



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

CARACTERIZACIÓN DE LA FALLA CARIÑO BOTADO (32°30'S) Y SU RELACIÓN AL
WEST ANDEAN THRUST SYSTEM (WATS)

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

JAVIERA ELENA MEDINA RÍOS

PROFESOR GUÍA
GREGORY PAUL DE PASCALE

MIEMBROS COMISIÓN
LUISA PINTO LINCOÑIR
GABRIEL VARGAS EASTON

SANTIAGO DE CHILE

2018

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geóloga
POR: Javiera Elena Medina Ríos
FECHA: 31 de Mayo del 2018
PROFESOR GUÍA: Gregory De Pascale

CARACTERIZACION DE LA FALLA CARIÑO BOTADO (32°30'S) Y SU RELACIÓN AL WEST ANDEAN THRUST SYSTEM (WATS)

El estudio de la neotectónica ha sido relevante debido al impacto que tienen los sismos en la sociedad, debido a esto ya se han llevado a cabo estudios de peligro sísmico. Por ejemplo, la Falla San Ramón ubicada dentro de la parte oriental de la ciudad de Santiago, a la cual además se le ha atribuido una importancia de primer orden para la tectónica andina, forma parte del *West Andean Thrust System* (WATS). El WATS se encuentra en la parte occidental de la Cordillera Principal y se cree que controla el alzamiento de los Andes.

Hacia el norte, siguiendo aproximadamente el mismo rumbo de la Falla San Ramón, se encuentra la Falla Cariño Botado que corresponde a una falla inversa de vergencia oeste ubicada al este de la ciudad de Los Andes y tiene evidencia de movimiento Cuaternario.

El objetivo de este trabajo es la caracterización y mapeo de la Falla Cariño Botado y la relación que tiene esta estructura con el WATS. Para lograr el objetivo se realizaron las tareas de mapeo y descripción de estructuras en campañas de terreno, análisis de imágenes satélites y modelos de elevación digital (DEMs) en busca de marcadores morfológicos y escarpes como también un análisis de los sismos de la zona. Con estos nuevos datos se redefinió el mapeo de la falla en relación con otras estructuras de la zona.

Los resultados indican que la Falla Cariño Botado es una estructura de carácter inverso, de vergencia oeste, formada por segmentos principalmente de orientación nortesur y que presenta movimiento Cuaternario. Demostrado con afloramientos de fallas donde la Formación Abanico se ubica sobre abanicos aluviales Cuaternarios. Esta evidencia permite que el WATS se extienda hacia el norte. Además, se obtuvo un peligro sísmico asociado a la Falla Cariño Botado del orden de $M_w \sim 6,3 - 7,1$ y es una importante fuente de peligro sísmico en Chile Central.

**SUMMARY OF THE THESIS TO OBTAIN
THE DEGREE:** Geologist
BY: Javiera Elena Medina Ríos
DATE: 31 de Mayo del 2018
SUPERVISOR: Gregory De Pascale

CHARACTERIZATION OF THE FAULT CARIÑO BOTADO (32°30'S) AND ITS RELATIONSHIP TO THE WEST ANDEAN THRUST SYSTEM (WATS)

The study of neotectonics is relevant due to the impact that earthquakes have on society, due to this, seismic hazard studies are undertaken. For example, the San Ramón Fault, which is within the eastern portion of the city of Santiago, which has also been attributed a major importance for the Andean tectonics, is part of the West Andean Thrust System (WATS). WATS is located in the western part of the Cordillera Principal and is believed to control uplift of the Andes.

To the north, approximately on strike with the San Ramón Fault, it is the Cariño Botado Fault that is a west vergent reverse fault located east of the city of Los Andes and has evidence for Quaternary motion.

The objective of this work is the characterization and mapping of the Cariño Botado Fault and the relationship with WATS. To achieve the objective, the tasks of mapping and description of structures in field campaigns, analysis of satellite images and numerical elevation models (DEMs) in search of morphological markers and escarpments as well as an analysis of the earthquakes in the area were undertaken. With these new data, I can redefine the fault mapping in relation to other nearby structures.

The results indicate that the Cariño Botado Fault is an inverse structure, of west vergence, formed by segments mainly of north-south orientation and that presents Quaternary movement. This is shown with fault outcrops with Abanico formation rocks overthrusting Quaternary alluvium. This evidence then allows WATS to be extended northward. In addition, analysis as part of this work shows that the seismic hazard associated with the Cariño Botado Fault is of the order of an $M_w \sim 6,3 - 7,1$ and remains an important source of seismic hazard in Central Chile.

Agradecimientos

En primer lugar, agradezco a quienes hicieron posible este trabajo de título, comenzando con los profesores Gregory, Luisa y Gabriel, por su apoyo y consejos durante este periodo lo que ayudó a mi formación como geóloga y como persona.

También agradezco a mi familia, en especial a mis padres y hermanos, por darme el apoyo y cariño necesario para salir adelante con mis estudios.

Al grupo de José, Mario y Fran, por ayudarme en varios momentos, particularmente por acompañarme a terreno. Y a José E. por prestarme material para el desarrollo de mi memoria.

Finalmente, a mis amigos, por su amistad y apoyo, en particular a Sergio, por prestarme su casa para usarla de oficina cuando fuese necesario.

Tabla de contenido

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Formulación del problema	1
1.2	Ubicación y vías de acceso	3
1.3	Hipótesis	5
1.4	Objetivos	5
1.4.1	Objetivo general	5
1.4.2	Objetivos específicos.....	5
2	METODOLOGÍA.....	5
2.1	Revisión bibliográfica	5
2.2	Imágenes satelitales y modelos de elevación digital	6
2.3	Registros sismológicos	6
2.4	Campañas de terreno	6
2.5	Confección de modelo 3D.....	7
2.6	Peligro sísmico.....	8
3	ANTECEDENTES	10
3.1	Marco tectónico.....	10
3.2	Marco geológico.....	12
3.2.1	Rocas estratificadas	12
3.2.2	Depósitos Cuaternarios	13
3.2.3	Estructuras	13
3.3	Marco Teórico	15
3.4	Geomorfología	17
3.4.1	Abanicos.....	17
3.4.2	Terrazas	18
4	RESULTADOS	19
4.1	Geología de sitio	19
4.1.1	Sector Cariño Botado - El Higueral	20
4.1.2	Sector Estero San Francisco.....	24
4.2	Escarpes	31
4.3	Estructuras.....	36
4.4	Sismicidad.....	37

4.5	Peligro sísmico.....	40
5	DISCUSIÓN.....	42
5.1	Estructuras.....	42
5.2	Peligro sísmico.....	44
5.3	WATS.....	45
6	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	47
7	BIBLIOGRAFÍA.....	48
	ANEXOS.....	52

Índice de Figuras

Figura 1.1. Principales vías de acceso al área de estudio destacada con el recuadro negro (modificado de www.mapas.mop.cl).....	3
Figura 1.2. Zona de estudio, cuya ubicación está indicada en Figura 1.1.....	4
Figura 2.1. Puntos visitados durante las campañas de terreno. P1: 19H 355056 m E, 6371544 m S; P2: 19 H 355058,58 m E; 6371709,7 m S; P3: 19 H 354697,91 m E 6373619,42 m S.....	7
Figura 2.2. Gráfico empírico que relaciona la magnitud del momento con el largo de la ruptura en superficie (Wells y Coppersmith, 1994).....	8
Figura 2.3. Gráfico empírico que relaciona la magnitud del momento con el desplazamiento máximo (Wells y Coppersmith, 1994).....	8
Figura 3.1. Principales unidades morfoestructurales entre los 32°S y 33°S (Fock, 2005).	11
Figura 3.2. Mapa geológico de la zona de Los Andes (SERNAGEOMIN, 2003)	12
Figura 3.3. Componentes de la zona de falla (Caine et al., 1996)	15
Figura 3.4. a) Clasificación de roca de falla según Woodcock y Mort (2008). b) Diagrama ternario de clasificación.	16
Figura 3.5. Distribución de los abanicos aluviales. De color naranja están los abanicos jóvenes, de color marrón oscuro los abanicos antiguos, en verde la Formación Abanico y amarillo la Depresión Central. La línea roja es la traza de la falla Cariño Botado y las flechas indican la dirección de las pendientes de los abanicos (Troncoso, 2014).	17
Figura 3.6. Perfiles topográficos ubicados perpendicularmente al río Aconcagua en la zona en que el río pasa de la Cordillera a la Depresión Central. Con la línea roja gruesa se observan los distintos niveles de las terrazas (Troncoso, 2014).	19
Figura 4.1. Ubicación de los afloramientos, P1 y P2 corresponde al sector de Cariño Botado – El Higueral y P3 en el estero San Francisco.....	20
Figura 4.2. Vista hacia el E del modelo generado con Agisoft. Se muestra la ubicación de los afloramientos P1 y P2 señalados con una estrella verde y con una línea roja la traza de la Falla Cariño Botado.	21
Figura 4.3. Afloramiento P1 al lado de un camino por la ladera del cerro. En el recuadro negro se puede ver la falla. Ver persona para escala.	21
Figura 4.4. Afloramiento P1. Falla inversa, señalada por línea negra, que monta lavas sobre depósitos aluviales. Se observa 10 cm de gouge anaranjado al W del plano y otros 10 cm de gouge gris azulado al E. Los sedimentos aluviales están formados por clastos angulosos a subredondeados, de litología volcánica, polimíctica, de mala selección con tamaños que varían de <1 cm a 15 cm. La Formación Abanico corresponde a lava afanítica.	22

Figura 4.5. Afloramiento P2. Zona de falla que corta la Formación Abanico, presenta brecha de falla (Bx) señalada en color anaranjado y presencia de gouge (Go) en las zonas señaladas por color gris. La estructura tiene un manteo de 70°E y rumbo N5W.....	23
Figura 4.6. Foto tomada con el dron que muestra una vista hacia el sur desde el punto P2. Se puede observar las diferencias de altura y pendiente a ambos lados de la Falla Cariño Botado señalada por la línea roja.	24
Figura 4.7. Se muestra la ubicación del afloramiento al borde del camino, en la ladera norte. El recuadro blanco señala donde se observa la falla.	25
Figura 4.8. Afloramiento P3. Formación abanico montándose sobre sedimentos Cuaternarios. En color anaranjado se muestra el núcleo de falla el cual está compuesto de gouge y brecha de falla, y en amarillo está la Formación Abanico. El desplazamiento en el plano de falla es de aproximadamente de 3 m. Observar martillo para tener una escala del afloramiento.	26
Figura 4.9. Mediciones de rumbo y manteo en distintos puntos del plano de falla, se observa que los manteos aumentan a mayor profundidad. Además, se muestra una red de Schmidt equiareal con las seis mediciones de rumbo y manteo realizadas.....	27
Figura 4.10. Imbricación de los clastos del depósito fluvioaluvial con respecto al movimiento de la falla (línea segmentada) y al contacto con la Formación Abanico (línea continua).	27
Figura 4.11. Acercamiento de la parte inferior de la roca de falla de la figura 4.8. Se observa la presencia de gouge (Go) de color anaranjado y brecha caótica (Bx) en el centro y de color blanco. Los límites en la parte superior son nítidos (línea negra) mientras que en la parte inferior el contacto se vuelve difuso (línea negra segmentada).	28
Figura 4.12. Zona de daño con cizalle vertical señalada por las líneas negras. Se ubica en la pared del bloque colgante, a 1 - 2 m del plano de falla.	29
Figura 4.13. Meteorización de la pared expuesta del bloque colgante con patinas de óxidos y varias zonas de arcillas blancas.....	29
Figura 4.14. Fotografía tomada con el dron que muestra una vista hacia el norte pudiendo observar los escarpes que están señalados con línea roja punteada y con la línea continua la falla observada con un rumbo N50W. El punto amarillo señala el lugar del afloramiento P3.....	30
Figura 4.15. Perfiles topográficos orientados W-E perpendiculares a la Falla Cariño Botado. Las líneas de colores del mapa representan los escarpes de falla y se corresponden con los triángulos de los perfiles de sus respectivos colores los que señalan el cambio de pendiente. Realizados con DEM de 4x4 m.	32
Figura 4.16. Perfiles de mayor longitud que muestran un escarpe al este de la Falla Cariño Botado. Los triángulos señalan el cambio de pendiente y en el mapa este está señalado por la línea del mismo color. Realizado con DEM de 13x13 m.	34
Figura 4.17. Foto tomada con el dron que muestra una vista hacia el sur desde el cerro La Mesilla. Se distinguen los tres niveles descritos con los perfiles anteriores. Con azul se están señalados los niveles y en rojo la ubicación de sus respectivos escarpes.....	35

Figura 4.18. Imagen obtenida del modelo 3D obtenido con Agisoft. Corresponde a una vista de la ladera norte del estero San Francisco. La estrella señala el lugar del afloramiento P3 y por sobre este es posible ver un lineamiento que está señalado por la línea roja punteada.	35
Figura 4.19. Mapa de la zona de estudio que muestra los segmentos de la Falla Cariño Botado.....	36
Figura 4.20. a) Perfil entre 32°30'S y 33°S que muestra los sismos ocurridos entre 1970 y presente y de magnitudes mayores a 2,5. b) Sismos corticales en el área de estudio, color indica profundidad y tamaño magnitud. En círculo se encuentran el clúster El Soldado (izquierda) y el clúster Andina-Los Bronces (derecha). Fuente USGS https://earthquake.usgs.gov/	38
Figura 4.21. Sismos corticales junto con las estructuras del área del estudio recopiladas de los trabajos de Campbell (2005), Troncoso (2014) y Machuca (2017). Los sismos están representados por círculos, las líneas negras representan las fallas y en naranja se muestra la Zona de Falla Pocuro.....	39
Figura 4.22. Gráficos Magnitud vs Desplazamiento y Magnitud vs Largo de ruptura en superficie tomados de Wells y Coppersmith (1994). En azul se tienen las estimaciones de la magnitud para los distintos largos de ruptura y para un desplazamiento de 3 m con los que se obtuvieron valores entre 6,2 y 6,7.	40
Figura 5.1. Falla Cariño Botado, junto con otras estructuras de la zona de estudio Compilado de Troncoso (2014), Machuca (2017) y este trabajo.....	42
Figura 5.2. Gráfico de desplazamiento máximo vs largo de ruptura superficial, tomado de Wells y Coppersmith (1994). Con rojo se muestra el desplazamiento para rupturas de 10 y 150 km.	44
Figura 5.3. Modelo de Armijo et al., (2010) a los 33°30'S. El WAT es representado como una subducción intraplaca donde la Cordillera Frontal actúa como bulldozer.	45

Índice de Tablas

Tabla 1.1. Resumen de los parámetros previos a este trabajo de la Falla Cariño Botado.	2
Tabla 4.1. Desnivel de los escarpes mostrados en la Fig. 5.15.	31
Tabla 4.2. Longitud de los segmentos de la Falla Cariño Botado.	37
Tabla 4.3. Magnitudes calculadas para posibles sismos generados por la Falla Cariño Botado.....	41
Tabla 6.1. Comparación de los parámetros de estudios previos de la Falla Cariño Botado con los de este trabajo.....	47

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del problema

Chile, ubicado en un margen de subducción activo se ve sometido a varios terremotos entre los que destacan los interplaca (e.g., Maule, 2010) e intraplaca de profundidad intermedia (e.g., Chillan, 1939). Además de estos tipos de sismos recién mencionados están los sismos corticales, que ocurren a profundidades menores de 25 km, gran cantidad de este tipo de sismos se registra en la zona de subducción plana que comprende entre los 27°S y 32°S (Pardo et al., 2004; Barrientos, 2007) y en la Cordillera Principal al sur de los 33°S (Barrientos et al., 2004).

En los últimos años se ha vuelto relevante la neotectónica, debido al impacto de los sismos en la sociedad. En este contexto ya se han realizado estudios en la Falla San Ramón (Rauld, 2002; Vargas et al., 2014) ubicada al este de Santiago y se ha estimado que puede llegar a producir sismos de magnitud 7,2 – 7,5 con frecuencia de miles de años (Vargas et al., 2014). Dado estos resultados resulta importante el estudio de fallas corticales activas para prevenir el impacto que pueden causar estas en la sociedad, dentro de este tipo de fallas se encuentra la Falla Cariño Botado definida por Troncoso (2014) que corresponde a una falla inversa de vergencia oeste y rumbo aproximado N-S ubicada al noreste de la ciudad de Los Andes. Esta falla registra actividad Cuaternaria y se ha estimado que puede llegar a producir sismos del orden de $M_w \sim 6,0 - 6,5$ (Troncoso, 2014).

Por otro lado, se han realizado varios estudios al este de la Cordillera de los Andes caracterizando una serie de estructuras las cuales serían responsables del alzamiento de los Andes (Cristallini y Ramos, 2000; Charrier et al., 2002, 2005; Giambiagi et al., 2003b, 2012, 2015; Ramos et al., 1996, 2004; Farías et al., 2010). El *West Andean Thrust System* (WATS) propuesto por Armijo et al., (2010), es un nuevo concepto para explicar el desarrollo de los Andes centrales desde el Mioceno hasta ahora, en el cual dichos autores proponen que las fallas de vergencia oeste del flanco occidental de la Cordillera Principal serían las encargadas del alzamiento de los Andes, sin embargo, no se han registrado fallas en las rocas para poder demostrar si esta estructura realmente existe hacia el norte.

El propósito de este estudio es caracterizar la Falla Cariño Botado en la zona de Los Andes-San Felipe y reconocer las implicancias estructurales con el WATS, para esto se llevaron a cabo varias tareas: análisis geomorfológico de imágenes satelitales, campañas de terreno, construcción y análisis de superficie 3D de la zona, descripciones de afloramientos, entre otras.

A continuación, se muestra una tabla (Tabla 1.1) con parámetros relacionados a la Falla Cariño Botado, donde se indica si estos parámetros ya han sido estimados en trabajos anteriores o no.

Tabla 1.1. Resumen de los parámetros previos a este trabajo de la Falla Cariño Botado.

Parámetros	Valor	Referencia
Ubicación.	Parcialmente, hasta el estero San Francisco	Troncoso, 2014
Estilo de la falla.	Inversa	Troncoso, 2014
Deslizamiento por evento.	4,75 metros.	Troncoso, 2014
Roca de falla.	N/A	N/A
Otras fallas cerca.	Quizás, el oeste	Troncoso, 2014
Mw estimado.	Entre 6,0 - 6,5	Troncoso, 2014
Largo.	8,7 a 16,5 km.	Troncoso, 2014
Espesor sismogénico.	N/A	N/A

Este trabajo es la contribución N°29, del grupo de neotectónica y peligro geológico, Universidad de Chile.

1.2 Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio se ubica en la Provincia de Los Andes, Región de Valparaíso, al este la ciudad de Los Andes, entre 32°40'S-32°55'S de latitud y en la longitud 70°33'W aproximadamente (Figs 1.1 y 1.2)

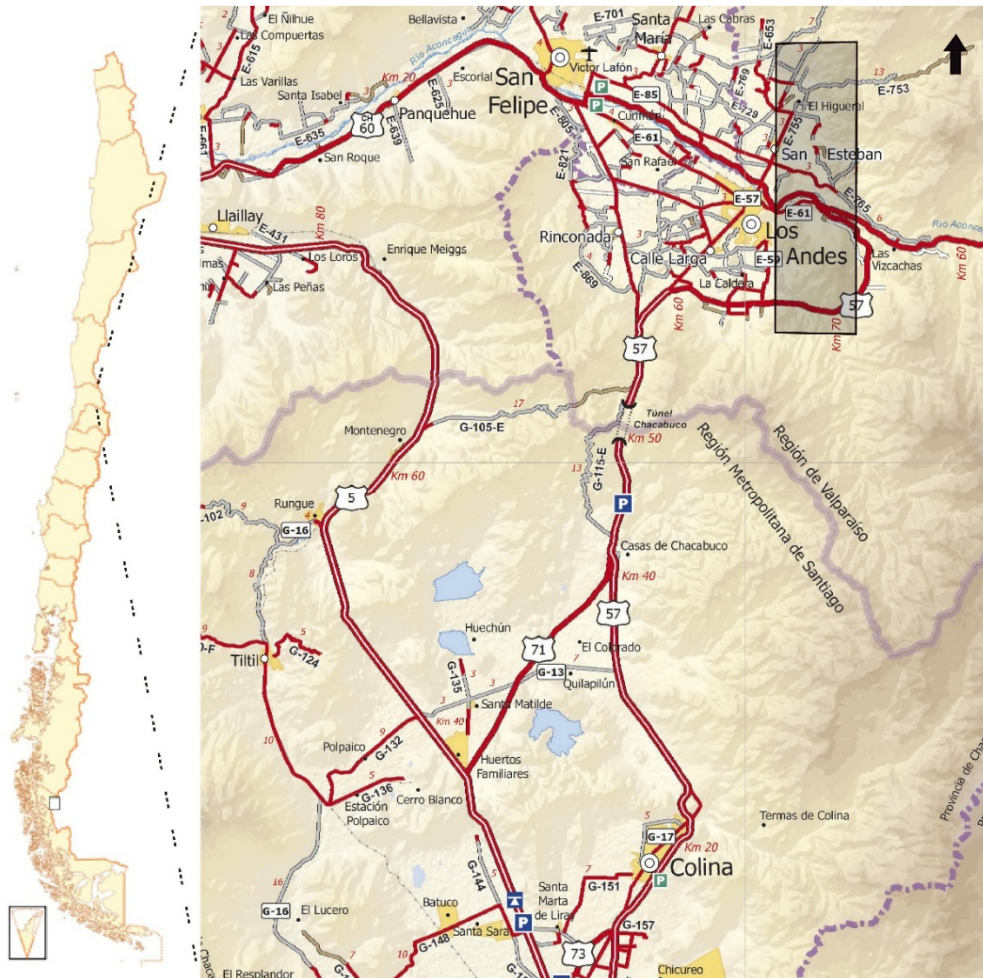


Figura 1.1. Principales vías de acceso al área de estudio destacada con el recuadro negro (modificado de www.mapas.mop.cl).

La principal ruta de acceso es la ruta 57 que une las ciudades de Santiago y Los Andes, desde Los Andes siguiendo la ruta E-85 Alessandri se llega a San Esteban. Para poder acceder a los afloramientos de la falla hay que tomar caminos laterales, pavimentados o de tierra, hacia el oriente hasta llegar al piedemonte de la Cordillera Principal.

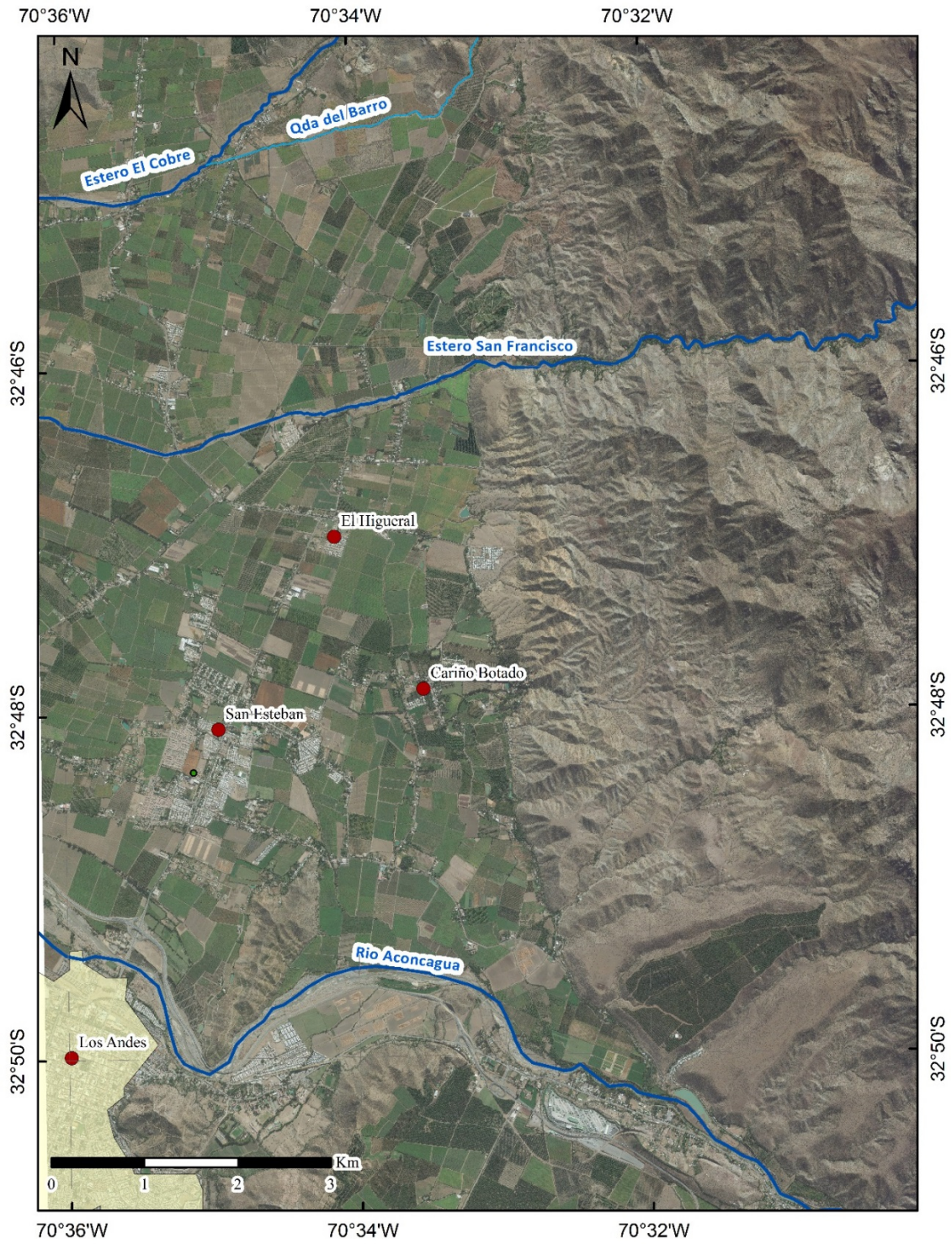


Figura 1.2. Zona de estudio, cuya ubicación está indicada en Figura 1.1

1.3 Hipótesis

- A) Si el WATS se encuentra cerca de Los Andes – San Felipe entonces una gran zona de falla inversa debería limitar el frente montañoso ahí.
- B) Si esta estructura esta activa, entonces debe haber evidencia en terreno de desplazamiento reciente.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

Mapear, caracterizar y describir la Falla Cariño Botado en el margen occidental de la Cordillera Principal en la zona de Los Andes-San Felipe, Región de Valparaíso para probar la hipótesis antes mencionada.

1.4.2 Objetivos específicos

- Descripción de la roca de falla y de los sedimentos cuaternarios afectados por la falla, contactos, estratigrafía, sedimentología y caracterización de estructuras.
- Desarrollo de un modelo 3D *structure for motion* (SfM) de la falla y escarpes con UAV (i.e. dron).
- Evaluar su importancia para el peligro sísmico en la zona.

2 METODOLOGÍA

2.1 Revisión bibliográfica

Se revisaron una serie de trabajos anteriores antes y durante del desarrollo de este trabajo. Los documentos revisados corresponden a tesis, mapas geológicos y artículos científicos sobre la geología zona de estudio y tectónica andina.

2.2 Imágenes satelitales y modelos de elevación digital

Se utilizaron imágenes satelitales de Google Earth y modelos de elevación digital (DEM) de resolución de 13x13 m de obtención gratuita de internet y otro de resolución 4x4 m (Estay, en prep). Con estos se realizaron análisis geomorfométricos con el software Arcgis 10.3 obteniendo mapas de pendientes, que corresponde a la magnitud del mayor gradiente de la elevación y mapas de aspectos, lo que corresponde a la dirección de la pendiente, para su posterior análisis.

Con los DEMs se realizaron perfiles topográficos de orientación E-W desde Cariño Botado hasta la Quebrada del Barro para la poder caracterizar los escarpes de falla del frente cordillerano.

2.3 Registros sismológicos

Se obtuvieron los registros sismológicos de toda la región de Valparaíso, desde el USGS. Los sismos se analizaron a gran escala, incluyendo sismos intraplaca y de profundidad intermedia, como también a una menor escala donde solo se consideraron los sismos corticales (< 30 km) ubicados en la zona de estudio mostrada en la Figura 1.2. Para esto se plotearon los registros tanto vertical como horizontalmente junto a las estructuras definidas en el área.

2.4 Campañas de terreno

Se realizaron 2 salidas a terreno por un día cada una. En el primer terreno se recorrió la zona de Cariño Botado – El Higueral, marcado como los puntos P1 y P2 de la Figura 2.1. En el terreno posterior se visitó la zona del estero San Francisco, marcado como P3 en la Figura 2.1. En estas salidas se realizó una exhaustiva descripción de los afloramientos tanto litológica como estructuralmente y además se tomaron fotografías aéreas con un dron para su posterior trabajo.

El dron utilizado corresponde a un *DJI Phantom 4* que consta de una cámara con un sensor de 20 megapíxeles y 1 pulgada capaz de grabar videos 4k hasta a 30fps y videos Full HD 1080p a 120fps.

Se realizaron tres vuelos en total 1 para sector de Cariño Botado y 2 para el sector del estero San Francisco. Para el primero se tomaron 180 fotografías que abarcaron un área de 55 ha aproximadamente y para los otros dos vuelos se tomaron 600 fotografías en total abarcando un área de ca. 85 ha, además para todos los vuelos se grabó un video.

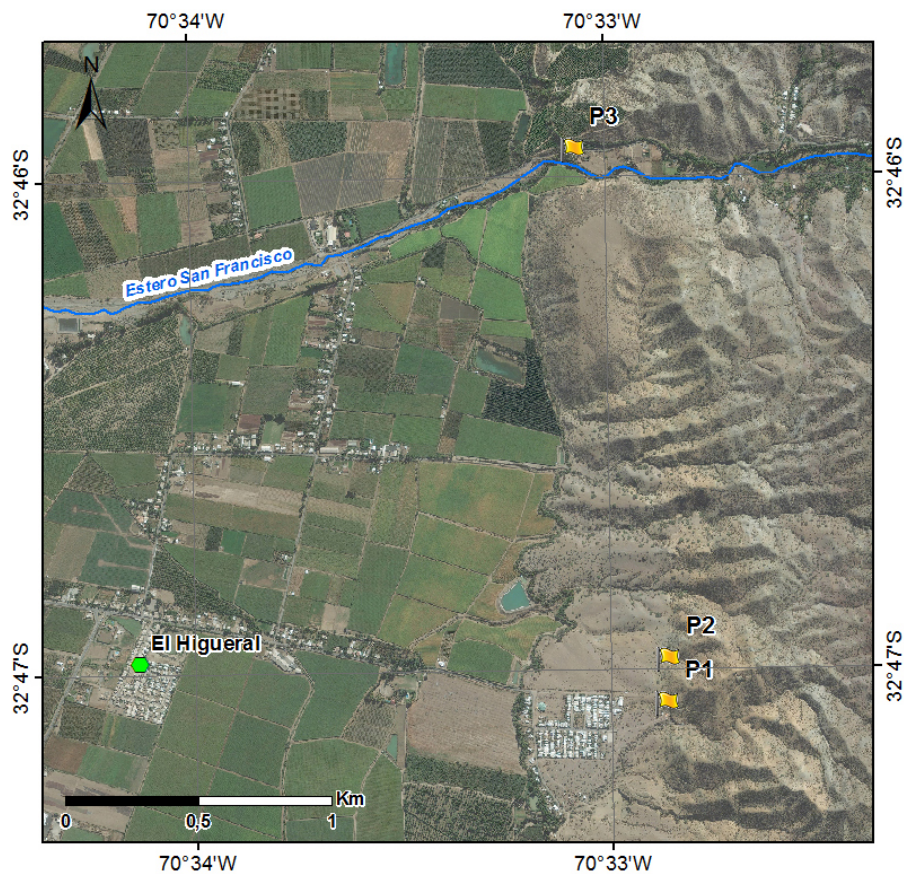


Figura 2.1. Puntos visitados durante las campañas de terreno. P1: 19H 355056 m E, 6371544 m S; P2: 19 H 355058,58 m E; 6371709,7 m S; P3: 19 H 354697,91 m E 6373619,42 m S.

2.5 Confección de modelo 3D

Se utilizó el software Agisoft PhotoScan el cual realiza el procesamiento fotogramétrico de imágenes digitales y genera datos espaciales 3D. Para esto se utilizaron las fotografías tomadas por el dron en los terrenos. Lo primero en realizar el programa una vez cargadas las fotografías es la alineación de estas con el fin de buscar puntos espaciales coincidentes por el solapamiento de las fotografías. Posteriormente comienza la creación de una densa nube de puntos y finalmente la reconstrucción del modelo por medio de una malla continua o también la construcción de un DEM.

Con las fotografías del dron se obtuvieron modelos y DEM de una resolución del orden de metros de los dos sectores visitados en terreno.

2.6 Peligro sísmico

Para el cálculo de peligro sísmico asociado a la Falla Cariño Botado se utilizaron las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994) y la fórmula propuesta por Hanks y Kanamori (1979) que utiliza el momento sísmico (M_0).

Las relaciones de Wells y Coppersmith utilizadas corresponden a, magnitud de momento vs largo de ruptura en superficie (Figura 2.2) y magnitud de momento vs desplazamiento máximo (Figura 2.3).

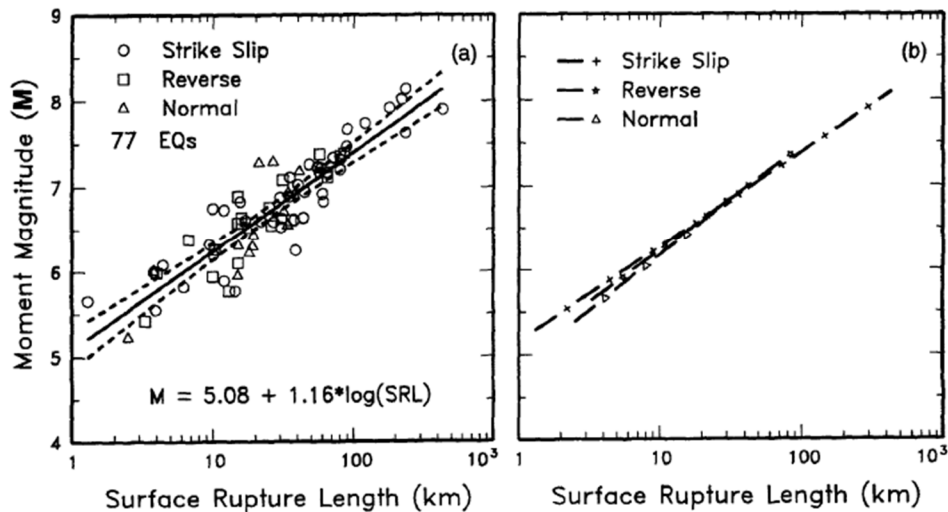


Figura 2.2. Gráfico empírico que relaciona la magnitud del momento con el largo de la ruptura en superficie (Wells y Coppersmith, 1994).

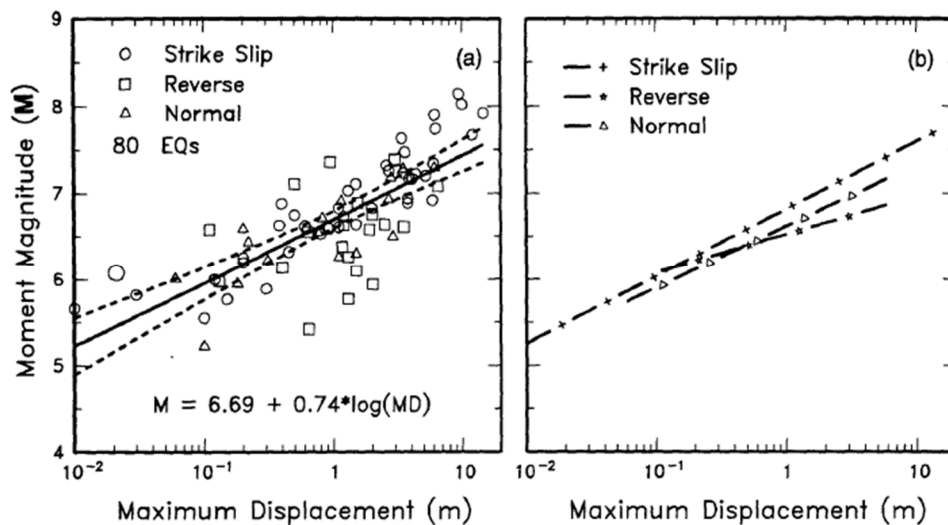


Figura 2.3. Gráfico empírico que relaciona la magnitud del momento con el desplazamiento máximo (Wells y Coppersmith, 1994).

Por otro lado, la fórmula propuesta por Hanks y Kanamori (1979) es:

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_o - 10.7$$

Donde, M_o es el momento sísmico en dynas/cm y se calcula mediante la fórmula:

$$M_o = \mu * A * d$$

Donde μ es el módulo de deformación de las rocas y se considera como $3 \cdot 10^{11}$ [dyna/cm²], A es el área de ruptura en cm² y d es el desplazamiento en el plano de falla en cm.

3 ANTECEDENTES

3.1 Marco tectónico

Desde el límite con Perú hasta la península de Taitao, Chile se ve afectado por la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. Si bien esta subducción actual se reconoce desde el Jurásico Inferior (Mpodosis y Ramos, 1989), esta no ha sido homogénea a través del tiempo, han variado las tasas de convergencia y los eventos orogénicos ocurridos a lo largo de los Andes. Durante el Oligoceno Tardío (~ 25 Ma) el quiebre de la placa Farallón da origen a la placa de Nazca y Cocos, produciendo así una disminución de la oblicuidad y aumento de la tasa de convergencia hasta ca. 15 cm/año (Pardo Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998). En los últimos 20 Ma años la tasa de convergencia ha experimentado una desaceleración hasta llegar a 6,8 cm/año en la actualidad (Pilger, 1984; Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2012).

La subducción a lo largo de Chile no se desarrolla de manera homogénea, entre los 27°S y 32°S se desarrolla una zona de subducción plana donde la placa de Nazca subduce casi horizontal hasta unos 300 km desde la fosa para luego reanudar su descenso (Cahil y Isacks, 1992) y este fenómeno se asocia a la subducción del ridge de Juan Fernández (Pilger, 1981; Yañez et al., 2002). Al sur de los 33°S se considera una subducción normal donde la placa subduce con un ángulo constante entre 25° y 30°. El área de estudio se ubica en el límite entre la zona de subducción plana y la zona de transición.

Dado este ambiente tectónico se ha creado un relieve característico en Chile central, distinguiéndose tres unidades morfoestructurales distribuidas de en franjas elongadas de orientación norte-sur, de oeste a este son: Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal. Hacia el este, en Argentina, se reconoce la Cordillera Frontal y desde los 33°S hacia el norte aparece la Precordillera (Figura 3.1).

La Cordillera de la Costa, tiene un ancho promedio de unos 20 a 25 km, con alturas variables entre 1500 a 2300 m s.n.m. (Rivano, 1996) y tiene una morfología redondeada que evidencia un relieve maduro (Rauld, 2011). Formada principalmente por granitoides del Paleozoico Superior en su flanco occidental y por secuencias volcánicas y sedimentarias Mesozoicas en la parte oriental (Thomas, 1958; Sellés y Gana, 2001; Sernageomin, 2003)

La Depresión Central en esta zona muestra sus últimos vestigios, desaparece hacia el norte dando paso a cordones montañosos orientados noreste-suroeste que se desprenden de la Cordillera Principal para unirse a la Cordillera de la Costa (Rivano, 1996). La cuenca asociada a esta depresión esta rellena principalmente por sedimentos aluviales, coluviales y depósitos de valle, como así también por depósitos de colapso gravitacional (Rivano, 1996).

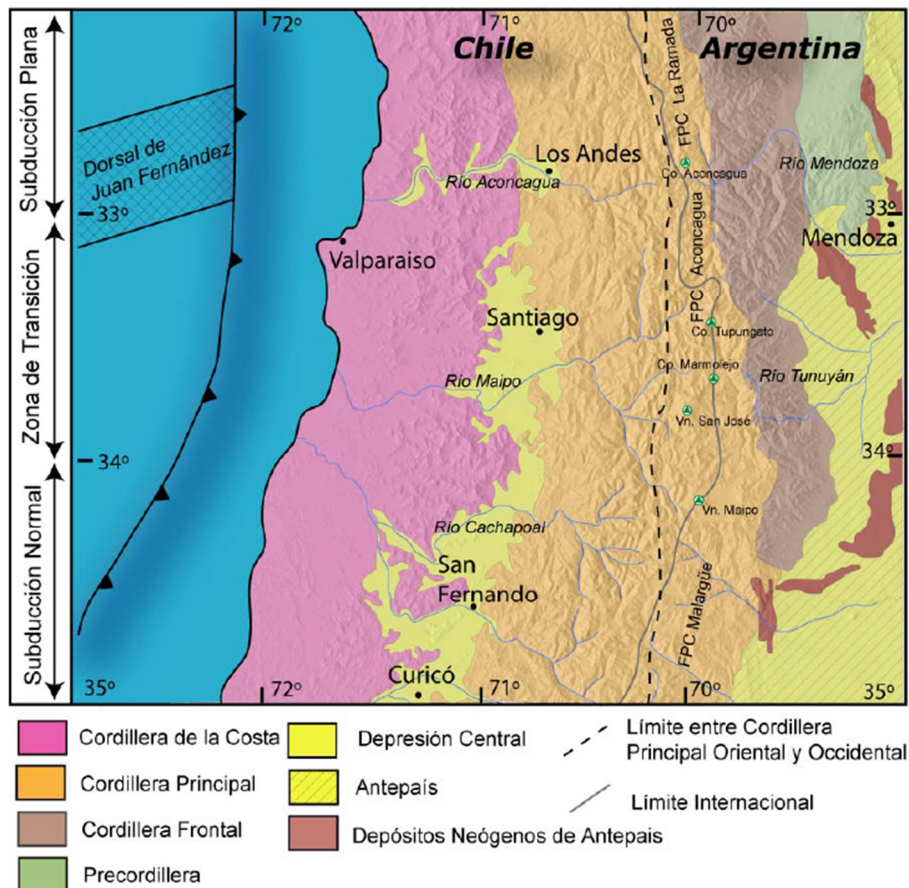


Figura 3.1. Principales unidades morfoestructurales entre los 32°S y 33°S (Fock, 2005).

La Cordillera Principal es el relieve de mayor altitud, llegando a los 6962 m s.n.m. en el Cerro Aconcagua. Se puede dividir en dos dominios, uno occidental conformado por rocas cenozoicas de las Formaciones Abanico y Farellones y uno oriental compuesto por rocas mesozoicas fuertemente deformadas que conforman la faja plegada y corrida del Aconcagua y La Ramada.

La Cordillera Frontal, se presenta a lo largo de más de 700 km, con alturas sobre los 5000 m s.n.m. y corresponde a un bloque de rocas pre-jurásicas, magmáticas ácidas pertenecientes al Grupo Choiyoi que se encuentra sobre un basamento cristalino Proterozoico-Paleozoico (Mpodozis y Ramos, 1989). La Precordillera inicia su relieve desde los 33°S, tiene un ancho variable entre 40-90 km y está constituida por principalmente por rocas del Paleozoico Inferior (Cristallini, 1996).

3.2 Marco geológico

La estratigrafía en la región de Los Andes está constituida por formaciones volcánicas y sedimentarias continentales, de las cuales en la zona de estudios solo es posible encontrar la Formación Abanico y una gran variedad de depósitos cuaternarios como lo muestra el mapa geológico de la Figura 3.2.

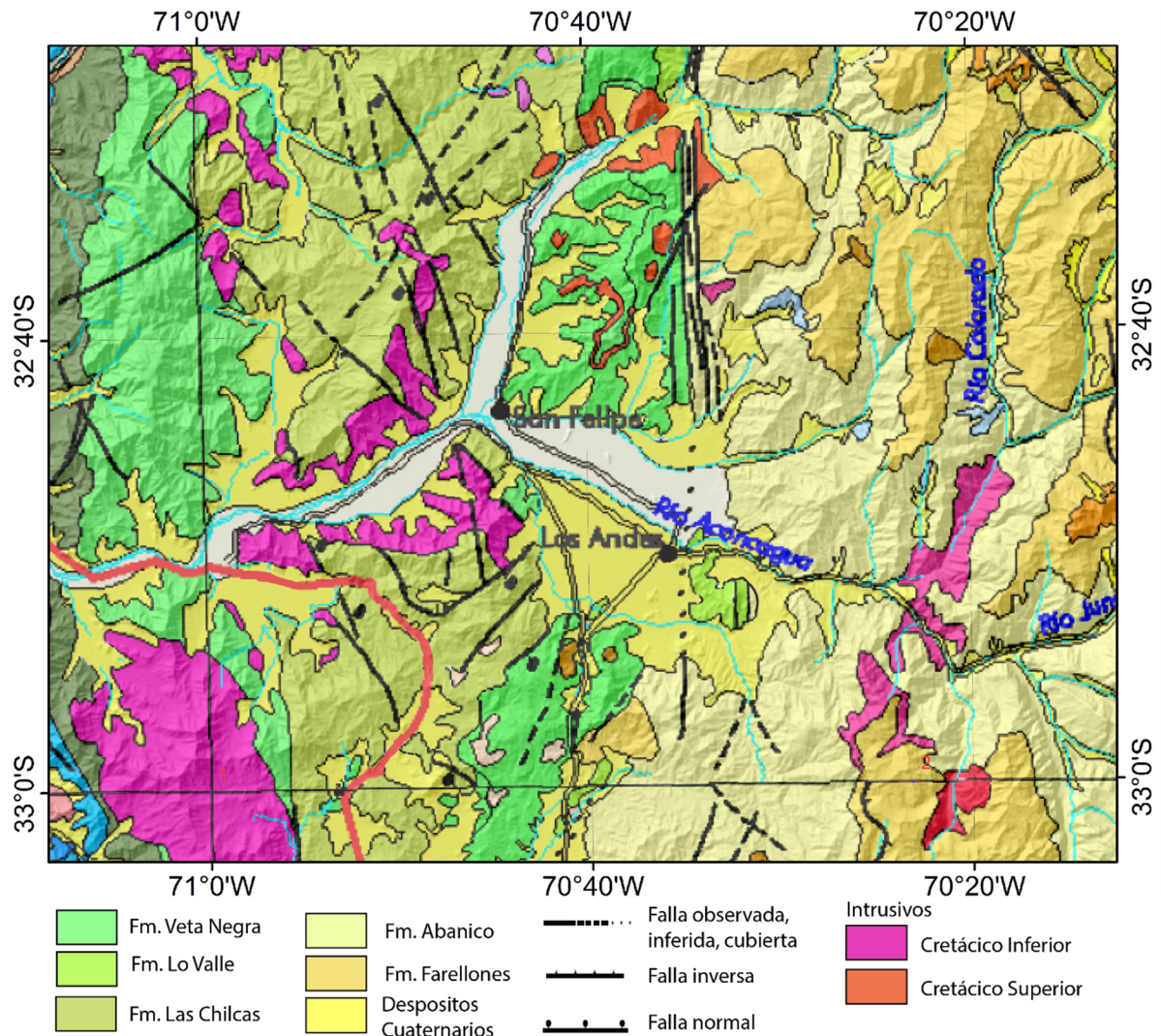


Figura 3.2. Mapa geológico de la zona de Los Andes (SERNAGEOMIN, 2003)

3.2.1 Rocas estratificadas

3.2.1.1 Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Consiste en una serie de depósitos volcanoclásticos de hasta 2500 m de espesor y lavas ácidas a intermedias con intercalaciones sedimentarias aluviales, fluviales y lacustres, algunas de las cuales forman lentes sedimentarias de hasta 500 m de espesor

(Charrier et al., 2002). Abundantes diques y alféizares de composiciones andesíticas a dacíticas cortan estos depósitos. Se le asigna una edad Eoceno Superior - Mioceno (Charrier et al., 2002).

El contacto superior con la Formación Farellones se ha descrito de forma transicional continua, discordante, pseudoconcordante, concordante y por falla en distintas regiones (Klohn, 1960; Rivano et al., 1990; Charrier et al., 2002; Fock, 2005; Rauld, 2011)

3.2.2 Depósitos Cuaternarios

3.2.2.1 Terrazas continentales

Consisten en grandes terrazas, de extensión continua que afloran por todo el borde oriental de la Depresión Central de la región. Estos se distinguen del relleno de la cuenca por encontrarse topográficamente más altos y presentar en sus frentes un notable escarpe que alcanza en algunos lugares decenas de metros (Rivano, 1996)

3.2.2.2 Sedimentos aluviales y coluviales

Estos depósitos se relacionan a las quebradas y cursos de agua actuales, entre los que destaca el río Aconcagua y estero Pocuro. Están formados por varios tipos de sedimentos entre los que se incluyen gravas y ripios mal estratificados, y arenas y limos con buena estratificación (Rivano, 1996). Estos depósitos suelen evolucionar año a año de acuerdo a la intensidad y abundancia de las precipitaciones.

3.2.2.3 Depósitos de colapso gravitacional

Corresponden a deslizamientos en masas de grandes proporciones. Los principales derrumbes se ubican a lo largo de la Zona de Falla Pocuro, estos probablemente se habrían originado por movimientos sísmicos asociados a la actividad de esta falla (Rivano, 1996).

3.2.3 Estructuras

El sector cordillerano entre los 32°S y 33°S se ha considerado como un gran sinclinorio asimétrico, cuyo flanco occidental miente al este y el flanco oriental al oeste (Aguirre, 1960; Moscoso et al., 1982; Padilla, 1981).

La estructura de mayor envergadura en el área es la Zona de Falla Pocuro, definida por Aguirre (1960) como una falla normal con rumbo aproximado norte-sur y reconoce una faja milonitizada de varias decenas de metros de ancho. Rivano (1996) describe esta falla como la Megafalla Pocuro y que tendría una continuidad desde los 31°S hasta los 34°S con un ancho de 500 a 2000 m, hacia el oeste describe una serie de fallas menores que se enraízan en la traza principal alcanzando un ancho cercano a unos 6000 m. Además del movimiento extensional, Rivano (1996), da cuenta de que la falla también

tendría movimiento de rumbo. Campbell (2005) indicó que la Falla Pocuro estaría parcialmente invertida.

La principal actividad de la Falla Pocuro habría sido en tiempos pre-Oligocenos (Jara, 2013) y el último movimiento sería en el Mioceno (Campbell, 2005; Jara, 2013), coincidiendo con el tiempo en el cual ocurre la inversión de la cuenca de Abanico.

La Falla Cariño Botado (Troncoso, 2014) es una falla inversa de rumbo norte-sur y de vergencia oeste con actividad Cuaternaria. Está ubicada al noreste de la ciudad de Los Andes, y coincide con el rumbo de la Falla Pocuro. Sin embargo, son estructuras distintas ya que la Falla Cariño Botado se desarrolló en las zonas de debilitamiento por la brechización y alteración de la Zona de Falla Pocuro (Troncoso, 2014).

Otra estructura importante, ubicada más al oeste, es la Falla Infiernillo. Esta falla tiene una traza de 12 km de largo (Aguirre, 1960) con un rumbo N10E y manteo de 80°E (Fock, 2005). Fock (2005) interpreta esta estructura como una falla normal posteriormente invertida, la cual habría sido el límite occidental de la cuenca de Abanico.

3.3 Marco Teórico

Las zonas de fallas se componen de dos componentes principales: un núcleo de falla y una zona de daño (Caine et al., 1996) (Figura 3.3).

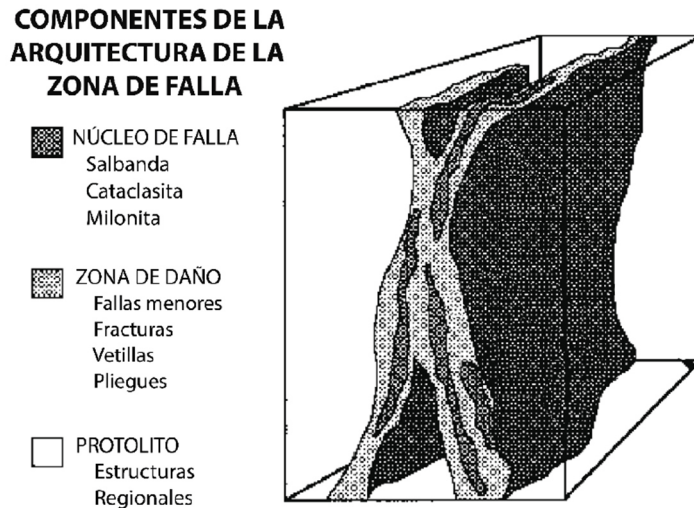


Figura 3.3. Componentes de la zona de falla (Caine et al., 1996)

Se define el núcleo de falla como la parte estructural, litológica y morfológica de la zona de falla donde ocurre el mayor desplazamiento. Este puede incluir planos anastomosados, zonas de salbanda, zonas brechizadas y alteradas geoquímicamente o zonas de cataclasitas (Anderson et al., 1983; Chester y Logan, 1986; Sibson, 1977; Caine et al., 1991, 1996) Además, en el núcleo de falla la permeabilidad se ve reducida actuando como una barrera para el flujo de fluidos.

La zona de daño es una red de estructuras secundarias que bordean el núcleo de falla y pueden aumentar la permeabilidad de la zona de falla en relación con el núcleo y el protolito no deformado (Chester and Logan, 1986; Smith et al., 1990; Andersson et al., 1991; Scholz y Anders, 1994; Goddard y Evans, 1995; Caine et al., 1996). Las estructuras en la zona de daño incluyen fallas menores, vetillas, fracturas, clivaje y pliegues que causan heterogeneidad en la permeabilidad (Caine et al., 1996).

Las rocas de falla se pueden clasificar de diversas formas según diversos autores (eg., Sibson, 1997; Killick, 2003). La clasificación que se utilizará para este trabajo corresponde a la propuesta por Woodcock y Mort (2008) (Figura 3.4a) la que usa el tamaño de clasto como principal criterio para designar el tipo de roca de falla. Esta clasificación puede ser expresada gráficamente en un diagrama ternario como se muestra en la Figura 3.4b, cuyos vértices son clastos grandes (> 2 mm), clastos pequeños (< 2 mm) y matriz o cemento.

Brecha de falla se define según el porcentaje de clastos grandes (> 2 mm), el cual debe ser mayor al 30 % del volumen de roca. Las brechas de fallas se subdividen según que tan bien encajan los clastos entre sí. Las brechas agrietadas tienen los clastos separados por finas grietas de matriz o cemento y los clastos se encuentran poco girados entre sí, en las brechas mosaico los clastos presentan más separación y rotación entre sí, pero aun muestran un encaje con los clastos adyacentes y, por último, las brechas caóticas tienen los clastos rotados fuertemente y no tienen ajuste con los clastos adyacentes.

Gouge (salbanda) es definido como roca de falla de grano fino, no cohesiva, que se encuentra presente actualmente en el afloramiento.

		non-foliated	foliated
>30% large clasts >2 mm	75-100% large clasts (>2 mm)	fault breccia	crackle breccia
	60-75% large clasts (>2 mm)		mosaic breccia
	30-60% large clasts (>2 mm)		chaotic breccia
incohesive ¹		fault gouge	
<30% large clasts >2 mm cohesive	glass or devitrified glass	pseudotachylyte	
	0-50% matrix (<0.1 mm)	protocataclasite	protomylonite
	50-90% matrix (<0.1 mm)	(meso)cataclasite	(meso)mylonite
	90-100% matrix (<0.1 mm)	ultracataclasite	ultramylonite
	pronounced grain growth		blastomylonite²

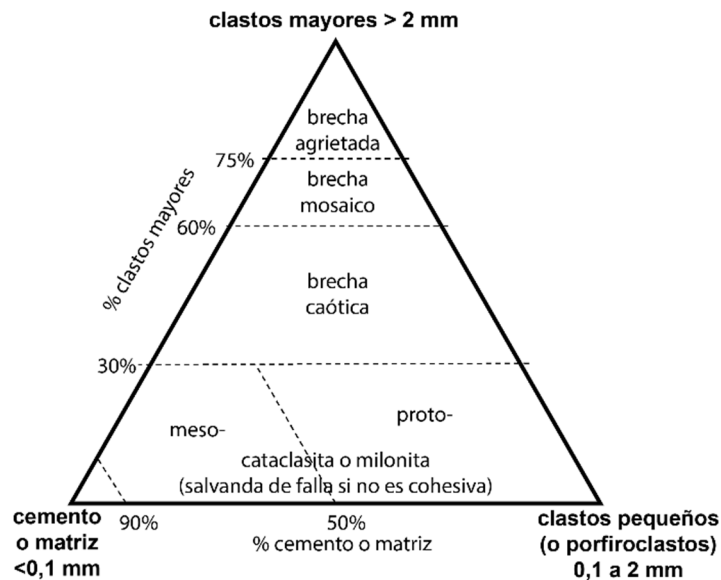


Figura 3.4. a) Clasificación de roca de falla según Woodcock y Mort (2008). b) Diagrama ternario de clasificación.

3.4 Geomorfología

En esta zona, donde se da paso de Cordillera Principal a la Depresión Central, la morfología predominante son los abanicos aluviales. Además, en las cercanías del río Aconcagua se pueden observar sistemas de terrazas.

3.4.1 Abanicos

Los abanicos se observan principalmente al NE de Cariño Botado, en el piedemonte, abarcando un área de 1,5 km² (Figura 3.5). Es posible distinguir al menos dos familias de abanicos, denominadas abanicos aluviales jóvenes y abanicos aluviales antiguos (Troncoso, 2014).

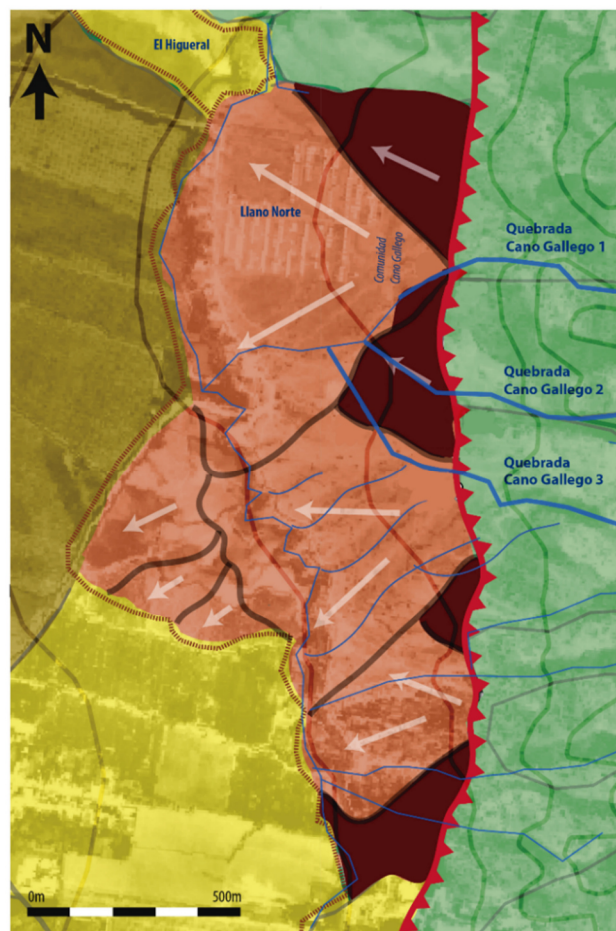


Figura 3.5. Distribución de los abanicos aluviales. De color naranja están los abanicos jóvenes, de color marrón oscuro los abanicos antiguos, en verde la Formación Abanico y amarillo la Depresión Central. La línea roja es la traza de la falla Cariño Botado y las flechas indican la dirección de las pendientes de los abanicos (Troncoso, 2014).

Los abanicos aluviales antiguos de Troncoso (2014) corresponden a una sucesión de conglomerados de 10 m. La sucesión se presenta granocreciente en los 5 primeros metros para luego mostrar una tendencia granodecreciente. Los estratos inferiores son

clasto soportado y desde los 4 m hacia arriba matriz soportado. Los sedimentos aluviales están formado por clastos angulosos a subredondeados, de litología volcánica polimíctica, de mala selección con tamaños que varían de <1 cm a 15 cm, matriz soportado y matriz tamaño arena.

Por otro lado, los abanicos aluviales jóvenes presentan facies de carácter aluvial con evidencia de facies fluviales y paleocanales de grava lavada. Los estratos se encuentran subhorizontales y poseen un espesor que varía entre 3,5 y 6 m. Los estratos se alternan entre granos finos y granos gruesos (Troncoso, 2014).

Además de los abanicos ya descritos, Caviedes (1972) describe un gran abanico aluvial que tiene origen cercano a San Esteban con una dirección de flujo NWN llegando hasta San Felipe. Este gran abanico sería el responsable de que los esteros Pocuro y San Francisco no se unan directamente al río Aconcagua.

3.4.2 Terrazas

Al sur de la zona de estudio, en el río Aconcagua, es posible observar una serie de terrazas fluviales y pedimentos a distintos niveles, Troncoso (2014) identifica al menos seis elementos aterrizados (Figura 3.6), los cuales se definen a continuación.

Pedimento Las Vizcachas, ubicado al sur del río Aconcagua, tiene un ancho aproximado de 180 m y largo de 930 m, sus cotas varían entre los 1116 y 10130 m s.n.m. Tiene una forma lobular y convexa hacia arriba (Troncoso, 2014).

Pedimento Puntilla del Viento, ubicado al norte del río Aconcagua, está formado por una serie de pedimentos que se encuentran separados entre sí por quebradas. Las elevaciones de los pedimentos varían entre 1045 – 1205 m s.n.m. disminuyendo sus alturas hacia el poniente. Se observa un nivel inferior a 1010 m s.n.m. que corresponde a una terraza fluvial de origen distinto a este pedimento, denominada Las Caletas (Troncoso, 2014).

Pedimentos Lomas del Guapi, ubicado al norte del río Aconcagua, sus cotas varían entre los 999 a 1230 m s.n.m., en la parte inferior hay gravas y bolones subredondeados, mientras que en la parte superior se observan clastos angulosos, lo que indica una naturaleza fluvial para los niveles inferiores y aluvial en la parte superior. La terraza Las Gredas, ubicada también al norte del río, al menos 55 m más abajo que el pedimento anterior, tiene alturas que varían entre los 917 y 1022 m s.n.m. y está compuesta por gravas y bolones polimícticos, de mala selección, bien redondeados, matriz soportado y en una matriz de arena angulosa y materiales finos reflejando un carácter agradacional (Troncoso, 2014).

Terrazas Espaldas Cerro La Petaca, ubicadas al sur del Cerro La Petaca tienen cotas del orden de 1050 a 1004 m s.n.m. Esta terraza se puede correlacionar con las terrazas Río Aconcagua las cuales tienen cotas que van desde los 940 a 914 m s.n.m. El menor nivel de las terrazas del Río Aconcagua con respecto a las terrazas Espaldas Cerro La Petaca se debe a que las primeras son de carácter erosivo, mientras que las segundas se quedaron protegidas por el cerro (Troncoso, 2014).

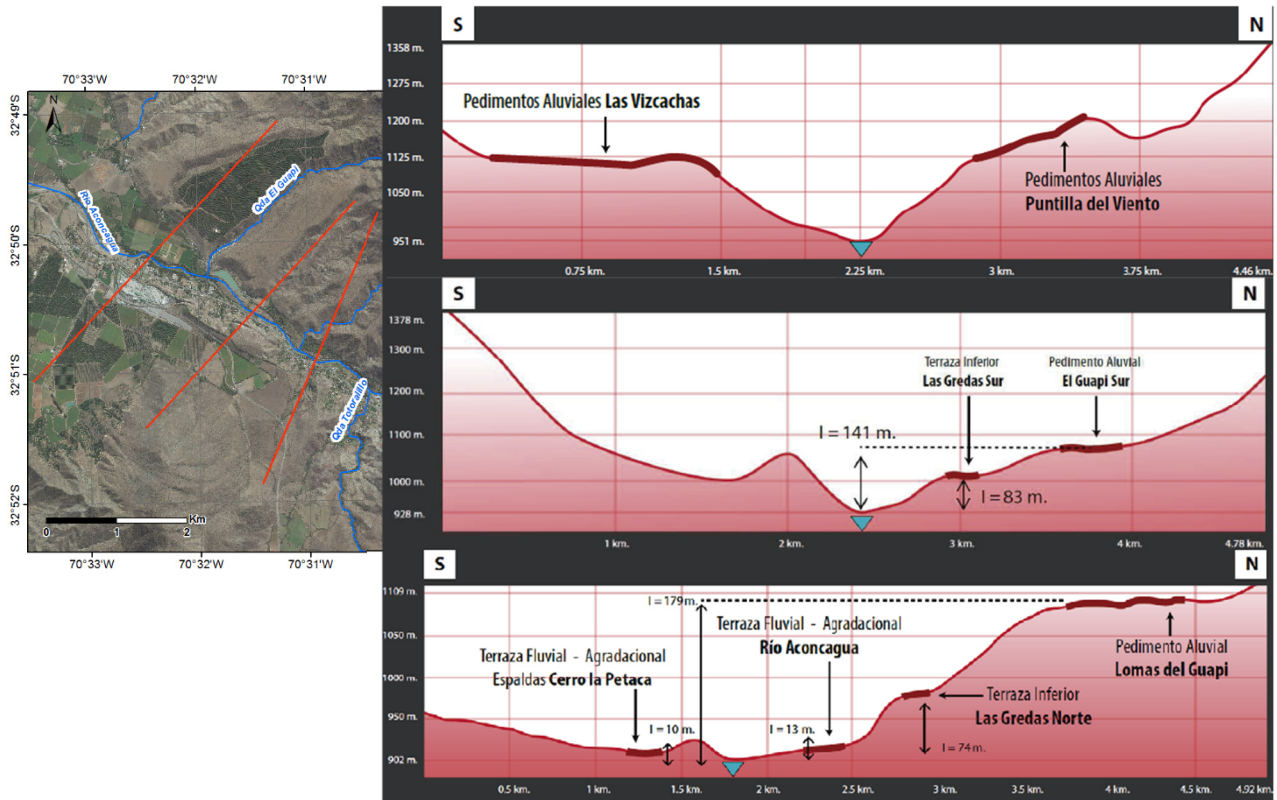


Figura 3.6. Perfiles topográficos ubicados perpendicularmente al río Aconcagua en la zona en que el río pasa de la Cordillera a la Depresión Central. Con la línea roja gruesa se observan los distintos niveles de las terrazas (Troncoso, 2014).

4 RESULTADOS

4.1 Geología de sitio

En el área de estudio se divide principalmente en dos partes, como se ve en la Figura 4.1, P1 y P2 corresponde a los afloramientos en el sector de Cariño Botado - El Higueral y P3, más al norte, en el estero San Francisco.

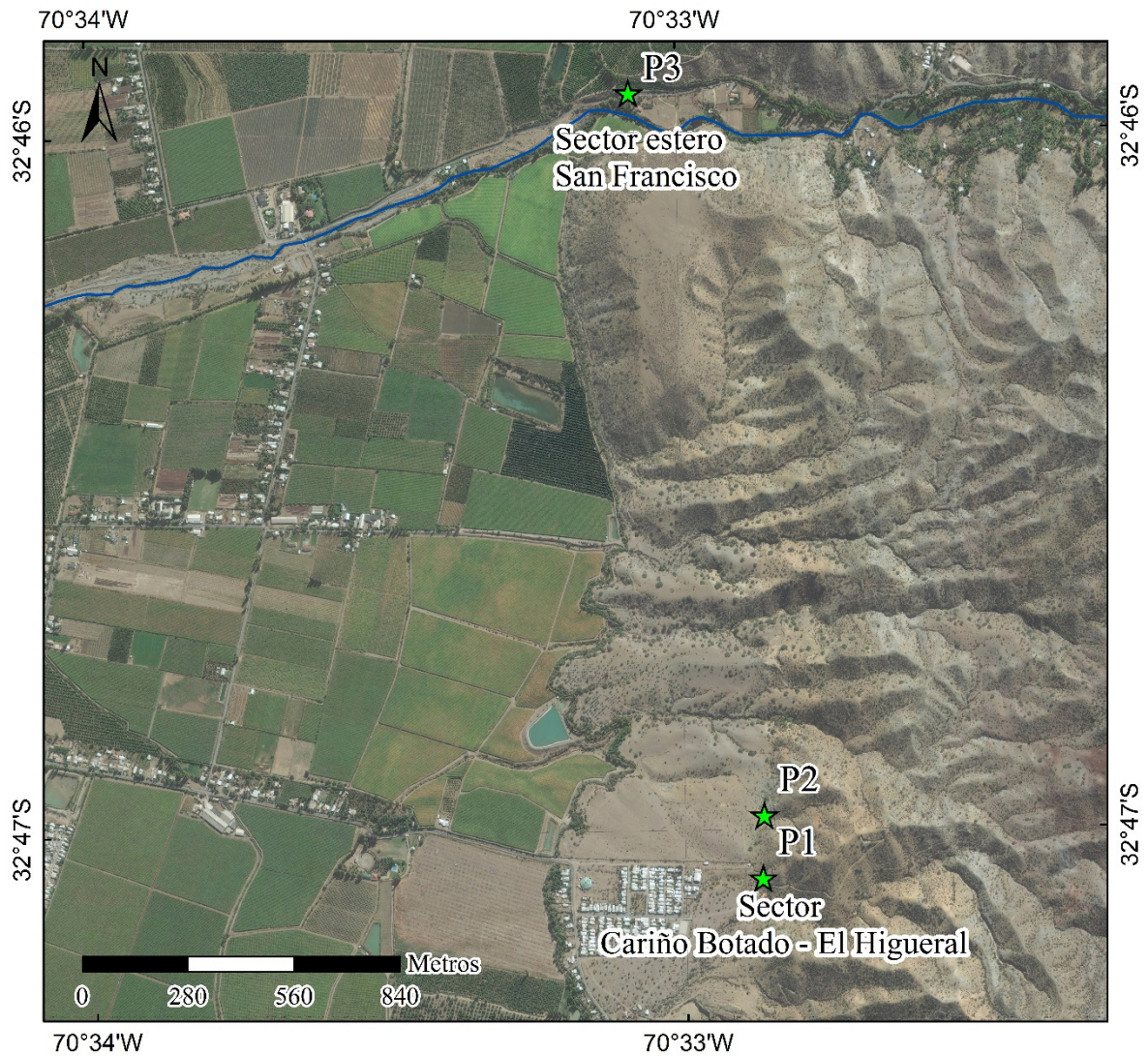


Figura 4.1. Ubicación de los afloramientos, P1 y P2 corresponde al sector de Cariño Botado – El Higueral y P3 en el estero San Francisco.

4.1.1 Sector Cariño Botado - El Higueral

En esta zona se visitaron dos puntos, P1 y P2, separados entre sí por 150 m en los cuales fue posible encontrar evidencia de falla inversa con actividad reciente. La Figura 4.2 que muestra en una vista hacia el E el lugar de los afloramientos e indica la traza de la Falla Cariño Botado.

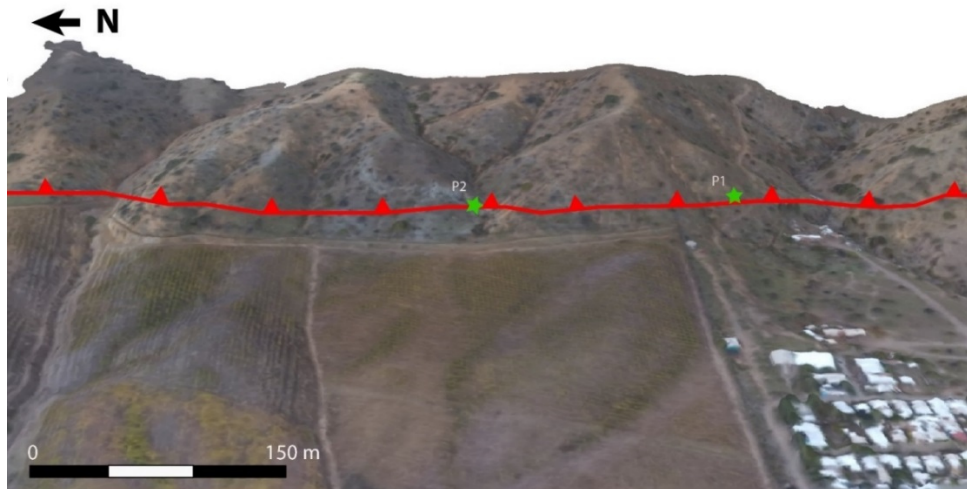


Figura 4.2. Vista hacia el E del modelo generado con Agisoft. Se muestra la ubicación de los afloramientos P1 y P2 señalados con una estrella verde y con una línea roja la traza de la Falla Cariño Botado.

El primer afloramiento, P1, se encuentra expuesto al costado de un camino secundario por la ladera de un cerro. Se observa un contacto de lavas afaníticas pertenecientes a la Formación Abanico por sobre sedimentos no consolidados mediante una falla inversa. Esta mancha con un ángulo de 40° al este y tiene un rumbo aproximado N5E.

Los depósitos sedimentarios son de origen aluvial, están compuestos por clastos de tamaños entre 15 cm y menores a 1 cm, son angulosos a subredondeados y de litología ígnea polimíctica. La pared colgante corresponde a lavas afaníticas de color oscuro y se encuentran alteradas superficialmente con pátinas de óxido y de arcillas adquiriendo un color amarillo superficialmente (Figura 4.3).



Figura 4.3. Afloramiento P1 al lado de un camino por la ladera del cerro. En el recuadro negro se puede ver la falla. Ver persona para escala.

La Figura 4.4 muestra en detalle el afloramiento, es posible distinguir 20 cm de *gouge* con clastos pertenecientes a las rocas de ambos lados del plano de falla. Es un *gouge* plástico, de color anaranjado al lado oeste y de color gris al este, y va disminuyendo su concentración gradualmente a medida que se aleja del plano de falla.

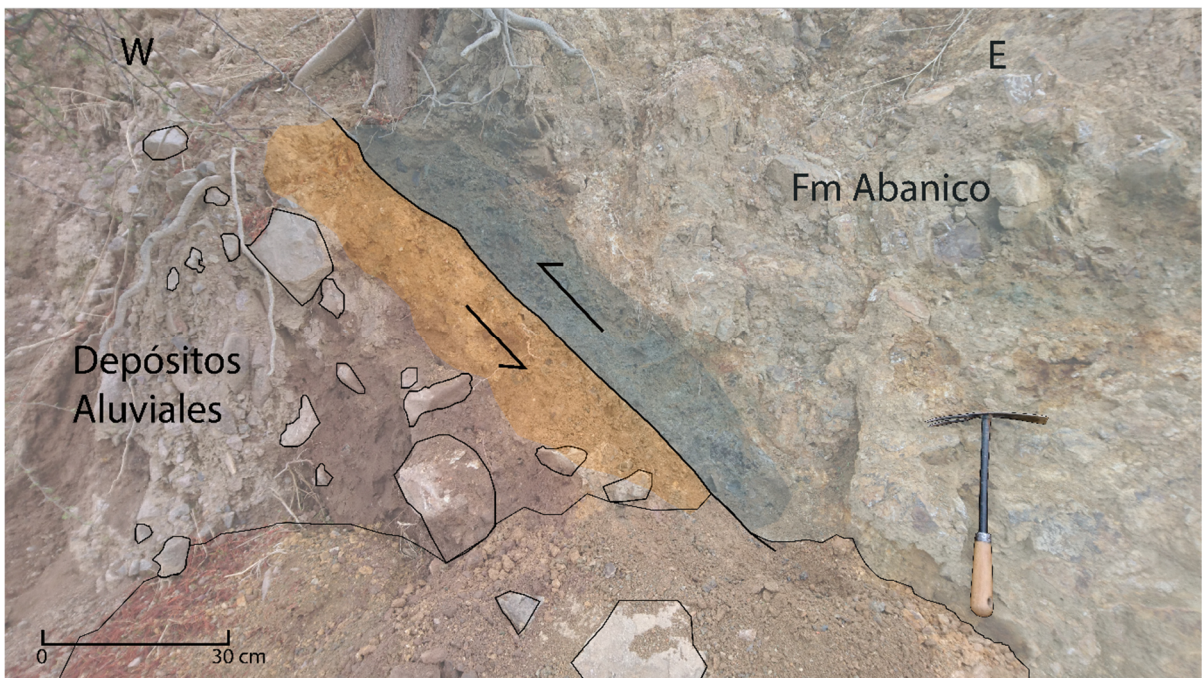


Figura 4.4. Afloramiento P1. Falla inversa, señalada por línea negra, que monta lavas sobre depósitos aluviales. Se observa 10 cm de *gouge* anaranjado al W del plano y otros 10 cm de *gouge* gris azulado al E. Los sedimentos aluviales están formados por clastos angulosos a subredondeados, de litología volcánica, polimíctica, de mala selección con tamaños que varían de <1 cm a 15 cm. La Formación Abanico corresponde a lava afanítica.

El segundo afloramiento, P2, se encuentra 150 m al norte del anterior en una pequeña quebrada. Se observó una falla inversa que pasa por la Formación Abanico, al lado oeste es posible reconocer lava afanítica de color oscuro mientras que al este de la falla se observa una lava porfírica con cristales de plagioclasas menores a 3 mm.

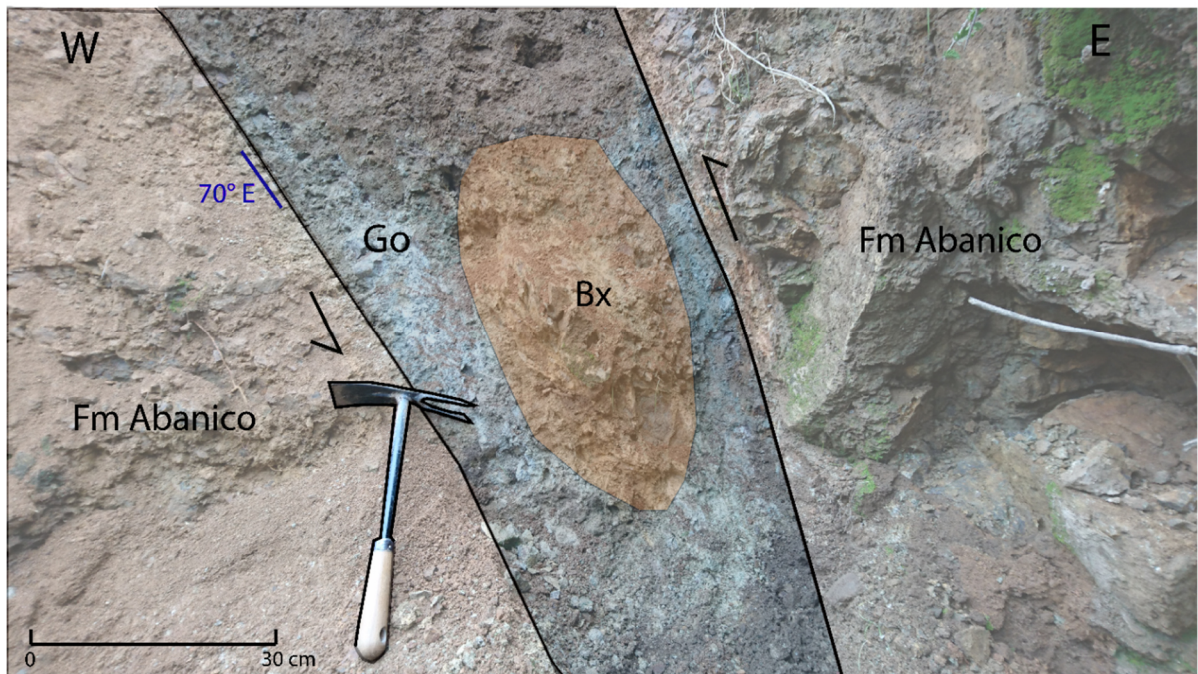


Figura 4.5. Afloramiento P2. Zona de falla que corta la Formación Abanico, presenta brecha de falla (Bx) señalada en color anaranjado y presencia de *gouge* (Go) en las zonas señaladas por color gris. La estructura tiene un manteo de 70°E y rumbo N5W.

La zona de falla consta de un ancho de 20 cm en la parte baja, ensanchándose a unos 40 cm en la parte superior y está compuesta por *gouge* plástico distribuido por toda la zona de falla y por brecha de falla ubicada en la parte central (Figura 4.5). La brecha de falla está compuesta en un 70% de clastos los cuales son angulosos a subangulosos y de tamaños menores a 1 cm y en un 30% de matriz que corresponde a *gouge* clasificándola como una brecha tipo mosaico. El rumbo de la estructura es N5W y manteo de 70°E.

La Figura 4.6 muestra una vista aérea desde el punto P2 hacia el sur desde la cual es posible observar el escarpe de la Falla Cariño Botado.



Figura 4.6. Foto tomada con el dron que muestra una vista hacia el sur desde el punto P2. Se puede observar las diferencias de altura y pendiente a ambos lados de la Falla Cariño Botado señalada por la línea roja.

4.1.2 Sector Estero San Francisco

En este sector se visitó el afloramiento P3 señalado en la Figura 4.1. Este afloramiento se encuentra expuesto en la ladera norte del camino San Francisco (ruta E-753) como lo muestra la Figura 4.7. El afloramiento es de 5 m de alto por 10 m de largo y es posible observar la Formación Abanico montándose sobre sedimentos fluvioaluviales mediante una falla inversa de vergencia oeste que muestra un desplazamiento en el plano de falla de 3 m aproximadamente y en el cual, además, es posible reconocer roca de falla (Figura 4.8).



Figura 4.7. Se muestra la ubicación del afloramiento al borde del camino, en la ladera norte. El recuadro blanco señala donde se observa la falla.

Las mediciones de rumbo y manteo de la estructura muestran varios valores (Figura 4.9), el rumbo varía entre N30W y N60W, dando un promedio de N50W, y el manteo a mayor profundidad aumenta la inclinación, variando desde los 40°E hasta 70°E en la parte más inferior.

La unidad sedimentaria es de origen fluvioaluvial con textura clasto-soportada, los clastos son redondeados y con tamaños que varían desde 1 - 2 cm hasta 1 m, de mala selección y la matriz es tamaño arena muy gruesa. Los clastos presentan imbricación paralela tanto al contacto con la Formación Abanico como también al movimiento de la falla (Figura 4.10). En cuanto a la roca del bloque colgante, esta corresponde a una lava afanítica de color amarillo-grisáceo que se encuentra meteorizada con patinas de arcillas.

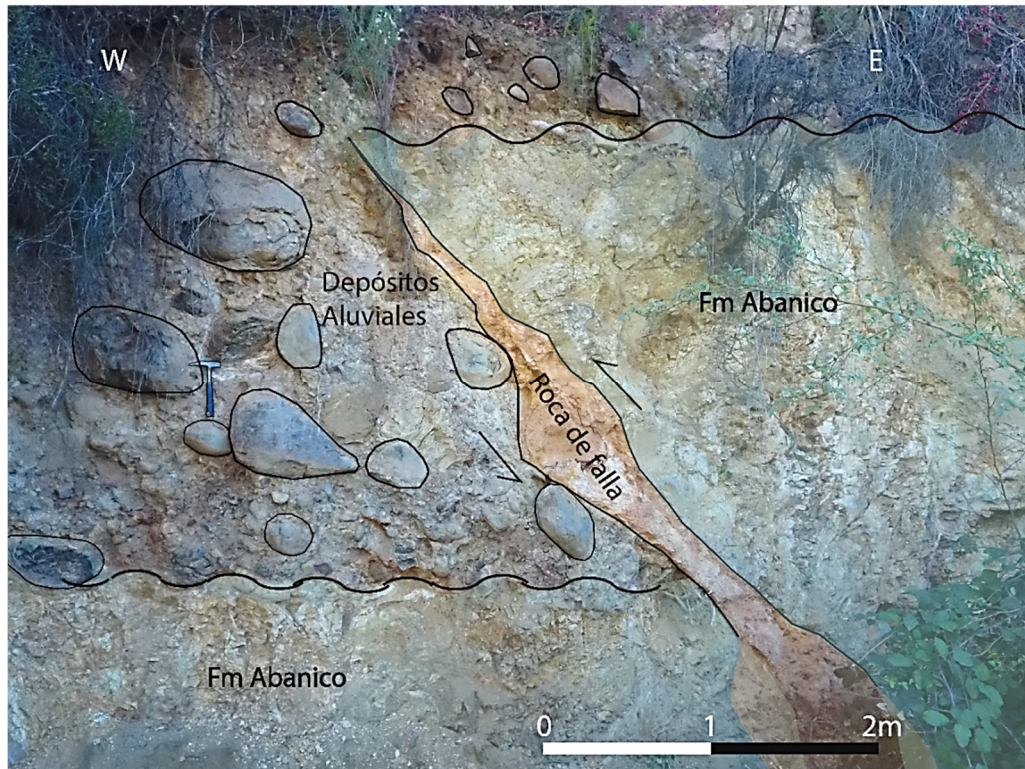


Figura 4.8. Afloramiento P3. Formación abanico montándose sobre sedimentos Cuaternarios. En color anaranjado se muestra el núcleo de falla el cual está compuesto de *gouge* y brecha de falla, y en amarillo está la Formación Abanico. El desplazamiento en el plano de falla es de aproximadamente de 3 m. Observar martillo para tener una escala del afloramiento.

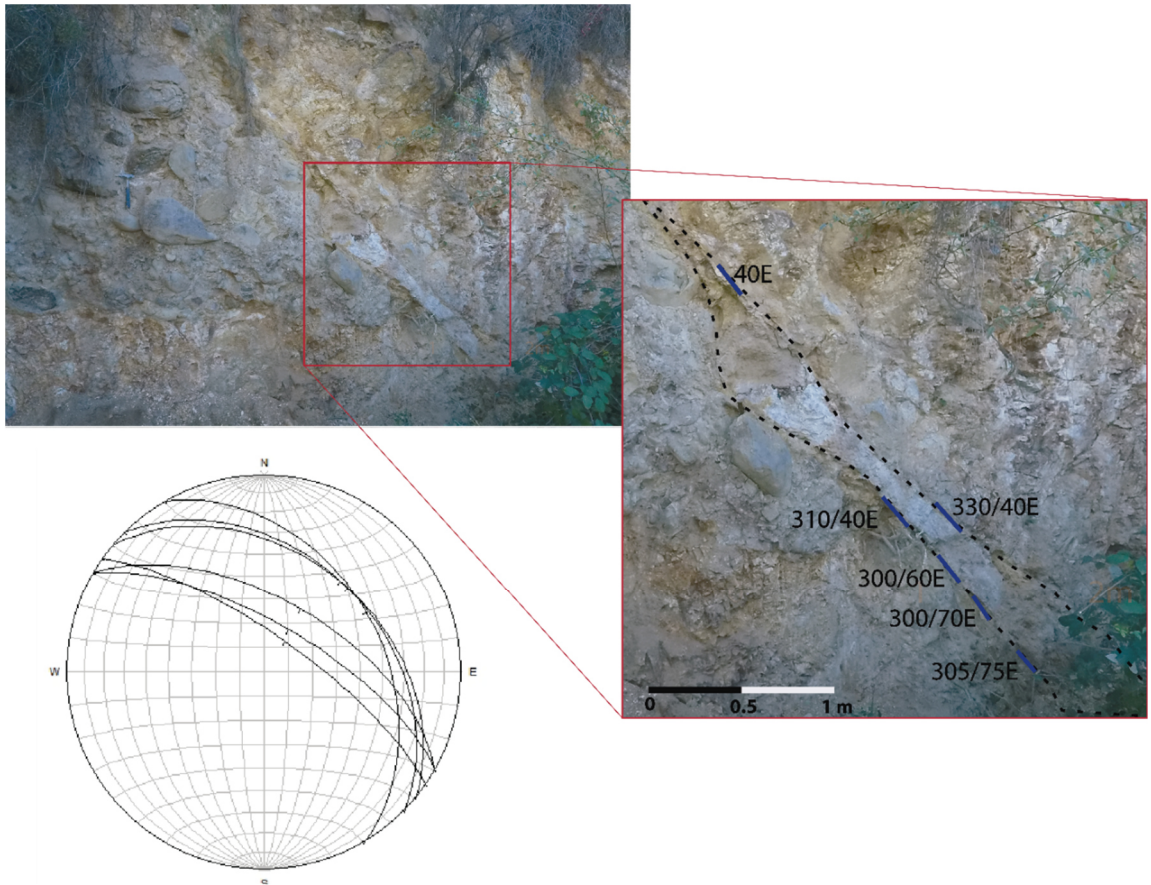


Figura 4.9. Mediciones de rumbo y manteo en distintos puntos del plano de falla, se observa que los manteos aumentan a mayor profundidad. Además, se muestra una red de Schmidt equiareal con las seis mediciones de rumbo y manteo realizadas.



Figura 4.10. Imbricación de los clastos del depósito fluvial con respecto al movimiento de la falla (línea segmentada) y al contacto con la Formación Abanico (línea continua).

En el afloramiento se puede distinguir un núcleo de falla y zona de daño. La Figura 4.11 muestra el núcleo de falla el cual presenta un ancho variable, que va desde 5 cm hasta 50 cm. Está formado principalmente por *gouge* de color gris, anaranjado y blanco, y por brecha de falla la cual se componen en un 55% de clastos, angulosos a subredondeados, de tamaño menor a 2 cm y un 65% restante de matriz de *gouge*, clasificándola como brecha tipo mosaico. Los límites del núcleo de falla en la parte superior son nítidos mientras que en la parte más baja del afloramiento se vuelven difusos. En el bloque colgante se puede observar una zona de cizalle vertical (Figura 4.12), diversas fracturas y presencia de arcillas blancas (Figura 4.13).

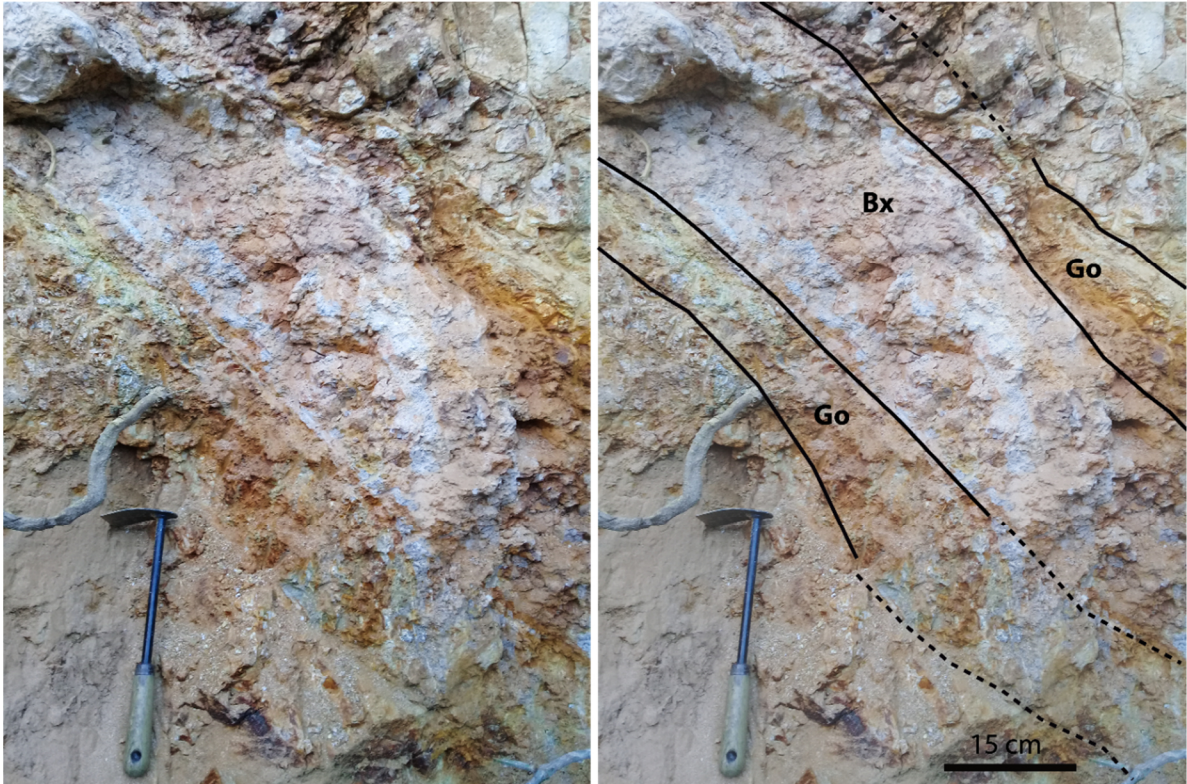


Figura 4.11. Acercamiento de la parte inferior de la roca de falla de la figura 4.8. Se observa la presencia de *gouge* (Go) de color anaranjado y brecha caótica (Bx) en el centro y de color blanco. Los límites en la parte superior son nítidos (línea negra) mientras que en la parte inferior el contacto se vuelve difuso (línea negra segmentada).

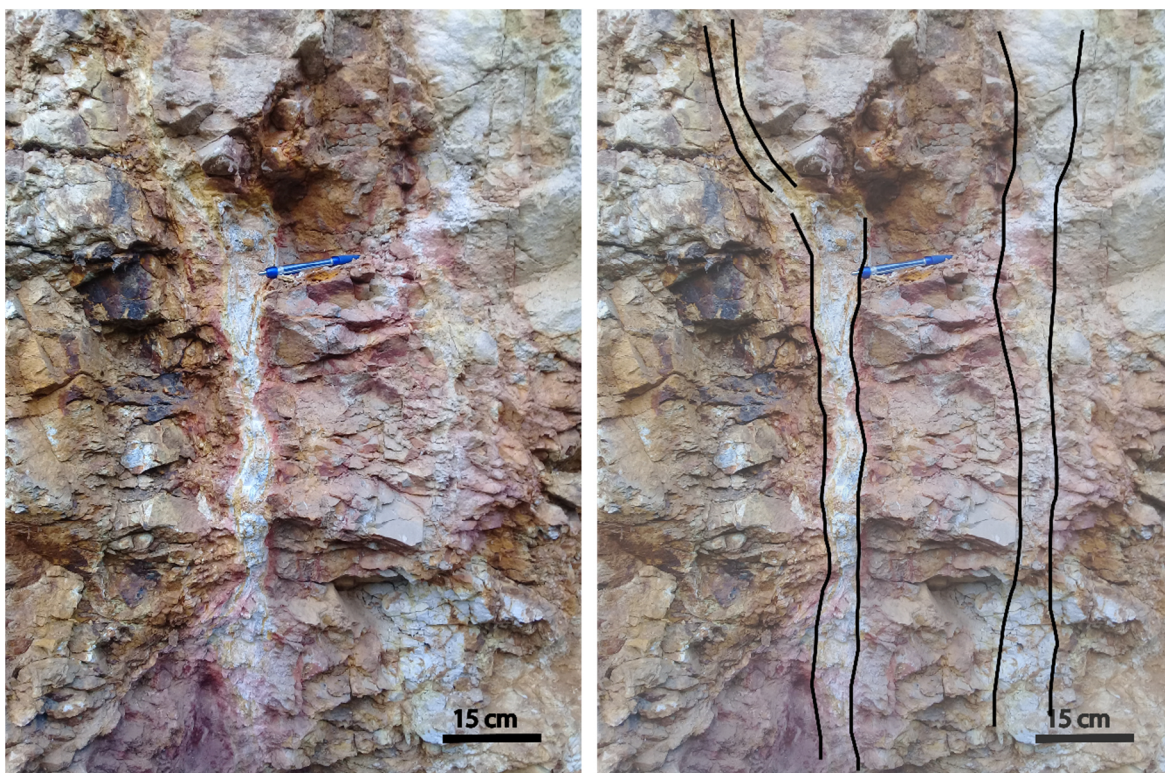


Figura 4.12. Zona de daño con cizalle vertical señalada por las líneas negras. Se ubica en la pared del bloque colgante, a 1 - 2 m del plano de falla.



Figura 4.13. Meteorización de la pared expuesta del bloque colgante con patinas de óxidos y varias zonas de arcillas blancas.

Por último, la Figura 4.14 muestra una vista aérea hacia el sur donde se puede observar el lugar del afloramiento P3, señalado con el punto amarillo y también la traza de la falla observada con un rumbo N50W.



Figura 4.14. Fotografía tomada con el dron que muestra una vista hacia el norte pudiendo observar los escarpes que están señalados con línea roja punteada y con la línea continua la falla observada con un rumbo N50W. El punto amarillo señala el lugar del afloramiento P3.

4.2 Escarpes

En el área es posible observar una serie de escarpes ubicados en el límite entre la Cordillera Principal y la Depresión Central.

La Figura 4.15 muestra 10 perfiles W-E distribuidos a lo largo de toda la zona de estudio y abarcando un área de 50 km². Estos 10 perfiles se realizaron con el DEM de resolución 4x4 m (Estay, en prep). Además, la Figura 4.16 muestra otros 5 perfiles los cuales abarcan un mayor largo, entre 4 y 8 km, y se realizaron con el DEM de resolución de 13x13 m.

En los primeros 4 perfiles (Figura 4.15a) es posible observar un cambio de pendiente ubicado aproximadamente a los 1500 m del inicio del perfil el cual está señalado por triángulos morados los cuales se corresponden con la ubicación de la línea morada en el mapa. En este escarpe se da paso de un terreno de bajo y plano a uno de pendiente empinada y que alcanza alturas hasta los 1300 m.

Los perfiles 4 – 6 muestran otro escarpe ubicado 600 m al oeste del anteriormente mencionado y está representado por la línea amarilla. Para estos escarpes es posible calcular un desnivel que varía entre 25 m a 100 m (Tabla 5.1). El máximo desnivel es de 100 m y corresponde al Cerro La Mesilla ubicado justo al sur del estero San Francisco.

Por último, los perfiles 7 – 10, muestran otro escarpe marcado con color rojo que corresponde al escarpe de la traza ya definida de la Falla Cariño Botado (Troncoso, 2014). En estos escarpes fue posible medir un desnivel entre 50 y 150 m (Tabla 5.1).

La litología en estos perfiles a ambos lados de los escarpes corresponde a la Formación Abanico.

Tabla 4.1. Desnivel de los escarpes mostrados en la Fig. 4.15.

Perfiles	Escarpes	
	Traza roja	Traza amarilla
5		80 m
6		70 m
7	50 m	60 m
8	60 m	
9	75 m	
10	130 m	

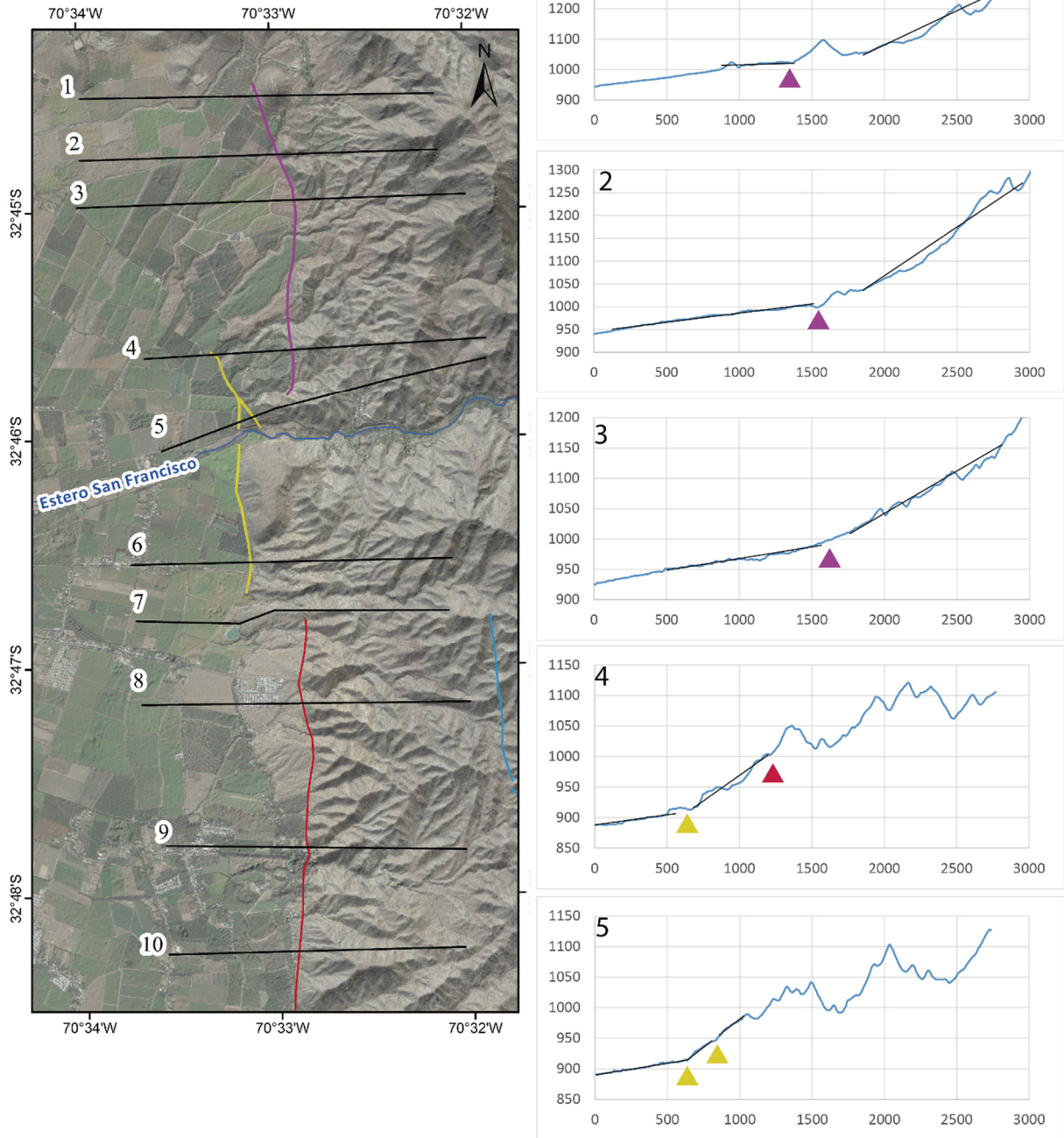


Figura 4.15a. Perfiles topográficos orientados W-E perpendiculares a la Falla Cariño Botado. Las líneas de colores del mapa representan los escarpes de falla y se corresponden con los triángulos de los perfiles de sus respectivos colores los que señalan el cambio de pendiente. Realizados con DEM de 4x4 m.

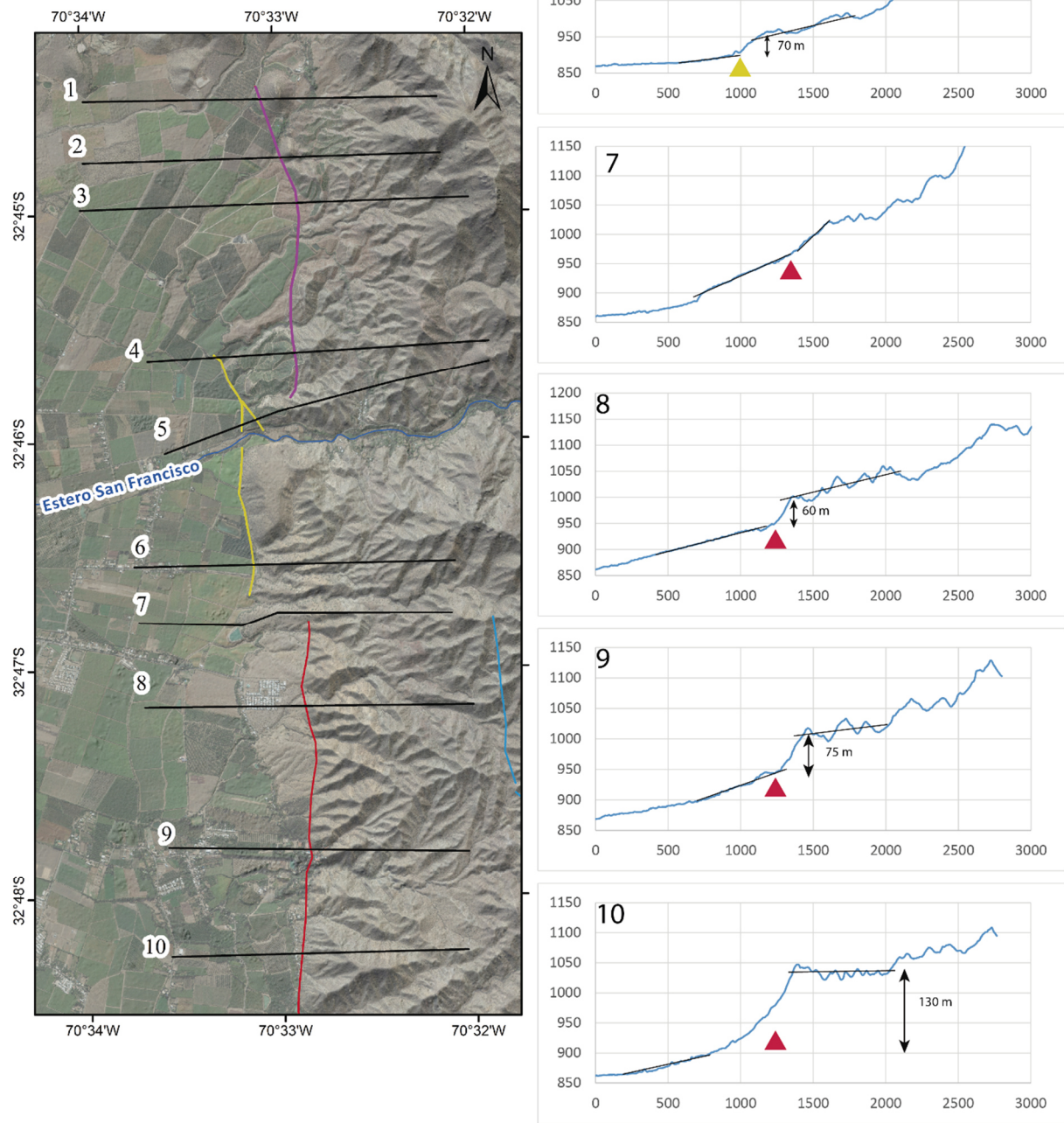


Figura 4.15b Continuación de los perfiles hacia el sur.

Los perfiles de la Figura 4.16 (A – E) abarcan una mayor longitud y son de menor detalle que los anteriores. Estos perfiles muestran un cambio de pendiente ubicado más al este que los anteriores. Como es posible observar en los perfiles, de oeste a este, primero se tiene el escarpe generado por la Falla Cariño Botado señalado en rojo, luego un nivel de baja pendiente para luego dar paso a un nuevo cambio de pendiente señalado por los triángulos azules y la línea azul en el mapa.

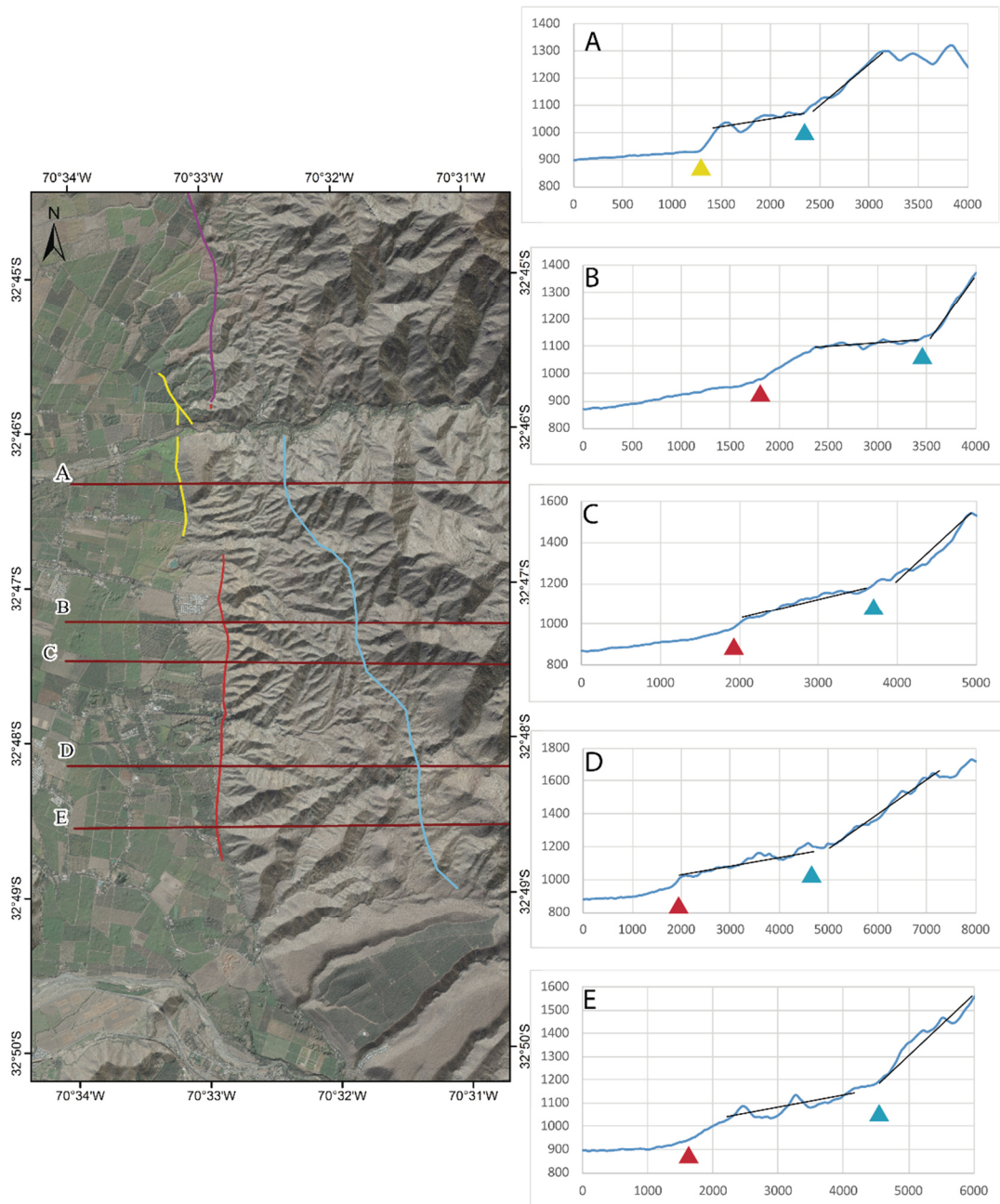


Figura 4.16. Perfiles de mayor longitud que muestran un escarpe al este de la Falla Cariño Botado. Los triángulos señalan el cambio de pendiente y en el mapa este está señalado por la línea del mismo color. Realizado con DEM de 13x13 m.

La Figura 4.17 muestra los tres niveles que se pueden observar en la parte sur del área, los escarpes están señalados en rojo y en azul los distintos niveles.

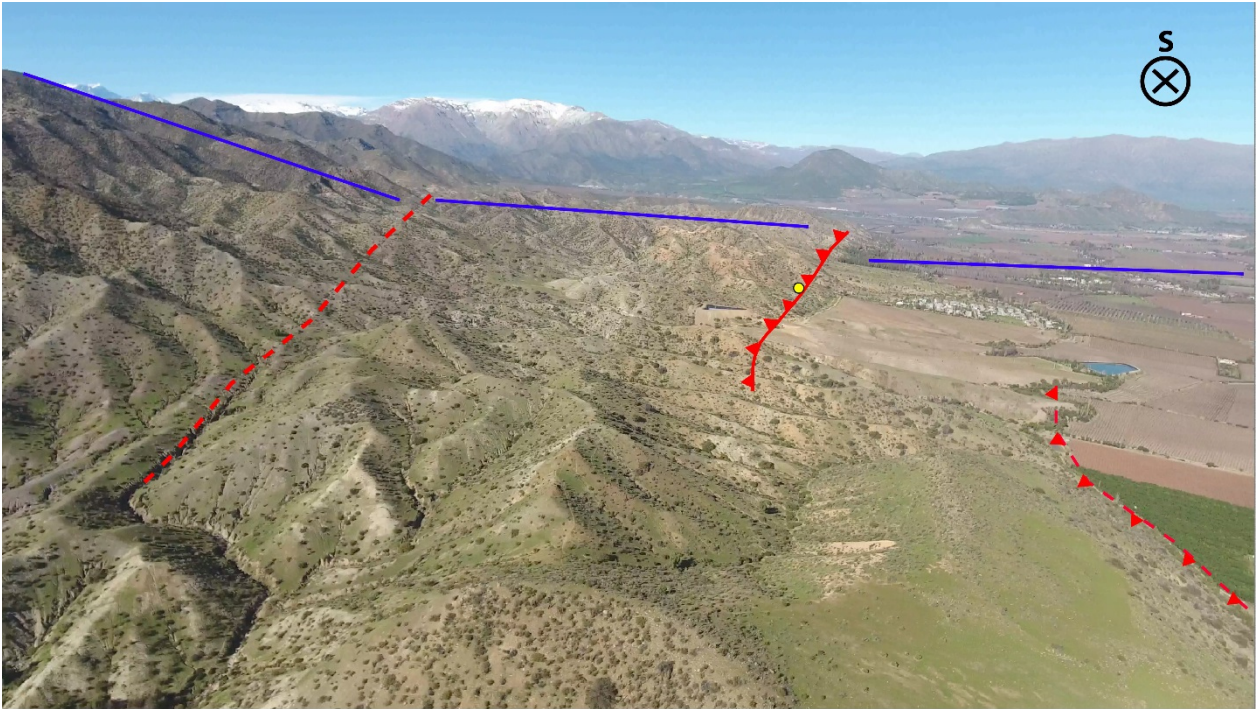


Figura 4.17. Foto tomada con el dron que muestra una vista hacia el sur desde el cerro La Mesilla. Se distinguen los tres niveles descritos con los perfiles anteriores. Con azul se están señalados los niveles y en rojo la ubicación de sus respectivos escarpes.

Escarpes menores no es posible observar debido a la resolución de los DEM disponibles y el efecto que tiene la vegetación sobre estos. Sin embargo, con el modelo 3D, en el sector del estero San Francisco se observó un pequeño desnivel (Figura 4.18), el cual podría corresponder a un escarpe de menos de 1 m.



Figura 4.18. Imagen obtenida del modelo 3D obtenido con Agisoft. Corresponde a una vista de la ladera norte del estero San Francisco. La estrella señala el lugar del afloramiento P3 y por sobre este es posible ver un lineamiento que está señalado por la línea roja punteada.

4.3 Estructuras

Con la información recopilada en los terrenos y con los perfiles topográficos realizados se redefinió la traza de la Falla Cariño Botado añadiendo nuevos segmentos y prolongándola hacia el norte. En la Figura 4.19 se muestra la Falla Cariño Botado con sus segmentos propuestos.

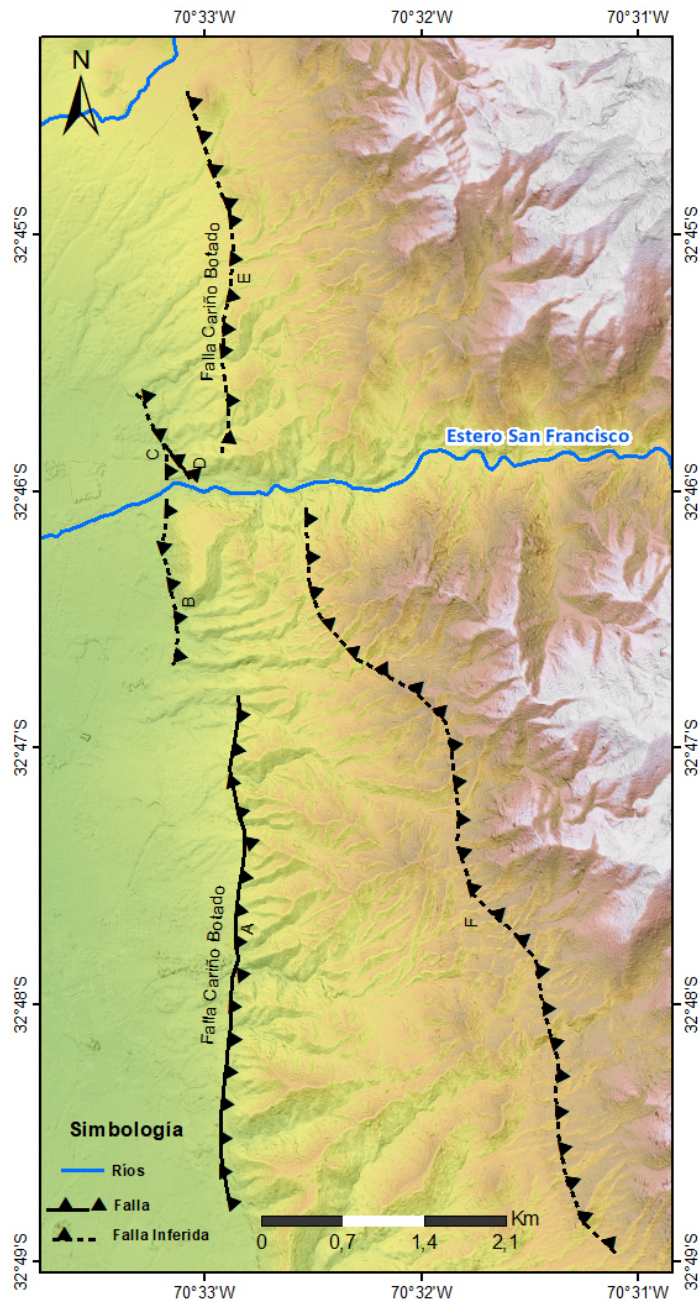


Figura 4.19. Mapa de la zona de estudio que muestra los segmentos de la Falla Cariño Botado.

Los segmentos A - F mostrados en la Figura 4.19 se definieron principalmente de acuerdo con los escarpes observados en los perfiles topográficos (Figs. 4.15 y 4.16).

El segmento A y B fueron definidos por Troncoso (2014) como una parte observada y otra inferida de la Falla Cariño Botado respectivamente. El segmento C corresponde a la continuación del segmento B hacia el norte del estero San Francisco formando estos dos un solo segmento. D corresponde al segmento observado en el afloramiento P3 ubicado a un lado del camino San Francisco en el cual se midió un rumbo NW, el segmento E corresponde a los escarpes ubicados al norte del estero San Francisco que continúan hasta la quebrada del barro con el mismo rumbo que la traza observada de la Falla Cariño Botado, por último, el segmento F, el ubicado más al este, es el cual se observó con los perfiles topográficos de mayor longitud (Figura 4.16) donde luego de este escarpe la altura de la cordillera aumenta notablemente. La Tabla 5.2 muestra los distintos segmentos y sus respectivos largos.

Tabla 4.2. Longitud de los segmentos de la Falla Cariño Botado.

Segmento	Inf/Obs	Longitud (m)
A	Observado	3800
B+C	Inferido	2050
D	Observado	350
E	Inferido	2700
F	Inferido	5900

4.4 Sismicidad

Los registros sismológicos obtenidos de la USGS se representaron como muestra la Figura 5.20a donde se observa un perfil con todos los tipos de sismos entre los 32°30'S y 33°S señalando los sismos corticales bajo la Cordillera Principal a profundidades menores de 25 km. La Figura 5.20b muestra estos sismos en una vista en planta diferenciándolos por magnitud y profundidad. Se encontraron dos clúster sísmicos que son producto de actividad minera, el superior de la derecha está asociado al yacimiento El Soldado y el inferior al yacimiento Andina – Los Bronces, estos debido a su origen minero no se consideran para un análisis estructural del área.

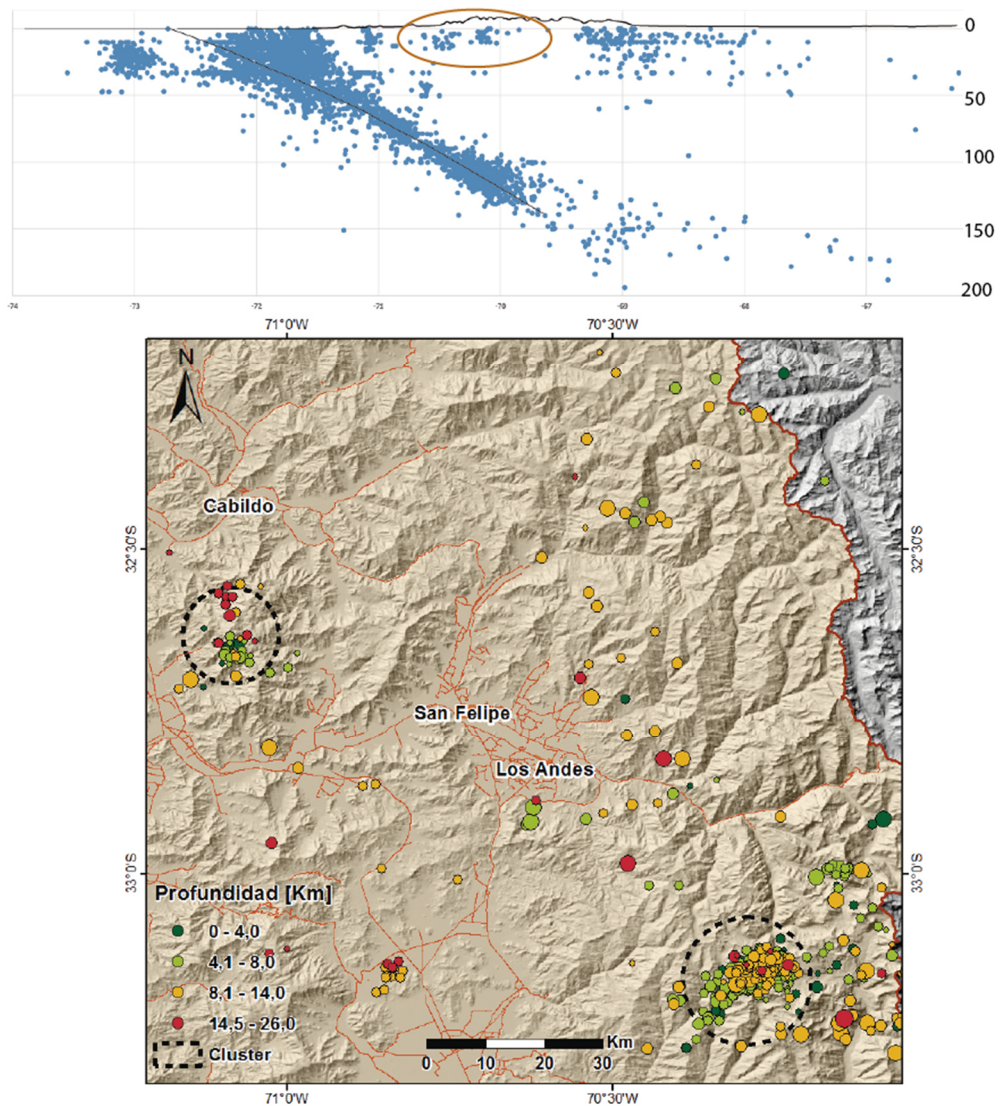


Figura 4.20. a) Perfil entre 32°30'S y 33°S que muestra los sismos ocurridos entre 1970 y presente y de magnitudes mayores a 2,5. b) Sismos corticales en el área de estudio, color indica profundidad y tamaño magnitud. En círculo se encuentran el clúster El Soldado (izquierda) y el clúster Andina-Los Bronces (derecha). Fuente USGS <https://earthquake.usgs.gov/>

Los sismos no presentan una alta concentración ni una distribución preferente, pero estos se sitúan en su mayoría al lado este de la Zona de Falla Pocuro (Figura 5.21).

Se observan algunos sismos situados sobre o muy cercano a la traza de algunas fallas, para el caso particular de la Falla Cariño Botado se puede observar que el sismo registrado más cercano se ubica 2 km al noreste del segmento más al norte.

Los sismos ubicados en la parte oriental pueden explicarse de dos modos: 1) Estos sismos pueden corresponder a las prolongaciones en profundidad de las fallas, o 2) pueden ser de estructuras corticales no mapeadas aún. Sin embargo, por la baja concentración de sismos es difícil definir alguna nueva estructura a partir de estos y sin

la información mecanismo focal no es posible saber a qué tipo de estructura está asociado.

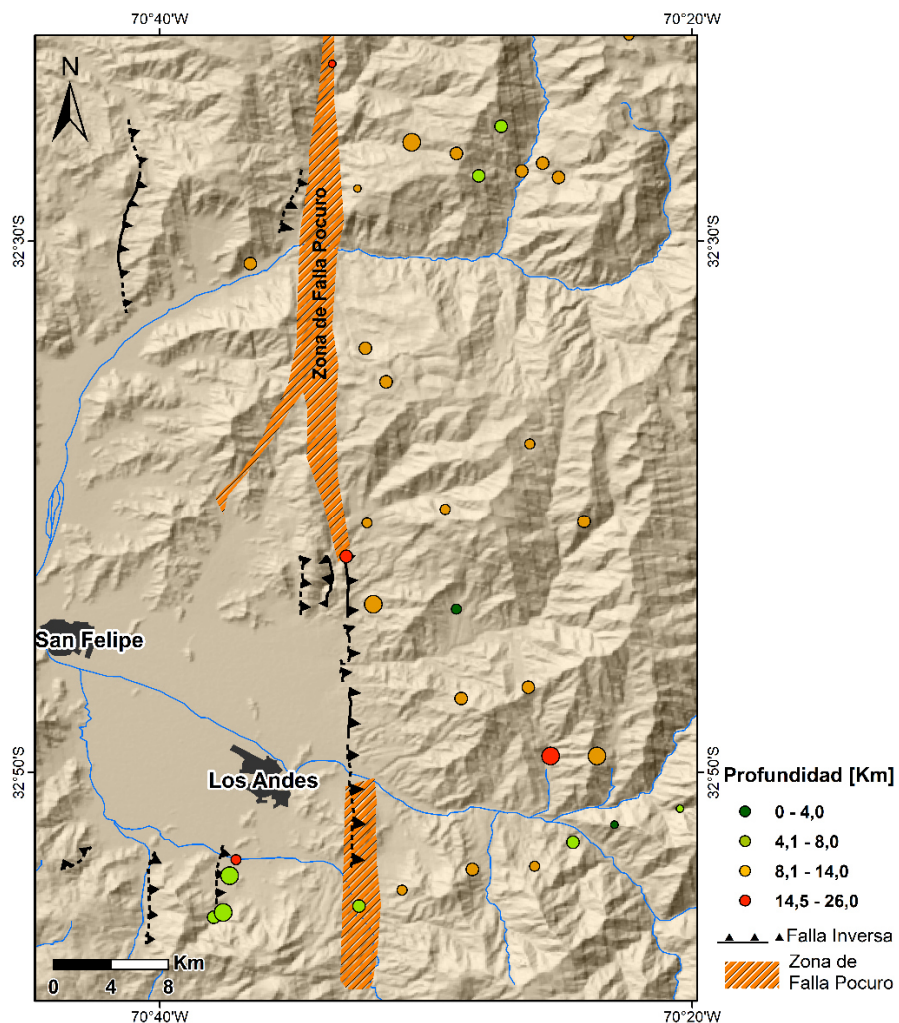


Figura 4.21. Sismos corticales junto con las estructuras del área del estudio recopiladas de los trabajos de Campbell (2005), Troncoso (2014) y Machuca (2017). Los sismos están representados por círculos, las líneas negras representan las fallas y en naranja se muestra la Zona de Falla Pocuro.

4.5 Peligro sísmico

Una forma sencilla de estimar el peligro sísmico es utilizando las relaciones empíricas que proponen Wells y Coppersmith (1994), donde relacionan la magnitud de momento sísmico con longitud de ruptura en superficie y magnitud de momento sísmico con desplazamiento máximo de la falla.

Para la Falla Cariño Botado, Troncoso (2014) calculó un M_w entre 6,0 a 6,5 considerando un largo de ruptura entre 8,7 y 16,5 km. Con los nuevos antecedentes se recalculó la magnitud del momento sísmico considerando los nuevos segmentos definidos. Para esto se consideraron seis casos diferentes donde se varía la longitud de la ruptura en superficie y la profundidad a la cual ocurren.

Se consideraron tres largos de ruptura diferentes, el primero de estos considera 9 km que corresponde a la suma de los segmentos ubicados en el límite de la Depresión Central con la Cordillera (A-E, en la Tabla 5.2), en el segundo caso se utilizaron 13,5 km que corresponde a los anteriores 9 km más 4,5 km que corresponde a la prolongación de la falla hasta el río Aconcagua propuesta por Troncoso (2014) y, por último, una ruptura de aproximadamente 20 km en la cual la falla llegaría hasta la Pampa Bypass, el cual corresponde al caso máximo de prolongación de la falla hacia el sur propuesto por Troncoso (2014). Por otro lado, se consideraron profundidades de 10 km que corresponde a la profundidad promedio de los sismos graficados en la Figura 4.21 y 20 km como la profundidad máxima a la cual ocurren estos.

En la Figura 4.22 se muestran los gráficos de Wells y Coppersmith (1994) con la relación desplazamiento vs magnitud y longitud de ruptura en superficie vs magnitud para los diferentes casos.

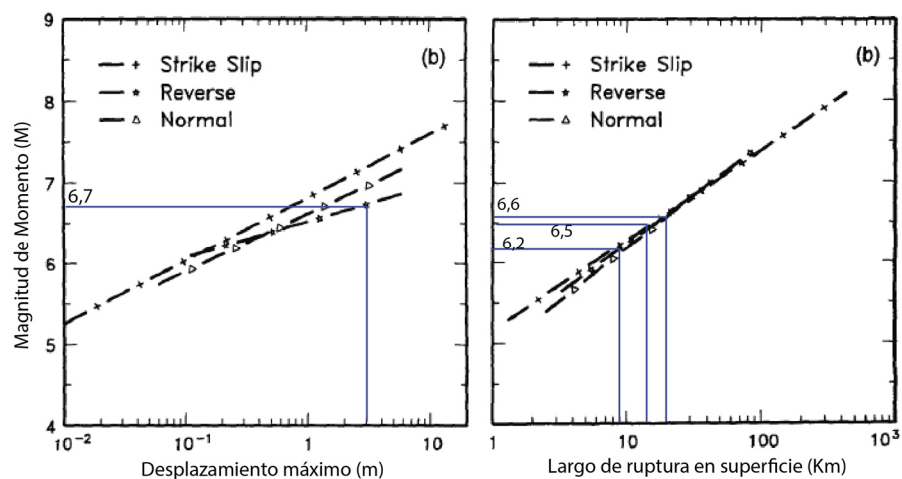


Figura 4.22. Gráficos Magnitud vs Desplazamiento y Magnitud vs Largo de ruptura en superficie tomados de Wells y Coppersmith (1994). En azul se tienen las estimaciones de la magnitud para los distintos largos de ruptura y para un desplazamiento de 3 m con los que se obtuvieron valores entre 6,2 y 6,7.

Los valores obtenidos para la magnitud de momento de la Falla Cariño Botado usando estas relaciones empíricas son M_w entre 6,2 y 6,7.

Además de los modelos empíricos entregados por Wells y Coppersmith (1994), se tiene la fórmula de Hanks y Kanamori (1979) para el cálculo de la magnitud del momento mediante el momento sísmico (M_o).

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_o - 10.7 \quad y \quad M_o = \mu * A * d$$

Donde, M_o es el momento sísmico, μ es el módulo de deformación de las rocas que se considera como $3 \cdot 10^{11}$ [dyna/cm²], A es el área de ruptura en cm² y d es el desplazamiento en el plano de falla en cm.

Sin embargo, para esta fórmula es necesario conocer una mayor cantidad de parámetros los que no se conocen con certeza por lo que se realizaron aproximaciones simples para cada uno.

Para el área de ruptura de la Falla Cariño Botado se consideraron los seis casos mencionados anteriormente obteniéndose las magnitudes señaladas en la Tabla 4.3 para cada caso.

Tabla 4.3. Magnitudes calculadas para posibles sismos generados por la Falla Cariño Botado

Casos	Largo (Km)	Ancho (Km)	Desplazamiento (m)	M_o	M_w
A	9	10	3	8,1E+25	6,6
B	13,5	10	3	1,21E+26	6,7
C	20	10	3	1,8E+26	6,8
D	9	20	3	1,62E+26	6,8
E	13,5	20	3	2,43E+26	6,9
F	20	20	3	3,6E+26	7,0

Estos últimos resultados entregan valores de M_w entre 6,6 a 7,0, rango mayor al obtenido por las relaciones de Wells y Coppersmith (1994).

Comparando estos resultados con registros de sismos corticales, por ejemplo, Las Melosas, 1958 con un $M_s \sim 6,9$ (Sepúlveda et al., 2008), Curicó, 2004 con $M_w \sim 6,2$ (Farías, 2007), Christchurch, 2011 con $M_w \sim 6,2$ (Beavan, 2011) y ChiChi, 1999 con $M_w \sim 7,6$ (Huang, 2016) los valores de magnitud obtenidos para la Falla Cariño Botado son similares a las magnitudes de sismos corticales ocurridos.

5 DISCUSIÓN

5.1 Estructuras

Como se mencionó anteriormente los diferentes segmentos de la Falla Cariño Botado se definieron a partir de los datos observados en terreno y también con los perfiles topográficos obtenidos con los modelos de elevación digital mostrados en las secciones anteriores.

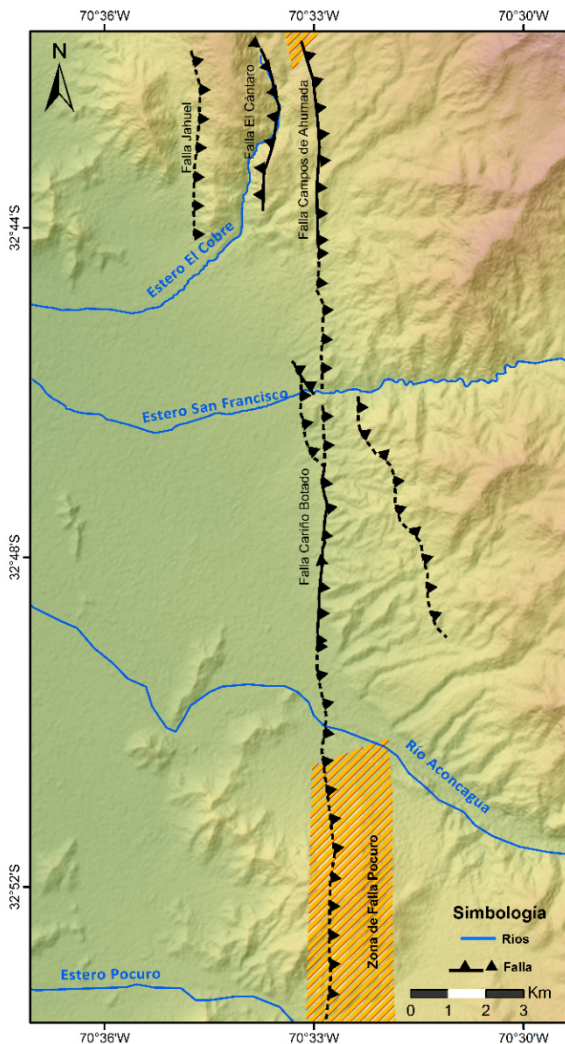


Figura 5.1. Falla Cariño Botado, junto con otras estructuras de la zona de estudio. Compilado de Troncoso (2014), Machuca (2017) y este trabajo.

Los seis segmentos definidos anteriormente (Figura 4.19) se definieron en base a los perfiles topográficos y también según los tramos anteriormente definidos por Troncoso (2014). En la Figura 5.1 se propone una posible unión de algunos segmentos en superficie.

En primer lugar, se tiene el segmento principal, que corresponde al segmento observado en el sector de Cariño Botado – El Higueral definido por Troncoso (2014), este segmento se puede prolongar hacia el sur hasta la Pampa Bypass (Troncoso, 2014). Hacia el norte, en las cercanías del cerro La Mesilla, se produce una bifurcación, un brazo sigue el mismo rumbo NS, posiblemente uniéndose con el segmento ubicado al norte del estero San Francisco, y el otro brazo va hacia el oeste con un rumbo NW que luego pasa a ser N-S pasando justo por el borde occidental del cerro La Mesilla y llega hasta unos metros al norte del estero San Francisco, donde se une con el segmento observado en el afloramiento del estero San Francisco de rumbo aproximado N50W.

Como se pudo observar en los perfiles de las Figs. 4.15 y 4.16 los escarpes son de distintas magnitudes en los distintos segmentos, algunos escarpes dan paso a un nuevo nivel de pendiente relativamente baja, como por ejemplo el escarpe en la traza principal, mientras que otros dan paso a un aumento brusco de la altura de la Cordillera Principal como el escarpe ubicado en la zona norte y el que está ubicado más al este. Estas diferencias de magnitudes en los escarpes pueden deberse a un movimiento no homogéneo de los segmentos en cuanto a magnitud de desplazamiento o como también a una mayor erosión y menor conservación en algunos de los escarpes.

Con respecto al segmento F (Figura 4.19), ubicado en la parte más oriental, este se ubica a 500 m de la traza principal de la Falla Cariño Botado en la parte norte, mientras que hacia al sur se distancian los segmentos estando separados hasta por 3 km. Dada la distancia en la parte norte podría corresponder a la misma falla siendo un segmento más, pero por la distancia en la parte sur y además que está casi en los límites de la zona afectada por la Zona de Falla Pocuro podría corresponder a otra estructura que podría estar conectada en profundidad a la Falla Cariño Botado teniendo una rampa de despegue común. En caso de que fueran estructuras distintas no es posible asignarle una edad mínima de movimiento. Asociado a este segmento también es posible observar una quebrada de orientación N-S ubicada justo en el escarpe de este segmento (Figura 4.17) cuya formación podría estar relacionada a la falla que pasa en este sector.

Además, como se puede observar en la Figura 5.1, hacia el norte se encuentra la Falla Campos de Ahumada (Machuca, 2017) cuyo rumbo coincide con la de la Falla Cariño Botado por lo que la Falla Campos de Ahumada podría ser la continuación de la Falla Cariño Botado hacia el norte. Entonces considerando que la Falla Campos de Ahumada puede ser la continuación de la Falla Cariño Botado, esta última alcanzaría un largo máximo de 30 km.

Por la diferencia de alturas medidas en los escarpes, de máximo 150 m, es posible estimar una tasa mínima de alzamiento de 0,06 mm/año, asumiendo que el desplazamiento de 3 m registrado ha ocurrido durante el Cuaternario.

Por otro lado, el alto ángulo de manteo de la Falla Cariño Botado, de un máximo de 70°E, se puede deber a la utilización de las zonas de debilitamiento de la Zona de Falla Pocuro (Troncoso, 2014) la cual fue descrita en un inicio como una falla normal.

No está demás mencionar que la zona de estudio se caracteriza por presentar una gran cantidad de diversas plantaciones, es decir que ha sido alterada por la influencia antropogénica. Debido a esto es posible que los escarpes observados puedan estar modificados y por lo mismo es posible que no se hayan observado todos los escarpes de la zona.

5.2 Peligro sísmico

El menor largo que se consideró para el cálculo de la magnitud de un posible sismo fue de 9 km que corresponde a la suma de los segmentos A - E de la Tabla 4.2. Valores menores a estos 9 km no se consideraron para el cálculo de peligro sísmico, ya que es poco probable que ocurra una ruptura menor de 10 km como lo demuestran algunos ejemplos de sismos anteriores, Curicó 2004 (Fariás, 2007), Christchurch 2011 (Beavan, 2011) y ChiChi 1999 (Huang, 2016), los cuales han tenido largos de ruptura de 33, 10-16 y 80 km respectivamente.

En cuanto al desplazamiento de 3 m es posible que este haya ocurrido en más de un evento sísmico ya que en el afloramiento no es posible observar la cantidad máxima de eventos. Usando las relaciones de Wells y Coppersmith (1994) de largo de ruptura en superficie vs desplazamiento máximo (Figura 5.2) se tiene que para un desplazamiento de 3 m es necesario una ruptura de más de 100 km y con una ruptura de 10 km se obtendría un desplazamiento de 1 m, por lo tanto, según estas relaciones empíricas es posible que el desplazamiento de 3 m haya ocurrido en más de un evento. Si consideramos un desplazamiento mínimo de 1 m, con un largo de ruptura de 9 km y profundidad de 10 km, se obtiene un nuevo M_w mínimo de 6,3.

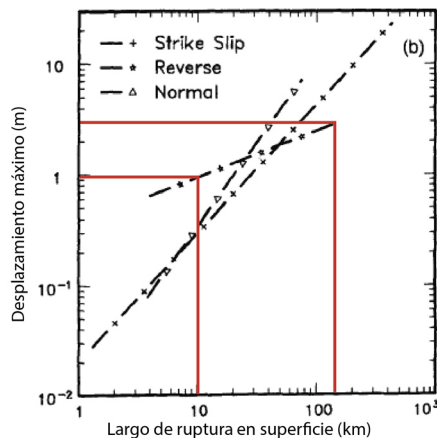


Figura 5.2. Gráfico de desplazamiento máximo vs largo de ruptura superficial, tomado de Wells y Coppersmith (1994). Con rojo se muestra el desplazamiento para rupturas de 10 y 150 km.

Otro caso es si consideramos lo visto en el punto anterior, en el cual sería posible prolongar aún más la Falla Cariño Botado hacia el norte formando una sola con la Falla Campos de Ahumada, tomando en consideración aquello, es posible estimar una nueva magnitud máxima para un sismo, tomando un largo de ruptura en superficie que alcanzaría los 30 km, considerando una profundidad de 20 km y un desplazamiento de 3 m se obtiene un M_w máximo de 7,1.

Finalmente, si consideramos los dos nuevos casos descritos se tiene un peligro sísmico asociado a la Falla Cariño Botado del orden de $M_w \sim 6,3 - 7,1$.

5.3 WATS

Se han propuestos varios modelos conceptuales para explicar la formación de los Andes. Estos modelos se pueden dividir en dos tipos: modelos de vergencia este y vergencia oeste. Entre los de vergencia este se encuentra el modelo de cuña (Allmendinger et al., 1990), el modelo de dúplex (Schmitz, 1994) y el modelo de rampa de despegue de vergencia este (Giambiagi et al., 2003b, 2012, 2015; Ramos et al., 2004; Farías et al., 2010).

Armijo et al., (2010) plantearon un nuevo modelo de evolución de los Andes en el cual el orógeno es bivergente, es decir, se tiene un sistema de fallas de vergencia E al lado argentino como un sistema de fallas con vergencia W en la Cordillera Frontal. Dicho sistema de fallas es denominado WAT (*West Andean Thrust*) que es un sistema tipo fajas plegadas y corridas en formación, compuesto por fallas inversas en forma de rampa y de despegue enraizadas bajo el basamento de la Cordillera Frontal (Figura 5.3).

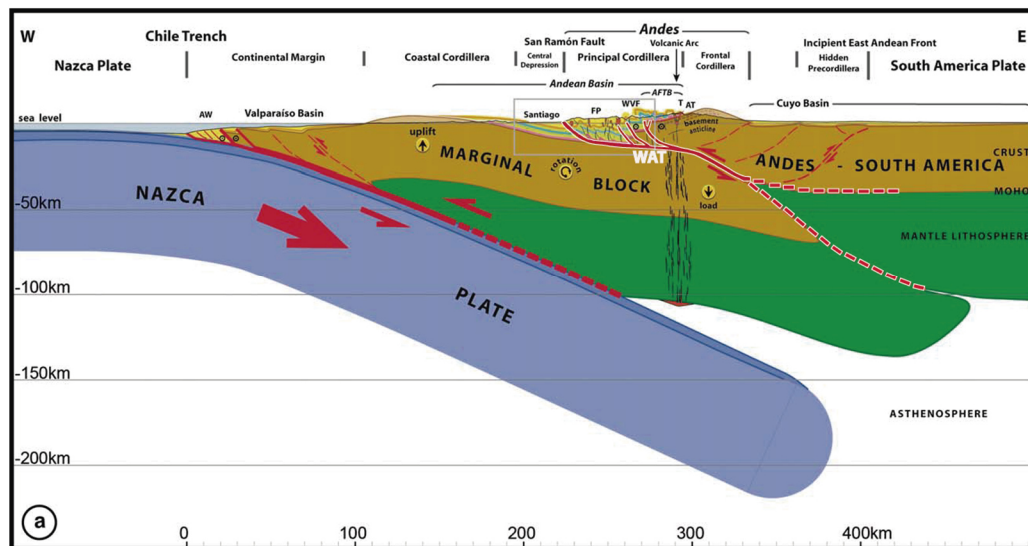


Figura 5.3. Modelo de Armijo et al., (2010) a los 33°30'S. El WAT es representado como una subducción intraplaca donde la Cordillera Frontal actúa como bulldozer.

Comenzando, Armijo et al., (2010), definieron un perfil a la latitud de 33°28'S en el cual basaron la definición de los rasgos geomorfológicos, los cuales también es posible encontrarlos en la altitud de la zona de estudio, a los 32°47'S, aunque con una incipiente Precordillera, por lo tanto, a priori se podría evaluar el modelo en esta zona.

En este modelo (WATS), la Falla San Ramón, corresponde a la expresión superficial del WATS y es la falla más occidental que compone este sistema. Las características de la Falla Cariño Botado son similares a la Falla San Ramón, ambas son fallas inversas de vergencia oeste, de rumbo aproximadamente N-S, están ubicadas en el piedemonte cordillerano y registran movimiento Cuaternario, dado estas similitudes, la Falla Cariño

Botado correspondería a la expresión superficial del WAT en la zona comprendida entre los 32°40'S y 32°55'S, cumpliendo el mismo rol que la Falla San Ramón en el WAT.

Sin embargo, el WAT abarca una mayor escala, en este trabajo solo se compara la parte más occidental del modelo, comparando la Falla San Ramón con la Falla Cariño Botado, por lo que para un mayor entendimiento de la arquitectura de la zona es necesario un estudio que abarque una mayor área.

6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La Falla Cariño Botado es una estructura de carácter inverso que presenta actividad cuaternaria, se extiende desde 3 km al SE de Cariño Botado hasta la quebrada del barro, alcanzando un largo mínimo de 9 km y máximo 20 km, tiene un manteo variable entre 40° a 70° al E y un rumbo principalmente N-S. Esta falla se encuentra segmentada, con escarpes de diferentes magnitudes.

Con respecto a las hipótesis mencionadas estas se cumplen, ya que se encontró evidencia de una gran zona de falla inversa limitando el frente montañoso por lo que el WATS se encuentra también en esta zona.

El borde occidental de la Cordillera Principal en la zona de Los Andes es un frente activo que presenta un peligro sísmico asociado a la Falla Cariño Botado es del orden de $M_w \sim 6,3 - 7,1$ y es una importante fuente de peligro sísmico en Chile Central.

La siguiente Tabla 6.1 muestra la comparación de la tabla presentada en la introducción (Tabla 1.1) con los nuevos datos agregados en este trabajo.

Tabla 6.1. Comparación de los parámetros de estudios previos de la Falla Cariño Botado con los de este trabajo.

Parámetros	Estudios previos	Este Trabajo
Ubicación.	Parcialmente, hasta el estero San Francisco.	Hasta Quebrada el barro.
Estilo de la falla.	Inversa.	Inversa.
Deslizamiento por evento.	4,75 metros.	3 metros.
Presencia de roca de falla.	N/A	Roca de falla y gouge.
Otras fallas cercas.	Quizás, el oeste.	Al este.
Mw estimado.	Entre 6,0 - 6,5.	Entre 6,3 - 7,1.
Largo.	8,7 a 16,5 km.	9 a 20 km.
Espesor sismogénico.	N/A	20 km.

Se recomienda realizar estudios geofísicos para conocer en profundidad las estructuras, visitas a terrenos para corroborar que los escarpes corresponden a fallas y realizar dataciones para acotar edades y velocidades del movimiento de las fallas.

7 BIBLIOGRAFÍA

Aguirre, L. (1960). Geología de Los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Boletín No9. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago.

Allmendinger, R. W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C., y Isacks, B. L. (1990). Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30 S latitude. *Tectonics*, 9(4), 789-809.

Anderson, J. L., Osborne, R. H., y Palmer, D. F. (1983). Cataclastic rocks of the San Gabriel fault—an expression of deformation at deeper crustal levels in the San Andreas fault zone. *Tectonophysics*, 98(3-4), 209-251.

Anderson, J. E., Ekman, L., Nordqvist, R., y Winberg, A. (1991). Hydraulic testing and modelling of a low-angle fracture zone at Finnsjön, Sweden. *Journal of Hydrology*, 126(1-2), 45-77.

Barrientos, S. (2007). Earthquakes in Chile. The geology of Chile. The Geological Society, London, 263-287.

Barrientos, S., Vera, E., Alvarado, P., y Monfret, T. (2004). Crustal seismicity in central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(8), 759-768.

Beavan, J., Fielding, E., Motagh, M., Samsonov, S., y Donnelly, N. (2011). Fault location and slip distribution of the 22 February 2011 Mw 6.2 Christchurch, New Zealand, earthquake from geodetic data. *Seismological Research Letters*, 82(6), 789-799.

Brüggen, M. J. (1950). Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar.

Cahill, T., y Isacks, B. L. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B12), 17503-17529.

Caine, J. S., Evans, J. P., y Forster, C. B. (1996). Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24(11), 1025-1028.

Campbell, D. (2005). Termocronología del sector comprendido entre los ríos Rocín y Aconcagua: Implicancias en la evolución Meso-Cenozoica de la zona. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Carter, W. y Aguirre, L. (1965). Structural geology of Aconcagua Province and its relationship to the Central Valley graben, Chile. *Geological Society of American Bulletin*, 76(6), 651-664.

Caviedes, C. (1972). Geomorfología del Cuaternario del valle del Aconcagua, Chile central.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gana, P., Kay, S. M., Muñoz, N., Wyss, A. R. y Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S). *Journal of South American Earth Sciences*, 15 (1), 117- 139.

Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J. J., Iturra, N. y 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 Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, 236(1-2), 43-77.

Chester, F. M., y Logan, J. M. (1987). Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. *Journal of Structural Geology*, 9(5-6), 621-IN6.

Cristallini, E. O. (1996). La faja plegada y corrida de La Ramada. Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza Ramos, VA, 349-386.

Cristallini, E. O., y Ramos, V. A. (2000). Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32 SL). *Tectonophysics*, 317(3-4), 205-235.

Estay, J. (2017). Tectónica Activa en el borde occidental de la Cordillera Principal, entre el río Choapa y el Cordón de Chacabuco (32°-33°S). Tesis en preparación.

Farías, 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 en ciencias, mención geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Farías, M., Carretier, S., Charrier, R., Martinod, J., Tassara, A., Encinas, A., y Comte, D. (2008). No subsidence in the development of the Central Depression along the Chilean margin. In 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Extended Abstracts: Nice, France, Institut de Recherche pour le Développement (IRD) and the University of Nice-Sophia Antipolis (206-209).

Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., y Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3).

Fock, A. (2005). Cronología y tectónica de la exhumación en el neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Tesis para optar al grado de magister en ciencias, mención geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología

Giambiagi, L. B., Alvarez, P. P., Godoy, E., y Ramos, V. A. (2003). The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, 369(1-2), 1-19.

Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Tassara, A., y Hoke, G. (2012). Thrust belts of the southern Central Andes: Along-strike variations in shortening, topography, crustal geometry, and denudation. *Bulletin*, 124(7-8), 1339-1351.

Giambiagi, L., Tassara, A., Mescua, J., Tunik, M., Alvarez, P. P., Godoy, E., y Tapia, F. (2015). Evolution of shallow and deep structures along the Maipo–Tunuyán transect (33° 40' S): from the Pacific coast to the Andean foreland. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 63-82.

Goddard, J. V., y Evans, J. P. (1995). Chemical changes and fluid-rock interaction in faults of crystalline thrust sheets, northwestern Wyoming, USA. *Journal of Structural Geology*, 17(4), 533-547.

Hanks, T. C. y Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84 (B5): pp. 2348 - 2350.

Huang, W. J., Chen, W. S., Lee, Y. H., Yang, C. C., Lin, M. L., Chiang, C. S., y Lu, S. T. (2016). Insights from heterogeneous structures of the 1999 Mw 7.6 Chi-Chi earthquake thrust termination in and near Chushan excavation site, Central Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(1), 339-364.

Jara, P. (2013). Tectónica mezo-cenozoica en la cordillera principal de Chile central entre 32° y 33°S. Análisis a partir de nuevos antecedentes de campo y modelamiento analógico. Tesis de grado para optar al grado de doctor en ciencias mención geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología.

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, Boletín N° 8, 95p. Santiago

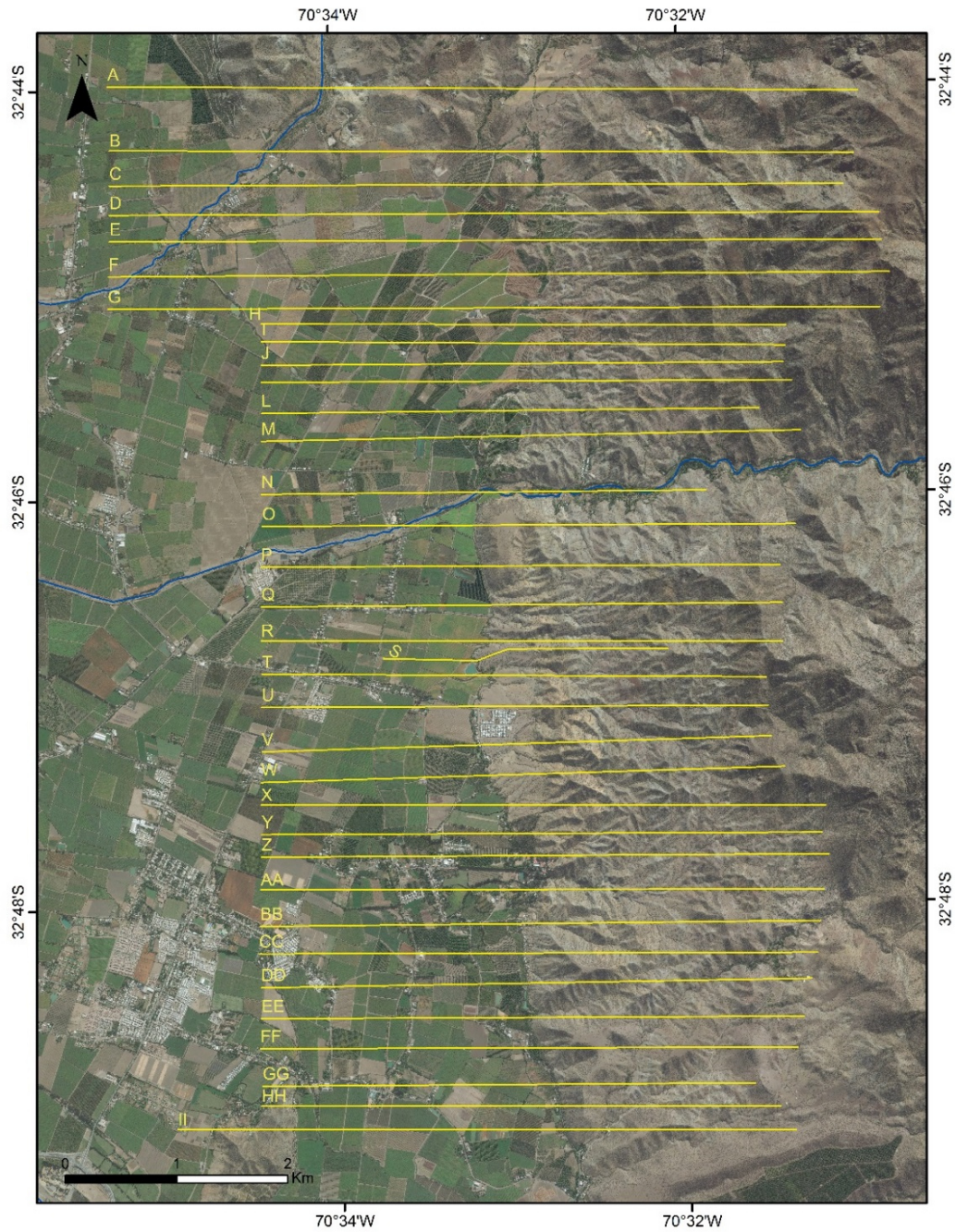
Killick, A. M. (2003). Fault rock classification: an aid to structural interpretation in mine and exploration geology. *South African Journal of Geology*, 106(4), 395-402.

- Machuca, C. (2017). Estratigrafía y estructuras de la Zona de Falla Pocuro entre los 32°30' y los 33°S. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Moscoso, R., Padilla, H., y Rivano, S. (1982). Hoja Los Andes: región de Valparaíso: carta geológica de Chile 1: 250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería
- Mpodozis, C., y Ramos, V. (1989). The Andes of Chile and Argentina. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: Circum-Pacific council for energy and mineral resources, Earth Science Series 11, 59–90.
- Padilla, H. (1981). Contribución a la Geología y Petrología de las rocas volcánicas e intrusivas de los Andes Chilenos entre las latitudes 33°45' y 33°00'S. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Pardo, M., Monfret, T., Vera, E., Yáñez, G., y Eisenberg, A. (2004). Flat-slab to steep subduction transition zone in central Chile-western Argentina: body waves tomography and state of stress. In AGU Fall Meeting Abstracts.
- Pardo Casas, F., Molnar, P., (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6(3), 233–248.
- Pilger, R.H., (1981). Plate reconstructions, aseismic ridges, and low angle subduction beneath the Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 92(7), 448–456.
- Pilger, R.H., (1984). Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 793–802.
- Ramos, V. A., Cegarra, M., y Cristallini, E. (1996). Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30–36 S latitude). *Tectonophysics*, 259(1-3), 185-200.
- Ramos, V. A., Zapata, T., Cristallini, E., y Introcaso, A. (2004). The Andean Thrust System-Latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening. *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*, edited by K. R. McClay, AAPG Mem., 82, 30–50.
- Rauld, R. (2002). Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago oriente, entre el río Mapocho y la quebrada de Macul. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Rauld, R. (2011). Deformación Cortical y Peligro Sísmico Asociado a la Falla San Ramón en el Frente Cordillerano de Santiago, Chile Central (33° S). Tesis de grado para optar al grado de doctor en ciencias mención geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología
- Rivano, S. (1996) Geología de la Hojas Quillota y Portillo. 1: 250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. 191 p.
- Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M., y Villarroel, R. (1990). Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32° - 34°S). *Andean Geology*, 17(2), 205-214.
- Schmitz, M. (1994). A balanced model of the southern Central Andes. *Tectonics*, 13, 484–492.
- Scholz, C. H., y Anders, M. H., (1994). The permeability of faults. The mechanical involvement of fluids in faulting, editores S. Hickman, R. Sibson, and R. Bruhn, US Geological Survey-Red Book LXIII, OF Report, 94-228.
- Sellés, D., y P. Gana (2001), Geología del área Talagante–San Francisco de Mostazal, Regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins, Carta Geológica de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería.

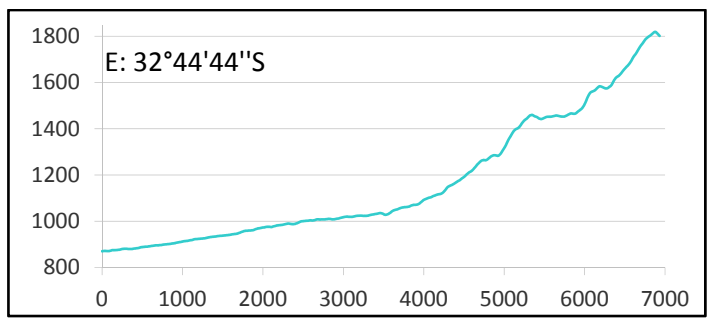
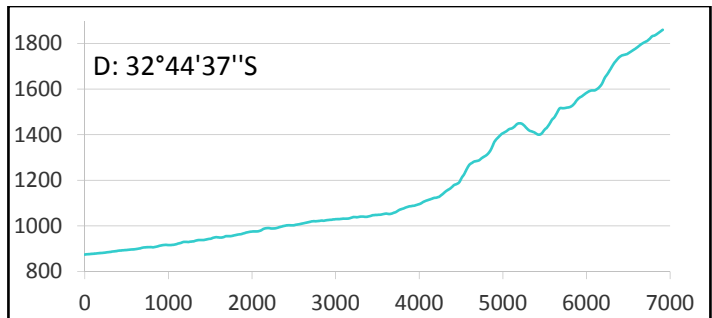
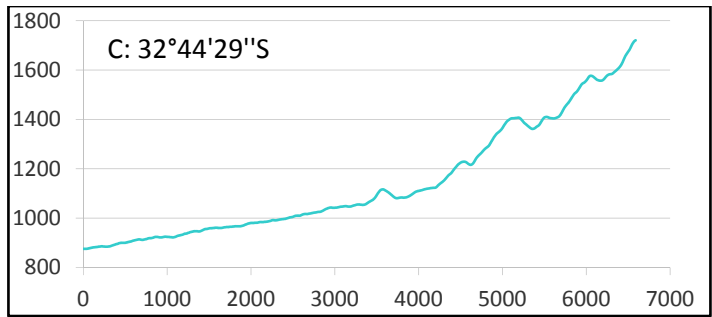
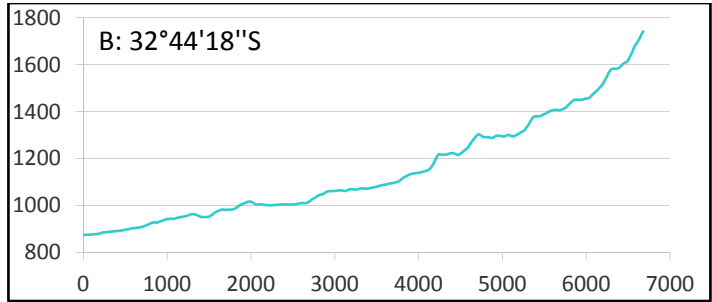
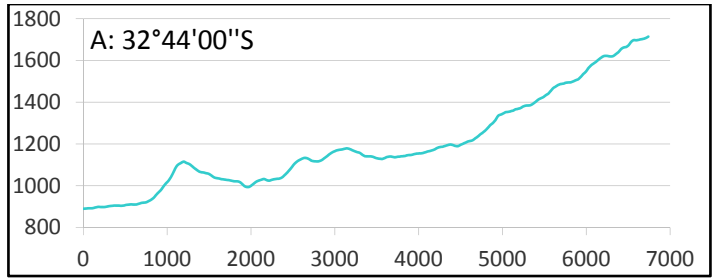
- Sepulveda, S. A., Astroza, M., Kausel, E., Campos, J., Casas, E. A., Rebolledo, S., y Verdugo, R. (2008). New findings on the 1958 Las Melosas earthquake sequence, central Chile: implications for seismic hazard related to shallow crustal earthquakes in subduction zones. *Journal of Earthquake Engineering*, 12(3), 432-455.
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.
- Sibson, R. H. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, 133(3), 191-213.
- Smith, L., Forster, C. B., y Evans, J. P., (1990), Interaction of fault zones, fluid flow, and heat transfer at the basin scale. *Hydrogeology of permeability environments: International Association of Hydrogeologists*, 2, 41-67.
- Somoza, R., (1998). Updated Nazca (Farallon)—South America relative motions during the last 40My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3), 211-215.
- Somoza, R., Ghidella, M.E., (2012). Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters*, 331, 152-163.
- Tassara, A. (2005). Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano-Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15-34 S). *Tectonophysics*, 399(1-4), 39-57.
- Thiele, R., (1980). Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 29, 21p.
- Thomas, H., (1958). Geología de la cordillera de la costa entre el Valle de la Ligua y la Cuesta de Barriga. *Boletín N° 2*, Instituto de Investigaciones Geológicas, 86 p.
- Troncoso, M. (2014). Evidencia geomorfológica de neotectónica en el borde oriental de la depresión Los Andes - San Felipe, provincia de Los Andes, región de Valparaíso. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias, mención geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T. K., Forman, S. L., Rebolledo, S., Baize, S., y Armijo, R. (2014). Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology*, 42(12), 1083-1086.
- Wells, D. L., y Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.
- Yañez, G.A., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C.R., Selles, D., (2002). The Challenger– Juan Fernández – Maipo major tectonic transition of the Nazca – Andean sub-duction system at 33–34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 23–38.
- Woodcock, N. H., y Mort, K. (2008). Classification of fault breccias and related fault rocks. *Geological Magazine*, 145(3), 435-440.

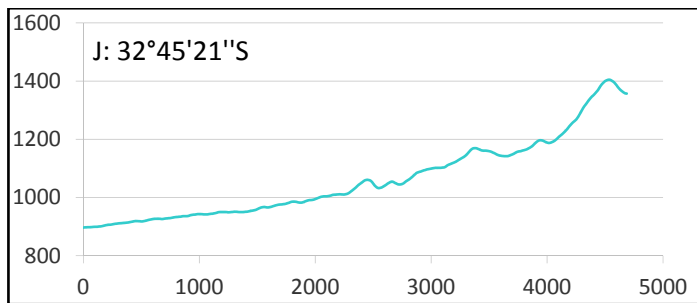
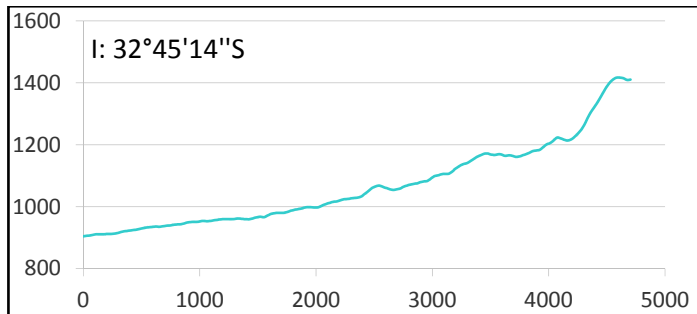
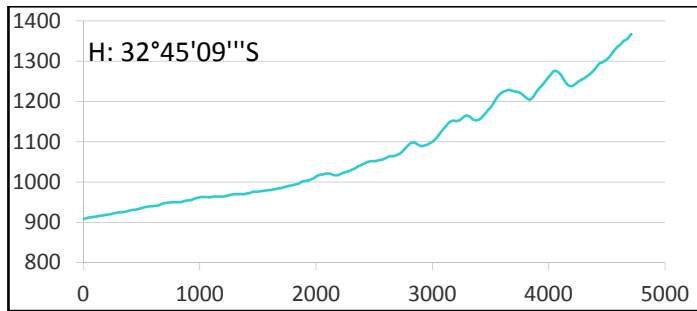
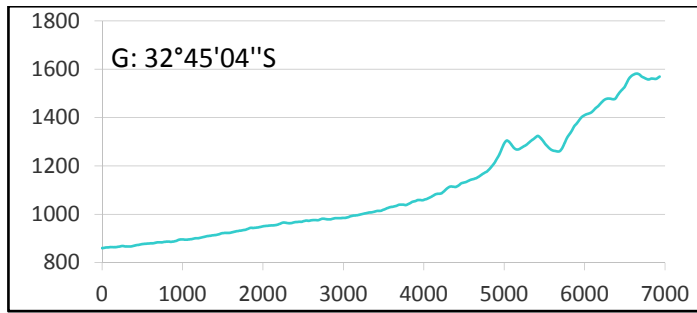
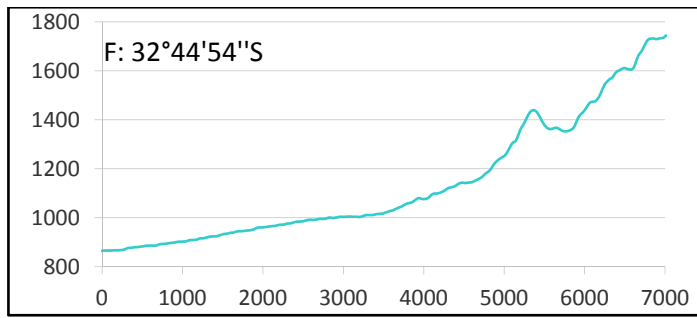
ANEXO I

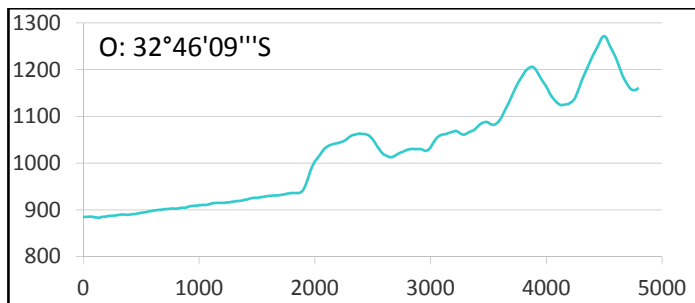
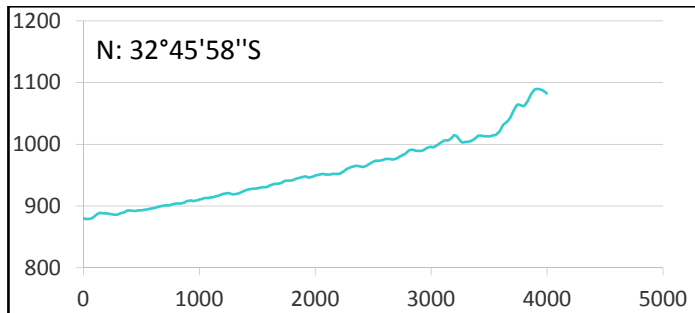
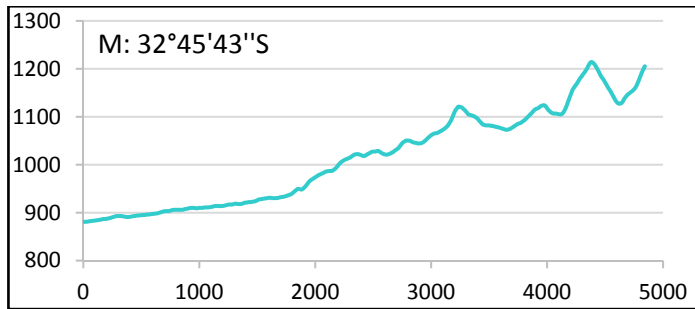
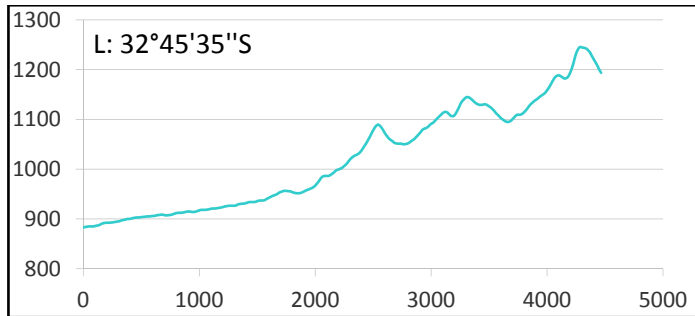
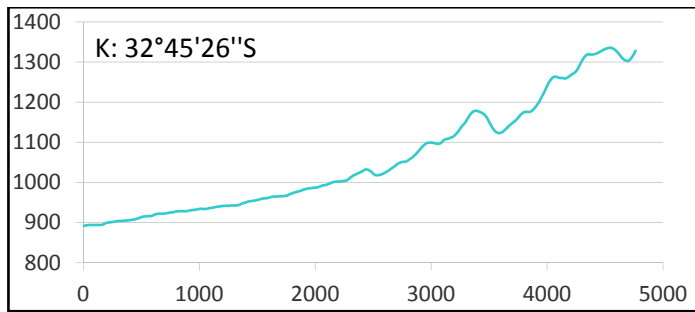
Perfiles topográficos realizados la zona de estudio orientados E-W.

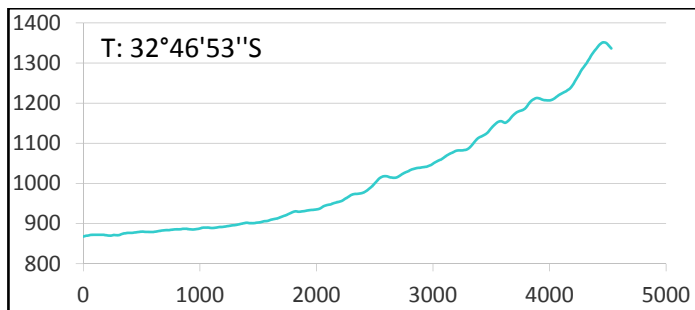
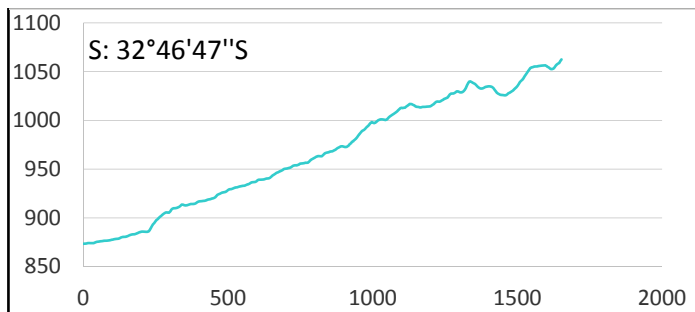
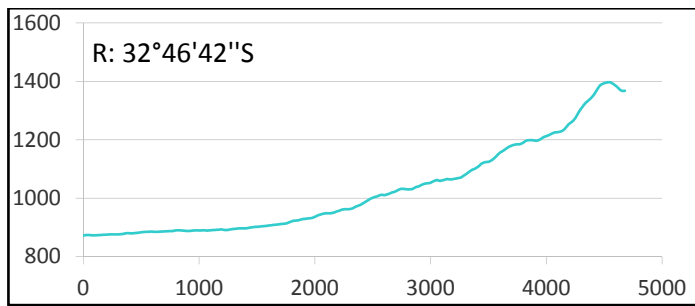
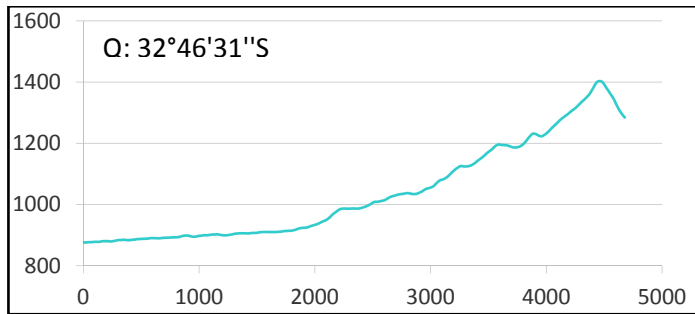
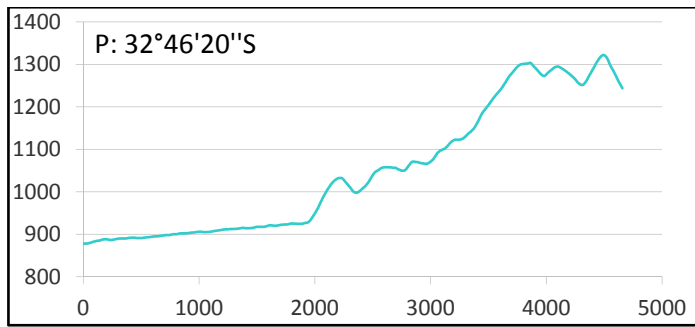


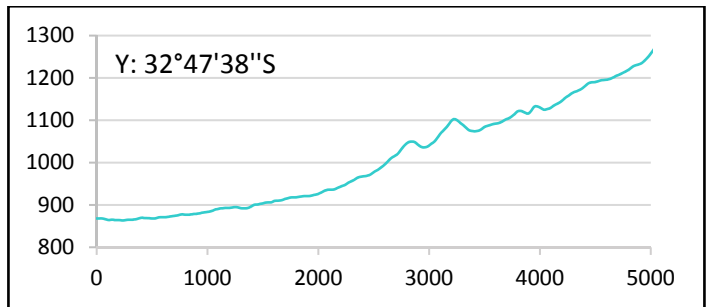
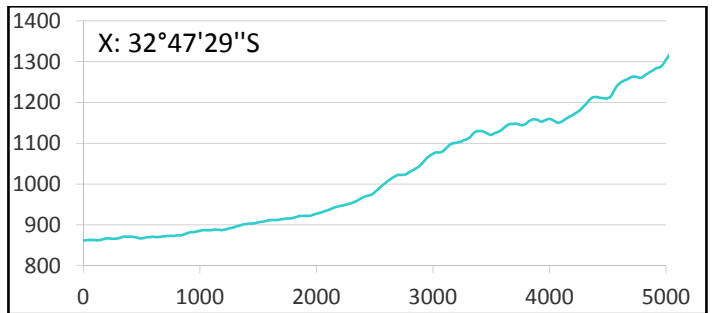
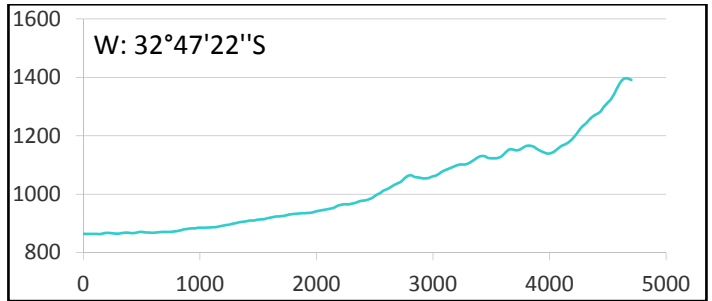
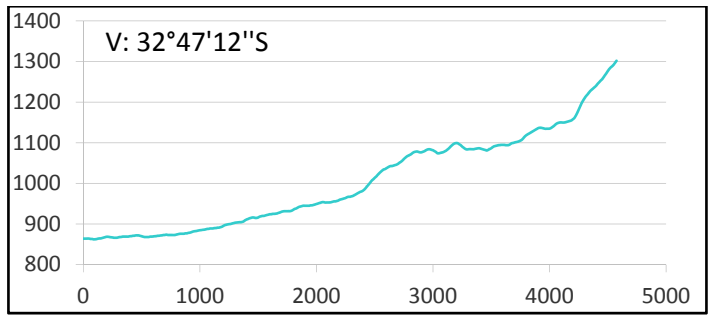
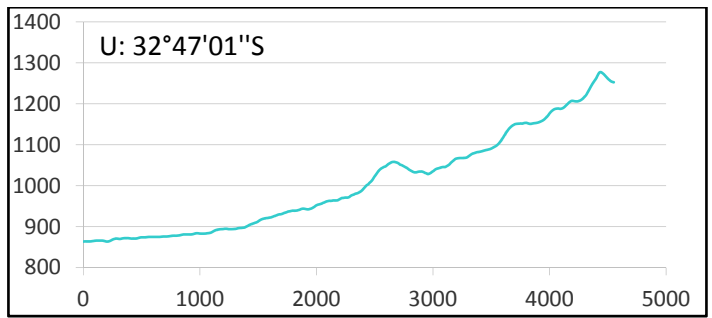
Mapa con las trazas de los perfiles que se muestran a continuación.

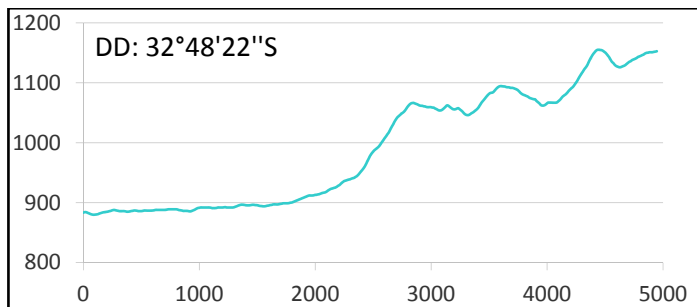
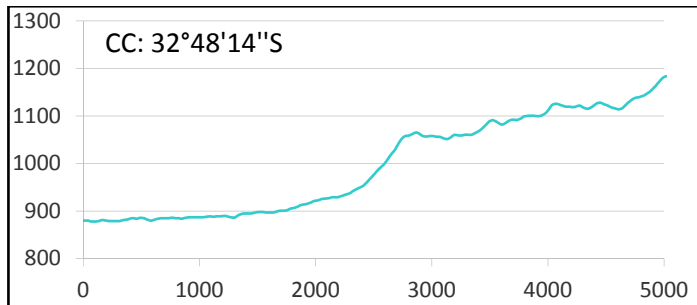
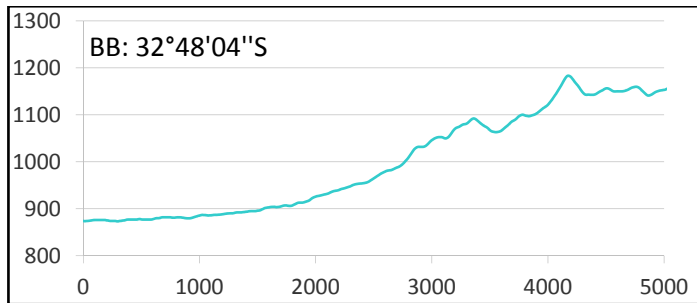
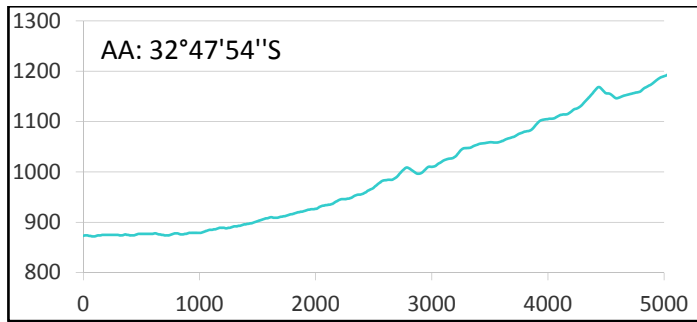
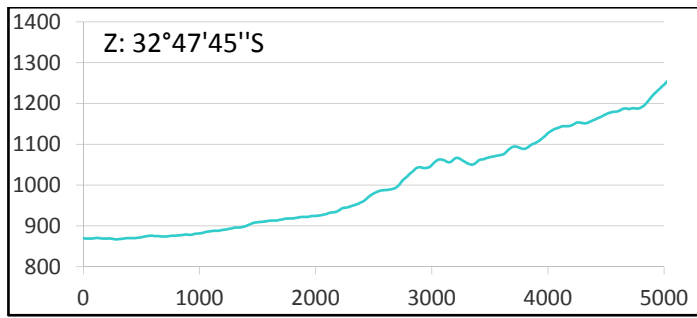


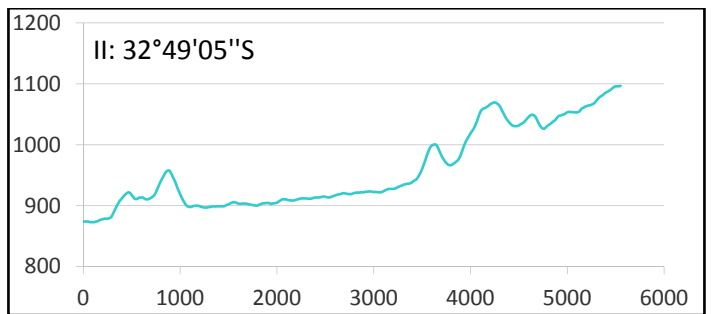
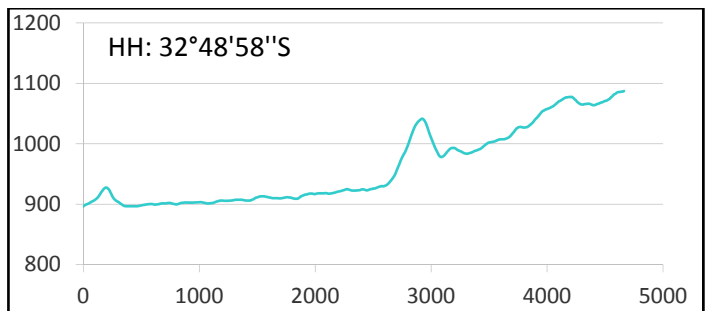
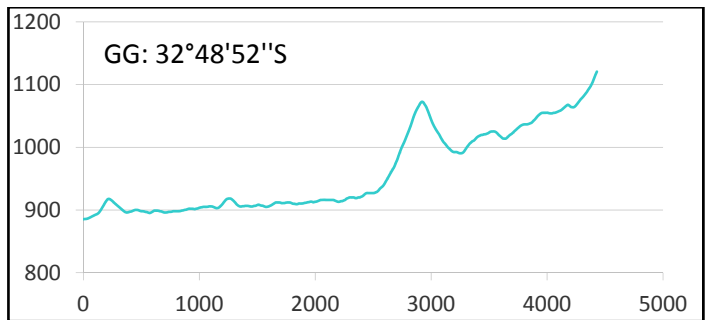
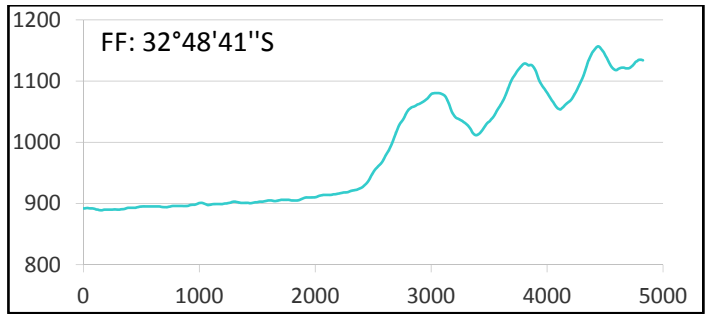
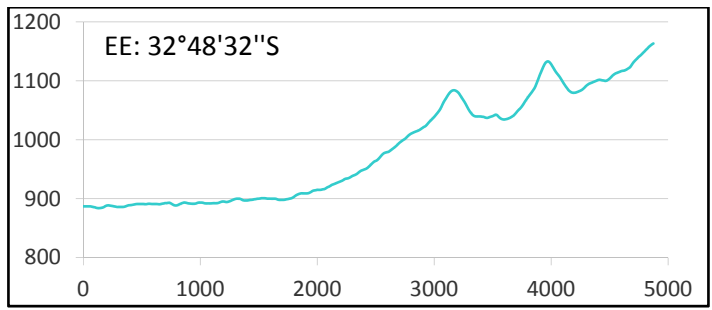






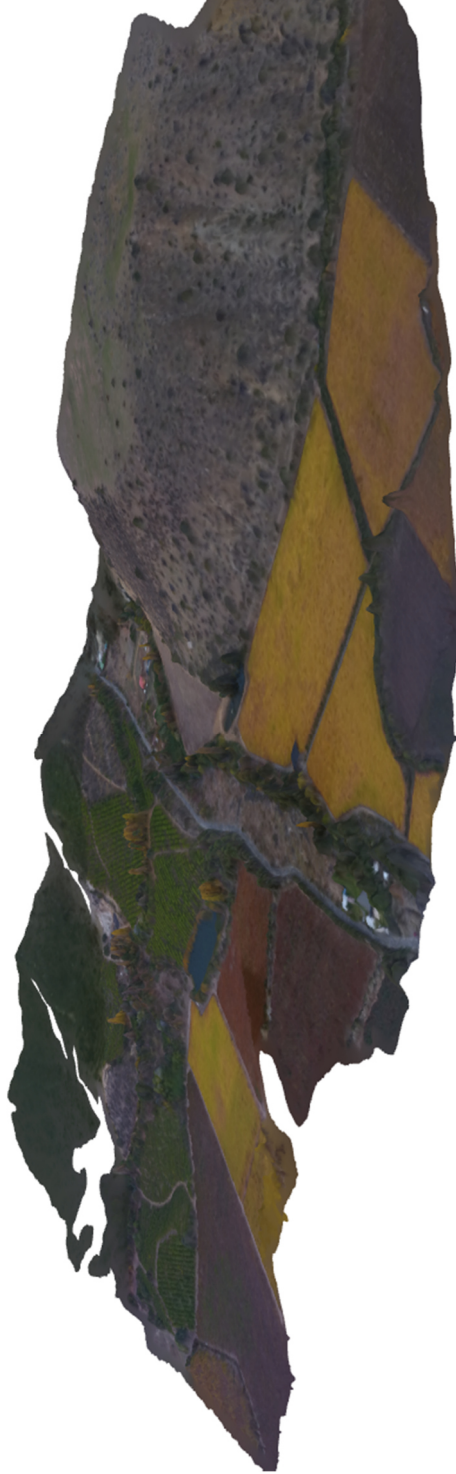




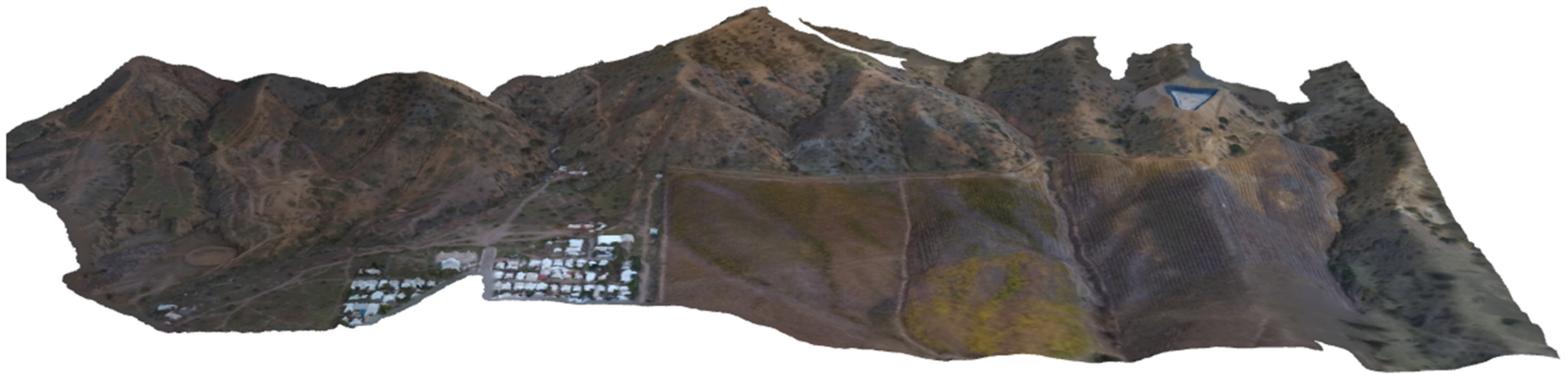


ANEXO II

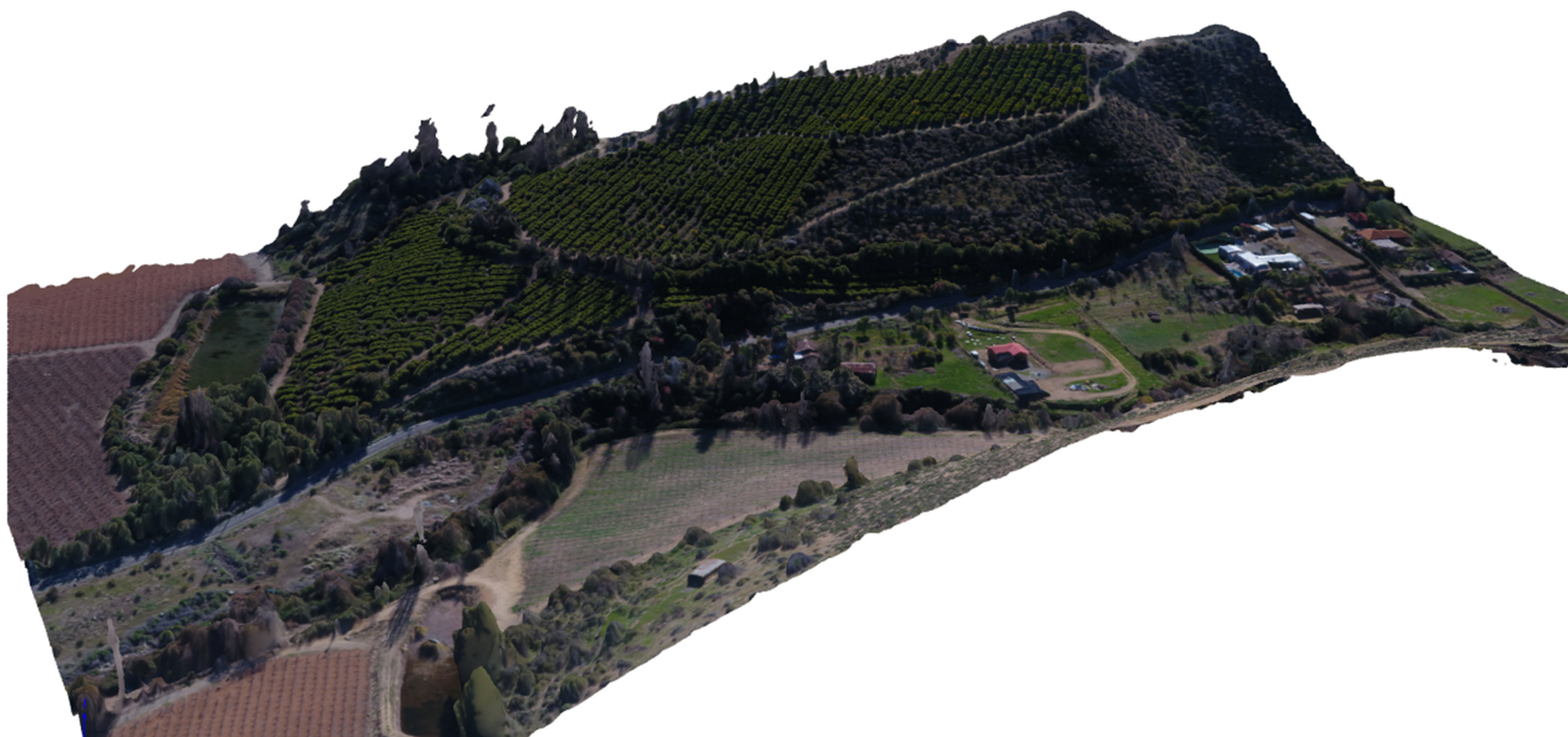
Imágenes de los modelos 3D realizados con el software Agisoft.



Modelo 3D realizado con Agisoft del sector estero San Francisco.



Modelo 3D realizado con Agisoft del sector Cariño Botado – El Higueral (P1 y P2)



Modelo 3D realizado con Agisoft también del estero San Francisco

ANEXO III

Se adjuntan en formato digital los DEMs construidos con Agisoft y los modelos 3D en formato pdf.