



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

**EVALUACIÓN NEOTECTÓNICA DE POTENCIALES FALLAS ACTIVAS
EN LA SERENA – COQUIMBO (~29° 50'S)**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MARTÍN ALBERTO MÉNDEZ AROS

PROFESOR GUÍA

GABRIEL VARGAS EASTON

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

JOSÉ GONZÁLEZ ALFARO

SOFÍA REBOLLEDO LEMUS

SERGIO RUIZ TAPIA

SANTIAGO DE CHILE

2019

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE GEÓLOGO

POR: Martín Alberto Méndez Aros

FECHA: 09/09/2019

PROFESOR GUÍA: Gabriel Vargas Easton

**EVALUACIÓN NEOTECTÓNICA DE POTENCIALES FALLAS ACTIVAS EN LA
SERENA – COQUIMBO (~29° 50'S)**

El área de La Serena-Coquimbo se encuentra ubicada al interior de la Cordillera de la Costa, específicamente en su porción más occidental en lo que corresponde al antearco externo. Aquí ha sido reconocido el Sistema de Fallas Romeral (SFR) que se define como el segmento sur del Sistema de Fallas de Atacama (SFA), para el que se registra un último evento de actividad a una edad cercana a los 100 Ma. Es preciso señalar, que la reciente ocurrencia de sismicidad cortical ha motivado a realizar un estudio neotectónico de la zona, mediante análisis tanto geomorfológico como estructural, con el fin de determinar si existe actividad tectónica reciente asociada a este sistema de fallas.

En primer lugar, se reconoce la existencia de zonas de falla en rocas cataclásticas que corresponden a fallas tipo R y P en un modelo de Riedel respecto a un plano principal M del SFR de orientación N-S. Mediante criterios de Riedel en salbanda, se han determinado dos cinemáticas conjugadas para las estructuras siendo ambas del tipo sinistral normal, con vectores de máxima dirección de esfuerzos σ_1 de direcciones N18°O y N32°O. A continuación, el estudio de rasgos geomorfológicos se divide entre: unidades geomorfológicas, patrones de redes de drenaje y análisis de *knickpoints*. Se reconoce que en las unidades geomorfológicas no se observan indicios de actividad neotectónica afectándoles, a la escala de trabajo utilizada. Más adelante, se registra que las redes de drenaje de las cuencas del área presentan patrones predominantemente dendríticos con desarrollos locales de tipo rectangular y paralelo. Adicionalmente, se observan deflexiones dextrales de las redes de drenaje aledañas a la traza definida para el SFR. Finalmente, se registran 79 *knickpoints* a lo largo de todas las cuencas de la zona, con un arreglo preferencial de estos en las cercanías del SFR definiéndose la *Knickzone* Romeral.

En consecuencia, a partir de la única edad de deformación disponible (~100 Ma), se sostiene que las máximas direcciones de esfuerzos σ_1 de las estructuras de cinemática conjugada sinistral normal se relacionarían con el vector de convergencia oblicua que dominaba el área entre fines del Cretácico Temprano e inicios del Cretácico Superior. Esto pues los datos paleomagnéticos no permiten sostener rotaciones horarias de bloques tectónicos, así como también, la inexistencia de edades para la salbanda en estudio para acotar temporalmente la actividad de las estructuras. Sin embargo, de sostenerse que las cinemáticas responden a esfuerzos propios de un contexto geodinámico actual, estas se relacionarían a dinámicas intrínsecas del antearco externo. Por otra parte, el análisis de rasgos geomorfológicos permite sostener que las unidades geomorfológicas no han sido afectadas por actividad neotectónica, al menos desde el Pleistoceno Medio. Sin embargo, el análisis de patrones de redes de drenaje, junto con la ocurrencia de deflexiones dextrales y la presencia de *Knickzone* Romeral, permiten sugerir un control estructural sobre las redes de drenaje en el Pleistoceno.

A modo de síntesis general, este trabajo permite sostener la existencia de actividad neotectónica registrada únicamente en las redes de drenaje, mientras que preliminarmente, las estructuras preservarían una cinemática heredada que no se correlacionaría con el campo de esfuerzos actual entre las placas de Nazca y Sudamericana.

Para la Verito

“En claro no saqué muchas cosas. El nombre del grupo de alguna manera es una broma y de alguna manera es algo completamente en serio.” – Detectives Salvajes, Roberto Bolaño.

AGRADECIMIENTOS

Gracias le doy a mi familia por todo el cariño que me han dado durante estos años y por permitirme aprender de ellas y ellos; en especial a mi incansable madre, guerrera y máxima referente de mi vida. A mis hermanxs: Gabi, mi segunda madre; el Memo, mi panita; la bea: mi compita. También a todas mis tías, tíos y primxs, por darme siempre un lugar en sus corazones y sus hogares. Gracias a todxs los que son mi familia por hacerme viajar a los rincones más profundos.

Quisiera también agradecer al profe Gabriel por creer en mí y darme la oportunidad de trabajar bajo su tutela, al Pepe por apañarme, guiarme y pelar el cable conmigo, al Sergio por la buena onda y disposición y a la profe Sofía por sus buenos consejos. Agradecer también a las personas que me regalaron su tiempo para comentar el trabajo como el Benja, Claudio, Seba H, Pía, Rodrigo y Pájaro.

Este trabajo no hubiese llegado a puerto sin las sabias y cariñosas palabras también abrazos de la Blanca, de la Rosita, la Weli, la tía Mariela, el Moise y la Vero: Los mejores espacios se erigen en nuestras palabras. Agradecer también a mis amigxs de geología: La Arrocito que sin ella no llegaba aquí; al Negrito, la Estefi, Fer, el Maxi, Mardel, Martín, Nico, Gene, Panchito, Foncho, Richi, Basti, Rochi y Ale, muchas gracias por todo lo que me han enseñado. También quisiera agradecer a todas las tías de la Upopular por enseñarme de la vida, las llevaré siempre en mi corazón.

Agradecer también a mis amigxs del imaginario colectivo, en especial a la Vía Láctea: Pelao, Alfonso, Alan, Pablito, RR, Pipe, Leca y la cabrita; al Nico, al Gabito, a la Tanya, al Chino, a la Coni y a la Isa. Muchas gracias a todxs ustedes por quererme, enseñarme, achillarme y apañarme siempre que les he necesitado en mí caminar.

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Formulación del problema	1
1.2 Hipótesis de trabajo.....	2
1.3 Objetivos	2
1.3.1 Objetivos generales	2
1.3.2 Objetivos específicos.....	2
1.4 Ubicación y vías de acceso	3
1.5 Metodología	4
1.5.1 Trabajo de gabinete	4
1.5.2 Trabajo de terreno.....	4
2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	6
2.1 Marco Morfotectónico	6
2.2 Marco Geológico	7
2.2.1 Rocas Estratificadas	9
2.2.2 Rocas Intrusivas (Emparan y Pineda, 2000; 2006)	13
2.3 Marco Estructural.....	14
2.4 Marco Geomorfológico.....	15
3. RESULTADOS	17
3.1 Geología Estructural	17
3.1.1 Orientaciones Estructurales.....	17
3.1.2 Rasgos Estructurales de las fallas observadas.....	19
3.1.3 Cinemática conjugada de estructuras	41
3.1.4 Diaclasas y familia de polos - Familias de 1er y 2do orden.....	43
3.2 Rasgos Geomorfológicos	47
3.2.1 Unidades Geomorfológicas	47
3.2.2 Análisis de cuencas y patrones de redes de drenaje	56
3.2.3 <i>Knickpoints</i>	71
4. DISCUSIONES	74
4.1 Rasgos Estructurales de las fallas observadas	74
4.1.1 Interpretación de cinemática de estructuras y tensores	74
4.2 Rasgos Geomorfológicos	78
4.2.1 Unidades Geomorfológicas	78

4.2.2	Análisis de redes de drenaje cuencas.....	82
4.2.3	Análisis de <i>Knickpoints</i>	90
4.3	Sismicidad.....	92
5.	CONCLUSIONES	96
6.	BIBLIOGRAFÍA.....	98
7.	ANEXOS.....	105

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de ubicación y accesos de la zona de estudio enmarcada en rojo (Modificado de cartas camineras 2016, Dirección de Vialidad – MOP).	3
Figura 2. Configuración tectónica del a) Cretácico Superior, b) Cretácico Superior a Mioceno tardío, c) Mioceno tardío al presente, d) Tasa de convergencia entre las placas de Farallón (Nazca) y Sudamericana. Tomado de Charrier <i>et al.</i> (2007).	6
Figura 3. Ubicación del segmento de <i>flat-slab</i> pampeano en los Andes Centrales de Chile y Argentina con contornos de profundidad del slab oceánico y segmentación morfoestructural del área. Tomado de Charrier <i>et al.</i> (2014).	7
Figura 4. Mapa geológico del área de estudio modificado a partir de Mapa Chile 1:1.000.000, SERNAGEOMIN. Se ilustra la localidad de La Serena con estrella roja.	8
Figura 5. Dominios estructurales presentes en la zona de estudio. Tomado de Emparan y Pineda (2006).	15
Figura 6. Perfil longitudinal de las terrazas marinas en la parte sur de la bahía de Coquimbo. 1: Sustrato rocoso; 2: Areniscas del Mioceno medio-tardío de la Formación Coquimbo; 3: Depósitos de playa superficiales de las terrazas Serena I, Serena II, Herradura I y Herradura II; 4: Depósitos marinos Holocenos >2000 años AP; 5: Depósitos marinos Holocenos <2000 años AP. Tomado de Paskoff et al. (1995).	16
Figura 7. Mapa de lineamientos y posibles zonas de falla en el área de La Serena-Coquimbo... ..	18
Figura 8. Diagrama de Roseta de las principales orientaciones estructurales encontradas para el área de estudio.	19
Figura 9. (A) Fotografía de afloramiento D2P5. (B) Interpretación de fotografía correspondiente al afloramiento D2P5. Se observan en líneas negras los diaclasamientos preferenciales.	21
Figura 10. Principales diaclasas del afloramiento D2P5.	21
Figura 11. (A) Fotografía de afloramiento de estructuras E1D3P3 y E2D3P3. (B) Interpretación de fotografía correspondiente al afloramiento de las estructuras E1D3P3 y E2D3P3. Se observan en línea negra gruesa las estructuras E1D3P3 y E2D3P3, mientras que las otras líneas negras representan diaclasas preferenciales. Los círculos con puntos indican movimiento de bloque hacia dentro del plano de la fotografía, mientras que los círculos con una X indican movimiento hacia fuera del plano de la fotografía.	23
Figura 12. (A) (B) Fotografías de falla E1D3P3. (C) (D) Interpretación de fotografías correspondientes a falla E1D3P3. La flecha negra rellena en el plano de falla indica el sentido de	

movimiento del bloque ausente. Por otra parte, las líneas negras delgadas y subparalelas entre sí, representan estrías de falla en el plano de falla, en el cual además se observa desarrollo de una cuña de salbanda.....	24
Figura 13. (A) Fotografía con zoom de falla E1D3P3. (B) Interpretación de fotografía correspondiente a falla E1D3P3, se observan escalones (steps) y cuña de salbanda (assymetric elevations). Las estrías de falla son representadas en el plano mediante líneas negras delgadas subparalelas entre sí. La flecha negra rellena en el plano de falla indica el sentido de movimiento del bloque ausente.	25
Figura 14. (Izq) Cinemática propuesta de estructura E1D3P3. (Der) Principales diaclasas del afloramiento D3P3.....	26
Figura 15. (A) Fotografía de falla E2D3P3. (B) Interpretación de fotografía correspondiente a falla E2D3P3. Se observa desarrollo de estrías de falla en superficies escalonadas, siendo las estrías representadas por líneas negras subparalelas. La flecha negra rellena en el plano de falla indica el sentido de movimiento del bloque ausente.....	27
Figura 16. (Izq) Cinemática propuesta de estructura E2D3P3. (Der) Principales diaclasas del afloramiento D3P3.....	28
Figura 17. (A) Fotografía de afloramiento de estructura E1D4P4. (B) Interpretación de fotografía correspondiente al afloramiento de la estructura E1D4P4. Se observa, entre líneas negras gruesas, la estructura E1D4P4, mientras que las otras líneas negras representan diaclasas preferenciales. Los círculos con puntos indican movimiento de bloque hacia dentro del plano de la fotografía, mientras que los círculos con una X indican movimiento hacia fuera del plano de la fotografía.	29
Figura 18. (A) Fotografía de plano de falla de estructura E1D4P4. (B) Interpretación de fotografía correspondiente al plano de falla de la estructura E1D4P4 observándose sedimentos y óxidos de manganeso orientados. La flecha negra rellena en el plano de falla indica el sentido de movimiento del bloque ausente.	30
Figura 19. (A) Fotografía de plano de falla de estructura E1D4P4. (B) Interpretación de fotografía correspondiente al plano de falla de la estructura E1D4P4 observándose óxidos de manganeso orientados. La flecha negra rellena en el plano de falla indica el sentido de movimiento del bloque ausente.	31
Figura 20. (Izq) Cinemática propuesta de estructura E1D4P4. (Der) Principales diaclasas del afloramiento D4P4.....	32

Figura 21. (A) Fotografía de afloramiento de estructura E2D4P4. **(B)** Interpretación de fotografía correspondiente al afloramiento de la estructuras E2D4P4. Se observa, rodeada por líneas negras gruesas la estructura E2D4P4, mientras que las otras líneas negras representan diaclasas preferenciales. Los círculos con puntos indican movimiento de bloque hacia dentro del plano de la fotografía, mientras que los círculos con una X indican movimiento hacia fuera del plano de la fotografía. 33

Figura 22. (Izq) Cinemática propuesta de estructura E2D4P4. (Der) Principales diaclasas del afloramiento D4P4..... 34

Figura 23. (A) Fotografía de afloramiento de estructura E1D4P6. **(B)** Interpretación de fotografía correspondiente al afloramiento de las estructuras E1D4P6. Z1 y Z2 corresponden a las ubicaciones en el afloramiento de las Figuras 24 y 25 respectivamente. Se observa en línea negra gruesa el núcleo de la estructura E1D4P6, mientras que las otras líneas negras representan diaclasas preferenciales. Los círculos con puntos indican movimiento de bloque hacia dentro del plano de la fotografía, mientras que los círculos con una X indican movimiento hacia fuera del plano de la fotografía..... 35

Figura 24. (A) Fotografía del plano de falla de estructura E1D4P6. **(B)** Interpretación de fotografía correspondiente al plano de falla de estructura E1D4P6 observándose estrías de falla en salbanda representadas por líneas negras subparalelas. Z1 en Figura 23. La flecha negra rellena en el plano de falla indica el sentido de movimiento del bloque ausente..... 36

Figura 25. (A) Fotografía del plano de falla de estructura E1D4P6 **(B)** Interpretación de fotografía correspondiente al plano de falla de estructura E1D4P6 donde se interpretan criterios cinemáticos con acuñamiento de arcillas: cuñas de salbanda (asymmetric elevations) (Doblas, 1998). Z2 en Figura 23. La flecha negra rellena en el plano de falla indica el sentido de movimiento del bloque ausente. 36

Figura 26. (Izq) Cinemática propuesta de estructura E1D4P6. (Der) Principales diaclasas del afloramiento D4P6..... 37

Figura 27. (A) Fotografía de estructura E1D4P8 **(B)** Interpretación de fotografía correspondiente al afloramiento de la estructura E1D4P8. Las líneas negras subparalelas representan las estrías de falla presentes en el plano de falla, además de interpretarse cinemática a partir de presencia de escalón en el plano de falla (steps). La flecha negra rellena en el plano de falla indica el sentido de movimiento del bloque ausente. 37

Figura 28. Cinemática propuesta de estructura E1D4P8..... 38

Figura 29. Mapa de lineamientos y fallas del sector de Cerro Grande, La Serena, Chile. La traza del SFR se dispone a partir de la información entregada por Emparan y Pineda (2000).	39
Figura 30. Mapa de lineamientos y fallas del sector de El Peñón Norte, La Serena, Chile.	40
Figura 31. Cinemática y tensores de Fallas de Grado de certeza 1, para las que el σ_1 posee una orientación de N18°O.	42
Figura 32. Cinemática y tensores de Fallas de Grado de certeza 2, para las que el σ_1 posee una orientación de N32°O.	43
Figura 33. Set de polos SP1 (<i>Trend</i> : 0 – 25) que incluye 2 grupos de diaclasas.	44
Figura 34. Set de polos SP2 (<i>Trend</i> : 60 – 105) que incluye 8 grupos de diaclasas.	44
Figura 35. Set de polos SP3 (<i>Trend</i> : 150 - 170) que incluye 4 grupos de diaclasas.	45
Figura 36. Set de polos SP4 (<i>Trend</i> : 205 - 240) que incluye 8 grupos de diaclasas.	45
Figura 37. Set de polos SP5 (<i>Trend</i> : 205 - 240) que incluye 6 grupos de diaclasas.	46
Figura 38. Set de polos SP6 (<i>Trend</i> : 300 - 310) que incluye 5 grupos de diaclasas.	46
Figura 39. Set de polos SP7 (<i>Trend</i> : 330 - 345) que incluye 5 grupos de diaclasas.	47
Figura 40. Mapa Geomorfológico correspondiente al área norte de la zona de estudio.	48
Figura 41. (A) Fotografía panorámica mirando hacia el noroeste desde el Cerro Grande, La Serena. (B) Interpretación de terrazas fluvio-marinas (T) definidas para el área de La Serena.	50
Figura 42. (A) Fotografía tomada en la Quebrada Peñuelas. (B) Interpretación de fotografía representando incisión de 30 metros de la quebrada en observación.	50
Figura 43. (A) Fotografía panorámica mirando hacia el este sobre el sector norte de Las Compañías, La Serena. (B) Interpretación de geomorfologías presentes en la fotografía panorámica.....	51
Figura 44. (A) Fotografía tomada en el Cerro Grande, La Serena. (B) Interpretación geomorfológica de elementos presentes en fotografía.	52
Figura 45. (A) Fotografía tomada en el sector de Lo Varillar. (B) Interpretación de fotografía en la que se muestran las diferentes paleoterrazas cotejadas en el sector.	53
Figura 46. Mapa Geomorfológico correspondiente al área sur de la zona de estudio.....	54
Figura 47. (A) Fotografía panorámica tomada en el sector de El Peñón. (B) Interpretación de fotografía panorámica donde las líneas negras destacan los límites de las geomorfologías reconocidas, mientras que con línea punteada roja se ilustra el SFR.	56
Figura 48. Mapa de órdenes de Strahler de las cuencas del área norte de la zona de estudio.	57
Figura 49. Mapa de órdenes de Strahler de las cuencas del área sur de la zona de estudio.	58

Figura 50. Mapa de la cuenca Quebrada Chacay y sus respectivas redes de drenaje. Los polígonos amarillos representan la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos mientras que el polígono rojo indica un patrón de tipo rectangular.....	59
Figura 51. Mapa de la cuenca Las Compañías y sus respectivas redes de drenaje. El polígono amarillo representa la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos, los polígonos rojos indican patrones de tipo rectangular y los polígonos celestes indican la presencia de patrones tipo dendrítico.....	60
Figura 52. Mapa de la cuenca del río Elqui y sus respectivas redes de drenaje asociadas. El polígono amarillo representa la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos mientras que el polígono rojo indica un patrón de tipo rectangular.....	61
Figura 53. Mapa de la cuenca La Antena y sus respectivas redes de drenaje. Con polígonos amarillos se ilustra la presencia de patrones paralelos.	62
Figura 54. Mapa de la cuenca Quebrada Peñuelas y sus respectivas redes de drenaje. Los polígonos amarillos representan la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos mientras que el polígono rojo indica un patrón de tipo rectangular.....	63
Figura 55. Mapa de la cuenca Estero Culebrones y sus respectivas redes de drenaje asociadas. Los polígonos amarillos representan la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos, el polígono rojo indica patrones de tipo rectangular y el polígono celeste indica la presencia de patrones tipo dendrítico.	64
Figura 56. Mapa de la cuenca Quebrada Lagunillas y sus respectivas redes de drenaje asociadas. Los polígonos amarillos representan la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos, el polígono rojo indica patrones de tipo rectangular y los celestes indican la presencia de patrones tipo dendrítico.....	65
Figura 57. Mapa de ubicaciones de las redes de drenaje perturbadas. Las zonas de interés se delimitan con polígonos rojos.....	66
Figura 58. Mapa de redes de drenaje perturbadas para el sector de “Penitenciaría La Serena”. .	67
Figura 59. Mapa de redes de drenaje perturbadas para el sector de Apatitas Sur.	68
Figura 60. Mapa de redes de drenaje perturbadas para el sector de Apatitas Sur II.	68
Figura 61. Mapa de redes de drenaje perturbadas para el sector de Apatitas Sur III.	69
Figura 62. Mapa de redes de drenaje perturbadas para el sector de Tongoicillo I.	69
Figura 63. Mapa de redes de drenaje perturbadas para el sector de Tongoicillo II.....	70
Figura 64. Mapa de redes de drenaje perturbadas para el sector de Tambillos, La Serena.....	70

Figura 65. Perfiles de *thalweg* de las cuencas de orden 7 definidas en el Capítulo 3.2.2. En estos perfiles se observa una variación abrupta de la pendiente de los *thalweg* entre las distancias comprendidas entre 0-7 km debido a la presencia de prominentes escarpes de las terrazas de la bahía Coquimbo-La Serena y exutorios de cuencas de la Zona Sur que desembocan en el mar. . 71

Figura 66. Mapa de *knickpoints* de la Zona Norte de estudio detectados mediante rutina de MATLAB (Gallen *et al.*, 2017). Se ilustran con puntos verdes los *knickpoints* encontrados y en línea punteada rosa la “*Knickzone Romeral*”. 72

Figura 67. Mapa de *knickpoints* de la Zona Sur de estudio detectados mediante rutina de MATLAB (Gallen *et al.*, 2017). Se ilustran con puntos verdes los *knickpoints* encontrados y en línea punteada rosa la “*Knickzone Romeral*”. 73

Figura 68. Esquema de la cinemática y disposición espacial idealizada de fallas observadas. ... 74

Figura 69. (Izq) Diaclasas del área de estudio. (Der) Cinemática de Fallas Grado de seguridad 1. 75

Figura 70. Resultados de las declinaciones magnéticas junto con los principales lineamientos estructurales regionales. Puede verse como el patrón de rotaciones al norte (en rojo y verde) y al sur de Vallenar (en negro) tiene una buena correlación con el rumbo de estas estructuras. Modificado de Peña (2012). 76

Figura 71. Estadios del nivel del mar en el área de la bahía de Coquimbo. Tomado Paskoff *et al.* (1995). 78

Figura 72. Elevación de terrazas datadas a lo largo del Norte Chico. Tomado de Martinod *et al.* (2016). 79

Figura 73. Nivel del mar continuo estimado a partir de variadas fuentes de información. Tomado de Siddall *et al.* (2007). 80

Figura 74. Mapa de la cuenca Quebrada Chacay incluyendo su *geología* (Emparan y Pineda, 2000) y sus respectivas redes de drenaje. Los polígonos amarillos representan la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos mientras que el polígono rojo indica un patrón de tipo rectangular. 83

Figura 75. Mapa de la cuenca Las Compañías incluyendo su *geología* (Emparan y Pineda, 2000) y sus respectivas redes de drenaje. El polígono amarillo representa la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos, los polígonos rojos indican patrones de tipo rectangular y los polígonos celestes indican la presencia de patrones tipo dendrítico. 84

Figura 76. Mapa de la cuenca del río Elqui incluyendo su geología (Emparan y Pineda, 2000) y sus respectivas redes de drenaje asociadas. El polígono amarillo representa la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos mientras que el polígono rojo indica un patrón de tipo rectangular.	85
Figura 77. Mapa de la cuenca La Antena incluyendo su geología (Emparan y Pineda, 2000) y sus respectivas redes de drenaje. Con polígonos amarillos se ilustra la presencia de patrones paralelos.....	86
Figura 78. Mapa de la cuenca Quebrada Peñuelas incluyendo su geología (Emparan y Pineda, 2000) y sus respectivas redes de drenaje. Los polígonos amarillos representan la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos mientras que el polígono rojo indica un patrón de tipo rectangular.	87
Figura 79. Mapa de la cuenca Estero Culebrones incluyendo su geología (Emparan y Pineda, 2000; 2006) y sus respectivas redes de drenaje asociadas. Los polígonos amarillos representan la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos, el polígono rojo indica patrones de tipo rectangular y el polígono celeste indica la presencia de patrones tipo dendrítico.....	88
Figura 80. Mapa de la cuenca Quebrada Lagunillas incluyendo su geología (Emparan y Pineda, 2006) y sus respectivas redes de drenaje asociadas. Los polígonos amarillos representan la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos, el polígono rojo indica patrones de tipo rectangular y los celestes indican la presencia de patrones tipo dendrítico.....	89
Figura 81. Mapa de <i>knickpoints</i> de la Zona Norte de estudio detectados mediante rutina de MATLAB (Gallen <i>et al.</i> , 2017). Se ilustran con puntos verdes los <i>knickpoints</i> encontrados y en línea punteada azul la “ <i>Knickzone</i> Romeral”. Se superpone dicha información con la geología del sector (Emparan y Pineda, 2000; 2006).....	91
Figura 82. Mapa de <i>knickpoints</i> de la Zona Sur de estudio detectados mediante rutina de MATLAB (Gallen <i>et al.</i> , 2017). Se ilustran con puntos verdes los <i>knickpoints</i> encontrados y en línea punteada azul la “ <i>Knickzone</i> Romeral”. Se superpone dicha información con la geología del sector (Emparan y Pineda, 2000; 2006).....	92
Figura 83. Mapa de rasgos estructurales y sismicidad cortical del área de estudio.	94
Figura 84. Perfil Esquemático de la traza A-A’ incluida en mapa de la Figura 83. En este perfil se muestra la relación espacial en 2D de los sismos registrados por el Centro Sismológico Nacional (CSN) y discutidos en este trabajo, junto con la geología mapeada previamente en el sector por Emparán y Pineda (2006).	95

Figura 85. Cinemática de estructuras del área de estudio.	105
Figura 86. Diaclasas del área de estudio con sus respectivos polos.	106
Figura 87. Diaclasas distribuidas a partir de su orientación en sets de polos de diaclasas.	107
Figura 88. Mapa de <i>knickpoints</i> de la Cuenca Quebrada Chacay.	108
Figura 89. Gráficos de <i>knickpoints</i> y χ Chacay 3.....	108
Figura 90. Mapa de <i>knickpoints</i> del río Elqui.....	109
Figura 91. Gráficos de <i>knickpoints</i> y χ Elqui 1.	110
Figura 92. Mapa de <i>knickpoints</i> de la Cuenca Estero Culebrones.	110
Figura 93. Gráficos de <i>knickpoints</i> y χ Culebrones 4.	111
Figura 94. Mapa de <i>knickpoints</i> de la Cuenca Quebrada Lagunillas.	112
Figura 95. Gráficos de <i>knickpoints</i> y χ Lagunillas 1.....	113

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Tabla de terminología de rocas de falla. Tomado de Twiss y Moores, 2007.	20
Tabla 2. Datos de azimuth/manteo de las principales diaclasas de afloramiento D2P5.....	21
Tabla 3. Datos de azimuth/manteo de las principales diaclasas de afloramiento D3P3.....	22
Tabla 4. Datos de azimuth/manteo de las principales diaclasas de afloramiento D4P4.....	28
Tabla 5. Datos de azimuth/manteo de las principales diaclasas de afloramiento D4P6.....	34
Tabla 6. Grado de certeza de cinemáticas observadas en terreno con sus respectivos criterios considerados.	41

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del problema

El estudio de la actividad neotectónica cercana a grandes urbes es un tópico de interés para numerosos investigadores en Chile y el mundo (Burbank y Anderson, 2001; Rauld, 2011; Vigny *et al.*, 2011; Vargas *et al.*, 2014; Scharer *et al.*, 2019). En particular, para la región de estudio ubicada en el Norte Chico, específicamente en el área de La Serena-Coquimbo, se destacan trabajos sobre deformación cortical del antearco desde distintos enfoques (Paskoff, 1970; Heinze, 2003; Saillard *et al.*, 2012; Métois *et al.*, 2012; Pérez *et al.*, 2014; Avilés 2016; Vigny *et al.*, 2009; Klein *et al.*, 2017). Además, se cuenta con trabajos de Aguirre y Egert (1965; 1970), mapas 1:100.000 del SERNAGEOMIN (Emparan y Pineda, 2000; 2006; Jorquera *et al.*, 2011) y otro de escala 1:500.000 (Arredondo *et al.*, 2017). Estos últimos trabajos se enfocan principalmente en el reconocimiento de litologías, estructuras regionales y distritos mineros, no así en geomorfología del Cuaternario, arista de carácter relevante para el estudio de la neotectónica.

El área de estudio se encuentra inmersa en lo que corresponde al segmento sur del Sistema de Fallas de Atacama (SFA) que Thiele y Pincheira (1987) definen como un sistema de fallas de rumbo en un régimen tectónico transpresivo con movimiento dominante sinistral. Bookstrom (1977) define al Sistema de Fallas Romeral (SFR) como una red ramificada de fallas con buzamientos abruptos de rumbos preferentes NNO y NNE, que además presenta desplazamiento de rumbo, rocas cataclásticas y miloníticas (Arredondo, 2017). Constituye parte del segmento sur del SFA y para el cual se registra un último evento de deformación cerca de los 100 Ma (Emparan y Pineda, 2000; 2006).

El SFR no había despertado interés tectónico reciente, hasta el terremoto de Illapel ocurrido en 2015. Este se posicionó como hito precedente a la instalación de estaciones de monitoreo sismológico en la ciudad de La Serena por parte del Centro Sismológico Nacional (CSN). De forma inédita, esto permite contar con datos instrumentales desde abril del 2016, mes donde ocurre una alerta desde la ONEMI por ruidos subterráneos en el sector (El Observatorio, 2016), evento que posteriormente fue catalogado por el CSN como un sismo de magnitud $M < 2$ de profundidad cortical (Carrasco *et al.*, 2019), es decir, superficial, al igual que los registrados posteriormente en los meses de enero y marzo de 2018.

Este estudio busca responder a la pregunta de si existe deformación cuaternaria asociada al SFR, incógnita que será abordada a través de la búsqueda de indicadores estructurales y geomorfológicos que evidencien actividad tectónica en la zona. Este análisis se hace imprescindible en la detección de áreas vulnerables a riesgos geológicos, teniendo en cuenta que la información geológica disponible del sector es acotada y de escala más amplia, respecto a la investigación efectuada en este trabajo. De este modo, se pretende además contribuir a la información base disponible para la realización de un adecuado ordenamiento territorial, en la que según Hidalgo *et al.* (2009), corresponde a la principal aglomeración urbana del norte del país.

1.2 Hipótesis de trabajo

La zona de La Serena-Coquimbo presenta rasgos geomorfológicos y estructurales que sugieren actividad tectónica cuaternaria a lo largo de sistemas de fallas corticales. Los sismos superficiales recientemente registrados en la zona podrían evidenciar el carácter activo de alguna de estas estructuras.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivos generales

Determinar la naturaleza de la deformación asociada a fallas corticales en el área de La Serena – Coquimbo.

1.3.2 Objetivos específicos

1. Identificar rasgos geomorfológicos de primer orden potencialmente asociados a actividad neotectónica de fallas corticales en la zona de La Serena-Coquimbo.
2. Determinar la estructura y evaluar la cinemática de primer orden de la deformación a lo largo de fallas corticales en la zona.
3. Determinar la posible relación entre la sismicidad superficial recientemente detectada y las fallas corticales en la zona.

1.4 Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio, comprendida entre La Serena-Coquimbo, pertenece a la provincia de Elqui, Región de Coquimbo, Chile. Esta se ubica entre las latitudes 29° 48'S-30° 23'S y las longitudes 71° 13'O-71° 13'O, específicamente en el sector de Pan de Azúcar y sus alrededores como Palo Negro, El Peñón, Tambillos, Las Cardas, El Romeral y Pejerreyes, extendiéndose latitudinalmente por cerca de 60 km y longitudinalmente por cerca de 10 km. Desde Santiago se accede por dos vías pavimentadas: 1) Ruta 5 Norte hasta Coquimbo y luego conectando con la calle La Cantera en Coquimbo; 2) Ruta 5 Norte hasta la intersección con la Ruta 45 en Socos, y luego dirigiéndose hacia el Norte por la Ruta 43 desde la ciudad de Ovalle (Figura 1).

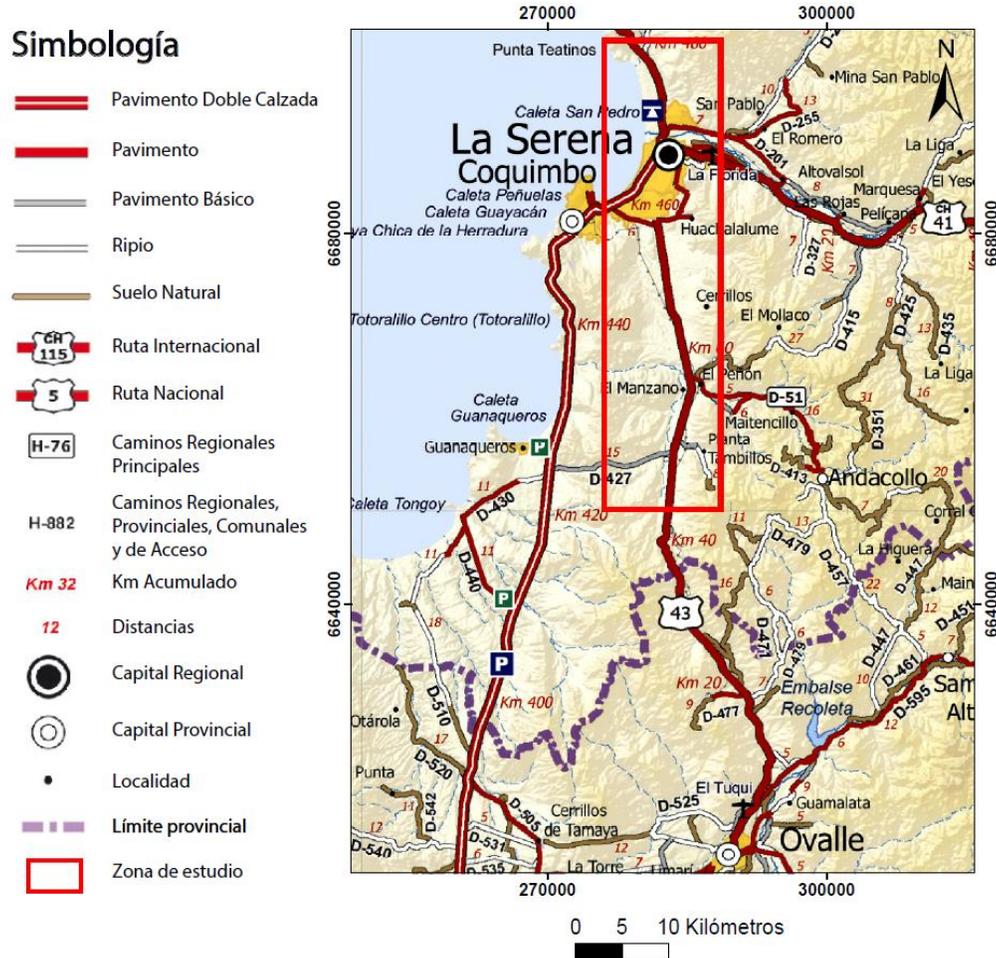


Figura 1. Mapa de ubicación y accesos de la zona de estudio enmarcada en rojo (Modificado de cartas camineras 2016, Dirección de Vialidad – MOP).

1.5 Metodología

Para llevar a cabo el presente estudio se consideran las siguientes tareas y actividades que han sido divididas en dos grandes grupos según las características intrínsecas de cada una de ellas.

1.5.1 Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete se divide en dos etapas: 1) Pre-terreno y 2) Post-terreno.

1) Trabajo de gabinete pre-terreno:

- i) Análisis de imágenes satelitales de alta resolución (Imágenes Sentinel-2 de 10 m de resolución espacial y Google Earth Pro que posee imágenes Landsat/Copernicus) y modelos de elevación digital (DEM; Alos Palsar de 12,5 m de resolución espacial).
- ii) Generación de mapa de lineamientos (Florinski, 2016) de la zona de estudio a escala 1:500.000, a partir de modelos de elevación digital (DEM; Alos Palsar de 12,5 m de resolución espacial), con el fin de conocer los dominios estructurales predominantes.
- iii) Reconocimiento de las principales unidades geomorfológicas en la zona de estudio a escala 1:300.000 mediante el uso de los softwares Google Earth Pro y ArcMap 10.3, a partir del análisis de imágenes satelitales (Sentinel-2) y Google Earth Pro.
- iv) Correlación y comparación de mapa de lineamientos y geomorfologías reconocidas con los mapas de SERNAGEOMIN disponibles para la zona estudio, de escalas 1:50.000 y 1:100.000 (Emparan y Pineda 2000; 2006; Jorquera *et al.*, 2011; Arredondo *et al.*, 2017).
- v) Correlación de los rasgos morfoestructurales con la sismicidad registrada por el Centro Sismológico Nacional a través de su sitio web oficial (CSN).
- vi) Generación de un mapa integrado de lineamientos, geomorfología y sismicidad reciente en la zona, permitiendo la selección de zonas de interés en base a la densidad y cercanía de estos parámetros.

2) Trabajo de gabinete post-terreno:

- i) Análisis y procesamiento de la información recabada en terreno mediante el uso de rutinas de softwares como FaultKin, Stereonet, RiverTools, MATLAB y ArcMap.
- ii) Realización de modelo estructural básico para la zona de estudio.
- iii) Análisis de la sismicidad de la zona de La Serena.

1.5.2 Trabajo de terreno

El trabajo de terreno fue realizado entre los días 24 y 27 de enero del 2019 e incluyó:

- i) Reconocimiento en terreno de sitios seleccionados, además de análisis estructural y geomorfológico. En el análisis estructural, para definir el movimiento de las fallas fueron utilizados conjuntos de datos denominados DATUM (Niemeyer, 1999), los que incluyen mediciones de terreno de rumbo y manteo, rake de estrías de falla y sentido de movimiento a lo largo de la estructura, siendo este último observado mediante fibras de relleno por óxidos de manganeso y criterios de Riedel en salbanda (Petit, 1987) (Doblas, 1997; 1998).
- ii) Verificación y consolidación del mapeo preliminar mediante el cotejo de las morfologías de interés.
- iii) Descripción de los lineamientos con sus respectivas observaciones *in situ*.

- iv) Recopilación de datos estructurales de los puntos de interés.
- v) Búsqueda de evidencia neotectónica y de indicadores cinemáticos que permitan dilucidar deformación cuaternaria a partir del estudio de las geomorfologías presentes en el sector además de la observación y medición de las estructuras observadas en el área.

2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

2.1 Marco Morfotectónico

Anteriormente, en el Cretácico Inferior, el contexto geodinámico indica que, en la zona de estudio ($\sim 29,5^\circ \text{S}$), existía la convergencia oblicua entre la placa Aluk y el continente sudamericano con una dirección de convergencia de NNO-SSE (Charrier *et al.*, 2007) (Az: ~ 160 , GPlates) (Muller *et al.*, 2016; Matthews *et al.*, 2016; Zahirovic *et al.*, 2016). Posteriormente, la configuración tectónica se encuentra determinada por la ruptura de la placa Farallón en las placas Nazca y Cocos hace 25 Ma (Rodríguez, 2008). Dicha ruptura sugiere un posterior cambio en la dirección de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana desde una dirección NE-SO a una cercanamente E-O (Somoza, 1998) (Figura 2). El área de estudio se encuentra inserta en lo que corresponde al denominado Norte Chico de nuestro país donde, a esta latitud, se ha propuesto la denominada zona de subducción plana (*flatslab*) (Barazangi *et al.*, 1976) con una convergencia esencialmente ortogonal (Somoza, 1998; Charrier *et al.*, 2014), de dirección $\text{N}78^\circ\text{E}$ (Vigny *et al.*, 2009) y cuyo segmento se extiende entre los 26°S y los 33°S (Pardo *et al.*, 2002).

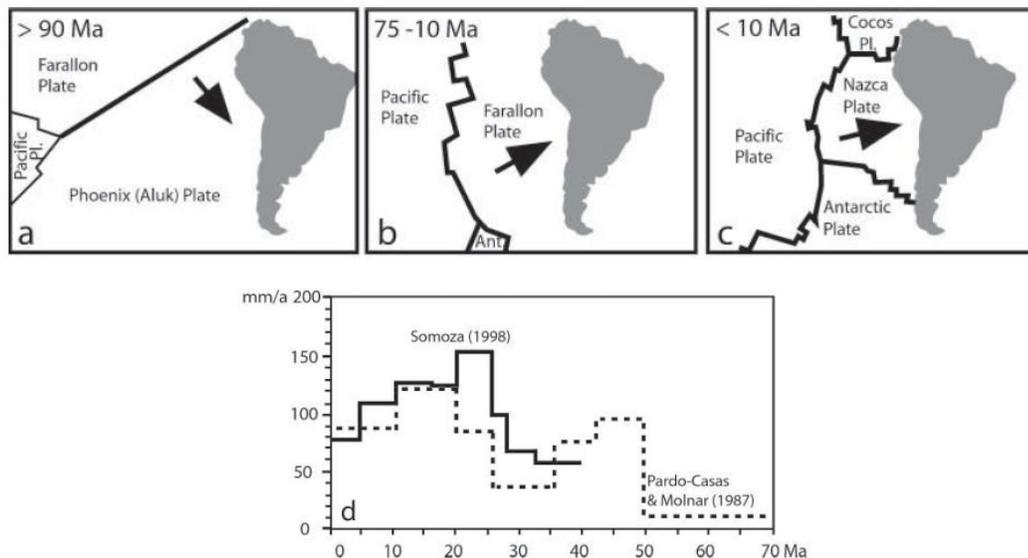


Figura 2. Configuración tectónica del a) Cretácico Superior, b) Cretácico Superior a Mioceno tardío, c) Mioceno tardío al presente, d) Tasa de convergencia entre las placas de Farallón (Nazca) y Sudamericana. Tomado de Charrier *et al.* (2007).

La existencia de esta zona de *flatslab* condicionaría los dominios morfoestructurales presentes en la región (Charrier *et al.*, 2014) destacándose la ausencia de la Depresión Central, que se reconoce tanto al norte como al sur de las latitudes anteriormente mencionadas. En este sector, se reconocen dos dominios morfoestructurales dispuestos en franjas norte-sur las cuales desde oeste a este corresponden a la Cordillera de la Costa y la Cordillera Frontal (Ramos *et al.*, 2002; Tassara *et al.*, 2003; Charrier *et al.*, 2014) que conforman la llamada “zona de los valles transversales del Norte Chico” (Figura 3). La ausencia de la Depresión Central en la zona de *flatslab* se asocia con la inexistencia de actividad volcánica cuaternaria indicando que esta ausencia estaría controlada por la disposición de la subducción en el área (Stern, 2004; Heinze, 2003; Charrier *et al.*, 2014) y por la subducción bajo la placa Sudamericana del Ridge de Juan

Fernández (JFR) (Pardo *et al.*, 2002; Yañez *et al.*, 2002; Le Roux *et al.*, 2006; Charrier *et al.*, 2014). Por su parte, de manera local para el área de estudio, la migración hacia el sureste del Ridge de Juan Fernández (Yañez *et al.*, 2002) ha sido interpretada como causante de la generación de procesos alzamiento y subsidencia (Le Roux *et al.*, 2006).

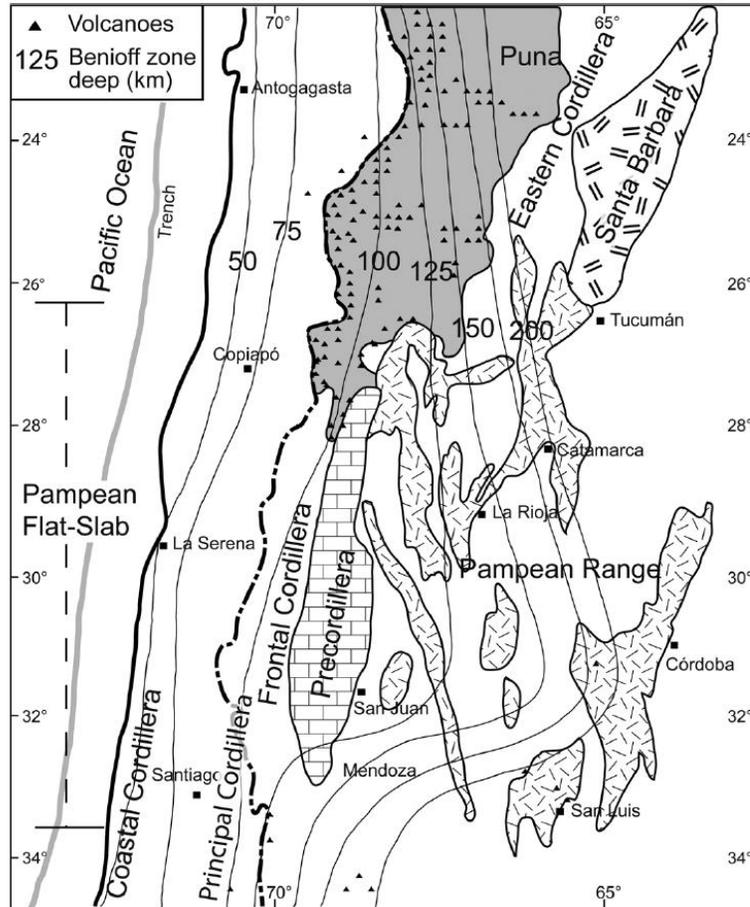
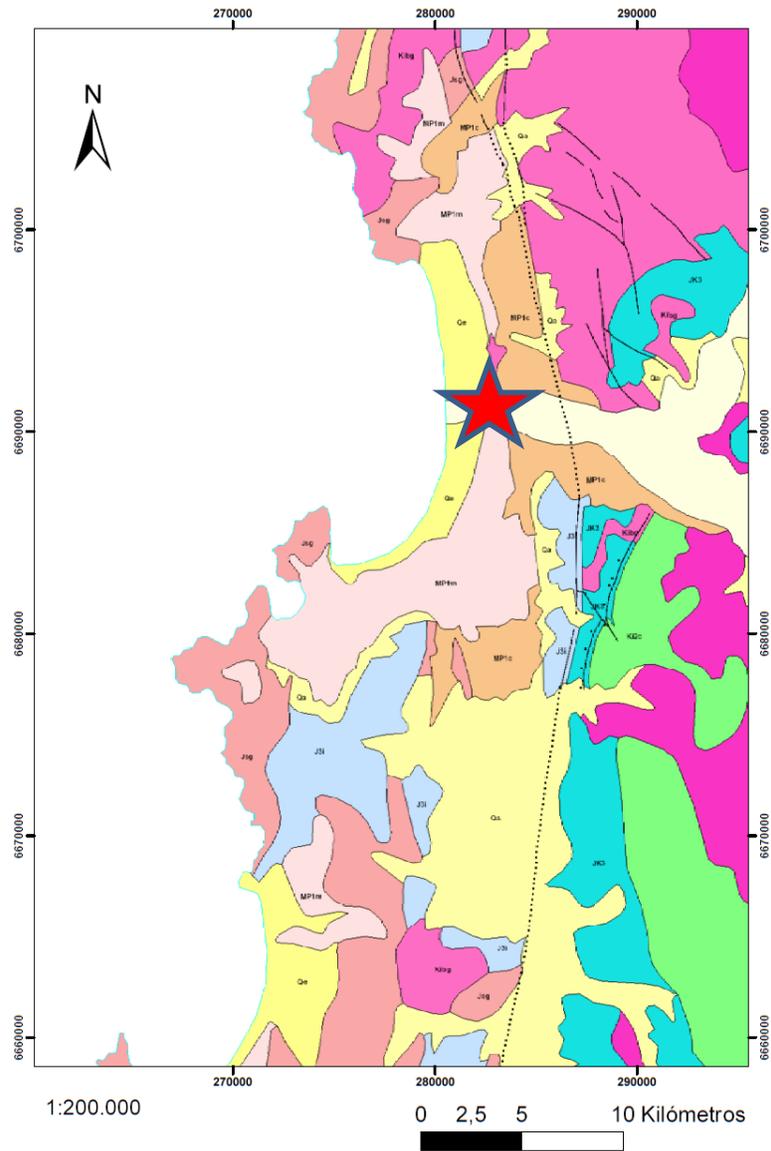


Figura 3. Ubicación del segmento de *flat-slab* pampeano en los Andes Centrales de Chile y Argentina con contornos de profundidad del slab oceánico y segmentación morfoestructural del área. Tomado de Charrier *et al.* (2014).

2.2 Marco Geológico

A continuación, serán descritas las principales formaciones geológicas que componen el área de estudio. Estas corresponden a rocas de edad jurásica del Complejo Volcánico Agua Salada e intrusivos dioríticos, ambos de elongación norte-sur; rocas de edad cretácica de las formaciones Arqueros, Quebrada Marquesa e intrusivos de composiciones variables desde graníticos a andesíticos-basálticos, de elongaciones norte-sur y afloramientos aislados. Adicionalmente, se presentan secuencias sedimentarias correspondientes a las formaciones Coquimbo y Confluencia de edades Mioceno-Pleistoceno que se disponen rellenando las principales cuencas de la zona de estudio, además de depósitos cuaternarios no consolidados de distinta naturaleza.



Leyenda

- | | | | |
|---|---|---|---|
|  | Complejo Volcánico Agua Salada |  | Intrusivos monzoníticos a dioríticos cretácicos |
|  | Formación Arqueros |  | Formación Coquimbo |
|  | Formación Quebrada Marquesa |  | Depósitos aluviales |
|  | Intrusivos dioríticos jurásicos |  | Depósitos eólicos |
|  | Intrusivos graníticos a dioríticos cretácicos | | |

Simbología

- | | |
|---|-------------------|
|  | Fallas observadas |
|  | Fallas inferidas |

Figura 4. Mapa geológico del área de estudio modificado a partir de Mapa Chile 1:1.000.000, SERNAGEOMIN. Se ilustra la localidad de La Serena con estrella roja.

2.2.1 Rocas Estratificadas

Complejo Volcánico Agua Salada (Emparan y Pineda, 2000, 2006)

Secuencia de rocas volcánicas compuestas por lavas y tobas andesíticas, y rocas subvolcánicas continentales andesíticas y dacíticas, como andesitas porfíricas, pórfidos dioríticos, pórfidos andesíticos y microdioritas, con escasas intercalaciones de areniscas y lutitas.

Aflora en toda la zona de estudio, formando una franja de orientación norte-sur con espesor máximo de 6.300 m, constituyendo gran parte de los cordones precordilleranos situados al oeste de la Falla Romeral (FR), la que, a su vez, la pone en contacto con la Formación Arqueros y unidades de rocas plutónicas de edad jurásica y cretácica. El sector de mayor continuidad se extiende en el sur de la zona de estudio, desde el Cordón Ñipas al cordón Cerros del Manganeso. Otro sector importante se ubica en el centro-norte de la zona de estudio, desde el cerro Zoraida al Cordón El Alambrado.

Al sur de la zona de estudio, se obtuvo una edad U-Pb (SHRIMP) en circón de ignimbritas, de *ca.* 143 Ma, por lo que, con esta información, los autores proponen una edad jurásica para el complejo, que junto con su litología y distribución geográfica permite correlacionarla con la Formación La Negra (Emparan y Pineda, 2006).

Las características litológicas de esta unidad, incluidas sus escasas intercalaciones de rocas sedimentarias y su espesor, indicarían un ambiente geológico de gran actividad volcánica, de cordones volcánicos con discretos cauces y cuencas intramontanas.

Formación Arqueros (Aguirre y Egert, 1962, 1965, 1970; Emparan y Pineda, 2000, 2006)

Secuencia de rocas volcánicas mayormente andesítica-basáltica con intercalaciones sedimentarias marinas, principalmente calizas, areniscas y lutitas. No presenta base visible y subyace a la Formación Quebrada Marquesa mediante contactos variados según la zona; de manera concordante (Aguirre y Egert, 1965), por fallas de relevo, las que permiten observar contacto erosivo en algunos sectores y por sistema escalonado de fallas (Emparan y Pineda, 2000, 2006). Las fallas El Álamo y El cobre ponen en contacto diversos niveles de la Formación Quebrada Marquesa con la Formación Arqueros, por lo cual, se interpretan como fallas con reactivación inversa. La base de la Formación Arqueros no está expuesta y se dispone en contacto por falla (FR) con el Complejo Volcánico Agua Salada. Cabe añadir, que esta formación posee un espesor estimado de 5.400 m (Emparan y Pineda, 2006), constituyéndose como la mayor parte de un bloque delimitado al oeste por la Falla Romeral y al este por las fallas El Álamo y El Cobre.

En la sección inferior de la secuencia expuesta al sur de Tambillos se obtuvo una edad plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbola de $129,1 \pm 3,2$ Ma (Emparan y Pineda, 2006), situándose esta edad en el nivel medio del Hauteriviano. Por contenido faunístico, ha sido indicada con una edad probablemente berrisiana-hauteriviana inferior y otra con rango de distribución más amplia entre el Hauteriviano y el Barremiano Superior (Emparan y Pineda, 2006). Se propone por los autores (Emparan y Pineda, 2006), una edad neocomiana para los afloramientos de la formación en la zona de estudio.

El ambiente de deposición propuesto es el de un sistema de *rift*, caracterizado por una importante actividad volcánica basáltica con evolución del magma. El sistema habría estado limitado hacia el oeste por fallas de crecimiento.

Formación Quebrada Marquesa (Aguirre y Egert 1962; Emparan y Pineda 1999, 2006)

Secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias principalmente continentales de colores entre pardo rojizo y rojo grisáceo con intercalaciones. La formación presenta dos miembros, el Miembro 1 posee brechas epiclásticas, andesitas, rocas piroclásticas y sedimentitas marinas; mientras que el Miembro 2 posee andesitas, ignimbritas y brechas epiclásticas. Posee un espesor variable entre un mínimo de 750 m y un máximo de 900 m en la quebrada homónima (Aguirre y Egert, 1962), además de espesores estimados en 5.500 m en el sector comprendido entre El Manzano y La Quebrada El Calabozo Chico, sector del Cerro La Campana (Emparan y Pineda, 2006).

La Formación Quebrada Marquesa sobreyace a la Formación Arqueros mediante contacto concordante (Aguirre y Egert, 1962) pero también en otras zonas se disponen en contacto de erosión (Emparan y Pineda, 2006). Por otra parte, Emparan y Pineda (2006) definen zonas de contacto entre dichas formaciones mediante un sistema de fallas (“fallas de relevo”), del cual forman parte las fallas El Álamo y El Cobre. El techo de esta se ubica fuera de la zona de estudio expuesto en los Estratos de Quebrada Yungay subyaciéndolos en discordancia angular en el sector del Portezuelo Leñera al norte del Embalse Recoleta.

Por contenido fosilífero del Miembro 1 se le asigna una edad hauteriviana para los niveles inferiores de la formación Quebrada Marquesa; mientras que las edades radiométricas obtenidas en rocas de esta formación tienen concordancia con su posición estratigráfica: 112 ± 4 Ma (K – Ar en roca total), $110,8 \pm 1,2$ Ma (U-Pb en circón), entre otras edades similares. Emparan y Pineda (2006) sugieren edad hauteriviana-albiana temprana.

Para el Miembro 1, se asigna un ambiente depositacional de cuenca segmentada de hemigraben limitada al oeste por un sistema de fallas de relevo que generan estratos de crecimiento en este miembro, los cuales muestran decrecimiento del espesor hacia el este (Emparan y Pineda, 2006), con ingesión marina somera y actividad volcánica explosiva posterior. Para el Miembro 2, se asigna un ambiente depositacional asociado a la evolución de la cuenca anterior asociada a calderas volcánicas (Emparan y Pineda, 2006).

Formación Coquimbo (Paskoff *et al.*, 1995; Emparan y Pineda, 2006; Le Roux *et al.*, 2006)

Secuencia sedimentaria marina fosilífera bien estratificada en la que se distinguen cuatro asociaciones de facies: (a) Areniscas finas limosas de color gris anaranjado y pardo claro, con ocasional aparición de contenido fosilífero; (b) Calizas bioclásticas blancas (Le Roux *et al.* 2006); (c) Conglomerados polimícticos con clastos multicolores matriz soportados y areniscas finas anaranjadas con estratificación cruzada que alcanzan 25 m de espesor expuesto; (d) Brechas matriz-soportadas polimícticas y areniscas de guijarros con débil litificación. Esta formación alcanza potencias variables según la zona geográfica con espesores mínimos de 100 metros y se dispone de manera discontinua en la zona costera de la zona de estudio, presentando facies sedimentarias de ambiente litoral y en parte transicional. Se dispone de manera

discordante sobre rocas plutónicas mesozoicas y engrana con facies de la Formación Confluencia y los Depósitos Eólicos de Quebrada El Jardín (Emparan y Pineda, 2006).

Por contenido fosilífero y análisis radiométricos expuestos en Emparan y Pineda (2006), se le asigna una edad Mioceno-Pleistoceno. De manera paralela, Le Roux *et al.* (2006) también sugiere el mismo rango de edad entre el Mioceno-Pleistoceno Medio (Calabriense) en base a dataciones radiométricas de Sr en restos de contenido fósil.

Se interpreta un ambiente depositacional de litoral marino en sus diversas facies representando tanto procesos de regresión y transgresión marina (Paskoff *et al.*, 1995) además de alzamiento tectónico continental (Emparan y Pineda, 2006).

Formación Confluencia (Emparan y Pineda, 2000)

Secuencia sedimentaria continental con débil litificación conformada por facies fluviales que corresponden a conglomerados medios a muy gruesos clastosoportados, poliologomícticos, poco consolidados y de color pardo claro a muy claro; además de facies aluviales compuesta de brechas matriz soportadas gruesas a muy a gruesas, oligomícticas, con mediana a escasa consolidación, de clastos angulosos y en parte orientados. Posee un espesor con alturas de hasta 100 m formando planicies o terrazas en los valles y quebradas principales del área de estudio que se engranan entre sí en sus cursos inferiores, además de conos en sus cabeceras.

Se sitúa de manera discordante sobre rocas mesozoicas y las facies fluviales engranan con depósitos de la Formación Coquimbo y los Depósitos Eólicos de Quebrada El Jardín. A partir de correlación por toba cinerítica dacítica presente en un nivel de esta formación, con otra toba similar intercalada en los depósitos marinos de la Formación Coquimbo datada en $6,0 \pm 0,4$ Ma de edad y también por los engranes laterales con los Depósitos Eólicos de Quebrada El Jardín y la Formación Coquimbo, se le asigna un rango de edad entre el Mioceno-Pleistoceno.

Depósitos Eólicos de Quebrada El Jardín (Emparan y Pineda, 2000; Thomas, 1967)

Depósitos estabilizados de arenas arcósicas finas a medias poco consolidadas de aspecto macizo y color pardo anaranjado de espesor cercano a las 80 m y que se ubican adosados al escarpe posterior de planicies costeras en la zona norte de estudio apoyándose de manera parcial y discordantemente sobre rocas mesozoicas. Por engrane lateral con los depósitos de la Formación Coquimbo se le asocia una edad en el rango Mioceno-Pleistoceno. Se le asocia con los depósitos de Dunas antiguas de Thomas (1967).

Depósitos fluviales (Emparan y Pineda, 2000; 2006)

Corresponden a depósitos expuestos en valles y en cursos inferiores de las principales quebradas, encontrándose como depósitos estabilizados formando terrazas y también como depósitos activos en los cauces de los cursos de agua. Lo anterior permite diferenciarlos en dos facies detalladas a continuación:

- 1) Antiguos: Gravas gruesas y muy gruesas polimícticas con abundante matriz de arena, débilmente consolidadas, además de presentarse con buena estratificación y selección (Emparan y Pineda, 2006). Se observan intercalaciones de gravas finas arenosas y arenas

además de formar terrazas laterales de 2 a 15 m de altura en los valles actuales, principalmente, a lo largo del río Elqui y localmente, se intercala un tercer nivel de altura media (Emparan y Pineda, 2000).

- 2) Recientes (Holoceno): Gravas gruesas y muy gruesas polimícticas con abundante matriz de arena, no consolidadas, con buena estratificación y clastos orientados y/o imbricados, además de presentar intercalaciones de gravas arenosas y de arenas. Constituyen el relleno de cauces permanentes e intermitentes.

Depósitos aluviales (Emparan y Pineda, 2000; 2006)

Se conforman por brechas no consolidadas polimícticas con matriz de arena y limo. Corresponden a depósitos originados por flujos turbulentos y breves con cierta incidencia de procesos de remoción en masa; constituyendo así el relleno de quebradas formando conos en la salida de ellas y cubriendo topografías labradas por depósitos fluviales antiguos. En algunos sectores engranan con los depósitos fluviales recientes.

Depósitos coluviales (Emparan y Pineda, 2000; 2006)

Corresponden a depósitos no consolidados adosados a las laderas de los cerros. Se componen de sedimento oligo y monomícticos, formados por bloques angulosos y lentes de limo de aspecto macizo pero que de manera local presentan mala estratificación subparalela con forma de cuñas que se engrosan al descender en la cota. Se ubican, en parte, en las cabeceras de abanicos aluviales con cuyos depósitos engranan.

Depósitos de playas marinas (Emparan y Pineda, 2000; 2006)

Constituyen depósitos litorales de granulometría variable que corresponden a sedimentos no consolidados, líticos y minoritariamente bioclásticos que afloran a lo largo de la línea de costa en la bahía de Coquimbo y en la desembocadura de las quebradas mayores. Presentan tres facies:

- (a) Arenas medias a gruesas arcósicas y líticas con contenido variable de bioclastos.
- (b) Gravas polimícticas, clasto-soportadas, con clastos de tamaños en general menores a 10 cm de diámetro y escasos bioclastos.
- (c) Sedimentos indiferenciados.

Depósitos de relleno artificial (Emparan y Pineda, 2000; 2006)

Depósitos originados por actividades mineras extractivas y obras civiles constructivas. Presentan diferentes características granulométricas y de selección según su origen y propósito, correspondiendo a botaderos de estéril de minas, pilas de lixiviación, embalses de relaves abandonados y muros de embalses de regadío. Las texturas de los depósitos varían desde bloques autosoportados, bloques matriz-soportados, estables, a depósitos de limos arenosos erosionables.

2.2.2 Rocas Intrusivas (Emparan y Pineda, 2000; 2006)

Intrusivos dioríticos jurásicos (Jkd)

Rocas plutónicas de composición diorítica que incluye monzodioritas cuarcíferas de anfíbola-piroxeno y piroxeno-biotita, de dos piroxenos, diorita cuarcífera de piroxeno-biotita-anfíbola y pórfido monzodiorítico cuarcífero de anfíbola-piroxeno-biotita. Presenta rocas de falla asociadas a dos estructuras comprendidas en el Sistema de Fallas Romeral (SFR) en las que se reconocen modificaciones texturales como lineación de los minerales y enrejados de vetillas milimétricas, destacándose rocas cataclásticas y miloníticas indeferenciadas formando parte de la traza de la Falla Romeral. Intruye al Complejo Volcánico de Agua Salada y a su vez es intruida por intrusivos granitoides cretácicos.

Mediante U-Pb en circón se logró una edad de 145 ± 4 Ma y otra por K-Ar en roca total de 143 ± 6 Ma, las que se interpretan como edades de cristalización o cercanas a ellas, proponiéndose una edad en el rango comprendido entre el Jurásico Superior (Titoniano) y el Cretácico Inferior. Por otra parte, en las rocas miloníticas que forman parte de la Falla Romeral (FR) se obtuvo una edad K-Ar en roca total de 99 ± 3 Ma en la Quebrada La Verdina, siendo esta edad relacionada con el último evento de actividad de la falla Romeral en el sector.

Intrusivos granitoides cretácicos (Kig)

Plutones de composición relativamente uniforme que de acuerdo a su composición petrográfica se han agrupado en dos facies: (a) granitoides de color gris rosáceo principalmente granodioritas de anfíbola-biotita a veces con piroxeno; (b) sienogranitos de biotita de colores pardo claro rosáceo y gris claro rosáceo. Estos cuerpos intruyen al Complejo Volcánico de Agua Salada e Intrusivos Júrasicos.

Se presentan edades de K-Ar en biotita de 141 ± 3 Ma y 137 ± 3 Ma en afloramientos de la facies (a) y se interpreta como edades cercanas a la edad de cristalización. En el área de La Serena-La Higuera se obtuvo mediante K-Ar en biotita una edad de 131 ± 3 Ma para la facies (a) y para la facies (b) por K-Ar en biotita una edad de 130 ± 3 Ma, interpretadas como edades cercanas a la edad de cristalización. En base a lo anterior, se le asigna una edad tentativa en el Cretácico inferior entre los 141 y 130 Ma.

Intrusivos graníticos a dioríticos cretácicos (Kigd)

Rocas plutónicas de composición dioritoide a granitoide de colores pardo con tonalidades rojas a grises en las primeras y gris y rosado en las segundas, siendo que principalmente son de grano grueso a medio. Se conforman por dioritas de piroxeno-anfíbola, de piroxeno y anfíbola; monzodioritas de anfíbola-piroxeno-biotita y de anfíbola-piroxeno, además de monzogranitos de anfíbola-biotita. Estos cuerpos intruyen a las formaciones Arqueros y Quebrada Marquesa y a su vez es intruida por diques y stocks hipabisales cretácicos. Se dispone en contacto por falla, mediante la traza la de Falla Romeral, con el Complejo Volcánico Agua Salada y el cuerpo plutónico Jurásico que intruye al mismo. Se cuenta con numerosas edades radiométricas obtenidas mediante K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita que se ubican en el rango 122-110 Ma y se interpretan cercanas a la edad de cristalización, por lo que se les asigna una edad correspondiente al Cretácico Inferior tardío.

Existe otro conjunto de cuerpos intrusivos graníticos a dioríticos (Kgd, Emparan y Pineda, 2000) conformados por dioritas, granodioritas, monzonitas, monzogranitos principalmente de anfíbola-piroxeno y biotita-anfíbola, con edades radiométricas por K-Ar en biotita entre los 100-97 Ma, por lo que se sugiere que la edad de cristalización de estos cuerpos es menor a los anteriormente mencionados, asignándoles una edad perteneciente al Cretácico Superior (Cenomaniano).

Intrusivos monzoníticos a dioríticos cretácicos (Kmd)

Rocas plutónicas de composición monzodiorítica de textura preferentemente de grano grueso caracterizadas por la persistencia de biotita, anfíbola y cuarzo como minerales esenciales y de esfeno como mineral accesorio. Comprende monzodioritas cuarcíferas de biotita-anfíbola y de anfíbola-biotita; diorita cuarcífera de anfíbola-biotita-piroxeno y monzonita de anfíbola. Mediante estudios radiométricos de las monzodioritas cuarcíferas de biotita-anfíbola en el área de estudio, se obtuvo una edad U-Pb de $97 \pm 0,3$ Ma concordante con una edad K-Ar en biotita de 97 ± 2 Ma de la misma muestra. Junto a estas dataciones, se cuenta con otras edades K-Ar en biotita en el rango de edad 96-93 Ma. Las anteriores edades, junto con las relaciones de contacto para estos cuerpos permite asignarles una edad del Cretácico Superior (97-95 Ma).

Intrusivos Hipabisales andesíticos basálticos-dioríticos cretácicos (Kh)

Rocas hipabisales de composición andesítica y andesítica-basáltica a diorítica porfírica y microdiorítica que intruyen a las formaciones Arqueros y Quebrada Marquesa. Para esta unidad se han obtenido edades radiométricas mediante K-Ar en roca total que indican edades concordantes entre ellas desde los 96-94 Ma, indicando una edad del Cretácico Superior temprano.

2.3 Marco Estructural

La zona de estudio está inserta en lo que corresponde al límite entre el dominio costero y el dominio occidental definido por Emparan y Pineda (2000) (Figura 5). El dominio costero se extiende desde la línea de costa por el oeste, hasta el Sistema de Falla Romeral (SFR) limitando por el este, incluyendo a estructuras importantes como la Falla Puerto Aldea (Heinze, 2003; Áviles, 2016) y la Falla Pachingo (Emparan y Pineda, 2000). El dominio occidental por su parte, incluye una serie de fallas de relevo que afectan a las formaciones Arqueros y Quebrada Marquesa.

El límite de ambos dominios es el Sistema de Falla Romeral (SFR) que corresponde al segmento sur del Sistema de Fallas de Atacama (SFA) que Thiele y Pincheira (1987) definen como un sistema de fallas de rumbo de orientación norte-sur en un régimen tectónico transpresivo con movimiento dominante sinistral. Bookstrom (1977) define al Sistema de Fallas Romeral (SFR) como una red ramificada de fallas con buzamientos abruptos de rumbos preferentes NNO y NNE, que Arredondo (2017), sostiene que presentan desplazamiento de rumbo y rocas cataclásticas. Según Emparan y Pineda (2000; 2006), en el contacto de ambos dominios se reporta presencia de rocas miloníticas y cataclásticas en las que se han obtenido edades radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la franja cataclástica, en monzodioritas y monzogabros de edades que varían entre 115-110 Ma. Por otra parte, se obtuvieron edades K-Ar en roca total de entre 104 y 96 Ma, en cataclasita con matriz biotitizada y en protomilonita de anfíbola, las que

representarían la edad del último evento de deformación de la falla en este sector. Cabe señalar que al interior del Dominio Marginal, ha sido reportada evidencia neotectónica de la Falla Puerto Aldea, mediante fallamientos normales (Heinze, 2003).

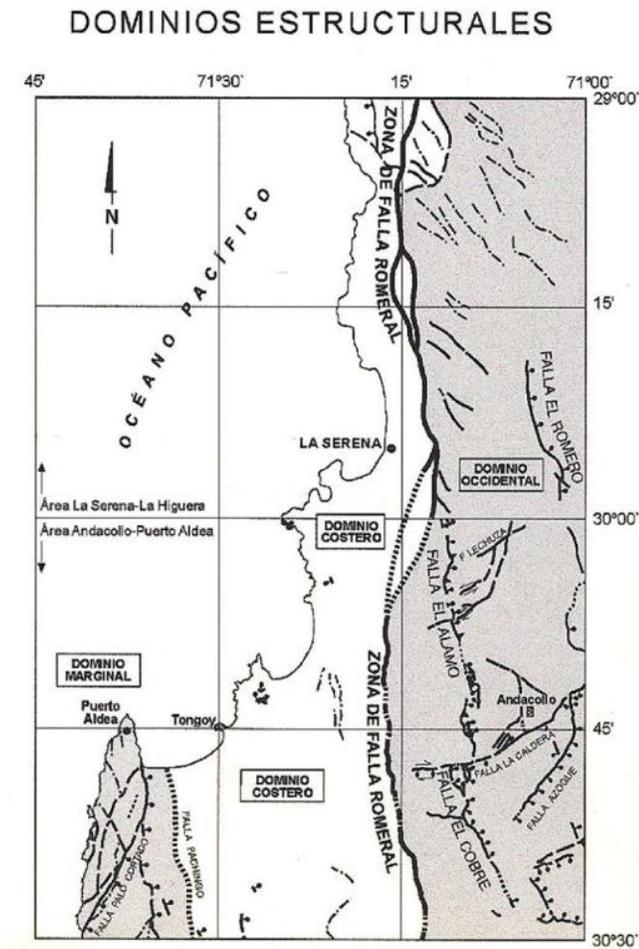


Figura 5. Dominios estructurales presentes en la zona de estudio. Tomado de Emparan y Pineda (2006).

2.4 Marco Geomorfológico

El área de estudio se ubica al interior de la zona del país (27-33°S) donde no hay presencia de la Depresión Central (Charrier *et al.*, 2014) y en la que se registran variaciones topográficas muy notorias entre las morfoestructuras de la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal (Aguilar *et al.*, 2013).

La mayoría de los trabajos de carácter geomorfológico en el área se centran en el estudio de terrazas marinas desarrolladas tanto en las localidades de La Serena y Coquimbo, así como en Tongoy (Paskoff *et al.*, 1995; Heinze, 2003; Le Roux *et al.*, 2006; Saillard *et al.*, 2009; 2012). Estas superficies de elongación norte-sur, respecto a la línea de costa, son desarrolladas en depósitos sedimentarios marinos pertenecientes a la Formación Coquimbo de edad Mioceno-Pleistoceno Medio (Le Roux *et al.*, 2006). Paskoff *et al.* (1995) sostiene la existencia de 5

terrazas nombradas, de mayor a menor altitud de su cabecera, como Serena I (120-130 ms.n.m.), Serena II (75-80 ms.n.m.), Herradura I (35-40 ms.n.m.), Herradura II (15-20 ms.n.m.) y Vega (5-7 ms.n.m.). Estas representan terrazas de abrasión marina (Figura 6) que se han desarrollado de manera contigua y contemporánea a depósitos fluviales del río Elqui, observándose interdigitación de ambos tipos de depósitos (Paskoff *et al.*, 1995) y a los que se les asocian procesos de formación similares debido a fluctuaciones glacio-eustáticas del nivel del mar además de alzamiento lento del continente (Paskoff *et al.*, 1995; Le Roux *et al.*, 2006), de edades Pleistocenas (Paskoff *et al.*, 1995) a Holocenas (Paskoff *et al.*, 1995; Veit *et al.*, 2015). Además, se registra inexistencia de evidencias de fallamiento o deformación sobre terrazas de la parte sur de la bahía de Coquimbo (Paskoff *et al.*, 1995).

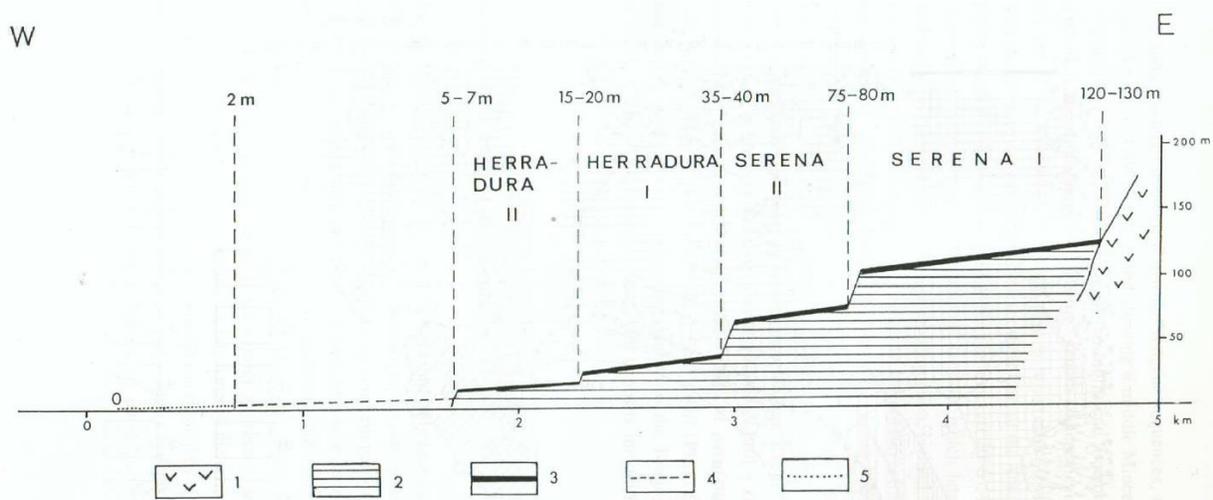


Figura 6. Perfil longitudinal de las terrazas marinas en la parte sur de la bahía de Coquimbo. 1: Sustrato rocoso; 2: Areniscas del Mioceno medio-tardío de la Formación Coquimbo; 3: Depósitos de playa superficiales de las terrazas Serena I, Serena II, Herradura I y Herradura II; 4: Depósitos marinos Holocenos >2000 años AP; 5: Depósitos marinos Holocenos <2000 años AP. Tomado de Paskoff *et al.* (1995).

Adicionalmente, en el sector de Pan de Azúcar hacia el sur, se registra la interdigitación de depósitos correspondientes a la Formación Coquimbo con depósitos aluviales correspondientes la Formación Confluencia, observándose predominancia hacia el sector sur del área de este tipo de depósitos aluviales junto con abanicos aluviales y depósitos coluviales no consolidados (Emparan y Pineda, 2006).

3. RESULTADOS

Este capítulo tiene por finalidad presentar la información recabada durante el trabajo de gabinete de pre-terreno, el trabajo de terreno y el trabajo de gabinete post-terreno. Los resultados han sido divididos en dos grandes grupos según sus características intrínsecas: (i) Geología Estructural y (ii) Rasgos Geomorfológicos.

3.1 Geología Estructural

3.1.1 Orientaciones Estructurales

Las Orientaciones Estructurales de la zona de estudio han sido determinadas a partir del estudio de los lineamientos regionales encontrados y su frecuencia en el área de estudio. Estos últimos, corresponden a cualquier rasgo geológico que posee una tendencia lineal en su morfología, pudiendo ser de distinto origen, edad, profundidad y escala (Groves, 2007). Usualmente, los lineamientos están asociados con fallas, zonas lineales de fracturamiento, deformación de estratos y una creciente permeabilidad de la corteza terrestre (Florinski, 2016).

De esta manera, han sido encontrados numerosos lineamientos (Figura 7) de orientaciones decrecientes en frecuencia: N-S, NNO-SSE y NNE-SSO respectivamente. Además, existen otros lineamientos de orientaciones ENE-OSO y ONO-ESE de menor frecuencia (Figura 8). Lo anterior permite definir cinco Orientaciones Estructurales preferenciales para el área: (i) Orientación Estructural N-S, (ii) Orientación Estructural NNO-SSE, (iii) Orientación Estructural NNE-SSO, (iv) Orientación Estructural ONO-ESE y (v) Orientación Estructural ENE-OSO. Estas orientaciones permitieron determinar posibles zonas de falla a lo largo del área de estudio, identificándose primordialmente una probable zona de falla que posee tendencia fractal en la norte-sur, que se correlaciona con lo definido previamente para la traza del Sistema de Fallas Romeral (SFR) en el área (Emparan y Pineda, 2000; 2006). La creación de estas Orientaciones Preferenciales apoya fuertemente el desarrollo de los próximos contenidos de este capítulo.

Mapa de lineamientos Área La Serena - Coquimbo (~29° 50'S)

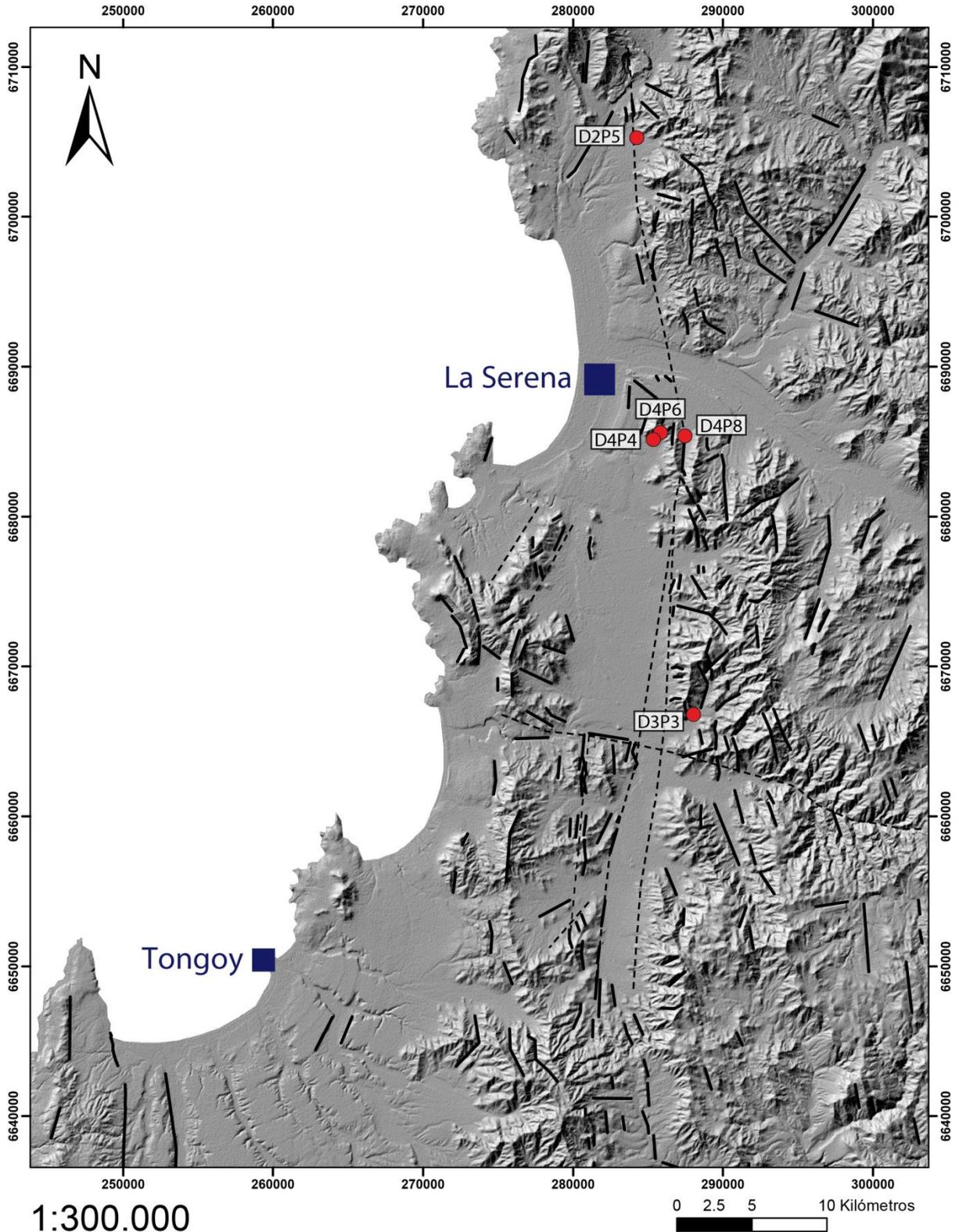


Figura 7. Mapa de lineamientos y posibles zonas de falla en el área de La Serena-Coquimbo.

Simbología

- Lineamientos de primer orden
- Potenciales Zonas de falla
- Localidades
- Sitios de muestreo

Continuación Figura 7. Simbología Mapa de lineamientos y posibles zonas de falla en el área de La Serena – Coquimbo.

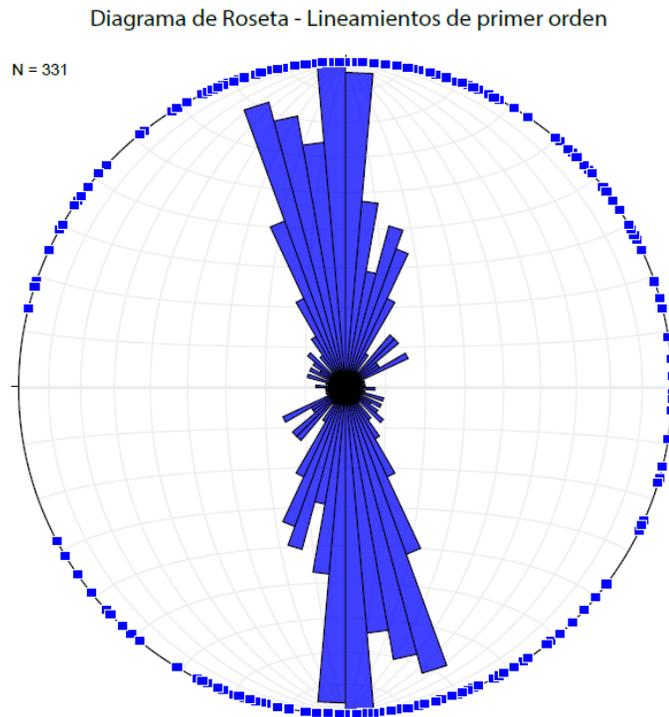


Figura 8. Diagrama de Roseta de las principales orientaciones estructurales encontradas para el área de estudio.

3.1.2 Rasgos Estructurales de las fallas observadas

Esta sección del trabajo tiene como finalidad presentar las estructuras observadas y medidas, además de su respectiva interpretación incluyendo las cinemáticas deducidas. El estudio de estas fallas se establece a partir de investigaciones previas en torno al análisis de DEM's y recopilación bibliográfica de la zona de estudio, buscando responder la incógnita de si estas son afectadas por campos de esfuerzos similares en el tiempo y además si son comparables a los que son inducidos en el intersísmico o cosísmico.

Las fallas que son formadas a profundidades menores a 10-15 kilómetros, típicamente, presentan rocas cataclásticas en la zona de falla (Twiss y Moores, 2007). Estas últimas corresponden a rocas que han sido fracturadas y disgregadas formando secciones de rocas angulosas de distinto tamaño (Twiss y Moores, 2007). Particularmente, basado en las definiciones de la Tabla 1 de rocas cataclásticas, los afloramientos de rocas donde fueron observadas estructuras, que serán descritas a continuación, pueden definirse como rocas

cataclásticas correspondientes a los grupos de Series de Brechas y *Gouge*. En la zona del Cerro Grande (Figura 29), en el borde oriental de La Serena, se reconoció una zona de daño de 256 metros de largo que en su sección central presenta a la estructura E1D4P6 (Figura 23), la que, debido al desarrollo de esta gran zona de daño a ambos costados de esta, se define como la principal estructura de este estudio. Esta zona de daño, que se describe en el camino vehicular de Cerro Grande, se dispone como un área de rocas fuertemente diaclasadas de orientaciones preferenciales que, a medida que se ubican más cercanas a la estructura E1D4P6, su fracturamiento se dispone cada vez más pervasivo, viéndose aumentado el número de fracturas por metro y también las familias de diaclasas implicadas. Por su parte, se define en el interior de esta, la presencia de otras estructuras también descritas en la presente sección del documento. Trabajos anteriores también han definido zonas del Cerro Grande y de la traza del SFR como rocas cataclásticas (Emparan y Pineda, 2000; 2006).

Tabla 1. Tabla de terminología de rocas de falla. Tomado de Twiss y Moores, 2007.

TABLE 3.1 Fault Rock Terminology*					
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 ~10mm	> 30%	
May be foliated		Pseudotachylite		glass, or grain size \leq 1 μ m	
Mylonitic Rocks					
Fabric	Texture	Name	Matrix Grain Size	Matrix	
Foliated and lineated	Metamorphic: Interlocking grain boundaries, sutured to polygonal	Mylonitic gneiss		> 50 μ m	
		Mylonite Series	Protomylonite	< 50 μ m	< 50%
			Mylonite	< 50 μ m	50%-90%
			Ultramylonite	< 10 μ m	> 90%

Las fallas definidas en este trabajo serán descritas posteriormente según su registro consecutivo en los días de terreno. Cabe señalar que el estudio de la cinemática de los planos de falla de las estructuras observadas en terreno y presentadas a continuación, es obtenido a partir del tratamiento de los datos utilizando el software FaultKin.

3.1.2.1 Afloramiento “D2P5”

El afloramiento D2P5 posee una altura de 2,5 m de altura y se dispone continuo en la lateral bordeando un camino minero aledaño a relave de la mina Romeral. Este se encuentra ubicado en las coordenadas: 284.429 mE y 6.705.692 mS. Se observa que la roca granitoidea presente (Figura 9) se encuentra fuertemente diaclasada y en algunas zonas brechizada. Presenta variadas zonas y núcleos de falla, destacándose una en la parte central del afloramiento (Figura 9), definida en este caso como la zona de daño principal del mismo. En este afloramiento si bien

fue posible observar pequeños núcleos de falla, en estos no fue posible observar criterios cinemáticos por lo que se descarta su relevancia dados los objetivos de este trabajo. Las orientaciones preferenciales del diaclasamiento se detallan en la Tabla 2.

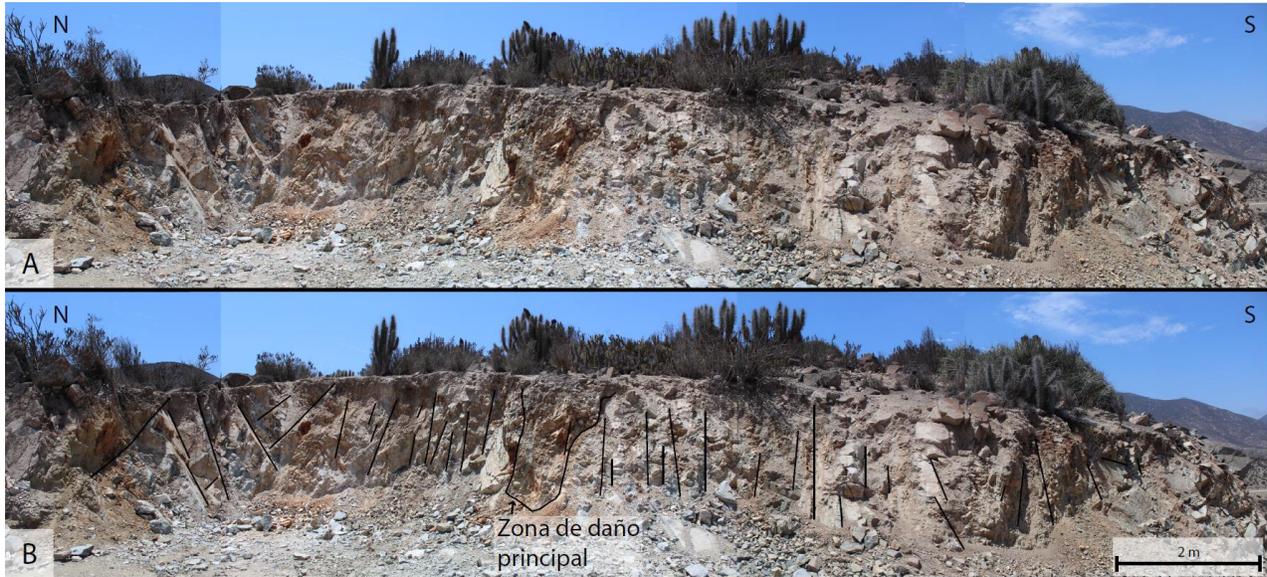


Figura 9. (A) Fotografía de afloramiento D2P5. (B) Interpretación de fotografía correspondiente al afloramiento D2P5. Se observan en líneas negras los diaclasamientos preferenciales.

Tabla 2. Datos de azimut/manteo de las principales diaclasas de afloramiento D2P5.

Azimut	Manteo
245	50
180	70
90	65
240	45
30	65

D2P5

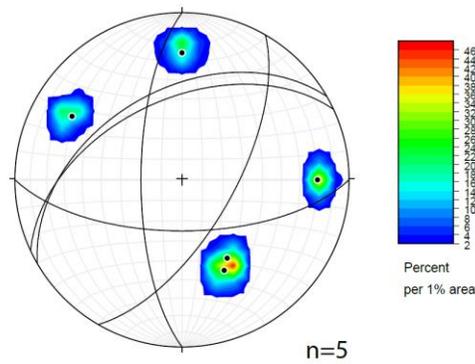


Figura 10. Principales diaclasas del afloramiento D2P5.

3.1.2.2 Fallas “D3P3”

El afloramiento D3P3 (Figura 11) posee una altura de 5 m de alto por 40 m de largo. La roca que le conforma corresponde a una toba cristalina de plagioclasa, perteneciente a la Formación Arqueros, que se observa fuertemente meteorizada y diaclasada. El diaclasamiento se observa de manera más pervasiva hacia las estructuras “E1D3P3” y “E2D3P3”, las que se encuentran separadas por 1,2 m de distancia y presentan núcleos de salbanda de potencias del orden de los 10 cm (Figura 11). Las zonas aledañas a estas estructuras se definen como zonas de falla, en las que se observa el desarrollo de un principal *trend* de diaclasas subparalelas a las estructuras D3P3 y que poseen una recurrencia de al menos 6 fracturas por metro (6 ff/m) (Tabla 3).

Tabla 3. Datos de azimut/manteo de las principales diaclasas de afloramiento D3P3.

Azimut	Manteo
75	85
60	55
115	65
75	60
85	60

3.1.2.2.1 Falla “E1D3P3”

Esta estructura se encuentra ubicada en las coordenadas: 288.164 mE y 6.667.262 mS. Posee un azimut y manteo de 75/85 con rake de estrías de falla de 30° al NE (Figura 11) y sentido de movimiento determinado a partir de criterios de Riedel en salbanda (Petit, 1987; Doblas *et. al*, 1997), particularmente escalones (*steps*) y cuñas de salbanda (*asymmetric elevations*) (Figuras 12 y 13) (Doblas, 1998), que sugieren un movimiento de tipo sinistral normal (Figura 14).

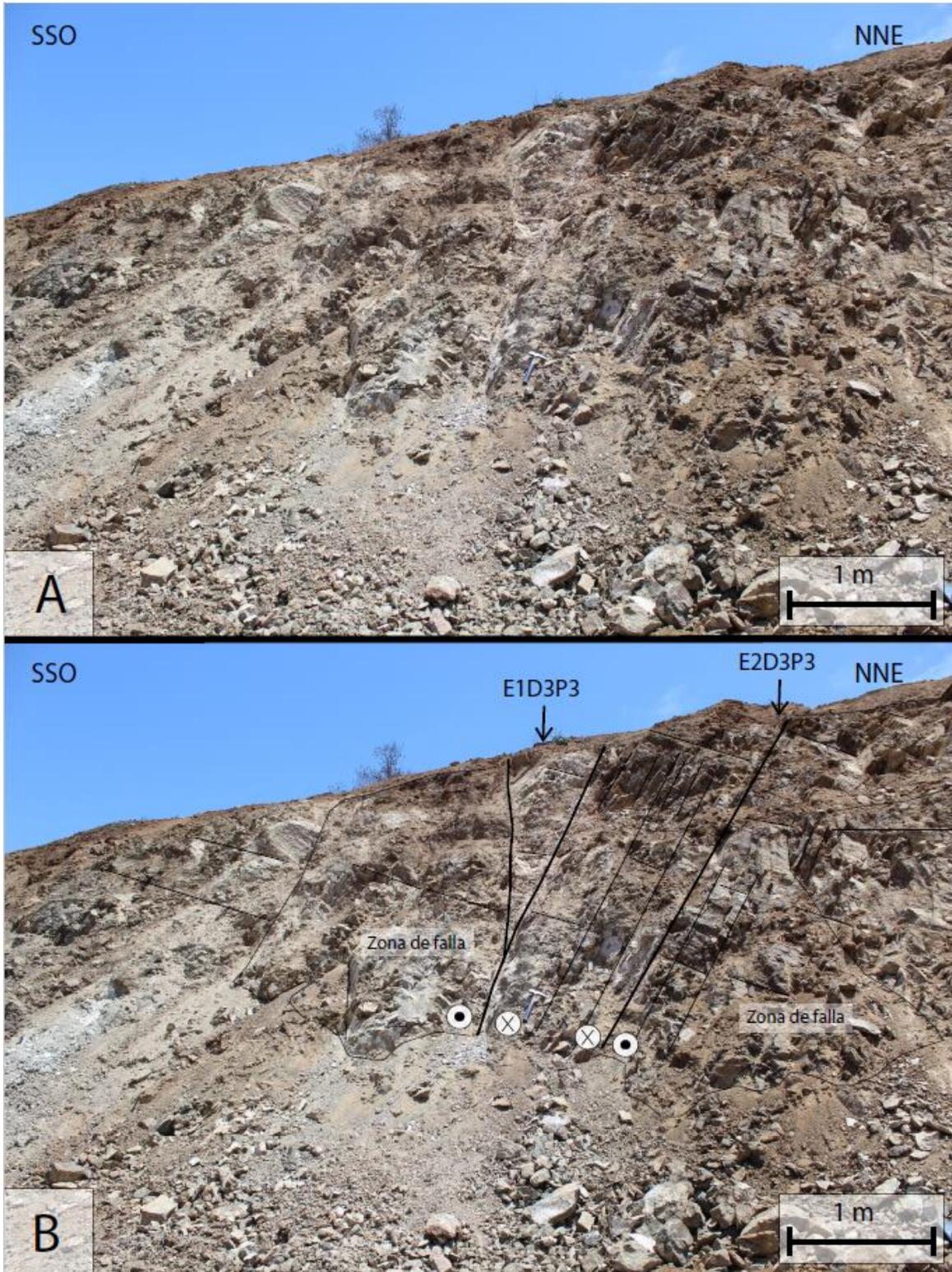


Figura 11. (A) Fotografía de afloramiento de estructuras E1D3P3 y E2D3P3. (B) Interpretación de fotografía correspondiente al afloramiento de las estructuras E1D3P3 y E2D3P3. Se observan en línea negra gruesa las estructuras E1D3P3 y E2D3P3, mientras que las otras líneas negras representan diaclasas preferenciales. Los círculos con puntos indican movimiento de bloque hacia dentro del plano de la fotografía, mientras que los círculos con una X indican movimiento hacia fuera del plano de la fotografía.

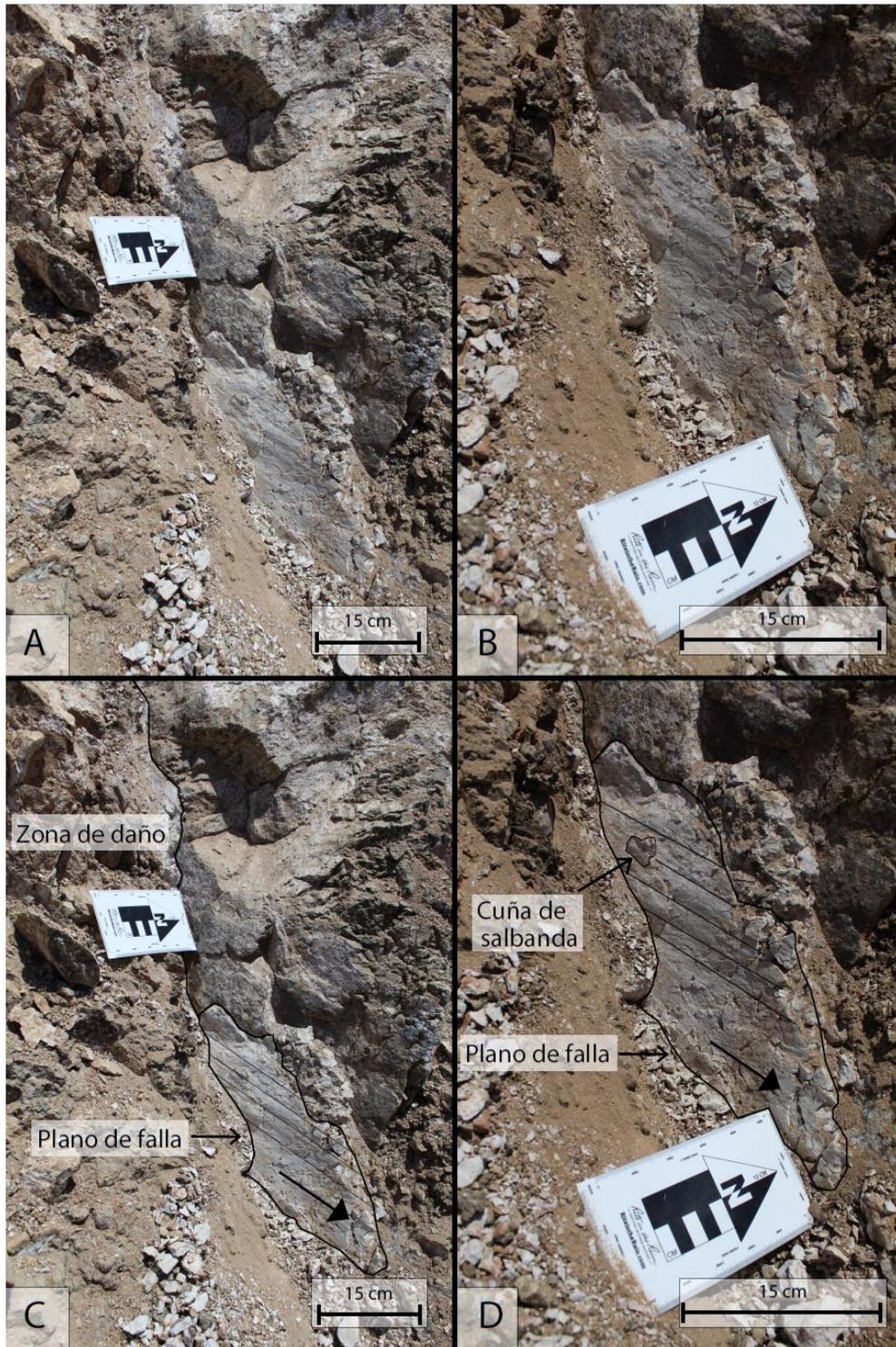


Figura 12. (A) (B) Fotografías de falla E1D3P3. (C) (D) Interpretación de fotografías correspondientes a falla E1D3P3. La flecha negra rellena en el plano de falla indica el sentido de movimiento del bloque ausente. Por otra parte, las líneas negras delgadas y subparalelas entre sí, representan estrías de falla en el plano de falla, en el cual además se observa desarrollo de una cuña de salbanda.

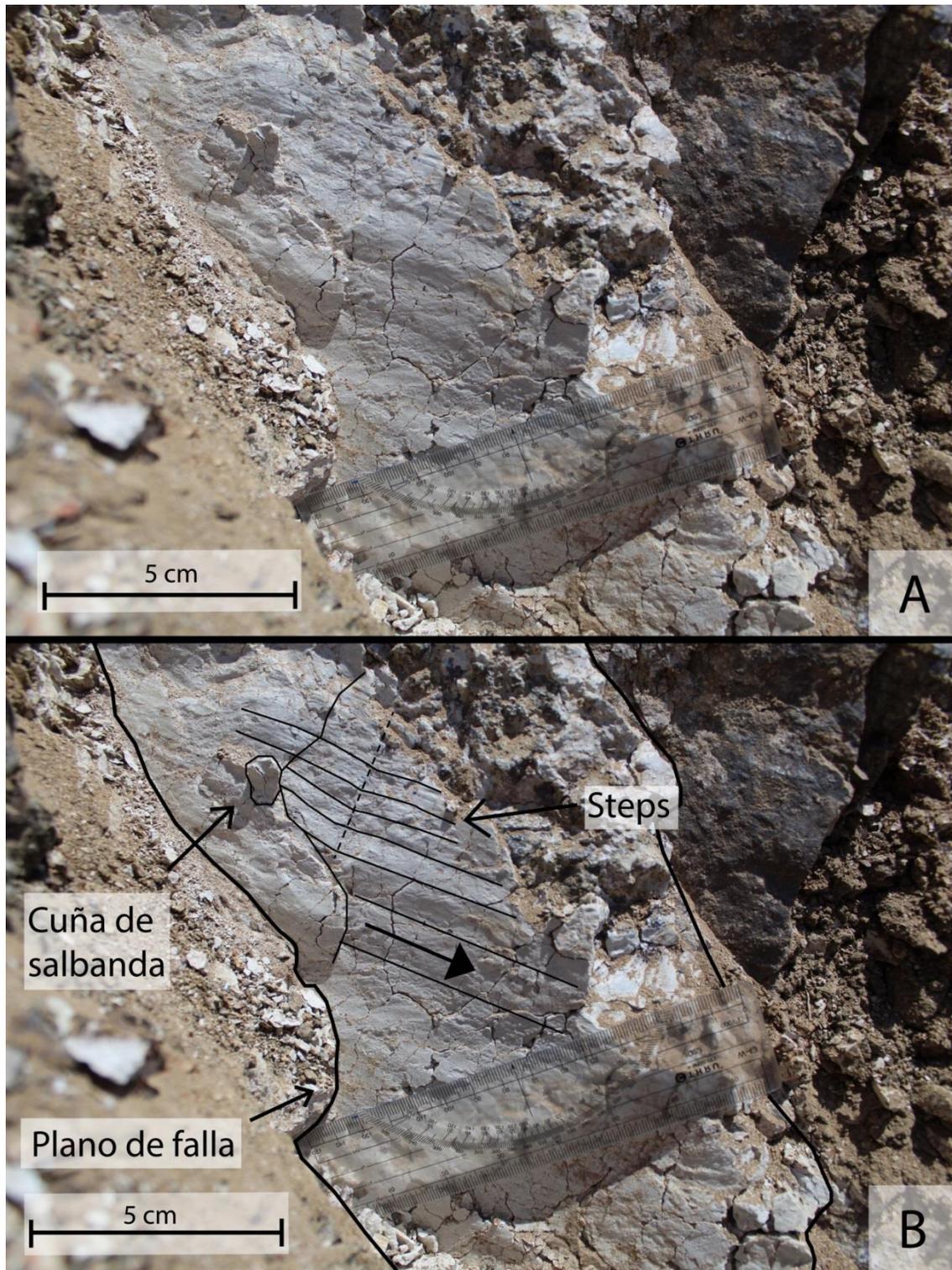


Figura 13. (A) Fotografía con *zoom* de falla E1D3P3. (B) Interpretación de fotografía correspondiente a falla E1D3P3, se observan escalones (*steps*) y cuña de salbanda (*assymetric elevations*). Las estrías de falla son representadas en el plano mediante líneas negras delgadas subparalelas entre sí. La flecha negra rellena en el plano de falla indica el sentido de movimiento del bloque ausente.

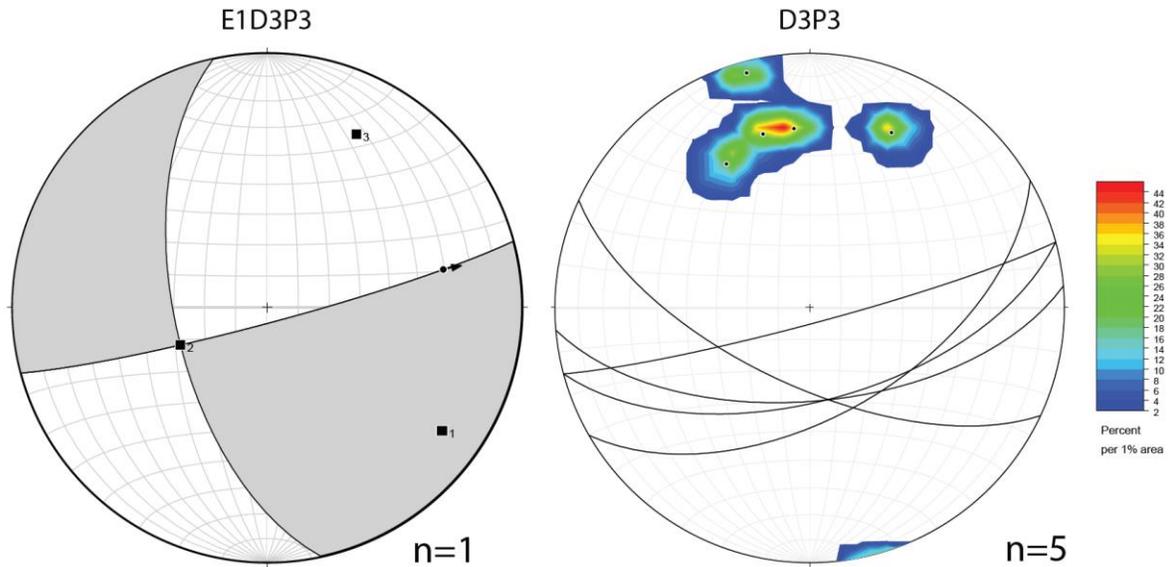


Figura 14. (Izq) Cinemática propuesta de estructura E1D3P3. (Der) Principales diaclasas del afloramiento D3P3.

3.1.2.2.2 Falla “E2D3P3”

Esta estructura se encuentra ubicada en las coordenadas: 288.164 mE y 6.667.262 mS. Posee azimuth y manto de 60/55 con rake de estrías de falla de 45° al NE (Figura 15) y sentido de movimiento determinado a partir de criterios de Riedel en salbanda (Petit, 1987; Doblas *et al.*, 1997), particularmente escalones (*steps*) (Doblas, 1998), que sugieren un movimiento de tipo dextral inverso (Figura 16). Además, la falla E1D3P3 situada a un metro de distancia de esta, registra una cinemática contraria y al compartir uno de los bloques, deben moverse con sentido contrario para respetar la física de sus movimientos.

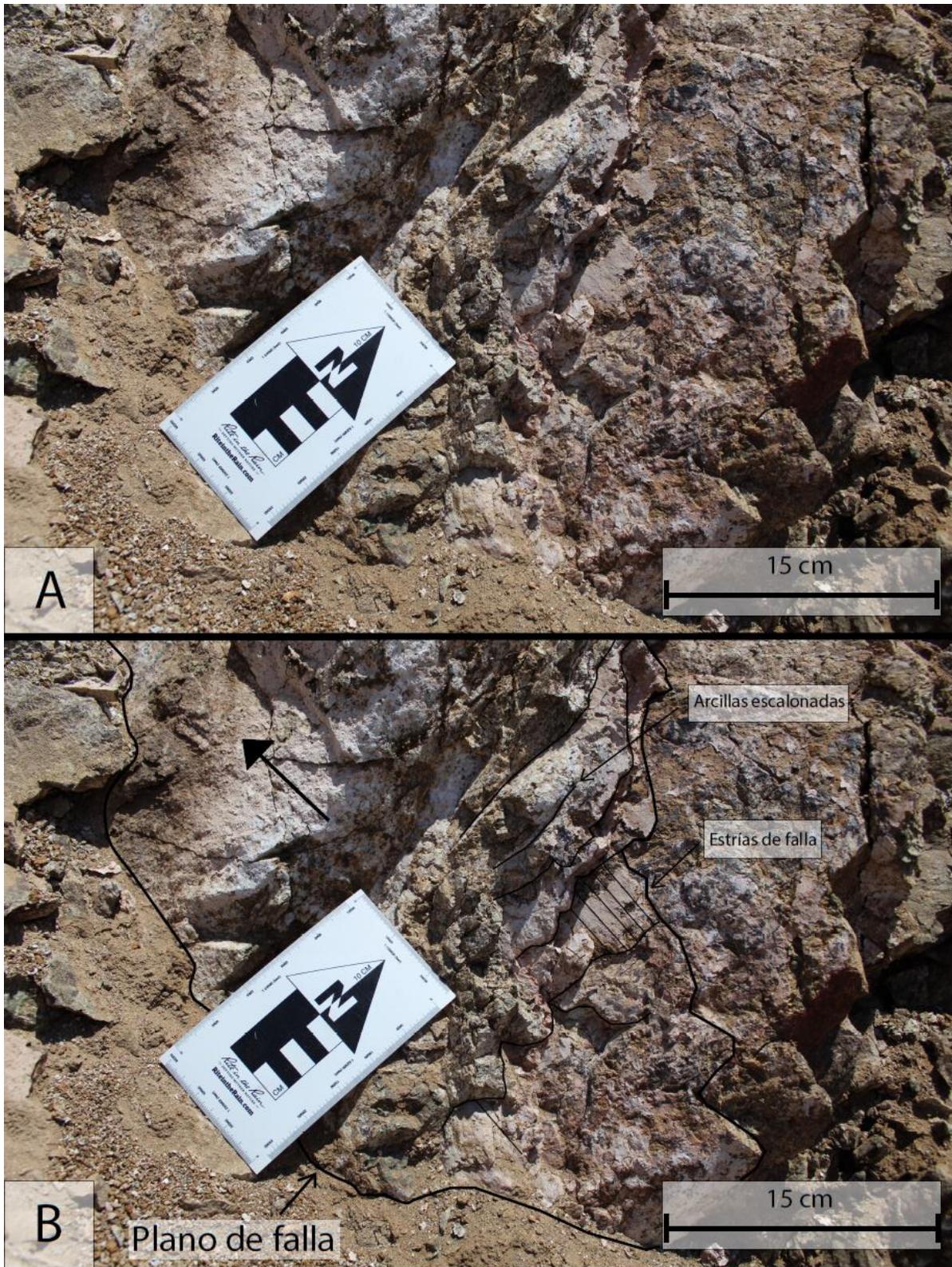


Figura 15. (A) Fotografía de falla E2D3P3. (B) Interpretación de fotografía correspondiente a falla E2D3P3. Se observa desarrollo de estrías de falla en superficies escalonadas, siendo las estrías representadas por líneas negras subparalelas. La flecha negra rellena en el plano de falla indica el sentido de movimiento del bloque ausente.

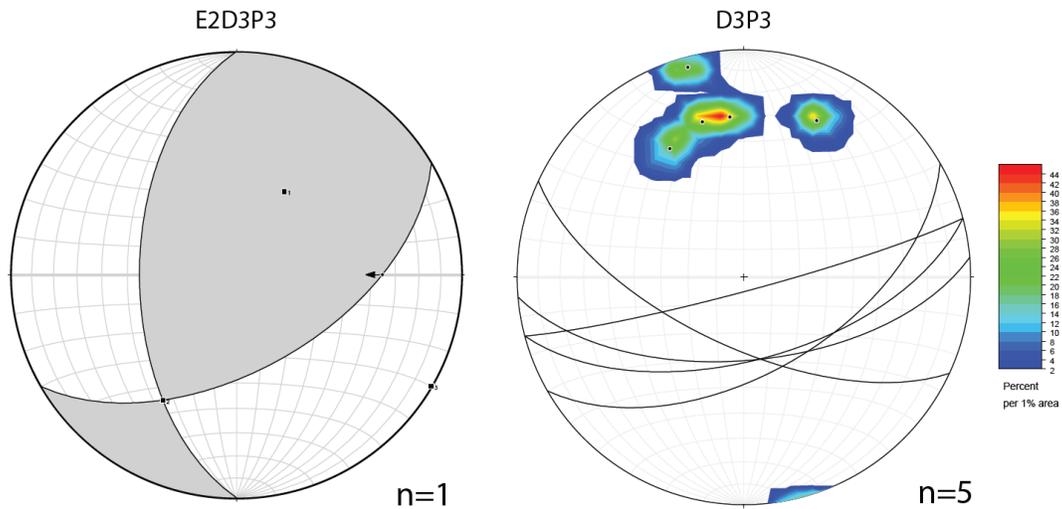


Figura 16. (Izq) Cinemática propuesta de estructura E2D3P3. (Der) Principales diaclasas del afloramiento D3P3.

3.1.2.3 Fallas “D4P4”

El afloramiento D4P4 posee una altura de 5 m de alto por 18 m de largo. La roca granitoidea que le conforma se observa fuertemente meteorizada y diaclasada. A su vez, el diaclasamiento se observa de manera más pervasiva hacia las estructuras “E1D4P4” y “E2D4P4”, las que se encuentran separadas por cerca de 10 m de distancia. Las zonas aledañas a estas estructuras se definen como zonas de falla (Figuras 14 y 18), en las que se desarrollan diaclasamientos preferenciales pervasivos de orientaciones mostradas en la Tabla 4. Estas fracturas poseen espaciamentos entre sí, de al menos, 3 fracturas por metro (3 ff/m) (Tabla 4).

Tabla 4. Datos de azimut/manteo de las principales diaclasas de afloramiento D4P4.

Azimut	Manteo
185	75
195	75
305	65
20	45
35	45
20	35
310	65

3.1.2.3.1 Falla “E1D4P4”

Esta estructura se encuentra ubicada en las coordenadas: 285.800 mE y 6.668.462 mS. Posee azimut y manteo de 310/85 con rake de estrías de falla de 10° al NO (Figura 17) y sentido de movimiento determinado a partir de sedimentos orientados (Figura 18) en el plano de la estructura además de óxidos de manganeso dispuestos como fibras de relleno (Figura 19) (Petit, 1987; Doblas *et. al*, 1997; 1998) sugiriendo un movimiento de tipo dextral inverso (Figura 20).

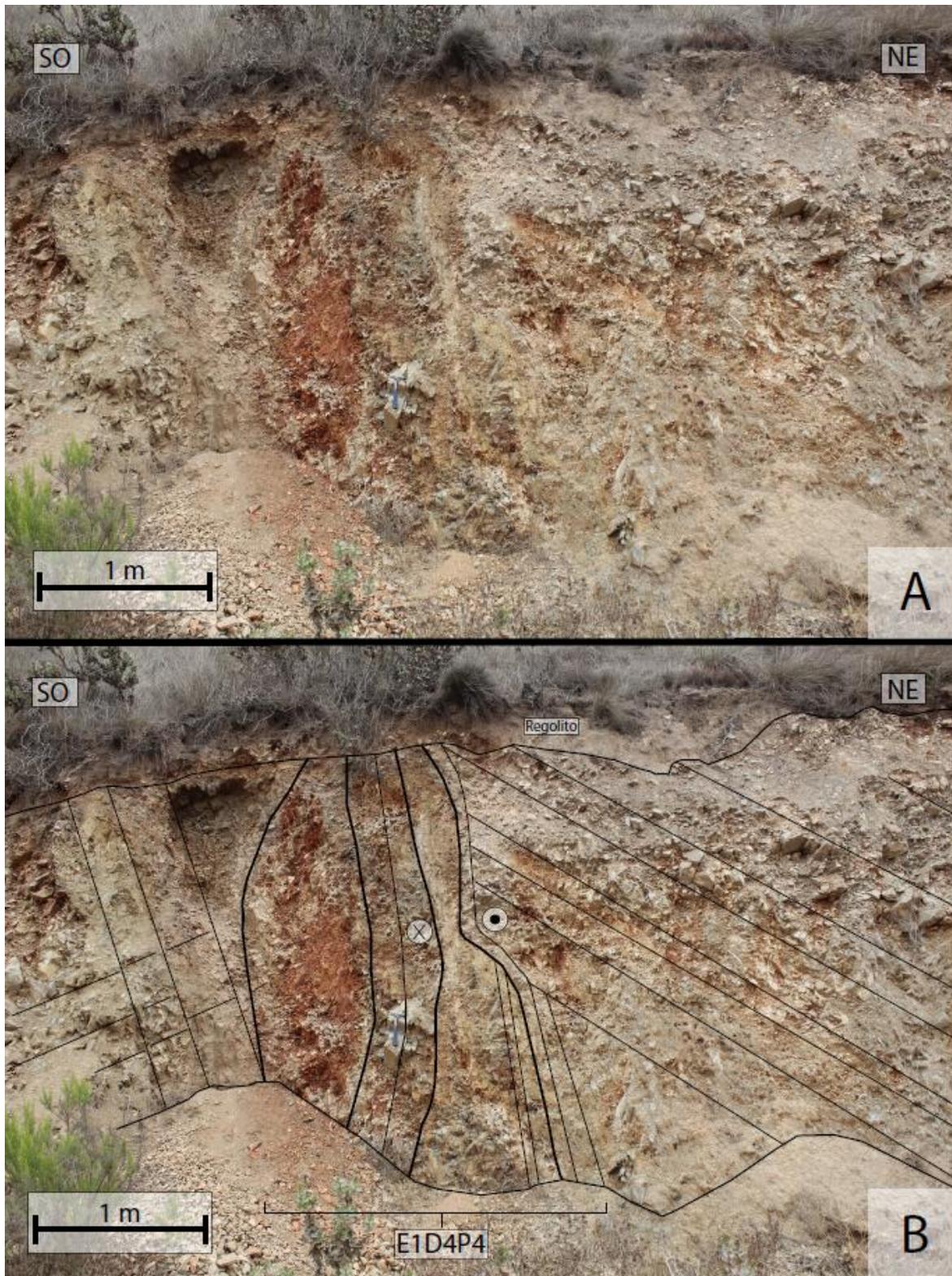


Figura 17. (A) Fotografía de afloramiento de estructura E1D4P4. (B) Interpretación de fotografía correspondiente al afloramiento de la estructura E1D4P4. Se observa, entre líneas negras gruesas, la estructura E1D4P4, mientras que las otras líneas negras representan diaclasas preferenciales. Los círculos con puntos indican movimiento de bloque hacia dentro del plano de la fotografía, mientras que los círculos con una X indican movimiento hacia fuera del plano de la fotografía.

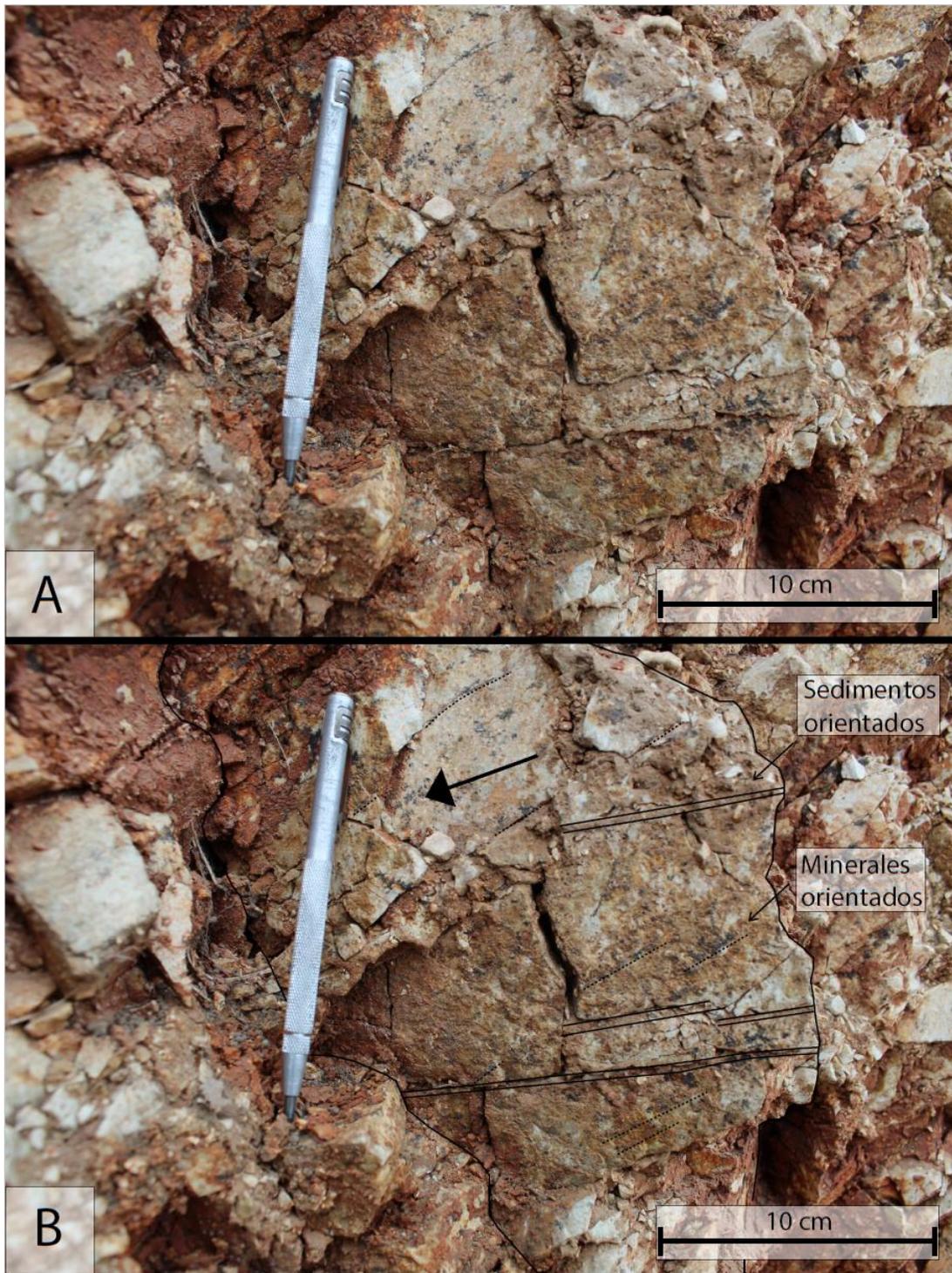


Figura 18. (A) Fotografía de plano de falla de estructura E1D4P4. (B) Interpretación de fotografía correspondiente al plano de falla de la estructura E1D4P4 observándose sedimentos y óxidos de manganeso orientados. La flecha negra rellena en el plano de falla indica el sentido de movimiento del bloque ausente.

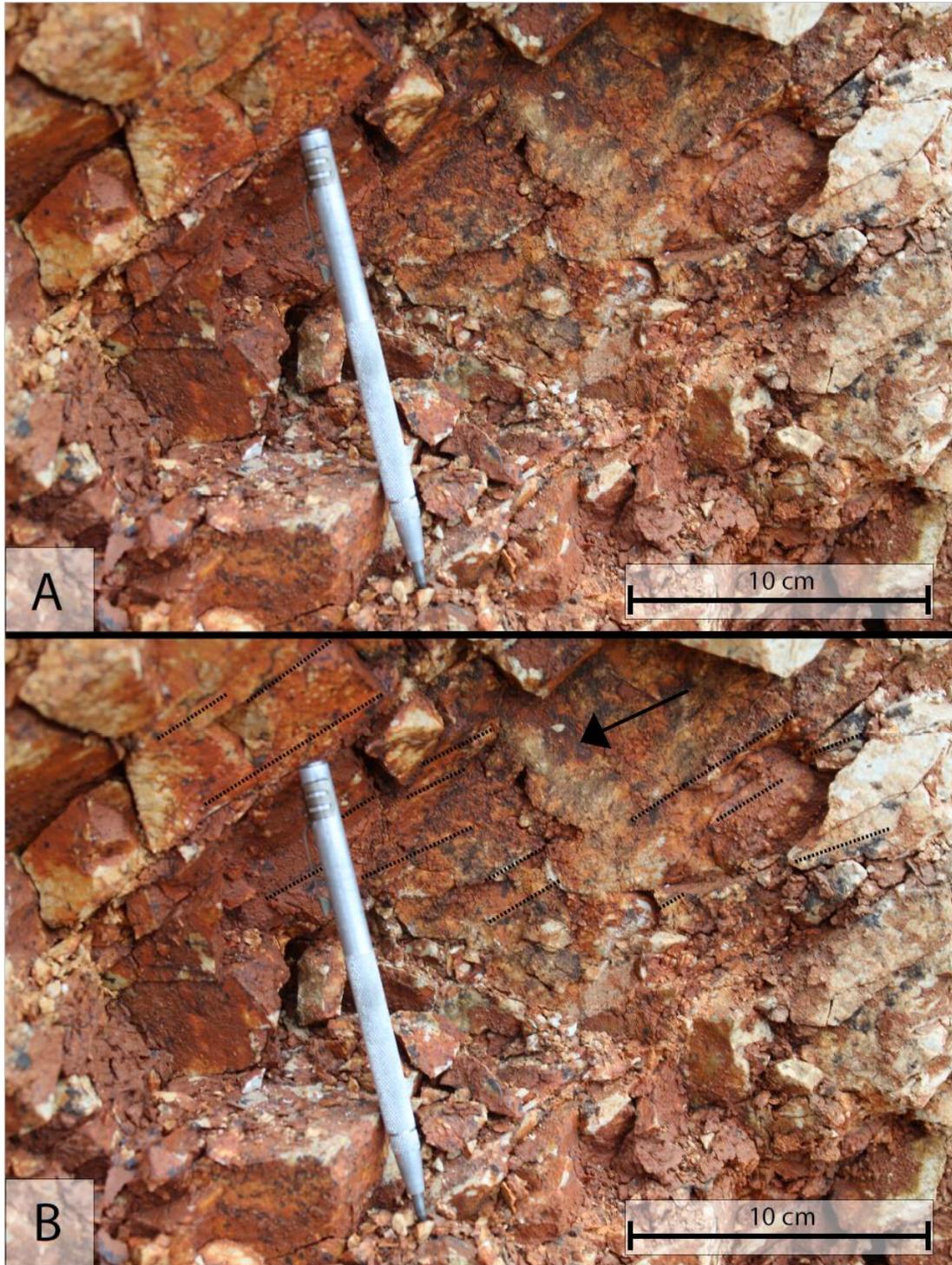


Figura 19. (A) Fotografía de plano de falla de estructura E1D4P4. (B) Interpretación de fotografía correspondiente al plano de falla de la estructura E1D4P4 observándose óxidos de manganeso orientados. La flecha negra rellena en el plano de falla indica el sentido de movimiento del bloque ausente.

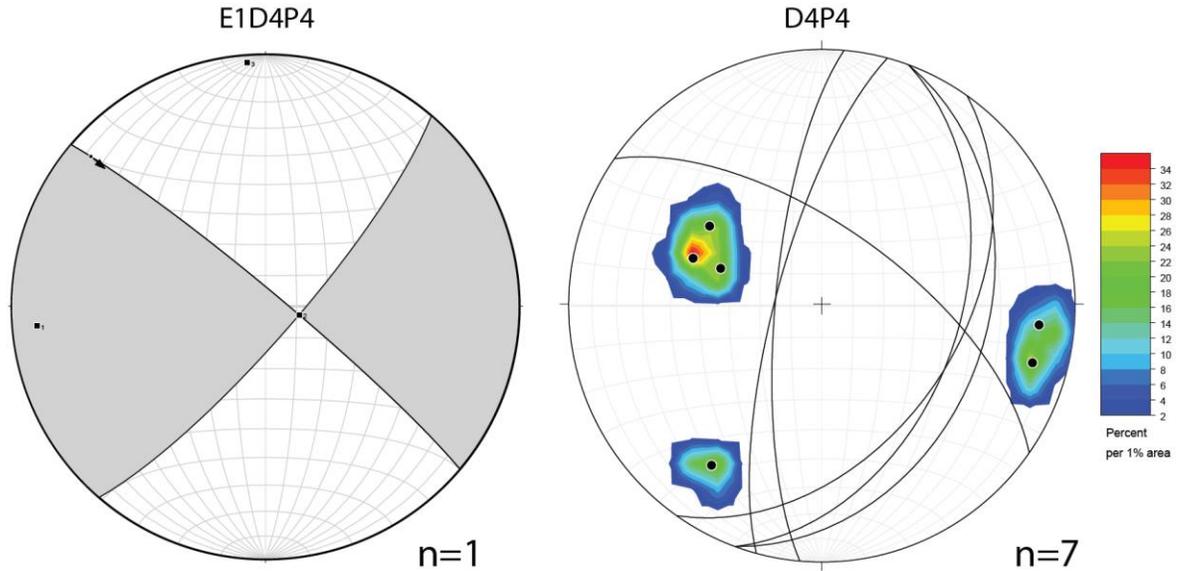


Figura 20. (Izq) Cinemática propuesta de estructura E1D4P4. (Der) Principales diaclasas del afloramiento D4P4.

3.1.2.3.2 Falla “E2D4P4”

Esta estructura se encuentra ubicada en las coordenadas: 285.800 mE y 6.668.462 mS. Posee azimuth y manteo de 170/70 con rake de estrías de falla de 63° al SE y sentido de movimiento de la falla determinado a partir de la cercanía con E1D4P4 y el consecuente movimiento del bloque, que incluye a ambas estructuras, sugiriendo para esta un movimiento de tipo sinistral normal (Figura 22). Cabe mencionar que E2D4P4 posee otro rake de 30° al NO y una curvatura en su geometría acuñaándose en la vertical (Figura 21) sugiriendo un movimiento de tipo inverso que se interpreta como anterior al desplazamiento horizontal observado, puesto que, asociado a este movimiento vertical, se dispone una mineralización negruzca de mineral magnético que se interpreta como magnetita martitizada.



Figura 21. (A) Fotografía de afloramiento de estructura E2D4P4. (B) Interpretación de fotografía correspondiente al afloramiento de la estructuras E2D4P4. Se observa, rodeada por líneas negras gruesas la estructura E2D4P4, mientras que las otras líneas negras representan diaclasas preferenciales. Los círculos con puntos indican movimiento de bloque hacia dentro del plano de la fotografía, mientras que los círculos con una X indican movimiento hacia fuera del plano de la fotografía.

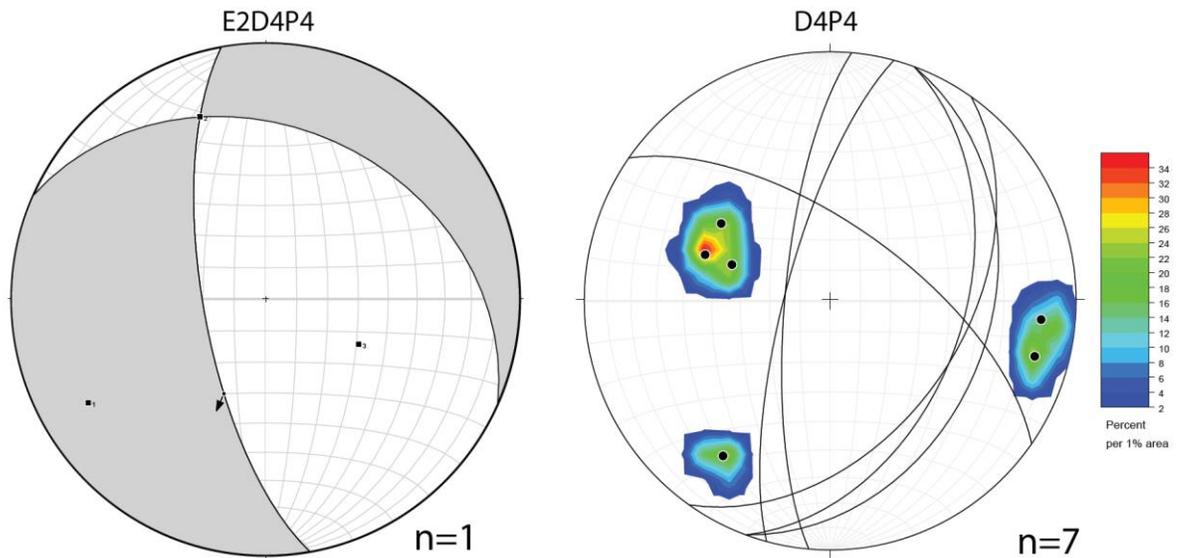


Figura 22. (Izq) Cinemática propuesta de estructura E2D4P4. (Der) Principales diaclasas del afloramiento D4P4.

3.1.2.4 Falla “E1D4P6”

El afloramiento D4P6 posee una altura de 8 m de alto por 16 m de largo. La roca que le conforma se observa fuertemente meteorizada y diaclasada. El diaclasamiento se observa de manera mucho más pervasiva hacia la estructura “E1D4P6”, la que posee un núcleo de salbanda de cerca de 4 metros, con un segmento de cerca de 20 cm de espesor con desarrollo de estrías e indicadores cinemáticos. Las zonas aledañas a esta estructura se definen como zonas de falla (Figura 23), las que presentan desarrollo prominente de diaclasamiento en orientaciones preferenciales que se ilustran en la Tabla 5 y que poseen espaciamientos entre sí, de al menos, 4 fracturas por metro (4 ff/m).

Tabla 5. Datos de azimut/manteo de las principales diaclasas de afloramiento D4P6.

Azimut	Manteo
325	60
260	25
150	55
330	45

Esta falla se encuentra ubicada en las coordenadas: 285868 mE y 6685470 mS. Posee azimut y manteo de 150/55 (Figura 23) con rake de estrías de falla de 35° al SE (Figura 24) y sentido de movimiento de la falla determinado a partir de criterios de Riedel en salbanda (Petit, 1987; Doblas *et. al*, 1997, 1998), particularmente cuñas de salbanda (*asymmetric elevations*) (Figura 25), que sugieren un movimiento de tipo sinistral normal (Figura 26).

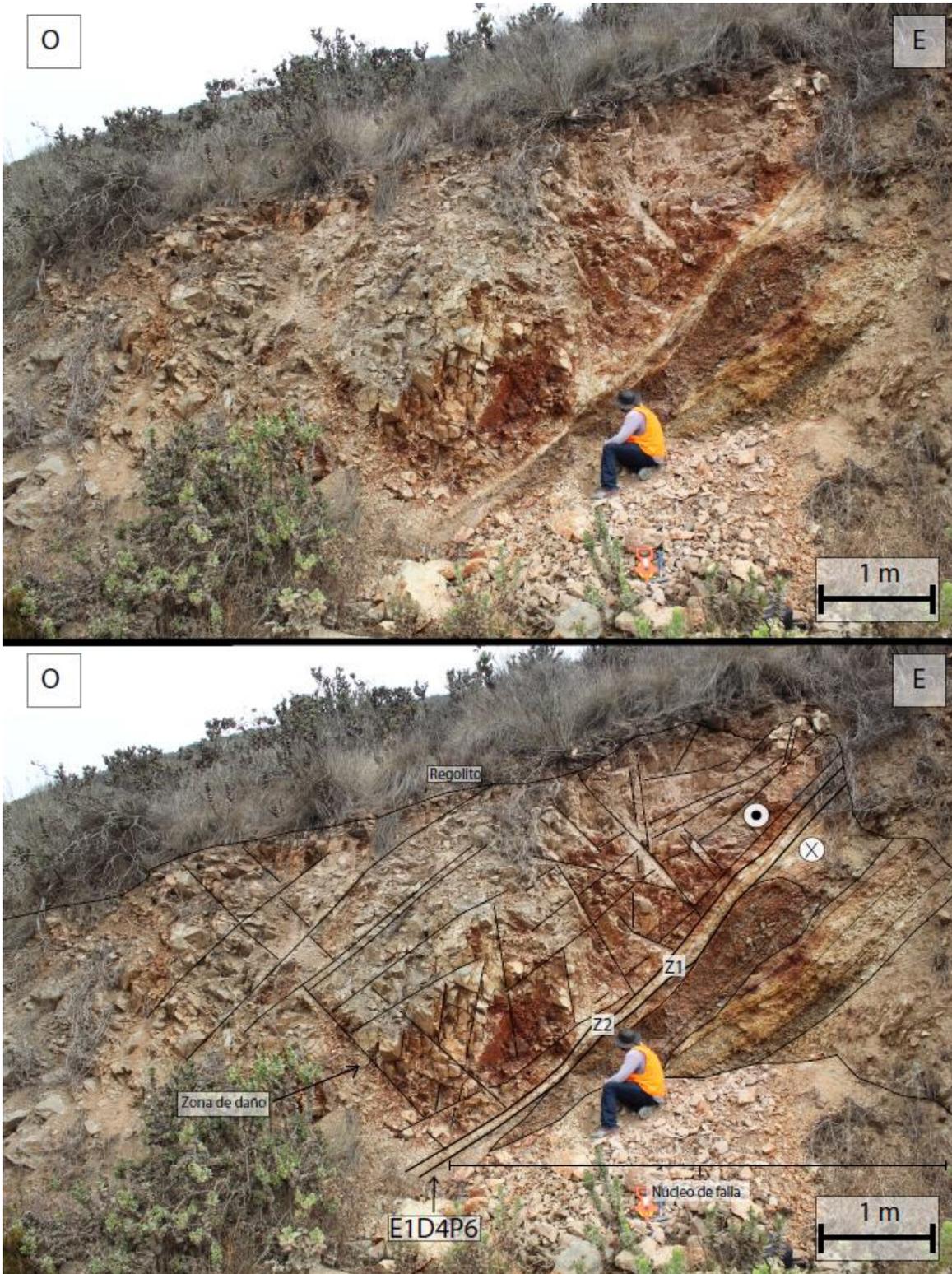


Figura 23. (A) Fotografía de afloramiento de estructura E1D4P6. (B) Interpretación de fotografía correspondiente al afloramiento de las estructuras E1D4P6. Z1 y Z2 corresponden a las ubicaciones en el afloramiento de las Figuras 24 y 25 respectivamente. Se observa en línea negra gruesa el núcleo de la estructura E1D4P6, mientras que las otras líneas negras representan diaclasas preferenciales. Los círculos con puntos indican movimiento de bloque hacia dentro del plano de la fotografía, mientras que los círculos con una X indican movimiento hacia fuera del plano de la fotografía.

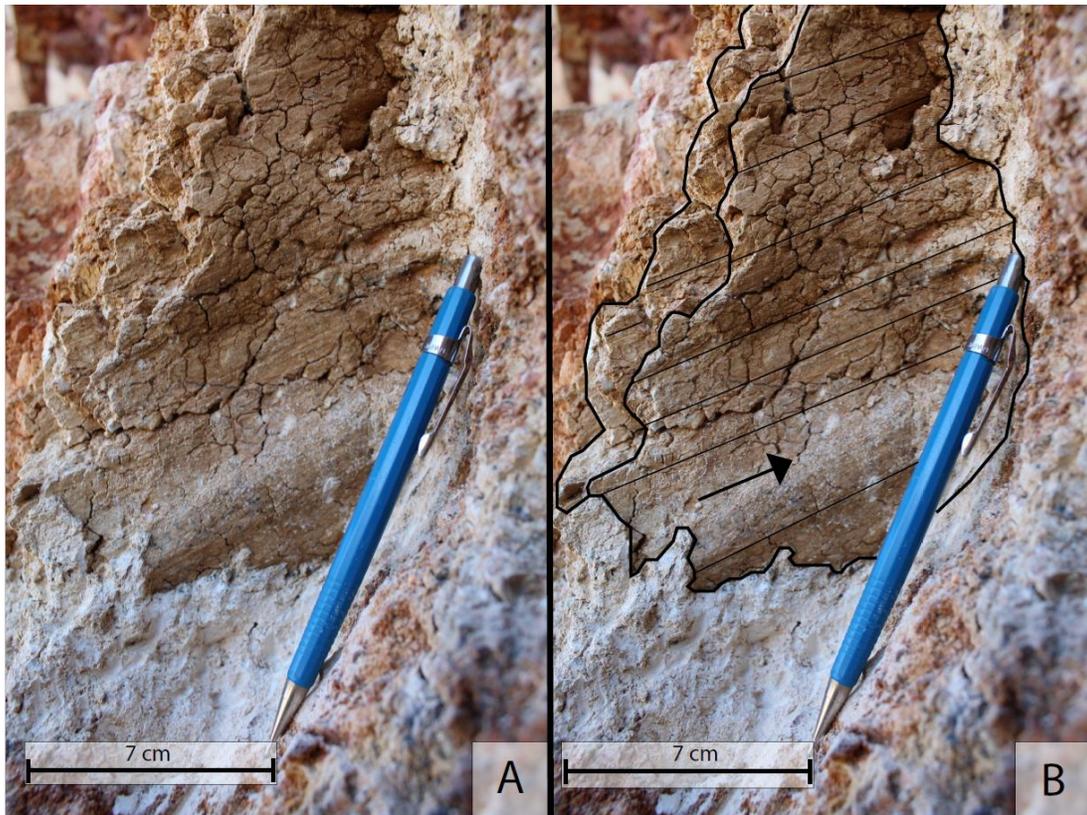


Figura 24. (A) Fotografía del plano de falla de estructura E1D4P6. (B) Interpretación de fotografía correspondiente al plano de falla de estructura E1D4P6 observándose estrías de falla en salbanda representadas por líneas negras subparalelas. Z1 en Figura 23. La flecha negra rellena en el plano de falla indica el sentido de movimiento del bloque ausente.

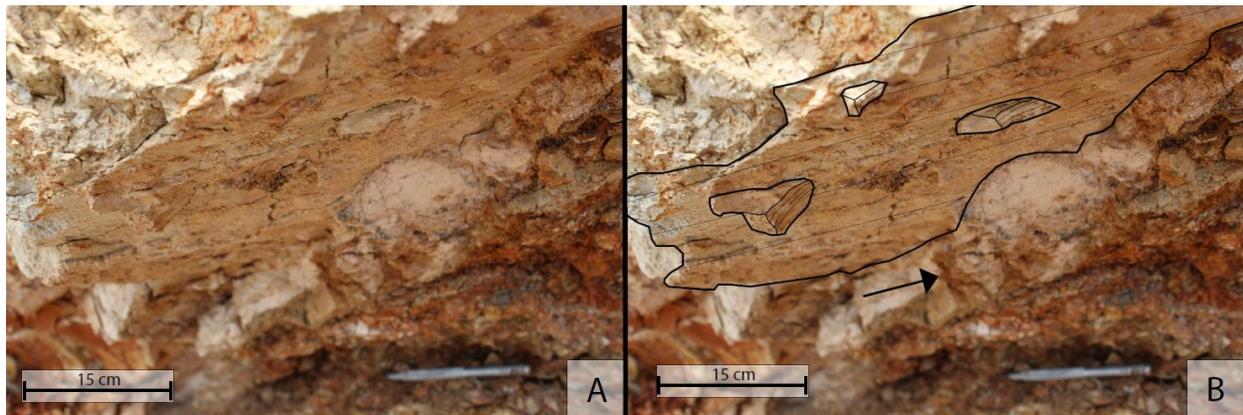


Figura 25. (A) Fotografía del plano de falla de estructura E1D4P6 (B) Interpretación de fotografía correspondiente al plano de falla de estructura E1D4P6 donde se interpretan criterios cinemáticos con acuñamiento de arcillas: cuñas de salbanda (*asymmetric elevations*) (Doblas, 1998). Z2 en Figura 23. La flecha negra rellena en el plano de falla indica el sentido de movimiento del bloque ausente.

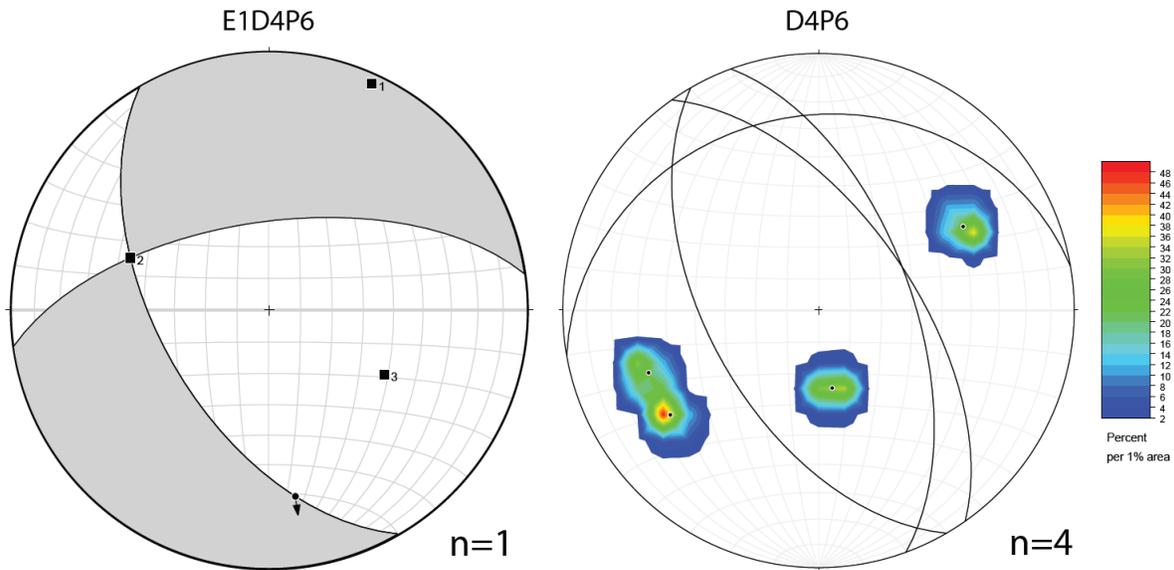


Figura 26. (Izq) Cinemática propuesta de estructura E1D4P6. (Der) Principales diaclasas del afloramiento D4P6.

3.1.2.5 Falla “E1D4P8”

Esta estructura se encuentra ubicada en las coordenadas: 287.295 mE y 6.684.993 mS. Posee azimuth y manteo de 10/80 con rake de estrías de falla de 20° al NE y sentido de movimiento de la falla determinado a partir de criterios de Riedel en salbanda (Petit, 1987; Doblas *et. al*, 1997), particularmente escalones (*steps*) (Doblas, 1998) (Figura 27), con un movimiento de tipo sinestral normal (Figura 28).

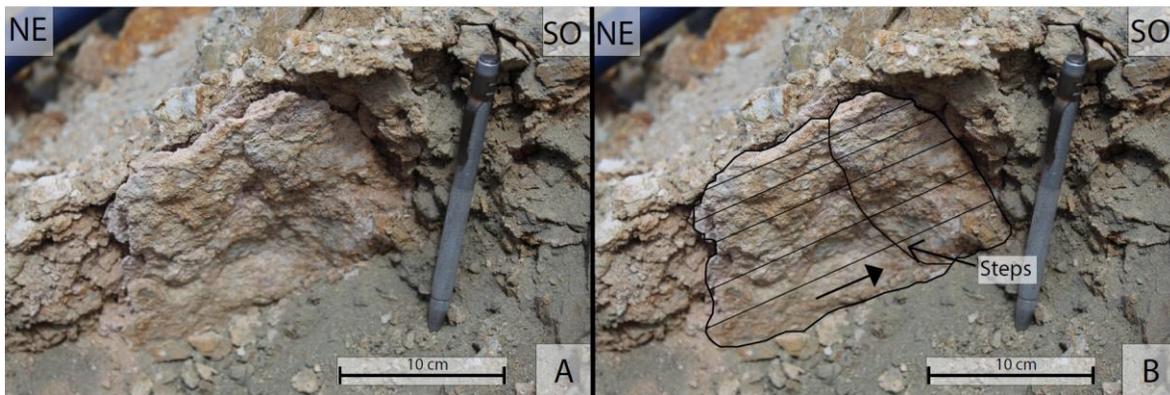


Figura 27. (A) Fotografía de estructura E1D4P8 (B) Interpretación de fotografía correspondiente al afloramiento de la estructura E1D4P8. Las líneas negras subparalelas representan las estrías de falla presentes en el plano de falla, además de interpretarse cinemática a partir de presencia de escalón en el plano de falla (*steps*). La flecha negra rellena en el plano de falla indica el sentido de movimiento del bloque ausente.

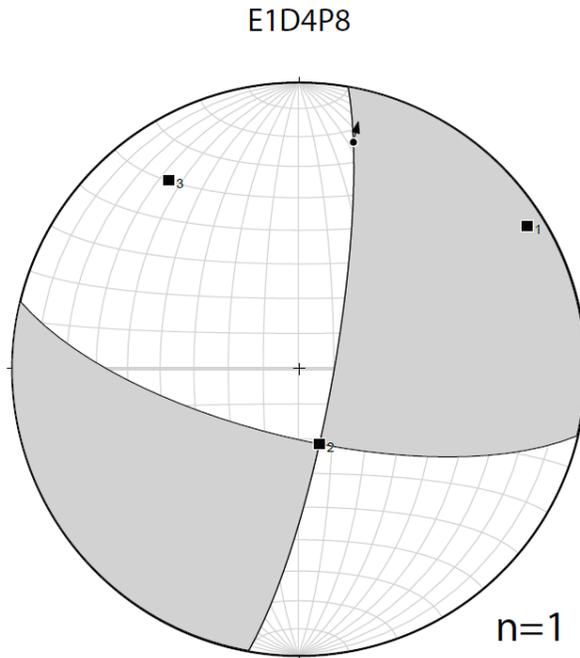


Figura 28. Cinemática propuesta de estructura E1D4P8.

Todo lo anterior, permite elaborar dos mapas de lineamientos de primer orden y fallas sugeridas en este estudio, definiéndose un mapa para la Zona Norte (Figura 29) y otro para la Zona Sur (Figura 30). En estos mapas se observa que las estructuras se disponen tanto al este como al oeste de la traza definida previamente por otros autores (Emparan y Pineda, 2000; 2006), para el Sistema de Fallas Romeral (SFR).

Mapa de fallas y lineamientos - Cerro Grande, La Serena, Chile

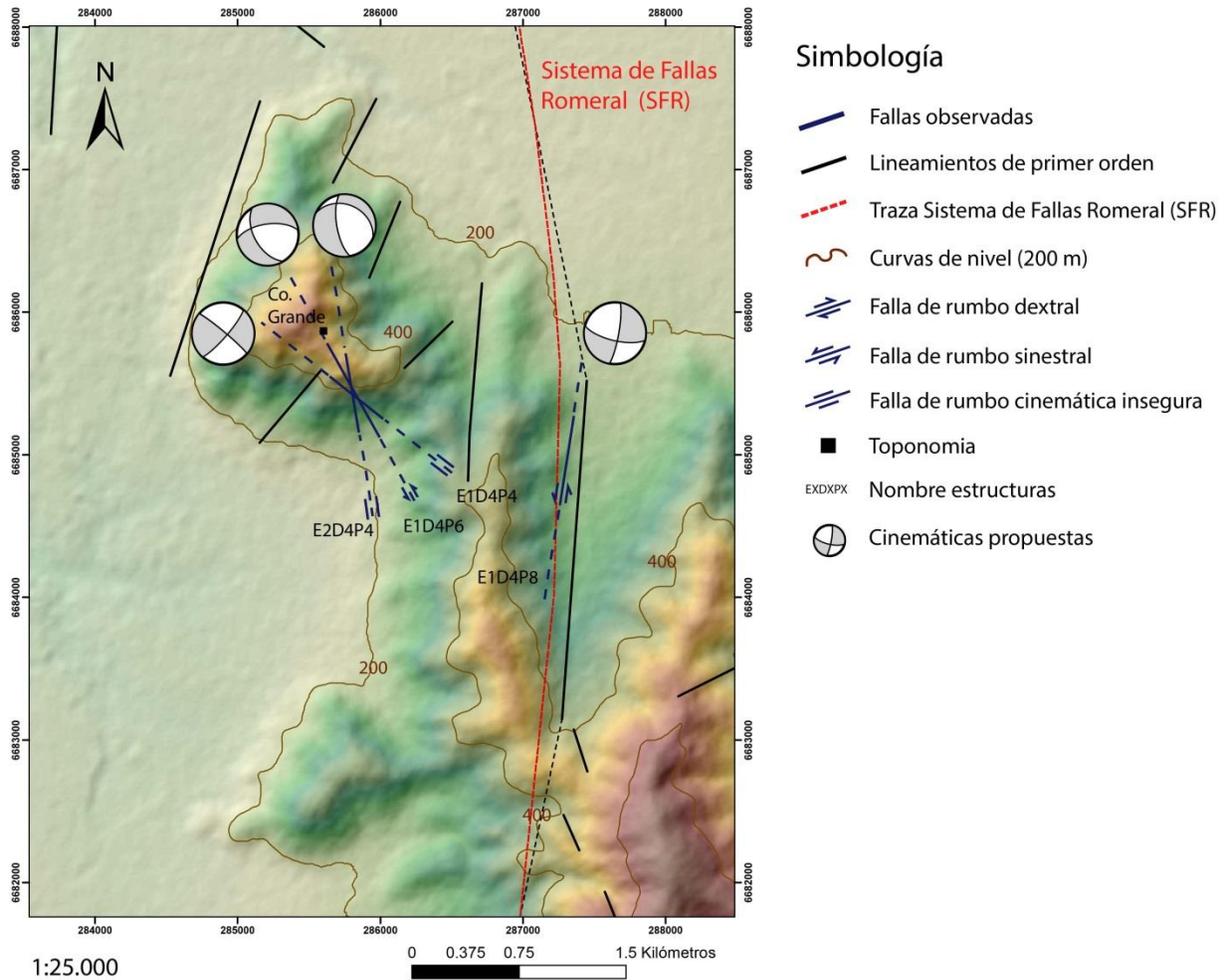


Figura 29. Mapa de lineamientos y fallas del sector de Cerro Grande, La Serena, Chile. La traza del SFR se dispone a partir de la información entregada por Emparan y Pineda (2000).

Mapa de fallas y lineamientos - El Peñón Norte, La Serena, Chile

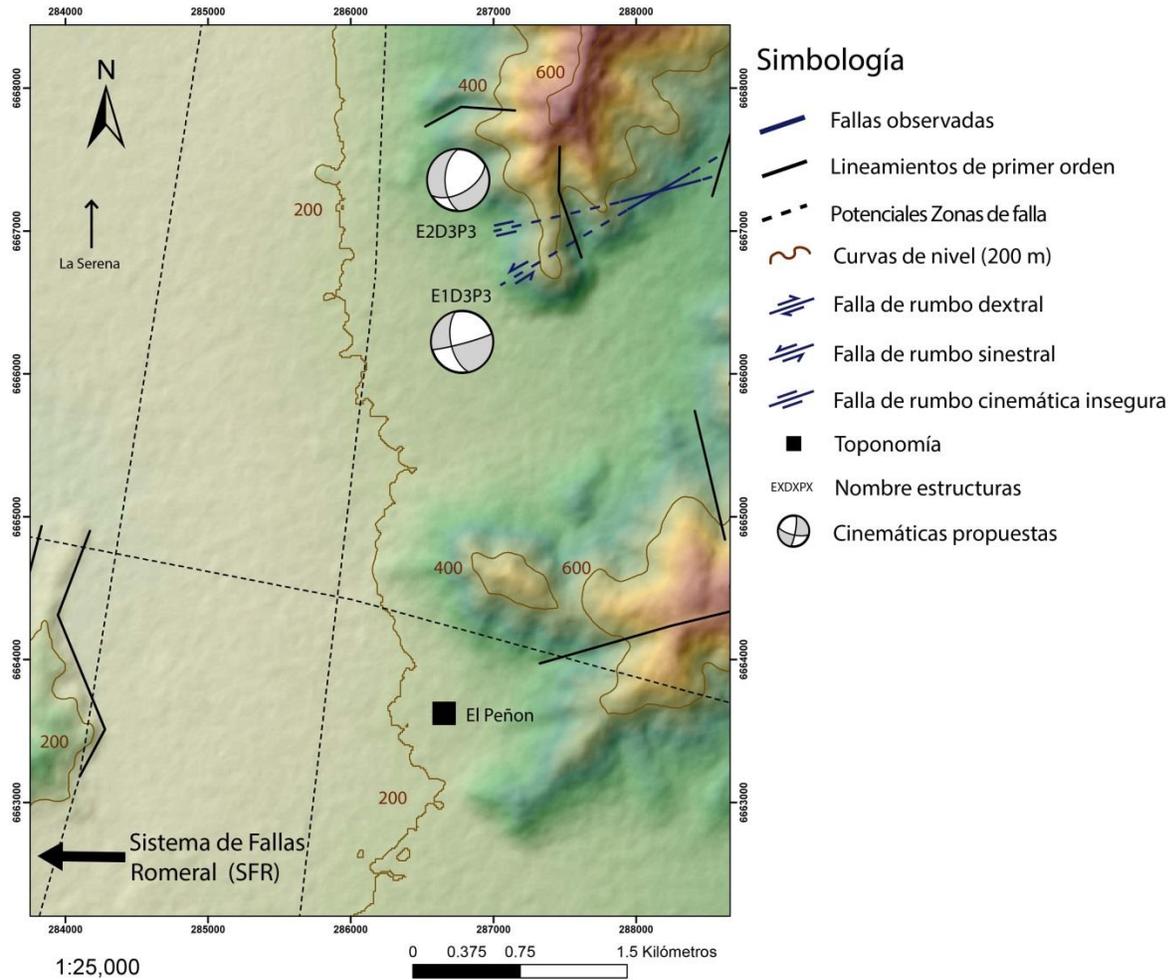


Figura 30. Mapa de lineamientos y fallas del sector de El Peñón Norte, La Serena, Chile.

3.1.3 Cinemática conjugada de estructuras

Las estructuras medidas en terreno fueron concentradas en dos grupos construidos a partir de la información que entrega la Tabla 6 con el fin de conseguir una cinemática conjugada para estas.

Tabla 6. Grado de certeza de cinemáticas observadas en terreno con sus respectivos criterios considerados.

Grado de certeza cinemática	Criterio
1	Fracturas tipo Riedel (T,R,P) (Petit, 1987) Criterios en salbanda (Doblas, 1998)
2	Óxidos de MnO ₂ y sedimentos orientados. Criterio cinemático heredado de estructura aledaña.

Las seis fallas han sido agrupadas en dos familias distribuidas de la siguiente forma:

- a) **Grado de certeza cinemática 1:** Los criterios que permiten la creación de un *set* de fallas, con este grado de certeza, se basan en el estudio de fracturas subsidiarias al plano principal de las estructuras analizadas. Estas discontinuidades muestran arreglos geométricos dependientes de los esfuerzos físicos involucrados en el fracturamiento de las rocas, por lo que pueden mostrar información sobre el sentido de movimientos de las fallas (Fossen, 2010). Estas geometrías particulares en las estructuras poseen diferentes nombres, permitiendo ser clasificadas como fracturas tipo T, R, R', P respecto a un plano de falla principal M, según la orientación y cinemática que posean (Petit, 1987; Niemeyer, 1999; Fossen, 2010). Además, este grupo incluye criterios cinemáticos observados en salbanda que responden a fundamentos físicos similares a los definidos para las fracturas tipo Riedel, siendo extensamente estudiado por Doblas (Doblas *et al.*, 1997; 1998; Fossen, 2010). En este grupo se incluyen las estructuras E1D3P3, E1D4P6 y E1D4P8. Sus criterios cinemáticos fueron determinados, en terreno, a partir de la existencia fracturas tipo Riedel (Petit, 1987) y criterios cinemáticos en salbanda (Doblas 1997; 1998). Estas fallas poseen orientaciones diferentes entre sí, aunque todas muestran una cinemática sinestral. A partir del análisis realizado, la solución del plano de falla para este set de estructuras sugiere un plano de rumbo N6°O y manteo 44°E con movimiento de rumbo sinestral (Figura 31). Basado en el análisis combinado de Bingham (Allmendinger, 2016), se determinó que el σ_1 para este set posee una orientación de N18°O (Figura 31).

Cinemática y tensores Fallas
Grado de seguridad 1

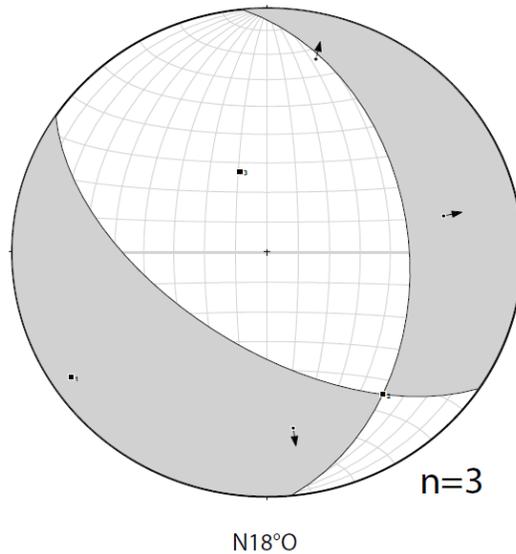


Figura 31. Cinemática y tensores de Fallas de Grado de certeza 1, para las que el σ_1 posee una orientación de N18°O.

- b) Grado de certeza cinemática 2:** Los criterios que definen este grupo de grado de certeza corresponden al crecimiento de minerales y sedimentos orientados aprovechando las asperezas de las rocas. Los mecanismos que originan estos criterios no necesariamente han sido físicos, sino que pueden ser rasgos heredados a partir de las condiciones anteriores al movimiento de la roca en estudio, los que pueden propiciar el uso y relleno posterior de las asperezas en cuestión. En este grupo se incluyen las estructuras mencionadas en a), además de las fallas E2D3P3, E1D4P4 y E2D4P4, cuyos criterios cinemáticos fueron determinados en base a óxidos de MnO_2 y sedimentos orientados, además de criterios cinemáticos interpretados a partir de estructuras aledañas. De acuerdo al análisis realizado, la solución del plano de falla para este set de estructuras sugiere un plano de rumbo N14°E y manteo 87°NO con movimiento de rumbo sinistral (Figura 32). Basado en el análisis combinado de Bingham (Allmendinger, 2016), se determinó que el σ_1 para este set posee una orientación de N32°O (Figura 32).

Cinemática y tensores Fallas
Grado de seguridad 2

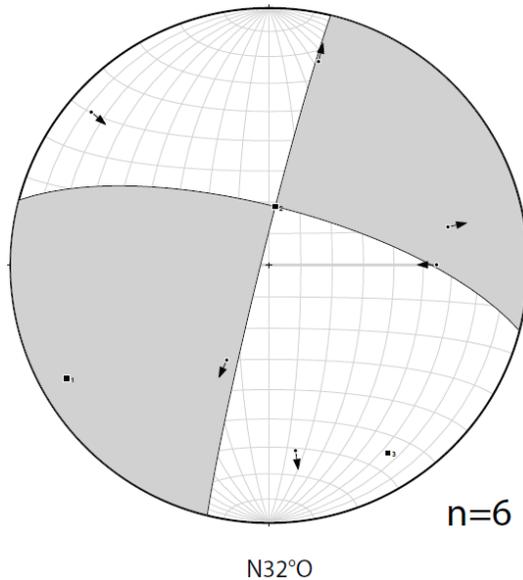


Figura 32. Cinemática y tensores de Fallas de Grado de certeza 2, para las que el σ_1 posee una orientación de N32°O.

Finalmente, en este estudio, el grado de certeza cinemática 1 se posiciona más confiable respecto al grado de certeza cinemática 2, puesto que el primero se sustenta en parámetros primordialmente físicos que han sido estudiados y descritos por numerosos autores (Petit, 1987; Doblas 1997; 1998; Niemeyer, 1999; Fossen, 2010)

3.1.4 Diaclasas y familia de polos - Familias de 1er y 2do orden

En lo que respecta a las diaclasas asociadas a las fallas presentadas anteriormente, fueron documentadas 38 familias, creadas a partir de las diaclasas representativas medidas en ese trabajo, que han sido agrupadas en *sets* según la densidad de polos de diaclasas respecto a cierta zona de la proyección estereográfica equiareal. De esta manera, se definen 7 sets de polos, cada uno de ellos con una densidad propia ($n=x$). Esta concentración permite otorgarles una categorización distinta, en lo que compete a su relevancia, respecto a la similitud de su orientación con las principales fallas y campos de esfuerzos definidos.

A continuación, se presentan los siete sets de polos de diaclasas, definidos en este estudio, que han sido agrupados preferencialmente según su similar orientación espacial

Set de polos SP1 (*Trend: 0 – 25*)

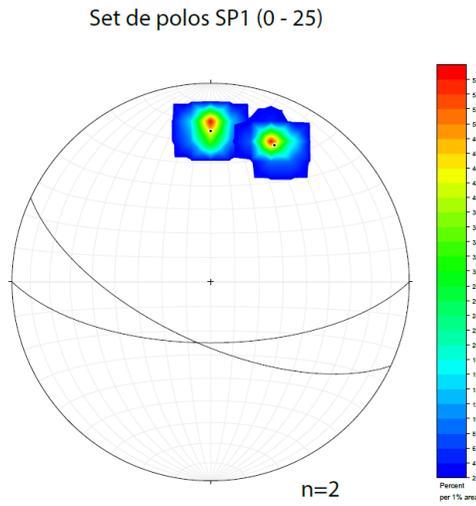


Figura 33. Set de polos SP1 (*Trend: 0 – 25*) que incluye 2 grupos de diaclasas.

Set de polos SP2 (*Trend: 60 – 105*)

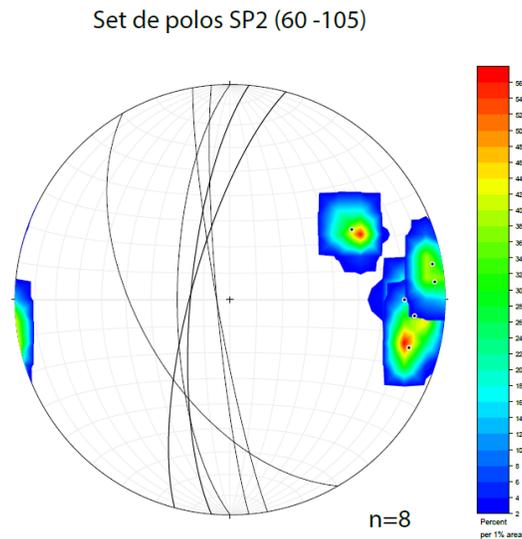


Figura 34. Set de polos SP2 (*Trend: 60 – 105*) que incluye 8 grupos de diaclasas.

Set de polos SP3 (*Trend: 150 – 170*)

Set de polos SP3 (150 -170)

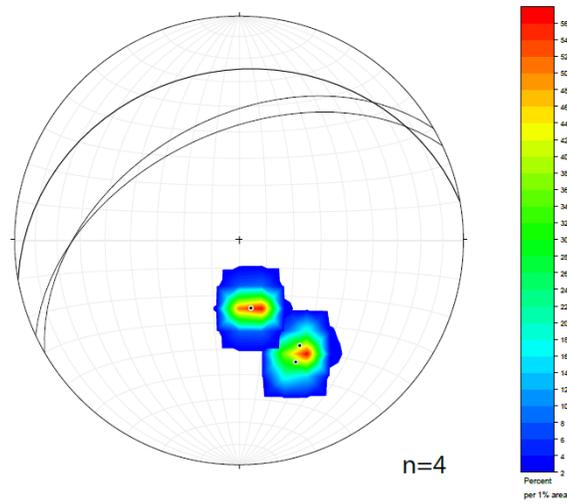


Figura 35. Set de polos SP3 (*Trend: 150 - 170*) que incluye 4 grupos de diaclasas.

Set de polos SP4 (*Trend: 205 – 240*)

Set de polos SP4 (205 - 240)

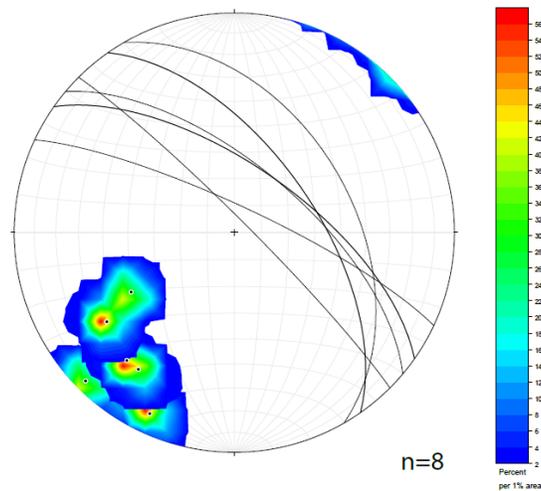


Figura 36. Set de polos SP4 (*Trend: 205 - 240*) que incluye 8 grupos de diaclasas.

Set de polos SP5 (*Trend: 250 – 290*)

Set de polos SP5 (250 - 290)

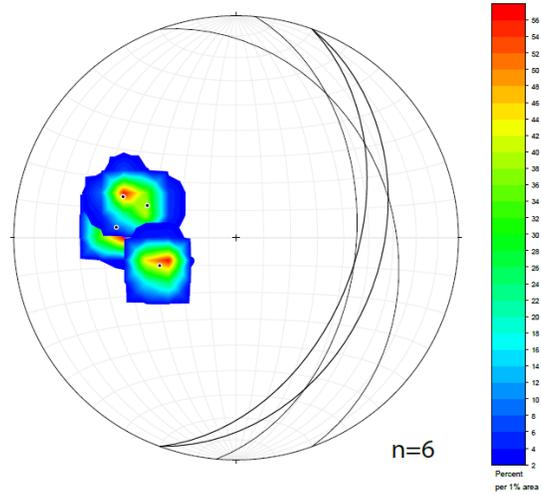


Figura 37. Set de polos SP5 (Trend: 205 - 240) que incluye 6 grupos de diaclasas.

Set de polos SP6 (*Trend: 300 – 310*)

Set de polos SP6 (300 - 310)

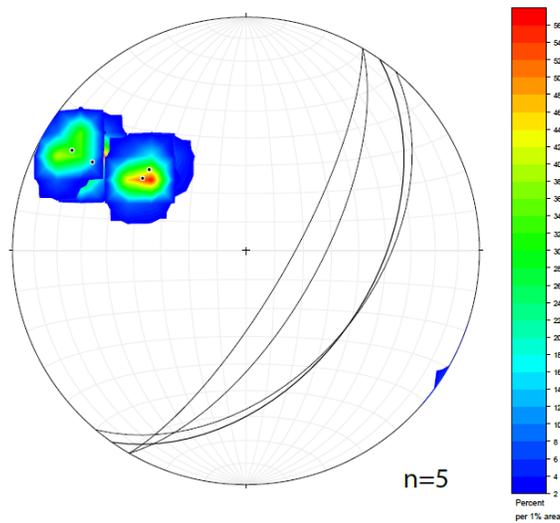


Figura 38. Set de polos SP6 (Trend: 300 - 310) que incluye 5 grupos de diaclasas.

Set de polos SP7 (*Trend: 330 – 345*)

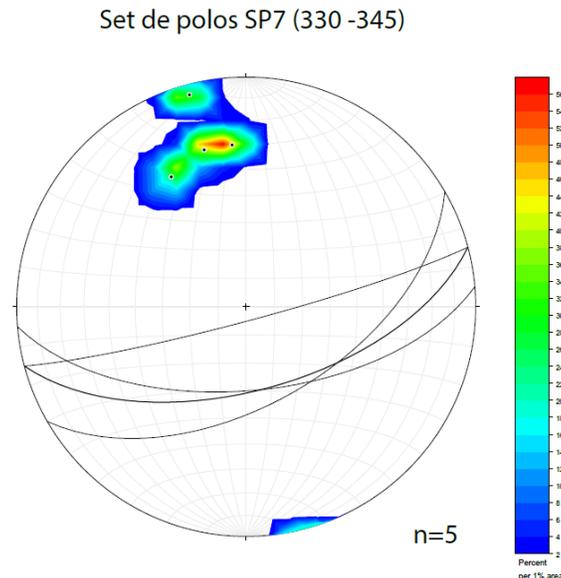


Figura 39. Set de polos SP7 (*Trend: 330 - 345*) que incluye 5 grupos de diaclasas.

A modo de jerarquizar la información que entregan estos sets de diaclasas, en un análisis de primer orden, se determinan tres jerarquías, que han sido definidas a partir de la densidad de las diaclasas y la orientación de estas.

Jerarquía 1 (n=8): Este grupo incluye a los sets de diaclasas que poseen una orientación N-NO y una densidad de n=8. Los grupos SP2 y SP4 (Figuras 34 y 36) se consideran dentro de esta categoría.

Jerarquía 2 (n=4, 5, 6): Este grupo incluye a los sets de diaclasas que poseen una orientación N-NE y una densidad de n=4, 5 y 6. Los grupos SP3, SP5, SP6 y SP7 (Figuras 35, 37, 38 y 39) se consideran dentro de esta categoría.

Jerarquía 3 (n=2): Este grupo incluye a los sets de diaclasas que poseen una orientación NNO-O y una densidad de n=2. El grupo SP1 (Figura 33) se considera dentro de esta categoría.

3.2 Rasgos Geomorfológicos

Esta sección tiene como finalidad presentar la geomorfología de la zona de estudio establecida a partir del análisis de modelos de elevación digital (DEM's) e imágenes satelitales Sentinel-2, junto con observaciones de terreno. El estudio de la geomorfología del sector tiene como propósito generar un levantamiento de información que permita determinar los rasgos más importantes de la zona y su posible relación con actividad neotectónica.

3.2.1 Unidades Geomorfológicas

El mapeo geomorfológico del área fue dividido en dos zonas equiareales para facilitar la presentación de la información: Zona Norte (Figura 40) y Zona Sur (Figura 42).

Zona Norte

Mapa Geomorfológico - Zona Norte

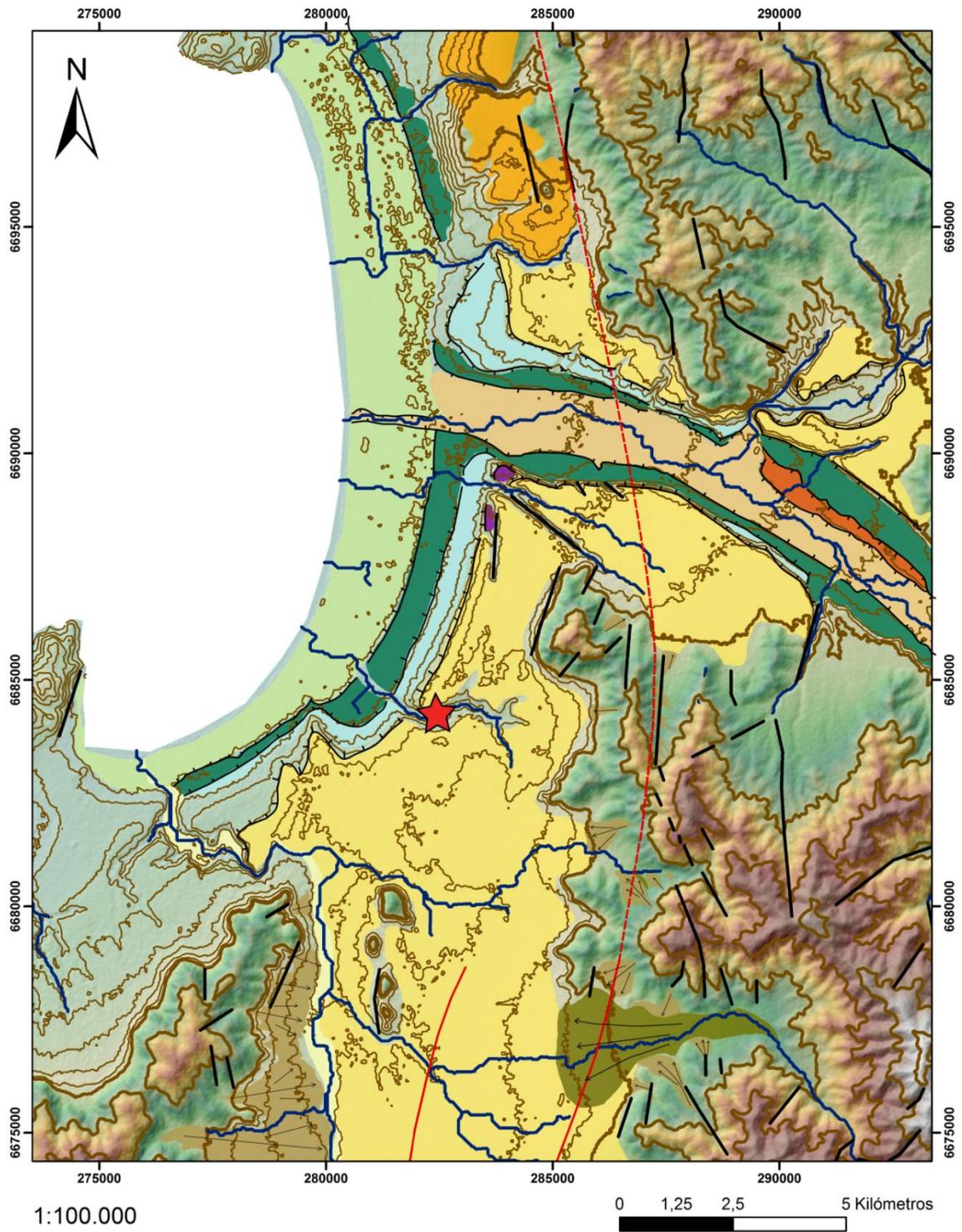


Figura 40. Mapa Geomorfológico correspondiente al área norte de la zona de estudio.

Leyenda

 Abanicos aluviales antiguos	 Terraza fluvio-marina 4
 Abanicos aluviales	 Terraza fluvio-marina 5
 Depósitos fluviales	 Terraza fluvial
 Terraza fluvio-marina 1	 Superficie relictiva
 Terraza fluvio-marina 2	 Paleoterrazas
 Terraza fluvio-marina 3	

Simbología

 Redes de drenaje	 Curvas de nivel [200 m]
 High: 1584 Low: 23 Altitud [ms.n.m.]	 Curvas de nivel [20 m]
 Veit <i>et al.</i> , 2015	 Escarpe
	 Lineamientos estructurales
	 Sistema de fallas Romeral (SFR)

Continuación Figura 40. Leyenda y Simbología correspondiente al “Mapa Geomorfológico – Zona Norte”.

En el Mapa Geomorfológico de la Zona Norte, fueron definidas unidades geomorfológicas tales como:

- 1) **Terrazas fluvio-marinas (T) (Paskoff *et al.*, 1970; 1995):** Superficies aterrazadas de diferente altitud y continuas en la norte-sur a lo largo de la línea de costa, disectadas por la acción del río Elqui en sus secciones centrales y por quebradas en otras zonas (Figuras 40, 41 y 42). Estas poseen extensiones variables en la este-oeste y están separadas entre sí por escarpes de alturas que varían desde metros a decenas de metros según sea el caso de la terraza contigua sometida a observación. Además, se tiene que estas superficies presentan continuidad lateral hacia el interior del valle del Elqui en dirección al este, registrándose un aumento de la altitud de las mismas a medida que se adentran en el valle. Las altitudes definidas para estas terrazas son: (i) Terraza fluvio-marina 1 (T1): 110-130 ms.n.m, (ii) Terraza fluvio-marina 2 (T2): 90-95 ms.n.m, Terraza fluvio-marina 3 (T3): 40-70 ms.n.m (iii) Terraza fluvio-marina 4 (T4): 20-30 ms.n.m y (iv) Terraza fluvio-marina 5 (T5): 10-15 ms.n.m. Actualmente sobre estas terrazas se desarrollan las ciudades de La Serena y Coquimbo (Figura 40). En estas, no fueron observadas morfologías como escarpes de falla ni tampoco desplazamiento lateral de los depósitos que la conforman.



Figura 41. (A) Fotografía panorámica mirando hacia el noroeste desde el Cerro Grande, La Serena. (B) Interpretación de terrazas fluvio-marinas (T) definidas para el área de La Serena.

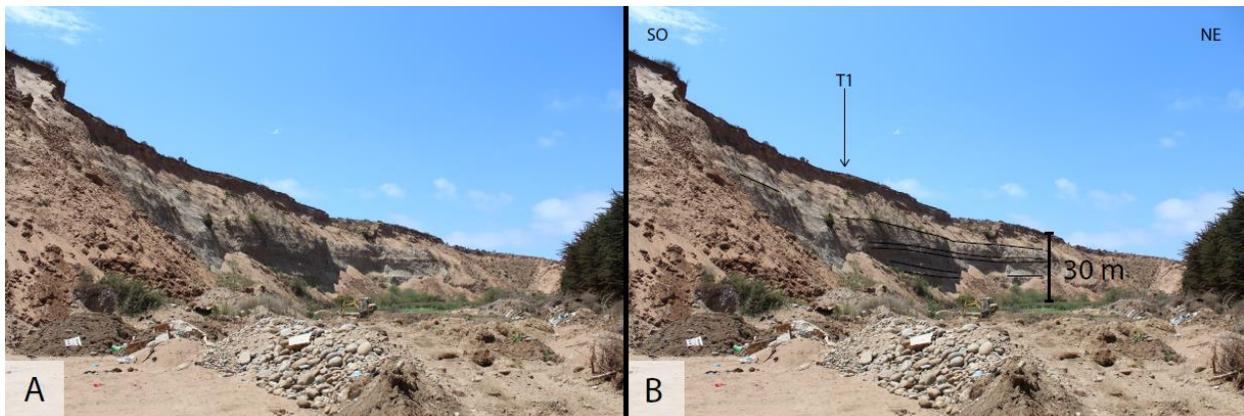


Figura 42. (A) Fotografía tomada en la Quebrada Peñuelas. (B) Interpretación de fotografía representando incisión de 30 metros de la quebrada en observación.

- 2) **Depósitos fluviales-aluviales:** Se reconocen depósitos no consolidados en la ribera del río Elqui, los que se presentan de manera continua a lo largo de las inmediaciones del río. Se muestran de color damasco pálido en el mapa y se disponen en una orientación casi este-oeste a lo largo del curso del río Elqui (Figura 40). En estos depósitos no fueron observadas morfologías como escarpes de falla ni tampoco desplazamiento lateral de los mismos.
- 3) **Terraza fluvial:** En el lugar, existen numerosas superficies aterrazadas, pero en particular, existe una terraza reconocida únicamente en el sector de camino a Lambert en la ribera norte del río Elqui la que no posee superficies de similar altitud (~90 m) en la ribera sur (Figura 40). Se muestra en el mapa de color rojizo. En estas terrazas no fueron observadas morfologías como escarpes de falla ni tampoco desplazamiento lateral de los depósitos que las conforman.
- 4) **Superficies relictas:** Al norte del sector de Las Compañías se observan extensas superficies de orientación principal norte-sur disectadas por profundas incisiones de quebradas que nacen del cordón montañoso ubicado al este de las mismas. Poseen similar altitud a la terraza en la que se desarrolla la población del sector de Las Compañías y a diferencia de la terraza anteriormente mencionada, está conformada en superficie por sedimentos no consolidados de tamaño arena que cubren el área exceptuando pequeños relictos de cerros que han sido definidos como rocas intrusivas anteriormente (Emparan y Pineda, 2000) (Figura 43). No se observa desplazamiento lateral de los depósitos ni tampoco escarpes de falla al interior de la misma superficie.



Figura 43. (A) Fotografía panorámica mirando hacia el este sobre el sector norte de Las Compañías, La Serena. (B) Interpretación de geomorfologías presentes en la fotografía panorámica.

- 5) **Abanicos aluviales:** Depósitos no consolidados dispuestos de manera aleatoria a lo largo del mapa ubicados siempre a los pies de cordones montañosos (Figuras 40 y 44). Se desarrollan en el área abanicos de diferente tamaño, se reconocen además, algunos con mayor presencia de vegetación que otros y en muchos de estos, actualmente existe desarrollo tanto urbano como agrícola. En estos abanicos no se observa desplazamiento lateral ni presencia de escarpes de falla, como tampoco desarrollo de abanicos telescópicos.

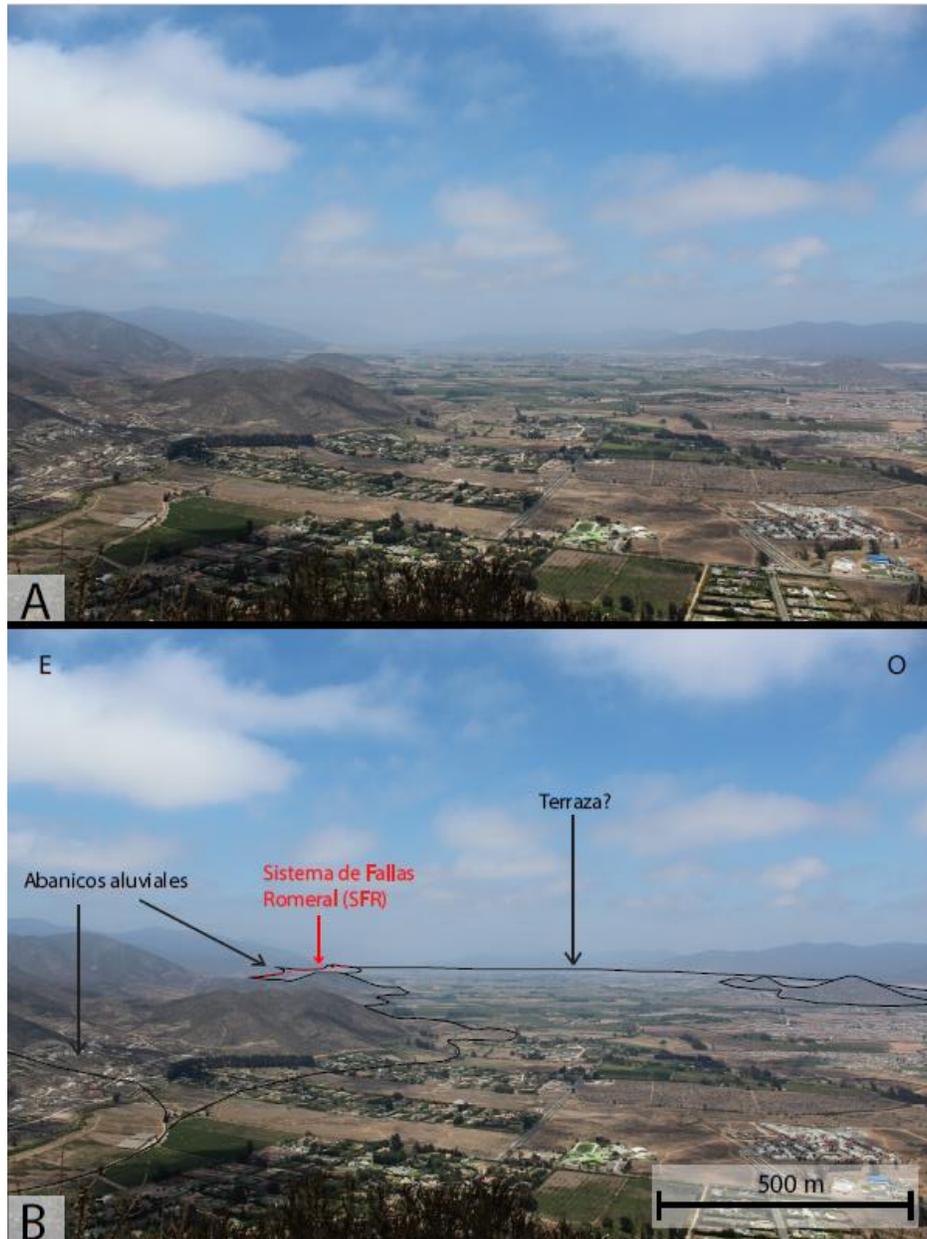


Figura 44. (A) Fotografía tomada en el Cerro Grande, La Serena. (B) Interpretación geomorfológica de elementos presentes en fotografía.

- 6) **Paleoterrazas:** Presencia de superficies aterrazadas labradas en las secciones inferiores de algunos cordones montañosos, de acotada extensión areal, dispuestas de manera conspicua y consecutiva en la norte-sur a lo largo del cordón del Cerro Loma Larga (Figura 43). Además, fueron observadas superficies de similares características en el sector de Lo Varillar, cercano al aeropuerto de La Serena (Figura 45). En estas planicies no fueron observadas morfologías como escarpes de falla ni tampoco desplazamiento lateral de las mismas.

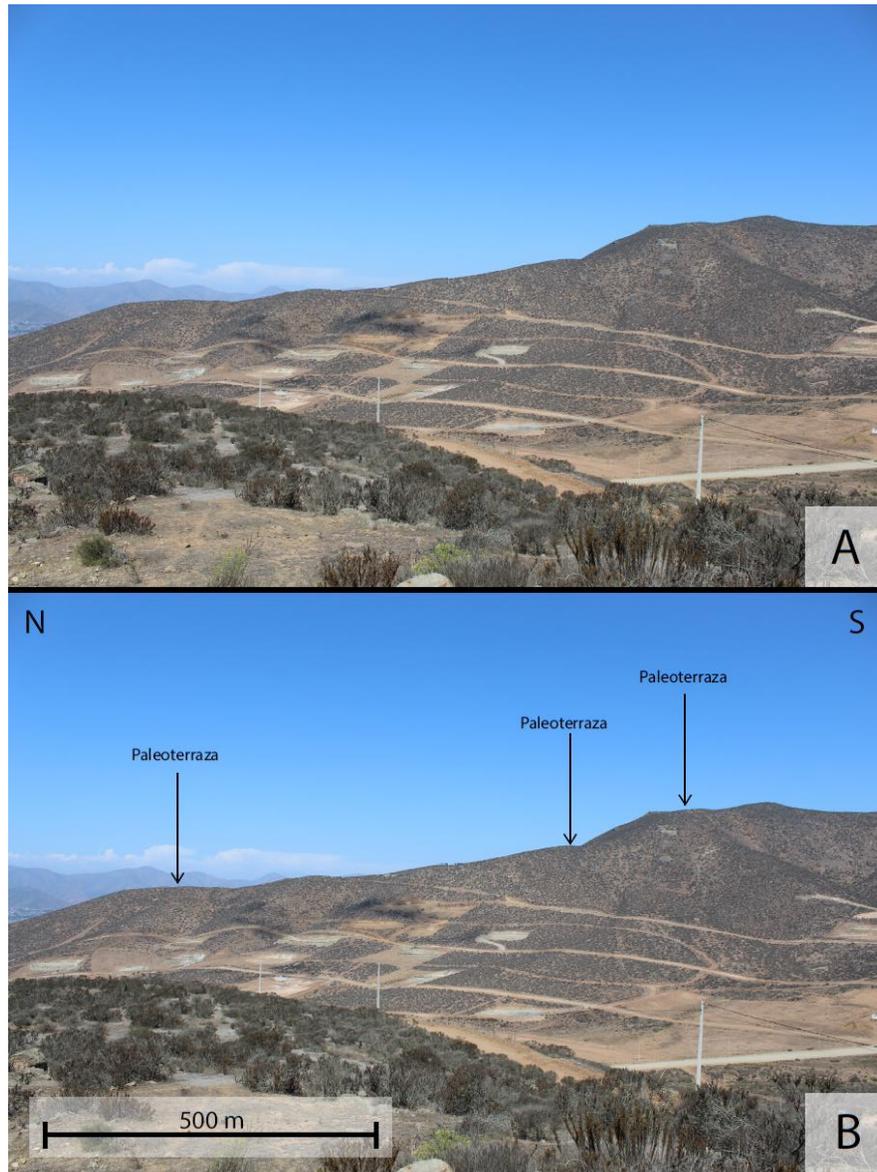


Figura 45. (A) Fotografía tomada en el sector de Lo Varillar. (B) Interpretación de fotografía en la que se muestran las diferentes paleoterrazas cotejadas en el sector.

Zona Sur

Mapa Geomorfológico - Zona Sur

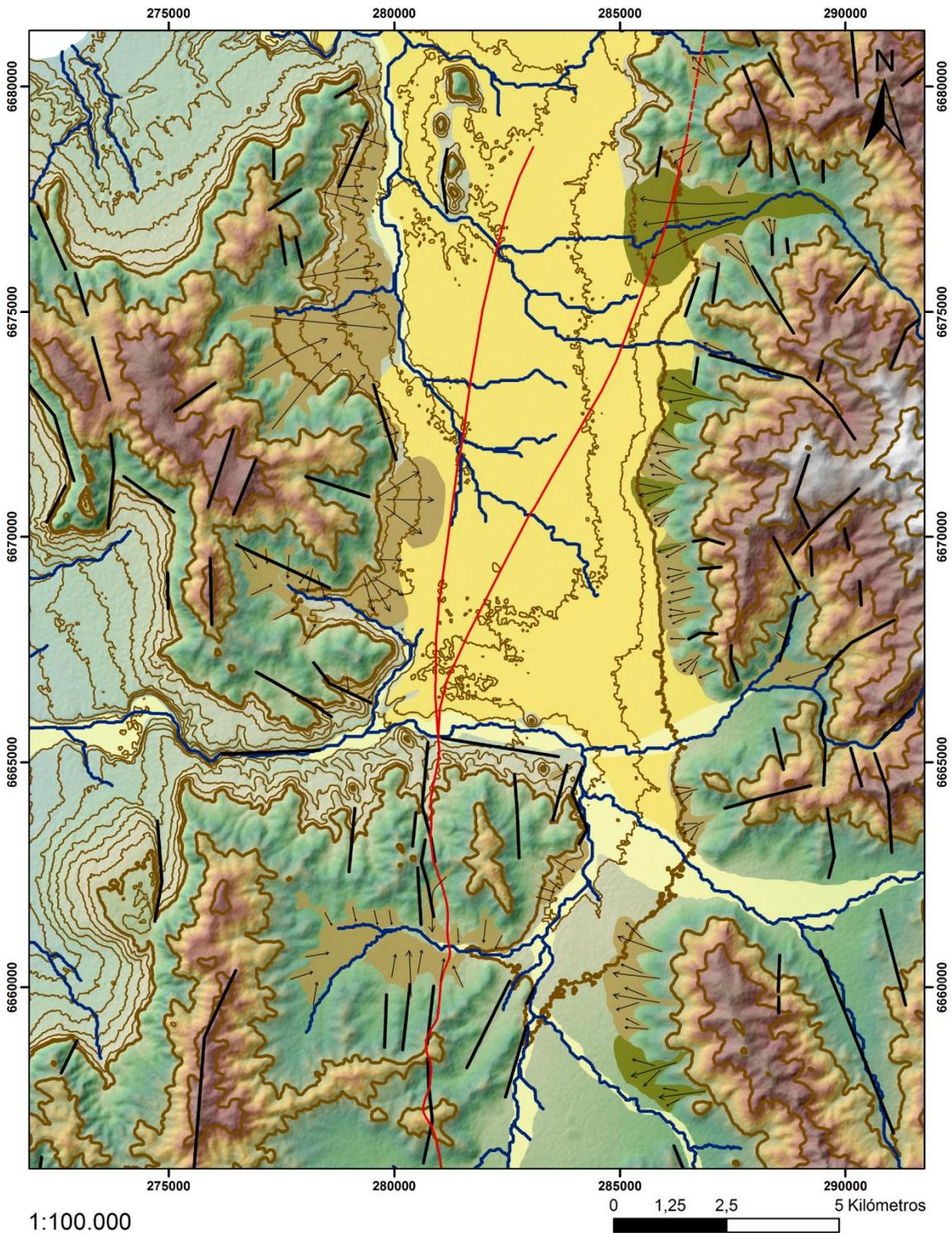


Figura 46. Mapa Geomorfológico correspondiente al área sur de la zona de estudio.

Leyenda

	Abanicos aluviales antiguos
	Abanicos aluviales
	Depósitos fluviales
	Terraza?

Simbología

	Redes de drenaje
	High: 1584 Low: 23 Altitud [ms.n.m.]
	Curvas de nivel [200 m]
	Curvas de nivel [20 m]
	Lineamientos estructurales
	Sistema de fallas Romeral (SFR)

Continuación Figura 46. Leyenda y Simbología correspondiente al “Mapa Geomorfológico – Zona Sur”.

En el Mapa Geomorfológico de la Zona Sur, fueron definidas las siguientes unidades:

- 1) Abanicos aluviales:** Depósitos no consolidados de diferentes tamaños localizados en los faldeos de cordones montañosos que se distribuyen principalmente en franjas norte-sur en lo que corresponde al sector de Pan de Azúcar y sobre los que actualmente se erigen numerosos cultivos agrícolas. Además se observan depósitos aluviales en los sectores de Tongoicillo, El Peñón y Tambillos; siempre distribuidos en los cursos inferiores de las quebradas y cordones montañosos correspondientes (Figura 46). En estos abanicos no se observa desplazamiento lateral ni presencia de escarpes de falla y tampoco desarrollo de abanicos telescópicos.
- 2) Depósitos fluviales-aluviales:** Depósitos no consolidados asociados a los cursos esporádicos de las Quebradas Lagunillas, La Cortadera y Martínez (Figuras 46 y 47). En estos depósitos no se observa desplazamiento lateral ni presencia de escarpes de falla.
- 3) Terraza fluvio-marina (T1) (Paskoff *et al.*, 1970; 1995):** Superficie aterrizada de gran extensión areal con particular disposición continua en la norte-sur en el sector de Pan de Azúcar. Posee similar altitud a la terraza fluvio-marina 1 (140 – 160 ms.n.m.) definida para el Mapa Geomorfológico - Zona Norte (Figuras 46 y 47). En este depósito no se observa desplazamiento lateral del mismo ni tampoco presencia de escarpes de falla.



Figura 47. (A) Fotografía panorámica tomada en el sector de El Peñón. (B) Interpretación de fotografía panorámica donde las líneas negras destacan los límites de las geomorfologías reconocidas, mientras que con línea punteada roja se ilustra el SFR.

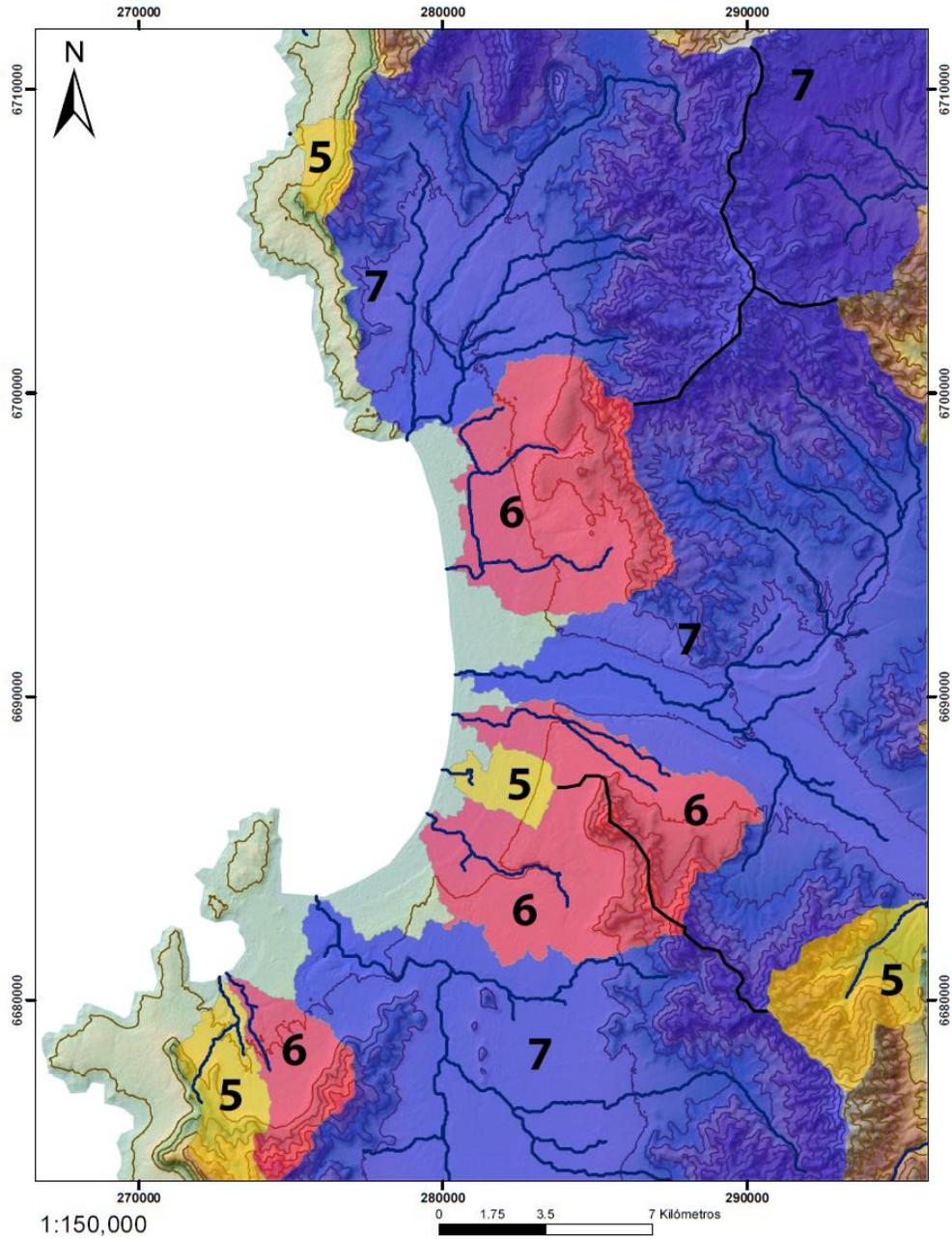
3.2.2 Análisis de cuencas y patrones de redes de drenaje

3.2.2.1 Orden de Strahler

El análisis de orden de Strahler (Strahler, 1957), mediante herramientas de Arcmap, de las cuencas reconocidas para la zona de estudio dilucidó la existencia 13 cuencas (Figuras 48 y 49) jerarquizadas como se indica a continuación:

- a) Cuatro cuencas de orden 5
- b) Cuatro cuencas de orden 6
- c) Cinco cuencas de orden 7

Mapa Órdenes de Strahler - Cuencas Zona Norte



Leyenda

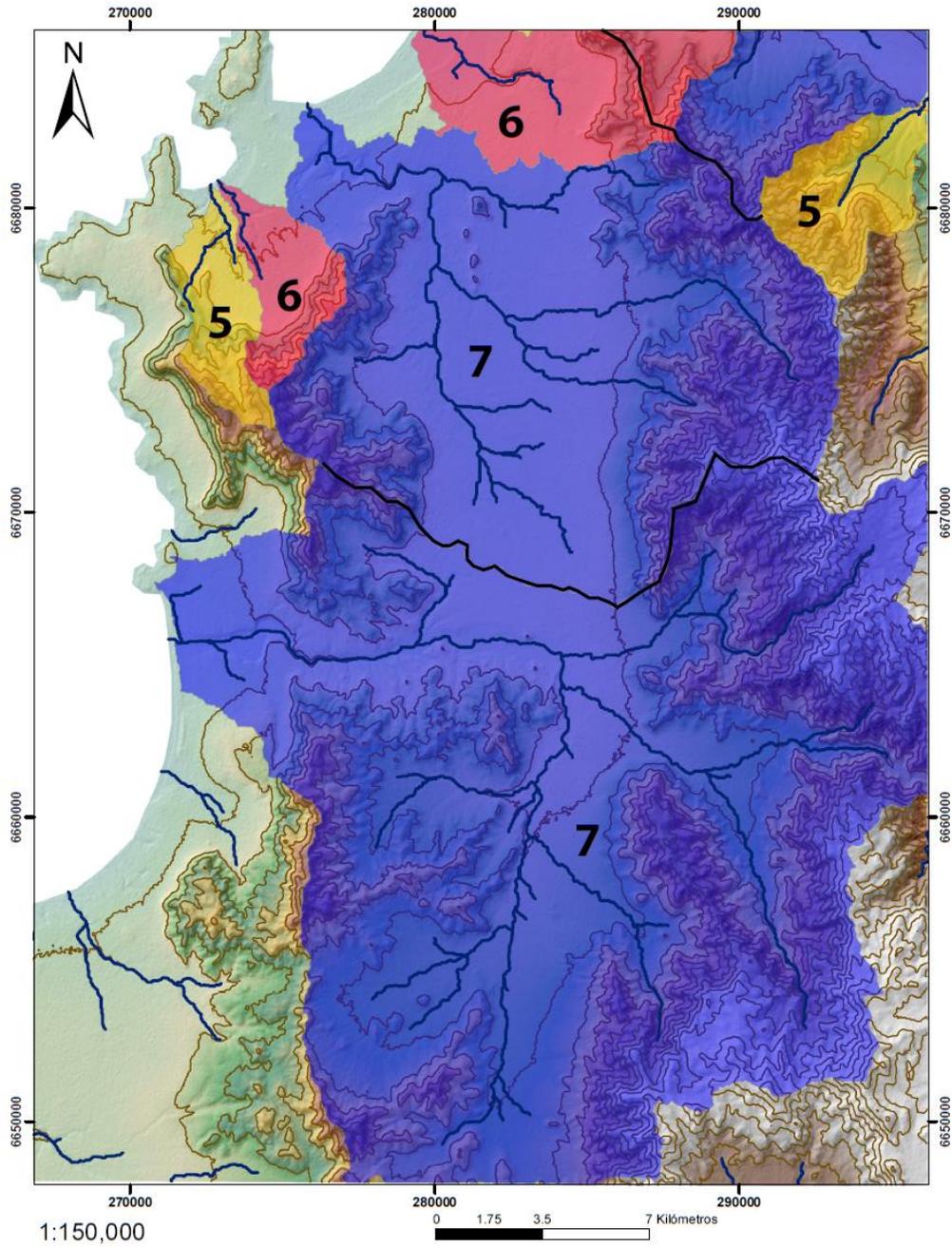
- Cuencas Orden 7
- Cuencas Orden 6
- Cuencas Orden 5

Simbología

- Redes de drenaje
- High: 1584 Altitud [ms.n.m.]
- Low: 23
- Curvas de nivel [100 m]

Figura 48. Mapa de órdenes de Strahler de las cuencas del área norte de la zona de estudio.

Mapa Órdenes de Strahler - Cuencas Zona Sur



Leyenda

- Cuencas Orden 7
- Cuencas Orden 6
- Cuencas Orden 5

Simbología

- Redes de drenaje
- High: 1584
- Low: 23
- Altitud [ms.n.m.]
- Curvas de nivel [100 m]

Figura 49. Mapa de órdenes de Strahler de las cuencas del área sur de la zona de estudio.

3.2.2.2 Patrones de redes de drenaje

En esta sección se muestran, de norte a sur, las diferentes cuencas de orden 6 y 7 identificadas en el subcapítulo anterior junto con su correspondiente patrón de red de drenaje definido a partir de Huggett (2011). Se consideran las cuencas de los órdenes mencionados puesto que estas se ubican en zonas donde ha sido reconocida la traza del Sistema de Fallas Romeral (SFR) y por el contrario, las cuencas de orden 5 no estarían siendo afectadas de manera directa por el SFR.

3.2.2.2.1 Cuenca Quebrada Chacay

La cuenca de la Quebrada Chacay cubre un área de aproximadamente 149 km² y es la que se presenta en el flanco más norte de la zona de estudio. Esta muestra diversos patrones de redes de drenaje destacándose patrones paralelos ilustrados con polígonos amarillos, en dos zonas de diferente litología, situándose el reconocido en la sección norte de la cuenca (Figura 50) sobre rocas volcánicas del Complejo Volcánico Agua Salada (CVAS) y depósitos aluviales, además de ubicarse en un área donde ha sido registrada la existencia del Sistema de Fallas Romeral (SFR) (Emparan y Pineda, 2000). Por su parte el patrón paralelo reconocido en la zona centro-sur de la cuenca (Figura 50) se desarrolla sobre rocas de la Formación Coquimbo y depósitos aluviales, además de reconocerse el paso del SFR por el centro de esta zona. Existe un pequeño tramo de patrón rectangular ilustrado con polígono rojo casi en el exutorio de la cuenca (Figura 50) que se desarrolla sobre depósitos fluviales en donde el DEM presenta un patrón de red diferente al observado en imágenes satelitales disponibles.

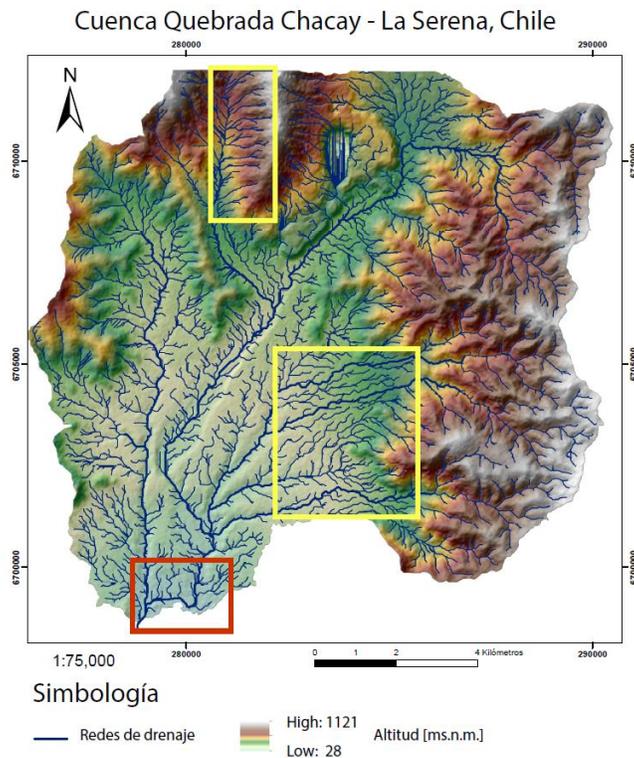


Figura 50. Mapa de la cuenca Quebrada Chacay y sus respectivas redes de drenaje. Los polígonos amarillos representan la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos mientras que el polígono rojo indica un patrón de tipo rectangular.

Se identificó que la cuenca en general es representada por un patrón dendrítico afectando a unidades litológicas variadas desde rocas volcánicas (CVAS), sedimentarias (Fm. Coquimbo), depósitos no consolidados de origen aluvial y fluvial, además de extensas áreas con presencia de rocas intrusivas. Se identificó que la cuenca en general es representada por un patrón dendrítico afectando a unidades litológicas variadas desde rocas volcánicas (CVAS), sedimentarias (Fm. Coquimbo), depósitos no consolidados de origen aluvial y fluvial, además de extensas áreas con presencia de rocas intrusivas.

3.2.2.2 Cuenca Las Compañías

La cuenca Las Compañías, que lleva por nombre el sector norte de la ciudad de La Serena, cubre un área de aproximadamente 45 km². Presenta diversos patrones de redes de drenaje destacándose la existencia de secciones con patrones de tipo paralelo ilustrados en polígonos de color amarillo que corresponden a una zona con presencia de Depósitos Eólicos de Quebrada El Jardín. También, se observa un marcado patrón rectangular en el tramo de las redes más cercano al exutorio, que se ilustran mediante polígonos rojos (Figura 51) y se sitúan sobre depósitos eólicos que actualmente poseen un intenso desarrollo agrícola, inmobiliario e industrial. Finalmente, fueron identificadas dos zonas con amplio desarrollo de patrones dendríticos sobre rocas intrusivas, Depósitos Eólicos de Quebrada El Jardín y depósitos aluviales, que se ilustran con polígonos celestes.

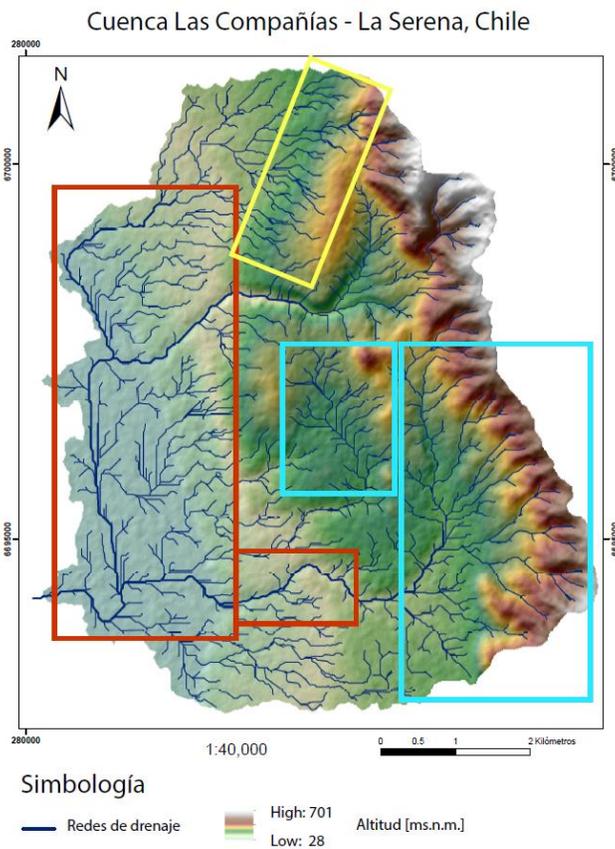


Figura 51. Mapa de la cuenca Las Compañías y sus respectivas redes de drenaje. El polígono amarillo representa la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos, los polígonos rojos indican patrones de tipo rectangular y los polígonos celestes indican la presencia de patrones tipo dendrítico.

3.2.2.2.3 Cuenca río Elqui

La cuenca río Elqui cubre un área aproximada de 186 km² y se ubica en la parte central de la zona norte de estudio. Presenta diversos patrones de redes de drenaje destacándose patrones paralelos ilustrados con un polígono amarillo (Figura 52) situado mayormente sobre rocas intrusivas de edad cretácica y rocas volcano-sedimentarias pertenecientes a la Formación Arqueros, siendo ambas litologías afectadas por fallas previamente identificadas (Emparan y Pineda, 2000). Además de una sección con tendencia rectangular ilustrada con un polígono rojo (Figura 52) que se desarrolla sobre depósitos fluviales que en el lugar se ponen en contacto con rocas intrusivas cretácicas que registran presencia de diaclasas y fallas (Emparan y Pineda, 2000). En general, la cuenca es dominada por un patrón de tipo dendrítico.

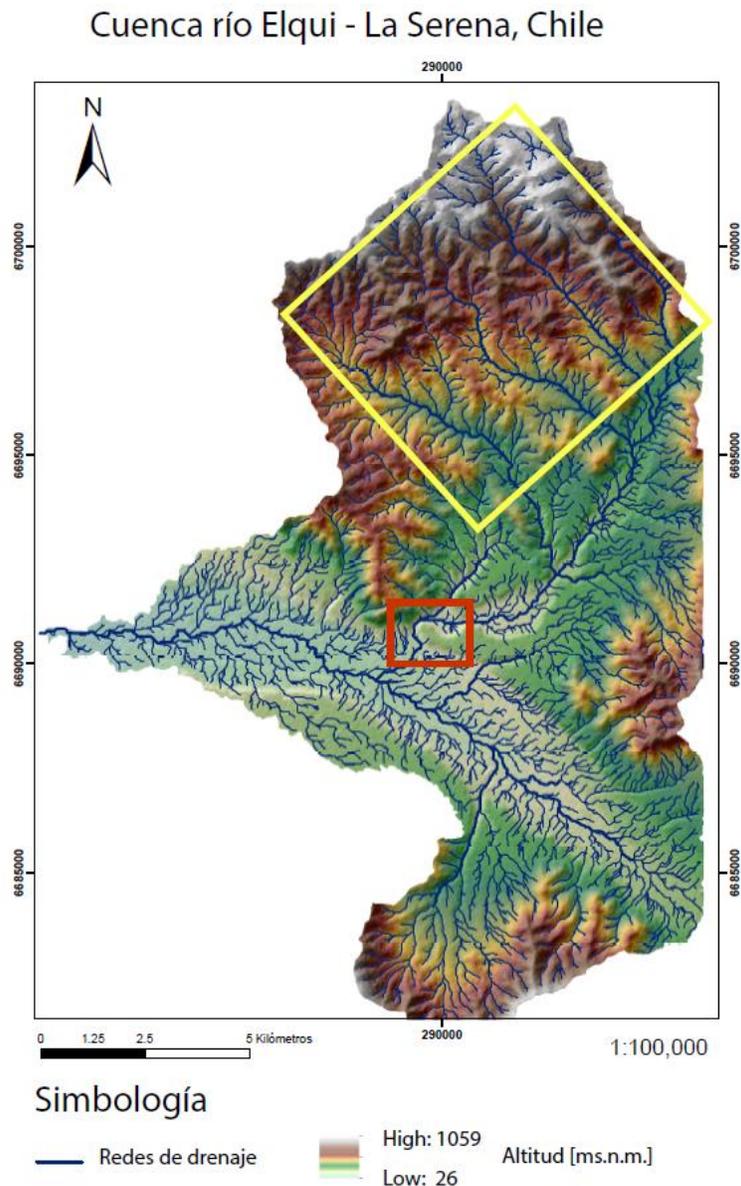


Figura 52. Mapa de la cuenca del río Elqui y sus respectivas redes de drenaje asociadas. El polígono amarillo representa la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos mientras que el polígono rojo indica un patrón de tipo rectangular.

3.2.2.2.4 Cuenca Sector La Antena

La cuenca Sector La Antena cubre un área aproximada de 24 km² y se ubica en la porción sur del área norte de estudio. Presenta diversos patrones de redes de drenaje destacándose dos segmentos con presencia de patrones paralelos ilustrados con polígonos amarillos (Figura 53), siendo el del norte registrado sobre rocas de la Formación Coquimbo y depósitos aluviales, mientras que el del sur, sobre rocas volcánicas del Complejo Volcánico Agua Salada (CVAS), intrusivos cretácicos y rocas volcano-sedimentarias pertenecientes a la Formación Arqueros desarrolladas en estructura homoclinal. Predomina en la cuenca patrón de redes de drenaje tipo dendríticas.

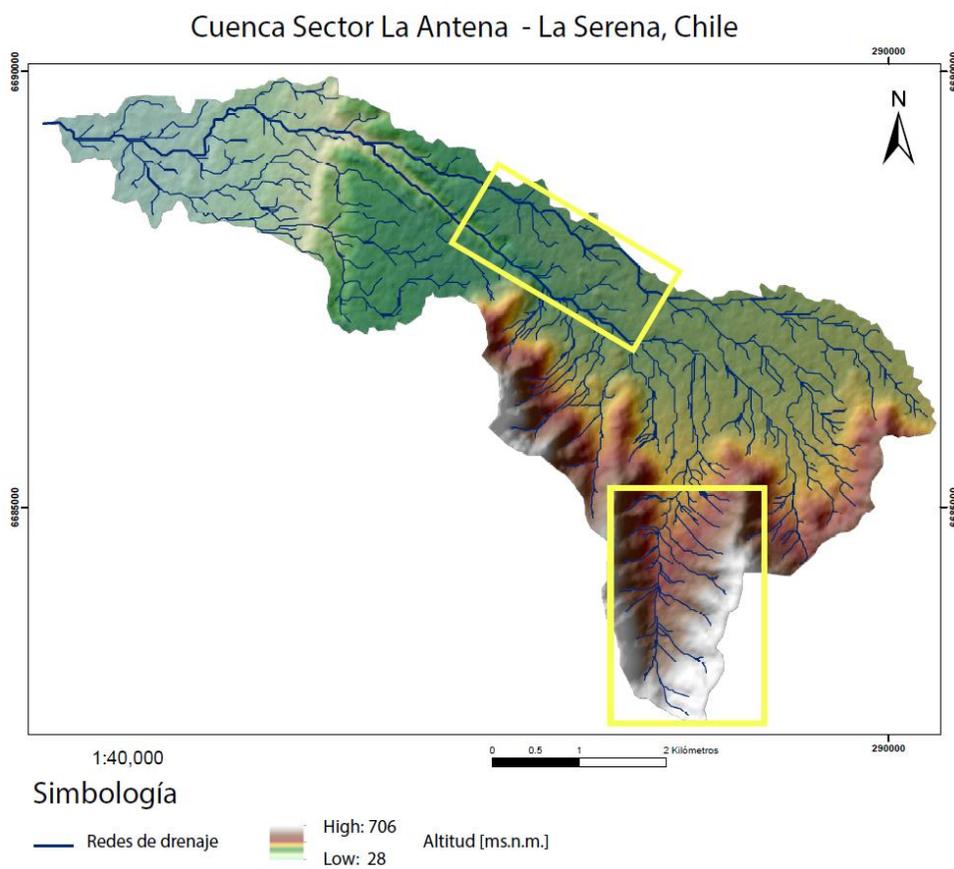


Figura 53. Mapa de la cuenca La Antena y sus respectivas redes de drenaje. Con polígonos amarillos se ilustra la presencia de patrones paralelos.

3.2.2.2.5 Cuenca Quebrada Peñuelas

La cuenca Quebrada Peñuelas cubre un área aproximada de 33 km² y se ubica en la porción sur del área norte de estudio. Presenta diversos patrones de redes de drenaje, destacándose segmentos con presencia de patrones paralelos ilustrados con polígonos amarillos que se reconocen en tres segmentos (Figura 54), siendo los observados más hacia el este sobre rocas intrusivas de edad jurásica y en rocas volcánicas pertenecientes al Complejo Volcánico Agua Salada (CVAS), las que presentan zonas con incipiente desarrollo de brechas de falla. Por su parte, el patrón paralelo observado hacia el oeste sobre el sector de “Cuatro Esquinas” se

desarrolla sobre las terrazas fluvio-marinas (Paskoff *et al.*, 1970; 1995) pertenecientes a la Formación Coquimbo donde la pendiente regional es muy marcada. Además, se reporta una sección con tendencia rectangular, ilustrada con polígono rojo (Figura 54), que también se desarrolla sobre las terrazas fluvio-marinas de la Formación Coquimbo pero en zonas con importante crecimiento urbano, en donde no han sido registradas estructuras que pudiesen estar controlando este patrón. En general, la cuenca es dominada por un patrón dendrítico.

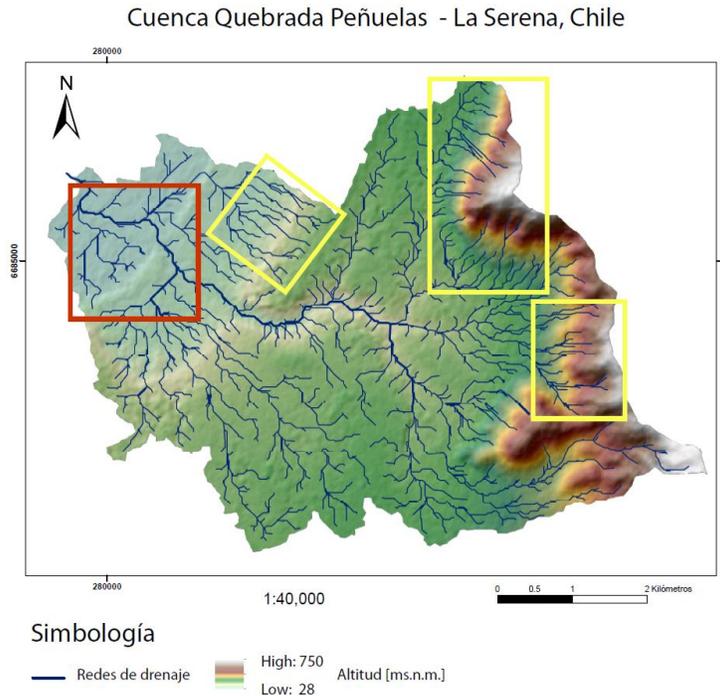


Figura 54. Mapa de la cuenca Quebrada Peñuelas y sus respectivas redes de drenaje. Los polígonos amarillos representan la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos mientras que el polígono rojo indica un patrón de tipo rectangular.

3.2.2.2.6 Cuenca Estero Culebrones

La cuenca Estero Culebrones cubre un área aproximada de 205 km² en el área y se ubica en la porción norte de la zona sur. Fueron identificados segmentos con desarrollo de patrones de redes de drenaje tipo paralelo, rectangular y dendrítico con predominancia de este último. El patrón de tipo rectangular, ilustrado con polígono rojo (Figura 55) se desarrolla principalmente sobre las terrazas-fluviomarinas (Paskoff *et al.*, 1970; 1995) y en donde no han sido reportadas estructuras para el sector. Los de tipo paralelo, ilustrados con polígonos amarillos (Figura 55), son desarrollados en dos segmentos contiguos latitudinalmente, en la zona centro-este de la cuenca, a los pies del cordón montañoso integrado por los cerros Los Loros y Chato. Los patrones paralelos para el caso del segmento norte (Figura 55) son desarrollados en depósitos asignados a la Formación Confluencia y depósitos aluviales, sobre los cuales ha sido definida la traza inferida del Sistema de Fallas Romeral (SFR) (Emparan y Pineda, 2006). Por su parte, el segmento sur se desarrolla también sobre depósitos asignados a la Formación Confluencia, en depósitos aluviales sobre los cuales ha sido definido el SFR y en parte sobre rocas volcano-sedimentarias de la Formación Arqueros (Emparan y Pineda, 2006).

Cuenca Estero Culebrones - Coquimbo, Chile

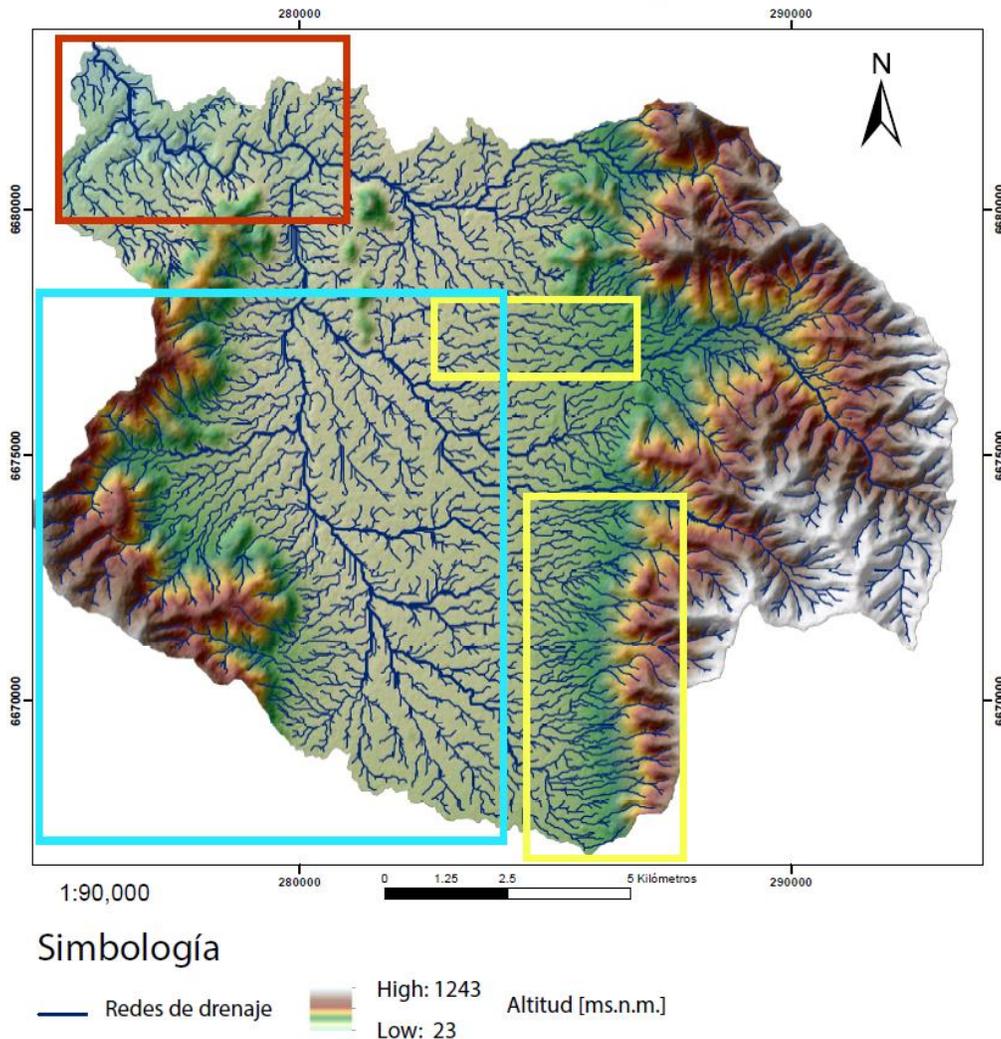


Figura 55. Mapa de la cuenca Estero Culebrones y sus respectivas redes de drenaje asociadas. Los polígonos amarillos representan la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos, el polígono rojo indica patrones de tipo rectangular y el polígono celeste indica la presencia de patrones tipo dendrítico.

3.2.2.2.7 Cuenca Quebrada Lagunillas

La cuenca Quebrada Lagunillas cubre un área de aproximadamente 419 km² y se ubica en la porción sur de la Zona Sur. Han sido reconocidos patrones de drenaje de tipo rectangular, paralelo y dendrítico. Los patrones dendríticos se desarrollan tanto al este como al oeste de la quebrada principal, en las subcuencas principales ilustradas con color celeste (Figura 56). Los desarrollados al este de la quebrada Lagunillas se sitúan sobre rocas de las formaciones volcano-sedimentarias Arqueros y Quebrada Marquesa principalmente, mientras que los patrones al oeste, se desarrollan sobre rocas intrusivas de diferentes edades. Los patrones paralelos ilustrados en polígonos amarillos (Figura 56) se desarrollan sobre rocas de la Formación Arqueros y depósitos de la Formación Confluencia con una incipiente influencia de la pendiente regional; además de observarse sobre rocas intrusivas jurásicas y cretácicas en el sector de Apatitas Sur.

Finalmente, el drenaje principal de la cuenca presenta un patrón de tipo rectangular muy marcado mostrado mediante un polígono rojo (Figura 56) con una desviación de casi 90° de la dirección de la misma afectando a depósitos fluviales y a rocas intrusivas de distinta edad en zonas donde ha sido reportado el Sistema de Fallas Romeral (SFR). Adicionalmente, es posible observar patrones con tendencia rectangular hacia el exutorio de la cuenca.

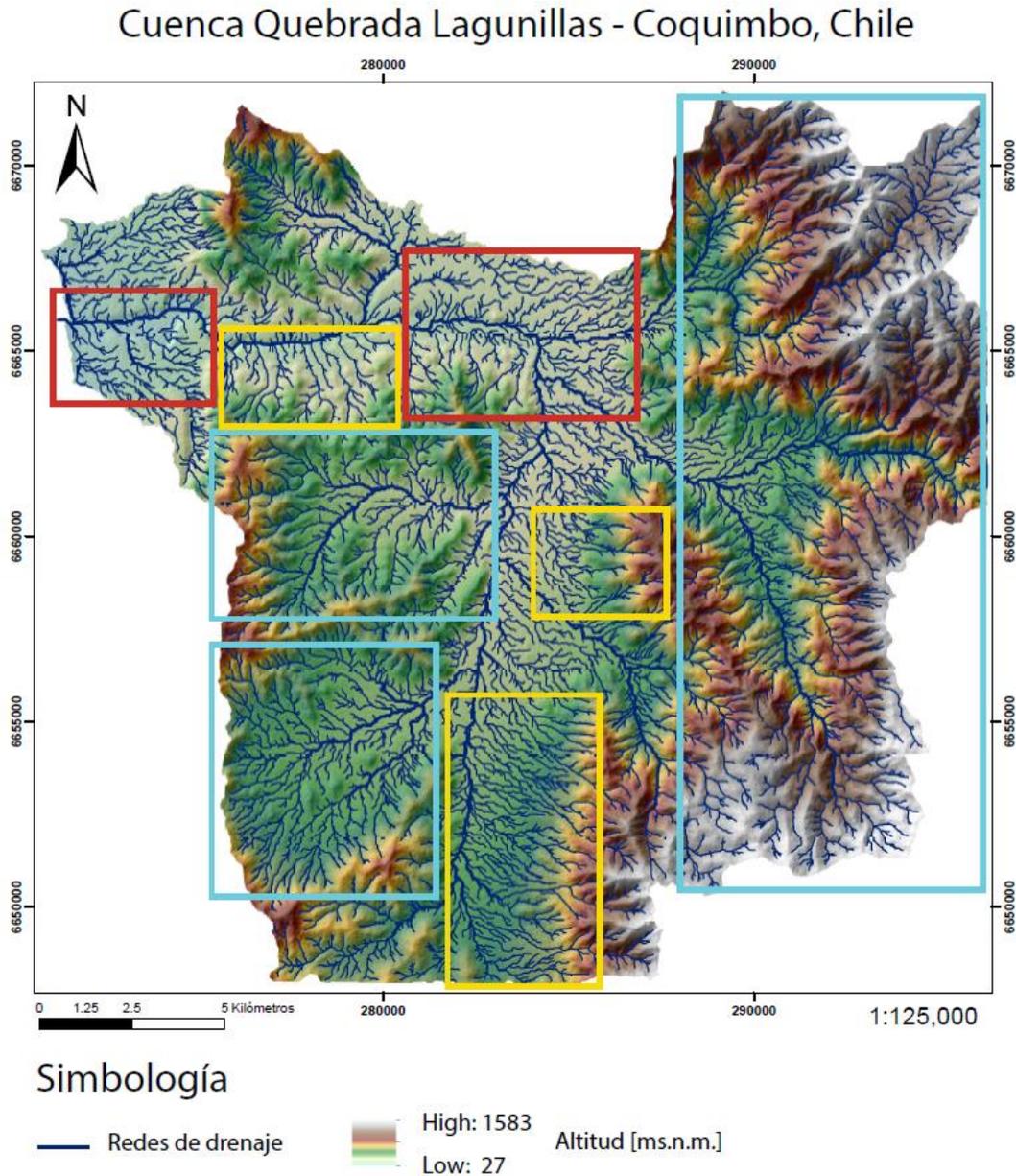


Figura 56. Mapa de la cuenca Quebrada Lagunillas y sus respectivas redes de drenaje asociadas. Los polígonos amarillos representan la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos, el polígono rojo indica patrones de tipo rectangular y los celestes indican la presencia de patrones tipo dendrítico.

3.2.2.3 Redes de drenaje perturbadas

En la siguiente sección se presentan una serie de mapas de redes de drenaje perturbadas que fueron identificadas a lo largo del área de estudio y que se basan en observaciones similares en sistemas de fallas de rumbo en otros lugares del mundo (Wang *et al.*, 2014); (Yan *et al.*, 2015).

En particular, estas figuras (Figuras 58-64) muestran perturbaciones registradas en las cercanías de la traza del Sistema de Fallas Romeral (SFR) (Emparan y Pineda, 2000; 2006) a distancias no mayores que 4 kilómetros del SFR tanto al este como al oeste del mismo. Estas muestran al menos 36 deflexiones que registran un movimiento de tipo dextral de magnitudes variables desde métricas a decenas de metros observadas tanto en cursos de agua principales, así como en pequeñas quebradas. A continuación, los mapas son presentados según su ubicación en la norte-sur, mostrando en primer lugar los observados en la zona más norte del área de estudio, destacándose que existe un mayor número de deflexiones registradas hacia el área sur de la zona.

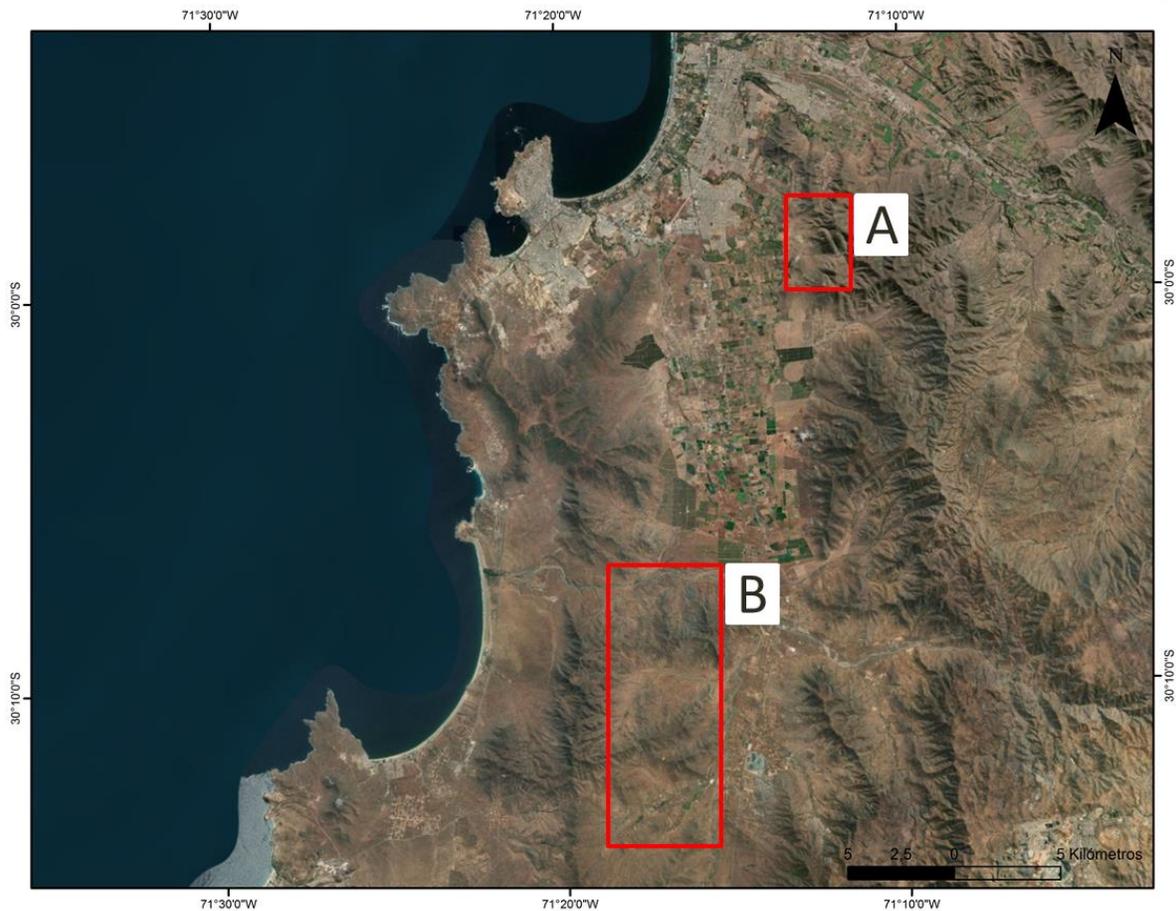
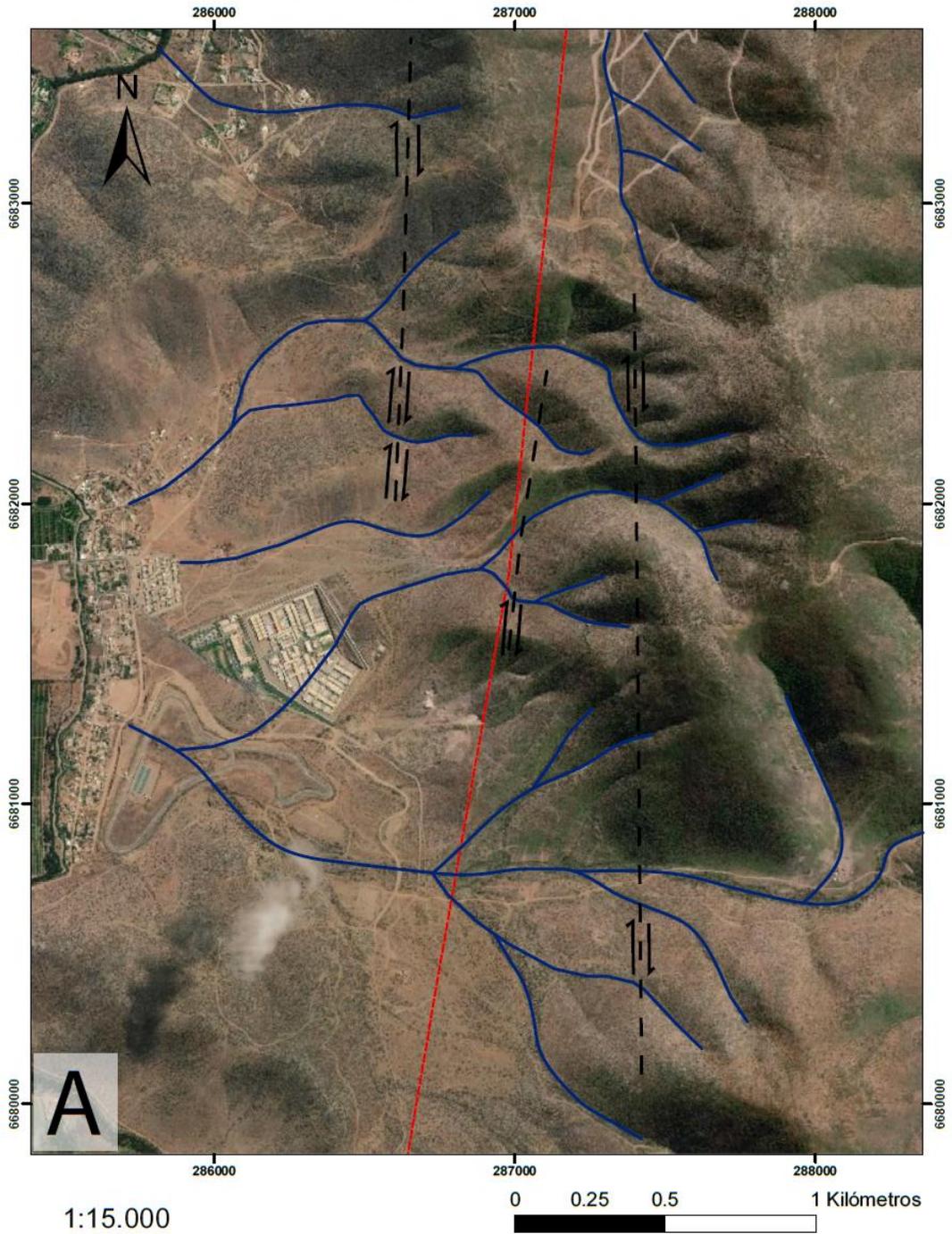


Figura 57. Mapa de ubicaciones de las redes de drenaje perturbadas. Las zonas de interés se delimitan con polígonos rojos.

Mapa redes de drenaje perturbadas - Penitenciaría, La Serena

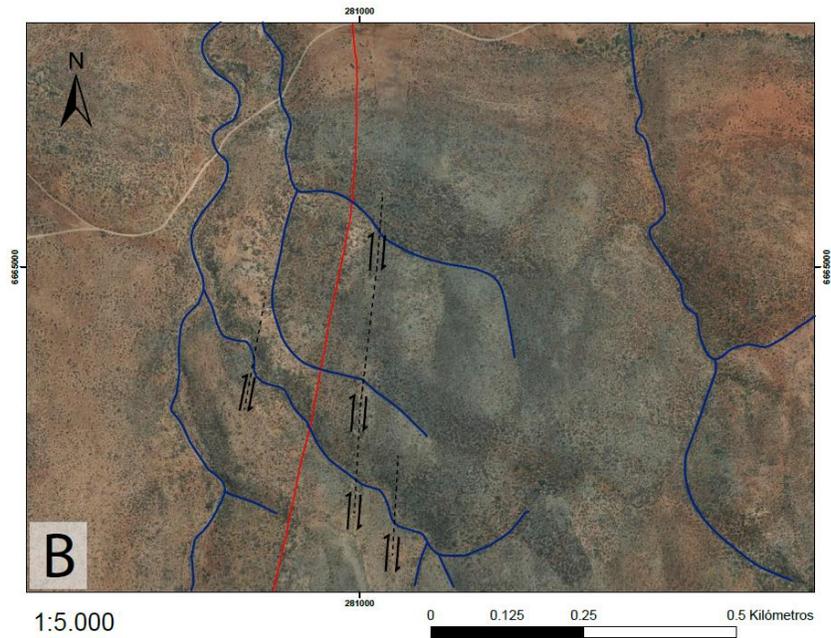


Simbología

- Redes de drenaje
- Zona de perturbación redes de drenaje
- Traza de Sistema de Fallas Romeral (SFR)
- ||| Estilo de perturbación

Figura 58. Mapa de redes de drenaje perturbadas para el sector de “Penitenciaría La Serena”.

Mapa redes de drenaje perturbadas - Apatitas Sur, La Serena

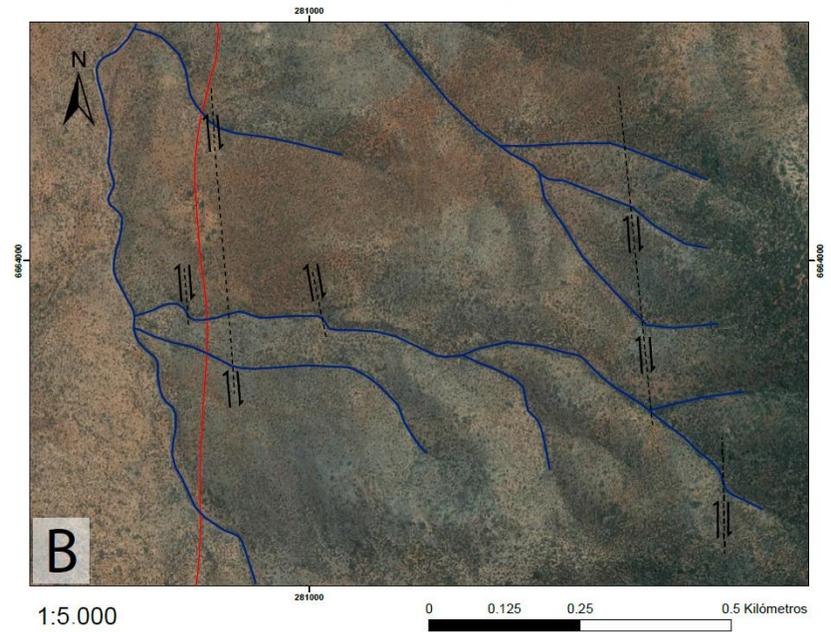


Simbología

- Redes de drenaje
- Zona de perturbación redes de drenaje
- Traza de Sistema de Fallas Romeral (SFR)
- Estilo de perturbación

Figura 59. Mapa de redes de drenaje perturbadas para el sector de Apatitas Sur.

Mapa redes de drenaje perturbadas - Apatitas Sur II, La Serena



Simbología

- Redes de drenaje
- Zona de perturbación redes de drenaje
- Traza de Sistema de Fallas Romeral (SFR)
- Estilo de perturbación

Figura 60. Mapa de redes de drenaje perturbadas para el sector de Apatitas Sur II.

Mapa redes de drenaje perturbadas - Apatitas Sur III, La Serena

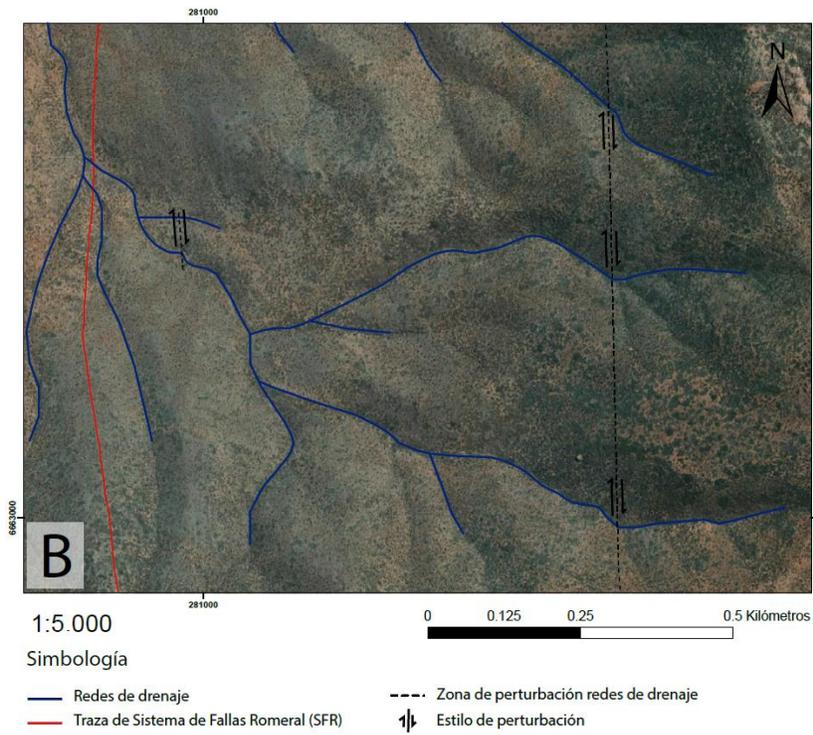


Figura 61. Mapa de redes de drenaje perturbadas para el sector de Apatitas Sur III.

Mapa redes de drenaje perturbadas - Tongocillo I, La Serena

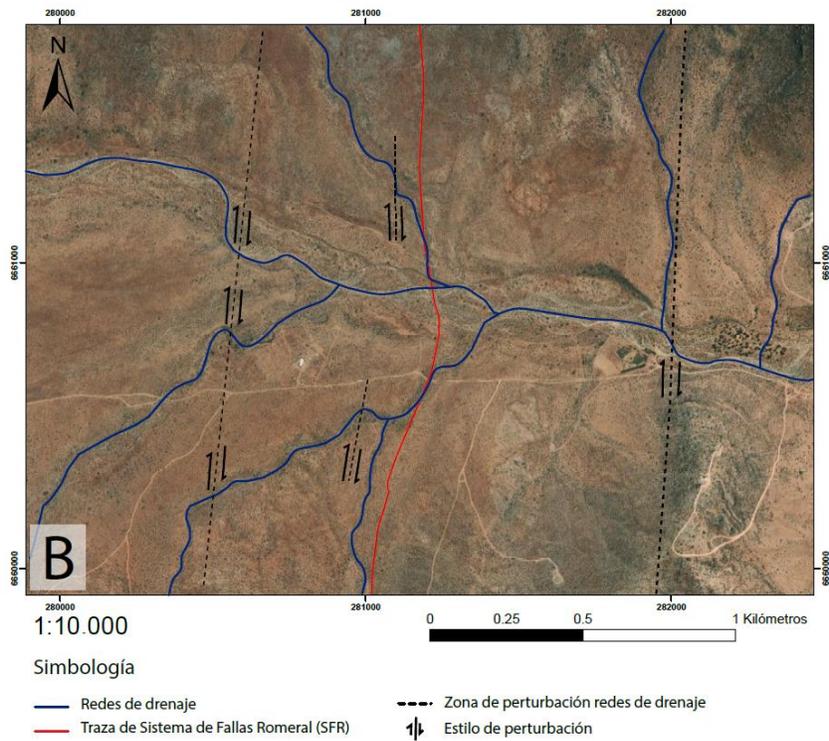
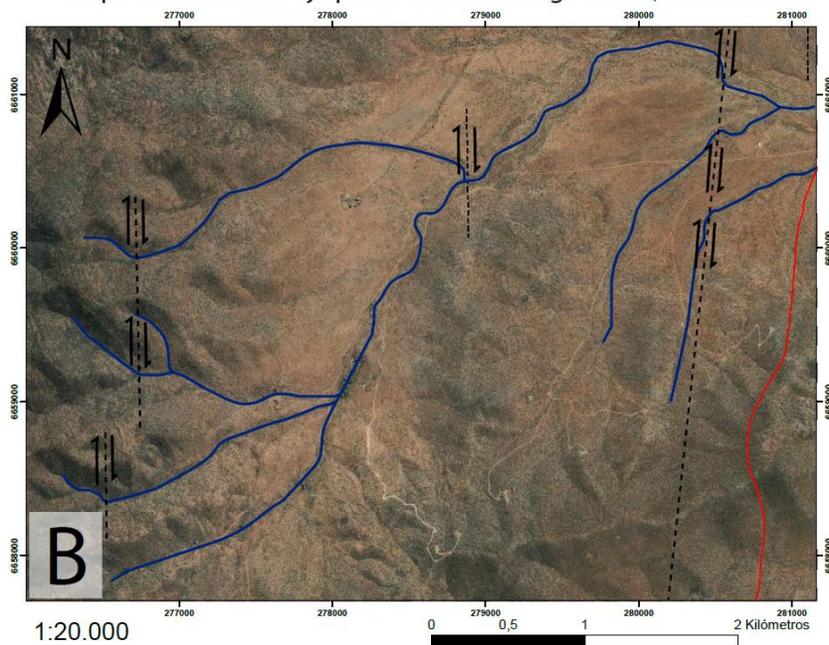


Figura 62. Mapa de redes de drenaje perturbadas para el sector de Tongocillo I.

Mapa redes de drenaje perturbadas - Tongoicillo II, La Serena

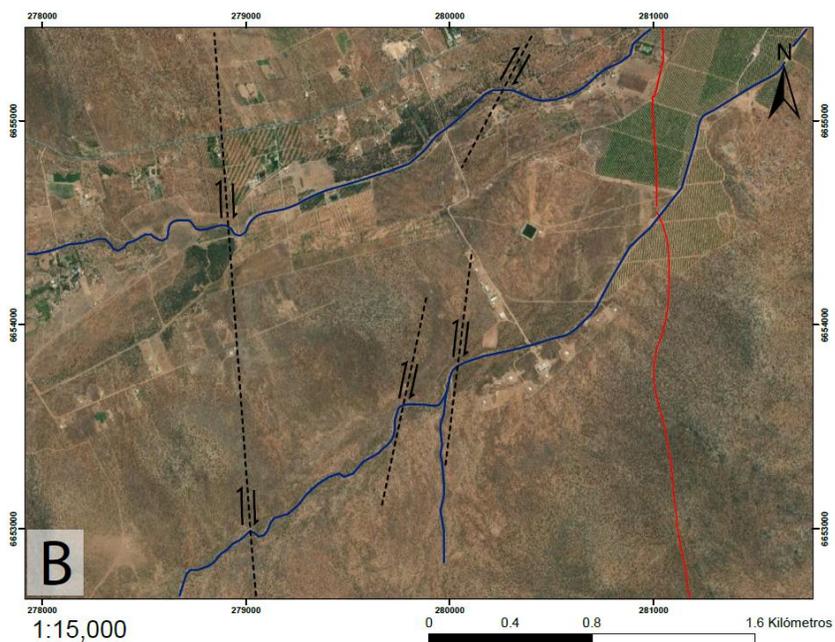


Simbología

- Redes de drenaje
- Traza de Sistema de Fallas Romeral (SFR)
- Zona de perturbación redes de drenaje
- Estilo de perturbación

Figura 63. Mapa de redes de drenaje perturbadas para el sector de Tongoicillo II.

Mapa redes de drenaje perturbadas - Tambillos, La Serena



Simbología

- Redes de drenaje
- Traza de Sistema de Fallas Romeral (SFR)
- Zona de perturbación redes de drenaje
- Estilo de perturbación

Figura 64. Mapa de redes de drenaje perturbadas para el sector de Tambillos, La Serena.

3.2.3 Knickpoints

Se realiza un análisis de los *thalweg* de las cuencas de orden de Strahler 7 definidas previamente como las principales del área de estudio. Para esto, mediante el uso de funciones de MATLAB, se construyeron los perfiles de *thalweg* de las principales cuencas de la zona (Figura 65) que corresponden, de norte a sur, a las de (i) Quebrada Chacay, (ii) Río Elqui, (iii) Estero Culebrones y (iv) Quebrada Lagunillas. Cabe destacar que la única cuenca que posee un *thalweg* de orientación E-O es la Cuenca del río Elqui; el resto posee segmentos tanto N-S como E-O, lo que se traduce en que cubran una distancia mayor a lo largo de la zona de estudio que es más extensa latitudinalmente respecto a su extensión longitudinal.

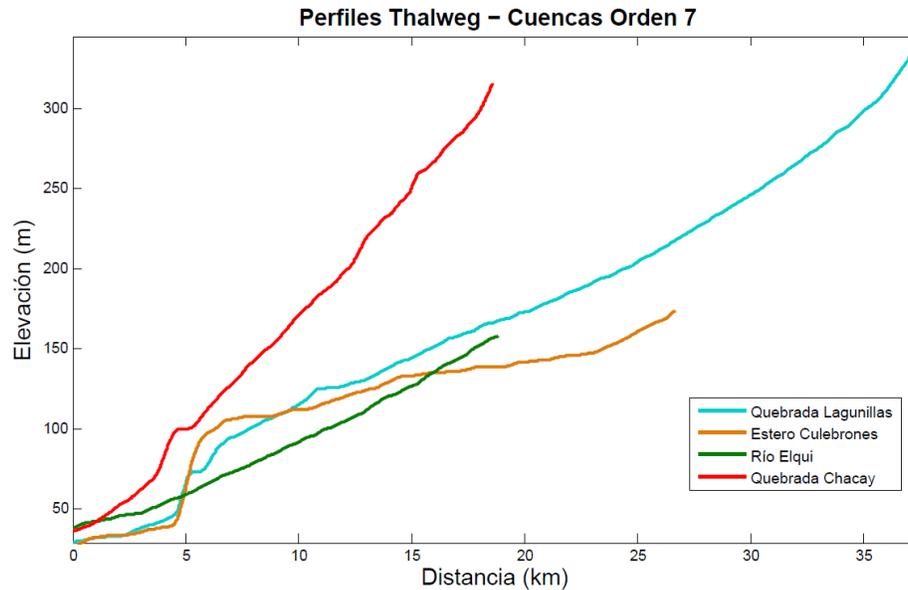


Figura 65. Perfiles de *thalweg* de las cuencas de orden 7 definidas en el Capítulo 3.2.2. En estos perfiles se observa una variación abrupta de la pendiente de los *thalweg* entre las distancias comprendidas entre 0-7 km debido a la presencia de prominentes escarpes de las terrazas de la bahía Coquimbo-La Serena y exutorios de cuencas de la Zona Sur que desembocan en el mar.

Por otra parte, esta sección del trabajo se centra en la búsqueda de *knickpoints*, basándose en Gallen *et al.* (2017), utilizando perfiles de *thalweg* de las redes de drenaje cercanas a la traza del Sistema de Fallas Romeral (SFR). Lo anterior, permitió la identificación de 79 *knickpoints* a lo largo de los perfiles estudiados (Figuras 66 y 67).

Mapa de Knickpoints y Knickzones - Zona Norte

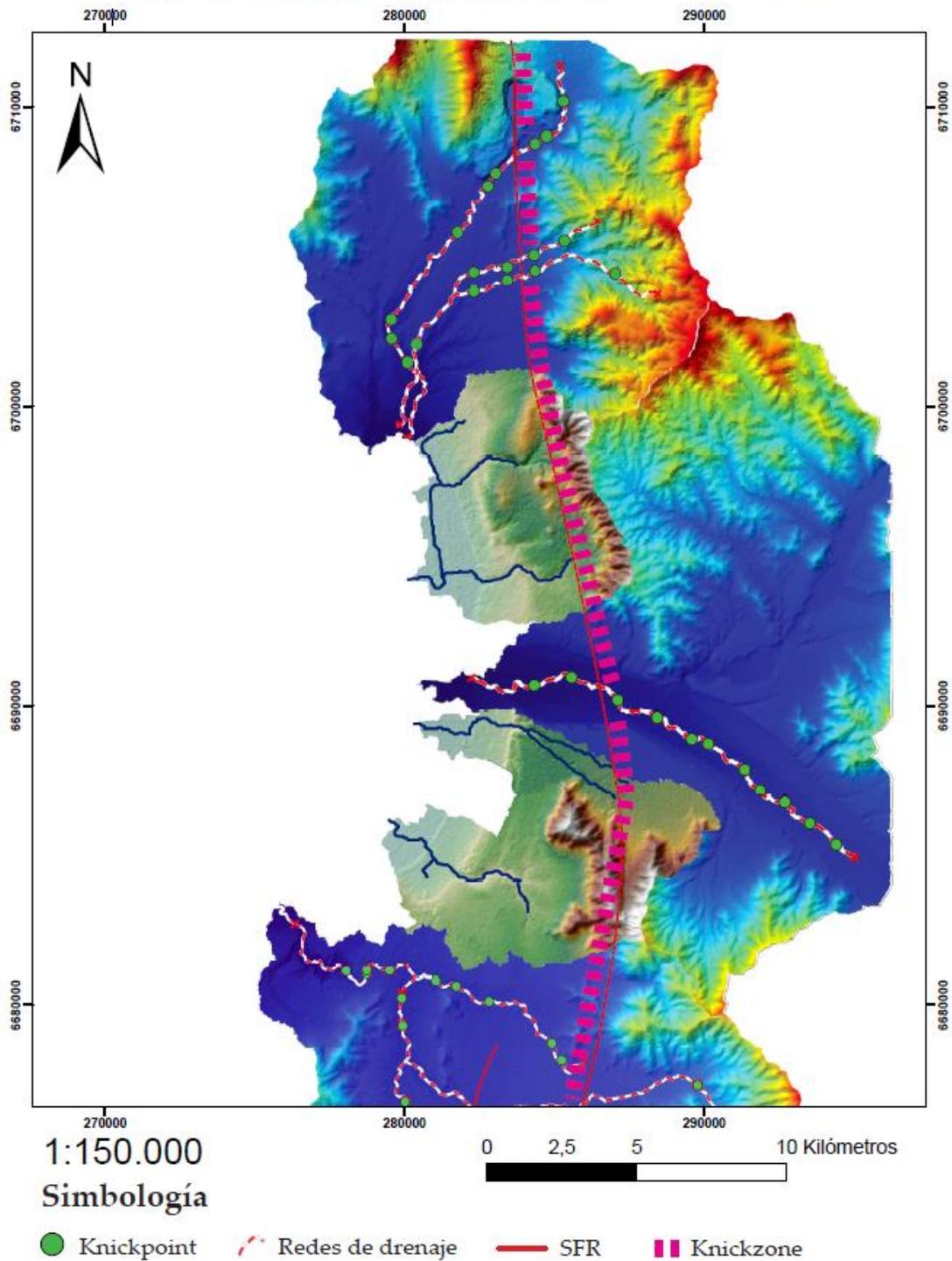


Figura 66. Mapa de *knickpoints* de la Zona Norte de estudio detectados mediante rutina de MATLAB (Gallen *et al.*, 2017). Se ilustran con puntos verdes los *knickpoints* encontrados y en línea punteada rosa la “*Knickzone Romeral*”.

Mapa de Knickpoints y Knickzones - Zona Sur

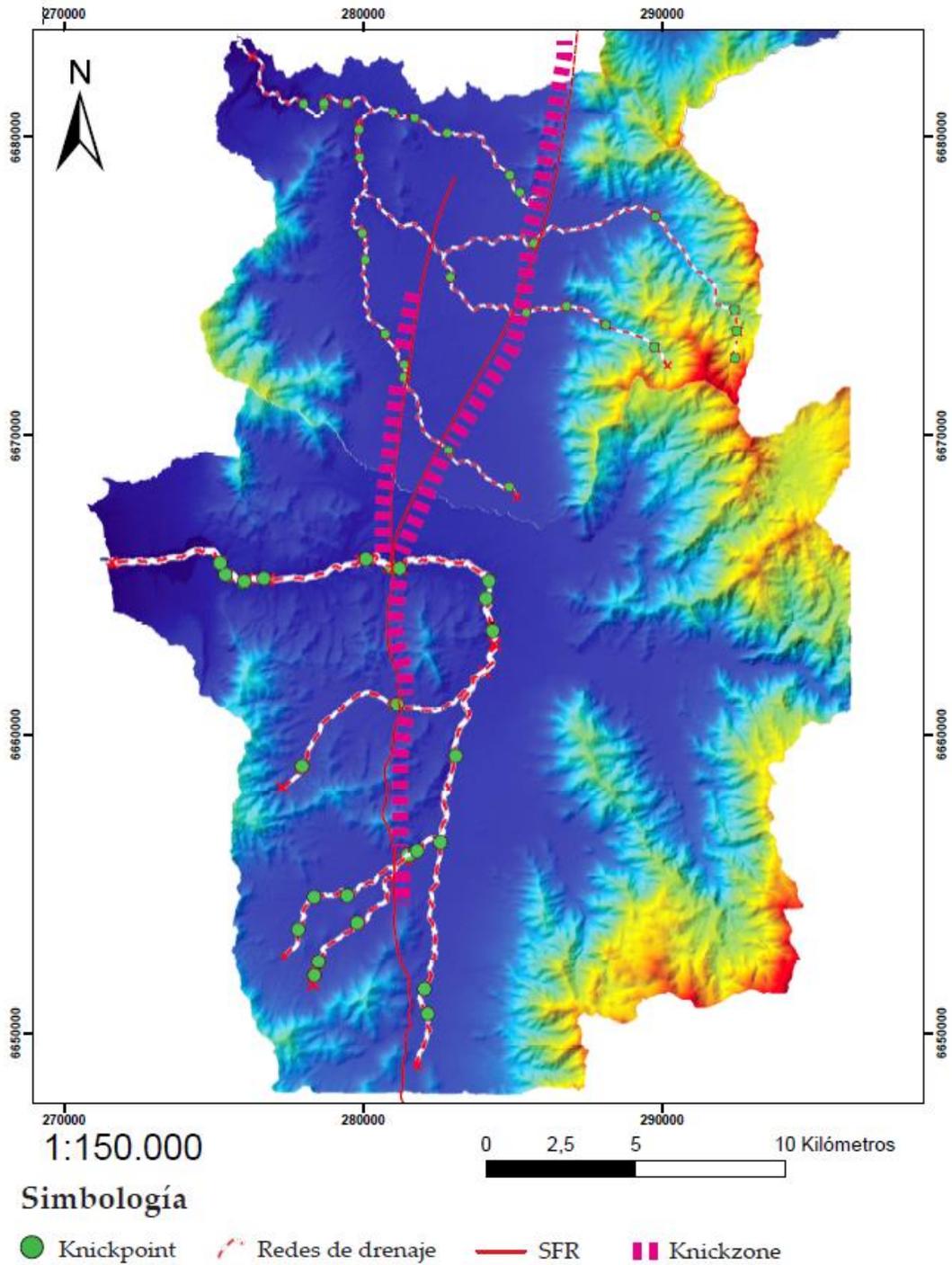


Figura 67. Mapa de *knickpoints* de la Zona Sur de estudio detectados mediante rutina de MATLAB (Gallen *et al.*, 2017). Se ilustran con puntos verdes los *knickpoints* encontrados y en línea punteada rosa la “*Knickzone Romeral*”.

4. DISCUSIONES

4.1 Rasgos Estructurales de las fallas observadas

4.1.1 Interpretación de cinemática de estructuras y tensores

En primera instancia, es necesario señalar que los datos cinemáticos de afloramientos individuales no necesariamente son representativos de la totalidad de fallas existentes en el área de estudio y su influencia debe ser evaluada caso a caso (Marrett y Allmendinger, 1990). Las fallas descritas en el Capítulo 3, se ubican cercanas al lugar definido para la traza del Sistema de Fallas Romeral (SFR) (Emparan y Pineda, 2000; 2006), pero a diferencia de este, no poseen un rumbo norte-sur sino que pueden ser agrupadas en sets de estructuras de orientación NNO y NNE. Lo anterior permite presuponer que, si bien poseen orientaciones diferentes entre sí y también con la traza definida para el SFR, al situarse espacialmente cercanas estarían condicionadas por campos de esfuerzos similares (Figura 68) en un esquema idealizado de fallas de rumbo con orientaciones tipo Riedel (Petit, 1987). De esta manera las estructuras observadas en terreno pueden interpretarse como fracturas tipo R (E1D3P3, E2D3P3 y E1D4P8) las de rumbo NE y tipo P (E1D4P4, E2D4P4 y E1D4P6) de rumbo NO, respecto a un plano de falla principal M, que en este caso corresponde a la traza principal del SFR, de orientación N-S.

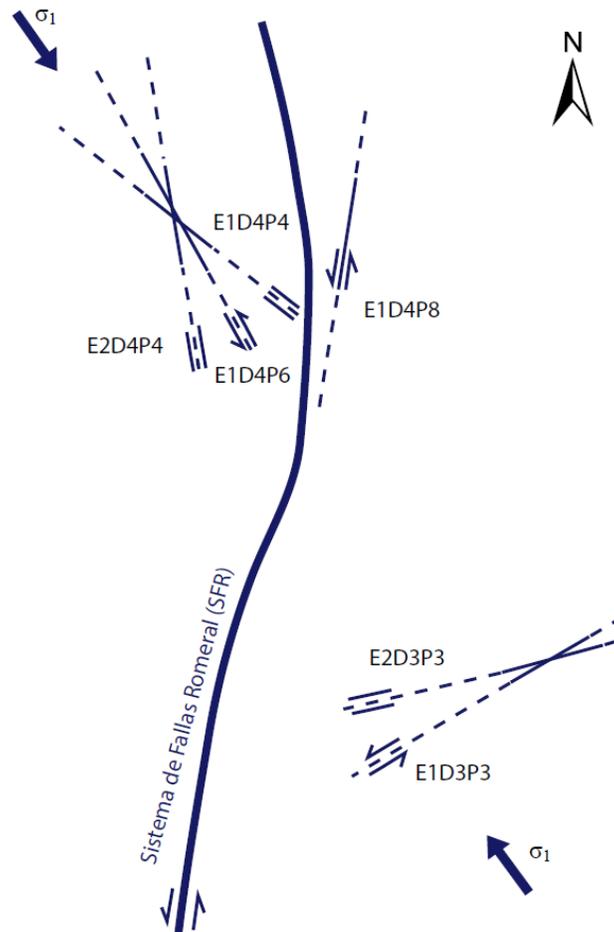


Figura 68. Esquema de la cinemática y disposición espacial idealizada de fallas observadas.

Es importante añadir que los principales *sets* de diaclasas: SP2 y SP4, poseen una orientación NNO concomitante con la orientación de la principal falla definida para la zona de estudio, al igual que una de las principales familias de lineamientos. De la misma forma, existen *sets* de diaclasas de orientación N-NE paralelos a las estructuras de orientación NNE. De lo anterior se desprende que las diaclasas se agrupan preferentemente en estos dos *trends* mencionados lo cual es consistente con la orientación y movimiento de las principales fallas definidas para el área de estudio (Figura 69) (Twiss y Moores, 2007). Esto permite sugerir que un desarrollo consistente de diaclasas y estructuras, indica que estas pueden formarse durante el mismo evento de fracturamiento y registrar las condiciones tectónicas regionales (Twiss y Moores, 2007).

Diaclasas y cinemática de Fallas Grado de seguridad 1

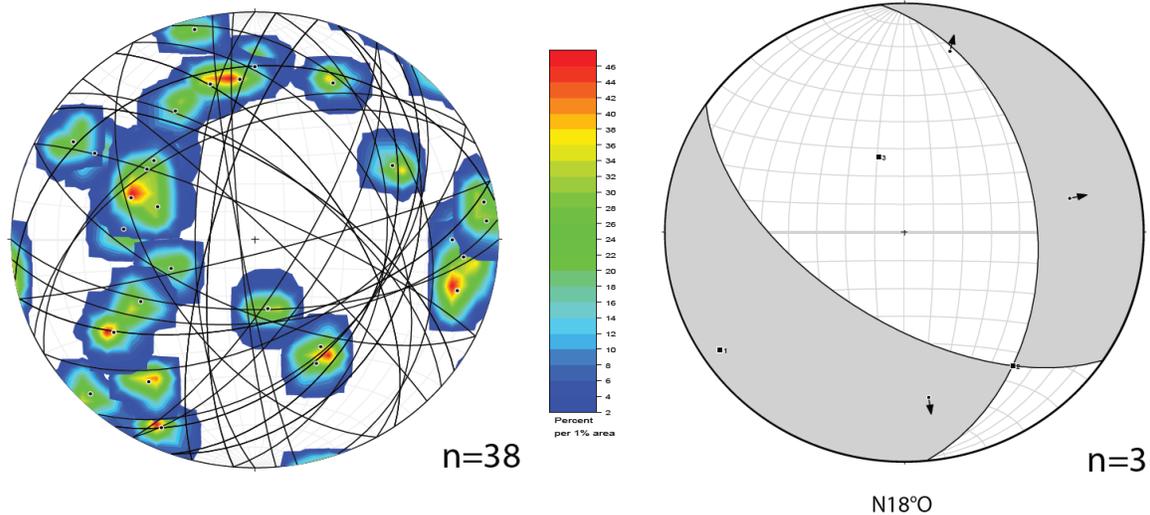


Figura 69. (Izq) Diaclasas del área de estudio. (Der) Cinemática de Fallas Grado de seguridad 1.

Las cinemáticas determinadas para las estructuras de criterio de seguridad 1, obedecen a un tensor de esfuerzos de σ_1 con dirección N18°O; mientras que las estructuras de criterio de seguridad 2, obedecen a un tensor de esfuerzos de σ_1 con dirección N32°O. Estos datos permiten sugerir una cinemática sinistral para las fallas implicadas en ambos grupos. Para interpretar estas direcciones es necesario, en primera instancia, acotar temporalmente el efecto de esta cinemática encontrada.

En primer lugar, se conoce que el último evento de deformación frágil registrado para el área de estudio se constriñe cercano a los ~100 Ma (Emparan y Pineda, 2006). A esta edad, el contexto geodinámico indica que existía convergencia oblicua entre la placa Aluk y el continente sudamericano con una dirección de convergencia de NNO-SSE (Scheuber *et al.*, 1994; Charrier *et al.*, 2007) ;(Az: ~160) (Muller *et al.*, 2016; Matthews *et al.*, 2016; Zahirovic *et al.*, 2016). De manera complementaria, existen otros investigadores que han estudiado el segmento sur del Sistema de Fallas de Atacama (SFA) inmediatamente al norte de la zona de estudio y proponen una cinemática de rumbo sinistral para dicha porción en el Cretácico Inferior (Thiele *et al.*, 1987; Charrier *et al.*, 2007; Creixell *et al.*, 2015), además de otras colaboraciones más al norte entre las regiones de Atacama y de Antofagasta (Hervé *et al.*, 1987; Brown *et al.*, 1991; 1993; Taylor *et al.*, 1998; González *et al.*, 2003; Hoffmann-Rothe *et al.*, 2006) que proponen una

cinemática similar. Preliminarmente, lo anterior permite sugerir que las cinemáticas, para las estructuras de criterio de seguridad 1 y 2, estarían determinadas por la convergencia oblicua de las placas tectónicas en el Cretácico Inferior y actualmente preservan esta impronta.

Cabe señalar que para ser cierto lo anterior, se debe asumir que la salbanda encontrada habría sido generada al menos hace ~ 100 Ma, lo cual debe ser revisado mediante análisis mineralógicos y geoquímicos de esta. En este contexto, es plausible proponer otros escenarios.

Es importante destacar que, a la latitud de Antofagasta, han sido reportados movimientos de rumbo sinestrales neotectónicos en el SFA (Armijo y Thiele, 1990; Delouis *et al.*, 1998) que se explican producto de la rotación horaria del orógeno andino mediante la formación del Oroclino Boliviano (Armijo y Thiele, 1990). Al norte de Vallenar ($\sim 28^\circ\text{S}$), los datos paleomagnéticos disponibles muestran una rotación horaria, sobreimpuesta en bloques tectónicos de edades que van desde el Mesozoico hasta el Eoceno-Oligoceno, de aproximadamente 30° , mientras que al sur de esta latitud ($28^\circ 30'$ y $29^\circ 30'$), alcanzan un promedio de solo 18° (Arriagada *et al.*, 2009). Se propone en Peña (2012) que el patrón de rotaciones horarias del norte de Chile posee su límite austral a los 29°S , puesto que al sur de esta latitud las declinaciones magnéticas son casi inexistentes o nulas (Figura 70). Esto datos permiten sugerir que las estructuras del área de estudio no son afectadas por el desarrollo del Oroclino Boliviano y por tanto no es posible explicar movimientos sinestrales en el área como lo propone Armijo y Thiele (1990) para el norte grande.

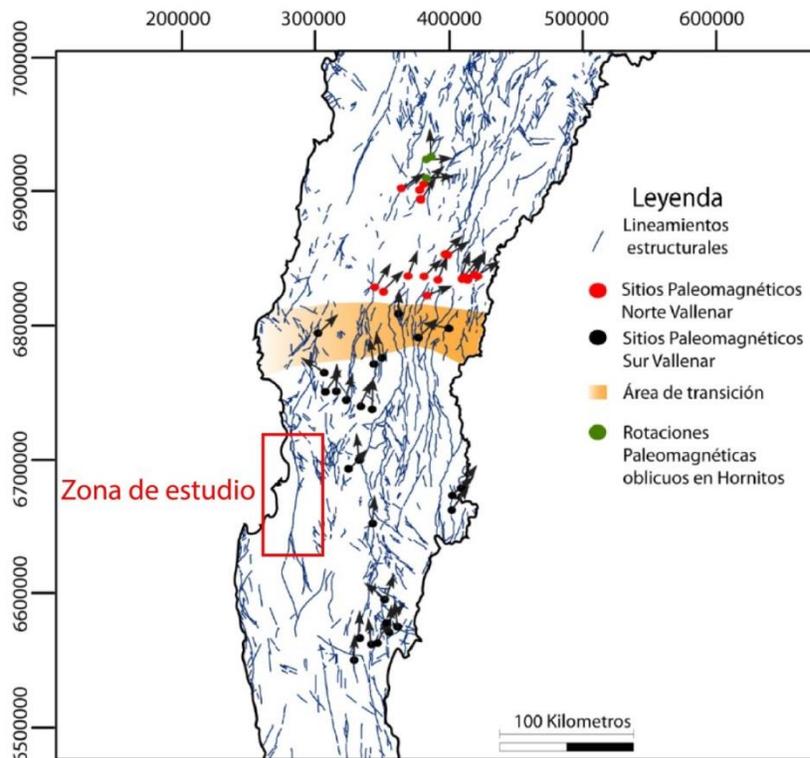


Figura 70. Resultados de las declinaciones magnéticas junto con los principales lineamientos estructurales regionales. Puede verse como el patrón de rotaciones al norte (en rojo y verde) y al sur de Vallenar (en negro) tiene una buena correlación con el rumbo de estas estructuras. Modificado de Peña (2012).

Otro escenario que debe ser explorado, corresponde a que las cinemáticas de las estructuras de criterios de seguridad 1 y 2 estén condicionadas por procesos más recientes que los ya mencionados y sean propios de la dinámica del antearco costero en el contexto de subducción actual. A la latitud de Antofagasta (24°S) se registra existencia de reactivaciones del SFA mediante fallamiento normal en el antearco (Arabasz, 1971; Delouis *et al.*, 1998; González *et al.*, 2003; Cortés-Aranda *et al.*, 2014), que son atribuidas a acomodamientos de deformación extensional en régimen de *long-term* (Delouis *et al.*, 1998; Cortés-Aranda *et al.*, 2014) en respuesta a un alzamiento sostenido del antearco (González *et al.*, 2003; Saillard *et al.*, 2017). Se sugiere que el proceso que propiciaría estos acomodamientos está estrechamente relacionado con la estructura de los plegamientos en el margen de las placas tectónicas (González *et al.*, 2003) y con la estructura propia de la zona sismogénica interplacas (Cortés-Aranda *et al.*, 2014).

Por su parte, en las cercanías del área de estudio en la bahía de Tongoy al interior del límite entre el Dominio Marginal y el Dominio Costero, aledaños a la zona de estudio (Emparan y Pineda, 2006), se registra también fallamiento normal del antearco asociado a rupturas cosísmicas de la placa superior (Heinze, 2003) y que acomodan el alzamiento superficial de la costa en un margen erosivo (Saillard *et al.*, 2009; Becerra *et al.*, 2017), que otros autores han asociado a la acreción de material bajo la placa superior (Comte *et al.*, 2019).

En esta línea, se registraron cinemáticas sinestrales con componente normal para la mayoría de las estructuras descritas en este trabajo, por lo que es plausible sugerir que, en el contexto actual de la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, estas estructuras respondan, en el primer orden, a campos de esfuerzos propiciados por rupturas en el cosísmico del antearco (Delouis *et al.*, 1998; Heinze, 2003), los que no estarían directamente relacionados a los sugeridos por la convergencia actual en el intersísmico (N78°E, Vigny *et al.*, 2009). En línea con lo anterior, existen trabajos que indican que las etapas del cosísmico inducen rápidos cambios de estrés capaces de promover movimientos a lo largo de fallas corticales (Burbank y Anderson, 2001; Farías *et al.*, 2011; Cortés-Aranda *et al.*, 2014; Kanamori *et al.*, 2019). Cabe señalar que el comportamiento de las estructuras discutidas anteriormente y que se localizan en las cercanías del área de estudio, no pertenecen al mismo dominio estructural que las estructuras de este estudio, correspondiendo estas últimas, al límite entre el Dominio Costero y Occidental. Para asumir que las estructuras del área están condicionadas por estos procesos se hace indispensable una correcta datación de las salbandas en las que fueron medidos estos criterios cinemáticos y estudiar similitudes entre el comportamiento estructural de cada dominio estructural.

De esta manera, basado en la información de dataciones radiométricas disponible para el área de estudio (Emparan y Pineda, 2000; 2006), el escenario más probable de generar estas cinemáticas corresponde al primer contexto geodinámico propuesto en esta sección del estudio, el cual sostiene que la cinemática de las estructuras estaría determinada por la convergencia oblicua en el Cretácico a los 100 ~Ma. Cabe señalar que la falta de información radiométrica para las estructuras del área no permite asumir lo contrario.

4.2 Rasgos Geomorfológicos

4.2.1 Unidades Geomorfológicas

Zona Norte

La geomorfología del área está fuertemente dominada por el desarrollo de cinco terrazas fluvio-marinas (Paskoff *et al.*, 1970; 1995) en una costa plana (Martinod *et al.*, 2016), nombradas en este trabajo como T1 (110-130 ms.n.m), T2 (90-95 ms.n.m), T3 (40-70 ms.n.m), T4 (20-30 ms.n.m) y T5 (10-15 ms.n.m), las que han sido desarrolladas en depósitos sedimentarios marinos pertenecientes a la Formación Coquimbo de edad Mioceno – Pleistoceno Medio (Le Roux *et al.*, 2006). Diversos autores proponen que han sido generadas por mecanismos que involucran variaciones glacio-eustáticas del nivel del mar (Darwin 1846; Paskoff *et al.*, 1970; 1995) en conjunto con procesos de alzamiento tectónico (Martinod *et al.*, 2016), además de procesos erosivos o aluviales (Paskoff *et al.*, 1970) pues estas superficies se desarrollan también de manera continua hacia el interior del valle del Elqui.

A modo de acotar tentativamente la edad de las superficies, es que las terrazas T1, T2, T3, T4 y T5 mapeadas en este trabajo se correlacionan de buena manera con las definidas por Paskoff *et al.* (1970; 1995). De esta manera, pueden ser asociadas respectivamente a las superficies definidas en estos últimos trabajos del siguiente modo: Serena I (T1), Serena II (T2), Herradura I (T3), Herradura II (T4), Vega (T5) (Figura 6).

Marine stages	Highest elevation (m) at Coquimbo Bay	Proposed age
Vega	5-7	Holocene
Herradura II	15-20	Ultimate interglaciation
Herradura I	35-40	Penultimate interglaciation
Serena II	75-80	Early Pleistocene interglaciation
Serena I	120-130	Early Pleistocene interglaciation

Table 1. Marine stages in the Coquimbo Bay area as proposed by Herm and Paskoff (1967) , modified by Paskoff (1977)

Figura 71. Estadios del nivel del mar en el área de la bahía de Coquimbo. Tomado Paskoff *et al.* (1995).

A estas terrazas les han sido asignadas diferentes edades; en primera instancia, se las consignan a partir de las altas posiciones interglaciales pleistocenas del nivel del mar (Figura 72). Posteriormente, mediante *Electron Spin Resonance* (ESR), se pudo correlacionar las terrazas Herradura II y Herradura I con el *Marine Isotopic Stage* (MIS) MIS 5e (125 ka) y MIS 9 (320 ka) respectivamente, asumiendo una tasa de alzamiento constante de aproximadamente 0.11 m/ka para todo el Cuaternario, además de asignarles tentativamente edades de 730 ka y 1.2 Ma a las terrazas Serena II y Serena I respectivamente (Paskoff *et al.*, 1995). De manera reciente, el estudio de bahías cercanas mediante el uso de metodologías que incluyen datación de isótopos estables (Saillard *et al.*, 2009), junto con recopilaciones y correlaciones de carácter regional entre superficies de altitudes similares (Regard *et al.*, 2010; Martinod *et al.*, 2016), han permitido la asignación tentativa de edades más acotadas a cada una de estas superficies (Figura 73).

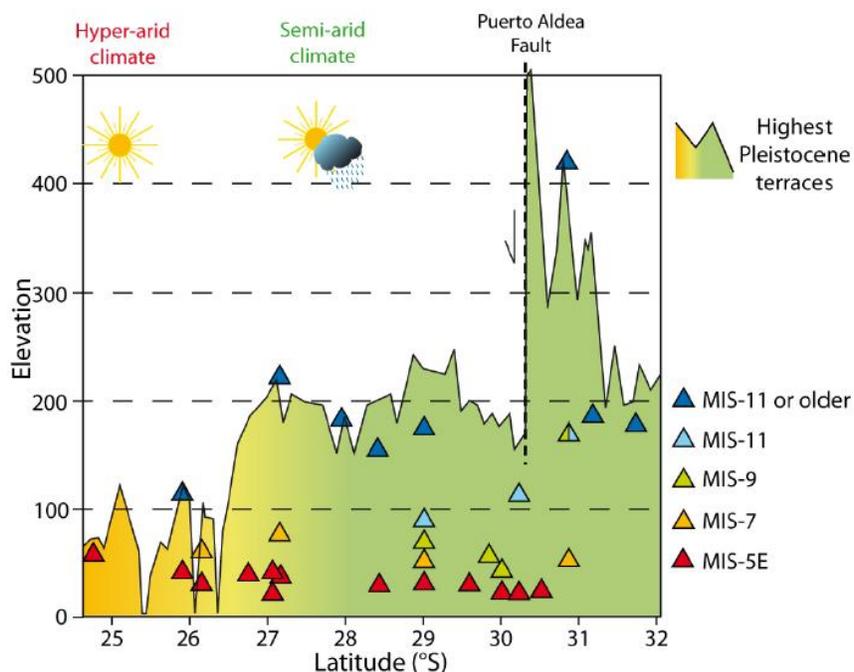


Figura 72. Elevación de terrazas datadas a lo largo del Norte Chico. Tomado de Martinod et al. (2016).

Para el caso de T5 (Vega), Paskoff (1970) asume que la terraza ha sido enteramente reocupada y retrabajada al momento de la culminación de la transgresión Holocena.

Muestras del sector de la Herradura en Coquimbo, de alturas correspondientes a la superficie T4 ($22 \pm 2,5$ ms.n.m., Herradura II), indican que esta se habría formado hace 122 ± 7 ka correlacionándola con el MIS 5e (Regard *et al.*, 2010), aunque otros autores lo asignan al estadio MIS 5 (25 ms.n.m. en Coquimbo) (Martinod *et al.*, 2016). El período de tiempo en el cual se extiende el estadio MIS 5 es un período de tiempo comprendido entre 135 a 80 ka (Siddall *et al.*, 2007), en el Pleistoceno Superior (Figura 69).

Anteriormente, se ha mencionado que a la terraza T3 (Herradura I) se la correlaciona con el MIS 9, aunque las bajas tasas de alzamiento de la costa en Coquimbo habrían favorecido su reocupación durante el estadio MIS 7 (Paskoff *et al.*, 1995). Posteriormente, para la superficie T3 existen muestras ubicadas en la Herradura a una altitud de $37,5 \pm 2,5$ ms.n.m., que registran una edad de 225 ± 12 ka, sugiriendo un estadio MIS 7e para esta terraza (Regard *et al.*, 2010); además de superficies en Coquimbo, a una altitud de 41 ms.n.m., las que Martinod *et al.* (2016) la correlacionan con un estadio MIS >7 . Todo esto permite decir que esta superficie se habría formado al menos hace 180 ka (Siddall *et al.*, 2007) en el Ioniano (Figura 74).

Entre las terrazas T1 y T3 en la quebrada Peñuelas, se ha reportado desarrollo de paleosuelos de origen eólico para los cuales se muestran edades de 195 ± 12 ka en la base de este afloramiento y de 14 ± 1 ka cerca de la superficie del mismo (Veit *et al.*, 2015). La edad más antigua es consistente con la edad asignada mediante correlación por MIS de la terraza T3 que corresponde a una facie de depósitos eólicos que finalizó su deposición alrededor de los 135 ± 8 ka en el Pleistoceno medio (MIS >7) (Veit *et al.*, 2015). Por otra parte, la edad más reciente es

asignada en arenas eólicas depositadas al menos hasta los 14 ± 1 ka correspondiente a acumulaciones de edad Holocena (Veit *et al.*, 2015; Paskoff *et al.*, 1995).

Finalmente, para el caso de las superficies T2 (Serena II) y T1 (Serena I) se registra únicamente la asignación tentativa de edades de 730 ka y 1.2 Ma respectivamente (Paskoff *et al.*, 1995), por lo que se sugiere correlacionarlas tentativamente a los estadios MIS 9 y MIS 11 respectivamente, asumiendo que los procesos formadores de las superficies han sido sucesivos y correlacionables en el tiempo. Lo anterior permite acotar a la terraza T2 en un intervalo de tiempo comprendido entre los 350-300 ka (Siddall *et al.*, 2007), mientras que para la terraza T1 se propone una edad comprendida entre los 430 y 380 ka (Siddall *et al.*, 2007), ambas en el Pleistoceno Medio (Figura 74).

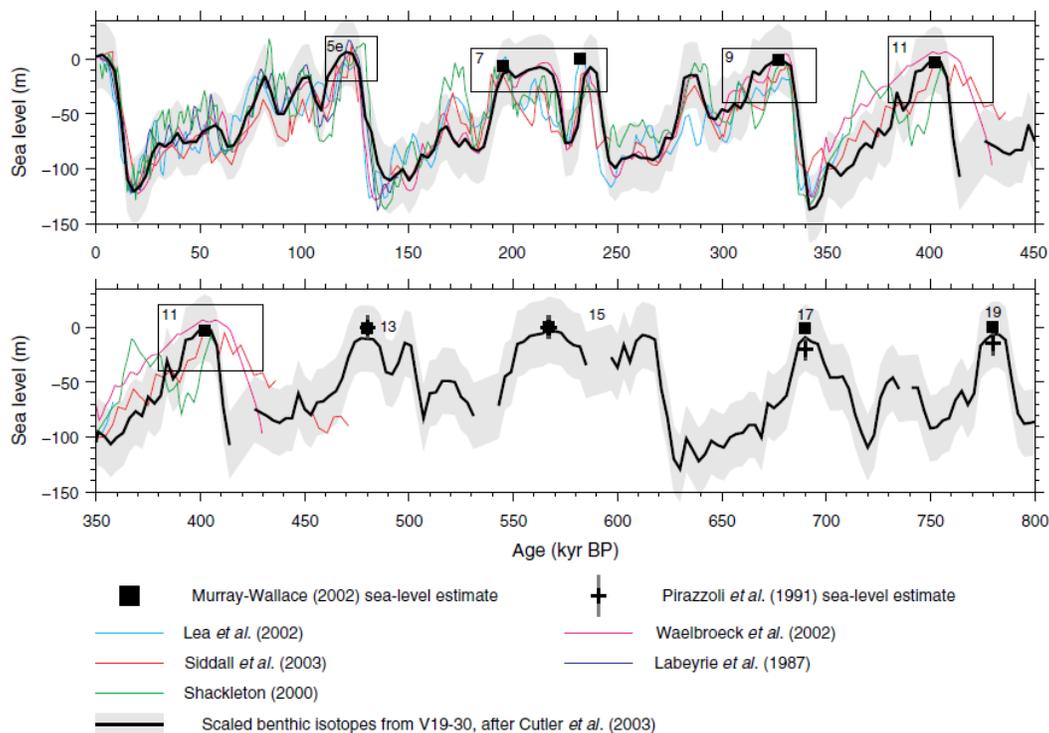


Figura 73. Nivel del mar continuo estimado a partir de variadas fuentes de información. Tomado de Siddall *et al.* (2007).

Todas estas edades en su conjunto sugieren que las terrazas fluvio-marinas del área de La Serena-Coquimbo fueron desarrolladas en un período de tiempo comprendido entre el Pleistoceno medio y el Pleistoceno tardío, con aportes posteriores de horizontes de origen eólico en el Holoceno. En este trabajo no se considera la edad entregada por Veit *et al.* (2015) puesto que se desconoce la posición exacta de las muestras, impidiendo asignarlas a alguna de las superficies aterrazadas discutidas anteriormente.

En lo que respecta a la tectónica de estas superficies es posible constatar que, posteriores a desarrollo, las superficies T4 y T3 correlacionadas con los MIS 5 y MIS >7 respectivamente, han sido afectadas por un alzamiento tectónico aparente sostenido con tasas que varían entre 0,18 mm/año a 0,20 mm/año (Martinod *et al.*, 2016). Por otra parte, Paskoff *et al.* (1995) menciona que en estas superficies no se presentan evidencias de actividad neotectónica. De existir las últimas, el desplazamiento de rasgos geomorfológicos puede ser observado a lo largo de una zona de falla (Burbank y Anderson, 2001). Para este caso, no fueron observados desplazamientos

laterales ni fallamiento de los depósitos que las conforman en las cercanías de la traza definida para el Sistema de Fallas Romeral (SFR), ni tampoco desarrollos propios de sistemas de fallas de rumbo como, *sag ponds*, *releasing bends* o *restraining bends* (Cunningham *et al.*, 2007) afectando a los depósitos. Por tanto, como no se evidencia actividad neotectónica afectando ninguno de estos depósitos, se sugiere que el SFR no ha mostrado actividad en el área al menos hace 380-430 ka.

Adicionalmente, existe desarrollo de numerosos abanicos aluviales generados por la erosión de las rocas de edades jurásicas y cretácicas que conforman los cordones montañosos aledaños al sector. Estos corresponden a depósitos que en su mayoría sobreyacen en discordancia sobre la terraza T1, por lo que por principio de superposición, estos abanicos aluviales se habrían desarrollado de manera posterior a la terraza T1 a la que se le ha asignado una edad, al menos, comprendida entre los 430-380 ka (Pleistoceno Medio) o mayor (Paskoff *et al.*, 1995). En trabajos anteriores, han sido asignados al Cuaternario (Emparan y Pineda, 2000), por lo que se sostiene que estos se han estado formando por procesos erosivos en ambientes de escasa precipitaciones (Martinod *et al.*, 2016) desde, al menos, el Pleistoceno medio. En estos abanicos aluviales no ha sido observado desplazamiento lateral de los mismos ni tampoco escarpes de falla que pudiesen asociarse a actividad neotectónica afectándoles.

De manera conjunta las geomorfologías del sector indican, a la escala de trabajo utilizada (1:100.000), que el SFR no estaría afectando a “Unidades Geomorfológicas” desde al menos el Pleistoceno Medio-Superior.

Zona Sur

Las morfoestructuras predominantes de esta zona corresponden principalmente a dos cordones montañosos de elongación continua en la norte-sur entre los que se desarrolla la terraza T1. Esta última presenta gran extensión areal, por decenas de kilómetros en una orientación norte-sur (Figura 46) y a la que se le atribuye un origen asociado a las variaciones glacio-eustáticas, en conjunto con alzamiento tectónico, (Martinod *et al.*, 2016) en una topografía heredada desde edades anteriores al desarrollo de la Formación Coquimbo en el Mioceno (Paskoff *et al.*, 1970; 1995) donde el nivel del mar habría estado más de 200 metros sobre el nivel actual del mar (Paskoff *et al.*, 1970; Martinod *et al.*, 2016). La superficie T1 se encuentra incisionada por numerosas redes de drenaje que conforman pequeñas quebradas producto de la variación del nivel de base de las cuencas, el que ha sido provocado por alzamiento sostenido del continente en este segmento costero. A su vez, sobre esta superficie se disponen en discordancia numerosos abanicos aluviales que cubren el contacto entre el sustrato rocoso y la superficie asignada como la terraza T1. En este trabajo, a la escala utilizada (1:100.000), no se reportan evidencias que indiquen actividad neotectónica afectando a las Unidades Geomorfológicas tales como: desplazamientos laterales y *sag ponds*, ni tampoco escarpes de falla afectando a los depósitos aledaños a la traza definida para el Sistema de Fallas Romeral (SFR). Respecto al desarrollo de *releasing bends* o *restraining bends* (Cunningham *et al.*, 2007), puede considerarse que los desarrollos de la extensa superficie aterrizada mapeada y la quebrada Maitencillo-Lagunillas de orientación ONO-ENE, en el límite entre las cuencas Estero Culebrones y Quebrada Lagunillas, podrían representar *releasing bends* asociados al Sistema de Fallas Romeral (SFR), pero en el cual no fue posible observar actividad neotectónica.

4.2.2 Análisis de redes de drenaje cuencas

4.2.2.1 Patrones de redes de drenaje

Los **patrones de tipo paralelo** se desarrollan en lugares donde los estratos son uniformemente resistentes y la pendiente regional es marcada, o en zonas en las que existe un fuerte control estructural ejercido por una serie de fallas cercanamente espaciadas, monoclinales o isoclinales (Huggett, 2011).

Los **patrones rectangulares** son controlados por diaclasas preferenciales y fallas (Huggett, 2011).

Los **patrones dendríticos** son desarrollados en general en estratos uniformemente resistentes de sedimentos no consolidados y en rocas ígneas homogéneas sin influencia de control estructural (Huggett, 2011).

4.2.2.1.1 Cuenca Quebrada Chacay

En la Cuenca Quebrada Chacay fueron identificados tres tipos de patrones de redes de drenaje que corresponden a tramos con desarrollo de tipo paralelo, rectangular y un predominio general de patrón dendrítico (Figura 74). De los paralelos se interpreta que si bien se desarrollan en zonas donde la pendiente regional es marcada no se disponen, *sensu stricto*, sobre estratos uniformemente resistentes puesto que se erigen sobre rocas volcánicas, sedimentarias y depósitos aluviales no consolidados, por lo que es plausible asumir que estos patrones están siendo desarrollados en zonas en las que existe un control estructural (Huggett, 2011), ejercido en este caso por el Sistema de Fallas Romeral (SFR). En lo que respecta a la sección identificada con un patrón rectangular, se interpreta que este puede responder a un error propio del modelo de elevación digital (DEM). Finalmente, se identificó que en general, la cuenca es representada por un patrón dendrítico interpretándose que no predomina la influencia de control estructural sobre las redes principales (Huggett, 2011), salvo los casos donde puede asociarse el control con las zonas con patrones de tipo paralelo.

Cuenca Quebrada Chacay - La Serena, Chile

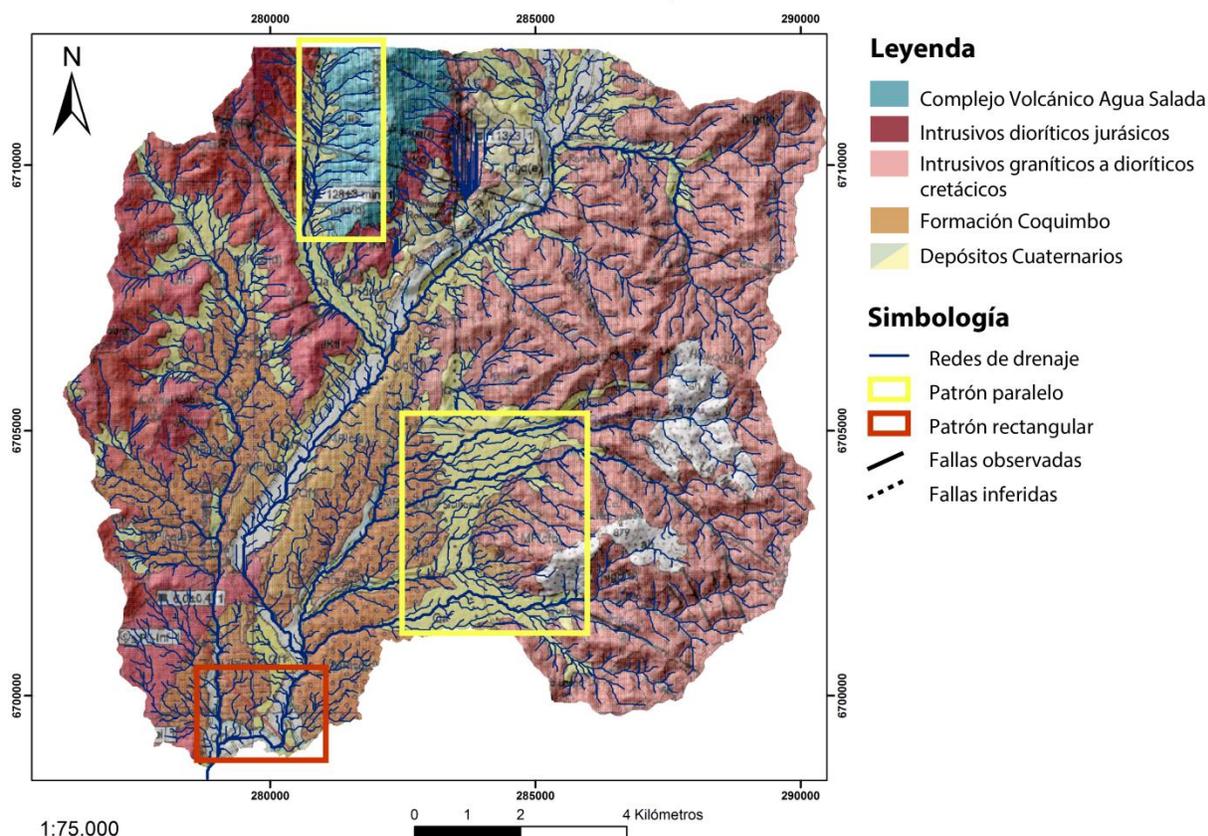


Figura 74. Mapa de la cuenca Quebrada Chacay incluyendo su *geología* (Emparan y Pineda, 2000) y sus respectivas redes de drenaje. Los polígonos amarillos representan la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos mientras que el polígono rojo indica un patrón de tipo rectangular.

4.2.2.1.2 Cuenca Las Compañías

Para el caso de la cuenca Las Compañías fueron identificados patrones de tipo dendrítico, paralelo y rectangular. Los patrones paralelos pueden asociarse a un control estructural en el lugar (Huggett, 2011) (Figura 75). A partir del análisis de imágenes satelitales, se interpreta que los patrones rectangulares están mostrando errores propios del modelo de elevación digital asociados a la actividad antropógena del sector. Finalmente, los patrones dendríticos permiten interpretar que estas redes no poseen un control estructural (Huggett, 2011).

Cuenca Las Compañías - La Serena, Chile

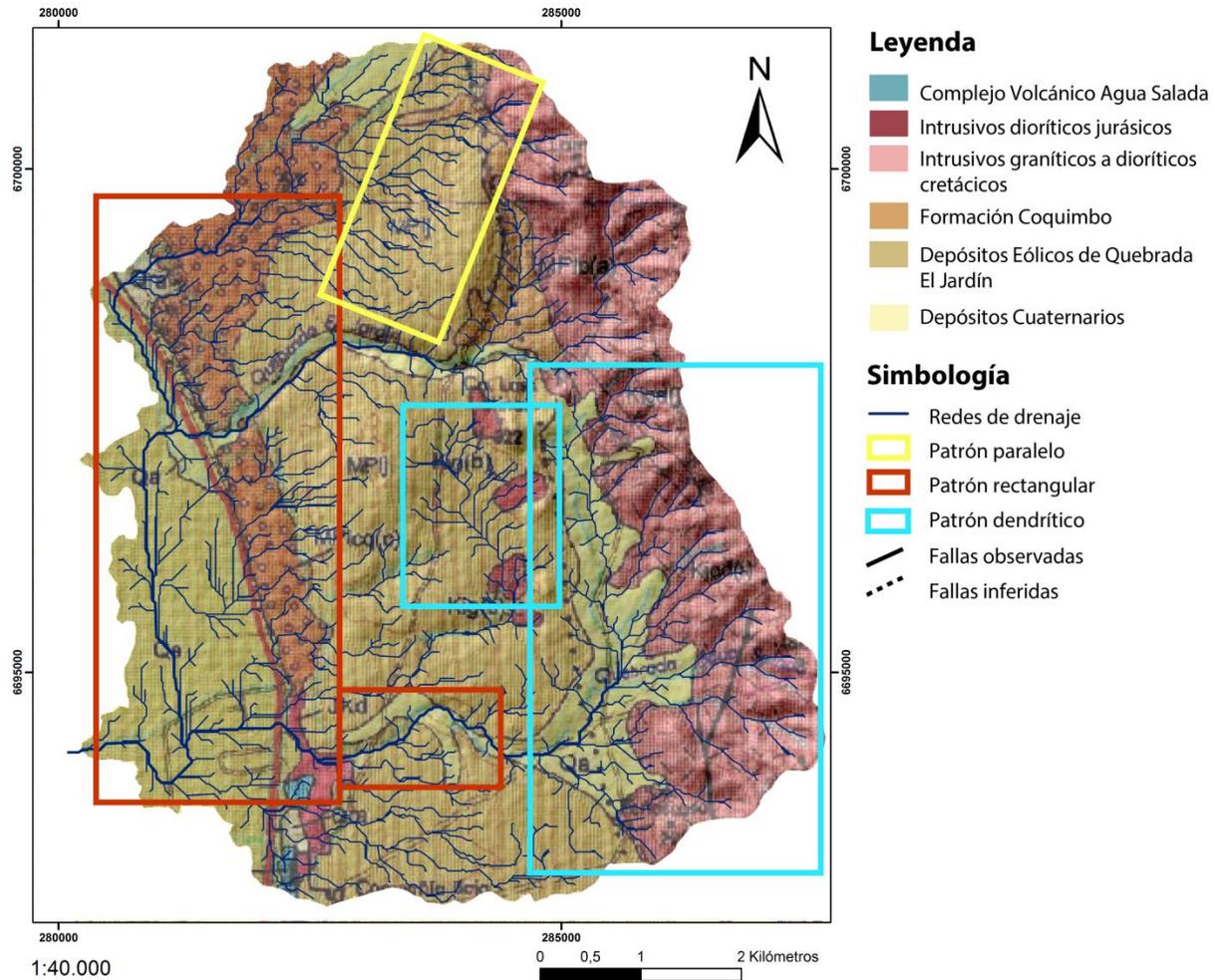


Figura 75. Mapa de la cuenca Las Compañías incluyendo su geología (Emparan y Pineda, 2000) y sus respectivas redes de drenaje. El polígono amarillo representa la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos, los polígonos rojos indican patrones de tipo rectangular y los polígonos celestes indican la presencia de patrones tipo dendrítico.

4.2.2.1.3 Cuenca río Elqui

En la cuenca del río Elqui fueron observadas áreas con desarrollo de patrones tipo paralelo, rectangular y dendrítico. La sección con desarrollo de patrones tipo paralelo (Figura 76) permite interpretar que la sección está condicionada por la fuerte pendiente regional y también por un control estructural ejercido por la presencia de fallas (Huggett, 2011). El tramo identificado con ocurrencia de patrón rectangular (Figura 76) permite atribuirle un control por diaclasas y fallas preexistentes (Huggett, 2011). Por su parte, la cuenca es dominada por un patrón dendrítico y se interpreta de manera global que los patrones de esta, salvo los casos ya mencionados, no estarían sujetos a control estructural.

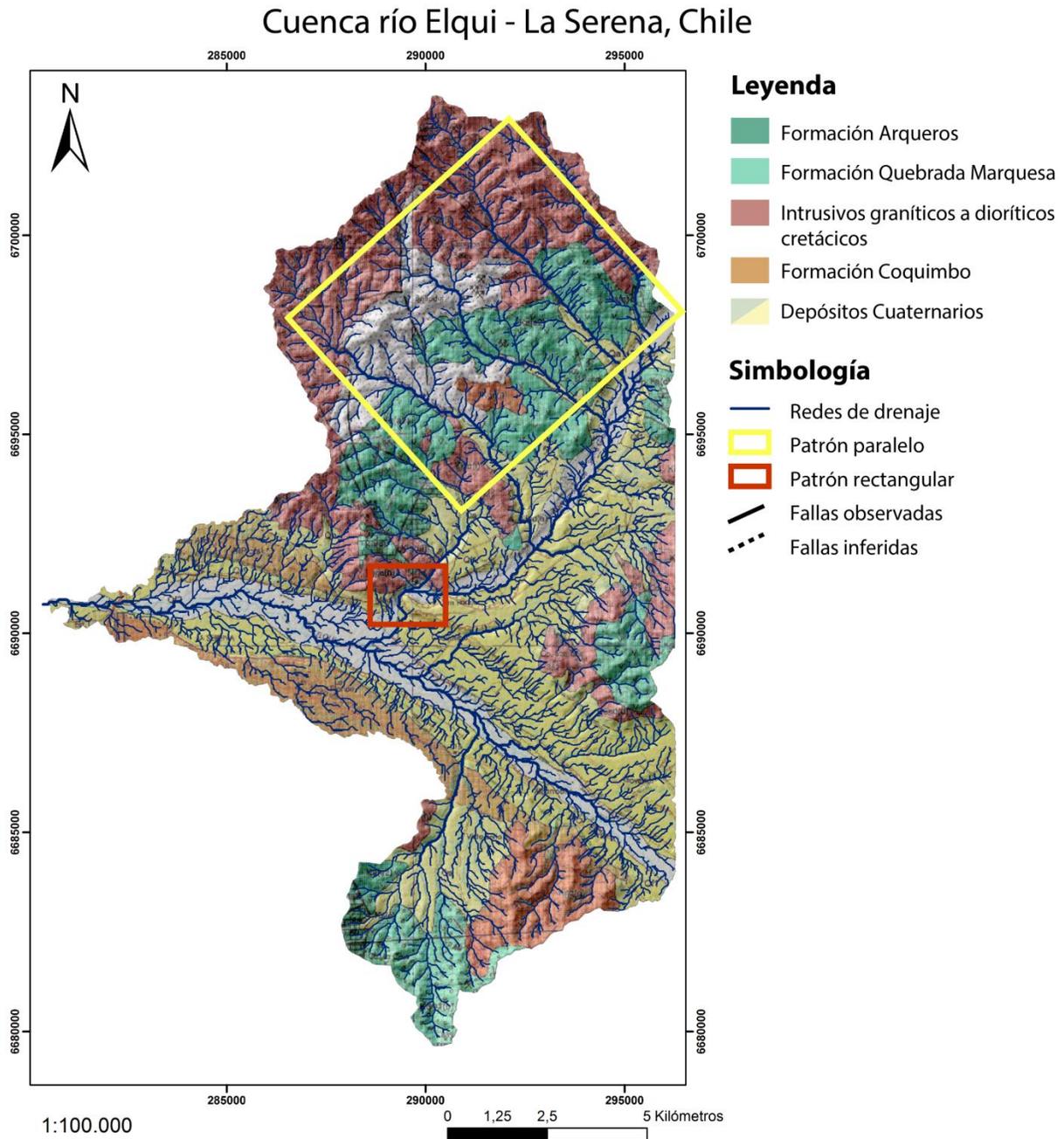


Figura 76. Mapa de la cuenca del río Elqui incluyendo su geología (Emparan y Pineda, 2000) y sus respectivas redes de drenaje asociadas. El polígono amarillo representa la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos mientras que el polígono rojo indica un patrón de tipo rectangular.

4.2.2.1.4 Cuenca Sector La Antena

Para la cuenca Sector La Antena se identificaron zonas con presencia de patrones tipo paralelo y un predominio de patrón dendrítico en la misma de manera global. Las redes de drenaje con patrón tipo paralelo pueden discutirse por segmentos: Para el segmento norte, el patrón paralelo puede interpretarse como resultado de la pendiente regional (Huggett, 2011),

mientras que para el segmento sur, el patrón puede atribuirse a un control estructural ejercido por fallas y diaclasas que afectan a las rocas del sector (Huggett, 2011), las que han sido reportadas previamente (Emparan y Pineda, 2000) y en el presente trabajo (Figura 77). Finalmente, la cuenca es dominada por un patrón de tipo dendrítico que permite interpretar que en el área no domina el control estructural (Huggett, 2011).

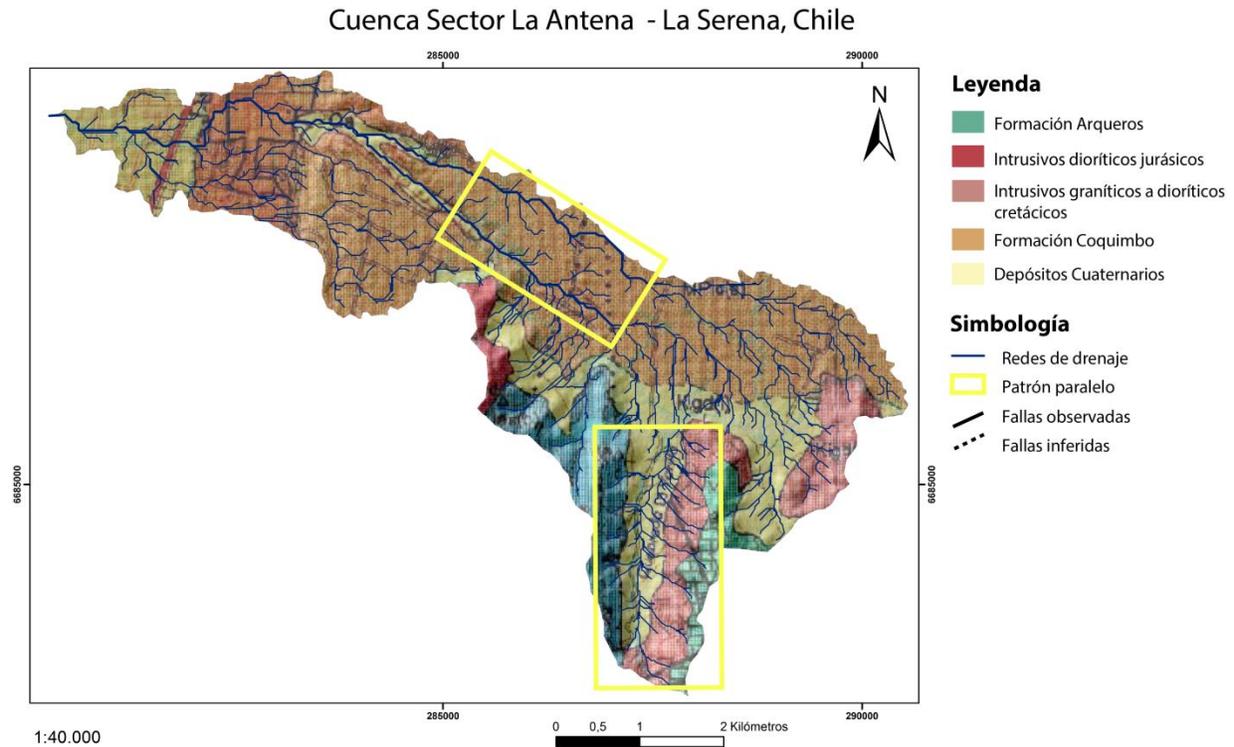


Figura 77. Mapa de la cuenca La Antena incluyendo su geología (Emparan y Pineda, 2000) y sus respectivas redes de drenaje. Con polígonos amarillos se ilustra la presencia de patrones paralelos.

4.2.2.1.5 Cuenca Quebrada Peñuelas

En la cuenca Quebrada Peñuelas se identificaron secciones de redes de drenaje con desarrollo de patrones tipo paralelo, rectangular y una predominancia global de patrón dendrítico. Los de tipo paralelo son reconocidos en tres segmentos (Figura 78), interpretándose que el patrón es condicionado por un fuerte control estructural, pues si bien se desarrollan en zonas donde la pendiente regional es marcada, no lo hacen sobre rocas estratificadas uniformemente resistentes (Huggett, 2011). En el segmento identificado con patrón rectangular se interpreta que la ocurrencia del mismo se condiciona por la existencia de posibles errores en el DEM que pudiesen provenir del amplio desarrollo urbano en el sector. Finalmente, la cuenca en su totalidad es dominada por un patrón dendrítico interpretándose un control estructural solo en los segmentos ubicados hacia el este de la cuenca.

Cuenca Quebrada Peñuelas - La Serena, Chile

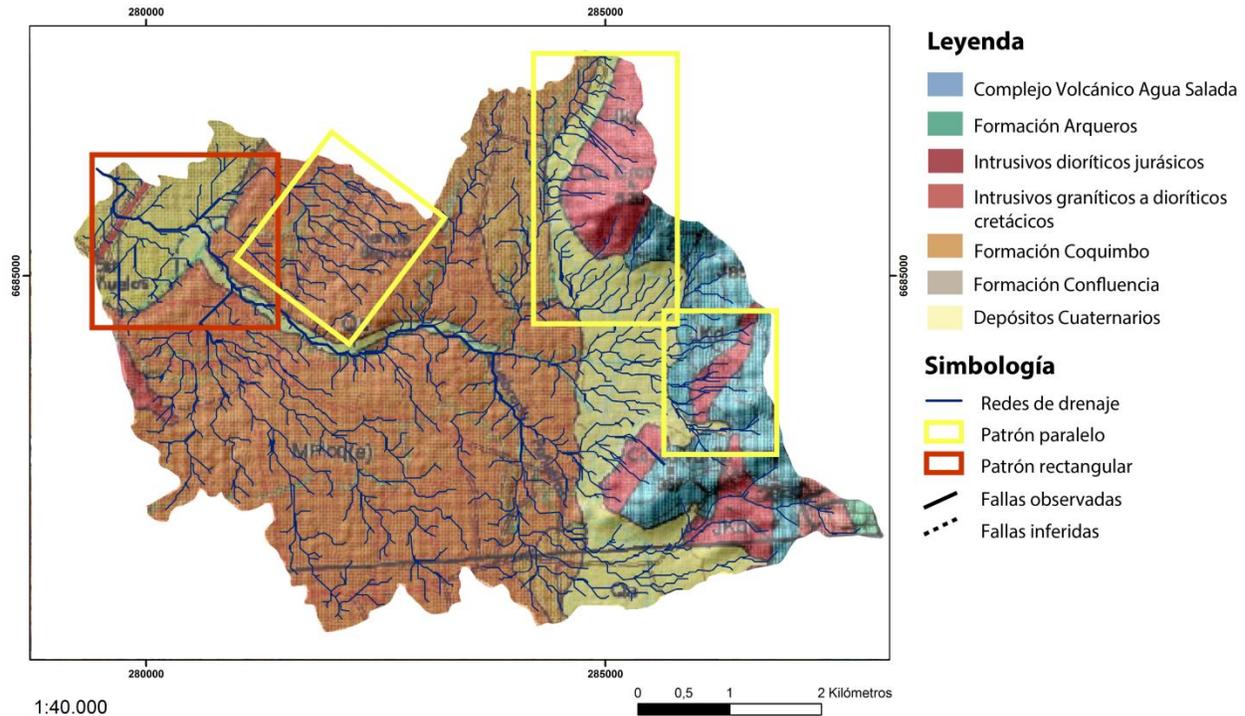


Figura 78. Mapa de la cuenca Quebrada Peñuelas incluyendo su geología (Emparan y Pineda, 2000) y sus respectivas redes de drenaje. Los polígonos amarillos representan la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos mientras que el polígono rojo indica un patrón de tipo rectangular.

4.2.2.1.6 Cuenca Estero Culebrones

En la cuenca Estero Culebrones fueron identificados segmentos con desarrollo de patrones de redes de drenaje tipo paralelo, rectangular y dendrítico con predominancia de este último. El tramo con ocurrencia tipo rectangular se interpreta que podría dilucidar la existencia de fallas y diaclasas no reconocidas hasta ahora. Por otra parte, en el segmento norte de patrón paralelo la pendiente regional es marcada, pero este no se desarrolla sobre estratos uniformemente resistentes sugiriendo un control estructural en el área (Huggett, 2011) (Figura 79). Adicionalmente, del segmento sur se interpreta: (i) que el patrón paralelo se desarrolla sobre estratos uniformemente resistentes y donde la pendiente regional es marcada; (ii) Además, existen zonas donde el patrón se desarrolla sobre depósitos no consolidados por lo que este estaría controlado estructuralmente por el SFR. Existe un predominio de patrones dendríticos en el flanco oeste de la cuenca y en la cuenca en general, por lo que se sugiere que la cuenca posee influencia de control estructural, predominantemente, en la porción este (Huggett, 2011).

Cuenca Estero Culebrones - Coquimbo, Chile

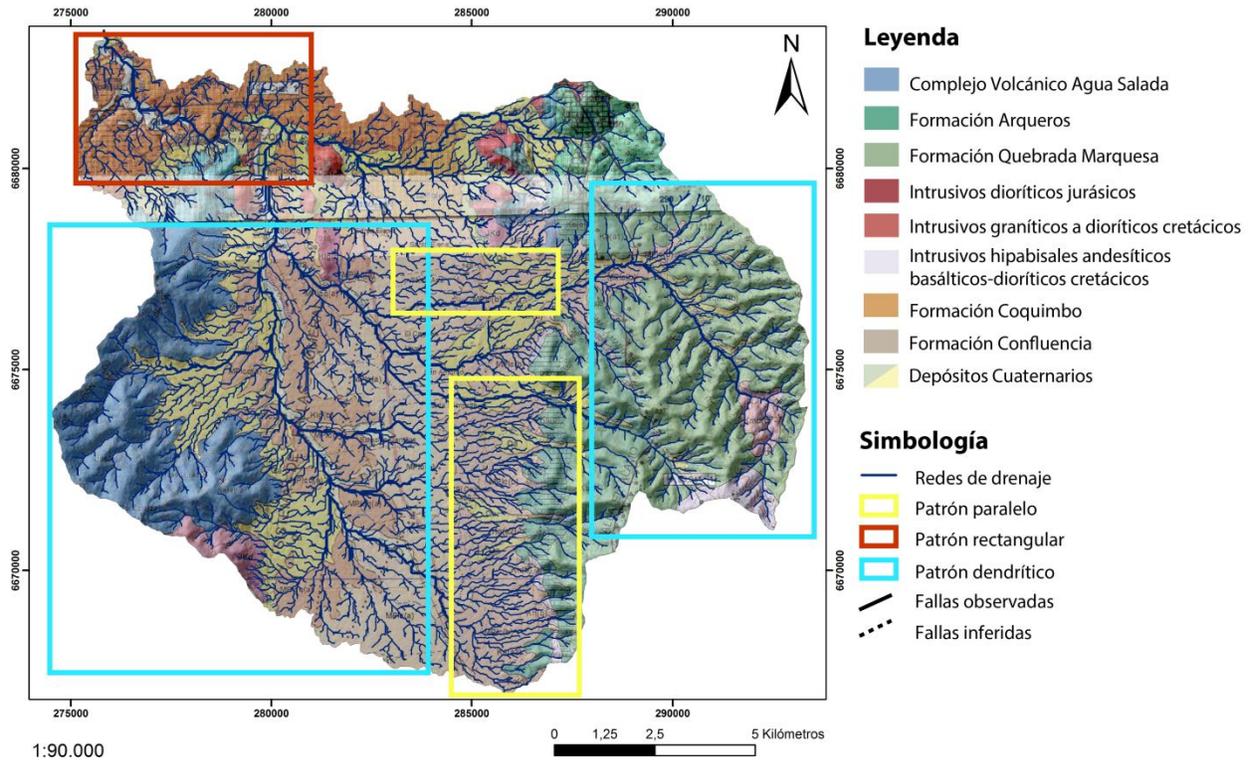


Figura 79. Mapa de la cuenca Estero Culebrones incluyendo su geología (Emparan y Pineda, 2000; 2006) y sus respectivas redes de drenaje asociadas. Los polígonos amarillos representan la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos, el polígono rojo indica patrones de tipo rectangular y el polígono celeste indica la presencia de patrones tipo dendrítico.

4.2.2.1.7 Cuenca Quebrada Lagunillas

En la cuenca Quebrada Lagunillas han sido reconocidos patrones de drenaje de tipo rectangular, paralelo y dendrítico. Los patrones dendríticos ocurren en estratos de rocas uniformemente resistentes y rocas ígneas intrusivas que sugieren la inexistencia de control estructural en el patrón de las subcuencas. En lo que respecta a los patrones tipo paralelo, se desarrollan en áreas donde se observa una fuerte influencia de la pendiente regional y no se ha reportado la existencia de estructuras (Emparan y Pineda, 2006) (Figura 80). Finalmente, para la red principal con patrón rectangular, se interpreta que este está controlado por la acción de fallas y diaclasas en el sector (Emparan y Pineda, 2006) (Huggett, 2011).

Cuenca Quebrada Lagunillas - Coquimbo, Chile

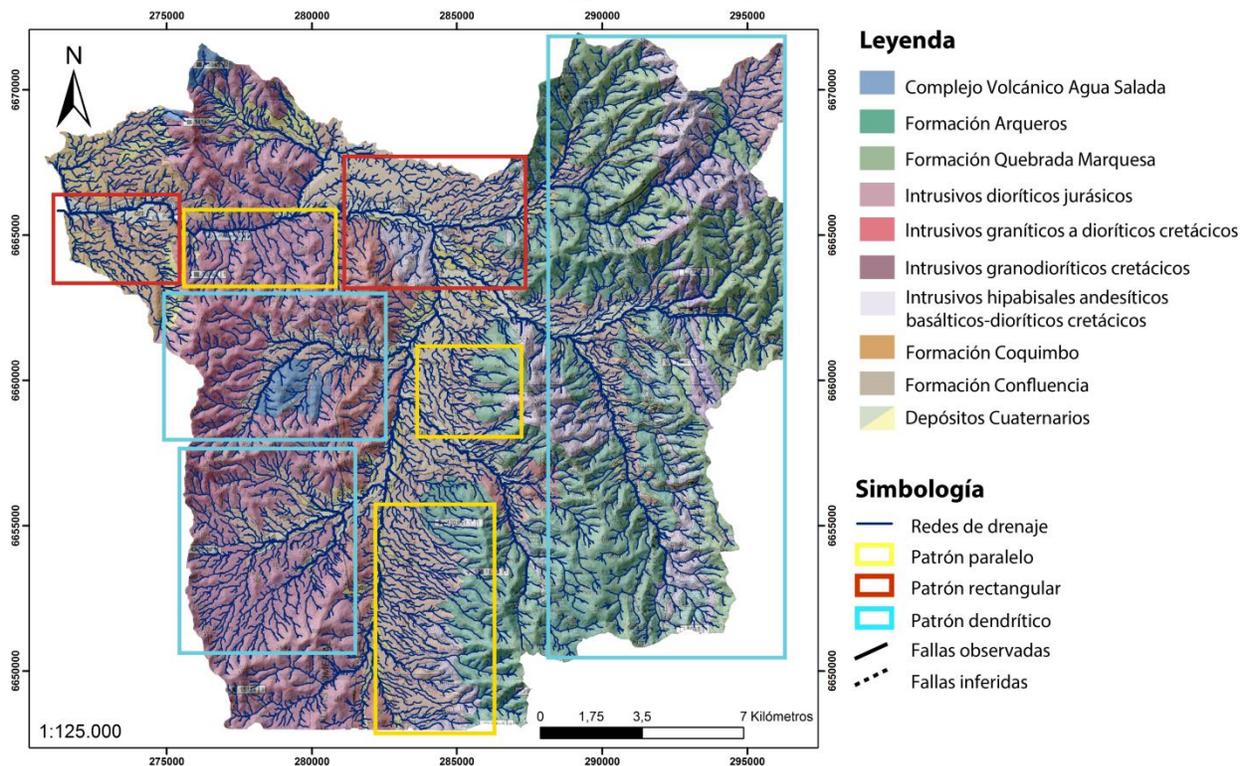


Figura 80. Mapa de la cuenca Quebrada Lagunillas incluyendo su geología (Emparan y Pineda, 2006) y sus respectivas redes de drenaje asociadas. Los polígonos amarillos representan la presencia de patrones de redes de drenaje paralelos, el polígono rojo indica patrones de tipo rectangular y los celestes indican la presencia de patrones tipo dendrítico.

En general, las cuencas de la zona de estudio son dominadas por patrones de tipo dendrítico con desarrollos locales de patrones tipo paralelo y rectangular que han sido asociados al control de estructuras como fallas y diaclasas reportadas previamente en el área (Emparan y Pineda, 2006). Lo anterior permite interpretar que si bien el comportamiento de la mayoría de las redes de drenaje no está siendo afectado por estructuras, existen zonas donde hay estructuras que están perturbando el patrón actual de las redes de drenaje. Es importante destacar el caso de la Quebrada Lagunillas donde su principal red de drenaje posee un patrón rectangular que permite sostener que ha estado controlada estructuralmente desde al menos un período de tiempo anterior al desarrollo de las redes de drenaje actuales. En base a la información cronoestratigráfica de los depósitos involucrados en el desarrollo de este patrón (Emparan y Pineda, 2006), se sugiere que son patrones heredados al menos desde el Pleistoceno.

4.2.2.2 Redes de drenaje perturbadas

Las sistemáticas deflexiones de redes de drenaje dilucidan la ocurrencia de un movimiento de tipo dextral de magnitudes variables, perturbando tanto cursos de agua principales como de quebradas menores en las cercanías del área definida previamente para la traza del SFR (Emparan y Pineda, 2000; 2006). Estas ocurren sobre sustratos rocosos pertenecientes principalmente a rocas de las Formaciones Arqueros, Agua Salada e intrusivos cretácicos, como también sobre depósitos aluviales-fluviales cuaternarios. Las deflexiones

ocurren tanto al oeste como al este de la traza definida previamente para el SFR, siendo registradas 19 deflexiones dextrales al oeste y 17 deflexiones dextrales al este de la misma. Cabe destacar que se registra una mayor densidad de deflexiones en la Zona Sur de estudio, observándose 31 de las 36 en este lugar. Particularmente, estas 31 deflexiones se distribuyen en la Quebrada Lagunillas, entre los sectores de Apatitas Sur, Tongoicillo y Tambillos, siendo posible observar que en estos sectores ocurren, la mayoría de las veces, sobre depósitos aluviales. Lo anterior permite sugerir preliminarmente, a través del estudio de la geomorfología tectónica (Wang *et al.*, 2014; Yan *et al.*, 2015), que el SFR presenta expresiones de actividad neotectónica, mediante deflexiones de carácter dextral, condicionadas por esfuerzos producidos por los vectores de convergencia actual entre las placas de Nazca y Sudamericana (Vigny *et al.*, 2009; Métois *et al.*, 2012) en el *long-term* (Hoffmann-Rothe *et al.*, 2006).

4.2.3 Análisis de *Knickpoints*

El estudio de perfiles de *thalweg* basado en Gallen *et al.* (2017) permitió la identificación de 79 *knickpoints* a lo largo de los perfiles estudiados en la zona de estudio. Al superponer la información de *knickpoints* junto con la información con la disponible para el SFR, se muestra que existe un arreglo preferencial de 16 *knickpoints* en las cercanías del SFR (Figuras 81 y 82). Estos se disponen preferencialmente, al este de la traza del SFR, lo que sostiene la hipótesis de que luego de ser generados, los *knickpoints* retroceden aguas arriba por erosión del sustrato que los conforma (Burbank y Anderson, 2001). Se propone por tanto, la existencia de una *knickzone* que se define “*Knickzone* Romeral”, extendida en la norte-sur desde la mina Romeral por el norte, hasta el sector de Tambillos por el sur, que indicaría que el SFR perturba el perfil de *thalweg* de las redes de drenaje que lo cruzan en distintas zonas donde se dispone su traza.

Por otra parte, el resto de los *knickpoints* se asocian tanto en grupos aleatorios en los altos topográficos de las cuencas, como en otros grupos asociados a las abruptas variaciones de altitud en los escarpes de las terrazas fluvio-marinas de la bahía de La Serena-Coquimbo, junto con otro grupo de similares características en las cercanías del exutorio de la Quebrada Lagunillas. La existencia de esta *knickzone* es evidencia de que el SFR presentaría actividad neotectónica afectando a las redes de drenaje.

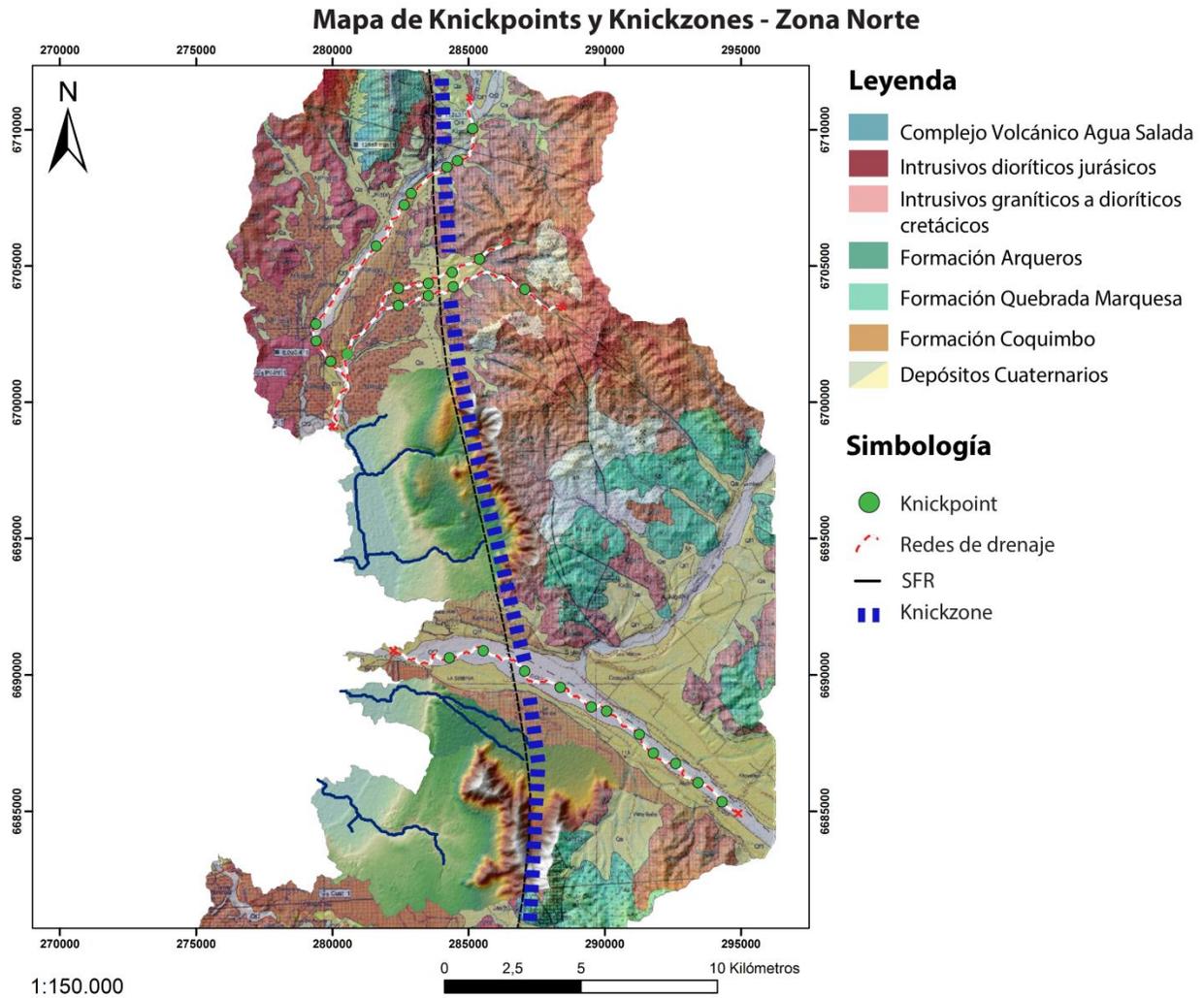


Figura 81. Mapa de *knickpoints* de la Zona Norte de estudio detectados mediante rutina de MATLAB (Gallen *et al.*, 2017). Se ilustran con puntos verdes los *knickpoints* encontrados y en línea punteada azul la “*Knickzone* Romeral”. Se superpone dicha información con la geología del sector (Emparan y Pineda, 2000; 2006).

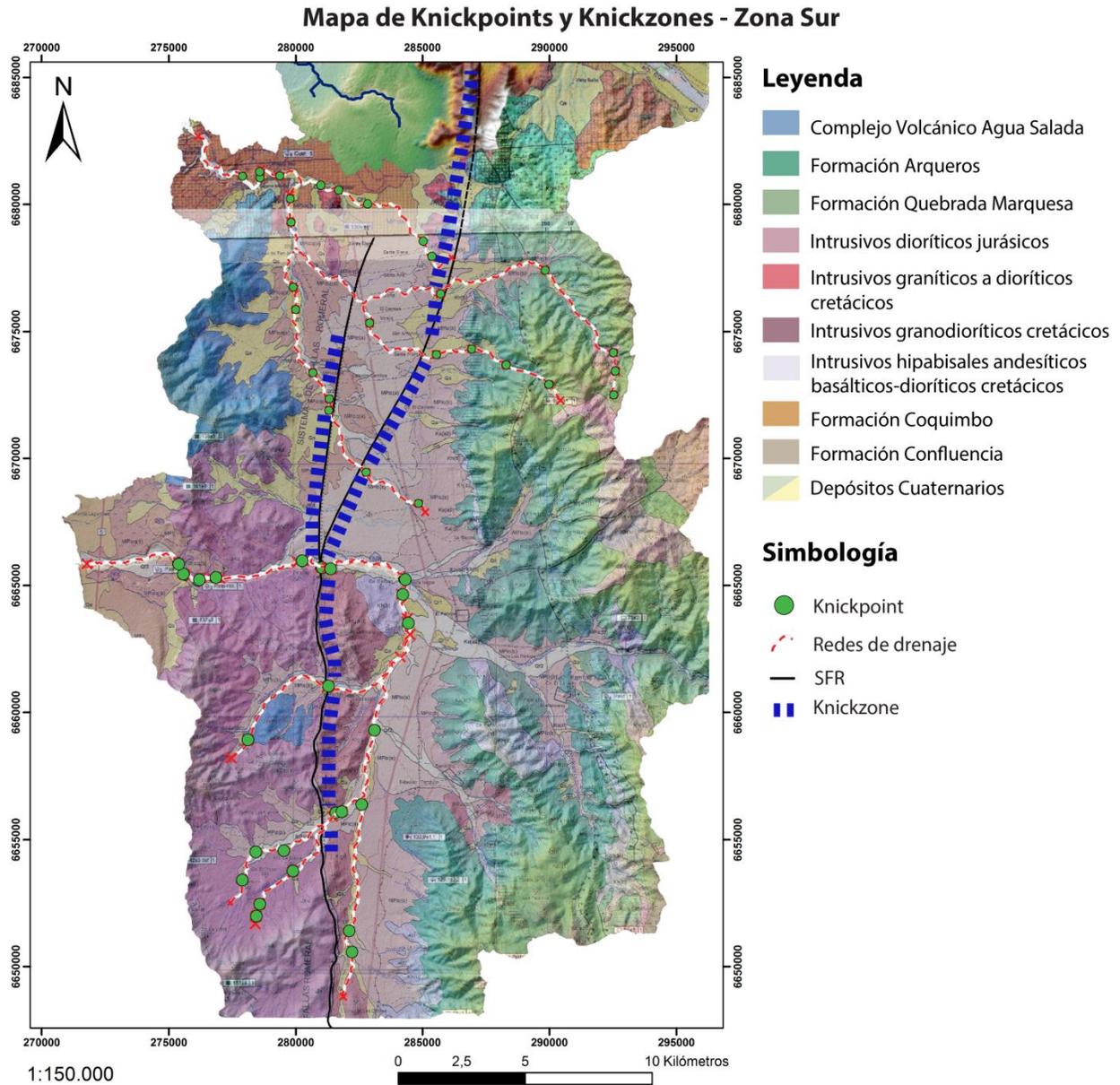


Figura 82. Mapa de *knickpoints* de la Zona Sur de estudio detectados mediante rutina de MATLAB (Gallen *et al.*, 2017). Se ilustran con puntos verdes los *knickpoints* encontrados y en línea punteada azul la “*Knickzone Romeral*”. Se superpone dicha información con la geología del sector (Empanan y Pineda, 2000; 2006).

4.3 Sísmicidad

Para el área de estudio, Carrasco *et al.* (2019) reporta la ocurrencia de sismicidad a una profundidad 18 km con mecanismo focal de rumbo, 21 días después del terremoto 8.4 Mw de Illapel en 2015. Este evento, catalogado como sismicidad cortical, posee una magnitud de 4.6 Mw y fue percibido en las ciudades de La Serena y Coquimbo con una intensidad de V MMI (Carrasco *et al.*, 2019). El mecanismo focal permite inferir un fallamiento dextral a lo largo de

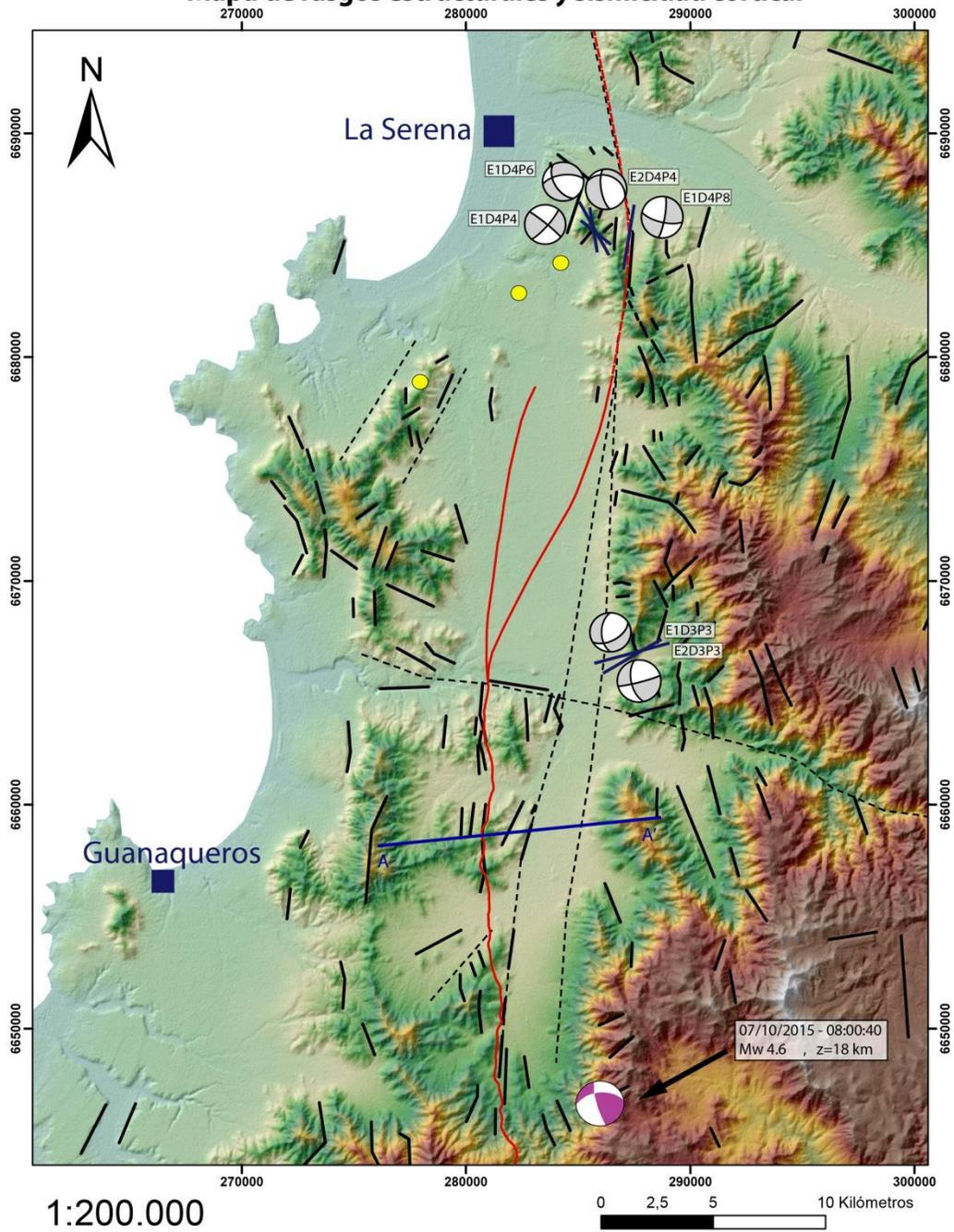
una estructura de orientación N-S, correlacionando el evento con el Sistema de Fallas Romeral (SFR)-La Silla Gobernador (Carrasco *et al.*, 2019). Además, se asignan otros sismos corticales ($M < 2$) de menor magnitud al SFR que también ocurren de forma posterior al terremoto 8.4 Mw de Illapel en 2015 (Carrasco *et al.*, 2019). La cinemática dextral puede asociarse al *slip partitioning* que generaría la existencia de esta estructura en la corteza superior (Hoffmann-Rothe *et al.* 2006) en (Carrasco *et al.*, 2019) como respuesta a esfuerzos propios de la deformación en el *long-term* de la corteza superior (Kanamori *et al.*, 2019).

En este estudio es posible establecer relación entre la sismicidad cortical y las redes de drenaje perturbadas, puesto que, al igual que el mecanismo focal dextral registrado para la sismicidad, las redes sugieren deflexiones dextrales. Esto permite sostener que tanto las redes como la sismicidad podrían estar actuando como respuesta a deformaciones del antearco externo propiciadas por el vector de convergencia actual entre las placas de Nazca y Sudamericana de dirección N78°E (Vigny *et al.*, 2009) y por tanto, estar relacionada a las máximas direcciones de esfuerzos que actúan asociadas al *slip partitioning* (Hoffmann-Rothe *et al.*, 2006; Kanamori *et al.*, 2019).

Por otra parte, el análisis de fallas corticales encontradas no permite establecer una relación temporal directa entre la actividad de estas y la ocurrencia del sismo con mecanismo focal dextral, puesto que las máximas direcciones de esfuerzos que gobiernan cada uno de estos procesos poseen direcciones contrarias. Además, este estudio sugiere preliminarmente que las estructuras observadas en terreno preservan una impronta cinemática desde al menos >90 Ma, por lo que se sostiene que las estructuras y la sismicidad registrada operan en escalas temporales y en contextos de estrés diferentes (Figuras 83 y 84).

Finalmente, de actuar estas estructuras en una escala temporal similar a las deflexiones y al reciente sismo, las primeras registrarían movimientos asociados al período cosísmico (Heinze, 2003) mientras que los otros procesos actuarían como respuestas a deformaciones del antearco en el *long-term* (Hoffmann-Rothe *et al.* 2006; Kanamori *et al.*, 2019). Es necesario aclarar que para proponer lo anterior, se necesitan estudios más detallados de la relación entre la sismicidad y las estructuras presentes en el área de estudio.

Mapa de rasgos estructurales y sismicidad cortical



Simbología

- Lineamientos de primer orden
- Potenciales Zonas de falla
- Fallas observadas
- Sistema de Fallas Romeral (SFR)
- Localidades
- Cinemáticas fallas propuestas
- Sismos $M_I < 2$, $z < 12$ km
- Sismo cinemática dextral

Figura 83. Mapa de rasgos estructurales y sismicidad cortical del área de estudio.

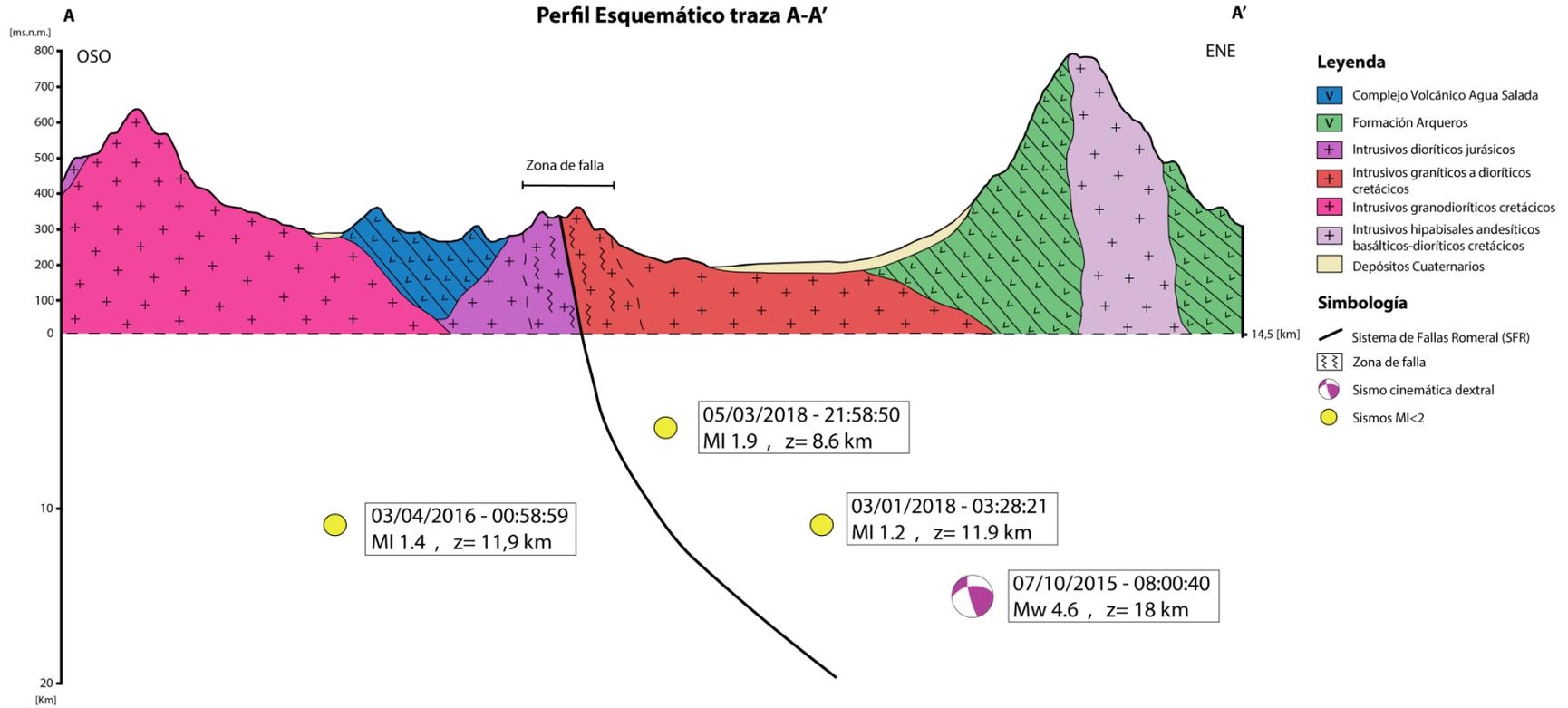


Figura 84. Perfil Esquemático de la traza A-A' incluida en mapa de la Figura 83. En este perfil se muestra la relación espacial en 2D de los sismos registrados por el Centro Sismológico Nacional (CSN) y discutidos en este trabajo, junto con la geología mapeada previamente en el sector por Emparán y Pineda (2006).

5. CONCLUSIONES

En este trabajo se ha realizado un estudio de la actividad neotectónica en las inmediaciones de la conurbación de La Serena-Coquimbo (~29° 50'S) con el fin de responder a la incógnita de si existe deformación cuaternaria asociada al Sistema de Fallas Romeral (SFR). Para intentar responder esta pregunta es que, mediante esta investigación, se buscó determinar la naturaleza de la deformación asociada a fallas corticales en el área mencionada, mediante análisis geomorfológicos y estructurales.

En primer lugar, se identifican los rasgos geomorfológicos de primer orden en la zona de La Serena-Coquimbo que potencialmente podían estar asociados a actividad neotectónica y que corresponden a: Unidades Geomorfológicas, patrones de redes de drenaje, deflexiones de redes de drenaje y *knickpoints*.

Es preciso señalar que, el análisis de las Unidades Geomorfológicas presentes en el área, permite sostener que estas no contienen evidencia que indique actividad neotectónica por parte del SFR, al menos desde el Pleistoceno Medio-Superior.

Sin embargo, el análisis de los patrones de redes de drenaje indica un dominio general de patrones dendríticos con desarrollos locales de tipo paralelo y rectangular. Estos dos últimos se asocian al control de estructuras como fallas y diaclasas reportadas previamente en el área (Emparan y Pineda, 2006). La información cronoestratigráfica disponible (Emparan y Pineda, 2006), permite sostener que estos patrones con control estructural se mantienen dominantes al menos desde el Pleistoceno.

Por otra parte, el hallazgo de deflexiones dextrales afectando a redes de drenaje en zonas aledañas al SFR, mediante el estudio de la geomorfología tectónica (Wang *et al.*, 2014) (Yan *et al.*, 2015), permite sugerir de manera preliminar que este sistema de fallas presenta expresiones de actividad neotectónica que son condicionadas por esfuerzos producidos por los vectores de convergencia actual entre las placas de Nazca y Sudamericana (Vigny *et al.*, 2009; Métois *et al.*, 2012) en el *long-term* (Hoffmann-Rothe *et al.*, 2006).

Adicionalmente, el estudio de *knickpoints* permitió la identificación de una *knickzone* definida como “*Knickzone* Romeral”, que se extiende en la norte-sur desde la mina Romeral por el norte, hasta el sector de Tambillos por el sur. Esta *knickzone* indicaría que el SFR perturba el perfil de *thalweg* de las redes de drenaje que lo cruzan en distintas zonas donde se dispone su traza. Lo anterior permite sugerir que el SFR presenta manifestaciones de actividad neotectónica afectando el *thalweg* de las redes de drenaje en el área de estudio.

A modo de síntesis parcial, los rasgos geomorfológicos indican, en el primer orden, que la actividad neotectónica es únicamente registrada en las redes de drenaje, lo que permite sostener que el SFR presentaría actividad cuaternaria.

En segundo lugar, se determina que las orientaciones y movimientos de las estructuras que componen el Sistema de Fallas Romeral (SFR) corresponden a un sistema de fallas con orientaciones tipo Riedel, con presencia de estructuras tipo R y P (Petit, 1987). Sumado a esto, para las estructuras de criterio de seguridad 1 y 2, se sostiene que sus cinemáticas estarían determinadas por la convergencia oblicua de las placas tectónicas en el Cretácico Inferior y que

actualmente preservarían esta impronta. Es importante recalcar que para acotar temporalmente la certeza de lo anterior, se debe asumir que la salbanda encontrada habría sido generado al menos hace ~100 Ma, lo cual debe ser revisado mediante análisis mineralógicos y geoquímicos de esta (Chester y Logan, 1986; Nováková *et al.*, 2010).

De esta manera, otro escenario que se sugiere en este estudio es que estas estructuras respondan, en el primer orden, a campos de esfuerzos propios de la dinámica del antearco externo en el cosísmico (Delouis *et al.*, 1998; Heinze, 2003), los que no estarían directamente relacionados a los sugeridos por la convergencia actual en el intersísmico (N78°E, Vigny *et al.*, 2009).

En tercer lugar, se intenta establecer una posible relación entre la sismicidad superficial recientemente detectada (Carrasco *et al.*, 2019) y las fallas corticales registradas. Particularmente, en este estudio es posible establecer relación entre la sismicidad cortical y las redes de drenaje deflectadas. Se sostiene que tanto las redes como la sismicidad podrían estar actuando como respuesta a deformaciones del antearco propiciadas por el vector de convergencia actual entre las placas de Nazca y Sudamericana en el *long-term*.

Contrariamente, el análisis de fallas corticales encontradas no permite establecer una relación directa entre la actividad de estas y la ocurrencia del sismo con mecanismo focal dextral. Se reconoce que, las máximas direcciones de esfuerzos que gobiernan cada uno de estos procesos poseen direcciones contrarias y además, que operan en escalas temporales y contextos de *stress* diferentes.

Adicionalmente, de actuar estas estructuras en una escala temporal similar a las deflexiones y al reciente sismo, las primeras se asociarían a movimientos propios del período cosísmico (Heinze, 2003), mientras que los otros procesos actuarían como respuesta a deformaciones del antearco externo en el *long-term* (Hoffmann-Rothe *et al.* 2006; Kanamori *et al.*, 2019).

A modo de síntesis general, en relación a determinar si existe deformación cuaternaria asociada al Sistema de Fallas Romeral (SFR), este trabajo permite sostener la existencia de actividad neotectónica registrada únicamente en las redes de drenaje; mientras que, preliminarmente, las estructuras preservan una cinemática heredada que no se correlaciona con el campo de esfuerzos actual o, contrariamente, que las estructuras acomodan esfuerzos propios del antearco externo en respuesta a actividad sismogénica.

Una indagación más profunda de este trabajo, que incluya dataciones tanto de salbandas como de depósitos cuaternarios, permitirá acotar temporalmente de mejor forma la actividad de las estructuras registradas en este estudio. Finalmente, este análisis se hace indispensable en la correcta detección de áreas vulnerables a riesgos geológicos, además de contribuir a la creación de conocimiento crítico en pro del desarrollo urbano de la principal conurbación del norte del país.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Aguilar, G., Riquelme, R., Martinod, J., & Darrozes, J. (2013). Rol del clima y la tectónica en la evolución geomorfológica de los andes semiáridos chilenos entre los 27-32°S. *Andean Geology*, 40(1), 79–101. <https://doi.org/10.5027/andgeoV40n1-a04>
- Aguirre, L.; Egert, E. 1962. Las formaciones manganesíferas de la región de Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo. *Revista Minerale*s, No. 76, p.25-37. Santiago.
- Aguirre, L.; Egert, E. 1965. Cuadrángulo Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Carta Geológica de Chile No. 15, 92p., 1 mapa escala 1:50.000.
- Aguirre, L.; Egert, E. 1970. Geología del cuadrángulo Lambert (La Serena), Provincia de Coquimbo. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Carta Geológica de Chile No. 23, 14p, 1 mapa escala 1:50.000.
- Allmendinger, R. (2016). Faultkin 8.0. *Faultkin Manual*.
- Arabasz, W. (1971). *Geological and Geophysical studies of the Atacama Fault Zone in Northern Chile* (Tesis doctoral). California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Armijo, R., & Thiele, R. (1990). Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters*, 98(1), 40–61. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90087-E](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90087-E)
- Arredondo, C.; Moscoso, R.; Prieto, X.; Ortega, R.; Carrasco, R.; Vivallo, W.; Mateo, L.; Pantoja, G.; Ulloa, M.; Ercilla, O.; Ridelle, E. 2017. Depósitos Minerales de la Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile, Serie de Recursos Minerales y Energéticos 35: 134 p., 2 mapas escala 1:500.000. Santiago.
- Arriagada, C., Mpodozis, C., Yañez, G., Charrier, R., Farías, M., Roperch, P. *Rotaciones tectónicas en Chile Central: El oroclino de Vallenar y el “megakink” del Maipo*. Trabajo presentado en XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile.
- Avilés, J. (2016). *Estratigrafía y Sedimentología de registros marinos de las bahías de Tongoy y Guanaqueros (~30°S), y sus implicancias paleohidrológicas*. Memoria de título. Universidad de Chile, Santiago.
- Barazangi, M. Isacks, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction. *Geology*, 4, 686-692. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1976\)4<686](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<686)
- Becerra, J., Arriagada, C., Contreras-Reyes, E., Bascuñan, S., De Pascale, G. P., Reichert, C., ... Cornejo, N. (2017). Gravitational deformation and inherited structural control on slope morphology in the subduction zone of north-central Chile (ca. 29–33°S). *Basin Research*, 29(6), 798–815. <https://doi.org/10.1111/bre.12205>
- Burbank, D.; Anderson, R. 2011. Stress, Faults, and Folds. En Burbank, D & Anderson, R., *Tectonic Geomorphology* (pp. 53-83), Estados Unidos: Blackwell Science Ltd.

- Bookstrom, A. (1977). The Magnetite Deposits of El Romeral, Chile. *Economic Geology*, volumen (72), [pp. 1101 - 1130].
- Brown, M., Díaz, F., Grocott, J. (1991). Atacama Fault System: History of displacement and tectonic significance for the Mesozoic-recente evolution of Northern Chile. *Congreso Geológico Chileno, 1991, Resúmenes ampliados*, [p. 129 - 132].
- Brown, M., Díaz, F., Grocott, J. (1993). Displacement history of the Atacama fault system 25° S - 27° S, Northern Chile. *Geological Society of America Bulletin 1993*, volumen (9), [pp. 1165 – 1174].
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En Moreno, T., Gibbons, W., *The Geology of Chile*, Barcelona: Earth Sciences Institute “Jaume Almera”, Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Carrasco, S., Ruiz, J. A., Contreras-Reyes, E., & Ortega-Culaciati, F. (2019). Shallow intraplate seismicity related to the Illapel 2015 Mw 8.4 earthquake: Implications from the seismic source. *Tectonophysics*, 766(December 2018), 205–218. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.06.011>
- 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. <https://doi.org/10.1144/SP399.20>
- Chester, F. M., & Logan, J. M. (1986). Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 124(1–2), 79–106. <https://doi.org/10.1007/BF00875720>
- Cortés-Aranda, J., González, G., Rémy, D., & Martinod, J. (2015). Normal upper plate fault reactivation in northern Chile and the subduction earthquake cycle: From geological observations and static Coulomb Failure Stress (CFS) change. *Tectonophysics*, 639, 118–131. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.11.019>
- Creixell, C., Ortiz, M., Arévalo, C. 2012. Geología del área Carrizalillo – El Tofo, Regiones de Atacama y Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 133-134, 82 p., 1 mapa escala 1:100.000
- Cunningham, W. D., & Mann, P. (2007). Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. *Geological Society Special Publication*, 290, 1–12. <https://doi.org/10.1144/SP290.1>
- Darwin C. 1846. Geological observations of South America.
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., & Cisternas, A. (1998). Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International*, 132(2), 302–338. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00439.x>
- Doblas, M., Mahecha, V., Hoyos, M., & López-Ruiz, J. (1997). Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic Cordilleras, Granada, southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 19(2), 159–170. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)00086-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00086-7)

Doblas, M. (1998). Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295(1–2), 187–197. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00120-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00120-6)

Emparan, C., Pineda, G., 2000. Área La Serena – La Higuera. Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería*. Mapas Geológicos, No. 18, 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.

Emparan, C., Pineda, G., 2006. Geología del Área Andacollo-Puerto Aldea, Región de Coquimbo. Escala 1:100.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica 96, 85p. Santiago.

Equipo el Observatodo. (03 de abril de 2016). Preocupación por extraño ruido en la noche de Coquimbo. *El Observatodo*. Recuperado de <http://www.elobservatodo.cl/noticia/sociedad/preocupacion-por-extrano-ruido-en-la-noche-de-coquimbo>

Fariás, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., & Pardo, M. (2011). Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. *Tectonics*, 30(6), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2011TC002888>

Florinski, I. 2016. Lineaments and Faults. En Florinski, I., *Digital Terrain and soils* (pp. 353-376). Pushchino, Rusia: Institute of Mathematical Problems of Biology, The keldysh Institute of Applied Mathematics, Russian Academy of Sciences.

Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge, Reino Unido: Cambridge University Press.

Gallen, S. F., & Wegmann, K. W. (2017). River profile response to normal fault growth and linkage: An example from the Hellenic forearc of south-central Crete, Greece. *Earth Surface Dynamics*, 5(1), 161–186. <https://doi.org/10.5194/esurf-5-161-2017>

González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., Schneider, H. (2003). The link between forearc tectonics and Pliocene – Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, volumen (16), [pp. 321 – 342].

Groves, D. I. (2007). J. A. Bourne and C. R. Twidale (eds): Crustal structures and mineral deposits: E. S. T. O’Driscoll’s contribution to mineral exploration. *Mineralium Deposita*, 42(8), 937–938. <https://doi.org/10.1007/s00126-007-0163-1>

Heinze, B. (2003). *Active Intraplate Faulting in the Forearc of North Central Chile (30° - 31° S) – Implications from neotectonics field studies, GPS Data, and Elastic Dislocation modeling*. Scientific Technical Report - Geoforschungszentrum Potsdam, 07.

Hervé, M. (1987). Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la zona de Falla Atacama al Norte de Paposo (24°S), Chile. *Revista Geológica de Chile*, volumen (31), [pp. 37 - 42].

Hidalgo R., A. de Mattos, C., Arenas, F. (Editores) (2009). *Chile: Del país urbano al país metropolitano*. Santiago, Chile: Instituto de Estudios Urbanos y Territoriales Pontificia Universidad Católica de Chile.

Hoffman-Rothe, A., Kukowski, N., Dresen, G., Echtler, H., Oncken, O., Klotz, J., Scheuber, E., Kellner, A. (2006). Oblique Convergence along the Chilean Margin: Partitioning, Margin-Parallel Faulting and Force Interaction at the Plate Interface. En Oncken, O., Chong, G., Franz,

G., Giese, P., Götze, H., Ramos, V., Strecker, M., Wigger, P., *The Andes, Active Subduction Orogeny*, Germany.

Huggett, R.J. (2011). *Fundamentals of Geomorphology*. 3a ed. Reino Unido: Routledge.

Jorquera, R.; Pizarro, N.; Vogel, S.; Díaz, A.; Vivallo, W. 2011. Yacimientos Metalíferos del Área La Serena-La Higuera, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile, Serie Recursos Minerales y Energéticos 32: 32 p., 1 mapa escala 1:100.000.

Kanamori, H., Rivera, L., & Lambotte, S. (2019). Evidence for a large strike-slip component during the 1960 Chilean earthquake. *Geophysical Journal International*, 218(1), 1–32. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz113>

Klein, E., Vigny, C., Fleitout L., Grandin, R., Jolivet, R., Rivera, E., Métois, M. 2017. A comprehensive analysis of the Illapel 2015 M_w 8.3 earthquake from GPS and InSAR data. *Earth and Planetary Science Letters*, 469, 123–134.

Le Roux, J. P., Olivares, D. M., Nielsen, S. N., Smith, N. D., Middleton, H., Fenner, J., & Ishman, S. E. (2006). Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene-Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sedimentary Geology*, 184(1–2), 133–153. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.09.023>

Martinod, J., Regard, V., Riquelme, R., Aguilar, G., Guillaume, B., Carretier, S., ... Hérial, G. (2016). Pleistocene uplift, climate and morphological segmentation of the Northern Chile coasts (24°S–32°S): Insights from cosmogenic ^{10}Be dating of paleoshorelines. *Geomorphology*, 274, 78–91. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.09.010>

Marrett, R., & Allmendinger, R. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12(8), 973–986.

Matthews, K. J., Maloney, K. T., Zahirovic, S., Williams, S. E., Seton, M., & Müller, R. D. (2016). Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic. *Global and Planetary Change*, 146, 226–250. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.10.002>

Métois, M., Socquet, A., & Vigny, C. (2012). Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central Chile subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(3), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2011JB008736>

Ministerio de Obras Públicas de Chile (MOP). (2016). Carta Caminera 2016. Recuperado de <http://www.mapas.mop.cl/>

Müller, R. D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S. E., Matthews, K. J., Wright, N. M., ... Cannon, J. (2016). Ocean Basin Evolution and Global-Scale Plate Reorganization Events Since Pangea Breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44(1), 107–138. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060115-012211>

Niemeyer, H. (1999). *Apuntes de Geología Estructural – Primera parte: Estructuras frágiles*. Antofagasta, Chile.

Nováková, L., Hájek, P., & Stastny, M. (2010). Determining the Relative Age of Fault Activity through Analyses of Gouge Mineralogy and Geochemistry: A Case Study from Vápenná (Rychleby Mts), Czech Republic. *International Journal of Geosciences*, 01(02), 66–69. <https://doi.org/10.4236/ijg.2010.12009>

Pardo, M., Comte, D., & Monfret, T. (2002). Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 11–22. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00003-2](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00003-2)

Paskoff, R. 1970. *Geomorfología de Chile semiárido* [Traducido al español de *Recherches géomorphologiques dans le Chili semi-aride*]. La Serena: Universidad de La Serena.

Paskoff, R. Leonard, E. Novoa J., J. Ortilieb, L., Radtke U., Wehmiller, J. 1995. *Field meeting in the La Serena – Coquimbo bay area (Chile)*. IGCP, Antofagasta, Chile.

Peña, M. (2012). *Reconocimiento del límite sur del patrón Paleógeno de rotaciones horarias entre los 28°-32°S del margen chileno a través de un estudio paleomagnético*. Memoria de título. Universidad de Chile, Santiago.

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. *Natural Hazards*, vol 71, 243-274.

Petit, J. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, volumen (9), [pp. 597- 608].

Ramos, V. A., Cristallini, E. O., & Pérez, D. J. (2002). The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 59–78. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00006-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00006-8)

Rauld, R. (2011). *Deformación cortical y Peligro sísmico asociado a la Falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33° S)*. Memoria de Doctorado. Universidad de Chile, Santiago.

Regard, V., Saillard, M., Martinod, J., Audin, L., Carretier, S., Pedoja, K., ... Hérail, G. (2010). Renewed uplift of the Central Andes Forearc revealed by coastal evolution during the Quaternary. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(1–2), 199–210. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.020>

Saillard, M., Hall, S. R., Audin, L., Farber, D. L., Hérail, G., Martinod, J., ... Bondoux, F. (2009). Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from 10Be dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(1–2), 50–63. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.039>

Saillard, M., Riotte, J., Regard, V., Violette, A., Hérail, G., Audin, L., Riquelme, R. 2012. Beach ridges U-Th dating in Tongoy bay and tectonic implications for a peninsula-bay system, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 40, 77-84.

Saillard, M., Audin, L., Rousset, B., Avouac, J. P., Chlieh, M., Hall, S. R., ... Farber, D. L. (2017). From the seismic cycle to long-term deformation: linking seismic coupling and Quaternary coastal geomorphology along the Andean megathrust. *Tectonics*, 36(2), 241–256.

<https://doi.org/10.1002/2016TC004156>

Scharer, K., Streig, A., 2019. The San Andreas Fault System: Complexities Along a Major Transform Faults System and Relation to Earthquake Hazards. En Duarte, J., *Transform Plate Boundaries and Fracture Zones*, pp. 249-269.

Scheuber, E., Bogdanic, T. V., & Jensen, A. (1994). Tectonic Development of the North Chilean Andes in Relation to Plate Convergence and Magmatism Since the Jurassic, *Tectonics of the Southern Central Andes*, pp. 121–139.

Siddall, M., Chappell, J., & Potter, E. K. (2007). 7. Eustatic sea level during past interglacials. *Developments in Quaternary Science*, 7(C), 75–92. [https://doi.org/10.1016/S1571-0866\(07\)80032-7](https://doi.org/10.1016/S1571-0866(07)80032-7)

Somoza, R. (1998). Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: Implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3), 211–215. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00012-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00012-1)

Stern, C. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31(2) 161-206. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082004000200001>

Strahler, A. N. (1957). Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology, Transactions of the American Geophysical Union. *Transactions, American Geophysical Union*, 38(6), 913–920.

Tassara, A. Yañez, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*, 30(2), 159 – 186.

Taylor, G. Grocott, J. Pope, A. Randall, D. (1998). Mesozoic fault systems, deformation and fault block rotation in the Andean forearc: A crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Tectonophysics*, 299(1–3), 93–109. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00200-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00200-5)

Thiele, R., Pincheira, M. (1987). Tectónica Transpresiva y movimiento de desgarre en el Segmento Sur de la Zona de Falla Atacama, Chile. *Revista Geológica de Chile, volumen (31)*, [pp. 77 – 94].

Thomas, H. 1967. Geología de la Hoja de Ovalle, Provincia de Coquimbo. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Boletín No. 23, 58p, 1 mapa escala 1:250.000

Twiss, R.J., Moores, E.M., (2007). *Structural Geology*. 2a ed. Estados Unidos: W.H. FREEMAN AND COMPANY.

Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge, Reino Unido: Cambridge University Press.

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.

Veit, H., Preusser, F., & Trauerstein, M. (2015). The Southern Westerlies in Central Chile during the two last glacial cycles as documented by coastal aeolian sand deposits and intercalating palaeosols. *Catena*, 134, 30–40. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.11.002>

Vigny, C.; Rudloff, A.; Ruegg, J.; Madariaga, R.; Campos, J.; Alvarez, M. 2009. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175, 86-95.

Vigny, C.; Socquet A.; Peyrat, S.; Ruegg, J.C.; Métois, M.; Madariaga, R.; Morvan, S.; Lancieri, M.; Lacassin, R.; Campos, J.; Carrizo, D.; Bejar-Pizarro, M.; Barrientos, S.; Armijo, R.; Aranda, C.; Valderas-Bermejo, M.C.; Ortega, I.; Bondoux, F.; Baize, S.; Lyon-Caen, H.; Pavez, A.; Vilotte, J.P.; Bevis, M.; Brooks, B.; Smalley, R.; Parra, H.; Baez, J.C.; Blanco, M.; Cimbaro, S.; Kendrick, E. 2011. The 2010 Mw 8.8 Maule MegaThrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS. *Science*. DOI: 10.1126/science.1204132.

Wang, Y. (2014). Active tectonic and earthquake Myanmar region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 3576–3822. <https://doi.org/10.1002/2013JB010762>. Received

Yan, B., & Lin, A. (2015). Systematic deflection and offset of the Yangtze River drainage system along the strike-slip Ganzi-Yushu-Xianshuihe Fault Zone, Tibetan Plateau. *Journal of Geodynamics*, 87, 13–25. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2015.03.002>

Yañez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., & Selles, D. (2002). n dez \pm Maipo major tectonic transition of the The Challenger \pm Juan Ferna Nazca \pm Andean subduction system at 33 \pm 348S : geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 23–38. Retrieved from <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0895981102000044>

Zahirovic, S., Matthews, K. J., Flament, N., Müller, R. D., Hill, K. C., Seton, M., & Gurnis, M. (2016). Tectonic evolution and deep mantle structure of the eastern Tethys since the latest Jurassic. *Earth-Science Reviews*, 162, 293–337. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.09.005>

7. ANEXOS

Indicadores cinemáticos y tensores de esfuerzo Fallas Terreno Enero 2019

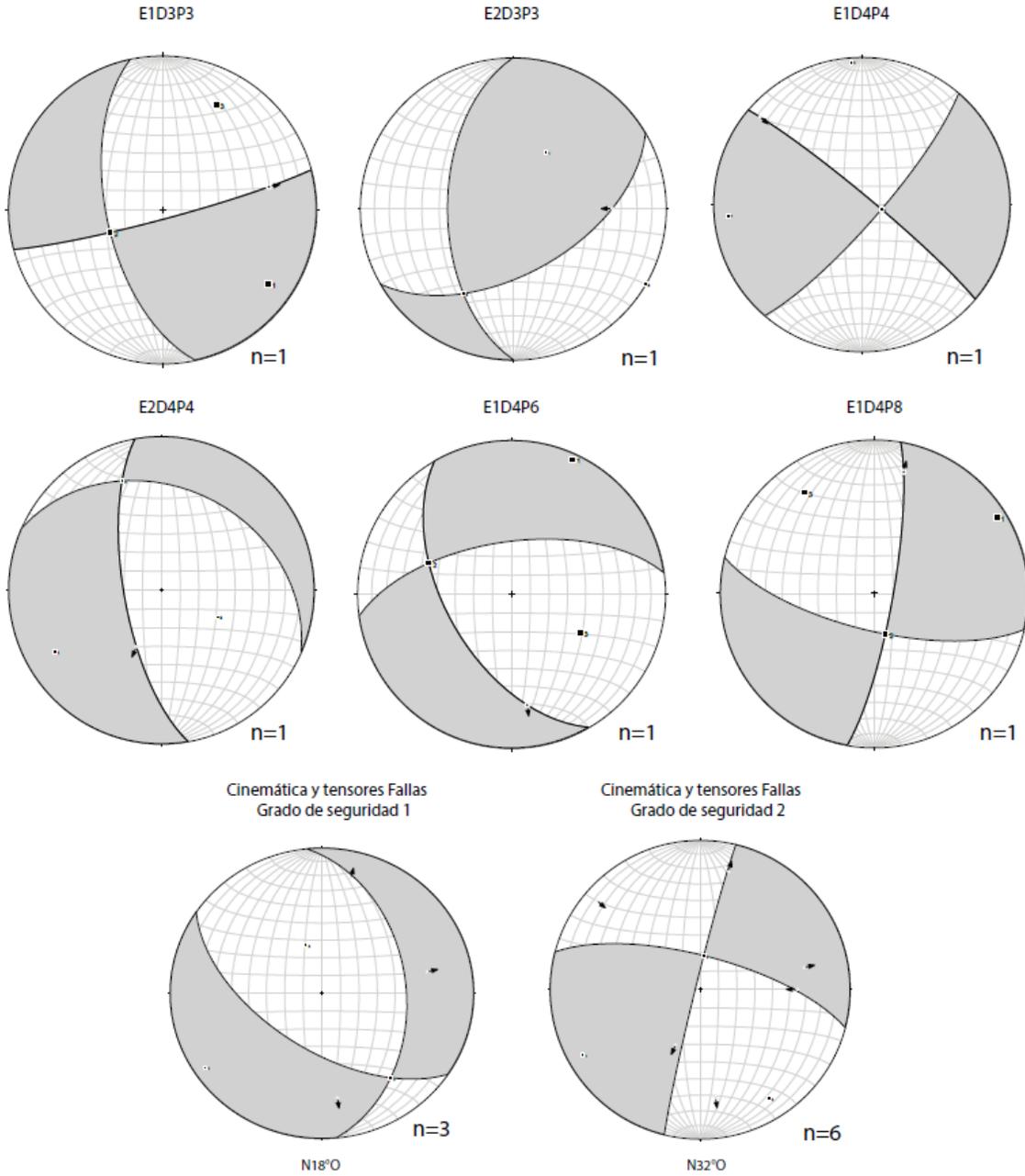


Figura 85. Cinemática de estructuras del área de estudio.

Diaclasas y sus respectivos polos - Terreno Enero 2019

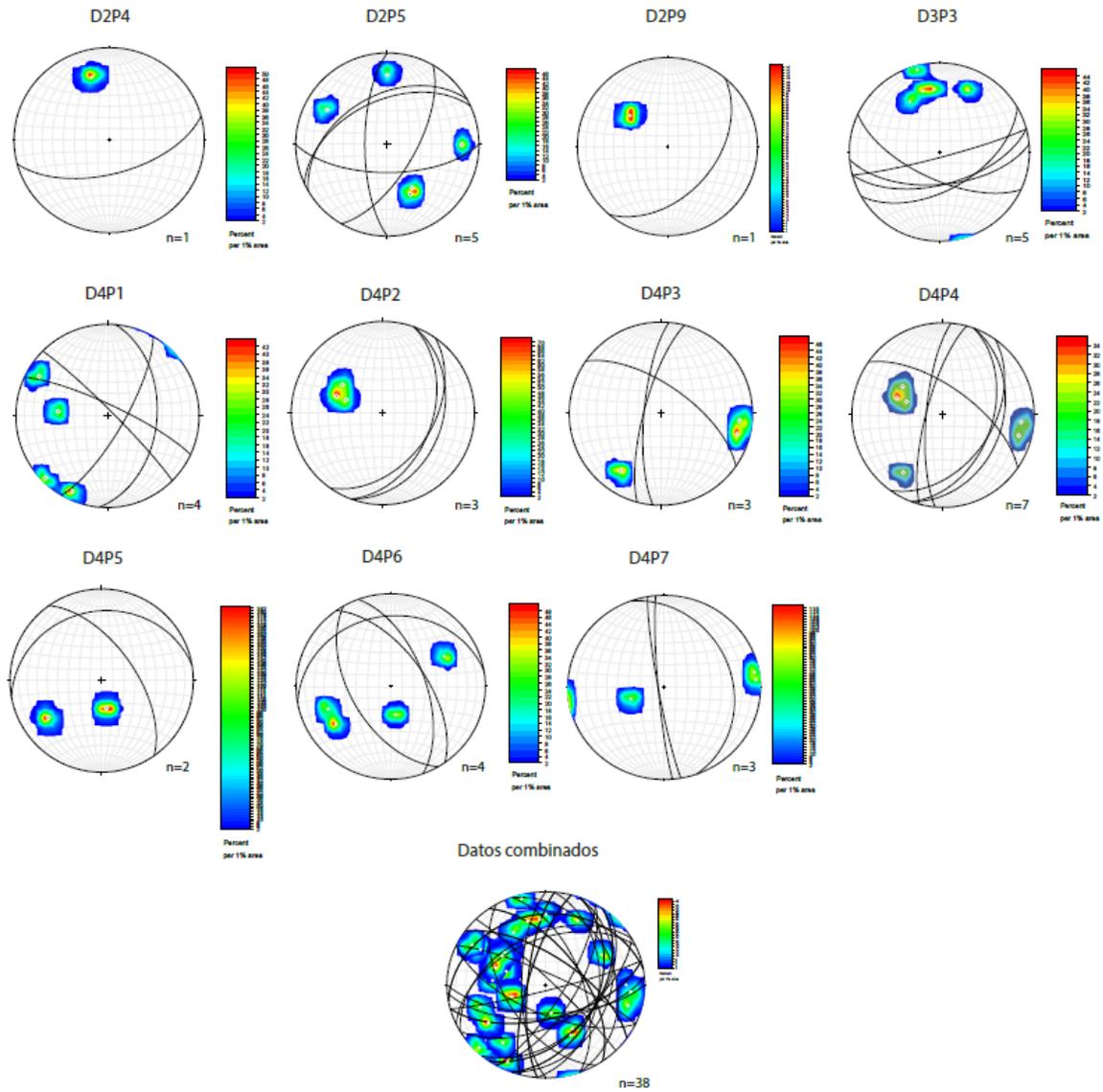


Figura 86. Diaclasas del área de estudio con sus respectivos polos.

Sets de polos de diaclasas - Terreno Enero 2019

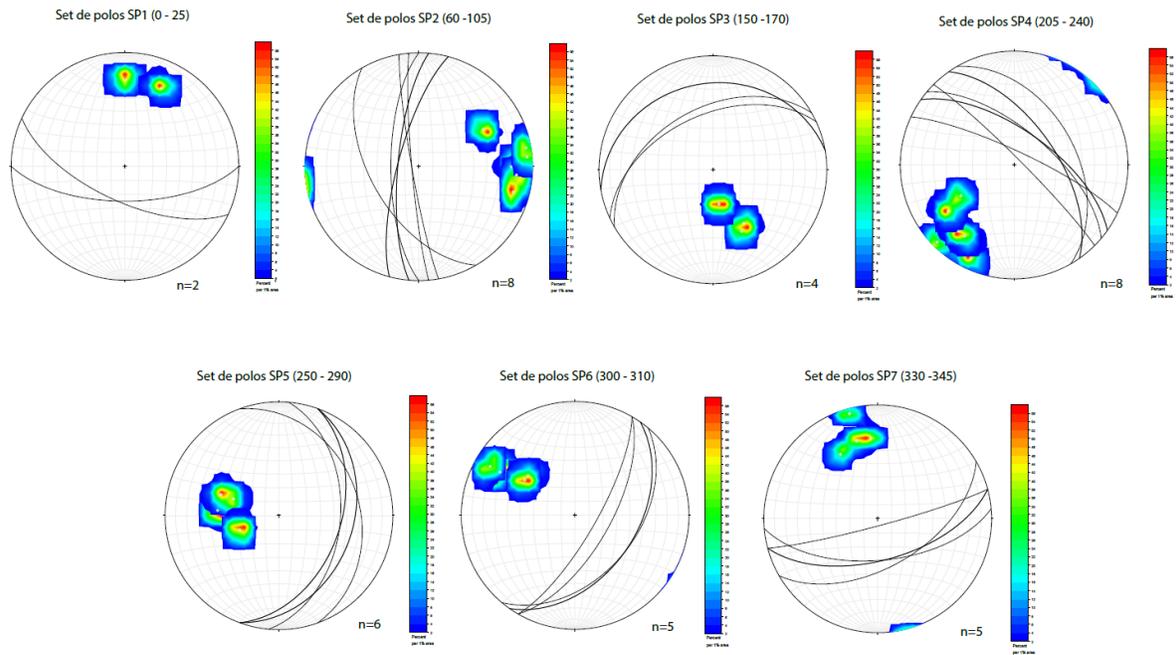


Figura 87. Diaclasas distribuidas a partir de su orientación en sets de polos de diaclasas.

Mapa de knickpoints - Cuenca Quebrada Chacay

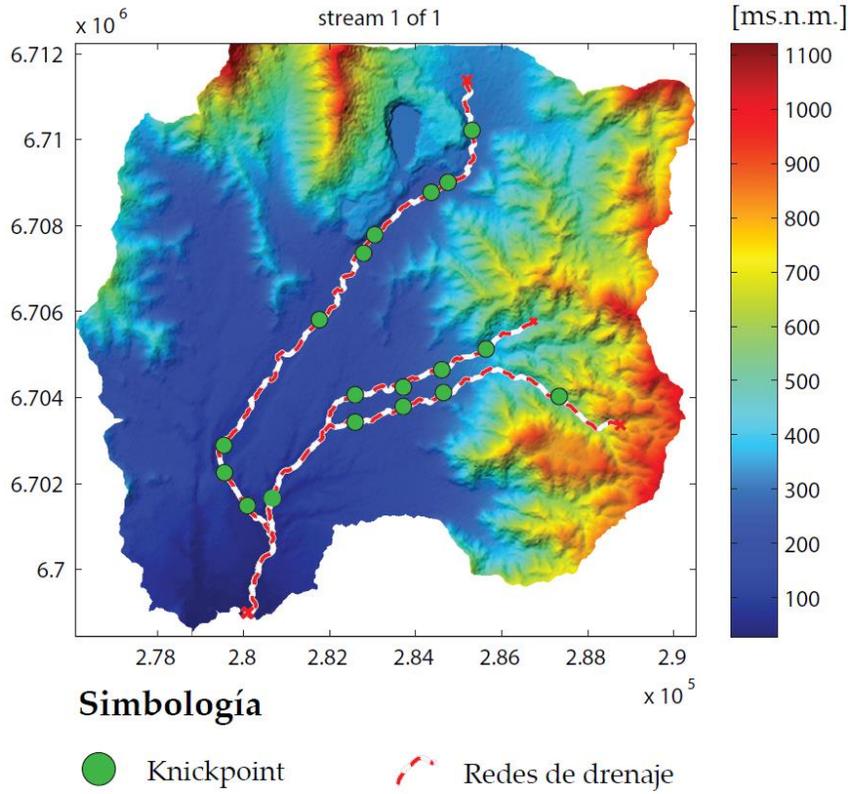


Figura 88. Mapa de *knickpoints* de la Cuenca Quebrada Chacay.

Knickpoints y χ – Chacay 3

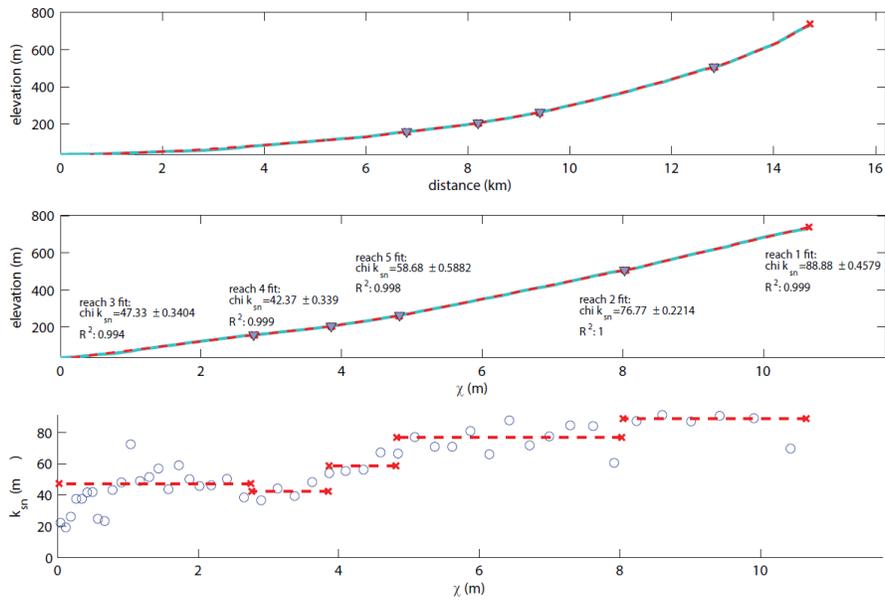


Figura 89. Gráficos de *knickpoints* y χ Chacay 3.

Mapa de knickpoints - Río Elqui

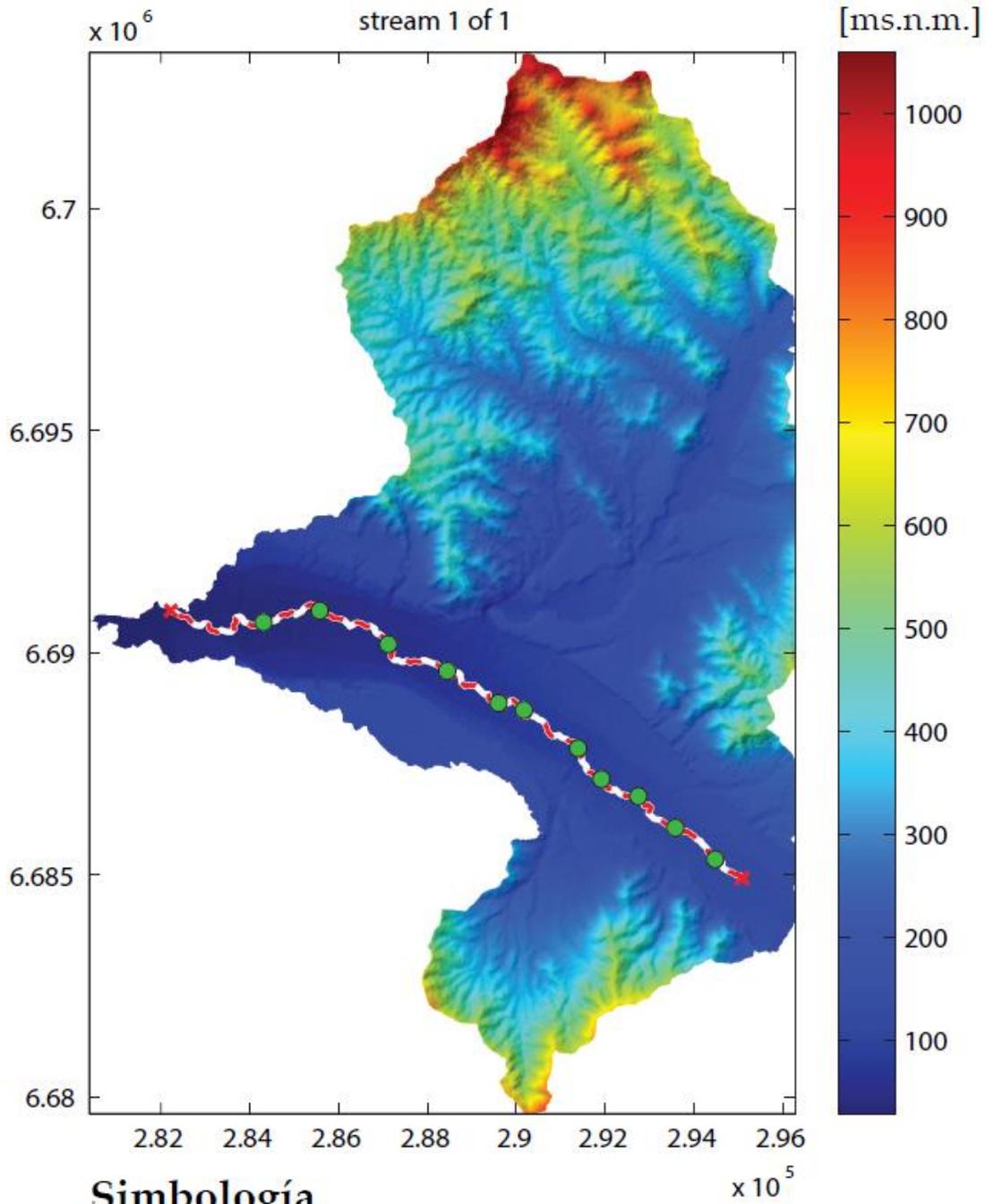


Figura 90. Mapa de *knickpoints* del río Elqui.

Knickpoints y χ – Elqui 1

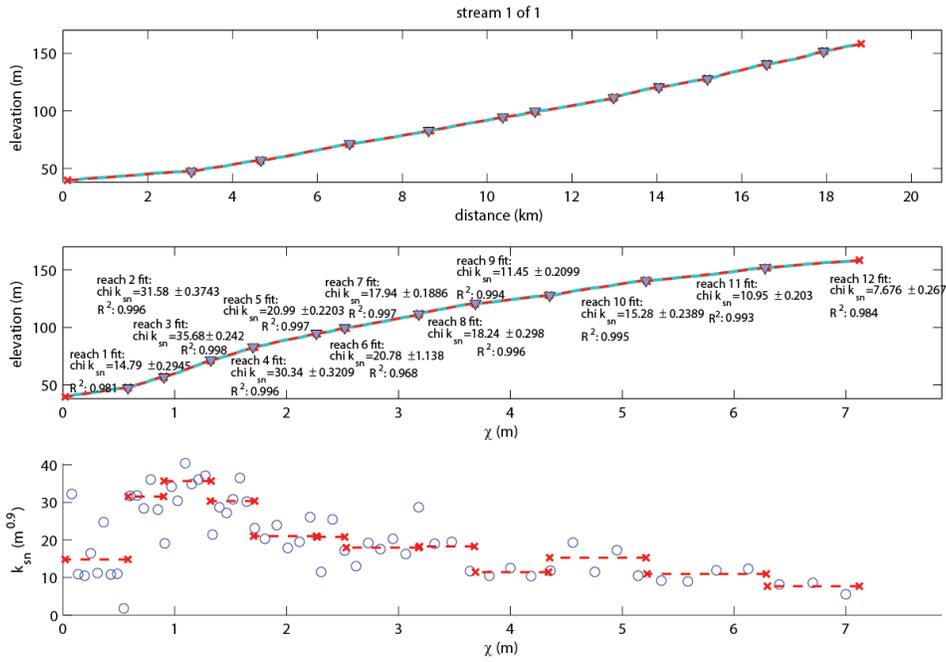


Figura 91. Gráficos de *knickpoints* y χ Elqui 1.

Mapa de *knickpoints* - Cuenca Estero Culebrones

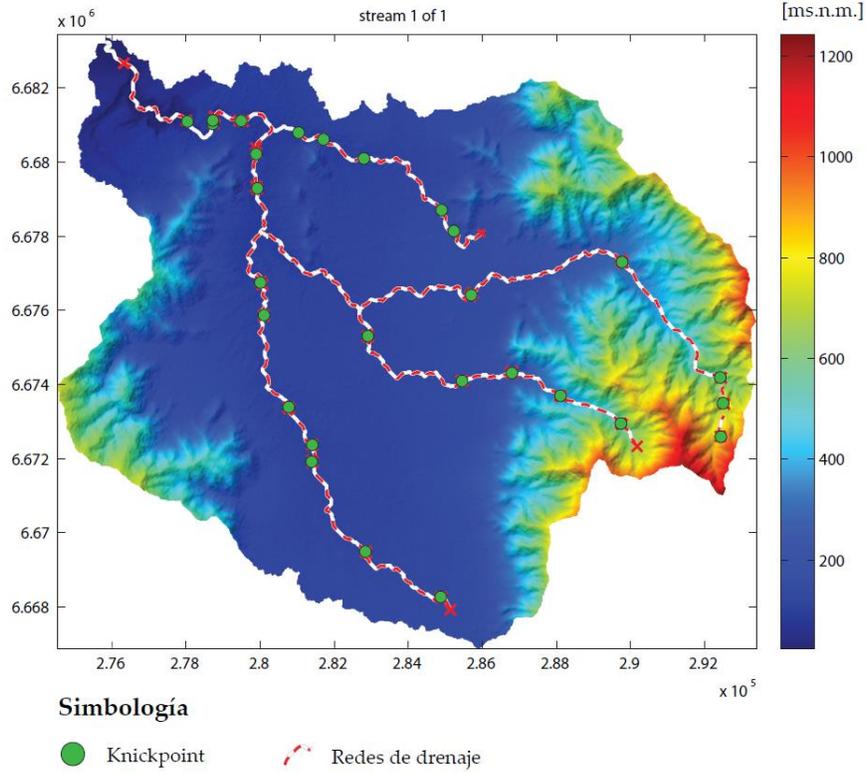


Figura 92. Mapa de *knickpoints* de la Cuenca Estero Culebrones.

Knickpoints y χ – Culebrones 4

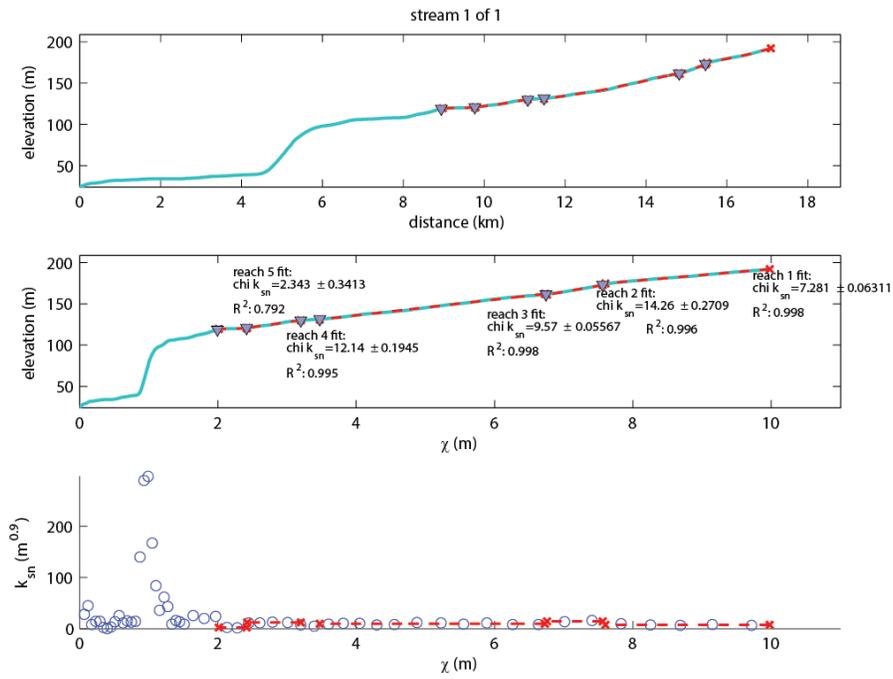


Figura 93 .Gráficos de *knickpoints* y χ Culebrones 4.

Mapa de knickpoints - Cuenca Quebrada Lagunillas

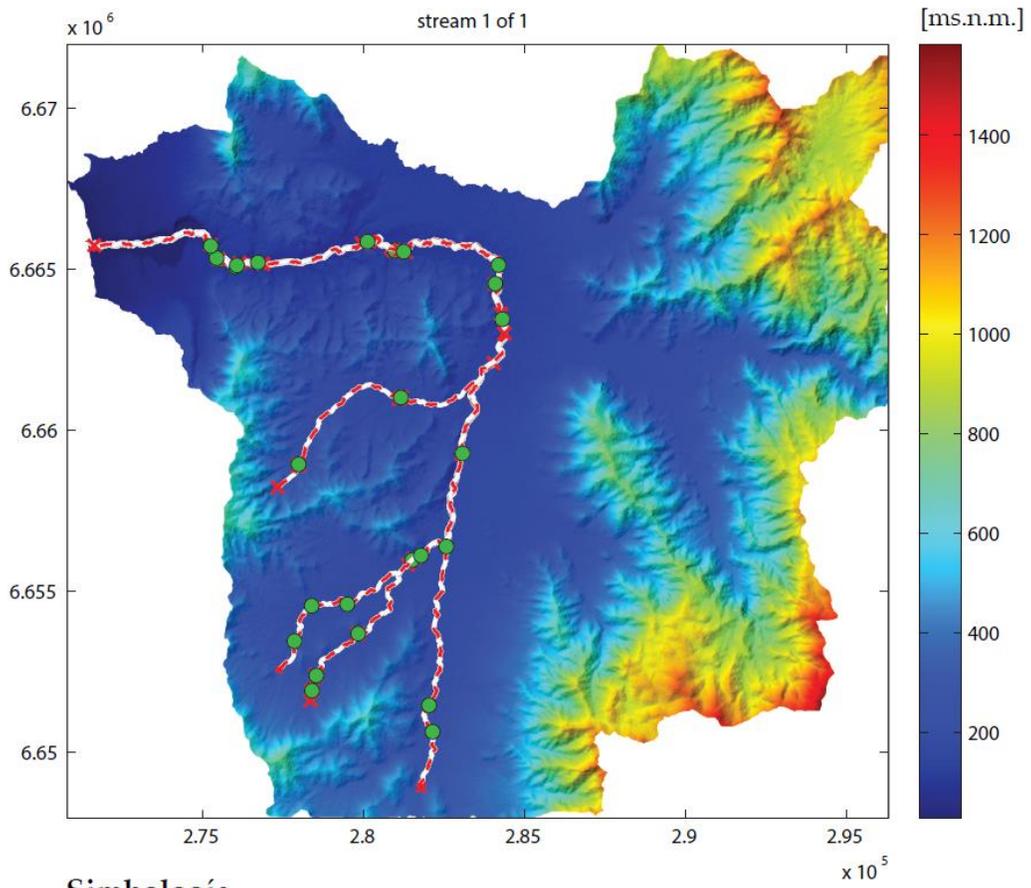


Figura 94. Mapa de *knickpoints* de la Cuenca Quebrada Lagunillas.

Knickpoints y χ – Lagunillas 1

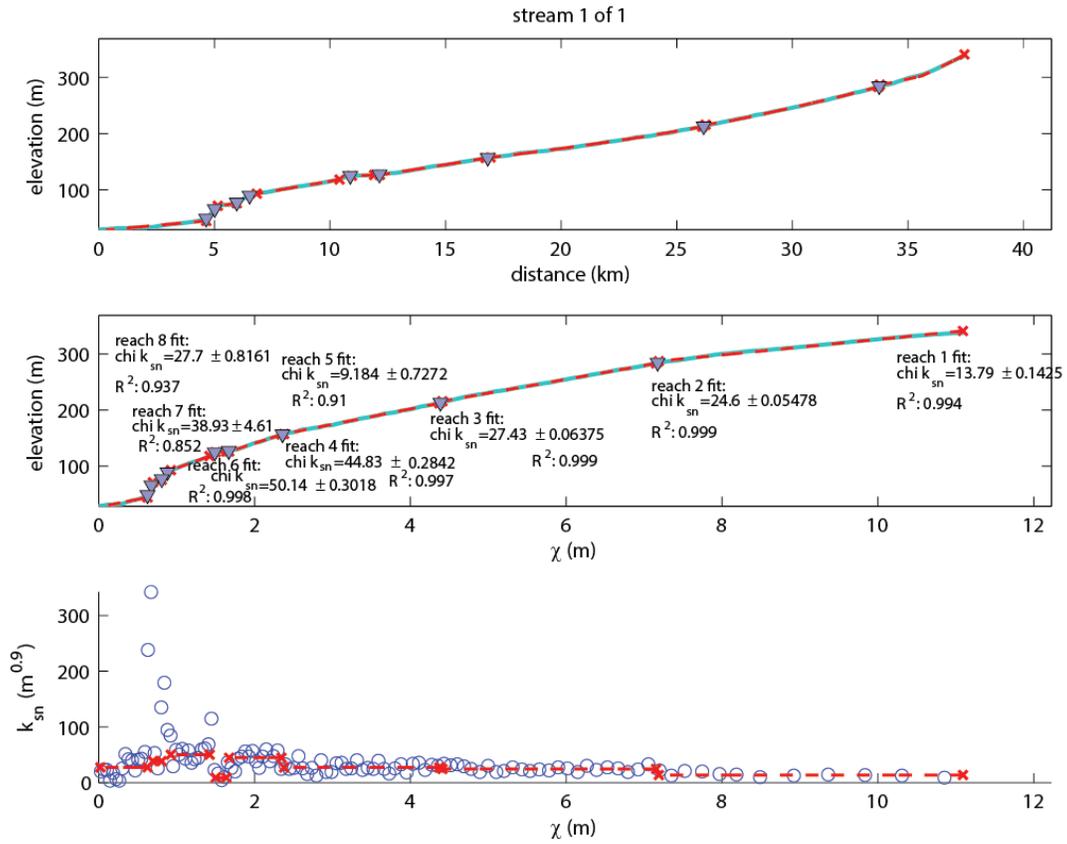


Figura 95. Gráficos de *knickpoints* y χ Lagunillas 1.