Jhon Willey.