



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

ESTUDIO GEOLÓGICO Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL A ESCALA 1:25.000 DEL ÁREA  
SIERRA PALMIRA, REGIÓN DE ATACAMA (27.92°S - 28.05°S)

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE **GEÓLOGO**

JOSÉ FRANCISCO DE RAMÓN BIGNON

PROFESOR GUÍA:

CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

MARCELO FARÍAS THIERS

CHRISTIAN CREIXELL TORRES

SANTIAGO DE CHILE

2015

## Resumen

La geología de la zona cordillerana de la 3ra Región de Atacama en el norte de Chile ha sido ampliamente estudiada y documentada por una multitud de autores permitiendo un buen entendimiento de la evolución estratigráfica y tectónica de esta zona del país, en gran parte gracias a la excelente preservación y exposición de los rasgos estratigráficos y estructurales que se han conservado y expuesto dado el particular clima que impera desde hace varios millones de años. Sin embargo, existen aún muchas inconsistencias y dudas respecto a algunas definiciones estratigráficas y temporalidades de eventos geológicos, de lo cual nace una necesidad de ahondar aún más en los estudios, aprovechando ciertas zonas de ejemplar y única exposición, que conservan registros privilegiados de la historia geológica de la parte norte del país.

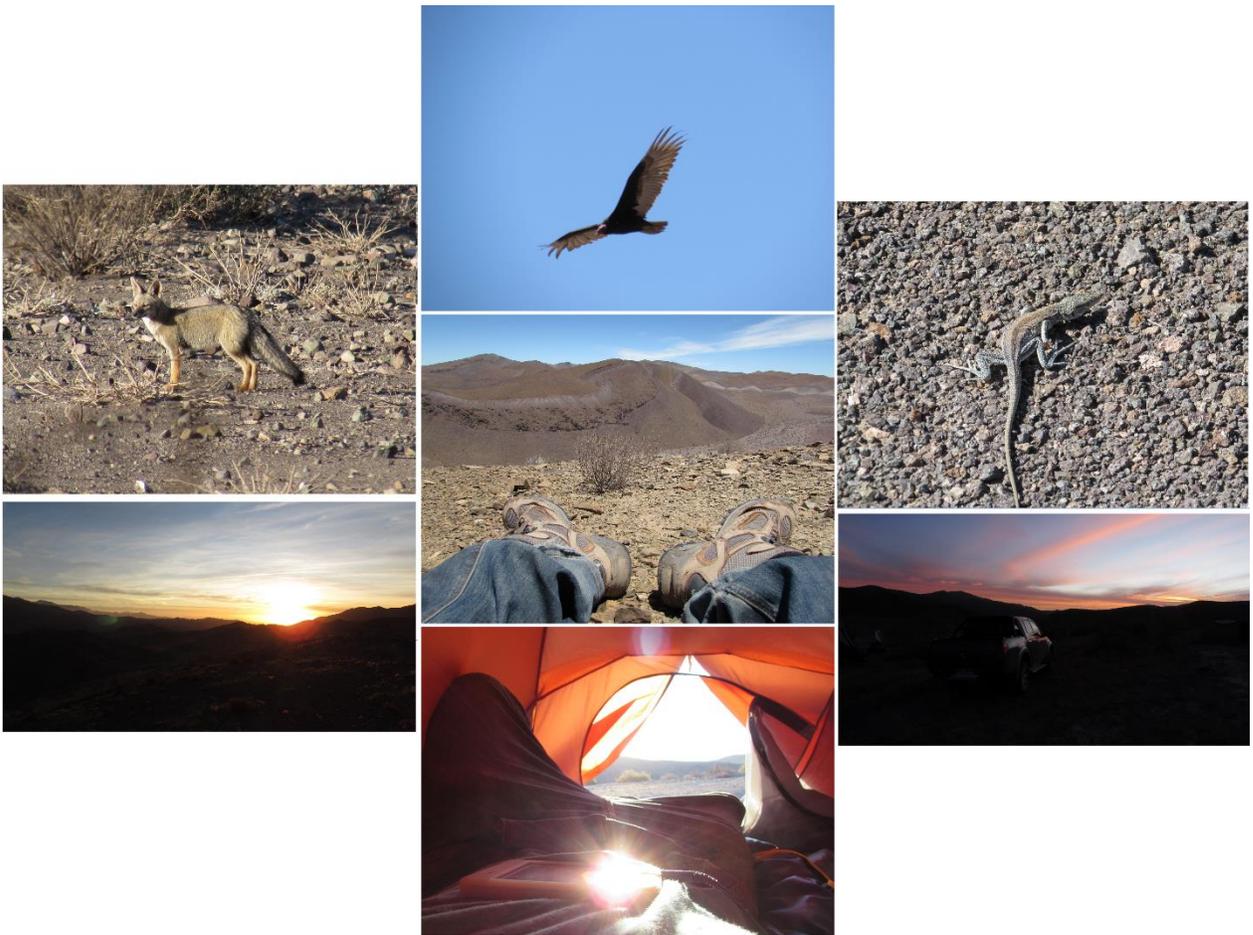
En virtud de lo anterior surge este estudio cuyo fin es aportar mediante un mapeo de detalle a escala 1:25.000 y un análisis de los rasgos estructurales, a una mayor comprensión de la evolución geológica del norte de Chile. El trabajo se centró en la Formación Hornitos, ubicada directamente al este de la falla Elisa de Bordos, con particular énfasis en las estructuras de carácter inverso y de rumbo sinistral observadas en la zona.

La descripción detallada de la secuencia estratigráfica de la Formación Hornitos ubicada al noreste de Vallenar, arroja nuevas luces sobre las relaciones entre formaciones y definiciones estratigráficas de las secuencias del Cretácico Superior, ayudando a su vez a dilucidar, con apoyo de los datos geocronológicos existentes, a una mejor acotación del rango de edades en las que se depositó la secuencia. Por otra parte, el análisis detallado de las estructuras presentes aporta información interesante sobre los diferentes eventos tectónicos y regímenes de esfuerzo que operaron durante y posteriormente a la deposición de la secuencia estratificada, tectónica que estará dominada por un régimen transpresivo a nivel regional que se verá reflejado tanto a escala local como regional, con presencia importante de eventos compresivos asociados a una zona de transferencia condicionada por la geometría a gran escala de la falla Elisa de Bordos. Estas estructuras tienen una geometría consecuente con la morfología de las fallas mayores y con los patrones de rotación identificados mediante estudios paleomagnéticos.

## Dedicatoria

Dedico esta memoria a todas las personas que como yo, sienten una pasión tremenda por el entendimiento del hermoso planeta en el que vivimos. A las personas que no se preocupan por las condiciones en las que les toque trabajar, porque tienen un fin mayor en mente que los hace sobreponerse a cualquier adversidad y estar dispuestos a correr ciertos riesgos con tal de adquirir un pequeño conocimiento sobre nuestra tierra, en desmedro de las comodidades a las cuales nos han acostumbrado absurdamente. A las personas que no solo son capaces de dejar atrás estas comodidades, sino que han aprendido a disfrutar las expresiones de grandeza de la naturaleza y admirar la pequeñez humana. A todos aquellos que como yo, cuando van a terreno no solo observan la geología, sino que se maravillan con los paisajes, los animales, la vegetación, los atardeceres únicos y noches espectaculares, disfrutando de la compañía de aquel reducido grupo de personas que acompañan y comparten esa increíble y única experiencia con uno.

Nunca pierdan la pasión por conocer y entender este planeta que es lo más preciado y hermoso que tenemos.



## Agradecimientos

Mis primeros agradecimientos van para mi familia, por la enorme paciencia que me tuvieron en el largo camino que tuve que recorrer para llegar al final de esta linda carrera, dándome siempre su apoyo en todos los sentidos imaginables, a pesar de que nunca entendieron por qué me demoré tanto.

Me es indispensable agradecer con creces y de corazón a mi profesor guía, César Arriagada, en primer lugar por darme el privilegio de hacer una memoria tan apasionante en un lugar tan increíble. No hay palabras para describir el crecimiento que me aportó realizar esta memoria, ni cuanto la disfruté, incluso en los momentos más críticos. Eres un grande César, un crack de la geología que realmente aprecia lo que significa, y tus métodos particulares de enseñanza, a pesar de ser difíciles de bancar para algunos, te los agradezco sinceramente y sabes que los aprecio. Gracias por todas las puteadas, completamente necesarias, que recibí a lo largo de este trabajo, espero de corazón recibir muchas más en el futuro. ¡Nunca cambies!

Mis agradecimientos también van para mi co-guía, Marcelo Farías, otro grande de la geología, quien siempre está dispuesto a conversar y compartir opiniones de lo más interesantes, ya sea en ámbitos geológicos o de la vida.

También a Christian Creixell, por sus detalladas correcciones e interesantes aportes, se agradece enormemente la dedicación y minuciosidad.

Agradezco también a todo el equipo de Paleomag por su enseñanza, con mención especial a Ataxias, un crack en formación que me ayudó sin dudar durante todo el proceso, sin tener ninguna obligación por hacerlo. Hace falta gente con tu disposición, gracias!

Mención honrosa merece el Warrior, un verdadero maestro, siempre apañando y entregando su buena onda en todos los terrenos, me saco el sombrero por ti. Espero tener el honor de compartir muchos terrenos más contigo.

Gracias al Arturo, otro que apaño siempre con el mejor ánimo en el primer terreno, y al Pancho Gutiérrez por su aporte petrológico y buena onda durante el último terreno.

Agradezco también a los que siempre están ahí y nos dan de comer, Kilo y Andrés, ambos grandes personas con las cuales tuve el privilegio de compartir en terreno.

Gracias al Lucho por darse el tiempo de enseñarme a usar ArcGIS y ayudarme en múltiples tareas a lo largo de esta memoria.

Doy gracias también a la mujer que me acompañó en este proceso, dándome siempre su más sincero apoyo y mostrando la paciencia más grande, siempre voy a estar agradecido.

Finalmente quiero agradecer a los cursos de Campo II (Primavera 2014) y Campo I (Primavera 2015) por su ayuda en la obtención de datos en terreno y su entusiasmo por aprender e intentar entender junto conmigo mi amada zona de memoria.

## Tabla de contenido

Resumen .....	2
Dedicatoria .....	3
Agradecimientos.....	4
Tabla de contenido .....	5
Índice de ilustraciones .....	8
1. Introducción.....	11
1.1 Exposición del problema .....	12
1.2 Objetivos .....	15
1.2.1 Objetivo principal.....	15
1.2.2 Objetivos específicos .....	15
1.3 Hipótesis de trabajo.....	15
1.4 Metodología .....	15
1.5 Ubicación y vías de acceso .....	16
2. Marco geológico .....	18
2.1 Geología regional .....	18
2.1.1 Grupo Chañarcillo.....	18
2.1.2 Formación Cerrillos (Albiano-Maastrichtiano) .....	19
2.1.3 Formación Viñita (Santoniano-Campaniano).....	19
2.1.4 Formación Hornitos (Campaniano-Daniano).....	20
2.2 Marco tectónico .....	20
2.3 Mapa geológico .....	21
3. Unidades estratificadas y cuerpos intrusivos .....	23
3.1 Formación Pabellón (Aptiano) .....	23
3.1.1 Definición y relaciones estratigráficas.....	23
3.1.2 Litología (FPA-U1).....	23
3.1.3 Edad .....	25
3.1.4 Ambiente de deposición.....	25
3.2 Formación Cerrillos (Albiano-Turoniano) .....	25
3.2.1 Definición y relaciones estratigráficas.....	25
3.2.2 Litología .....	25
3.2.3 Edad .....	27
3.2.4 Ambiente de deposición.....	27
3.3 Formación Hornitos (Santoniano-Maastrichtiano).....	28
3.3.1 Definición y relaciones estratigráficas.....	28

3.3.2	Litología .....	28
3.3.3	Edad .....	40
3.3.4	Ambiente de deposición.....	41
3.4	Unidad de gravas (Gr) .....	42
3.4.1	Definición y relaciones estratigráficas.....	42
3.4.2	Litología .....	42
3.4.3	Edad .....	43
3.4.4	Ambiente de deposición.....	43
3.5	Depósitos aluviales y coluviales(Al y Fl/Co) .....	43
3.6	Depósitos Fluviales (Fl/Co) .....	44
3.7	Cuerpos intrusivos (Ci).....	45
3.4.1	Intrusivo 1 (Ci(1)) .....	45
3.4.2	Intrusivo 2 (Ci(2)).....	47
3.4.3	Intrusivo 3 (Ci(3)).....	49
3.4.4	Intrusivo 4 (Ci(4)).....	49
3.4.6	Intrusivo 5 (Ci(5)) .....	51
4.	Geología Estructural .....	53
4.1	Geometría y orientación de estructuras .....	53
4.1.1	Fallas .....	53
4.1.2	Pliegues .....	60
4.2	Disposición de cuerpos intrusivos.....	64
4.2.1	Cuerpos mayores.....	64
4.2.2	Diques .....	67
4.3	Perfil esquemático .....	71
5.	Discusiones .....	73
5.1	Depósitos y ambiente .....	73
5.2	Contexto tectónico .....	74
5.2.1	Primer evento.....	74
5.2.2	Segundo evento .....	75
5.2.3	Tercer evento (Primer episodio).....	78
5.2.4	“Cuarto evento” (Segundo episodio) .....	86
5.3	Contexto regional.....	89
5.4	Patrones de rotación.....	90
6.	Conclusiones .....	93
7.	Bibliografía.....	95
8.	Anexos .....	98

8.1 Mapas geológicos .....	98
8.1.1 Observaciones importantes .....	98
8.1.2 Mapas .....	98

## Índice de ilustraciones

Ilustración 1: Portada de la revista geológica de Chile, 2da edición. ....	11
Ilustración 2: Mapas correspondientes a la carta de Los Loros (norte) y Yervas Buenas-Tres Morros (sur) yuxtapuestos. ....	13
Ilustración 3: Cuadro cronoestratigráfico de las unidades del Jurásico y Cretácico, que se exponen en los segmentos: La Serena, Vallenar y Copiapó. Extraído de Peña (2013). ....	14
Ilustración 4: Ubicación regional de la zona de estudio. ....	16
Ilustración 5: Principales rutas de acceso a la zona. ....	17
Ilustración 6: Fracción de la Carta Los Loros (Arévalo, 2005b) que integra parte del área de estudio. ....	21
Ilustración 7: Fracción de la Carta Yervas Buenas-Tres Morros que integra parte del área de estudio. ....	22
Ilustración 8: Afloramientos de la Formación Pabellón en la zona de estudio. ....	23
Ilustración 9: Niveles fosilíferos en la Formación Pabellón. ....	24
Ilustración 10: Imagen que muestra la estratificación de la Formación Pabellón, vista hacia el NNW. ....	24
Ilustración 11: Afloramientos de la Formación Cerrillos en la zona de estudio. ....	26
Ilustración 12: Imagen de un afloramiento de conglomerados de la Formación Cerrillos. ....	27
Ilustración 13: Imagen de un afloramiento de conglomerados de la Unidad 2. ....	29
Ilustración 14: Lentes de arena en la Unidad 4. ....	30
Ilustración 15: Contacto entre las unidades 4 y 5 de la Formación Hornitos. ....	31
Ilustración 16: Clastos imbricados en conglomerados de la Unidad 5. ....	32
Ilustración 17: Contacto entre unidades 8 y 7 de la Formación Hornitos. ....	33
Ilustración 18: Afloramientos de conglomerado de la Unidad 7. ....	34
Ilustración 19: Ondulitas en areniscas (izquierda) y estructuras reotrópicas (derecha). ....	34
Ilustración 20: Contacto entre unidades 7, 8 y 9 de la Formación Hornitos. ....	35
Ilustración 21: Contacto entre las unidades 7, 8, 9 y 10 de la Formación Hornitos. ....	36
Ilustración 22: Lentes de arenisca en la Unidad 9 de la Formación Hornitos. ....	37
Ilustración 23: Intercalaciones de areniscas conglomerádicas y areniscas gruesas gradadas inversamente en la Unidad 9. ....	37
Ilustración 24: Estratificación cruzada en artesas en la Unidad 9. ....	38
Ilustración 25: Afloramientos de la Unidad 10 de la Formación Hornitos. ....	39
Ilustración 26: Areniscas con grietas de secamiento en la Unidad 10. ....	40
Ilustración 27: Imagen satelital mostrando depósitos de las Gravas de Atacama delimitadas en verde. ....	42
Ilustración 28: Depósito de cono aluvial. ....	43
Ilustración 29: Imagen satelital mostrando múltiples generaciones de depósitos aluviales. ....	44
Ilustración 30: Depósitos fluviales de pequeña escala con presencia de barras. ....	45
Ilustración 31: Ubicación del Intrusivo 1 en la zona de estudio. ....	45
Ilustración 32: Afloramientos del Intrusivo 1 en las cercanías de la falla Elisa de Bordos. ....	46
Ilustración 33: Muestra de mano correspondiente al Intrusivo 1. ....	47
Ilustración 34: Ubicación del Intrusivo 2 en la zona de estudio. ....	48
Ilustración 35: Ubicación del Intrusivo 3 en la zona de estudio. ....	49
Ilustración 36: Ubicación del Intrusivo 4 en la zona de estudio. ....	50

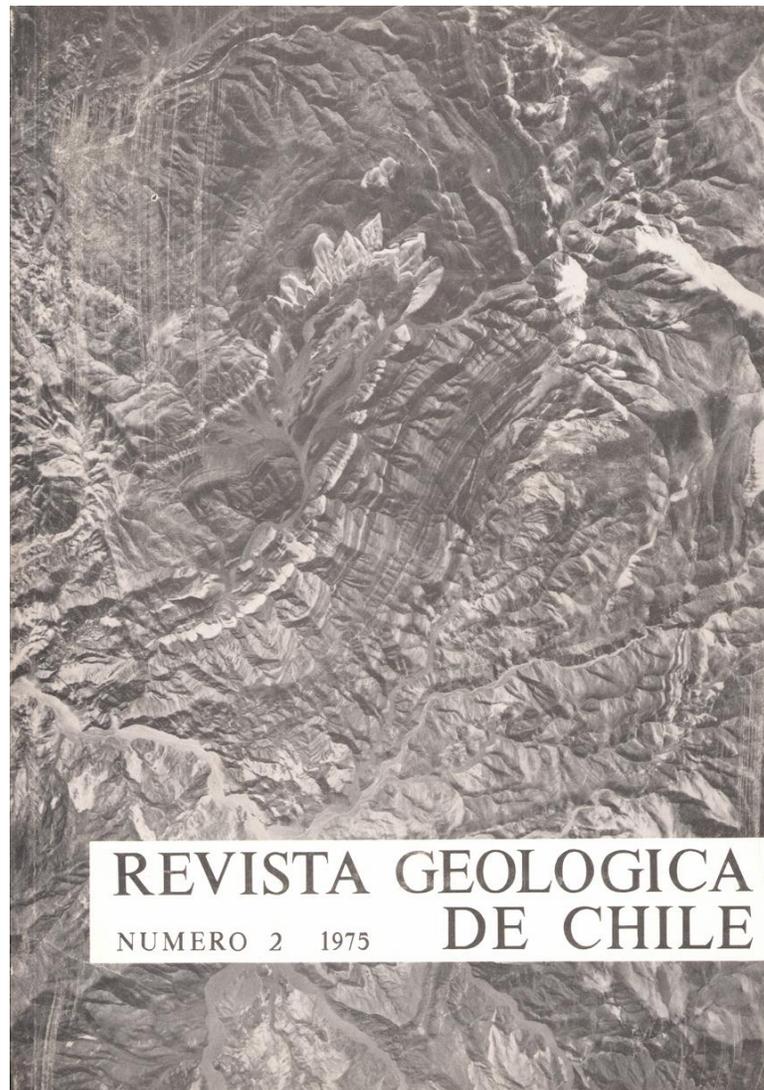
Ilustración 37: Bloque con cara fresca correspondiente al Intrusivo 4.....	50
Ilustración 38: Ubicación del Intrusivo 5 en la zona de estudio. ....	51
Ilustración 39: Afloramiento del Intrusivo 5. ....	52
Ilustración 40: Muestra de mano correspondiente al Intrusivo 5. ....	52
Ilustración 41: Imagen en planta que muestra todas las fallas mapeadas en la zona de estudio. ....	53
Ilustración 42: Sistema de fallas de rumbo sinistral con componente inversa resgistrado en la zona de estudio. ....	54
Ilustración 43: Duplex de rumbo formando geometrías sigmoidales y romboidales.....	55
Ilustración 44: Fallas de rumbo sinistral de mayor escala con rumbo aproximado N-S. ....	56
Ilustración 45: Imagen satelital ilustrando una de las fallas de rumbo sinistral mayores en la zona. ....	57
Ilustración 46: Fallas que presentan un rumbo aproximado E-O, presentes en mayor medida en la zona sur del área estudiada. ....	58
Ilustración 47: Sistema de fallas de orientación N-E ubicadas en el sector S-E de la zona de estudio. ....	59
Ilustración 48: Cúmulos de fallas en todas direcciones en zonas localizadas. ....	60
Ilustración 49: Vista de perfil hacia el S-O del pliegue anticlinal. ....	61
Ilustración 50: Vista hacia el S-O del pliegue sinclinal. ....	61
Ilustración 51: Estratos sub-verticales en la Formación Hornitos, vista hacia el S-O. ....	62
Ilustración 52: Imagen satelital que muestra la curvatura generalizada en forma de "Z" del eje del sinclinal. ....	63
Ilustración 53: Vista en planta que ilustra la interconexión entre los ejes de los pliegues presentes en la zona. ....	64
Ilustración 54: Vista en planta que muestra la totalidad de los cuerpos intrusivos identificados. ....	64
Ilustración 55: Vista en planta que muestra la disposición del cuerpo intrusivo mayor de la zona.....	65
Ilustración 56: Vista en planta que muestra los cuerpos intrusivos silliformes identificados. ....	65
Ilustración 57: Vista en planta que muestra el cuerpo intrusivo central cortando la estratificación. ....	66
Ilustración 58: Vista en planta que ilustra la franja alterada por el cuerpo intrusivo, con un rumbo similar a las fallas N-S identificadas. ....	66
Ilustración 59: Cuerpos intrusivos asociados a los enjambres de fallas vistos en planta. ....	67
Ilustración 60: Cuerpos intrusivos asociados al sistema de fallas de rumbo sinistral.....	67
Ilustración 61: Vista en planta que muestra la totalidad de los diques mapeados en la zona.....	68
Ilustración 62: Agrupaciones de diques según su orientación en vista en planta. ....	69
Ilustración 63: Vista en planta que ilustra la orientación de los diques respecto a las fallas de rumbo sinistral. ....	69
Ilustración 64: Vista en planta que muestra la totalidad de fallas, pliegues y diques identificados en la zona de estudio. ....	70
Ilustración 65: Perfil esquemático en detalle de las estructuras y geometrías de la Formación Hornitos.....	71
Ilustración 66: Perfil esquemático que muestra la orientación de los planos axiales de los pliegues.....	71
Ilustración 67: Perfil esquemático proyectado que muestra el desarrollo de la Faja Plegada y Corrida de Hornitos. ....	72

Ilustración 68: Porción central de la Formación Hornitos, claramente plegada y con presencia de crecimientos. ....	75
Ilustración 69: Perfiles esquemáticos que reflejan la evolución tectónica de la zona. ....	76
Ilustración 70: Ejes de los pliegues presentando cambios en el rumbo e interconexión, vista en planta de toda la zona. ....	77
Ilustración 71: Imagen satelital que muestra la geometría a escala más regional de la falla Elisa de Bordos. La flecha indica la dirección aproximada de la convergencia. ....	78
Ilustración 72: Geometrías y mecanismos de esfuerzo en sistema transpresivos y transtensivos. ....	79
Ilustración 73: Ilustración que muestra la geometría de los stepovers y sus parámetros. Extraída de McClay y Bonora (2001). ....	80
Ilustración 74: Ilustración que muestra las diferentes geometrías en flor que se generan en función de la geometría de los stepovers. ....	80
Ilustración 75: Geometrías de pop-up y pull-apart generadas en un mismo contexto en función de la geometría del stepover. ....	81
Ilustración 76: Geometría esquemática y simplificada de la falla Elisa de Bordos en la zona, mostrando los dos stepover que actúan en esta etapa. ....	82
Ilustración 77: Vista en planta que muestra las fallas generadas durante este régimen, estructura en flor positiva. ....	83
Ilustración 78: Fracción del mapa realizado que muestra la zona en cuestión. Se observan el arreglo geométrico y los desplazamientos sinestrales. ....	84
Ilustración 79: Disposición de diques entre las estructuras de la flor positiva. ....	85
Ilustración 80: Sistema de fractura e intrusión de fluidos en regímenes de esfuerzo similares al tratado. Editado de Sibson (1996) y Sibson (2000) ....	85
Ilustración 81: Falla de rumbo sinistral de gran escala. Orientación aproximada NNW. ....	86
Ilustración 82: Figura que ilustra el stepover de escala regional. ....	86
Ilustración 83: Figura esquemática de las fallas generadas bajo el régimen transpresivo regional. ....	87
Ilustración 84: Alteración asociada al Intrusivo 2 en un lineamiento similar a las estructuras de rumbo regionales. ....	88
Ilustración 85: Familias de diques de orientación similar a las estructuras mayores. ....	89
Ilustración 86: Figura esquemática que resume todas las características de la zona, reflejando los 3 eventos. ....	90
Ilustración 87: Patrones de rotación identificados en la zona de estudio. Extraído y modificado de Peña (2012). ....	91
Ilustración 88: Esquema mostrando las diferencias en la rotación para un sistema de engranajes de distintas proporciones considerando un mismo desplazamiento. ....	92

## 1. Introducción

La cordillera en la Región de Atacama está ubicada sobre la zona del norte de Chile donde el plano de subducción tiene una geometría semi-horizontal, denominada “Flat Slab”, o zona de subducción plana. Esta característica tiene implicancias directas en el control estructural y deposicional de esta zona del país. Sin embargo, esta característica no ha sido una constante en el tiempo, lo cual es puesto en evidencia por los múltiples tipos de depósito, fallas de tipo normal, inversa y de rumbo, inversiones tectónicas y múltiples pliegues anticlinales y sinclinales de distinta escala observables a lo largo de esta franja del país.

A escala general, el panorama evolutivo del norte de Chile se ha considerado relativamente claro, sin embargo aún quedan muchos agujeros en cuanto a la información que hace falta rellenar para poder entender con mayor certeza cuales fueron los diferentes procesos y tiempos que participaron en el desarrollo de la geología del norte del país.



*Ilustración 1: Portada de la revista geológica de Chile, 2da edición.*

Un rasgo que caracteriza como se ha estudiado la geología hasta el día de hoy en Chile es la escala, por lo general muy extensa, muy regional (ej. 1:250.000 a 1:50.000). Esto tiene claramente sus beneficios, sin embargo se ha menospreciado la información que es posible extraer mediante estudios de detalle de zonas seleccionadas con extremo cuidado. Una de estas zonas corresponde al cuadrángulo IGM de Los Sapos, la zona de estudio de este trabajo. Esta zona en particular representa un área con una exposición realmente privilegiada, en la cual es posible observar incluso en un primer orden estructuras geológicas interesantísimas, además de un registro claro de la estratigrafía. Esta zona ha sido conocida durante mucho tiempo, llegando incluso a ser la portada de uno de los primeros volúmenes de la revista geológica de Chile (Ilustración 1).

No obstante, hasta la fecha no existe ningún estudio que logre captar realmente en detalle toda la información que registran los estratos de la Formación Hornitos y es precisamente en lugares tan icónicos como este que se pueden encontrar las claves para entender procesos geológicos de mayor escala que han sido responsables de la evolución geológica de este país, por lo que es de extrema necesidad prestarles mayor atención.

## 1.1 Exposición del problema

Desde el año 1959, año en que Kenneth Segerstrom por primera vez definió las formaciones que se estudian en este trabajo, hasta la actualidad, se han realizado diversos trabajos en el área de estudio y zonas aledañas (Biese-Nickel 1942, Segerstrom 1959, Segerstrom 1960, Segerstrom y Parker 1959, Segerstrom y Ruiz 1962, Abad 1980, Arévalo 1997, Arévalo 2005a-2005b, Makshev 2009, Peña 2012, Martínez 2012, Martínez 2013 y otros), obteniéndose múltiples datos de interés que han ayudado a dilucidar los procesos que imperaron durante la formación y deformación de esta porción del norte de Chile.

Sin embargo, existen problemas estratigráficos y cronológicos evidentes en los trabajos realizados en la zona. Si se disponen los mapas realizados por Arévalo (2005b) para la carta de Los Loros junto al mapa realizado por Peña (2013) para la carta de Yervas Buenas-Tres Morros, la zona contigua al sur, se observa de inmediato que estos tienen conflictos importantes (Ilustración 2). Existen al menos dos inconsistencias de gran importancia entre ambos mapas. En primer lugar, existe un quiebre estratigráfico de una carta a la otra, Arévalo (2005b) consideró una gran extensión areal como correspondiente a la Formación Hornitos, mientras que Peña (2013) considera toda la secuencia basal como parte de la Formación Viñita, definida un poco más al sur, basándose en los criterios litoestratigráficos de Salazar *et al.* (2013). Esto representa un gran problema ya que no existe claridad en la estratigrafía y se genera una incoherencia que debe ser resuelta. En segundo lugar, existe una evidente diferencia de color entre ambos mapas para lo que, por continuidad, son las mismas formaciones. Esta discordancia geocronológica plantea posibles errores en las dataciones o de base errores de definición o generalización, lo cual es comprensible dada la escala de estos mapas y la disponibilidad de datos geocronológicos obtenidos en distintas locaciones, que no necesariamente se corresponderán. Factor importante a considerar es que la mayoría de las dataciones con las que se trabajó en la Carta Los Loros están basadas en el método K-Ar, edades que situarían a la Formación Hornitos dentro de un rango de casi 25 Ma y que dada la alta cantidad de cuerpos intrusivos posteriores que intruyen a estas formaciones podrían no reflejar la edad real de la deposición en su totalidad. Sin

embargo en los últimos años se han obtenido dataciones mediante el método U-Pb, con lo que el panorama geocronológico se ha ido esclareciendo poco a poco. No obstante, esta incoherencia aún existe, y mientras no se logre definir con claridad qué es la Formación Hornitos, y si la Formación Viñita está realmente presente en esta zona del norte de Chile, no existirá tampoco una real claridad sobre las edades de estas.

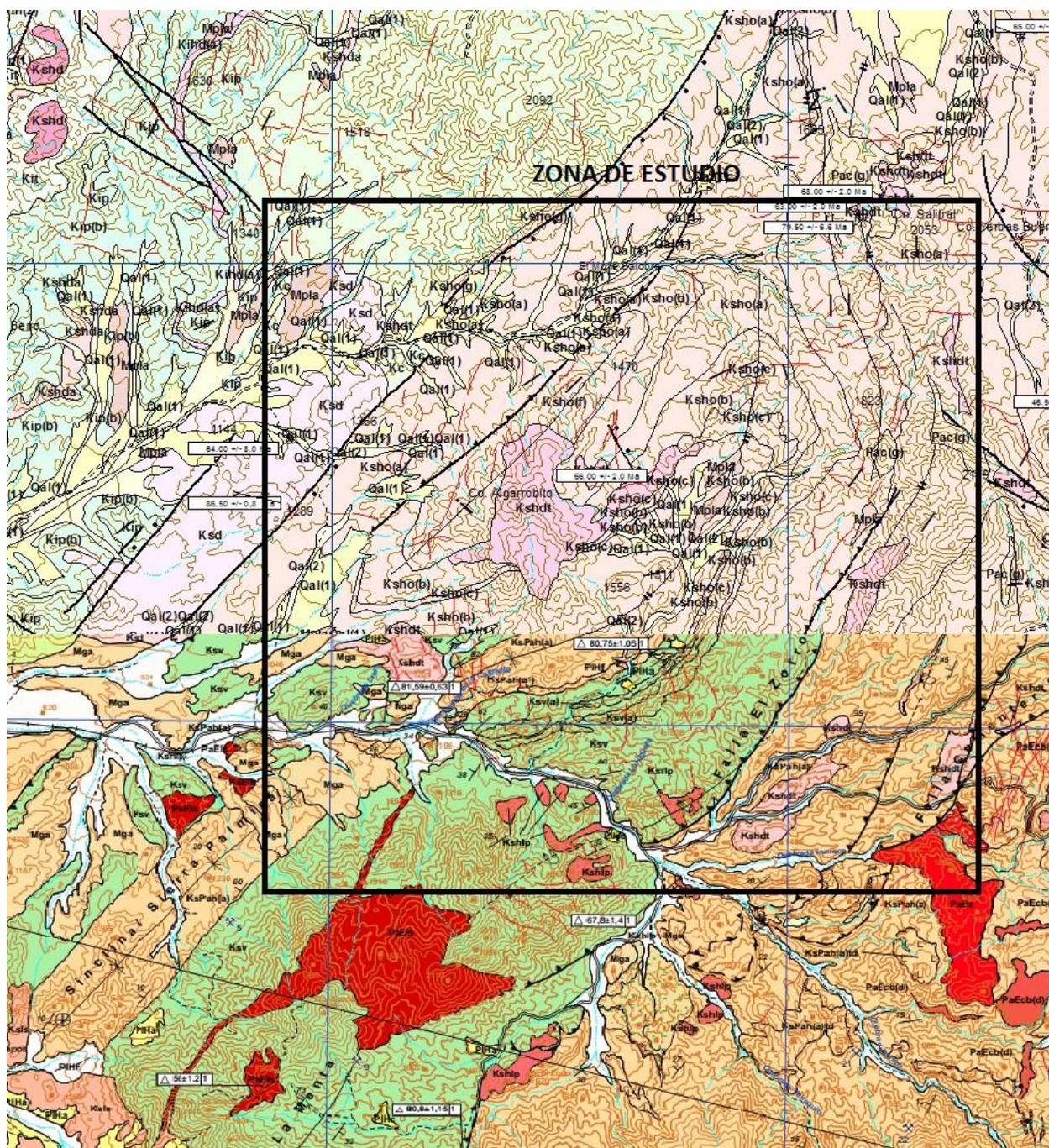


Ilustración 2: Mapas correspondientes a la carta de Los Loros (norte) y Yerbos Buenas-Tres Morros (sur) yuxtapuestos.

Si bien todos estos trabajos han permitido un gran avance en el entendimiento de la geología del norte del país, por lo general han sido trabajos de escala mayor, abarcando grandes extensiones de área, para cartas de escala 1:100.000 (Los Loros, Yerbos Buenas-

Tres Morros), en las cuales la zona estudiada en este trabajo queda muy acotada, como una mera fracción del terreno cubierto. Esto de por sí trae como consecuencia que no existan a la fecha trabajos realmente detallados de esta zona, que contiene una exposición vertical de la secuencia estratigráfica y conservación de estructuras geológicas privilegiada respecto a otras. Esta excelente preservación debe ser aprovechada para esclarecer los problemas estratigráficos evidentes. Además, los datos contenidos en esta zona podrían reflejar procesos que ocurrieron a escala mayor en el norte de Chile, por lo que ameritan ser observados más de cerca.

Estos problemas estratigráficos y geocronológicos se hacen más evidentes al observar el cuadro que refleja de manera simple la geología desde el área de Serena hasta Copiapó (Ilustración 3).

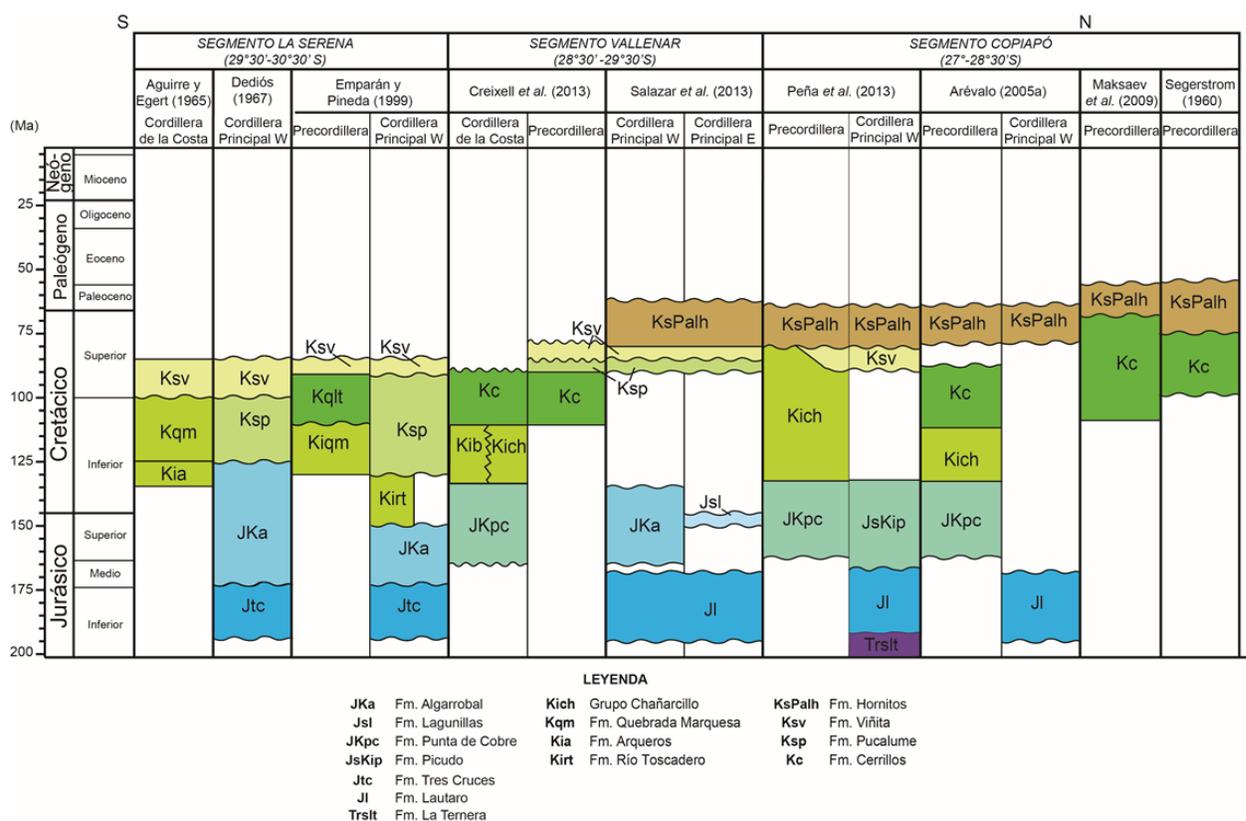


Ilustración 3: Cuadro cronoestratigráfico de las unidades del Jurásico y Cretácico, que se exponen en los segmentos: La Serena, ValLENAR y Copiapó. Extraído de Peña (2013).

Por estos motivos es que surge esta memoria de título, cuyo fin es obtener y representar datos detallados de la deposición, ruptura y deformación de la secuencia conocida como Formación Hornitos, a través de un mapeo de detalle a escala 1:25.000 que permita reflejar debidamente estas características y asociarlas a los procesos que dieron lugar a lo que se observa en la actualidad, intentando a su vez aportar un poco de claridad o al menos discusión a la coherencia estratigráfica y cronológica de la Formación Hornitos.

## 1.2 Objetivos

### 1.2.1 Objetivo principal

- Entender la geología, tectónica y estilo de deformación imperantes durante y posterior a la deposición de los estratos de la Fm. Hornitos.

### 1.2.2 Objetivos específicos

- Caracterizar en un mapa con escala 1:25.000 las diferentes unidades y estructuras que caracterizan a la Fm. Hornitos.
- Describir en detalle la estratigrafía de la Fm. Hornitos.
- Diferenciar los distintos eventos tectónicos que han afectado a la Fm. Hornitos mediante la realización de un perfil coherente con lo observado en planta.
- Caracterizar la estratigrafía de la Fm. Hornitos mediante una columna estratigráfica.

## 1.3 Hipótesis de trabajo

Los estratos volcánicos y sedimentarios de la Fm. Hornitos contendrían el registro de un evento de deformación compresiva ocurrido a fines del cretácico.

## 1.4 Metodología

En lo que sigue se describe a modo de punteo la metodología seguida en la realización de este trabajo.

- Delimitación de la zona de estudio.
- Obtención de la imagen satelital de alta resolución mediante el uso del software SAS Planet.
- Procesamiento en Photoshop de la imagen satelital de manera de homogeneizar y mejorar los colores, tonalidades y contrastes para una mejor visualización de los distintos rasgos geológicos observables.
- Geo-referencia de la imagen satelital mediante ArcGIS, con una precisión de 40 puntos.
- Impresión de 4 imágenes a escala 1:10.000 sobre las cuales se realizó un mapa preliminar a mano.
- Campaña de terreno con una duración de 7 días, durante la cual se obtuvieron datos de rumbo y mapeo, descripciones litológicas, otros datos de interés y se realizaron correcciones al mapeo preliminar.
- Impresión de la imagen satelital geo-referenciada a escala 1:25.000 sobre la cual se volvió a realizar el mapeo ya corregido, a mano.
- Escaneo y digitalización del mapa en escala 1:25.000 a través de ArcGIS, caracterizando debidamente la información obtenida tanto en terreno como a través de la imagen satelital. (litologías, estructuras, hidrografía, etc...)

- Segunda campaña de terreno con una duración aproximada de 11 días durante la cual se obtuvieron datos complementarios y corroboraron detalles del trabajo de mapeo previamente realizado.

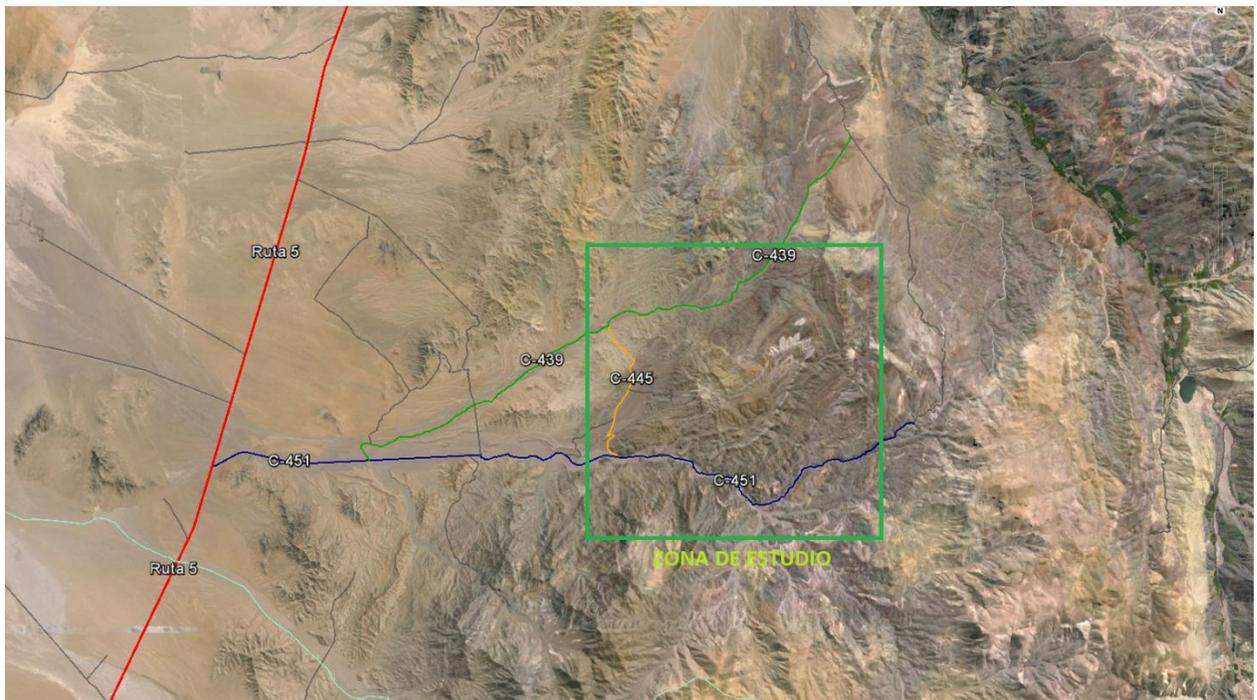
## 1.5 Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio se encuentra en la III<sup>ra</sup> Región de Atacama, ubicada aproximadamente a 80 [km] al noreste de Vallenar y 70[km] al sur de Copiapó, más específicamente entre los 27.92° y los 28.05° de latitud sur (Ilustración 4).



*Ilustración 4: Ubicación regional de la zona de estudio.*

La principal forma de acceso a la zona es a través de la Ruta 5, tomando posteriormente la ruta C-451 y luego el desvío a la ruta C-439, a orillas de la cual se instaló el campamento. Posteriormente durante la campaña de terreno las principales rutas transitadas fueron la C-439, C-445 y C-451, todas correspondientes a caminos de tierra en bastante buen estado. A partir de estas rutas de acceso se ingresaba a la parte central de la zona de estudio mediante huellas anteriores de camionetas y no caminos propiamente tal, para lo cual fue necesario utilizar vehículos con tracción en las 4 ruedas.



*Ilustración 5: Principales rutas de acceso a la zona.*

En la imagen anterior (Ilustración 5) se encuentran a color las principales rutas utilizadas y en tono gris otras rutas que no son de particular interés para este trabajo.

## 2. Marco geológico

### 2.1 Geología regional

Los trabajos enmarcados en la zona de estudio y sus cercanías son múltiples y datan desde tan temprano como el Siglo XIX, con las primeras observaciones realizadas por Charles Darwin. Formalmente las formaciones de interés para este trabajo fueron definidas algo más de un siglo después.

Hasta el momento se han definido 7 formaciones que entran en el alcance de este trabajo, de las cuales tres aparecen en el área de estudio. Estas formaciones corresponden a las que integran el Grupo Chañarcillo y a las formaciones Cerrillos, Viñita y Hornitos.

#### 2.1.1 Grupo Chañarcillo

Este grupo se compone de una serie de afloramientos de rocas marinas carbonatadas del Cretácico Inferior, que fueron originalmente estudiadas por Biese-Nickel (1942) quien definió 4 formaciones a lo largo del valle del río Copiapó, conocidas como Abundancia, Nantoco, Totalillo y Pabellón (Biese-Nickel in Hoffstetter *et al.*, 1957), que conforman al llamado Grupo Chañarcillo, definido por Segerstrom y Parker (1959). Estas formaciones se describen a continuación.

##### 2.1.1.1 Formación Abundancia (Valanginiano Superior)

La Formación Abundancia corresponde a una secuencia de lutitas finamente laminadas que se expone en ambos flancos del valle del río Copiapó. Arévalo (2005) la caracteriza como una serie calcáreo-arenosa bien estratificada de unos 200[m] de espesor, conformada principalmente por una alternancia rítmica de calcilutitas blanquecinas y grauvacas verde oscuras, que representarían turbiditas volcanoclásticas de grano fino acompañadas por precipitación carbonatada en un ambiente sub-mareal. Esta formación sobreyace de manera concordante a la Formación Punta de Cobre y es cubierta de manera también concordante por la Formación Nantoco.

##### 2.1.1.2 Formación Nantoco (Hauteriviano)

La Formación Nantoco corresponde a una secuencia de calizas grises de 800-1200[m] de espesor que se asocian a depósitos de plataforma carbonatada en un ambiente sub-mareal profundo (Arévalo 2005, Peña 2013). Esta formación se ubica de manera concordante sobre la Formación Abundancia y subyace también de manera concordante a la Formación Totalillo.

##### 2.1.1.3 Formación Totalillo (Barremiano)

La Formación Totalillo se compone de una secuencia de lutitas, calcilutitas y calcilutitas cristalinas margosas de color gris a gris oscuro con laminación plana milimétrica de unos 400[m] de espesor (Arévalo 2005, Peña 2013), que se ubica sobre la

Formación Nantoco en contacto concordante y subyaciendo a la Formación Pabellón también de manera concordante. Los depósitos de esta formación se asocian a un ambiente de inter-mareal a sub-mareal y se relacionan a un evento de transgresión marina (Arévalo 2005, Mourgues 2007).

#### *2.1.1.4 Formación Pabellón (Aptiano)*

Esta formación se compone de una secuencia de calcilitas, lutitas, areniscas calcáreas, calizas y areniscas limolíticas calcáreas de unos 1100[m] de espesor (Peña, 2013) que se asocia a un cambio de un ambiente más distal a uno más cercano a la línea de olas y se interpreta como la última etapa de la regresión marina que cerraría el ciclo de sedimentación marina en la cuenca (Mourgues 2004, 2007). La formación se ubica de manera concordante sobre la Formación Totoralillo y subyace en discordancia angular a la Formación Cerrillos.

Esta formación aparece en una franja muy pequeña de afloramientos en la zona de estudio.

#### **2.1.2 Formación Cerrillos (Albiano-Maastrichtiano)**

La Formación Cerrillos corresponde a una secuencia de sedimentos continentales y rocas volcánicas definidas por Segerstrom y Parker (1959), con un espesor estimado en 4000[m], compuesta principalmente por areniscas y conglomerados en intercalaciones con lavas andesíticas y brechas volcánicas (Arévalo 2005b), que se disponen en discordancia angular y erosiva sobre la Formación Pabellón y subyacen de la misma manera a los estratos de la Formación Hornitos en la zona de estudio y a la Formación Viñita al sur de la zona de estudio. Los estratos de la Formación Cerrillos se interpretan como depósitos continentales clásticos asociables a abanicos aluviales coalescentes con eventos volcánicos recurrentes pero no continuos en el tiempo (Maksaev, 2009).

Solo una pequeña fracción de la extensión total de la Formación Cerrillos aparece en la zona de estudio.

#### **2.1.3 Formación Viñita (Santoniano-Campaniano)**

La Formación Viñita, definida originalmente por Aguirre y Egert (1965) como una secuencia volcano-clástica y luego redefinida por Emparán y Pineda (1999) como una secuencia principalmente volcánica con algunas intercalaciones sedimentarias continentales, conformando solo parte de su extensión original. Se compone principalmente por lavas andesíticas, dacitas y andesitas basálticas con intercalaciones de areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados. Estos depósitos se interpretan como un ambiente volcano-sedimentario continental. La formación se ubica en discordancia angular sobre las formaciones La Ternera, Pabellón y Algarrobal y en discordancia angular suave bajo la Formación Hornitos y los Estratos de Cerro el Gaucho (Peña, 2013).

#### 2.1.4 Formación Hornitos (Campaniano-Daniano)

La Formación Hornitos fue definida por primera vez por Segerstrom (1959) como una secuencia volcano-sedimentaria, redefinida por Peña (2013) en 2 unidades denominadas Facies La Higuera y Facies El Molle.

##### 2.1.4.1 Facies La Higuera

Esta unidad se compone principalmente por conglomerados y areniscas conglomerádicas de alrededor de 200[m] de espesor seguidas por tobas vítreas y areniscas rojas con intercalaciones de areniscas conglomerádicas, andesitas, limolitas, fangolitas, calizas y lutitas calcáreas. El espesor máximo para la unidad, definida al sur del área de estudio, es de 600[m]. Los depósitos de esta unidad se interpretan como alternancias periódicas de ambientes de llanura de inundación y lacustres, acompañadas de eventos volcánicos explosivos a los que se asocian facies piroclásticas y lavas.

##### 2.1.4.2 Facies El Molle

Esta unidad está constituida por tobas de ceniza, riolitas, tobas de lapilli y lavas andesíticas. Esta facies tiene un espesor asignado entre 2500 y 3000[m]. Los depósitos de esta unidad se interpretan como facies más proximales a la fuente volcánica. En algunos casos pueden asociarse a depósitos de oleada piroclástica.

## 2.2 Marco tectónico

El reinicio de la subducción durante el Jurásico Inferior tardío trajo consigo cambios importantes en las morfologías, estructuras y estilos deposicionales del norte de Chile. Como consecuencia de este cambio tectónico, se estableció un arco magmático activo con un consecuente desarrollo de cuencas de tras-arco de carácter extensional (Grocott y Taylor, 2002). Durante este período se han reconocido breves eventos de transpresión a lo largo del arco, en el Jurásico tardío (Creixell *et al.*, 2011) y en el Cretácico inferior (Arévalo y Creixell, 2009). Este cambio marcó el inicio primera etapa del Ciclo Andino (Charrier, 2007). Los depósitos correspondientes al Grupo Chañarcillo se enmarcarían en una de las cuencas marinas desarrolladas en el trasarco durante la extensión previa al evento compresivo conocido como Fase Peruana, alrededor de los 90 Ma. Este es el primer evento de acortamiento principal, que causa un cambio geológico mayor, estableciéndose una cuenca de antepaís al este del arco (Merino *et al.*, 2013).

En trabajos anteriores se había considerado que la Formación Cerrillos se habría depositado también en un ambiente extensional rellenando una cuenca subsidente (Arévalo, 2005), sin embargo, trabajos más recientes sugieren que esta formación se habría depositado como consecuencia de la deformación transpresiva y consecuente alzamiento de la actual Cordillera de la Costa en el Aptiano tardío, la cual habría provocado la erosión y sedimentación hacia el interior continental en conjunto con la migración del arco magmático hacia el este en esta región (Maksaev 2009). Un contexto de inversión tectónica ha sido también propuesto para esta etapa (Cretácico superior), que marcaría también la deformación de la Formación Hornitos hacia el este, cuyos depósitos se habrían generado de manera syn-tectónica (Martínez, 2013).

Por otra parte, se han reconocido patrones de rotación en sentido horario cercanos a los  $30^\circ$  para la zona (Peña, 2012), lo cual en conjunto con las características estructurales de la zona han llevado a la definición de un oroclino llamado Oroclino de Vallenar, el cual estaría estrechamente ligado al Oroclino Boliviano (Arriagada *et al.*, 2009). Además, dentro de la zona de estudio se obtuvieron una serie de datos paleomagnéticos que difieren de manera particularmente notoria del patrón general, observándose rotaciones que superan los  $90^\circ$ , anomalías que han sido asociadas a acomódos que reflejan el régimen tectónico local (Peña, 2012), provocados por un evento compresivo que se asocia a la inversión de las cuencas y deformación de la Formación Hornitos.

### 2.3 Mapa geológico

El mapa geológico de la zona fue realizado por Arévalo (2005) dentro del contexto de la hoja Los Loros, sin embargo esta carta fue realizada a escala 1:100.000 por lo que la zona de estudio es una pequeña fracción (Ilustración 6).

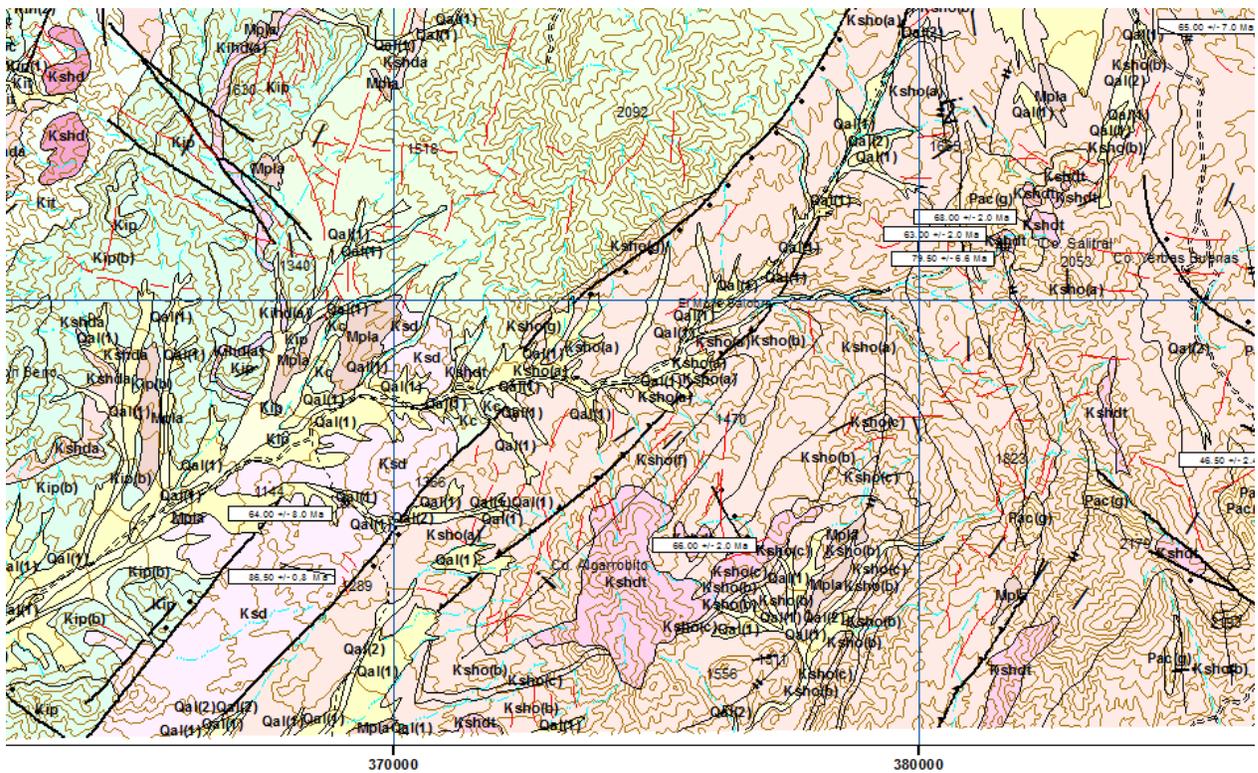


Ilustración 6: Fracción de la Carta Los Loros (Arévalo, 2005b) que integra parte del área de estudio.

La franja sur de la zona de estudio está incluida en la hoja del área de Yerbas Buenas-Tres Morros, carta realizada por Peña (2013), también a escala 1:100.000 (Ilustración 7).



### 3. Unidades estratificadas y cuerpos intrusivos

El área de la zona estudiada en este trabajo cubre aproximadamente 255 [km<sup>2</sup>] del sector situado en la Precordillera de la III Región de Atacama entre los 27.92° y los 28.05° de latitud sur. Dentro del área abarcada se encuentran afloramientos de rocas del Cretácico Inferior y Superior correspondientes a parte de la Formación Pabellón, parte de la Formación Cerrillos al noroeste de la zona y a la Formación Hornitos, que abarca la mayor parte del área y en la cual se centra este trabajo.

Cabe mencionar que en este trabajo no se obtuvieron dataciones de ningún tipo, por lo que todos los datos de edad aquí expuestos corresponden a los obtenidos en trabajos anteriores.

#### 3.1 Formación Pabellón (Aptiano)

##### 3.1.1 Definición y relaciones estratigráficas

La Formación Pabellón fue originalmente definida por Biese-Nickel en Hoffstetter *et al.* (1957) y corresponde principalmente a una secuencia arenosa de carácter calcáreo con algunas componentes volcánicas. Se ubica de manera concordante sobre la Formación Totalillo y hacia el techo es cubierta en discordancia erosiva por los estratos de la Formación Cerrillos. Su espesor se estima en alrededor de 1100 [m].

##### 3.1.2 Litología (FPa-U1)



Ilustración 8: Afloramientos de la Formación Pabellón en la zona de estudio.

En el área de estudio solo alcanza a aparecer una pequeña porción de esta formación (Ilustración 8), que corresponde a una secuencia de calcilitas, areniscas calcáreas fosilíferas de grano fino y calizas fosilíferas de color gris claro a amarillo (Ilustración 9). Los afloramientos muestran una estratificación clara para esta unidad (Ilustración 10).

El espesor de esta formación no se puede estimar de manera adecuada dado que se extiende más allá de los límites de la zona.



*Ilustración 9: Niveles fosilíferos en la Formación Pabellón.*



*Ilustración 10: Imagen que muestra la estratificación de la Formación Pabellón, vista hacia el NNW.*

### 3.1.3 Edad

La edad de esta formación fue acotada primeramente mediante datos fósiles en diversos trabajos, que ubicaban a la formación entre el Barremiano superior-Aptiano superior, pero luego estudios basados en isótopos de carbón realizados por Price *et al.* (2008) permitieron acotar la edad a Aptiano inferior y Aptiano superior para base y techo respectivamente.

### 3.1.4 Ambiente de deposición

La Formación Pabellón marca una etapa de transición cuyo registro se interpreta como una regresión marina, dando fin a la deposición de plataformas carbonatadas en la región de Atacama y dando paso a un ambiente de plataforma continental. Más específicamente, esta formación registra una progresión a un ambiente más somero, más cercano a la línea de olas. En la zona de estudio es posible observar el cambio de areniscas calcáreas fosilíferas grises de grano medio a areniscas rojas no calcáreas y carentes de fósiles, de grano más grueso, marcando el contacto entre las formaciones Pabellón y Cerrillos, reflejando este cambio de un ambiente subacuático a un ambiente subaéreo oxidante.

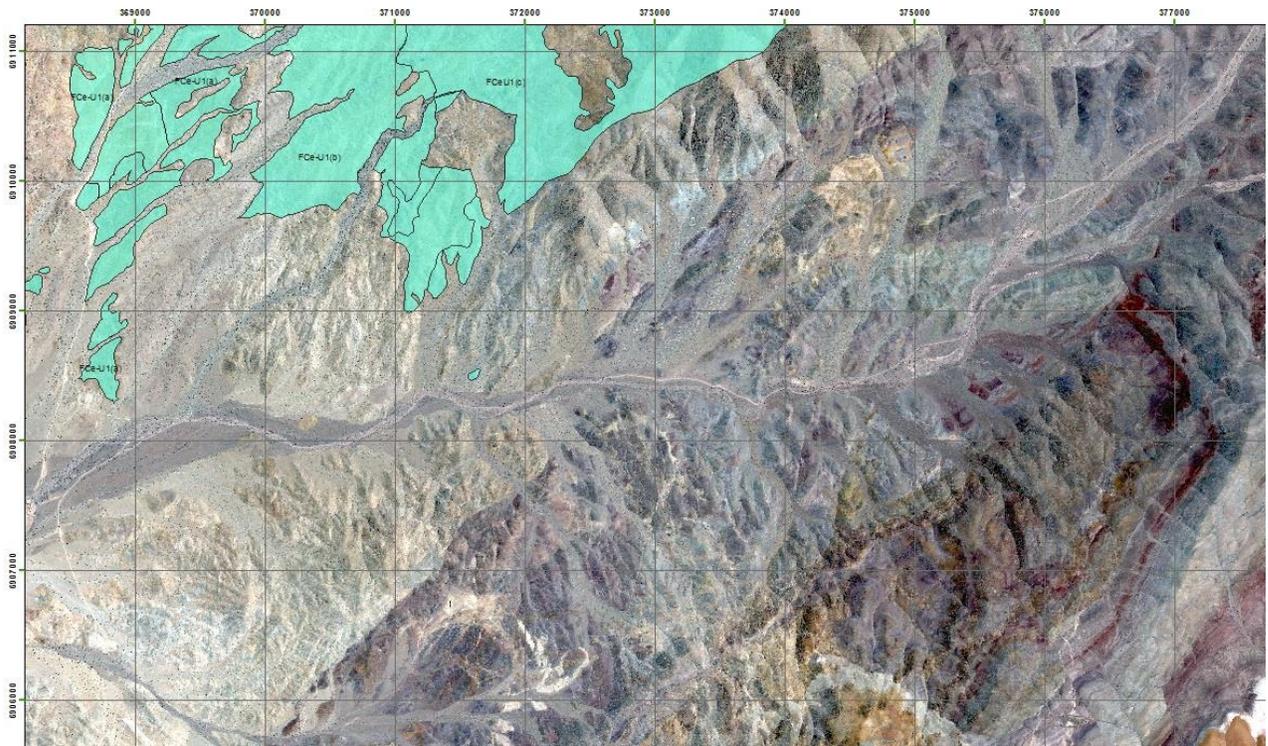
## 3.2 Formación Cerrillos (Albiano-Turoniano)

### 3.2.1 Definición y relaciones estratigráficas

Originalmente definida por Segerstrom y Parker (1959), esta formación consta principalmente de una secuencia de rocas sedimentarias clásticas y rocas volcánicas que se ubican en discordancia erosiva sobre la Formación Pabellón y un sill de pórfido diorítico de piroxeno y olivino que intruye esta última y se encuentra yaciendo sobre la Formación Hornitos en discordancia angular. Su potencia se estima en un rango de 4000 a 6000 [m].

### 3.2.2 Litología

Dentro de la zona de estudio, más específicamente en la esquina noroeste, aparece parte de la Formación Cerrillos. Esta porción puede dividirse en 3 miembros que conforman 1 unidad estratigráfica (Ilustración 11), los cuales se describen a continuación de base a techo.



*Ilustración 11: Afloramientos de la Formación Cerrillos en la zona de estudio.*

### 3.2.2.1 Unidad 1 (FCe-U1a, b, c)

Esta unidad se compone de una secuencia basal de conglomerados polimícticos clasto soportados a matriz soportados con clastos principalmente volcánicos, subredondeados, con esfericidad media, posiblemente andesíticos, que varían de tamaños milimétricos a centimétricos en las secciones expuestas (Ilustración 12). Los clastos se encuentran inmersos en una matriz de arena media, intercalados con secuencias de areniscas de grano medio a grueso de color verdoso a rojizo y areniscas conglomerádicas dispuesta en capas planas que ocasionalmente presentan gradación inversa. Las capas de areniscas se hacen más frecuentes en la sección central para gradar nuevamente a conglomerados hacia el techo, muy similares a los que se encuentran en la sección basal.



*Ilustración 12: Imagen de un afloramiento de conglomerados de la Formación Cerrillos.*

### 3.2.3 Edad

Durante mucho tiempo la edad de esta formación había sido acotada en función de las edades de las formaciones supra y sobre-yacientes (Fm. Pabellón y Fm. Hornitos) y es aceptado que se ubicaba en un rango entre el Albiano y el Turoniano, sin embargo estudios recientes realizados por Makshev *et al.* (2009) entregan resultados algo diferentes. Tras realizar múltiples dataciones de U-Pb en circones mediante LA-ICP-MS en la base y techo de la Formación Cerrillos así como en la base de la Formación Hornitos, se concluye que la deposición de la Formación Cerrillos habría comenzado por lo menos a los  $110,7 \pm 1,7$  Ma y se habría extendido hasta al menos los  $69,5 \pm 1,0$  Ma, ubicando a esta formación entre el Albiano y el Maastrichtiano tardío, sin embargo se plantea la posibilidad de errores de mapeo que podrían causar que algunas de estas edades estén mal asignadas, lo cual se ve evidenciado por dataciones posteriores realizadas en la Formación Hornitos.

### 3.2.4 Ambiente de deposición

La poca exposición de esta formación observada en la zona de estudio es consistente con lo planteado por Makshev *et al.* (2009), que propone la parte basal principalmente conglomerádica como depósitos de abanicos aluviales coalescentes de alta energía con presencia de algunos eventos eruptivos, menos recurrentes en esta porción de la secuencia.

### 3.3 Formación Hornitos (Santoniano-Maastrichtiano)

#### 3.3.1 Definición y relaciones estratigráficas

La Formación Hornitos fue definida originalmente por Segerstrom y Parker (1959) y corresponde principalmente a una secuencia volcano-sedimentaria con presencia de potentes capas de conglomerado, areniscas, lavas y tobas, muchas veces intercaladas, que afloran a lo largo de esta. Se ubica en discordancia sobre la Formación Cerrillos según Arévalo (2005b) y sobre la Formación Viñita según la separación estratigráfica de Peña (2013) de la secuencia en dos formaciones.

#### 3.3.2 Litología

Esta formación abarca prácticamente toda la zona de estudio y es el punto de enfoque principal de este trabajo. Conforme a lo que se describió para esta formación en la campaña de terreno, fue posible realizar una separación de esta en diez unidades que reflejan los cambios de estilo deposicionales a lo largo de la secuencia, cada una de las cuales se describe a continuación, de base a techo. Cabe mencionar que hay una porción del área que no fue posible recorrer, por temas de tiempo y logística, razón por la cual la lista de unidades podría eventualmente extenderse aún más, pero esto escapa el alcance de este trabajo.

##### 3.3.2.1 Unidad 1 (FHo-U1)

La primera unidad mapeada tiene un espesor aproximado de 394 [m] y se compone de lavas porfíricas de color gris oscuro con presencia de fenocristales de plagioclasa que alcanzan hasta 2 [mm] de largo y masa fundamental afanítica. Intercalan a estas algunas capas de conglomerados polimícticos clasto soportados de color gris oscuro con clastos centimétricos subredondeados, con esfericidad media, inmersos en una matriz de arena media.

Esta unidad se encuentra en la base de la secuencia que compone a la Formación Hornitos y en el límite del área mapeada en terreno, por lo cual podría extenderse y comprender más miembros.

##### 3.3.2.2 Unidad 2 (FHo-U2)

Esta unidad, de espesor aproximado de 275[m], se compone por conglomerados mayormente clasto soportados y polimícticos, con presencia de clastos volcánicos mayores sub-redondeados y cristales de cuarzo inmersos en una matriz de arena media de color rojizo a gris oscuro (Ilustración 13).



*Ilustración 13: Imagen de un afloramiento de conglomerados de la Unidad 2.*

Entre los conglomerados y de manera concordante aparecen intercalaciones de areniscas medias a finas dispuestas en capas métricas a lo largo de la secuencia.

#### *3.3.2.3 Unidad 3 (FHo-U3a, b, c, d, e, f, g)*

Esta unidad comienza con un miembro de lavas porfíricas de plagioclasa y piroxeno con cristales de hasta 2 [mm] y masa fundamental afanítica, probablemente andesítica. Presenta oxidación localizada.

Luego comienza una secuencia de areniscas dispuestas en capas concordantes que varían entre areniscas cafés a grisáceas de grano medio a fino y areniscas rojas de grano fino con laminaciones paralelas de menos de 1[mm], en su gran mayoría oxidadas, con presencia de vetillas de calcita a veces irregulares y sinuosas, otras veces siguiendo la estratificación. En partes se encuentran cloritizadas y presentan mineralización de crisocola en fracturas. Capas alteradas y no alteradas se alternan a lo largo de la secuencia.

Conglomerados aparecen de manera intercalada en la secuencia, de manera concordante, siendo mayormente clasto soportados y polimícticos, con presencia de cristales de cuarzo y óxidos de hierro menores a 2[mm] y clastos volcánicos subredondeados de hasta 5[cm] inmersos en una matriz arenosa generalmente de color rojizo. En menor medida aparecen niveles de lavas porfíricas similares a las anteriormente descritas.

Hacia el techo de la unidad se observa un aumento en el tamaño de grano apareciendo areniscas conglomerádicas, a veces calcáreas, con clastos polimícticos inmersos en una matriz de arena fina a media. Continúan intercalaciones menores de conglomerados y

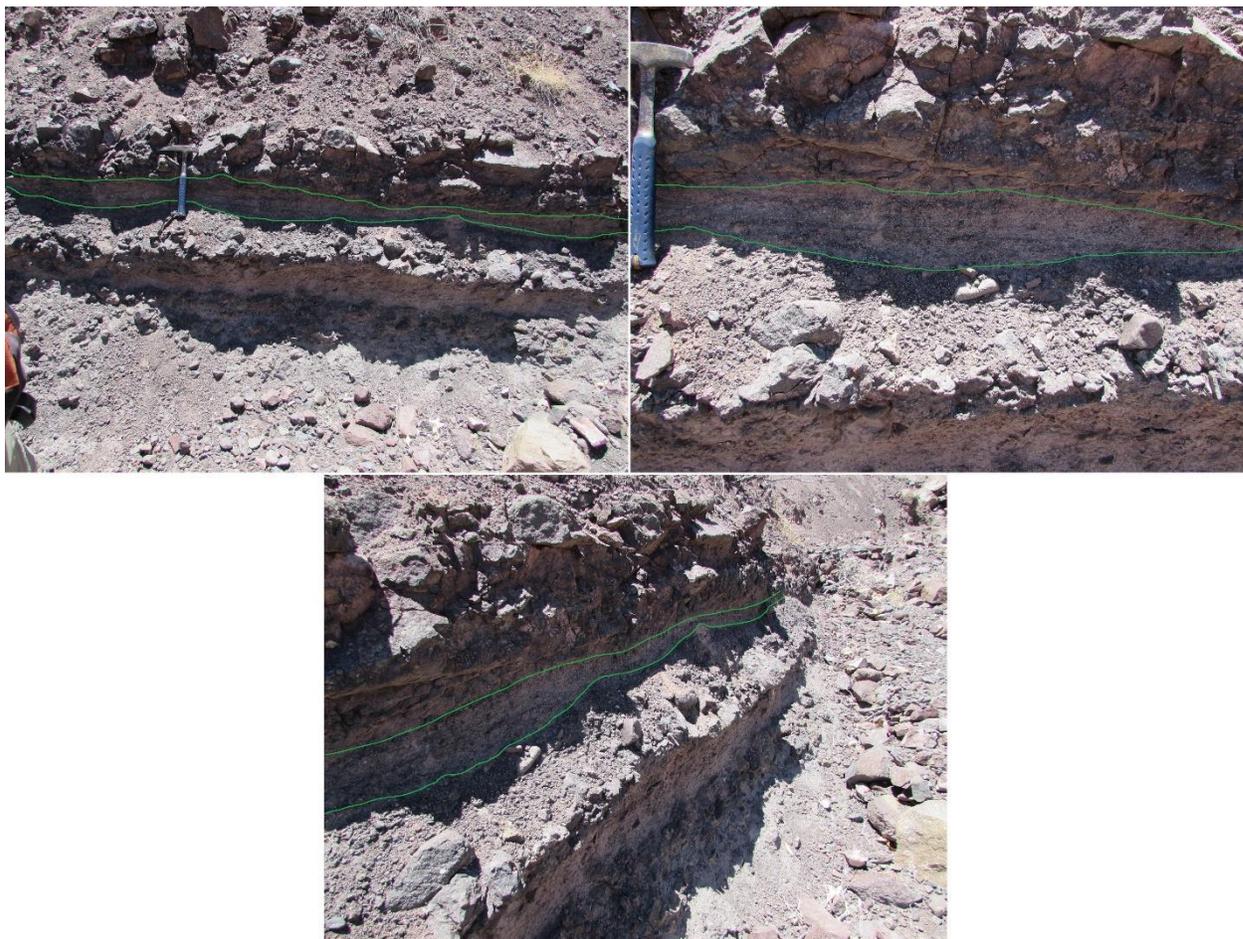
aparecen niveles de lutita intercaladas con las areniscas y conglomerados en bandas de aproximadamente 1[m] y color negro.

Su espesor total se estima en 749[m].

#### 3.3.2.4 Unidad 4 (FHo-U4a, b, c)

Esta unidad se caracteriza por componentes predominantemente volcánicos, principalmente lavas de color gris a café en algunos casos porfíricas con fenocristales de plagioclasa de hasta 3[mm] que a veces se presentan orientadas reflejando la dirección del flujo o en otros casos más bien afaníticas, con algunos fenocristales de plagioclasa menores a 1[mm], con presencia de vesículas no orientadas y menores a 2[mm] y muy diaclasadas. Se observa oxidación en algunos niveles.

Entre estas lavas aparecen algunos niveles de toba de ceniza media a fina, con cristales de plagioclasa menores a 1[mm] subhedrales y fragmentos líticos volcánicos de hasta 1,5[cm], o tobas vítreas con cristales de cuarzo, plagioclasa y anfíbolos cortadas por niveles de hasta 2[m] de brecha hidrotermal.



*Ilustración 14: Lentas de arena en la Unidad 4.*

En menor medida y a menor escala aparecen intercalaciones de conglomerados polimícticos clasto soportados a matriz soportados, con clastos de buen redondeamiento

de aproximadamente 2[mm] hasta 40[cm] que contienen lentes de arena media de 0,2-0,5[m] de espesor (Ilustración 14).

Hacia el techo de esta unidad comienzan a aparecer areniscas de arena media levemente cloritizadas, con clastos mayormente oxidados menores a 1[mm], intercaladas entre las lavas en niveles de hasta 6[m] de potencia.

El espesor total de esta unidad se estima en 128[m].

### 3.3.2.5 Unidad 5 (FHo-U5a, b, c, d)

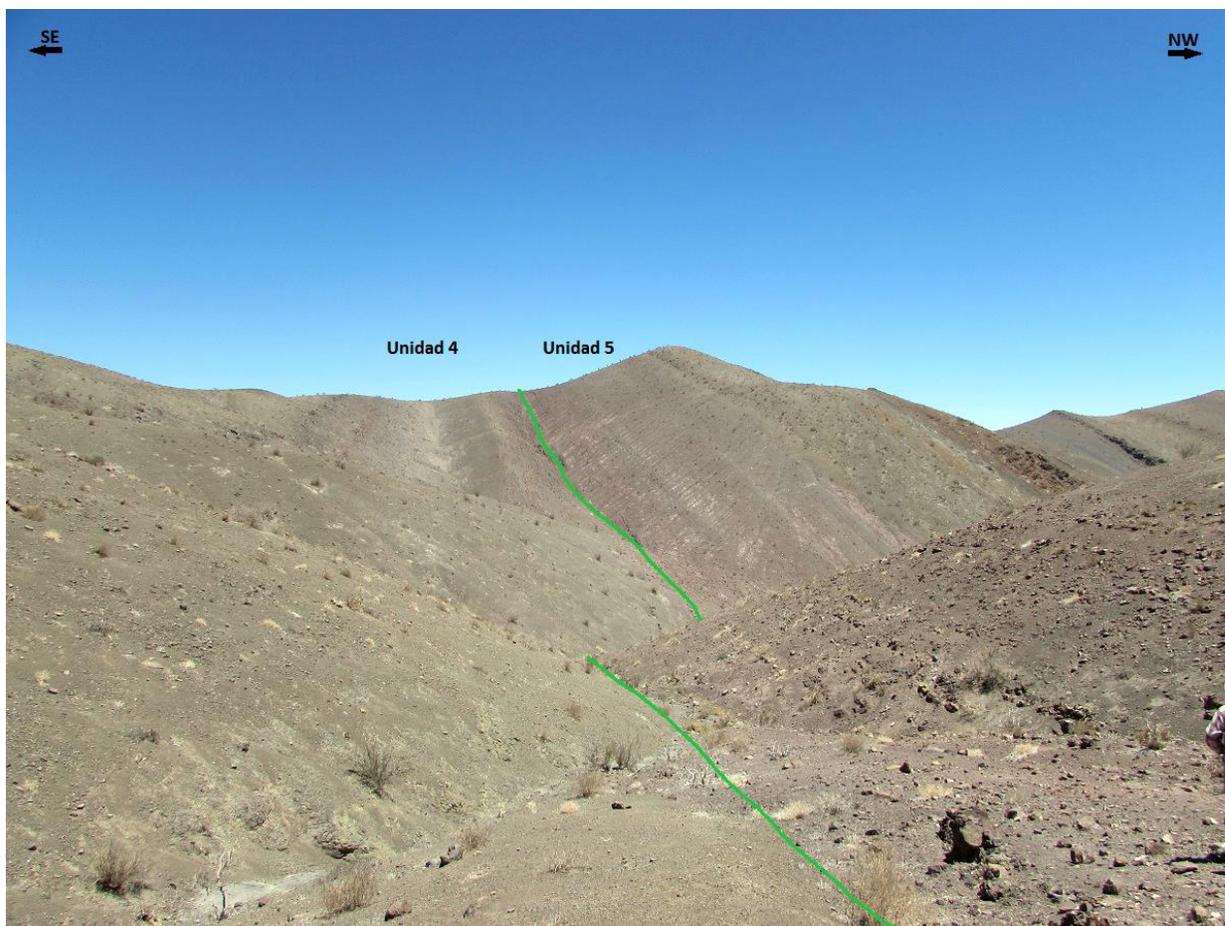


Ilustración 15: Contacto entre las unidades 4 y 5 de la Formación Hornitos.

Esta unidad (Ilustración 15) corresponde a una nueva secuencia de areniscas conglomerádicas polimícticas con clastos de rocas volcánicas de hasta 1,5[cm] de redondeamiento y esfericidad medios y madurez textural baja. Presentan en partes alteración propilítica. Estas capas de arenisca de alrededor de 7[m] de potencia se encuentran intercaladas por capas menores de conglomerados polimícticos clasto a matriz soportados con clastos volcánicos (lavas) y sedimentarios (areniscas) de hasta 15-20[cm] con redondeamiento medio-alto y esfericidad baja. Se puede observar una tendencia grano-creciente en los conglomerados hacia el techo de la secuencia. En algunas zonas los conglomerados son clasto soportados y presentan clastos decimétricos imbricados (Ilustración 16).



*Ilustración 16: Clastos imbricados en conglomerados de la Unidad 5.*

También es posible observar ciertos miembros menores de lavas porfíricas de 1-5[m] de espesor con fenocristales de plagioclasa de hasta 4[mm] de largo y amígdalas rellenas con cuarzo de hasta 4[cm]. Se observan algunas zonas con cloritización.

Finalmente hacia el techo de la secuencia aparecen niveles menores de calcilitas, de no más de 1-2[m] de espesor.

El espesor total se estima en 82[m].

#### *3.3.2.6 Unidad 6 (FHo-U6a, b, c, d)*

Esta unidad, de espesor estimado en 167[m], se compone principalmente de lavas con algunas intercalaciones de conglomerados y capas puntuales de areniscas. Hacia la base de la secuencia las lavas son porfíricas de color gris a café amarillento en caras expuestas a la meteorización, con presencia de fenocristales de plagioclasa de hasta 1[cm] subhedrales y albitizados. Se observan amígdalas rellenas con cuarzo y orientadas según la dirección del flujo. Además presentan algunos cúmulos de óxidos de hierro y mineralización de óxidos de cobre. Hacia arriba en la secuencia continúan apareciendo lavas, con fenocristales de plagioclasas que varían en tamaño según el miembro, alcanzando de 2[mm] hasta 3[cm], euhedrales o subhedrales, inmersas en una masa fundamental afanítica de color mayormente grisáceo. Las vesículas y amígdalas siguen apareciendo de manera recurrente. Las capas se disponen de manera concordante y tiene espesores variables de aproximadamente 4-5[m].

Los conglomerados que intercalan estas lavas son polimícticos, matriz soportados, con clastos volcánicos angulosos a sub-angulosos centimétricos inmersos en una matriz de arena media. Por lo general se presentan en capas de alrededor de 5[m] pero pueden alcanzar cerca de 15[m] de potencia. Hacia la parte superior de la secuencia aparecen capas menores de hasta 1-2[m] de areniscas rojas a veces conglomerádicas, o areniscas de color amarillo-verdoso con clastos de tamaño arena gruesa, mala selección y bajo redondeamiento. Estas areniscas suelen aparecer alternadas con los conglomerados.

Finalmente hacia el techo de la secuencia aparece una capa de algunos metros de toba soldada con presencia de fiames de hasta 3[cm] que indican la dirección de compactación y una capa de 1-2[m] de calcilitas negras.

### 3.3.2.7 Unidad 7 (FHo-U7a, b, c, d, e, f, g, h, i, j)

Esta unidad (Ilustración 17) se compone esencialmente por una secuencia de conglomerados con algunas intercalaciones de areniscas y en menor medida algunas capas de lavas porfíricas.

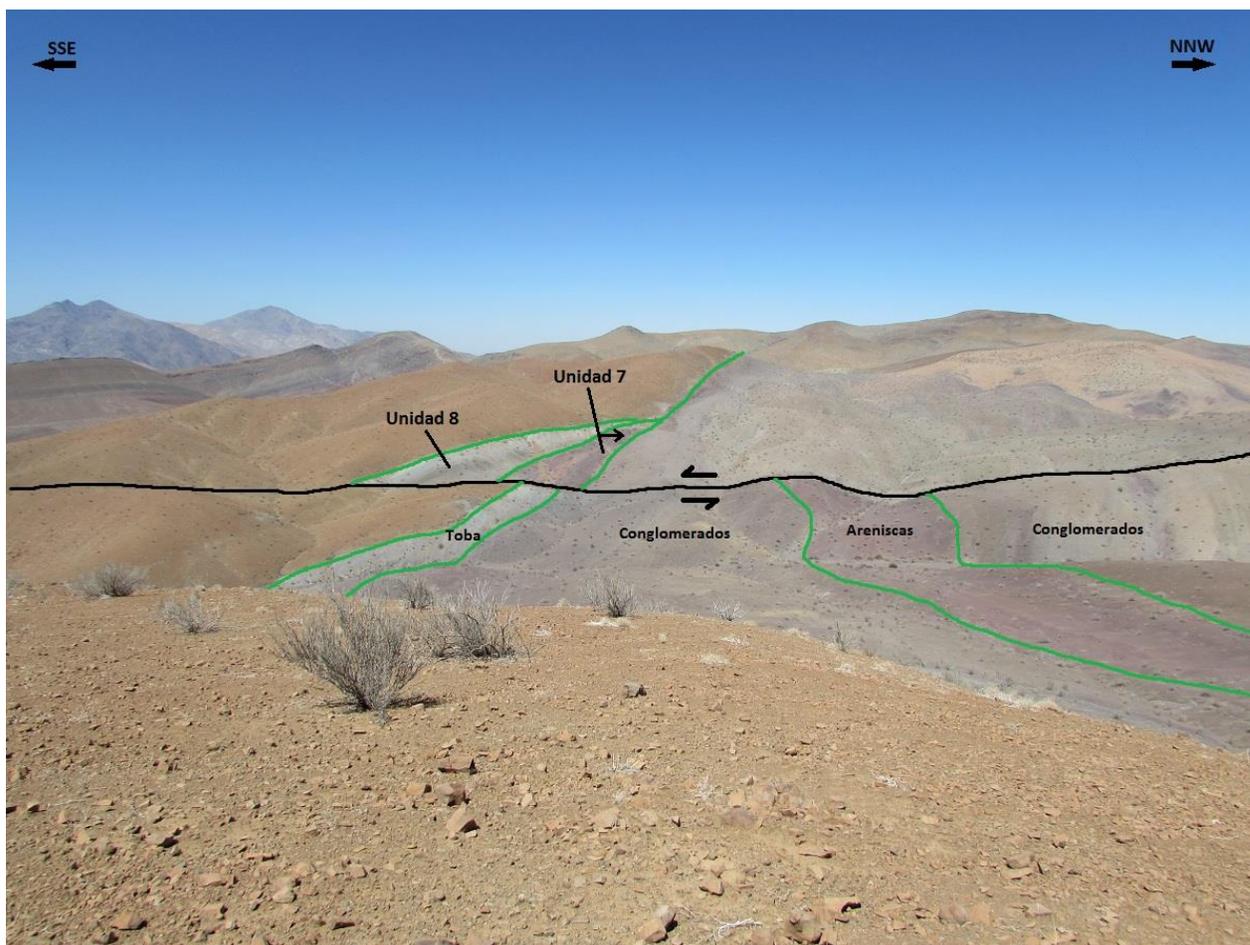


Ilustración 17: Contacto entre unidades 8 y 7 de la Formación Hornitos.

Los conglomerados (Ilustración 18) se presentan muy gruesos hacia la base de la secuencia, con clastos de hasta 50-100[cm], inmersos en una matriz de arena media a gruesa de color café verdoso. Los clastos son polimícticos, principalmente fragmentos de lavas, escoria, tobas y areniscas, relativamente angulosos y con esfericidad media. A medida que se escala en la secuencia hacia el techo los conglomerados van paulatinamente disminuyendo su tamaño de clastos hasta llegar a fragmentos de unos 15-20[cm] polimícticos, sub-redondeados y con esfericidad media, inmersos en una matriz de arena media a fina de color verdoso, llegando incluso a ser matriz soportados. Dentro de estos conglomerados es posible observar múltiples lentes de extensión métrica de arenas finas a medias. Es posible generalizar una tendencia grano-decreciente para el total de la secuencia en cuanto a los conglomerados, pero las capas individualmente tienden a mostrar gradación inversa.



*Ilustración 18: Afloramientos de conglomerado de la Unidad 7.*

Intercalando a los conglomerados anteriormente descritos se ubican pequeñas secuencias de hasta 10-15[m] de areniscas dispuestas en capas de 15-25[cm] de color rojizo, a veces gris dependiendo del miembro, con tamaños de grano que varían desde arena fina hasta capas más conglomerádicas. Estas areniscas presentan en su mayoría gradación inversa entre capas y presentan estratificación cruzada en artesas ocasionalmente. Dentro de estas areniscas es posible observar algunos lentes menores de fangolitas y estructuras sedimentarias como ondulitas y estructuras reotrópicas como calcos de carga y almohadillas de carga (Ilustración 19).

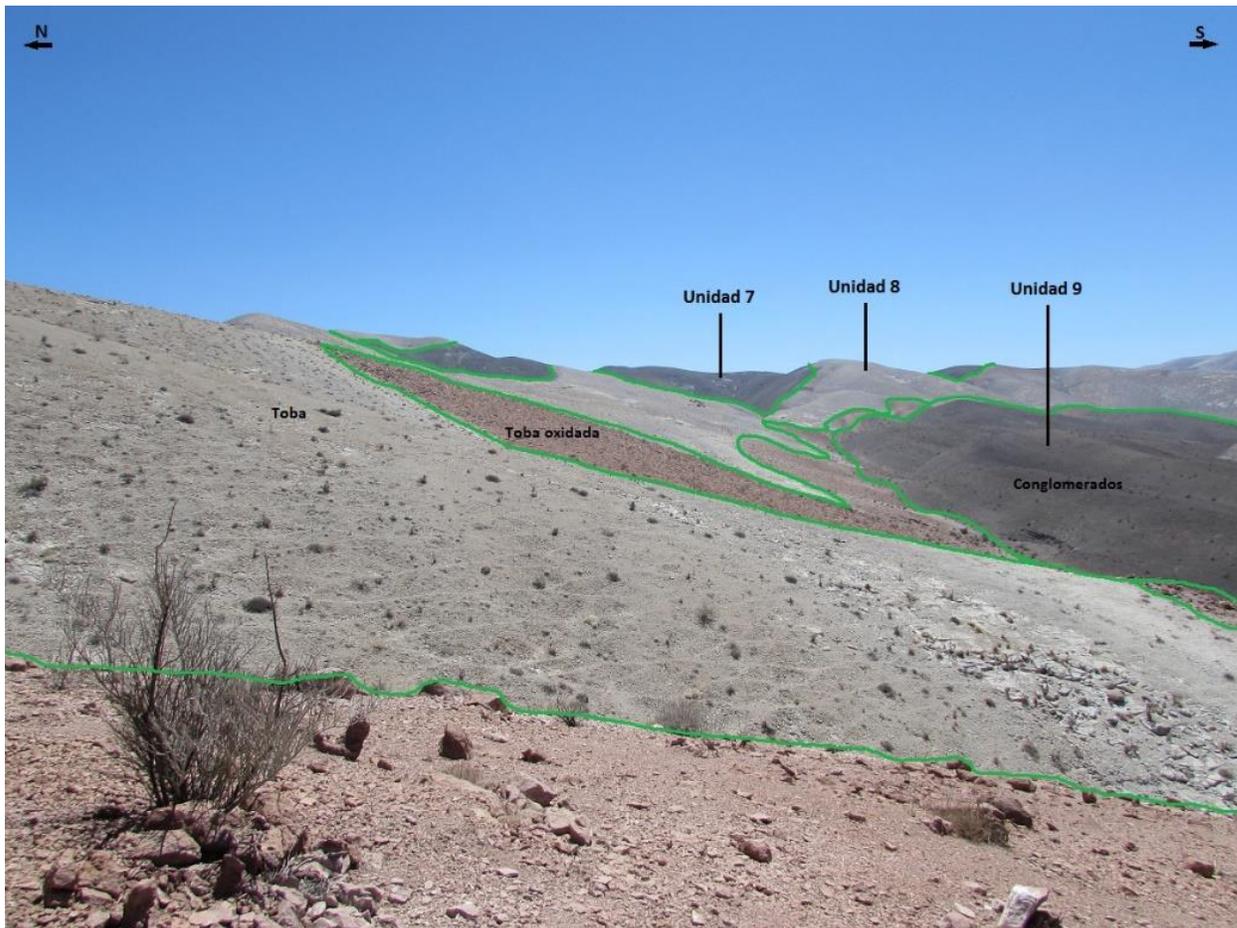


*Ilustración 19: Ondulitas en areniscas (izquierda) y estructuras reotrópicas (derecha).*

Ocasionalmente es posible observar algunas capas de hasta 10[m] de lavas porfíricas de color gris a gris rojizo, con fenocristales de plagioclasa que varían en tamaño desde 1 a 1,5[mm] según el miembro, inmersas en una masa fundamental afanítica que puede presentar magnetismo. Suelen observarse vesículas y amígdalas no orientadas en estos niveles.

Su espesor total se estima en 665[m].

### 3.3.2.8 Unidad 8 (FHo-U8a, b)



*Ilustración 20: Contacto entre unidades 7, 8 y 9 de la Formación Hornitos.*

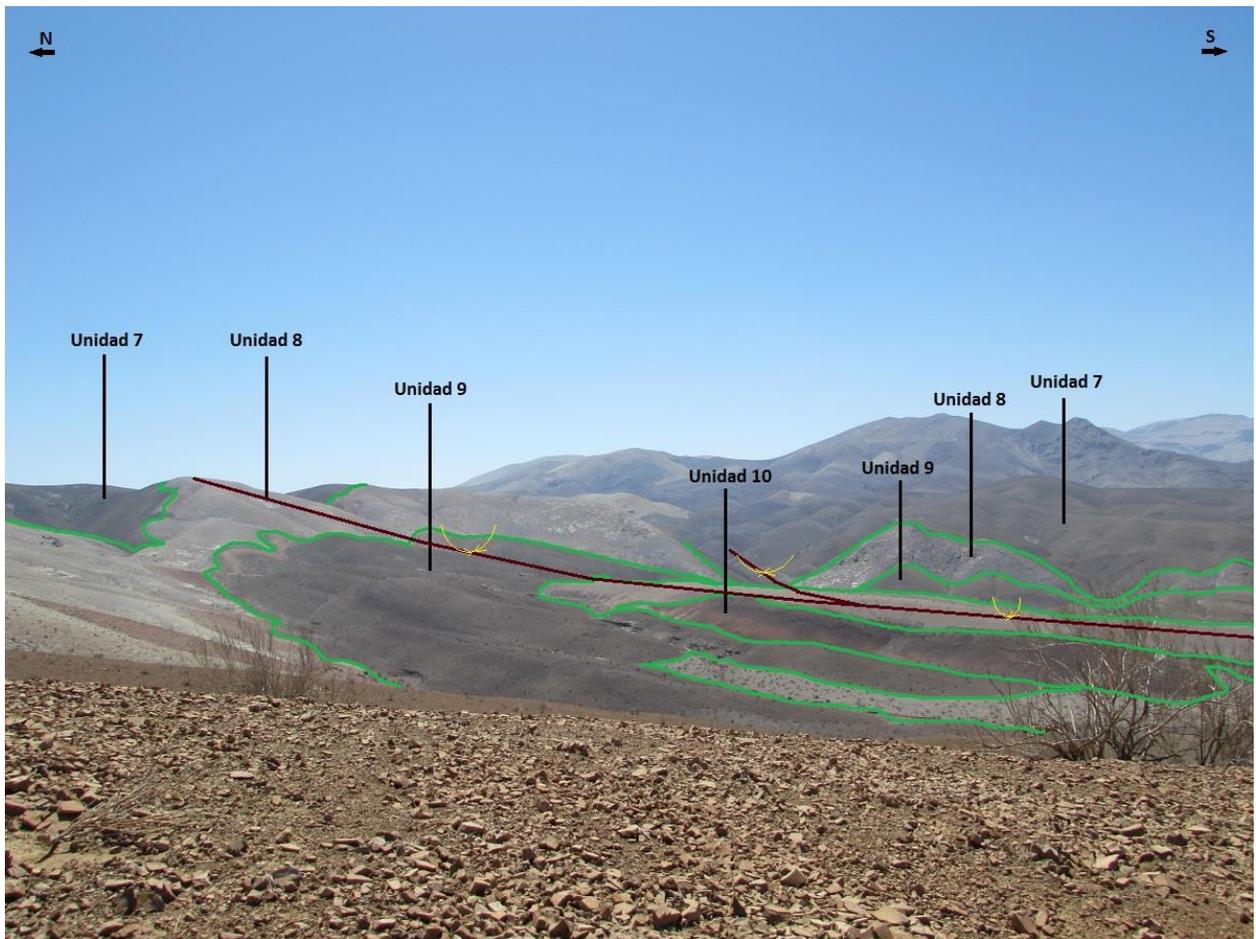
Esta unidad (Ilustración 20) se compone de un solo miembro que gradúa de toba lítica en la base a toba de ceniza soldada de color gris blanquecino con cristales de feldespatos potásico, cuarzo, plagioclasa y anfíbola que alcanzan hasta 1[cm]. Predominan los fragmentos líticos respecto a los cristales, los cuales llegan hasta 2,5[cm]. Además se observan fiames orientadas que muestran la dirección de compactación. Tiene un espesor mínimo de 10-15[m]

Hacia el techo de la unidad, en el contacto con la Unidad 9, se observa una capa de color rosáceo que correspondería a una porción oxidada de la misma toba.

El espesor de esta unidad se estima en 57[m].

### 3.2.2.9 Unidad 9 (FHo-U9a, b, c)

Esta unidad (Ilustración 21) es muy similar a la Unidad 7, se compone de una secuencia de conglomerados con algunas intercalaciones de areniscas.



*Ilustración 21: Contacto entre las unidades 7, 8, 9 y 10 de la Formación Hornitos.*

Los conglomerados se presentan matriz y clasto soportados, con clastos polimícticos de rocas volcánicas y sedimentarias relativamente bien redondeados y con esfericidad media, que alcanzan hasta 10-25[cm] en la base de la secuencia y van disminuyendo en tamaño a medida que se escala en ella. Se observan múltiples lentes de arenas medias a finas dentro de los conglomerados, de escala métrica y espesor aproximado de 10-20[cm] (Ilustración 22).



*Ilustración 22: Lentes de arenisca en la Unidad 9 de la Formación Hornitos.*

Intercalando estos conglomerados se ubican múltiples niveles de areniscas conglomerádicas y areniscas gruesas (Ilustración 23) de color gris-café oscuro que presentan gradaciones tanto inversas como normales, en capas centimétricas que suelen presentar laminaciones paralelas. Estas areniscas también presentan lentes de arenas más finas pero tienden a ser más delgados y menos continuos.



*Ilustración 23: Intercalaciones de areniscas conglomerádicas y areniscas gruesas gradadas inversamente en la Unidad 9.*

Las intercalaciones de areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados ocasionalmente presentan estratificación cruzada en artesas (Ilustración 24). Hacia el techo se hacen más frecuentes las areniscas a medida que va disminuyendo progresivamente el tamaño de grano en general en la secuencia. Se puede generalizar, al igual que para la Unidad 7, una tendencia grano-decreciente (gradación normal) para la secuencia completa. Algunos miembros de esta unidad presentan un carácter calcáreo.

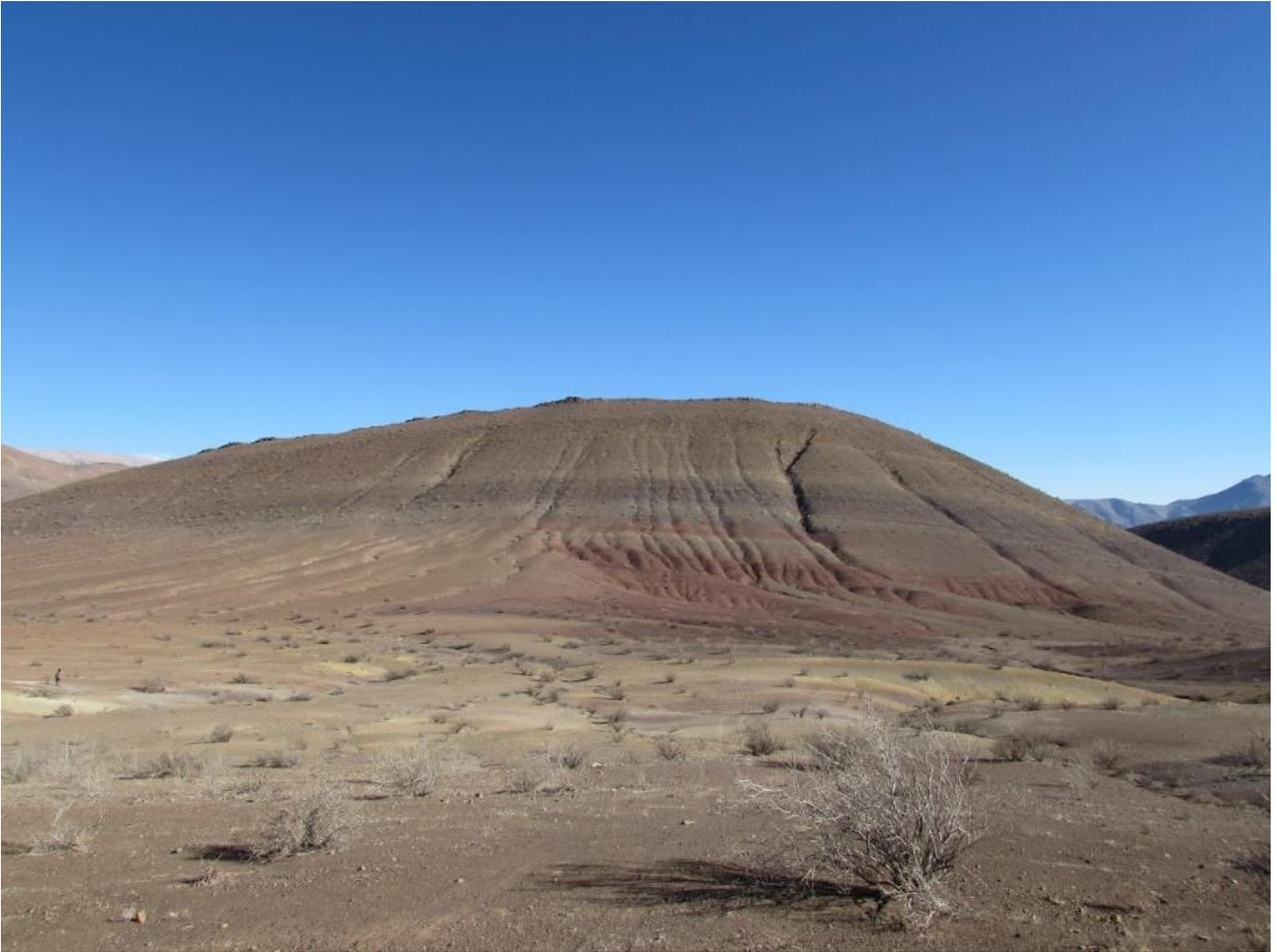
Su espesor total se estima en 196[m].



*Ilustración 24: Estratificación cruzada en artesas en la Unidad 9.*

#### *3.2.2.10 Unidad 10 (FHo-U10a, b, c, d, e, f, g, h, i, j)*

Esta unidad (Ilustración 25) se caracteriza por ser casi en su totalidad una secuencia de areniscas y areniscas conglomerádicas, aunque aparecen algunos niveles menores de conglomerados y una capa puntual de lavas porfíricas.



*Ilustración 25: Afloramientos de la Unidad 10 de la Formación Hornitos.*

Hacia la base de esta secuencia se ubica un nivel de algunos metros de calizas amarillas, a las cuales siguen areniscas conglomerádicas rojas con gradación inversa que presentan estructuras sedimentarias como grietas de secamiento (Ilustración 26). Sobre estas se ubican más niveles de areniscas de color café oscuro y de grano fino a grueso que se intercalan con areniscas conglomerádicas. Es común ver que estas areniscas presenten laminaciones paralelas y ocasionalmente lentes de areniscas finas. Las capas tienen tendencia grano-creciente.



*Ilustración 26: Areniscas con grietas de secamiento en la Unidad 10.*

En menor medida aparecen algunas capas de conglomerados polimícticos con clastos volcánicos redondeados y con esfericidad media, de color café oscuro a rojizo. Además es posible observar un nivel de algunos metros de lava porfírica de color rojizo con fenocristales de plagioclasa albitizados.

El espesor total de esta unidad se estima en 509[m].

### 3.3.3 Edad

Existen dataciones realizadas en circones con el método U-Pb en varias zonas de la Formación Hornitos, sin embargo estas aún dejan lugar a la duda dados posibles errores de mapeo que puedan confundir partes de la Formación Hornitos con la Formación Cerrillos por ejemplo. Sin embargo hay edades obtenidas en los niveles tobáceos característicos de la zona (Unidad 8) que se dataron en  $80,75 \pm 1,05$  Ma. Otras dataciones arrojan edades entre los 72-78 Ma. Además de esto el intrusivo más antiguo que intruye a la formación esta datado en 69 Ma, lo cual ubica a esta formación aproximadamente entre el Campaniano y el Daniano. Sin embargo, las observaciones realizadas en este trabajo no permiten la integración de la Formación Viñita (Unidades 1 a 8) como una secuencia estratigráfica diferenciable de la Formación Hornitos (Unidades 9 y 10) según los criterios de Peña (2013), por lo que la edad de esta última incluiría a las obtenidas

para la primera, situando finalmente a la Formación Hornitos entre el Santoniano y el Maastrichtiano.

### 3.3.4 Ambiente de deposición

Las lavas andesíticas porfíricas y tobas de ceniza a veces soldadas que aparecen a lo largo de la secuencia completa, principalmente en las unidades 1, 4, 6, 8 y en menor medida en casi todas las demás unidades, dan cuenta de un volcanismo activo y recurrente en las cercanías de la zona, con eventos explosivos esporádicos pero significativos y marcados como lo demuestra la Unidad 8, la toba de mayor espesor de la zona estudiada, que se interpreta como una ignimbrita.

Los múltiples depósitos de conglomerado, que predominan en las unidades 2,7 y 9 pero aparecen de manera continua a lo largo de toda la secuencia en todas las unidades, reúnen características asociables a abanicos aluviales. La mala selección interna, el gran tamaño de los clastos y su bajo redondeamiento en los niveles basales sugieren poco transporte desde la fuente por lo que se interpretan como facies proximales de abanico aluvial. La presencia de secciones de ortoconglomerados clasto soportados con clastos imbricados sugiere un flujo tractivo de alta energía. Las intercalaciones de ortoconglomerados con capas de areniscas son comparables a los depósitos asociados a facies medias o de cuerpo de abanico aluvial. Al ir avanzando hacia el centro del sinclinal y hacia el techo de la secuencia, las capas grano-crecientes se hacen cada vez más delgadas, dando paso a clastos progresivamente más pequeños y redondeados, con un sostenido aumento en la frecuencia de capas de areniscas y lentes de grano fino, lo cual es consistente con facies más distales a la fuente. Además, hacia la parte superior de la Unidad 7 se observan estructuras sedimentarias reotrópicas interpretadas como calcos de carga y almohadillas de carga, en conjunto con estructuras de régimen bajo como ondulitas y laminaciones paralelas en capas de areniscas con menores fangolitas. Estas estructuras se interpretan como el reflejo de un ambiente más calmo y sub-acuático somero asociable a llanuras de inundación. Los lentes de arenas finas a medias, de geometría cóncava en la base y techo plano, se interpretan como paleocanales propios de los abanicos aluviales, que consistentemente se hacen más frecuentes en las zonas más distales. La presencia de pequeñas secuencias de areniscas con gradación inversa y ocasional estratificación cruzada en artesas representan facies de menor energía ubicadas más lejos de la fuente, lo cual también es consistente con el aumento en su frecuencia hacia el techo de la secuencia y hacia el centro del sinclinal.

En el límite entre la Unidad 9 y la Unidad 10 se ubica una capa no muy potente de calizas que denota un cambio importante en el estilo deposicional de la zona, pasando de un ambiente más enérgico a un ambiente más calmo, de muy baja energía y mínimo aporte clástico. Sin embargo esta capa tiene una extensión limitada a una pequeña porción de la cuenca del sinclinal.

Los estratos que se observan hacia el techo de la secuencia corresponden principalmente a areniscas y areniscas conglomerádicas con algunas capas menores de conglomerados que se interpretan como una mezcla entre depósitos distales o de pie de abanico aluvial con depósitos de cauces fluviales. La dimensión de los paleocanales junto con el tamaño de los clastos y la presencia de estratificación cruzada en artesas y laminaciones paralelas menores sugieren un ambiente fluvial a aluvial de régimen bajo y de menor energía. El buen redondeamiento de los clastos indica un mayor transporte desde la

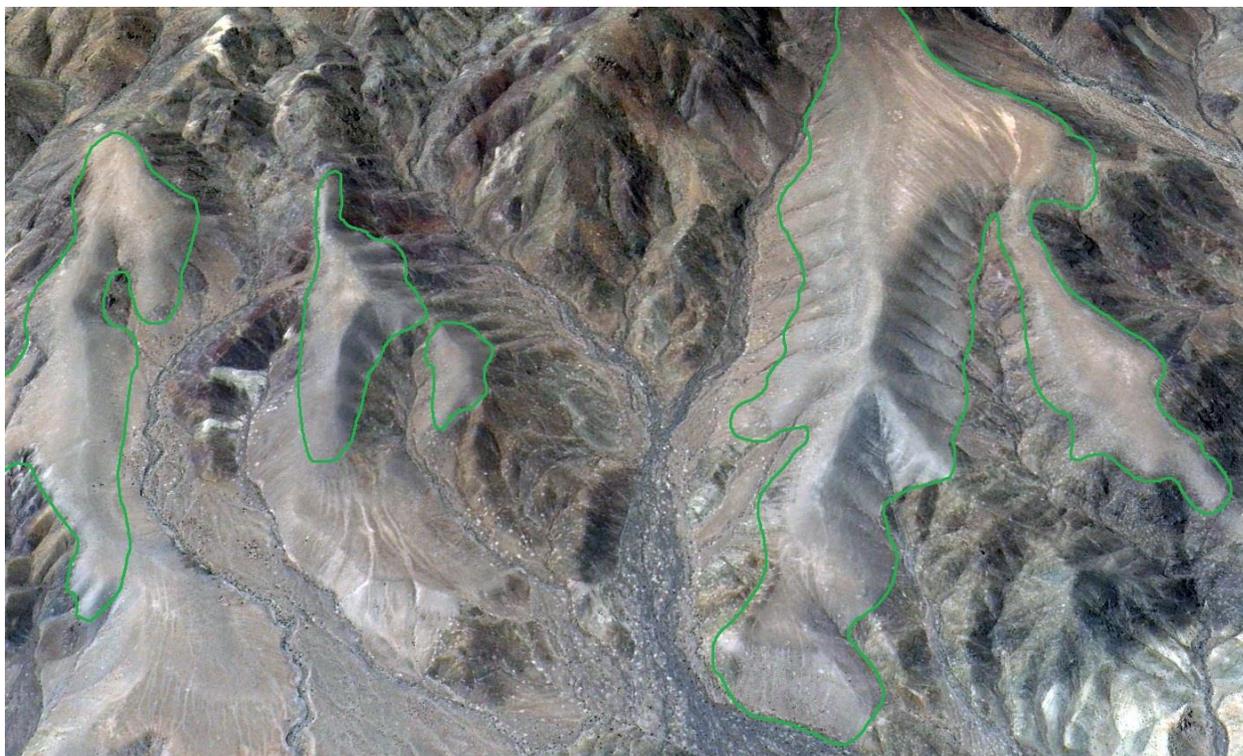
fuente. Las grietas de desecación encontradas en algunas capas de areniscas de la Unidad 10 reflejan el paso de ambientes húmedos a secos y se atribuyen a llanuras de inundación de los cauces fluviales antes mencionados.

Finalmente, el carácter rojizo de muchas de las capas de conglomerados y areniscas demuestra un ambiente en general oxidante y sub-aéreo para toda la secuencia, cuyos depósitos son en su totalidad correspondientes a un ambiente continental.

### 3.4 Unidad de gravas (Gr)

#### 3.4.1 Definición y relaciones estratigráficas

Se denomina así a una serie de depósitos de gravas y ripios mal a medianamente consolidados (Ilustración 27) que podrían asociarse a las Gravas de Atacama, definidas originalmente por Willis (1929) que se extienden a lo largo de la zona sur del desierto de Atacama (Mortimer, 1973). Dentro de la zona de estudio las gravas afloran principalmente en la franja oeste, presentándose puntualmente también en la zona centro y centro sur, con menor extensión areal. Se encuentra cubriendo a las formaciones Pabellón, Cerrillos y Hornitos en discordancia erosiva y alcanza potencias de hasta 60-100[m].



*Ilustración 27: Imagen satelital mostrando depósitos de las Gravas de Atacama delimitadas en verde.*

#### 3.4.2 Litología

La unidad se compone esencialmente de gravas y ripios en su mayoría no consolidados o pobremente consolidados, clasto-soportadas, con selección mala a moderada. Los clastos

que las componen son heterogéneos, presentando principalmente fragmentos de rocas volcánicas extrusivas, intrusivas y clastos calcáreos.

### 3.4.3 Edad

Hasta la fecha no se han realizado estudios geocronológicos directamente en la zona de estudio, sin embargo se han realizados dataciones K-Ar en niveles de cenizas intercalados en depósitos de características similares correspondientes a las Gravas de Atacama, ubicados en la Carta Inca de Oro (Matthews *et al.*, 2006) y Carta Carrera Pinto (Iriarte *et al.*, 1996), entregando edades que varían entre los 12 y 15 Ma (Clark *et al.*, 1997; Cornejo *et al.*, 1993; Matthews *et al.*, 2006), ubicando a estos depósitos aproximadamente en el Mioceno medio.

### 3.4.4 Ambiente de deposición

Estos depósitos se interpretan como un conjunto resultante de acción fluvial, aluvial y coluvial en redes hidrográficas antiguas, gatillados por el alzamiento del Altiplano asociado a procesos compresivos en el Oligoceno-Mioceno (Aguilar *et al.*, 2013) y se consideran como indicios del inicio del clima semi-árido en la región de Atacama (Nalpas *et al.*, 2008)

## 3.5 Depósitos aluviales y coluviales(Al y Fl/Co)

Depósitos conformados principalmente por gravas y arenas poco consolidados y mal seleccionados, ubicados en pendientes mayores y rellenando quebradas. Los clastos que los componen son polimícticos y angulosos y están inmersos en una matriz de arena fina a gruesa. Los clastos provienen de una fuente local y reflejan escaso transporte desde esta.

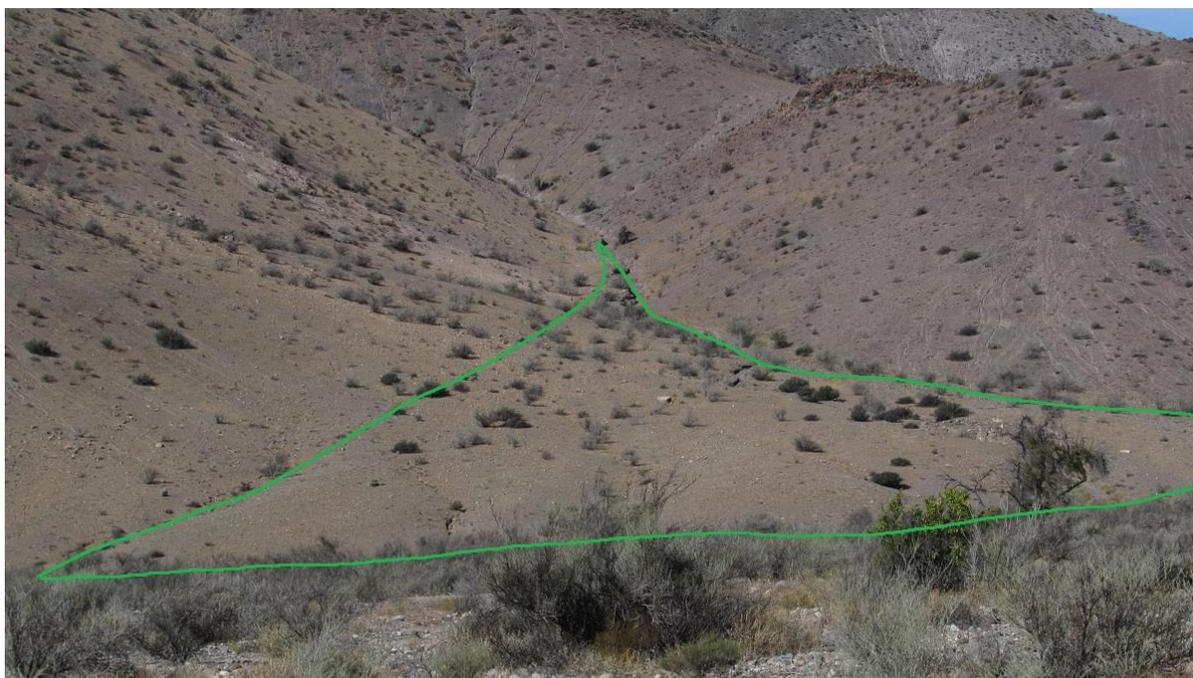
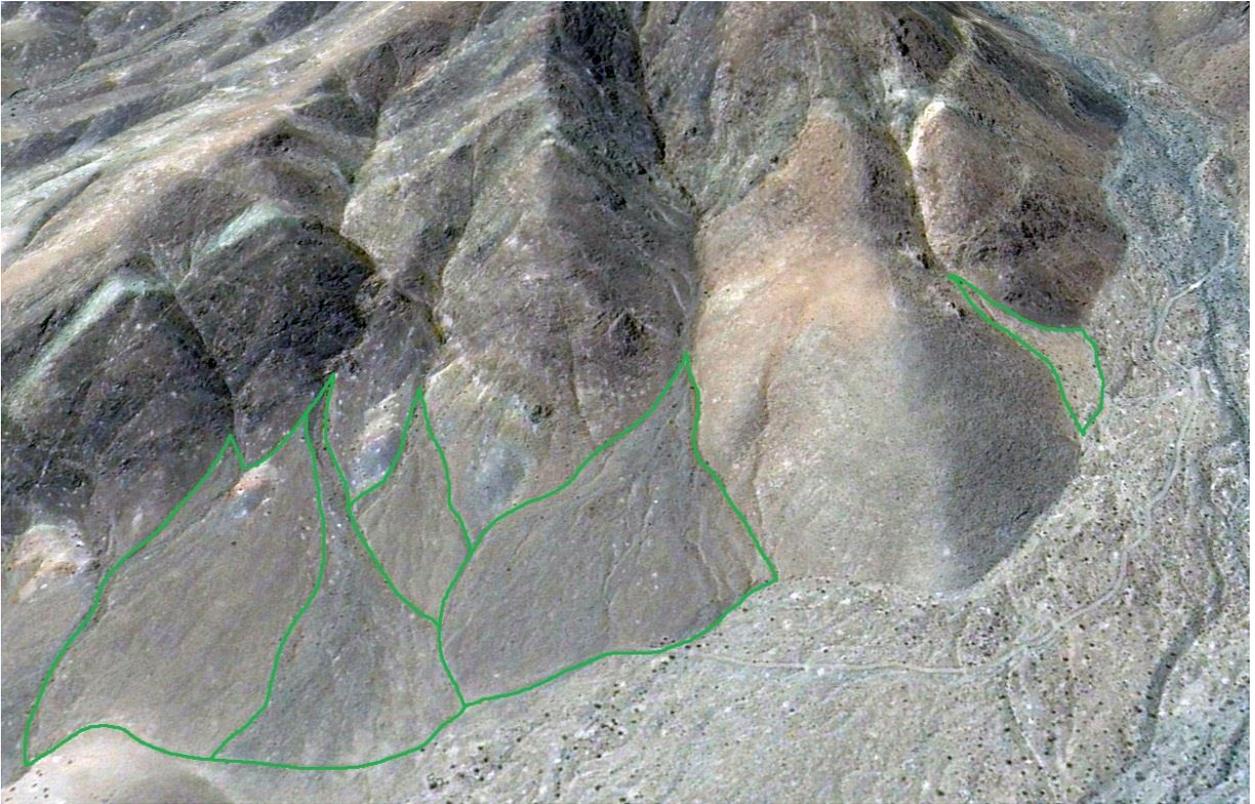


Ilustración 28: Depósito de cono aluvial.



*Ilustración 29: Imagen satelital mostrando múltiples generaciones de depósitos aluviales.*

### 3.6 Depósitos Fluviales (Fl/Co)

Estos depósitos se caracterizan por arenas y gravas bien seleccionadas asociadas directamente a antiguos cursos fluviales y procesos de escorrentía, ubicados en las principales quebradas de la zona. Los depósitos presentan clastos polimícticos de tamaño milimétrico a decimétrico, bien redondeados y con buena esfericidad, provenientes de fuentes relativamente cercanas y se presentan con escasa consolidación. Los depósitos se disponen por lo general de manera estratificada y ocasionalmente presentan clastos imbricados que evidencian cursos de mayor energía. A lo largo de toda la zona de estudio es posible reconocer morfologías típicas de sistemas fluviales como terrazas y barras longitudinales, de punta y otras.

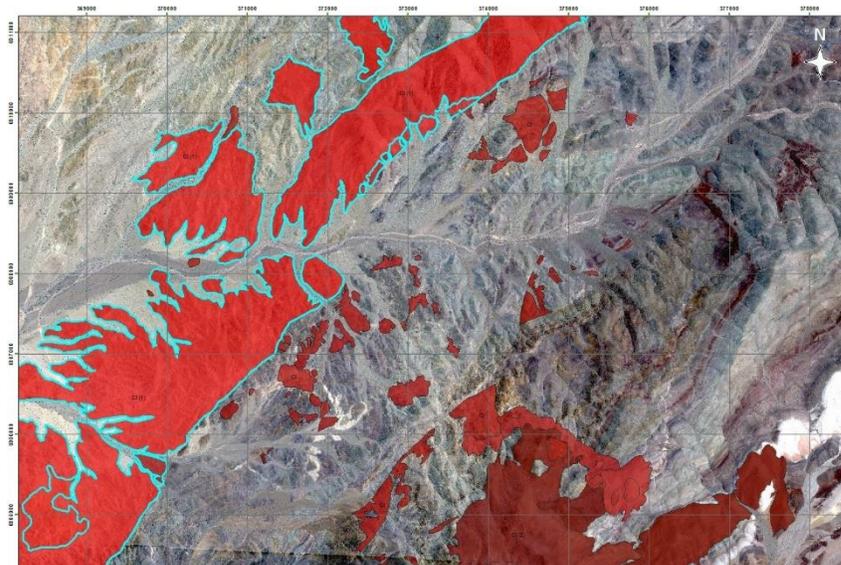


*Ilustración 30: Depósitos fluviales de pequeña escala con presencia de barras.*

### 3.7 Cuerpos intrusivos (Ci)

Dentro de la zona estudiada es posible reconocer múltiples cuerpos intrusivos de diversos tamaños, de los cuales al menos cinco pudieron ser descritos, pero dado el carácter de grano fino de algunos se requieren análisis microscópicos posteriores para su más correcta identificación. Para complementar esta información se utilizaron datos y descripciones obtenidas en los trabajos de Arévalo (2005b) y Peña (2013). Estos intrusivos fueron separados según su litología, ubicación y disposición espacial.

#### 3.4.1 Intrusivo 1 (Ci(1))



*Ilustración 31: Ubicación del Intrusivo 1 en la zona de estudio.*

Este cuerpo intrusivo (Ilustración 31) corresponde al más extenso observable en la zona de estudio, y se ubica en la esquina noroeste del área, en contacto directo al noroeste de la falla Elisa de Bordos e intruyendo a la Formación Cerrillos y a la Formación Pabellón. Tiene una orientación general nor-noreste, al igual que la estructura principal. Es posible observar un engrosamiento del cuerpo hacia el oeste, además de múltiples diques y sills de dirección aproximada norte-sur que intruyen a los estratos de la Formación Cerrillos. La extensión areal aproximada de este cuerpo en la zona de estudio es de 13-14 [km<sup>2</sup>], sin embargo este se extiende aún más hacia el oeste, fuera de la zona de estudio.



*Ilustración 32: Afloramientos del Intrusivo 1 en las cercanías de la falla Elisa de Bordos.*

#### *3.4.1.1 Litología*

Este intrusivo corresponde a una diorita de anfíbola, con fenocristales de anfíbola ehedrales a subhedrales que alcanzan hasta 5[cm] y fenocristales de plagioclasa ehedrales que ocasionalmente alcanzan 3-5[mm], inmersos en una masa fundamental afanítica de color verdoso en las caras frescas y color amarillo anaranjado en caras expuestas a la meteorización (Ilustración 32). En ocasiones presenta alteración propilítica.



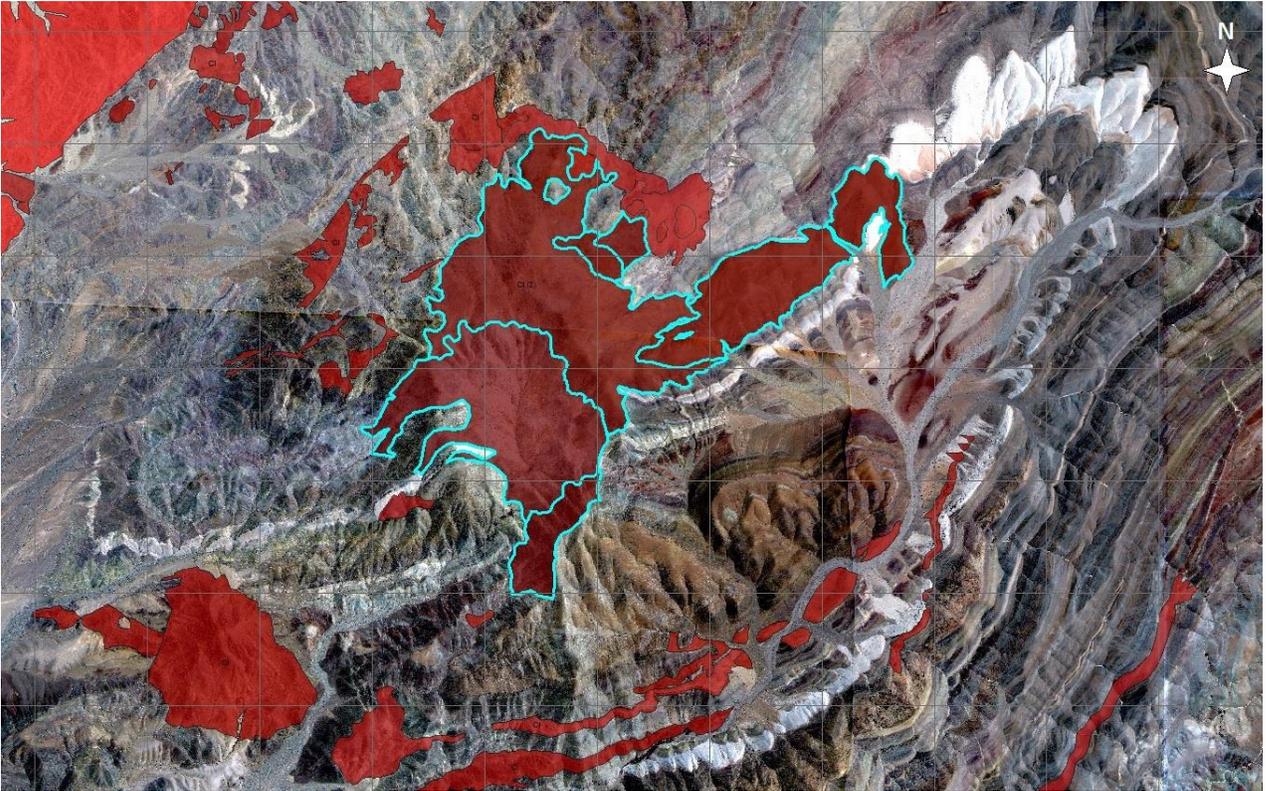
*Ilustración 33: Muestra de mano correspondiente al Intrusivo 1.*

#### 3.4.1.2 Edad

Este cuerpo intrusivo fue datado para la Carta Los Loros, obteniéndose una edad de  $86,5 \pm 0,8$  Ma mediante una datación por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en anfíbola (Arévalo, 2005b), además de otra datación obtenida mediante K-Ar también en anfíbola que arroja una edad de  $83 \pm 6$  Ma, ubicando a este intrusivo en el Cretácico Superior, entre el Coniaciano y el Campaniano aproximadamente.

#### 3.4.2 Intrusivo 2 (Ci(2))

Este cuerpo intrusivo se ubica en la zona central del área de estudio, intruyendo a la Formación Hornitos, emplazándose entre el pliegue sinclinal y el pliegue anticlinal (Ilustración 34). Tiene una extensión en planta de aproximadamente 4-5 [km<sup>2</sup>]. A simple vista este intrusivo no parece orientarse de manera particular, sin embargo, como se analizará más adelante, algunas evidencias sugieren un emplazamiento preferencial casi norte-sur. Además de esto, parte del intrusivo se emplaza en forma de sill con orientación noreste, acorde a la estratificación de la Formación Hornitos en esta zona.



*Ilustración 34: Ubicación del Intrusivo 2 en la zona de estudio.*

#### *3.4.2.1 Litología*

Este intrusivo de carácter hipabisal es afanítico, de color amarillo anaranjado en las caras expuestas y color gris oscuro en caras frescas, presenta ocasionalmente cloritización.

Dado el carácter afanítico no es posible reconocer los cristales en muestra de mano y se requiere observación al microscopio óptico para su correcta clasificación. Sin embargo, en trabajos anteriores realizados por Arévalo (2005b) se caracterizó este intrusivo como una serie de microdioritas y pórfidos andesíticos de clinopiroxeno y olivino con ocasionales biotitas y anfíbolos.

#### *3.4.2.2 Edad*

Existen dataciones realizadas que ubican a este intrusivo en el Cretácico Superior (Arévalo, 2005b). Se han realizado dataciones por medio de K-Ar en hornblendas, plagioclasas y biotitas que han arrojado edades de  $79,5 \pm 6,6$  Ma,  $78 \pm 5$  Ma y  $68 \pm 2$  Ma respectivamente. Otras dataciones realizadas en roca total y biotitas arrojan edades de  $66 \pm 2$  Ma y  $61 \pm 2$  Ma, sin embargo algunas de estas podrían no ser representativas debido a un posible rejuvenecimiento causado por intrusiones paleocenas proximales.

### 3.4.3 Intrusivo 3 (Ci(3))

Este cuerpo intrusivo se encuentra en el extremo sur de la zona, cortando las unidades 3 a 7 y se extiende más allá de la zona estudiada hacia el sur (Ilustración 35). Su exposición areal en la zona es de aproximadamente 5-6 [km<sup>2</sup>].

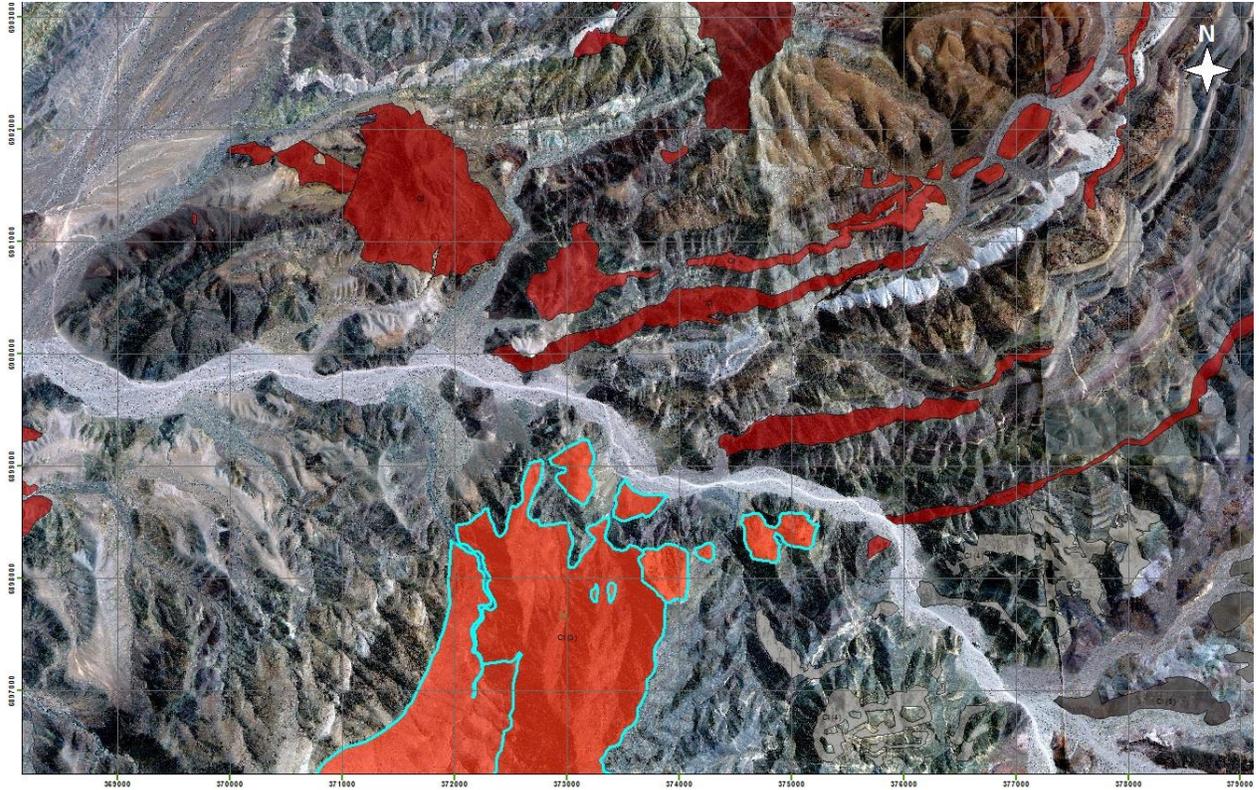


Ilustración 35: Ubicación del Intrusivo 3 en la zona de estudio.

#### 3.4.3.1 Litología

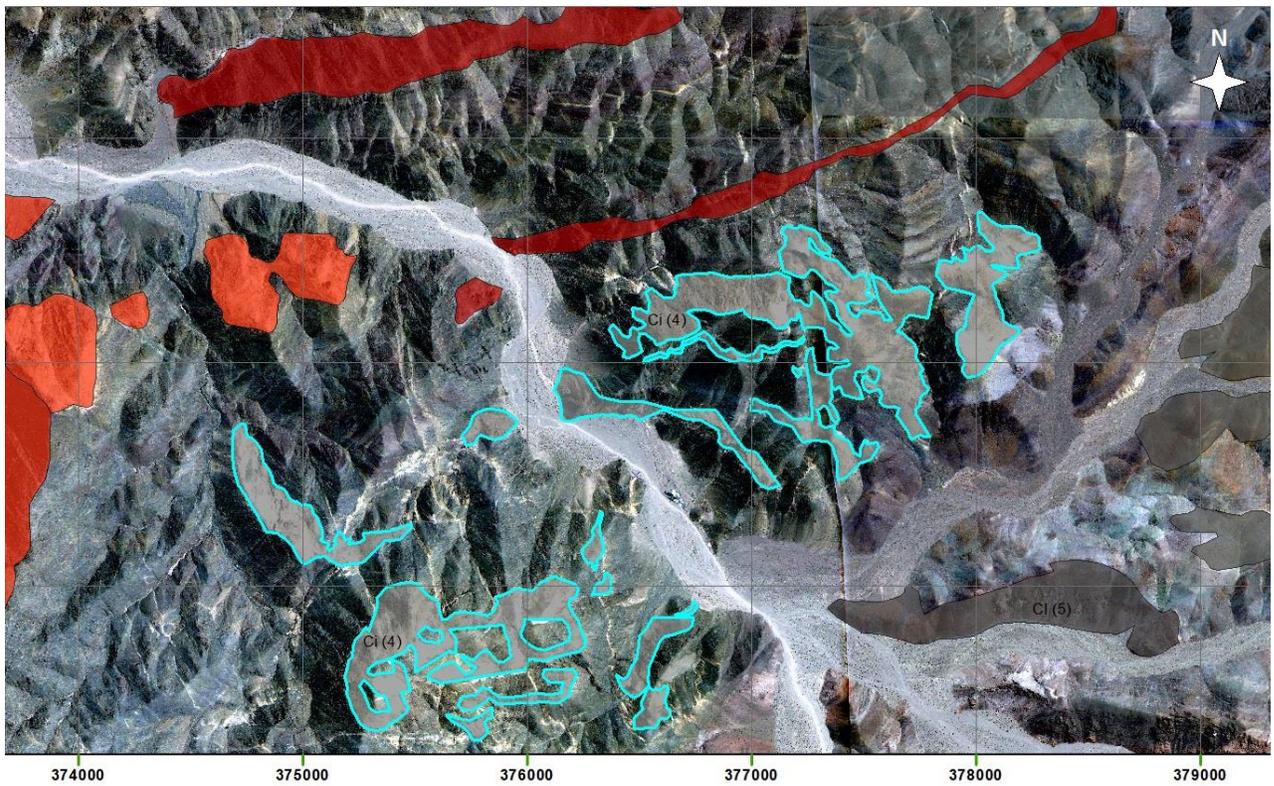
Este intrusivo se describió como una diorita de anfíbola con fenocristales de anfíbola y plagioclasa de hasta 3[mm] inmersos en una masa fundamental afanítica de color verdoso que presenta ocasional cloritización.

#### 3.4.3.2 Edad

Hasta la fecha no se han realizado dataciones para este cuerpo intrusivo por lo cual se desconoce su edad en detalle. Sin embargo, dadas las relaciones de corte observadas es posible deducir que es al menos más joven que la Formación Hornitos, cuyo nivel ignimbrítico característico esta datado en  $80,75 \pm 1,05$  Ma (Unidad 8).

### 3.4.4 Intrusivo 4 (Ci(4))

Este cuerpo intrusivo se ubica directamente al este del Intrusivo 3, emplazado mayormente dentro de la Unidad 2 de manera dispersa con un claro control estructural entre fallas de escala menor (Ilustración 36).



*Ilustración 36: Ubicación del Intrusivo 4 en la zona de estudio.*

#### 3.4.4.1 Litología

Este cuerpo se clasificó como una granodiorita de anfíbola fanerítica de color blanquecino con fenocristales de anfíbola y plagioclasa (Ilustración 37).



*Ilustración 37: Bloque con cara fresca correspondiente al Intrusivo 4.*

#### 3.4.4.2 Edad

Hasta la fecha no se han realizado dataciones para este cuerpo intrusivo, sin embargo dada su orientación y locación podría tener una edad similar a la del “Intrusivo 3”.

#### 3.4.6 Intrusivo 5 (Ci(5))

Este cuerpo intrusivo se ubica en el extremo sur-sureste de la zona de estudio, al este de los intrusivos 3 y 4, muy cercano al intrusivo 4, sin embargo su litología es distinta. De manera algo dispersa pero con una aparente alineación con los estratos de la Formación Hornitos, a los cuales intruye (Ilustración 38).

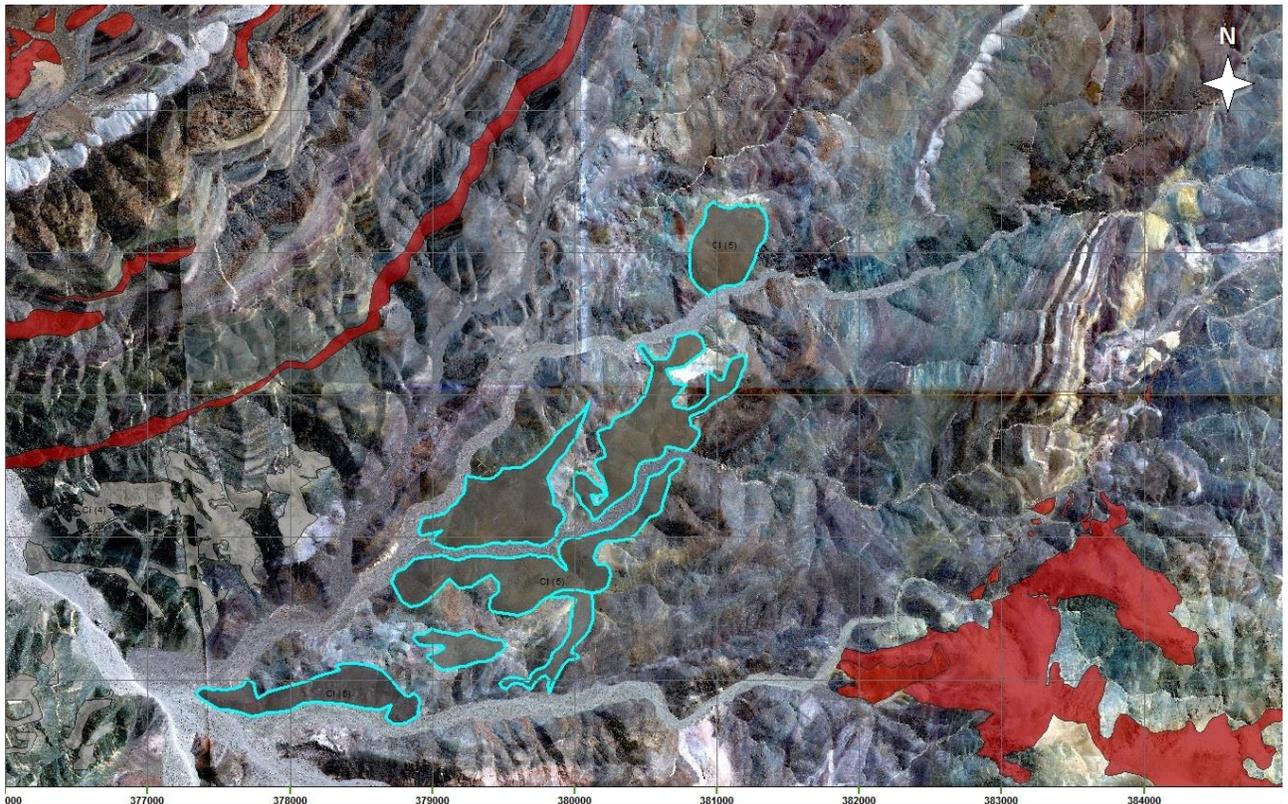


Ilustración 38: Ubicación del Intrusivo 5 en la zona de estudio.

### 3.4.6.1 Litología



*Ilustración 39: Afloramiento del Intrusivo 5.*

Este cuerpo intrusivo (Ilustración 39) corresponde a un pórfido dacítico de color rojizo, hipabisal de textura porfírica, con presencia de fenocristales de plagioclasa de hasta 2[mm] y amígdalas rellenas con cuarzo y calcita (Ilustración 40).



*Ilustración 40: Muestra de mano correspondiente al Intrusivo 5.*

### 3.4.6.2 Edad

Este cuerpo intrusivo fue datado para la hoja de Yerbas Buenas-Tres Morros mediante U-Pb en circones, obteniéndose una edad de  $67,8 \pm 1,4$  Ma.

## 4. Geología Estructural

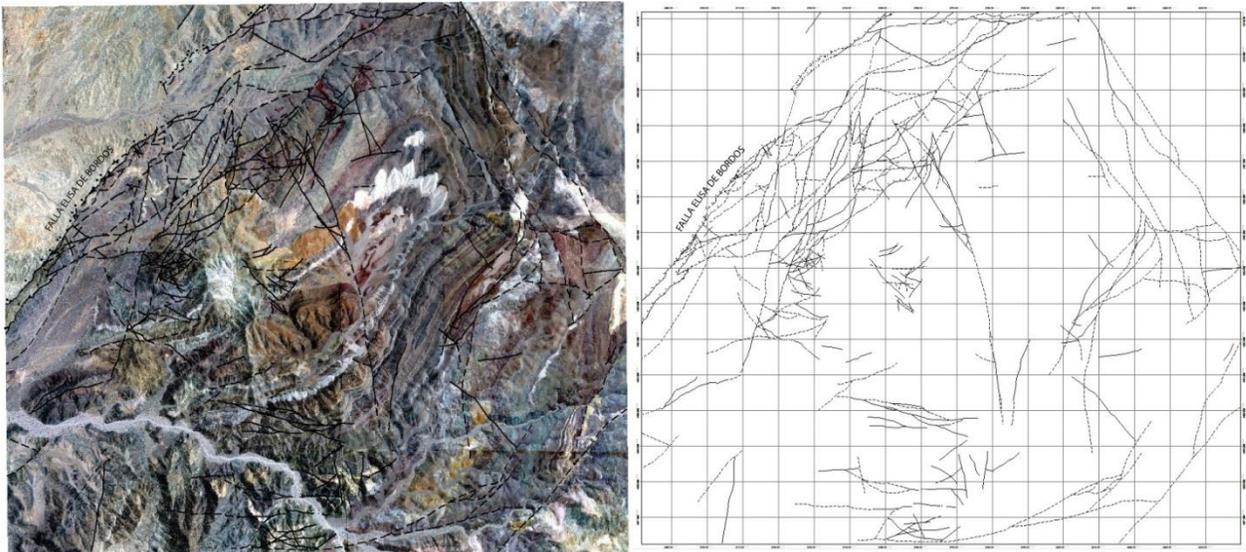
Este capítulo comprende los datos y observaciones estructurales obtenidos tanto en la campaña de terreno como a través de la imagen satelital. Todas las imágenes con vista en planta utilizadas en este capítulo se encuentran orientadas con el norte hacia arriba.

### 4.1 Geometría y orientación de estructuras

En la zona de estudio se pueden identificar gran cantidad de estructuras, ya sean fallas de diversos tipos, lineamientos y pliegues, que al ser observadas en planta reflejan geometrías bastante características e interesantes, que contribuirán de manera importante al entendimiento del desarrollo de la Formación Hornitos desde sus inicios hasta lo que se observa en la actualidad.

#### 4.1.1 Fallas

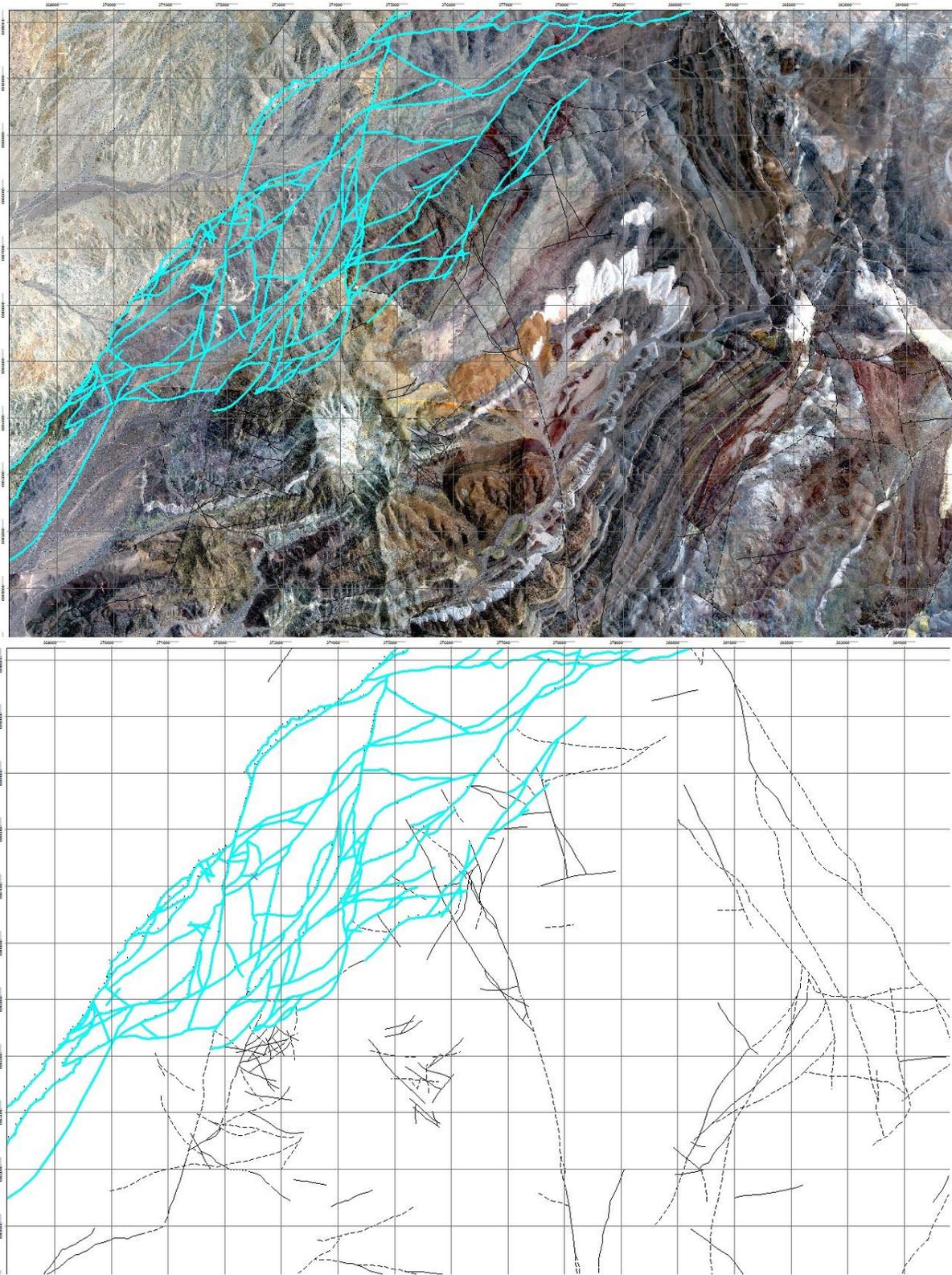
Prácticamente la totalidad de las estructuras observadas en la zona de estudio se ubican al sur-este de la falla Elisa de Bordos (Ilustración 41), constituyendo esta no solo un límite de contacto entre la Formación Hornitos y las formaciones más antiguas, pero también un límite estructural que separa dos zonas que reflejan distintos estilos deformativos.



*Ilustración 41: Imagen en planta que muestra todas las fallas mapeadas en la zona de estudio.*

El mapeo estructural de la zona llevó a la identificación de múltiples fallas que pueden agruparse al menos en parte por su similitud y relación espacial y de orientación.

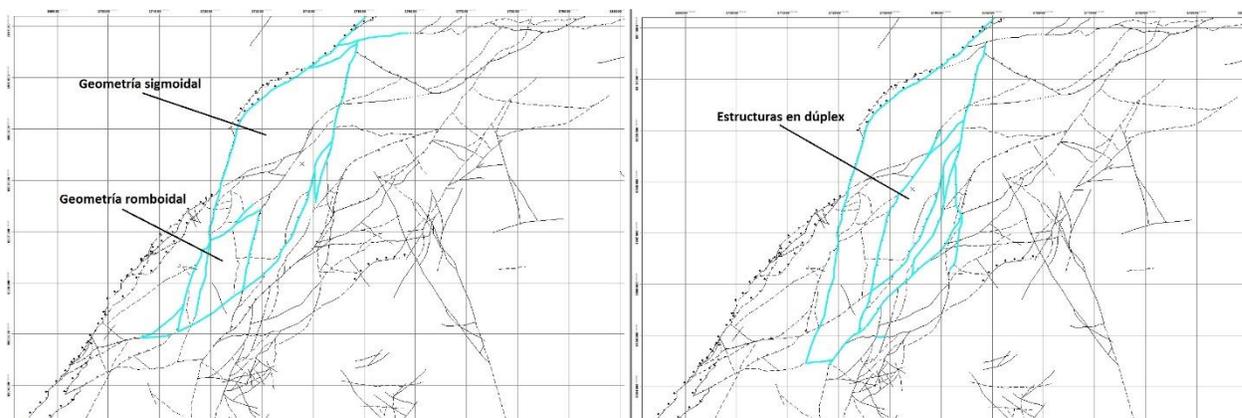
La zona que se ubica justo al sureste de la falla Elisa de Bordos, acotada principalmente al cuadrante noroeste de la zona de estudio, se compone por una serie de fallas con orientación suroeste-noreste de carácter inverso, transformantes con rumbo sinistral o la combinación de ambas, fallas inversas con una componente de desplazamiento sinistral (Ilustración 42).



*Ilustración 42: Sistema de fallas de rumbo sinistral con componente inversa registrado en la zona de estudio.*

Estas fallas se encuentran entrelazadas entre ellas en una compleja red, generando geometrías sigmoidales a romboédricas compuestas por fallas paralelas dispuestas en dúplex (Ilustración 43), que son a su vez cortadas por más fallas de orientación similar

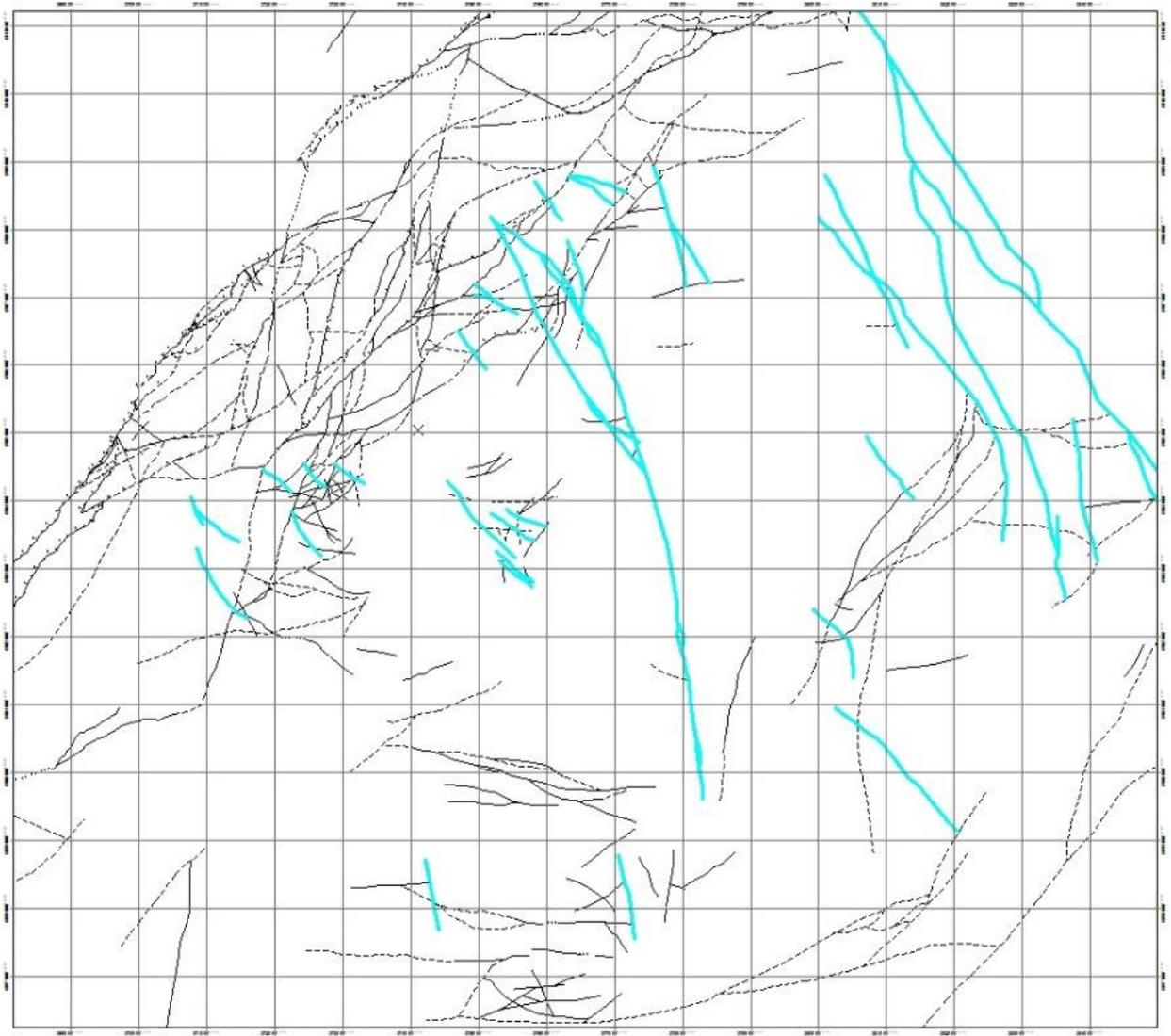
entre ellas. Algunas de estas fallas tienen una gran extensión (ajustándose al tamaño de la zona), alcanzando una decena de kilómetros, mientras otras son de mucha menor escala y parecen conectar unas con otras, representando probables acomodos. Por lo general las fallas poseen una cierta curvatura, que hace variar su rumbo en varios grados, encontrándose fallas este-oeste y fallas prácticamente norte-sur. No obstante, la tendencia general es a una orientación similar a la falla Elisa de Bordos. Esta geometría calza muy bien con los modelos asociados a sistemas de rumbo, en este caso en particular aparentemente transpresivos, generando una geometría conocida como flor positiva.



*Ilustración 43: Duplex de rumbo formando geometrías sigmoidales y romboidales.*

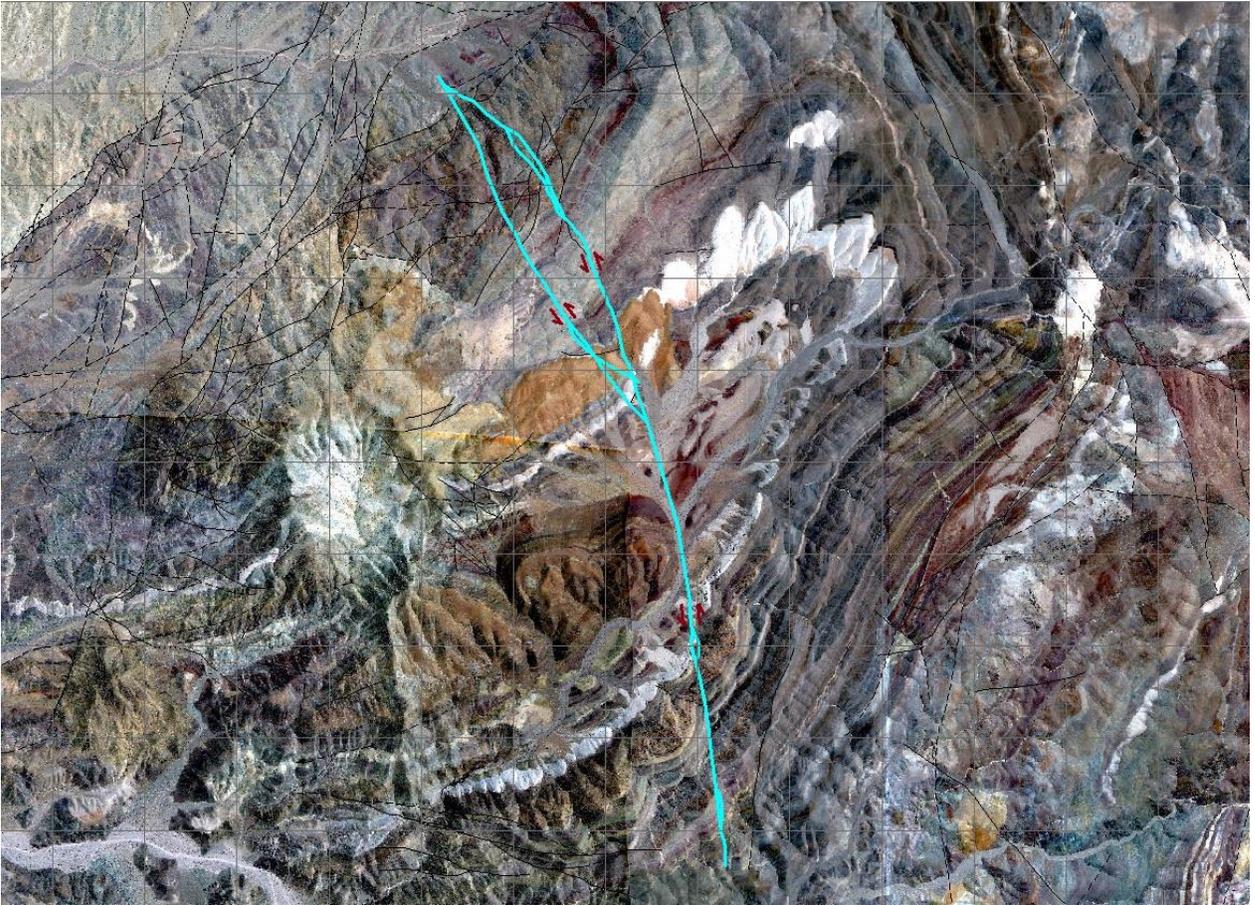
Este complejo sistema de fallas genera un relieve topográfico positivo mediante fallas inversas de vergencia opuesta entre las cuales se provoca un alzamiento denominado “pop-up”. Este relieve positivo es una de las principales características dentro del ancho que ocupa la franja fallada, acentuándose hacia el centro de esta y decreciendo hacia sus extremos, formando así un plegamiento de tipo anticlinal suavizado a lo largo de la zona de fallas.

El segundo grupo de estructuras que es posible observar dentro de la zona se encuentra principalmente en el cuadrante noreste del área y se compone por una serie de estructuras de orientación nor-noroeste sub-paralelas entre ellas (Ilustración 44). Algunas de estas muestran evidencias de desplazamiento sinistral.



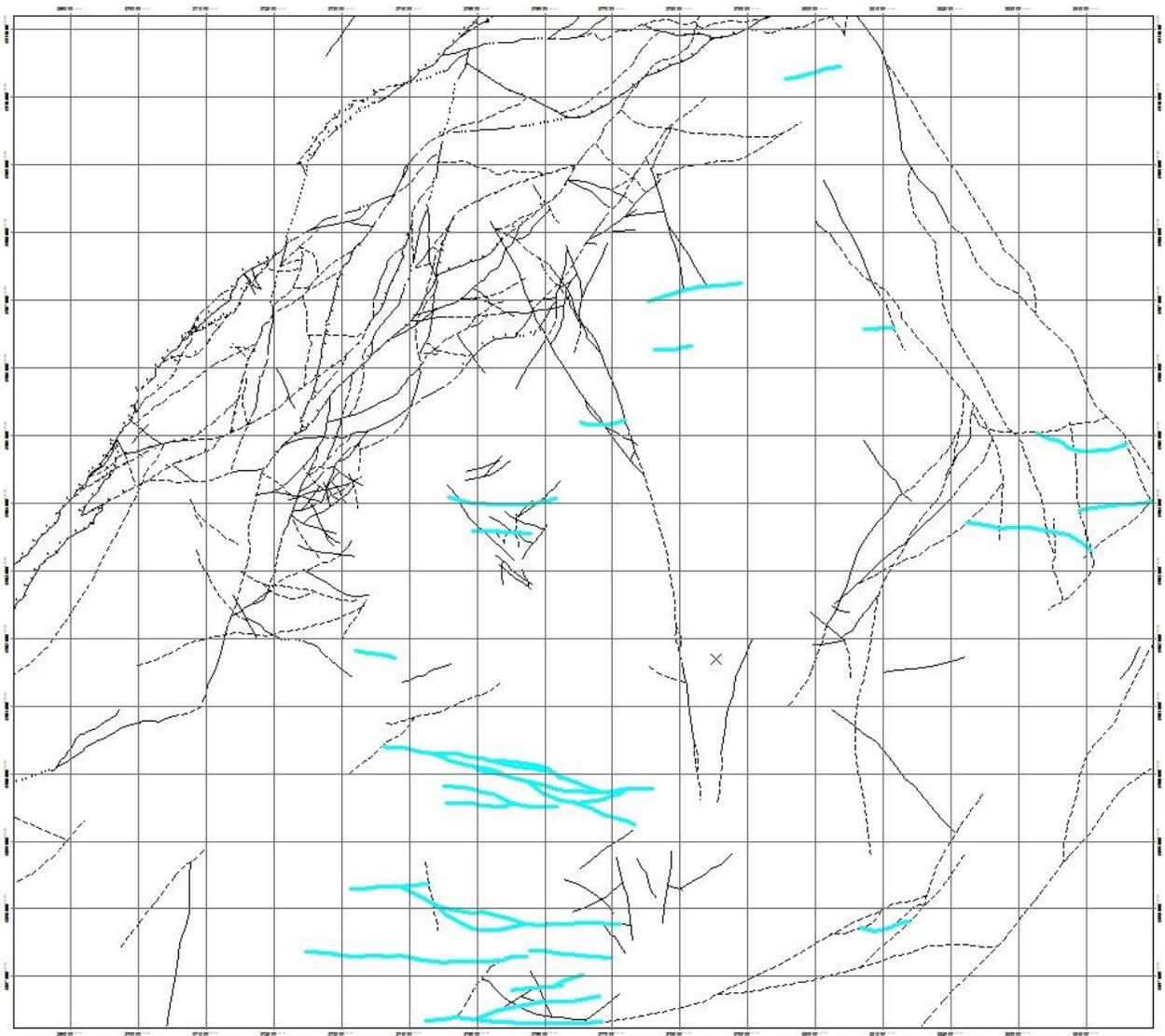
*Ilustración 44: Fallas de rumbo sinistral de mayor escala con rumbo aproximado N-S.*

Este set de fallas parece responder a un régimen de rumbo sinistral, lo cual queda en evidencia a través de una de las fallas más notorias de la zona (Ilustración 45). La escala, frecuencia y el distanciamiento entre estructuras de este grupo sugiere que se trata de estructuras que responden a un régimen un poco menos local que el anterior. Además, estas estructuras cortan la secuencia completa de la Formación Hornitos, incluyendo a los intrusivos que se emplazan en la zona central del área, que también cortan la formación completa, lo cual evidencia un evento posterior a la deposición y deformación de la secuencia y por ende más joven.



*Ilustración 45: Imagen satelital ilustrando una de las fallas de rumbo sinistral mayores en la zona.*

En tercer lugar se ubica una serie de fallas de orientación aproximada este-oeste que se observan principalmente en el sector sur de la zona de estudio (Ilustración 46) y corresponden a fallas con aparente rumbo sinistral, con un desplazamiento menor comparativamente a los grupos anteriores. Sin embargo, dada la disposición de los estratos en esta zona (alto ángulo) y la falta de información respecto a la temporalidad, estas fallas podrían perfectamente estar mostrando movimientos de carácter inverso o normal ocurridas en un momento previo al plegamiento de la secuencia. Estas estructuras cortan parte importante de la secuencia y tienen un rumbo diferente a los grupos anteriores, sin embargo al ubicarse en una zona más externa y muy cercana a la segunda flexura mayor del eje principal del pliegue que caracteriza a la secuencia de Hornitos, no es posible asociarlas a algún evento aparte y podrían ser previas al plegamiento o responder a esfuerzos diferenciales derivados del régimen transpresivo descrito para el primer grupo de estructuras.

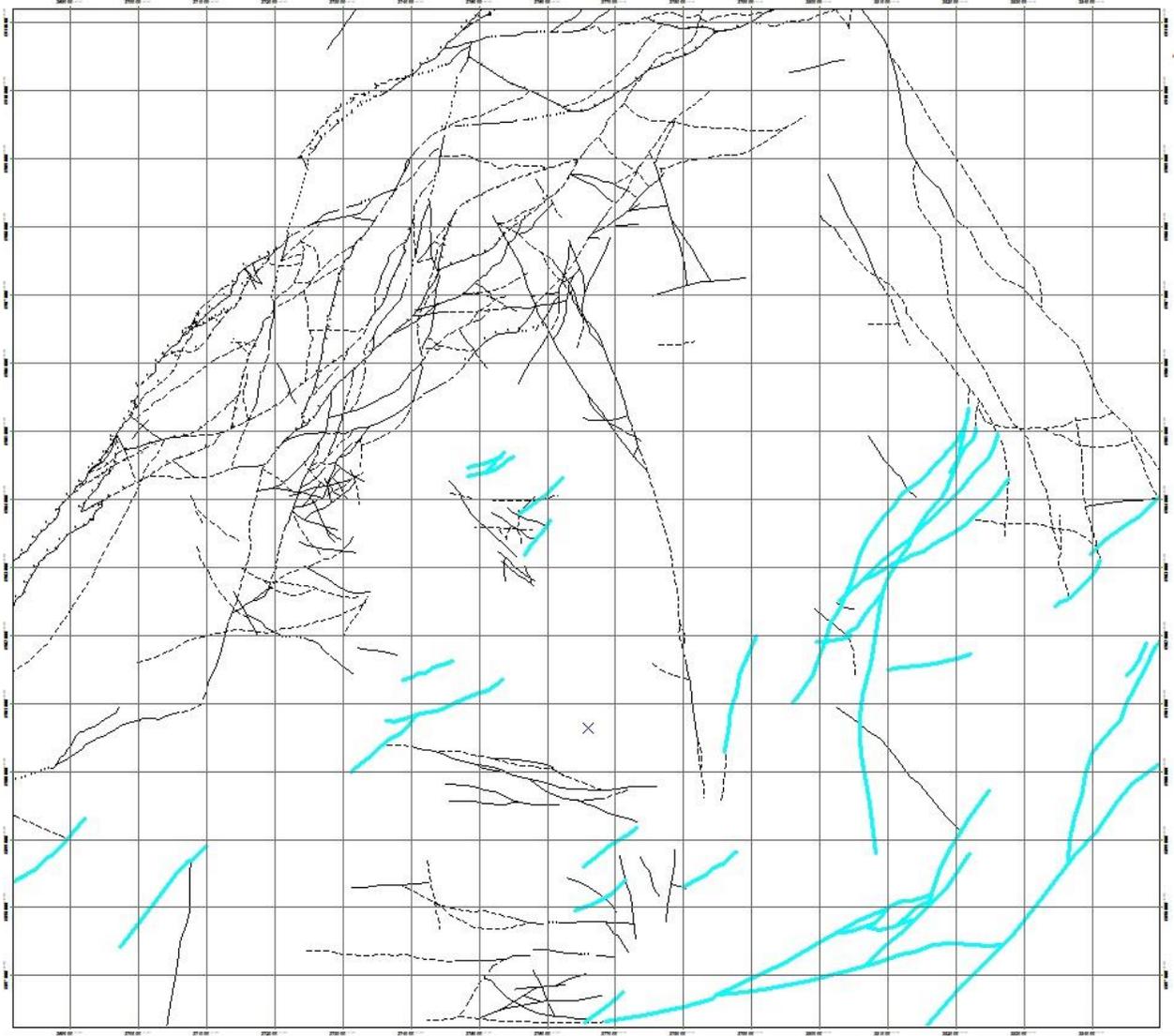


*Ilustración 46: Fallas que presentan un rumbo aproximado E-O, presentes en mayor medida en la zona sur del área estudiada.*

El siguiente grupo de fallas se observa predominantemente en el sector este-sureste de la zona de estudio (Ilustración 47) y se compone de fallas inversas, de rumbo y mixtas con aparente desplazamiento sinistral y generación de geometrías “pop-up” en zonas puntuales. Su orientación es prácticamente idéntica a la del primer grupo de fallas descrito en este capítulo. La similitud de las fallas ubicadas en la mitad este de la zona con las del primer grupo, tanto en el tipo de desplazamiento como en la orientación, junto con la distancia a la que se ubican del mismo, sugiere que se podrían haber generado bajo el mismo contexto, sin pertenecer al centro mismo donde se ubica la mayor densidad de fallas, reflejando posiblemente un carácter más regional del desplazamiento de rumbo sinistral observado en la zona.

Algunas de las fallas que siguen esta orientación son de menor escala y se ubican en la mitad oeste de la zona de estudio, las cuales coincidentemente se desarrollan a lo largo de la estratificación de la secuencia y no muestran las mismas características que las que se ubican en la mitad este. Estas fallas podrían estar asociadas a procesos de “flexural

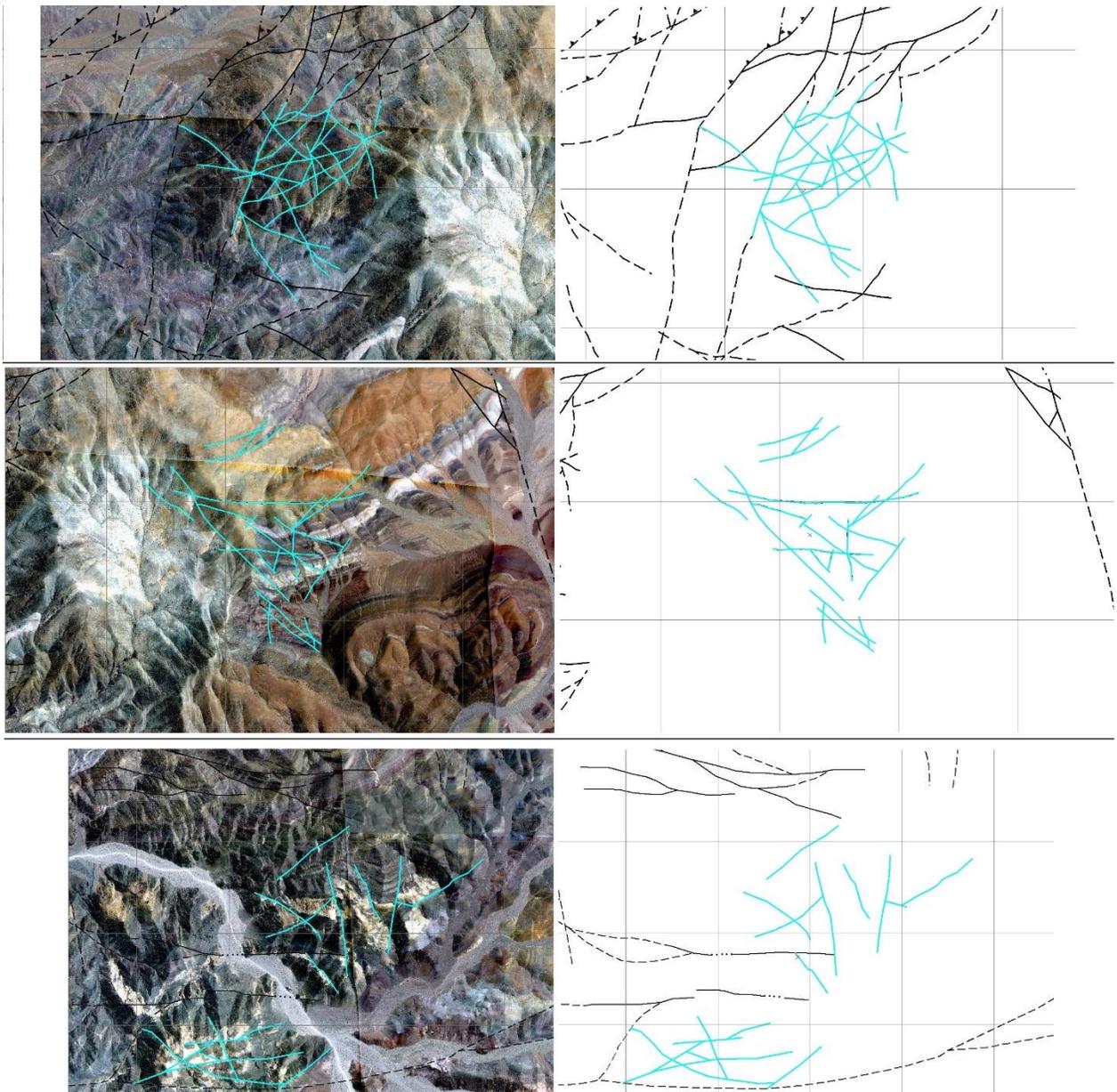
slip” entre capas producidas durante el plegamiento de la secuencia de Hornitos, más específicamente durante el desarrollo del sinclinal.



*Ilustración 47: Sistema de fallas de orientación N-E ubicadas en el sector S-E de la zona de estudio.*

Finalmente es posible observar pequeños cúmulos de fallas en todas direcciones en zonas muy acotadas y específicas, de escala hectométrica y poca relevancia en cuanto a la estructura global de la zona. Estos cúmulos podrían corresponder a zonas de particular debilidad causadas por estrés diferencial en determinados lugares, dada una conjunción de esfuerzos provocados por factores ligados al régimen tectónico transpresivo y a la presencia de cuerpos magmáticos generando presión en las cercanías o directamente bajo estos.

En la Ilustración 48 se muestran los tres cúmulos que se identificaron en la zona de estudio, ubicados en las zonas centro-oeste, centro y extremo sur, respectivamente. Estos enjambres de fallas tienen extensiones areales menores, no más de 1-2[ $\text{km}^2$ ] y se encuentran o bien en el lugar de emplazamiento de un cuerpo intrusivo (caso sur) o muy cercanos a uno, lo cual sugiere una participación directa de estos en la generación de estas zonas de falla.



*Ilustración 48: Cúmulo de fallas en todas direcciones en zonas localizadas.*

#### 4.1.2 Pliegues

Dentro de la zona de estudio se observan dos pliegues de relevancia mayor, que constituyen características de primer orden en la zona. Ambos se ubican al sureste de la falla Elisa de Bordos, correspondientes a un anticlinal de curvatura relativamente suave seguido de un sinclinal más pronunciado cuyo limbo sureste alcanza altos ángulos de inclinación.

El pliegue anticlinal se ubica directamente en contacto con la falla Elisa de Bordos, sobre la zona más intensamente fallada descrita al principio del punto anterior y se compone de un limbo de bajo ángulo en la dirección de la falla principal de la zona y otro de mayor inclinación que lo conecta con el pliegue sinclinal contiguo. El eje de este pliegue (Ilustración 49) se ubica a unos 3[km] de la falla principal y se orienta sub-paralelo a

esta (suroeste-noreste), presenta una leve curvatura cóncava hacia el sureste, que alcanza una desviación aproximada de unos  $13^\circ$  hacia el norte y tiene un buzamiento observable en la imagen satelital hacia el suroeste.



*Ilustración 49: Vista de perfil hacia el S-O del pliegue anticlinal.*

El pliegue sinclinal (Ilustración 50) se ubica de manera sub-paralela y contigua al anticlinal y representa la característica más distintiva de la zona de estudio.

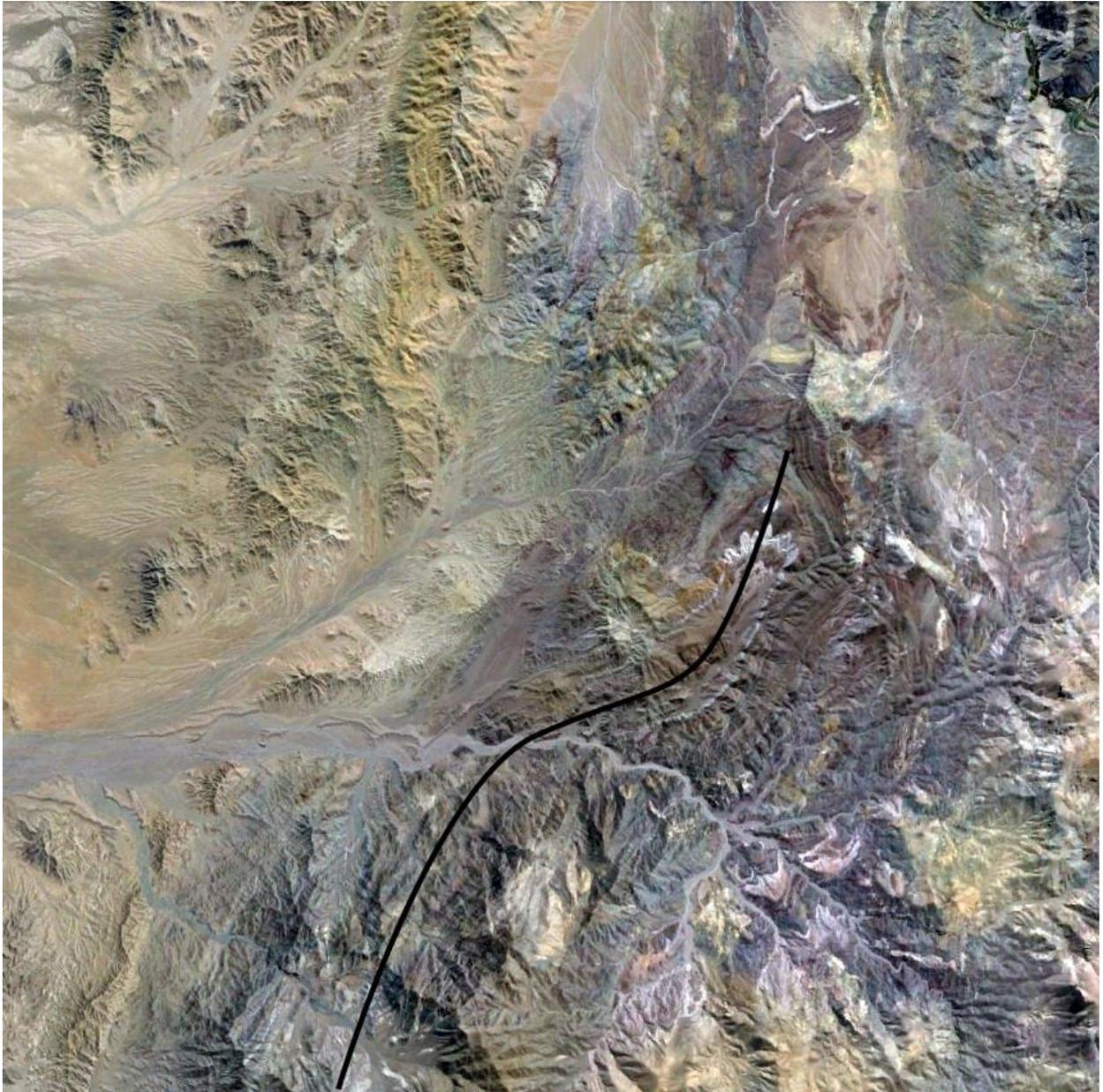


*Ilustración 50: Vista hacia el S-O del pliegue sinclinal.*

El limbo sureste del pliegue alcanza una gran curvatura disponiendo los estratos de la Formación Hornitos de manera sub-vertical en zonas cercanas al núcleo del pliegue (Ilustración 51). En la principal exposición del pliegue su eje tiene una orientación suroeste-noreste sin embargo en ambos extremos este se divide en dos partes que divergen del rumbo original en dirección norte-sur y este-oeste respectivamente, otorgándole una geometría muy interesante. La secuencia completa de la Formación Hornitos en la exposición observable a lo largo del pliegue posee dos flexuras principales observables a gran escala que desvían su rumbo en casi  $65^\circ$  hacia el norte y alrededor de  $50^\circ$  hacia el sur, fuera de la zona de estudio, generando una geometría en “Z” (Ilustración 52) bastante particular que parece responder a los movimientos de rumbo observados en la zona, con orientaciones que sin embargo difieren en cierta manera a las observadas en la zona de falla contigua a la falla Elisa de Bordos. Esta característica y su correlación con el sistema de fallas antes mencionado serán discutidas en el capítulo siguiente.

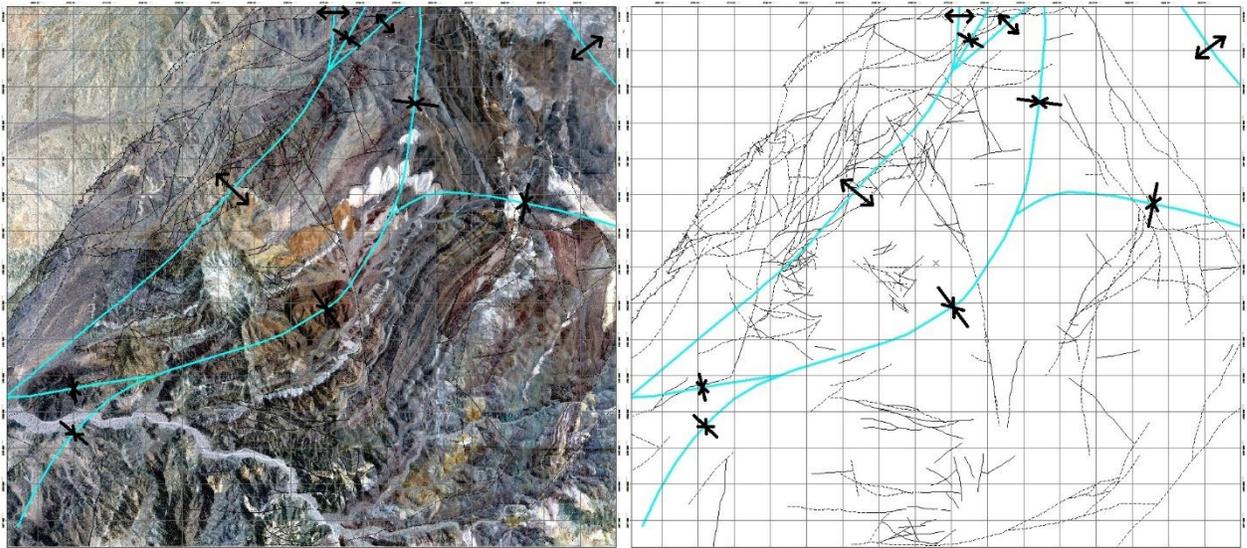


*Ilustración 51: Estratos sub-verticales en la Formación Hornitos, vista hacia el S-O.*



*Ilustración 52: Imagen satelital que muestra la curvatura generalizada en forma de "Z" del eje del sinclinal.*

Como acotación final a los aspectos que conciernen a la geometría misma de los pliegues, cabe notar que los ejes de estos muestran una tendencia a unirse y abrirse formando nuevos pliegues, como otro sinclinal que surge de la extensión y apertura de los ejes del anticlinal, ubicado al noreste fuera de la zona de estudio, formando una geometría entrelazada, que será de interés mayor para el entendimiento de la geología de la zona (Ilustración 53).



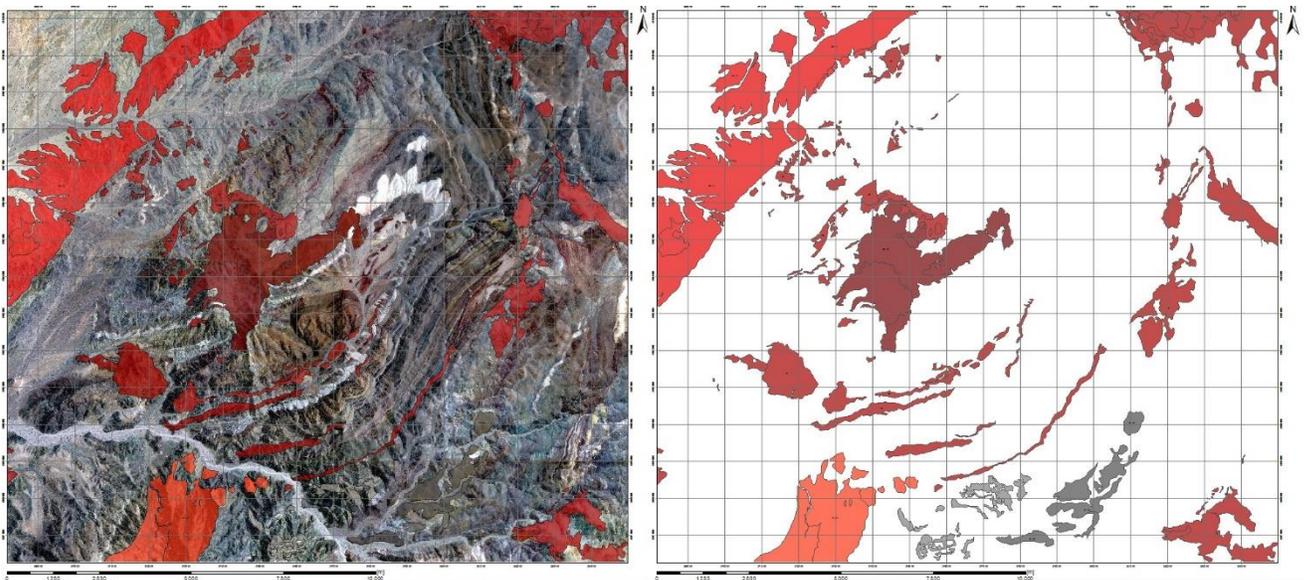
*Ilustración 53: Vista en planta que ilustra la interconexión entre los ejes de los pliegues presentes en la zona.*

## 4.2 Disposición de cuerpos intrusivos

Existe una gran cantidad de cuerpos intrusivos de diversas dimensiones y composiciones en la zona de estudio. Si bien para efectos de las estructuras observadas en la zona sus composiciones no son de mayor relevancia, la forma en que se disponen y emplazan si aportará información importante respecto a régimen tectónico presente en la zona a la hora de su emplazamiento.

### 4.2.1 Cuerpos mayores

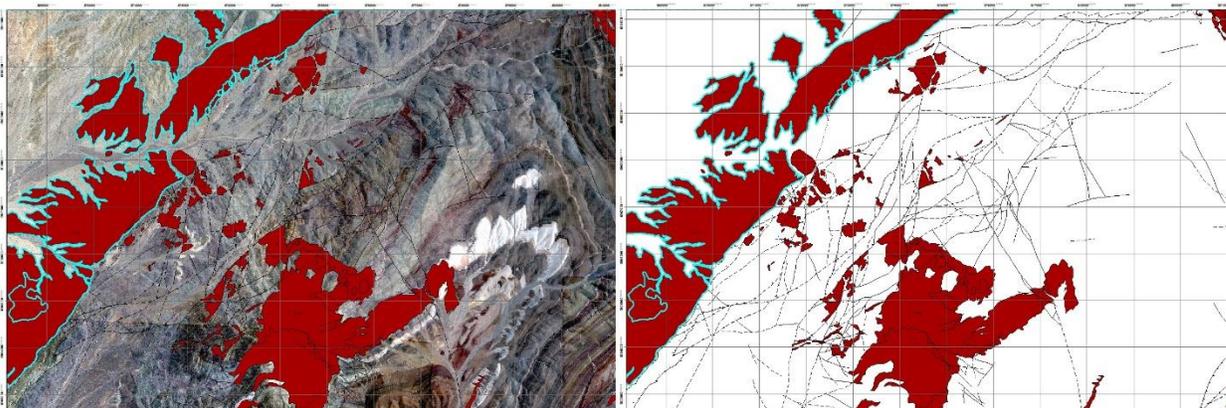
Al observar los cuerpos de mayor tamaño que se ubican en la zona de estudio hay varios que llaman la atención en cuanto a su disposición y orientación (Ilustración 54).



*Ilustración 54: Vista en planta que muestra la totalidad de los cuerpos intrusivos identificados.*

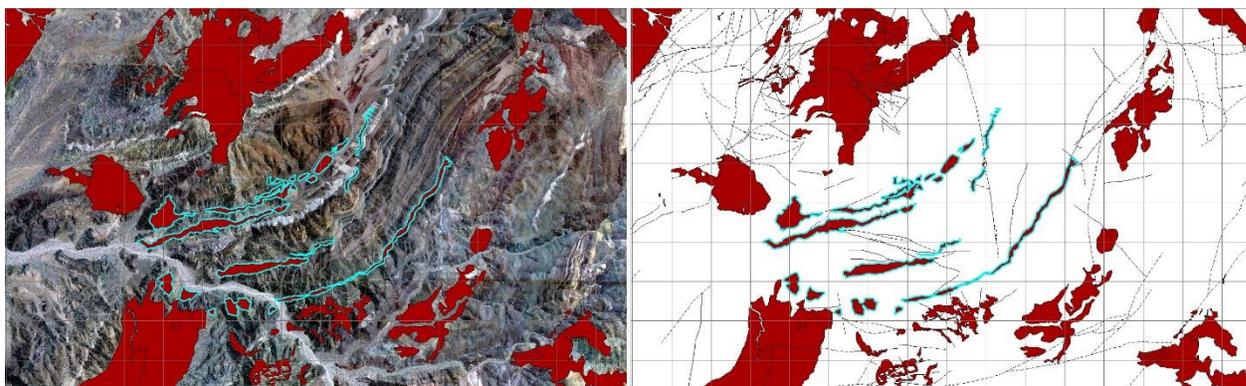
El cuerpo intrusivo más extenso observable dentro de la zona de estudio se ubica directamente al noroeste de la falla Elisa de Bordos, intruyendo a las formaciones Pabellón y Cerrillos (Ilustración 55). Este cuerpo se extiende más hacia el suroeste fuera del área de estudio. A partir del cuerpo principal es posible observar numerosas intrusiones en forma de “sill” y diques que cortan a la Formación Cerrillos siguiendo la estratificación con una orientación preferente aproximadamente norte-sur.

Al observar este intrusivo es directo deducir que se ubica preferentemente a lo largo de la falla principal, la cual representa un límite estructural para la intrusión, por lo que es razonable pensar que este cuerpo aprovecho la zona de debilidad generada con el desplazamiento de esta falla para emplazarse cortando a las formaciones mencionadas. Más adelante se discutirán relaciones temporales entre este intrusivo y los procesos que operan en la zona.



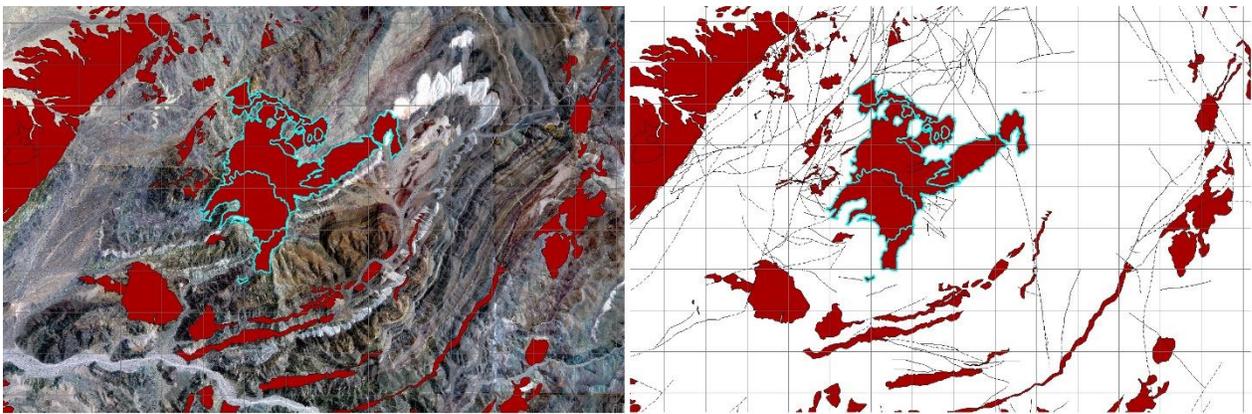
*Ilustración 55: Vista en planta que muestra la disposición del cuerpo intrusivo mayor de la zona.*

El siguiente grupo de intrusivos que siguen un patrón similar aparece en la zona centro sur del área y se compone por una serie de cuerpos que se apegan a la estratificación de la secuencia de Hornitos en forma de “sills” de algunos kilómetros de largo y espesor decamétrico (Ilustración 56). Estos “sills” se orientan paralelos al eje del sinclinal, siguiendo su curvatura, aproximadamente suroeste-noreste. Este tipo de intrusiones podría tener relación con procesos de “flexural slip” entre capas durante la deformación de la secuencia de Hornitos, aprovechando las estructuras generadas.



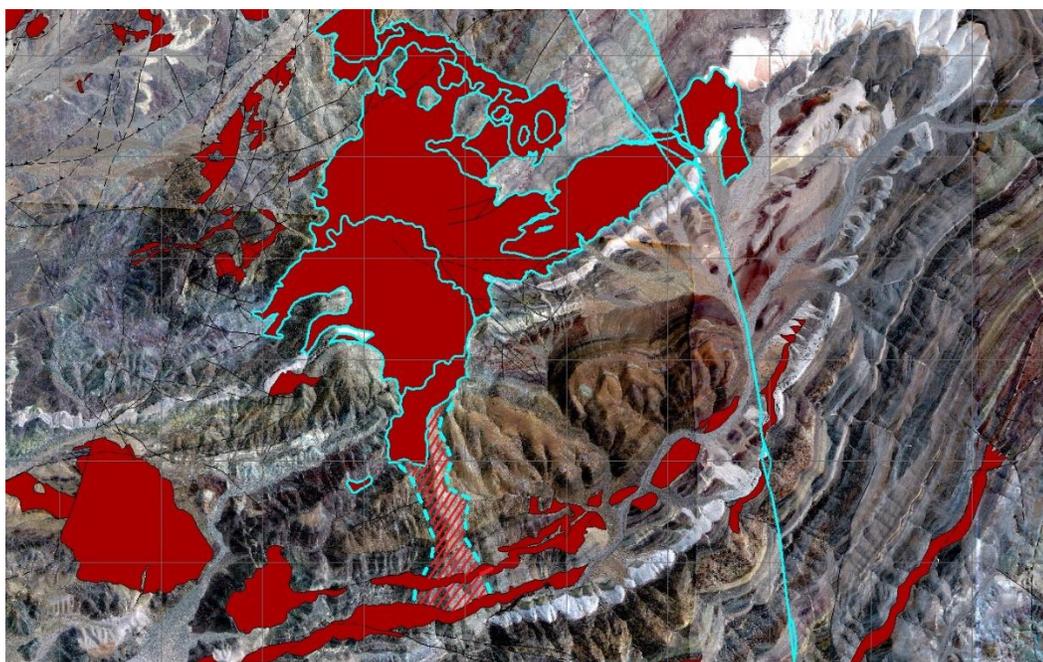
*Ilustración 56: Vista en planta que muestra los cuerpos intrusivos silliformes identificados.*

El siguiente intrusivo de interés se ubica en la zona central del área, cortando prácticamente la totalidad de la secuencia estratigráfica (Ilustración 57).



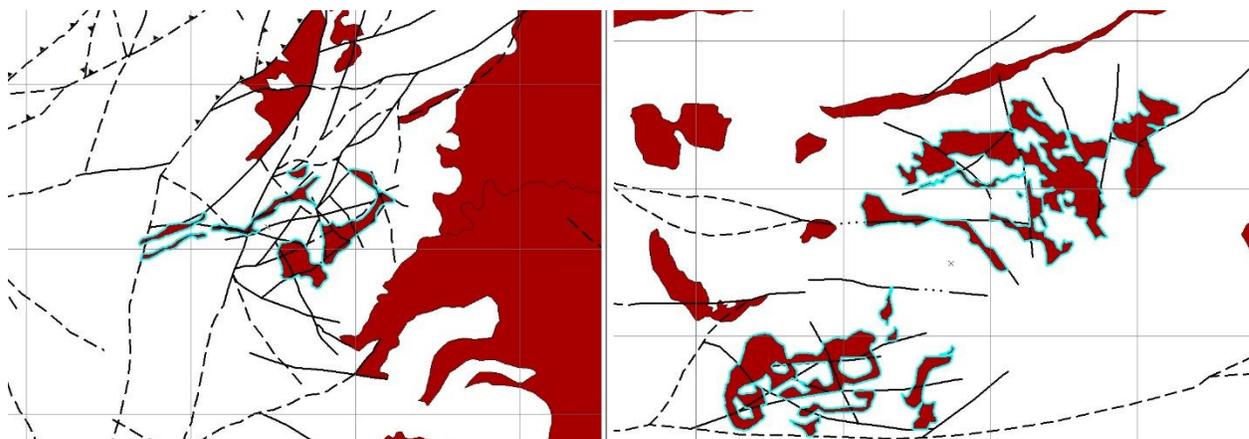
*Ilustración 57: Vista en planta que muestra el cuerpo intrusivo central cortando la estratificación.*

Esta zona se compone de más de un cuerpo, uno de los cuales se extiende como un brazo en forma de “sill” hacia el noreste siguiendo la estratificación ahí presente. El segundo componente de este cuerpo en una primera impresión parece estar emplazado sin una orientación preferencial clara, sin embargo una observación más cercana sugiere que el cuerpo se extendería hacia el sur, sin aflorar, pero evidenciando su presencia a través de una zona de alteración (zona achurada) observable a escala satelital de las rocas que se ubican al sur de este (Ilustración 58). Si esta interpretación es correcta, tendría implicancias importantes ya que podría asociarse al evento responsable de las fallas de rumbo sinistral y orientación aproximada norte-sur que se observan al este del intrusivo. Sin embargo, una de las fallas más representativas de este régimen corta el intrusivo en forma de “sill” que se extiende desde la zona central, por lo que este punto requiere un análisis más cuidadoso antes de sacar conclusiones respecto a la temporalidad de eventos de las estructuras y cuerpos involucrados. Lo que sí está claro, es que tanto estos cuerpos intrusivos como las fallas con las que se estarían relacionando son posteriores a la deposición de la secuencia de Hornitos.



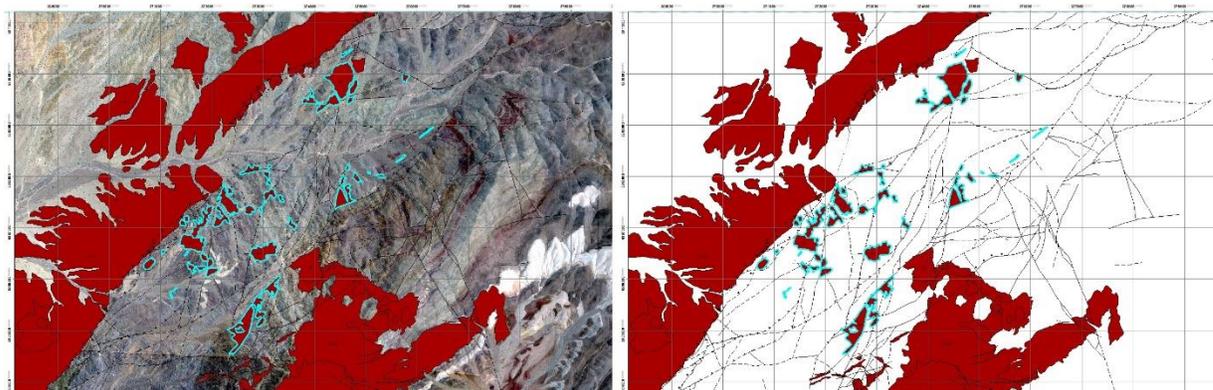
*Ilustración 58: Vista en planta que ilustra la franja alterada por el cuerpo intrusivo, con un rumbo similar a las fallas N-S identificadas.*

Otros cuerpos intrusivos de menor tamaño se presentan en la zona asociados a los enjambres de fallas mencionados en la sección anterior, los cuales parecen aprovechar la debilidad estructural de estas zonas para emplazarse, disponiéndose preferentemente a lo largo y en contacto con estas estructuras (Ilustración 59).



*Ilustración 59: Cuerpos intrusivos asociados a los enjambres de fallas vistos en planta.*

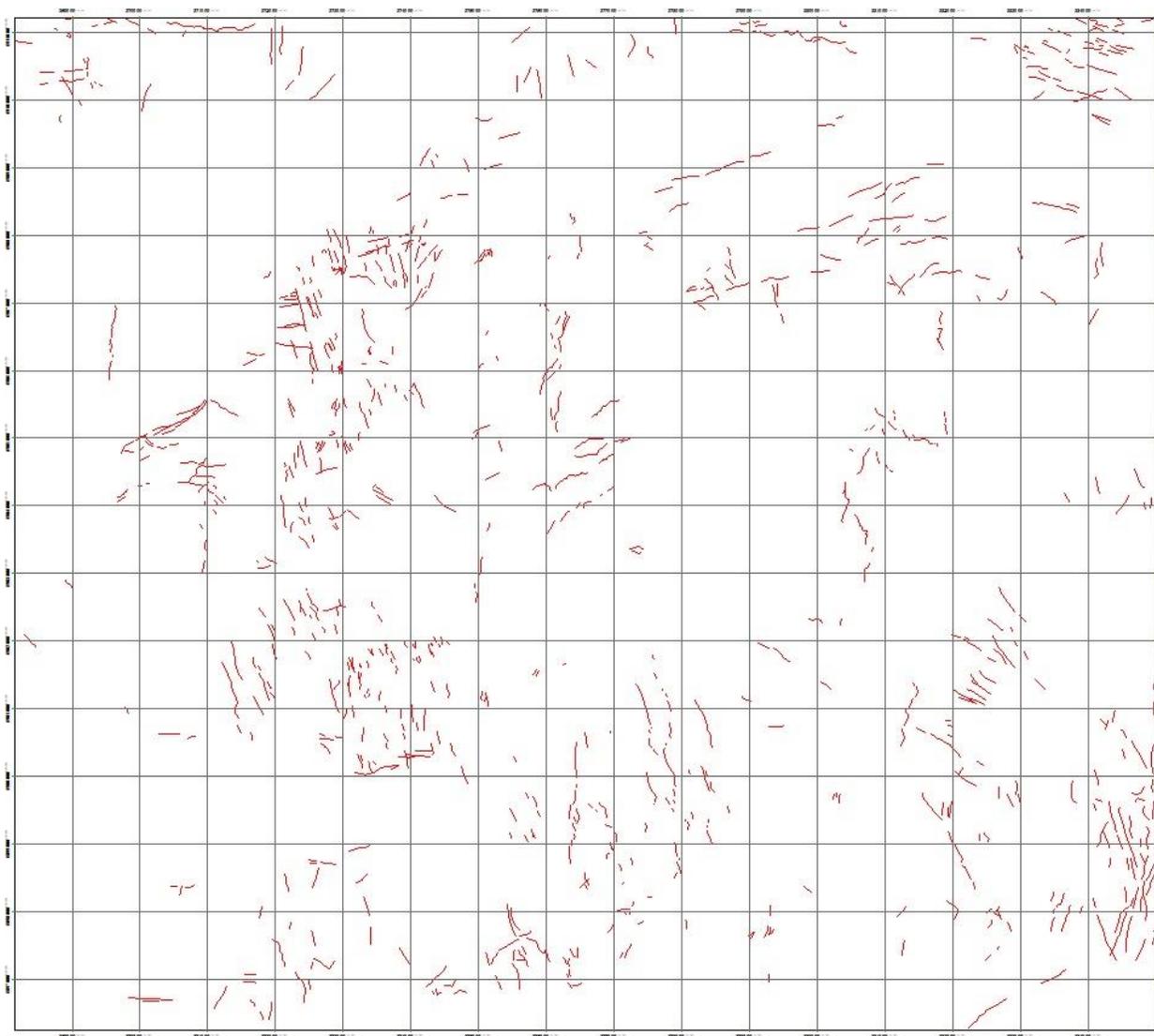
Finalmente se observan algunos cuerpos ocasionalmente alargados que se disponen siguiendo planos de debilidad generados por los movimientos de rumbo sinistral en la zona de falla ubicada directamente al sureste de la falla Elisa de Bordos (Ilustración 60) en contacto directo con algunas de estas estructuras o emplazados entre ellas.



*Ilustración 60: Cuerpos intrusivos asociados al sistema de fallas de rumbo sinistral.*

#### 4.2.2 Diques

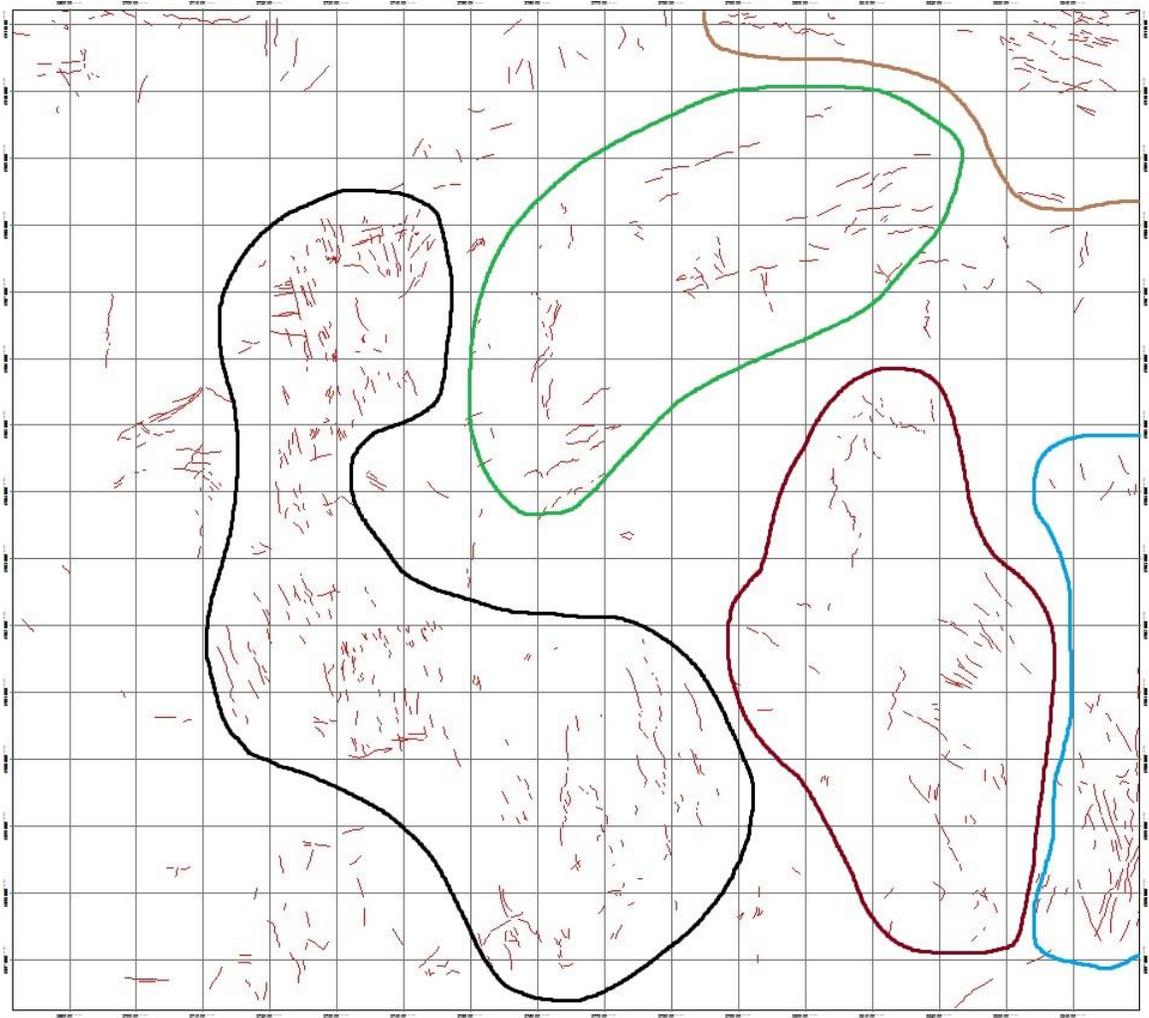
Dentro de la zona de estudio es posible observar cientos de diques de diferentes dimensiones y orientaciones que se ubican repartidos bastante homogéneamente en toda la extensión areal de la zona, sin embargo sus orientaciones no son tan homogéneas como su disposición y es posible agruparlos según estas. Estas agrupaciones de diques con orientación similar nos darán información importante en direcciones preferenciales de fracturamiento presentes en distintas locaciones, que reflejarán a su vez el régimen al cual se encuentra sometida dicha zona. La Ilustración 61 muestra todos los diques mapeados en la zona de estudio.



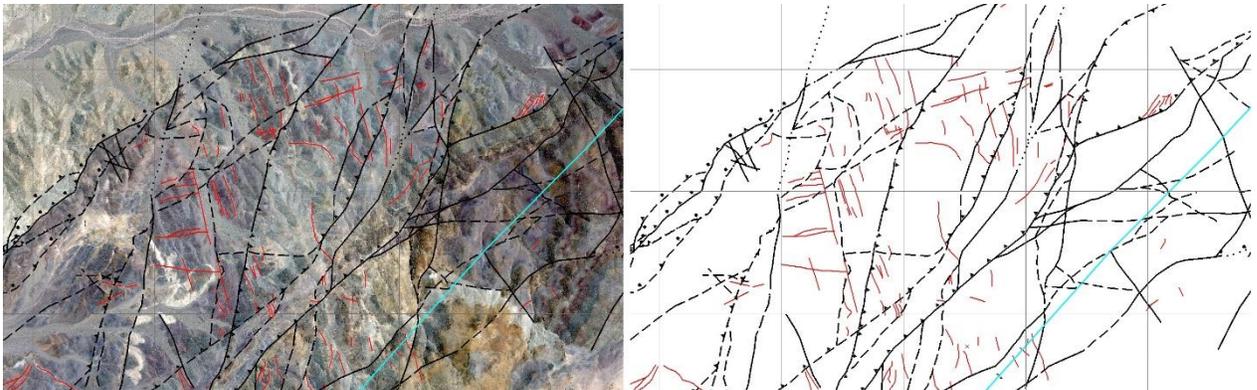
*Ilustración 61: Vista en planta que muestra la totalidad de los diques mapeados en la zona.*

Si se analiza un poco esta imagen resulta bastante evidente que los diques tienen tendencia a disponerse en ciertos patrones de orientación en sectores específicos. Estos patrones de orientación se delimitaron de manera aproximada y se muestran en distintos colores (Ilustración 62).

Encerrados en color negro se encuentran los diques que siguen el patrón de orientación más común observado en la zona, en dirección nor-noroeste. Perpendiculares a estos se ubican los diques encerrados por color verde, en dirección este-noreste. Estos dos grupos de diques perpendiculares son de gran interés ya que se concentran principalmente en la zona de fallas contigua a la falla Elisa de Bordos, la cual tiene carácter de rumbo generando una geometría en flor positiva. Lo interesante de estos diques es que ocurren de manera perpendicular a la gran mayoría de las estructuras en esta zona (Ilustración 63), lo cual refleja directamente las direcciones de esfuerzo, reflejando pequeñas zonas tensionales entre las fallas que rompen estos bloques para liberar esa tensión y permiten a su vez el emplazamiento de estos pequeños cuerpos intrusivos. El modo en que se producen y rellenan estas fracturas es bastante comparable a los denominados “tension gashes” pero a una escala mucho mayor.



*Ilustración 62: Agrupaciones de diques según su orientación en vista en planta.*

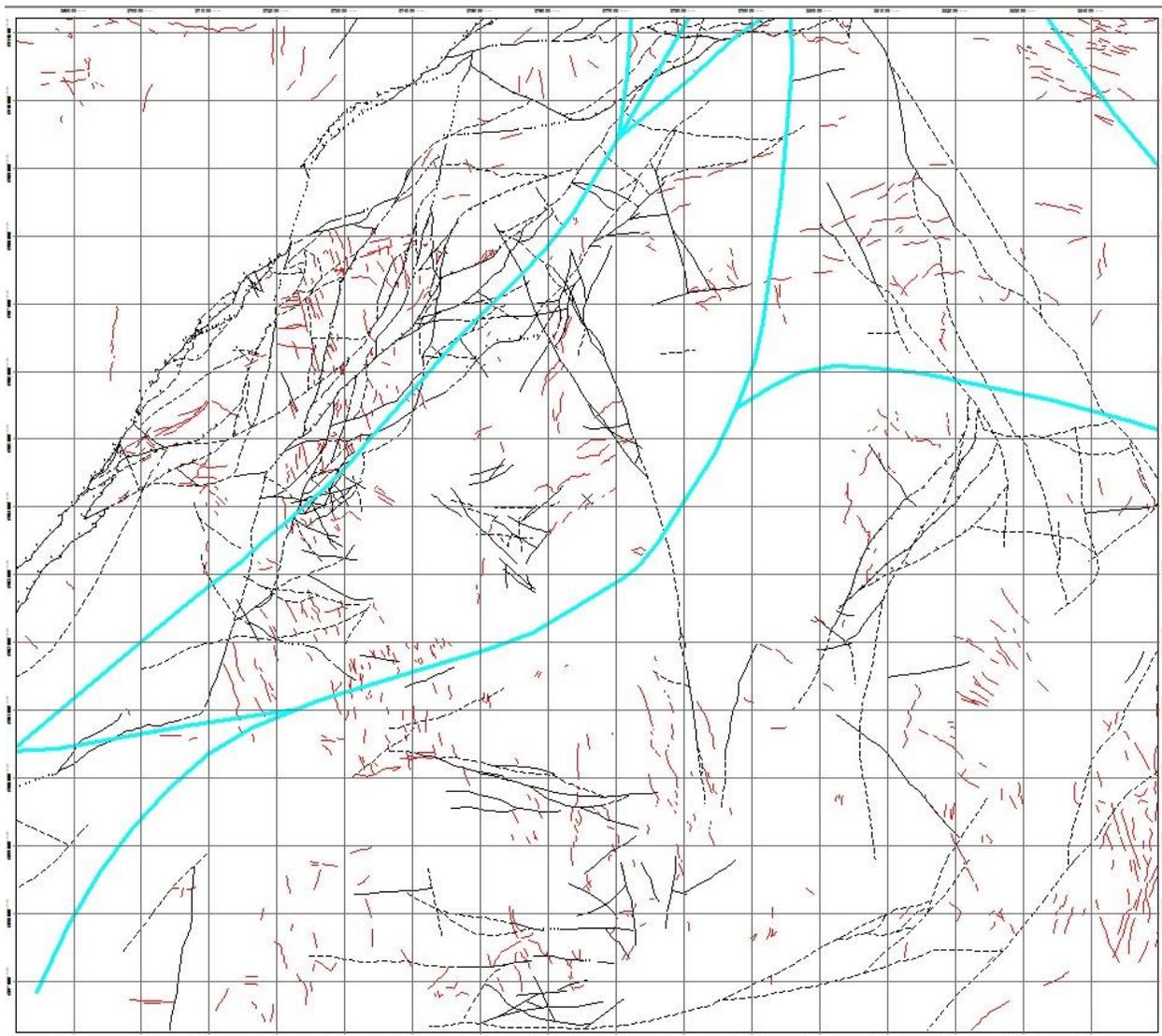


*Ilustración 63: Vista en planta que ilustra la orientación de los diques respecto a las fallas de rumbo sinestral.*

Por otro lado, los diques encerrados en rojo siguen un patrón algo similar a los encerrados en negro, con una rotación mayor hacia el oeste. Este grupo de diques de orientación noroeste podrían incluirse en el mismo grupo que los de dirección nornoroeste si consideramos la flexura generalizada de la zona. Esta mayor rotación sería consistente con el patrón observado en los demás aspectos de la zona (pliegues, fallas, intrusivos en forma de “sill”).

Los grupos de color azul, de orientación nor-noreste y los de color naranja, de orientación este-sureste reflejan sistemas diferentes a los descritos anteriormente y se ubican y extienden a zonas que no fueron cubiertas por este trabajo por lo cual contextualizarlos con el resto de la zona podría llevar a errores por falta de información. Estos diques fueron mapeados a través de la imagen satelital y no se dispone de mayor información u observaciones en terreno para respaldar cualquier interpretación que de estos se haga.

Es interesante observar el conjunto de las estructuras, lo cual facilita enormemente su correlación e interpretación. La Ilustración 64 muestra los pliegues (calipso), diques (rojo) y fallas (negro) de la zona en conjunto.



*Ilustración 64: Vista en planta que muestra la totalidad de fallas, pliegues y diques identificados en la zona de estudio.*

### 4.3 Perfil esquemático

Se realizó un perfil esquemático que corta las principales estructuras de la zona de manera de mostrar las geometrías y estructura interna de los pliegues y fallas en los estratos de la Formación Hornitos (Ilustración 65).

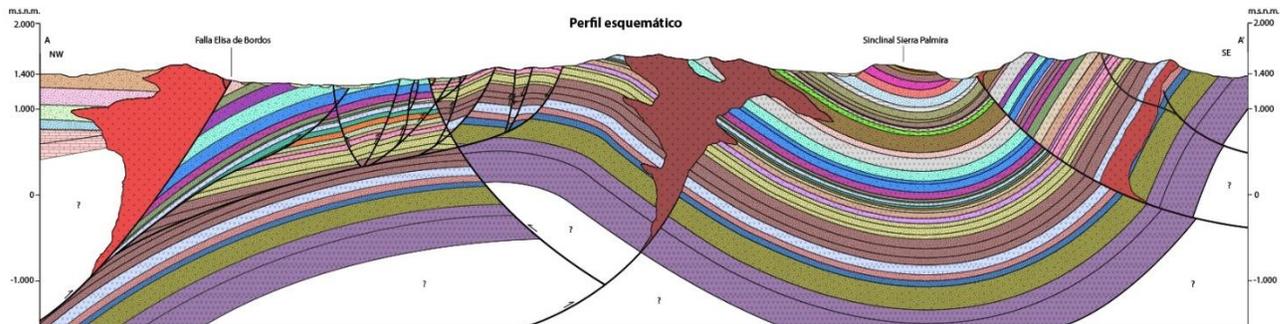


Ilustración 65: Perfil esquemático en detalle de las estructuras y geometrías de la Formación Hornitos.

Al analizar el perfil se vuelve bastante evidente que existen ciertas asimetrías en los mecanismos de plegamiento de los estratos, lo cual queda inmediatamente evidenciado si dibujamos los planos axiales tanto del anticlinal como del sinclinal (Ilustración 66). Es directo por la geometría que ambos planos tienen buzamientos opuestos, lo cual constituye una característica particularmente interesante respecto a los mecanismos que controlan la deformación de la zona.

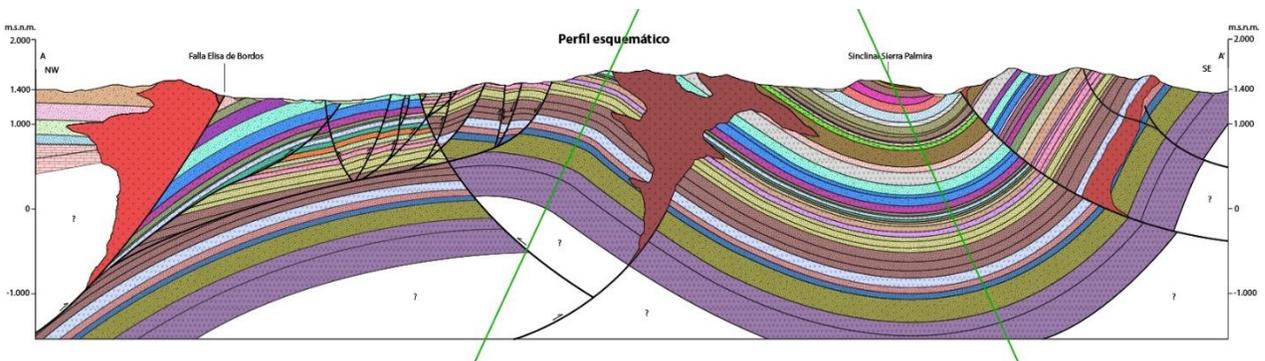


Ilustración 66: Perfil esquemático que muestra la orientación de los planos axiales de los pliegues.

Si nos enfocamos primero en el pliegue anticlinal, hay dos factores de importancia que tomar en cuenta para explicar la inclinación hacia el sureste del plano axial. En primer lugar, debemos considerar la presencia de las estructuras que conforman la flor positiva de rumbo sinistral que se ubica directamente al sur-este de la falla Elisa de Bordes. Esta estructura genera, como hace alusión su nombre, un relieve topográfico positivo mediante mecanismos de inversión de menor escala de las estructuras de rumbo que la conforman, lo cual está ligado directamente a un régimen transpresivo. Estos desplazamientos inversos menores, pero presentes en la mayoría de las estructuras, son capaces de generar un abombamiento generalizado en la extensión que ocupa la flor positiva, dando origen a una suerte de anticlinal de muy baja longitud de onda, que en este caso se une al anticlinal mayor previamente existente y podría eventualmente bascular levemente su plano axial. Sin embargo, el desplazamiento inverso generado por estas estructuras no sería suficiente para explicar el nivel de desplazamiento en la

vertical que se observa al realizar el perfil. Para lograr explicar de mejor manera lo que se observa, se propone una estructura de mayor alcance ligada directamente a procesos compresivos. Esta estructura conformaría una transferencia de energía rompiendo hacia el nor-oeste en forma de “backthrust” desde la falla responsable de la génesis del pliegue anticlinal. La presencia de esta estructura inversa se ve apoyada por los contactos litológicos observados en terreno y en el mapa, que advierten de un desplazamiento inverso que no podría explicarse mediante lo que genera la estructura en flor. Dada la geometría del “backthrust” el desplazamiento inverso generaría una rotación en la vertical de todo el pliegue, explicando así el basculamiento observado en el plano axial.

Para explicar la geometría del pliegue sinclinal contiguo, es necesario observar hacia el sur-este, más allá del mismo. Durante la segunda campaña en terreno fue posible observar estructuras mayores de carácter inverso que se encargan de repetir partes de la secuencia hacia el sur-este. Estas estructuras vergentes al nor-oeste explicarían el basculamiento generalizado de la secuencia al moverse hacia el sur-este, agudizando de esta manera la inclinación de este flanco y explicando la desviación del plano axial que de manera opuesta al del anticlinal, se inclina hacia el nor-oeste.

Considerando lo antes mencionado, al alejarse un poco de la escala que abarca el mapa, es posible proponer una faja plegada y corrida que afecta a la Formación Hornitos (Ilustración 67). Sin embargo, estas estructuras requieren de un estudio más extenso en cuanto al área, y escapan al alcance de este trabajo.



*Ilustración 67: Perfil esquemático proyectado que muestra el desarrollo de la Faja Plegada y Corrida de Hornitos.*

## 5. Discusiones

El resultado de analizar los múltiples rasgos tanto sedimentológicos como estructurales de los depósitos de la zona de estudio trae consigo interesantes observaciones que ayudan a dilucidar los procesos que operaron durante la deposición y deformación de la secuencia estratigráfica, procesos marcados por más de un evento tectónico como responsables de formar lo que hoy se conoce como Formación Hornitos. A simple vista se observan importantes rasgos generales de la zona como lo es el notorio pliegue sinclinal, sin embargo una observación más detallada y exhaustiva lleva a notar otros rasgos no tan obvios, pero no por eso menos importantes.

### 5.1 Depósitos y ambiente

Los depósitos de la Formación Hornitos descritos en capítulos anteriores se caracterizan por ser predominantemente depósitos clásticos continentales. Una característica importante para entender el contexto en el que se generaron estos depósitos es la alta cantidad de conglomerados y sus significativos espesores. Este tipo de depósitos requieren de una alta cantidad de material proveniente de la fuente con una recurrencia significativa para lograr generar grandes potencias de depósitos conglomerádicos que se superponen y entrelazan unos con otros, condiciones que no se dan en cualquier contexto tectónico. Estos depósitos potentes de conglomerados coalescentes han sido asociados a regímenes tectónicos activos compresivos, en los cuales el alzamiento tectónico es el principal responsable de exponer grandes cantidades de material generando una mayor tasa erosiva y por ende un mayor aporte clástico, además de otorgar la condición básica necesaria para generar depósitos gravitacionales, una diferencia de altura entre la fuente y el depocentro. No obstante, estas condiciones pueden también generarse en ambientes extensionales por lo que es necesario considerar las evidencias estructurales si se quiere ahondar en una hipótesis u otra.

Recientes trabajos han permitido asociar la inversión tectónica, en particular de la falla Elisa de Bordos, como el principal agente responsable del alzamiento, deformación y deposición de los estratos de Cerrillos y Hornitos (Martínez, 2013). La geometría de las fallas involucradas en la inversión ha permitido sugerir una proveniencia oeste de los sedimentos que componen los conglomerados de la Formación Hornitos, ubicando a la Formación Cerrillos como principal candidato, que se alzaría a través de la falla Elisa de Bordos facilitando así su erosión. Esto ha sido propuesto anteriormente (Arévalo, 2005a, b), y las evidencias sedimentológicas parecieran apoyar esta hipótesis, sin embargo la extensión de los depósitos y la geometría areal de la secuencia no permite descartar aportes sedimentarios de otras direcciones, por lo que se requieren análisis más profundos de proveniencia sedimentaria.

Observaciones realizadas en este trabajo indican que los conglomerados de Hornitos tienen una tendencia a disminuir su espesor y tamaño de grano hacia el sureste, pasando de capas gruesas y potentes de conglomerados a capas más delgadas con una mayor recurrencia de intercalaciones de areniscas y otras rocas de grano más fino. Este aparente distanciamiento de la fuente que se observa desde la falla Elisa de Bordos hacia el techo de la secuencia ubican a esta coincidentemente con la Formación Cerrillos y probablemente fuera de la zona de estudio, más al sur, con el Grupo Chañarcillo, siendo

estos los mejores candidatos para el aporte sedimentario, o al menos parte de el, que permitió el desarrollo de la secuencia.

## 5.2 Contexto tectónico

Los distintos tipos de fallas encontrados en la zona junto con sus diferentes orientaciones dan fe de más de un evento tectónico controlando la deformación y fallamiento de los estratos de la Formación Hornitos y posiblemente su desarrollo. La observación de estos diferentes patrones estructurales en conjunto con las orientaciones preferenciales de los diversos cuerpos intrusivos, menores y mayores, llevó a la interpretación de al menos tres eventos tectónicos con estilos marcados que reflejan estilos deformativos diferentes. La temporalidad de estos eventos se determinó mediante un análisis de las estructuras y depósitos, tomando en gran consideración las relaciones de corte entre estos y la disposición espacial que presentan, con ayuda del análisis en planta presentado en el capítulo anterior. El primer evento es posible de ubicar con mayor certeza en el tiempo dadas algunas características específicas que se detallarán a continuación, mientras que los otros dos requieren de datos adicionales no disponibles a la fecha para determinar cuándo habrían ocurrido, por lo que solo es posible ubicarlos antes o después entre ellos y respecto al primero, pero no de manera precisa en el tiempo.

### 5.2.1 Primer evento

El primer evento que se propone corresponde a un evento mayor de carácter compresivo que se habría iniciado previo a la deposición de Hornitos. Este evento ha sido descrito en trabajos anteriores (Martínez, 2013) como el responsable de la inversión de las cuencas Jurásicas previamente existentes, generando un alzamiento generalizado al nor-oeste de la falla Elisa de Bordos, deformando a la Formación Cerrillos y al Grupo Chañarcillo dando origen al Anticlinorium de Tierra Amarilla. Aún está en discusión si la Formación Cerrillos se formó en un ambiente de syn-rift o post-rift, sin embargo el tipo de depósitos en conjunto con la transición de ambiente marino a continental que marca la separación entre esta y la Formación Pabellón, que se habría generado por una regresión marina asociada a alzamiento tectónico, sugieren que la inversión ya estaba actuando activamente desde antes de la deposición de Cerrillos. Se propone que el alzamiento generado por esta inversión es precisamente la causa que posibilita la deposición de la Formación Cerrillos y posteriormente de la Formación Hornitos. Estas ideas ya han sido levemente abordadas por Maksaevev (2009) y Martínez (2013), pero no han sido estudiadas en más detalle hasta la fecha y escapan al alcance de este trabajo.

Dentro de este contexto de inversión y alzamiento en el lado occidental de la falla Elisa de Bordos es que comenzaría la deposición hacia el este de la Formación Hornitos. La secuencia se depositaría en un régimen syn-tectónico, como lo evidencia la presencia de estratos de crecimiento dispuestos en on-lap reconocidos por Martínez (2013), sin embargo estas discordancias progresivas son locales y no generalizadas a lo largo de la secuencia, lo que sugiere que durante la deposición de Hornitos la deformación estaría aun concentrándose en el lado occidental de la falla, afectando a la Formación Cerrillos y al Grupo Chañarcillo y en menor medida a los estratos de Hornitos, los cuales sufrirían la deformación mayor de manera posterior, o en la etapa final de su deposición. La relativamente buena simetría de los pliegues que afectan a la secuencia completa,

incluyendo al nivel ignimbrítico característico datado en alrededor de 80 Ma (Unidad 8), sugiere que el evento deformativo mayor que otorga a la Formación Hornitos la geometría a gran escala que observamos hoy en día habría ocurrido posterior a esta edad. La Ilustración 68 muestra los últimos miembros de la secuencia de Hornitos claramente plegados, con algunas capas que parecen tener un crecimiento, lo cual implica que al menos la porción superior de la formación podría haberse depositado en un ambiente syn-tectónico, durante el plegamiento generalizado de la secuencia. No obstante, este tipo de crecimientos puede explicarse por procesos mucho más locales, no necesariamente asociados a deposición syn-tectónica. Por este motivo se recomiendan estudios más detallados que logren encontrar evidencias claras sobre la génesis de estos crecimientos. Hasta el momento la deposición syn-tectónica representa una interesante hipótesis, más no algo aseverable con certeza.



*Ilustración 68: Porción central de la Formación Hornitos, claramente plegada y con presencia de crecimientos.*

Dentro de este periodo es que ocurrirá el emplazamiento del cuerpo intrusivo más grande visible en la zona (Intrusivo 1), el cual aprovecha la debilidad estructural provocada por la falla para emplazarse e intruir de manera masiva, en diques y en sills a las formaciones Pabellón y Cerrillos.

### 5.2.2 Segundo evento

Es posible definir un segundo evento tectónico importante, también de carácter compresivo pero de mayor magnitud. Durante el primer evento, la falla Elisa de Bordos

habría actuado como un tope, concentrando la deformación en el occidente, con una mínima transferencia hacia el lado oriental. Con este segundo evento, la falla principal no habría sido capaz de contener los esfuerzos, generándose una nueva estructura que rompe hacia el sur-este y permite transferir la deformación hacia el costado oriental de la falla, afectando directamente a la Formación Hornitos. A través de esta estructura se daría inicio a la deformación de la secuencia de Hornitos, formando primero el pliegue anticlinal. Posteriormente aparecerán más estructuras que seguirán proyectando la deformación hacia el sur-este, formando y agudizando el pliegue sinclinal y dando inicio al desarrollo de la faja plegada y corrida que se propone para Hornitos.

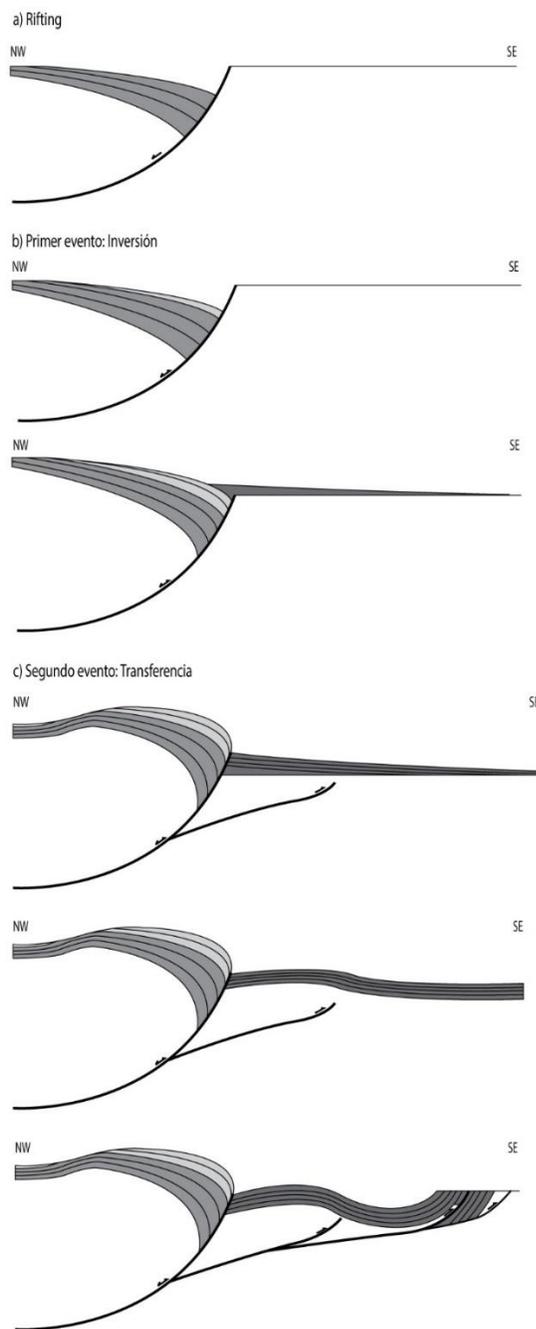
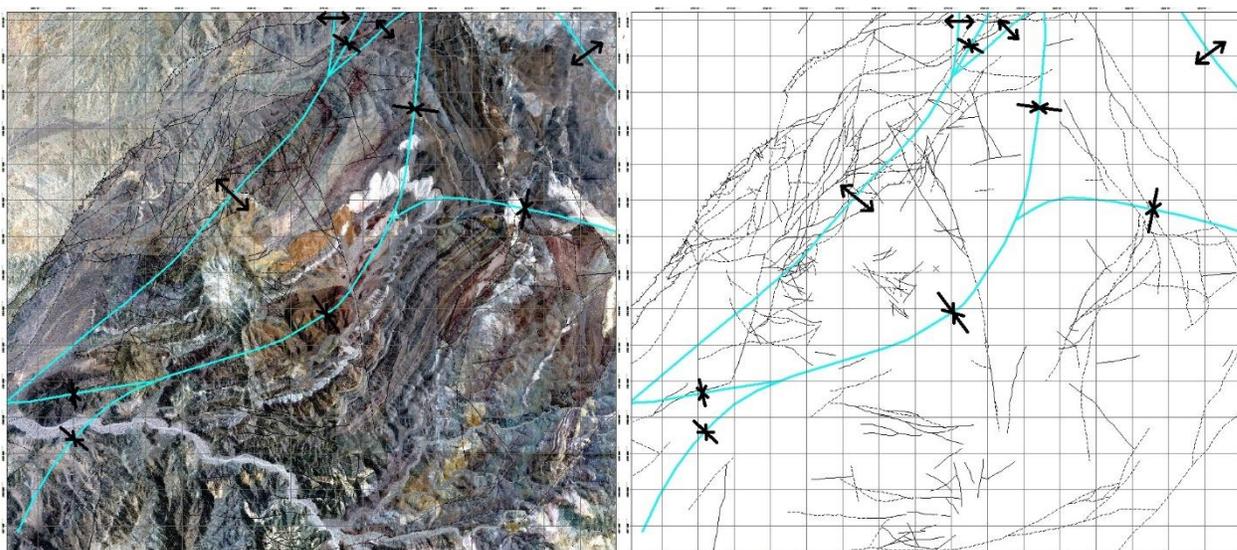


Ilustración 69: Perfiles esquemáticos que reflejan la evolución tectónica de la zona.

Durante esta fase, la falla Elisa de Bordos actúa como un límite entre dos bloques, a través de la cual el bloque que contiene a la Formación Cerrillos y al Grupo Chañarcillo empujaría hacia el este-sureste, deformando a la Formación Hornitos. La figura anterior resume de manera esquemática los primeros dos eventos (Ilustración 69).

Junto a esta fase compresiva se presume que ocurriría el emplazamiento de algunos cuerpos intrusivos de la zona, en particular los que intruyen entre la estratificación en forma de “sills”, los que podrían asociarse a cizalle flexural generado entre las capas durante el plegamiento de las mismas. Este cizalle entre capas generaría la debilidad suficiente para que algunos pulsos magmáticos penetren entre estas formando cuerpos de extensa longitud y muy poco espesor. No obstante, estudios más profundos se requieren para afirmar esto.

Por otra parte, al observar el panorama estructural desde algo más lejos, es notorio que los pliegues no respetan una geometría típica. Como se describió en el capítulo que trata las estructuras, en la zona de estudio se observa un plegamiento en los ejes de los pliegues (Ilustración 70) que no parece responder a una compresión pura.

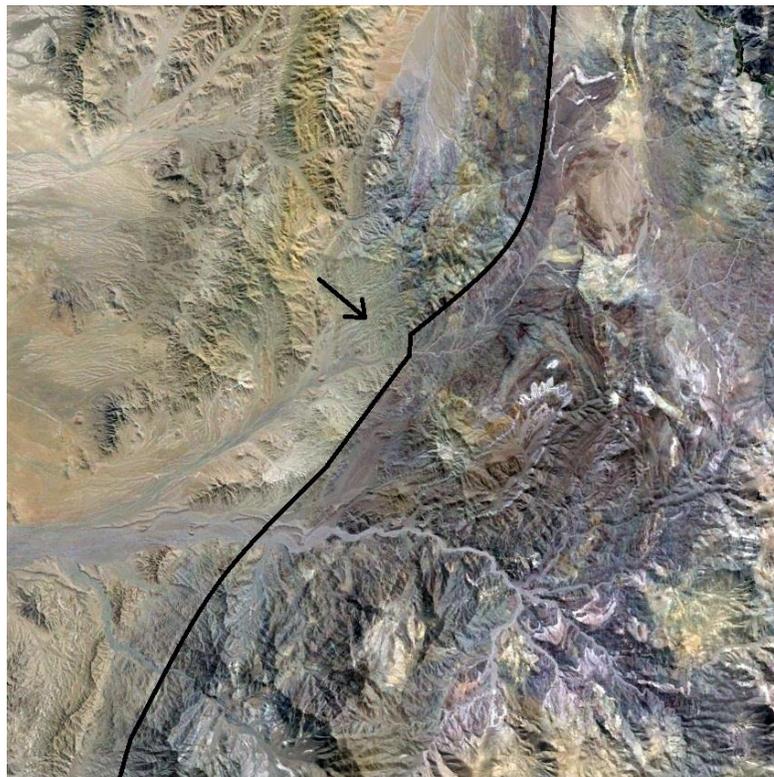


*Ilustración 70: Ejes de los pliegues presentando cambios en el rumbo e interconexión, vista en planta de toda la zona.*

Para entender esta geometría es necesario alejarse un poco de la zona de estudio y observar la geometría a nivel regional de la falla Elisa de Bordos (Ilustración 71). Una de las características que salta inmediatamente a la vista es que existen cambios en el rumbo de la falla, la cual a nivel regional sigue un rumbo aproximadamente norte-sur, sin embargo en la zona estudio sufre un quiebre hacia el nor-este. Este cambio de rumbo es clave, ya que dada la dirección del esfuerzo principal (~SE), la falla adquiere una mayor perpendicularidad a este y se genera una zona de transferencia en la cual la deformación compresiva es mayor, permitiendo la formación de dos pliegues y un mayor número de estructuras. Se observa también que el pliegue anticlinal no tiene continuidad hacia el sur, lo cual se explica con un progresivo y suave cambio en la orientación a medida que la falla vuelve a orientarse de manera norte-sur, generando que los ejes tiendan a acercarse a la estructura mayor, limitando la extensión del pliegue. Por el lado norte, se observa un quiebre en el pliegue sinclinal, el cual separa su eje en dos direcciones (norte y este) y da espacio a nuevos pliegues de menor amplitud y mayor

longitud de onda. En esta zona es posible observar un alzamiento generalizado de la secuencia, similar al observado en el sur-este, lo cual pone en evidencia estructuras de escala mayor de carácter inverso contra las cuales se bascula toda la secuencia, explicando a su vez el buzamiento hacia el sur-oeste de los pliegues.

Todas estas características, en particular el plegamiento en forma de “Z” que sufre el pliegue sinclinal, parece indicar que el régimen tectónico no es puramente compresivo, si no que comprende una componente de rumbo importante, la cual queda aún más en evidencia durante el tercer evento y que se discutirá en mayor detalle más adelante.



*Ilustración 71: Imagen satelital que muestra la geometría a escala más regional de la falla Elisa de Bordos. La flecha indica la dirección aproximada de la convergencia.*

Este segundo evento debe haber ocurrido necesariamente después de los 80 Ma, edad de la ignimbrita (Unidad 8), ya que como se mencionó anteriormente, la secuencia completa se ve afectada por el plegamiento de manera relativamente pareja. Esta temporalidad permite sugerir que este evento compresivo mayor podría corresponder a la conocida orogenia K-T. Este evento habría ocurrido alrededor de los límites entre el Cretácico Superior y el Paleoceno, alrededor de los 65-62 Ma (Cornejo *et al.*, 2003), por lo que es aceptable pensar que es uno de los mejores candidatos para explicar la deformación observada en los estratos de la Formación Hornitos.

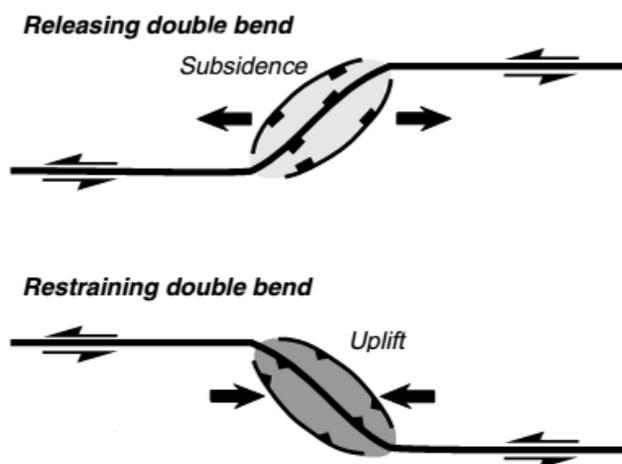
### 5.2.3 Tercer evento (Primer episodio)

El tercer evento identificable en la zona no es evidente a primera vista, sin embargo observaciones más detalladas permiten identificar una gran cantidad de estructuras que reflejan su ocurrencia. Este evento responde a un régimen transpresivo de rumbo sinistral y dada la geometría de la falla Elisa de Bordos se generó un registro observable

y característico de una geometría de flor positiva de escala local. Estas estructuras son reconocibles a lo largo de la falla Elisa de Bordos en toda su extensión dentro de la zona de estudio, sin embargo no debiesen extenderse mucho más allá. El largo observable en la zona ocupa alrededor de 13[km] y el ancho alcanza aproximadamente hasta el centro del pliegue anticlinal, a unos 4[km] de la falla principal.

Para una mejor comprensión de lo que se observa en la zona es necesario revisar los mecanismos básicos a través de los cuales se generan este tipo de geometrías. Trabajos realizados por McClay y Bonora (2001) o González *et al.* (2012) a través de modelos análogos de sistemas de rumbo han permitido comprender de mejor manera cuales son los procesos que permiten generar este tipo de estructuras así como la estructura en 3D que se genera. La siguiente figura (Ilustración 72) editada de McClay y Bonora (2001) explica de manera simple los mecanismos básicos que permiten generar este tipo de geometrías.

### a. Strike-Slip Bend Geometries



### b. Strike-Slip Stepmover Geometries

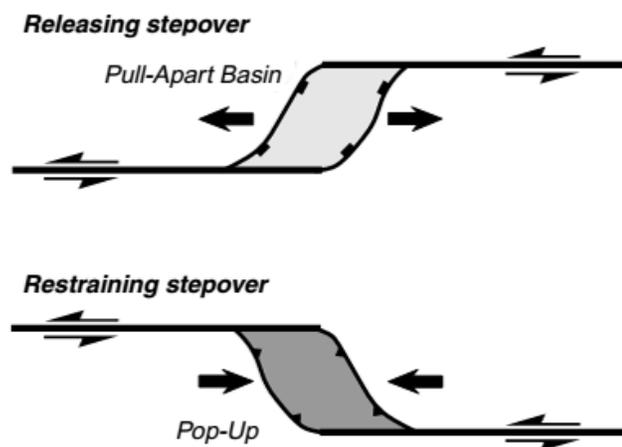


Ilustración 72: Geometrías y mecanismos de esfuerzo en sistema transpresivos y transtensivos.

Factores de gran importancia en cuanto a la forma de la flor (largo, ancho, curvatura, etc...) son las características del llamado “stepover”, un quiebre en la estructura principal que permite la generación particular de regímenes compresivos o extensivos en contextos en los que predomina el rumbo, ya sea sinistral o dextral. La orientación del stepover, así como su ancho y ángulo respecto al rumbo principal (Ilustración 73), combinados con la dirección de movimiento de los bloques y la cantidad de desplazamiento serán los factores claves para determinar qué geometría se generará, sea flor positiva (pop-ups) o flor negativa (cuenca de pull-apart) y las formas particulares de cada una.

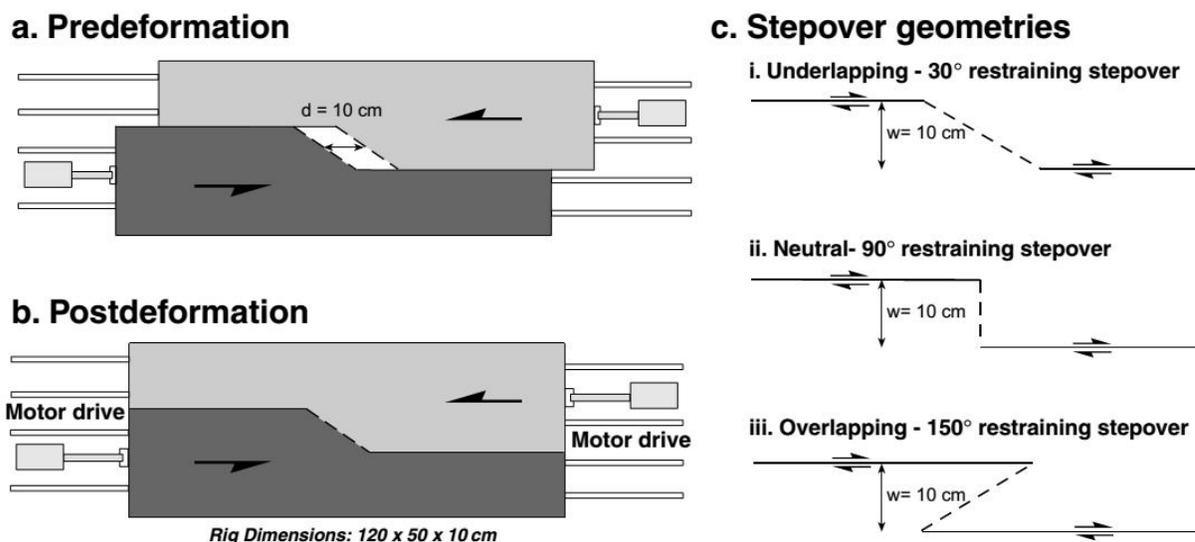


Ilustración 73: Ilustración que muestra la geometría de los stepovers y sus parámetros. Extraída de McClay y Bonora (2001).

La siguiente figura (Ilustración 74) extraída de McClay y Bonora (2001) ilustra las diferentes morfologías que pueden generarse cambiando los parámetros del stepover.

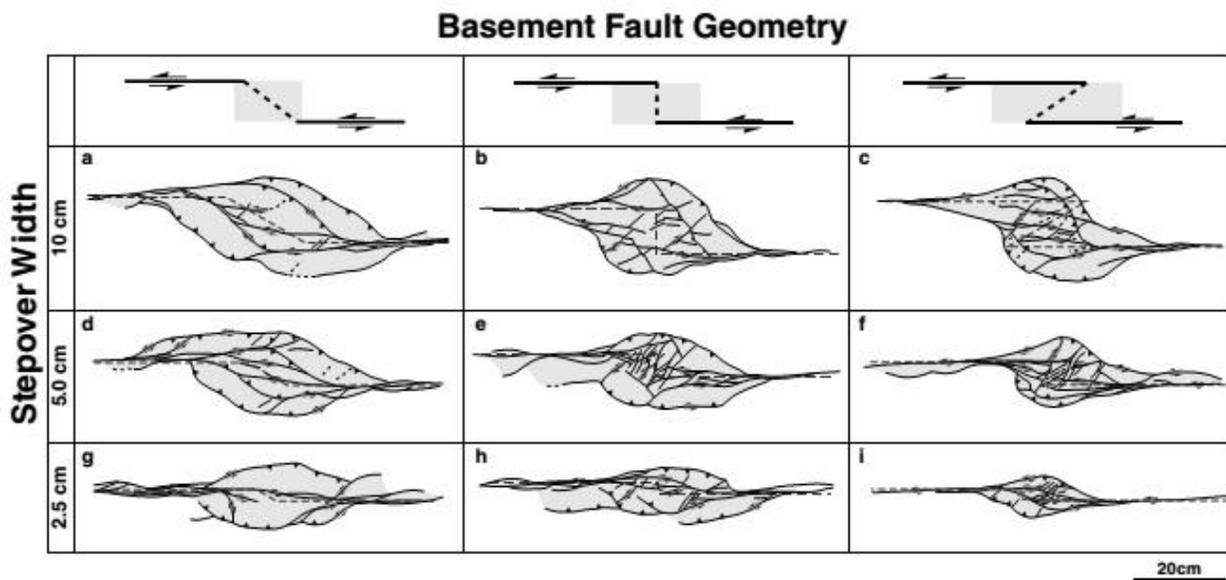


Ilustración 74: Ilustración que muestra las diferentes geometrías en flor que se generan en función de la geometría de los stepovers.

Es posible inclusive generar ambas geometrías (pop-up y pull-apart) de manera conjunta si se tienen dos stepovers contiguos de orientación opuesta, como lo han demostrado y graficado muy bien trabajos realizados con modelos análogos (González *et al.*, 2012). La siguiente figura (Ilustración 75), extraída de dicho trabajo muestra de manera clara lo mencionado.

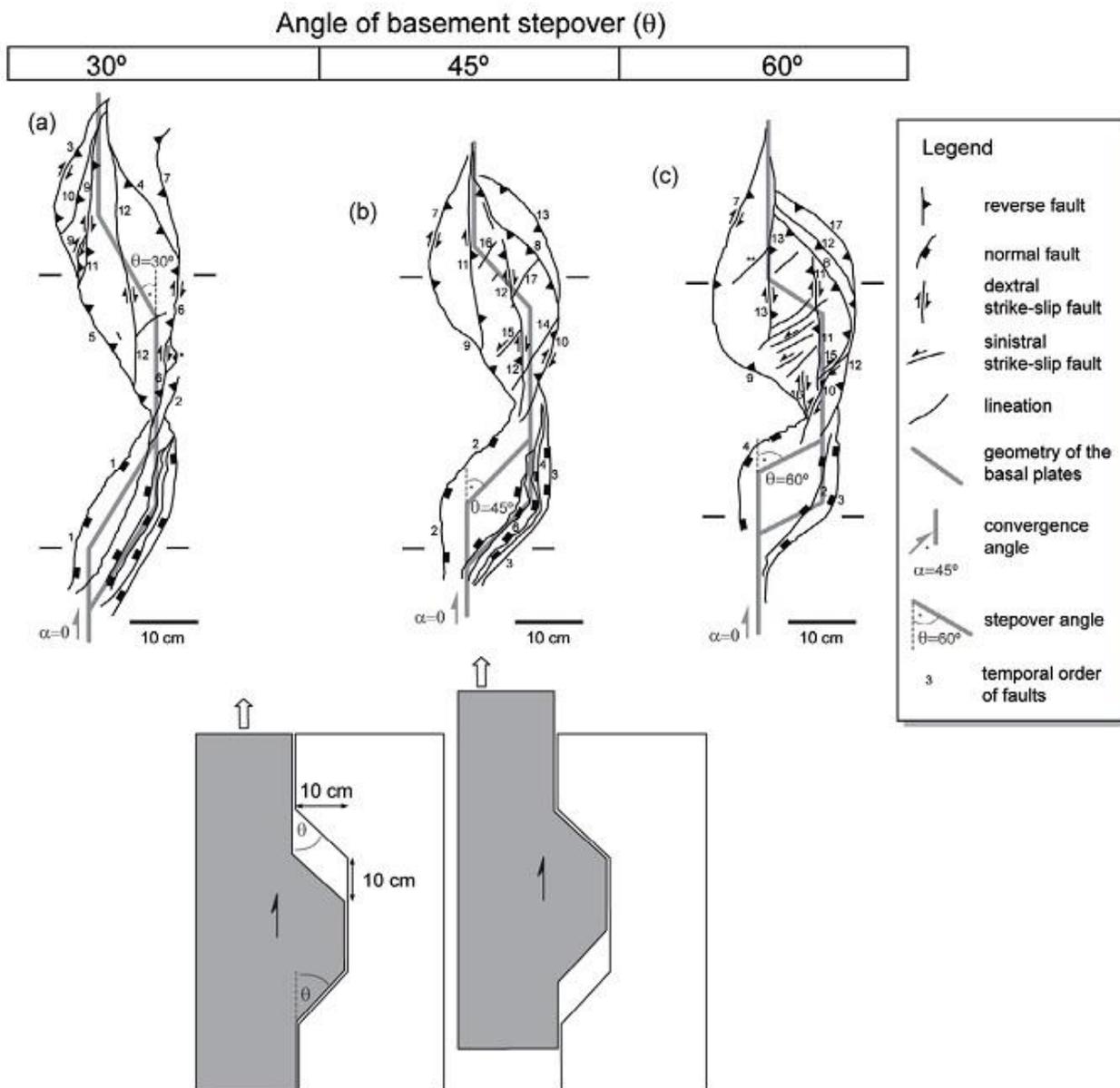
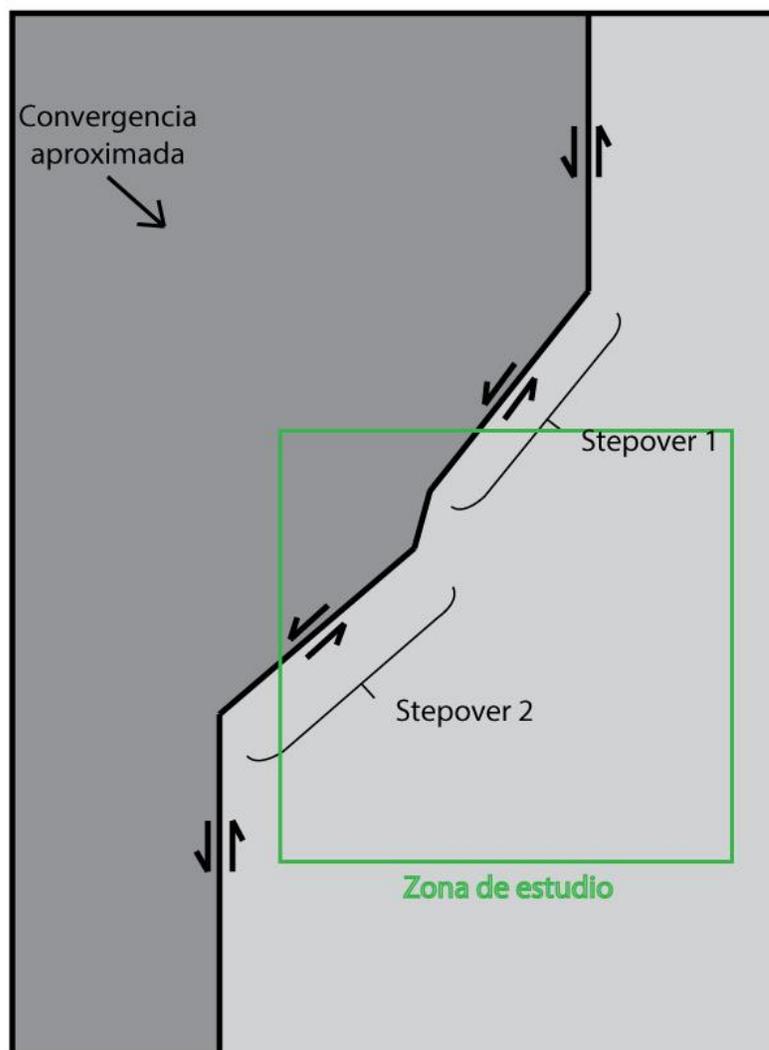


Ilustración 75: Geometrías de pop-up y pull-apart generadas en un mismo contexto en función de la geometría del stepover.

Si analizamos ahora la disposición en la zona de estudio, notamos que es un caso bastante particular. Dada las direcciones de esfuerzo y el contexto más regional, es posible deducir que el movimiento de los bloques es de orientación norte-sur y rumbo sinistral. Dado esto, la zona de estudio se ubica justo en donde la Falla Elisa de Bordos cambia su rumbo. Dentro de este cambio de rumbo es posible reconocer dos stepovers contiguos de igual orientación, que se angulan en aproximadamente 40-50° desde la norte-sur hacia el noreste. Ambos stepovers se separan por otro pequeño quiebre de

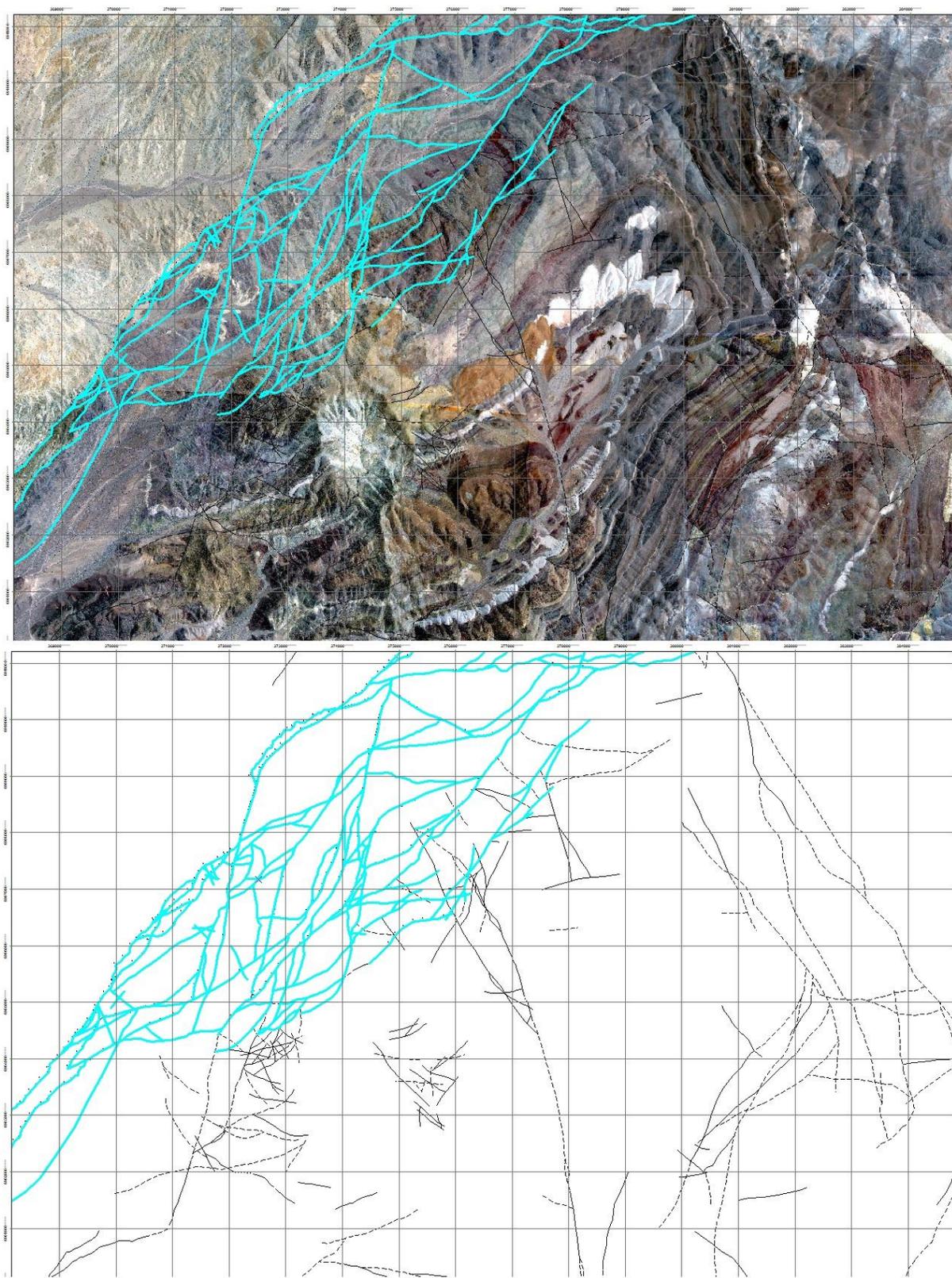
alrededor de 1[km] en el cual se tiende a recupera la tendencia norte-sur de la falla. La siguiente figura (Ilustración 76) ilustra de manera simplificada y esquemática la geometría de la falla Elisa de Bordos en la zona de estudio.



*Ilustración 76: Geometría esquemática y simplificada de la falla Elisa de Bordos en la zona, mostrando los dos stepover que actúan en esta etapa.*

A su vez, el quiebre menor que se ubica entre ambos stepovers actúa también como un stepover a escala más local. Todos estos factores en conjunto hacen que la geometría generada resulte algo más compleja, mezclando en una misma zona los resultados de tres stepovers de diferente escala, cada uno de los cuales generará sus propias estructuras asociadas que se cruzaran y cortaran con las de los demás. El resultado de la acción conjunta dentro de este régimen transpresivo se observa en la siguiente figura (Ilustración 77) en la cual se observan las estructuras que fue posible reconocer en la zona de estudio. Es bastante claro el parentesco que se observa en la vista en planta en relación a los resultados obtenidos a través de modelos análogos por McClay y Bonora

(2001), en particular al primer caso, lo cual es de esperarse dada la similitud en la geometría del stepover.



*Ilustración 77: Vista en planta que muestra las fallas generadas durante este regimen, estructura en flor positiva.*



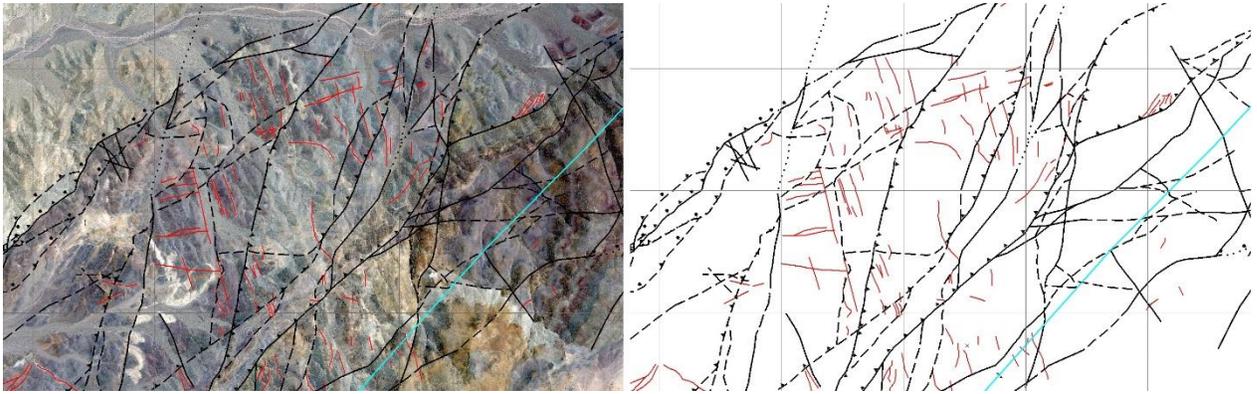


Ilustración 79: Disposición de diques entre las estructuras de la flor positiva.

Esta disposición en particular es directamente comparable a procesos que se observan a menor escala, como las llamadas “tension gashes” que se forman a medida que se evoluciona en el cizalle. Se han realizado estudios que se enfocan en los métodos de fractura e intrusión de fluidos en regímenes tectónicos similares (Ilustración 80), en los cuales factores como las heterogeneidades propias de las rocas y sus distintas permeabilidades en conjunto con la presencia de fluidos a presión y direcciones de esfuerzo determinadas pueden generar arreglos de estructuras que se van interconectando progresivamente a medida que evoluciona el sistema y se emplazan los fluidos (Sibson, 1996; Sibson, 2000).

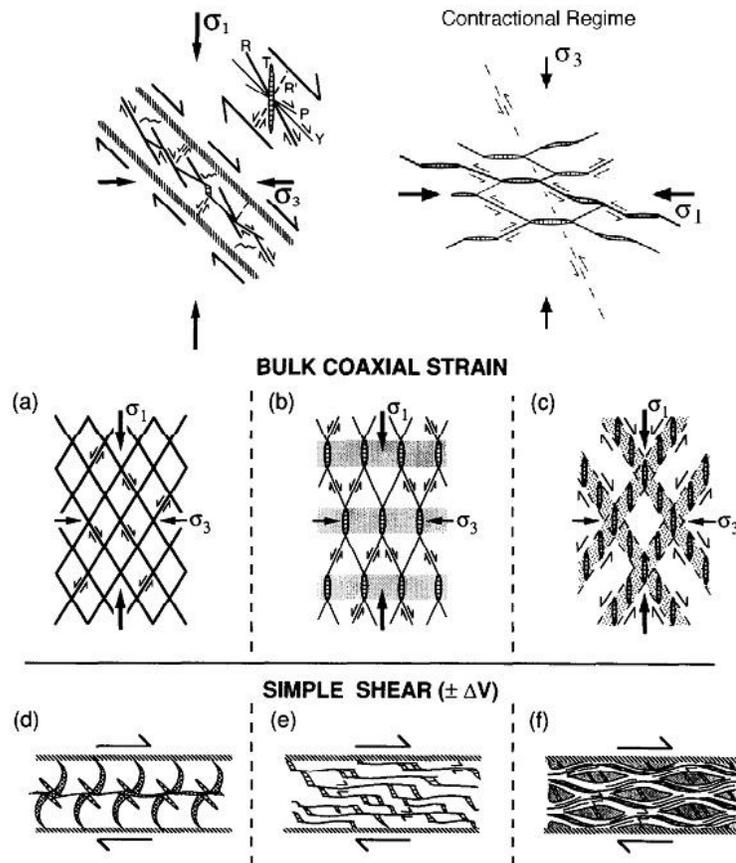
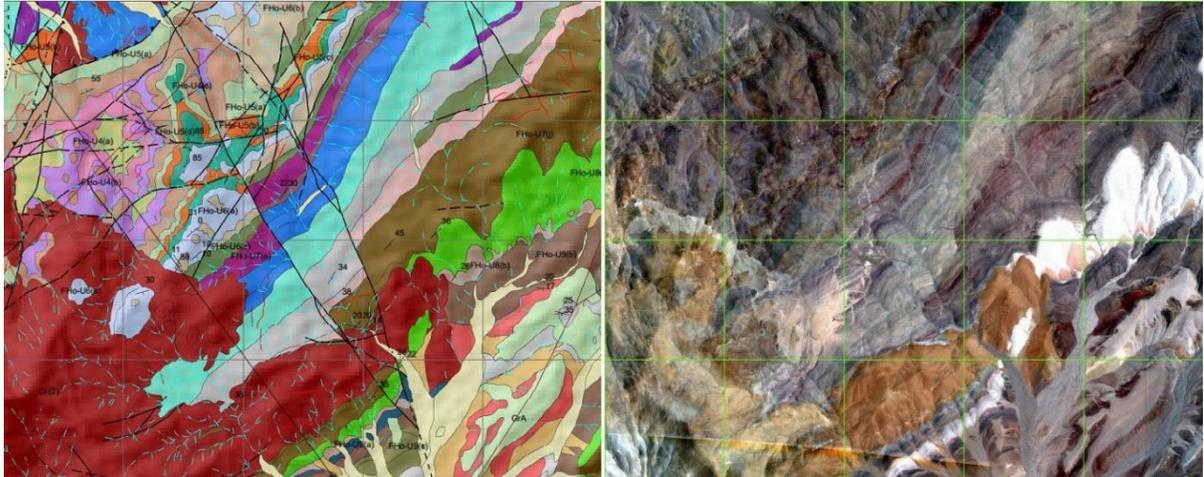


Ilustración 80: Sistema de fractura e intrusión de fluidos en regímenes de esfuerzo similares al tratado. Editado de Sibson (1996) y Sibson (2000)

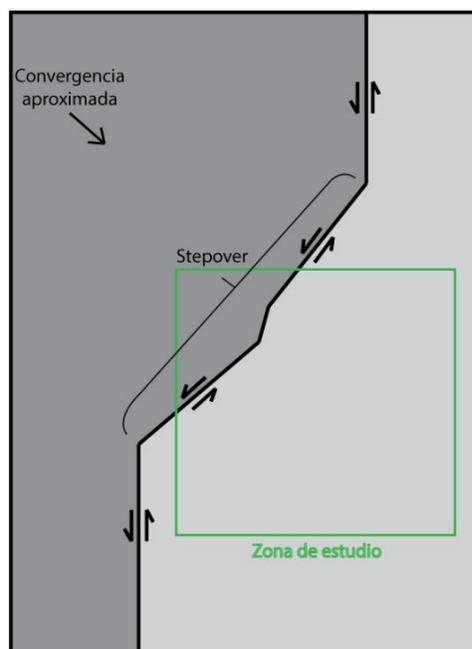
#### 5.2.4 “Cuarto evento” (Segundo episodio)

El cuarto evento identificable tal vez no pueda calificarse como un evento por separado, si no como un reflejo a nivel más regional del mismo tercer evento, ocurriendo de manera relativamente simultánea. Llamaremos a este “evento” el segundo episodio para diferenciarlo del anterior sin separar los regímenes tectónicos y temporalidades.



*Ilustración 81: Falla de rumbo sinistral de gran escala. Orientación aproximada NNW.*

Las estructuras asociadas a este episodio corresponden a fallas de orientación aproximadamente norte-sur con desplazamiento sinistral evidente en algunos casos (Ilustración 81). Estas estructuras son de escala mayor a las del primer episodio. Para entender el por qué, es necesario una vez más alejarse un tanto de la zona de estudio y observar el panorama más regional.



*Ilustración 82: Figura que ilustra el stepover de escala regional.*

Para este caso, de manera similar al anterior existe un stepover responsable por las estructuras que se generan, sin embargo, la escala es algo diferente, ya que en este caso los stepovers mencionados para el primer episodio actúan en conjunto como un solo stepover de gran escala (Ilustración 82) que controla el desarrollo de otra geometría en flor de escala regional que se proyecta mucho más allá de los límites de la zona estudiada.

La siguiente figura (Ilustración 83) ilustra de manera esquemática el tipo de geometrías que se genera, dando origen a las fallas de orientación norte-sur y a su vez al plegamiento generalizado del rumbo que se observa para el pliegue sinclinal y en menor medida para el pliegue anticlinal.

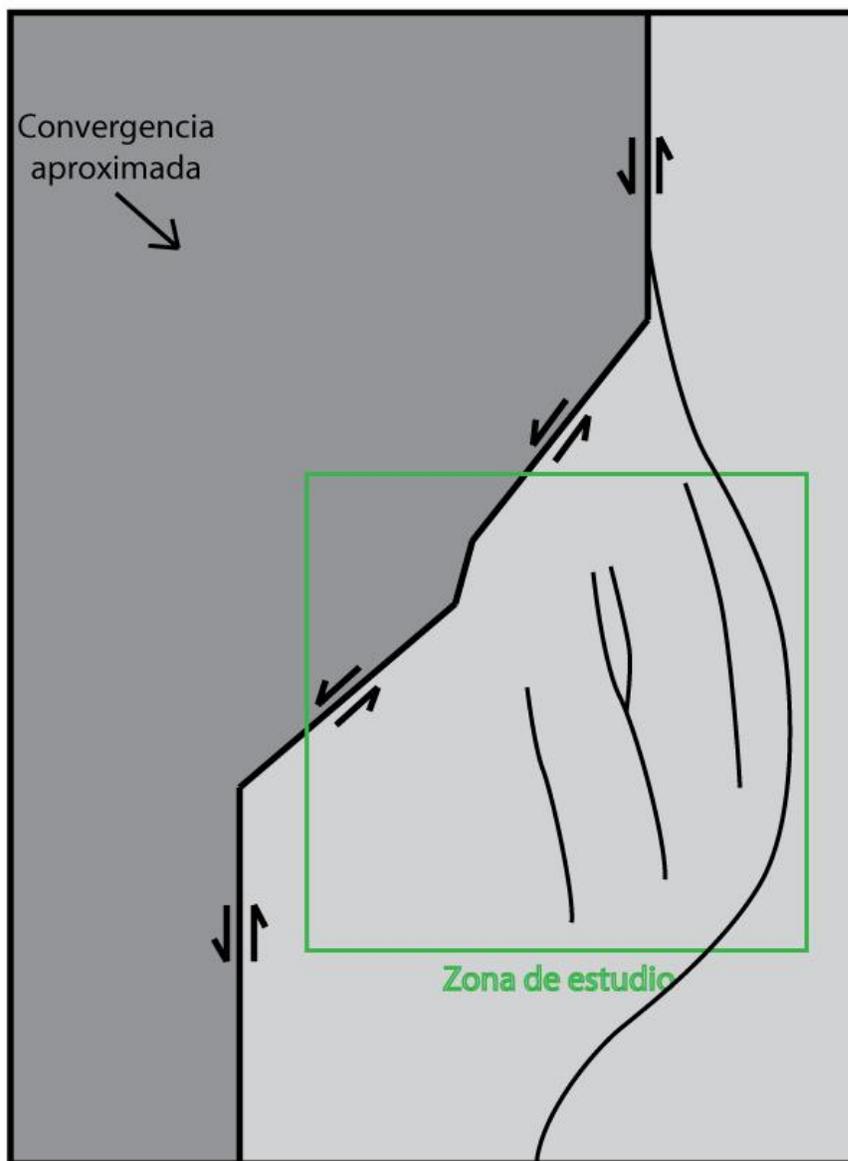
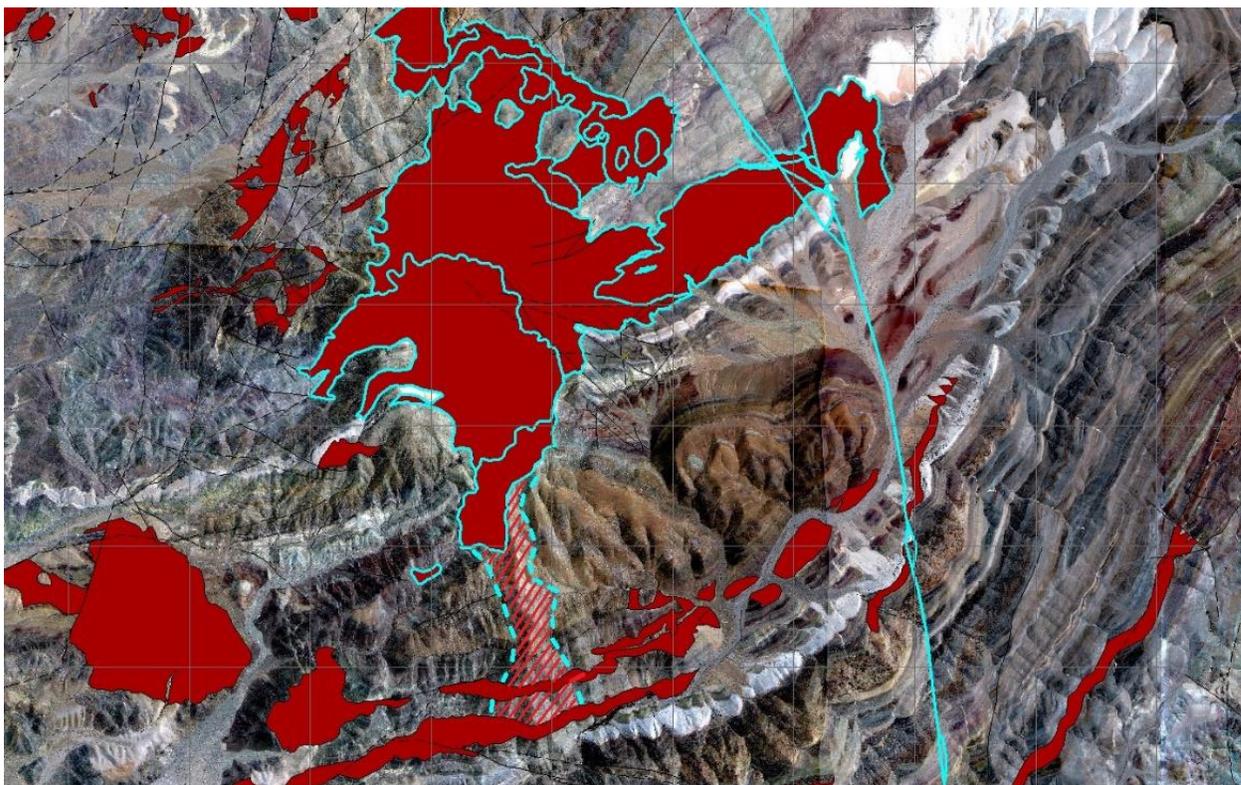


Ilustración 83: Figura esquemática de las fallas generadas bajo el régimen transpresivo regional.

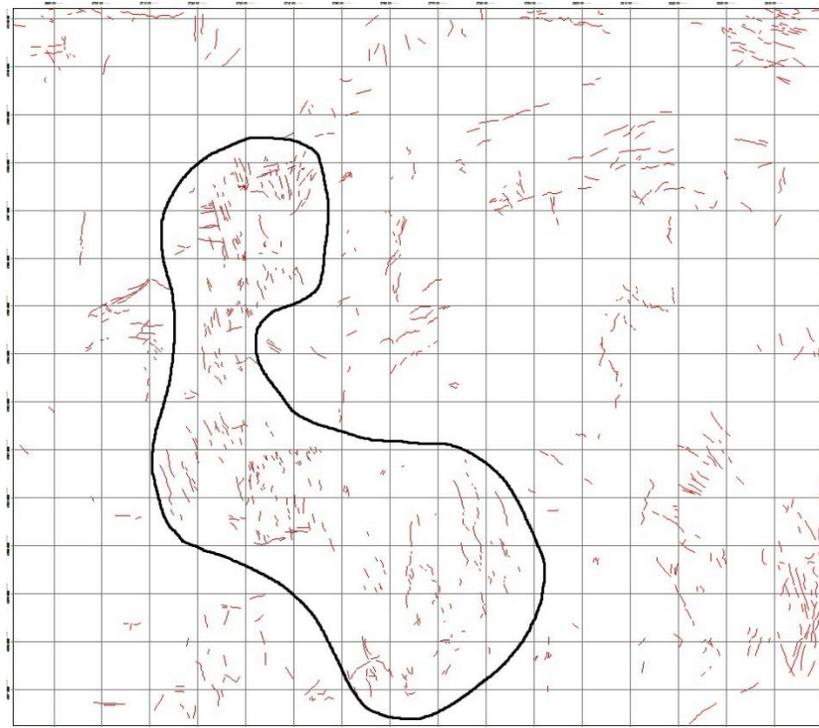
Por otro lado, este sistema ayudaría a explicar la intrusión de un gran número de cuerpos plutónicos, tanto de pequeña como mediana escala, los cuales reflejan la mayoría de las veces un claro control estructural para su emplazamiento.

Tal vez el cuerpo intrusivo de mayor importancia en este aspecto corresponde al que se ubica en el centro de la zona de estudio, entre el pliegue anticlinal y el sinclinal. Como se mostró en el capítulo que se refiere a las estructuras, este cuerpo intrusivo, si bien no aflora en toda su extensión, deja una evidencia observable de alteración en un lineamiento paralelo a las fallas que conforman a este sistema (Ilustración 84), sugiriendo que su emplazamiento pudo condicionarse justamente por una de estas estructuras. Esto es de particular interés ya que se conocen dataciones para este cuerpo intrusivo, realizadas por Arévalo (2005) que le otorgan una edad aproximada de  $66 \pm 2$  Ma, lo cual podría corresponder a la edad del evento responsable.



*Ilustración 84: Alteración asociada al Intrusivo 2 en un lineamiento similar a las estructuras de rumbo regionales.*

Por otro lado, existen familias de diques reconocibles que siguen esta misma orientación (Ilustración 85) a lo largo de toda la zona en la cual se ubica la flexura mayor del eje del sinclinal, lo cual refuerza el carácter frágil de las rupturas y la dirección preferencial de fracturamiento en esta zona. Además de esto, en terreno se observaron fábricas orientadas aproximadamente en la norte-sur para algunos de estos cuerpos, lo cual evidencia de mejor manera que su emplazamiento estaría controlado por estas estructuras y más aún, podría ser syn-tectónico.



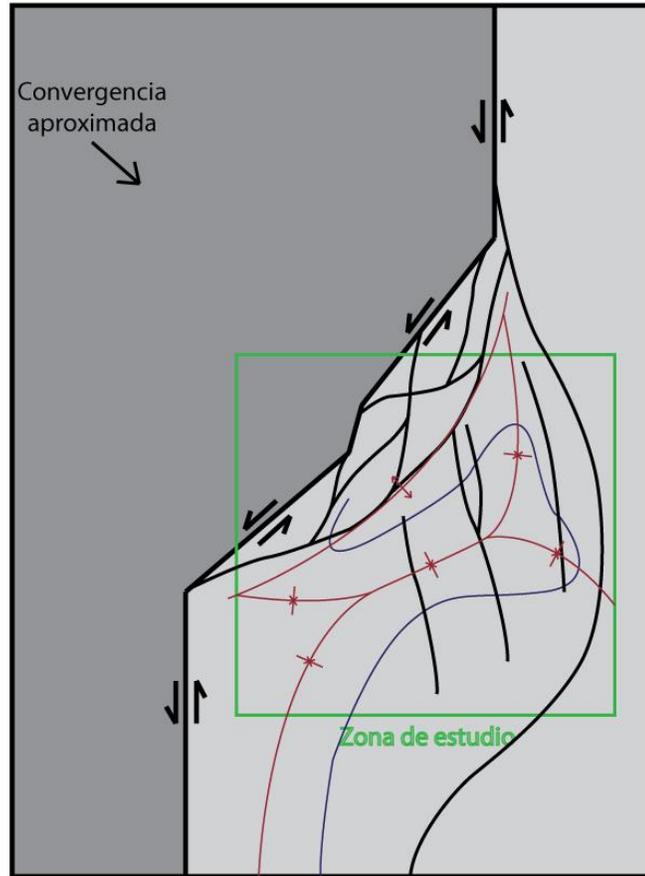
*Ilustración 85: Familias de diques de orientación similar a las estructuras mayores.*

### 5.3 Contexto regional

Luego de analizar de manera puntual cada evento salta a la vista una aparente relación entre todos ellos, que hace pensar que todos estos eventos se encontraron inmersos dentro de un mismo contexto a nivel regional, un solo régimen tectónico que a diferentes escalas y en diferentes zonas produciría fallamientos y deformaciones distintas, sin necesidad de cambiar significativamente.

A grandes rasgos, todo parece indicar que desde la inversión inicial que daría origen a todos los depósitos que se analizan, el contexto tectónico regional correspondía a un sistema transpresivo de rumbo sinestral. Este sistema es suficiente para explicar en su mayoría lo que observamos en la zona de estudio si es que se toma en consideración la geometría de la falla principal y la dirección de convergencia.

De manera más resumida, se está en presencia de un sistema que presenta una estructura en flor positiva de escala regional, a través de la cual se ajusta la deformación compresiva que ocurre en mayor medida en esta zona dado que el stepover mayor es casi perpendicular a la dirección del esfuerzo principal, con lo que se genera una zona de transferencia a través de la cual se comprimen los estratos de la Formación Hornitos para generar un pliegue anticlinal y otro sinclinal, cuyos ejes se encuentran curvados en forma de “Z”, respetando la geometría de la flor. Dentro de todo este sistema y de manera más local y aislada se producen estructuras en flor positiva dadas por stepovers menores, las cuales se superponen a los eventos de escala más regional, pero que sin embargo representan una de las evidencias más claras del régimen tectónico que imperó en esta zona.



*Ilustración 86: Figura esquemática que resume todas las características de la zona, reflejando los 3 eventos.*

La figura anterior (Ilustración 86) muestra de manera esquemática una superposición de los eventos registrados en la zona, mostrando de manera clara el contexto general y específico de cada uno de los sistemas, inmersos dentro de este contexto más regional dominado por movimientos de rumbo sinistral y compresión. Este esquema muestra las fallas (negro), ejes de los pliegues (rojo) y la forma generalizada de la secuencia estratigráfica (azul).

La evidencia presentada por los cuerpos intrusivos permite plantear una edad probablemente cercana a los 65 Ma para la deformación observada en la zona, ubicándolos en el límite entre el Cretácico y el Paleoceno.

#### 5.4 Patrones de rotación

Los trabajos realizados por Peña (2012) en su memoria de título arrojan datos interesantes respecto a rotaciones en sentido horario dentro de la zona aquí estudiada. En este estudio se obtuvo una serie de datos paleomagnéticos que corrigió, promedió y comparó con los datos publicados para el cratón sudamericano estable. Esta comparación pone en evidencia la presencia de una rotación generalizada de la zona cercana a los 30° en sentido horario (Ilustración 87), rotación que no se encuentra presente más al sur.

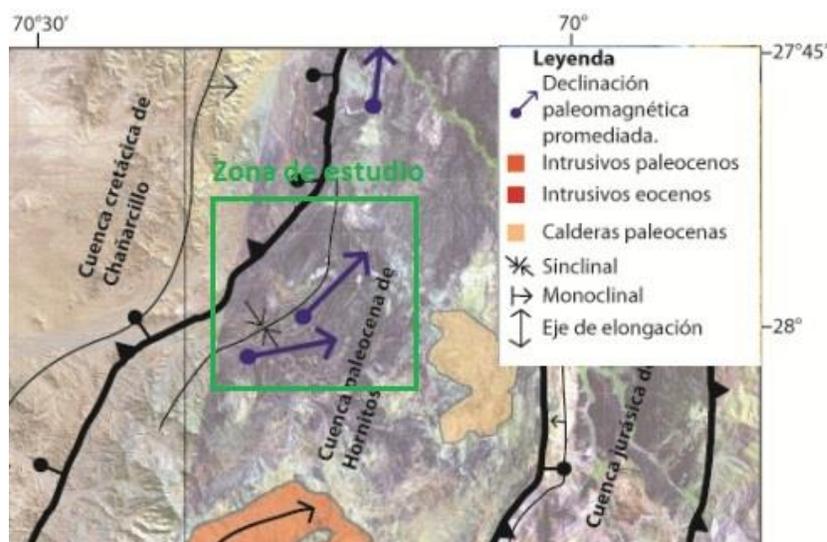


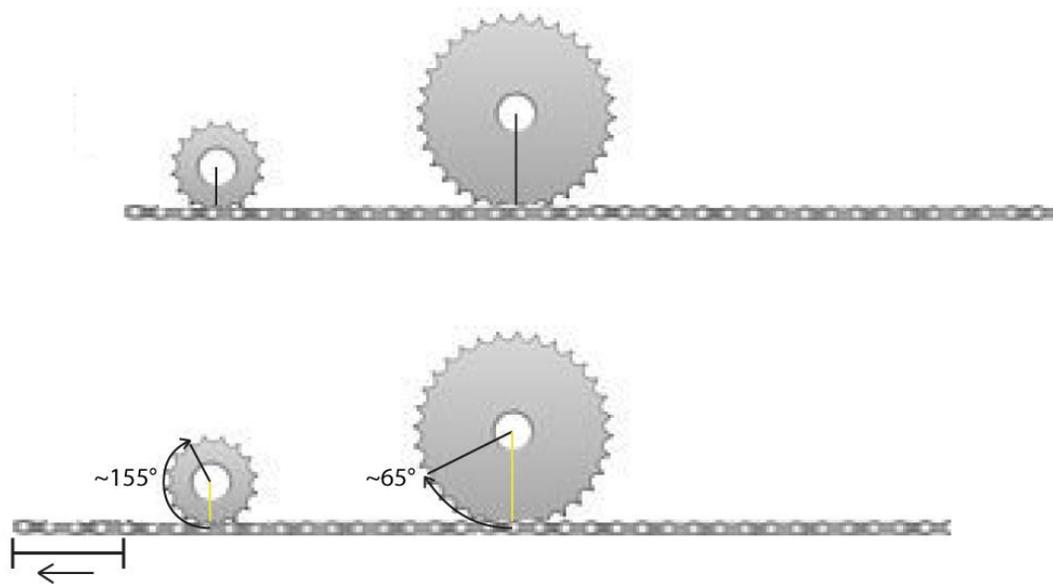
Ilustración 87: Patrones de rotación identificados en la zona de estudio. Extraído y modificado de Peña (2012).

Estas rotaciones son consistentes con las que se observan a lo largo de gran parte del norte de Chile, las cuales se asocian al Oroclino Boliviano. La flexura presente en la zona junto con las características estructurales han permitido definir la zona del Sinclinal Sierra Palmira como el extremo sur de la zona bajo la influencia del Oroclino Boliviano (Peña, 2012) además de definirse como un oroclino propiamente tal en el sentido definido por Carey (1955), llamado Oroclino de Vallenar (Arriagada *et al.*, 2009).

Una de las características más relevantes de los patrones de rotación en la zona de estudio es la correlación directa entre los datos paleomagnéticos y los rumbos de las estructuras mayores y de las secuencias geológicas (Peña, 2012). Sin embargo, existe registro en la zona de rotaciones que llegan a superar los 90° las cuales parecen no coincidir con el panorama regional. Esto hasta el momento ha sido asociado a procesos locales ligados a los eventos tectónicos particulares que afectan a la zona de estudio, en particular a la fase compresiva K-T, a través de los cuales se generarían acomodos locales de acuerdo a la deformación que permitirían explicar estos datos anómalos de rotación.

Sin embargo, este trabajo ha permitido dilucidar que la componente de movimiento de rumbo presente en la zona está bastante más presente de lo que se había registrado hasta el momento. Esto permite integrar nuevas teorías que permitan explicar rotaciones tan fuertes que escapan al patrón general. En particular, se propone integrar a estos análisis una componente no menor que es el tamaño de los bloques que son rotados, el cual tendrá una influencia directa en la cantidad de movimiento rotacional que sufrirá bajo la misma cantidad de desplazamiento de una estructura de rumbo. Para poder entender este punto de manera más sencilla, se propone una comparación a un sistema de engranajes, en la cual dos engranajes de distinto tamaño son sometidos a rotación a través de un mismo riel (Ilustración 88). La observación directa resultará en que el engranaje de mayor diámetro sufrirá una rotación significativamente menor para la misma cantidad de desplazamiento de la estructura que lo hace rotar que el engranaje de menor diámetro. Esta observación es tremendamente importante si se considera la geometría de las estructuras ligadas a rumbo de estilo flor positiva como las identificadas en la zona de estudio, ya que estas muestran una tendencia a unirse y entrelazarse entre sí generando formas sigmoidales o romboidales, las cuales implican de base que los bloques generados tendrán zonas de mayor ancho y zonas más delgadas. Si a esto se

suma además el hecho de que a medida que evoluciona el sistema aparecen cada vez más estructuras entre las primeras, agudizando aún más las rotaciones que afectarían a bloques de distinto tamaño, es fácil imaginar como en una misma zona podrían encontrarse arreglos rotacionales extremadamente variados y complejos, arreglos que no podrían explicarse sin considerar el contexto en el cual se generaron.



*Ilustración 88: Esquema mostrando las diferencias en la rotación para un sistema de engranajes de distintas proporciones considerando un mismo desplazamiento.*

Es más, si los supuestos bloques (engranajes) se ubican en contacto entre sí, la rotación de uno actuaría como un estorbo directo a la rotación del otro, con lo cual podrían potenciarse o incluso anularse movimientos rotacionales a escalas locales.

## 6. Conclusiones

En base a todo lo expuesto en las secciones anteriores, recopilando información litológica, sedimentaria y estructural, se presentan en el siguiente punteo las conclusiones más importantes extraídas de este trabajo:

- La Formación Hornitos se compone de una secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas de alrededor de 3250[m] de espesor, compuestas en mayor medida de conglomerados, areniscas, lavas y tobas, que pueden agruparse en al menos diez unidades estratigráficas diferenciables aunque similares entre varias de ellas. Estas unidades pudieron ser descritas en detalle, evidenciando un gran número de facies cuya interpretación es de suma importancia para el entendimiento del contexto en el que se depositó esta secuencia.
- Los grandes espesores de conglomerados de la Formación Hornitos ponen en evidencia una alta tasa de aporte sedimentario clástico cuya fuente pareciera ubicarse preferentemente al oeste-noroeste, esto último evidenciado por los cambios de facies sedimentarias observadas. Este alto aporte podría eventualmente deberse a procesos tectónicos ligados a la inversión de la falla Elisa de Bordos, que alzan y exponen a las formaciones Cerrillos y Pabellón.
- Dada la información litológica y estratigráfica recopilada en este trabajo, no es posible determinar una separación clara que diferencie a la Formación Hornitos con la Formación Viñita definida más al sur. No parece haber ningún motivo que justifique la división de la secuencia en dos formaciones diferentes, ni evidencias que sugieran que la geología observada en las cercanías de Serena debiese extenderse hasta Copiapó.
- El punto anterior trae por implicancia directa que la edad de la Formación Hornitos se extendería desde el Santoniano en su extremo inferior hasta el Maastrichtiano en su parte superior, esto último determinado por la edad del intrusivo más viejo que corta esta formación. Esto trae por consecuencia que la Formación Hornitos se habría depositado en un rango de edad de aproximadamente 20 Ma, lo cual puede parecer algo amplio. Para explicar esto es necesario recurrir a la evidencia estructural en la zona. Aquí se plantea que desde la inversión ocurrida durante el Cretácico temprano, la falla Elisa de Bordos actuó como un límite estructural que trajo como consecuencia que la casi totalidad de la deformación se concentrara en el lado occidental, en la Formación Cerrillos y el Grupo Chañarcillo, lo cual podría generar un contexto deposicional relativamente estable para el desarrollo prolongado de la Formación Hornitos, que se extendería por alrededor de 20 Ma. Posteriormente, el sistema se vería afectado por el evento compresivo asociado a la Orogenia K-T, con lo cual se daría fin a la deposición de Hornitos e inicio a la deformación en el lado oriental de la falla.
- La evidencia geológica encontrada en la zona junto con un análisis en planta de las morfologías y estructuras presentes en la zona de estudio permiten la identificación de al menos tres eventos tectónicos marcados, dos de los cuales puede ligarse dadas las geometrías presentes en las estructuras principales que

controlan los estilos deformativos a un mismo régimen tectónico regional correspondiente a esfuerzos transpresivos cuya componente de rumbo es sinistral. El primer evento corresponde a una inversión tectónica que invierte a la falla Elisa de Bordos generando el alzamiento necesario para el inicio de la deposición de Hornitos. El segundo y tercer evento, junto con el segundo episodio del tercero ocurren de manera posterior a la deposición de la secuencia de Hornitos y reflejan un evento compresivo más fuerte y estructuras asociadas a sistemas de rumbo típicas de regímenes transpresivos como lo son las flores positivas.

- Fallas inversas de tipo backthrust en conjunto con un abombamiento generalizado provocado por la estructura en flor positiva explicarían el basculamiento hacia el sureste del plano axial de pliegue anticlinal. Por su parte, el desarrollo de la faja plegada y corrida de Hornitos, con sus fallas inversas asociadas se encargarían de bascular el plano axial del pliegue sinclinal hacia el noroeste. Por otra parte, estructuras de escala mayor para la zona, al este y sureste actuarían como rampas para alzar la secuencia en estas zonas, explicando así el buzamiento observado en el pliegue anticlinal que cae hacia el suroeste.
- Gracias a la evidencia mostrada por los cuerpos intrusivos, que se emplazan siguiendo orientaciones correlacionables con estructuras de escala mayor en la zona, en conjunto con evidencias de cizalle en diques registrado en las fábricas, es posible sugerir que estas intrusiones ocurrieron de manera syn-tectónica. Esto permite plantear una edad para la deformación cercana a la edad de estos cuerpos, ubicándola alrededor de los 65 Ma, edad que ubicaría estos eventos en el límite K-T.
- La zona de estudio presenta una rotación generalizada que es consecuente con lo que se observa a lo largo del norte de Chile en asociación al Oroclino Boliviano, sin embargo dentro de la zona existen rotaciones anómalas que llegan a superar los 90°, las cuales pueden explicarse a través de los mecanismos tectónicos locales que operaron, en particular a los movimientos de rumbo, que podrían ser responsables de generar una gran variedad de rotaciones en función de los bloques que mueven y sus relaciones espaciales y de contacto, además de sus propiedades reológicas.
- A modo de sugerencia, para lograr esclarecer de manera más fundamentada la edad de la Formación Hornitos y la estratigrafía general de la zona, se proponen estudios posteriores que busquen realizar dataciones en lugares estratégicos a lo largo de la secuencia de Hornitos (por ejemplo los múltiples niveles de tobas), de manera secuencial y en diferentes cortes perpendiculares a la estratigrafía en una franja norte-sur, de manera a tener una mayor cantidad de datos realmente correlacionables que mantengan una coherencia y continuidad estratigráfica. Además, para dilucidar la estratigrafía, sería recomendable continuar el mapeo de detalle realizado en este trabajo hacia el este y en una porción similar hacia el sur, para obtener un registro aún más completo que permita argumentar con más fuerza si es justificable definir dos o más formaciones en esta zona.

## 7. 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.
- Arévalo, C. 1994. Mapa Geológico de la Hoja Los Loros. Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), Documentos de Trabajo 6.
- Arévalo, C. 2005a. Carta Copiapó, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, escala 1:100.000, No. 91.
- Arévalo, C. 2005b. Carta Los Loros, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, escala 1:100.000, No. 92
- Arévalo, C.; Creixell, C. 2009. The Atacama Fault System and its role on the migration and deposition of Iron Oxide Copper Gold and Magnetite-Apatite ores: an evaluation from the Los Choros and Huasco valleys. 21th Colloquium on Latin American Geosciences. Alemania, p. 23-25.
- Arriagada, C., Mpodozis, C., Yañez, G., Charrier, R., Farías, M. Roperch, P., 2009. Rotaciones tectónicas en Chile central: El oroclino de Vallenar y el “megakink” del Maipo. Congreso Geológico Chileno 2009, S9-09.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P, 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile, in: *Geology of Chile*, Chapter 3 (Gibbons, W. and Moreno, T., editors). The Geological Society, London, Special Publication, p: 21-116.
- Clark, A.H., Cooke, R.U., Mortimer, C., Sillitoe, R.H., 1967. Relationships between supergene mineral alteration and geomorphology, southern Atacama Desert—an interim report. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy* 76, 1389–1396.
- Cornejo, P., Mpodozis, Kay, S., Tomlinson, A. & Ramírez, C. 1993. Upper Cretaceous-lower Eocene potassic volcanism in an extensional regime in the precordillera of Copiapó, Chile. *Second ISAG (Oxford)*, 347-350.
- Cornejo, R., Matthews, S., Pérez de Arce, C. 2003. The 'K-T' compressive deformation event in northern Chile (24-27°S). In *Congreso Geológico Chileno*, No. 10, Actas, CD Rom, Sesión Temática 1. Concepción.
- Creixell, C.; Parada, M.A.; Morata, D.; Vásquez, P., Pérez de Arce, C.; Arriagada, C. 2011. Middle-Late Jurassic to Early Cretaceous transtension and transpression during arc building in central Chile: evidence from mafic dike swarms. *Andean Geology* 38 (1): 16-42.
- Creixell, C., Fuentes, J., Bierma, H., Salazar, E., 2013. Tectónica regional y metalogénesis asociada al emplazamiento de la franja de pórfidos cupríferos cretácicos del norte de

Chile (28°-30° S). Conference: XIV Congreso Geológico Chileno, At La Serena, Volume: AT2 ST5.

Ezpeleta M., Astini R., Dávila F., 2008. Depósitos sinorogénicos en el antepaís neopaleozoico del cinturón de Famatina, centro-oeste de Argentina: implicancias paleoambientales, paleogeográficas y tectonosedimentarias. *Revista Geológica de Chile* 35: (2) 253-277.

Gonzalez, D., Pinto, L., Peña, M., Arriagada, C, 2012. 3D Deformation In Strike-Slip Systems: Analogue Modelling And Numerical Restoration. *Andean Geology*, 39, 2, 295-316.

Grocott J., Taylor G., 2002. Deformation partitioning, magmatic arc fault systems and emplacement of granitic complex in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25° 30' S to 27° 00' S). *Journal of the Geological Society* 159: 425-442.

Iriarte, S., Arévalo, C., Mpodozis, C., Rivera, O., 1996. Mapa Geológico de la Hoja Carrera Pinto (1:100.000): Mapas Geológicos, N°3, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.

Maksaev, V., Munizaga, F., Valencia, V., Barra, F. 2009. LA-ICP-MS zircón U-Pb geochronology to constrain the age of post-Neocomian continental deposits of the Cerrillos Formation, Atacama Region, northern Chile: tectonic and metallogenic implications. *Andean Geology* 36 (2): 264-287.

Martínez, F., Arriagada, C., Mpodozis, C., Peña, M., Salazar, E., 2009. Sección Estructural Balanceada entre Iglesia Colorada y Tranque Lautaro (región de Copiapó): inversión tectónica de cuencas extensionales del Triásico y Jurásico (Cuenca Lautaro). Congreso Geológico Chileno 2009, S9-44.

Martínez, F., Arriagada, C., Mpodozis, C., Peña, M. 2012. The Lautaro Basin: a record of inversion tectonics in northern Chile. *Andean Geology* 39 (2): 258-278.

Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Del Real, I., Deckart, K. 2013. The structure of the Chañarcillo Basin: An example of tectonic inversion in the Atacama region, northern Chile, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 42, 1-16.

Matthews, S., Cornejo P., Riquelme, R. 2006. Carta Inca de Oro, Región de Atacama Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica N°102, 79 p. 1 mapa escala 1:100.000.

McClay, K.; Bonora, M. 2001. Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 85: 233-260.

Merino, R.; Salazar, E.; Mora-Franco, C.; Creixell, C.; Coloma, F.; Oliveros, V. 2013. Fluvial deposition and retro-arc volcanism in a Late Cretaceous foreland basin and the unroofing of the Early Cretaceous arc in the Chilean Frontal Cordillera at 28°30'S, Atacama Region. In *International Geological Congress on the Southern Hemisphere*.

Mortimer, C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama desert, Chile. *Geological Soc. of London, Journal* Vol.129 p.505-526.

Nalpas, T., Dabard, M. P., Ruffet, G., Vernon, A., Mpodozis, C., Loi, A., Hérail, G., 2008. Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales–

Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control?. *Tectonophysics*, 459, 161-173.

Peña, M., Arriagada, C., Mpodozis, C., Martínez, F., Salazar, E. 2009. Rotaciones Tectónicas Sobreimpuestas en la Zona Centro-Sur de la Región de Atacama: Primeros Resultados de un Estudio Estructural y Paleomagnético. XII Congreso Geológico Chileno Santiago, 22-26. Resumen S9\_061.

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 Titulo, Universidad de Chile, Departamento de Geología: 81 p.

Salazar, E. 2012. Evolución Tectono-Estratigráfica Post-Paleozoica de la Cordillera de Vallenar. Tesis de Magister. Universidad de Chile.

Salazar, E; Coloma, F; Creixell, C., 2013. Geología del área El Tránsito - Lagunillas, Región de Atacama Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 149: 116 p., 1 mapa escala 1:100.000.

Segerstrom, K. & Parker, R. 1959. Cuadrángulo Cerrillos, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, 1, no. 2, 1:50.000.

Segerstrom, K. 1960. Cuadrángulo Quebrada Paipote, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, 2, no. 1, 1:50.000.

Segerstrom, K. & Ruiz, C. 1962. Geología del Cuadrángulo Copiapó, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, 1, no. 3, 1:50.000.

Segerstrom, K. 1967. Geology and ore deposits of the central Atacama Province, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 78, 305–318.

Segerstrom, K. 1969. Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 4: 58 p., escala 1:250.000.

Sibson, R.H., 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology* 18 (8), 1031e1042.

Sibson, R.H., 2000. A brittle failure mode plot defining conditions for high-flux flow. *Economic Geology*, 95, 41-48.

Willis, Balleyrn 1929. Earthquake conditions in Chile. *Carnegie Inst. Publ.* 382, 178 p. Washington.

## 8. Anexos

### 8.1 Mapas geológicos

En esta sección se presenta el trabajo de mapeo realizado tanto en terreno como en gabinete en dos versiones con distinta finalidad.

#### 8.1.1 Observaciones importantes

Es muy importante mencionar que en ambos mapas aquí expuestos, los colores utilizados no denotan de ninguna manera edades geológicas según la carta oficial internacional cronoestratigráfica. Estos colores fueron elegidos de manera arbitraria con un interés netamente práctico de destacar las características descritas en la sección anterior, acorde al detalle del trabajo realizado.

Los datos estructurales, mediciones, diques e hidrografía presentados en ambos mapas son idénticos.

Finalmente, cabe notar que no se hizo distinción de color entre cuerpos intrusivos, los cuales se encuentran todos de color rojo, a excepción de los que fueron descritos. Estos últimos se encuentran con colores individuales y debidamente rotulados para su identificación dentro de ambos mapas.

#### 8.1.2 Mapas

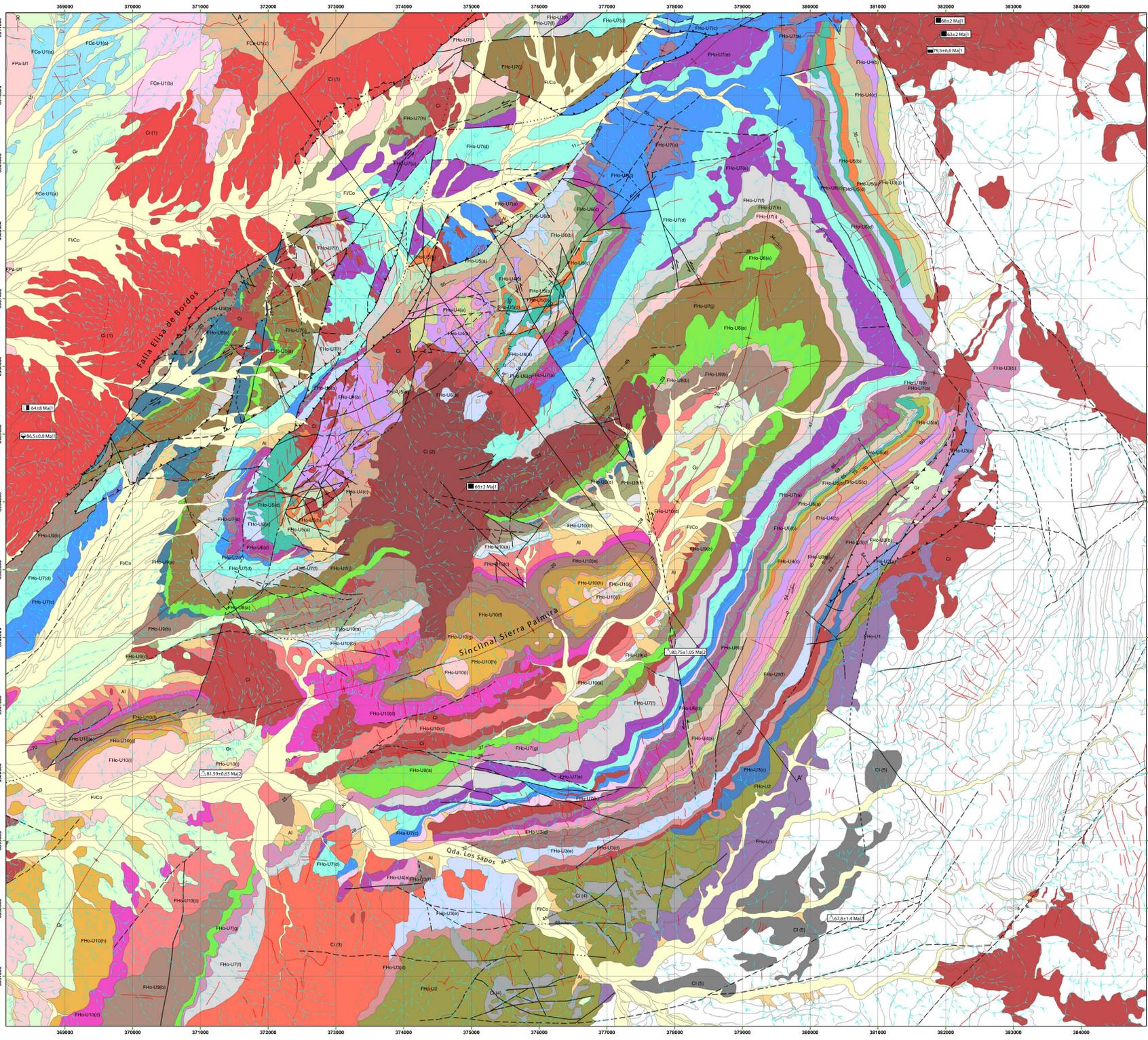
##### 8.1.2.1 Primer mapa

El primer mapa que se presenta en esta sección tiene como finalidad mostrar el detalle más fino del trabajo realizado, asignando colores separados para cada miembro descrito en la secuencia, sin hacer mayor énfasis a las unidades posteriormente definidas en base a estos.

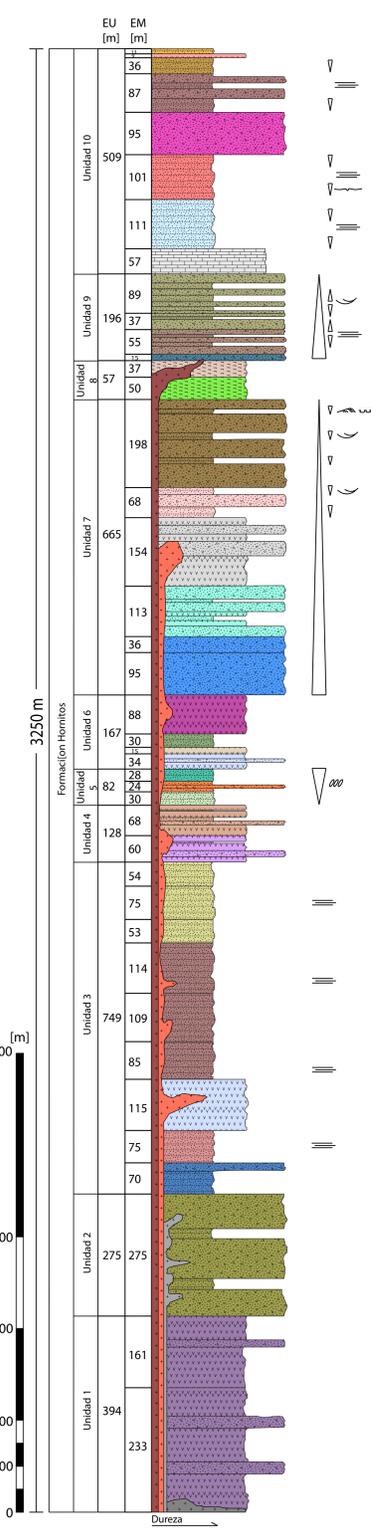
##### 8.1.2.2 Segundo mapa

El segundo mapa que se presenta en esta sección fue realizado de forma secundaria con polígonos extraídos y agrupados directamente del primer mapa, con el fin de mostrar debidamente cada una de las unidades definidas en este trabajo de manera más clara.

# MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA SIERRA PALMIRA



## Columna estratigráfica



## Leyenda

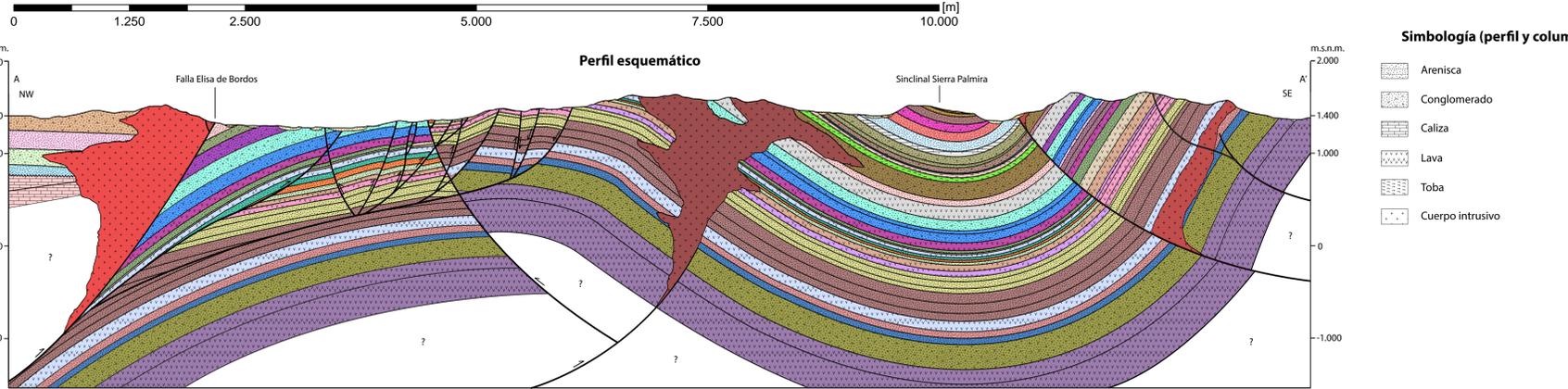
- Unidad o miembro indeterminado
- Unidades poco consolidadas
  - FCiCo: Depósitos fluviales y coluviales no consolidados.
  - Al: Depósitos aluviales no consolidados.
  - Gr: Depósitos de gravas y rípios mal a medianamente consolidados.
- Cuerpos intrusivos
  - CI: Cuerpos intrusivos indiferenciados
  - CI(1): Diorita de anfíbola.
  - CI(2): Microdioritas y pórfidos de clinopiroxeno y olivino.
  - CI(3): Diorita de anfíbola.
  - CI(4): Grandodiorita de anfíbola.
  - CI(5): Pórfido dacítico.
- Formación Hornos
  - FHo-U10(j): Fm. Hornos - Unidad 10: Areniscas
  - FHo-U10(i): Fm. Hornos - Unidad 10: Conglomerados y areniscas conglomerádicas
  - FHo-U10(h): Fm. Hornos - Unidad 10: Areniscas
  - FHo-U10(g): Fm. Hornos - Unidad 10: Lava porfírica
  - FHo-U10(f): Fm. Hornos - Unidad 10: Areniscas
  - FHo-U10(e): Fm. Hornos - Unidad 10: Conglomerado con intercalaciones de arenisca
  - FHo-U10(d): Fm. Hornos - Unidad 10: Conglomerados
  - FHo-U10(c): Fm. Hornos - Unidad 10: Areniscas y areniscas conglomerádicas rojas
  - FHo-U10(b): Fm. Hornos - Unidad 10: Areniscas
  - FHo-U10(a): Fm. Hornos - Unidad 10: Conglomerados
  - FHo-U9(c): Fm. Hornos - Unidad 9: Areniscas y conglomerados intercalados
  - FHo-U9(b): Fm. Hornos - Unidad 9: Conglomerados con intercalaciones de areniscas
  - FHo-U9(a): Fm. Hornos - Unidad 9: Conglomerados
  - FHo-U8(b): Fm. Hornos - Unidad 8: Toba de ceniza (Alterada)
  - FHo-U8(a): Fm. Hornos - Unidad 8: Toba de ceniza soldada
  - FHo-U7(j): Fm. Hornos - Unidad 7: Conglomerado con areniscas intercaladas
  - FHo-U7(i): Fm. Hornos - Unidad 7: Areniscas con conglomerados intercalados
  - FHo-U7(h): Fm. Hornos - Unidad 7: Conglomerados y areniscas
  - FHo-U7(g): Fm. Hornos - Unidad 7: Conglomerado con areniscas intercaladas
  - FHo-U7(f): Fm. Hornos - Unidad 7: Lavas Porfíricas
  - FHo-U7(e): Fm. Hornos - Unidad 7: Conglomerados
  - FHo-U7(d): Fm. Hornos - Unidad 7: Arenisca y conglomerado con lavas intercaladas
  - FHo-U7(c): Fm. Hornos - Unidad 7: Conglomerados
  - FHo-U7(b): Fm. Hornos - Unidad 7: Conglomerados
  - FHo-U7(a): Fm. Hornos - Unidad 7: Areniscas rojas con intercalaciones de conglomerado
  - FHo-U6(d): Fm. Hornos - Unidad 6: Lavas porfíricas
  - FHo-U6(c): Fm. Hornos - Unidad 6: Areniscas rojas
  - FHo-U6(b): Fm. Hornos - Unidad 6: Lavas porfíricas
  - FHo-U6(a): Fm. Hornos - Unidad 6: Lavas porfíricas con conglomerados intercalados
  - FHo-U5(d): Fm. Hornos - Unidad 5: Areniscas
  - FHo-U5(c): Fm. Hornos - Unidad 5: Areniscas
  - FHo-U5(b): Fm. Hornos - Unidad 5: Conglomerado con areniscas intercaladas
  - FHo-U5(a): Fm. Hornos - Unidad 5: Areniscas
  - FHo-U4(c): Fm. Hornos - Unidad 4: Lavas porfíricas y conglomerados con intercalaciones de arenisca
  - FHo-U4(b): Fm. Hornos - Unidad 4: Conglomerados y lavas porfíricas con menor arenisca.
  - FHo-U4(a): Fm. Hornos - Unidad 4: Lavas porfíricas junto con tobas y conglomerados/areniscas intercalados
  - FHo-U3(g): Fm. Hornos - Unidad 3: Areniscas
  - FHo-U3(f): Fm. Hornos - Unidad 3: Areniscas rojas
  - FHo-U3(e): Fm. Hornos - Unidad 3: Lavas porfíricas
  - FHo-U3(d): Fm. Hornos - Unidad 3: Areniscas rojas
  - FHo-U3(c): Fm. Hornos - Unidad 3: Areniscas y conglomerados
  - FHo-U3(b): Fm. Hornos - Unidad 3: Areniscas rojas
  - FHo-U3(a): Fm. Hornos - Unidad 3: Lavas porfíricas
  - FHo-U2: Fm. Hornos - Unidad 2: Conglomerados con areniscas intercaladas
  - FHo-U1: Fm. Hornos - Unidad 1: Lavas porfíricas
- Formación Cerrillos
  - FCe-U1(c): Fm. Cerrillos - Unidad 1: Conglomerados
  - FCe-U1(b): Fm. Cerrillos - Unidad 1: Areniscas
  - FCe-U1(a): Fm. Cerrillos - Unidad 1: Conglomerados y areniscas
- Formación Pabellón
  - FPa-U1: Fm. Pabellón - Unidad 1: Calizas, calcilitas y areniscas calcáreas fosilíferas.

## Simbología

- Rumbo y dirección de manto
- Traza de perfil
- Hidrografía
  - Quebradas
- Plegues
  - Anticinal observado
  - Anticinal inferido
  - Sinclinal observado
  - Sinclinal inferido
- Fallas
  - Falla observada
  - Falla inferida
  - Falla cubierta
  - Falla inversa observada
  - Falla inversa inferida
  - Falla normal observada
  - Falla normal inferida
  - Falla normal cubierta
  - Falla de rumbo sinistral
- Dataciones radiométricas (Ma)
  - K-Ar en biotita
  - K-Ar en anfíbola
  - K-Ar en plagioclasa
  - <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar en anfíbola
  - U-Pb en circon

## Fuentes de las dataciones

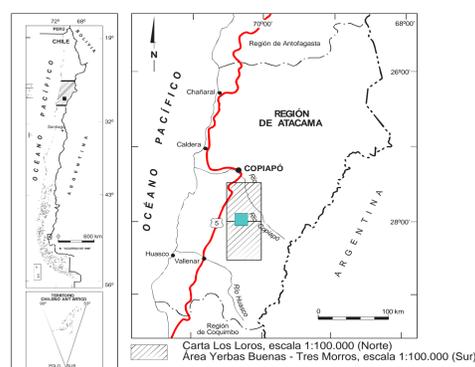
- Arévalo (2005b)
- Peña (2013)



## Simbología (perfil y columna)

- Arenisca
- Conglomerado
- Caliza
- Lava
- Toba
- Cuerpo intrusivo

## Mapa de ubicación



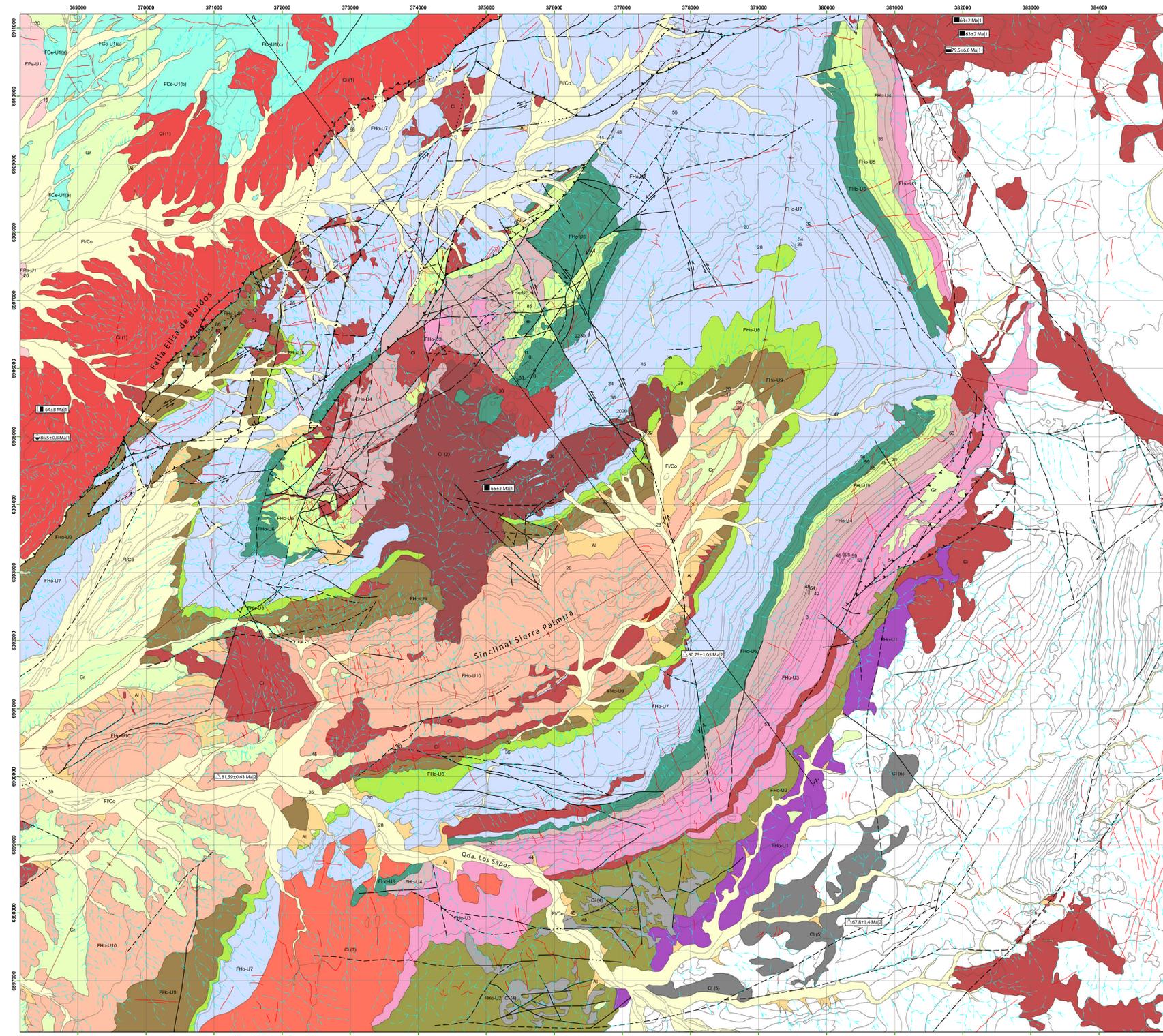
## MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA SIERRA PALMIRA

ESCALA 1:25.000

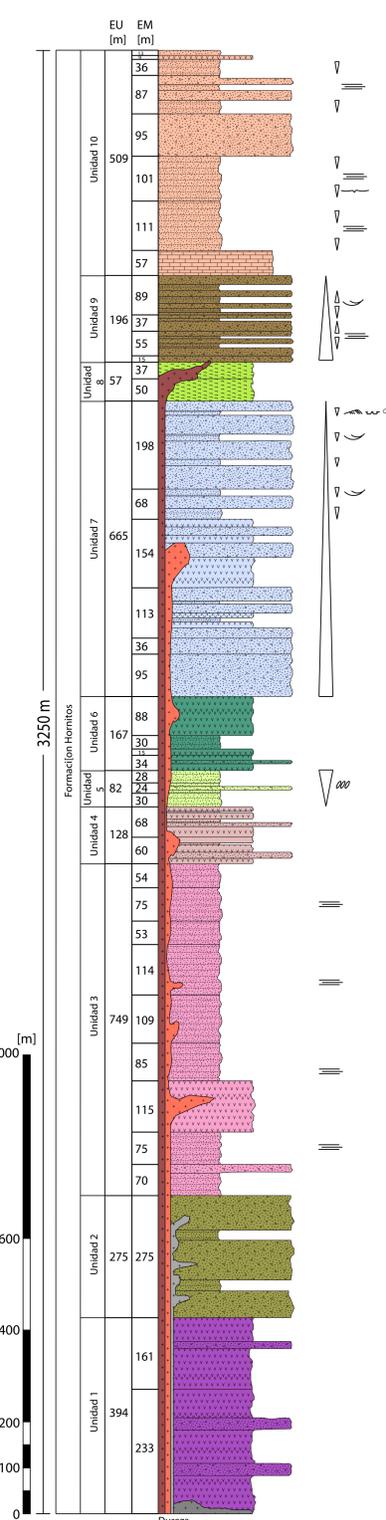
AUTOR: JOSÉ FRANCISCO DE RAMÓN BIGNON

2016

# MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA SIERRA PALMIRA

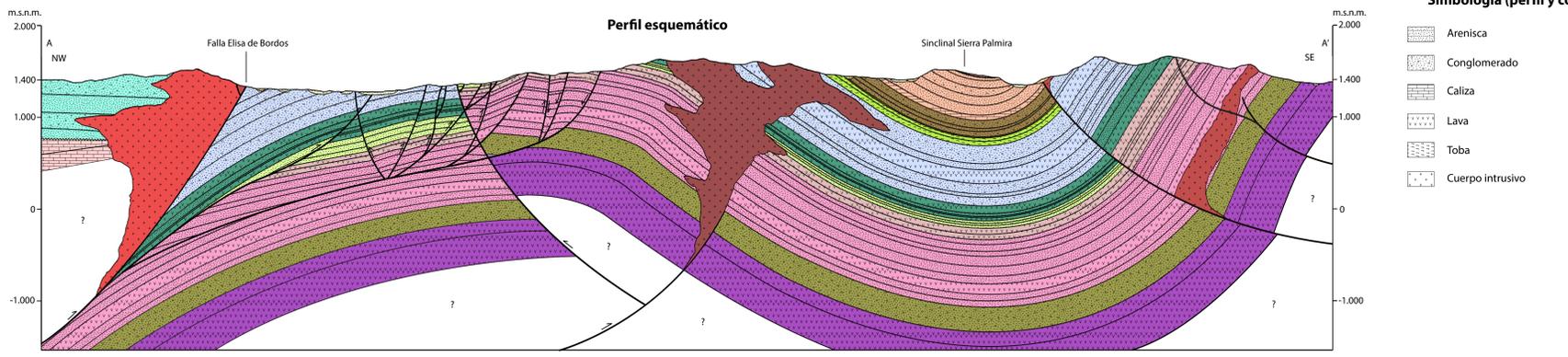


Columna estratigráfica



Legenda

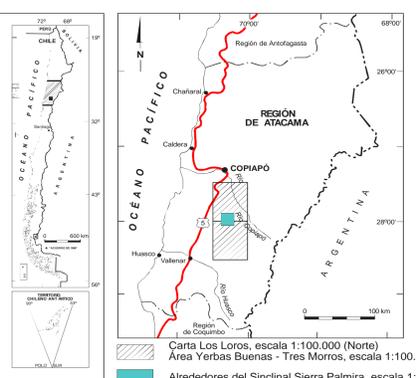
- Unidad o miembro indeterminado
- Fi/Co: Depósitos de gravas y arenas poco consolidados asociados a la escorrentía superficial de quebradas mayores. Los clastos suelen ser polimíticos y redondeados, de tamaño centimétrico a decimétrico y muestra buena selección. Presencia de múltiples depósitos de tipo barra de punta y barras longitudinales. Depósitos coluviales de con clastos provenientes de fuentes cercanas de múltiples litologías.
- Al: Depósitos de gravas y arenas poco consolidados ubicados en pendientes mayores con clastos centimétricos a decimétricos polimíticos compuestos por rocas de fuentes cercanas. Depósitos gravitacionales con mala selección y clastos angulosos.
- Gr: Depósitos de gravas poco consolidados con clastos polimíticos (volcánicos, intrusivos, sedimentarios), clasto soportadas y con selección mala a intermedia.
- Cuerpos intrusivos**
  - Ci: Cuerpos intrusivos indiferenciados.
  - Ci(1): Diorita de anfíbola con fenocristales de anfíbola de hasta 5[cm] y fenocristales de plagioclasa de 3-5[mm] inmersos en una masa fundamental afanítica de color verdoso.
  - Ci(2): Intrusivo hipabisal afanítico de color amarillo correspondiente a microdioritas y pórfidos andesíticos de clinopiroxeno y olivino.
  - Ci(3): Diorita de anfíbola con fenocristales de anfíbola y plagioclasa de hasta 3[mm] inmersos en una masa fundamental afanítica de color verdoso.
  - Ci(4): Granodiorita de anfíbola fanerítica a porfírica de color blanquecino con fenocristales de anfíbola y plagioclasa.
  - Ci(5): Pórfido dacítico hipabisal con fenocristales de plagioclasa de hasta 2[mm] y amígdalas rellenas con cuarzo y calcita.
- Formación Hornitos**
  - FHo-U10 (Unidad 10): Calizas amarillas en la base seguidas de una secuencia de areniscas conglomerádicas rojas con gradación inversa y areniscas de color café oscuro y de grano fino a grueso que se intercalan con areniscas conglomerádicas. En menor medida conglomerados polimíticos con clastos volcánicos redondeados y con esfericidad media, de color café oscuro a rojizo. Un nivel de lavas porfíricas de color rojizo con fenocristales de plagioclasa albitizados.
  - FHo-U9 (Unidad 9): Conglomerados matriz y clasto soportados, con clastos polimíticos de rocas volcánicas y sedimentarias relativamente bien redondeados y con esfericidad media, que alcanzan hasta 10-25[cm] en la base de la secuencia y van disminuyendo en tamaño a medida que se escala en ella. Se observan múltiples lentes de areniscas medias a finas dentro de los conglomerados, de escala métrica. Intercalando estos conglomerados se ubican múltiples niveles de areniscas conglomerádicas y areniscas gruesas de color gris-café oscuro que presentan gradaciones tanto invásicas como normales, en capas centimétricas. Hacia el techo se hacen más frecuentes las areniscas a medida que va disminuyendo progresivamente el tamaño de grano en general en la secuencia.
  - FHo-U8 (Unidad 8): Toba lítica en la base a toba de ceniza soldada de color gris blanquecino con cristales de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y anfíbola que alcanzan hasta 1[cm]. Predominan los fragmentos líticos respecto a los cristales, los cuales llegan hasta 2,5[cm]. Se observan fiamas orientadas que muestran la dirección de compactación.
  - FHo-U7 (Unidad 7): Secuencia de conglomerados con algunas intercalaciones de areniscas y en menor medida lavas porfíricas. Conglomerados gruesos en la base, clastos de hasta 50-100[cm], polimíticos, inmersos en una matriz de arena media a gruesa de color café verdoso. Clastos angulosos en la base y más redondeados hacia el techo. Intercalan areniscas dispuestas en capas de 15-25[cm] de color rojizo con gradación inversa y estratificación cruzada.
  - FHo-U6 (Unidad 6): Secuencia de lavas con algunas intercalaciones de conglomerados y capas puntuales de areniscas. Lavas porfíricas de color gris con fenocristales de plagioclasa de hasta 1[cm] subdiorales y albitizados. Presentan amígdalas rellenas con cuarzo y orientadas según la dirección del flujo. Conglomerados son polimíticos, matriz soportados, con clastos volcánicos angulosos a sub-angulosos centimétricos inmersos en una matriz de arena media. Hacia el techo aparece una capa de algunos metros de toba soldada con presencia de fiamas de hasta 3[cm] y una capa de 1-2[m] de calcilitas negras.
  - FHo-U5 (Unidad 5): Secuencia de areniscas conglomerádicas polimíticas con clastos de rocas volcánicas de hasta 1,5[cm] de redondeamiento y esfericidad medios y madurez textural baja. Intercalan capas menores de conglomerados polimíticos clasto a matriz soportados con clastos volcánicos (lavas) y sedimentarios (areniscas) de hasta 15-20[cm] con redondeamiento medio-alto y esfericidad baja.
  - FHo-U4 (Unidad 4): Secuencia de lavas de color gris a café, afaníticas a porfíricas, fenocristales de plagioclasa de hasta 3[mm] ocasionalmente orientados. Algunos niveles de toba de ceniza media a fina, con cristales de plagioclasa mayores a 1[mm] subdiorales y fragmentos líticos volcánicos de hasta 1,5[cm], intercalaciones menores de conglomerados polimíticos clasto soportados a matriz soportados, con clastos de buen redondeamiento de aproximadamente 2[mm] hasta 40[cm].
  - FHo-U3 (Unidad 3): Miembro de lavas porfíricas de plagioclasa y piroxeno con cristales de hasta 2 [mm] y masa fundamental afanítica en la base. Sigue secuencia de areniscas café a grisáceas de grano medio a fino y areniscas rojas de grano fino con laminaciones paralelas de menos de 1[mm]. Intercalan conglomerados clasto soportados y polimíticos, cristales de cuarzo y óxidos de hierro menores a 2[mm] y clastos volcánicos sub-redondeados de hasta 5[cm] inmersos en una matriz arenosa de color rojizo. En menor medida aparecen niveles de lavas porfíricas. Hacia el techo se observa un aumento en el tamaño de grano apareciendo areniscas conglomerádicas, a veces calcáreas, con clastos polimíticos inmersos en una matriz de arena fina a media. Continúan intercalaciones menores de conglomerados y aparecen niveles de lutita de color negro de alrededor de 1[m].
  - FHo-U2 (Unidad 2): Conglomerados mayormente clasto soportados y polimíticos, con presencia de clastos volcánicos mayores sub-redondeados y cristales de cuarzo inmersos en una matriz de arena media de color rojizo. Intercalaciones de areniscas medias a finas dispuestas en capas métricas a lo largo de la secuencia.
  - FHo-U1 (Unidad 1): Lavas porfíricas de color gris oscuro con presencia de fenocristales de plagioclasa que alcanzan hasta 2 [mm] de largo y masa fundamental afanítica.
- Formación Cerrillos**
  - FCe-U1 (Unidad 1): Secuencia basal de conglomerados polimíticos clasto soportados a matriz soportados con clastos principalmente volcánicos, posiblemente andesíticos, inmersos en una matriz de arena media, intercalados con secuencias de areniscas de grano medio a grueso de color verdoso a rojizo y areniscas conglomerádicas dispuesta en capas planas que ocasionalmente presentan gradación inversa. Las capas de areniscas se hacen más frecuentes en la sección central para gradar hacia el techo a conglomerados similares a los que se encuentran en la sección basal.
- Formación Pabellón**
  - FPa-U1 (Unidad 1): Secuencia de calizas fosilíferas gris clara a amarillas y areniscas calcáreas fosilíferas.



Simbología (perfil y columna)

- Arenisca
- Conglomerado
- Caliza
- Lava
- Toba
- Cuerpo intrusivo

Mapa de ubicación



Simbología

- Rumbo y dirección de manto
- Traza de perfil
- Quebradas
- Plegues
  - Anticlinal observado
  - Anticlinal inferido
  - Sinclinal observado
  - Sinclinal inferido
- Fallas
  - Falla observada
  - Falla inferida
  - Falla cubierta
  - Falla normal observada
  - Falla normal inferida
  - Falla normal cubierta
  - Falla de rumbo sinistral
  - Dique
- Dataciones radiométricas (Ma)
  - K-Ar en biotita
  - K-Ar en anfíbola
  - <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar en anfíbola
  - U-Pb en circon
- Fuentes de las dataciones
  - 1 Arévalo (2005b)
  - 2 Peña (2013)

## MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA SIERRA PALMIRA

ESCALA 1:25.000

AUTOR: JOSÉ FRANCISCO DE RAMÓN BIGNON