

Hipotético peligro sísmico en la estructura falla San Ramón, Chile Central

Manuel Araneda C.*

Álvaro Araneda A.**

María Soledad Avendaño R.**

Recibido en febrero de 2016; aceptado en enero de 2017

Abstract

The structure known as San Ramón fault is located at the western edge of the Andes between Mapocho and Maipo rivers. The city of Santiago is located in this area, with an approximate population of 6 million people. The urbanization and population in this area have increased exponentially. With this information it has been possible to conduct several geological, geochronological and morphological surveys (Rauld 2002, Armijo *et al.* 2010, Vargas y Rebolledo 2012), which results are related to the existence of a geological unit called San Ramón fault. This fact would imply a seismic hazard for the city of Santiago in this area since this structure would be in a mature state. After analyzing the research that provides information on the bedrock underground morphology, seismicity related to the large seismic events occurred in the central zone of Chile (M 6.9–7.4) which have resulted in relevant surface deformations and masswasting movements related to ground slow or rugged gravitational displacements. Besides the statistical analysis of tectonic movement in Central Chile and new information on gravimetric profiles conducted in the alleged San Ramón fault, we can come to the conclusion that such structure is just a hypothesis and any future dynamic event associated with a seismic hazard is hard to be forecasted, which if occurring, it would be related to a tectonic event within the formation dynamics of the Andes.

It is important to highlight that the potential hazard existing in this zone is the one associated with eventual masswasting effect of occasional landslides that could be generated by relevant rainfall at the end of the most important ravines in the region: San Ramón, Apoquindo, Nido de Águila, Macul, among others.

Key words: Seismic hazard, Earthquake, Fault, Geology.

Resumen

La estructura denominada falla San Ramón está ubicada en el borde oeste de los Andes entre los ríos Mapocho y Maipo. En dicho sector se encuentra la ciudad de Santiago con una población aproximada de 6 millones. Localmente en el sector

.....
* UBO, Universidad Bernardo O'Higgins.

** SEGMI, Servicios Geofísicos en Minería e Ingeniería Ltda.

oriente la urbanización y su poblamiento han aumentado de forma exponencial. Estos antecedentes han permitido realizar una serie de estudios geológicos, geocronológicos y morfológicos (Rauld 2002, Armijo *et al.* 2010, Vargas y Rebolledo 2012) cuyos resultados han sido asociados a la existencia de una estructura geológica que ha sido denominada falla San Ramón. Este hecho implicaría según se indica un peligro sísmico para la ciudad de Santiago ya que dicha estructura se encontraría en un estado maduro. Analizando investigaciones que aportan antecedentes sobre la morfología del basamento rocoso, la sismicidad asociada a grandes eventos sísmicos ocurridos en la zona central de Chile (M 6.9–7.4) los cuales habrían generado deformaciones importantes en superficie y remociones en masa asociados a desplazamientos gravitacionales lentos o abruptos del terreno. Además del análisis estadístico de los movimientos tectónicos en Chile Central y nueva información de perfiles gravimétricos sobre la supuesta falla San Ramón se puede concluir que dicha estructura es solo una hipótesis y cualquier evento dinámico futuro asociado a un peligro sísmico es de difícil pronóstico, que de generarse, estaría relacionado a un evento tectónico en la dinámica de la formación de los Andes.

Se desea destacar que el peligro potencial existente en esta zona es aquel asociado a posibles remociones en masa de aluviones ocasionales que pueden generar las grandes precipitaciones a la salida de las quebradas más importantes de la región; San Ramón, Apoquindo, Nido de Águila, Macul y otras.

Palabras clave: Riesgo sísmico, Terremotos, Fallas, Geología.

Introducción

La zona de estudio se ubica en el sector precordillerano de la ciudad de Santiago, entre los ríos Mapocho y Maipo, Figura 1. En ésta área existiría un peligro sísmico debido a una posible actividad de la denominada falla San Ramón, el cual se sustenta fundamentalmente en resultados geocronológicos, radiocarbono de sedimentos tipo grava con una matriz arenosa y antecedentes morfológicos de superficie tipo escarpes, los cuales demostrarían que el episodio tectónico habría ocurrido después de 2000 años y antes de los 8400 años calibrados AP que implica desplazamientos de varios metros a lo largo de la estructura (Vargas y Rebolledo 2012).

Adicionalmente estos autores sugieren que con estos antecedentes podría vincularse a un evento sísmico similar a una magnitud entre 6.9-7.4, el cual estaría en un estado de maduro. Para realizar una asociación de este tipo es necesario conocer otros parámetros de un terremoto, siendo los más importantes el epicentro, hipocentro, longitud de la ruptura y la estructura del suelo de la zona afectada, entre otros, aun así todavía la ciencia no tiene los elementos necesarios para predecir un evento de este tipo. Se destaca que en el área

investigada no existen antecedentes de desplazamientos estructurales producto de una actividad sísmica asociada.

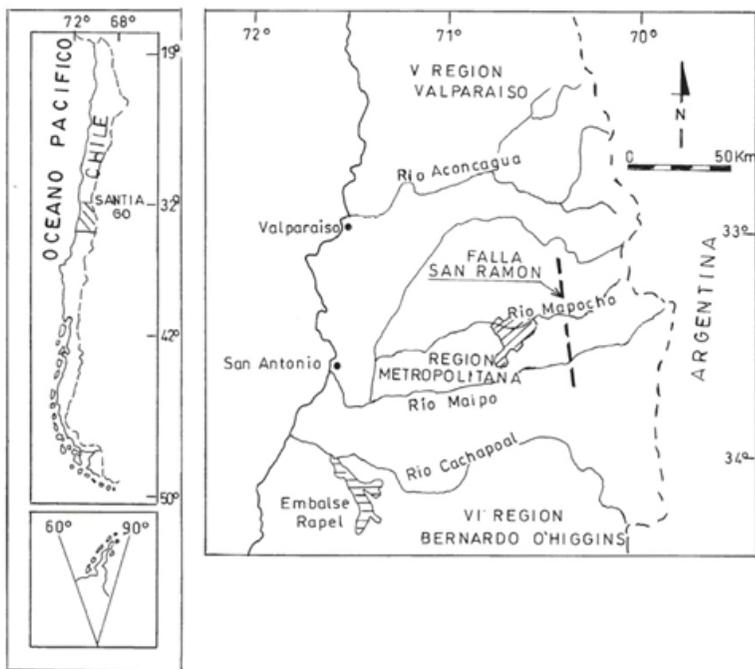


Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio la cual muestra la traza de la falla San Ramón.

La actividad de la falla San Ramón tendría su origen tectónico durante los últimos 2,200 años aproximadamente (Vargas y Rebolledo 2010). Por otra parte se supone que la actividad del sistema falla San Ramón-Pocuro sería menor que 5 Ma al norte de los Andes (Escribano 2008), información que indicaría que en la zona de estudio este sistema no tuvo actividad importante. De acuerdo a estos antecedentes se puede sustentar teóricamente que el área de interés tendría una actividad dinámica moderada según Slemmoss y Depolo (1966), caracterizándose tasas de deslizamientos de 0.1 mm/año a 1 mm/año. Esta conclusión se basa en afirmaciones de estos autores los cuales dicen que es posible esperar sismos de magnitud 7 en rangos de tiempo 100 a 10,000 años.

La data de los desplazamientos tectónicos posee márgenes de error muy significativo en la escala de tiempo geológico, por lo cual es muy complejo hacer

pronósticos de la existencia de un peligro sísmico asociado a la estructura falla San Ramón. Aún más, si no se tiene control riguroso de los desplazamientos relativos, movimientos del orden de milímetros o centímetros en la escala geológica pueden pasar desapercibidos.

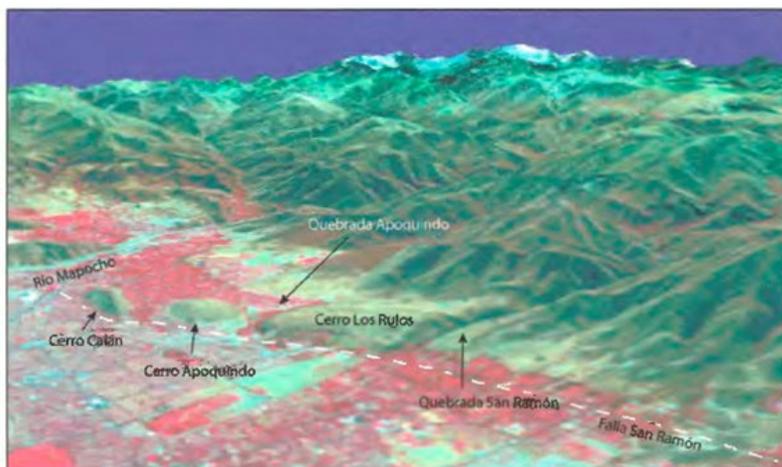
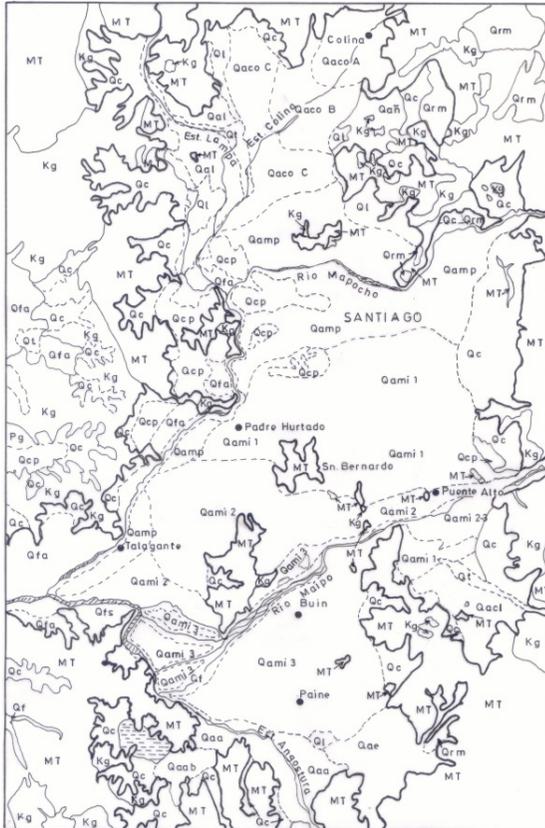


Figura 2. Mapa de ubicación de la zona de estudio la cual muestra la traza de la falla San Ramón.

Antecedentes morfológicos y geológicos

La zona estudiada se encuentra entre los ríos Mapocho y Maipo suscrito principalmente al borde oeste de los Andes cuya morfología es muy semejante a la existente al sur del paralelo 33° S en que se nota un fuerte cambio en las pendientes de los faldeos cordilleranos, aproximadamente 25° o más. Inmediatamente más al oeste se encuentran las planicies de la cuenca de Santiago, Figura 3, morfología que presenta profundas quebradas en su parte superior las cuales desaparecen en las planicies de la cuenca, teniendo los depósitos en esta zona un origen glacial (Karzulovic 1957). La formación final del piedemonte tiene un perfil típico en el cual los materiales más gruesos se localizan en las tierras más altas, aproximadamente hasta la cota 700 msnm. A partir de esta cota es posible reconocer algunos bloques y bolones, a veces facetadas que serían netamente de origen glacial, Figura 3.

Pocos estudios globales se han realizado en el frente cordillerano de Santiago oriente no así con las interpretaciones de la morfología y depósitos cuaternarios que cubren el área los cuales describen en



DEPOSITO DE RELLENO		DEPOSITO DE RELLENO	
Qc	DEPOSITOS COLUVIALES Y CONOS DE DEYECCIÓN. Gravas mal seleccionadas y diamictos.	Qa1	DEPOSITOS DEL ABANICO ALUVIONAL DEL ESTERO LA ÑIPA. Gravas arenosas y arenas.
Qrm	DEPOSITOS DE REMOCIÓN EN MASA. Diamictos y bloques de rocas removidos.	Qa20	DEPOSITOS DEL ABANICO ALUVIONAL DEL RIO MAPOCHO. Gravas arenosas y arenas con intercalaciones de constantes de barro.
Qr	DEPOSITOS FLUVIALES ACTUALES. Gravas arenosas y arenas de los cursos actuales de los ríos. En la zona fluvial esta unidad incluye además depósitos fluviales subactuales (Qfa) y antiguos.	Qa1 Qa2 Qa3	DEPOSITO DEL ABANICO ALUVIONAL DEL RIO MAIPO. Sector 1: Gravas arenosas, avalanchas volcánicas y flujos piroclásticos. Sector 2: Gravas arenosas y arenas con flujo de barro y avalanchas volcánicas. Sector 3: Gravas arenosas con flujo de barro y avalanchas volcánicas.
Qta	DEPOSITOS FLUVIALES SUBACTUALES. Gravas arenosas y arenas de terrazas bajas laterales de los ríos.	Qa3	DEPOSITOS DEL ABANICO ALUVIONAL DEL RIO CLARILLO. Gravas arenosas-arcillosas y arenas.
Qfa	DEPOSITOS FLUVIALES ANTIGUOS. Gravas arenosas y arenas de terrazas medias y altas de los ríos.	Qac	DEPOSITOS DEL ABANICO ALUVIONAL DEL ESTERO ESCORIAL. Gravas arenosas y coluvios.
Ql	DEPOSITOS LACUSTRES. Limos y arcillas laminadas a masivas en cuencas mal drenadas.	Qaa	DEPOSITOS DEL ABANICO ALUVIONAL DEL ESTERO ABRANTES. Gravas arenosas y coluvios.
Qal	DEPOSITOS DEL ABANICO ALUVIONAL DEL ESTERO LAMPA. Arenas derivadas de macizos graníticos lavados.	Qas	DEPOSITOS DEL ABANICO ALUVIONAL DEL ESTERO ANOQUETURA. Gravas arenosas y arenas.
Qaco A B C	DEPOSITOS DEL ABANICO ALUVIONAL DEL ESTERO COLINA. Sector A: Gravas arenosas. Sector B: Arenas. Sector C: Lincorcollas.	Qcp	DEPOSITOS DE CENIZAS PUMICITICAS. Ceniza rítilica con piedras pómez producidas por flujo piroclástico (450 000 años Ap.).
ROCAS FUNDAMENTALES		ROCAS FUNDAMENTALES	
MT	ROCAS ESTRATIFICADAS VOLCÁNICAS Y SEDIMENTARIAS MESOZOICAS A TERCARIARIAS. Lavas, tobas y brechas andesíticas o rítilicas y lutitas, conglomeraos, areniscas y calizas.	Pg	CUERPOS INTRUSIVOS PALEOZOICOS. Tonalitas, icametas, granodioritas.
Kg	CUERPOS INTRUSIVOS PLUTONICOS MESOZOICOS A TERCARIARIOS. Granodioritas, tonalitas y adamantitas, acemilas y porfiro, antofitas y porfidos andesíticos y dioríticos.		

Figura 3. Mapa de ubicación de la zona de estudio la cual muestra la traza de la falla San Ramón.

forma extensa la morfología correspondiente a la comuna de Las Condes, al norte de la quebrada San Ramón y el sector de Macul ubicado al sur (Karzulovic 1957). Este autor también explica la morfología del frente cordillerano como resultado de depósitos glaciares, señalando que los cerros Calan y Apoquindo son accidentes topográficos producto de conglomerados de origen fluvial en la cumbre del primero y no observables en el segundo.

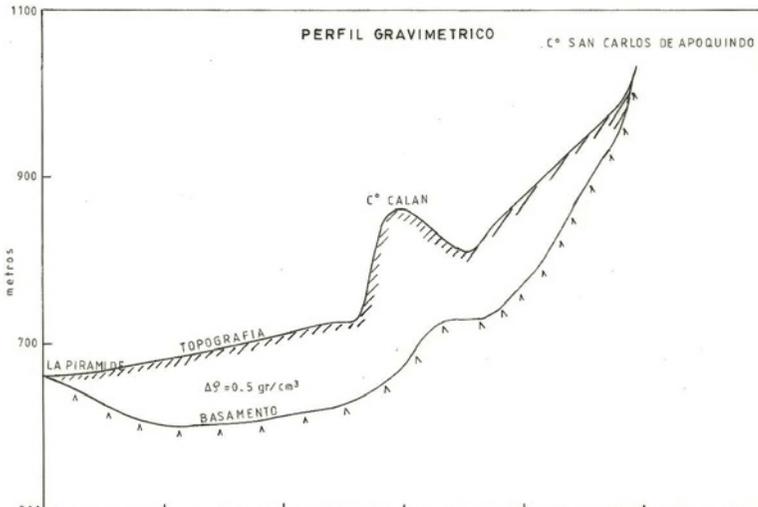


Figura 4. Perfil gravimétrico entre cerro San Carlos de Apoquindo y afloramientos de la Pirámide.

Referente a las capas de cenizas, las asoció a depósitos de acarreo, ricos en productos volcánicos observados en forma de depósitos aislados. Adicionalmente este autor menciona la existencia de un sondaje realizado por Corfo al oeste del cerro Calan y que cual alcanzó una profundidad de 50 metros lo cual está de acuerdo con observaciones gravimétricas (Araneda *et al.* 2012), Figura 4.

Otros autores (Brüggen 1950a) plantearon la existencia de una gran falla ubicada a los pies del cerro San Ramón basada en observaciones de la ladera oeste en que es posible encontrar una serie de vertientes termales. Tricart (1963, 1965), interpretó como morrenas las acumulaciones masivas de granulometría muy heterogénea con matriz fina limoarcillosa medianamente consolidada y grandes bloques dispersos en ella. Este autor intentó realizar un modelo estratigráfico definiendo cuatro edades para los materiales de relleno de la cuenca de Santiago, siendo los más antiguos los conglomerados. También expresó que la disposición del frente cordillerano es bastante uniforme entre las quebradas San Ramón y de Macul, y su relleno está compuesto por

depósitos de conglomerados que en algunos casos, presentan una cobertura de cenizas y depósitos aluviales en las desembocaduras de las quebradas. Es importante destacar de las observaciones de Tricart (1965), que los depósitos más antiguos se ubican en formas de terrazas escalonadas, topográficamente y más cercanas a la cordillera que las más jóvenes. Además señaló que los más antiguos se solevaron juntos en la precordillera. También el autor reconoció el contacto entre los depósitos más antiguos y los inmediatamente posteriores a estos como un escarpe que se puede seguir en toda la zona y que en algunos casos están cubiertos por conos aluviales provenientes de las quebradas. Esta última observación no necesariamente corresponde a la hipótesis de existencia de la falla San Ramón, Borde (1966) postuló la existencia de una falla al oeste del cerro San Ramón, esta estructura forma una gran muralla cuya longitud tiene aproximadamente 20 km y 2,000 m de altura, dicha morfología la asoció como falla de Pocuro en el sector norte y falla San Ramón en el sector sur, y que aún se ha mantenido activa durante el Plioceno, o por lo menos hasta el inicio de la glaciación en el Cuaternario (Rauld 2002), posteriormente Naranjo y Varela (1996) ubican a los pies de los Andes occidentales, depósitos de remoción en masa compuestos por bloques angulosos de diámetros heterogéneos en una matriz de limo, arena y arcilla sin estratificación. Dichos depósitos se encuentran en el curso medio de las quebradas de Macul y San Ramón conformando el relieve de los cerros Calan y Apoquindo. Los Rulos y la Cabrería, cuyas potencias mínimas serían de 200 m al norte del extremo superior de la quebrada de Macul, en quebrada Nido de Águila y en la zona del parque Peñalolen. Estos mismos autores interpretan estos fenómenos como eventos catastróficos, los cuales no los describen. Antecedentes morfológicos puntuales son dados por la geofísica, Meinardus (1967) reconoció la roca fundamental en el cerro Los Piques. Araneda (2012) examinó la roca fundamental en los cierres de perfiles gravimétricos, cerro Los Piques, sector la Pirámide y cerro isla San Luis, en este caso fue estudiada la cuenca de Santiago en el sector oriente a una escala 1:25 000.

Sismicidad y deformaciones en Chile Central

El área de los Andes centrales corresponde a un segmento de la placa sudamericana en la cual converge la placa de Nazca. Esta interacción produce grandes deformaciones diferenciales en la superficie del borde continental sudamericano.

El historial sísmico en Chile tiene una larga data, el resumen de ellos son proporcionados por Lomitz (1970). El sector que se analiza se encuentra ubicado en Chile Central entre las latitudes 33°-34° S, en dicha área la secuencia de sismos cuya magnitud es mayor de ocho, han ocurrido durante los años 1670, 1730, 1822, 1906, 1985 y 2010 en el borde sur del área los cuales presentan similitudes comunes como: ubicación epicentral costa afuera, solevantamientos en el sector de la costa, zona de ruptura mayor de 150 km y tsunamis relativamente pequeños en relación al tamaño de los sismos

(Barrientos y Kausel 1990). El único que se escapa de las similitudes es el ocurrido el año 1730, el cual tuvo una longitud de ruptura de 400 km acompañado por un tsunami de mayor dimensión.

Los primeros eventos sísmicos que tuvieron información detallada sobre solevantamientos y subsidencia mediante observaciones cualitativas fueron dadas por Graham (1824), que relata solevantamientos percibidos en el sismo del año 1822 frente a la costa de Valparaíso; éstos habrían sido 1.2 m en el sector de Quintero y 0.9 m en el sector de Valparaíso, Darwin (1851) informa de un solevantamiento ocurrido en la desembocadura del río Rapel durante el sismo del año 1835, el cual no fue cuantificado y Davison (1936) describe solevantamientos ocurridos durante el terremoto de 1906. Estos habrían sido entre 40 a 80 cm en el sector Pichilemu-Llico y Quintero-Zapallar y en Valparaíso del orden de 60 cm.

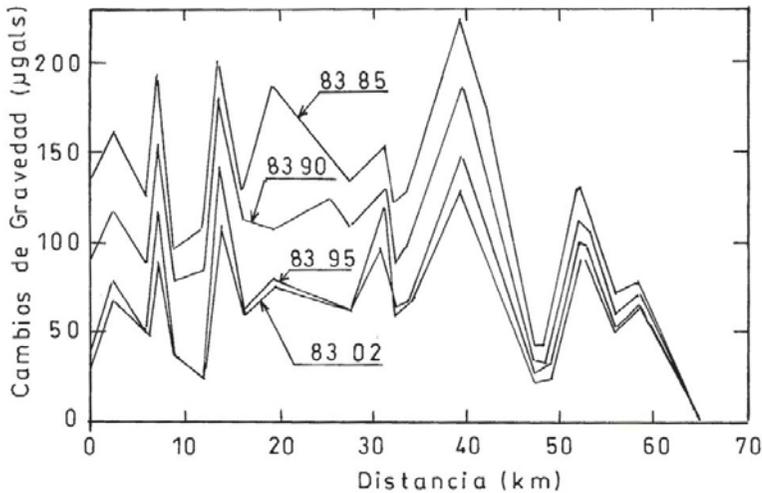


Figura 5. Cambios de la gravedad en el tiempo.

A los sismos descritos en 1670, 1730, 1822 y 1906 se les atribuyen desplazamientos verticales permanentes a lo largo de la costa, es decir, todos tienen signo positivo (solevantamientos) (Barrientos y Kausel 1990). Esta afirmación se sustenta en datos cualitativos observados en un lapso de tiempo posterior al evento sísmico, lo que significa que todos habrían tenido un comportamiento plástico, es decir, una deformación permanente, lo que no siempre sucede de acuerdo al seguimiento en el tiempo de la deformación

medida en el terremoto de 1985 ocurrido en Chile Central (Araneda y Avendaño 1991, 2006). Dicho evento fue controlado cada dos años mediante nivelación de primer orden y gravedad mediante 2 gravímetros, LaCoste Romberg en la línea de nivelación 2F, del Instituto Geográfico Militar (IGM). Este control permitió observar un comportamiento elástico de las estructuras litosféricas, Figura 5. Importa mencionar el sismo del 27 de febrero del 2010, ubicado en el extremo sur del segmento analizado, latitud 34° S, las deformaciones verticales y horizontales fueron detectadas mediante el sistema GPS y la técnica interferométrica, estas se presentaron mayormente en el borde costero.

Todos los antecedentes de deformaciones históricas asociadas a eventos sísmicos ocurridos en Chile Central cuya magnitud es ≥ 7 , se han manifestado principalmente en el borde costero. En la actualidad esto está cambiando debido al advenimiento del sistema GPS y la técnica interferométrica. Lo que se observa frecuentemente al interior del continente son daños en las edificaciones asociadas fundamentalmente al tipo de suelo y la calidad de la edificación. No existe ningún antecedente de deformaciones en los Andes occidentales que puedan atribuirse a un peligro sísmico entre el río Mapocho y río Maipo.

Procesos gravitacionales de remoción en masa

Estos procesos son bastante significativos en áreas de fuertes pendientes como los Andes centrales. Ellos proporcionan información sobre la morfología actual considerando el carácter recurrente y el grave daño que pueden ocasionar. Estas remociones en masa gravitacionales están asociadas a la interacción en el tiempo y el espacio de una serie de factores, tales como geográficos, orográficos, climáticos, hidrológicos, geológicos y tecnológicos (Hauser 1993). Sus mecanismos iniciales están vinculados al desarrollo repentino de lluvias de gran intensidad en ambientes de morfología con grandes pendientes en la cual escurren materiales fragmentados, rocas meteorizadas o suelos finos, los que una vez activados cambian la fisonomía superficial y a veces profunda (escarpes). Esta actividad es frecuente en Chile Central debido a su morfología preandina (Naranjo y Varela 1996). Esta observación es avalada por flujos de detritos ocurridos en el invierno del año 1993 para explicar la dinámica del frente cordillerano de Santiago este. Los autores señalan que la morfología es el resultado de procesos aluviales y gravitacionales. Entre los tipos de depósitos reconocieron depósitos coluviales y escombros de falda que se caracterizan por una granulometría irregular compuesta por clastos angulosos con una matriz variable que fueron generados por rocas preexistentes en el área y transportadas por procesos gravitacionales y en algunos casos de remoción en masa. Estos resultados concuerdan con nuestra hipótesis de que los escarpes existentes en la zona, son eventos que se han generado en períodos invernales transcurridos durante tiempo geológico y no a alzamientos o subsidencia de la roca fundamental. La Figura 6 corresponde a una representación triangular de los procesos de remoción en masa a partir de tres estados iniciales básicos

en respuesta a modificaciones por aumento gradual en el contenido de agua e incremento en el movimiento del material comprometido (suelo o roca) (Whittow 1986).

Antecedentes geofísicos

El área de estudio cuenta con antecedentes regionales de la gravedad asociados a la determinación de la morfología de la roca basal de la cuenca de Santiago (Araneda *et al.* 2006). Para ello se consideró un modelo al cual se le asignó una densidad media de 2.1 gr/cm³ a la estructura sedimentaria y 2.7 gr/cm³ a la roca basal. Las potencias mayores obtenidas corresponden al sector de Pudahuel, Providencia este e Isla de Maipo, los cuales tienen profundidades cercanas a los 500 m. Adicionalmente fue reconocido un cordón montañoso en el centro de la cuenca con valores que fluctúan alrededor de los 100 m de profundidad, el cual concuerda con los afloramientos de los cerros San Cristóbal, Santa Lucía y de Chena.

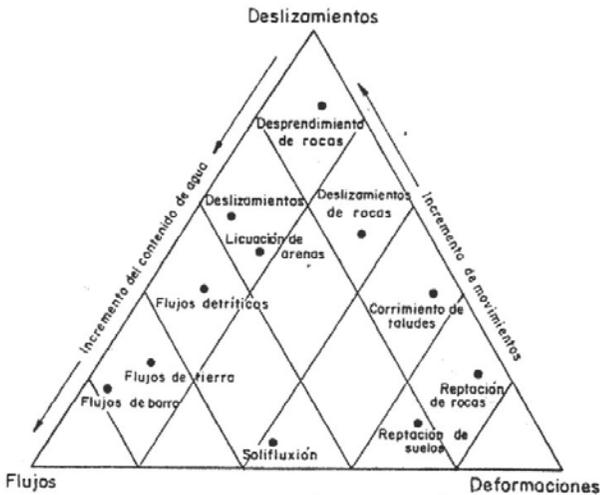


Figura 6. Representación triangular de diversos tipos de remoción en masa (tomado de Whittow 1986).

Este estudio fue complementado con otro a menor escala el cual tuvo como objetivo investigar con mayor detalle el sector noreste de la cuenca de Santiago (Araneda *et al.* 2012) con la finalidad de conocer la morfología basal asociada a la prospección de aguas subterráneas. Lo obtenido mostró una morfología

irregular de la roca basal en esta zona. Adicionalmente dentro del área de interés se realizó un perfil gravimétrico entre afloramientos de rocas de la precordillera pasando por la cumbre del cerro Calan y los afloramientos del cerro La Pirámide, Figura 4. Este perfil muestra claramente la continuidad de la morfología basal casi en su totalidad, solamente muestra un alto en el cerro Calan. Hecho que puede interpretarse como una apófisis en el basamento o ser parte de una pequeña cadena montañosa que tendría dirección aproximada norte-sur, la cual desaparecería rápidamente. No se observa un salto que pudiese indicar una falla normal o inversa.

Con el objeto de tener mayor detalle sobre la estructura falla San Ramón, se realizaron cuatro perfiles de gravedad con estaciones cada 50 m, Figura 7, los cuales interceptan ortogonalmente la traza de la falla indicada por (Rauld 2002), Figura 2. Los resultados de estos perfiles muestran la anomalía de Bouguer con corrección topográfica, cuya tendencia hacia el oeste aumenta producto de la isostasia de los Andes.

De todas formas la tendencia de la anomalía de Bouguer no muestra ningún indicio importante que pueda asociarse a un salto de falla, Figura 8.



Figura 7. Ubicación de perfiles gravimétricos ortogonales a estructura denominada falla San Ramón.

Conclusiones

Analizando los resultados obtenidos de diferentes áreas del conocimiento y las existentes se concluye que la denominada falla San Ramón se puede considerar solamente como una hipótesis dentro del tiempo geológico que no presenta ningún peligro sísmico en la zona. Los antecedentes considerados para esta afirmación se sustentan en el análisis de los parámetros que a continuación se dan sucintamente: a) antecedentes geológicos: no existe ninguna manifestación superficial de una

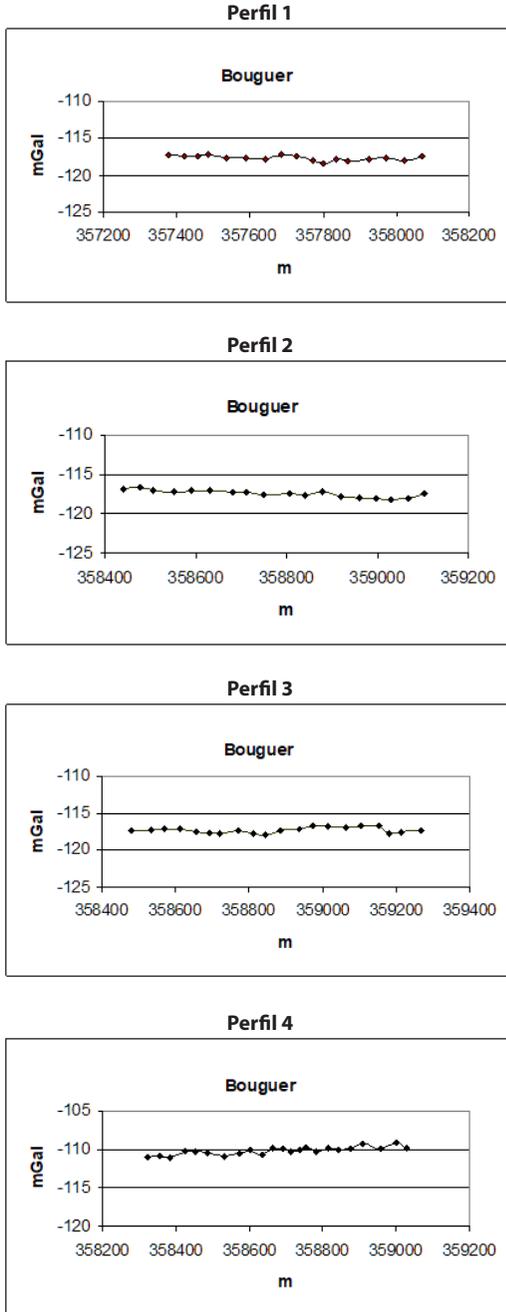


Figura 8. Perfiles gravimétricos perpendiculares a la falla San Ramón donde se aprecia la anomalía de Bouguer con corrección topográfica

traza que pueda asimilarse a estructura falla San Ramón. Solamente existen algunos escarpes distribuidos aleatoriamente los cuales pueden interpretarse como remoción en masa desde que se formaron los Andes centrales (Karzulovic 1957, Naranjo y Varela 1996); b) los grandes sismos ocurridos en el área solamente muestran desplazamientos verticales y horizontales de poca monta que no pueden considerarse un peligro sísmico asociado a la falla San Ramón. El peligro sísmico se asocia fundamentalmente a la calidad del suelo en que se funda la edificación. El peligro sísmico se relaciona con la subsidencia o solevantamientos que ocurren cercanos al contacto de la subsidencia de la placa de Nazca bajo la Americana, efecto que se hace notar en el borde costero de Sudamérica; c) los Andes centrales están formado una gran muralla cuya longitud se prolonga al sur de la latitud 34° S y altura media de 2,000 m, cuyo ángulo de inclinación es de 20° aproximadamente. Estas características son propias para tener un resultado de los procesos aluviales y gravitacionales. Entre estos tipos de procesos se destacan los coluviales, escombros de falda caracterizados por una granulometría irregular con una matriz variable, los cuales han sido transportados por procesos gravitacionales y en algunos casos, de remoción en masa. Estas características son avaladas por los flujos ocurridos (Naranjo y Varela 1996) en el invierno del año 1993, resultados que concuerdan con nuestra hipótesis de que los escarpes ocurrieron en períodos invernales durante tiempo geológico; d) los antecedentes geofísicos del campo potencial de gravedad muestran claramente que la roca basal del pie andino no muestra ninguna discontinuidad que se asocie a una falla como se presenta en la Figura 7. El basamento penetra suavemente hasta una profundidad de 400 a 500 m en el sector oriente de la cuenca de Santiago.

Finalmente, realizando un análisis estadístico de los movimientos tectónicos en Chile Central, en base a una datación de radio carbono AP de un sector de los sedimentos del pie andino, no es suficiente para proyectarlo en el tiempo y menos decir que se está en un estado maduro de un nuevo alzamiento tectónico de los Andes centrales donde estaría la falla San Ramón, además, para hacer un análisis estadístico es necesario tener una serie de datos homogéneos que puedan proyectarse en el tiempo con el menor error posible.

Agradecimientos

Queremos expresar nuestros agradecimientos al señor Arturo Hauser por su aporte en conversaciones respecto a la hipótesis de la existencia de la estructura denominada Falla San Ramón.

Referencias

- Araneda, M. y Avendaño, M.S., 1991. "Gravity variations in Central Chile", in Torge W. ed., *Recent Geodetic and Gravimetric Research. Latin America*, pp. 176-183, Springer Verlag, Berlin.

- Araneda, M. y Avendaño, M.S., 2006. "Observaciones y nivelaciones en el proceso del terremoto del 3 de Marzo de 1985", Chile, *Revista Geofísica*, núm. 62, pp. 49-60.
- Araneda, M.; Avendaño, M.S. y Araneda, A., 2012. "Singularidades en el basamento de Santiago, sector oriente", XII Congreso Geológico Chileno p. 6, inédito.
- Armijo, R.; Rauld, R.; Thiele, R.; Vargas, G.; Campos, J.; Locassin R. and Kausel, E., 2010. "The west Andean Thrust, the San Ramon Fault and the Seismic Hazard for Santiago, Chile", *Tectonics*, vol. 29 pp. 1-34.
- Barrientos, S.E. y Kausel, E., 1990. "Génesis y proceso de ruptura del terremoto del 3 de marzo de 1985", *Revista Geofísica*, núm. 46, pp. 3-18.
- Borde, I., 1966. "Les Andes de Santiago et leur avantpays. Etude de Geomorphologie", Doctorate Thesis, p. 599, Univ. Bordeaux, Talence, France.
- Brüggen, J., 1950. *Fundamentos de geología de Chile*, Instituto Geográfico Militar, Santiago.
- Darwin, C. 1851. *Geological observation on coral reefs, volcanic island and on South America: Being the geologist of the voyage of the Beagle, under the command of Captain Fritz Roy R.N., during the years 1832-1836*, London, p. 768.
- Davison, C., 1936. "Great earthquakes", *Murby and Co.*, London, p. 286 .
- Escribano, J., 2008. "Superficies de 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 a título de geólogo", Universidad de Chile.
- Graham, M., 1824. An account of some effects of the late earthquake in Chile, *Trans. Geol. Soc. London 2nd Ser. 1*, pp. 413-415.
- Hauser, A. 1993. "Remociones en masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería", *Boletín núm. 45*, p. 75.
- Lomnitz, C., 1970. "Mayor earthquake and tsunamis in Chile during the period 1535-1955", *Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Band 59*, pp. 938-960.
- Meinardus, H., 1967. "Estudios geoelectricos en la cuenca de Santiago, sondajes eléctricos en las Condes", informe del Instituto de Investigaciones Geológica, inédito, p. 9.
- Montessus de Ballore, F., 1912. *Historia sísmica de los Andes meridionales, al sur del paralelo XVI (cuarta parte Chile Central)*, Cervantes, Santiago de Chile, p. 116.
- Naranjo, J.A. y Varela, J., 1996. "Flujos de detritos y barro que afectaron el sector oriente de Santiago el 3 de mayo de 1993", reporte del Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Rauld, R.A., 2002. "Análisis morfoestructural del frente cordillerano: Santiago oriente entre el río Mapocho y quebrada de Macul", Memoria para optar al título de Geólogo, p. 57, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Slemmons, B. and Depolo, C., 1996. "Evaluation of active faulting and associated hazards", *Active Tectonic: Studies in Geophysics*, Wallace R. panel chairman, Natl. Acad. Sci., Washington, D. C., Chapter 3, pp. 45-62.

- Tricart, J.; Hirsch, A.R and Griesbach, J.C. 1965. "Geomorphologie et eaux souterraines dans le basin de Santiago du Chile", *Bull. Fac. Lett. Strasbourg*, 7, pp. 605-673.
- Whittow, J., 1986. *Dictionary of Physical Geography*, Ediciones The Penguin, p. 591, New York.