



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

**CONTROL ESTRUCTURAL DE LA DEFORMACIÓN EN LA  
FORMACIÓN ABANICO AL NORORIENTE DE SANTIAGO  
(33,28° - 33,41° S)**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

**RODRIGO ALEJANDRO MARDEL HERRERA**

PROFESOR GUÍA:

**GREGORY PAUL DE PASCALE**

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

**SOFÍA REBOLLEDO LEMUS**

**SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA**

SANTIAGO DE CHILE

2019

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE:** Geólogo.  
**POR:** Rodrigo Alejandro Mardel Herrera  
**FECHA:** 09/12/2019  
**PROFESOR GUÍA:** Gregory Paul De Pascale

## **CONTROL ESTRUCTURAL DE LA DEFORMACIÓN EN LA FORMACIÓN ABANICO AL NORORIENTE DE SANTIAGO (33,28° - 33,41° S)**

A la latitud de Santiago e inmediatamente al oriente de la ciudad, el abrupto relieve de la Cordillera de los Andes se asocia fundamentalmente a la Falla San Ramón (FSR), a la cual se atribuye gran parte de la deformación de la corteza y un eventual peligro sísmico para la ciudad. Hacia el nororiente de Santiago no se han reconocido estructuras relevantes relacionadas a esta falla, y pareciera existir una segmentación estructural que desplaza el frente cordillerano hacia el oeste.

El presente trabajo documenta descripciones estructurales de terreno en conjunto con análisis en Sistemas de Información Geográfica (SIG), para entender la naturaleza de la deformación que muestran las rocas de la Formación Abanico principalmente en el sector noreste de la ciudad de Santiago y en menor medida hacia el valle de los ríos Mapocho y Molina.

A partir de los resultados obtenidos se reconocen cuatro zonas de falla bien definidas en las comunas de Lo Barnechea y Las Condes, de orientación general WNW – ESE. Esto, junto a lo observado a través de SIG, permite proponer un sistema estructural denominado Falla El Arrayán, que controlaría parte de la deformación en rocas de la Formación Abanico. Esta falla tendría por lo menos unos 10 a 12 km de longitud, un ángulo relativamente alto (70 – 80° SW) y un rumbo general WNW – ESE (100 – 110°). Se mencionan además algunas evidencias que podrían sugerir que esta falla ha sido activa durante el Cuaternario.

Al oriente de la zona estudiada, en el valle de los ríos Mapocho y Molina, se reconocen numerosos pliegues afectando a las Formaciones Abanico y Farellones que reflejan una arquitectura estructural que se relacionaría a la de una faja plegada y corrida propuesta por algunos autores.

Finalmente, se propone que existe un control estructural en la deformación de la Formación Abanico al nororiente de Santiago que tendría relación con la Falla El Arrayán. Esto podría colaborar a entender la compleja evolución de la Formación Abanico y de la Cordillera Principal occidental, y la posible relación de esta falla con otras estructuras cercanas en la zona estudiada (Fallas San Ramón – Pucuro). Para esto son necesarios estudios estructurales más detallados.

## **AGRADECIMIENTOS**

Quiero agradecer en primer lugar a mi profe guía, por toda la enseñanza, experiencias y buena onda. A mi familia, mis amigos y mi compañera Constanza. A mis viejos y mi hermano, por ser tan grandes y apoyarme siempre. También a mi hermanito peludo con cola que me acompañó en todo este proceso y más. A la Estefi, Mendeca, Negro, Maxi, Chanco, Fer, Nico, Pancho, Foncho, Gene y la gente pulenta de geología. A la gente de la sala de memoristas por hacer más amena la pega. A los cabros del colegio Nico, Joel y Agustín por hacer de todo este proceso universitario algo la raja.

A todos los que de alguna forma me enseñaron, me ayudaron para salir a terreno, discutir datos o para olvidarse un rato de la pega.

**Este trabajo corresponde a la contribución N°64 del grupo de neotectónica de la Universidad de Chile.**

## TABLA DE CONTENIDO

<b>1 INTRODUCCIÓN</b> .....	1
<b>1.1 Planteamiento del problema</b> .....	1
<b>1.2 Objetivos</b> .....	3
<b>1.2.1 Objetivo General</b> .....	3
<b>1.2.2 Objetivos Específicos</b> .....	3
<b>1.3 Metodología</b> .....	3
<b>1.3.1 Previo a salidas de terreno</b> .....	3
<b>1.3.2 Trabajo de terreno</b> .....	4
<b>1.3.3 Gabinete</b> .....	9
<b>1.4 Zona de estudio: Ubicación y accesos</b> .....	12
<b>2 MARCO GEOLÓGICO</b> .....	13
<b>2.1 Marco geotectónico en el Cenozoico</b> .....	13
<b>2.2 Unidades morfoestructurales</b> .....	14
<b>2.3 Evolución geológica</b> .....	15
<b>2.4 Geología</b> .....	19
<b>2.4.1 Trabajos anteriores en la zona de estudio</b> .....	19
<b>2.4.2 Estratigrafía</b> .....	20
<b>2.4.3 Rocas intrusivas (Wall et al., 1999)</b> .....	27
<b>2.5 Geología Estructural</b> .....	27
<b>3 GEOLOGÍA</b> .....	33
<b>3.1 Estratigrafía</b> .....	33
<b>3.1.1 Formación Abanico (Eoceno tardío – Mioceno temprano tardío)</b> .....	33
<b>3.1.2 Formación Farellones (Mioceno)</b> .....	34
<b>3.1.3 Depósitos No Consolidados (Cuaternario)</b> .....	36
<b>3.2 Geología Estructural</b> .....	40
<b>3.2.1 Introducción</b> .....	40
<b>3.2.2 Caracterización estructural</b> .....	42
<b>4 DISCUSIONES</b> .....	88
<b>4.1 Análisis estructural al nororiente de Santiago</b> .....	88
<b>4.2 Correlación estructural en el valle Mapocho - Molina</b> .....	93
<b>4.3 Estratigrafía</b> .....	98
<b>4.4 Consideraciones respecto del <i>Geological Strength Index (GSI)</i></b> .....	100
<b>4.5 Control estructural sobre la Formación Abanico en la zona</b> .....	101
<b>4.6 Limitaciones</b> .....	105
<b>4.7 Recomendaciones e interrogantes a resolver</b> .....	106

<b>5 CONCLUSIONES</b> .....	107
<b>6 REFERENCIAS</b> .....	108
<b>7 ANEXOS</b> .....	116

## **INDICE DE TABLAS**

<b>Tabla 1.</b> Datos de indicadores cinemáticos en la zona de falla en Lo Barnechea al oeste. ....	43
---	----

## INDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Frente cordillerano frente a la ciudad de Santiago y su relación con el sistema de falla San Ramón (línea roja). El polígono negro representa la zona de estudio. Modificado de Vargas et al. (2014). .....	2
<b>Figura 2.</b> Ejemplo de algunos productos obtenidos en ArcGIS a partir de DEM ALOS PALSAR (1, 2, 3, 4) e imagen satelital Sentinel-2B (5, 6). 1. Sombreado. 2. Curvas de nivel y red de drenaje. 3. Pendiente. 4. Orientación. 5. Combinación de bandas 11, 8 y 2 para discriminación litológica. 6. Combinación de bandas 4, 3 y 2 para color real. ....	5
<b>Figura 3.</b> Fracturamiento secundario que provee criterios del sentido de cizalle en fallas frágiles. La figura inferior muestra en perfil el crecimiento de fibras minerales como indicador de sentido de cizalle. Tomado de Twiss y Moores (1992). ....	6
<b>Figura 4.</b> Terminología de rocas de falla. Tomado de Twiss y Moores (1992). ....	7
<b>Figura 5.</b> Tablas de clasificación del Geological Strength Index (GSI) para macizos rocosos homogéneos (a.) y heterogéneos (b.). Para mayor detalle consultar cuadros fuera del texto. Tomado de Marinis et al. (2007). ....	9
<b>Figura 6.</b> Metodología generalizada del análisis de lineamientos propuesto por Florinsky (2016). (A) Mapa de curvatura horizontal. (B) Mapa de curvatura vertical. (C) Interpretación estructural de lineamientos obtenidos a partir de los mapas de curvatura. Tomado y modificado de Florinsky (2016). ....	11
<b>Figura 7.</b> a. Zona de estudio inmersa en Chile Central. Imagen tomada de Google Earth Pro. b. Acercamiento al área de estudio. El color verde representa las zonas con vegetación. Tomado de Basemap de ArcGIS. ....	12
<b>Figura 8.</b> Tasas de convergencia a lo largo del Cenozoico entre la placa Farallón-Nazca y Sudamérica a la latitud de los Andes Centrales. Tomado de Martinod et al. (2010). ....	14
<b>Figura 9.</b> Mapa de las principales unidades morfoestructurales entre 32° y 33,5°S. La zona de estudio se muestra en el recuadro negro. Tomado de Jara y Charrier (2014). ....	15
<b>Figura 10.</b> Evolución geológica y paleogeográfica durante el Cenozoico para la Cuenca de Abanico. Tomado de Fock (2005). Para más información respecto de la figura se recomienda consultar el trabajo mencionado. ....	18
<b>Figura 11.</b> Mapa con las áreas de trabajos anteriores dentro de la zona de estudio. ....	19
<b>Figura 12.</b> Mapa geológico del sector nororiente de Santiago. Modificado de Piquer (2015). ...	28
<b>Figura 13.</b> A) Mapa geológico que muestra los pliegues documentados sobre la Cordillera Principal occidental y la Falla San Ramón. B) Perfil estructural de las estructuras mayores en la zona y su geometría. Tomado de Riesner et al. (2017). ....	32
<b>Figura 14.</b> Relación de contacto entre las Formaciones Abanico y Farellones en la vertiente oriental del cordón de San Ramón. La línea roja marca el contacto paraconcordante entre ambas formaciones, mientras que las negras representan niveles de estratos guía. La línea negra más gruesa representa el eje axial del anticlinal de San Ramón. Imagen modificada de Google Earth Pro. ....	34
<b>Figura 15.</b> Disposición de niveles internos en la Formación Farellones, mostrando discordancias angulares y paraconcordancias entre estos. La línea roja continua muestra una discordancia al este y una paraconcordancia al oeste. La línea roja segmentada muestra una discontinuidad que se detalla en el capítulo 3.2 Geología Estructural. Los bastones compuestos por una línea con un diamante negro en el extremo reflejan manteos aparentes. ....	35
<b>Figura 16.</b> Depósitos fluviales (arriba) y coluviales/aluviales (abajo) en el sector de San Carlos de Apoquindo. ....	37
<b>Figura 17.</b> Depósito de remoción en masa observado en la calle Alicurá. Se encontraba atravesado por estructuras semi difusas que se asociaron a cizalle interno del depósito. Nótese	

los bloques de rocas, algunos métricos. Bajo la estructura que atraviesa toda la foto el depósito parecía contener bloques aún más grandes (separados por líneas negras) de distintos colores y fábricas.....	38
<b>Figura 18.</b> Depósito de remoción en masa observado en la calle Alicurá. El polígono negro representa el depósito, y la X roja el afloramiento de la Figura 17. A) Mapa de sombreado. B) Imagen satelital en Google Earth Pro. C) Imagen del contraescarpe en la parte superior del depósito, que muestra flechas apuntando en la dirección que mantea la superficie y el límite del depósito en negro. ....	39
<b>Figura 19.</b> Ubicación de los puntos visitados en la toma del GSI. A. Puntos enumerados de los afloramientos donde fue medido el GSI, correlacionables en la Tabla 1 de Anexos. B. Valores de GSI en cada uno de los puntos visitados, para la zona nororiente de Santiago. Para ver los valores de los puntos ubicados en Farellones – Valle Nevado se recomienda ver la Tabla 1 en Anexos. ....	41
<b>Figura 20.</b> Mapa con las dos grandes zonas de trabajo definidas para esta memoria. En rojo la zona nororiente de Santiago y en azul la Cordillera Principal occidental a lo largo de los ríos Mapocho y Molina.....	42
<b>Figura 21.</b> Distribución de fracturas en afloramientos en la zona norte de Vitacura. ....	45
<b>Figura 22.</b> Distribución de fracturas en el macizo al final de la calle El Golf de Manquehue. ....	46
<b>Figura 23.</b> A. Fotomosaico del afloramiento en calle Camino del Sol (arriba) y su interpretación estructural (abajo). B. Vista al NW en dirección del pliegue mostrando el flanco norte basculado. Las líneas rojas punteadas señalan el flanco del pliegue. ....	46
<b>Figura 24.</b> Trayecto de afloramientos observados al costado de la calle Camino Juan Pablo II en la zona de falla occidental en Lo Barnechea, y que se utilizaron para la elaboración de fotomosaicos (línea azul). Los números de 1 a 5 indican el número y ubicación del fotomosaico, tanto para el fotomosaico estructural como geotécnico (Figuras 34 y 18). El área celeste representa la parte de los afloramientos que no se consideraron dentro de los fotomosaicos de las Figuras 34 y 18 para facilitar la vista de esta zona, ya que correspondían a andesitas relativamente competentes en la calle de arriba (parte de las cuales se incluyen en los fotomosaicos 3 y 4) y aparentemente a las mismas rocas, pero cubiertas con “shotcrete” en la calle de abajo. Imagen tomada de Google Earth Pro.....	47
<b>Figura 25.</b> Núcleo de falla de brecha en la zona de falla al oeste de Lo Barnechea. A. Fotografía del núcleo. B. Estructuras observadas en el afloramiento. Las líneas rojas muestran las estructuras que limitan el núcleo de falla junto a su actitud, y las negras corresponden a fracturas o vetillas penetrativas que tenían rumbo similar a las estructuras principales. C. Indicador cinemático de fracturas de Riedel en la estructura que limita el núcleo al NW. El rake se midió en ~10-15° y con sentido de movimiento sinistral. D. Acercamiento a esta misma estructura, que muestra un ancho de 10-15 cm y un relleno de roca molida, con fragmentos tamaño arena gruesa – grava a arena fina – limo, lo que se condice con una cataclasita según Twiss y Moores (1992). ....	48
<b>Figura 26.</b> Fotografía aérea oblicua con dron (arriba) de la zona del núcleo de falla y su interpretación geológica (abajo). ....	49
<b>Figura 27.</b> Ejemplos de las zonas desintegradas en la zona de falla occidental. Se aprecia que la competencia de estas zonas es similar entre sí y que corresponden a rocas muy perturbadas. Nótese que la imagen superior evidencia fracturamiento de estas zonas.....	51
<b>Figura 28.</b> Ubicación de núcleos de falla en andesitas (E1 y E2) a lo largo de los afloramientos de la calle Camino Juan Pablo II en Lo Barnechea. Imagen tomada de Google Earth Pro. La línea azul representa los tramos de afloramientos considerados para los fotomosaicos realizados, mientras que el polígono celeste indica las zonas donde no se realizaron fotomosaicos. ....	52



<b>Figura 29.</b> Núcleos de cataclasita de ~60-70 cm de ancho observados en macizos de andesita a lo largo de la calle Camino Juan Pablo II. Ubicación de estos en Figura 28. ....	53
<b>Figura 30.</b> a. Resultados del gráfico de planos de falla con indicador cinemático y su rake, junto a la solución para el tensor de esfuerzos asociado a todas las estructuras juntas, mediante el software FaultKin. En puntos rojos se muestra el eje T (extensión) y en azul el eje P (contracción). Los cuadros enumerados desde 1 a 3 representan cada uno los ejes de deformación asociados a un eje de esfuerzo: 1: sigma 3; 2: sigma 2; 3: sigma 1. b. Resultados de graficar todas las estructuras observadas en la zona de falla, incluidas diaclasas, vetillas y fracturas de cizalle mediante el software Stereonet. La letra N indica el número de estructuras medidas.....	54
<b>Figura 31.</b> Indicadores cinemáticos en la zona de falla del oeste de Lo Barnechea. La flecha negra apunta en el sentido de movimiento del bloque faltante. A. Fracturas de Riedel. B. Estrías en fibras minerales. C. Fracturas de Riedel. N representa el identificador del indicador en la Tabla 1. ....	56
<b>Figura 32.</b> Indicadores cinemáticos en la zona de falla del oeste de Lo Barnechea. La flecha negra apunta en el sentido de movimiento del bloque faltante. A. Fracturas de Riedel. B. Fracturas de Riedel. C. Fracturas de Riedel. D. Estrías en fibras minerales. N representa el identificador del indicador en la Tabla 1. ....	57
<b>Figura 33.</b> Indicadores cinemáticos en la zona de falla del oeste de Lo Barnechea. La flecha negra apunta en el sentido de movimiento del bloque faltante. A. Estrías en fibras minerales. B. Estrías en fibras minerales. C. Fracturas de Riedel. D. Estrías en fibras minerales. N representa el identificador del indicador en la Tabla 1.....	58
<b>Figura 34.</b> Fotomosaico de la zona de falla al oeste de Lo Barnechea a lo largo de la calle Camino Juan Pablo II, y su interpretación estructural en función de lo observado en terreno y mediante Google Earth. Los números en círculos rojos indican el orden de observación del fotomosaico de NW (1) a SE (5) en la Figura 24. Las imágenes utilizadas para el fotomosaico corresponden a fotografías tomadas en terreno en conjunto con imágenes tomadas del Street View de Google Earth Pro.....	60
<b>Figura 35.</b> C. Mapa del sector de El Arrayán y la ubicación de la zona de falla 2. Se indica con flechas rojas la deflección de la red de drenaje, que era cercana a los 220 metros en un sentido sinistral. D. Acercamiento a la zona de núcleo de falla, mostrando las zonas de brecha, cataclasita y gouge. Nótese el desplazamiento inverso de capas en la parte superior derecha de la imagen. E. Plano de la falla secundaria y su indicador cinemático. F. Solución del tensor de esfuerzos para el plano de la falla secundaria. La flecha negra apunta hacia donde se mueve el bloque faltante. ....	64
<b>Figura 36.</b> Fotomosaico del afloramiento de la zona de falla 3 en la calle Los Litres. En la parte superior de la figura se muestra el gráfico de los planos de fracturas en Stereonet. La línea punteada negra separa de manera inferida los dominios de andesita y zona de falla. ....	65
<b>Figura 37.</b> a. Acercamiento a la zona de núcleo de falla de la zona de falla 3. b. Acercamiento a la zona de núcleo donde se observó una fractura de cizalle con indicador cinemático en fracturas de Riedel, entregando un tensor de esfuerzo sinistral para este plano, lo que se muestra en la parte inferior derecha con el resultado de graficar el plano de falla en FaultKin. ....	66
<b>Figura 38.</b> Zona de falla 4. a. Afloramientos visitados a lo largo de la calle Charles Hamilton en el sector de San Carlos de Apoquindo. Imagen tomada de Google Earth Pro. b. Imagen del mapa de Sombreado en ArcGIS, revelando el lineamiento NE que representa el escarpe. c. Mapa de Pendientes en ArcGIS que también muestra el lineamiento NE formado por este escarpe, que presenta un ángulo de hasta unos 50°. ....	67
<b>Figura 39.</b> Sitio 1. A. Fotografía del afloramiento. B. Diaclasamiento preferencial de este, junto al gráfico de los planos de fracturas en Stereonet. C. Acercamiento a zona de enrejado de vetillas, mostrando la orientación de la vetilla penetrativa de mayor espesor observada en el afloramiento.	

D. Acercamiento a la vetilla, que tenía un espesor de 10-15 cm y relleno de minerales blancos duros. Notar con líneas negras algunas vetillas menores que se disponían en direcciones variables y no alcanzaban gran extensión. ....	68
<b>Figura 40.</b> Fotomosaico del sitio 2 en la zona de falla 4. Con líneas negras gruesas se delimitan las dos estructuras principales observadas junto a su actitud aparente. Notar la irregularidad de estas estructuras. ....	69
<b>Figura 41.</b> Sitio 3 de la zona de falla 3. La imagen superior muestra una fotografía general de la ubicación del afloramiento, y la de abajo la interpretación estructural de lo observado. Notar que a la derecha de la “Zona perturbada” existe un cambio drástico en las rocas que aparecen marcados por la discontinuidad que se señala. Las rocas hacia la derecha mostraban la actitud aparente que se indica. ....	70
<b>Figura 42.</b> Fotografía del sitio 4 en la zona de falla 4 (arriba) y su observación estructural junto al gráfico de los planos de fracturas en Stereonet (abajo). ....	71
<b>Figura 43.</b> Fotomosaico del sitio 5 en la zona de falla 4 y su arquitectura estructural. En la parte superior derecha se observa el gráfico de los planos de fractura en Stereonet. Notar el plano graficado en color rojo, que representa el núcleo de falla principal observado. Notar que hacia el SE en la imagen (apuntando hacia dentro de ésta) existe una pequeña quebrada sin agua que se alinea bastante bien con el núcleo de falla observado. Hacia el W se indican zonas de núcleo de falla inferidas que no eran claramente observables debido a la cubierta de material recientemente erosionado de estas mismas zonas. ....	72
<b>Figura 44.</b> A. Indicador cinemático en fibras minerales en el sitio 5 de la zona de falla 4. B. y C. Acercamiento a la zona de núcleo de falla, mostrando el alto grado de perturbación estructural evidenciado en la fábrica de las rocas que mostraban un patrón similar a los S-C pero más caótico, además de una alta meteorización en esta misma zona de núcleo. ....	73
<b>Figura 45.</b> Mapa geológico sin estructuras de la zona nororiente de Santiago con la distribución de fracturas en la zona. Los puntos rojos representan los sitios visitados en esta área y “ZF” indica las zonas de falla descritas. Los gráficos de planos de fracturas fueron obtenidos mediante Stereonet y FaultKin. Para conocer la leyenda se sugiere observar el mapa geológico de este sector (Figura 63). ....	74
<b>Figura 46.</b> Diagrama de Roseta obtenido para los lineamientos mapeados a través de SIG. ...	75
<b>Figura 47.</b> Mapa de lineamientos interpretados a partir de mapas de sombreado de diferentes orientaciones, pendientes, orientaciones, curvas de nivel e imagen satelital. Las líneas rojas representan los lineamientos identificados. ....	76
<b>Figura 48.</b> Mapa de lineamientos obtenidos a partir de mapas de curvatura horizontal. Abajo se muestran los mapas de este tipo de curvatura según el tipo de DEM. ....	77
<b>Figura 49.</b> Mapa de lineamientos obtenidos a partir de mapas de curvatura vertical. Abajo se muestran los mapas de este tipo de curvatura según el tipo de DEM. ....	78
<b>Figura 50.</b> Gráfico de planos de fracturas en Stereonet para el sector del Sinclinal San Ramón. ....	80
<b>Figura 51.</b> Pliegues anticlinales y sinclinal observados en la parte oriental del cordón San Ramón, junto al contacto paraconcordante inferido para las Formaciones Farellones y Abanico (línea roja segmentada). El anticlinal más a la izquierda representa el Anticlinal Los Recauquenes – San Francisco, lo que señala que la Formación Farellones se extiende un poco más al oeste de este pliegue. ....	81
<b>Figura 52.</b> Vista de los pliegues anticlinales y sinclinales en el Bloque Oeste. A. Vista hacia el norte. B. Vista hacia el sur. Imágenes obtenidas a través de Google Earth Pro. ....	83
<b>Figura 53.</b> Pliegues observados en el Plateau de Farellones y el cordón El Quempo. ....	84
<b>Figura 54.</b> Macizo de rocas de la Formación Farellones que mostraban una discontinuidad entre rocas de distinto color y fábrica. En líneas negras se muestra la fábrica de parte del macizo,	

mientras que en rojo se señalan niveles guía. La línea roja gruesa indica la discontinuidad, y la misma segmentada con signos de interrogación señala la extensión inferida de esta hacia el este.

.....	85
<b>Figura 55.</b> Pliegues sinclinal y anticlinal en rocas de la Formación Farellones en la vertiente occidental del cordón El Quempe. ....	86
<b>Figura 56.</b> Discontinuidad observada en la vertiente occidental del cordón El Quempe y la disposición de las capas de la Formación Farellones en esta zona. ....	87
<b>Figura 57.</b> Lineamientos en la zona de falla 4 en San Carlos de Apoquindo. El rectángulo negro representa la zona de falla 4. A. Mapa de sombreado. B. Mapa de pendientes. C. Parte norte del mapa geológico del frente cordillerano en Santiago de Rauld (2011). Notar que el escarpe de orientación NE calza con el límite sur de la terraza fluvio-aluvial del río Mapocho (en café claro – blanquecino). Modificado de Rauld (2011). ....	89
<b>Figura 58.</b> Fotografía aérea oblicua de la zona del núcleo de falla de brecha al oeste de Lo Barnechea (zona de falla 1) (arriba) y su interpretación estructural (abajo). ....	91
<b>Figura 59.</b> Vista hacia el cordón El Quempe que muestra la falla sinistral propuesta por Piquer (2015) y la estructura interpretada como falla inversa en este trabajo. Se muestra también la disposición general de las capas de la Formación Farellones en esta zona. ....	94
<b>Figura 60.</b> Mapa geológico del valle de los ríos Mapocho y Molina junto a su leyenda y simbología. Basado en Thiele (1980), Vergara et al. (2004), Rauld (2011), Fock (2005), Farías et al. (2010), Armijo et al. (2010), Quiroga (2013), Piquer (2015), Riesner et al. (2017) y este trabajo. ....	98
<b>Figura 61.</b> Contacto discordante entre las Formaciones Abanico y Farellones en el Cerro Provincia, mostrando niveles basculados hacia el oeste para la primera y subhorizontales para la segunda. Tomado de Quiroga (2013). ....	99
<b>Figura 62.</b> Contacto paraconcordante o de leve discordancia entre las Formaciones Abanico y Farellones en el Plateau de Farellones. Tomado de Rauld (2011). ....	100
<b>Figura 63.</b> Mapa geológico del sector nororiente de Santiago, mostrando las estructuras inferidas propuestas para la Falla El Arrayán, propuesta por Araya et al. (en revisión) y este trabajo. Los depósitos de remoción en masa corresponden a los propuestos por Araya et al. (en revisión) y este trabajo. El resto de la información geológica corresponde a la extraída de los trabajos de Thiele (1980), Wall et al. (1999), Piquer (2015), Rauld (2011), Quiroga (2013) y Sernageomin (2004). ....	105

# 1 INTRODUCCIÓN

## 1.1 Planteamiento del problema

La Cordillera de los Andes representa el orógeno de subducción océano-continente activo más alto y extenso del planeta (Farías et al., 2010). A la latitud de Santiago e inmediatamente al oriente de la ciudad, este relieve representa un rasgo morfológico de primer orden, con un desnivel de por lo menos 2.000 metros entre las cumbres más altas (~3.200 ms.n.m.) y la Depresión Central (~500-1.000 ms.n.m.), lo que se observa en la Figura 1 (Rauld, 2011). Este desnivel se asocia fundamentalmente a la Falla San Ramón, estructura activa de cinemática inversa que monta rocas pertenecientes a la Formación Abanico desde el frente cordillerano sobre los depósitos de la Depresión Central, principalmente entre los ríos Mapocho y Maipo (Rauld, 2002, 2011; Armijo et al., 2010; Vargas et al., 2014). Esta estructura ha sido en parte la responsable de acomodar la deformación en la corteza y de generar el relieve en la zona, junto con representar un eventual peligro sísmico para la ciudad de Santiago (Rauld, 2002, 2011; Armijo et al., 2010, Vargas et al., 2014). Al norte del río Mapocho la traza de la falla no ha sido reconocida, y por lo general es asociada a la Falla Pocuro que aflora al norte de la Falla San Ramón en la región de Valparaíso, o a la Falla Infiernillo al noroeste de Santiago (Fock, 2005; Muñoz et al., 2013; Farías et al., 2010). En cualquiera de los casos pareciera existir una variación estructural que genera un desplazamiento del frente cordillerano hacia el oeste al norte de Santiago, lo que se relaciona a la ausencia o no reconocimiento de una estructura como la Falla San Ramón al nororiente la ciudad, en particular en el sector de Lo Barnechea. Debido a esta falta de información se hace necesaria una caracterización estructural de detalle que ayude a entender la distribución espacial de estructuras en esta zona de Santiago, debido a que al igual que la San Ramón, podrían existir estructuras que hayan estado o estén absorbiendo la deformación cortical en rocas de la Formación Abanico, y que por ende puedan representar el frente deformación activo y/o un potencial sector para la evaluación del peligro sísmico.

En la zona de estudio definida (polígono negro en Figura 1), son limitados los trabajos que dan cuenta de la deformación que afecta a la Formación Abanico. Algunos corresponden a los de Aguirre (1960), Klohn (1960), Thiele (1980), Wall et al. (1999), Fock (2005), Charrier et al. (2002, 2005, 2007, 2009, 2014), Farías et al. (2008, 2010), Armijo et al. (2010), Rauld (2002, 2011), Quiroga (2013), Vargas et al. (2014), Giambiagi et al. (2015), Piquer (2015, 2016, 2017), Riesner et al. (2017). En su mayoría estos trabajos se enfocan en entender la evolución regional de esta porción de la Cordillera Principal pero no ahondan en evidencias locales que registra la deformación de la Formación Abanico, por lo que la evolución estructural y la configuración tectónica bajo las cuales evolucionó la Formación Abanico siguen siendo poco claras (Charrier et al., 2005; Giambiagi et al., 2003). Además, los modelos evolutivos propuestos por diversos autores para la zona por lo general consideran un orógeno controlado por estructuras de

orientación cercana a la N-S y de movimiento inverso que cabalgan la cordillera tanto hacia el este como al oeste asociadas a la inversión de la cuenca de Abanico (ej. Fock, 2005; Armijo et al., 2010; Farías et al., 2010; Riesner et al., 2017) pero no plantean la existencia de fallamiento de rumbo, el que podría haber afectado o estar afectando a las rocas que componen la Cordillera Principal de la zona de estudio dada la arquitectura estructural oblicua al margen que se ha sugerido durante el Mio-Plioceno (Giambiagi et al., 2015; Piquer et al., 2016) y la configuración de rumbo transcurrente dextral que se ha asociado a la sismicidad somera en la Cordillera Principal (Charrier et al., 2009). Dado esto, el presente trabajo pretende colaborar al entendimiento de la geología estructural de los Andes Centrales (Gansser, 1973).

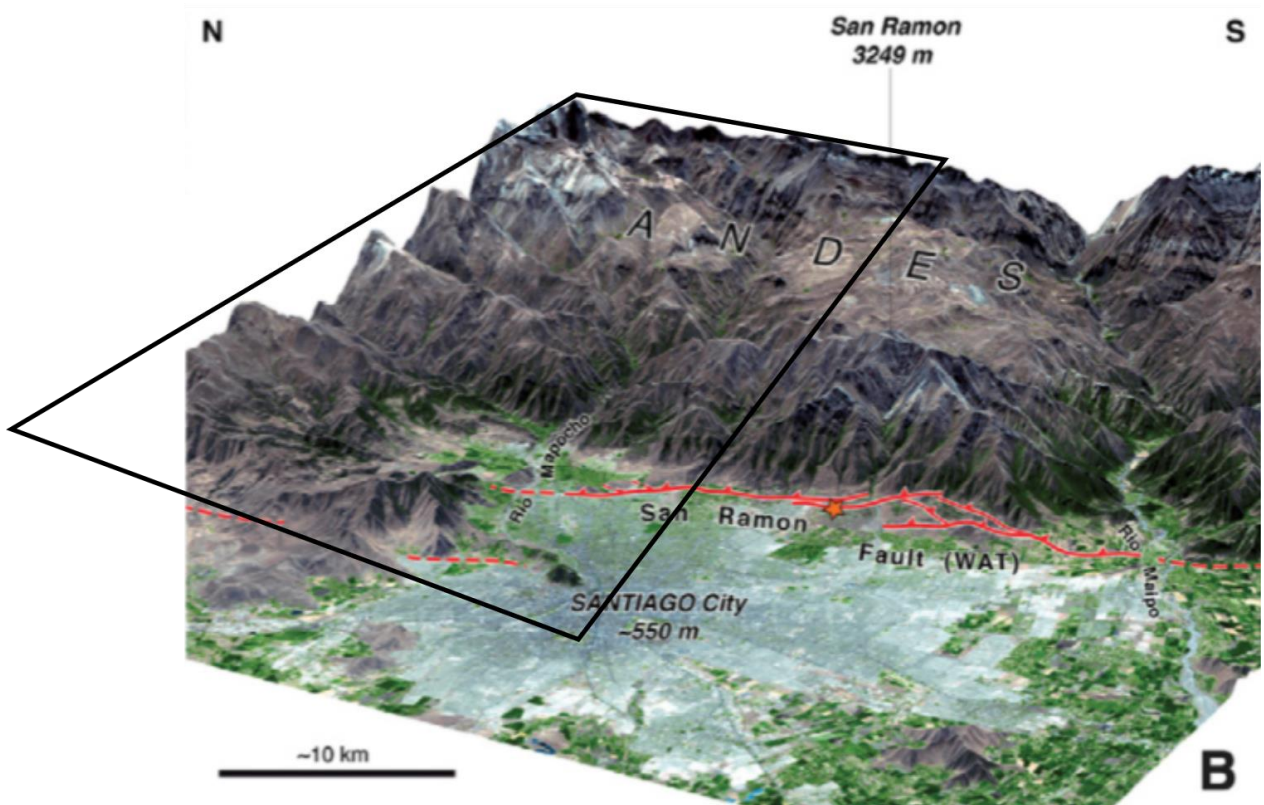


Figura 1. Frente cordillerano frente a la ciudad de Santiago y su relación con el sistema de falla San Ramón (línea roja). El polígono negro representa la zona de estudio. Modificado de Vargas et al. (2014).

## 1.2 Objetivos

### 1.2.1 Objetivo General

Determinar la naturaleza de la deformación de rocas de la Formación Abanico al nororiente de Santiago.

### 1.2.2 Objetivos Específicos

- Caracterizar la deformación de rocas de la Formación Abanico y otras formaciones en la zona de estudio, con mayor detalle en el nororiente de Santiago y de una menor escala hacia el valle Mapocho – Molina.
- Caracterizar de manera general las distintas litologías de la zona de estudio para asociarlas a la Formación Abanico y/o formaciones en contacto con ésta.
- Determinar cualitativa y cuantitativamente la calidad geotécnica de las rocas de la Formación Abanico en puntos de interés.
- Realizar un mapeo de lineamientos en el nororiente de Santiago.
- Realizar dos mapas para la zona de estudio: uno a escala 1:50.000 en el sector occidental (zona urbana) y otro 1:100.000 para el valle de los ríos Mapocho y Molina.

## 1.3 Metodología

### 1.3.1 Previo a salidas de terreno

Para el trabajo previo a salidas a terreno se realizó una recopilación bibliográfica de trabajos asociados a la Formación Abanico tanto en la zona de estudio como en sectores aledaños. El énfasis de este proceso estuvo en la búsqueda de trabajos relacionados a la geología estructural, aunque para algunos resultados fue necesario también recopilar datos estratigráficos, geoquímicos y sedimentológicos.

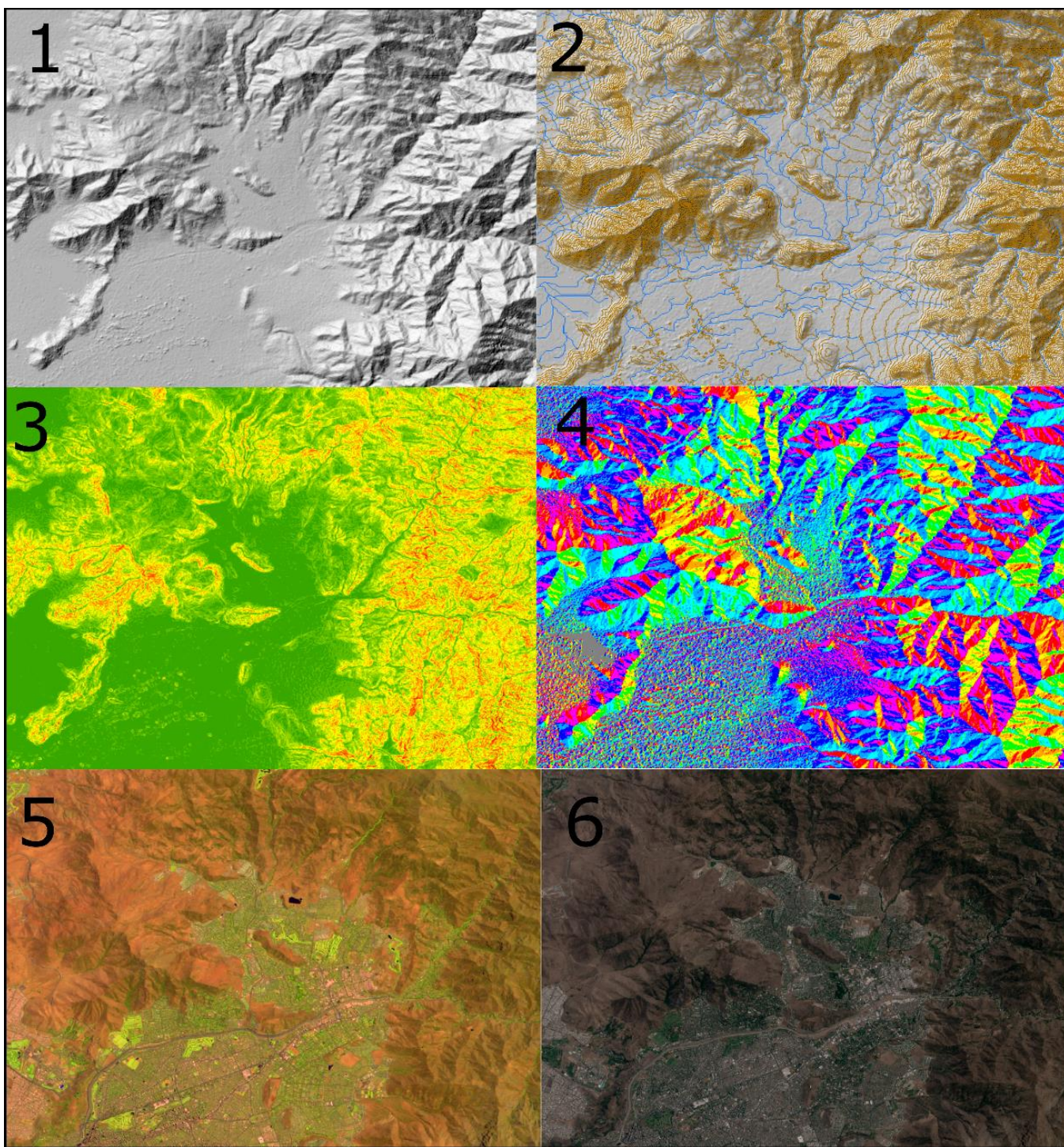
Se trabajó con los Sistemas de Información Geográfica ArcGIS y Google Earth Pro (GE), con el fin de realizar fotointerpretación geológica, reconocimiento de la zona para logística de terreno (accesos y rutas) y analizar posibles sectores de interés. En ArcGIS se preparó el proyecto para la realización de un mapa de la zona de estudio, mediante la obtención de Modelos de Elevación Digital (DEM) ALOS PALSAR de 12,5 metros de resolución (JAXA/METI, 2011), ASTER Global de 30 metros (NASA, 2009) y NASA Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) de 90 metros (NASA, 2013). Las imágenes satelitales corresponden a Sentinel-2B de entre 10 y 60 metros de resolución (ESA, 2019) y las obtenidas a través del *Basemap* de ArcGIS, con resolución cercana a 0,5 metros por píxel. Con estos insumos se generaron productos como mapas de sombreado (*hillshade*), pendientes (*slope*), orientaciones (*aspect*), curvatura vertical y horizontal (*curvature*), curvas de nivel (*contour*), redes de drenaje y combinación de bandas para color real y discriminación litológica. La Figura 2 resume algunos de los productos generados.

### 1.3.2 Trabajo de terreno

Consistió en la descripción y caracterización de la deformación de las rocas de la formación en sectores puntuales de la zona de estudio, con un énfasis en las estructuras de interés, las que podían ser discontinuidades, fracturas, relaciones de contacto entre unidades litológicas, fallas y pliegues. Para la toma de rumbo y manteo se utilizó la notación Azimut/manteo, de la forma “Az XX/YY”, con el azimut entre 0 y 360 grados. La descripción litológica también fue relevante para la asociación de formaciones, pero no fue el enfoque de este trabajo por lo que esta se abordó de manera general en el Capítulo 3.1 de Estratigrafía.

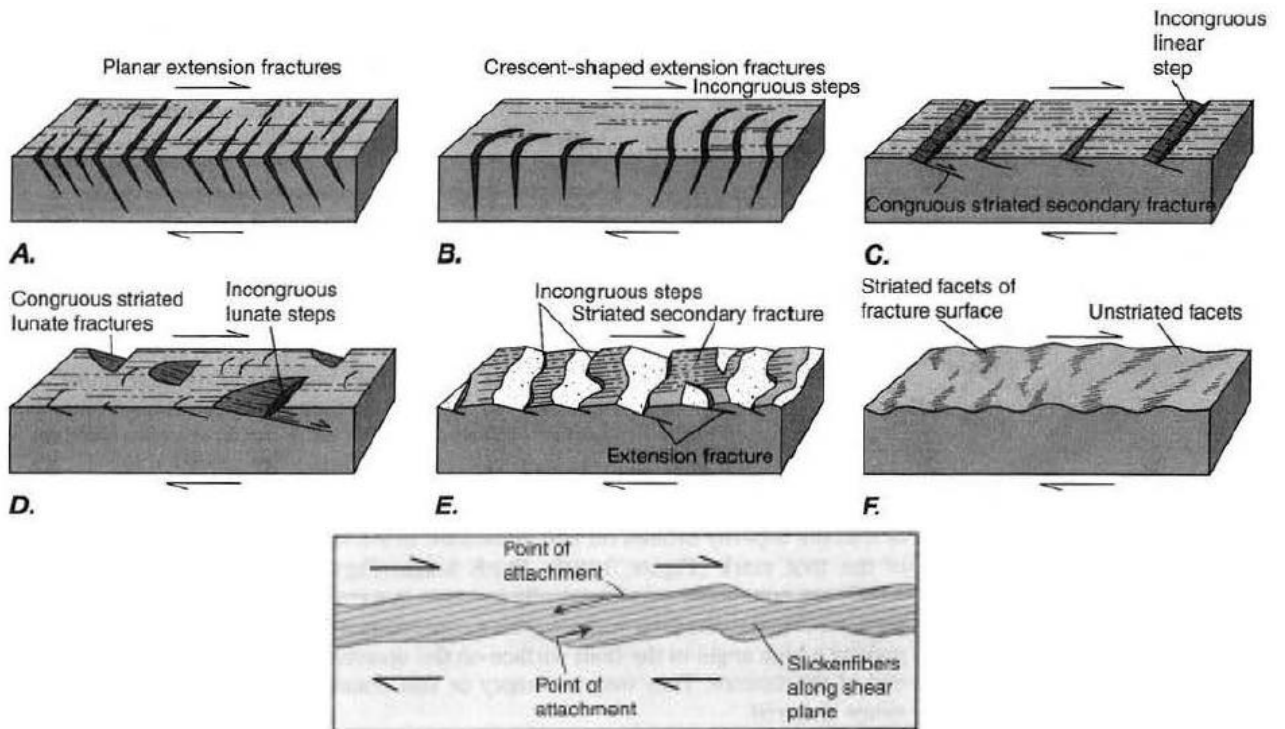
Con el fin de caracterizar la deformación más reciente registrada en la Formación Abanico en la zona, además de la toma de datos estructurales clásicos (rumbo y manteo, pliegues, fallas), se determinaron los sets de diaclasas más penetrativos de cada afloramiento junto a fracturas de cizalle (si es que existían), para tener una idea de cuáles son las estructuras que cortan a las previas y cómo se disponen. Para las fracturas de cizalle se utilizaron los indicadores cinemáticos definidos por Petit (1987), Twiss y Moores (1992) y Tolson (1996), siendo utilizado el lineamiento de fibras minerales y fracturas de Riedel como criterios principales (Figura 3). Para zonas de falla se utilizaron los criterios de terminología de rocas de falla propuestos por Twiss y Moores (1992) (Figura 4).

También se utilizó el criterio del *Geological Strength Index* (GSI) de Marinos et al. (2000, 2007), para determinar la distribución geotécnica espacial general y contrastar sectores donde hubiese cambios drásticos. El GSI se calcula de forma diferente según el tipo de macizo rocoso, ya sea homogéneo o heterogéneo. El primero puede corresponder a un macizo donde la litología sea relativamente homogénea, como lo sería una andesita o una toba. En cambio, un macizo heterogéneo podría ser una secuencia volcano-sedimentaria o niveles sedimentarios de distinta granulometría intercalados. Para estos dos tipos de macizos a considerar se utilizaron dos tablas distintas propuestas por Marinos et al. (2000, 2007) para analizar el GSI, las que se muestran en la Figura 5.



**Figura 2. Ejemplo de algunos productos obtenidos en ArcGIS a partir de DEM ALOS PALSAR (1, 2, 3, 4) e imagen satelital Sentinel-2B (5, 6). 1. Sombreado. 2. Curvas de nivel y red de drenaje. 3. Pendiente. 4. Orientación. 5. Combinación de bandas 11, 8 y 2 para discriminación litológica. 6. Combinación de bandas 4, 3 y 2 para color real.**



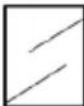







**Figura 3. Fracturamiento secundario que provee criterios del sentido de cizalle en fallas frágiles. La figura inferior muestra en perfil el crecimiento de fibras minerales como indicador de sentido de cizalle. Tomado de Twiss y Moores (1992).**

Cataclastic Rocks					
Fabric	Texture	Name	Clast Size	Matrix	
Generally no preferred orientations	Cataclastic: Sharp angular fragments	Breccia Series	Megabreccia	> 0.5 m	< 30%
			Breccia	1-500mm	< 30%
			Microbreccia	< 1 mm	< 30%
May be foliated		Gouge		< 0.1 mm	< 30%
May be foliated		Cataclasite		generally $\leq \sim 10$ mm	> 30%
May be foliated		Pseudotachylite			glass, or grain size $\leq 1 \mu\text{m}$
Mylonitic Rocks					
Fabric	Texture	Name	Matrix Grain Size	Matrix	
Foliated and lineated	Metamorphic: Interlocking grain boundaries, sutured to polygonal	Mylonitic gneiss		> 50 $\mu\text{m}$	
		Mylonite Series	Protomylonite	< 50 $\mu\text{m}$	< 50%
			Mylonite	< 50 $\mu\text{m}$	50%-90%
			Ultramylonite	< 10 $\mu\text{m}$	> 90%

\*The terminology applied to fault rocks is by no means generally agreed upon. The definitions of the different categories, and the quantitative boundaries we have placed on them, should therefore be understood as guidelines to present usage, which, however, can vary from one geologist to another. We believe, for example, that what we have defined as mylonite would fit anyone's definition, but other geologists use mylonite in a broader sense, even to include what we call mylonitic gneiss.

Figura 4. Terminología de rocas de falla. Tomado de Twiss y Moores (1992).

<p><b>GEOLOGICAL STRENGTH INDEX FOR JOINTED ROCKS (Hoek and Marinos, 2000)</b></p> <p>From the lithology, structure and surface conditions of the discontinuities, estimate the average value of GSI. Do not try to be too precise. Quoting a range from 33 to 37 is more realistic than stating that GSI = 35. Note that the table does not apply to structurally controlled failures. Where weak planar structural planes are present in an unfavourable orientation with respect to the excavation face, these will dominate the rock mass behaviour. The shear strength of surfaces in rocks that are prone to deterioration as a result of changes in moisture content will be reduced if water is present. When working with rocks in the fair to very poor categories, a shift to the right may be made for wet conditions. Water pressure is dealt with by effective stress analysis.</p>		SURFACE CONDITIONS				
		VERY GOOD Very rough, fresh unweathered surfaces	GOOD Rough, slightly weathered, iron stained surfaces	FAIR Smooth, moderately weathered and altered surfaces	POOR Stickensided, highly weathered surfaces with compact coatings or fillings or angular fragments	VERY POOR Stickensided, highly weathered surfaces with soft clay coatings or fillings
STRUCTURE		DECREASING SURFACE QUALITY →				
	INTACT OR MASSIVE - intact rock specimens or massive in situ rock with few widely spaced discontinuities	90			N/A	N/A
	BLOCKY - well interlocked undisturbed rock mass consisting of cubical blocks formed by three intersecting discontinuity sets	80	70			
	VERY BLOCKY - interlocked, partially disturbed mass with multi-faceted angular blocks formed by 4 or more joint sets		60	50		
	BLOCKY/DISTURBED/SEAMY - folded with angular blocks formed by many intersecting discontinuity sets. Persistence of bedding planes or schistosity			40	30	
	DISINTEGRATED - poorly interlocked, heavily broken rock mass with mixture of angular and rounded rock pieces				20	
	LAMINATED/SHEARED - Lack of blockiness due to close spacing of weak schistosity or shear planes	N/A	N/A			10
		↓ DECREASING INTERLOCKING OF ROCK PIECES				

a.

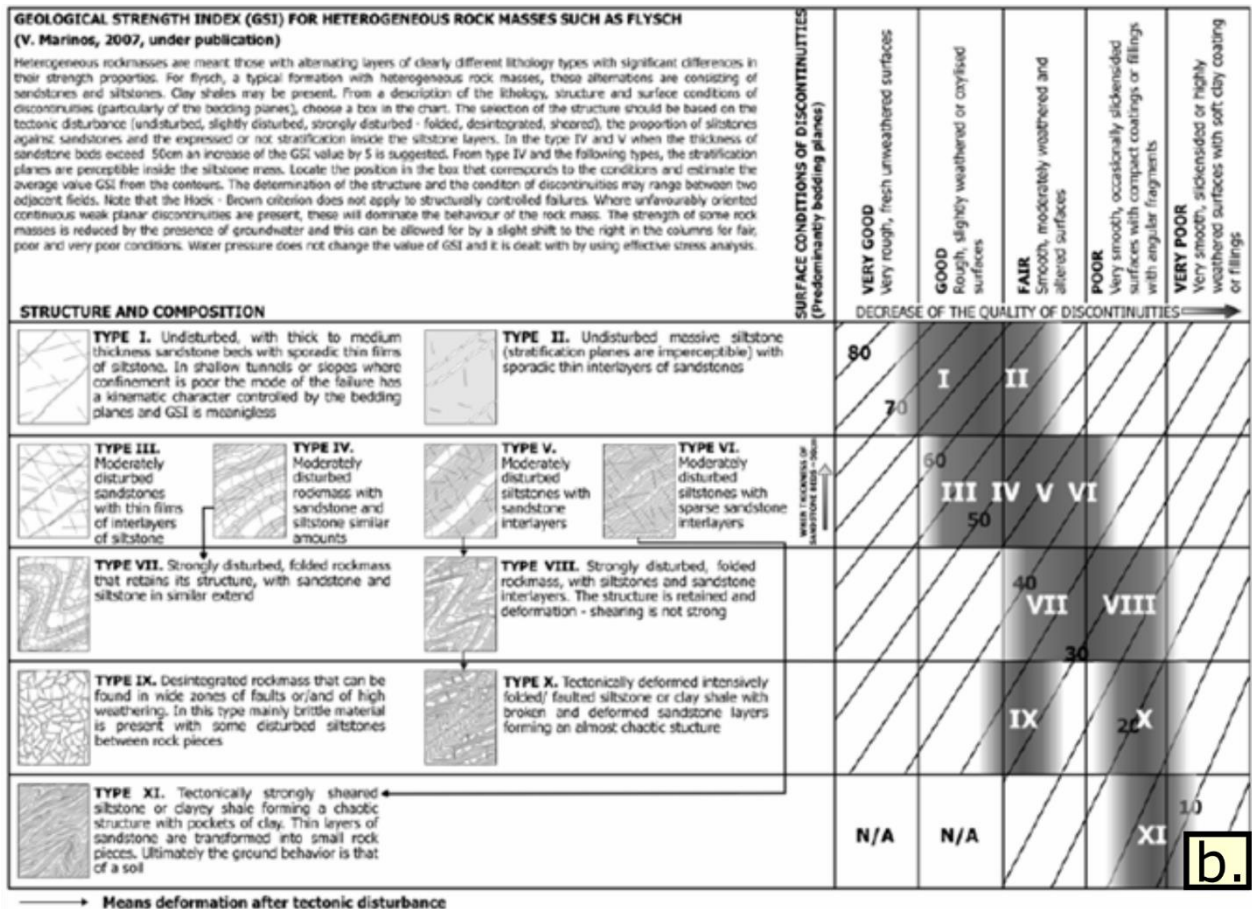


Figura 5. Tablas de clasificación del Geological Strength Index (GSI) para macizos rocosos homogéneos (a.) y heterogéneos (b.). Para mayor detalle consultar cuadros fuera del texto. Tomado de Marinos et al. (2007).

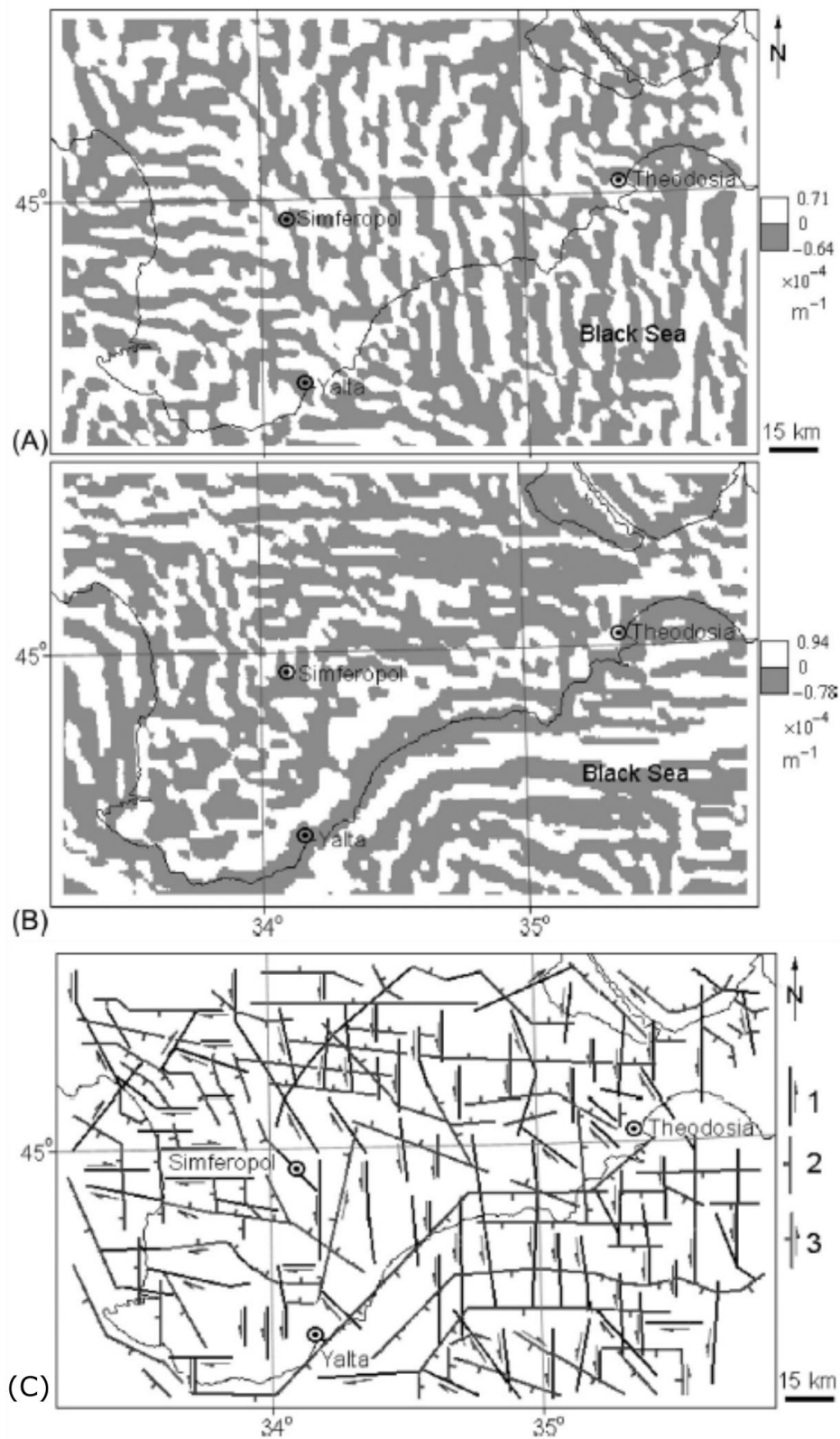
1.3.3 Gabinete

Posterior a cada salida de terreno, se realizó primero un ordenamiento y traspaso de la información a ArcGIS y Google Earth, para lograr visualizar futuros sectores de interés y comparar la información recopilada en terreno con los mapas de trabajos previos. En esta etapa también se recopilamos mapas previos que en la etapa pre-terreno no fueron encontrados. Se realizó además un mapeo de lineamientos mediante los softwares SIG apoyado con las observaciones de terreno para identificar los que pudiesen sugerirse como estructuras, en base a los productos obtenidos con el DEM (sombreado, pendiente, orientación, curvatura, curvas de nivel, redes de drenaje). Estos lineamientos se reconocieron a través de estos productos y su análisis conjunto como se detalla más adelante en el apartado 3.2.2.1 sobre lineamientos. Para los lineamientos con los productos de curvatura horizontal y curvatura vertical obtenidos a partir de los DEM se siguió la metodología propuesta por Florinsky (2016) (Figura 6). El autor realiza el método con sólo un tipo de DEM, pero sugiere la utilización de más de uno para que la información sea más representativa. En este trabajo se compararon los lineamientos en los tres tipos

de DEM adquiridos (ALOS PALSAR, ASTER, SRTM) para cada tipo de curvatura. Florinsky (2016) asigna distinto color a las curvaturas con valores mayor a cero y menor a cero (donde curvatura  $>0$  = blanco; curvatura  $<0$  = negro). Luego, en función de los contrastes que se observen entre estos dos se trazan lineamientos. En este trabajo se optó por observar la curvatura mediante escala de grises (*stretched*), ya que al hacerlo en sólo dos colores (como propone el autor) no se observan lineamientos claros. Luego, se interpreta cada lineamiento como falla según el tipo de curvatura analizada (vertical u horizontal) y se analiza su conformidad con las estructuras reconocidas en la literatura. El autor identifica que hay estructuras que coinciden con algunos lineamientos; sin embargo, la mayor parte no se correlaciona con fallas mapeadas previamente. En este trabajo se utilizó parte de este método solamente para identificar lineamientos y complementarlos al otro mapa realizado, no para interpretar fallas directamente a partir de estos mapas.

Con los datos referentes al GSI recopilados en terreno se realizó una tabla con todos los puntos GPS donde fue tomado este tipo de dato, sus valores para cada parámetro, su valor final, su validez y la litología involucrada. El valor final del GSI se agregó a un mapa para visualizar la distribución espacial de este criterio en el área de estudio, y poder reconocer sectores donde existían contrastes marcados.

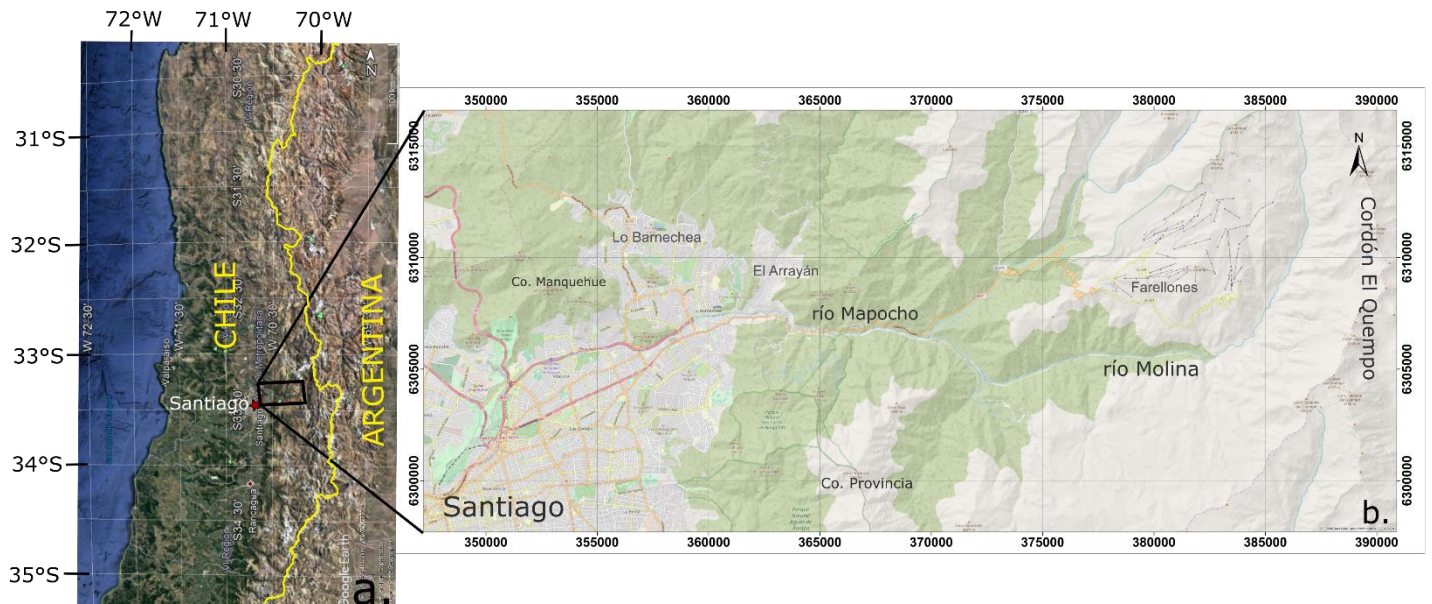
Los sets de diaclasas, las fracturas de cizalle y fallas fueron ploteados en redes estereográficas de los softwares FaultKin y Stereonet (Allmendinger et al., 2012). El primero se utilizó para analizar fracturas de cizalle con *rake* y obtener sus soluciones de tensores de esfuerzos. El segundo se utilizó para plotear todas las estructuras y así poder observarlas en conjunto. Las figuras obtenidas se agregaron a un mapa donde se pudiera visualizar su distribución espacial en la zona.



**Figura 6. Metodología generalizada del análisis de lineamientos propuesto por Florinsky (2016). (A) Mapa de curvatura horizontal. (B) Mapa de curvatura vertical. (C) Interpretación estructural de lineamientos obtenidos a partir de los mapas de curvatura. Tomado y modificado de Florinsky (2016).**

## 1.4 Zona de estudio: Ubicación y accesos

La zona de estudio corresponde al sector nororiente de la ciudad de Santiago y parte de la Cordillera de los Andes en la Región Metropolitana, en lo que corresponde principalmente a las comunas de Lo Barnechea, Vitacura y Las Condes. Cabe destacar que, si bien el polígono delimita la zona de estudio (Figura 7.b), el presente trabajo contempla un estudio en detalle solo en algunos sectores estratégicos de este, los que fueron definidos en base a la fotointerpretación posterior y trabajo con sistemas de información geográfica (SIG). Sin embargo, para el sector de Santiago nororiente, al estar intensamente intervenido urbanamente la mayor parte de los afloramientos fueron encontrados por azar más que producto de un análisis previo.



**Figura 7. a. Zona de estudio inmersa en Chile Central. Imagen tomada de Google Earth Pro. b. Acercamiento al área de estudio. El color verde representa las zonas con vegetación. Tomado de Basemap de ArcGIS.**

Para acceder a la zona, se debe llegar al sector nororiente de Santiago, a través de las varias opciones de calles que acceden a la zona (ej. Av. Vitacura, Av. Las Condes, Av. Presidente Kennedy, Av. Costanera Norte). Para acceder al sector de Lo Barnechea en particular, las principales rutas desde el centro de Santiago corresponden a la calle Av. Santa Teresa de Los Andes y Av. La Dehesa. Para acceder al sector de El Arrayán, se realiza a través de la calle Camino Refugio del Arrayán. Para acceder al valle del río Mapocho – Molina se utiliza la ruta G-21 que comienza en la comuna de Las Condes (Santiago) y que va hacia los centros invernales de Farellones, Colorado y Valle Nevado.

## 2 MARCO GEOLÓGICO

### 2.1 Marco geotectónico en el Cenozoico

La Cordillera de los Andes ha estado marcada por una historia geológica asociada directamente con un margen de subducción, donde la placa Nazca (antes Farallón) subduce bajo la placa Sudamérica por lo menos desde el Jurásico hasta la actualidad (Charrier et al., 2007; Mpodozis y Ramos, 1989). A lo largo de ese tiempo las condiciones tectónicas a lo largo del margen han sido tanto extensionales como compresivas, con variaciones regionales y locales de éstas, junto con su ocurrencia sincrónica en distintas partes del orógeno (Charrier et al., 2002, 2007). Éstas condiciones están relacionadas a la tasa y dirección con que las placas convergen, ya que condiciones extensivas y con poca actividad tectónica ocurren con bajas tasas de convergencia, mientras las compresivas se asocian con tasas más rápidas, permitiendo el desarrollo de pliegues y fallas de cabalgamiento (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Charrier et al., 2005; Somoza y Ghidella, 2005).

A lo largo del Cenozoico la velocidad y dirección del movimiento relativo entre las placas ha cambiado, como se muestra en la Figura 8 (Pardo-Casas y Molnar, 1987). Hace unos ~70 Ma y hasta los 47 Ma se estima que las velocidades de convergencia entre Farallón y Sudamérica fueron aumentando gradualmente, con un promedio de unos 5 cm/año en dirección noreste a los 10°, mientras hacia el sur la convergencia era menor, llegando incluso a divergir en latitudes altas debido al sentido de rotación horario de la placa en torno a su polo de Euler (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza y Ghidella, 2005; Martinod et al., 2010). Luego, entre 47 y 28 Ma el proceso dominante fue la subducción de la placa Farallón bajo Sudamérica, con velocidades medias de convergencia relativamente estables entre 5 y 9 cm/año dependiendo de la latitud y dirección aproximada N55-50°E en base a datos de Somoza y Ghidella (2005). A partir de los últimos 26 Ma la convergencia se volvió a acelerar, con valores entre 11 y 14 cm/año para el periodo entre 26 y 5 Ma, y con direcciones de subducción cercanas a N80°E (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza y Ghidella, 2005). Desde los ~10 Ma la convergencia comenzó a disminuir su velocidad gradualmente hacia los valores actuales, que bordean los 8 cm/año (Pardo et al., 2002; Somoza y Ghidella, 2005; Martinod et al., 2010). Gripp y Gordon (2002) calcularon velocidades relativas a hot spots de aproximadamente 45 y 30 mm/año para las placas Sudamericana (hacia el oeste) y Nazca (hacia el este), respectivamente. Esto da como resultado una convergencia actual de unos 70-75 mm/año entre estas placas, en una dirección promedio de ~N 78°E (Gripp y Gordon, 2002; Somoza y Ghidella, 2005; Iaffaldano, 2008).



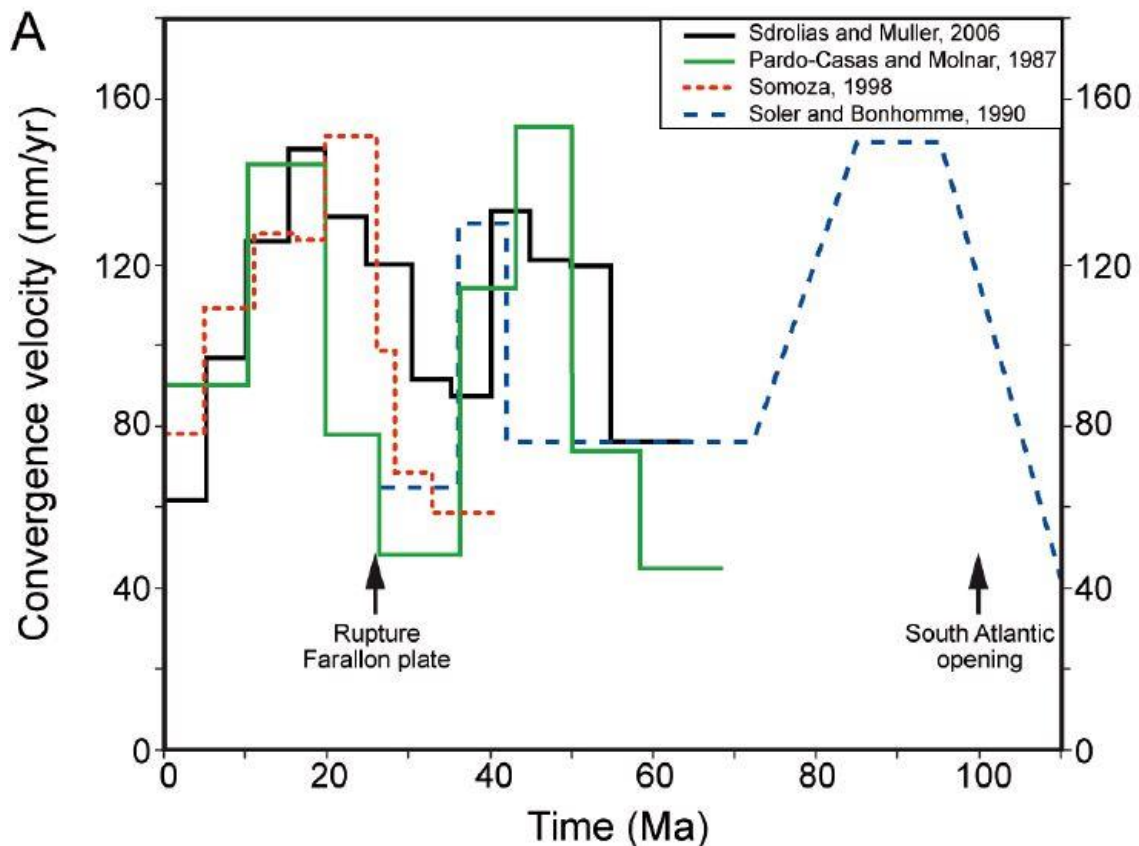


Figura 8. Tasas de convergencia a lo largo del Cenozoico entre la placa Farallón-Nazca y Sudamérica a la latitud de los Andes Centrales. Tomado de Martinod et al. (2010).

## 2.2 Unidades morfoestructurales

En el margen occidental de Sudamérica existe una variación en las unidades morfoestructurales que se observan de norte a sur, la que podría explicarse por la interacción que se genera entre la placa Nazca y la Sudamericana. Entre las latitudes 32° y 35°S, dentro de las que se encuentra la zona de estudio, se produce un cambio en las morfoestructuras y características del margen que aparecen al norte y al sur de los c. 33°S, lo que se observa en la Figura 9. Hacia el norte de 33°S y hasta los ~27°S desaparece el volcanismo activo, disminuye el ángulo de subducción y el acortamiento cortical se da en el trasarco, mientras hacia el sur de 33°S el ángulo de la subducción es mayor (~27° constantes) y el volcanismo reaparece, lo que se atribuye a la subducción de la dorsal de Juan Fernández a c. 33°S (Ramos, 1999; Yañez et al., 2001; Charrier et al., 2002, 2007, 2014; Pardo et al., 2002; Martinod et al., 2010). También existe una variación en el rumbo de la fosa, la costa y el orógeno, desde N-S al norte de 33°S a NNE-SSW al sur de 33°S, en lo que se conoce como el oroclino del Maipo (Fariás et al., 2010).

Al norte de 33°S la Depresión Central está ausente, por lo que de oeste a este se observa la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal en el lado chileno, y la Cordillera Frontal y la Precordillera hacia Argentina (Charrier *et al.*, 2014; Fock, 2005). Cabe mencionar que

la Cordillera de la Costa en este segmento se extiende hacia el este y se confunde con la Cordillera Principal (Charrier et al., 2007, 2014).

Al sur de 33°S hay un buen desarrollo de la Depresión Central. Así, en Chile se tiene de oeste a este: Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal Occidental. En Argentina la Cordillera Principal Oriental está en contacto al este con la Cordillera Frontal, y la Precordillera deja de aparecer (Charrier *et al.*, 2007, 2014; Fock, 2005, Jara y Charrier 2014).



Figura 9. Mapa de las principales unidades morfoestructurales entre 32° y 33,5°S. La zona de estudio se muestra en el recuadro negro. Tomado de Jara y Charrier (2014).

### 2.3 Evolución geológica

Durante el Eoceno medio se desarrolló un importante evento compresivo (orogenia Incaica) que generó un cordón montañoso de orientación NNE a lo largo del arco magmático, la Cordillera Incaica (Charrier et al., 2009). Este relieve produjo una segmentación paleogeográfica hacia ambos lados: el segmento occidental se caracterizó por eventos erosivos y de depositación, que acumularon potentes depósitos clásticos en la actual Depresión Central; mientras tanto, el segmento oriental registró una migración hacia el este del arco magmático al sur de 27°S, donde durante el Eoceno tardío al Oligoceno superior se habría generado una importante cuenca de intraarco extensional paralela al arco, conocida como Cuenca de Abanico (Charrier et al., 2005, 2007, 2009). En esta cuenca se depositaron rocas volcánicas y volcanoclásticas continentales principalmente, reflejadas en la Formación Abanico durante el Eoceno superior – Mioceno

inferior y luego la Formación Farellones en el Mioceno medio – superior (Charrier et al., 2002, 2005, 2009, 2014).

Durante fines del Oligoceno y hasta el Mioceno temprano esta cuenca fue sometida a una inversión tectónica asociada a la fase compresiva Pehuenche, la cual desarrolló pulsos compresivos hasta comienzos del Plioceno y que generó depósitos sintectónicos y estratos de crecimiento en la Formación Abanico, junto a la inversión de las fallas normales que dieron origen a la cuenca (Charrier et al., 2002, 2005, 2009, 2014; Fock et al., 2006; Farías et al., 2010). Los eventos compresivos generaron un aumento del relieve y su posterior erosión, generando extensos depósitos detríticos a ambos costados del orógeno (Charrier et al., 2009).

A partir del Mioceno inferior la deformación contraccional en la Cordillera Principal se desarrolló hacia su parte oriental a través de sistemas de fajas plegadas y corridas vergentes al oriente, debido a la inversión de fallas normales de alto ángulo junto con la generación de fallas inversas de bajo ángulo fuera de secuencia que deformaron la cuenca de Abanico y sus depósitos asociados, basculando el orógeno al oeste (Charrier et al., 2002, 2009, 2014; Fock et al., 2006; Farías et al., 2010, Giambiagi et al., 2015; Muñoz-Saez et al., 2014).

Luego, durante el Mioceno superior al Plioceno, existió un cabalgamiento fuera de secuencia en la Cordillera Principal occidental y oriental, y cabalgamientos en secuencia hacia el antepaís (Giambiagi et al., 2003). La deformación llega a un peak de deformación a los 12 – 10 Ma en la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, y el frente de cabalgamiento migra desde la Cordillera Principal a la Frontal (Giambiagi et al. 2015). Luego de alcanzar los cerca de 50 km de espesor actual, la corteza sufrió de expansión lateral hacia el este y el oeste debido a esfuerzos gravitacionales, lo que generó un alzamiento de la Depresión Central y los flancos de la Cordillera Principal debido a isostasia (Giambiagi et al. 2015).

Desde el Plioceno al presente la deformación en la Cordillera Principal disminuyó y el arco magmático se estableció en su posición actual (Charrier et al., 2009; Giambiagi et al., 2015). Hacia el este la Cordillera Frontal sufrió de deformación contraccional; mientras que, en la Cordillera Principal occidental en el sector de la mina El Teniente, se ha reportado movimiento de rumbo a través de estructuras NE dextral y WNW sinistral que afectan al pórfido cuprífero, lo que revela un régimen de rumbo para el Plioceno temprano (Giambiagi et al., 2015).

Finalmente, desde el Cuaternario al presente la actividad sísmica somera ha estado distribuida principalmente a través de la Cordillera Principal occidental y bajo la Depresión Central a profundidades de entre 10 y 20 km sugiriendo que en esta zona el Despegue Principal está activo (Farías et al., 2010; Rauld, 2011; Armijo et al., 2010; Vargas et al., 2014; Giambiagi et al., 2015). Hacia la frontera Chile – Argentina los sismos someros muestran mecanismos focales relacionados con una cinemática de rumbo (Giambiagi et al., 2015). Charrier et al. (2009) reportan que esta sismicidad somera bajo la Cordillera Principal occidental se asocia con fallas corticales y un régimen de esfuerzos transcurrente dextral. También en este tiempo se estableció la elevación actual de la

cordillera junto a los procesos erosivos fluviales, aluviales y de remociones en masa que la caracterizan (Charrier et al., 2009, 2014; Farías et al., 2008, 2010). En la Cordillera Principal occidental la inversión se generó a través de fallas como la Falla San Ramón, estructura activa de cinemática inversa vergente al oeste que pone en contacto rocas de la Formación Abanico con la Depresión Central (Rauld, 2002, 2011; Armijo et al., 2010). La Figura 10 muestra perfiles paleogeográficos que resumen la actividad llevada a cabo durante el Cenozoico por Fock (2005).

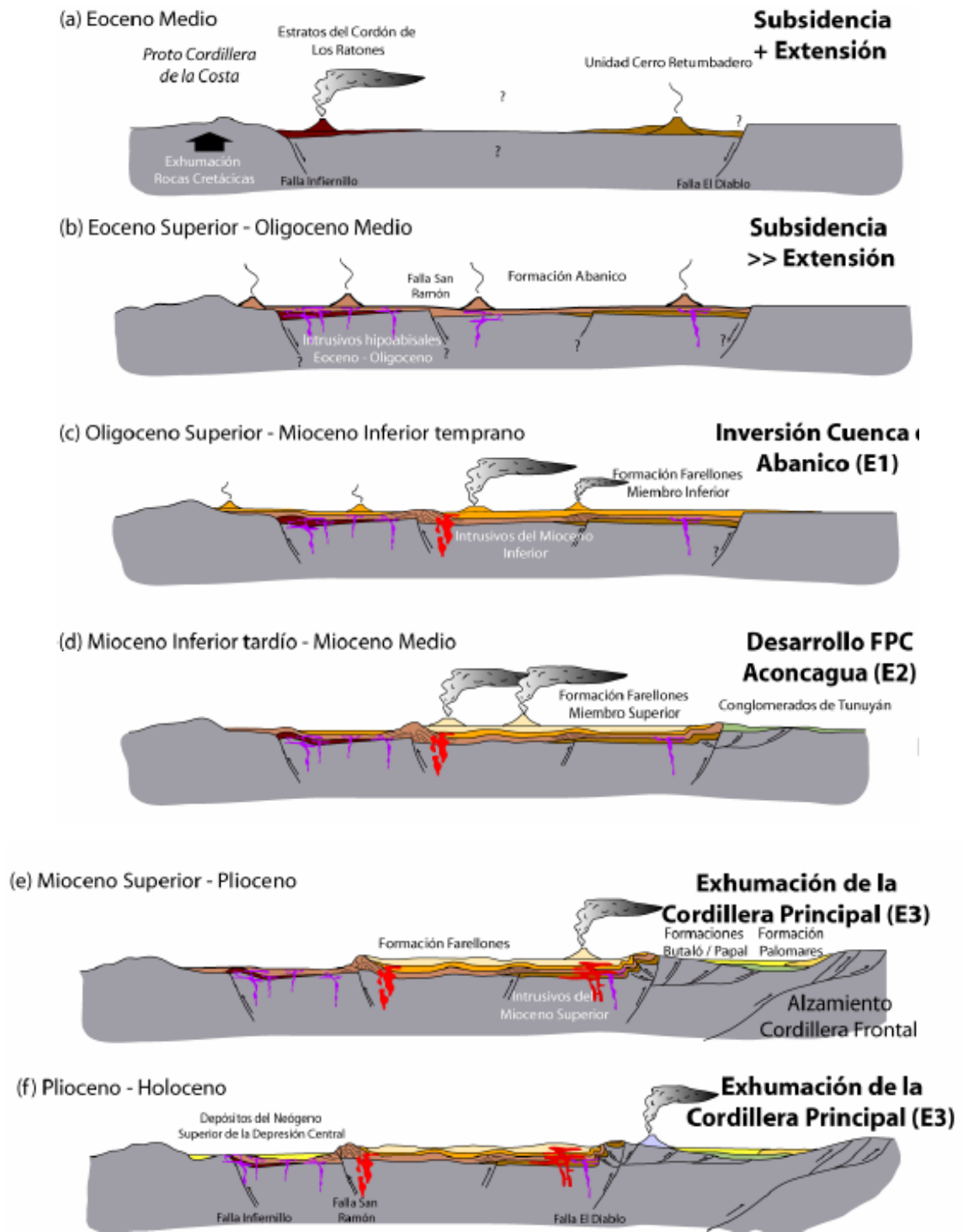


Figura 10. Evolución geológica y paleogeográfica durante el Cenozoico para la Cuenca de Abanico. Tomado de Fock (2005). Para más información respecto de la figura se recomienda consultar el trabajo mencionado.

## 2.4 Geología

La Cordillera Principal de Chile central en la zona de estudio se compone principalmente por dos formaciones: Formación Abanico y Formación Farellones, junto a intrusivos de edades similares y posteriores que se alojan en estas rocas (Aguirre, 1960; Klohn, 1960; Thiele, 1980; Rivano et al., 1990, 1993; Charrier et al., 1981, 2002, 2014). Estas afloran como una franja con orientación N-S, donde la Formación Farellones aflora entre dos franjas pertenecientes a la Formación Abanico entre 32° y 35°S (Rivano et al., 1990, 1993; Fock et al., 2005; Charrier et al. 2002, 2014).

### 2.4.1 Trabajos anteriores en la zona de estudio

Los trabajos previos en la zona en general son relacionados a geología estructural, y corresponden a los de Thiele (1980), Wall et al. (1999), Vergara et al. (2004), Sernageomin (2004), Rauld (2011), Fock (2005), Farías et al. (2010), Armijo et al. (2010), Quiroga (2013), Piquer (2015), Riesner et al. (2017). La Figura 11 muestra la distribución de estos trabajos en la zona.

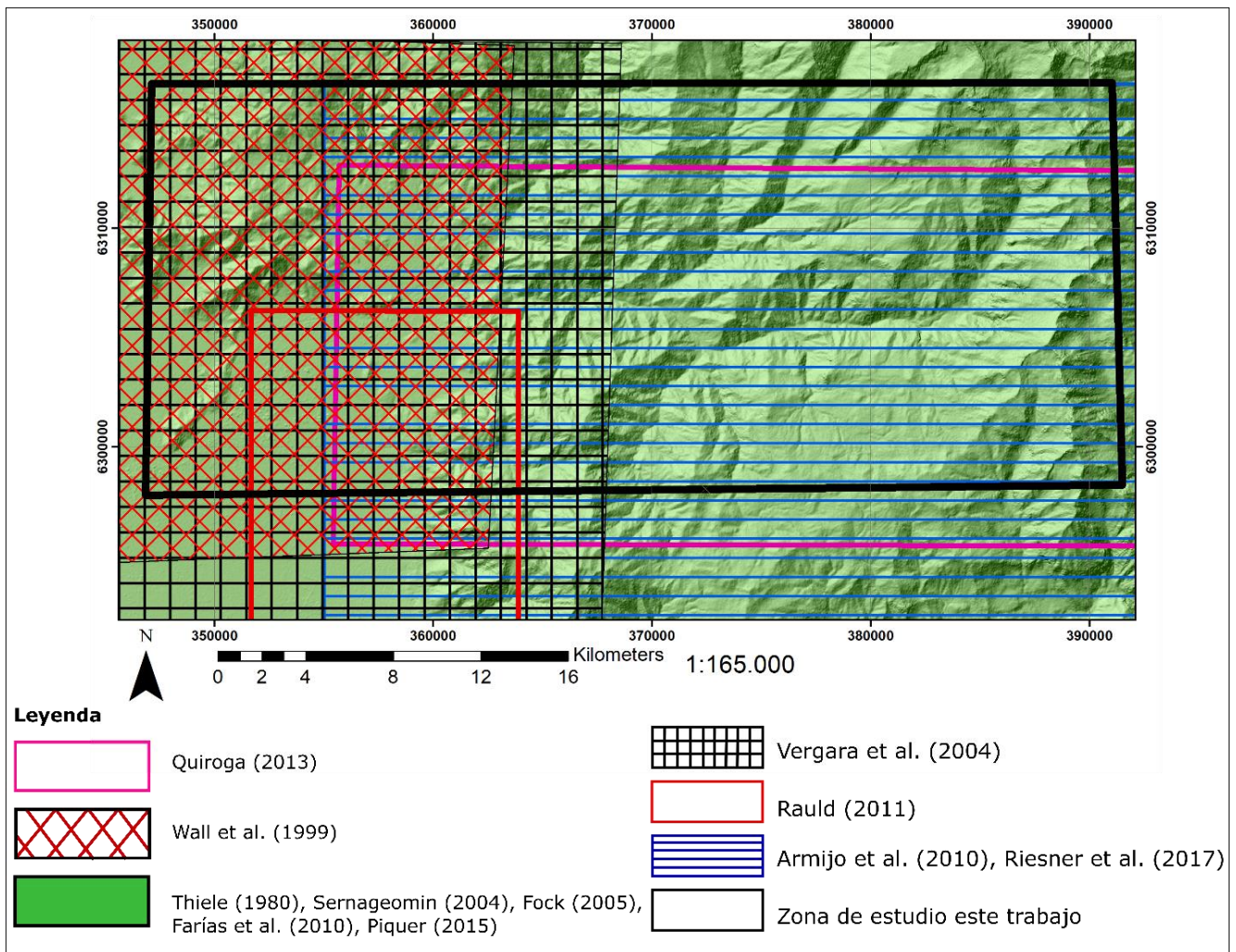


Figura 11. Mapa con las áreas de trabajos anteriores dentro de la zona de estudio.

## 2.4.2 Estratigrafía

### 2.4.2.1 Formación Abanico (Eoceno tardío - Mioceno temprano tardío)

#### 1. Distribución Geográfica

La Formación Abanico fue definida inicialmente por Aguirre (1960) y Klohn (1960). Aflora generalmente como dos franjas con orientación N-S separadas por rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Farellones (Charrier et al. 2002), siendo ambas las principales formaciones pre-Plioceno que conforman la Cordillera Principal de Chile central entre los 31°S y 36°S (Aguirre, 1960; Klohn, 1960; González y Vergara, 1962; Charrier, 1973, 1981a; Thiele, 1980; Rivano et al., 1993; Charrier et al., 2002; Fock et al., 2005; Godoy, 2012). Al sur de 35°S la Formación Abanico se puede encontrar continuamente a lo largo de la Depresión Central en una banda de unos 40-45 km de ancho (Charrier et al., 2014).

Al norte de 33°S, la franja occidental de la Formación Abanico está en contacto con unidades Cretácicas hacia el oeste, mientras que al sur de 33°S esta misma franja se encuentra limitada por depósitos cuaternarios de la Depresión Central (Charrier et al., 2002). Por otro lado, los límites de la franja oriental de la Formación Abanico hacia el este corresponden a rocas sedimentarias del Mesozoico. Jara y Charrier (2014) sugieren que las rocas de la Fm Abanico se reconocen entre ~28° y 39°S a lo largo de la Cordillera Principal, lo que podría extender el dominio de la cuenca de Abanico tanto hacia el sur como al norte.

#### 2. Contacto con otras formaciones y unidades

El contacto de la Formación Abanico con rocas que la subyacen ha sido propuesto de diversas formas: algunos postulan una discordancia angular (Klohn, 1960; Aguirre, 1960; Charrier et al., 1981, 1996, 2002), una concordancia (Fock, 2005; Godoy, 2012), o una discordancia progresiva (Fock, 2005). Entre 33° y 33°15'S y luego entre 33°45' y 34°S, en el lado oeste ésta sobreyace discordantemente a rocas de la Formación Lo Valle, de edad Cretácico Superior, en lo que sería un contacto deposicional que aparenta ser concordante (Gana y Wall, 1997; Wall et al., 1999). La parte oriental de la Fm Abanico sobreyace concordante a la Formación San José, y según Rivano et al. (1993) el contacto se observa en el cajón del mismo nombre. En algunos sectores el contacto normal es afectado por un fallamiento inverso, como en el estero Monos de Agua en el extremo sur de la Hoja Portillo (Rivano et al., 1993). Más al sur, en el valle del río Maipo, a los 33°50'S, el contacto oriental de la formación está dado por la falla Chacayes-Yesillo, la cual verge al oeste con un alto ángulo, y pone en contacto Formación Abanico con Formación Baños del Flaco, de edad Jurásico Superior a Cretácico Inferior (Charrier et al., 2002).

La Formación Abanico es sobreyacida por la Formación Farellones y depósitos sedimentarios cuaternarios (Charrier et al. 2002). La relación de contacto entre la Formación Abanico y Farellones es controversial (Charrier et al., 2002, 2007) y ha sido

descrita generalmente como discordante (Aguirre, 1960; Klohn, 1960; Charrier 1973, 1981; Thiele, 1980; Rivano et al., 1990, 1993; Wall et al., 1999; Quiroga, 2013). Fock et al. (2006) propone que dependiendo del lugar donde se observe el contacto puede ser tanto discordante como concordante. Por su parte, Jara y Charrier (2014) determinaron que la monotonía litológica y leve deformación en sectores donde Abanico y Farellones son concordantes o pseudoconcordantes no permiten hacer una distinción clara entre ambas formaciones. También se ha interpretado el contacto entre ambas formaciones como un contacto transicional o discordancia progresiva (Charrier et al., 2002; Piquer et al., 2017).

### 3. Edad

La edad correspondiente a la Formación Abanico ha sido controversial, pero actualmente se le asigna una edad del Eoceno medio-tardío al Mioceno Temprano tardío, en base a fósiles y radioisotopía (Charrier et al., 2002). Inicialmente se le atribuyó una edad Cretácica tardía (Aguirre, 1960; Klohn, 1960), por lo que esta formación era interpretada como un relicto del arco volcánico Mesozoico (Aubounin et al., 1973; Charrier et al., 2002 y referencias allí citadas). Posteriormente, mediante edades radioisotópicas por el método K-Ar los afloramientos del lado oeste de esta formación se reconocieron como cenozoicos (Vergara y Drake, 1978; Charrier y Munizaga, 1979), mientras que a través de datación por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y fósiles de mamíferos se ha determinado también una edad Cenozoica para los depósitos del lado oriental (Charrier et al., 2002 y referencias allí citadas).

Lavas de la parte media del nivel inferior definido por Wall et al. (1999) han sido datadas mediante  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa en  $26,6 \pm 1,2$  y  $23,6 \pm 0,8$  Ma (edades promedio ponderado),  $21,1 \pm 1,0$  Ma (edad de fusión total) y por K-Ar en roca total en  $20,9 \pm 0,8$  Ma,  $19,8 \pm 0,9$  Ma (Gana y Wall, 1997; Sellés, 1999). Lavas básicas de la parte basal han sido datadas por K-Ar en plagioclasa en  $28,3 \pm 0,7$  Ma (Drake et al., 1976) y  $25,2 \pm 1,4$  Ma en biotita (Sellés 1999).

Estudios de Gana y Wall (1997) arrojaron una edad de  $34.3 \pm 2.2$  Ma para la parte basal occidental de Formación Abanico, la que se pone en contacto de forma discordante con la Formación Lo Valle cuyas edades determinadas son de  $72.4 \pm 1.4$  y  $71.4 \pm 1.4$  Ma. Para la parte basal oriental, Charrier et al. (1996) obtuvieron una edad de  $37.67 \pm 0.31$  Ma.

La edad más joven para la Formación Abanico corresponde 16.1 Ma, obtenida mediante el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en lavas fuertemente plegadas del valle del río Las Leñas (Kay y Kurtz, 1995).

### 4. Litología

La Formación Abanico fue definida inicialmente por Aguirre (1960) en la provincia de Aconcagua como una secuencia de vulcanitas y sedimentitas clásticas terrígenas de colores predominante gris-pardo y púrpura rojo-grisáceo. Además, la describió como una unidad predominantemente volcanogénica, continental y de gran espesor, y en adelante no



ha habido mucha discusión en torno a la litología, salvo descripciones más detalladas. Más recientemente se ha descrito como una secuencia de unos 3000 metros de niveles volcanoclásticos, tobas y lavas ácidas a intermedias con intercalaciones lacustres, fluviales y aluviales, algunas formando lentes sedimentarios, siendo más comunes en la franja oriental que en la occidental (Thiele, 1980; Rivano et al., 1993; Wall et al., 1999; Charrier et al., 2002; Vergara et al., 2004). Las intercalaciones sedimentarias son depósitos detríticos de grano grueso a fino y calizas micríticas a oolíticas, y no hay registro de sedimentación de origen marino (Thiele, 1980; Rivano et al., 1993; Charrier et al., 2002). Además, existen intrusivos granodioríticos del Mioceno temprano que se emplazaron en estas rocas, junto con numerosos diques y sills de composición andesítica a dacítica (Charrier et al., 2002). En general la estratificación es marcada lo que resalta notoriamente las estructuras deformativas. Además, existen cambios bruscos tanto en la N-S como en la E-O producto de la deformación por lo que no ha sido posible observar una columna estratigráfica completa (Charrier et al., 2002). La Formación Abanico presenta un metamorfismo de bajo grado asociado a facies de prehnita-pumpellyita a ceolitas (Muñoz et al., 2010). Este metamorfismo altera la matriz de las rocas sedimentarias y volcanoclásticas opacando sus características petrográficas (Charrier et al., 2002).

## 5. Geoquímica

Entre 32,5° y 34,5°S las rocas de Fm Abanico presentan marcas isotópicas de diferenciación toleítica y mantélica, mientras que las pertenecientes a la Fm Farellones presentan isotopía calcoalcalina y cortical (Nystrom, 1993). Resultados obtenidos por Charrier et al (2002) en muestras de la Fm Abanico arrojaron magmas basálticos a dacíticos (47 – 67% SiO<sub>2</sub>) con bajo a medio contenido en potasio, alto Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15,6 – 18,7%) y bajo TiO<sub>2</sub> (0,6 – 1,3%). Además, se obtuvo composiciones isotópicas (Nd y <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr) relacionadas al manto, y razones geoquímicas con afinidades de arco (La/Ta, Ba/La, Sm/Yb). En tanto, razones entre contenidos de FeO y MgO sugieren magmas silícicos evolucionando a partir de máficos a través de un *trend* toleítico de baja presión. Los autores concluyen que las muestras pertenecientes a la formación indican un arco magmático de afinidad toleítica caracterizado por una corteza (~30 – 35 km) y manto litosférico delgados, lo cual se condice con una configuración tectónica extensional para la corteza superior durante el Eoceno – Mioceno temprano.

Muñoz et al. (2013), por su parte, atribuyen en gran medida algunas variaciones isotópicas (Hf y Nd) en la Cordillera Principal a la configuración arquitectural y evolución de la litósfera superior donde el bloque continental litosférico, que ha migrado al oeste desde el Mio – Plioceno, podría haber generado superposición de fuentes para los magmas entre procesos de MASH, terranes alóctonos heredados desde antes del Pre-andino (Chilena, Cuyania), mingling en la corteza superior, entre otras posibilidades de “contaminación”.

Piquer et al. (2017) utilizaron razones de Tierras Raras (La/Sm, Sm/Yb) para analizar diferencias geoquímicas y genéticas asociadas a esta formación respecto de la Fm

Farellones. Según los autores la Formación Farellones presenta en general razones mayores de estos elementos que Formación Abanico. Sus resultados los llevaron a concluir que variaciones bruscas de estas razones se produjeron en tres etapas a alrededor de 22 Ma, entre 9 y 12 Ma, y finalmente entre 7 y 2 Ma, lo cual asociaron a eventos o pulsos compresivos regionales que generaron engrosamiento cortical desde la inversión de la cuenca de Abanico a partir de la primera etapa (22 Ma).

## 6. Deformación

En general se ha reportado fuerte plegamiento en sectores de la formación (Thiele, 1980; Rivano et al., 1993; Charrier et al., 2002, 2005; Vergara, 2004). Charrier et al. (2002) sugieren que el miembro inferior de Formación Farellones es contemporáneo a la deformación de los depósitos pertenecientes a la Formación Abanico.

Farías et al. (2010) han reportado que varios pliegues y cabalgamientos afectan a la Fm Abanico, con pliegues de amplitudes de hasta 2-3 km. Sugieren que los pliegues pueden estar asociados al desarrollo de pliegues por propagación y flexura con vergencia al este, y que muchas veces los pliegues son atravesados por fallas inversas *break-through*, *out-of-sequence* y retrocorrimientos. Todas estas estructuras estarían asociadas al evento compresivo del Mioceno tardío – Plioceno temprano (Fock et al., 2006). Por otro lado, Piquer et al. (2016) han descrito que la arquitectura interna de la Cordillera Principal en Chile está dominada por sistemas de fallas NE y NW, los que asocian a una posible reactivación de estructuras presentes previamente en el basamento. Algunas de estas fallas se desarrollaron como normales en un principio para luego invertirse como fallas de rumbo o inversas durante el Mio-Plioceno. Estos autores también sugieren que la reactivación de estructuras se concentró alrededor de plutones y pórfidos cupríferos a través de un régimen transpresivo con acortamiento dirigido al E – ENE. Para los márgenes de la cuenca de Abanico concluyen que la compresión fue acomodada por medio de fallas inversas, mientras hacia el centro se desarrolló un régimen de rumbo que pudo haber resultado favorable para el emplazamiento de magmas y su consecuente mineralización hidrotermal.

### 2.4.2.2 Formación Farellones (Mioceno)

#### 1. Distribución Geográfica

Aflora en la Cordillera Principal entre 32°-35°S, como una franja de orientación norte – sur entre dos franjas pertenecientes a la Fm Abanico (Thiele, 1980; Rivano, et al., 1990, 1993; Charrier et al., 2002, Fock et al., 2005). Esta formación aflora al este del Cordón volcánico Oligo-Miocénico y al oeste del arco volcánico actual (Vergara et al., 1988). En la zona de estudio aflora formando un “plateau” continuo entre el valle del río Mapocho - Molina y el del río Colorado. Al sur de 33°S el miembro inferior de Fm Farellones no existiría, mientras que el miembro superior si pudo haberse desarrollado a estas latitudes (Rivano et al., 1993).

## 2. Contacto con otras formaciones y unidades

La Fm Farellones sobreyace generalmente discordante a la Fm Abanico (Rivano et al., 1990, 1993; Thiele, 1980; Charrier et al., 2002, 2005, 2014). También se postula una pseudoconcordancia en ciertos sectores (Rivano et al., 1990). Rivano et al. (1990) observaron que diferencias en el rumbo y en el plegamiento distinguen a la Fm Farellones de la Fm Abanico. Por otro lado, el techo de la Fm Farellones constituye la superficie de erosión actual (“Formación La Parva – Colorado” de Thiele, 1980; Rivano et al., 1990, 1993). En algunos sectores, la diferencia de edad entre la parte más joven de Fm Abanico y la más antigua de Fm Farellones es de unos 2 Ma, por lo que el tiempo para generar una discordancia es reducido (Charrier et al., 2002). Se ha interpretado el contacto entre ambas formaciones como un contacto transicional o discordancia progresiva (Charrier et al., 2002; Piquer et al., 2017).

## 3. Edad

La edad radioisotópica más antigua obtenida para la Fm Farellones en la parte este de Santiago es de 14.1 Ma según el método de K-Ar, por Charrier y Munizaga (1979). Según Rivano et al. (1990), las dataciones realizadas en la parte basal de Farellones entregan edades entre 15 y 18 Ma. Las edades más recientes obtenidas para esta formación en la zona son del Mioceno tardío, por lo que Charrier et al. (2002) establecen una edad del Mioceno para la Fm Farellones. Además, sugieren una cercanía temporal entre la parte superior de la Fm Abanico y la basal de Fm Farellones.

## 4. Litología

Consiste en aproximadamente 2.500 metros de depósitos principalmente volcánicos levemente plegados y con metamorfismo de bajo a muy bajo grado (Charrier et al., 2014). Las rocas corresponden a lavas andesíticas a riolíticas, tobas, depósitos volcanoclásticos y de manera limitada algunos sedimentarios, que corresponden a conglomerados, areniscas y lutitas finamente estratificadas (Thiele, 1980; Rivano et al., 1993; Wall et al., 1999; Charrier et al., 2002). Según Rivano et al. (1993) la formación muestra restos de centros volcánicos muy erosionados. La relación de contacto entre ambos miembros de la Fm Farellones es concordante, presentan interdigitación parcial en el contacto (Rivano et al., 1993). El miembro inferior representaría erupciones de tipo caldera, y el superior la actividad de edificios volcánicos tipo estratovolcán (Rivano et al., 1990, 1993).

## 5. Geoquímica

Según Rivano et al. (1993) la formación representa un volcanismo de carácter composicional bimodal desde basaltos a riolitas. Se ha identificado un *trend* de diferenciación toleítico para estas rocas, pero con un mayor grado de diferenciación respecto de la Fm Abanico (Charrier et al., 2002). Piquer et al. (2017) utilizaron razones de Tierras Raras (La/Sm, Sm/Yb) para analizar diferencias geoquímicas y genéticas asociadas a esta formación respecto de la Fm Abanico. Según los autores Fm Farellones

presenta en general razones mayores de estos elementos que Fm Abanico. Sus resultados los llevaron a concluir que variaciones bruscas de estas razones se produjeron en tres etapas a alrededor de 22 Ma, entre 9 y 12 Ma, y finalmente entre 7 y 2 Ma, lo cual asociaron a eventos o pulsos compresivos regionales que generaron engrosamiento cortical desde la inversión de la cuenca de Abanico a partir de la primera etapa (22 Ma). Dado esto, la Fm Farellones se habría depositado sobre una corteza de mayor espesor que la Fm Abanico, lo que habría generado las señales geoquímicas ya descritas.

## 6. Deformación

Generalmente se ha descrito que la formación se encuentra en niveles bien estratificados, con un plegamiento leve, y una disposición generalmente sub-horizontal, llegando a manteos máximos de unos 25° (Thiele, 1980; Rivano et al., 1990, 1993; Charrier et al., 2002). Presenta estratos de crecimiento en sus niveles inferiores, evidenciando actividad volcánica y sedimentaria sintectónica desarrollada previa a 16 Ma (Charrier et al., 2002; Fock et al., 2006).

Piquer et al. (2016) describieron la arquitectura interna de la Cordillera Principal en Chile como dominada por sistemas de fallas NE y NW, los que asocian a una posible reactivación de estructuras presentes previamente en el basamento. Algunas de estas fallas se desarrollaron como normales en un principio para luego invertirse como fallas de rumbo o inversas durante el Mio-Plioceno. Estos autores también sugieren que la reactivación de estructuras se concentró alrededor de plutones y pórfidos cupríferos a través de un régimen transpresivo con acortamiento dirigido al E – ENE. Hacia el centro de la cordillera en Chile (parte central de la cuenca de Abanico) se habría desarrollado un régimen de rumbo que pudo haber resultado favorable para el emplazamiento de magmas y su consecuente mineralización hidrotermal.

### 2.4.2.3 Depósitos no consolidados (Cuaternario)

#### **Depósitos de remoción en masa (Pleistoceno-Holoceno) (Wall et al., 1999)**

Depósitos originados por flujos de detritos, flujos de barro, deslizamientos, desprendimiento de bloques, reptación y hundimiento. Se exponen al pie del cordón de Los Españoles, donde presentan bloques de hasta 2 m de diámetro, suspendidos en una matriz areno-limosa. También afloran entre el estero Colina, quebrada El Durazno, cerro San Cristóbal, loma Los Rulos y desembocadura de la quebrada San Ramón. Dentro de este conjunto se incluyen los depósitos del portezuelo Lo Curro, sedimentos que incorporan bloques de hasta 10 m de diámetro y que, probablemente, representan depósitos de colapso gravitacional originados por deslizamiento de la ladera oriental del cerro Manquehue. En las cercanías de la mina La Africana incluyen, además, depósitos asociados al hundimiento de antiguos laboreos mineros subterráneos.

### **Depósitos fluviales (Holoceno) (Wall et al., 1999)**

Sedimentos no consolidados, genéticamente relacionados con cursos fluviales activos. Constituidos por ripios, gravas, gravas arenosas clasto-soportadas, con clastos redondeados, en parte imbricados (facies de relleno de canal). Incluyen, lentes arenosas con estratificación plana-horizontal y cruzada, junto a escasos niveles de limos, finamente laminados (depósitos de planicie de inundación).

### **Depósitos fluviales antiguos (Pleistoceno-Holoceno) (Wall et al., 1999)**

Sedimentos no consolidados, asociados a cursos fluviales abandonados, constituidos por ripios, gravas, gravas arenosas, arenas y limos. Dentro de este grupo se incluyen:

**(1)** Depósitos fluviales aterrizados, ubicados entre 3 y 20 m sobre el curso fluvial actual y que presentan una cobertura de suelo bien desarrollada.

**(2)** Depósitos ubicados a escasa altura sobre el cauce actual, cubiertos por una delgada capa de suelo y que son esporádicamente inundados en épocas de crecida.

### **Depósitos coluviales (Pleistoceno Superior-Holoceno) (Wall et al., 1999)**

Sedimentos no consolidados, ubicados en las faldas y al pie de los cerros, a la salida de quebradas y en pequeños valles intermontanos. Formados, principalmente, por clastos y bloques, mal seleccionados (escombros de falda). Constituyen mantos adosados a los cerros con pendientes de 4° a más de 10°, y presentan estratificación grosera paralela a las laderas.

### **Depósitos aluviales de piedemonte (Pleistoceno Superior-Holoceno) (Wall et al., 1999)**

Sedimentos no consolidados, ubicados en la desembocadura de quebradas mayores. Se encuentran, principalmente, en el borde precordillerano al oriente de Santiago, y forman abanicos aluviales, con pendientes de 3° a 6°. Están constituidos por una alternancia de depósitos de remoción en masa (flujos de detritos), con depósitos fluviales y mantos de crecida, que se interdigitan, y en parte, progradan sobre los depósitos aluviales de los ríos Maipo y Mapocho. Dentro de esta unidad se incluyen remanentes de depósitos antiguos **(a)** de los cerros Apoquindo y Calán, inclinados, fallados y cortados por el drenaje actual. Se incluyen, además, en esta unidad, los flujos de detritos y barro del año 1993 **(b)** que se movilizaron sobre el sector urbano desde las quebradas San Ramón y de Macul, que cubrieron una extensión aproximada de 18 km<sup>2</sup>, y transportaron bloques de hasta 10 m de diámetro. En el sector de Conchalí, al sur de Loma El Guanaco, estos depósitos son portadores de restos óseos de un mamífero (*Scelidodon sp.*) asignado al Pleistoceno.

### **Depósitos aluviales (Pleistoceno Medio- Pleistoceno Superior) (Wall et al., 1999)**

Sedimentos no consolidados, que rellenan gran parte de las cuencas de Santiago y valle del estero Chacabuco. Forman parte de extensos abanicos aluviales coalescentes con suave pendiente hacia el oeste, provenientes de las hoyas hidrográficas principales.

Hacia sus cabeceras, estos depósitos se interdigitan con depósitos coluviales y aluviales de piedemonte, mientras que hacia el oeste gradan a depósitos lacustres. Están formados por gravas y arenas, con sedimentos finos en menor proporción. Hacia el oeste existe un predominio de sedimentos finos (arenas, limos y arcillas) que alternan con lentes de granulometría gruesa. Antecedentes gravimétricos señalan espesores medios de 400-480 m en el sector norte del valle de Santiago, y de 400-450 m en el sector de Lo Prado-cerro Santa Lucía. En los depósitos del río Mapocho se han identificado restos óseos de mamíferos pleistocenos.

#### **2.4.3 Rocas intrusivas** (Wall et al., 1999)

**Intrusivos hipabisales** (Eoceno-Oligoceno a Mioceno Inferior) (Wall et al., 1999)

‘Stocks’, filones manto, cuellos volcánicos y diques, cuya composición varía desde gabros a andesitas de piroxeno, forman cuerpos de tamaño inferior a 8 km<sup>2</sup> y afloran, preferentemente, en el sector centro-oriental de la Hoja Til-Til - Santiago. Dentro de este grupo se incluyen gabros y dioritas (a), basaltos y andesitas basálticas (b), dioritas y dioritas cuarcíferas (c), y andesitas (d). Los tipos a y b, de edad oligocena superior, se concentran, encajados en las formaciones Las Chilcas y Lo Valle, al oeste de los 70°45', mientras que hacia el este se concentran los tipos c y d, de edad miocena inferior, intruyendo a la Formación Abanico. Parte de estos intrusivos han sido referidos como “Grupo Volcánico del Oligo-Mioceno” (Vergara y Drake, 1979) o Unidad Intrusiva II (Thiele, 1980). En general, su edad y características químicas son similares a las que presentan las lavas de la Formación Abanico (Sellés, 1999), y es posible que correspondan a sus conductos alimentadores.

### **2.5 Geología Estructural**

#### **2.5.1 Nororiente de Santiago**

Las estructuras en este sector han sido definidas principalmente por Wall et al. (1999), y corresponden a fallas normales y de rumbo, junto con varias cuya cinemática no ha sido determinada. Además, Thiele (1980), Wall et al. (1999) y posteriormente Piquer (2015) sugieren la existencia de varias fallas inferidas. El rumbo en general de las estructuras es N-S a NW-N y algunos hacia el NE. La actitud de la Fm Abanico en este sector es principalmente basculada al este con ángulos de entre 10° y 50° (Wall et al., 1999; Vergara et al., 2004). En la zona de Lo Barnechea – La Dehesa, las fallas normales descritas por Wall et al. (1999) son de alto ángulo y estarían desplazando niveles sedimentarios de la Fm Abanico 100 y 300 metros. Hacia el final de la calle Avenida La Dehesa, Wall et al. (1999) propusieron una falla normal de rumbo N-S, sector donde posteriormente en 2004 fue descrita por Sernageomin como una falla inversa vergente al oeste. Hacia el oeste de Lo Barnechea la mayoría de las fallas observadas tienen un desplazamiento de rumbo dextral. Thiele (1980) reportó fallas de orientación NW hacia el norte del Co. Manquehue. Casi al límite del área de estudio, cercano a la localidad de

Chicureo, existe una falla de rumbo con desplazamiento sinistral afectando rocas de la Formación Abanico documentada por Wall et al. (1999) y Piquer (2015). La Figura 12 muestra un mapa geológico de esta zona. Notar la falla normal de rumbo norte-sur en la parte superior del mapa en Lo Barnechea; esta misma estructura es interpretada como inversa por Sernageomin (2004). Piquer (2015) coincide con la interpretación normal de Wall et al. (1999). La Figura 12 muestra el mapa geológico para la zona propuesto por Piquer (2015).

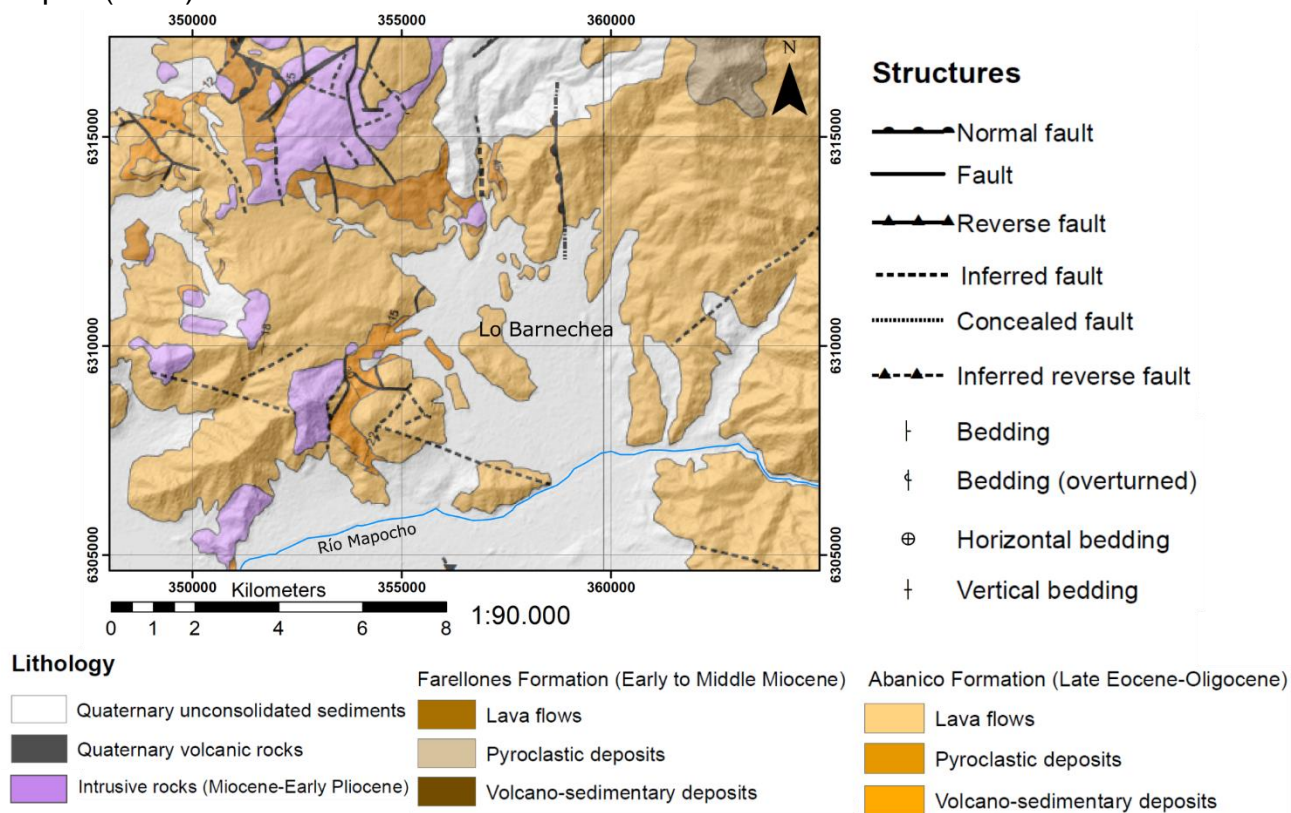


Figura 12. Mapa geológico del sector nororiente de Santiago. Modificado de Piquer (2015).

## 2.5.2 Valle del río Mapocho – Molina

### 2.5.2.1 Bloque Oeste

Este bloque comprende una serie de pliegues sinclinales y anticlinales dentro de la Fm Abanico, limitados hacia la depresión central por la Falla San Ramón (Thiele, 1980; Rauld, 2002, 2011; Fock et al., 2005; Vargas et al., 2014, 2015). Desde oeste a este el bloque comprende: Falla San Ramón, Sinclinal San Ramón, Anticlinal San Ramón, Sinclinal Covarrubias - San Francisco y Anticlinal Los Recauquenes – San Francisco.

### Falla San Ramón

Corresponde a un sistema de falla inversa activo de vergencia oeste, con rumbo cercano a la N-S y manteo aproximado de 60°E en superficie que deforma la Fm Abanico y alza el cordón del San Ramón, poniendo en contacto rocas cenozoicas con los depósitos

sedimentarios de la Depresión Central (Fock et al., 2005; Armijo et al., 2010; Farías et al., 2010; Rauld, 2011; Pérez et al., 2014; Vargas et al., 2015; Riesner et al., 2017). Según Rauld (2011) esta falla cambia su manteo en profundidad, con un despegue basal de unos 4°E a unos 10-12 km de profundidad, que a los 3-4 km de la superficie toma un ángulo de unos 40°E. Por tanto, la inclinación de la estructura aumenta a medida que alcanza la superficie.

Wall et al. (1999) mencionan que la traza de esta falla debería prolongarse hacia el norte en el sector de La Dehesa y el cordón de Los Españoles, según lo sugerido por Aguirre (1957), Carter y Aguirre (1965) y Thiele (1980). En su trabajo, Wall et al. (1999) no lograron verificar la existencia de la falla en este sector, pero si reportan numerosos depósitos de remoción en masa en el norte de La Dehesa, lo que relacionan a una zona de debilidad mecánica. Además, mapearon una falla de alto ángulo en el Cerro Apoquindo de orientación N-S, cuyo sentido de movimiento no determinaron.

Esta falla se ha identificado como una falla activa capaz de generar grandes terremotos corticales de magnitudes entre 6.9-7.5, habiendo ocurrido dos eventos de este estilo hace unos 17.000-19.000 años atrás (Armijo et al., 2010; Vargas et al., 2014).

### **Sinclinal San Ramón**

Este pliegue se puede observar claramente en el sector de la Quebrada de los Potrerillos en la ladera norte del Co. Provincia, donde la traza del eje axial se encuentra prácticamente por la misma quebrada, con un rumbo de Az 15-25° (Quiroga, 2013; Armijo et al., 2010; Piquer, 2015; Riesner et al., 2017). Según Quiroga (2013), los niveles estratificados en la zona varían de oeste a este de manteos de entre 25° y 75° al E en el limbo occidental a manteos de 45° a 80° al W en el limbo oriental. Hacia el norte el pliegue continúa con un rumbo similar, con manteos de cerca de 30° al E en el limbo occidental y de similares ángulos, pero hacia el W en el limbo oriental (Quiroga, 2013).

### **Anticlinal San Ramón**

Su eje axial sigue a través del Co. San Ramón y la ladera oriental del Co. Provincia con un rumbo de Az 15-25° al sur del río Mapocho, para luego tomar uno N-S en el punto donde confluyen los ríos Molina y San Francisco (Quiroga, 2013; Armijo et al., 2010; Riesner et al., 2017). Siguiendo hacia el norte vuelve a tomar el rumbo Az 15-25° a través del filo de la ladera occidental del río San Francisco (Quiroga, 2013; Armijo et al., 2010; Riesner et al., 2017).

### **Sinclinal Covarrubias – San Francisco**

Este pliegue puede observarse en el valle del estero Covarrubias, donde el eje axial pasa prácticamente por el lecho del estero, con un rumbo aproximado de Az 10-20° (Armijo et al., 2010; Riesner et al., 2017). Hacia el norte se puede volver a observar a lo largo de la ladera occidental del río San Francisco con rumbos N-S a Az 15° (Armijo et al., 2010; Riesner et al., 2017).



## **Anticlinal Los Recauquenes – San Francisco**

Hacia el sur, este pliegue recorre la parte alta de la ladera oeste del estero Los Recauquenes, con un rumbo Az 0-15° y manteos de entre 15° y 45° hacia el oeste en su flanco occidental, y de unos 40° en su flanco oriental (Quiroga, 2013; Armijo et al., 2010; Riesner et al., 2017). Hacia el norte se puede observar en la ladera oriental del río San Francisco (Armijo et al., 2010; Riesner et al., 2017).

## **Fallas**

Según Piquer (2015), existen fallas de rumbo que afectan a la Fm Abanico en este bloque y que atraviesan los pliegues descritos anteriormente. Estas fallas son de rumbo dextral y sinistral con orientación cercana al NE, y para este autor podrían estar relacionadas entre sí. Existen además dos fallas de rumbo sinistral con componente normal cuyas orientaciones son W-NW y que cortarían a las fallas descritas previamente, junto con afectar rocas más hacia el este (Piquer, 2015).

### **2.5.2.2 Bloque Este**

Desde el oeste, el comienzo de este bloque está marcado por la aparición de la Fm Farellones sobre la Fm Abanico mediante una discordancia, desde aproximadamente los esteros Los Recauquenes – Covarrubias hacia el este.

## **Pliegues Plateau de Farellones**

Corresponden a 4 pliegues, con 2 sinclinales y 2 anticlinales intercalados de oeste a este en los cerca de 17 kilómetros de extensión del Plateau de Farellones. El plateau consiste en una superficie relativamente plana y suave entre el Córdon el Quempo y el Córdon del San Ramón, interpretada como un pedimento por Farías et al. (2008) (Quiroga, 2013). Estos pliegues son suaves y se encuentran levemente deformados, con rumbos entre el eje N-S y Az 10-15° (Armijo et al., 2010; Riesner et al., 2017; Quiroga, 2013; Fock, 2005). Quiroga (2013) documentó una falla inversa de escala métrica afectando niveles de la Formación Farellones en la zona de la plaza Los Pumas en el camino desde Farellones a Valle Nevado. Según este mismo autor, en este sector la Fm Abanico presenta mayor grado de deformación bajo la Fm Farellones, por lo que se lograría definir una discordancia angular entre estas dos formaciones.

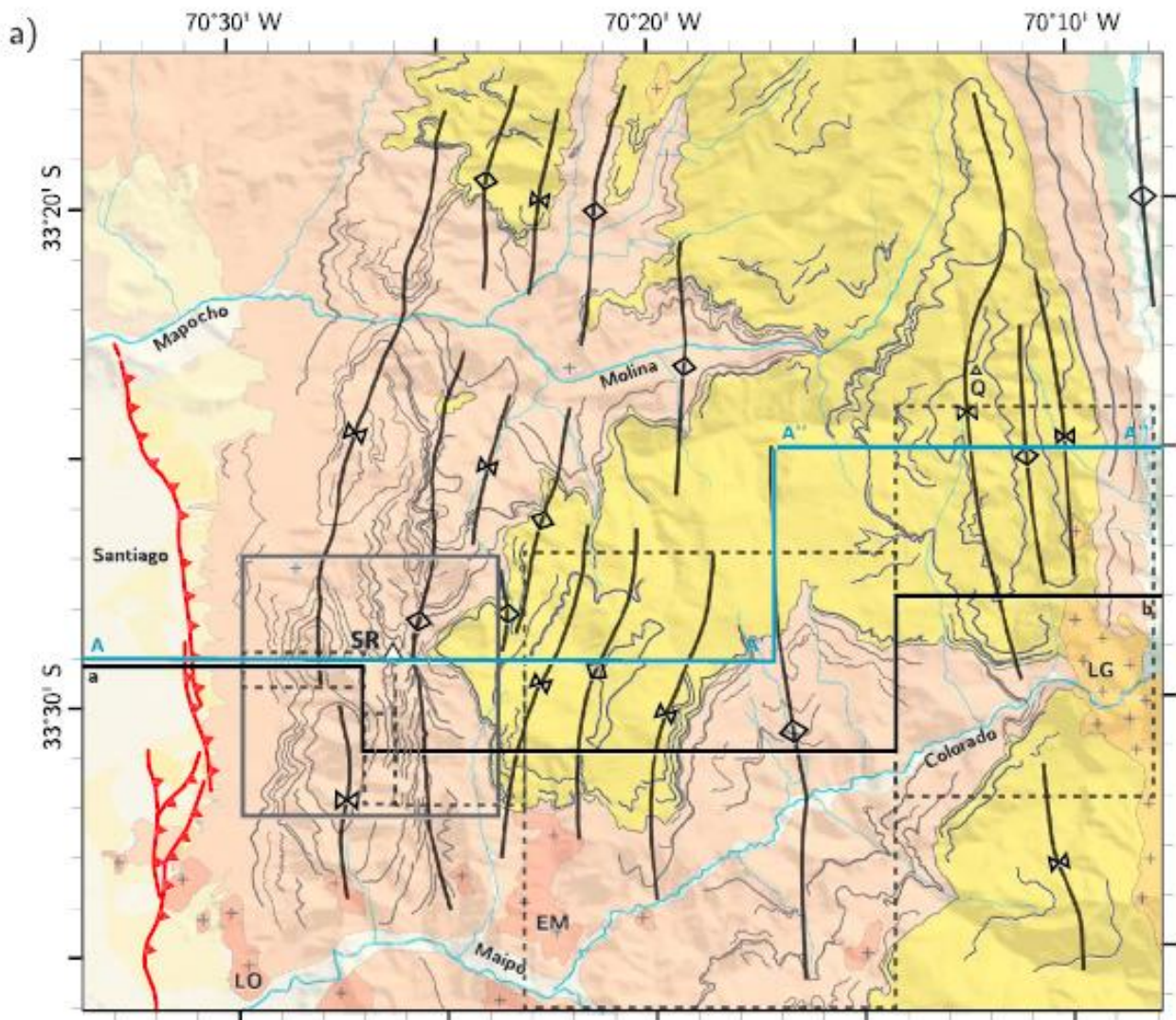
## **Pliegues Córdon El Quempo**

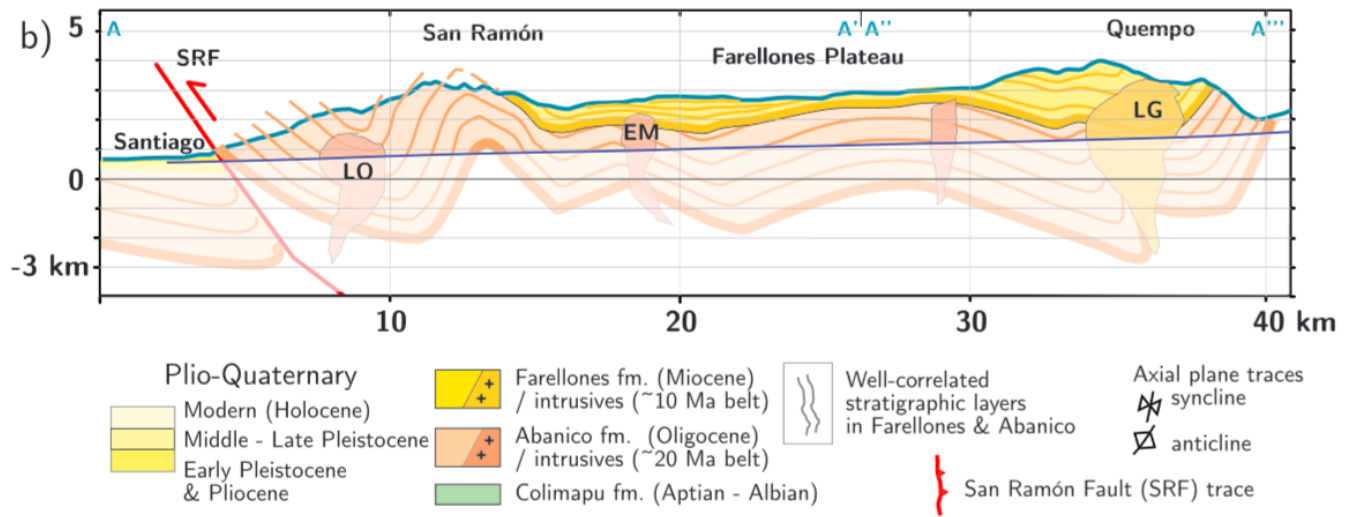
Corresponden a 2 sinclinales y un anticlinal con ejes más o menos N-S abarcando unos 5 kilómetros en el eje E-W, según Armijo et al. (2010) y Riesner et al. (2017). Según estos mismos autores estos pliegues estarían asociados a una falla inversa en profundidad que generaría pliegues por propagación junto con el emplazamiento del Plutón La Gloria.

## Fallas Cordón El Quempo

Según Piquer (2015), en este cordón existen por lo menos 2 fallas reconocidas: una falla inversa y dos de rumbo. La primera tiene un rumbo cercano al NW y manteo hacia el noreste, y atravesaría el río Molina hacia el oeste por lo menos unos 2 kilómetros. Un poco más al sur por este cordón existe una falla de rumbo sinistral con rumbo general de Az 20° y un poco mayor en su extremo norte.

La Figura 13 muestra las estructuras mencionadas anteriormente vistas en planta (Figura 13.a) y perfil (Figura 13.b).





**Figura 13. A) Mapa geológico que muestra los pliegues documentados sobre la Cordillera Principal occidental y la Falla San Ramón. B) Perfil estructural de las estructuras mayores en la zona y su geometría. Tomado de Riesner et al. (2017).**

## 3 GEOLOGÍA

### 3.1 Estratigrafía

#### 3.1.1 Formación Abanico (Eoceno tardío – Mioceno temprano tardío)

Las rocas asignadas a esta formación se distribuyen prácticamente por toda el área de estudio, y corresponden principalmente a rocas volcánicas y volcanoclásticas fuertemente deformadas, con niveles sedimentarios subordinados y en general dispuestas en niveles que presentan una estratificación relativamente clara, a excepción de sectores donde las diaclasas o el plegamiento dificultan el reconocimiento litoestratigráfico. La potencia estimada va desde 2000 a 3000 metros en el sector del cordón San Ramón, donde el plegamiento dificulta reconocer una potencia clara. Las rocas se componen principalmente por rocas volcánicas. Predominan las tobas líticas de colores morados, verdosos, grises y marrones de fragmentos polimícticos angulosos a subredondeados, y también las lavas andesíticas grises, negras, verdosas y moradas de textura porfírica o afanítica con cristales de plagioclasa. También existen en menor medida tobas más cristalinas con plagioclasa y cuarzo visibles a muestra de mano. En algunos sectores se observan secuencias sedimentarias intercaladas con los niveles principalmente volcánicos. En general corresponden a sucesiones continentales centimétricas de arenas finas a gruesas, con niveles subordinados más gruesos (conglomerados o brechas) o más finos (arcillas-limo). Los clastos por lo general son polimícticos y predomina la estratificación paralela. Se les asocia un ambiente continental de intra-arco.

De acuerdo con lo observado, la Formación Abanico subyace a la Formación Farellones de forma discordante a pseudo-concordante o paraconcordante, siendo en ocasiones difícil o imposible de reconocer el cambio de una formación a otra. Estas relaciones de contacto se encuentran por casi toda el área de estudio. En general el contacto no se observa claramente debido a la cobertura cuaternaria o la vegetación, pero se puede deducir con relativa certeza. En el flanco oriental del cerro Provincia se observó mediante Google Earth Pro el contacto entre ambas formaciones, logrando definirlo relativamente bien hacia el este siguiendo niveles guía, y mostrando una relación de paraconcordancia a leve discordancia angular (Figura 14).



**Figura 14.** Relación de contacto entre las Formaciones Abanico y Farellones en la vertiente oriental del cordón de San Ramón. La línea roja marca el contacto paraconcordante entre ambas formaciones, mientras que las negras representan niveles de estratos guía. La línea negra más gruesa representa el eje axial del anticlinal de San Ramón. Imagen modificada de Google Earth Pro.

### 3.1.2 Formación Farellones (Mioceno)

En la zona, las rocas asignadas a esta formación corresponden en su mayoría a rocas volcánicas, sin plegamiento importante y aflorando principalmente en el sector de Farellones y Valle Nevado. En esta zona las rocas de esta formación afloran ampliamente por toda la zona, en disposición generalmente subhorizontal, bien estratificadas y con potencias estimadas de unos 2000 a 3000 metros, y quizá aún más cercano a la cumbre más alta en la zona (Co. El Plomo). Las rocas volcánicas corresponden generalmente a tobas líticas polimícticas a cristalinas con plagioclasa y cuarzo visible a muestra de mano, y a lavas andesíticas grises de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa de unos 1-5 mm.

La Formación Farellones sobreyace a la Formación Abanico de forma discordante a pseudo-concordante. Existen paquetes de la misma Formación Farellones que se disponen discordantes o paraconcordantes entre sí, lo cual pudo ser observado en el sector del cordón El Quempe frente al centro de ski Valle Nevado. La Figura 15 muestra la relación de contacto entre estos paquetes, que hacia el este muestran una relación de discordancia mientras al oeste se disponen más bien paraconcordantes. El techo de esta formación constituye la superficie actual de erosión y del relieve en la parte oriental de la zona de estudio.

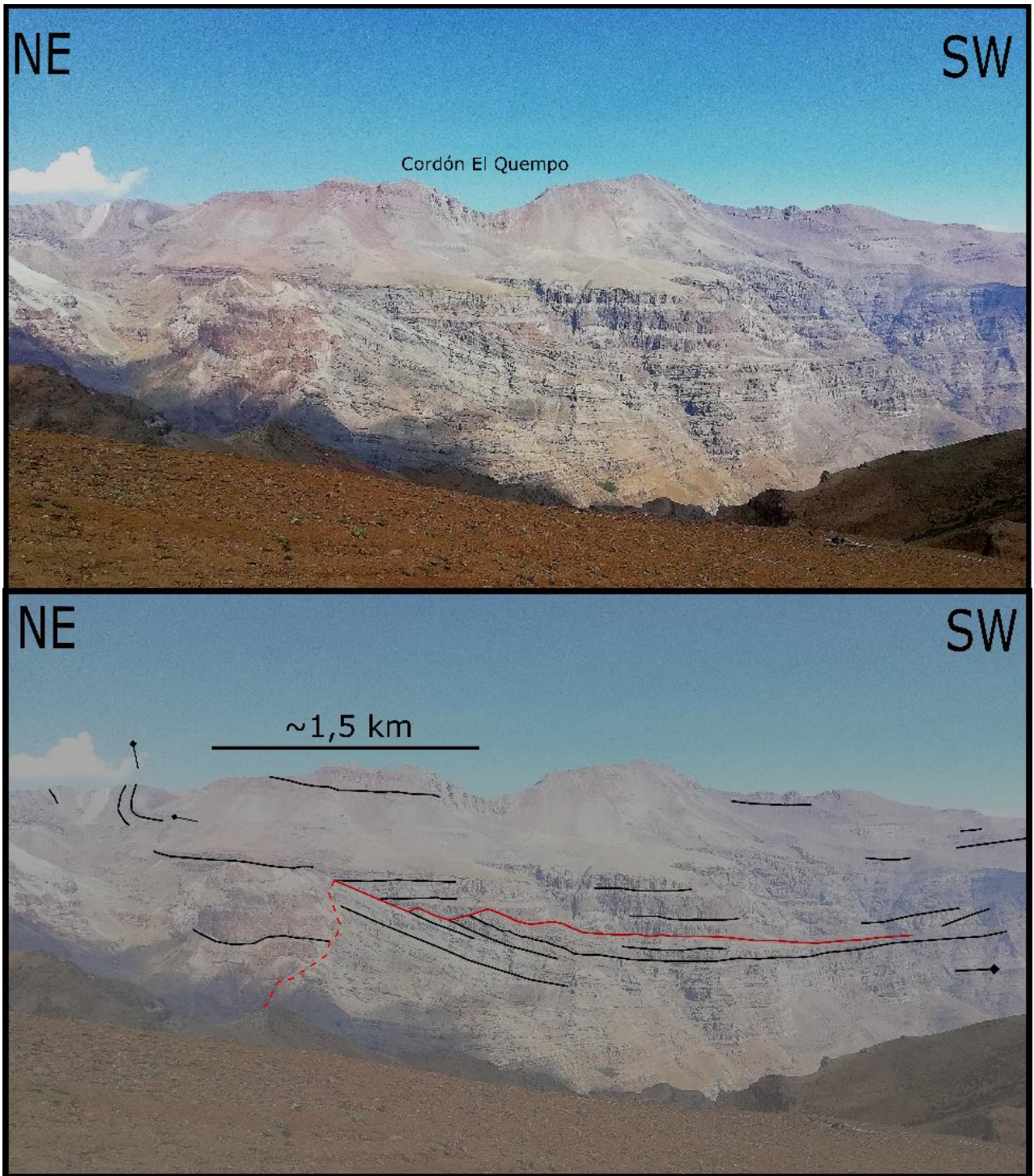


Figura 15. Disposición de niveles internos en la Formación Farellones, mostrando discordancias angulares y paraconcordancias entre estos. La línea roja continua muestra una discordancia al este y una paraconcordancia al oeste. La línea roja segmentada muestra una discontinuidad que se detalla en el capítulo 3.2 Geología Estructural. Los bastones compuestos por una línea con un diamante negro en el extremo reflejan manteos aparentes.

### 3.1.3 Depósitos No Consolidados (Cuaternario)

En la zona, estos depósitos corresponden principalmente a depósitos aluviales, coluviales, fluviales y de remoción en masa. Los depósitos aluviales y coluviales existen prácticamente en todas las quebradas del área de estudio, y se caracterizan por ser depósitos clasto soportado a matriz soportado con clastos polimícticos de mala a intermedia selección, y de morfologías angulosas a subredondeadas. Se observó una secuencia centimétrica a métrica de depósitos posiblemente mixtos entre aluviales y coluviales en San Carlos de Apoquindo (Figura 16.b), cercano al Sitio 5 de la zona de falla 4 documentada más adelante en el capítulo 3.2.2.1. Los niveles de este depósito estaban basculados hacia una pequeña quebrada sin agua inmediatamente al oeste. Hacia el este parecían retomar una posición subhorizontal.

Los depósitos fluviales no fueron reconocidos en detalle, pero se atribuyen a la red de drenaje existente en la zona actualmente, principalmente a los ríos de mayor relevancia (Mapocho, Molina, San Francisco, Arrayán). Se observó un depósito posiblemente fluvial en el sector de San Carlos de Apoquindo que se relaciona con la terraza del río Mapocho (Rauld, 2011). Estos se observan en la Figura 16.a, que muestra conglomerados polimícticos clasto soportados, con clastos bastante redondeados y con una apariencia de una fábrica preferente o imbricación. Sin embargo, esto último no logró ser confirmado debido a lo acotado de los afloramientos.

Los depósitos de remoción en masa tampoco fueron reconocidos en detalle dentro de la zona de estudio, pero se identificó uno al oeste de Lo Barnechea, en la calle Alicurá. Este se muestra en la Figura 17 y 18, y consiste en un depósito caótico clasto soportado de decenas de metros, con clastos polimícticos subredondeados a subangulosos de distinto tamaño desde por lo menos 1 metro hasta 1-3 centímetros y relativamente poca matriz, ya que en apariencia se asimila a un macizo rocoso muy alterado y perturbado. El depósito se encontraba afectado por una estructura que lo atravesaba, pero que no se observó en mayor detalle. Se interpretó como una estructura de cizalle interna del depósito. Su morfología podía ser observada a partir de los mapas de sombreado e imagen satelital, donde mostraba un contra-escarpe en su parte superior como se observa en la Figura 18.c. Para el mapeo del depósito se utilizó el mapa de sombreado, que mostraba una morfología mucho mejor definida (Figura 18.a).



Figura 16. Depósitos fluviales (arriba) y coluviales/aluviales (abajo) en el sector de San Carlos de Apoquindo.



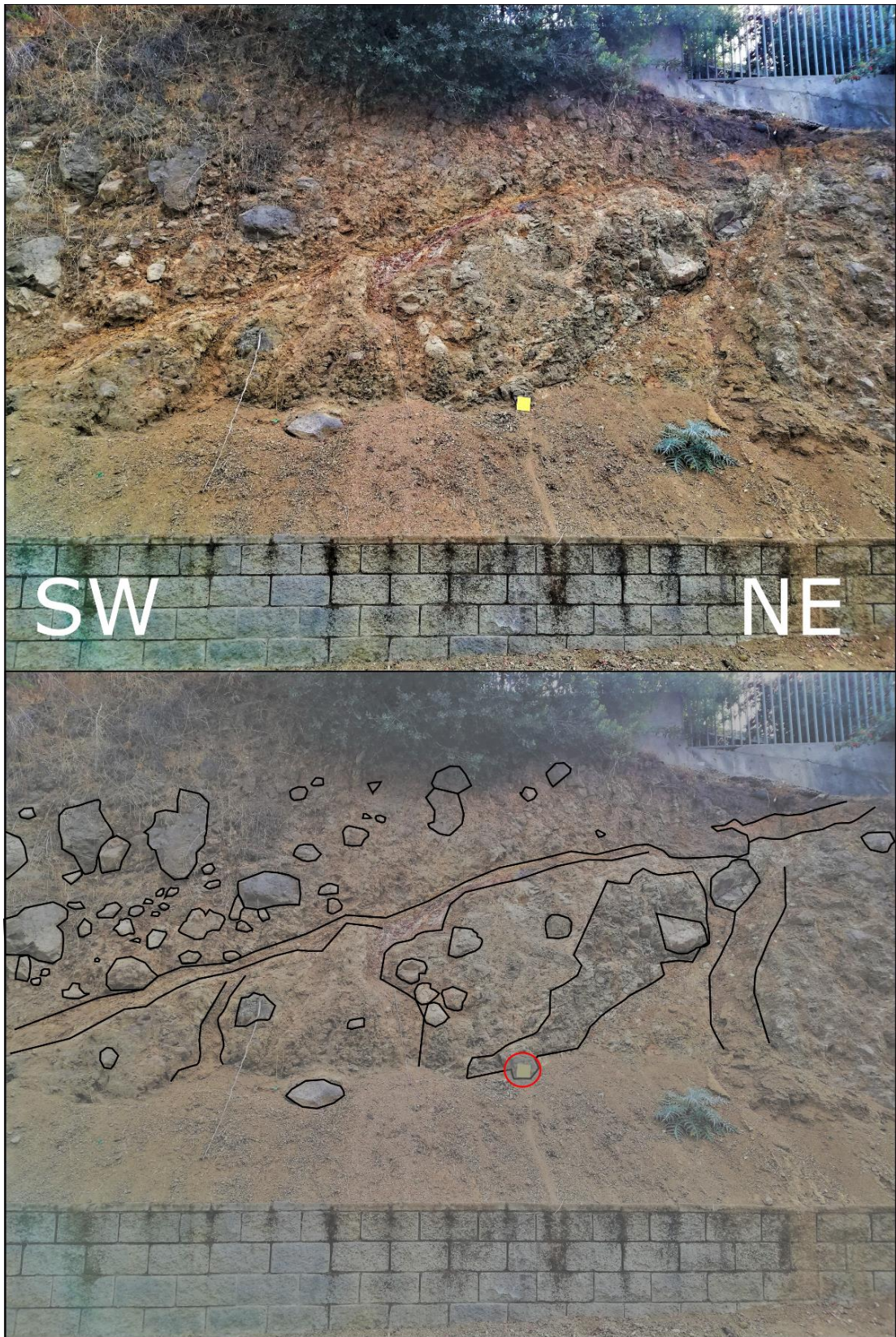


Figura 17. Depósito de remoción en masa observado en la calle Alicurá. Se encontraba atravesado por estructuras semi difusas que se asociaron a cizalle interno del depósito. Nótese los bloques de rocas, algunos métricos. Bajo la estructura que atraviesa toda la foto el depósito parecía contener bloques aún más grandes (separados por líneas negras) de distintos colores y fábricas.

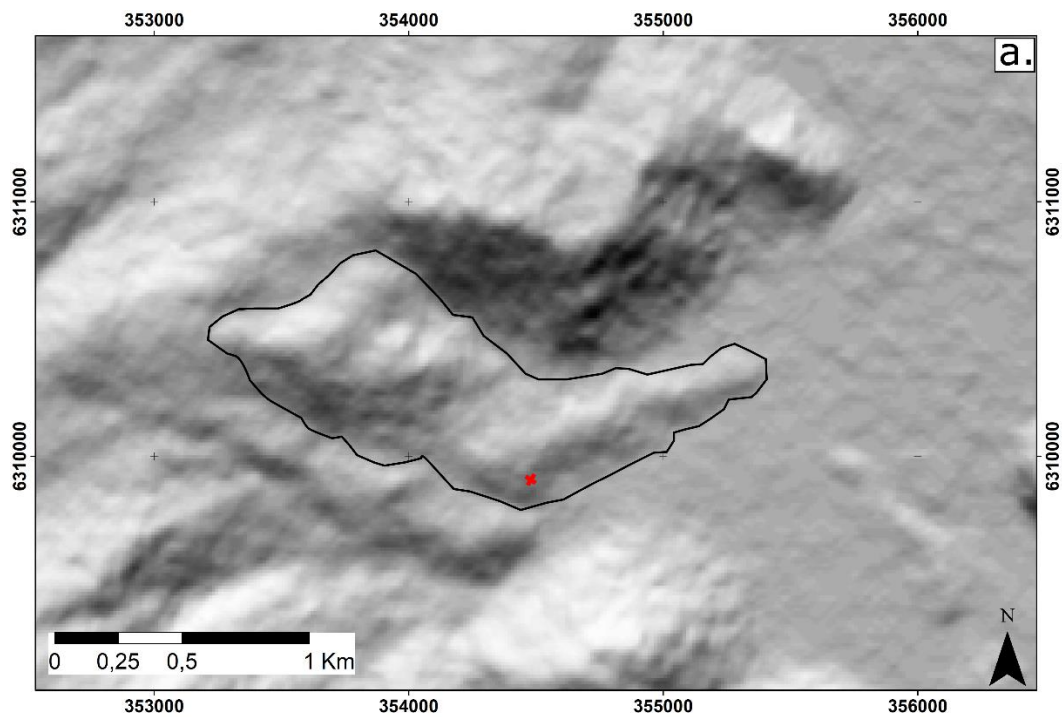


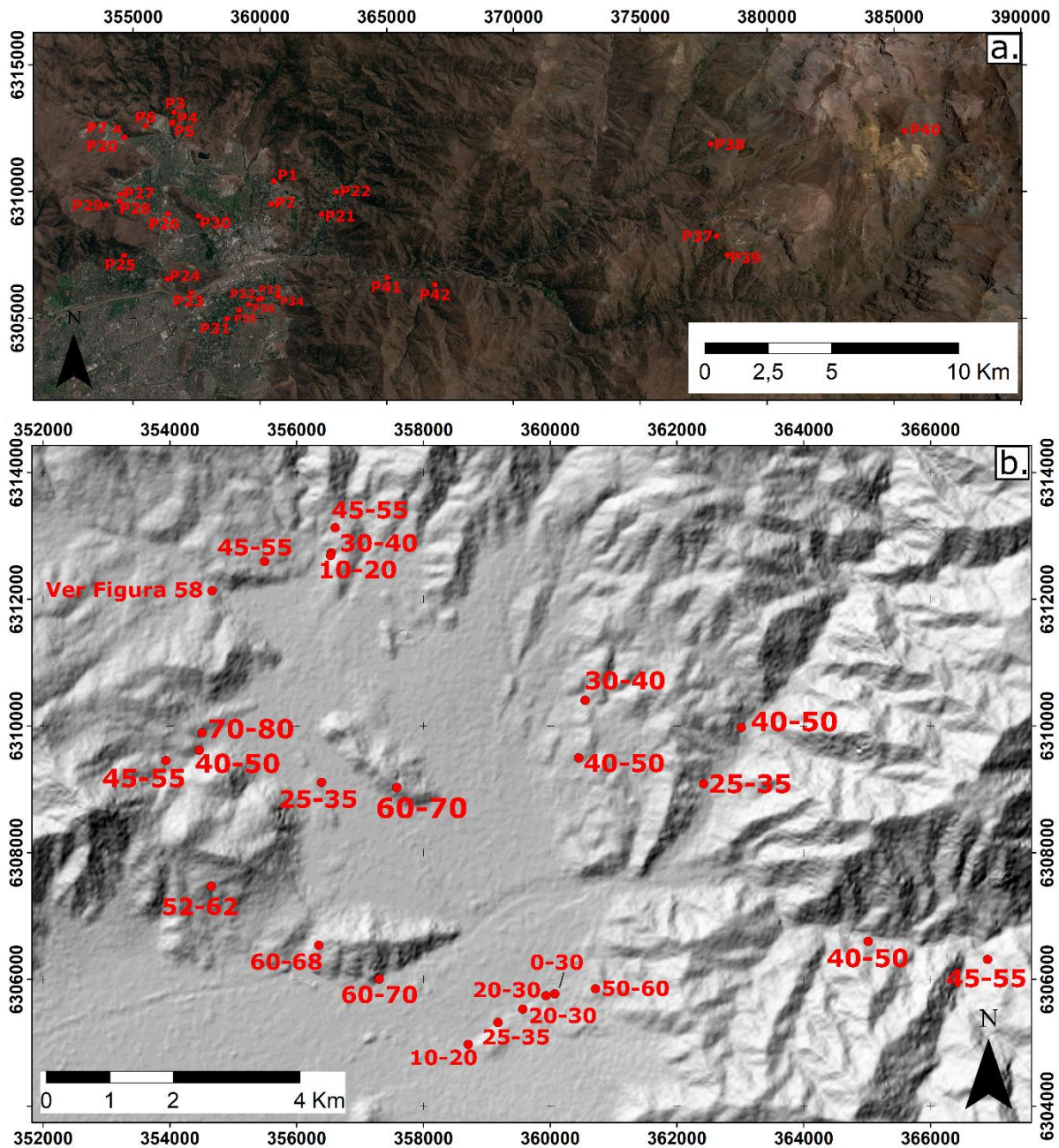
Figura 18. Depósito de remoción en masa observado en la calle Alicurá. El polígono negro representa el depósito, y la X roja el afloramiento de la Figura 17. A) Mapa de sombreado. B) Imagen satelital en Google Earth Pro. C) Imagen del contraescarpe en la parte superior del depósito, que muestra flechas apuntando en la dirección que mantiene la superficie y el límite del depósito en negro.

## 3.2 Geología Estructural

### 3.2.1 Introducción

Con el fin de caracterizar la deformación más reciente registrada en la Formación Abanico en la zona, además de la toma de datos estructurales clásicos (rumbo y manteo, pliegues, fallas) se dio énfasis en determinar los sets de diaclasas más penetrativos que afectarían a la roca, junto a fracturas de cizalle (si es que existían) para tener una idea de cuáles son las estructuras más recientes que cortan a las previas y cómo se disponen, y si son correlacionables a otras de una escala mayor. Junto con esto se determinaron zonas de falla y/o núcleos de falla si se presentaban, siguiendo la terminología propuesta por Twiss y Moores (1992) para rocas de falla.

También se determinó la calidad geotécnica de los afloramientos según el criterio del *Geological Strength Index* (GSI), para conocer la distribución geotécnica espacial y caracterizar estructuralmente los macizos (debido a la falta de información de este tipo en la zona), junto con revelar sectores donde hubiese contrastes y una posible relación con estructuras. En la Tabla 1 de Anexos se pueden observar los puntos visitados donde se midió el GSI del macizo rocoso, con los parámetros necesarios y sus resultados, señalándose también el tipo de roca o macizo rocoso y la validez cuantitativa del criterio. En cada pie de las figuras del GSI en Anexos se indica a qué punto corresponde cada imagen en la Tabla 1 de este mismo capítulo. La Figura 19 muestra la ubicación de todos los puntos visitados en terreno (19.a) y los valores de GSI calculado en cada uno de ellos (19.b).

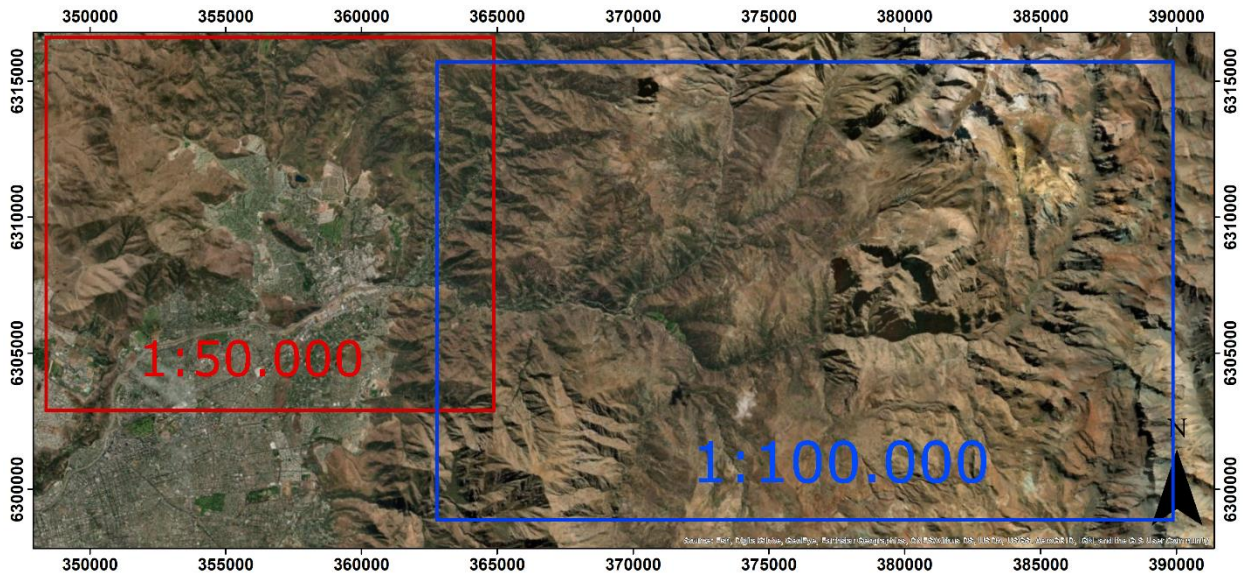


**Figura 19. Ubicación de los puntos visitados en la toma del GSI. A. Puntos enumerados de los afloramientos donde fue medido el GSI, correlacionables en la Tabla 1 de Anexos. B. Valores de GSI en cada uno de los puntos visitados, para la zona nororiente de Santiago. Para ver los valores de los puntos ubicados en Farellones – Valle Nevado se recomienda ver la Tabla 1 en Anexos.**

Se trabajó principalmente en el sector nororiente de Santiago en las comunas de Lo Barnechea, Vitacura y Las Condes, donde se recabó gran parte de información inexistente previamente en el área. Toda la información estructural recabada corresponde a rocas pertenecientes a la Formación Abanico. En esta zona, algunos datos de esta memoria forman parte del trabajo de Araya et al. (en revisión), por lo que las trazas de fallas de esta publicación se incluyeron en el mapa geológico.

Hacia el oriente, por el valle del río Mapocho – Molina, también se obtuvo información estructural relevante, pero se trabajó a una escala menor (1:100.000) que en el sector nororiente de Santiago, ya que el objetivo era reconocer las estructuras más regionales ya documentadas en la literatura.

De esta forma, se tienen dos grandes zonas de trabajo, las que se muestran en la Figura 20. El polígono rojo muestra el sector nororiente de Santiago y el recuadro azul la zona inmersa en la Cordillera Principal, en lo que corresponde al valle de los ríos Mapocho y Molina y algunos de sus afluentes.



**Figura 20. Mapa con las dos grandes zonas de trabajo definidas para esta memoria. En rojo la zona nororiente de Santiago y en azul la Cordillera Principal occidental a lo largo de los ríos Mapocho y Molina.**

## 3.2.2 Caracterización estructural

### 3.2.2.1 Nororiente de Santiago

En esta zona, que abarca gran parte de la comuna de Lo Barnechea y parte de Vitacura y San Carlos de Apoquindo en Las Condes, las principales estructuras observadas en este sector corresponden a sets penetrativos de diaclasas, vetillas y fracturas de cizalle con rumbos E-W, WNW, NW y NNE-NE, dependiendo del afloramiento, además de cuatro zonas de falla en las comunas de Lo Barnechea (3) y Las Condes (1). En las zonas de falla se pudo medir fracturas con fibras minerales que indicaron una cinemática de rumbo. La actitud de las rocas de la Formación Abanico en esta zona es difícil de reconocer debido a la falta de afloramientos que permitan conocer esta información, ya que la gran parte de las rocas en esta zona son volcánicas y se presentan como macizos sin niveles claros, o se encuentran muy meteorizadas y reconocer su litología no es evidente. Sin embargo, se pudo obtener este tipo de dato en algunos sectores que se detallan más

adelante. En la Figura 45 se puede observar la distribución de todas las estructuras observadas en el área y que serán descritas en adelante.

En el sector norte de Vitacura, entre el Co. Del Medio y el río Mapocho en afloramientos en la ladera sur del Co. Manquehuito y del Co. Alvarado, el diaclasamiento penetrativo tiene un rumbo principalmente NE-NNE, con sets centimétricos de 5 a 10 centímetros en las cercanías del primero (Figura 21.c) y sets de 1-2 metros en sectores del Co. Alvarado (Figura 21.a y 21.b). En ambos sectores las rocas corresponden a lavas de color negro a gris oscuro con cristales de plagioclasa. Cabe mencionar que el afloramiento de la Figura 21.a podría estar afectado además por construcciones urbanas, por lo que podrían existir fracturas o una disminución de la competencia del afloramiento producto de esto. El GSI estimado fue en general medio-alto, con valores entre 70 y 50 (Figura 16 en Anexos). En general la roca en este sector presenta buena competencia, con estructura *Blocky-very blocky* para los macizos y con superficies de discontinuidades de carácter *Good*.

Más al sur del río Mapocho, en el sector de San Carlos de Apoquindo, se observaron sets penetrativos de diaclasas subverticales de rumbo NE-SW y un set WNW, a lo largo de la calle Charles Hamilton. La caracterización de los sitios visitados en esta zona, los cuales se encuentran a lo largo de la calle mencionada anteriormente, son detallados en el apartado siguiente de "Zonas de falla". El GSI en general fue cercano a los 20-30 puntos, con afloramientos intensamente fracturados y con superficies de fracturas en general meteorizadas o con relleno de minerales (*Disturbed-disintegrated y Poor*). La Figura 17 en Anexos muestra el detalle del GSI y los afloramientos. La Figura 17.a (Anexos) muestra el afloramiento más perturbado respecto a los demás de este sector, con valores de GSI de 10-20. El GSI para la Figura 17.b (Anexos) fue estimado visualmente ya que no fue posible tocar directamente el afloramiento, al igual que para la Figura 17.c. En el afloramiento de la Figura 17.d (Anexos) fue posible reconocer estructuras primarias como la estratificación, por lo que la estructura se estimó en *Disturbed*. Para la Figura 17.e (Anexos), el GSI hacia la izquierda corresponde al calculado para el macizo rocoso y el de la derecha el del núcleo de falla, el que tenía una estructura *Sheared* y superficies de fracturas con condiciones *Very poor*, ya que la roca se hacía irreconocible y se encontraba con una fábrica similar a las generadas por estructuras S-C.

Entre el Co. Del Medio y el Co. Manquehuito, se documentó actitud de niveles de roca y GSI donde fue posible. En la calle El Golf de Manquehue, existían tobas cuya actitud aparente se midió como Az 353/20. Más arriba donde terminaba esta calle, el diaclasamiento penetrativo tenía orientación al WNW y ESE en rocas volcánicas o subvolcánicas, lo que refleja sets conjugados de fracturas (Figura 22). En la esquina poniente de las calles Camino Los Trapenses y Camino del Monje, afloran niveles centimétricos de rocas sedimentarias muy meteorizadas cuya actitud es de Az 118/65 (Figura 20.e en Anexos). Cabe mencionar que este afloramiento presenta intervención antropogénica debido a construcciones urbanas en la zona que podrían estar alterando la observación de la estratificación o de la meteorización de la roca. El GSI en este sector arrojó valores de entre 25 y 80 puntos, predominando los macizos con GSI mayor a 40.

La estructura de los macizos en general era cercana a *Blocky* y las condiciones de fracturas estaban entre *Good* y *Poor*. La Figura 20 de Anexos muestra los afloramientos visitados en esta zona y sus GSI calculados.

En tercer lugar, en la calle Camino del Sol existen sucesiones sedimentarias finas (1-7 cm) muy fracturadas y plegadas pero que conservan la estratificación, formando un aparente anticlinal de escala métrica con eje aproximado Az 300-310 y manteos de 30° y 61° en el flanco norte. El flanco sur mostraba capas basculadas en sentido contrario que el norte, pero no eran accesibles para tomar medidas de actitud. La Figura 23 muestra el afloramiento junto a la actitud de los niveles sedimentarios y la traza del pliegue. El GSI en este macizo se calculó en 30-40 puntos (Figura 21.b de Anexos).

Finalmente, cerca de 2 km al noreste de la zona de falla 1, en el camino que sube hacia la Hacienda Santa Martina, se observaron tres afloramientos de andesitas tipo *pillow lava* con GSI variable, como se muestra en la Figura 19 de Anexos. Acá el GSI fue desde 10 hasta los 50 puntos, existiendo una disminución gradual de este criterio a medida que uno bajaba por este camino hasta la zona más perturbada estructuralmente, la que se encontraba en el inicio de esta calle.

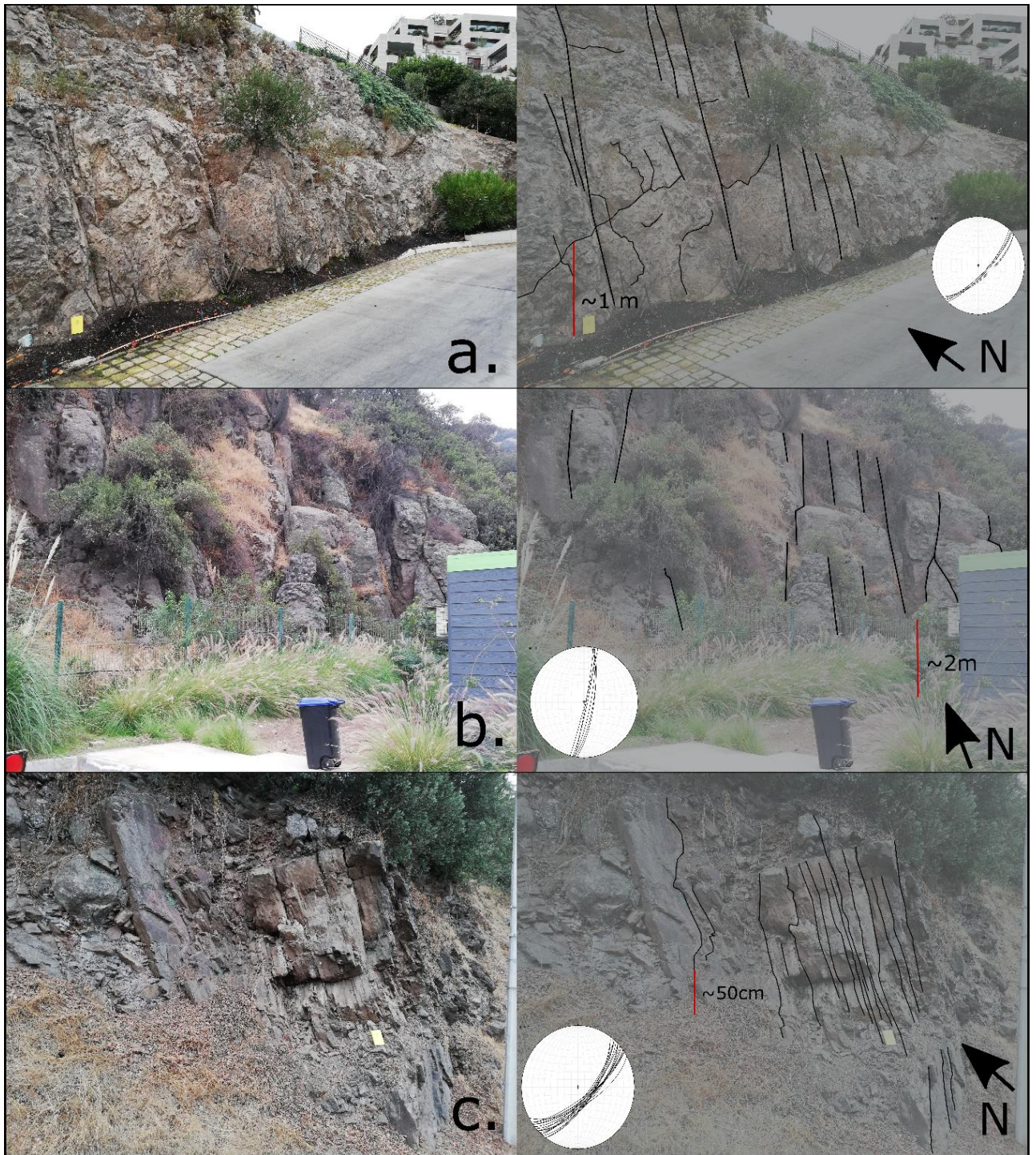


Figura 21. Distribución de fracturas en afloramientos en la zona norte de Vitacura.





Figura 22. Distribución de fracturas en el macizo al final de la calle El Golf de Manquehue.

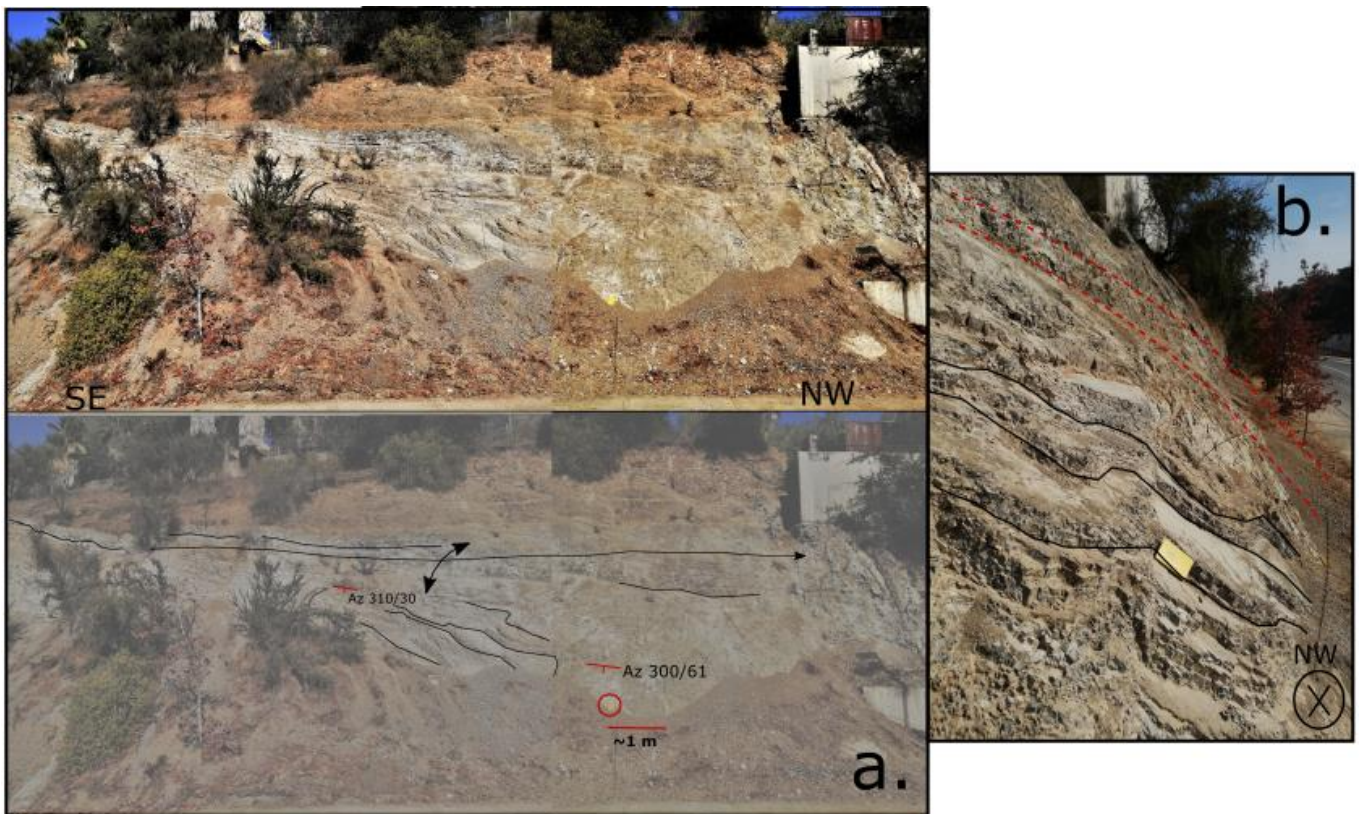


Figura 23. A. Fotomosaico del afloramiento en calle Camino del Sol (arriba) y su interpretación estructural (abajo). B. Vista al NW en dirección del pliegue mostrando el flanco norte basculado. Las líneas rojas punteadas señalan el flanco del pliegue.

## Zonas de falla

Los afloramientos de falla observados en este trabajo corresponden a sitios en el límite oeste de la comuna de Lo Barnechea, en el cajón del estero Arrayán y en San Carlos de Apoquindo en Las Condes. Para facilitar la descripción serán descritos enumerados del 1 al 4.

- **Zona 1**

Al oeste, se observó una amplia zona de falla que abarca por lo menos unos 400 metros y que se observa en afloramientos al costado de la avenida Juan Pablo II en la parte más occidental de la comuna (Figura 24).



**Figura 24.** Trayecto de afloramientos observados al costado de la calle Camino Juan Pablo II en la zona de falla occidental en Lo Barnechea, y que se utilizaron para la elaboración de fotomosaicos (línea azul). Los números de 1 a 5 indican el número y ubicación del fotomosaico, tanto para el fotomosaico estructural como geotécnico (Figuras 34 y 18). El área celeste representa la parte de los afloramientos que no se consideraron dentro de los fotomosaicos de las Figuras 34 y 18 para facilitar la vista de esta zona, ya que correspondían a andesitas relativamente competentes en la calle de arriba (parte de las cuales se incluyen en los fotomosaicos 3 y 4) y aparentemente a las mismas rocas, pero cubiertas con “shotcrete” en la calle de abajo. Imagen tomada de Google Earth Pro.

En la parte NW de los afloramientos existe un núcleo de falla de unos 2 metros de ancho de morfología tabular y de color blanquecino, consistente en una brecha delimitada por dos fracturas de cizalle y cortada por vetillas con relleno de minerales blancos (Figura 25). Las fracturas que limitan la zona brechizada presentan una orientación de Az 96/85 y Az 106/81, y un sentido de rumbo principalmente sinistral evidenciados en fibras minerales con rake de entre 15° y 5°. La estructura que limitaba al NW presentaba un relleno de unos 10 a 15 centímetros de cataclasita (Figura 25.d). Inmediatamente a

ambos lados de la estructura las rocas mostraban una litología distinta, siendo tobas al NNW y lavas al SSE. Los contactos entre estas dos litologías eran cercanos a  $Az\ 180^\circ$  y se encontraron tanto al NW como al SE de la estructura, mostrando también un desplazamiento sinistral. En la Figura 26 se muestra una foto desde altura del afloramiento de la falla junto a las estructuras principales observadas y los distintos dominios de roca.

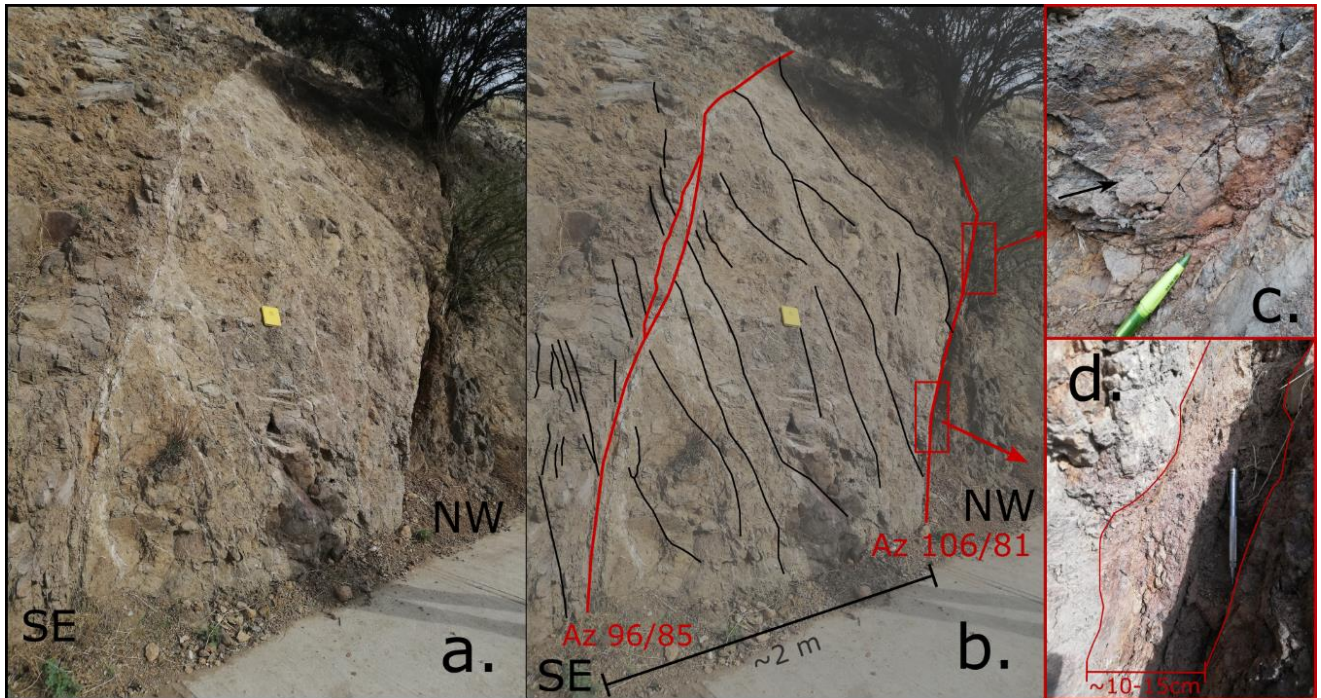


Figura 25. Núcleo de falla de brecha en la zona de falla al oeste de Lo Barnechea. A. Fotografía del núcleo. B. Estructuras observadas en el afloramiento. Las líneas rojas muestran las estructuras que limitan el núcleo de falla junto a su actitud, y las negras corresponden a fracturas o vetillas penetrativas que tenían rumbo similar a las estructuras principales. C. Indicador cinemático de fracturas de Riedel en la estructura que limita el núcleo al NW. El rake se midió en  $\sim 10-15^\circ$  y con sentido de movimiento sinistral. D. Acercamiento a esta misma estructura, que muestra un ancho de 10-15 cm y un relleno de roca molida, con fragmentos tamaño arena gruesa – grava a arena fina – limo, lo que se condice con una cataclasita según Twiss y Moores (1992).

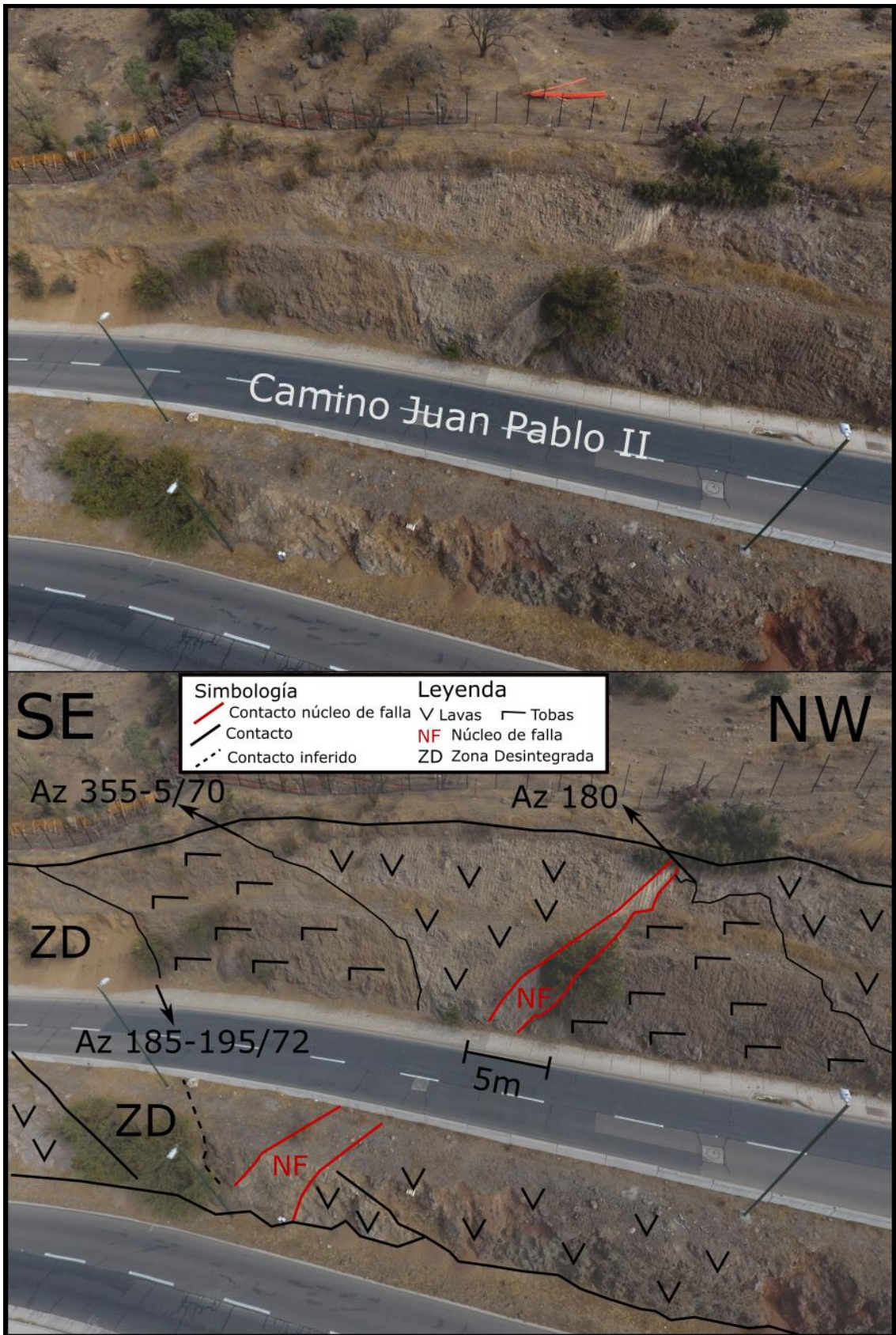


Figura 26. Fotografía aérea oblicua con dron (arriba) de la zona del núcleo de falla y su interpretación geológica (abajo).

A lo largo de la zona de falla existen contactos entre distintos dominios de roca, algunos donde ésta estaba muy deteriorada, y otros donde la roca se presentaba de mejor manera y se reconocía una litología, siempre volcánica. Las zonas altamente meteorizadas y afectadas estructuralmente eran a grandes rasgos tres, y en ellas se observaba que la roca estaba muy perturbada y meteorizada, se desintegraba al tacto con la mano, la litología se hacía irreconocible y se ponían en contacto con las rocas de mejor competencia mediante contactos relativamente rectos pero difusos, generalmente tapados por sedimento o muy alterados y perturbados. A escala de afloramiento las rocas de estas zonas parecían ser las mismas rocas volcánicas encontradas en sectores adyacentes pero afectadas de manera distinta, ya que presentaban una fábrica masiva continua, pero estaba altamente fracturado y alterado con una cohesión nula en las fracturas. Los fragmentos de roca obtenidos por el fracturamiento de la roca en general eran de unos pocos centímetros (<5-10 cm), pero podían encontrarse bloques de mayor tamaño mejor preservados. Estos bloques menos meteorizados parecían ser fragmentos de roca en una matriz más fina, lo que puede llevar a interpretar estas zonas como depósitos cuaternarios. Sin embargo, en este trabajo estas zonas se mostraron como zonas de debilidad de roca muy perturbada a desintegrada. La Figura 27 muestra acercamiento a las tres zonas observadas.

El GSI en esta zona de falla variaba fuertemente a lo largo de unos 400-500 metros de afloramiento horizontal de rocas de distinta calidad geotécnica a lo largo del costado de la calle Camino Juan Pablo II (Figura 18 Anexos). Desde el NW (Figura 18.1 en Anexos), las rocas presentaban primero un GSI de 35-45 en rocas andesita y toba, con una estructura *Very blocky* y fracturas entre *Fair - poor*. Luego, en la zona del núcleo de falla (Figura 18.1 en Anexos), el GSI disminuía a 15-25 en una roca brechizada, y estructura *Disturbed* y fracturas *Very poor*. Más al SE aparecían de nuevo tobas y andesitas más competentes con valores de 25-35, para luego dar paso a una zona desintegrada (*Disintegrated* y *Very poor*) de unos 15 metros de ancho muy meteorizada con litología no reconocida y GSI entre 10-17 (Figura 18.2 en Anexos). Le seguían andesitas competentes de GSI 40-50 con una zona transicional de 17 metros de andesitas más perturbadas con valores de 20-28. Otras dos zonas desintegradas similares a la anterior aparecían hacia el SE de las andesitas, con GSI de 10-17 (Figura 18.4 y 18.5 en Anexos). En contacto con la primera se observó un macizo de toba con un GSI de 40-50 relativamente masiva y no muy fracturadas, con una estructura en el rango de *Blocky - very blocky* (Figura 18.4 en Anexos). Posteriormente aparecía la tercera zona desintegrada (GSI 10-17), separada con el otro nivel por un dique de unos 2-3 metros de ancho con GSI calculado de 18-28, el cual se desintegraba al tacto con la mano y tenía fracturas rellenas (Figura 18.5 en Anexos). Finalmente, hacia el SE de esta zona de debilidad reaparecían las lavas andesíticas con un GSI algo mayor de 25-35. En general se mostraban como bloques centimétricos a métricos que se distinguían en cuanto a su competencia respecto de la zona aledaña al NW.



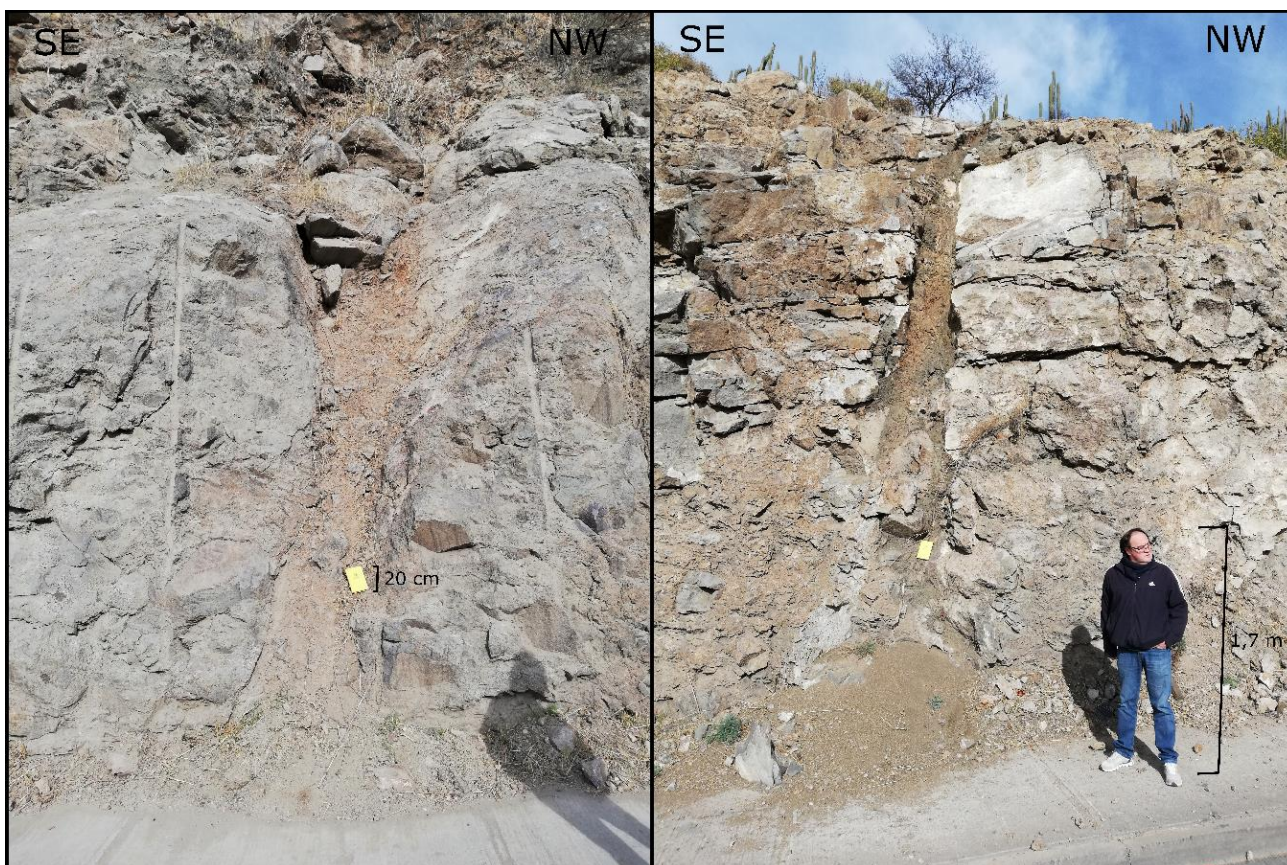
**Figura 27. Ejemplos de las zonas desintegradas en la zona de falla occidental. Se aprecia que la competencia de estas zonas es similar entre sí y que corresponden a rocas muy perturbadas. Nótese que la imagen superior evidencia fracturamiento de estas zonas.**

En dos afloramientos de lavas andesíticas competentes se observaron dos estructuras (E1 y E2) correspondientes a zonas tabulares muy brechizadas de unos 60-70 centímetros de espesor con fragmentos de la misma roca encajante de distintos tamaños, desde arena fina – limo a bloques de hasta ~1 metro y de morfología angulosa a subredondeada. Según la terminología de rocas de falla de Twiss y Moores (1992) estas estructuras corresponden a núcleos de falla de cataclasita, con un porcentaje de matriz mayor al 30%. La orientación de E1 era Az 23/75 y de E2 Az 18/85. No se observaron indicadores claros de sentido de movimiento para las estructuras. En la Figura 28 se

muestra la ubicación de estas estructuras en la zona de falla, y un acercamiento a estas en la Figura 29.



**Figura 28.** Ubicación de núcleos de falla en andesitas (E1 y E2) a lo largo de los afloramientos de la calle Camino Juan Pablo II en Lo Barnechea. Imagen tomada de Google Earth Pro. La línea azul representa los tramos de afloramientos considerados para los fotomosaicos realizados, mientras que el polígono celeste indica las zonas donde no se realizaron fotomosaicos.



**Figura 29. Núcleos de cataclasita de ~60-70 cm de ancho observados en macizos de andesita a lo largo de la calle Camino Juan Pablo II. Ubicación de estos en Figura 28.**

A lo largo de todo el afloramiento se pudo medir 18 fracturas de cizalle que mostraron indicadores cinemáticos, principalmente a través de estrías en fibras minerales y fracturas de Riedel de acuerdo con Petit (1987) (Figuras 31, 32 y 33). La calidad de estos indicadores fue evaluada con las letras A, B y C, siendo la primera la de mayor calidad y acompañando la letra un signo positivo (+) o negativo (-) para mayor detalle. En la Figura 30.a se muestra la representación de estas fracturas en una red estereográfica junto a sus indicadores cinemáticos, además de la solución del tensor de esfuerzos que habría generado estas fracturas. Según el resultado en el software FaultKin (Allmendinger et al., 2012) del tensor de esfuerzos para estos planos de falla, se obtuvieron los ejes de deformación asociados a cada dirección de esfuerzos mediante el análisis “Linked Bingham”, resultando el eje 3 (asociado al eje de contracción P o sigma 1) con una orientación Az 217/28, y el eje 1 (asociado al eje de extensión T o sigma 3) con Az 308/2.

La mayor parte tenía una disposición cercana a la E-W, y prácticamente todas mostraron una cinemática de rumbo sinistral con una leve componente normal, siendo en algunos casos la componente normal la predominante (Tabla 1). En cuanto a las diaclasas más penetrativas que cortaban a todas las fracturas previas se obtuvo distintas orientaciones, predominando la E-W y otros grupos menores cercanos a la N-S y al NW. Hacia el NW de la falla principal las rocas se encuentran cortadas por un set penetrativo de diaclasas espaciadas entre 10 y 30 cm con orientación NW-NNW. En la Figura 30.b se muestra la



red con todas las estructuras observadas, incluidas diaclasas, vetillas y fracturas de cizalle.

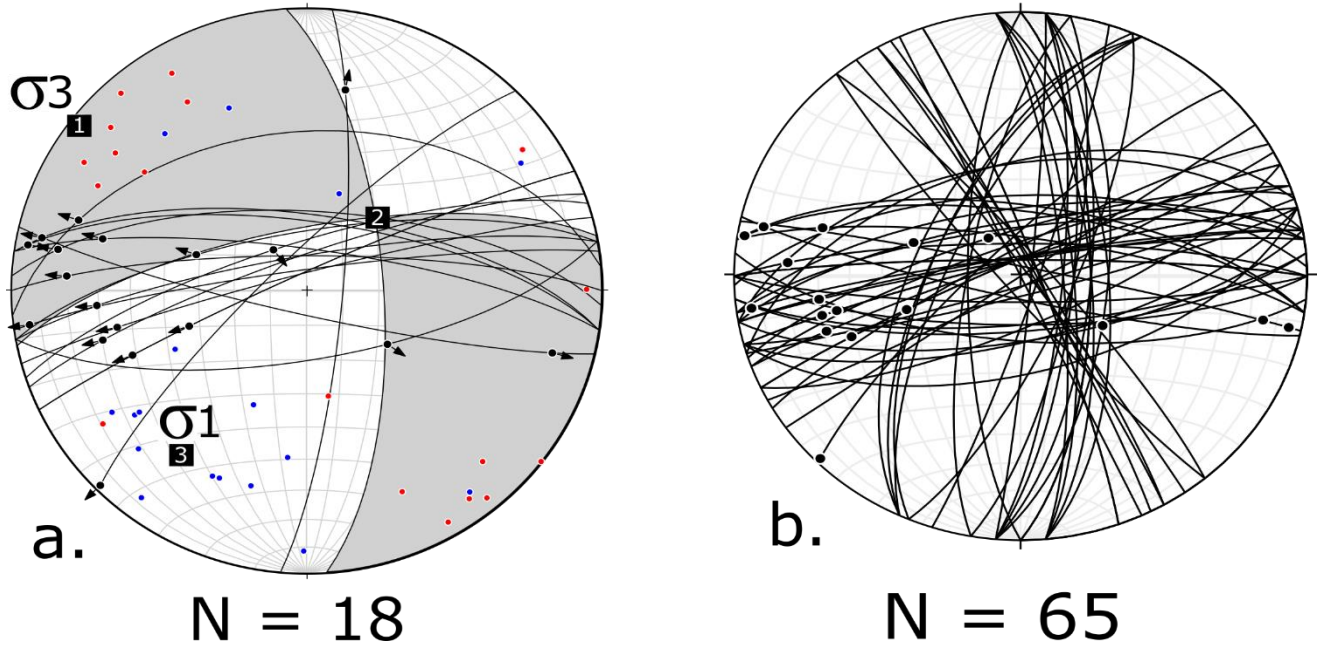


Figura 30. a. Resultados del gráfico de planos de falla con indicador cinemático y su rake, junto a la solución para el tensor de esfuerzos asociado a todas las estructuras juntas, mediante el software FaultKin. En puntos rojos se muestra el eje T (extensión) y en azul el eje P (contracción). Los cuadros enumerados desde 1 a 3 representan cada uno los ejes de deformación asociados a un eje de esfuerzo: 1: sigma 3; 2: sigma 2; 3: sigma 1. b. Resultados de graficar todas las estructuras observadas en la zona de falla, incluidas diaclasas, vetillas y fracturas de cizalle mediante el software Stereonet. La letra N indica el número de estructuras medidas.

**Tabla 1. Datos de indicadores cinemáticos en la zona de falla en Lo Barnechea al oeste.**

N	Rumbo falla (Az.)	Manteo falla (°)	Rake (°)	Sentido movimiento	Calidad indicador
1	273	67	17	sinestral	A-
2	106	81	15	sinestral	C+
3	278	70	5	dextral	B-
4	245	85	37	sinestral	A+
5	225	80	2	sinestral	A+
6	262	84	6	sinestral	B+
7	278	78	30	sinestral	B-
8	270	80	20	sinestral	B+
9	278	68	10	sinestral	B-
10	265	43	30	sinestral	A-
11	5	80	30	sinestral	B+
12	252	76	85	inversa	B-
13	260	73	62	normal	B+
14	80	70	71	normal	B+
15	245	85	56	normal	B+
16	255	85	35	normal	B+
17	250	80	35	normal	B-
18	260	80	30	normal	B-

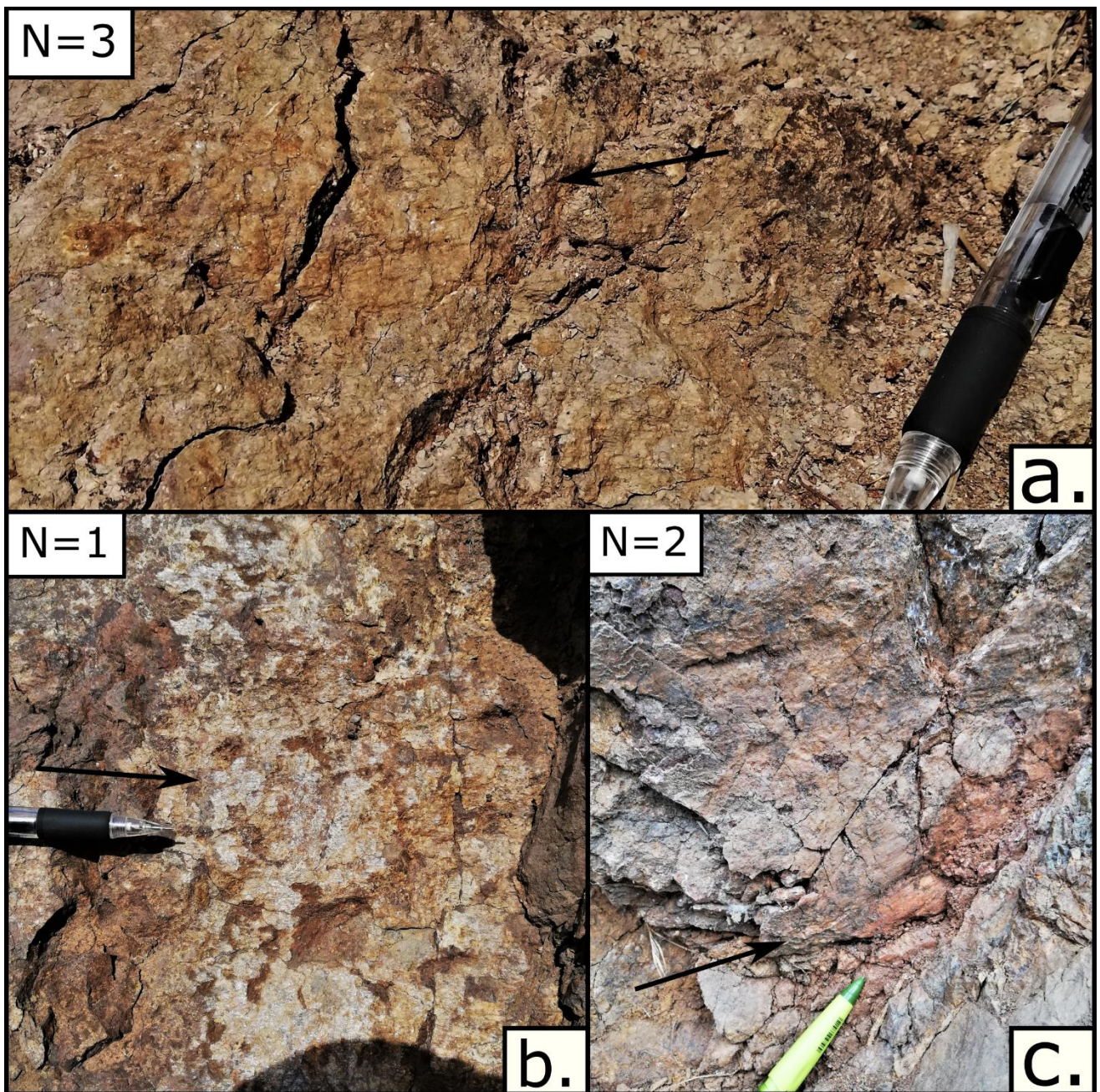


Figura 31. Indicadores cinemáticos en la zona de falla del oeste de Lo Barnechea. La flecha negra apunta en el sentido de movimiento del bloque faltante. A. Fracturas de Riedel. B. Estrías en fibras minerales. C. Fracturas de Riedel. N representa el identificador del indicador en la Tabla 1.

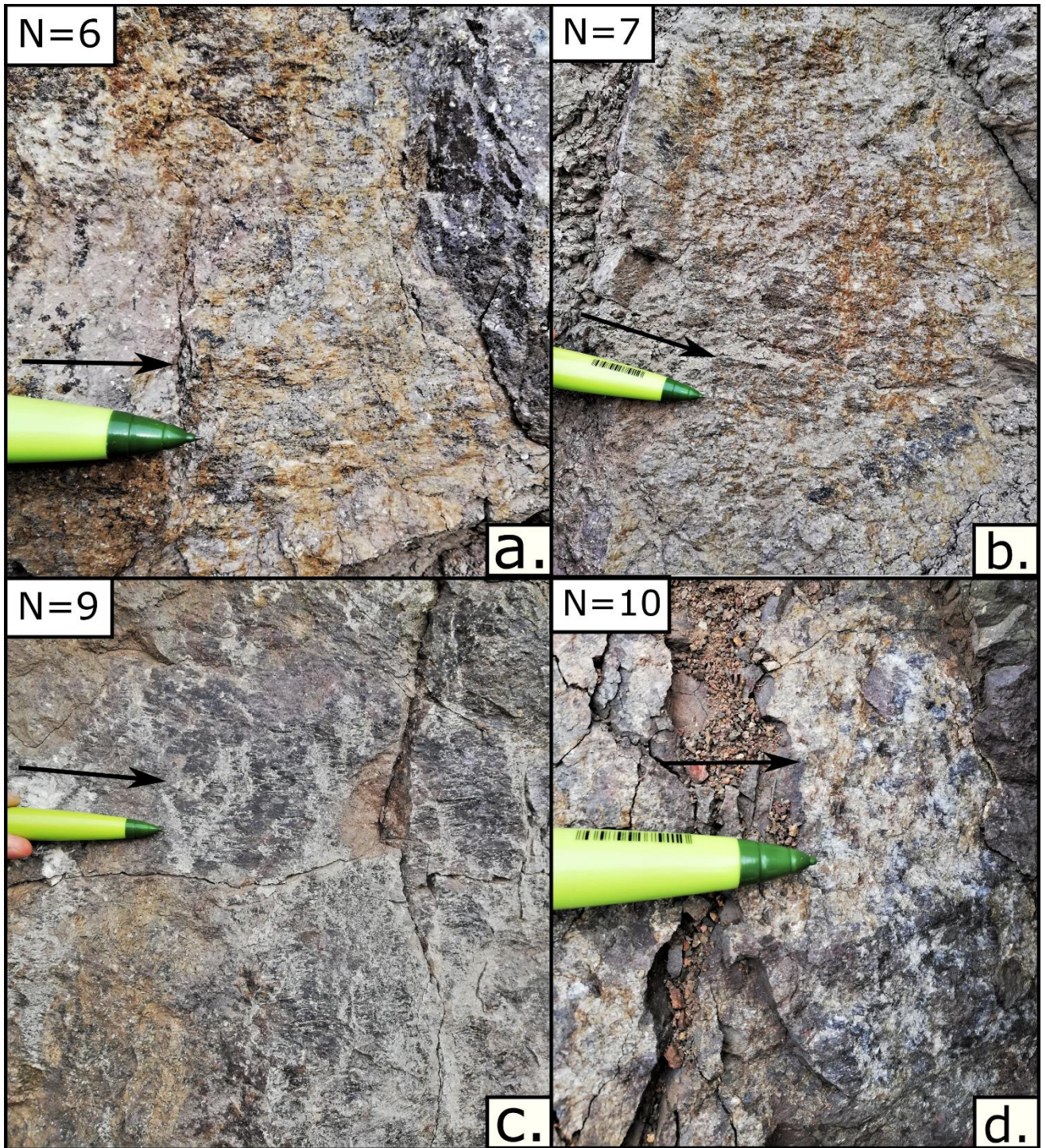


Figura 32. Indicadores cinemáticos en la zona de falla del oeste de Lo Barnechea. La flecha negra apunta en el sentido de movimiento del bloque faltante. A. Fracturas de Riedel. B. Fracturas de Riedel. C. Fracturas de Riedel. D. Estrías en fibras minerales. N representa el identificador del indicador en la Tabla 1.

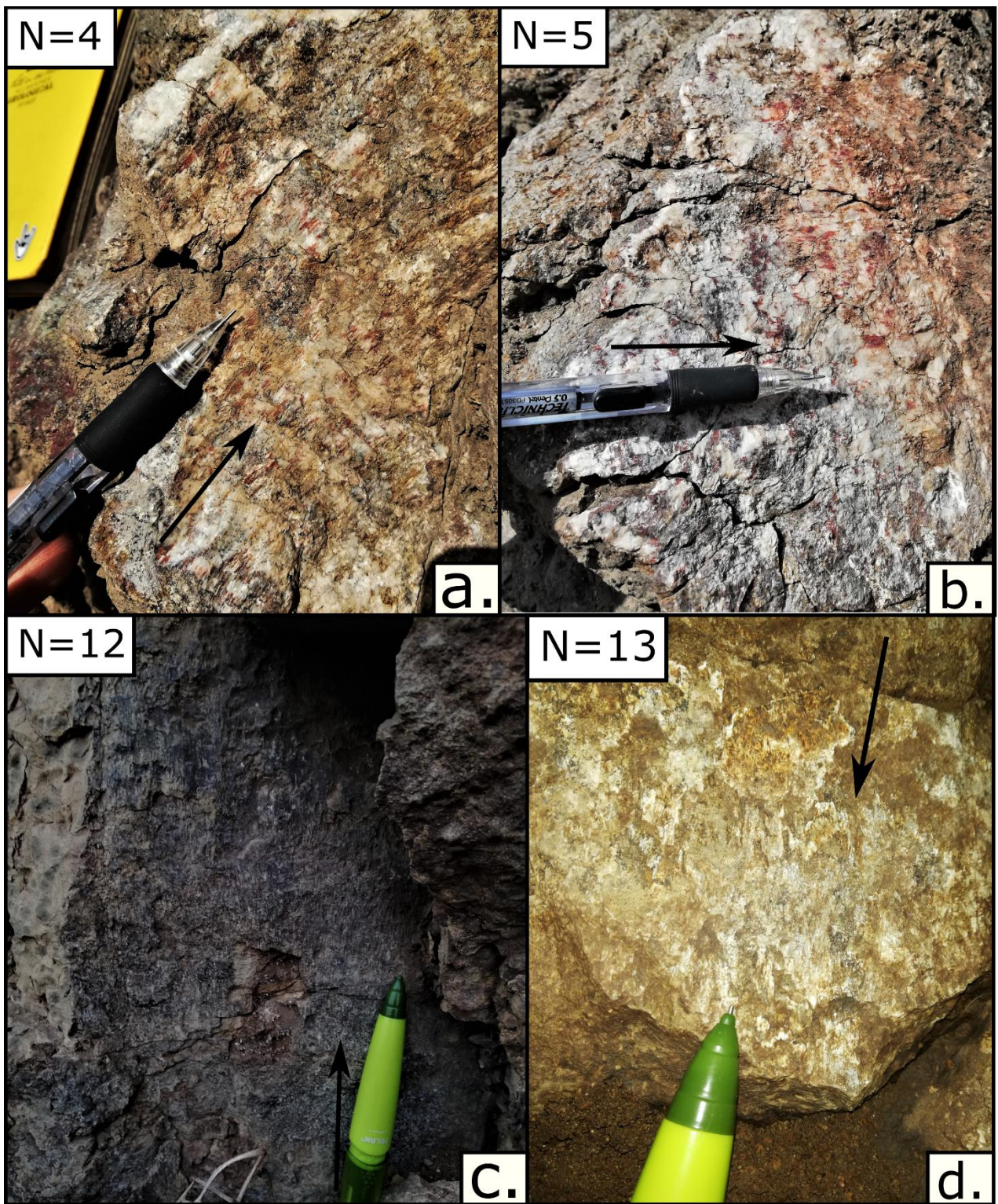
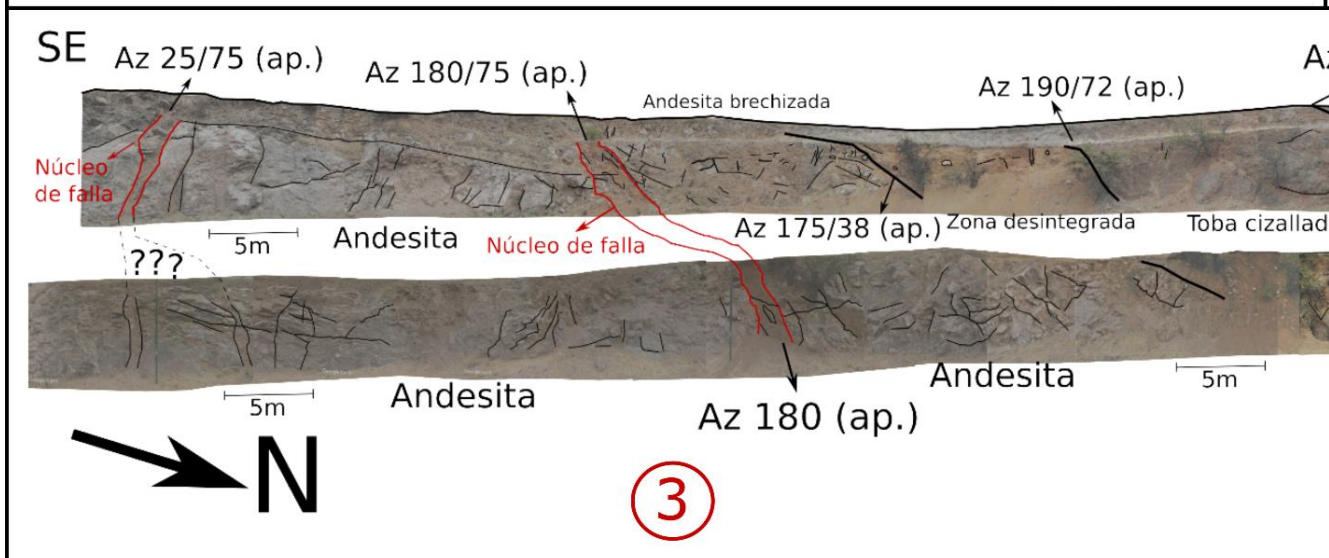
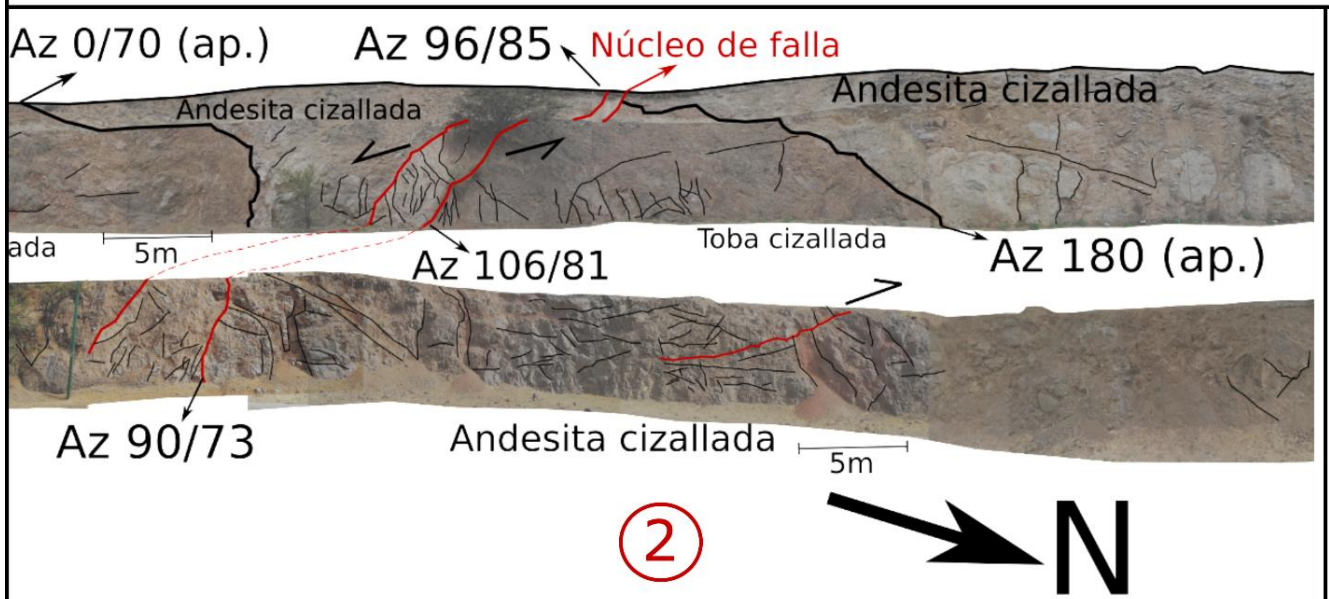
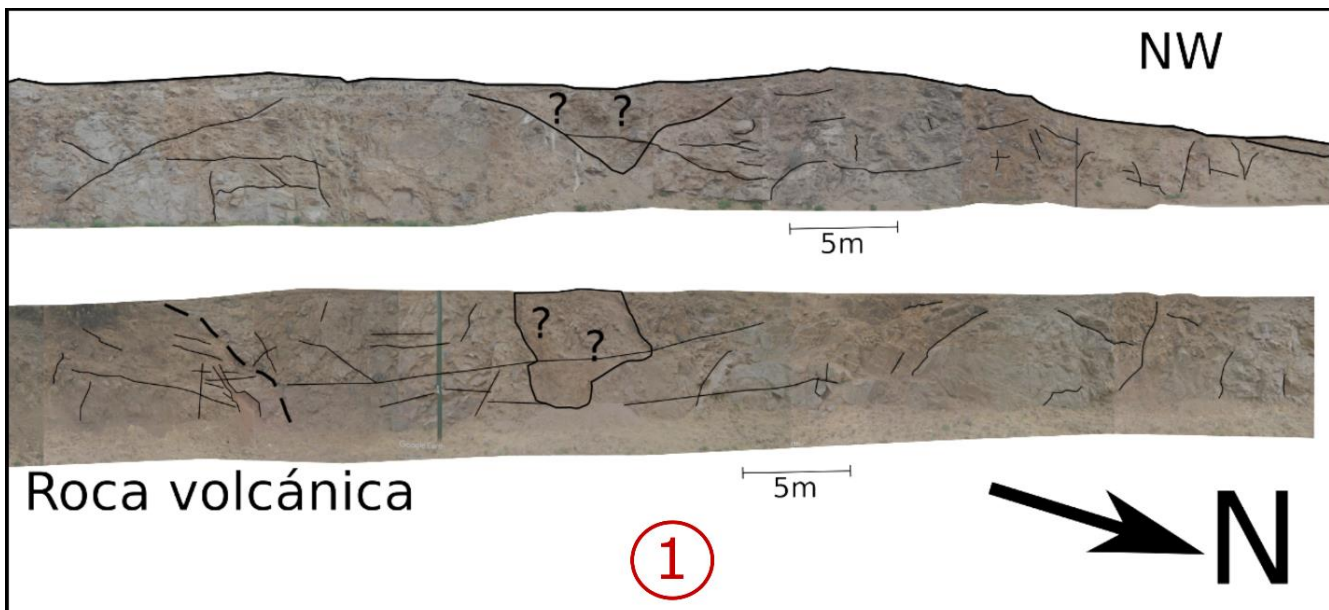


Figura 33. Indicadores cinemáticos en la zona de falla del oeste de Lo Barnechea. La flecha negra apunta en el sentido de movimiento del bloque faltante. A. Estrías en fibras minerales. B. Estrías en fibras minerales. C. Fracturas de Riedel. D. Estrías en fibras minerales. N representa el identificador del indicador en la Tabla 1.



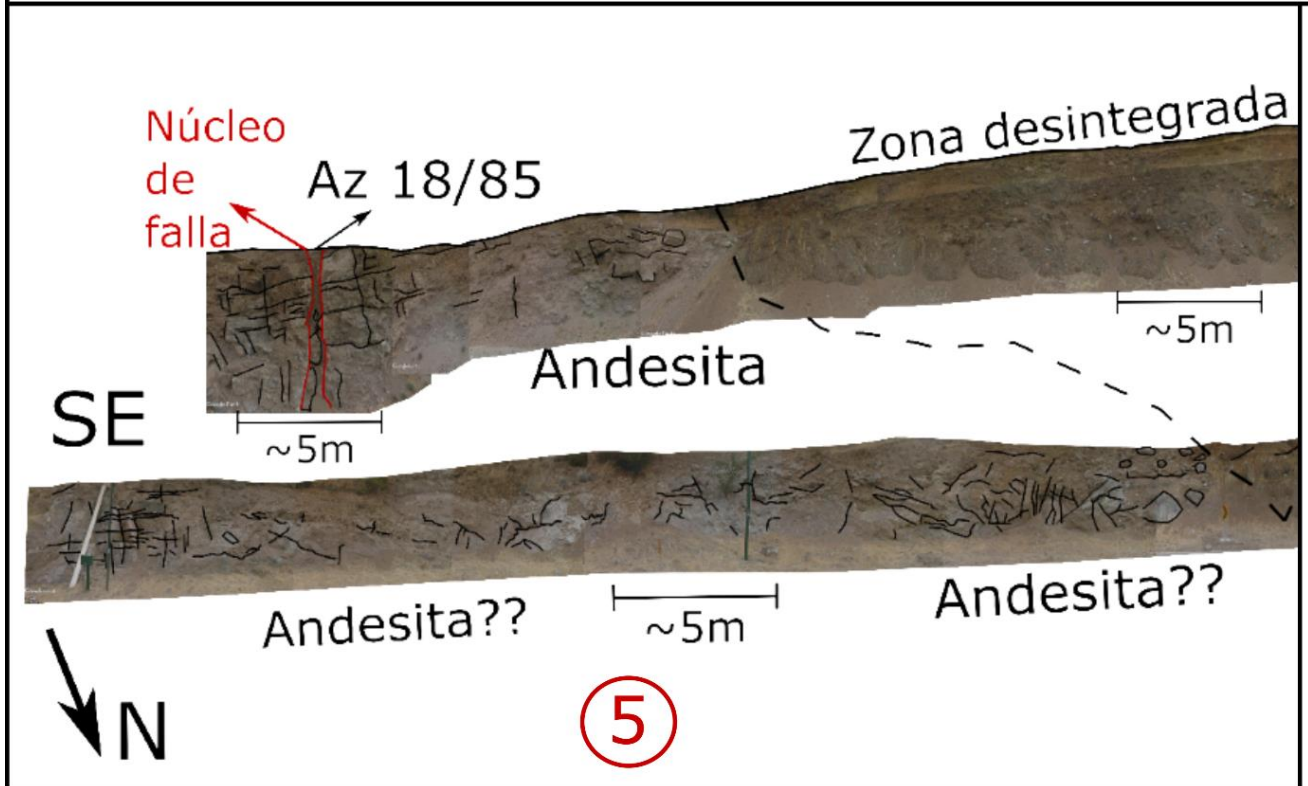
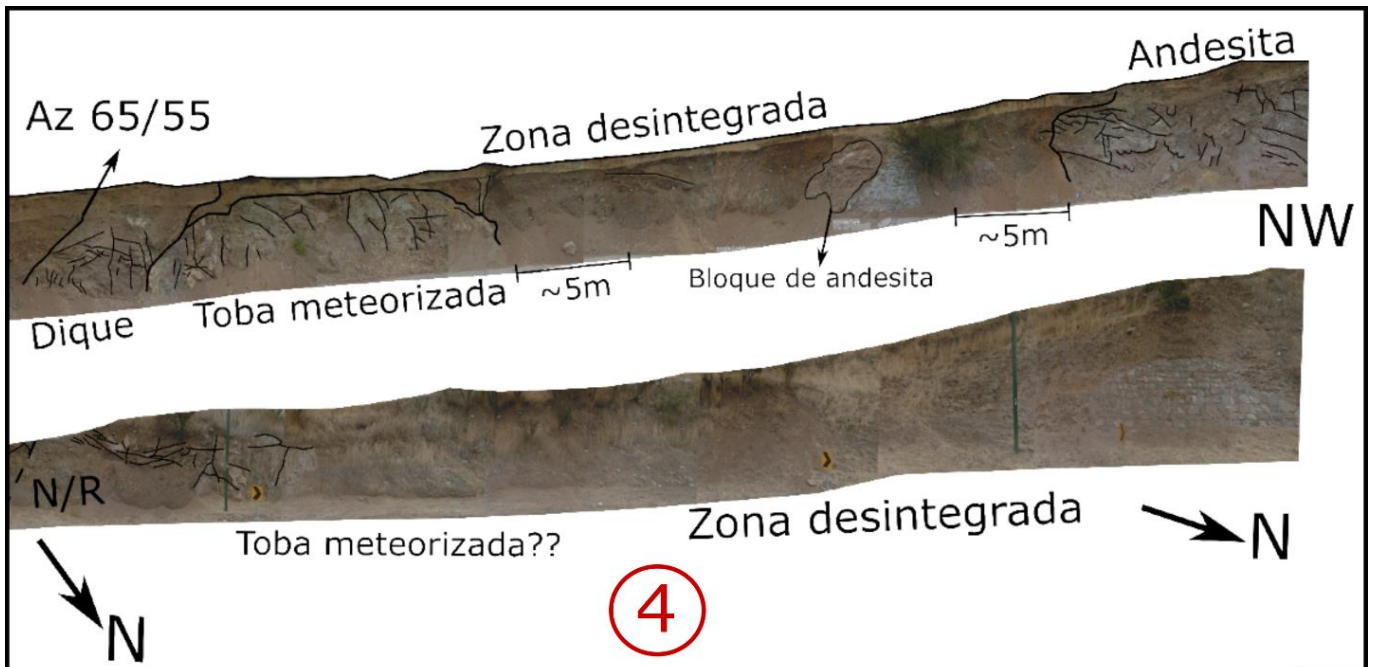


Figura 34. Fotomosaico de la zona de falla al oeste de Lo Barnechea a lo largo de la calle Camino Juan Pablo II, y su interpretación estructural en función de lo observado en terreno y mediante Google Earth. Los números en círculos rojos indican el orden de observación del fotomosaico de NW (1) a SE (5) en la Figura 24. Las imágenes utilizadas para el fotomosaico corresponden a fotografías tomadas en terreno en conjunto con imágenes tomadas del Street View de Google Earth Pro.

- **Zona 2**

Al este de Lo Barnechea, en el sector de El Arrayán, a un costado de la calle Camino Refugio del Arrayán se documentó una segunda zona de falla. El macizo corresponde a capas centimétricas gris oscuro de una litología difícil de reconocer, por lo que se interpretan como secuencias sedimentarias o volcano-sedimentarias. La zona de falla consiste en una estructura principal subvertical y de orientación Az 98-100/85, con un núcleo de falla de unos 1,5 metros, con zonas de gouge, brecha y cataclasita, además de una falla secundaria. Ambas estructuras limitaban a cada lado un bloque de unos 2 a 3 metros de ancho, el que parecía estar alzado respecto del resto del macizo a través de estas dos estructuras. En la estructura principal no se observaron indicadores claros de movimiento, solo *grooves* subhorizontales que señalaban un movimiento de rumbo. En la Figura 35.a se puede observar el detalle estructural de la zona de falla, que mostró una variación de la estratificación a ambos lados de la estructura, además de desplazamiento inverso de la falla de menor jerarquía (50-60 cm) y un diaclasamiento preferente que coincidía con el rumbo de las estructuras principales. La Figura 35.e muestra un detalle del indicador cinemático en la falla secundaria con actitud Az 118/76 y con rake entre 10° y 17°. La estructura tenía menos de 5 centímetros de ancho con un relleno de la misma roca, pero brechizada y pulverizada a arena fina – limo, en una especie de cataclasita según Twiss y Moores (1992). De acuerdo con el indicador observado para esta estructura secundaria, su cinemática corresponde a una de rumbo dextral con componente inversa, lo que también en la Figura 35.f, que muestra el resultado del tensor de esfuerzos del plano de falla medido. Además, se observó que en esta zona el estero Arrayán muestra un desplazamiento bien alineado con la estructura observada de unos 200 metros de forma sinistral (Figura 35.c).

El GSI tomó valores de entre 25 y 35 en rocas muy perturbadas y con varios sets de discontinuidades interceptándola, pero manteniendo estructuras primarias como la estratificación (Figura 21.d en Anexos). El rango de valores obtenidos para esta zona de falla hace que el criterio sea inválido cuantitativamente pero aún válido cualitativamente según Marinos y Hoek (2007).



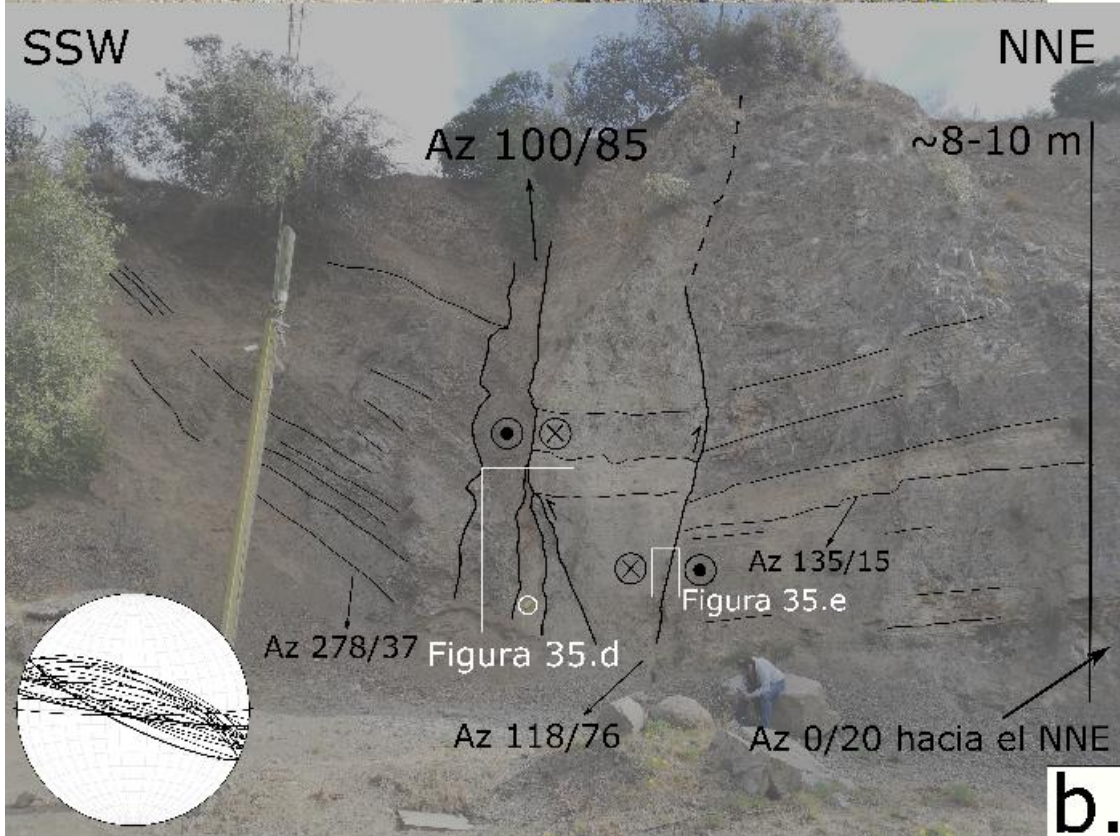


Figura 35. Zona de falla 2. A. Fotografía del afloramiento. B. Interpretación estructural del afloramiento.

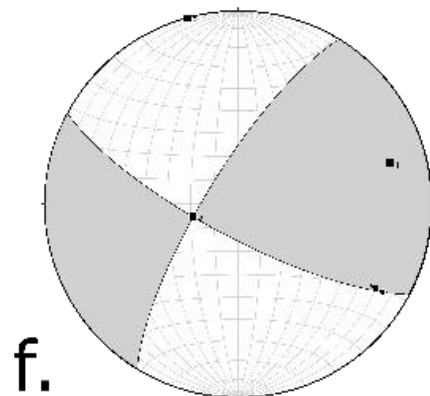
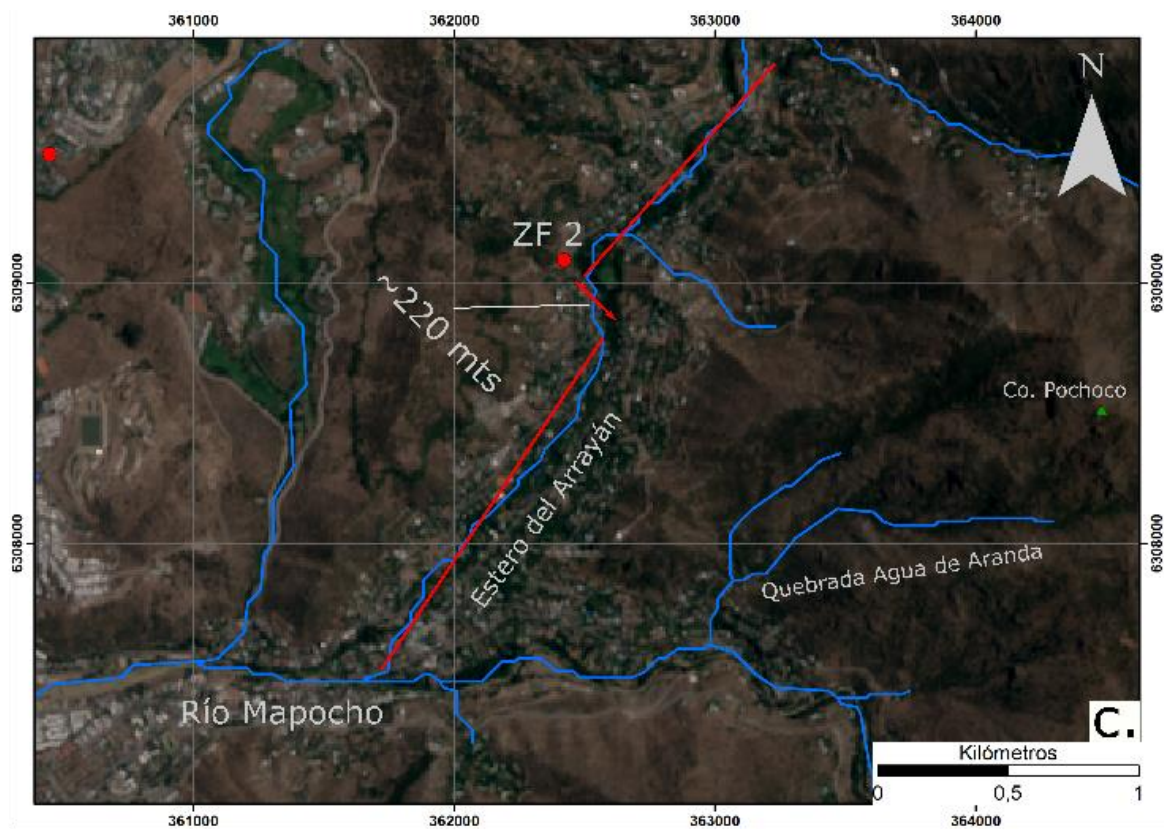


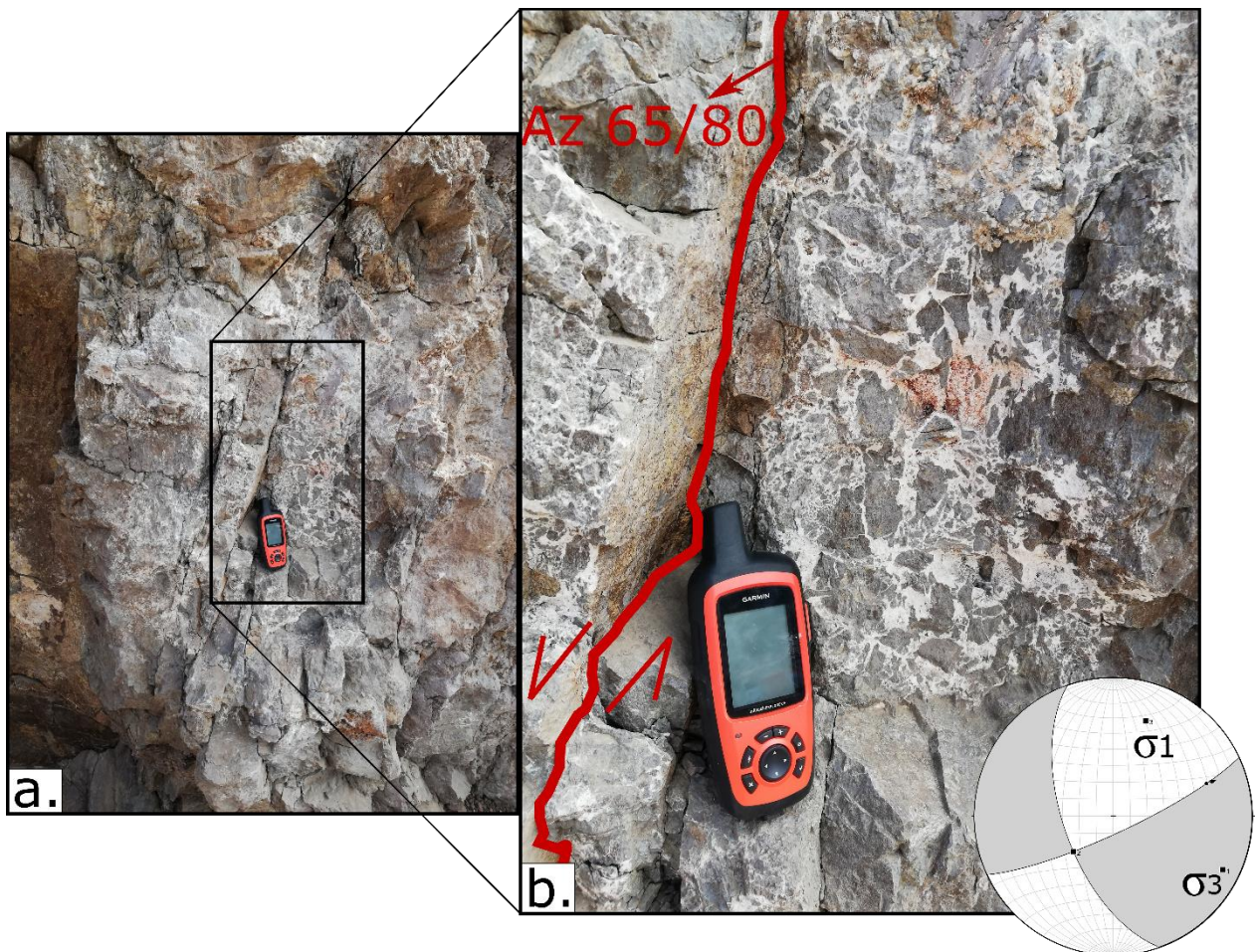
Figura 35 (Continuación). C. Mapa del sector de El Arrayán y la ubicación de la zona de falla 2. Se indica con flechas rojas la deflección de la red de drenaje, que era cercana a los 220 metros en un sentido sinistral. D. Acercamiento a la zona de núcleo de falla, mostrando las zonas de brecha, cataclasita y gouge. Nótese el desplazamiento inverso de capas en la parte superior derecha de la imagen. E. Plano de la falla secundaria y su indicador cinemático. F. Solución del tensor de esfuerzos para el plano de la falla secundaria. La flecha negra apunta hacia donde se mueve el bloque faltante.

- **Zona 3**

Esta zona de falla fue observada cerca de 1,5 kilómetros hacia el norte de la zona de falla 1, en una pequeña rotonda en el final de la calle Avenida Los Litres. Aquí el macizo rocoso correspondía a lavas afaníticas grises relativamente macizas cuyo diaclasamiento principal tenía una orientación entre Az 40-65 y manteos subverticales (Figura 36). Presentaba en su parte central sectores de brecha con fragmentos de roca angulosos a subangulosos y un cemento de minerales blancos (posiblemente yeso) y algunos rojizos no identificados (Figura 37.b). Algunos bordes de fragmentos parecían encajar casi perfectamente con otros cercanos y la brecha era más bien clasto soportada. Cabe destacar que estas zonas brechizadas no parecían tener un dominio ni límites claramente definidos, perdiendo su continuidad o haciéndose difícil de identificar a medida que uno se movía a lo largo del macizo, lo que podría estar influenciado por la intervención urbana en la zona. Una de las fracturas que cortaba el macizo mostró indicador cinemático mediante fracturas de Riedel y *grooves*, entregando una cinemática de rumbo sinistral para el plano de falla, que tenía orientación Az 65/80 y un rake de 30° (Figura 37.b). De acuerdo con lo graficado en FaultKin los tensores de esfuerzos para esta fractura corresponden a un  $\sigma_1$  de dirección SW – NE y un  $\sigma_3$  SE – NW, con  $\sigma_2$  más bien vertical.



Figura 36. Fotomosaico del afloramiento de la zona de falla 3 en la calle Los Litres. En la parte superior de la figura se muestra el gráfico de los planos de fracturas en Stereonet. La línea punteada negra separa de manera inferida los dominios de andesita y zona de falla.



**Figura 37. a. Acercamiento a la zona de núcleo de falla de la zona de falla 3. b. Acercamiento a la zona de núcleo donde se observó una fractura de cizalle con indicador cinemático en fracturas de Riedel, entregando un tensor de esfuerzo sinestral para este plano, lo que se muestra en la parte inferior derecha con el resultado de graficar el plano de falla en FaultKin.**

- **Zona 4**

Otro sitio que se identificó como una zona de falla fue documentado en afloramientos en la calle Charles Hamilton en San Carlos de Apoquindo en Las Condes (Figura 38.a). A lo largo de esta calle es evidente notar que hacia el sur existe una topografía de mayor altura que hacia el norte, formando una especie de escarpe de rumbo NE que se puede corroborar mediante el mapa de Sombreado y Pendientes (Figura 38.b y 38.c).

En el sitio 1, la roca estaba muy meteorizada y perturbada estructuralmente, con un enrejado centimétrico de vetillas rellenas con minerales blancos de dureza relativamente alta que cortaban el afloramiento, habiendo algunas que incluso cortaban otras vetillas y cuyas orientaciones eran de Az 100 a 125 y manteo subvertical. En general no había más estructuras que atravesaran todo el afloramiento, y la mayoría eran vetillas y fracturas irregulares en distintas direcciones que no eran tan penetrativas (Figura 39.d). La litología se reconoció como ígnea en parte debido al magnetismo de la roca, pero no se pudo distinguir si correspondía a un intrusivo o una roca volcánica debido al alto grado de meteorización de la roca.

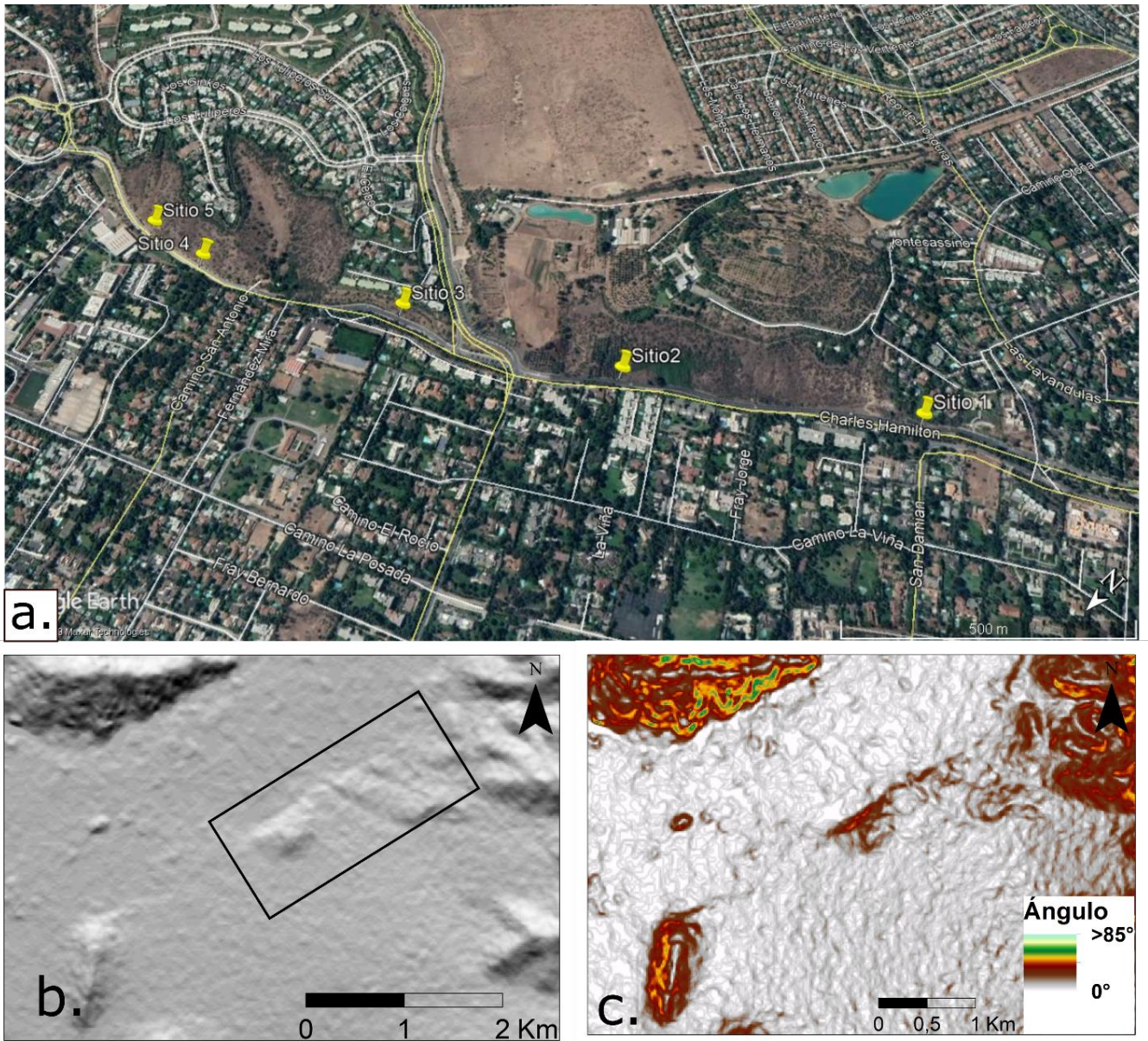
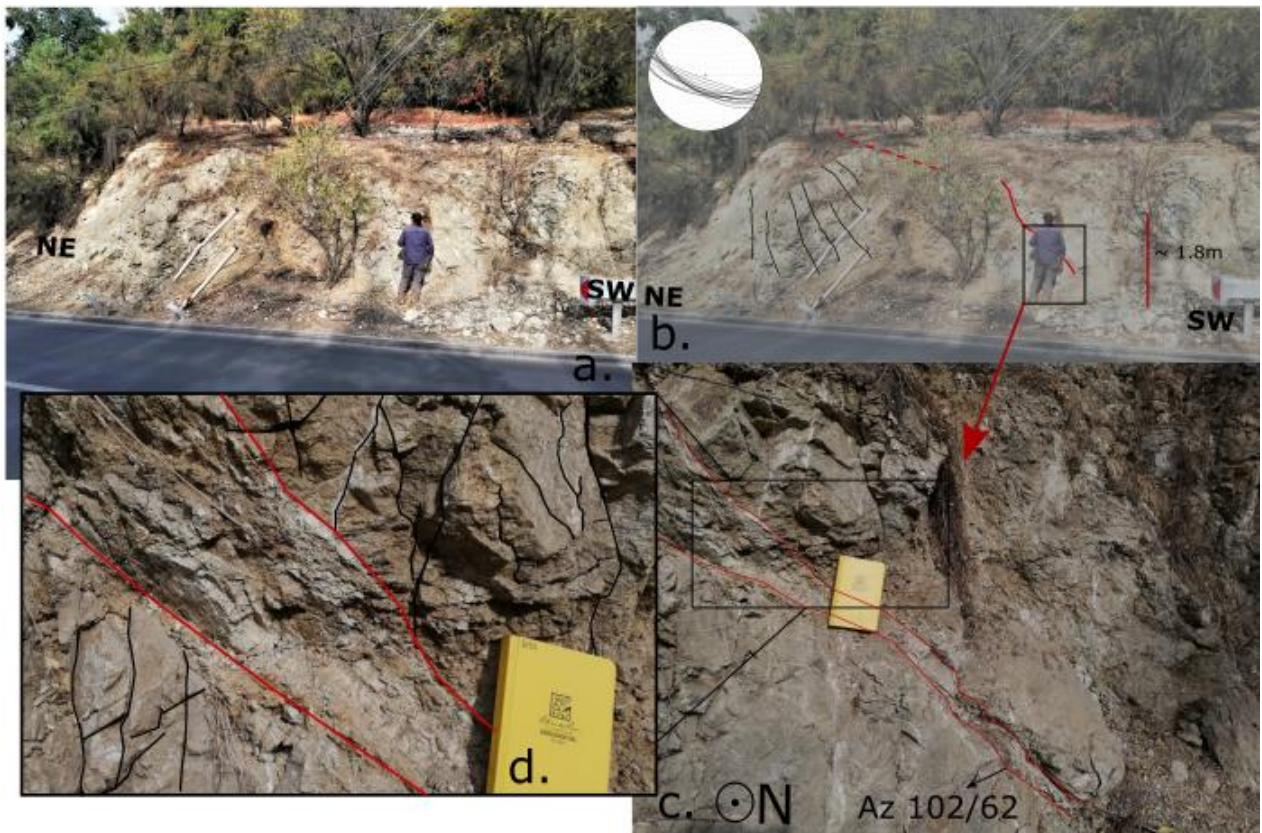


Figura 38. Zona de falla 4. a. Afloramientos visitados a lo largo de la calle Charles Hamilton en el sector de San Carlos de Apoquindo. Imagen tomada de Google Earth Pro. b. Imagen del mapa de Sombreado en ArcGIS, revelando el lineamiento NE que representa el escarpe. c. Mapa de Pendientes en ArcGIS que también muestra el lineamiento NE formado por este escarpe, que presenta un ángulo de hasta unos 50°.



**Figura 39. Sitio 1. A. Fotografía del afloramiento. B. Diaclasamiento preferencial de este, junto al gráfico de los planos de fracturas en Stereonet. C. Acercamiento a zona de enrejado de vetillas, mostrando la orientación de la vetilla penetrativa de mayor espesor observada en el afloramiento. D. Acercamiento a la vetilla, que tenía un espesor de 10-15 cm y relleno de minerales blancos duros. Notar con líneas negras algunas vetillas menores que se disponían en direcciones variables y no alcanzaban gran extensión.**

Hacia el noreste por esta misma calle unos 570 metros, se encontró un macizo muy perturbado y atravesado por varias discontinuidades y vetillas (Sitio 2) (Figura 40). La litología no pudo ser reconocida debido a la inaccesibilidad del afloramiento, y las estructuras se observaron desde una actitud aparente. Una de ellas corresponde a una discontinuidad con orientación Az 60-80/40, y la otra corresponde a una zona rojiza de orientación Az 90-100 que se acuña desde arriba hacia abajo y que pareciera ser truncada por una fractura cuya orientación no pudo ser medida. Ambas estructuras parecieran intersectarse en este punto, pero las relaciones de contacto entre las fracturas presentes no pudieron ser observadas de buena manera (signos de interrogación a la derecha en Figura 40). Estas dos estructuras parecían estar más meteorizadas que el resto del macizo, ya que mostraban colores rojizos a anaranjados y una competencia estructural menor. Todo el macizo rocoso estaba afectado por un enrejado en distintas direcciones de vetillas con relleno blanquecino, lo que complicaba la observación de este.



**Figura 40. Fotomosaico del sitio 2 en la zona de falla 4. Con líneas negras gruesas se delimitan las dos estructuras principales observadas junto a su actitud aparente. Notar la irregularidad de estas estructuras.**

En el Sitio 3 (Figura 41), se encontró un afloramiento de unos 5-6 metros de ancho altamente meteorizado, con niveles de distinto color que parecían representar distintas litologías, las que no pudieron ser reconocidas. Estos estaban orientados con un Az 110 y un manteo aparente de 60°, y se encontraban truncados por una zona marrón – anaranjada con límite aparente Az 120-130/80. Hacia los costados de estas rocas existía cubierta vegetal o sedimento no consolidado que no permitían observar la roca, así como algunos depósitos aluviales que cubrían la ladera del cerro.

En el Sitio 4 (Figura 42), las rocas se mostraban bastante perturbadas estructuralmente, se desintegraban al tacto, y poseía sets de diaclasas penetrativas de orientaciones NE y SW, a veces rellenas de 1-3 centímetros de minerales blancos. Las rocas correspondían a sucesiones grises a verdosas centimétricas de rocas sedimentarias finas con una actitud de Az 87/28.

En el afloramiento más nororiental (Sitio 5) las rocas consistían en niveles centimétricos de rocas sedimentarias finas con un diaclasamiento penetrativo de orientación general Az 20-30° y manteo subvertical. Se encontraban bastante fracturadas, pero mantenían estructuras primarias aparentes como laminación subparalela. El macizo se encontraba cortado por una zona rojiza-morada a anaranjada de unos 2 metros de ancho que contenía un enrejado de vetillas blancas. Dentro de esta zona la litología era casi irreconocible y la roca se presentaba fracturada en una especie de patrón S-C caótico con un brillo graso y una textura jabonosa que parecía estar en los planos de orientación preferente de los fragmentos de roca (Figuras 44.b y 44.c). No se observaron indicadores claros de movimiento, a excepción de un plano con estrías en minerales blanquecinos y rojizos que tenía orientación general Az 256/50 y un rake de entre 20° a 30°, indicando un sentido de movimiento sinistral (Figura 44.a). Los tensores de esfuerzos para esta fractura de acuerdo con lo graficado en FaultKin corresponden a un  $\sigma_1$  de dirección más bien SW – NE y un  $\sigma_3$  SE – NW. La Figura 43 muestra un fotomosaico del afloramiento con las observaciones estructurales realizadas.



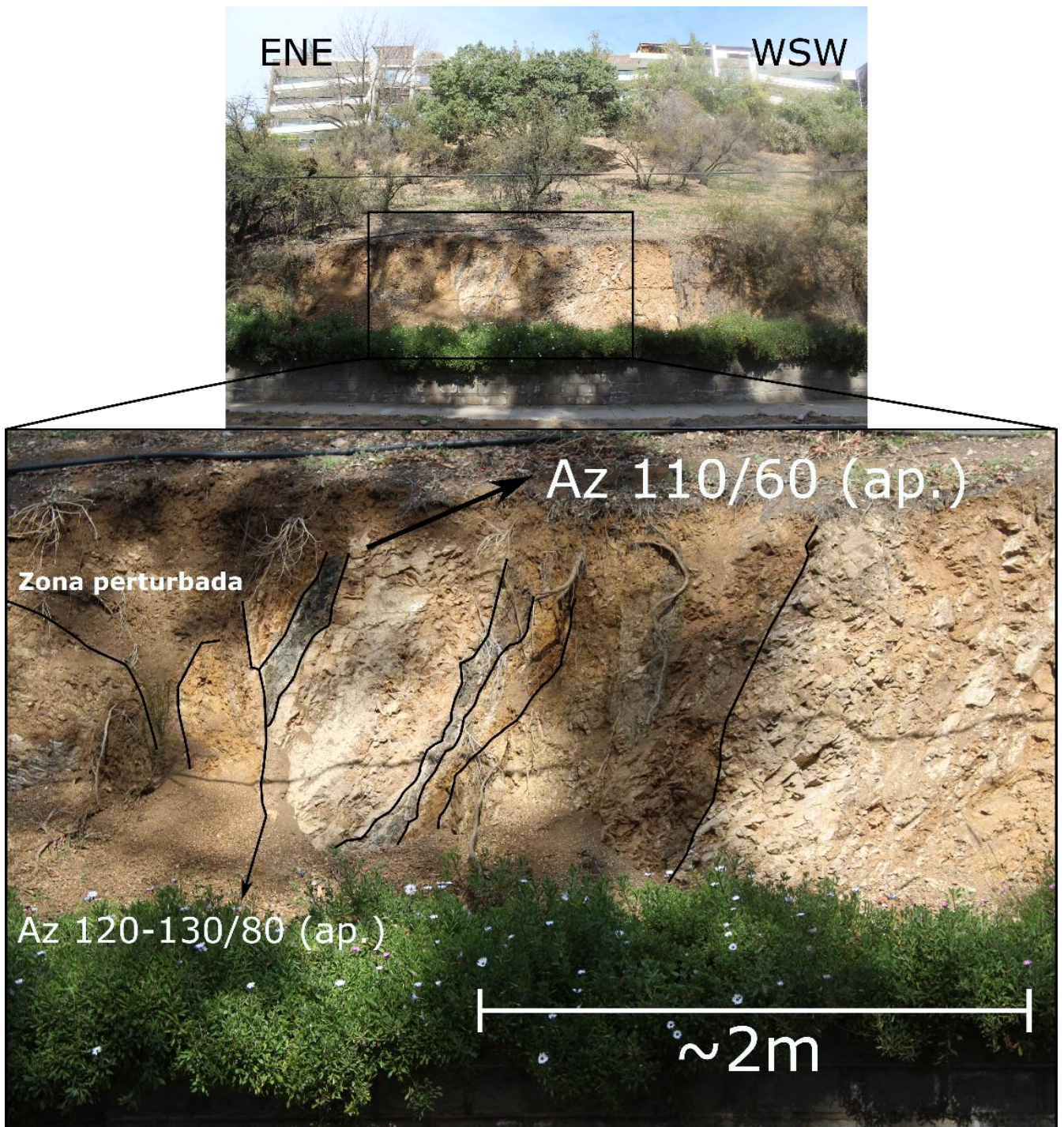


Figura 41. Sitio 3 de la zona de falla 3. La imagen superior muestra una fotografía general de la ubicación del afloramiento, y la de abajo la interpretación estructural de lo observado. Notar que a la derecha de la “Zona perturbada” existe un cambio drástico en las rocas que aparecen marcados por la discontinuidad que se señala. Las rocas hacia la derecha mostraban la actitud aparente que se indica.



**Figura 42. Fotografía del sitio 4 en la zona de falla 4 (arriba) y su observación estructural junto al gráfico de los planos de fracturas en Stereonet (abajo).**

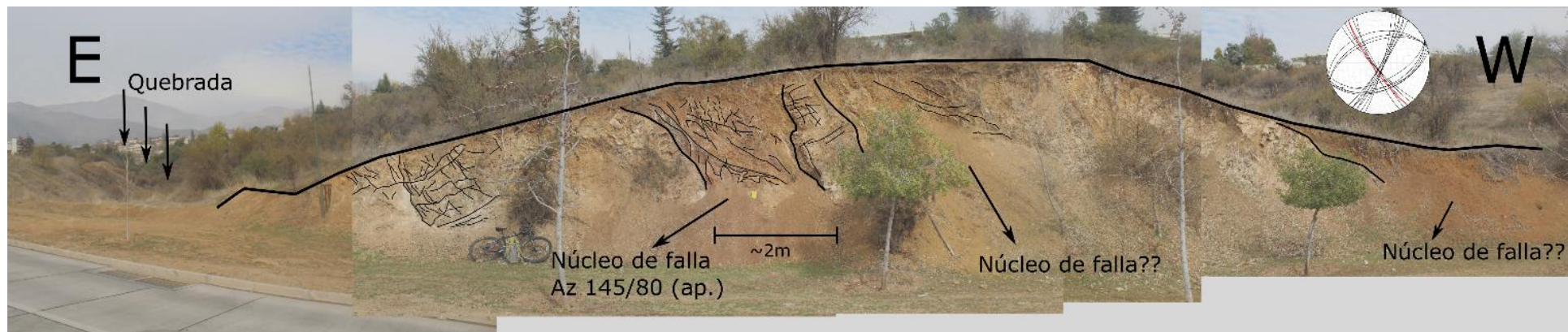


Figura 43. Fotomosaico del sitio 5 en la zona de falla 4 y su arquitectura estructural. En la parte superior derecha se observa el gráfico de los planos de fractura en Stereonet. Notar el plano graficado en color rojo, que representa el núcleo de falla principal observado. Notar que hacia el SE en la imagen (apuntando hacia dentro de ésta) existe una pequeña quebrada sin agua que se alinea bastante bien con el núcleo de falla observado. Hacia el W se indican zonas de núcleo de falla inferidas que no eran claramente observables debido a la cubierta de material recientemente erosionado de estas mismas zonas.

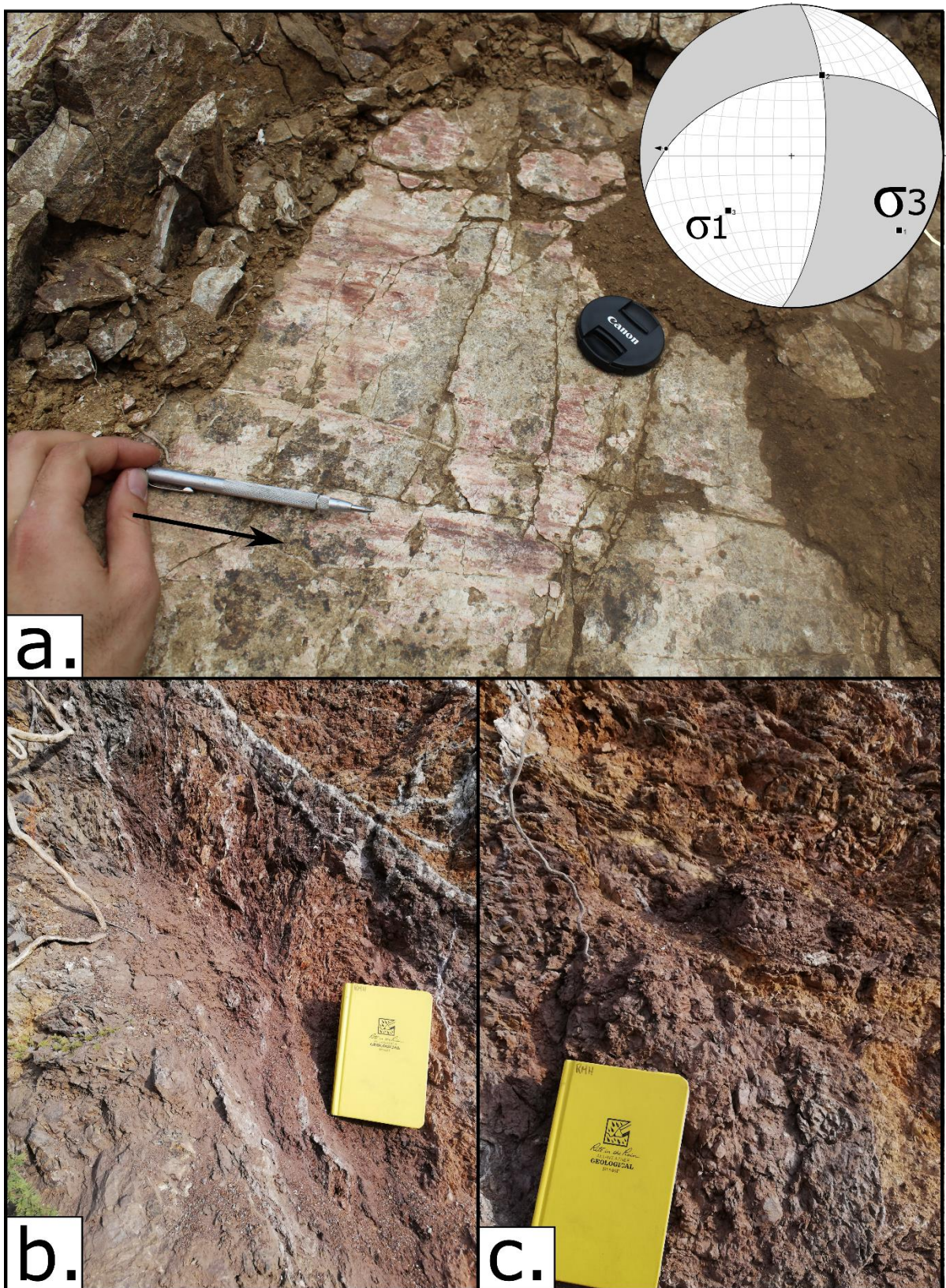


Figura 44. A. Indicador cinemático en fibras minerales en el sitio 5 de la zona de falla 4. B. y C. Acercamiento a la zona de núcleo de falla, mostrando el alto grado de perturbación estructural evidenciado en la fábrica de las rocas que mostraban un patrón similar a los S-C pero más caótico, además de una alta meteorización en esta misma zona de núcleo.

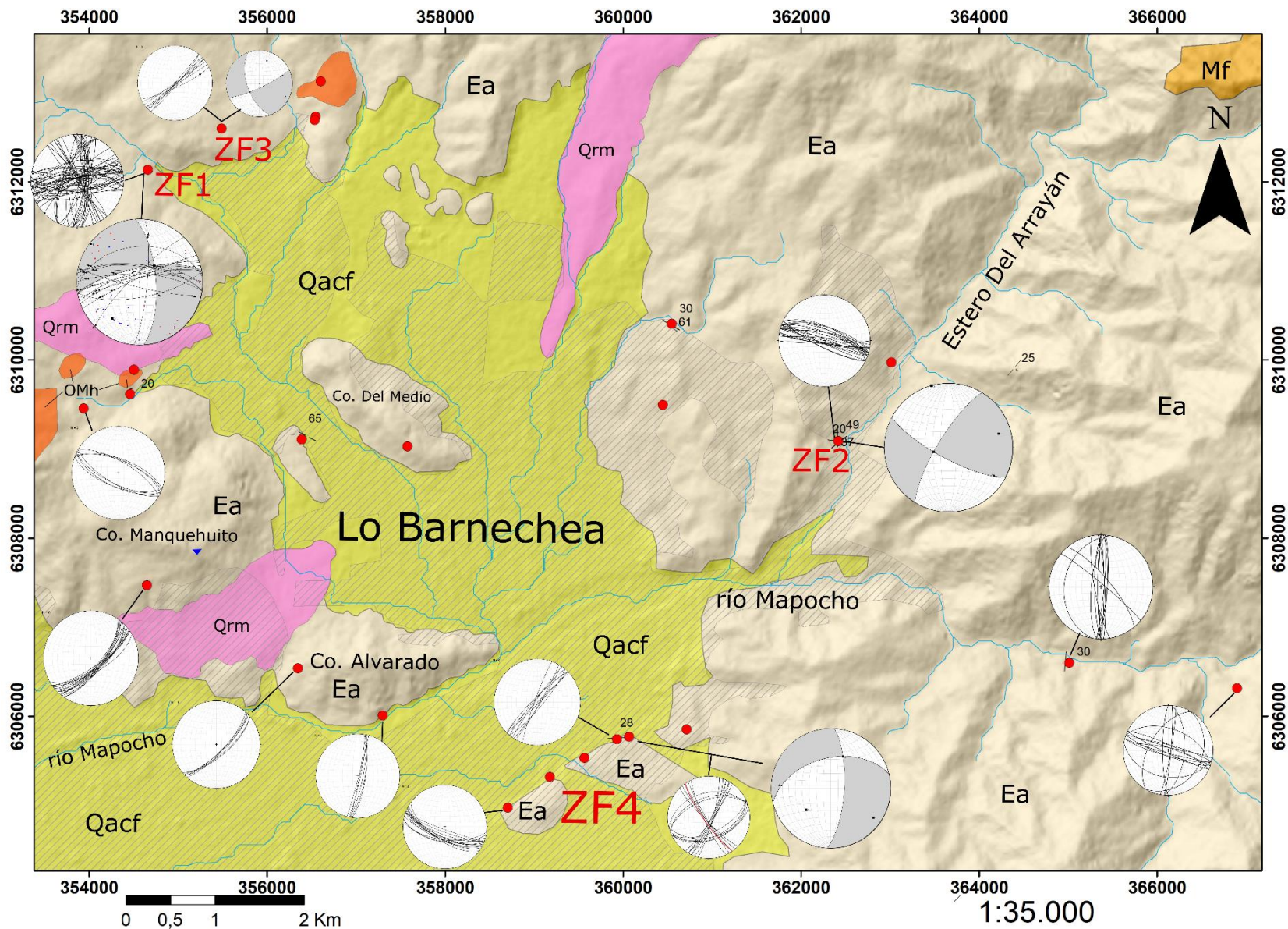


Figura 45. Mapa geológico sin estructuras de la zona nororiente de Santiago con la distribución de fracturas en la zona. Los puntos rojos representan los sitios visitados en esta área y “ZF” indica las zonas de falla descritas. Los gráficos de planos de fracturas fueron obtenidos mediante Stereonet y FaultKin. Para conocer la leyenda se sugiere observar el mapa geológico de este sector (Figura 63).

### Lineamientos mediante Sistemas de Información Geográfica

Existen construcciones urbanas a través de la comuna que no permiten observar claramente los afloramientos y hacer un reconocimiento de estructuras claro. Mediante la utilización de los productos obtenidos a partir de los DEM se reconocieron lineamientos que atraviesan toda esta zona de Santiago. Al no lograr acceder a todos los puntos de interés en esta zona se realizó un mapeo y análisis a través de SIG para reconocer lineamientos que pudieran posteriormente asociarse con zonas de falla u otras estructuras. Para esto se realizó primero un mapa de lineamientos obtenidos a partir de la mayoría de los productos en SIG. Este contenía un mapeo obtenido conjuntamente a través de mapas de sombreado con orientaciones de azimuth: 20, 50, 90, 135, 180, 225, 270, 315 y 355, pendientes, orientaciones, curvas de nivel, imagen satelital y redes de drenaje (Figuras 1 a 15 de Anexos). Para esto se mapearon los lineamientos que se manifestaran claramente en, por lo menos, la mitad de los productos mencionados, otorgando mayor relevancia a los lineamientos observados en los mapas de sombreado y pendientes principalmente, aunque fueron identificados en la mayoría. La Figura 45 muestra el mapa con los lineamientos obtenidos mediante este método. Con este mapa se realizó un gráfico de los lineamientos en Stereonet obteniendo un diagrama de Roseta de estos en la Figura 46. En esta se observa que existe una marcada tendencia de los lineamientos a la orientación W-NW, con una menor tendencia a la N-S y al NE.

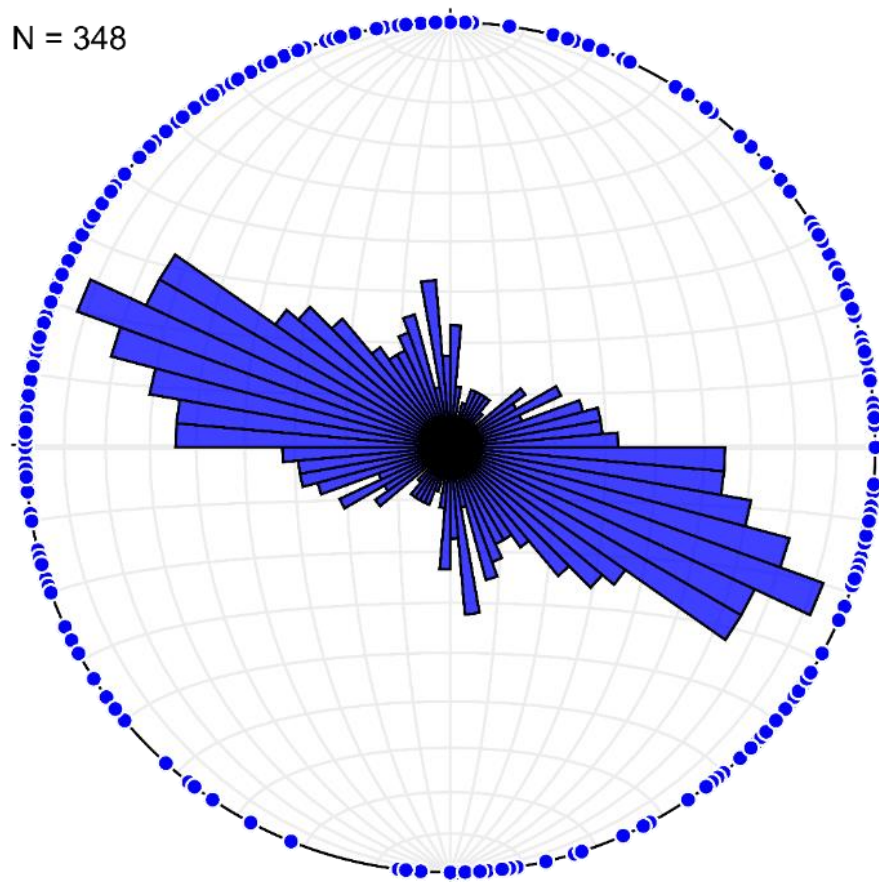
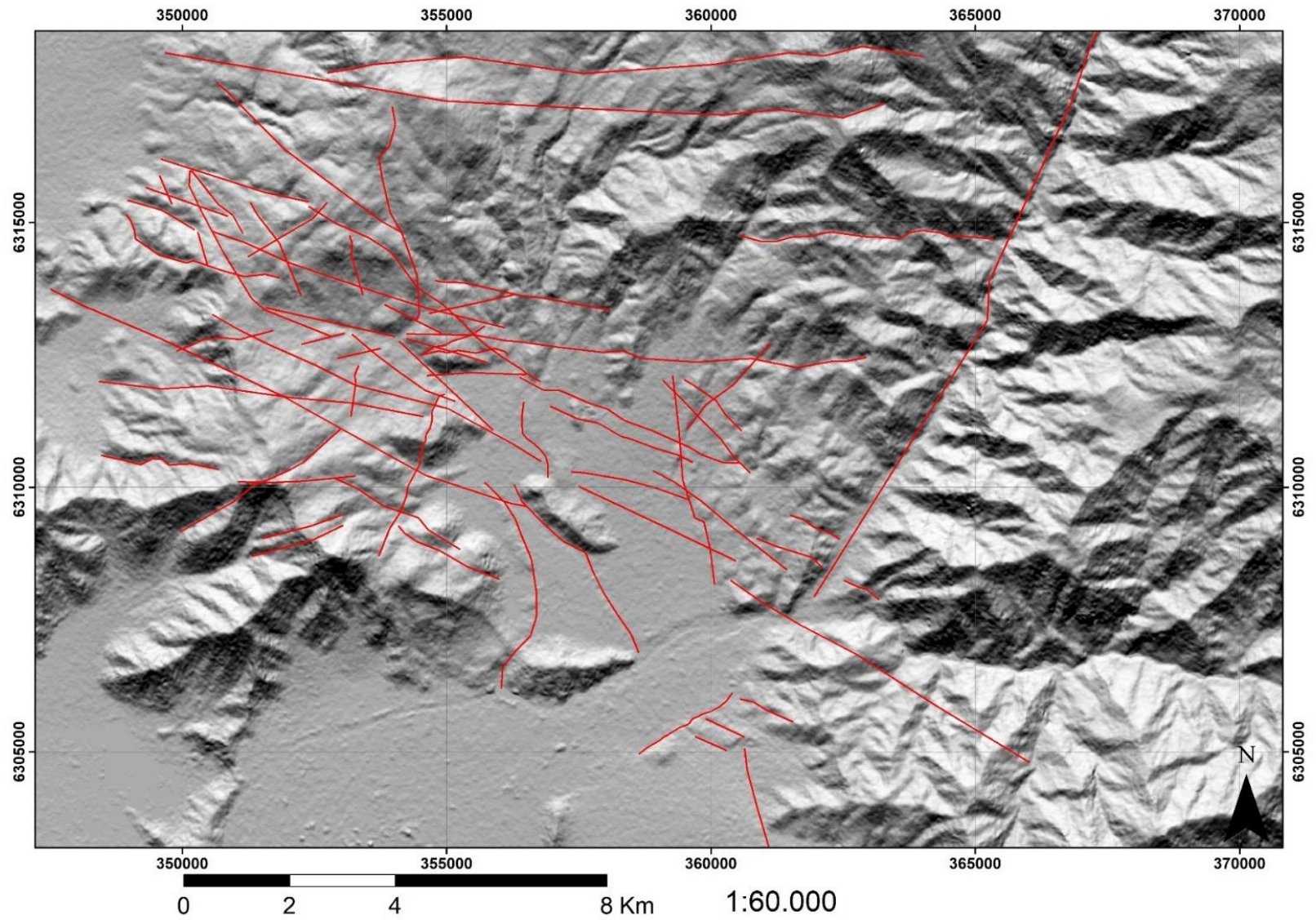


Figura 46. Diagrama de Roseta obtenido para los lineamientos mapeados a través de SIG.



**Figura 47. Mapa de lineamientos interpretados a partir de mapas de sombreado de diferentes orientaciones, pendientes, orientaciones, curvas de nivel e imagen satelital. Las líneas rojas representan los lineamientos identificados.**

Posteriormente, se realizaron mapas de lineamientos con los productos de curvatura horizontal y curvatura vertical obtenidos a partir del DEM, según la metodología propuesta por Florinsky (2016) mencionada en el apartado de Metodología. Los lineamientos fueron chequeados con los distintos DEM (ALOS PALSAR, Aster y SRTM) para que fueran más representativos de la zona. Sin embargo, el mapeo detallado de cada lineamiento fue corregido con el DEM ALOS PALSAR que presentaba la mejor resolución (12,5 m por píxel). En el mapa de curvatura horizontal se observaron lineamientos principalmente de orientación NW-WNW, concentrados al oeste de Lo Barnechea en los cerros aledaños y en menor medida en las cercanías del valle del estero Arrayán (Figura 48). A su vez, el mapa de lineamientos mediante la curvatura vertical mostró prácticamente todos los lineamientos con una orientación WNW-NNW, siendo algunos de gran longitud (Figura 49).

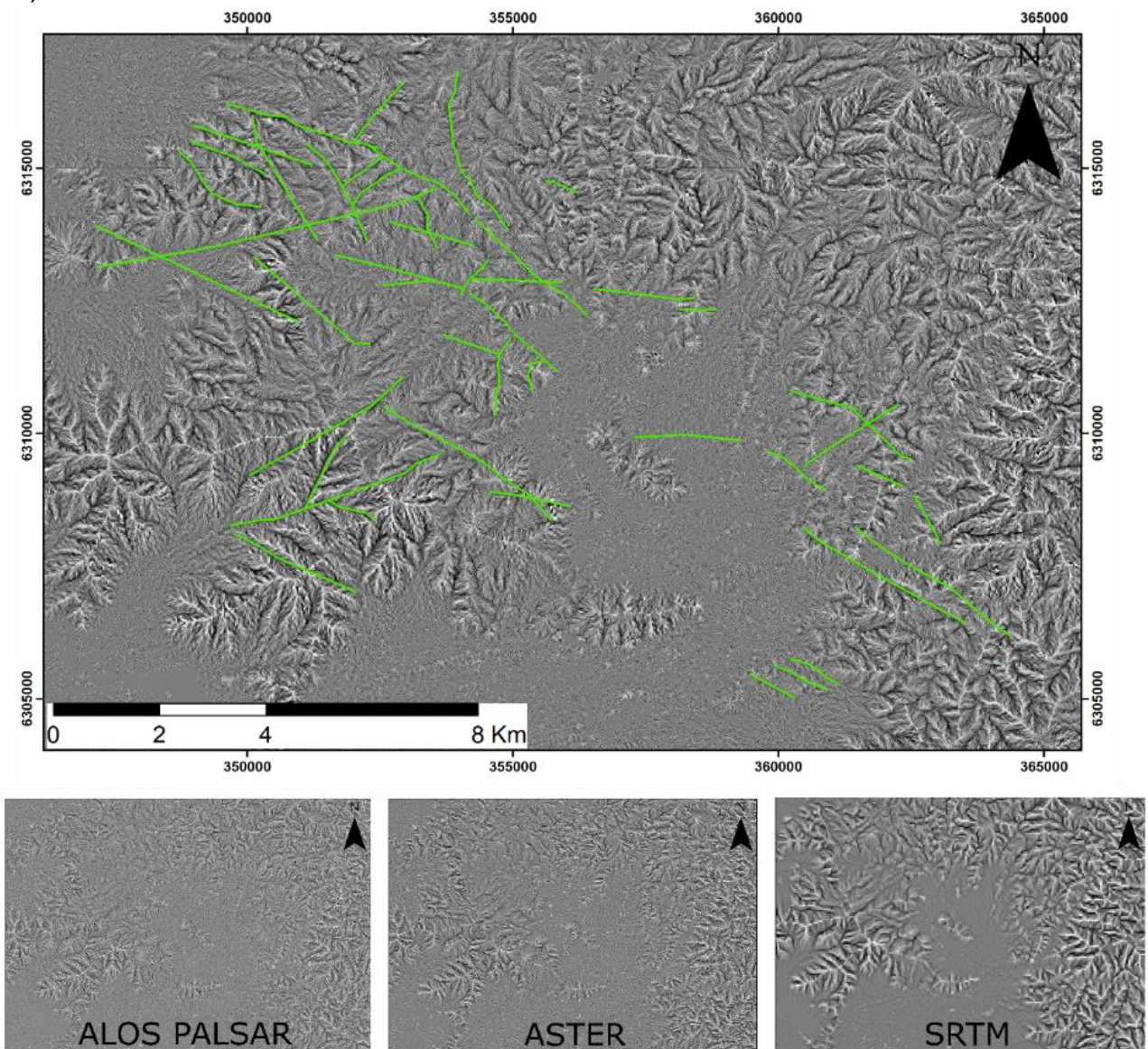
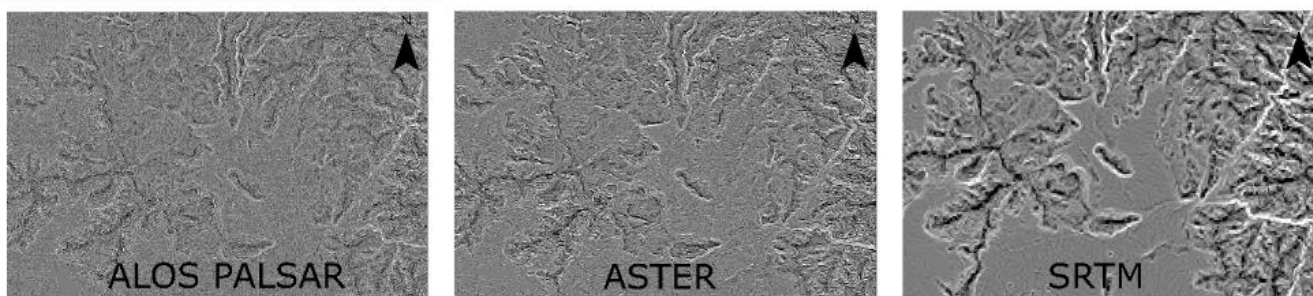
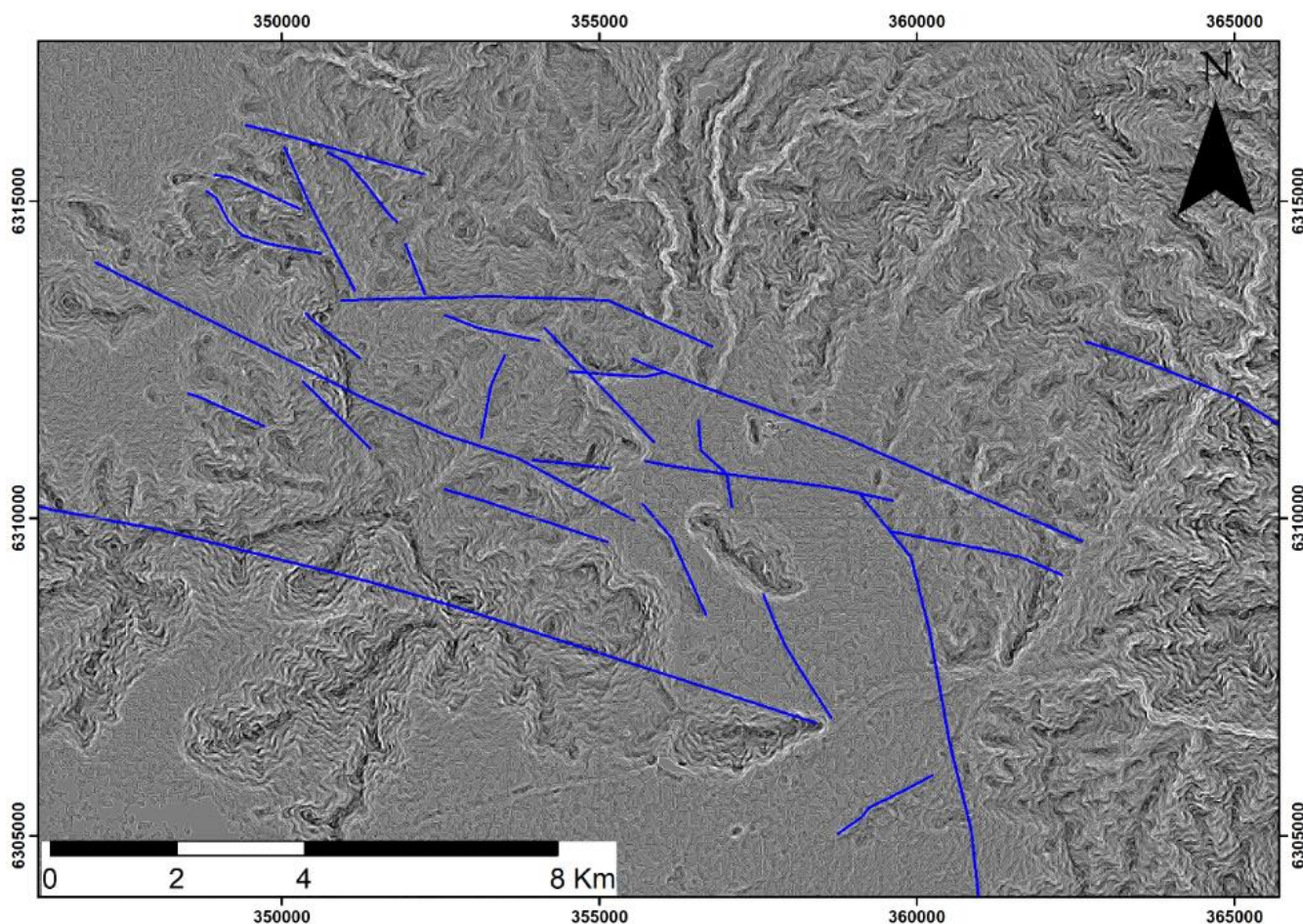


Figura 48. Mapa de lineamientos obtenidos a partir de mapas de curvatura horizontal. Abajo se muestran los mapas de este tipo de curvatura según el tipo de DEM.





**Figura 49. Mapa de lineamientos obtenidos a partir de mapas de curvatura vertical. Abajo se muestran los mapas de este tipo de curvatura según el tipo de DEM.**

### **3.2.2.2 Valle del río Mapocho – Molina**

La descripción de estructuras en este valle se hizo según un bloque occidental y otro oriental, donde el paso de uno a otro está dado por la aparición de la Formación Farellones sobreyaciendo paraconcordante a discordante a la Formación Abanico desde aproximadamente el estero Los Recauquenes - Covarrubias hacia el este. En esta zona la descripción de estructuras estuvo enfocada a identificar las estructuras mayores descritas en la literatura, no realizar un mapeo de detalle estructural como el realizado en el nororiente de Santiago. Para la identificación de estructuras además de salidas a terreno se hizo uso de softwares SIG. Por todo esto, la descripción estructural en esta

zona se realizó de manera general y la actitud de la estratificación y las estructuras se observaron de manera aparente.

#### **3.2.2.2.1 Bloque Oeste**

Este bloque comprende una serie de pliegues sinclinales y anticlinales dentro de la Fm Abanico, limitados hacia la depresión central por la Falla San Ramón. Desde oeste a este el bloque comprende: Sinclinal San Ramón, Anticlinal San Ramón, Sinclinal Covarrubias - San Francisco, Anticlinal Los Recauquenes – San Francisco. Además, se agregaron observaciones previas tomadas del trabajo del curso Proyecto I realizado por el mismo autor de esta memoria.

#### **Sinclinal San Ramón**

Este pliegue se puede observar claramente en el sector de la Quebrada de los Potrerillos en la ladera norte del Co. Provincia, donde la traza del eje axial se encuentra prácticamente por la misma quebrada, con un rumbo de Az 15-25°. Hacia el norte, el pliegue continúa con un rumbo similar, con manteos de entre 25° y 35° hacia el este en el flanco occidental. En la Figura 52 se muestra la orientación del pliegue hacia el sur y hacia el norte junto al Anticlinal San Ramón.

Cercano al eje axial de este pliegue, tanto en el flanco occidental como oriental, se observaron estructuras de escala local afectando a la Formación Abanico en la ladera sur del río Mapocho. Estos datos corresponden al curso de Proyecto I realizado por el estudiante el año 2017. Estas corresponden a sets de diaclasas subverticales con orientación N-S y algunas de rumbo Az 290 en el flanco occidental. También se observaron fracturas con orientaciones NW y WNW y otras con rumbo hacia el NE, con manteos en general hacia el este y al sur (Figura 50). Se obtuvieron valores de GSI en la ladera sur de este valle en rocas de la Formación Abanico a través de información obtenida en el curso ya mencionado. Los macizos considerados consisten en secuencias sedimentarias y un macizo volcánico de litología no reconocida, que arrojaron valores de GSI de 40-50 y 45-55, respectivamente (Figura 22.a y 22.b en Anexos). La estructura de los macizos estaba en el rango de *Blocky* – *Very blocky* y las superficies de fracturas tenían un carácter *Fair*.

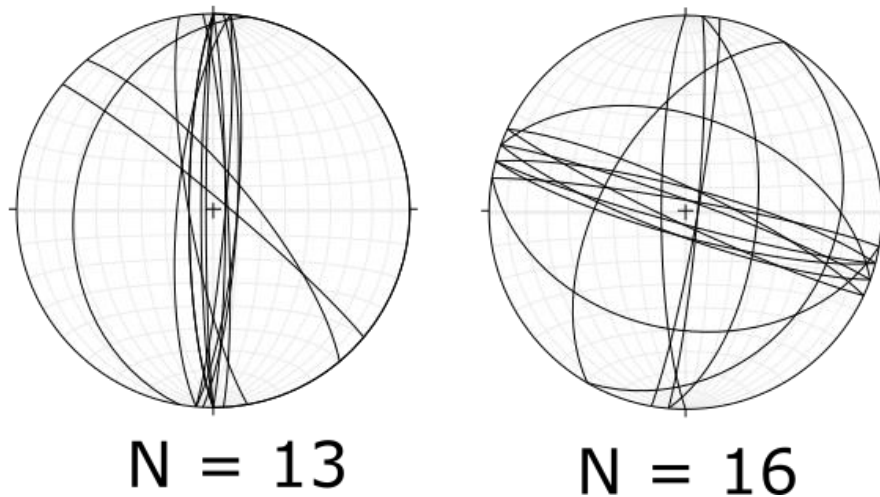
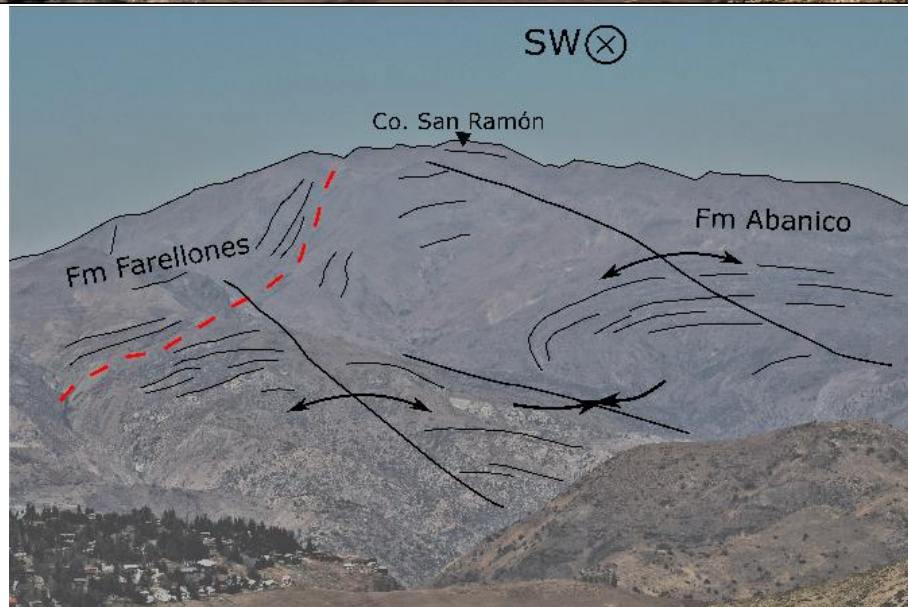


Figura 50. Gráfico de planos de fracturas en Stereonet para el sector del Sinclinal San Ramón.

### Anticlinal San Ramón

Su eje axial sigue a través del Co. San Ramón y la ladera oriental del Co. Provincia con un rumbo de Az 0-20 al sur del río Mapocho, para luego flectarse al oeste en el punto donde confluyen los ríos Molina y San Francisco. Siguiendo hacia el norte vuelve a tomar un rumbo ~Az 15° a través de la cuchilla de la ladera occidental del río San Francisco. A la altura del Co. San Ramón, este pliegue aparenta ser una especie de monoclinal, con el flanco oriental casi subvertical mientras el occidental presenta un manteo de menor ángulo hacia el oeste (Figura 51). Hacia el norte del Mapocho no es tan claro el pliegue, siendo identificado a través de variaciones en el manteo de estratos hacia el este y oeste, junto con una actitud subhorizontal en las cumbres de los cerros donde se traza el eje axial (Figura 52.a).



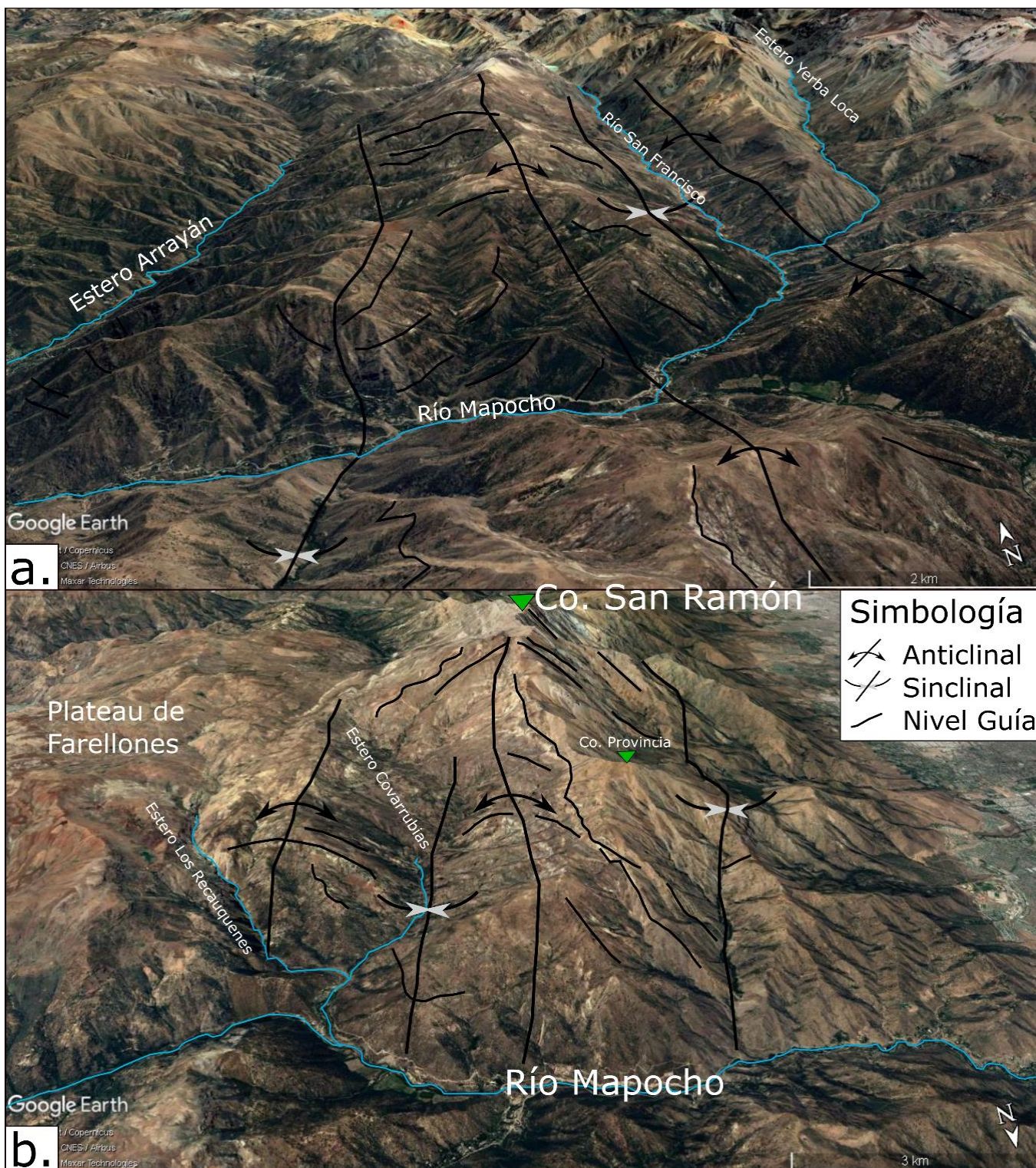
**Figura 51. Pliegues anticlinales y sinclinal observados en la parte oriental del cordón San Ramón, junto al contacto paraconcordante inferido para las Formaciones Farellones y Abanico (línea roja segmentada). El anticlinal más a la izquierda representa el Anticlinal Los Recauquenes – San Francisco, lo que señala que la Formación Farellones se extiende un poco más al oeste de este pliegue.**

### **Sinclinal Covarrubias – San Francisco**

Este pliegue puede observarse en el valle del estero Covarrubias, donde el eje axial pasa prácticamente por el lecho del estero, con un rumbo aproximado de Az 15-25°. Hacia el norte se puede volver a observar a lo largo de la ladera occidental del río San Francisco con rumbo Az 10-20° y manteo de unos 60° en su limbo oriental. Entre estas dos trazas no fue reconocido el pliegue, quedando una traza inferida en la zona entre los ríos San Francisco y Molina.

### **Anticlinal Los Recauquenes – San Francisco**

Hacia el sur, este pliegue recorre la parte alta de la ladera oeste del estero Los Recauquenes, con un rumbo de Az 10-20. Hacia el norte se puede observar en la ladera oriental del río San Francisco, con un flanco occidental de alto ángulo con manteos entre 60 y 70° aparente. Aproximadamente a partir de este pliegue hacia el este comienza la aparición de la Formación Farellones sobre la Formación Abanico de manera notoria. Cabe mencionar que la Formación Farellones aflora en algunos sectores al oeste del estero Los Recauquenes, como se observa en la Figura 51, pero no con la extensión que alcanza hacia el este.



**Figura 52. Vista de los pliegues anticlinales y sinclinales en el Bloque Oeste. A. Vista hacia el norte. B. Vista hacia el sur. Imágenes obtenidas a través de Google Earth Pro.**

### 3.2.2.2 Bloque Este

Desde el oeste, el comienzo de este bloque está marcado por la aparición de la Formación Farellones sobre la Formación Abanico mediante una discordancia que se identifica como discordante a paraconcordante, desde aproximadamente los esteros Los Recauquenes – Covarrubias hacia el este. En este bloque se observaron variaciones leves del manto de estratos en rocas de la Formación Farellones que permitieron deducir pliegues (Figura 53). Estos pliegues en general son de flancos bastante subhorizontales y no son evidentes sus trazas. En este trabajo los ejes se trazaron en función de Google Earth Pro y ArcGIS, y en menor medida de datos generalmente aparentes tomados en terreno por lo que existe un posible error asociado al mapeo de estas estructuras. En el sector de Yerba Loca, Farellones y Valle Nevado, en rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Farellones, el GSI medido era variable, con valores de 60-70 con estructura *Blocky* y superficies frescas y no tan meteorizadas, y otros *Very blocky – blocky* y superficies *Fair – poor* y GSI de 35-45. La Figura 23 en Anexos muestra los macizos observados en esta zona.

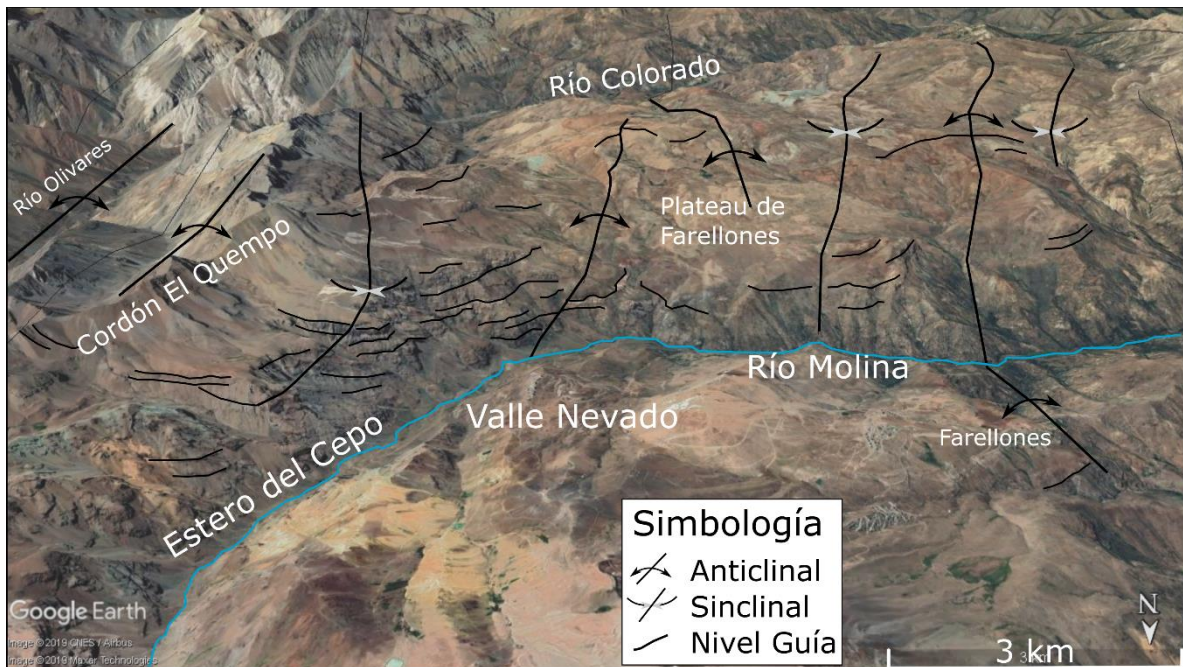
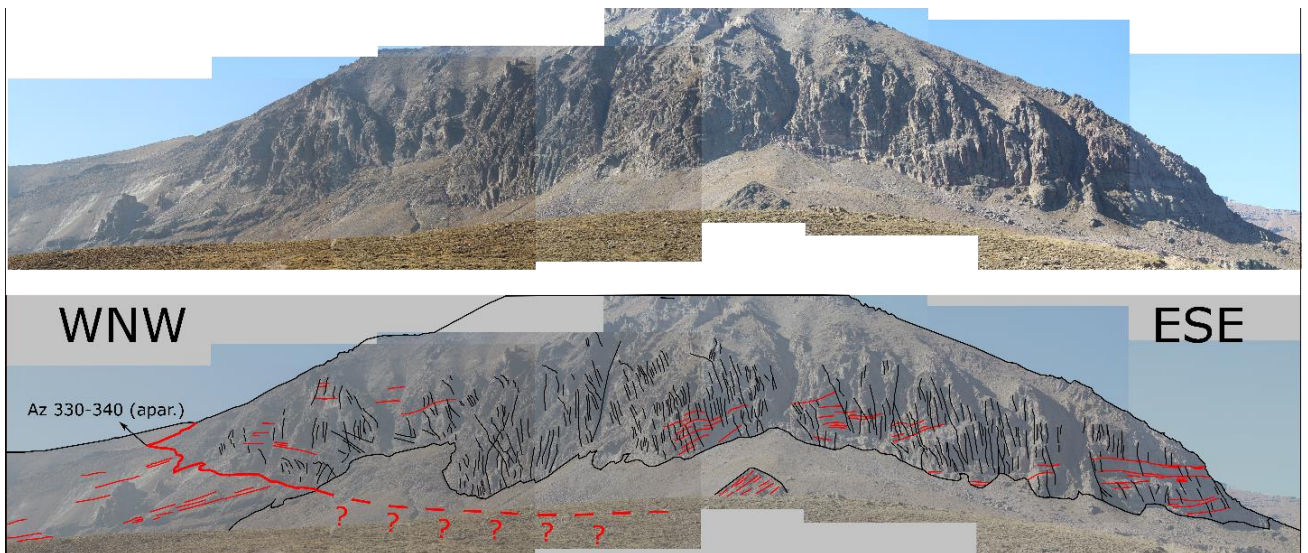


Figura 53. Pliegues observados en el Plateau de Farellones y el cordón El Quempo.

En el camino que va desde Farellones a Valle Nevado, cercano al sector de Plaza Los Pumas, se observó discontinuidad que pone en contacto rocas de la Formación Farellones de distinto color, fábrica y actitud aparente (Figura 54). Su rumbo aparente es Az 330-340. Hacia el oeste la estratificación aparente es subhorizontal, mientras que hacia el oriente de la discontinuidad la actitud de los estratos es menos evidente debido a un intenso fracturamiento subvertical que afecta al macizo. Además, el color varía de tonos claros de colores crema, grises y verdosos a grises y marrones más oscuros.



**Figura 54. Macizo de rocas de la Formación Farellones que mostraban una discontinuidad entre rocas de distinto color y fábrica. En líneas negras se muestra la fábrica de parte del macizo, mientras que en rojo se señalan niveles guía. La línea roja gruesa indica la discontinuidad, y la misma segmentada con signos de interrogación señala la extensión inferida de esta hacia el este.**

En el extremo oriental del área de estudio se observaron afloramientos de la vertiente occidental del cordón El Quempo desde el centro de ski Valle Nevado, por lo que los manteos de la estratificación fueron observados de forma aparente, siendo complementados con Google Earth Pro y ArcGIS. En el límite oriental del área de estudio, cercano a la cresta del cordón El Quempo, se observó que las capas de la Formación Farellones se encuentran basculadas al oeste, lo que también se corrobora mediante SIG en la ladera oeste del valle del río Olivares tanto para la Formación Farellones como para la Formación Abanico, donde esta última se encuentra formando un anticlinal de gran longitud de onda cuyo flanco occidental manta al oeste, como lo reportan Castro (2012) y Quiroga (2013).

Hacia el oeste el manteo de la Formación Farellones se vuelve más horizontal y da paso a un leve basculamiento hacia el este, formando un pliegue sinclinal. Existen niveles de esta misma formación que subyacen discordantes a los niveles superiores, pero de igual manera muestran una variación en el manteo que se condice con un pliegue sinclinal. En la traza del eje de este pliegue las capas de ambas formaciones se muestran paraconcordantes. Hacia el oeste, se observó un anticlinal cuyo flanco oriental se encuentra en el cordón El Quempo y el occidental hacia el Plateau de Farellones. Este pliegue puede ser trazado hacia el sur mediante imágenes en Google Earth (Figura 53). Hacia el oeste limitaría con el sinclinal en el Plateau de Farellones. La Figura 55 muestra la interpretación estructural en este sector, mostrando el par anticlinal – sinclinal afectando a la Formación Farellones.



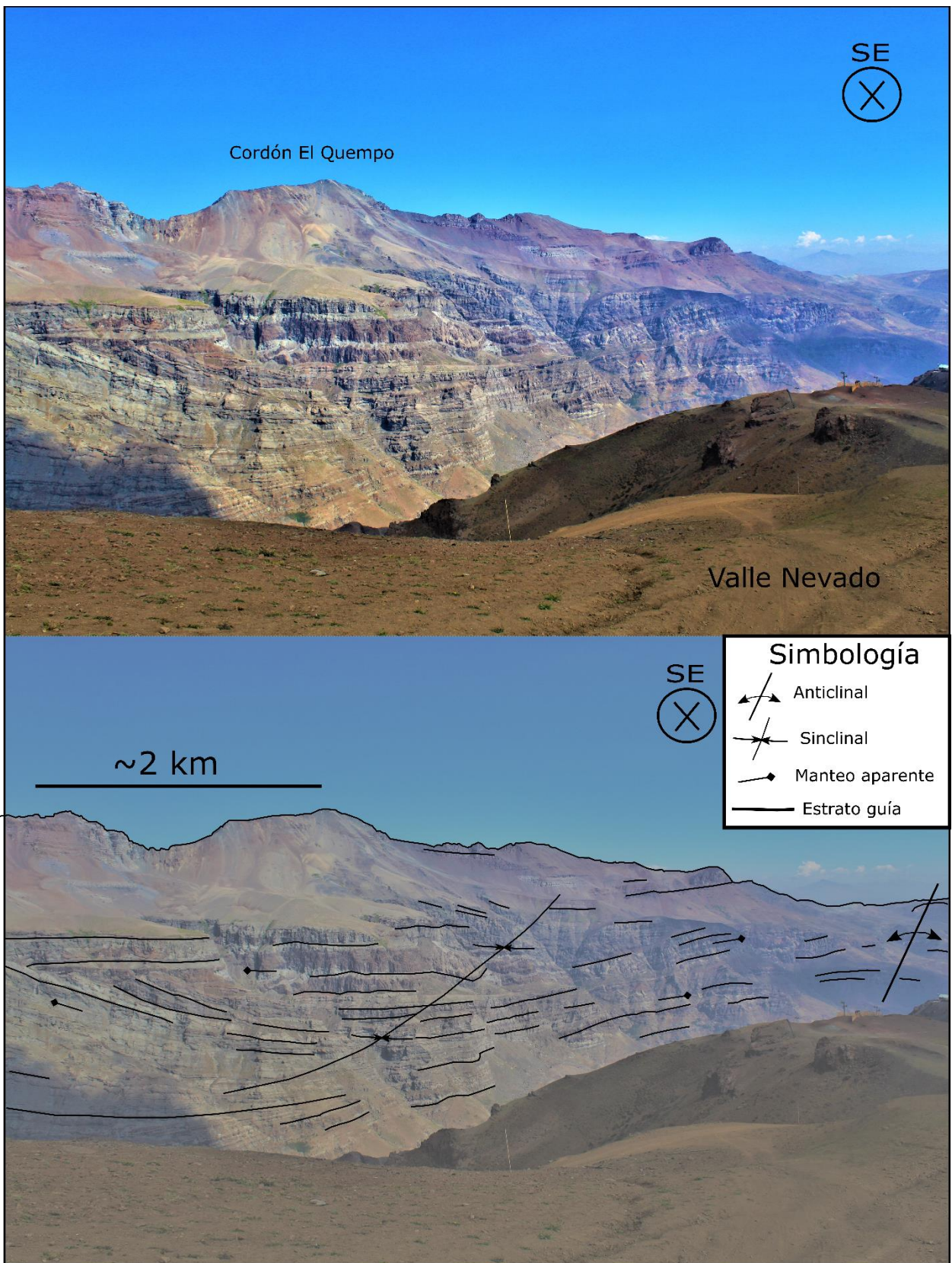


Figura 55. Pliegues sinclinal y anticlinal en rocas de la Formación Farellones en la vertiente occidental del cordón El Quempo.

En el mismo cordón se observó una discontinuidad que pone en contacto rocas de distinto color y fábrica (Figura 56). Existen niveles muy similares de color marrón rojizo y grises claro que se observan a ambos lados de la discontinuidad. Sin embargo, no fue posible reconocer si estos niveles son correlacionables o corresponden a niveles diferentes. Al sur de la estructura, los niveles de la Formación Farellones se encontraban basculados al sur, formando una discordancia angular con niveles suprayacentes. Más al sur todo el macizo se volvía paraconcordante. Hacia el norte de la estructura, las rocas se mostraban aparentemente basculadas al oeste y bastante fracturadas, lo que junto con la geomorfología dificultaban la interpretación de la estructura.

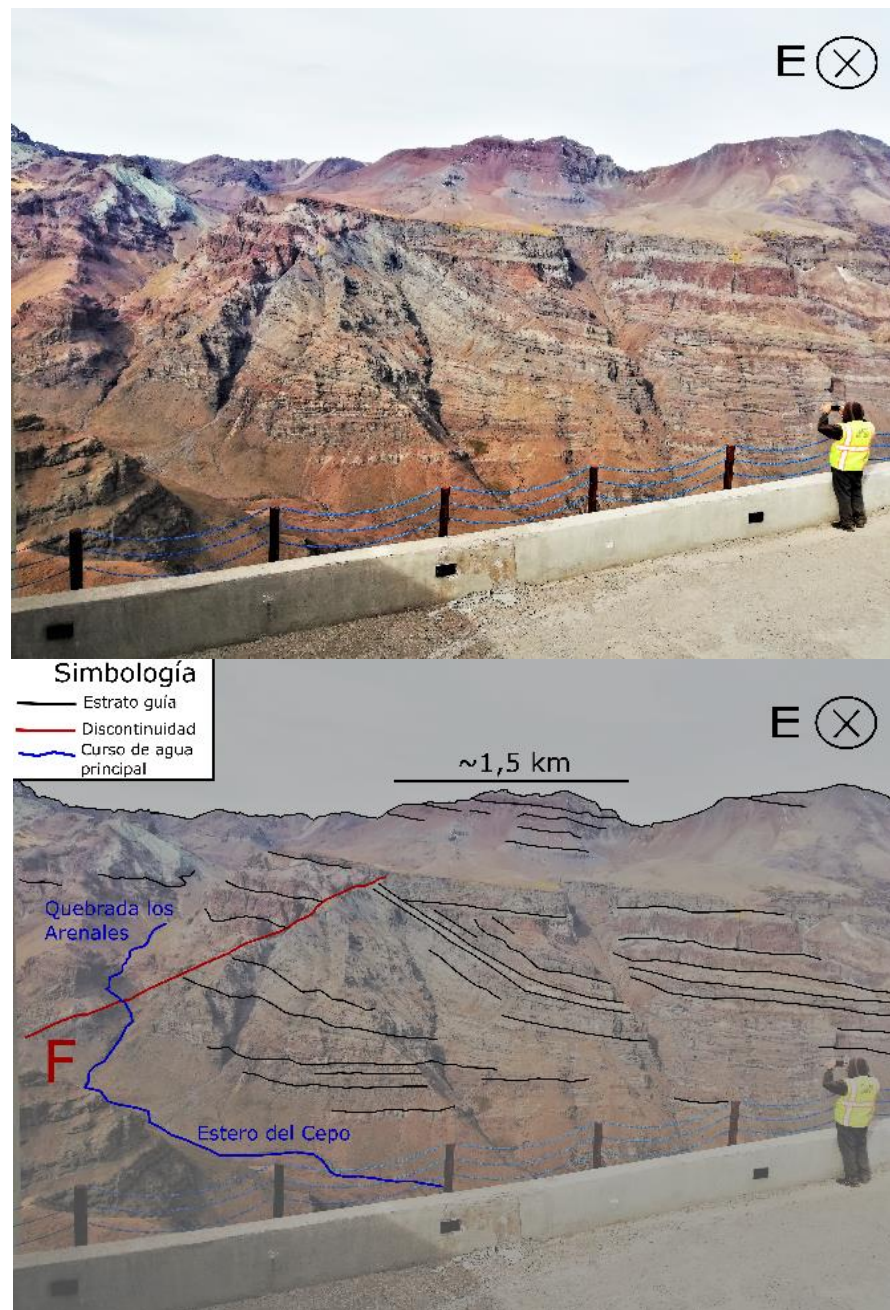


Figura 56. Discontinuidad observada en la vertiente occidental del cordón El Quempe y la disposición de las capas de la Formación Farellones en esta zona.

## 4 DISCUSIONES

### 4.1 Análisis estructural al nororiente de Santiago

De acuerdo con lo observado en los afloramientos visitados en terreno, y en función de la distribución de fracturas en la zona, expresado en el mapa de *stereonets* de la Figura 45, se observa que los macizos rocosos de la Formación Abanico sufren una variación de sur a norte tanto en la distribución de fracturas como en la calidad geotécnica, sumado a la expresión superficial de zonas de falla. En relación con estas últimas se puede observar que expresan de buena manera la terminología de rocas de falla propuesta por Twiss y Moores (1992), con desarrollos de núcleos de falla de brecha, cataclasita e incluso gouge, rodeados por zonas de daño perturbadas estructuralmente.

Al sur, en el sector de San Carlos de Apoquindo, la Formación Abanico presenta un diaclasamiento penetrativo de orientaciones variables WNW, NNE, NNW y sets conjugados ENE-WSW. En todos los sitios visitados la calidad geotécnica de la roca es bastante baja con valores de GSI de entre 10 y 30, a excepción de un macizo más competente alejado al oriente de la zona de falla 4, que arrojó valores de 50-60 puntos. De este sector se interpreta que los sitios visitados en su conjunto reflejan una zona de falla donde se ha producido deformación en rocas de la Formación Abanico. Esta zona podría estar acotada al sector escarpado donde se documentó la zona de falla 4. Las estructuras más relevantes observadas, correspondientes a núcleos de falla (Sitio 5), fracturas rellenas o con indicador cinemático y discontinuidades litológicas mostraron una orientación general WNW – ESE con rumbos de entre Az 90 a 145 y manteos generalmente altos (>50°), lo que sumado a los lineamientos NW observados a través de productos en SIG podrían sugerir la existencia de estructuras con esta orientación en esta zona de falla (Figura 63). No fue posible establecer con mayor claridad la génesis de la deformación registrada en las rocas de esta zona debido a la falta de indicadores de movimiento. Sin embargo, el único indicador cinemático observado en este sector (sitio 5) podría sugerir la existencia de un episodio deformativo con componente de rumbo sinistral que afectó estas rocas, pero se requiere de más datos para confirmarlo.

Existe un escarpe NE a través del cual aflora la Formación Abanico aparentemente por sobre la cobertura cuaternaria, observado claramente en los mapas de pendientes y sombreado (Figura 57.a y 57.b), lo que junto con los sitios 1 a 5 documentados en terreno podría sugerir la existencia de una estructura NE que podría haber alzado o estar alzando la Formación Abanico, pudiendo o no estar relacionadas a las estructuras principalmente WNW – ESE documentadas en prácticamente todos los sitios visitados. Sin embargo, no fue posible observar en terreno ninguna estructura que permita confirmar esto, y además el desarrollo urbano dificulta la observación de estas en terreno. Rauld (2011) relaciona este escarpe al borde de la terraza de depósitos fluviales - aluviales del Pleistoceno Superior a Holoceno del río Mapocho “Mapocho 2” (Figura 57.c), por lo que este escarpe podría corresponder a este nivel.

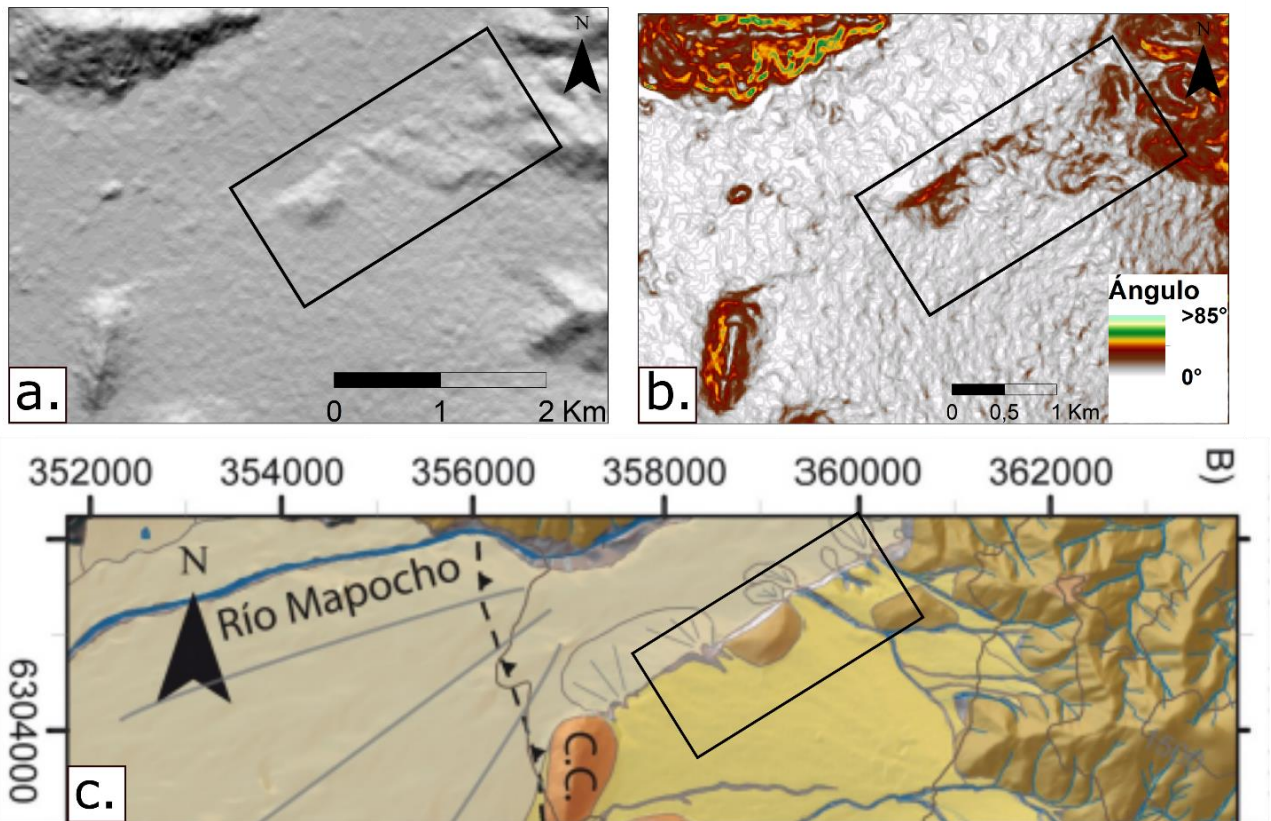


Figura 57. Lineamientos en la zona de falla 4 en San Carlos de Apoquindo. El rectángulo negro representa la zona de falla 4. A. Mapa de sombreado. B. Mapa de pendientes. C. Parte norte del mapa geológico del frente cordillerano en Santiago de Rauld (2011). Notar que el escarpe de orientación NE calza con el límite sur de la terraza fluvio-aluvial del río Mapocho (en café claro – blanquecino). Modificado de Rauld (2011).

Más al norte en la comuna de Vitacura, cercano a los cerros Alvarado y Manquehuito, el fracturamiento sufre un cambio de tendencia hacia el NE, y las rocas en este sector se muestran más competentes, evidenciado en un GSI de entre 50 y 70 puntos como lo muestra la Figura 16 de Anexos. Esta zona se interpreta como un sector donde la Formación Abanico se muestra con un menor grado de deformación, ya que aquí tampoco se observaron estructuras relevantes ni zonas de falla. Sin embargo, entre el Co. Alvarado y el Co. Manquehuito existe un depósito de remoción en masa (Wall et al., 1999), que a la vez coincide con el límite norte de la traza inferida para la Falla San Ramón (Rauld, 2011; Armijo et al., 2010), por lo que podrían existir estructuras no observadas en este trabajo. En la ladera norte del Co. Manquehuito, existen fallas documentadas por Thiele (1980), Wall et al. (1999) y Piquer (2015) de rumbo W-NW en la ladera norte de los cerros mencionados anteriormente que se correlacionan con lineamientos observados en este sector, por lo que se propone una falla inferida en esta zona (Figura 63). Esta falla no fue verificada en terreno.

En la zona de falla 1, se observa que la zona documentada presenta una zona de daño o zona de falla bastante extensa a lo largo de por lo menos 400 metros de afloramiento, llegando a poder ser incluso más debido a que no fue recorrida completamente. La

orientación de los núcleos de falla observados es principalmente NE, a excepción del núcleo de brecha principal observado que mostró orientación W-NW. Los núcleos de falla NE mostraron una fábrica subvertical, pero no se logró observar indicadores claros de movimiento. En el núcleo de falla principal de orientación WNW el indicador cinemático junto a las relaciones de contacto observadas entre tobas y lavas, sugieren un movimiento de rumbo sinistral para esta estructura (Figura 58). El diaclasamiento presentó una orientación preferencial cercana al E-W, y los 18 planos de falla con indicador cinemático observados en estrías minerales o fracturas de Riedel (Petit, 1987; Twiss y Moores, 1992; Tolson, 1996) también mostraron una orientación E-W con una cinemática de rumbo sinistral (Figura 30). Las relaciones de contacto entre las distintas unidades de macizos rocosos definidos mostraron una orientación cercana a las N-S con manteos sub-verticales.

En esta zona se interpreta que existen estructuras de orientación principalmente WNW-ESE a través de las cuales se ha generado deformación producto de movimientos de rumbo sinistral, con el posible desarrollo de fallas secundarias de orientaciones cercanas a la N-S a NNE. Estas fallas secundarias podrían o no estar relacionadas al núcleo de falla principal observada en esta zona (Figura 25).

Las zonas de GSI muy bajo (10-17) en la zona de falla 1 muestran zonas de muy baja calidad geotécnica entre niveles de roca más competente (Figura 27). Se interpretó que estas zonas podrían corresponder a: 1) macizos rocosos muy perturbados y meteorizados, debido a que se muestran relativamente consolidados, con una fábrica y con sets de fracturas cortándolos, o 2) que representen depósitos cuaternarios relativamente consolidados de manera que si hubo actividad neotectónica posterior estos pudieron deformarse y hoy presentar fracturamiento. Si este fuera el caso implicaría que existen estructuras neotectónicas en esta zona de falla. De acuerdo con lo observado en terreno se interpreta que estas zonas corresponden a la primera interpretación. Esto implicaría que podrían representar rocas de falla debido al alto grado de perturbación, asociables a una brecha o cataclasita según la terminología para rocas de falla de Twiss y Moores (1992), o que sean niveles meteorizados producto de estructuras previas y/o de la litología. Esta última característica no se logró observar claramente debido a que la roca estaba muy alterada y se desintegraba al tacto. La relación de contacto con las rocas aledañas y la disposición espacial de estos niveles tampoco era clara, aunque parecía ser una transición de rocas relativamente más competentes pero fracturadas hacia una zona desintegrada con un mayor grado de fracturamiento y alteración, donde el paso de un macizo al otro estaba dado por discontinuidades relativamente difusas con las orientaciones que se muestran en el fotomosaico de la Figura 34. Estas discontinuidades podrían representar estructuras, pero no fueron observadas claramente.

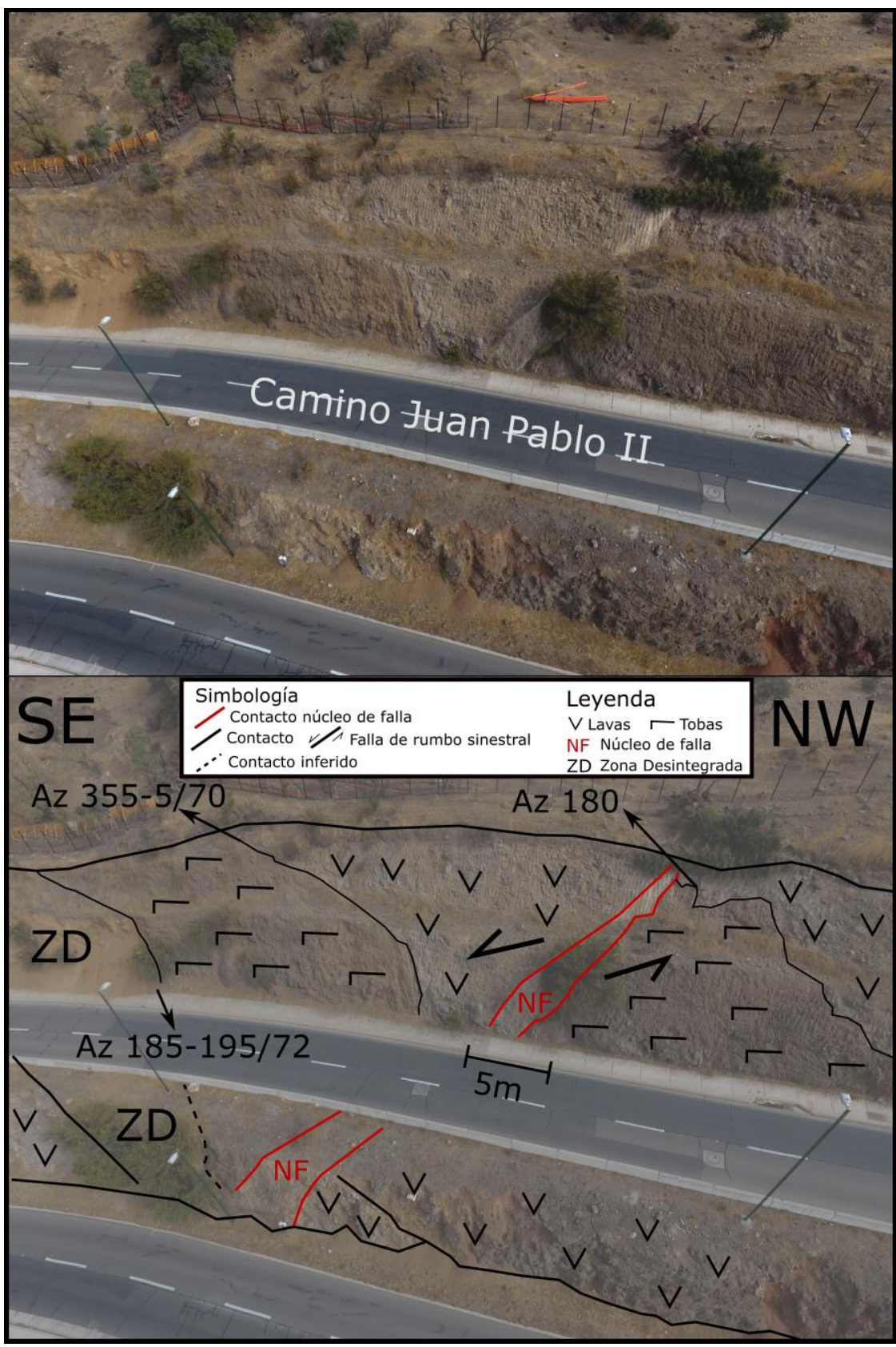


Figura 58. Fotografía aérea oblicua de la zona del núcleo de falla de brecha al oeste de Lo Barnechea (zona de falla 1) (arriba) y su interpretación estructural (abajo).

Levemente al norte, en la zona de falla 3, el núcleo de falla de brecha en conjunto con el indicador cinemático, el fracturamiento penetrativo, la orientación de estas estructuras y lineamientos observados en SIG, llevan a sugerir la existencia de una falla (inferida) de rumbo cercano al NE que habría participado en la deformación de la Formación Abanico en este sector (Figura 63). El indicador cinemático indicó un desplazamiento de rumbo NE sinistral, sin embargo, se requiere de una mayor cantidad de este tipo de datos para lograr asegurar este tipo de movimiento para esta zona de falla. Además, la geometría del núcleo de falla no era clara por lo que existe cierto grado de incertidumbre respecto de la orientación de la estructura principal.

Más al norte en este mismo sector, los afloramientos de lavas tipo *pillow* en el camino hacia la Hacienda Santa Martina (Figura 19.a, 19.b y 19.c en Anexos) en función del GSI reflejan una disminución notoria en la calidad geotécnica a medida que se desciende por este camino hasta casi el piedemonte, donde comienza esta calle. En estos afloramientos no se observaron estructuras claras, pero se observó una pequeña quebrada que daba paso a rocas de muy baja calidad geotécnica (GSI 10-20). En esta zona Araya et al. (en revisión) observaron una zona de falla, de la que se puede seguir una traza a través de productos SIG como pendientes y sombreado. Estas evidencias estarían reflejando la existencia de otra estructura que habría afectado a rocas volcánicas de la Formación Abanico en este sector de Lo Barnechea. La estructura mapeada puede observarse en el mapa de la Figura 63, donde se traza como la falla más al norte (en línea continua azul).

Hacia el oriente, la zona de falla 2 en El Arrayán mostró una orientación preferente tanto del núcleo de falla como de estructuras secundarias hacia el W-NW, lo que junto a la interpretación de movimiento de esta estructura mediante relaciones de contacto de niveles centimétricos, el indicador cinemático observado, y lo sugerido por el desplazamiento sinistral del estero Del Arrayán alineado con la proyección de la estructura, sugieren la existencia de una falla de rumbo esencialmente sinistral en este sector. No se logró determinar si el desplazamiento del estero Del Arrayán está directamente asociado a la falla. De ser así esta estructura podría considerarse como activa durante el Cuaternario. En cuanto a la cinemática de la falla, sería ideal obtener más datos cinemáticos para confirmar el sentido de movimiento de esta estructura. Sin embargo, de acuerdo con los datos disponibles, se sugiere una cinemática como la ya mencionada.

Los lineamientos mapeados a través de los productos en SIG permitieron documentar una clara preferencia en la orientación de estos hacia el WNW - ESE, evidenciado a través del diagrama de Roseta de la Figura 46. Algunos de estos lineamientos se logran observar en prácticamente todos los mapas de sombreados, mapa de pendientes, orientaciones, curvatura vertical y horizontal, y a veces siguiendo deflecciones en las redes de drenaje. En las zonas de falla documentadas fue posible correlacionar estructuras con algunos de estos lineamientos, los que sirvieron de guía para proponer trazas de fallas inferidas. Estas últimas forman parte del trabajo de Araya et al. (en

revisión) y de este trabajo. Debido a que los afloramientos de falla observados son acotados, los lineamientos mapeados constituyen la principal fuente de información para inferir las trazas de falla en sectores no visitados. Para asegurar la existencia de estas trazas inferidas se requiere de un chequeo en terreno de estas, lo que no se logró realizar en este trabajo. Los productos SIG a partir de los cuales fueron obtenidos los lineamientos corresponden a mapas de sombreado (con distintas orientaciones, red de drenaje y curvas de nivel), pendientes, orientación de superficies, imagen satelital y curvatura vertical y horizontal, y se pueden ver en las Figuras 1 a 15 del Anexo.

## **4.2 Correlación estructural en el valle Mapocho - Molina**

A través de las estructuras observadas se puede realizar una correlación de estas con las que han reportado diversos autores en la literatura. Se presentan a continuación en orden desde este a oeste, y al final de este apartado se muestra el mapa geológico de escala 1:100.000 que se obtuvo para este sector de la zona de estudio (Figura 60).

Se sugiere una falla inversa de vergencia SW para la estructura observada en la ladera occidental del cordón El Quempe, que pone en contacto rocas de colores, meteorización y fábrica diferente (Figura 59). Los estratos basculados hacia el sur en el bloque yacente se interpretan como un pliegue por arrastre debido a la actividad de esta estructura.

Un poco más al sur de este cordón Piquer (2015) propone una falla de rumbo sinistral (que no fue observada en este trabajo) con rumbo general de Az 20° y un poco mayor en su extremo norte, donde su traza atraviesa el cordón en una zona evidentemente más erosionada. Existe una cercanía y rumbos similares entre estas dos estructuras, sin embargo, no se correlacionarían puesto que no se observó una continuidad entre estas mismas.

En este trabajo se sugiere que en la parte oriental del Plateau de Farellones el anticlinal que viene desde el río Colorado (Armijo et al 2010; Fock, 2005) se podría dividir en dos anticlinales de menor longitud de onda hacia el norte, en particular en rocas de la Formación Farellones, y que podría estar con su eje axial buzando al norte, ya que en esta dirección no es clara la observación de estos pliegues en superficie. Esta variación en el plegamiento hacia el norte podría estar asociada a estructuras, la reología de las capas, o discordancias progresivas internas en rocas de la misma formación, considerando que la depositación de la Formación Farellones se desarrolló en un ambiente de intraarco, donde la geografía es irregular y por ende podría generar discordancias dentro de una misma formación (Charrier et al., 2002, 2014).

El sinclinal en el cordón el Quempe y el anticlinal al oeste de este se relacionan a los propuestos por Quiroga (2013). Se propone que el anticlinal de Armijo et al. (2010) y Riesner et al. (2017) en el centro del Plateu de Farellones (Figura 60) desaparecería un par de kilómetros al sur del valle Molina, ya que no se observaron evidencias claras que sugieran la continuación del pliegue hacia el norte. Esto podría deberse a que quizá el eje axial del pliegue tenga un buzamiento hacia el norte que provoca que en esta dirección la expresión en superficie sea menor o imperceptible.



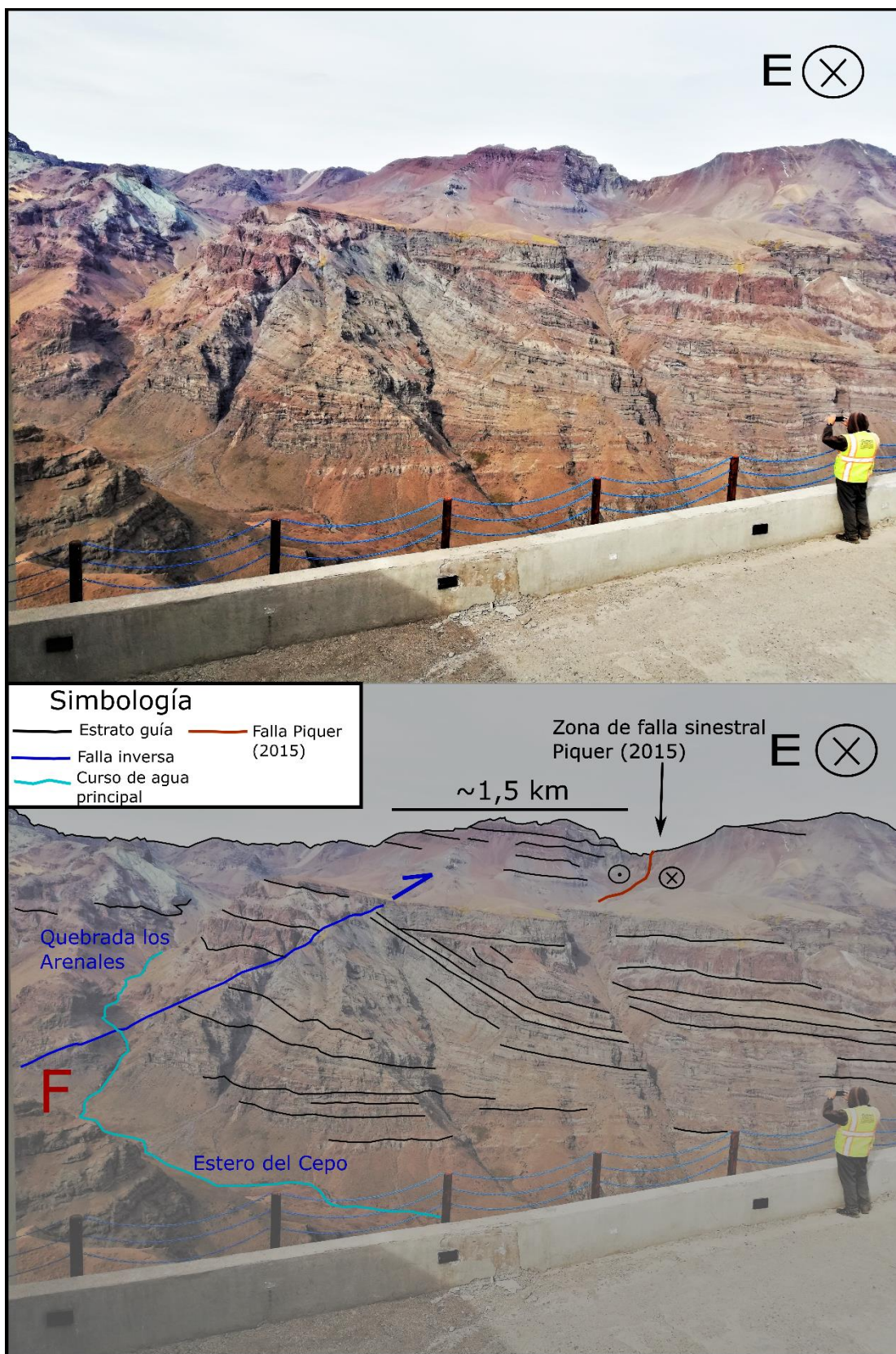


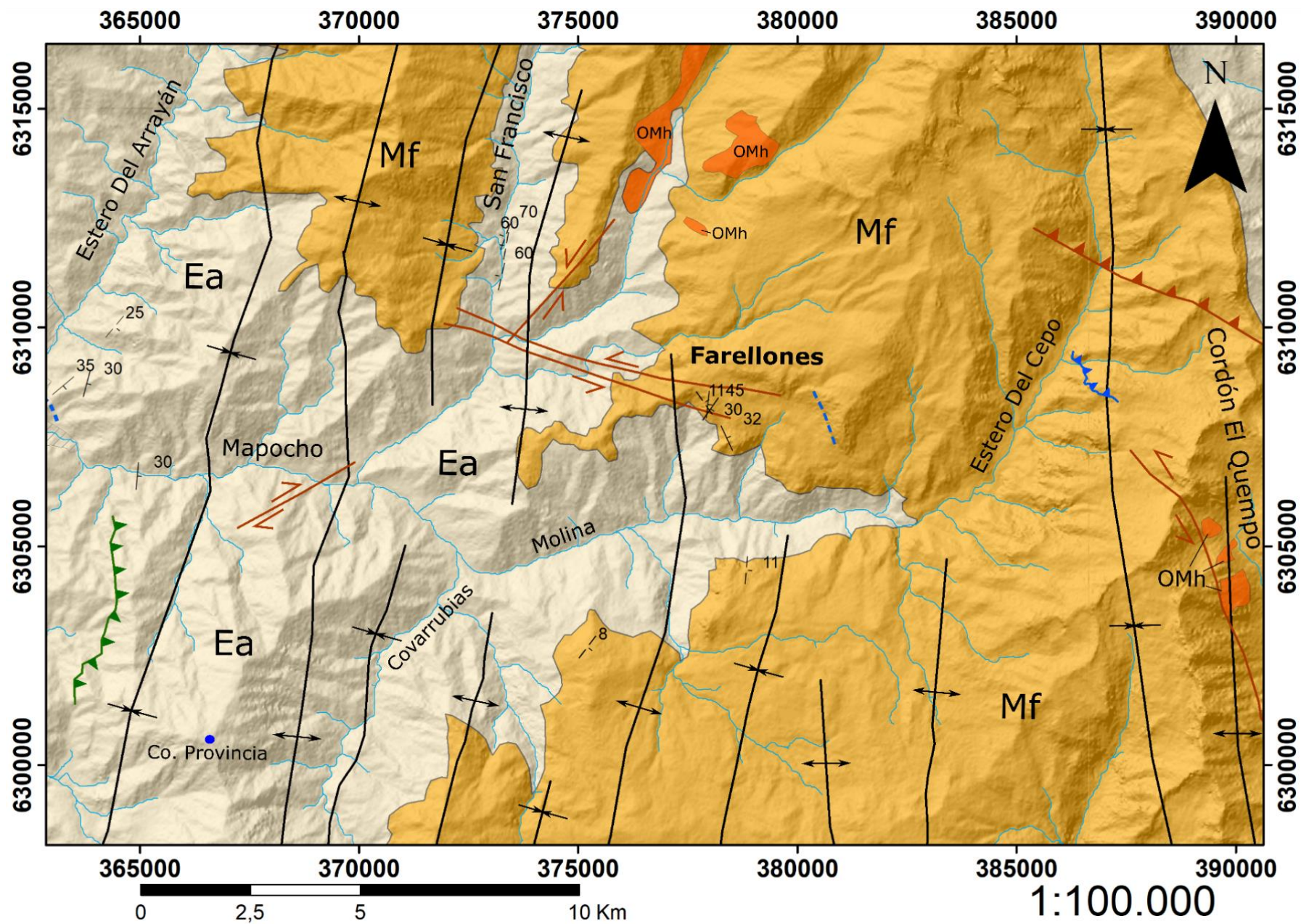
Figura 59. Vista hacia el cordón El Quempo que muestra la falla sinistral propuesta por Piquer (2015) y la estructura interpretada como falla inversa en este trabajo. Se muestra también la disposición general de las capas de la Formación Farellones en esta zona.

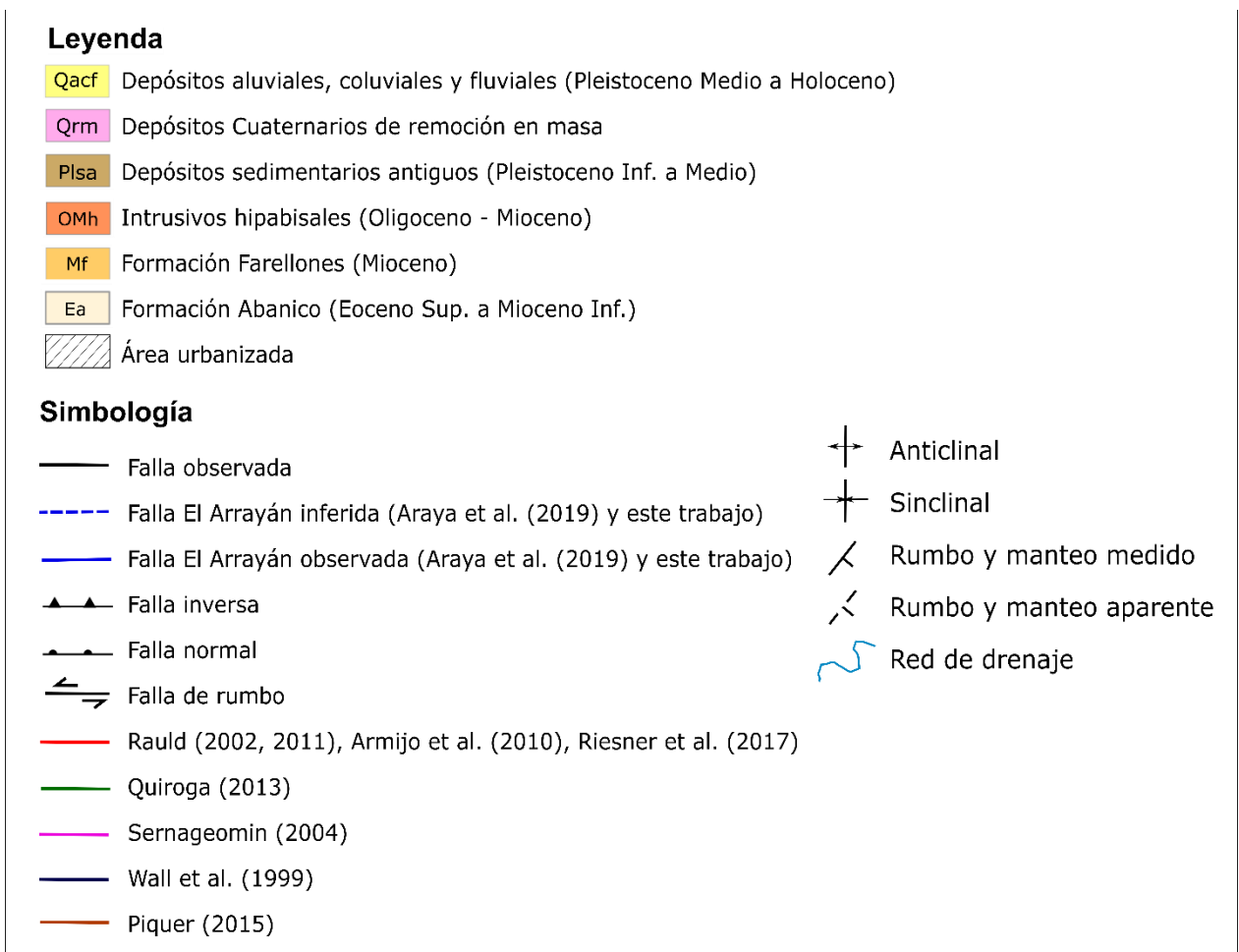
La discontinuidad observada en niveles de la misma Formación Farellones en el sector de Plaza Los Pumas se correlaciona con la falla inversa documentada por Quiroga (2013). Su traza no logró ser observada o inferida hacia el norte o el sur, además de que no es clara la manera en que las rocas de la Formación Farellones están en contacto a cada lado de la estructura, por lo que se infiere como una falla de escala local que estaría acomodando niveles de la misma Formación Farellones, pero cuya cinemática no fue posible de determinar. En esta misma zona hacia el sur se propone que el sinclinal definido por Armijo et al. (2010) continúa hacia el norte, debido a que se observa un cambio leve pero identificable en capas de la Formación Farellones, desde un manteo al oeste en su flanco oriental a uno al este en el flanco occidental. Esta prolongación del pliegue coincidiría con el sinclinal propuesto por Quiroga (2013), cuyo eje se mantiene en este trabajo. Al oeste de este sinclinal se propone unificar las trazas de pliegues anticlinales propuestas por Armijo et al. (2010) que atraviesan de norte a sur el Plateau de Farellones. Entre ambas trazas se observó mediante Google Earth que existe una capa rojiza que posee manteos tanto al este como al oeste, mostrando ambos flancos del pliegue y por ende permitiendo correlacionarlo a los ya mencionados. Hacia el oeste de esta estructura los pliegues observados se ajustan bastante bien a los propuestos por Armijo et al. (2010) y Riesner et al. (2017), y a algunos propuestos por Quiroga (2013), Piquer (2015), Thiele (1980), Vergara et al. (2004), con algunas leves variaciones de rumbo que se modifican en este trabajo como muestra el mapa geológico de la Figura 60. Las trazas de la falla San Ramón no fueron observadas en este trabajo, por lo que se mantienen las trazas observadas e inferidas por Rauld (2011) y Quiroga (2013).

Los pliegues en el cordón del Quempo y el Plateau de Farellones ponen en discordancia angular a paraconcordancia niveles de la Formación Farellones, lo que sugiere que existió deformación sincrónica con la depositación de esta formación. Esta deformación podría estar asociada al evento compresivo mioceno (Orogenia Pehuenche (Charrier et al., 2014)) que invirtió la cuenca de Abanico y deformó la Formación Abanico y en menor medida la Formación Farellones, lo que podría explicar que los pliegues observados en esta última formación sean de bajo ángulo y longitud de onda kilométrica (Armijo et al., 2010; Rauld, 2011). Los pliegues en rocas de la Formación Abanico desde el Plateau de Farellones hacia el este no son claros de observar ya que además de aparecer la Formación Farellones sobreyaciéndola, el sedimento y la vegetación comienzan a cubrir principalmente los niveles de la Formación Abanico, lo que podría estar relacionado a un mayor grado de meteorización de estas rocas ya que al tener una edad asignada mayor que Farellones (Charrier et al., 2002; 2005; 2014), han sido expuestas por más tiempo a procesos de alteración y deformación de la roca, lo que puede facilitar la generación de material sedimentario y quizá la posibilidad de que la vegetación se establezca encima.

En función de lo observado y en conjunto con la literatura existente de este sector de la cordillera, se concuerda con el modelo propuesto por Riesner et al. (2017), similar al de Armijo et al. (2010) de propagación de fallas inversas para la generación de los pliegues que se exhiben en la Cordillera Principal occidental al este de Santiago, generando una

arquitectura de faja plegada y corrida vergente al oeste. Esta arquitectura estaría asociada a la inversión de la Cuenca de Abanico mediante pulsos compresivos a partir del Oligoceno – Mioceno (Orogenia Pehuenche) y hasta por lo menos el Plioceno (Charrier et al., 2002, 2007, 2009, 2014; Fock, 2005; Farías et al., 2010). Piquer et al. (2015, 2016) proponen que la inversión de la cuenca se generó a través de fallas inversas principalmente en los bordes de esta y a través de fallas de rumbo en los sectores centrales, asociándose a estas estructuras los eventos de emplazamiento, mineralización y alteración de yacimientos cupríferos relevantes en la zona durante el Mio – Plioceno, lo que podría tener relación con las fallas de rumbo documentadas por estos autores en la zona de Farellones y el cordón El Quempe (Ver Figura 60). Desde el Plioceno en adelante se ha propuesto que los pulsos compresivos a ambos lados de la cordillera han continuado, reflejado en la sismicidad cortical bajo la Depresión Central y la Cordillera Principal occidental que ha sugerido un despegue vergente al oeste activo, proponiéndose un régimen de esfuerzos de rumbo para explicar la sismicidad cortical (Charrier et al., 2009; Giambiagi et al., 2015; Ammirati et al., 2019). Esto podría sugerir la existencia de estructuras de rumbo en la cordillera occidental que no han sido documentadas.





**Figura 60. Mapa geológico del valle de los ríos Mapocho y Molina junto a su leyenda y simbología. Basado en Thiele (1980), Vergara et al. (2004), Rauld (2011), Fock (2005), Farías et al. (2010), Armijo et al. (2010), Quiroga (2013), Piquer (2015), Riesner et al. (2017) y este trabajo.**

### 4.3 Estratigrafía

El objetivo de este trabajo no fue reconocer en detalle la estratigrafía de la zona, por lo que se usaron los trabajos existentes para que en conjunto a lo observado en terreno y *softwares* SIG se lograra establecer una conformidad con los contactos propuestos en la literatura. Se utilizaron los límites propuestos por Armijo et al. (2010) para los contactos entre formaciones desde la entrada del valle Mapocho – Molina hacia el oriente, junto con los de Wall et al. (1999) para el sector de Lo Barnechea entre la Formación Abanico y los depósitos cuaternarios. Los cuerpos intrusivos no lograron ser observados en los sitios visitados en la zona de estudio, esto posiblemente porque en los afloramientos vistos no afloraban según la literatura. Solo se documentó un dique de proporciones métricas en la zona de falla 1 que no era mapeable a la escala de trabajo, y otro macizo cuya litología no era clara.

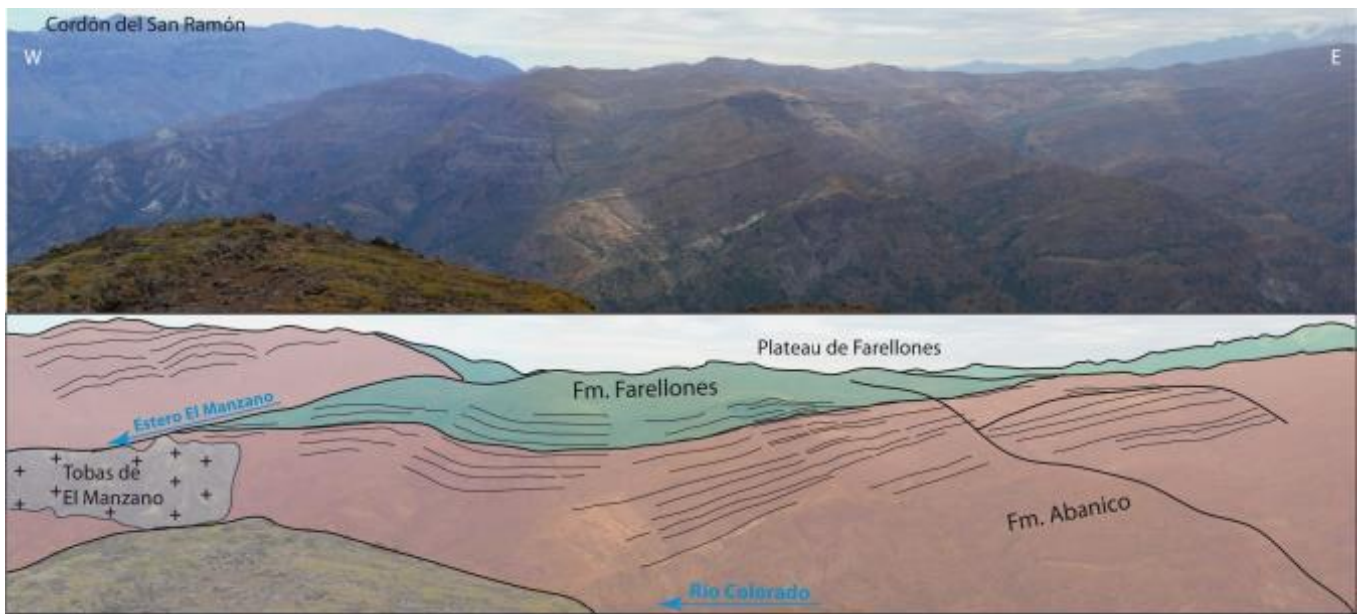
Según lo observado en la zona, la Formación Abanico subyace de manera discordante a paraconcordante (Howe, 1997) a la Formación Farellones dependiendo del lugar en que se observe. En la zona del Plateau de Farellones el contacto entre ambas formaciones no es tan evidente, expresándose de mejor manera en sectores donde la Formación

Abanico se muestra más deformada. Esto se correlaciona con las relaciones de contacto propuestas por Quiroga (2013) (Figura 61), Rauld (2011) (Figura 62), Fock et al. (2005) y Riesner et al. (2017). Se propone que en general la Formación Farellones se muestra menos deformada y alterada que la Formación Abanico junto con una mejor preservación de los niveles estratificados. Esto se correlaciona con lo propuesto por Thiele (1980) y Rivano et al. (1993) que señalan un mayor grado de deformación y alteración (ceolitización y cloritización) para la Formación Abanico. También se correlaciona con una menor deformación de los niveles de la Formación Farellones propuesta por diversos autores (Klohn, 1960; Jara y Charrier, 2014; Thiele, 1980; Rivano et al., 1993; Farías et al., 2010; Charrier et al., 2002). Además, podría tener sentido con lo establecido por Levi et al. (1989), Muñoz et al. (2010), Contreras (2018) que señalan un metamorfismo de muy bajo grado (facies ceolita a prehnita – pumpellyita) afectando a la Formación Abanico y que, junto a una progresiva disminución en el contenido de clorita hacia los niveles superiores, la distinguiría de la Formación Farellones. Se propone que estos criterios pueden resultar de utilidad para la identificación de estas formaciones en terreno en sectores donde no sea claro.

La litología de la Formación Abanico en las zonas de falla se muestra en ocasiones muy difícil de reconocer, debido al alto grado de meteorización o de perturbación estructural de las rocas, lo que complica la clasificación litológica de algunos macizos. Esto podría conducir a errores interpretativos para las implicancias estructurales en la zona.



**Figura 61. Contacto discordante entre las Formaciones Abanico y Farellones en el Cerro Provincia, mostrando niveles basculados hacia el oeste para la primera y subhorizontales para la segunda. Tomado de Quiroga (2013).**



**Figura 62. Contacto paraconcordante o de leve discordancia entre las Formaciones Abanico y Farellones en el Plateau de Farellones. Tomado de Rauld (2011).**

#### **4.4 Consideraciones respecto del *Geological Strength Index* (GSI)**

El uso del GSI como criterio geotécnico para los objetivos de este trabajo tiene ventajas y desventajas. Dentro de las ventajas se tiene que es una herramienta fácil de aplicar ya que posee una forma más cualitativa de evaluar un macizo por lo que se puede calcular más rápido que métodos cuantitativos de estimación geotécnica. Otra ventaja es que su cálculo se entrega en un rango de valores, lo que permite adecuar el uso del criterio en función del afloramiento, los que son ampliamente variables. Según Cai et al. (2004) el GSI es el único sistema de clasificación de macizos rocosos que está directamente ligado a parámetros ingenieriles como Mohr-Coulomb o Hoek-Brown, o el módulo elástico del macizo rocoso. Se observó que la comuna de Lo Barnechea ha mostrado un crecimiento urbano hacia las laderas de los cerros cercanos, por lo que se hace necesario conocer la calidad geotécnica de las rocas sobre las cuales se asientan obras civiles. Considerando que la zona donde se utilizó este sistema de clasificación corresponde a un sector del centro urbano más relevante del país, y la zona de estudio de detalle se encuentra ampliamente cubierta por construcciones civiles, resultaría adecuada la utilización de este sistema para un análisis ingenieril. Se encontró también que el GSI está estrechamente ligado al reconocimiento de estructuras, debido a que su utilización ayuda a confirmar y revelar zonas de debilidad del macizo rocoso donde podría haber estructuras como fallas. Esto fue confirmado para las zonas de falla 1, 2 y 4. Para la zona 3 no fue tan claro debido a que todo el macizo rocoso observado tenía una competencia similar.

Dentro de las desventajas se tienen que al ser un método de evaluación relativamente rápido y cualitativo su exactitud podría ser menor a la de un método cuantitativo como por ejemplo el RQD o RMS. Además, existe un grado (posiblemente alto) de subjetividad

al evaluar el GSI de un afloramiento, puesto que para geólogos distintos un afloramiento podría verse más o menos perturbado estructuralmente o con fracturas más o menos meteorizadas o afectadas, o podrían tener interpretaciones distintas de los criterios de las tablas de cálculo del GSI propuestas por Marinós et al. (2000, 2007). Esto se relaciona también con la capacidad o experiencia que tenga el geólogo para evaluar el GSI, ya que la variabilidad de los macizos rocosos en una zona puede ser muy grande y se hace necesario conocer respecto a qué “universo” de afloramientos estoy comparando el que deseo calcular, por lo que este método se debiese ir adaptando al conjunto de afloramientos que se van estudiando. En este sentido, existen autores que han propuesto previamente que la aplicación GSI se encuentra limitada por el hecho de ser en cierto grado subjetiva y requerir experiencia práctica de largo plazo (Cai et al., 2004). Para solucionar problemas asociados a la subjetividad o la inexperiencia del geólogo estos mismos autores proponen complementar el GSI con un enfoque más cuantitativo, que contempla la medición de datos sobre el volumen de los bloques de rocas y el factor de condiciones de fracturas. Por todo lo anterior se sugiere también que los valores de GSI obtenidos para afloramientos en las etapas iniciales de un proyecto debiesen ser revisados continuamente a medida que se calcula este dato para más macizos rocosos, debido a que a medida que aparecen nuevos y distintos afloramientos se pueden ir readaptando los criterios de estructura o condición de superficies del método.

#### **4.5 Control estructural sobre la Formación Abanico en la zona**

Las zonas de falla 1, 2, 3 y 4, observadas en el sector de Lo Barnechea y San Carlos de Apoquindo, en conjunto con los lineamientos observados a través de los sistemas de información geográfica (SIG), el trabajo de Araya et al. (en revisión) (dentro del cual participó el autor de esta memoria), sumado a lo documentado en la literatura de la zona (Wall et al., 1999; Vergara et al., 2004; Sernageomin, 2004; Piquer, 2015) permiten sugerir lo siguiente. Se propone que existe un sistema de estructuras con orientación WNW – ESE responsable de la deformación de la Formación Abanico en el sector nororiente de Santiago, en especial en la comuna de Lo Barnechea. Este sistema correspondería a un sistema de falla denominada Falla El Arrayán, que se extendería a lo largo de las trazas en color azul mostradas en la Figura 63. Esta corresponde a un sistema de falla de rumbo que recorrería el nororiente de Santiago en la comuna de Lo Barnechea compuesto por más de una estructura, que afecta a las rocas fuertemente deformadas de la Formación Abanico. Esta falla tendría por lo menos unos 10 a 12 km de longitud, un ángulo relativamente alto (70 – 80° SW) y un rumbo general WNW – ESE (Az 100 – 110°). En los afloramientos asociados a esta falla se lograron observar con claridad las rocas de falla propuestas por la terminología de Twiss y Moores (1992), con desarrollo de núcleos de falla con gouge, brecha y cataclasita, relaciones de contacto y existencia de indicadores cinemáticos que sugieren un movimiento de rumbo aparentemente sinistral, de acuerdo con Petit (1987), Twiss y Moores (1992) y Tolson (1996). En el límite oeste de la zona de estudio la traza se correlacionaría con la falla observada por Wall et al. (1999), que muestra niveles de la Formación Abanico



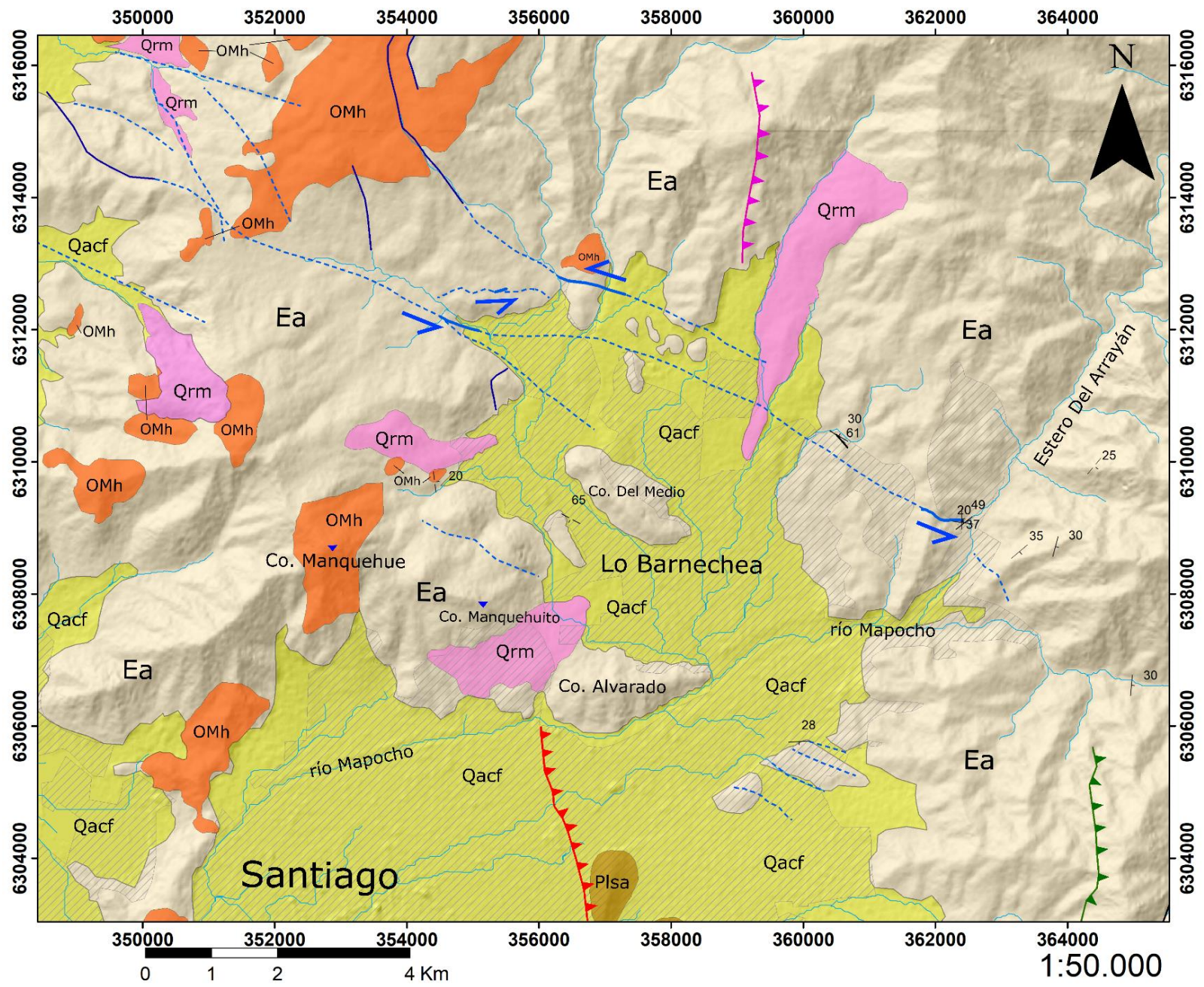
desplazados sinistralmente en la Hoja Tiltill - Santiago. Debido a que los afloramientos de falla visitados representan una porción menor de toda la traza, se mapeó una traza de falla inferida en base a lo propuesto por Araya et al. (en revisión) junto con trazas inferidas por el autor de este trabajo en base a los lineamientos obtenidos en SIG (Ver en 3.2.2.1 “Lineamientos mediante Sistemas de Información Geográfica”) que generaron sentido con los datos obtenidos en terreno y la correlación con la literatura (Thiele, 1980; Wall et al., 1999; Piquer, 2015).

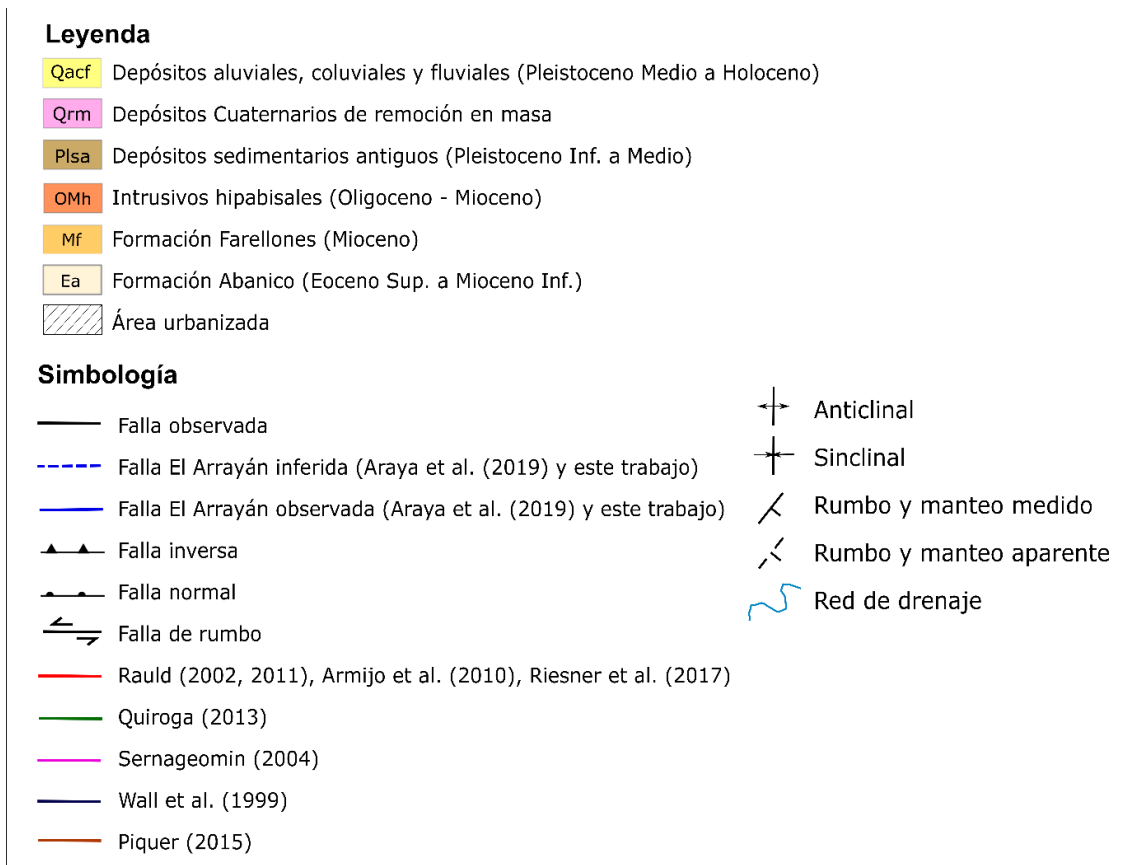
Existen expresiones geomorfológicas como deflecciones en redes de drenaje alineadas con zonas de falla, estructuras en el basamento rocoso desplazadas, y ocurrencia cercana a fallas observadas e inferidas de depósitos de remoción en masa documentados por Wall et al. (1999), Araya et al. (en revisión) y este trabajo, que sugieren que esta falla puede haber sido activa durante el Cuaternario. Wall et al. (1999) relacionan estos depósitos de remociones con una zona de debilidad mecánica, lo cual también fue observado en este trabajo. En conjunto con esto, los indicadores cinemáticos documentados en zonas de falla arrojaron a grandes rasgos una orientación SW – NE para el eje compresivo principal ( $\sigma_1$ ) y una dirección SE – NW para el eje de compresión mínima ( $\sigma_3$ ), lo cual podría tener relación con el estado de stress cortical compresivo de orientación SW - NE determinado para la corteza en la zona de estudio (Ammirati et al., 2019). Ammirati et al. (2019) proponen que al existir un eje de compresión principal SW – NE oblicuo al rumbo de la Falla San Ramón se explicaría la sismicidad cortical con mecanismos focales de rumbo, donde la Falla El Arrayán podría tener un rol importante. De ser una falla activa, podría representar una fuente de peligro sísmico para la ciudad de Santiago, para lo cual se necesitarían de estudios más detallados en este aspecto. Debido a su ubicación, podría representar un sistema que transfiere desplazamiento entre la Falla San Ramón al sur con otras estructuras similares hacia el norte (Infiernillo, Pocuro) (Fock, 2005; Vargas et al., 2014, 2015; Jara y Charrier, 2014), pudiendo estar controlando parte del desplazamiento del frente cordillerano hacia el oeste desde Lo Barnechea hacia el norte.

Para la zona de estudio existen principalmente dos modelos para explicar el desarrollo de la cordillera y con esto el abrupto relieve que se muestra al oriente de Santiago. Uno corresponde al propuesto inicialmente por Armijo et al. (2010) y posteriormente complementado por Riesner et al. (2017), que propone un orógeno bivergente con un despegue principal asociado a la Falla San Ramón, lo que determinaría un orógeno principalmente vergente al oeste. El segundo corresponde al propuesto por Farías et al. (2010) y Giambiagi et al. (2015) donde la cordillera sería producto de un desarrollo de estructuras vergentes principalmente al este, con un despegue principal del mismo estilo que alcanzaría el límite de placas en profundidad. Sin embargo, debido a la existencia de estos dos modelos “opuestos” de alguna manera, existe incertidumbre respecto a la configuración que habría dado origen a la Cordillera de los Andes en esta zona. Además, estos dos modelos trabajan a una escala ciertamente diferente, por lo que realizar comparaciones entre ambos podría no ser del todo adecuado. Como ya se mencionó,

existe una relación entre los tensores de esfuerzos obtenidos en las zonas de falla observadas y la configuración tectónica determinada por Ammirati et al. (2019), por lo que podría sugerirse que la Falla El Arrayán podría estar funcionando en conjunto con la Falla San Ramón, dando soporte a la idea que proponen estos autores de que el frente cordillerano occidental está activo.

Dado que se identificó esta nueva estructura no documentada en la literatura previa (Falla El Arrayán), se logró evidenciar un control estructural para la deformación de la Formación Abanico al nororiente de Santiago, por lo que se confirmó el objetivo general de este trabajo.





**Figura 63. Mapa geológico del sector nororiente de Santiago, mostrando las estructuras inferidas propuestas para la Falla El Arrayán, propuesta por Araya et al. (en revisión) y este trabajo. Los depósitos de remoción en masa corresponden a los propuestos por Araya et al. (en revisión) y este trabajo. El resto de la información geológica corresponde a la extraída de los trabajos de Thiele (1980), Wall et al. (1999), Piquer (2015), Rauld (2011), Quiroga (2013) y Sernageomin (2004).**

#### 4.6 Limitaciones

La toma de datos cinemáticos en planos de fallas y su análisis se utiliza para obtener información cinemática de la deformación de una región (Giambiagi y Mescua, 2019). Se puede obtener la orientación y magnitud relativa de los ejes principales de velocidad de deformación a partir de las concentraciones máximas de ejes de tensión (T) y contracción (P) de un gran número de datos (Giambiagi y Mescua, 2019). Este análisis contempla una serie de asunciones y métodos que se pueden ver en mayor detalle en trabajos como los de Twiss y Unruh (1998), Gapais et al. (2000), Marrett y Allmendinger (1990), Yin y Ranalli (1993), Angelier (1994). Según Giambiagi y Mescua (2019) se debiesen tener por lo menos 10 mediciones de datos cinemáticos por estación de trabajo y sobre planos de distintas orientaciones para obtener el mínimo error. En este trabajo existen zonas de falla (2, 3 y 4) donde no se encontraron más indicadores que los observados, el que a veces era uno por zona de falla, por lo que estos datos no necesariamente representan la deformación a nivel regional que afecta a la Formación Abanico en esta zona. Sin embargo, existen trabajos con métodos numéricos que muestran que el desplazamiento sobre planos de falla permanece subparalelo a la dirección de máximo esfuerzo de cizalle

sobre ese plano (Dupin et al., 1993). Por esta razón, al no lograr observar una población representativa (>10) de datos con indicador cinemático, la sugerencia sobre la posible dinámica de la deformación en las zonas de falla se hace en base al indicador observado, junto a las estructuras principales y/o relaciones de contacto. Para la zona de falla 1 se logró medir 18 planos de falla con indicador, además de observar relaciones de contacto y sets penetrativos de diaclasamiento, por lo que la certeza sobre la cinemática en esta zona es mucho mayor respecto de las otras zonas de falla.

En el sector nororiente de Santiago, que contempla las comunas de Lo Barnechea, Vitacura y Las Condes, el desarrollo urbano no permite observar con claridad algunos afloramientos o a veces podría incluso estar influenciando la competencia de los macizos, pudiendo existir un sesgo en la toma de información. Esto podría afectar la observación de algunos datos de por ejemplo el GSI o algunas estructuras como sets de diaclasas. Sin embargo, se trabajó pensando en este problema de manera que el posible error fuese reducido.

#### **4.7 Recomendaciones e interrogantes a resolver**

Se sugiere continuar un estudio estructural de detalle al nororiente de Santiago, en particular en la zona de Lo Barnechea, por el descubrimiento de esta nueva falla y que de ser activa podría representar un eventual peligro sísmico para la ciudad. Para esto se recomienda realizar un estudio estructural de detalle como el realizado en la zona de falla al oeste de Lo Barnechea (Zona de falla 1), donde se mida una gran cantidad de datos (por ejemplo, mediante indicadores cinemáticos en fracturas) que permitan dilucidar la cinemática de las estructuras en esta zona y con esto el paleoesfuerzo que ha participado en su generación. También se sugiere realizar estudios que permitan confirmar o descartar con certeza la actividad neotectónica de este sistema estructural, lo cual va estrechamente ligado a la identificación de nuevas estructuras. Entre estos estudios se sugiere el uso de geofísica, perforación (mediante sondajes, por ejemplo) para conocer el subsuelo o realizar trincheras en depósitos cuaternarios estratégicos para saber si se encuentran afectados por la falla.

Se recomienda realizar un mapeo estructural de detalle a través del valle del Mapocho – Molina hacia el este de manera que se pueda verificar si existen estructuras que como al nororiente de Santiago afecten a las formaciones Abanico y Farellones mediante movimientos de rumbo, debido a la poca existencia de fallas de este tipo en la literatura, y que corresponden principalmente a las de Piquer (2015).

Para que el mapeo de estructuras adquiera más sentido, debiera realizarse una estratigrafía de detalle tanto en la zona de Lo Barnechea y Chicureo como en el valle de los ríos Mapocho y Molina, junto a las quebradas aledañas, para reconocer las relaciones de contacto entre niveles de una misma formación y entender si tienen relación con estructuras. Esto tendría relación con la realización de dataciones geocronológicas en columnas estratigráficas tipo, para lograr reconocer con seguridad un límite (y de qué tipo) entre las Formaciones Abanico y Farellones.

## 5 CONCLUSIONES

En base a datos estructurales, descripción detallada de zonas de falla, trabajo con Sistemas de Información Geográfica e información previa existente para la zona, en este trabajo se propone la existencia de un sistema estructural WNW - ESE denominado Falla El Arrayán, que controlaría parte de la deformación existente en rocas de la Formación Abanico en el nororiente de Santiago. Esta falla tendría por lo menos unos 10 a 12 km de longitud, un ángulo relativamente alto ( $70 - 80^\circ$  SW) y un rumbo general WNW – ESE ( $100 - 110^\circ$ ), y no se encontraba previamente descrita en la literatura. El desarrollo de núcleos de falla con gouge, brecha y cataclasita, la existencia de planos de falla con indicadores cinemáticos y relaciones de contacto entre estratos sugieren un movimiento de rumbo aparentemente sinistral para esta estructura. Además, existe una relación entre la configuración tectónica actual y los tensores de esfuerzos obtenidos a partir de indicadores cinemáticos que sumado a expresiones geomorfológicas sugieren que esta falla puede haber sido activa durante el Cuaternario. De ser así, podría representar una fuente de peligro sísmico para la ciudad de Santiago, para lo cual se necesitan de estudios más detallados en este aspecto. Se sugiere continuar estudios estructurales, estratigráficos y geocronológicos en la zona de estudio para lograr dilucidar de mejor manera su evolución geológica.

La evidencia de esta nueva estructura tiene fuertes implicancias para la geología en la zona, ya que se plantea la existencia de una falla que podría tener un rol relevante en la compleja evolución de la Formación Abanico y de la Cordillera Principal occidental, y posible relación con otras estructuras cercanas a la zona de estudio.

## 6 REFERENCIAS

- Aguirre, L. 1957. Perfil geológico entre la Cuesta de Chacabuco y el límite con la República Argentina. *Memoria de Título (Inédito)*. Universidad de Chile, Escuela de Ingeniería, 321 p., Santiago (\*).
- Aguirre, L. (1960). Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Boletín N°9, Santiago.
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., Fisher, D.M., 2012. Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors. Cambridge University Press, New York.
- Ammirati, J. B., Vargas, G., Rebolledo, S., Abrahami, R., Potin, B., Leyton, F., & Ruiz, S. (2019). The Crustal Seismicity of the Western Andean Thrust (Central Chile, 33°–34° S): Implications for Regional Tectonics and Seismic Hazard in the Santiago Area. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109(5), 1985-1999.
- Angelier, J. 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. En: Hancock, P.L. (Ed.): *Continental Deformation*. Pergamon Press, Oxford, p. 53-100.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., Kausel, E. (2010). The West Andean thrust, the San Ramon fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, 29(2).
- Araya, J., De Pascale, G.P., Mardel, R. 2019. The Quaternary Active El Arrayan Fault, Santiago, Chile.
- Aubouin, J., Borrello, A., Cecioni, G., Charrier, R., Chotin, P., Frutos, J., Thiele, R., Vicente, J.-C., (1973). Esquisse paleogeographique et structurale des Andes meridionales. *Revue de Geographie Physique et Geologie Dynamique* 15, 11-72.
- Cai, M., Kaiser, P. K., Uno, H., Tasaka, Y., & Minami, M. (2004). Estimation of rock mass deformation modulus and strength of jointed hard rock masses using the GSI system. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 41(1), 3-19.
- Carter, W.D.; Aguirre, L. 1965. Structural geology of the Aconcagua Province and its relationship to the central valley graben, Chile, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 76, p. 651-664.
- Castro, J. (2012). Estilo estructural en los depósitos mesozoicos y cenozoicos en el valle del río Colorado - Maipo, región Metropolitana, Chile (~33° 30' S). *Memoria de Título (Inédito)*, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Charrier, R. (1973). Interruptions of spreading and the compressive tectonic phases of the Meridional Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 20(2), 242-249.

Charrier, R. (1981). *Geologie der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34° und 34°30' südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische und paläogeographische Entwicklung*. Reimer.

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

Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J. J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., Wyss, A. R. (2005). The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, 236(1-2), 43-77.

Charrier, R., Farías, M., MaksaeV, V. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 05-35.

Charrier, R., Munizaga, F., (1979). Edades K-Ar de vulcanitas cenozoicas del sector cordillerano del río Cachapoal (34°15'S). *Revista Geológica de Chile* 7, 41-51.

Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *The geology of Chile*.

Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., Sagripanti, L. (2014). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37 S (Chile and Western Argentina). *Geological Society*, London, Special Publications, 399(1), 13-61.

Drake, R. E. (1976). Chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes—Latitudes 35° 30' to 36° S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(3), 265-284.

Dupin, J.M., Sassi, W. y Angelier, J. 1993. Homogeneous stress hypothesis and actual fault slip: a distinct element analysis. *Journal of Structural Geology* 15: 1033-1043.

ESA. (2019). European Space Agency's Multispectral Instrument on Sentinel-2 (L1C\_T19HCC\_A009560\_20190104T144651;L1C\_T19HCD\_A009560\_20190104T144651). Obtenido a través de <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

Farías Thiers, M. (2007). Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neogeno.

Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., Comte, D. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33–35 S). *Tectonics*, 27(1).



- Fariás, M., Charrier, R., Fock, A., Campbell, D., Martinod, J., Comte, D. (2005). Rapid late Cenozoic surface uplift of the central Chile Andes (33–35° S). In *6th International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, Spain* (pp. 261-265).
- Fariás, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3).
- Florinsky, I. (2016). Digital terrain analysis in soil science and geology. Chapter 14, Lineaments and Faults, *Academic Press*.
- Fock, A. (2005). Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33 y los 34 S. *Tesis de magíster (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología*.
- Fock, A., Charrier, R., Fariás, M., MaksaeV, V., Fanning, M., Álvarez, P. (2005). Exhumation and uplift of the western Main Cordillera between 33° and 34°S. In *Proceedings of International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)* (No. 6, pp. 273-276).
- Fock, A., Charrier, R., Fariás, M., Muñoz, M. (2006). Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33-34°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial*, 6, 48-55.
- Gana, P., Wall, R. (1997). Evidencias geocronológicas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y K-Ar de un hiatus cretácico superior-eoceno en Chile central (33-33°30'S). *Andean Geology*, 24(2), 145-163.
- Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes: Twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, 129(2), 93-131.
- Gapais, D., Cobbold, P., Bourgeois, O., Rouby, D. y Urreiztieta, M. 2000. Tectonic significance of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 22: 881-888.
- Giambiagi, L. B., Ramos, V. A., Godoy, E., Alvarez, P. P., & Orts, S. (2003). Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 and 34 south latitude. *Tectonics*, 22(4).
- Giambiagi, L., Tassara, A., Mescua, J., Tunik, M., Alvarez, P. P., Godoy, E., Hoke, G., Pinto, L., Spagnotto, S., Porras, H., Tapia, F., Jara, P., Bechis, F., García, V., Suriano, J., Maris Moreiras, S., & Pagano, S. (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.
- Giambiagi, L., Mescua, J., 2019. Curso Geología Estructural Avanzada. En: GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Avanzada, Cursos Avanzados 2019: 22 al 26 abril 2019. Mendoza, CONICET (CCT) Mendoza. 242.

Godoy, E. (2012). Sobre el variable marco geotectónico de las formaciones Abanico y Farellones y sus equivalentes al sur de los 35° LS. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69(4), 570-577.

González, O., Vergara, M. (1962). Reconocimiento Geológico de la cordillera de los Andes entre los paralelos 35,8° y 38,8°S. *Universidad de Chile, Instituto de Geología Publicación*, 24.

Gripp, A. E., & Gordon, R. G. (2002). Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophysical Journal International*, 150(2), 321-361.

Howe, R. C. (1997). Geologic Contacts. *Journal of Geoscience Education*, 45(2), 133-136.

Iaffaldano, G., & Bunge, H. P. (2008). Strong plate coupling along the Nazca–South America convergent margin. *Geology*, 36(6), 443-446.

Jara, P., Charrier, R. (2014). Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean geology*, 41(1), 174-209.

JAXA/METI ALOS PALSAR (AP\_27001\_FBS\_F6500\_RT1; AP\_27249\_FBS\_F6500\_RT1), (2011). Obtenido a través de ASF DAAC (<https://www.asf.alaska.edu>) (8/6/2019).

Kay, S. M., Kurtz, A. (1995). Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Unpublished report, CODELCO.

Klohn, C. (1960). Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. *Instituto de Investigaciones Geológicas*. Boletín N°8, Santiago.

Lara, L. E. (2004). Peligro volcánico y fallas geológicas de la Región Metropolitana de Santiago. Mapa 1. En: SERNAGEOMIN, 2004. Geología para el ordenamiento territorial de la Región Metropolitana de Santiago. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado*, IR-04-24, 68 p., 3 mapas escala 1:250.000. Santiago

Levi, B., Aguirre, L., Nyström, J. O., Padilla, H., & Vergara, M. (1989). Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the central Andes. *Journal of Metamorphic Geology*, 7(5), 487-495.

Marinos, P., & Hoek, E. (2000). GSI: a geologically friendly tool for rock mass strength estimation. In *ISRM international symposium*. International Society for Rock Mechanics and Rock Engineering.

Marinos, P., Marinos, V., & Hoek, E. (2007). Geological Strength Index (GSI). A characterization tool for assessing engineering properties for rock masses. *Underground works under special conditions*. Taylor and Francis, Lisbon, 13-21.

- Marrett, R. y Allmendinger, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 12, 973-986.
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., & Espurt, N. (2010). Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3-4), 299-309.
- Muñoz, M., Aguirre, L., Vergara, M., Demant, A., Fuentes, F., & Fock, A. (2010). Prehnite-pumpellyite facies metamorphism in the Cenozoic Abanico Formation, Andes of central Chile (33° 50'S): chemical and scale controls on mineral assemblages, reaction progress and the equilibrium state. *Andean Geology*, 37(1), 54-77.
- Muñoz, M., Farías, M., Charrier, R., Fanning, C. M., Polvé, M., & Deckart, K. (2013). Isotopic shifts in the Cenozoic Andean arc of central Chile: Records of an evolving basement throughout cordilleran arc mountain building. *Geology*, 41(8), 931-934.
- Muñoz-Sáez, C., Pinto, L., Charrier, R., Nalpas, T. (2014). Influence of depositional load on the development of a shortcut fault system during the inversion of an extensional basin: The Eocene-Oligocene Abanico Basin case, central Chile Andes (33°-35° S). *Andean Geology*, 41(1), 1-28.
- NASA/MET/IAIST/Japan Spacesystems. (2009). *ASTER Global Digital Elevation Model* (data set: 20190729015612\_1301955590). NASA EOSDIS Land Processes DAAC. <https://doi.org/10.5067/ASTER/ASTGTM.002>.
- NASA, (2013). *NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 1 arc second* (SRTM\_22\_19.zip). NASA EOSDIS Land Processes DAAC. Obtenido 2019-07-29 de <https://doi.org/10.5067/MEaSURES/SRTM/SRTMGL1.003>.
- Nyström, J. O., Parada, M. A., & Vergara, M. (1993). Sr-Nd isotope compositions of Cretaceous to Miocene volcanic rocks in central Chile: a trend towards a MORB signature and a reversal with time.
- Pardo, M., Comte, D., & Monfret, T. (2002), Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone, *Journal of South American Earth Sciences.*, 15, 11–22.
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248.
- Pérez, A., Ruiz, J. A., Vargas, G., Rauld, R., Rebolledo, S., & Campos, J. (2014). Improving seismotectonics and seismic hazard assessment along the San Ramón Fault at the eastern border of Santiago city, Chile. *Natural Hazards*, 71(1), 243-274.
- Petit, J. P. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of structural geology*, 9(5-6), 597-608.

Piquer Romo, J. M. (2015). *Structural geology of the Andes of central Chile: controls on magmatism and the emplacement of giant ore deposits* (Doctoral dissertation, University of Tasmania).

Piquer, J., Berry, R. F., Scott, R. J., Cooke, D. R. (2016). Arc-oblique fault systems: Their role in the Cenozoic structural evolution and metallogenesis of the Andes of central Chile. *Journal of Structural Geology*, 89, 101-117.

Piquer, J., Hollings, P., Rivera, O., Cooke, D. R., Baker, M., Testa, F. (2017). Along-strike segmentation of the Abanico Basin, central Chile: New chronological, geochemical and structural constraints. *Lithos*, 268, 174-197.

Quiroga, R. (2013). Análisis estructural de los depósitos cenozoicos de la cordillera Principal entre el cerro Provincia y el cordón el Quempe, Región Metropolitana, Chile (33°18' y 33°25'S). *Memoria de Título (Inédito)*, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Ramos, V. A. (1999). Rasgos estructurales del territorio argentino. *Geología Argentina (Caminos, R.; editor)*. Instituto de Geología y recursos Minerales, Anales, 29(24), 715-784.

Ramos, V., & Mpodozis, C. (1989). The Andes of Chile and Argentina. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. In: Ericksen G, Cañas, M, Reinemund JA (eds) *Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Sciences Series*, 11, 59-90.

Rauld, R. (2002). Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago oriente, entre el río Mapocho y la quebrada de Macul. *Memoria de Título (Inédito)*, 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). *Santiago, Chile: PhD. thesis in Science of Geology*, Universidad de Chile.

Riesner, M., Lacassin, R., Simoes, M., Armijo, R., Rauld, R., & Vargas, G. (2017). Kinematics of the active West Andean fold-and-thrust belt (central Chile): Structure and long-term shortening rate. *Tectonics*, 36(2), 287-303.

Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M., & 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.

Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., & Espiñeira, D. (1993). Mapa Geológico de la Hoja Quillota – Portillo (escala 1:250.000), V Región de Valparaíso. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Carta Geológica de Chile*, 73(1).

- Rivera, O., & Cembrano, J. (2000). Modelo de formación de cuencas volcano-tectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: el caso de las cuencas oligo-miocénicas de Chile central y su relación con estructuras NWW-NW (33 00'-34 30'S). In *Congreso Geológico Chileno* (No. 9, pp. 631-636).
- Sellés, D. (1999). La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33 15'-33 30'S, 70 30'-70 45'O), Chile Central. Estratigrafía y Geoquímica. *Memoria de Título (Inédito)*, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Somoza, R., & Ghidella, M. E. (2005). Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(4), 797-809.
- Thiele, R., Cubillos, E. (1980). Hoja Santiago: región metropolitana: carta geológica de Chile escala 1: 250.000. *Instituto de Investigaciones Geológicas*.
- Tolson, G. (1996). Un catálogo de indicadores cinemáticos en rocas cizalladas. *Universidad Nacional Autónoma de México, Depto. de Paleomagnetismo*.
- Twiss, R. J., & Moores, E. M. (1992). *Structural geology*. Macmillan.
- Twiss, R.J. y Unruh, J.R. 1998. Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate?. *Journal of Geophysical Research* 103: 12.205-12.222.
- Vargas, G., & Rebolledo, S. (2015). La Falla San Ramón y el peligro sísmico de Santiago: Nuevos antecedentes morfoestratigráficos e implicancias normativas. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena.
- Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T. K., Forman, S. L., Rebolledo, S., Baize, S., Lacassin, R., & Armijo, R. (2014). Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology*, 42(12), 1083-1086.
- Vergara, M., Charrier, R., Munizaga, F., Rivano, S., Sepúlveda, P., Thiele, R., & Drake, R. (1988). Miocene volcanism in the central Chilean Andes (31 30' S–34 35' S). *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2), 199-209.
- Vergara, M., Drake, R. (1978). Edades potasio-argón y su implicancia en la geología regional de Chile. Comunicaciones, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago 23, 1-11.
- Vergara, M., López-Escobar, L., Palma, J. L., Hickey-Vargas, R., & Roeschmann, C. (2004). Late Tertiary volcanic episodes in the area of the city of Santiago de Chile: New geochronological and geochemical data. *Journal of South American Earth Sciences*, 17(3), 227-238.
- Wall, R., Sellés, D., Gana, P. (1999). Geología de la Hoja Santiago, área de Tiltill-Santiago, Región Metropolitana. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa Geológico*, 11.

Yáñez, G. A., Ranero, C. R., von Huene, R., & Díaz, J. (2001). Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32–34 S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B4), 6325-6345.

Yin, Z.M. y Ranalli, G. 1993. Determination of tectonic stress field from fault slip data: toward a probabilistic model. *Journal of Geophysical Research* 98: 12.165-12.176.

## 7 ANEXOS

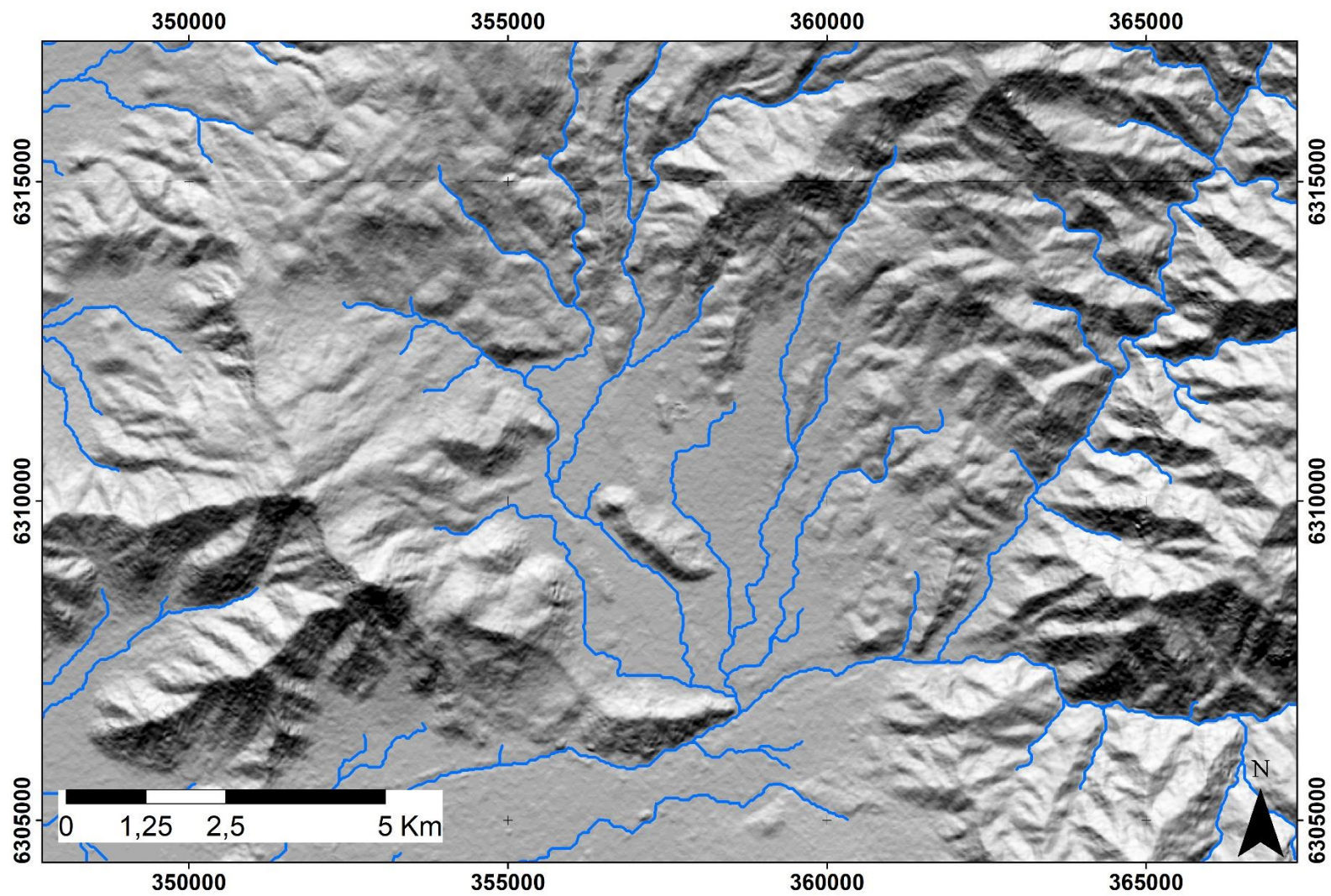


Figura 1. Mapa de sombreado con iluminación desde Az 355 y red de drenaje, para el nororiente de Santiago.

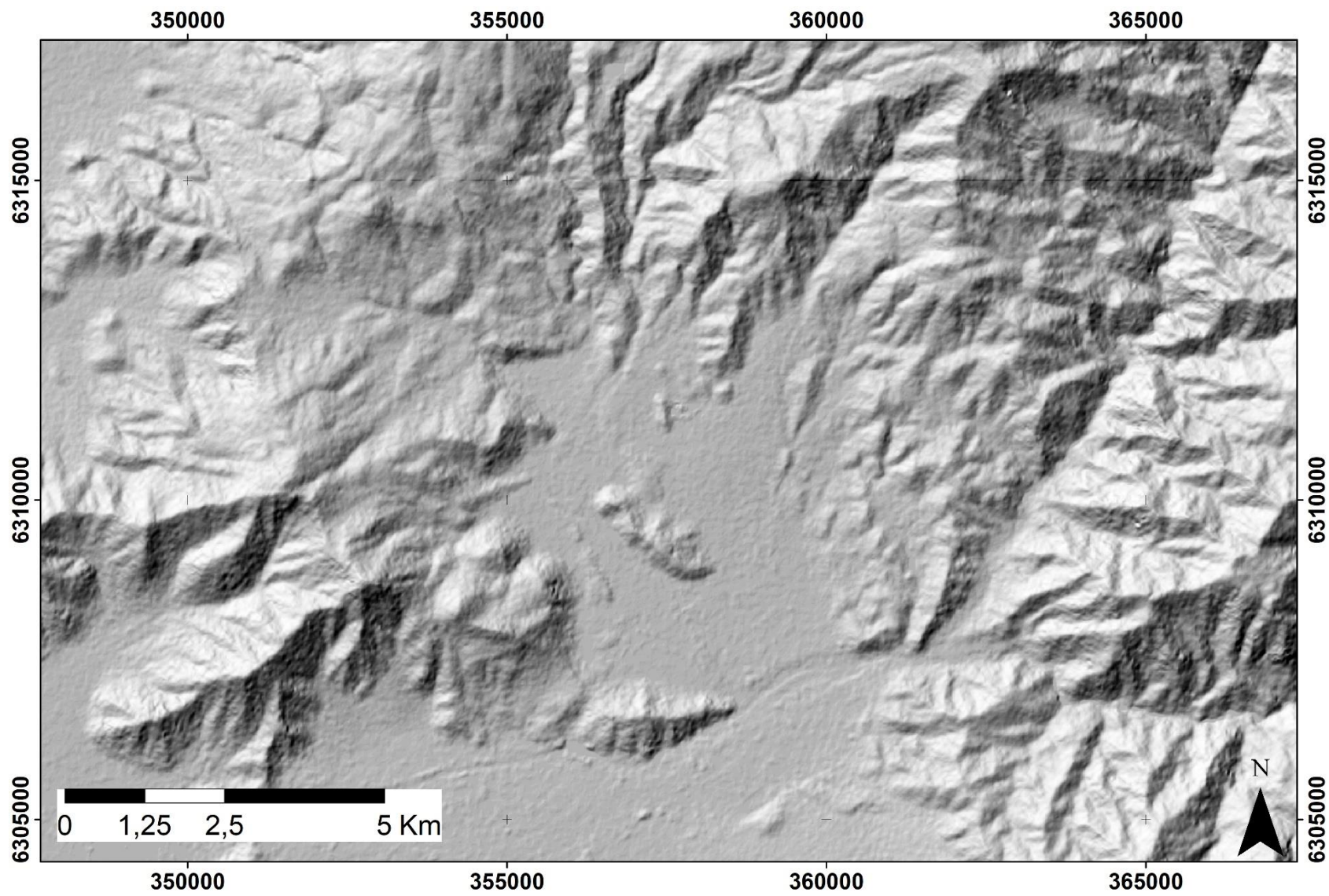


Figura 2. Mapa de sombreado con iluminación desde Az 315 para el nororiente de Santiago.



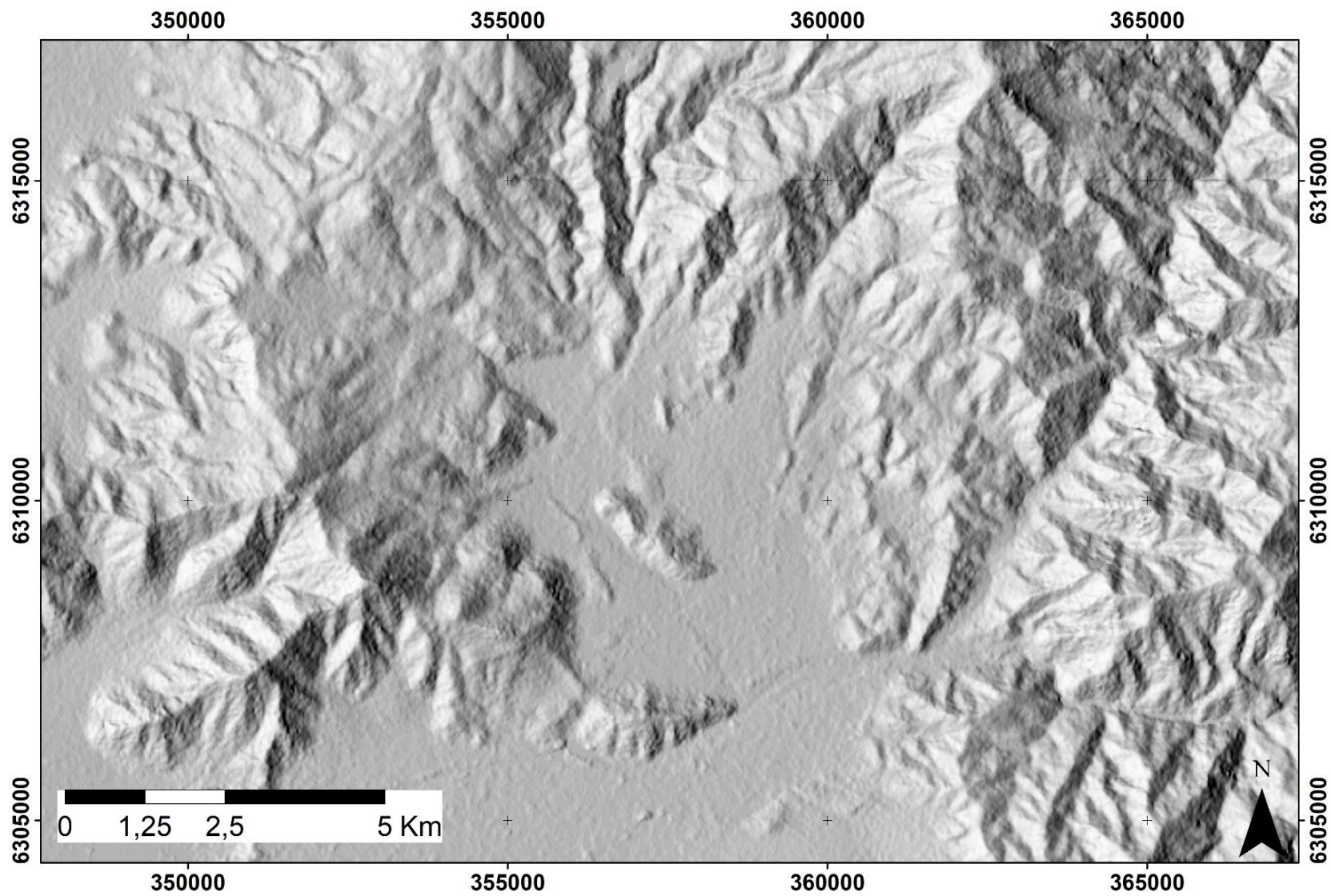


Figura 3. Mapa de sombreado con iluminación desde Az 270 para el nororiente de Santiago.

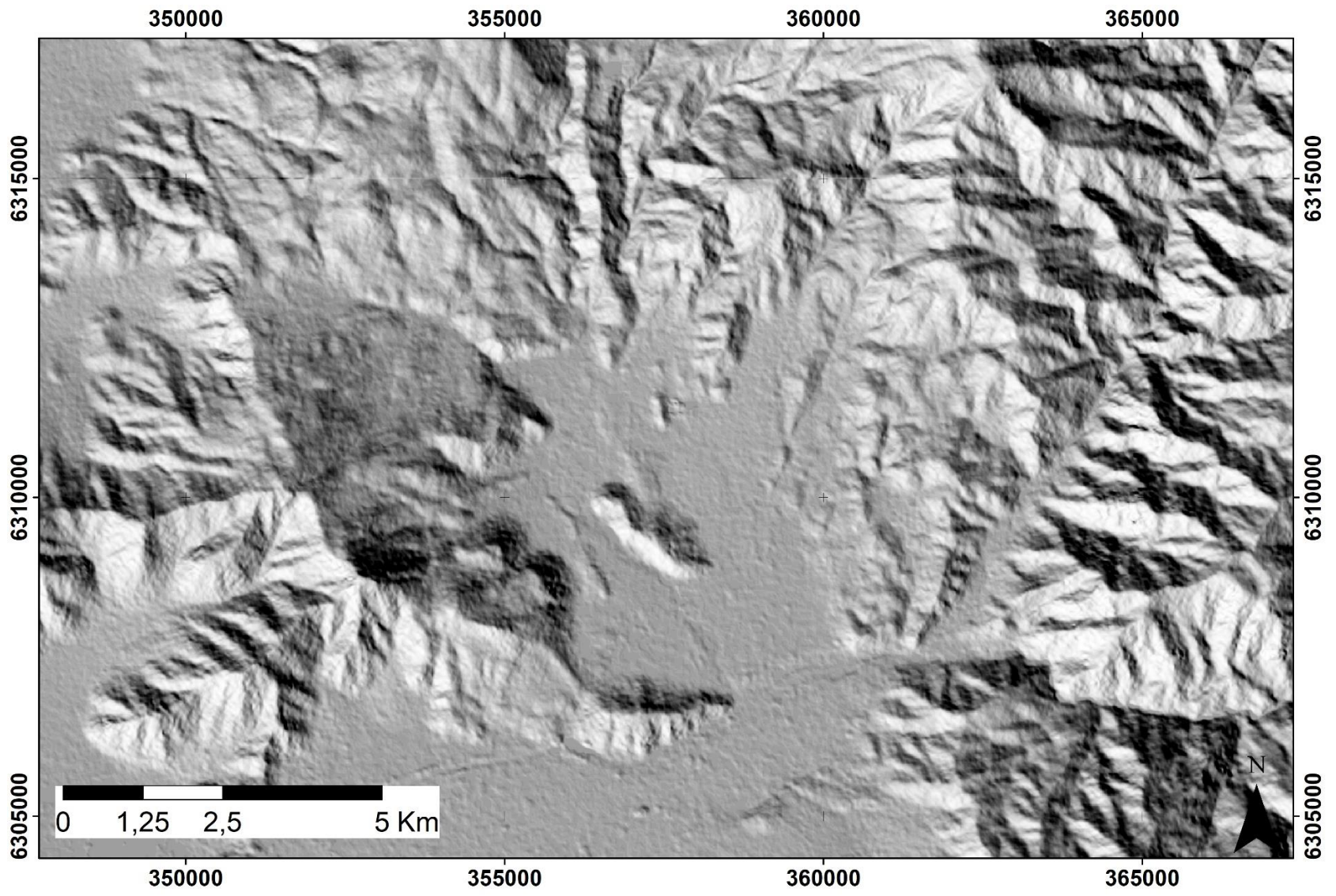


Figura 4. Mapa de sombreado con iluminación desde Az 225 para el nororiente de Santiago.

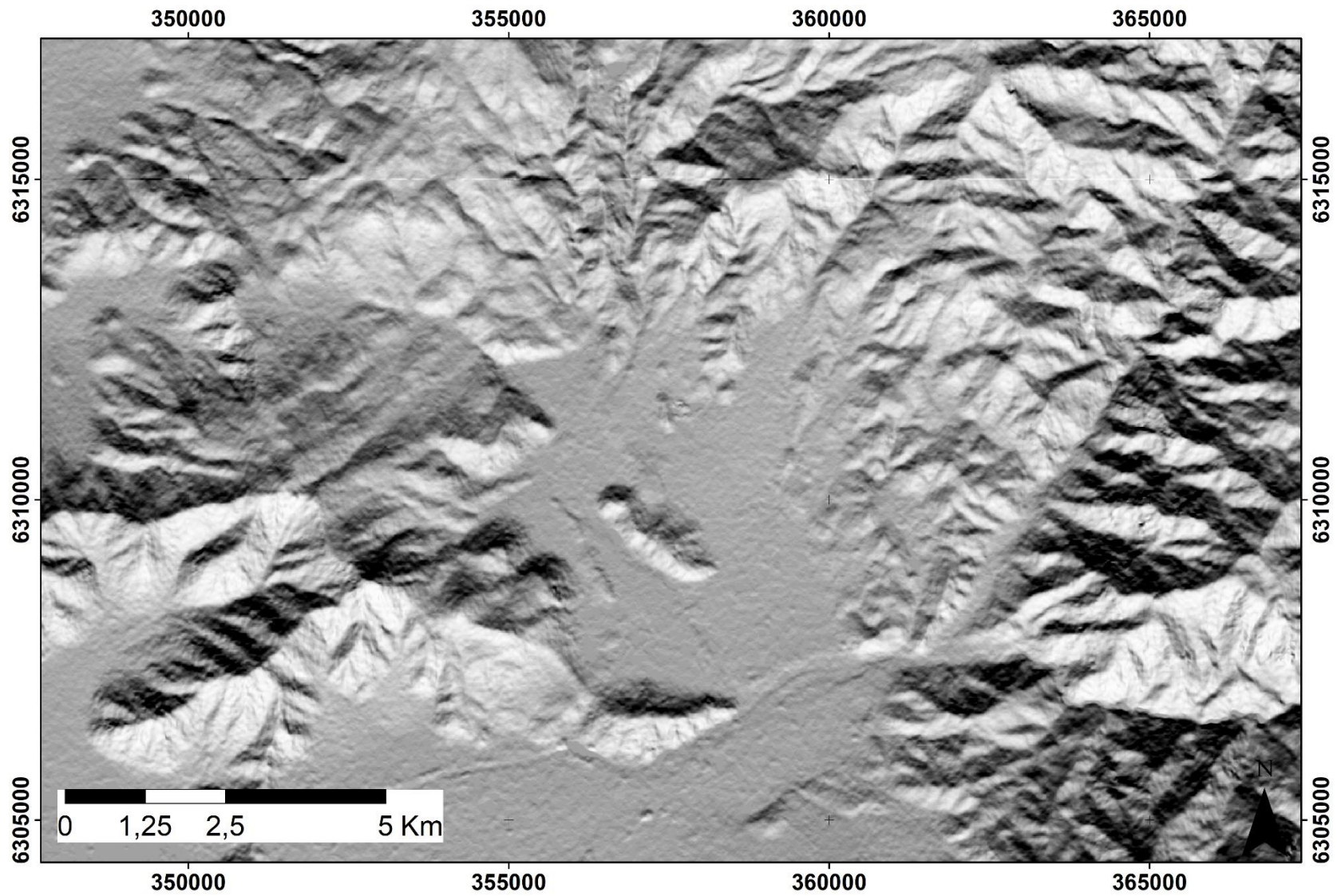


Figura 5. Mapa de sombreado con iluminación desde Az 180 para el nororiente de Santiago.

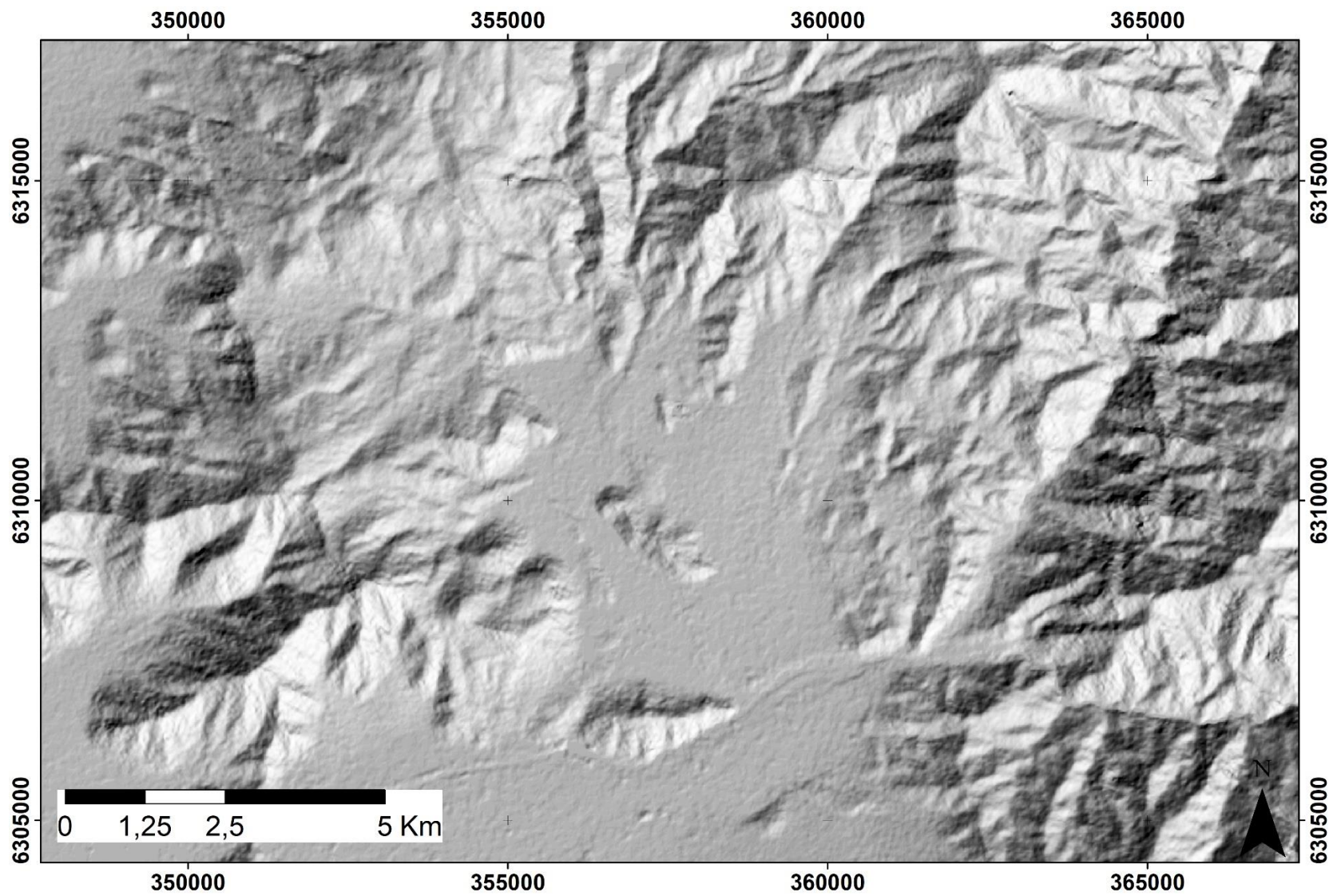


Figura 6. Mapa de sombreado con iluminación desde Az 135 para el nororiente de Santiago.

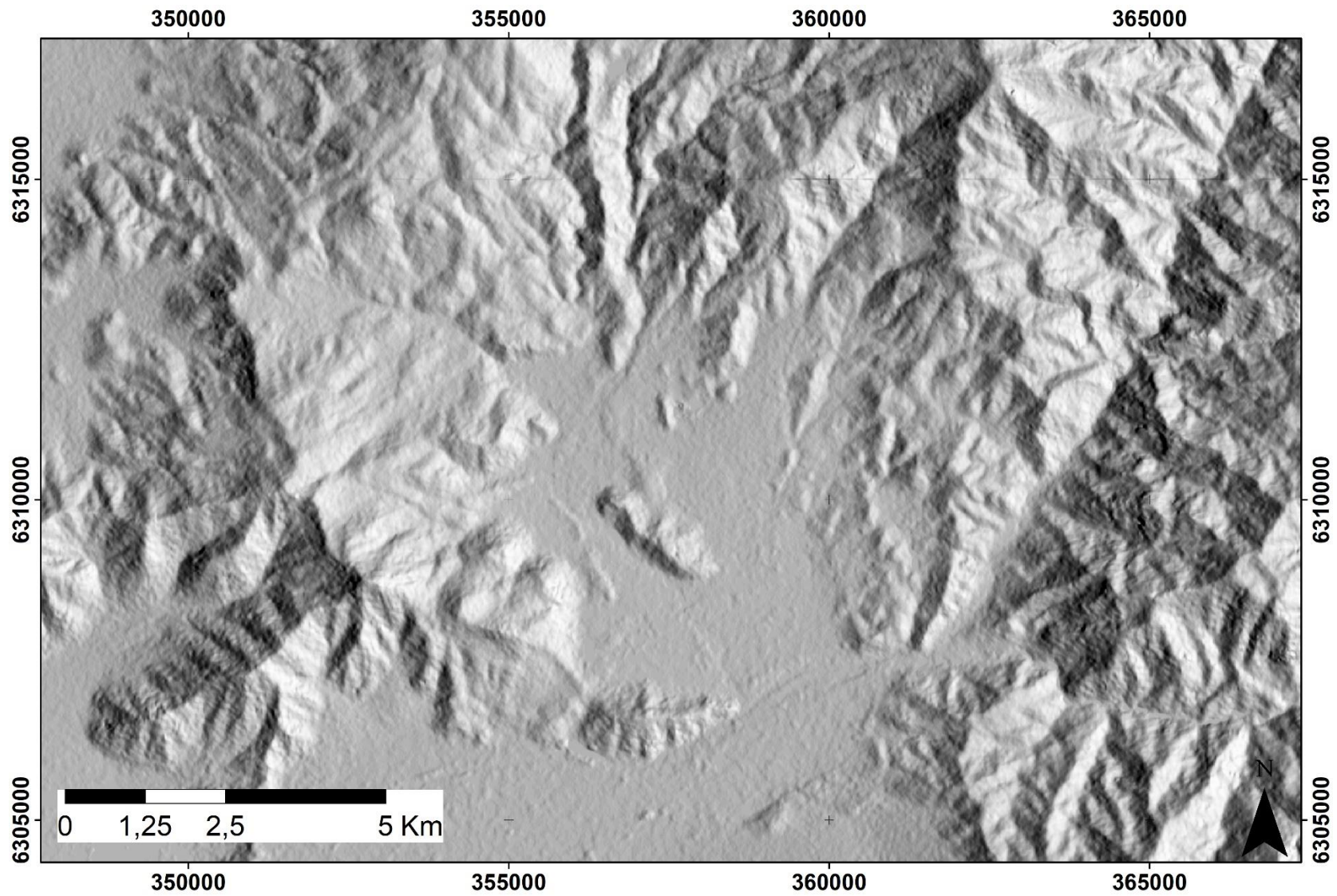


Figura 7. Mapa de sombreado con iluminación desde Az 90 para el nororiente de Santiago.

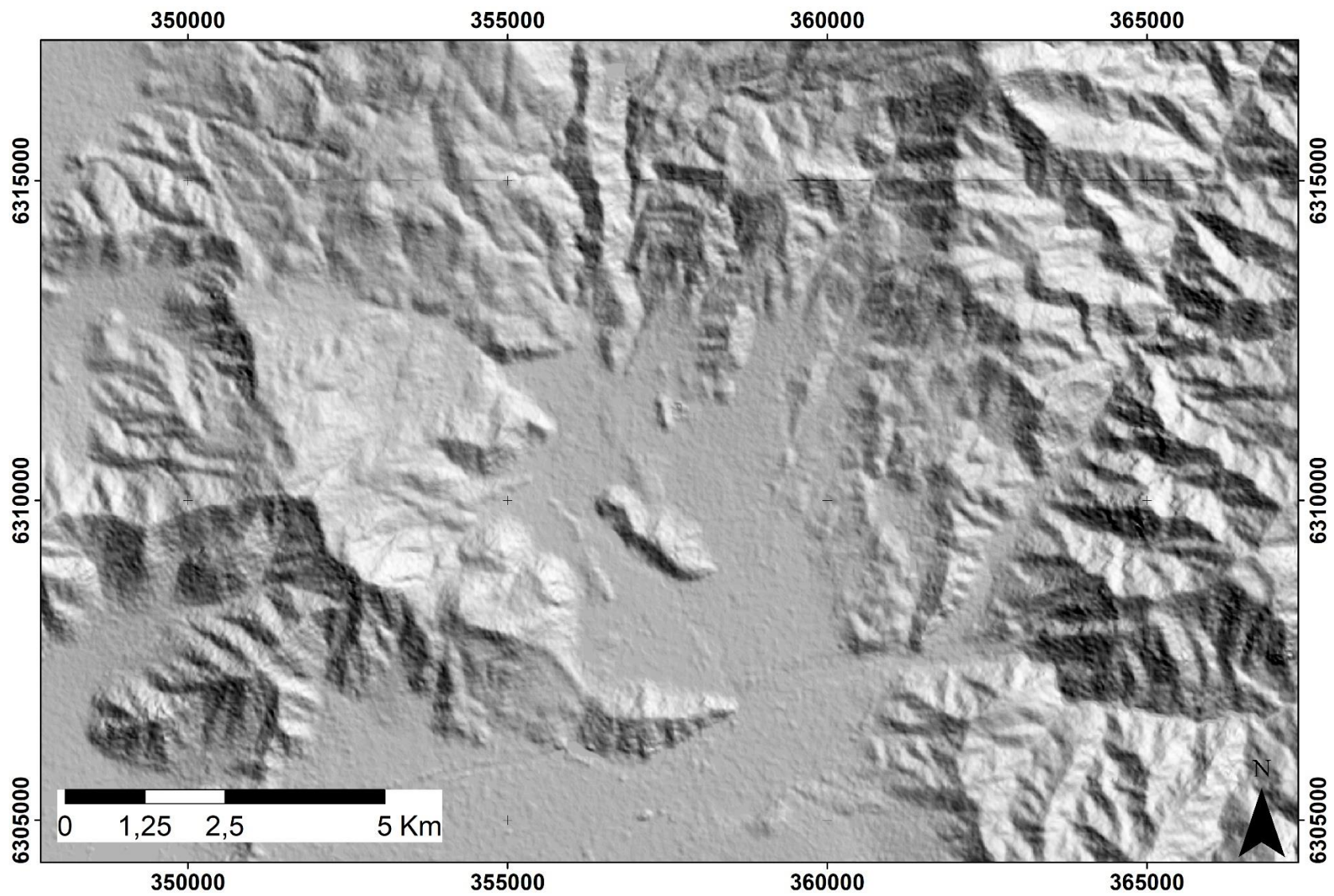


Figura 8. Mapa de sombreado con iluminación desde Az 50 para el nororiente de Santiago.

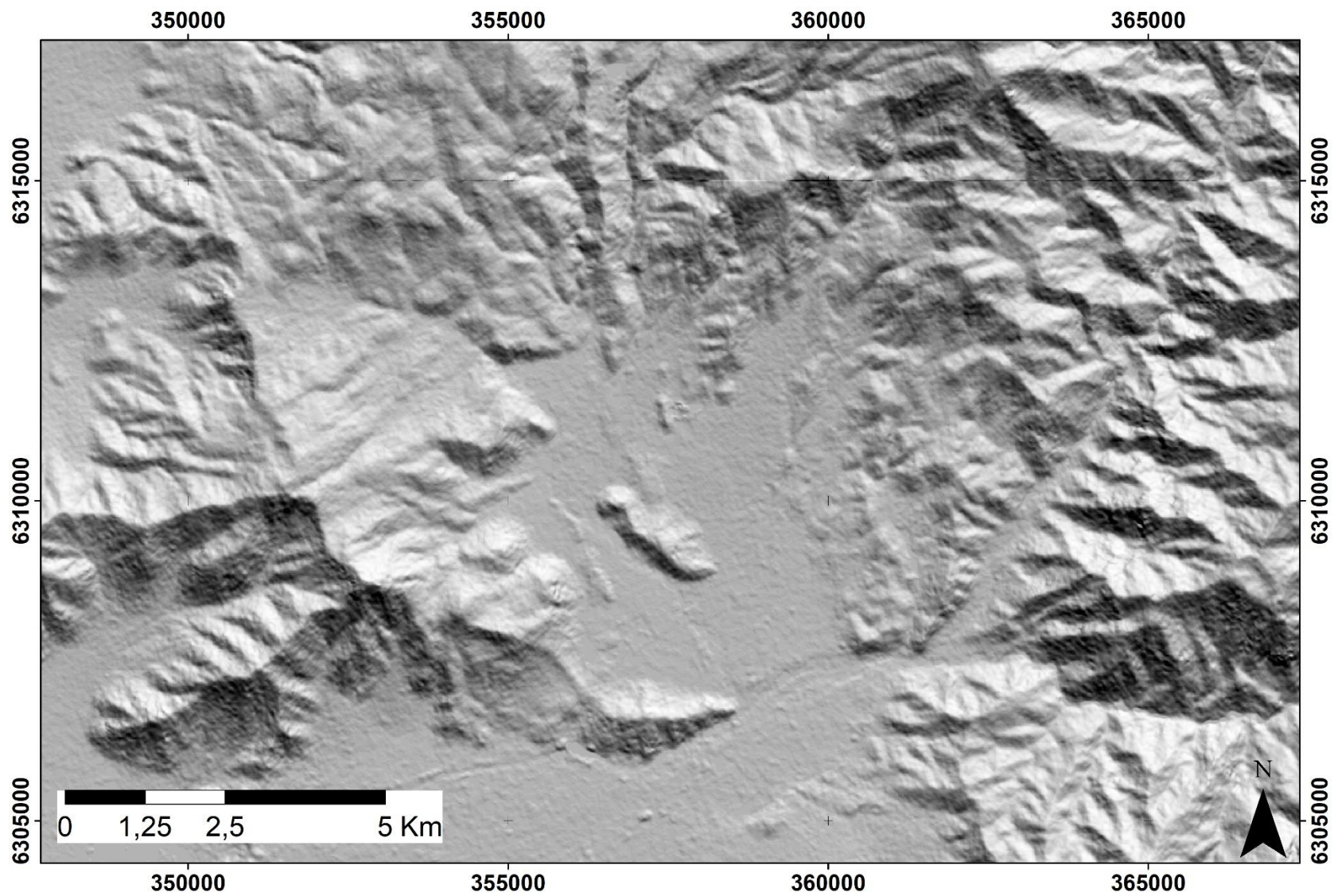


Figura 9. Mapa de sombreado con iluminación desde Az 20 para el nororiente de Santiago.

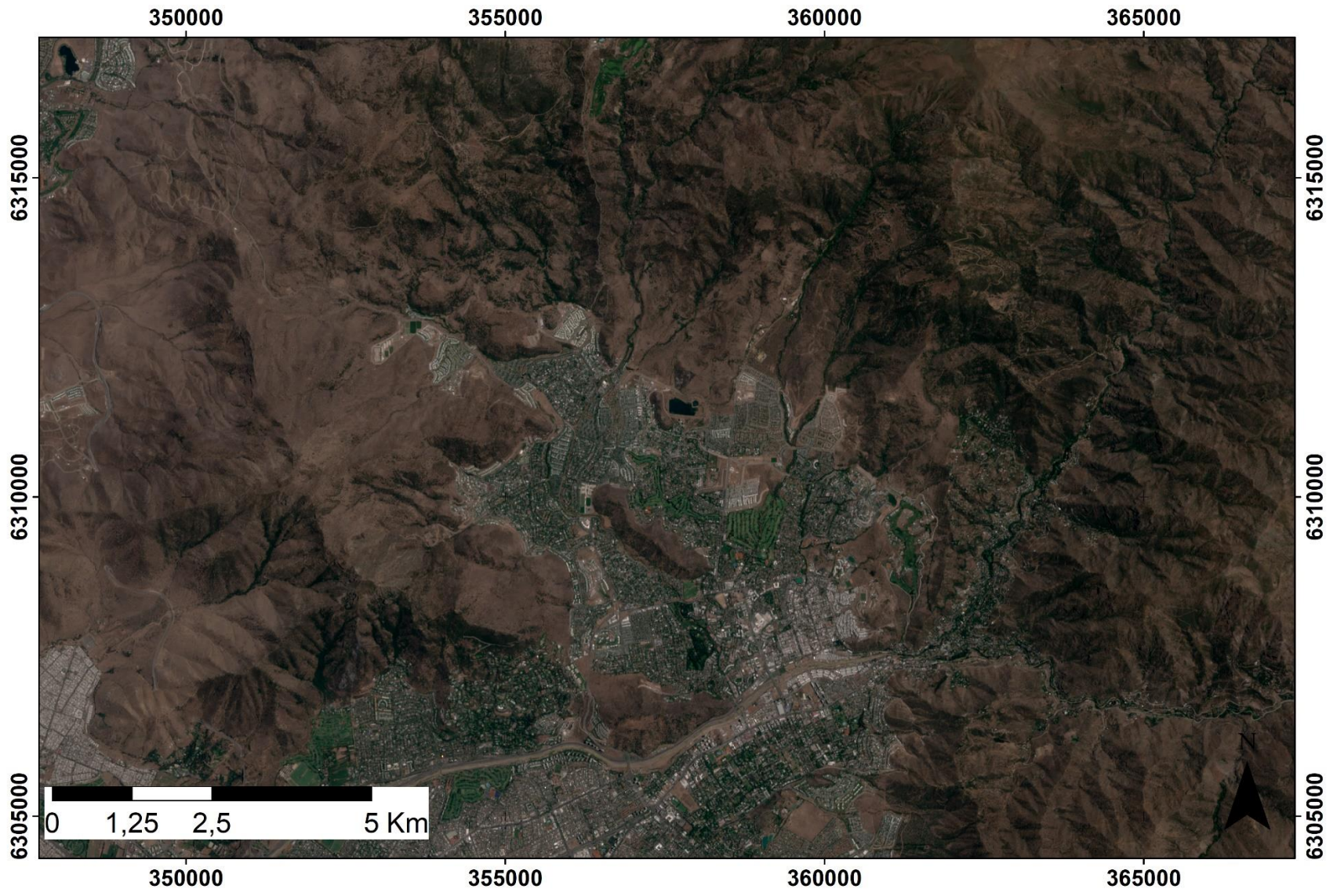


Figura 10. Mapa de imagen satelital Sentinel-2 con combinación de bandas para color real (bandas 4,3,2) para el nororiente de Santiago.



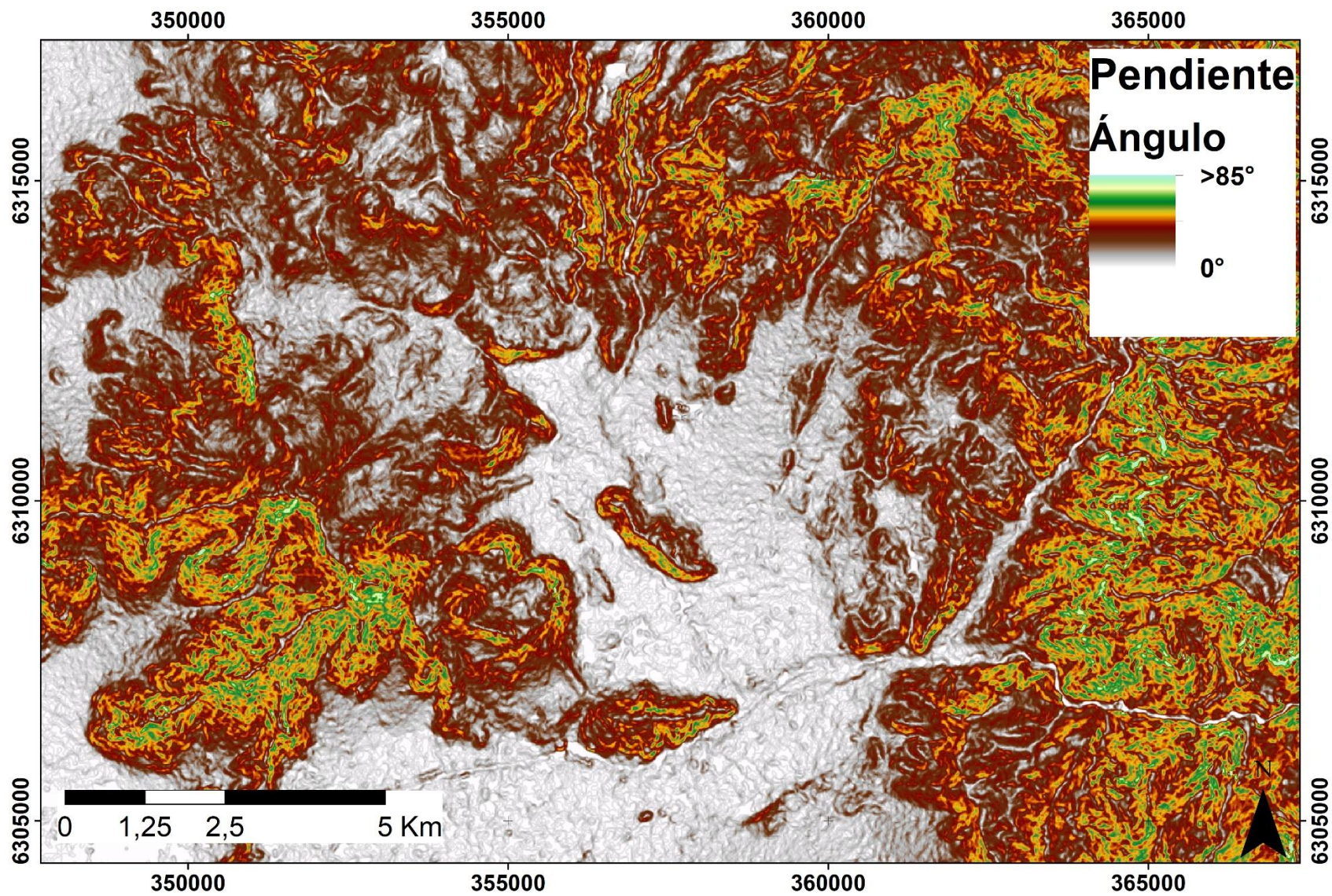


Figura 11. Mapa de pendientes de la superficie para el noroeste de Santiago.

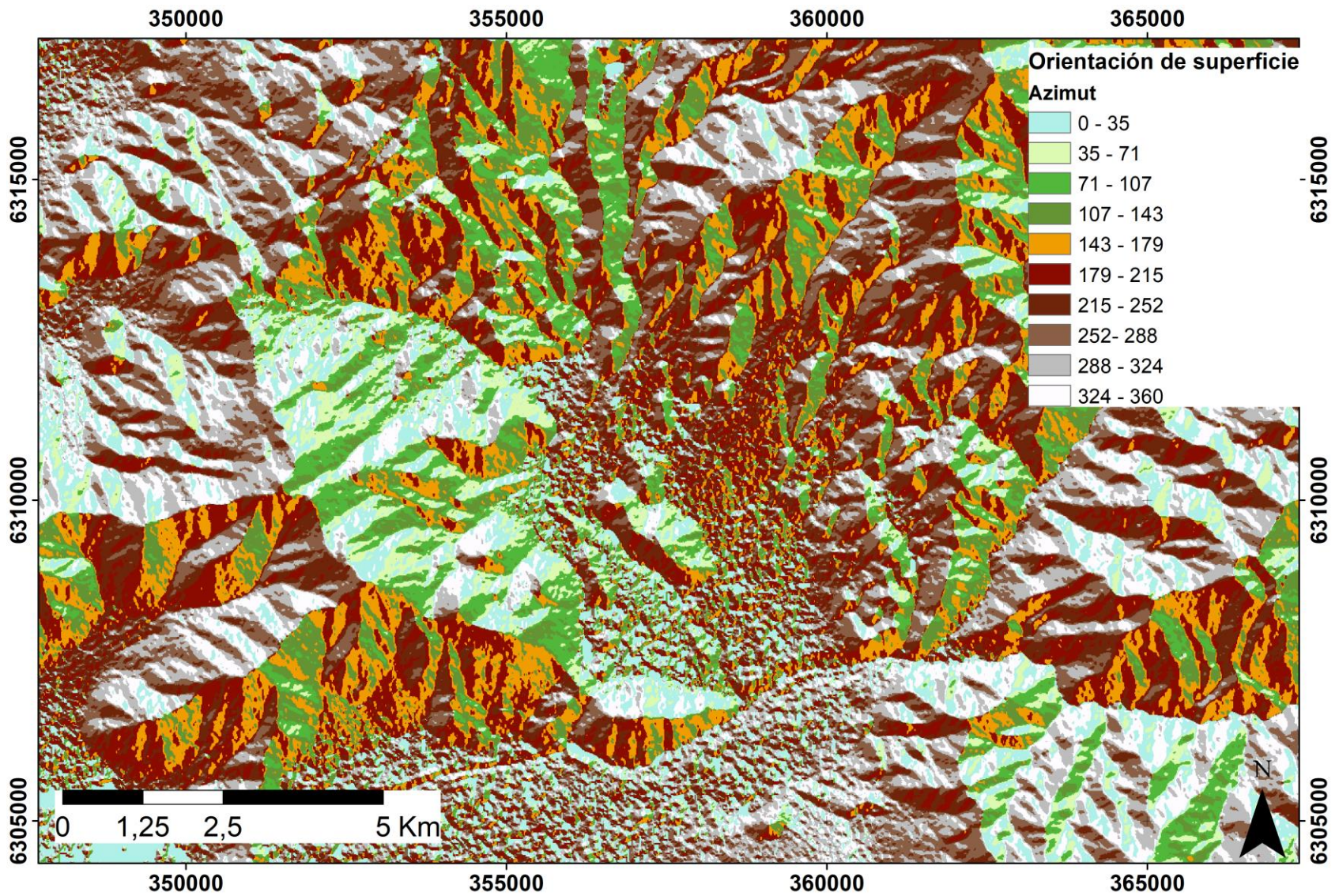


Figura 12. Mapa de orientación de la superficie para el nororiente de Santiago.

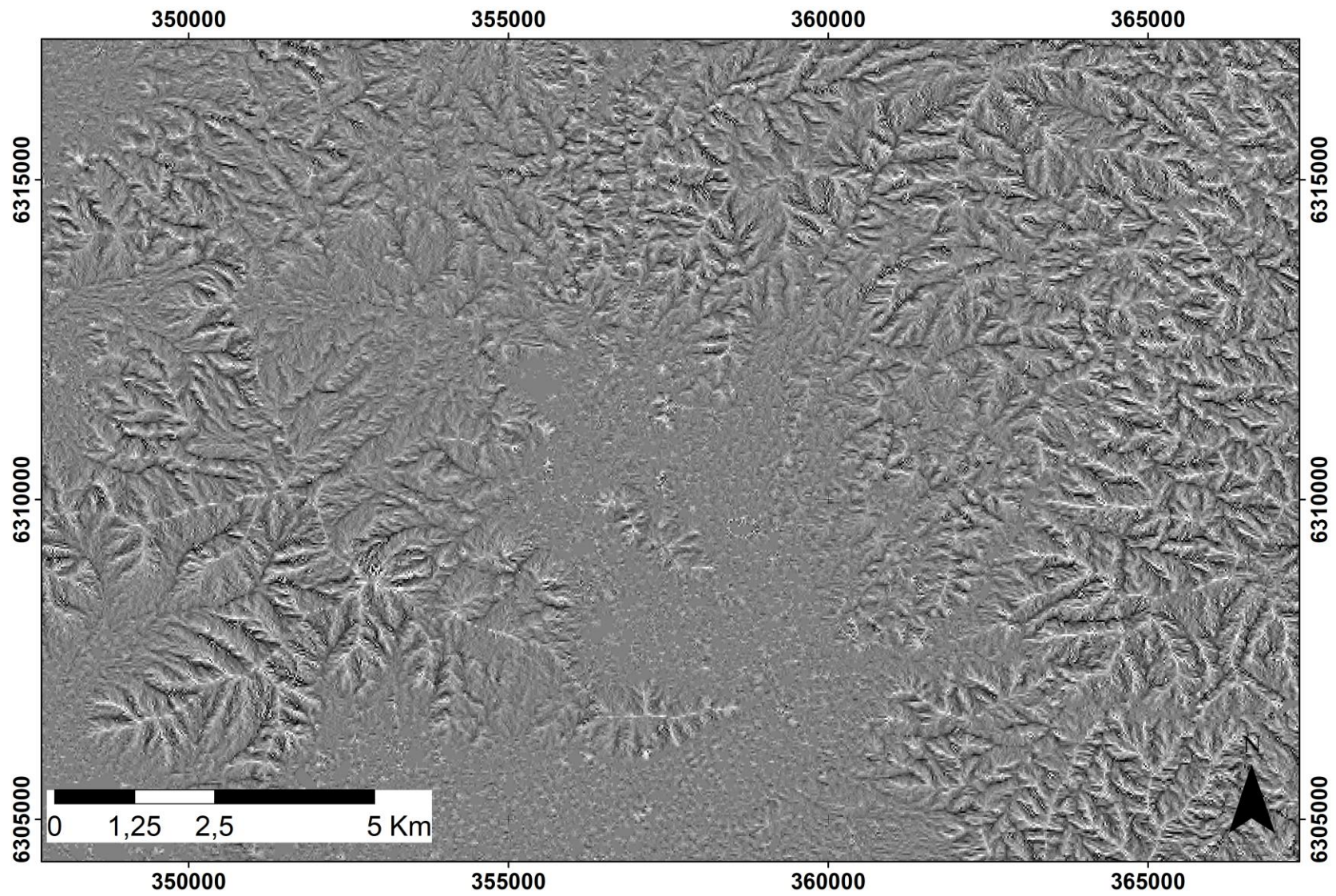


Figura 13. Mapa de curvatura horizontal a partir de DEM Aster para el nororiente de Santiago.

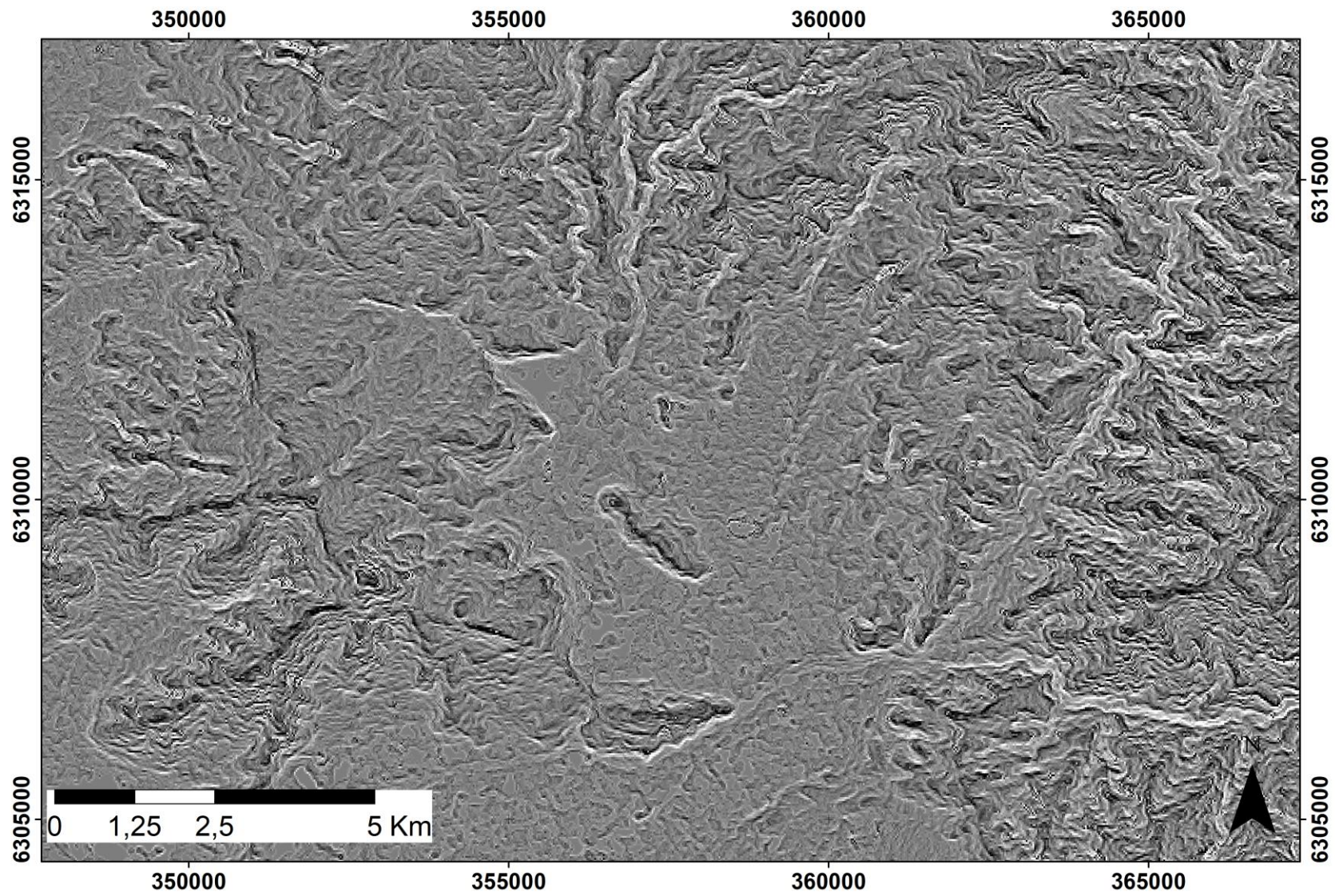


Figura 14. Mapa de curvatura vertical a partir de DEM Aster para el noroeste de Santiago.

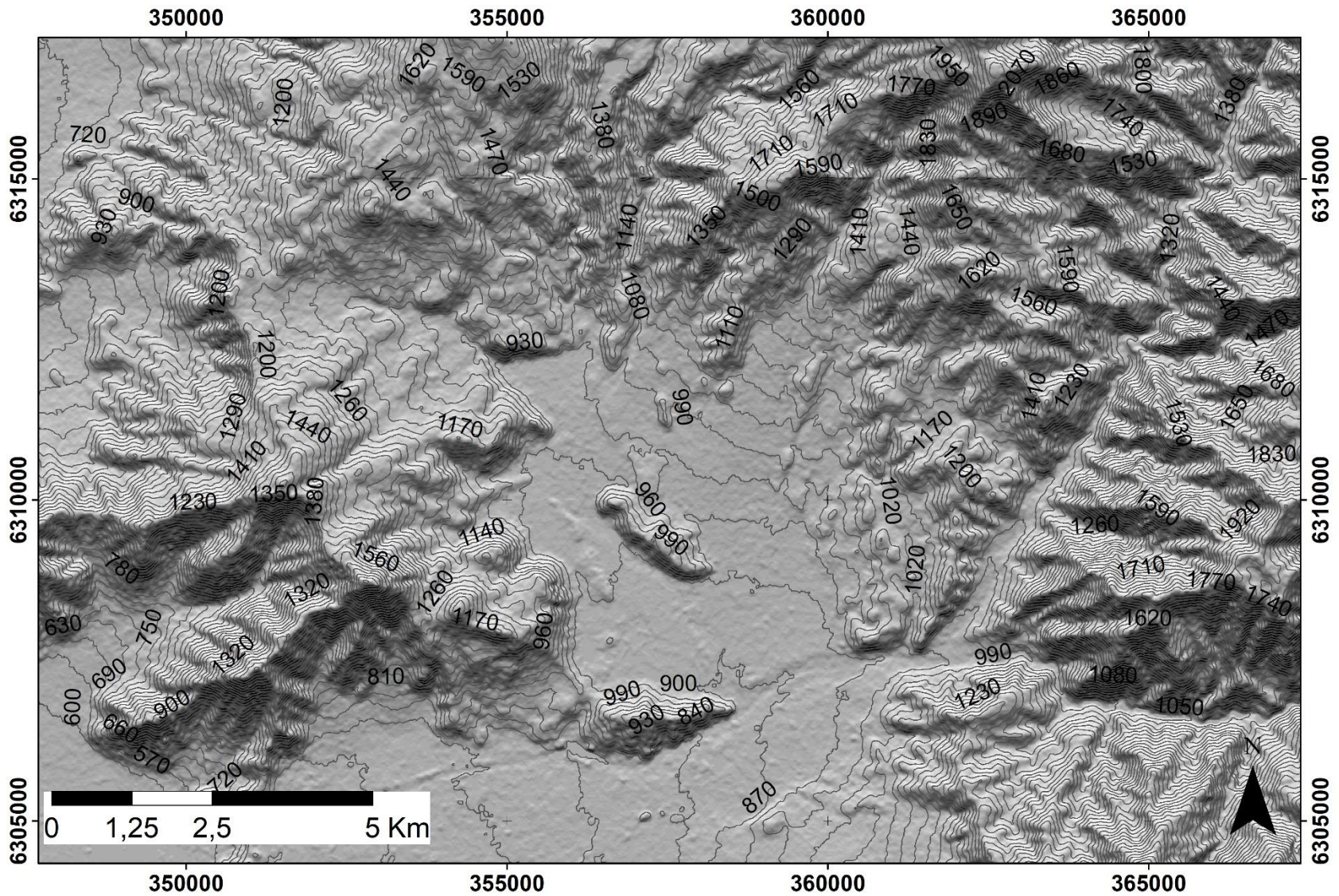


Figura 15. Mapa de sombreado con iluminación desde Az 355 con curvas de nivel cada 30 metros para el nororiente de Santiago.

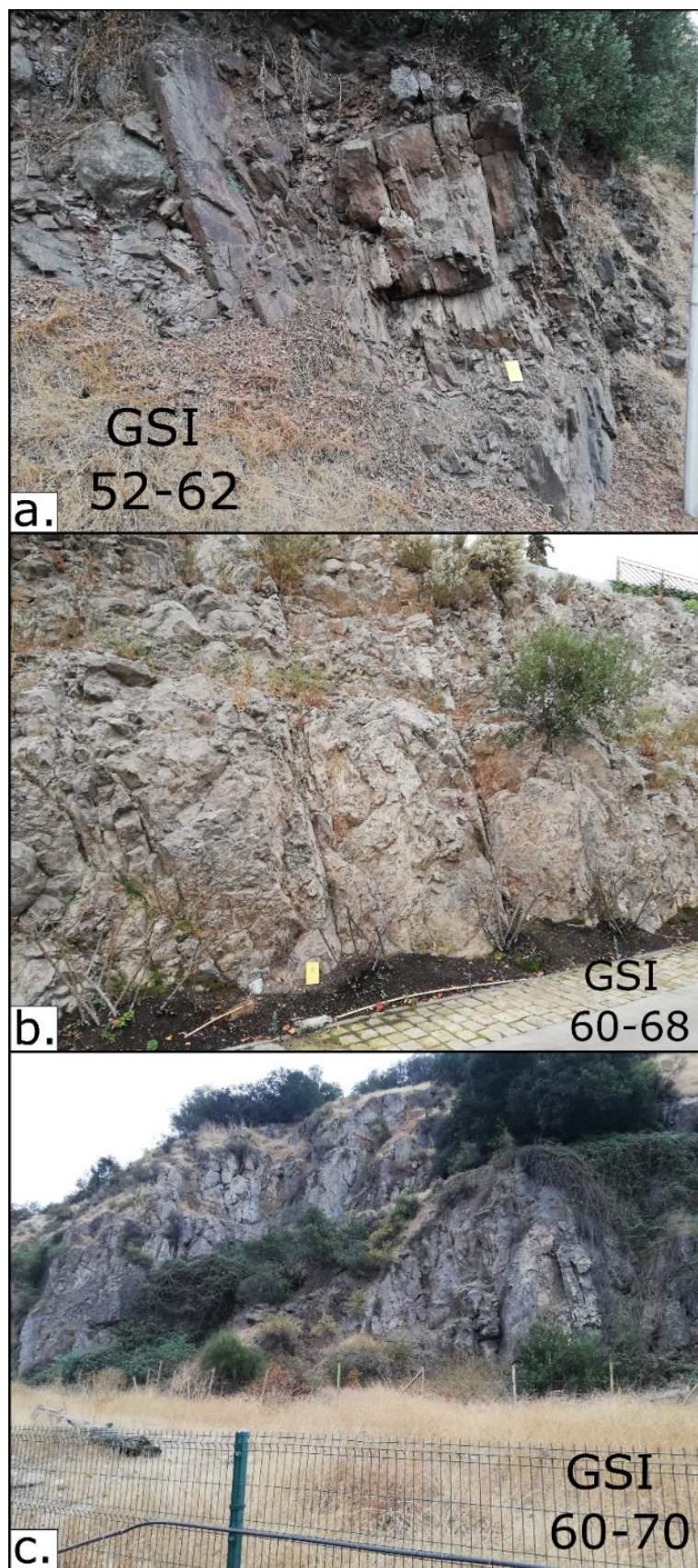


Figura 16. Afloramientos visitados en la zona nororiente de Vitacura cercano a los Co. Alvarado y Manquehuito. En la Tabla 1 de Anexos corresponden a: A) Punto 25; B) Punto 24; C) Punto 23.

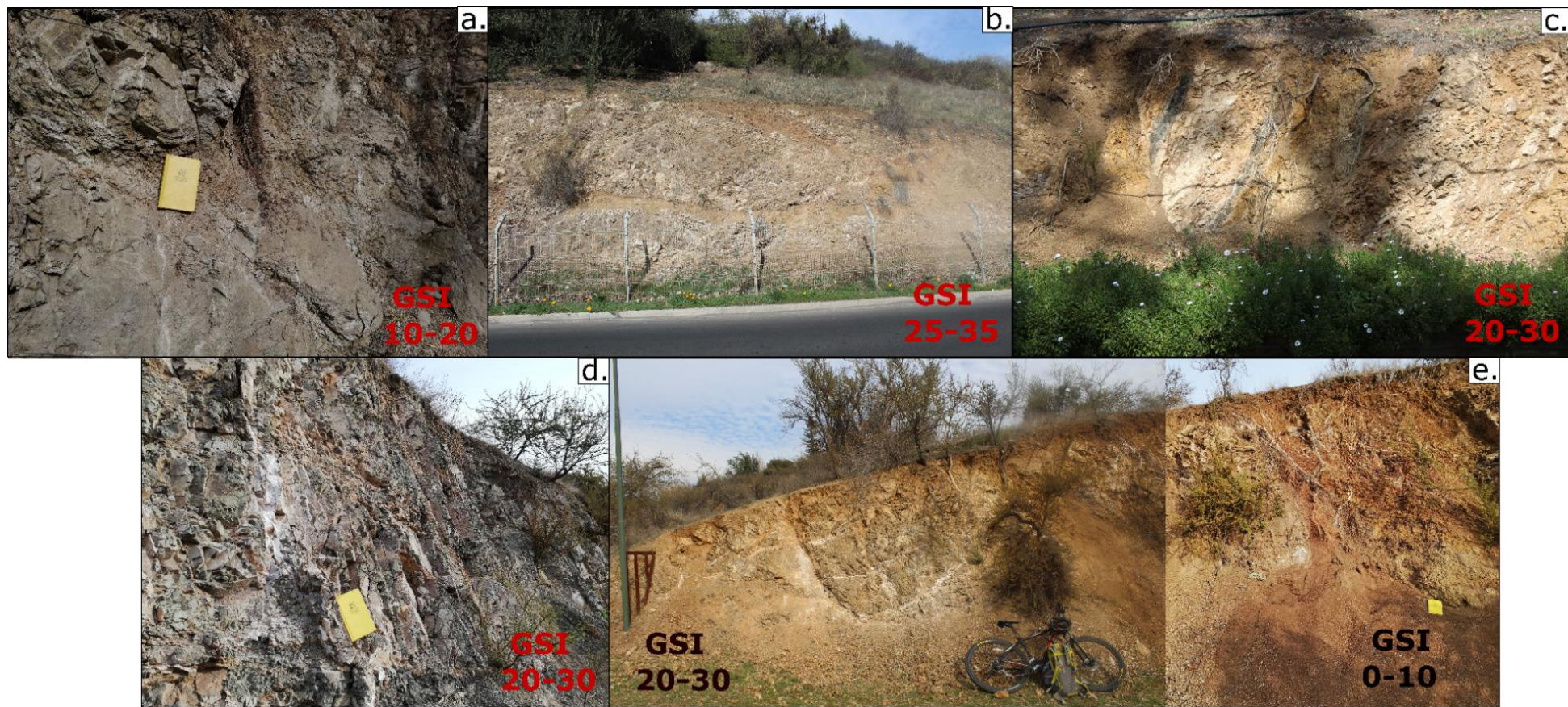
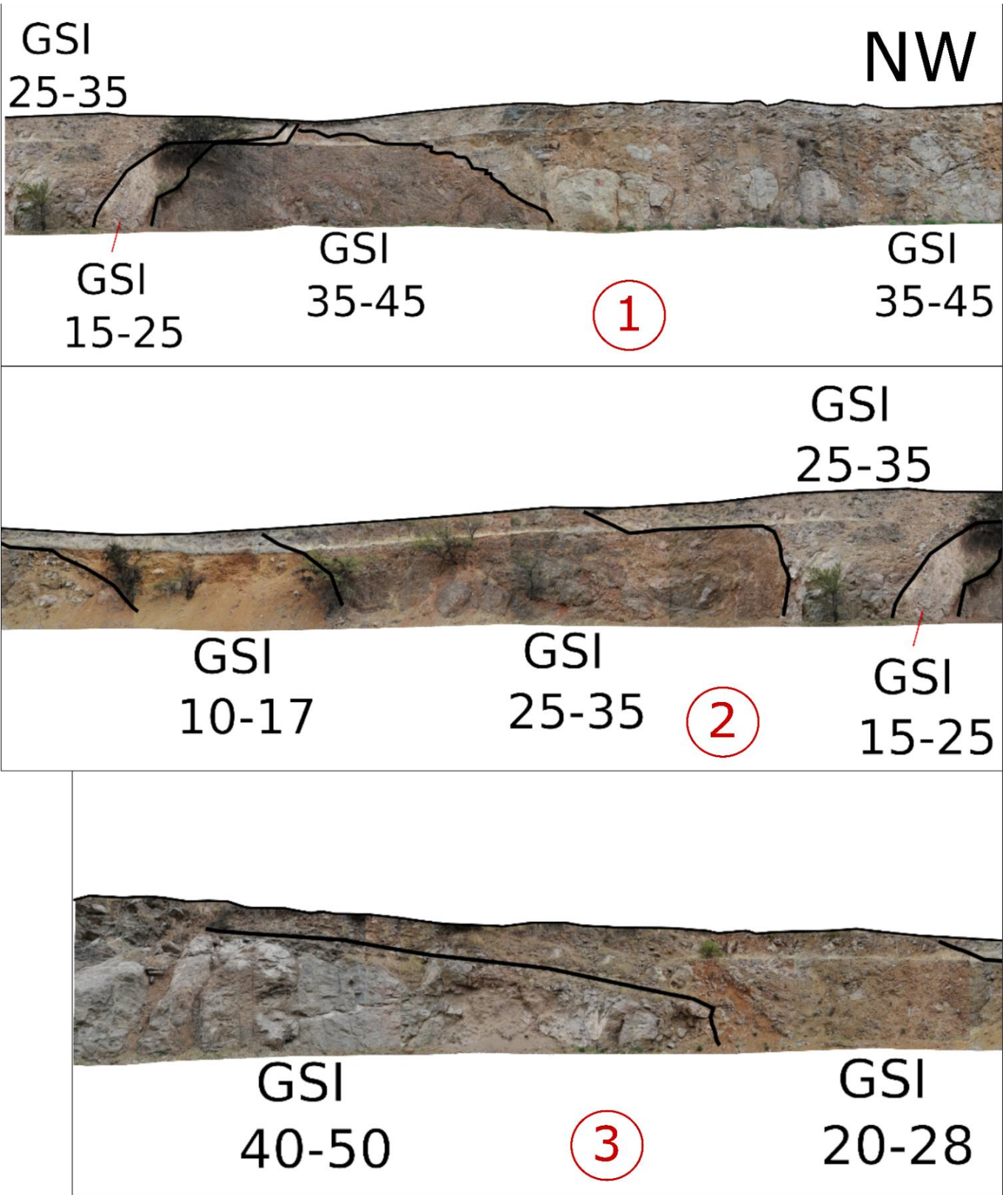


Figura 17. Afloramientos de los sitios visitados a través de la calle Charles Hamilton en San Carlos de Apoquindo (Zona de falla 4). En la Tabla 1 de Anexos corresponden a: A) Punto 31; b) Punto 35; c) Punto 36; d) Punto 32; e) Punto 33.





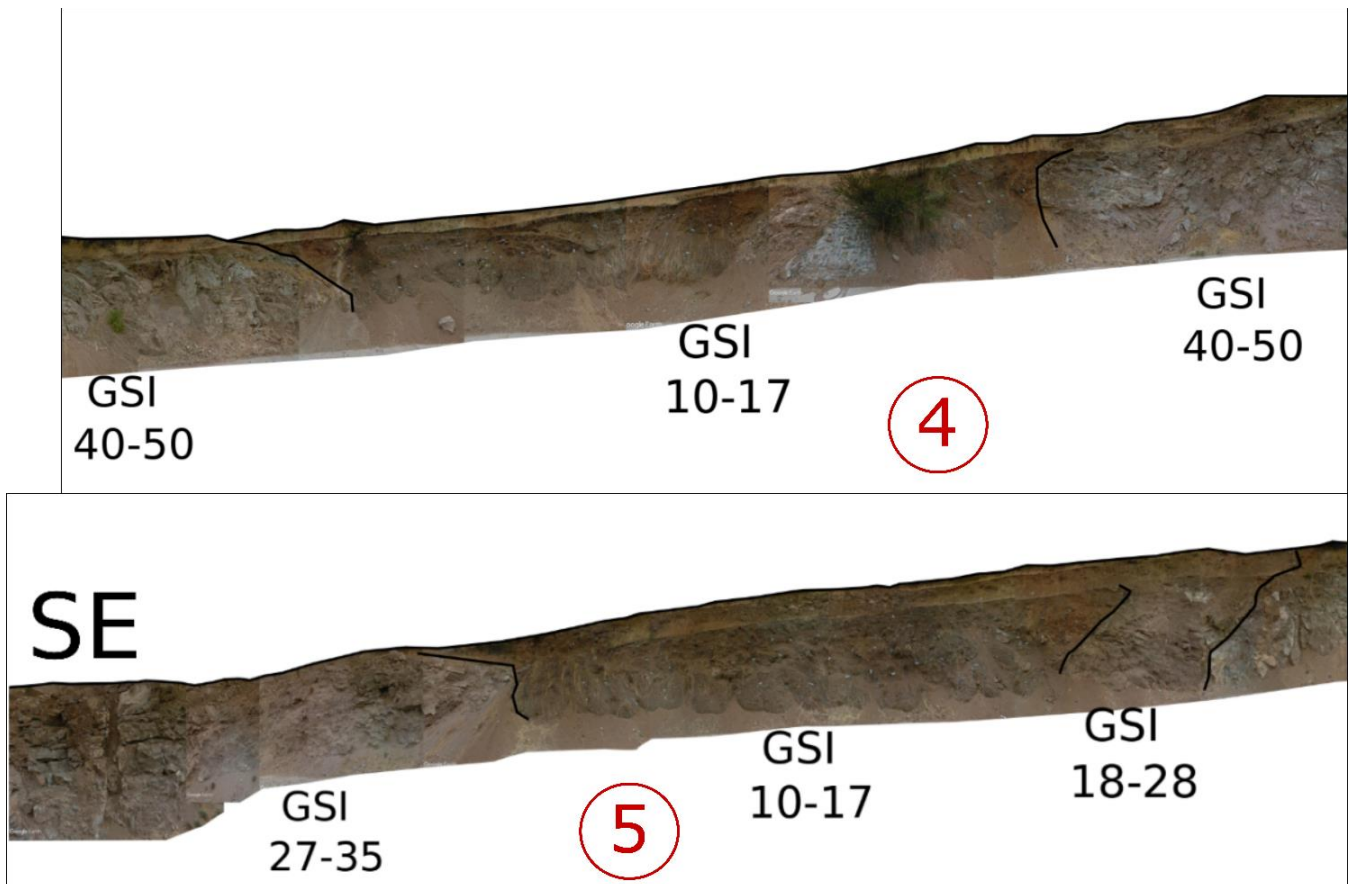


Figura 18. Fotomosaico de la Zona de falla 1 que muestra de NW (con número 1 en rojo) a SE (con número 5 en rojo) los diferentes valores de GSI obtenidos para cada macizo presente. En la Tabla 1 de Anexos corresponden de NW a SE a los Puntos desde el 7 al 20 según cada valor de GSI diferente.

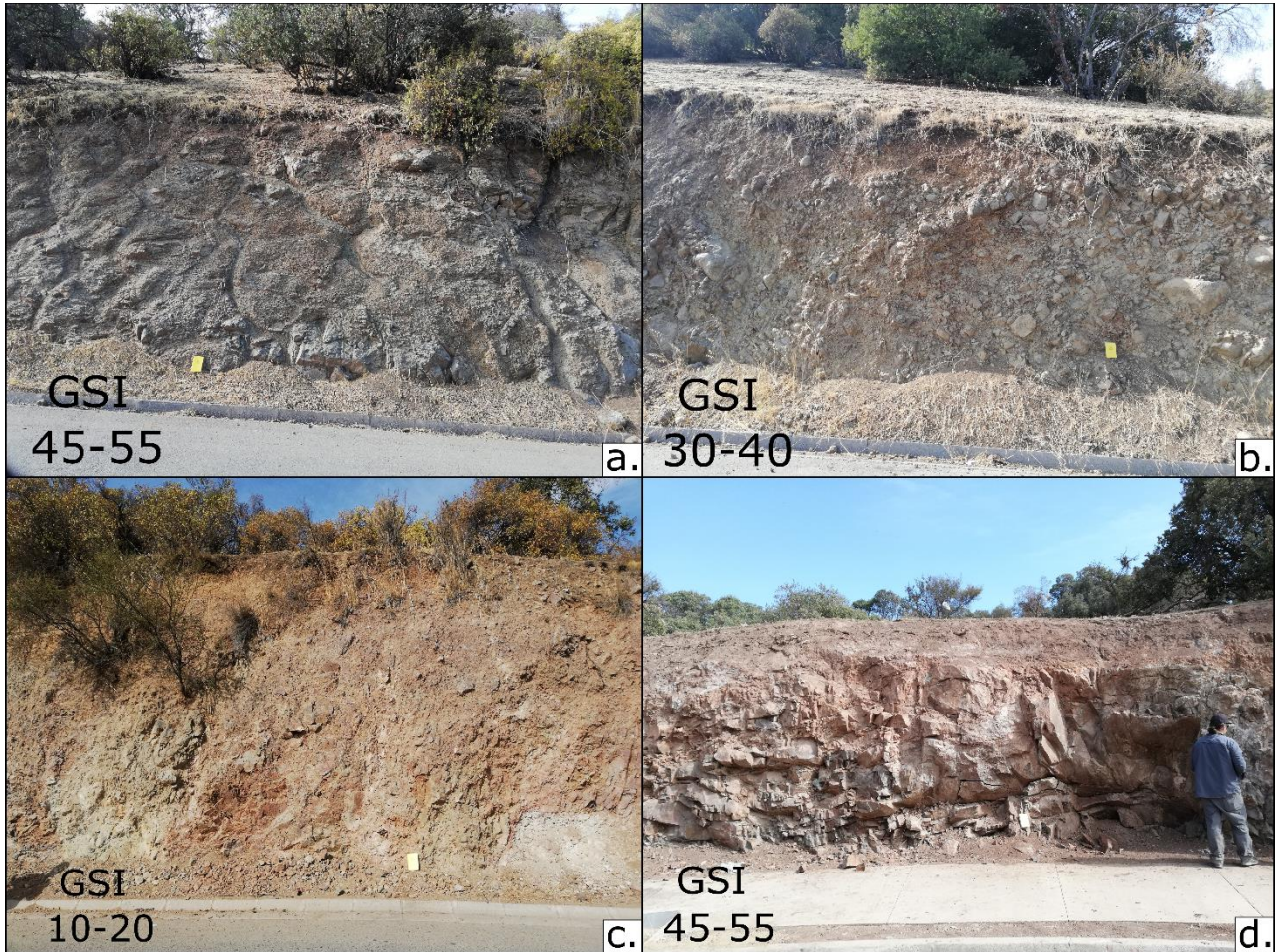


Figura 19. (a – c). Puntos 3, 4 y 5 de la Tabla 1 de Anexos, respectivamente. Afloramientos visitados a través del camino que sube hacia la Hacienda Santa Martina en Lo Barnechea. d) Punto 6. Afloramiento de la Zona de falla 3 en la calle Los Litres.

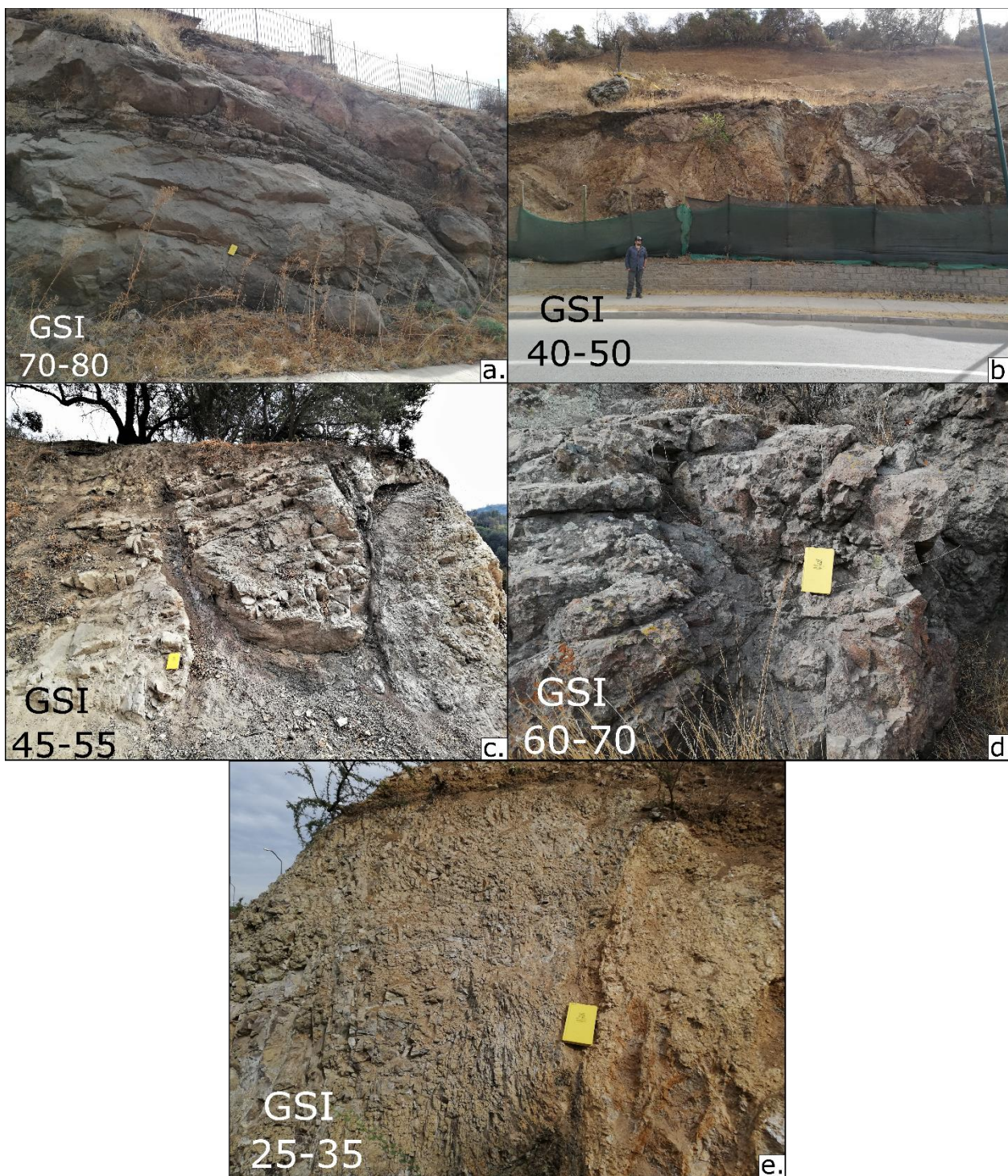


Figura 20. Afloramientos visitados entre la ladera norte del Co. Manquehuito y el Co. Del Medio. En la Tabla 1 de Anexos corresponden a: a) Punto 27; b) Punto 28; c) Punto 29; d) Punto 30; e) Punto 26.

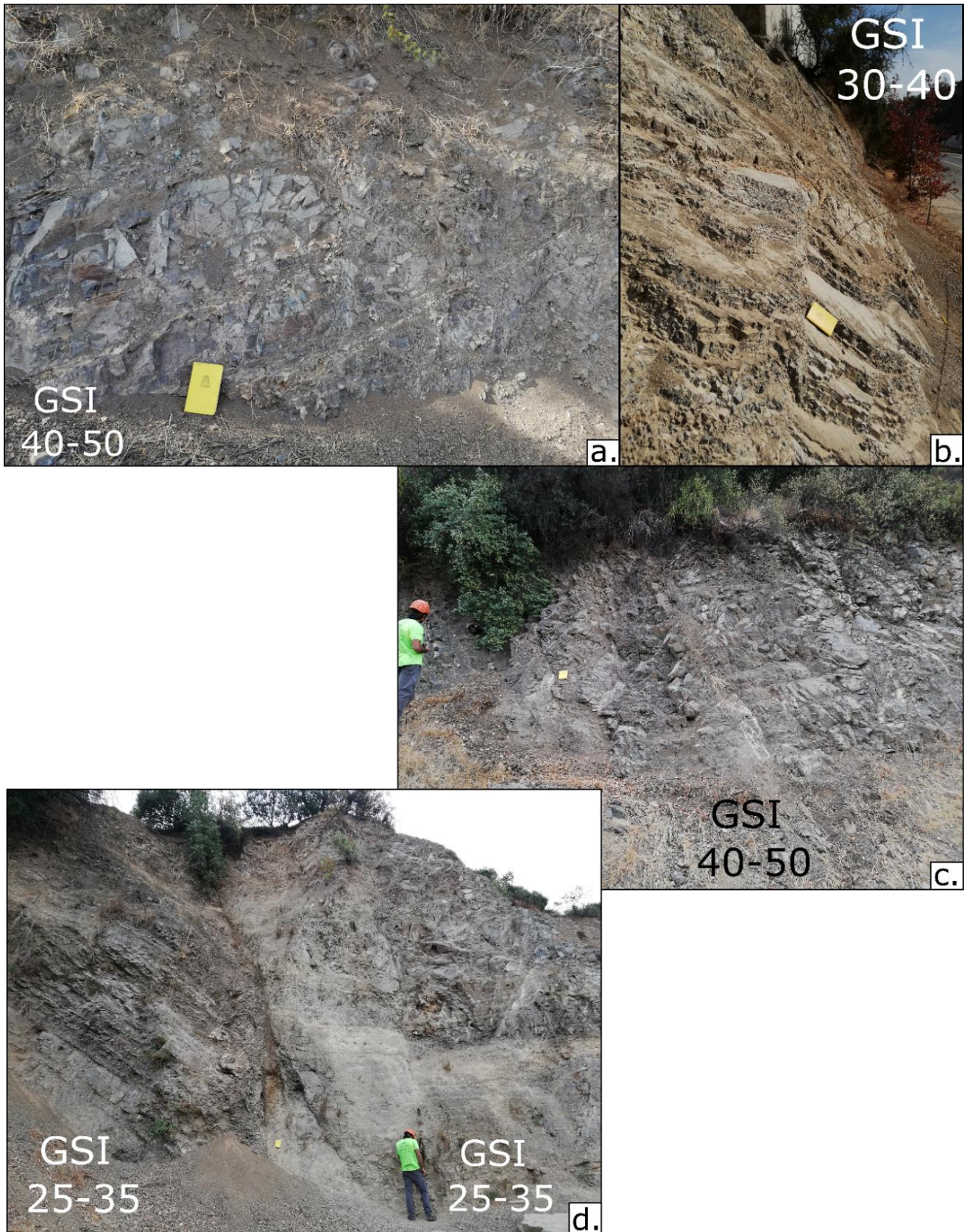


Figura 21. Afloramientos observados en el sector oriente de Lo Barnechea. La Figura d. muestra el GSI en la Zona de falla 2. En la Tabla 1 de Anexos corresponden a: a) Punto 2; b) Punto 1; c) Punto 22; d) Punto 21.1 y 21.2.

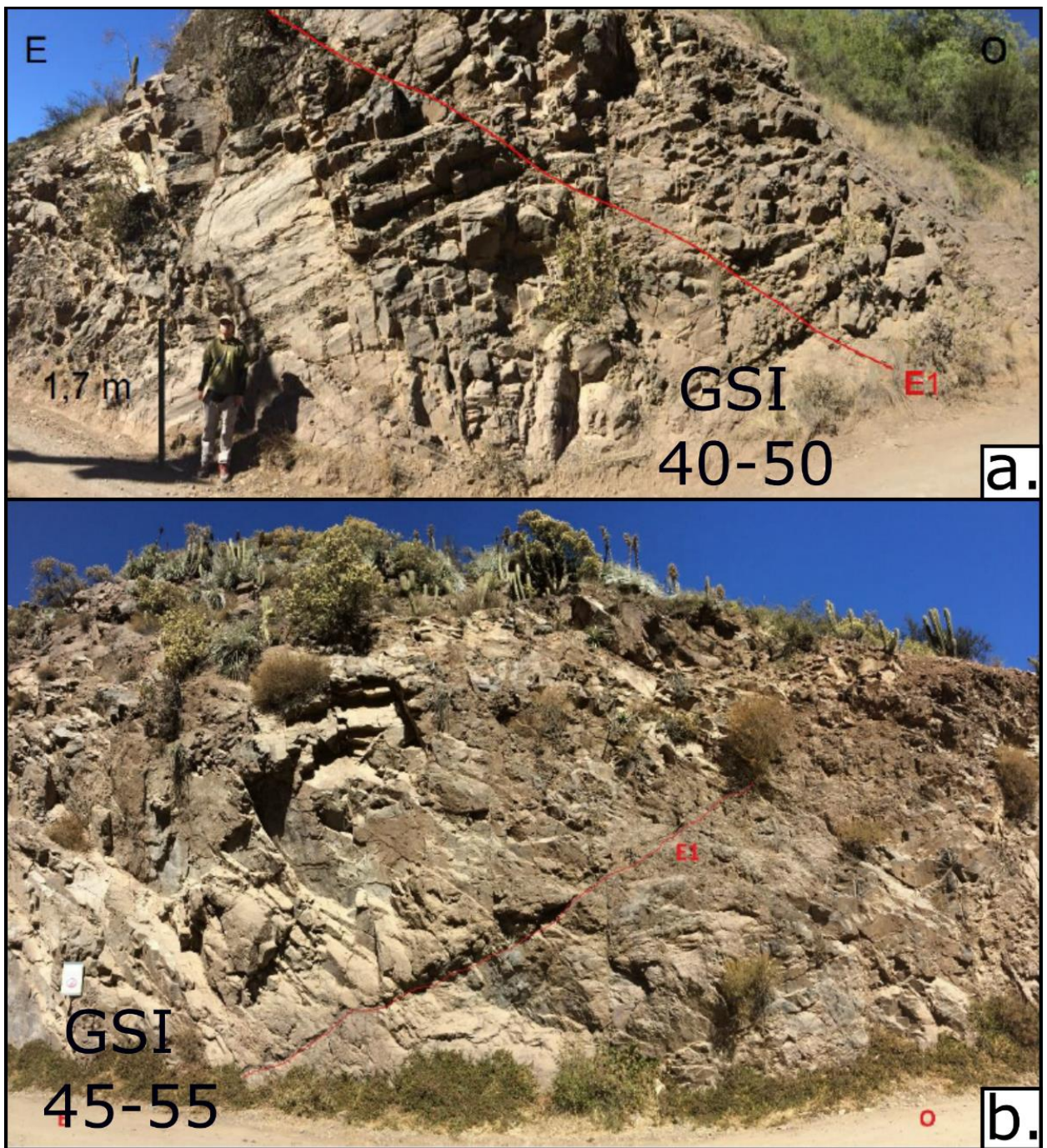


Figura 22. Afloramientos visitados en la entrada del valle del Mapocho en 2017 como parte del curso Proyecto I. Las estructuras marcadas con líneas rojas en las figuras no tienen mayor relevancia en este trabajo. En la Tabla 1 de Anexos corresponden a: a) Punto 41; b) Punto 42.

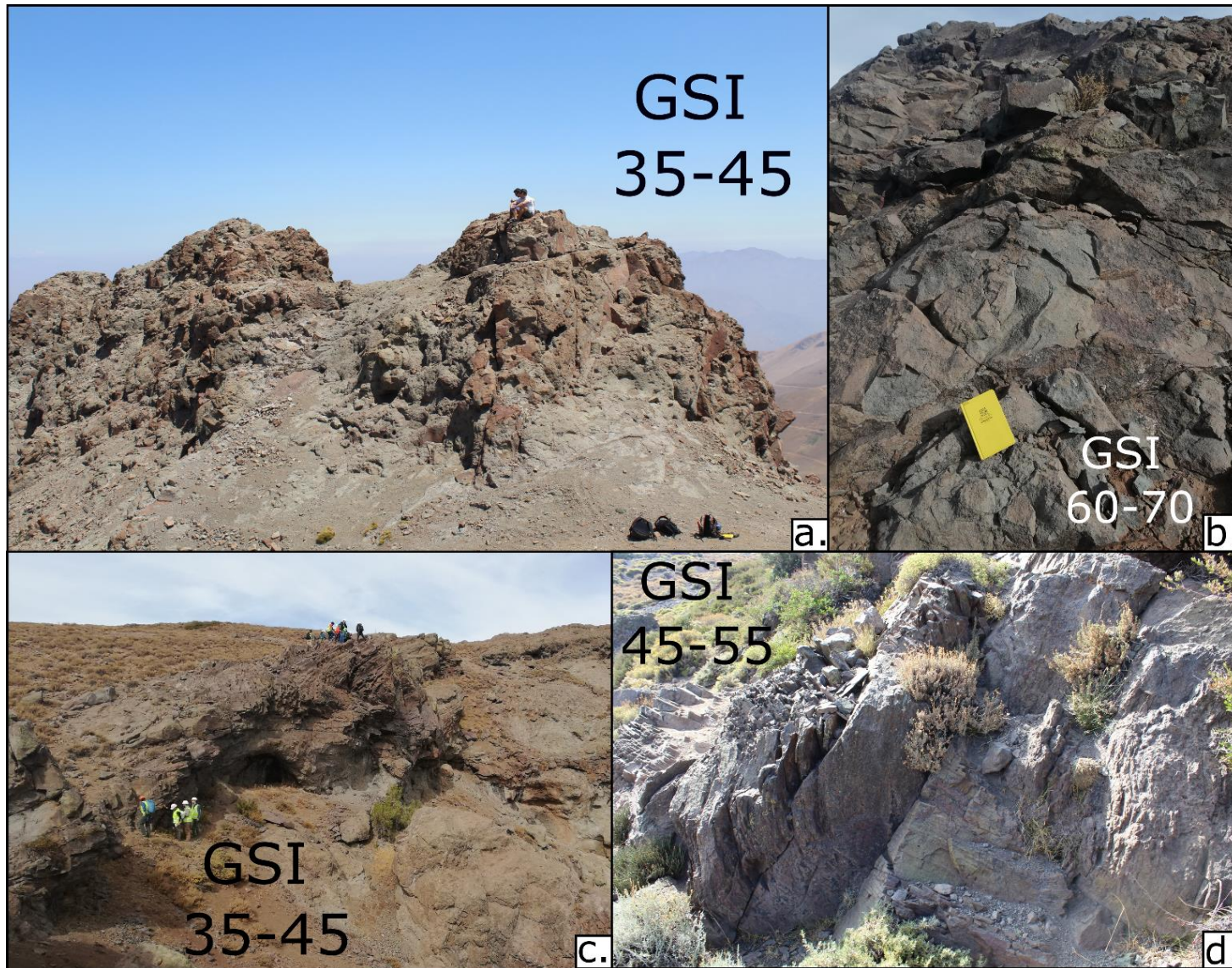


Figura 23. Afloramientos visitados en el sector de Farellones y Valle Nevado. a. Cerro Tres Cruces en el centro de Ski Valle Nevado. b y c. Sector del Plateau de Farellones. d. Sector del Parque Yerba Loca. En la Tabla 1 de Anexos corresponden a: a) Punto 40; b) Punto 37; c) Punto 39; d) Punto 38.

**Tabla 1. Tabla del Geological Strength Index (GSI) con datos de ubicación de afloramientos, parámetros, resultados, validez, litología afectada y formación a la que se relaciona el macizo rocoso.**

Punto	mE	mS	Estructura	Condición de superficies	GSI	Validez cuantitativa (35<GSI<75) y cualitativa del GSI	Litología	Formación
<b>Nororiente de Santiago</b>								
1	360550	6310405	Type VIII	Fair	30-40	Ambas	Intercalación sedimentaria	Abanico
2	360448	6309496	Very blocky	Fair	40-50	Ambas	Andesita	Abanico
3	356606	6313128	Blocky - Very blocky	fair	45-55	Ambas	Andesita	Abanico
4	356546	6312734	Disturbed - Disintegrated	Fair	30-40	Ambas	Andesita	Abanico
5	356535	6312692	Disintegrated	Poor - Very poor	oct-20	Cuantitativa NO; Cualitativa SI	Andesita	Abanico
6	355492	6312598	Blocky	Fair - poor	45-55	Ambas	Andesita	Abanico
7	354616	6312169	Very blocky	Fair - poor	35-45	Ambas	Andesita	Abanico
8	354634	6312139	Very blocky	Fair - poor	35-45	Ambas	Toba	Abanico
9 (Núcleo de falla)	354643	6312125	Disturbed	Very poor	15-25	Cuantitativa NO; Cualitativa SI	Brecha de falla	Abanico
10	354645	6312121	Disturbed	Poor	25-35	Cuantitativa NO; Cualitativa SI	Andesita	Abanico
11	354653	6312111	Disturbed	Poor	25-35	Cuantitativa NO; Cualitativa SI	Toba	Abanico
12	354664	6312095	Disintegrated	Very poor	10-17	Cuantitativa NO; Cualitativa SI	Zona molida	Abanico
13	354681	6312077	Disturbed - Disintegrated	Poor	20-28	Cuantitativa NO; Cualitativa SI	Andesita	Abanico
14	354706	6312060	Blocky - Very blocky	Fair - poor	40-50	Ambas	Andesita	Abanico
15	354756	6311967	Blocky - Very blocky	Fair - poor	40-50	Ambas	Andesita	Abanico
16	354765	6311926	Disintegrated	Very poor	10-17	Cuantitativa NO; Cualitativa SI	Zona molida	Abanico
17	354783	6311899	Blocky - Very blocky	Fair - poor	40-50	Ambas	Toba	Abanico
18	354792	6311890	Disturbed	Very poor - Poor	18-28	Cuantitativa NO; Cualitativa SI	Dique andesítico	Abanico
19	354813	6311876	Disintegrated	Very poor	10-17	Cuantitativa NO; Cualitativa SI	Zona molida	Abanico
20	354858	6311867	Very blocky - Disturbed	Poor	27-35	Cuantitativa NO; Cualitativa SI	Andesita	Abanico
21.1	362414	6309105	Type VIII	Poor	25-35	Cuantitativa NO; Cualitativa SI	Secuencias sedimentarias o volcanosedimentarias	Abanico
21.2	362414	6309105	Type VIII	Poor	25-35	Cuantitativa NO; Cualitativa SI	Secuencias sedimentarias o volcanosedimentarias	Abanico

22	363016	6309974	Very blocky	Fair	40-50	Ambas	No reconocida	Abanico
23	357285	6305997	Blocky	Good	70-60	Estimación visual	No reconocida	Abanico
24	356390	6306532	Blocky - Very blocky	Good	68-60	Ambas	Andesita	Abanico
25	354653	6307471	Blocky - Very blocky	Good	62-52	Ambas	Andesita	Abanico
26	356388	6309151	Type VII - VIII	Fair - poor	35-25	Cuantitativa NO; Cualitativa SI	Secuencia sedimentaria fina	Abanico
27	354461	6309616	Massive - blocky	Good	80-70	Ambas	Toba	Abanico
28	354313	6309530	Blocky	Poor	40-50	Estimación visual	No reconocida	Abanico
29	353938	6309455	Very blocky	Fair	45-55	Ambas	Lava o subvolcánico porfírico	Abanico
30	357577	6309028	Blocky	Good	70-60	Ambas	Andesita	Abanico
31	358727	6304979	Disturbed - Disintegrated	Very poor	20-10	Cuantitativa NO; Cualitativa SI	Volcánica no reconocida	Abanico
32	359935	6305741	Disturbed	Poor	30-20	Cuantitativa NO; Cualitativa SI	Secuencias sedimentarias arena-limo	Abanico
33	360070	6305773	Disturbed	Poor	30-20	Cuantitativa NO; Cualitativa SI	Secuencia sedimentaria fina	Abanico
34	360714	6305854	Very blocky	Good	50-60	Ambas	Andesita	Abanico
35	359173	6305313	Very blocky - Disturbed	Poor	25-35	Cuantitativa NO; Cualitativa SI	No reconocida	Abanico
36	359566	6305529	Disturbed - Disintegrated	Poor	20-30	Cuantitativa NO; Cualitativa SI	No reconocida	Abanico
<b>Farellones - Valle Nevado</b>								
37	378014	6308241	Blocky	Good	60-70	Ambas	Andesita	Farellones
38	377777	6311869	Blocky	Fair - poor	45-55	Ambas	Andesita	Farellones
39	378437	6307496	Very blocky	Fair - poor	35-45	Ambas	Toba	Farellones
40	385410	6312356	Very blocky	Fair - poor	35-45	Ambas	Toba cristalina	Farellones
<b>Entrada valle Mapocho. Proyecto I (2017)</b>								
41	365031	6306590	Type V	Fair	40-50	Estimación visual	Secuencias sedimentarias	Abanico
42	365955	6306387	Blocky - Very blocky	Fair	45-55	Estimación visual	Volcánica no reconocida	Abanico