



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

**LA FORMACIÓN LAS CHILCAS EN EL VALLE DEL ESTERO LOS
ÁNGELES (32°31'S), CHILE CENTRAL: EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y
ESTRATIGRÁFICA E IMPLICANCIAS PALEOGEOGRÁFICAS DURANTE
EL CRETÁCICO**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS,
MENCIÓN GEOLOGÍA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

LARA VALENTINA ARIAS ARÁNGUIZ

PROFESORA GUÍA:
LUISA PINTO LINCOÑIR

PROFESOR CO-GUÍA:
DANIEL BOYCE MARTO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ
MARCELO FARÍAS THIERS

SANTIAGO DE CHILE

2019

**RESUMEN DE LA TESIS Y MEMORIA PARA
OPTAR AL GRADO DE:** Magíster en Ciencias
Mención Geología, **Y AL TÍTULO DE:** Geóloga
POR: Lara Valentina Arias Aránguiz
FECHA: 08/04/2019
PROFESORA GUÍA: Luisa Pinto Lincoñir

**LA FORMACIÓN LAS CHILCAS EN EL VALLE DEL ESTERO LOS ÁNGELES (32°31'S),
CHILE CENTRAL: EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y ESTRATIGRÁFICA E
IMPLICANCIAS PALEOGEOGRÁFICAS DURANTE EL CRETÁCICO**

Estudios previos entre los 31°S y 40°S, sugieren la existencia de un episodio compresivo que habría ocurrido durante el Cretácico Tardío, provocando el alzamiento del arco y la conformación de una cuenca de antepaís de retroarco. Si bien existen modelos respecto de la configuración de esta cuenca y dónde se ubicarían sus depósitos, aún no está clarificado qué rol tendrían los depósitos sinorogénicos en Chile y su conexión con los de Argentina. Es por esto que se plantea estudiar la Formación Las Chilcas entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal en Chile Central (32°31'S), para unir la evidencia que existe hacia el occidente y el oriente y entender cómo se comportó el margen estratigráfica y sedimentológicamente frente a un evento compresivo de esta magnitud.

A partir del estudio estratigráfico y estructural, con análisis de facies sedimentarias y geocronología U–Pb en circones en dos muestras, se identificaron 3 unidades estratificadas: (i) la Unidad Los Ángeles (<110 Ma) o Formación Cerro Morado, (ii) la Unidad Las Minillas (109?-85 Ma) o Formación Las Chilcas y (iii) la Unidad Chalaco o Unidad Alicahue–Chepical. Adicionalmente, se reconocieron dos sistemas estructurales que afectan a las primeras dos unidades, el Sistema de Fallas Los Ángeles que se ubica en el dominio occidental y tiene vergencia este y el Sistema de Fallas Las Minillas que se sitúa en el dominio oriental y tiene vergencia oeste.

Con estos antecedentes se definieron las siguientes 4 etapas de evolución estratigráfica y sedimentaria en el área de estudio. (1) Aptiano?–Albiano: se depositan las lavas y tobas de la Formación Cerro Morado que corresponderían al arco volcánico. (2) Albiano?–Santoniano: se desarrolla un régimen compresivo donde se depositan inicialmente las facies de abanico aluvial de gran energía y las lacustres de los miembros Pitipeumo y Tabón de la Formación Las Chilcas, luego los depósitos de ríos trenzados y de lago del Miembro Ñilhue y por último, los depósitos piroclásticos, lávicos y aluviales del Miembro El Calvario. (3) Santoniano?–Eoceno medio: se emplazan las unidades intrusivas San Lorenzo y Fredes para después dar paso a una etapa de exhumación y erosión importante en el área de estudio. (4) Eoceno medio–Oligoceno tardío: se depositan los productos volcánicos de la Unidad Alicahue–Chepical, que conformaría el arco volcánico, y se emplaza la Unidad El Cráter.

Finalmente, este estudio concluyó que la Formación Las Chilcas sería el registro sedimentario y volcánico del episodio compresivo ocurrido en el Cretácico Tardío en Chile Central. Al mismo tiempo, y considerando las relaciones de contacto, la potencia y las facies interpretadas para esta formación, proponemos que ésta representa los depósitos sinorogénicos intermedios entre depósitos próximos al frente orogénico, que se ubican en la Cordillera de la Costa, y depósitos distales que se sitúan en Argentina y estarían representados por las formaciones Diamante y Juncal.

Para ti, con cariño y dedicación

Agradecimientos

Primero quiero agradecer a las personas que me acompañaron alguna vez a terreno, que es la parte más entretenida pero también más sacrificada: Cris, Claudio, José, Coni, Víctor, Rodri, Vladi, Tami, Piel, Enzo y a los cursos de Estratigrafía (Primavera 2016) y Campo I (Otoño 2016). A Marcela y Domingo (mamá y papá de José) que me acogieron en su casa muchos días durante los terrenos y siempre me hicieron sentir feliz y cómoda, gracias porque no es fácil abrir las puertas de la casa a una extraña. Agradezco a Don Fernando González, Don Oseas y todos los cabreros que me ayudaron sin recibir nada a cambio, sólo por ayudar y conversar un rato conmigo. Por último, agradezco a las cabras, vacas y caballos que marcaron tantos caminos en el cerro que nos permitieron llegar a lugares imposibles!! a los quillay, litres y espinos que nos dieron su sombra y frescura en tantos días de calor.

Quiero agradecer también a Daniel Boyce que me apoyó desde el inicio hasta el final de la tesis, gracias por la disposición, por la transmisión de saberes de geología y por la inspiración que me nació al ver trabajos tan buenos como el tuyo. Al profe Charrier que siempre ha sido uno de mis ídolos en geología, gracias a sus clases supe que la geología regional era lo que me movía! Y finalmente a la profe Luisa, de verdad la mejor profesora guía, siempre con una palabra de ánimo, tiempo para conversar o ayudarme, alguien que ha confiado en mis capacidades más que yo misma! que me acompañó a terreno y consiguió recursos donde no había (la mecenas de este trabajo). Gracias a mis ídolas geólogas regionales: Luisa Pinto, Pamela Jara y Laura Giambiagi, sin un ejemplo es difícil sentirse cómoda en un área en el que hay menos mujeres, las encuentro secas! Gracias a la Blanquis, otra ídola, siempre con la mejor disposición, sin tu ayuda muchas cosas de mi vida en geología no habrían funcionado. Gracias al sitio *Sci-hub*, ya que sin la apertura de miles de artículos científicos, muchos no podríamos acceder a parte del conocimiento.

Quiero agradecer a mis compañeros de generación de geo con los que compartimos años de terrenos, carretes, historias, asados, trabajos y labs, siempre motivados por aprender!! que rico haber compartido con ustedes esos años de juventud, en especial a: Sofi, Javi, Vero, Coto, Chalo, Pancho y Gianfranco. Muchísimas gracias a los cabres del Terreno Autogestionado: me hicieron sentir de nuevo que el depto de geología era mi espacio porque conocí a mucha gente, puras personas bellas, me recordaron que cuando se tienen motivaciones colectivas se hacen cosas grandes! Quiero agradecer a amigos de la u que han sido o fueron parte importante de mi vida en Beauchef: Basti Sanhueza, Ara y Caro, gracias por los años de amistad y el apoyo incondicional.

Al Grupo Akahanga, el mejor grupo de música y baile rapa nui de la historia jjajaja naa nunca tanto, pero les quiero muchísimo, verlos todos los sábados es un gusto y viajar con ustedes en México y Colombia x2 fue lo máximo. Siempre me hacen reír y han sabido darme ánimo hasta cuando estaba complicada con la tesis, ahora soy mejor bailarina gracias a ustedes, pero también una persona más feliz y que se siente más amada.

Gracias al Enzo, en este último año y medio de magíster fue un apoyo incondicional, uno de los pocos que supo de mi estrés con la tesis, cada vez que me sentí abrumada me dio ánimo y seguridad con lo que soy capaz de hacer, y que me echó crema cuando tenía alergia (ahora de verdad queda un 0,000001 %), gracias por las salidas a comer, carretiar, el acroyoga, las paradas de mano, las acampadas, cocinar, los viajes en auto, los sueños en grande y el cariño. En realidad fue un lindo tiempo que atesoró!

A mis **amigos indonesios**: Pedro, Marcos, Víctor y Cony, los amo! doy gracias a la vida por habernos juntado en un viaje hermoso y a ustedes por haber seguido con esta amistad en estos 4 años. Gracias por las salidas, paseos, carretes, viajes, cumpleaños e historias de vida que hemos compartido, hoy soy más grande y más feliz gracias a ustedes. Espero que un día nos juntemos con los pedazos de tarjeta de Johanna Estrella en el viaje que prometimos. A les **apenadas y calichos**, los quiero muchisimo!! Me encanta que se hayan hecho todes amigos (del colegio, de la toma, de geo), me llena el corazón saber que les puedo ver a todes juntas y se aman como yo les amo. Dentro de estos están los amigos geo-magíster: José, Claudio y Gis, con los que hemos compartido estos 3 años (o más ajja y hay que sumarle el pregrado!!), de emociones, estrés, libertad, geología, terrenos, etc., gracias por los ánimos, las ayudas en la misma tesis (redacción, tips, latex), el cariño, las conversaciones de pasillo, los almuerzos, las onces, los pocos carretes xd jajaja, sin ustedes probablemente no habría terminado esta tesis, sepan que fueron cruciales y ánimo que queda poco para que todes estemos igual! A las mejores: Gis, Gene, Scarlet, Dani, Cony y Clau, gracias por el cariño, las risas, las aventuras que hemos tenido pero siempre dignas, desde nuestra época de tropical, usach y bailes en geo hasta ahora que nos juntamos a tomar aperol en una casa xd, siempre amigas y tías borrachas! Me queda el Jercko (alias terko, jerckola, bombo fica, etc.) gracias por las conversas de trasnoche, los karaoke y ser mi amigo, y el Diego Chávez, gracias por todos los momentos chanchos de la toma y lo que siguió en el futuro.

Mención especial para la Cony, la amiga con la que hablo desde que me levanto hasta que me acuesto xd te quiero mucho, siento que soy la persona más afortunada de tenerte como amiga, gracias por escucharme, contarme tus cosas, hacerme reír con tus memes, subirme el ánimo cuando estoy triste y dejarme odiar el mundo contigo. No sé si geo o indonesia nos juntó, pero me alegro infinito de que sea así... nuestras próximas aventuras serán en Australia y agregaremos más comilonas, carretes, viajes y amores a nuestra historia!. A mi amiga de la vida Kathi y su familia! La amiga que mantengo hace más años, sé que nuestra amistad se mantendrá intacta aunque pasen siglos, gracias por ser mi amiga siempre y alegrarme los días cuando te veo, te quiero como una hermana, tu sabes que ya te pasaron por la libreta!

Gracias a las familias Ruz-Aránquiz y Saldías-Arias (porque estoy segura que las abuelas fueron las protagonistas en las crianzas) y los tíos y tías extras, sin ustedes no sería la Lara que soy, gracias por los cariños, asados y recuerdos de chica y grande. Me encantan los familiones y nací entremedio de dos bien locos!! Ahora a mi familia chica: a los telerines gracias por acogerme los primeros años, que fueron los más duros de la u, fueron mi apoyo y me sentí más que querida. A mi sobrina preferida Katita, gracias por hacerme la tía más feliz del mundo y hacerme reír con todas tus cosas tan distintas a mí, te quiero infinito y por siempre. A mi Tamita, que la admiro más que a cualquier persona en el mundo, la mejor hermana, gracias por quererme, ayudarme con los temas de la vida y hasta de la tesis! Somos tan iguales que a veces me sorprendo que tengamos papás distintos. A la Katia América, gracias por amarme tanto y por todo lo que dejaste en mí, después de 22 años sin vernos te cuento que terminé esta etapa! Yo creo que te habría gustado geología para mí. A mi Mamá y mi Papá, gracias por todo, literalmente todo! por criarme, por amarme tanto siempre de manera incondicional, por estar conmigo cuando estoy bien y cuando estoy mal. En estos años de u gracias por los desayunos, los té de trasnoche, los almuerzos, las venidas a buscar y dejar, los viajes, la preocupación, sin ustedes esto no habría sido posible, me siento amada y cuidada por ustedes hasta el fin de los tiempos. Los amo infinito y más!

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Motivación	1
1.2. Hipótesis de trabajo	8
1.3. Objetivos	8
1.4. Ubicación de la zona de estudio y vías de acceso	9
1.5. Metodologías	11
1.6. Glosario	12
2. Marco geológico	14
2.1. Segmentación morfoestructural andina	14
2.2. Rocas estratificadas	15
2.2.1. Formación Veta Negra (Thomas, 1958)	15
2.2.2. Formación Cerro Morado (Carter y Aliste, 1962)	17
2.2.3. Formación Las Chilcas (Thomas, 1958 ; Boyce, 2015)	17
2.2.4. Formación Lo Valle (Thomas, 1958)	20
2.2.5. Formación Abanico (Aguirre, 1960)	20
2.2.6. Unidad Alicahue–Chepical (Jara, 2013)	21
2.2.7. Formación Farellones (Klohn, 1960)	21
2.3. Rocas intrusivas	22
2.3.1. Complejo Plutónico Illapel	22
2.3.2. Unidad San Lorenzo	23
2.3.3. Unidad Fredes	23
2.3.4. Superunidad Río Chicharra	23
2.4. Estructuras	24
2.4.1. Zona de Falla Los Ángeles	24
2.4.2. Zona de Falla Pocuro	24
3. Marco tectónico	26

3.1. Cretácico Temprano	26
3.2. Cretácico Tardío temprano	28
3.3. Cretácico Tardío–Paleoceno	30
3.4. Eoceno medio–tardío al Mioceno temprano	30
4. Estratigrafía	32
4.1. Rocas estratificadas	33
4.1.1. Unidad Los Ángeles	33
4.1.2. Unidad Las Minillas	47
4.1.3. Unidad Chalaco	61
4.1.4. Edades U–Pb	64
4.2. Rocas intrusivas	66
4.2.1. Unidad Tonalítica Principal	68
4.2.2. Unidad San Lorenzo	68
4.2.3. Unidad Fredes	71
4.2.4. Unidad El Cráter	71
4.3. Depósitos no consolidados	73
4.3.1. Depósitos fluviales, aluviales y coluviales	74
4.3.2. Depósitos de remociones en masa	74
5. Sedimentología	76
5.1. Facies	76
5.2. Asociaciones de facies	86
5.3. Análisis de sistemas sedimentarios	98
5.3.1. Abanico aluvial	99
5.3.2. Río trenzado gravoso somero	104
5.3.3. Río trenzado arenoso efímero	107
6. Correlaciones estratigráficas	110
6.1. Unidad Los Ángeles	110
6.2. Unidad Las Minillas	111
6.2.1. Primera subunidad	111
6.2.2. Segunda subunidad	113
6.3. Unidad Chalaco	117
6.4. Sistemas sedimentarios de los miembros Pitipeumo y Tabón	117
6.5. Otras implicancias estratigráficas	119
7. Estructuras	120

7.1. Dominio Occidental	123
7.1.1. Sistema de Fallas Los Ángeles (SFLA)	123
7.2. Anticlinal La Petaca	125
7.3. Dominio Oriental	127
7.3.1. Sinclinal El Manzano	127
7.3.2. Falla Morro Pelado	129
7.3.3. Sistema de Fallas Las Minillas (SFLM)	129
7.3.4. Sinclinal–Anticlinal El Arrayán	133
7.3.5. Sinclinal–Anticlinal Soledad	133
7.3.6. Fallas Cerro Blanco	135
7.4. Interpretaciones	137
8. Eventos tectónicos y paleogeografía a partir del registro sedimentario e ígneo	138
8.1. Etapa 1	138
8.2. Etapa 2	139
8.3. Etapa 3	142
8.4. Etapa 4	143
8.5. Etapa 5	144
8.6. Etapa 6	144
8.7. Etapa 7	145
8.8. Gap	145
8.9. Etapa 8	146
9. Modelo paleogeográfico local	147
9.1. Aptiano?–Albiano	147
9.2. Albiano?–Santoniano	148
9.3. Santoniano?–Eoceno medio?	152
9.4. Eoceno medio?–Oligoceno tardío?	152
9.5. Presente	154
9.6. Recomendaciones para mejorar el modelo	155
10. Discusiones e implicancias regionales	156
10.1. Correlación con la extensión y el arco del Jurásico Tardío – Cretácico Temprano	156
10.2. Correlación con el evento compresivo del Albiano – Campaniano	157
10.2.1. Inversión en la CC de Chile Central ($\sim 32^{\circ}50'S$)	157
10.2.2. Alzamiento andino en los Andes Centrales del sur ($\sim 35^{\circ}S$)	160

10.2.3. Registro del alzamiento andino en la Cuenca de La Ramada ($\sim 31^{\circ}$ – 33° S)	162
10.2.4. Diferencias al norte y sur de la Cuenca de Neuquén – La Ramada . . .	164
10.3. Correlación con el gap estratigráfico del Santoniano – Eoceno medio	164
10.4. Extensión en la ZFP	165
10.5. Estructuras: SFLM, Sinclinal–Anticlinal Soledad y Fallas Cerro Blanco . . .	166
10.5.1. Correlación del SFLM	167
11. Conclusiones	170
Bibliografía	173
Anexos	186
A. Mapa de recorridos	187
B. Columnas estratigráficas levantadas	189
C. Ubicación de muestras y descripciones petrográficas	201
D. Imágenes satelitales procesadas	229
E. Datos analíticos de las dataciones U–Pb en circón	234

Índice de Tablas

4.1. Edades U–Pb en circón de las muestras datadas en este trabajo	65
5.1. Escala granulométrica para sedimentos.	77
5.2. Listado de facies reconocidas en la Unidad Las Minillas.	78
E.1. Datos analíticos muestra LS–D1 (parte 1)	235
E.2. Datos analíticos muestra LS–D1 (parte 2)	238
E.3. Datos analíticos muestra LS–D5 (parte 1)	240
E.4. Datos analíticos muestra LS–D5 (parte 2)	243

Índice de Figuras

1.1. Reconstrucción esquemática de la distribución de la Cuenca de Neuquén–La Ramada durante el Cretácico Tardío	2
1.2. Definiciones estratigráficas propuestas por diferentes autores para la Formación Las Chilcas	5
1.3. Ubicación del área de estudio y vías de acceso principales y secundarias . . .	9
2.1. Distribución de las principales unidades morfoestructurales entre los 32° y 33°30'S	15
2.2. Cuadro estratigráfico que muestra la temporalidad, posición estratigráfica y relaciones de contacto entre las unidades estratificadas e intrusivas descritas en el marco geológico	16
2.3. Mapa geológico de la Cordillera de la Costa y el borde occidental de la Cordillera Principal entre los 32°20'–33°10'S	19
2.4. Mapa donde se muestran las principales estructuras que la limitan la Formación Abanico entre los 32° y 34°S	25
3.1. Ciclos tectónicos, orogenias y eventos en la evolución de margen SW de Sudamérica para el Mesozoico y Cenozoico y comparación con la evolución de los supercontinentes	27
3.2. Tasas de expansión promedio en los océanos Atlántico y Pacífico en función del tiempo geológico	28
3.3. Esquema de reconstrucción paleodinámica de las placas en el Océano Pacífico y Sudamérica desde el Mesozoico al presente	29
3.4. Compilación de las tasas de convergencia promedio y oblicuidad promedio entre las placas de Nazca y Sudamericana	31
4.1. Localidades, cerros, ríos y esteros del área de estudio	33
4.2. Mapa geológico del área de estudio	34
4.3. MAPA 2: zoom del área de estudio	36

4.4. MAPA 1: zoom del área de estudio	37
4.5. Columna estratigráfica generalizada del área de estudio	38
4.6. Columnas estratigráficas de la Unidad Los Ángeles	39
4.7. Litología y alteración de la sección inferior de la Unidad Los Ángeles	41
4.8. Tobas de la sección superior de la Unidad Los Ángeles	43
4.9. Fotografías de la Unidad Los Ángeles en el sector de Las Minillas	44
4.10. Fotografía de la toba lítica cristalina de la parte superior de la Unidad Los Ángeles	46
4.11. Columnas estratigráficas de la Unidad Las Minillas	48
4.12. Litologías de la sección inferior y media de la Unidad Las Minillas	50
4.13. Litologías de la sección inferior de la Unidad Las Minillas en el sector occidental del Estero Los Ángeles	51
4.14. Fotografías de la sección media de la Unidad Las Minillas	53
4.15. Fotografías de la Unidad Las Minillas en el Cerro La Bandera	55
4.16. Litologías de la SSI y SSS de la sección superior de la Unidad Las Minillas	56
4.17. Fotografías de la SVI de la sección superior de la Unidad Las Minillas	58
4.18. Fotografía y esquema del contacto entre la Unidad Las Minillas y la Unidad Chalaco.	60
4.19. Columnas estratigráficas de la Unidad Chalaco	62
4.20. Fotografías de la Unidad Chalaco	63
4.21. Edades U–Pb en circones para las unidades Los Ángeles y Las Minillas	66
4.22. Mapa muestra las cuatro unidades intrusivas del área de estudio	67
4.23. Fotografías de la parte oriental del <i>stock</i> El Manzanito de la Unidad San Lorenzo	70
4.24. Diques y <i>sills</i> dioríticos que componen la Unidad El Cráter	72
4.25. Remoción en masa del Cerro La Pirámide	75
5.1. Triángulo de clasificación según tamaño para rocas sedimentarias detríticas	77
5.2. Facies conglomerádicas identificadas en este trabajo	81
5.3. Facies arenosas y brechosas identificadas en este trabajo	84
5.4. Clasificación y asignación de facies dentro de las columnas de la Unidad Las Minillas	87
5.5. Asociaciones de facies y sistemas sedimentarios de la Unidad Las Minillas.	94
5.6. Fotografías de la asociación E	97
5.7. Perfil esquemático que describe las etapas de evolución morfológica y sedimentológica de un abanico aluvial, y su relación con los procesos sedimentarios que la dominan	99

5.8.	Perfil esquemático del abanico aluvial dominado por flujos de detritos o Tipo I, y fotografías de las litofacies y elementos reconocidos en este trabajo . . .	101
5.9.	Perfil esquemático del abanico aluvial dominado por <i>sheetfloods</i> o Tipo II, y fotografías de las litofacies y elementos reconocidos en este trabajo	103
5.10.	Columnas tipo de cuatro modelos de ríos: Scott, Donjek, Platte y Bijou Creek.	105
5.11.	Modelo arquitectónico del río gravoso somero o tipo Scott y fotografías de las litofacies y elementos reconocidos en este trabajo	106
5.12.	Modelo arquitectónico del río trenzado gravoso profundo o tipo Donjek . . .	107
5.13.	Modelo arquitectónico del río arenoso efímero de <i>flashy sheetflood</i> o tipo Bijou Creek y fotografías de las litofacies y elementos reconocidos en este trabajo .	108
6.1.	Columnas esquemáticas de otros trabajos que se correlacionan con la columna levantada en el área de estudio	114
7.1.	Perfil estructural A–A' levantado a lo largo de toda la zona de estudio con orientación WSW–ENE	121
7.2.	Perfil estructural B–B' levantado a lo largo del Cordón El Cráter con orientación SSW–NNE	122
7.3.	Perfil estructural C–C' levantado en el sector de Las Minillas con orientación SW–NE	122
7.4.	Fotografías del Sistema de Fallas Los Ángeles en el Cerro La Petaca	124
7.5.	Fotografía y esquema del Anticlinal La Petaca en la parte central del Estero Los Ángeles	126
7.6.	Fotografías de la Falla Morro Pelado en el sector de Las Minillas	128
7.7.	Fotografías del Sistema de Fallas Las Minillas en la parte sur de Las Minillas	131
7.8.	Fotografías del Sinclinal–Anticlinal Soledad en la parte sur de Las Minillas .	134
7.9.	Fotografías de las fallas Cerro Blanco en el sector de El Arrayán	136
9.1.	Esquema paleogeográfico del área de estudio para el Aptiano–Albiano	148
9.2.	Esquemas paleogeográfico del área de estudio para el Albiano–Santoniano . .	150
9.3.	Continuación del esquema paleogeográfico del área de estudio para el Albiano–Santoniano	151
9.4.	Esquema paleogeográfico del área de estudio para el Santoniano–Daniano . .	152
9.5.	Esquema paleogeográfico del área de estudio para el Eoceno medio–Oligoceno tardío	154
9.6.	Esquema del área de estudio en la actualidad	155

10.1. Modelo tectono–estratigráfico de la vertiente oriental de la CC, entre los 32°40'–32°55'S para el Aptiano tardío al Campaniano.	158
10.2. Reconstrucción paleogeográfica de la evolución cretácica tardía del margen Andino a los 35°S	161
10.3. Perfil de reconstrucción esquemática que muestra la paleogeografía de la Cuenca de La Ramada entre el Cretácico Tardío temprano y el Cretácico Tardío	163
10.4. Modelo simplificado con rampa oblicua inversa de desplazamiento a lo largo de la Zona de Falla Isfjorden–Ymerbukta	167
10.5. Características estructurales principales observadas en el estado final para la zona norte y sur del modelo Tipo I de la Cuenca de Abanico	168
A.1. Puntos de control de litología y estructuras de este trabajo	188
B.1. Localidades, cerros, ríos y esteros del área de estudio	190
B.2. Columna 0 Loma Planchones	192
B.3. Columna 1 Quebrada Los Ángeles	193
B.4. Columna 2 Los Huesos	194
B.5. Columna 3 El Manzano	195
B.6. Columna 4 El Tártaro	196
B.7. Columna 5 Cerro Corral de Palo	197
B.8. Columna 6 Cerro La Bandera	198
B.9. Columna 7 El Arrayán	199
B.10. Columna 8 Cerro Blanco	200
C.1. Ubicación de las muestras recolectadas en el área de estudio	202
D.1. Imagen satelital ASTER con la combinación de bandas 432	230
D.2. Imagen satelital ASTER con la combinación de bandas 742	231
D.3. Imagen satelital ASTER con la combinación de bandas 321	232
D.4. Imagen satelital ASTER con la combinación de bandas 731	233

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación

Desde el inicio de la subducción andina, en el Jurásico Temprano, hasta el Cretácico se desarrolló un régimen extensional caracterizado por la formación de diferentes cuencas extensionales que acumularon sus depósitos asociados. Durante el Cretácico medio se ha reconocido el inicio de un período compresivo que estaría relacionado con el cambio en las condiciones geodinámicas que dominaban el margen sudamericano hasta ese entonces (Larson y Pitman, 1972; Scheuber *et al.*, 1994; Zonenshayn *et al.*, 1984; Somoza y Zaffarana, 2008), y que habría provocado el alzamiento y la conformación de la primera cadena montañosa andina (Charrier *et al.*, 2007, 2014). Este evento ha sido registrado desde Perú hasta Chile Central y también en Argentina y se ha denominado Fase u Orogenia Peruana (e.g. Charrier *et al.*, 2007, 2014; Tunik *et al.*, 2010; Di Giulio *et al.*, 2012; Mescua *et al.*, 2013; Bascuñán, 2014; Boyce, 2015; Fennell *et al.*, 2017; Muñoz *et al.*, 2018; Horton, 2018), episodio que habría exhibido cierto diacronismo (Balgord y Carrapa, 2016). Las evidencias que sustentan la Fase Peruana corresponden a datos de exhumación en la Cordillera de la Costa (CC) en Chile y a depósitos sinorogénicos y su deformación en Argentina y Chile.

Se han encontrado patrones en las edades de exhumación mediante trazas de fisión para las rocas intrusivas jurásicas, paleozoicas y cretácicas tempranas de la CC en Chile Central. Se ha propuesto un evento de exhumación importante en los plutones de la CC entre 106 a 90 Ma (Gana y Zentilli, 2000) y entre 97 a 94 Ma (Parada *et al.*, 2005). Además se han registrado altas tasas de exhumación entre los 113 y 80 Ma para el cinturón metamórfico pareado entre Pichilemu y Constitución (Willner *et al.*, 2005). Por lo tanto, existe evidencia de que la CC,

incluyendo el arco del Cretácico Tardío temprano, se habría exhumado *ca.* 100 Ma.

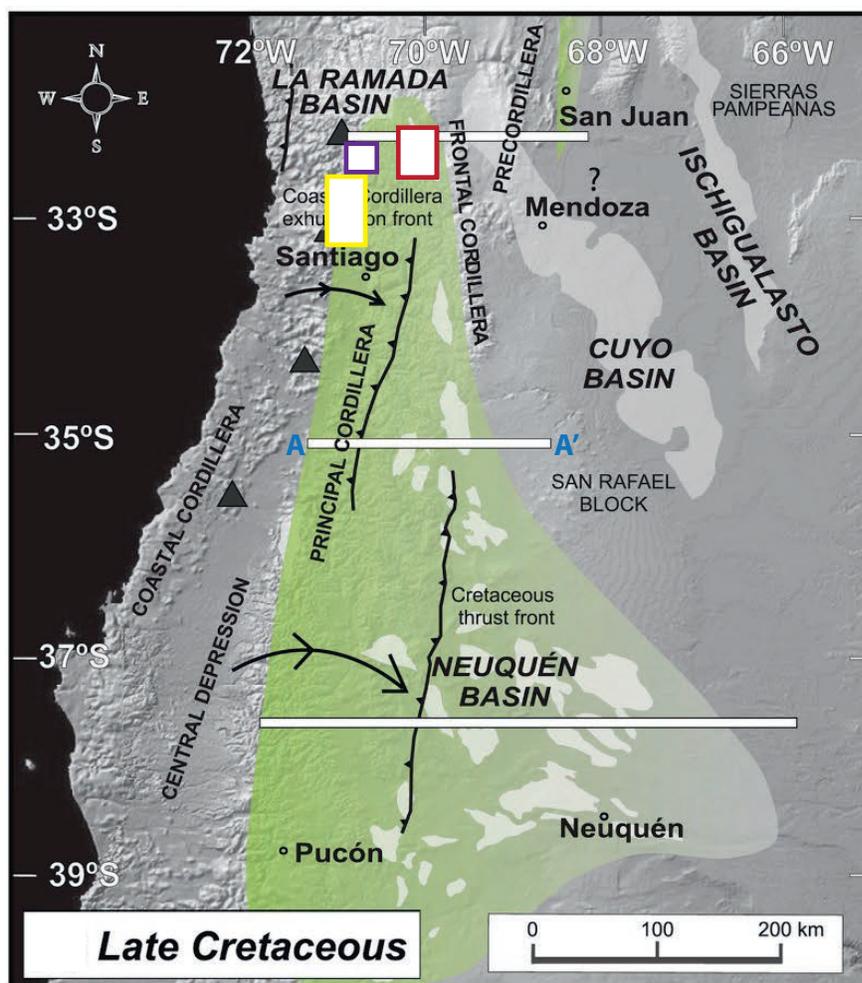


Figura 1.1: Reconstrucción esquemática de la distribución de la Cuenca de Neuquén–La Ramada durante el Cretácico Tardío. Modificado de [Mackaman-Lofland et al. \(2019\)](#). El recuadro de color amarillo indica la ubicación de los depósitos de la Formación Las Chilcas estudiadas por [\(Boyce, 2015\)](#). El recuadro morado muestra la ubicación de los depósitos de la Formación Las Chilcas que se investigarán en este trabajo. El recuadro rojo corresponde a la ubicación de los depósitos de la Formación Diamante analizados por [Mackaman-Lofland et al. \(2019\)](#). La transecta A–A' es donde se ubican aproximadamente los modelos propuestos por [Muñoz et al. \(2018\)](#) y [Horton \(2018\)](#).

Los depósitos sinorogénicos coetáneos con esta fase compresiva y su deformación, han sido estudiados ampliamente en Argentina y en menor medida en Chile. Entre los 31°–33° se han reconocido depósitos tanto en la CC como en la Cordillera Principal (CP) hacia Argentina que darían cuenta del desarrollo de una cuenca de antepaís mientras ocurría esta fase ([Figura 1.1](#)). Al sur de los 35°S, se han identificado depósitos en la CP occidental, en la CP oriental y en la Cuenca de Malargüe ([Figura 1.1](#)), que también implican la formación de una cuenca de

antepaís, pero con una distribución levemente distinta.

En la CC (32°–33°S), la Formación Las Chilcas correspondería a los depósitos proximales de la cuenca de antepaís que se habrían acumulado entre los 105 y 82 Ma, producto de la exhumación y erosión del arco (Boyce, 2015). En esa misma zona, se identificaron estructuras que se invirtieron durante este período (Falla Los Perros, Falla El Sauce; Boyce, 2015) y que limitarían por el oeste a la cuenca (Figura 1.1). Adicionalmente, se ha reconocido un evento de deformación compresiva entre los 109 y 98 Ma evidenciado en la deformación del Sistema de Falla Silla del Gobernador en la CC (Arancibia, 2004). En la zona oriental de la CP en Argentina (31°–33°S, Figura 1.1), la Formación Diamante ha sido interpretada como los depósitos distales de la cuenca de antepaís, los que se habrían depositado entre los 107 y 84 Ma y tendrían una fuente importante de sedimentos del alzamiento de la CC (Mackaman-Lofland *et al.*, 2019).

Con estos antecedentes se ha propuesto que ambas formaciones, Las Chilcas y Diamante, se habrían depositado dentro de la misma cuenca en el *wedge-top* y *foredeep* y sus variaciones se deberían a la distancia a la que se encuentran de la zona alzada, la que habría sido exhumada en parte por el Sistema de Falla Silla del Gobernador (Mackaman-Lofland *et al.*, 2019). Considerando esta propuesta y las evidencias expuestas, se hace necesario estudiar los depósitos contemporáneos a la Fase Peruana que se ubican entre la CC y la CP y su deformación (Figura 1.1), para comprobar o desestimar que los depósitos en Chile y Argentina se hayan acumulado en la misma cuenca y para comprender dónde se ubicaría el frente orogénico.

Por otra parte, en el valle del Tinguiririca (35°S) se han identificado los depósitos de la Unidad Clástica Café Rojiza (BRCU), que se sitúan en el sector occidental de la CP y que tendrían edades de depositación entre los 95 y 80 Ma (Muñoz *et al.*, 2018). A esta misma latitud y hasta los 40°S, se ha reconocido en Argentina el Grupo Neuquén (Tunik *et al.*, 2010; Di Giulio *et al.*, 2012; Balgord y Carrapa, 2016; Fennell *et al.*, 2017) que sería contemporáneo a la BRCU, la Formación Las Chilcas y la Formación Diamante. En base a datos de proveniencia se ha propuesto que la BRCU se habría acumulado en un depocentro desconectado de los depósitos del Grupo Neuquén (Figura 1.1), así como también de la Formación Las Chilcas (Muñoz *et al.*, 2018). Tanto la BRCU como la Formación Las Chilcas se depositarían en la faja plegada y corrida del Cretácico Tardío temprano (cuencas *piggyback*). Otros autores hablan de la existencia de una misma cuenca cercana al arco, para la BRCU y la Formación Las Chilcas, y otra cuenca separada hacia el antepaís para el Grupo Neuquén (Horton, 2018). Por lo tanto, las diferencias en la configuración de las cuencas es un tema aún de debate a

esta latitud y se contrapone a lo propuesto al norte de Santiago.

Así, el estudio de los depósitos que están entre la CC y la CP a los 32°31'S, en este caso la Formación Las Chilcas, es crucial para entender cómo se conectaron ambos dominios y puede ayudar a caracterizar la cuenca de antepaís a una escala regional, entendiendo cómo se comporta un margen activo frente un proceso compresivo de este estilo. De esta manera, se pueden constreñir mejor las implicancias estratigráficas y estructurales de una fase compresiva que es parte significativa de la construcción del Orógeno Andino.

Antecedentes: estratigrafía mesozoica

[Thomas \(1958\)](#) define la Formación Las Chilcas como una secuencia volcanoclástica, sobreyacida discordantemente por la Formación Lo Valle, en la que predominan las rocas volcánicas, principalmente tobas, con algunas intercalaciones sedimentarias. A su vez [Carter y Aliste \(1962\)](#), al norte del Río Aconcagua, separan la parte volcánica y piroclástica inferior de la Formación Las Chilcas designándola como la Formación Cerro Morado, y la volcánica superior, correlacionándola con la Formación Lo Valle ([Figura 1.2](#)). [Godoy \(1982\)](#) indica que no existe una discordancia entre las formaciones Las Chilcas y Lo Valle, sino una falla que pone en contacto diferentes niveles de la Formación Las Chilcas, y es apoyado por [Rivano *et al.* \(1993\)](#) quienes indican una similitud de facies entre la Formación Las Chilcas y la Formación Lo Valle expuesta más al sur, proponiendo que se trata de una sola unidad ([Figura 1.2](#)). Estos autores no reconocen la Formación Cerro Morado como una unidad litoestratigráfica independiente y la incluyen en la parte basal de la Formación Las Chilcas. Adicionalmente, [Rivano *et al.* \(1993\)](#) al norte del Río Aconcagua, describen la Formación Las Chilcas subyaciendo en discordancia angular a la Formación Salamanca ([Rivano y Sepúlveda, 1991](#)), que en esta zona tiene un carácter marcadamente más volcánico, difiriendo de su definición que se compone de niveles sedimentarios potentes.

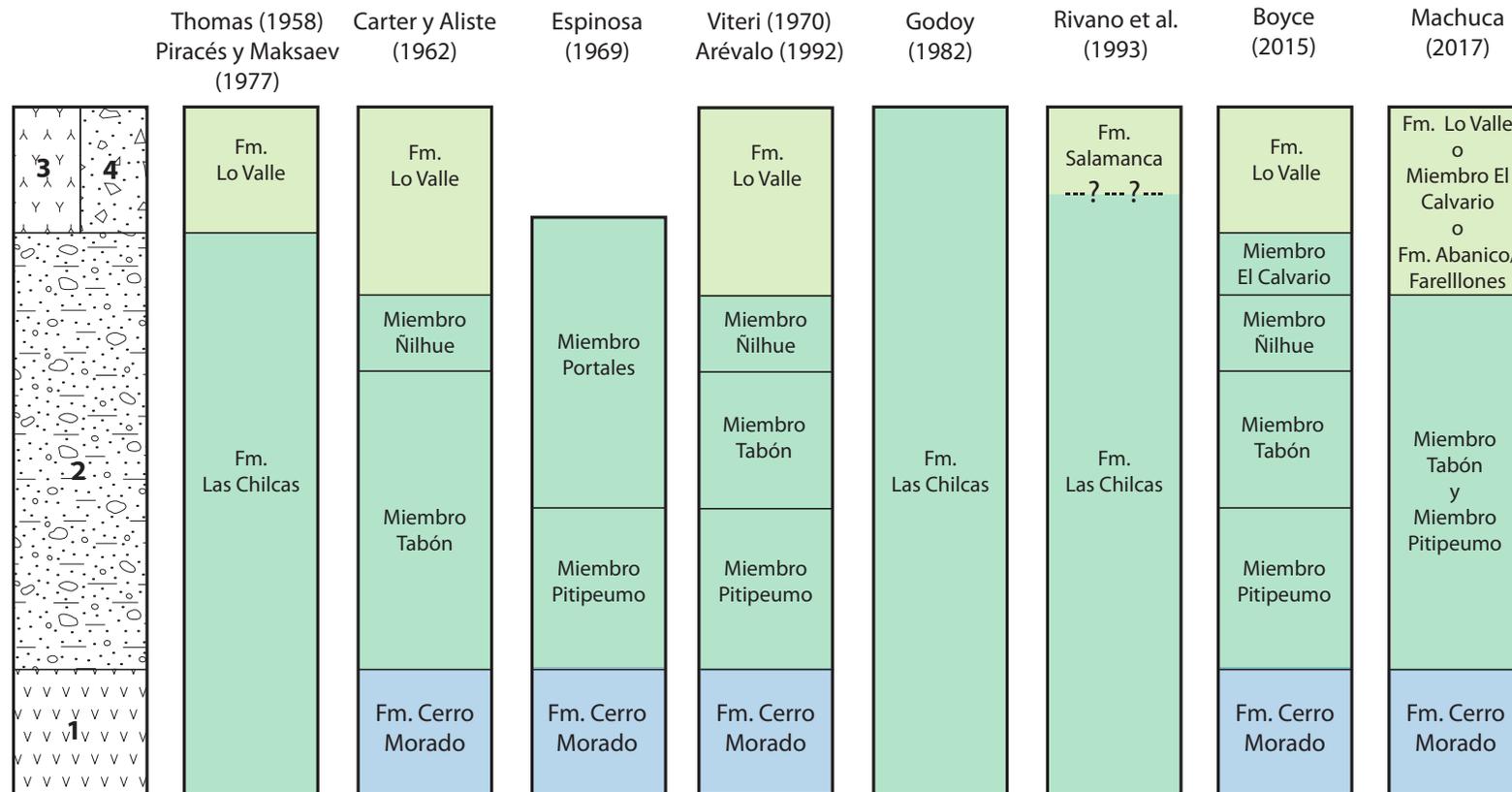


Figura 1.2: Definiciones estratigráficas propuestas por diferentes autores para la Formación Las Chilcas (Thomas, 1958; Piracés y Maksaev, 1977; Carter y Aliste, 1962; Espinosa, 1969; Viteri, 1970; Arévalo, 1992; Godoy, 1982; Rivano *et al.*, 1993; Boyce, 2015; Machuca, 2017). A la izquierda se muestra una columna generalizada de las rocas mesozoicas: 1. Lavas con intercalaciones sedimentarias, 2. Sedimentos clásticos continentales intercalados con depósitos volcánicos, 3. Tobas y 4. Lavas intercaladas con depósitos piroclásticos. 3 y 4 han sido reconocidos en diferentes lugares, pero en la misma posición estratigráfica.

El estudio de los miembros de la Formación Las Chilcas se inició con el trabajo [Carter y Aliste \(1962\)](#) donde se definen los miembros Tabón y Ñilhue para diferenciar las facies conglomerádicas de las calcáreas, respectivamente. En los alrededores de la Mina Cerro Negro y los Cerrillos de Catemu, [Espinosa \(1969\)](#) define el Miembro Pitipeumo y [Viteri \(1970\)](#) redefine el Miembro Tabón. Ambos autores identifican el contacto con la subyacente Formación Cerro Morado ([Figura 1.2](#)), pero no logran integrar lo anterior con la estratigrafía del sector inmediatamente al oriente. Por otra parte, [Arévalo \(1992\)](#) realiza un estudio de detalle de las facies del Miembro Pitipeumo donde define a cabalidad el ambiente de formación, sin embargo, al no abarcar otros miembros, no logra situarlo en un contexto regional.

A partir de la caracterización estratigráfica y geocronología U–Pb en circones, [Boyce \(2015\)](#) le da el carácter de regionales a los miembros Pitipeumo, Tabón, Ñilhue y El Calvario, extendiéndolos al norte y sur del Río Aconcagua, así como también, estableciendo la separación de la Formación Cerro Morado de la Formación Las Chilcas (*sensu* [Thomas, 1958](#)). En términos de los miembros superiores, [Boyce \(2015\)](#) incluye el Miembro El Calvario en el techo de la Formación las Chilcas ([Figura 1.2](#)), definido inicialmente por [Carter y Aliste \(1962\)](#) al norte del Río Aconcagua como la base de la Formación Lo Valle. Esta modificación se realiza por su posición estratigráfica, su litología, diferente a la definición de la Formación Lo Valle, y por las edades que se obtuvieron de $91,1 \pm 0,7$ y 82 Ma, que son considerablemente más antiguas que las edades de la Formación Lo Valle. [Boyce \(2015\)](#) agrega que podría existir una correlación entre este miembro y la Formación Salamanca por su litología y edad.

Considerando que con estos trabajos, especialmente el de [Boyce \(2015\)](#), ya se establecen los principales miembros de la Formación Las Chilcas y su cronología, en este trabajo se busca evaluar la extensión hacia el noreste de esta formación y aproximarse al ambiente en el que se originaron estos depósitos. De esta manera, podría existir una comparación con el trabajo de [Boyce \(2015\)](#) y dar indicios de la extensión de los procesos descritos.

Antecedentes: estructuras locales

Con relación a los rasgos estructurales del área de estudio, la Zona de Falla Los Ángeles (ZFLA) fue definida por [Carter y Aguirre \(1965\)](#) como una franja irregular y poco definida de unos pocos kilómetros de ancho ([Figura 2.3](#)); en la cual las características estructurales dominantes son fallas de alto ángulo, semiparalelas, rectilíneas, de poca extensión y que muestran variados desplazamientos, pero que al estar en paralelo generan un desplazamiento

acumulado mayor. Este sistema afecta a las rocas de la Formación Las Chilcas, principalmente a sus miembros inferiores, y sería responsable de la variación de espesor, incluso desaparición de los miembros Tabón y Ñilhue en ciertos sectores de la Quebrada Los Ángeles (Viteri, 1970). Por otro lado, la ZFLA ha sido correlacionada con fallas que se ubican más al sur, como la Falla Infiernillo y la Falla Portezuelo de Chada (Farías *et al.*, 2010; Rissetto, 2015) que estarían afectando a unidades mesozoicas y cenozoicas. A partir de lo anterior, es que se hace necesario un estudio que permita definir cómo se manifiesta este sistema estructural, con el fin de entender el estilo y la temporalidad de la deformación que habría provocado en las unidades mesozoicas.

Alcances regionales: Cuenca de Abanico

La comprensión de las formaciones cretácicas que afloran al oeste de la Zona de Falla Pocuro (ZFP) puede contribuir a definir el alcance de procesos de deformación más jóvenes que afectan a unidades cenozoicas. Uno de estos, es la definición del límite occidental de la Cuenca de Abanico que se le había asignado a la ZFP–Falla San Ramón (Quiroga, 2015). Sin embargo, Sellés (1999) y Fock (2005) reconocen depósitos de la Formación Abanico asociados a esta cuenca al oeste de estas fallas, en la depresión de Santiago y en la Cuesta de Chacabuco, respectivamente. En estos lugares, sería la Falla Cerro Renca y la Falla Infiernillo las que jugarían el rol de borde de cuenca. Por otra parte, al norte del Río Rocín, Jara y Charrier (2014) identifican depósitos cenozoicos al oeste de la ZFP y plantean que la ZFP no habría participado en el desarrollo de la Cuenca de Abanico, en contraposición a lo que sostiene Campbell (2005) quien afirma que la ZFP sí habría funcionado como borde de cuenca. Es así como aún quedan interrogantes sobre cuál sería el borde occidental de la Cuenca de Abanico a esta latitud y cuál habría sido el rol de la ZFP.

Así, para resolver todas las aristas de la problemática expuesta, se propone un estudio estratigráfico y sedimentario de las unidades geológicas que afloran en valle del Estero Los Ángeles y un análisis estructural de la Zona de Falla Los Ángeles. Esto se hará mediante geocronología de las unidades que afloran en el área de estudio, levantamiento de columnas estratigráficas de detalle en lugares tipo, definición de las relaciones de contacto, confección de un mapa geológico regional de la zona a escala 1:50.000 y perfiles estructurales en sectores relevantes. De esta manera se pretende identificar las formaciones que afloran al oeste de la Zona de Falla Pocuro y establecer el contexto tectónico y paleogeográfico en que se depositó la Formación Las Chilcas.

1.2. Hipótesis de trabajo

Las unidades litoestratigráficas expuestas en la región de estudio que son correlacionables con la Formación Las Chilcas, son el registro de un evento compresivo ocurrido durante el Cretácico Tardío en Chile Central y corresponden a los depósitos intermedios entre las facies proximales expuestas en la CC y las distales que afloran en la CP.

1.3. Objetivos

Objetivo general

Establecer una evolución sedimentaria, estratigráfica y estructural que incluya las unidades mesozoicas que afloran en el valle del Estero Los Ángeles ($32^{\circ}27'-32^{\circ}35'S$), para entender la relación que tienen con el desarrollo de un evento compresivo durante el Cretácico Tardío en Chile Central.

Objetivos específicos

1. Caracterizar la estratigrafía del área de estudio.
2. Precisar la edad de los depósitos mediante dataciones radiométricas U–Pb en circones detríticos.
3. Analizar las facies sedimentarias de las unidades para así determinar con precisión el paleoambiente en que fueron depositadas.
4. Generar correlaciones estratigráficas de las unidades y definir la distribución de las unidades geológicas en la zona de estudio.
5. Identificar la deformación de las unidades litológicas, caracterizando las estructuras principales, para así entender la contribución de la Zona de Falla Los Ángeles en la depositación y deformación de las unidades estudiadas.

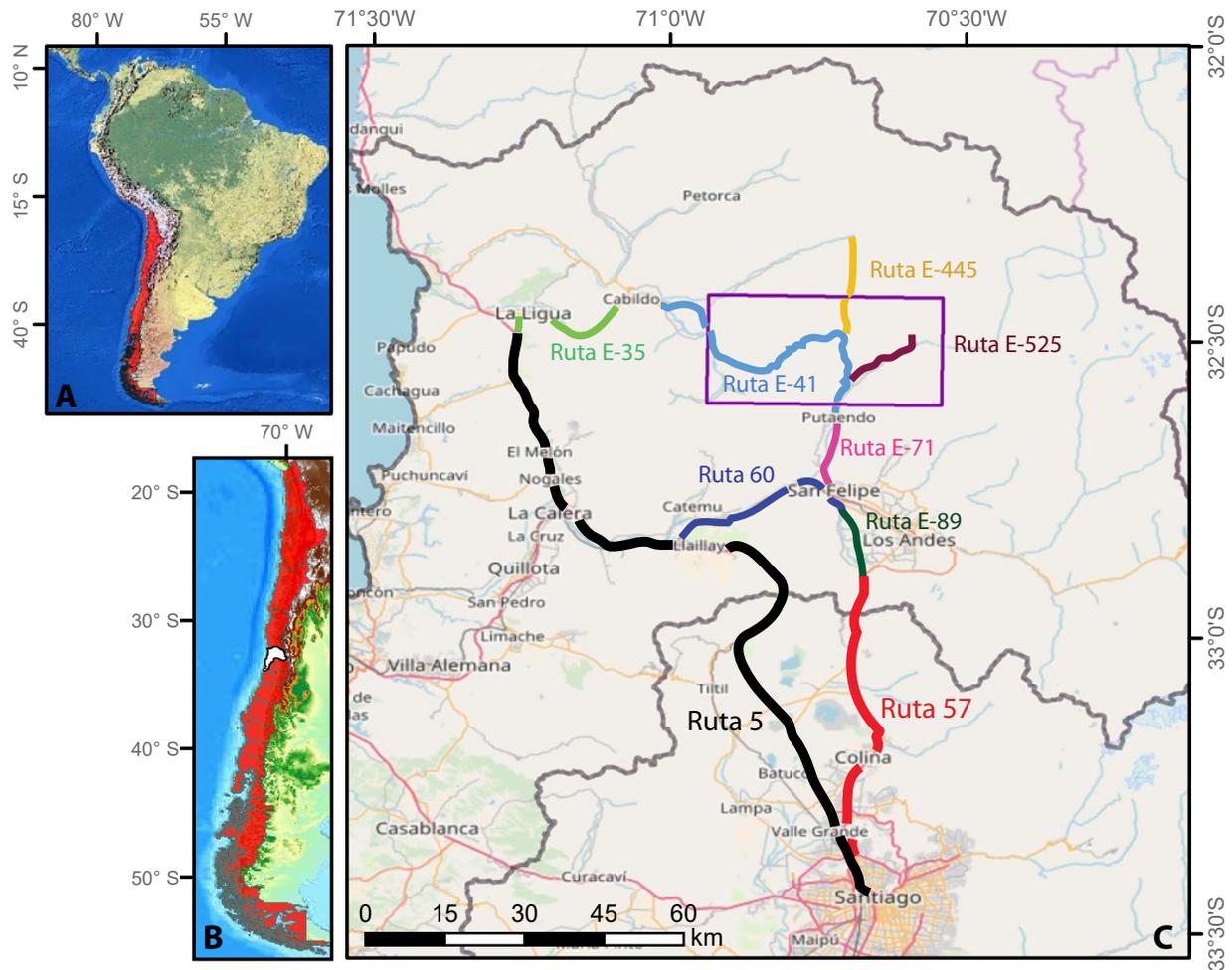


Figura 1.3: Ubicación del área de estudio y vías de acceso principales y secundarias. Imágenes tomadas del *basemap* de ArcGis. **A.** Mapa de Sudamérica que muestra la ubicación de Chile continental. **B.** Mapa de Chile que destaca en blanco la Región de Valparaíso. **C.** Mapa de rutas que permiten el acceso al área de estudio. La Región de Valparaíso está limitada por la línea gris oscura. El rectángulo de color morado muestra la zona de estudio.

1.4. Ubicación de la zona de estudio y vías de acceso

El área de estudio se ubica en el centro–oriente de la Región de Valparaíso, abarcando parte de las provincias de San Felipe de Aconcagua y Petorca. Se encuentra específicamente entre los $32^{\circ}27'–32^{\circ}35'S$ y los $70^{\circ}35'–70^{\circ}55'E$ (Figura 1.3). Las ciudades más cercanas son Putaendo, 8 km al sur, y Cabildo, 24 km al noroeste. Está limitada al norte por el Río Alicahue, al oeste por el Estero Guayacán, al sur por el Río Putaendo–Rocín y al este por el Estero Chalaco, localizándose principalmente por el valle del Estero Los Ángeles.

Vías de acceso principales al área de estudio

Desde la ciudad de Santiago se puede acceder por la *Ruta 57–Autopista Los Libertadores* y por la *Ruta 5–Panamericana Norte*.

- Para acceder por el sureste a la zona de estudio, una alternativa es tomar la *Ruta 57* (Figura 1.3) por 70 km hasta la salida a Auco y ahí se debe seguir la *Ruta E–89* y la *Ruta 60* hasta San Felipe. Desde esta ciudad, es posible seguir la *Ruta E–71* hasta Putaendo y luego la *Ruta E–41* por 8 km al norte para llegar al área de estudio. Otra alternativa, es tomar la *Ruta 5* (Figura 1.3) desde Santiago con dirección norte por 90 km hasta encontrarse con la *Ruta 60*. Siguiéndola por 30 km se llega a San Felipe y de ahí se puede continuar por la ruta anteriormente descrita.
- Para acceder por el oeste al área de estudio se debe tomar la *Ruta 5* desde Santiago, en sentido norte y por 145 km hasta alcanzar la salida hacia La Ligua. Desde ahí, se debe seguir por la *Ruta E–35* hasta Cabildo y luego continuar por la *Ruta E–41* durante 24 km para alcanzar el límite de la zona de estudio (Figura 1.3).

Vías de acceso secundarias dentro del área de estudio

La mayor parte de la zona de estudio puede ser recorrida a través de la *Ruta E–41* que une Cabildo con Putaendo (Figura 1.3 y Figura 4.1). Este acceso está pavimentado y en buen estado, por lo que permite un fácil desplazamiento entre puntos. Desde este camino, es posible acceder a pie prácticamente a todos los afloramientos por senderos de pastoreo o huellas de animales, debido a la escasa vegetación y al desnivel que no supera los 1200 m. Adicionalmente existen múltiples caminos de minas o piques mineros, activos e inactivos, que facilitan el acceso a los sectores más altos y que se pueden recorrer en automóvil o a pie. Por otra parte, existen otros dos caminos específicos que permiten llegar a zonas más aisladas:

- Para acceder a la parte noreste se puede transitar por la *Ruta E–445* (Figura 1.3) que se inicia en la zona de estudio y continúa hasta Alicahue. Este camino es de tierra y en los meses de invierno se ve notoriamente deteriorado por la lluvia.
- Para acceder al Estero Chalaco, se debe seguir la *Ruta E–525* (Figura 1.3) que se inicia por la *Ruta E–41* antes de subir la Cuesta El Tártaro (Figura 4.1). Este camino está pavimentado en la mayor parte, sin embargo, antes del Resguardo Los Patos se transforma en uno de ripio. Desde ahí se puede acceder a pie hacia el norte solicitando

permisos oficiales debido a que es una zona militar.

1.5. Metodologías

1. **Estudio bibliográfico:** se realizó previa y posteriormente a las campañas de terreno.
 - Se generó una base de datos relevante para el estudio que incluyó la georeferenciación de dataciones, estructuras, unidades y mapas en *softwares* GIS.
 - Permitió la integración y contextualización de la información obtenida.
2. **Análisis y procesamiento de imágenes satelitales:** permitieron realizar fotointerpretaciones litológicas y estructurales tanto para tener una guía previo a la salida a terreno como para la confección del mapa final posterior al terreno.
 - Se realizaron combinaciones de bandas en el *software* ENVI que fueran apropiadas para la discriminación litológica y de estructuras. Se utilizaron imágenes ASTER (resolución 46 m, NASA) y las combinaciones 321, 742, 731 y 432.
 - Se utilizaron imágenes de alta resolución de Google y Bing y otras de Sentinel 2 (resolución 10 m, Programa Copernicus).
 - Se trabajó sobre modelos de elevación digital del sensor SRTM (resolución 30 m, NASA), procesadas en el *software* ArcGis.
3. **Campañas de terreno:** consistió en la recopilación de datos petrológicos, estratigráficos y estructurales. Las campañas sumaron 35 días de terreno durante el 2016, 2017 y 2018 y se centraron en el sector de Las Minillas donde los datos eran más precarios.
 - Se levantaron columnas estratigráficas en lugares tipo.
 - Se definieron las unidades geológicas del sector.
 - Se llevó acabo el muestreo para las descripciones petrológicas y para las dataciones.
 - Se realizó un mapeo preliminar de unidades y estructuras a escala 1:10.000.
4. **Estudio petrográfico de muestras:** se describieron macroscópicamente alrededor de 100 muestras de mano, y de esas, 21 fueron seleccionadas para ser descritas en cortes transparentes al microscopio óptico, para así caracterizar las unidades reconocidas en

este trabajo.

5. **Dataciones U–Pb en circones detríticos:** se separaron circones de 4 muestras, y de ellas, sólo 2 eran admisibles para ser datadas mediante U–Pb. Esto fue mediante un LA–ICP–MS en el laboratorio del SERNAGEOMIN.
6. **Confección de columnas, mapa y perfiles estructurales:** todos los datos y productos están en *datum* WGS84.
 - Se confeccionaron 10 columnas estratigráficas de 170 m a 750 m de potencia.
 - Se elaboró un mapa de toda el área de estudio a escala 1:50.000 entre las coordenadas 32°27′–32°35′S y 70°40′–70°55′E. Adicionalmente se generaron dos mapas de detalle a escala 1:10.000 y 1:20.000 en el sector de Las Minillas central y sur, respectivamente.
 - Se confeccionó un perfil E–W general del área de estudio que abarca ~27 km y dos perfiles locales, el primero, S–N de 6 km, y el segundo, E–W de 2 km de longitud.
7. **Integración y análisis de los resultados:** correspondió a las correlaciones de las unidades, la interpretación de los ambientes sedimentarios y de las estructuras en profundidad, que finalmente permitieron establecer una evolución tectono–estratigráfica y proponer algunas implicancias regionales a partir de ésta.

1.6. Glosario

En esta sección se otorga una breve definición de conceptos con el fin de aclarar cómo fueron utilizados en esta tesis.

1. ***Ocoíticas/no ocoíticas:*** se utiliza el término *ocoítica* para referirse a lavas andesíticas que presentan una textura macroscópica porfírica donde la mayoría de los fenocristales de plagioclasa son >1 cm en su eje mayor. Por el contrario, se utiliza el término *no ocoíticas* para denominar rocas con la misma textura pero que poseen principalmente cristales de plagioclasas <1 cm. Se eligió este concepto para diferenciar de manera simple y macroscópica la textura de las rocas volcánicas que existen en las unidades estudiadas. Esto se debe a que autores como [Carter y Aliste \(1962\)](#) y [Boyce \(2015\)](#) han señalado que las ocoítas no pertenecerían a la Formación Las Chilcas y sí, a las subyacentes formaciones Cerro Morado y/o Veta Negra.

2. **Volcanoclásticos:** depósitos formados por rocas con textura clástica que poseen una alta cantidad de fragmentos líticos volcánicos, cristales y/o juveniles, independiente de su origen. En ese sentido, pueden corresponder al resultados de procesos netamente volcánicos como también a procesos de retrabajo en un ambiente predominado por el volcanismo.

Capítulo 2

Marco geológico

En este capítulo se describen las principales unidades morfoestructurales, estratificadas e intrusivas que afloran en el área de estudio y/o que son claves para entender la evolución geológica de la zona. Así como también, se caracterizan las estructuras geológicas más relevantes que permiten comprender la deformación de estas unidades. Se presenta un mapa regional (Figura 2.3) y una tabla estratigráfica (Figura 2.2) donde se observa la distribución y ubicación de las unidades litológicas y las estructuras mencionadas.

2.1. Segmentación morfoestructural andina

En el margen occidental de Sudamérica, entre los 32° y $33^{\circ}30'S$ se reconocen 5 unidades morfoestructurales que se disponen en franjas NS (Figura 2.1). Éstas de oeste a este son la Cordillera de la Costa (CC), la Depresión Central (DC), la Cordillera Principal (CP), la Cordillera Frontal y la Precordillera. El área de estudio abarca el borde oriental de la CC y el borde occidental de la CP, ya que a esta latitud desaparece la DC, y se sitúa en el segmento de subducción plana.

A los $32^{\circ}31'S$ el borde oriental de la CC alcanza alturas *ca.* 2200 m s.n.m. y está conformada por unidades estratificadas mesozoicas que son intruídas por intrusivos cretácicos. Por su parte, el borde occidental de la CP presenta alturas que llegan *ca.* 2500–3000 m s.n.m. y presenta rocas estratificadas mesozoicas y cenozoicas intruídas por intrusivos cretácicos tardíos y cenozoicos. A pesar de identificar estas dos morfoestructuras en la zona de estudio (Figura 2.1), la separación entre ellas no está clara y es posible encontrar trabajos con diversas ubicaciones para este límite.

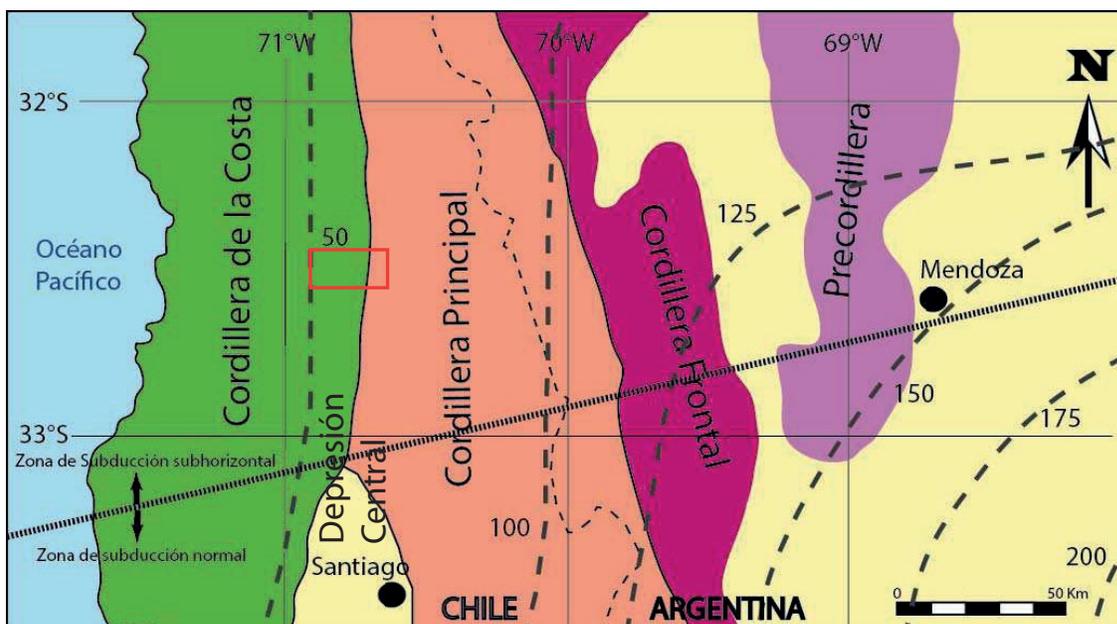


Figura 2.1: Distribución de las principales unidades morfoestructurales entre los 32° y 33°30'S. Las curvas de nivel en línea gruesa punteada indican profundidad del plano de Wadatti–Benioff Cahill e Isacks; 1992. El rectángulo rojo marca la ubicación del área de estudio. Modificado de Jara (2013).

2.2. Rocas estratificadas

2.2.1. Formación Veta Negra (Thomas, 1958)

Esta unidad aflora en la parte central de la Cordillera de la Costa en Chile Central (Figura 2.3) y fue definida por Thomas (1958), quien la divide en un miembro inferior, el Miembro Purehue y uno superior, el Miembro Ocoa. El Miembro Purehue se compone de rocas volcánicas y sedimentarias, predominantemente areniscas rojas y el Miembro Ocoa está conformado por andesitas que han sido llamadas *ocoítas*. Su contacto inferior con la Formación Lo Prado ha sido definido como concordante y gradual (Thomas, 1958), lo que lo hace difícil de establecer. Subyace a la Formación Cerro Morado (*sensu* Carter y Aliste, 1962; Boyce, 2015) de manera concordante y gradual (Thomas, 1958; Rivano *et al.*, 1993) o mediante una discordancia erosiva (Piracés y Maksae, 1977).

Esta unidad está compuesta hacia la base por 1000 a 2600 m de brechas, tobas, lavas andesíticas y areniscas rojas que se agrupan en el Miembro Purehue, y hacia el techo por 4000 m de mantos efusivos de andesitas con grandes plagioclasas que se agrupan en el Miembro Ocoa (Thomas, 1958). Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que se tienen para esta unidad, que no habrían

sido reseteadas por intrusivos, son de $119,0 \pm 1,2$ Ma (Aguirre *et al.*, 1999) y $118,7 \pm 0,6$ Ma (Fuentes *et al.*, 2004), lo que la ubica en el Aptiano (Figura 2.2).

Era	Período	Época	Edad	Edad (Ma)	Formación	Unidades Intrusivas			
						Cordillera de la Costa		Precordillera y DC	
						Sur de 33°S	Norte de 33°S	Norte de 33°S	
Cenozoico	Neógeno	Pleistoceno							
		Plioceno		2,588					
	Paleógeno	Mioceno			5,333	Fm. Farellones		SU. RC	
		Oligoceno			23,03	Fm. Abanico			
		Eoceno			33,9				
		Paleoceno			56,0			UF	
Mesozoico	Cretácico	Superior	Maastrichtiano		66,0	Fm. Lo Valle			
			Campaniano			72,1			USL
			Santoniano			83,6			
			Coniaciano			86,3			GU
			Turoniano			89,8	Fm. Las Chilcas		
		Inferior	Cenomaniano			93,9			
			Albiano			100,5		Caleu	MTU
			Aptiano			113,0	Fm. Cerro Morado		TU
			Barremiano			125,0	Fm. Veta Negra		MU
							Fm. Lo Prado		

Figura 2.2: Cuadro estratigráfico que muestra la temporalidad, posición estratigráfica y relaciones de contacto entre las unidades estratificadas e intrusivas descritas en el marco geológico. MU: Unidad Máfica, TU: Unidad Trondjemítica, MTU: Unidad Tonalítica Principal, GU: Unidad Granodiorítica, USL: Unidad San Lorenzo, UF: Unidad Fredes y SU. RC: Superunidad Río Chicharra. Modificado de Boyce (2015).

2.2.2. Formación Cerro Morado (Carter y Aliste, 1962)

Esta unidad aflora en la parte oriental de la Cordillera de la Costa en Chile Central (Figura 2.3), aunque nuevos estudios la han reconocido en el borde occidental de Cordillera Principal al norte de Los Andes (Machuca, 2017). Carter y Aliste (1962) la definen como rocas volcánicas gris verdosas compuestas de tobas y brechas, separándola así de la Formación Las Chilcas (*sensu* Thomas, 1958; Piracés y Makshev, 1977; Rivano *et al.*, 1993). Su contacto inferior con la Formación Veta Negra ha sido definido como una discordancia progresiva (Carter y Aliste, 1962), una concordancia gradual (Thomas, 1958; Rivano *et al.*, 1993) y una discordancia erosiva (Piracés y Makshev, 1977). Mientras que su contacto superior con la Formación Las Chilcas (*sensu* Carter y Aliste, 1962) ha sido definido como concordante e interdigitado, como una discordancia de erosión (Carter y Aliste, 1962; Viteri, 1970) o una discordancia angular (Boyce, 2015).

Hacia la base la Formación Cerro Morado está marcada por lentes de conglomerado que están cubiertos por andesitas, tobas y brechas. Las que a su vez están cubiertas por tobas y brechas que en ciertos sectores tienen intercalaciones de andesitas porfíricas, similares a las del Miembro Ocoa de la Formación Veta Negra (Carter y Aliste, 1962). El espesor de esta formación es estaría entre los 1400 (Boyce, 2015) y los 3500 m (Carter y Aliste, 1962). La edad de esta unidad se puede acotar inferiormente por la edad de la Formación Veta Negra y superiormente por la edad de $105,7 \pm 3,3$ Ma, reportada por Boyce (2015) a partir de circones detríticos para la sección basal de la Formación Las Chilcas. Esto la sitúa en el Aptiano tardío y Albiano temprano (Figura 2.2).

2.2.3. Formación Las Chilcas (Thomas, 1958; Boyce, 2015)

Esta unidad aflora en la parte oriental de la Cordillera de la Costa en Chile Central (Figura 2.3), aunque nuevos estudios la han reconocido en el borde occidental de Cordillera Principal al norte de Los Andes (Machuca, 2017). Thomas (1958) define la Formación Las Chilcas como una sucesión de rocas sedimentarias y volcánicas que varía lateralmente y por lo tanto no permite una exposición típica. Esta formación ha sido modificada por diversos autores quienes han ampliado o restringido sus límites, o bien han definido y redefinido sus miembros a lo largo del tiempo (detalles en la Sección 1.1 del Capítulo 1). En este trabajo se usará la definición de Boyce (2015) para referirnos a la Formación Las Chilcas, por lo tanto será esa la que se describirá en este capítulo. El contacto inferior con la Formación Cerro Morado ha sido definido como una discordancia angular, erosiva y como concordante,

mientras que el contacto superior con la Formación Lo Valle ha sido descrito como una discordancia angular (Thomas, 1958; Boyce, 2015) o como concordantes (Carter y Aliste, 1962).

La Formación Las Chilcas (*sensu* Boyce, 2015) tiene una potencia de *ca.* 3000 m y puede dividirse en 4 miembros que de base a techo son:

- El Miembro Pitipeumo se compone de 435 a 1015 m de areniscas, conglomerados, brechas y lavas andesíticas y dacíticas con una intercalación de *ca.* 30 m en la base de calizas, margas y calcarenitas.
- El Miembro Tabón corresponde a 500 a 2500 m de brechas sedimentarias y conglomerados masivos, con intercalaciones de fango y areniscas hacia la porción media superior.
- El Miembro Ñilhue posee 85 a 835 m de calizas y depósitos calcáreos.
- El Miembro El Calvario se compone de 900 a 2000 m de brechas andesíticas, andesitas, conglomerados y brechas sedimentarias.

Estudios relacionados con el contenido fosilífero en las Calizas de Polpaico, que pertenecerían al Miembro Pitipeumo (Boyce, 2015), le han asignado una edad albiana media (Martínez-Pardo *et al.*, 1994) y albiana (Sellés y Gana, 2001). Mediante dataciones U–Pb en circon Wall *et al.* (1999) proporcionan edades de $106,5 \pm 0,2$ Ma y $109,6 \pm 0,1$ Ma para la base de la Formación Las Chilcas. Mientras que mediante dataciones K–Ar, Gallego (1994) obtiene una edad de 95 ± 3 Ma, mientras que Wall *et al.* (1999) y Sellés y Gana (2001) reportan edades de 86 y 72 Ma para esta misma formación. Otras edades U–Pb de $116,1 \pm 0,3$ Ma (Sellés, 2000), 110 Ma (Sellés y Gana, 2001) y $112 \pm 1,2$ Ma y $113 \pm 0,8$ Ma (Godoy *et al.*, 2006) que han sido obtenidas para la base volcánica de la Formación Las Chilcas, corresponderían a lo que en este trabajo se considera incluido en la subyacente Formación Cerro Morado. Finalmente, Boyce (2015) a través de dataciones U–Pb ubica la Formación Las Chilcas entre los $105,7 \pm 3$ y 82 Ma. Con estos antecedentes es posible situar a la Formación Las Chilcas entre el Albiano medio y el Campaniano temprano (Figura 2.2).

Por otra parte, la Formación Salamanca fue definida por (Rivano y Sepúlveda, 1991) como una secuencia volcanosedimentaria compuesta por lavas, tobas, brechas volcánicas con intercalaciones riolíticas y que hacia la base presenta niveles de conglomerado. Ésta se encontraría pseudoconcordante y en discordancia erosiva sobre la Formación Las Chilcas y en discordancia angular y de erosión bajo la Formación Farellones (Figura 2.3 Rivano *et al.*,

1993). En base a la litología y las edades U–Pb en circón que se tienen para esta formación, entre los 31°30 y 32°30'S de $81,5\pm 1,1$ y $87,7\pm 1,2$ Ma (Jara y Charrier, 2014) y de $90,6\pm 1,3$ Ma (Mpodozis *et al.*, 2009), sería equivalente a la Formación Las Chilcas.

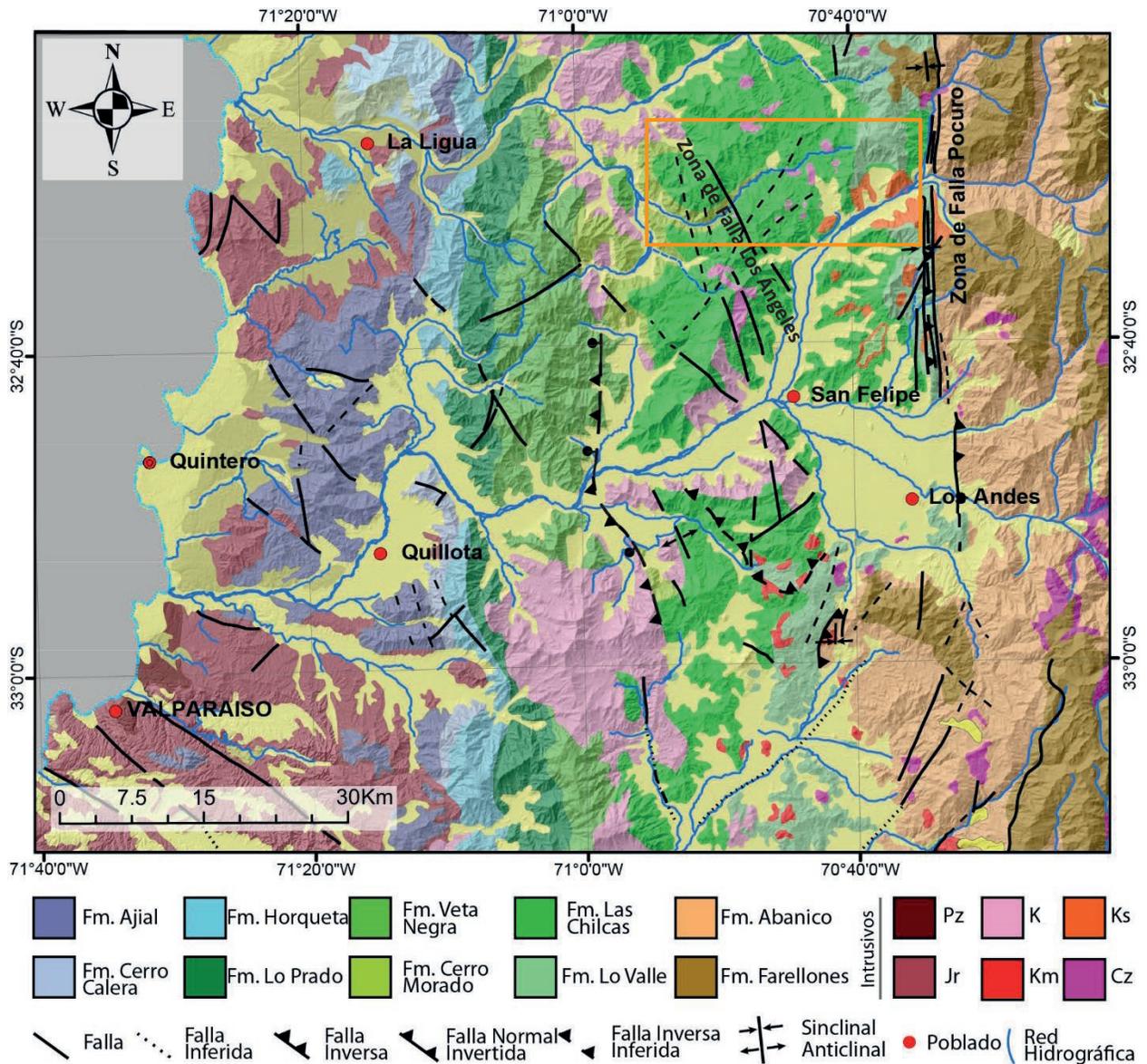


Figura 2.3: Mapa geológico de la Cordillera de la Costa y el borde occidental de la Cordillera Principal entre los 32°20'–33°10'S. El rectángulo anaranjado marca los límites del área de estudio. La Formación Lo Valle incluye los depósitos de la Formación Salamanca, así como también la Formación Abanico incluye las rocas cenozoicas de la Formación Los Pelambres. Compilado de Rivano *et al.* (1993), Gana y Wall (1997), SERNAGEOMIN (2003), Fuentes *et al.* (2004), Fock (2005), Campbell (2005), Troncoso (2014) Boyce (2015). Modificado de Machuca (2017).

2.2.4. Formación Lo Valle (Thomas, 1958)

Esta unidad aflora en la parte oriental de la Cordillera de la Costa y en los cerros del centro y este de la Depresión Central en Chile Central (Figura 2.3). Thomas (1958) la define como una serie predominantemente tobácea en la que intervienen lutitas, areniscas y conglomerados. Ésta se ubica en discordancia de erosión y plegamiento sobre la Formación Las Chilcas (Thomas, 1958), pero también se ha reconocido como concordante (Carter y Aliste, 1962) y discordante (Boyce, 2015). La Formación Lo Valle estaría en contacto tectónico con la Formación Abanico en la Cuesta de Chacabuco (Fuentes *et al.*, 2002; Fock, 2005) pero también ha sido reconocido como un contacto discordante en otras localidades.

Boyce (2015) la describe como 1800 m de tobas de colores rosadas, blancas y violáceas, en general soldadas y con algunas intercalaciones de brechas andesíticas y conglomerados. La descripción de Thomas (1958) es muy similar pero le asigna una potencia de 700 m y agrega litologías de lavas rosadas, areniscas, andesitas y basaltos. Las edades Ar–Ar de Gana y Wall (1997) de $71,4 \pm 1,4$ y $71,9 \pm 1,4$ y K–Ar de 65 ± 2 , así como también las de Rivano *et al.* (1993) de 64 y 67,8 Ma y la de Boyce (2015) de $73,3 \pm 0,5$ Ma, sitúan a la Formación Lo Valle en el Maastrichtiano–Daniano temprano (Figura 2.2).

Por otra parte, en el valle del Tinguiririca Tapia (2015) define la Unidad Guanaco como una secuencia volcánica y volcanoclástica de 1800 m de espesor compuesta de andesitas, brechas volcánicas y tobas con intercalaciones de conglomerados y areniscas cubiertas discordantemente por la Formación Abanico. El volcanismo de la Unidad Guanaco ha sido considerado como parte de la Formación Plan de los Yeuques debido a la correspondencia geocronológica y litológica que presenta con esta unidad formal de escala regional (Muñoz *et al.*, 2018). Estas unidades son correlacionables con la Formación Lo Valle, en base a la litología y a las edades de 75 Ma (Tapia, 2015) y 63,4 Ma (Persico, 2016, y referencias allí citadas).

2.2.5. Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Esta unidad aflora en la Cordillera Principal de Chile Central (Figura 2.3). Esta formación definida por Aguirre (1960) corresponde a una secuencia volcanosedimentaria que se ha reconocido discordante por erosión sobre la Formación Lo Valle o en contacto por falla y se ha descrito como psuedoconcordante, discordante o concordante por falla (Fock, 2005, y referencias allí citadas) subyaciendo a la Formación Farellones (Figura 2.2).

Esta formación está constituida por *ca.* 3000 m de lavas básicas intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias fluviales, aluviales y lacustres [Charrier *et al.* \(2002\)](#); [Nyström *et al.* \(2003\)](#); [Fock \(2005\)](#). De acuerdo a múltiples estudios que se han realizado entre los 28° y 35°S se le ha asignado a la Formación Abanico una edad eocena media–tardía a oligocena tardía (e.g. [Charrier *et al.*, 2002](#); [Fuentes *et al.*, 2002](#); [Fock, 2005](#); [Charrier *et al.*, 2014](#); [Jara y Charrier, 2014](#); [Tapia, 2015](#)). Al este del área de estudio se tienen edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa de 26 y 24 Ma y en trazas de fisión en circón de 28 Ma ([Campbell, 2005](#)). Sumado a esto, [Jara y Charrier \(2014\)](#) obtienen edades entre 21 y 23 Ma para la Formación Abanico al noreste del área de estudio.

Por otra parte, en la Cordillera Principal entre los 31°15'–33°S aflora la Formación Los Pelambres que fue descrita una unidad volcánica, continental y marina del Cretácico Temprano ([Figura 2.3](#), [Rivano y Sepúlveda, 1991](#); [Rivano *et al.*, 1993](#)). Sin embargo, nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos obtenidos por [Jara y Charrier \(2014\)](#) y [Mpodozis *et al.* \(2009\)](#) indican que parte de esta formación tendría edades cenozoicas y sería equivalente a la Formación Abanico. Al sur de los 35°S fue definida la Formación Cura–Mallín ([Klohn, 1960](#)) que sería equivalente a las unidades superiores de la Formación Abanico.

2.2.6. Unidad Alicahue–Chepical ([Jara, 2013](#))

Esta unidad informal fue definida por [Jara \(2013\)](#) como una asociación de facies esencialmente volcánica compuesta de lavas andesíticas porfíricas con intercalaciones volcanoclásticas y escasos niveles de conglomerados y brechas, que tiene una potencia de 2000 a 2500 m. Esta unidad aflora al oeste e este de la Zona de Falla Pucuro. Al occidente de esta zona de falla, se dispone discordantemente sobre las rocas mesozoicas. Parte de estas rocas fueron asignadas anteriormente a las formaciones Los Pelambres y Salamanca ([Rivano *et al.*, 1993](#)).

[Jara y Charrier \(2014\)](#) obtienen edades de $26,5 \pm 2,3$ a $18 \pm 0,3$ Ma lo que las sitúa en el Oligoceno tardío a Mioceno. En este mismo trabajo, los autores plantean que la Unidad Alicahue–Chepical correspondería a las facies difíciles de distinguir entre las formaciones Abanico y Farellones.

2.2.7. Formación Farellones ([Klohn, 1960](#))

Esta unidad aflora en la Cordillera Principal de Chile Central ([Figura 2.3](#)). Fue definida por [Klohn \(1960\)](#) y corresponde a una sucesión de 2500 m de lavas andesíticas a riolíticas

con intercalaciones volcanoclásticas y limitados depósitos sedimentarios (Charrier *et al.*, 2002, 2007, 2014; Fock, 2005; Tapia, 2015; Quiroga, 2015). El contacto en la vertiente occidental de la Cordillera Pincipal con la suprayacente Formación Abanico ha sido descrito como discordante, psuedoconcordante o concordante por falla (Fock, 2005, y referencias allí citadas). En base a dataciones radiométricas U–Pb (Fock, 2005) y Ar/Ar (Fuentes *et al.*, 2004) la edad de esta formación sería miocena (Figura 2.2).

2.3. Rocas intrusivas

Las unidades intrusivas que son relevantes para este trabajo comprenden del Cretácico Temprano al Mioceno y corresponden al Complejo Plutónico Illapel, a la Unidad San Lorenzo, a la Unidad Fredes y a la Superunidad Río Chicharra.

2.3.1. Complejo Plutónico Illapel

El Complejo Plutónico Illapel (CPI) fue definido por Parada *et al.* (1999), siendo previamente definido por Rivano *et al.* (1985) como la Superunidad Illapel. Esta unidad se distribuye en la Cordillera de la Costa entre los 31°25' y 32°35'S y corresponde a la franja intrusiva K de la Figura 2.3. El CPI se emplaza en rocas intrusivas y volcánicas del jurásico y en las rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico Temprano (Ferrando, 2014).

En el CPI se han distinguido 4 unidades (Figura 2.2):

- Unidad Máfica: compuesta principalmente por gabros y dioritas con subordinadas tonalitas (Morata *et al.*, 2010). La edad de esta unidad es de 118 (Morata *et al.*, 2010) a 113 Ma (Ferrando, 2014).
- Unidad Trondhjémítica: compuesta de trondhjemitas y leucogranitos (Morata *et al.*, 2010). Las edades para esta unidad rondan entre los 110 (Morata *et al.*, 2010) y 108 Ma (Ferrando, 2014).
- Unidad Tonalítica Principal: compuesta de tonalitas con enclaves máficos (Varas, 2011), con subordinadas granodioritas. La edad de esta unidad abarca de los 102 Ma hasta los 98 Ma (Morata *et al.*, 2010).
- Unidad Granodiorítica: compuesta de granodioritas leucocráticas a mesocráticas (Morata *et al.*, 2010). Se tiene una edad de 86 Ma para esta unidad (Morata *et al.*,

2010).

Por otra parte, el Plutón Caleu que se reconoce al sur del Río Aconcagua, presenta una variedad de litologías comprendiendo gabros, dioritas, cuarzo–monzonitas, monzogranitos y granodioritas y presenta edades U–Pb de emplazamiento de entre 106 a 90 Ma (Molina, 2014). Por lo tanto el Plutón sería correlacionable cronológicamente con parte del CPI (Figura 2.2).

2.3.2. Unidad San Lorenzo

Esta unidad aflora en la franja de la Depresión Central proyectada al norte del Río Aconcagua y corresponde al sector oriental de la franja intrusiva K de la Figura 2.3. La Unidad San Lorenzo fue definida por Rivano *et al.* (1985) como pequeños cuerpos intrusivos dioríticos, pórfidos andesíticos y andesitas microgranulares que intruyen a la Formación Las Chilcas. La edad de esta unidad es de 86 a 63 Ma (Rivano *et al.*, 1993, y referencias allí citadas).

2.3.3. Unidad Fredes

Esta unidad aflora justo al este de la Unidad San Lorenzo, en el borde más occidental de la Cordillera Principal y corresponde a la franja intrusiva Ks de la Figura 2.3. La Unidad Fredes fue definida por Rivano *et al.* (1985) y está conformado por *stocks* de 20 y 100 km² y otros cuerpos menores. Su litología abarcan desde monzogranitos de hornblenda y biotita hasta gabros de anfíbola, pasando por granodioritas, tonalitas y monzodioritas, con un predominio en los términos básicos (Rivano *et al.*, 1993). En el área de estudio esta unidad intruye a la Formación Las Chilcas. Las edades para esta unidad varían de 67 a 45 Ma (Rivano *et al.*, 1993).

2.3.4. Superunidad Río Chicharra

Se localiza en las cercanías de la Zona de Falla Pocuro y al este de ella, en la Cordillera Principal y corresponde a la franja intrusiva Cz de la Figura 2.3. La Superunidad Río Chicharra fue definida por Rivano *et al.* (1985) y agrupa 3 unidades: la Unidad Cerro Blanco, la Unidad Portezuelo del Azufre y la Unidad Tambillos (Rivano *et al.*, 1993). La superunidad está conformada por batolitos y *stocks* de mayor tamaño junto a cuerpos intrusivos menores. Su litología varía desde monzogranitos a granodioritas con facies dioríticas e incluye desde pórfidos riódacíticos a pórfidos dioríticos. Parte de esta superunidad, en especial la Unidad

Portezuelo del Azufre está estrechamente relacionada con la Formación Farellones. La edad de esta superunidad está acotada entre 19 y 12 Ma (Rivano *et al.*, 1993).

2.4. Estructuras

El rasgo estructural principal del área de estudio corresponde a un suave homoclinal inclinado levemente hacia el este que afecta a todas las rocas mesozoicas. Este homoclinal presenta manteos de no más de 25° y se ve afectado en el sector occidental por la Zona de Falla Los Ángeles (Figura 2.3). Mientras que hacia el sector oriental, fuera del área de estudio, se identifica otro sistema estructural importante denominado Zona de Falla Pocuro (Figura 2.3).

2.4.1. Zona de Falla Los Ángeles

Este sistema estructural fue definido por Carter y Aguirre (1965) como el límite este de la Cordillera de la Costa (Figura 2.3). Fue descrita como una zona irregular y poco definida dominada por fallas de alto ángulo, semiparalelas, rectilíneas y arqueadas que tienen una orientación NE y NW. Algunos de los movimientos de las fallas son rotacionales y en otros son verticales alcanzando los 500 m de desplazamiento para una falla y hasta de 1000 m acumulados para un conjunto de fallas. Es común que las fallas mayores se dividan en varias fallas divergentes. Esta zona de falla bascula el bloque oeste del área de estudio hacia el SW afectando al homoclinal mencionado.

Esta falla ha sido correlacionada con otras fallas reconocidas en la Cuesta de Chacabuco y en la Angostura de Paine, que son la Falla Infiernillo y la Falla Portezuelo de Chada (Figura 2.4 Farías *et al.*, 2010).

2.4.2. Zona de Falla Pocuro

La Zona de Falla Pocuro (ZFP) fue definida por Carter y Aguirre (1965) como el límite este de la Depresión Central (Figura 2.3 y Figura 2.4). Ésta corresponde a un rasgo morfoestructural de escala regional que ha sido descrita como una megafalla que se extiende entre los 32° y 33°S (Rivano *et al.*, 1993). Según Rivano *et al.* (1993) corresponde a una zona de falla extensiva y en parte de rumbo con una serie de fallas paralelas menores y fallas conjugadas que producen un intenso clivaje y que tienen una orientación principal NS. Campbell (2005) la describe

como un sistema estructural de fallas de alto ángulo, normales que posteriormente fueron invertidas y con vergencia al oeste y rumbo NS a NNW. Este autor también menciona que el sistema podría haber tenido una componente de rumbo dextral durante la inversión. Por otro lado, [Jara y Charrier \(2014\)](#) describen la Falla Pocuro como una falla de vergencia occidental, con movimientos inversos y que afecta a las unidades mesozoicas.

Proyectando la traza de la ZFP hacia el sur se conecta con otro rasgo estructural importante reconocido al este de la Depresión Central a la latitud de Santiago, la Falla San Ramón ([Figura 2.4](#)). Ambos sistemas estructurales han sido correlacionados por su geometría, ubicación y rol morfoestructural ([Fock et al., 2006](#); [Fariás et al., 2010](#); [Machuca, 2017](#)).

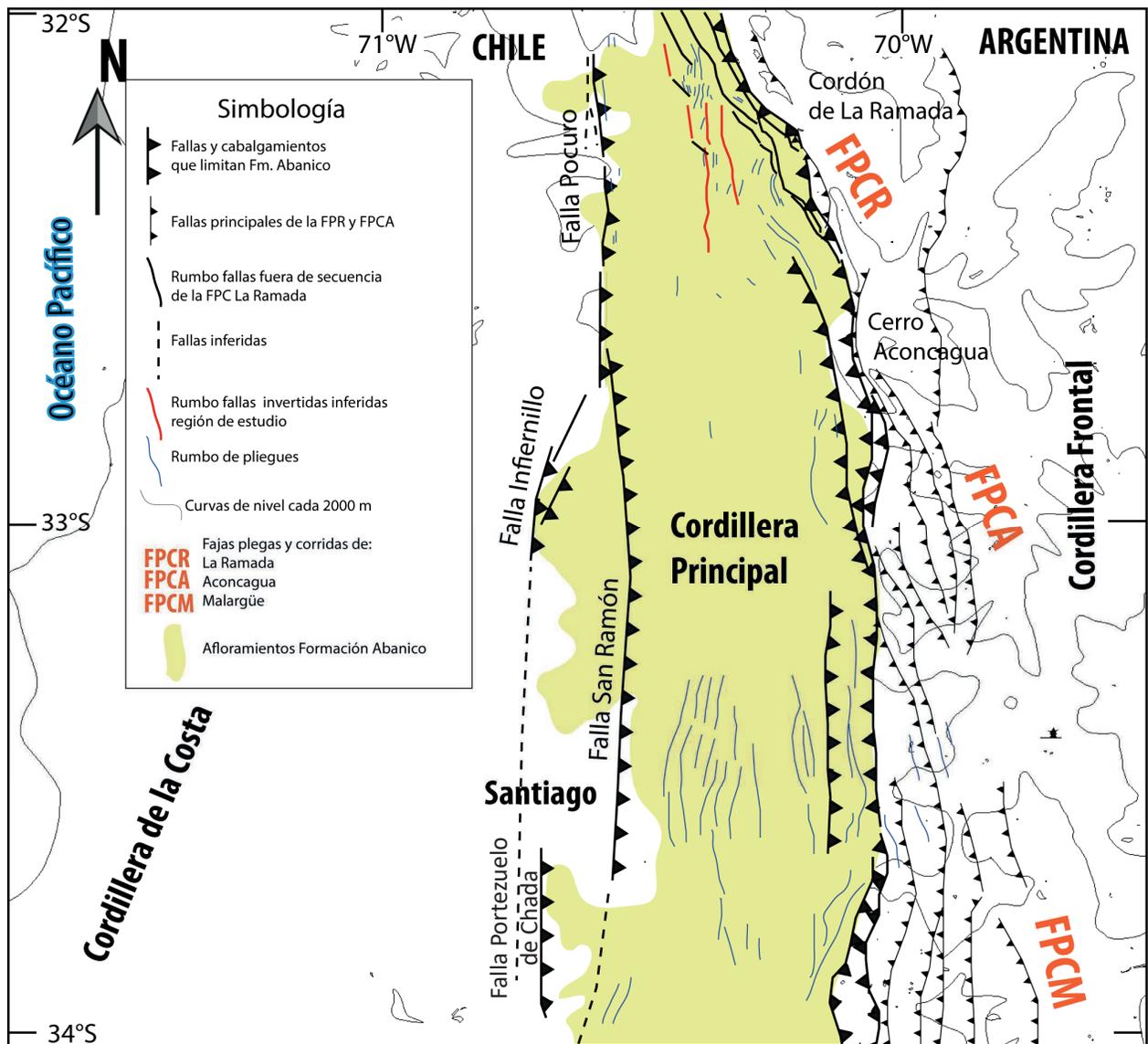


Figura 2.4: Mapa donde se muestran las principales estructuras que la limitan la Formación Abanico entre los 32° y 34°S. Modificado de [Jara \(2013\)](#).

Capítulo 3

Marco tectónico

En este capítulo se describen los principales antecedentes que existen sobre las condiciones tectónicas que predominaron en Chile Central desde el Cretácico Temprano al Mioceno temprano. Adicionalmente, se mencionan los rasgos generales de procesos magmáticos, sedimentarios y tectónicos que habrían ocurrido durante estas etapas.

En el Jurásico Temprano se inicia el Ciclo Andino ([Charrier *et al.*, 2007, 2014](#)), este proceso está caracterizado por una subducción continua bajo Sudamérica, pero que dependiendo de las condiciones tectónicas habría generado diferentes regímenes en el continente ([Ramos, 2010](#); [Martinod *et al.*, 2010](#)). Estos cambios condicionarían la interacción entre el avance y la resistencia de las placas implicadas ([Ramos, 2010](#); [Martinod *et al.*, 2010](#)), así como también la oblicuidad de la convergencia, generando etapas compresivas, extensivas, dextrales y/o sinestrales en Chile.

3.1. Cretácico Temprano

En Chile Central desde el Kimmeridgiano hasta el Albiano, se ha reconocido un período extensional dentro del Ciclo Andino ([Charrier *et al.*, 2014](#)), correspondiente a la Segunda Etapa del Primer Período ([Figura 3.1](#)). Esta etapa coincidiría con una baja tasa de expansión oceánica en el Pacífico Sur entre los 125 y 110 Ma ([Figura 3.2](#)) ([Larson y Pitman, 1972](#)) y ha sido atribuída a un ascenso de material astenosférico, lo que provocó extensión, atenuación cortical, subsidencia y volcanismo bimodal ([Aguirre *et al.*, 1989, 1999](#)). Según [Parada *et al.* \(2005\)](#), el régimen predominante habría sido una subducción de alto ángulo tipo Mariana, donde el mecanismo de *roll-back* o retroceso de la fosa sería predominante.

AGE	ERA	PER.	SUPER CONTINENT EVOLUTION	TECTONIC CYCLES	TECT. PER.	STAGES	SUB-STAGES	TECTONIC REGIMES & OROGENIES	OTHER EVENTS	
10	CENOZOIC	NEOG.	CONTINENTAL BREAK-UP	A N D E A N	Second Period	Second	Second	Compression (Pehuenche or.)	≡ Porphyry-coppers Abanico Basin inversion	
50							First	Compression (Incaic orog.)	≡ Porphyry-coppers	
100	First	Second				Compression (K-T orog.)	≡ Porphyry-coppers			
		First				Compression (Peruvian orog.)	◀ Marine regression			
150	First Period	Second			Extension	◀ Marine ingression				
		First			Extension	◀ Marine regression				
200	PRE-ANDEAN	Second			Extension	◀ Marine ingression				
					First	Extension				
250	M E S O Z O I C	TRIASSIC			FINAL ASSEMBLY & INITIAL BREAK-UP					
		CRETACEOUS								

Figura 3.1: Ciclos tectónicos, orogenias y eventos en la evolución de margen SW de Sudamérica para el Mesozoico y Cenozoico y comparación con la evolución de los supercontinentes. Tomado de Charrier *et al.* (2014).

Evidencias de este episodio extensional han sido encontradas en los depósitos volcánicos, intrusivos y sedimentarios y las estructuras que se encuentran en el antearco, arco y trasarco. A la latitud de este estudio se ha reconocido la Formación Lo Prado, que corresponde a depósitos marinos, continentales y volcánicos bimodales que se depositaron en el antearco y el arco (Charrier *et al.*, 2014). La Formación Veta Negra que sobreyace a la Formación Lo Prado, ha sido asociada al volcanismo generado en una corteza adelgazada y se habría depositado en una cuenca de intraarco (Vergara *et al.*, 1995). Esta formación está intruida por el primer pulso del Complejo Plutónico Illapel que se habría emplazado en condiciones extensionales entre los 110 y 108 Ma (Morata *et al.*, 2010; Ferrando, 2014). Hacia el trasarco se reconoce la amplia cuenca Mendoza–Neuquén, donde se depositaron las sucesiones marinas, continentales e incluso volcánicas del Grupo Mendoza, Grupo Rayoso y de la Formación Cristo Redentor (Charrier *et al.*, 2007; Jara y Charrier, 2014; Charrier *et al.*, 2014).

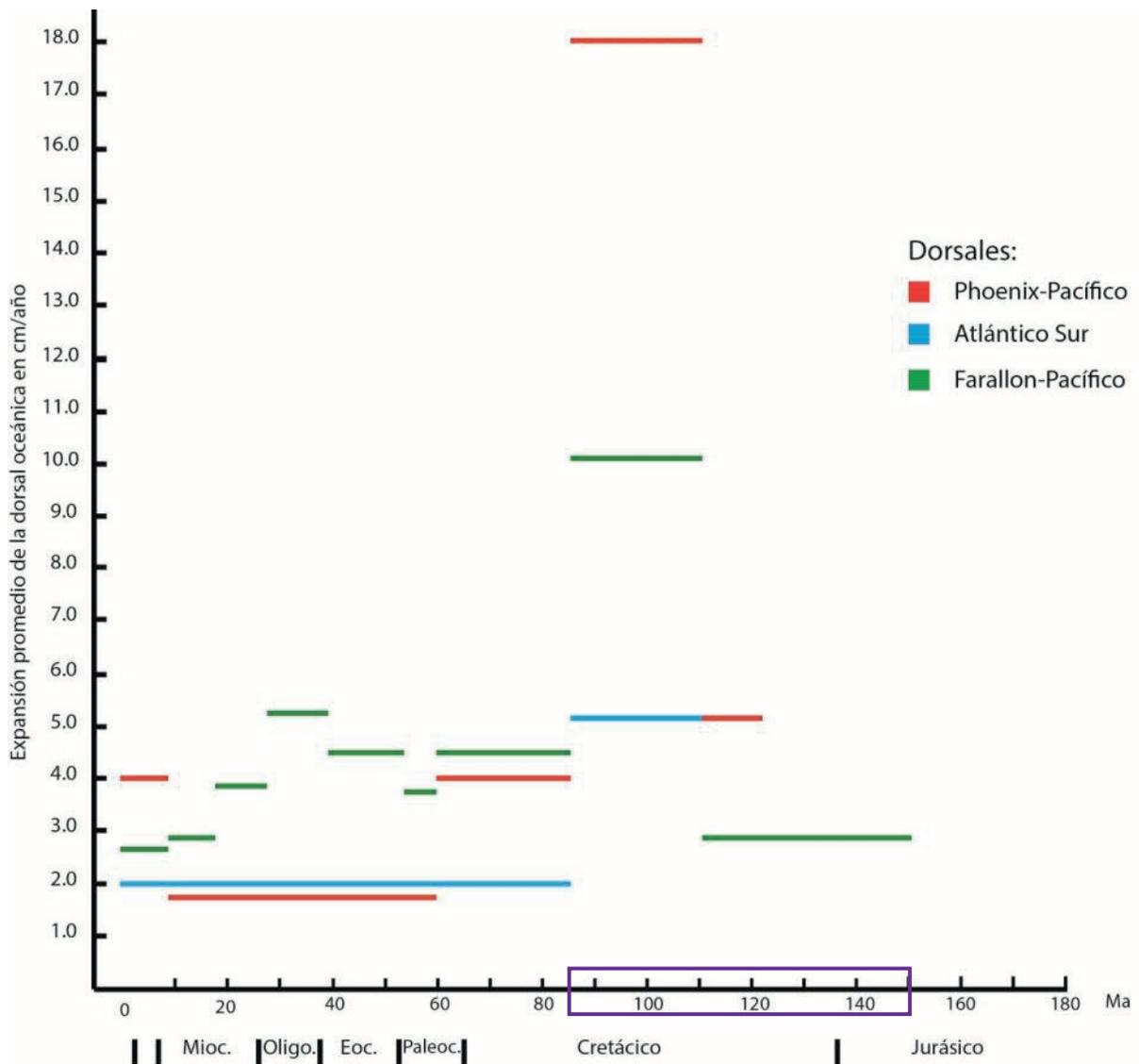


Figura 3.2: Tasas de expansión promedio en los océanos Atlántico y Pacífico en función del tiempo geológico (Larson y Pitman, 1972). El rectángulo morado indica la etapa de interés en este trabajo, de los 150 a 85 Ma. Tomado de Boyce (2015).

3.2. Cretácico Tardío temprano

Durante el Cretácico tardío temprano se ha reconocido un evento compresivo que corresponde a la Orogenia o Fase Peruana (Figura 3.1). Este evento separa el Primer y Segundo Período del Ciclo Andino y habría provocado el alzamiento del margen occidental de Sudamérica, la emersión del trasarco, deformación compresiva y un engrosamiento cortical (Charrier *et al.*, 2007, 2014; Boyce, 2015; Bascuñán *et al.*, 2016). Estas condiciones tectónicas podrían haberse producido por una suma de factores, como la subducción bajo Sudamérica del *ridge* que

separaba las placas Farallon y Aluk (Phoenix) (Figura 3.3) (Scheuber *et al.*, 1994; Zonenshayn *et al.*, 1984) y las altas tasas de expansión de dorsales oceánicas del Atlántico Sur y del Pacífico Sur, estimadas para el período entre los 110 y 85 Ma (Figura 3.2) (Larson y Pitman, 1972). Por otra parte, Somoza y Zaffarana (2008) sugieren que el inicio de eventos compresivos están correlacionados con la aceleración al oeste de Sudamérica durante el Cretácico Tardío, lo que estaría relacionado con la reorganización mayor de las placas *ca.* 95 Ma.

Evidencias de este episodio compresivo han sido encontrados en las rocas volcánicas y sedimentarias y en las estructuras que deforman los depósitos en Chile y Argentina. Estudios realizados en la CP en Chile Central han reconocido depósitos sinorógenicos que marcarían el inicio de la Cuenca de antepaís de Neuquén, desde su extremo más occidental (Boyce, 2015; Tapia, 2015) al más oriental (Tunik *et al.*, 2010; Di Giulio *et al.*, 2012; Mescua *et al.*, 2013; Balgord y Carrapa, 2016; Fennell *et al.*, 2017; Horton, 2018), y que darían cuenta del alzamiento del arco volcánico al oeste. En el Salar de Atacama, Bascuñán (2014) afirma que predominaron condiciones compresivas entre los 107 y 83,6 Ma y que existe registro de sedimentos sinorógenicos provenientes del arco.

Trabajos que estudian la exhumación de la CC apoyan la teoría de que hubo un evento de exhumación importante entre los 94 y 96 Ma (Parada *et al.*, 2005), 106 y 90 Ma Gana y Zentilli (2000), 113 y 80 Ma (Willner *et al.*, 2005). Es importante mencionar que algunos autores han afirmado que éste sería un período de quietud tectónica (Uliana y Biddle, 1988; Scheuber *et al.*, 1994), de *post-rift* (Del Real, 2011; Martínez *et al.*, 2013) o de extensión (Charrier *et al.*, 2007; Cornejo *et al.*, 2003) hasta finales del Cretácico Tardío.

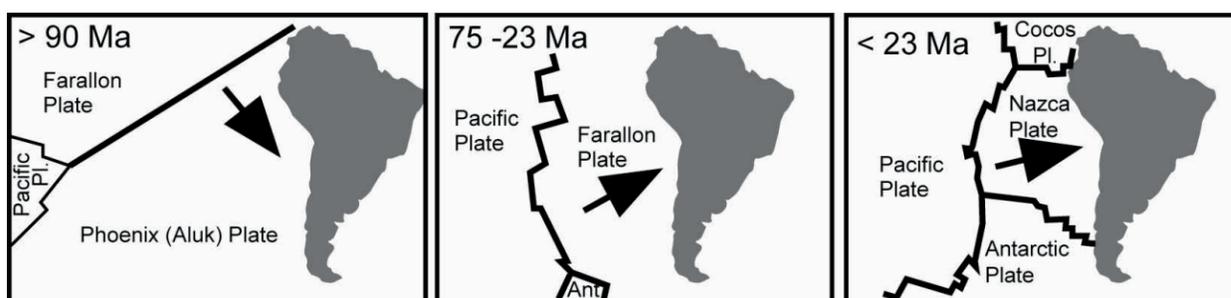


Figura 3.3: Esquema de reconstrucción paleodinámica de las placas en el Océano Pacífico y Sudamérica desde el Mesozoico al presente. Tomado de Zonenshayn *et al.* (1984).

3.3. Cretácico Tardío–Paleoceno

Durante el límite Cretácico–Paleoceno se ha propuesto la existencia de un evento compresivo llamado Orogenia o Fase K–T (Figura 3.1). Este evento divide la Primera Etapa del Segundo Período del Ciclo Andino (Charrier *et al.*, 2014). En esta etapa y hasta los 23 Ma estaría subduciendo la Placa Farallon bajo Sudamérica con dirección ENE (Zonenshayn *et al.*, 1984) con tasas de convergencia similares a las del margen andino actual (Larson y Pitman, 1972).

Evidencias de este episodio compresivo han sido encontradas entre los 22°30' y 31°S en Chile. En el Salar de Atacama, Bascuñán *et al.* (2016) plantea que la Fase Peruana habría tenido dos episodios, uno temprano entre los 107 y 83,6 Ma y uno tardío entre los 79 y 65 Ma. Este último habría generado depósitos sinorogénicos que tendrían un aporte de sedimentos de los bloques alzados al oeste y se correlacionaría con la Fase K–T. Otros trabajos más al sur, cerca de El Peñón (Cornejo *et al.*, 2003), en la Cuenca de Chañarcillo (Martínez *et al.*, 2013) y en el Miembro El Espino cerca de Illapel (Del Real, 2011) llegan a conclusiones similares considerando la edad de los sedimentos sinorogénicos y su deformación. Por otra parte, Muñoz *et al.* (2018) sostienen que la compresión se habría mantenido desde los 100 Ma hasta los 85 Ma, y que luego entre los 80 y 65 Ma, en el arco habría ocurrido extensión en el arco andino evidenciada en la signatura isotópica de la Formación Plan de los Yeuques y las estructuras que afectan.

Trabajos como el de Gana y Wall (1997) y Fock (2005) han consignado un *hiatus* estratigráfico de 36 a 43 millones de años entre las unidades mesozoicas y cenozoicas.

3.4. Eoceno medio–tardío al Mioceno temprano

Existen múltiples trabajos que proponen un régimen extensional para el Eoceno medio–Oligoceno a partir de la caracterización de los depósitos, las estructuras, la geoquímica y geocronología de la Formación Abanico. Esto permite concluir que la Formación Abanico se habría acumulado en una cuenca de intraarco (=Cuenca de Abanico), en un ambiente extensional, con volcanismo activo y con una corteza relativamente delgada (e.g. Charrier *et al.*, 2002; Fock, 2005; Muñoz *et al.*, 2006; Charrier *et al.*, 2007; Farías *et al.*, 2010; Jara y Charrier, 2014; Charrier *et al.*, 2014; Quiroga, 2015; Tapia, 2015; Machuca, 2017; Fuentes, 2017).

Las estructuras normales que limitan la Cuenca de Abanico y que acomodarían los depósitos

sintectónicos de la formación homónima, corresponden a la Falla Pocuro, Falla Infiernillo, Falla San Ramón, Falla El Diablo y Falla Portezuelo de Chada (Figura 2.4) (Charrier *et al.*, 2002; Fock, 2005; Fock *et al.*, 2006; Farías *et al.*, 2010).

Durante el Oligoceno tardío–Mioceno temprano se habría generado un episodio compresivo denominado Orogenia Pehuenche (Figura 3.1). Este evento da inicio a la Segunda Subetapa de la Segunda Etapa del Segundo Período del Ciclo Andino (Charrier *et al.*, 2014). Las condiciones tectónicas de esta etapa han sido relacionadas al aumento de las tasas de convergencia promedio durante el Oligoceno tardío y, en menor medida, al aumento de la oblicuidad entre las placas Nazca y Sudamérica (Figura 3.3 y Figura 3.4).

Contemporáneamente a esta fase compresiva, se depositó la Formación Farrellones, se engrosó la corteza y se invirtieron las fallas anteriormente nombradas que habrían limitado la Cuenca de Abanico (Nyström *et al.*, 2003; Kay *et al.*, 2005; Campbell, 2005; Fock, 2005; Fock *et al.*, 2006; Muñoz *et al.*, 2006; Charrier *et al.*, 2014; Quiroga, 2015).

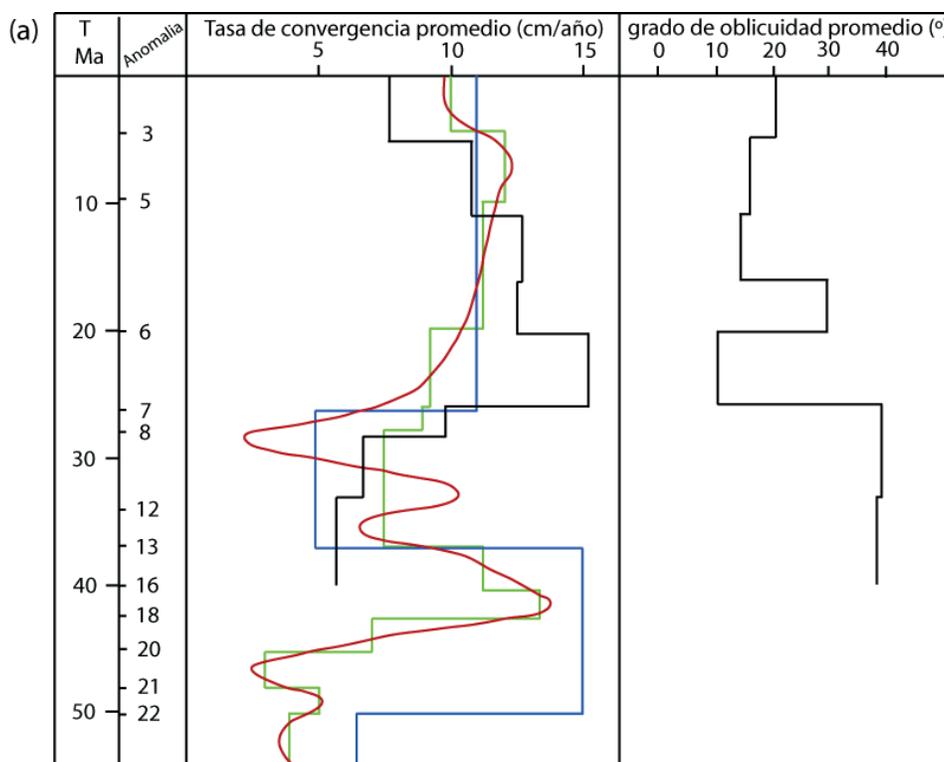


Figura 3.4: Compilación de las tasas de convergencia promedio y oblicuidad promedio entre las placas de Nazca y Sudamericana. La línea verde corresponde a Pilger (1984), la azul a Pardo-Casas y Molnar (1987), la roja es la interpolación realizada por Soler y Bonhomme (1990) y en negro Somoza (1998). Tomado de Fock (2005).

Capítulo 4

Estratigrafía

Como se mencionó previamente, la estratigrafía del área de estudio ha sido revisada en los trabajos de [Carter y Aliste \(1962\)](#), [Piracés y Maksaev \(1977\)](#) y [Rivano *et al.* \(1993\)](#), y parcialmente por [Espinosa \(1969\)](#), [Viteri \(1970\)](#) y [Arévalo \(1992\)](#), quienes abarcaron exclusivamente la Mina Cerro Negro y la Quebrada Pitipeumo. En esos trabajos, las rocas que afloran en el área fueron asignadas a las formaciones mesozoicas Cerro Morado, Las Chilcas, Salamanca y Lo Valle, y se establecieron distintas distribuciones para estas unidades ([Capítulo 1](#)). Por ello, en esta tesis se busca, además de entender la evolución geológica de la zona de estudio, completar, unificar y actualizar la información geológica previa, a través de los datos recopilados en terreno, las dataciones U-Pb en circones y el levantamiento de 10 columnas estratigráficas.

En este capítulo se describirán en primer lugar las rocas estratificadas que contemplan tres unidades litoestratigráficas. Para cada una de ellas se especificará la distribución, relaciones de contacto, litología y espesor y correlación establecida entre las columnas estratigráficas levantadas, con el fin de comprender cómo se definieron estas unidades. En segundo lugar, se presentarán los resultados analíticos de las muestras de rocas estratificadas datadas mediante U-Pb en circones. Finalmente, se describirán las rocas intrusivas y los depósitos no consolidados siguiendo una pauta similar a la anterior. Las descripciones detalladas de las muestras recolectadas se encuentran en el [Anexo C](#) y las correlaciones entre las formaciones reconocidas en trabajos previos y las unidades identificadas en el presente trabajo, se exponen en el [Capítulo 6](#).

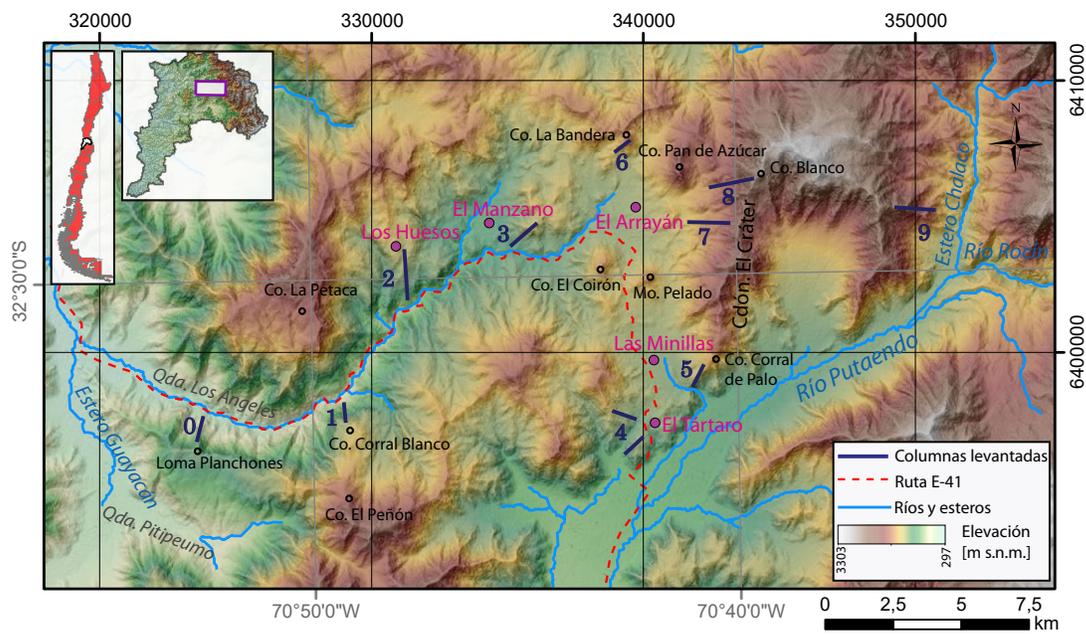


Figura 4.1: Modelo de elevación digital (SRTM) del área de estudio con los nombres de localidades, cerros, ríos y esteros. Se incluye la ubicación de las columnas estratigráficas levantadas. En el borde superior izquierdo se encuentran los mapas de ubicación en Chile y en la Región de Valparaíso.

4.1. Rocas estratificadas

4.1.1. Unidad Los Ángeles

La Unidad Los Ángeles es la unidad estratificada más antigua que aflora en la zona de estudio y corresponde principalmente a rocas volcánicas y volcanoclásticas, entre las cuales se reconocen lavas y autobrechas andesíticas, y tobas.

Distribución y relaciones de contacto

La Unidad Los Ángeles aflora en las partes bajas de ambas laderas de la Quebrada Los Ángeles desde el Estero Guayacán hasta El Manzano. En este último sector alcanza su mayor área de exposición prolongándose hacia el sur hasta El Tártaro (Figura 4.2). Se reconocieron afloramientos en la zona sur de Las Minillas tanto a la altura del camino como en la parte baja-media del Cordón El Cráter. Esta unidad no tiene su base expuesta en la zona de estudio y subyace a la Unidad Las Minillas, tanto en concordancia en la Quebrada Los Ángeles, como en discordancia erosiva en el Cerro Corral de Palo (Figura 4.5).

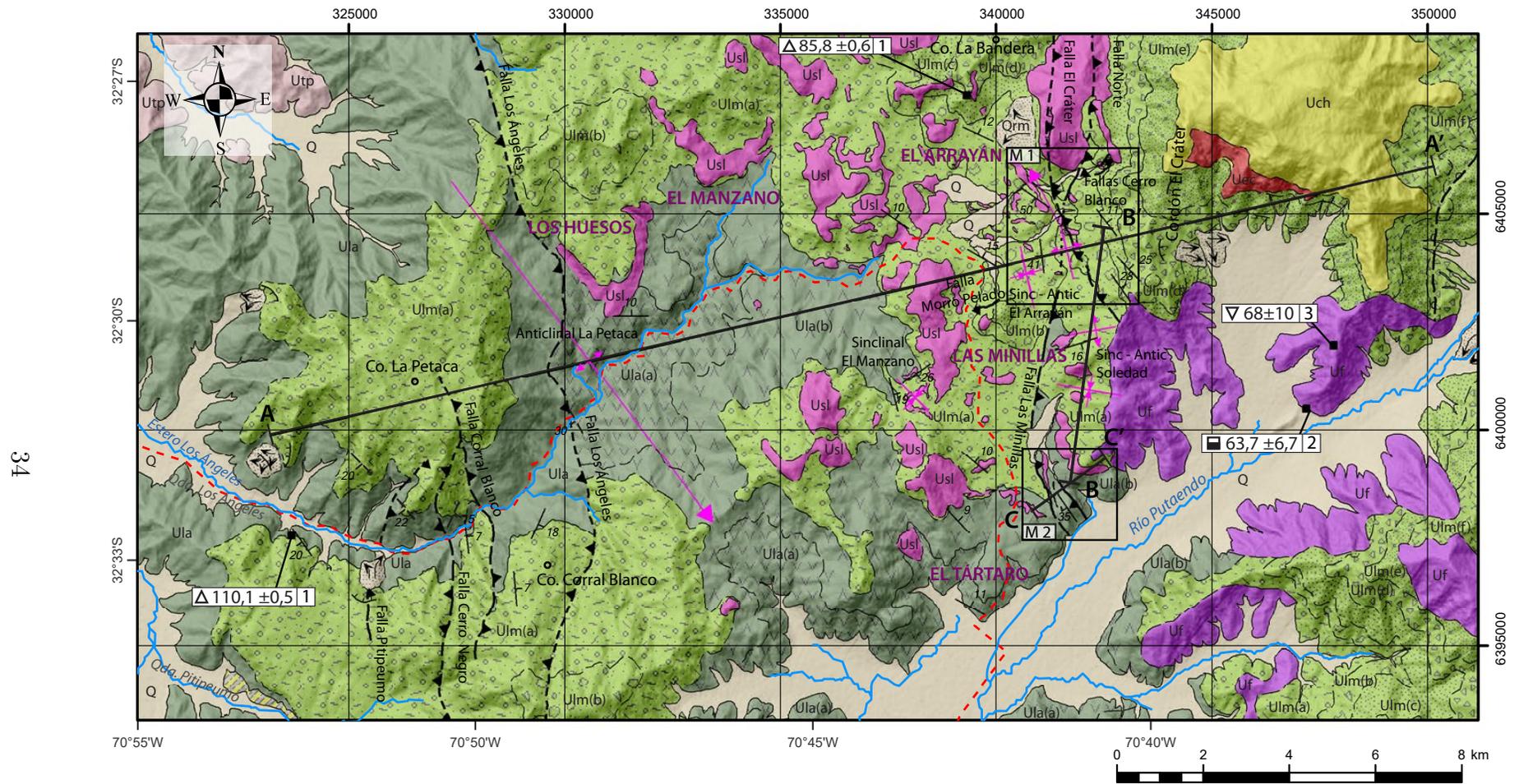
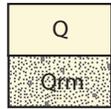


Figura 4.2: Mapa geológico del área de estudio que comprende la Quebrada Los Ángeles y los sectores de Los Huesos, El Manzano, El Arrayán, Las Minillas y el Tartaro. Ver ubicación en la Figura 4.1. La versión del mapa a escala 1:50.000 se encuentra fuera del texto. M1 y M2 corresponden a mapas de detalle que se incluyen en este capítulo.

LEYENDA



Q Depósitos coluviales, aluviales y fluviales.

Qrm Depósitos de remociones en masa.



Unidad Chalaco

Tobas y tobas de lapilli líticas y lavas andesíticas con algunas intercalaciones de brechas sedimentarias.

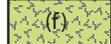


Discordancia angular

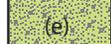


Unidad Las Minillas

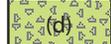
Conglomerados, areniscas, tobas líticas y brechas sedimentarias.



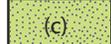
(f) *Subunidad volcanoclástica superior*: tobas líticas y areniscas medias a gruesas.



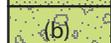
(e) *Subunidad sedimentaria superior*: areniscas líticas, conglomerados arenosos y gruesos y brechas finas y gruesas.



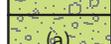
(d) *Subunidad volcanoclástica inferior*: tobas líticas y brechas piroclásticas.



(c) *Subunidad sedimentaria inferior*: areniscas líticas y cristalinas, fangolitas, calizas y niveles de conglomerado intercalados.



(b) **Sección media**: tobas líticas, brechas y conglomerados gruesos.

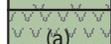


(a) **Sección inferior**: conglomerados, brechas y areniscas líticas.



Unidad Los Ángeles

(b) **Sección superior**: tobas líticas y vítreas y escasos niveles de brechas y areniscas.

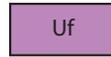


(a) **Sección inferior**: lavas y autobrechas andesíticas porfíricas y ocoíticas.



Unidad El Cráter

Sills y diques dioríticos.



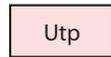
Unidad Fredes

Granitos de anfíbola.



Unidad San Lorenzo

Cuerpos hipabisales como *stocks*, *sills* y diques cuarzo monzoníticos, cuarzo dioríticos y dioríticos.



Unidad Tonalítica Principal

Monzogranitos, granodioritas, cuarzo monzodioritas, y tonalitas de anfíbol y biotita subordinadas.

SIMBOLOGÍA

Falla inversa observada; ubicación aproximada

Falla inversa inferida

Falla cubierta inferida; lineamiento

Contacto geológico observado; ubicación aproximada

Rumbo y manto de estratos

Rumbo y manto de estratos estimado

Traza de plano axial de anticlinal, flecha indica buzamiento del eje

Traza de plano axial de sinclinal

Traza de perfil geológico

Tranques de relave

Escarpe de deslizamiento

Dirección de movimiento del deslizamiento

Camino pavimentado

Ríos y esteros

DATACIONES RADIOMÉTRICAS (Ma)

U-Pb circón

K-Ar anfíbola

Pb- α

Fuentes de las dataciones radiométricas

- 1 Este trabajo
- 2 Munizaga y Vicente (1982)
- 3 Munizaga (1972)

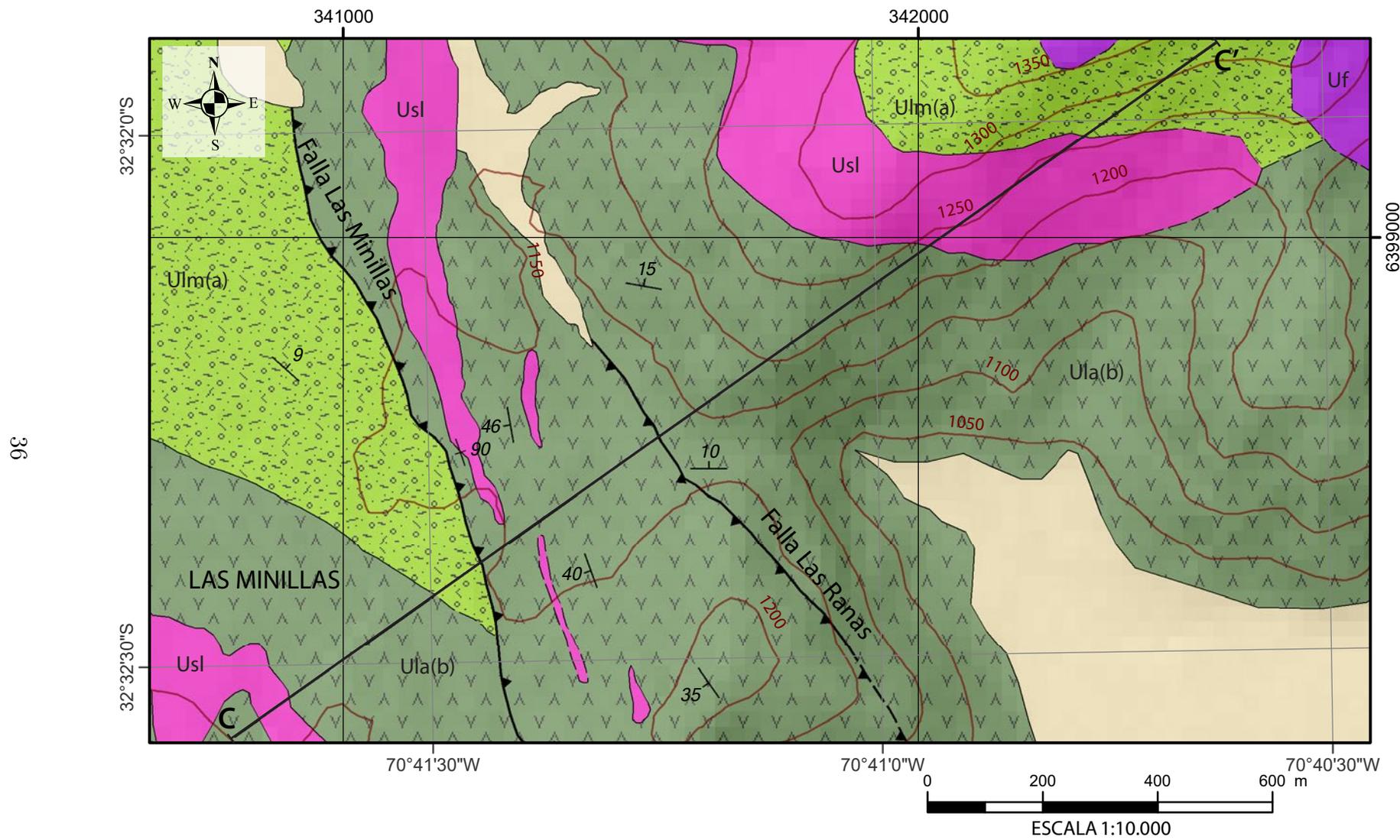


Figura 4.3: Zoom del mapa geológico de la [Figura 4.2](#) (M2 o MAPA 2). El mapa comprende el sector sur de Las Minillas.

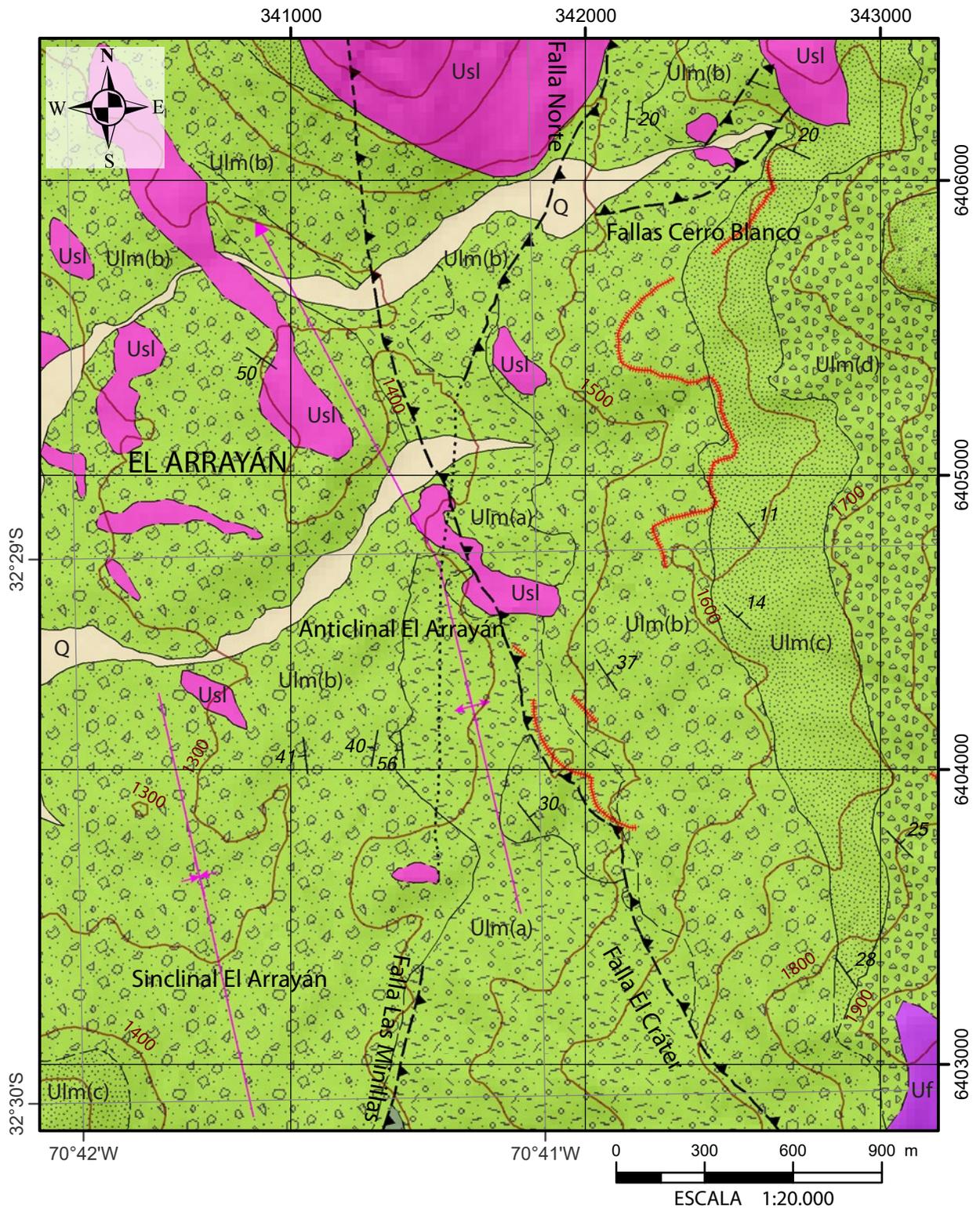


Figura 4.4: Zoom del mapa geológico de la Figura 4.2 (M1 o MAPA 1). El mapa comprende el sector de El Arrayán.

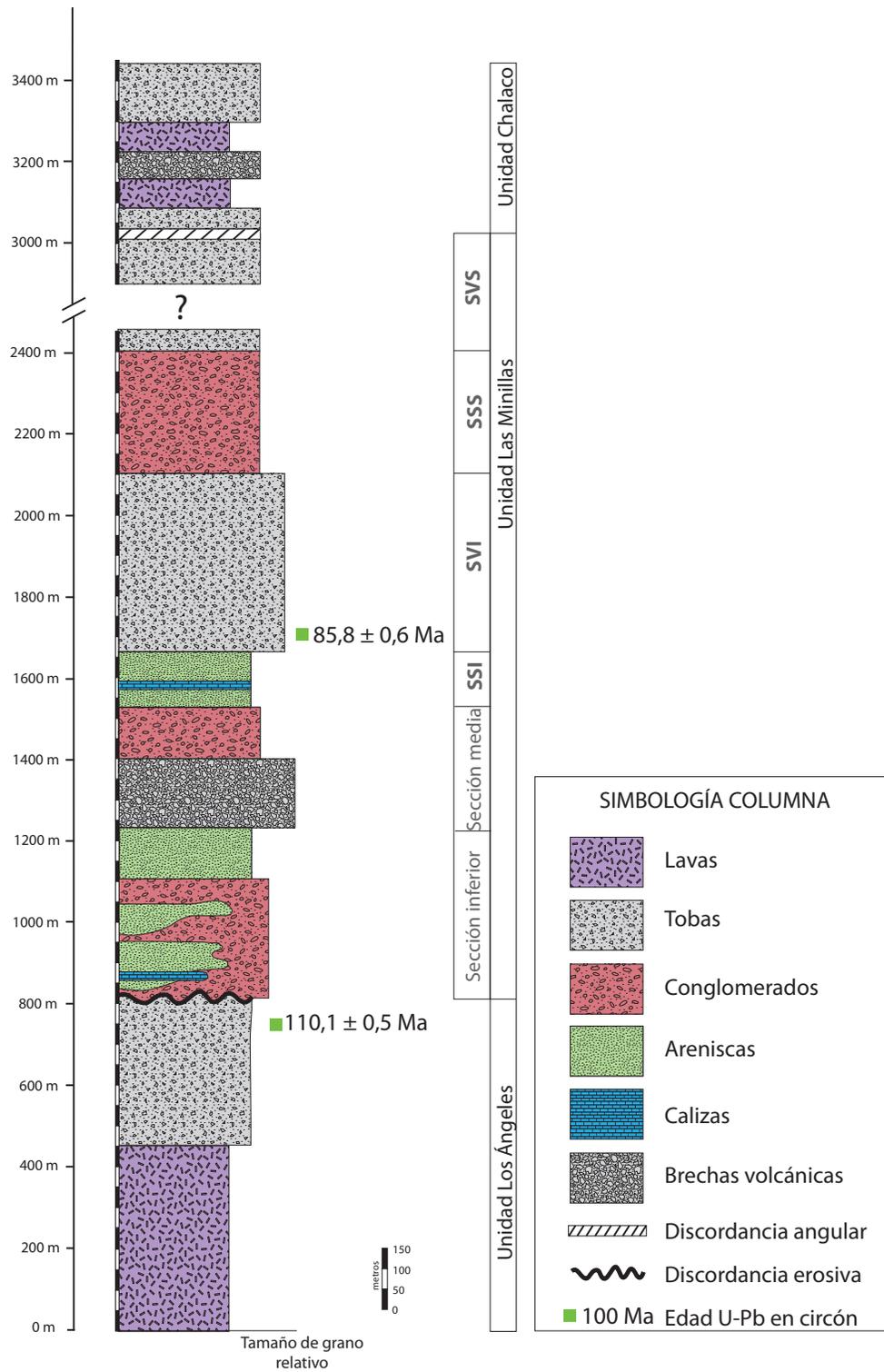


Figura 4.5: Columna estratigráfica generalizada del área de estudio que incluye las unidades definidas en este trabajo y las 2 edades U-Pb en circones obtenidas.

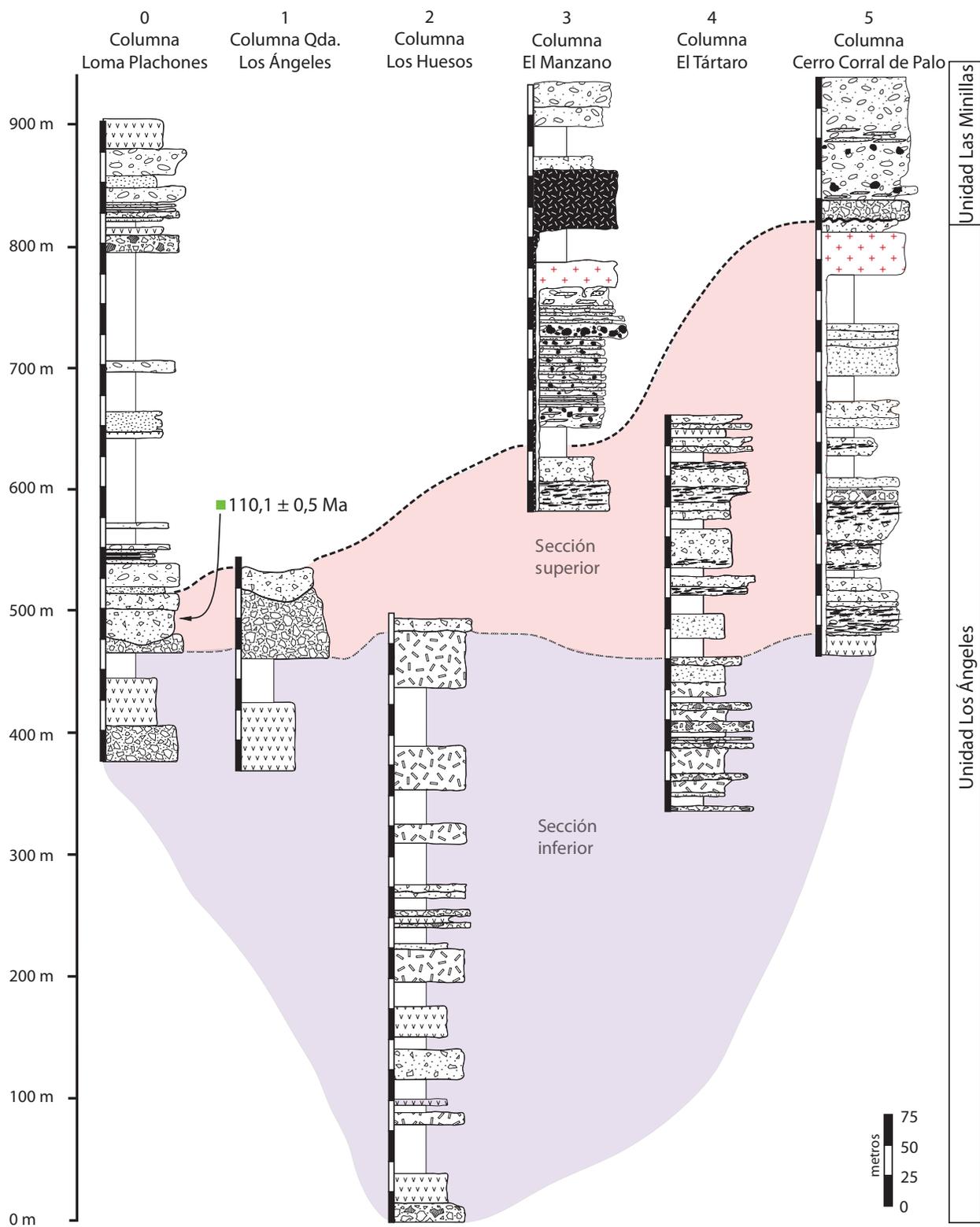
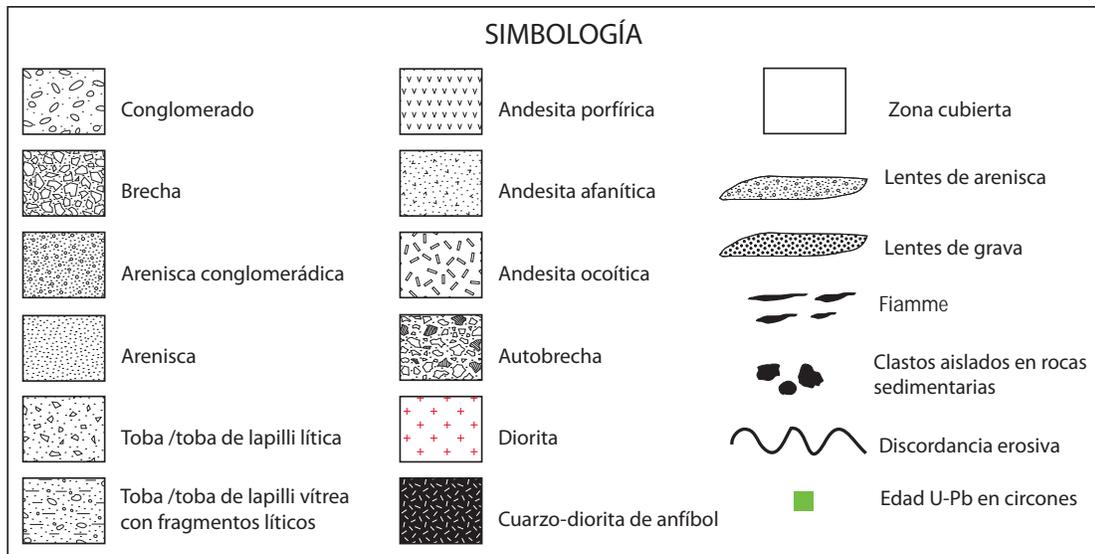


Figura 4.6: Columnas estratigráficas de la Unidad Los Ángeles y de la base de la Unidad Las Minillas, levantadas en el área de estudio. Están presentadas de oeste (izquierda) a este (derecha) y su ubicación se encuentra en la [Figura 4.1](#). Simbología en la siguiente página.



Adicionalmente, en Las Minillas está en contacto por falla con la unidad homónima (Figura 4.3). Esta unidad está intruida por la unidades Tonalítica Principal y San Lorenzo.

Litología y espesor

La Unidad Los Ángeles presenta un espesor mínimo de 825 m (Figura 4.6, detalle de las columnas en Anexo B) y está compuesta de lavas y autobrechas andesíticas, tobas líticas y vítreas, con algunas intercalaciones de brechas y areniscas. A continuación se describe la columna más representativa de la unidad, que corresponden a la de El Tártaro y el Cerro Corral de Palo (Figura 4.1), y posteriormente se mencionan las variaciones laterales que presenta esta unidad en otras localidades del área de estudio.

A. Columna más representativa de la unidad

En El Tártaro y el Cerro Corral de Palo se reconocen 360 m de potencia (columnas 4 y 5, Figura 4.1 y Figura 4.6). Las litologías que se exponen a continuación se observan intercaladas en la columna; sin embargo, existe una predominancia de rocas volcánicas en la sección inferior y de rocas piroclásticas y epiclásticas en la sección superior.

- La **sección inferior**, de al menos 100 m, se compone principalmente de lavas andesíticas de color gris oscuro, verdoso o rojizo, que tienen un espesor individual que varía entre los 5 y 18 m. Algunas de ellas tienen características *ocoíticas* con plagioclasas de hasta 1,5 cm y otras *no ocoíticas* que poseen textura porfírica y plagioclasas <3 mm. En

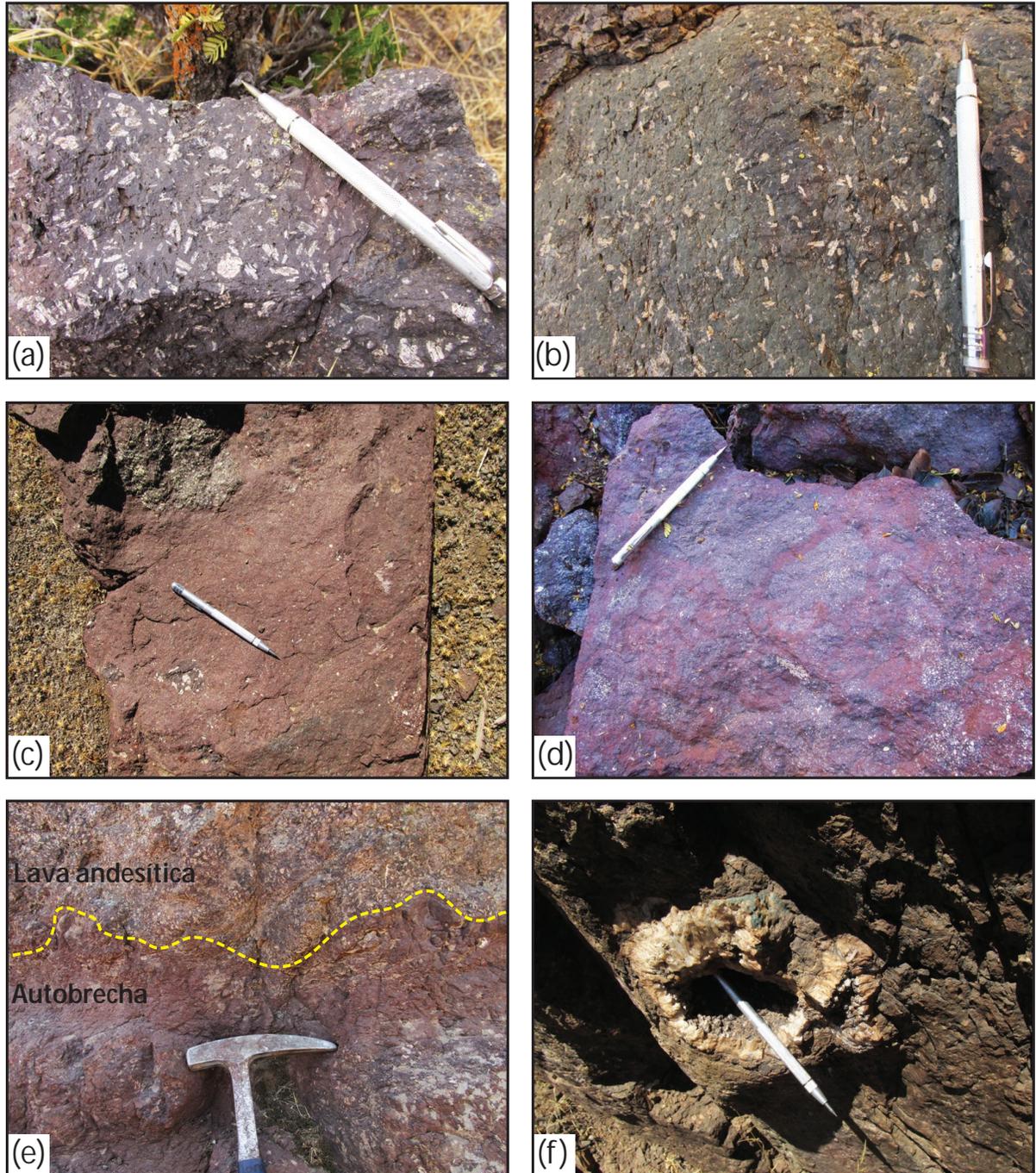


Figura 4.7: Litología y alteración de la sección inferior de la Unidad Los Ángeles en El Tártaro y Los Huesos. (a) Lava andesítica *ocoítica*. (b) Lava andesítica *no ocoítica*. (c) y (d) Autobrechas andesíticas. (e) Autobrecha en la base de una colada andesítica. (f) Cuarzo en drusa cavidades de las lavas andesíticas.

ambos tipos de roca la masa fundamental es afanítica y las plagioclasas alcanzan a ser entre 20 y 45 % de la roca (Figura 4.7 a y b). Tanto en la parte inferior como en la parte superior de estas lavas se reconoce brechización primaria. Los sectores brechizados tienen un espesor de 40 a 60 cm (Figura 4.7 e) y están compuestos de autoclastos entre 15 y 30 cm y una matriz volcánica de grano fino alterada a un color rojo (Figura 4.7 c, d y e). Las lavas presentan alteración a clorita y cuarzo en amígdalas, cuarzo en drusa rellenando cavidades (Figura 4.7 f), y mineralización de covelina y calcosina diseminada y en cúmulos en la masa fundamental.

- La **sección superior**, de 250 m de potencia, está dominada por tobas y tobas de lapilli líticas y vítreas (Figura 4.8), y subordinadamente posee capas de brechas y areniscas. Los niveles tobáceos se agrupan en bancos de 5 a 15 m (Figura 4.9 a) y son de color gris claro, lila y rojo, siendo este último, exclusivo de las tobas de esta unidad y que sugiere una alteración a hematita (Figura 4.8 b, c y d). Las tobas vítreas soldadas se componen de *fiamme* de hasta 15 x 5 cm que corresponden el 30 % de la roca, plagioclasas de 1–2 mm correspondientes al 10–20 % y una matriz de ceniza fina (Figura 4.8 b). Las tobas líticas están constituidas por un 20–30 % de líticos <6 cm correspondientes a lavas porfíricas y afaníticas, similares a las de la sección inferior, bombas e intrusivos félsicos (Figura 4.8 c y d). Están inmersos en una matriz de ceniza junto con plagioclasas <3 mm que son el 10–20 % de la roca. Una porción de estas tobas están soldadas (Figura 4.8 a y Figura 4.7 b), en ellas se presentan *fiamme* de color rojo, lila y rosado o cavidades alargadas que corresponden a la erosión de estos elementos (Figura 4.9 b). Las brechas son polimíticas, tienen clastos subangulosos de hasta 30 cm de andesitas, tobas e intrusivos félsicos y plagioclasas en una matriz de granos <2 mm. Las otras intercalaciones son capas de areniscas (Figura 4.9 c y d) gruesas líticas rojas que van de los 40 cm a 1 m y lavas afaníticas con clastos porfíricos <15 cm. En general, estas rocas presentan escasa mineralización de sulfuros diseminados y alteración a epidota y cuarzo en vetillas y cavidades circulares.
- El techo de esta unidad se identifica por la aparición de un nivel conglomerádico de al menos 200 m que pertenece a la Unidad Las Minillas, y por la desaparición de las tobas vítreas con *fiamme*.

B. Variaciones laterales de la unidad

- ◇ La columna levantada en el sector de Los Huesos tiene una potencia aproximada de 500 m (columna 2, Figura 4.1 y Figura 4.6) y está dominada por lavas andesíticas porfíricas, algunas con características ocoíticas y con zonas autobrechizadas (Figura 4.7). Los

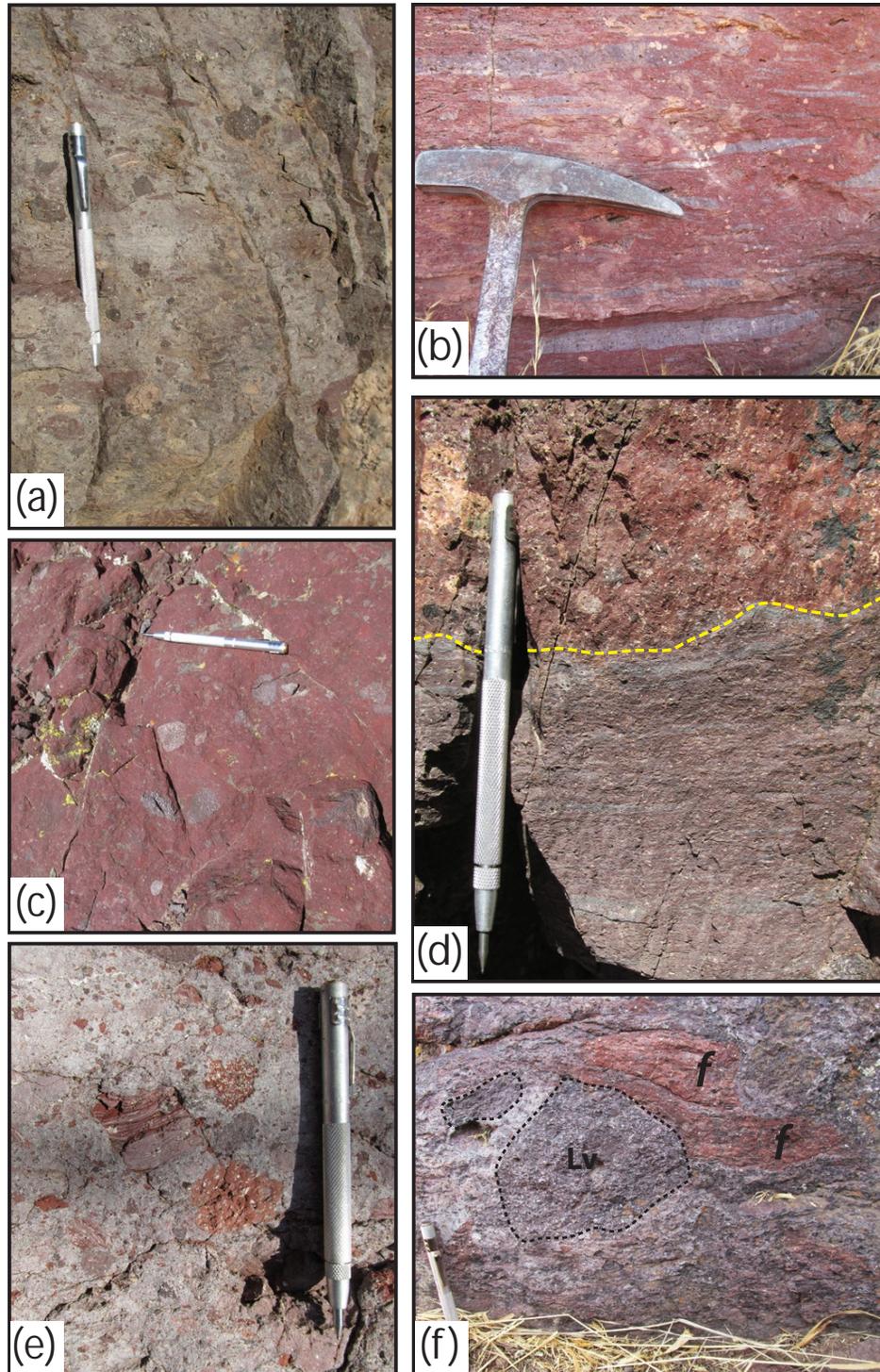


Figura 4.8: Tobas de la sección superior de la Unidad Los Ángeles en El Tártaro y Los Huesos. (a) Toba de lapilli lítica soldada gris clara. (b) Toba vítrea soldada con *fiamme* lila. (c) Toba lítica con alteración hematítica. (d) Contacto entre nivel de toba lítica roja y toba vítrea lila con *fiamme*. (e) Toba de lapilli lítica gris con líticos volcánicos porfiricos (rojos y grises) y tobáceos. (f) Toba de lapilli lítica soldada donde se observan líticos volcánicos [Lv] y *fiamme* rojos [f].

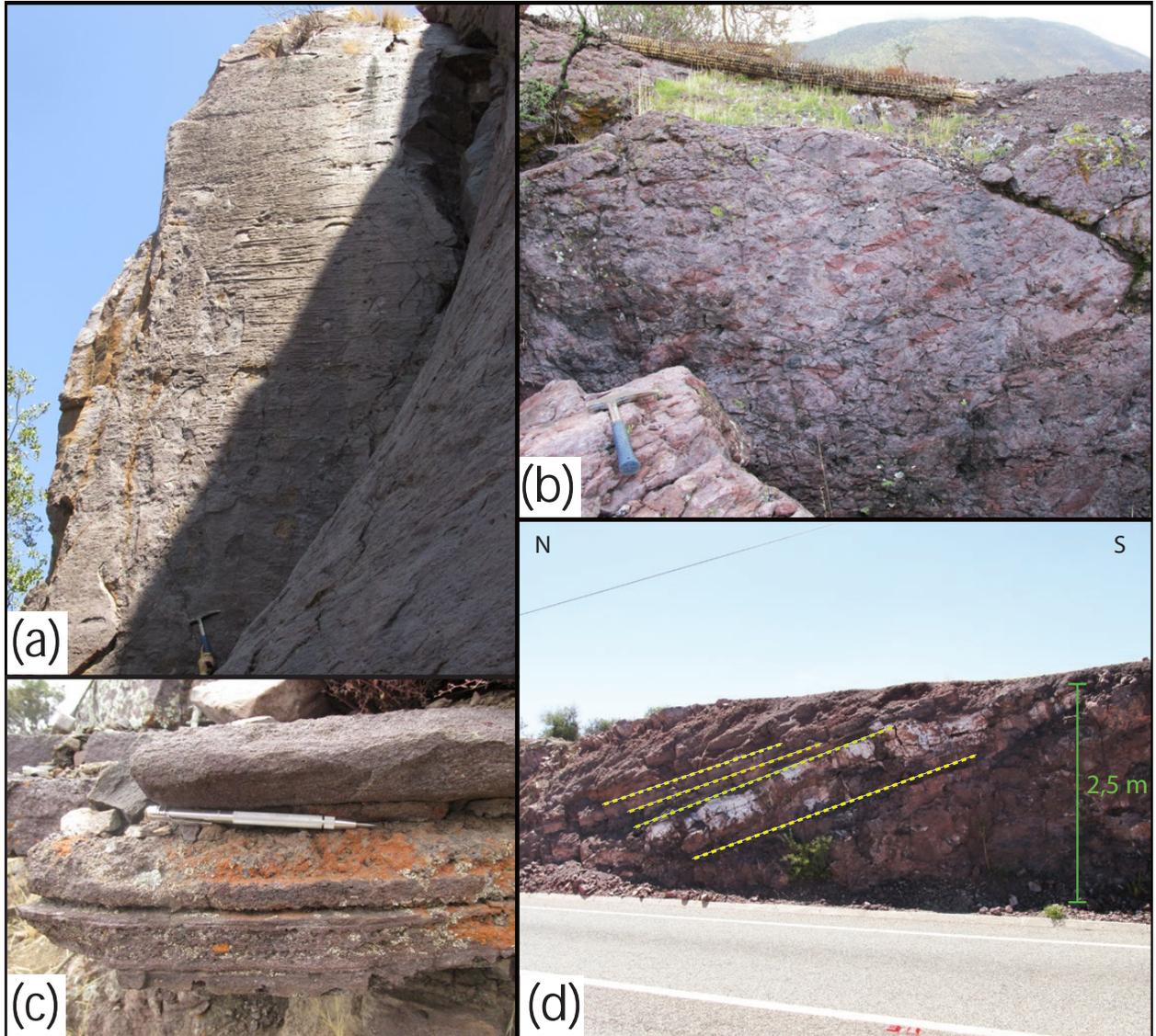


Figura 4.9: Fotografías de la Unidad Los Ángeles en el sector de Las Minillas. (a) Alforamiento de tobas líticas con una potencia de 15 m. (b) Afloramiento de tobas líticas soldadas con *flamme* rojos de hasta 10 cm de espesor. (c) Areniscas líticas gruesas de la sección superior de la Unidad Los Ángeles. (d) Capas de 40 cm a 1 m de areniscas de la sección superior de la Unidad Los Ángeles.

fenocristales de plagioclasa están inmersos en una masa fundamental afanítica y su tamaño máximo varía de 2 mm a 1,5 cm, representado entre 10 a 30 % de la roca. Las autobrechas son similares a las vistas en El Tártaro, presentando una masa fundamental rojiza y clastos de color gris oscuro con bordes irregulares. El espesor individual de estos niveles varía entre los 12 y 20 m.

Hacia la parte media superior se intercalan tobas líticas y tobas de lapilli líticas (Figura 4.8) que son de color rojo y morado oscuro, y están compuestas de plagioclasas de 1 mm que corresponden al 5 % de la roca y líticos subangulosos a angulosos de hasta 10 cm que son el 20 % de la roca. Los líticos corresponden a lavas porfíricas *ocoíticas* y *no ocoítica*, lavas afaníticas e intrusivos félsicos. Estos niveles de tobas tienen espesores de 7–15 m y presentan alteración rojiza a hematita, ya mencionada en la sección superior de El Tártaro.

- ◇ Hacia El Manzano, se observan además tobas de lapilli vítreas grises y lila con *fiamme*, líticos volcánicos y tobáceos y cristales de plagioclasa (columna 3, Figura 4.1 y Figura 4.6). Las tobas y algunas de las lavas *ocoíticas* presentan alteración a calcita en amígdalas y mineralización de óxidos de Cu. En este sector, el techo de la unidad se identifica por la aparición de un nivel rojo de conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas gruesas que forman parte de la Unidad Las Minillas.
- ◇ En el sector occidental de la Quebrada Los Ángeles se reconocieron al menos 150 m de la Unidad Los Ángeles (columna 0 y 1, Figura 4.1 y Figura 4.6). Al observar un menor espesor de la unidad y al tener niveles con espesores individuales cercanos a los 30–50 m, se hace más complejo diferenciar la sección inferior de la superior en este sector. Sin embargo, es importante destacar la presencia de una brecha polimíctica gruesa gris verdosa de al menos 30 m de potencia que posee clastos de hasta 50 cm, mala selección y plagioclasas subhedrales de 1–2 mm en la matriz. El límite superior de esta unidad se identifica por la aparición de un nivel de toba lítica-cristalina blanca (Figura 4.10) que es fácil de reconocer a ambos lados de la quebrada y que fue datada en este trabajo (muestra LS–D5, Subsección 4.1.4). Este nivel tiene un espesor de 42 m y está compuesto de al menos 2 capas, separadas en algunas zonas por un estrato de areniscas de 70 cm. La primera capa presenta laminación paralela en la parte inferior (Figura 4.10 d) y se compone de un 10 % de líticos volcánicos <1 cm muy angulosos, 50 % de cuarzo anhedral y 15 % de plagioclasa subhedral, inmersos en una matriz de ceniza. Mientras que la segunda capa presenta estratificación paralela en toda su extensión, y posee un 5 % de líticos volcánicos, 20 % de cuarzo, 20 % de plagioclasa y 5 % de hornblenda en una matriz de ceniza.

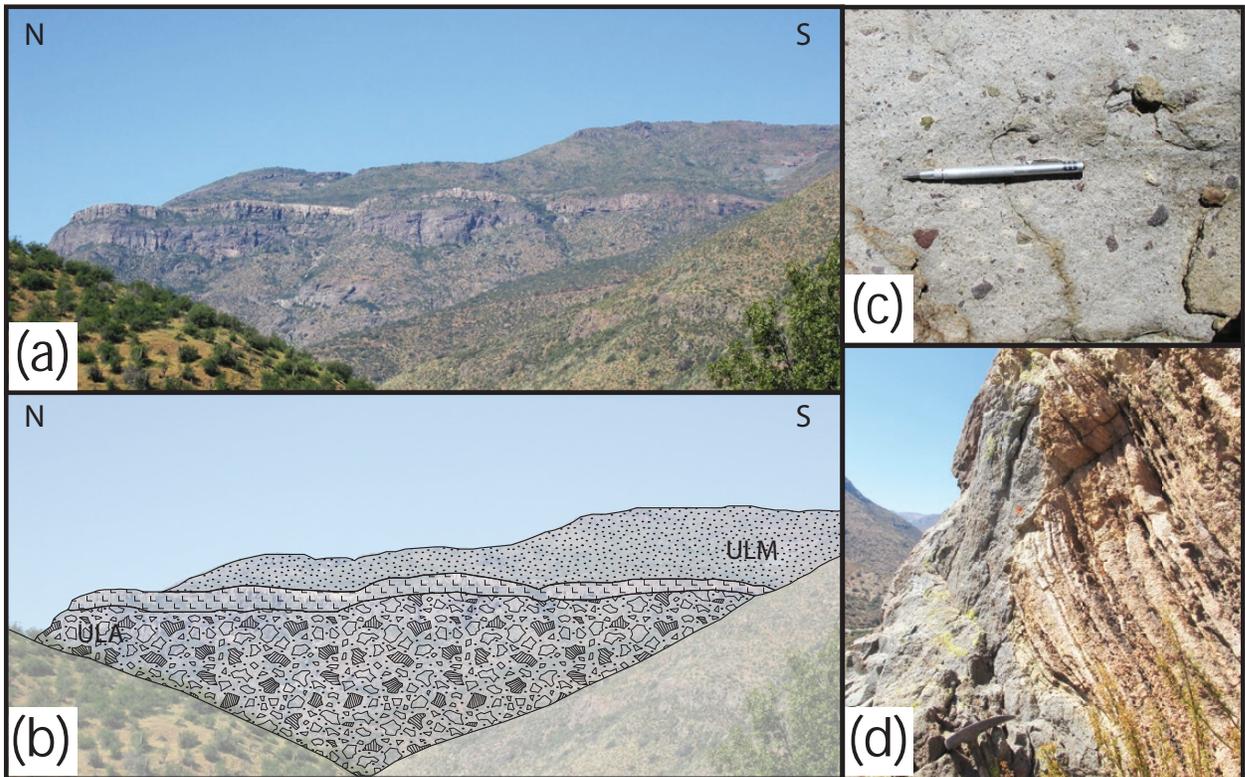


Figura 4.10: **(a)** Fotografía con vista hacia el oeste en la Quebrada Los Ángeles, que muestra la toba lítica–cristalina blanca perteneciente a la Unidad Los Ángeles (ULA), la cual define el límite con la Unidad Las Minillas (ULM). **(b)** Esquema de la vista anterior, de base a techo se observa: brechas volcánicas (ULA), toba lítica–cristalina blanca (ULA) y areniscas (ULM). **(c)** Apariencia y textura de la toba lítica–cristalina blanca de la Unidad Los Ángeles. **(d)** Afloramiento de la toba lítica–cristalina blanca donde se observa la laminación que posee en la base.

Correlación entre las columnas estratigráficas

Las columnas estratigráficas de la Unidad Los Ángeles se observan en la [Figura 4.6](#) donde se encuentran ordenadas de oeste a este. Para su correlación, se reconoció una sección inferior caracterizada por la predominancia de lavas y autobrechas andesíticas que presenta un desarrollo mayor hacia el oeste de la zona de estudio, llegando a alcanzar los 500 m (columna 2, [Figura 4.1](#) y [Figura 4.6](#)). Se identificó una sección superior que está caracterizada por la abundancia de tobas con *fiamme* y por tener un mayor desarrollo hacia el este del área de estudio, alcanzando una potencia de 325 m (columna 5, [Figura 4.1](#) y [Figura 4.6](#)). Para las correlaciones estratigráficas en el sector occidental del Estero Los Ángeles, se utilizó el nivel guía de toba blanca que se observa a lo largo de la quebrada y que marca el límite superior de la unidad ([Figura 4.10](#)). Por otra parte, la discordancia erosiva entre la Unidad Los Ángeles y la Unidad Las Minillas se observó únicamente en el Cerro Corral de Palo (columna 5, [Figura 4.1](#) y [Figura 4.6](#)). El inicio de la Unidad Las Minillas está marcado por facies sedimentarias gruesas que incluyen conglomerados matriz soportados y areniscas conglomerádicas (columnas 3 y 5, [Figura 4.1](#) y [Figura 4.6](#)). A partir de esto, y ya que la base no está expuesta en la zona de estudio, se estima un espesor mínimo de 825 m para la Unidad Los Ángeles.

4.1.2. Unidad Las Minillas

La Unidad Las Minillas se compone principalmente de rocas sedimentarias y volcanoclásticas entre las cuales se reconocen conglomerados, brechas, areniscas, tobas, fangolitas y calizas. Esta unidad es la que cubre la mayor parte del área de estudio y se caracteriza por presentar tonalidades rojizas asociadas a los niveles sedimentarios.

Distribución y relaciones de contacto

La Unidad Las Minillas aflora en las partes altas en ambas laderas de la Quebrada Los Ángeles desde el Estero Guayacán hasta El Manzano. Así como también, en las planicies de El Arrayán y Las Minillas y en la parte media del Cordón El Cráter, prolongándose hacia el este hasta la vertiente occidental del Estero Chalaco ([Figura 4.2](#)). Se dispone en concordancia sobre la Unidad Los Ángeles en la Quebrada los Ángeles y en discordancia erosiva en el Cerro Corral de Palo, y subyace en aparente discordancia angular a la Unidad Chalaco en el Cerro Blanco ([Figura 4.5](#)). Además, en el sector de Las Minillas se presenta en contacto tectónico

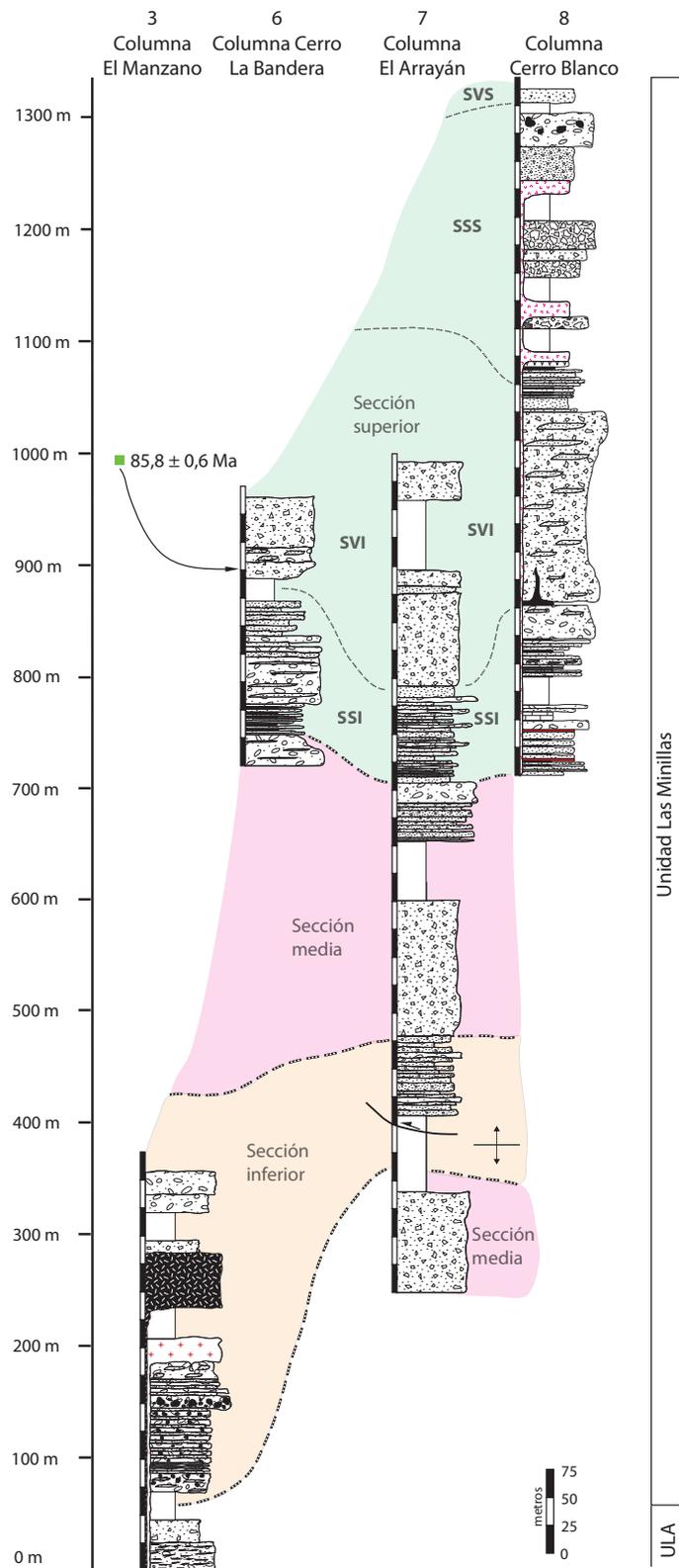
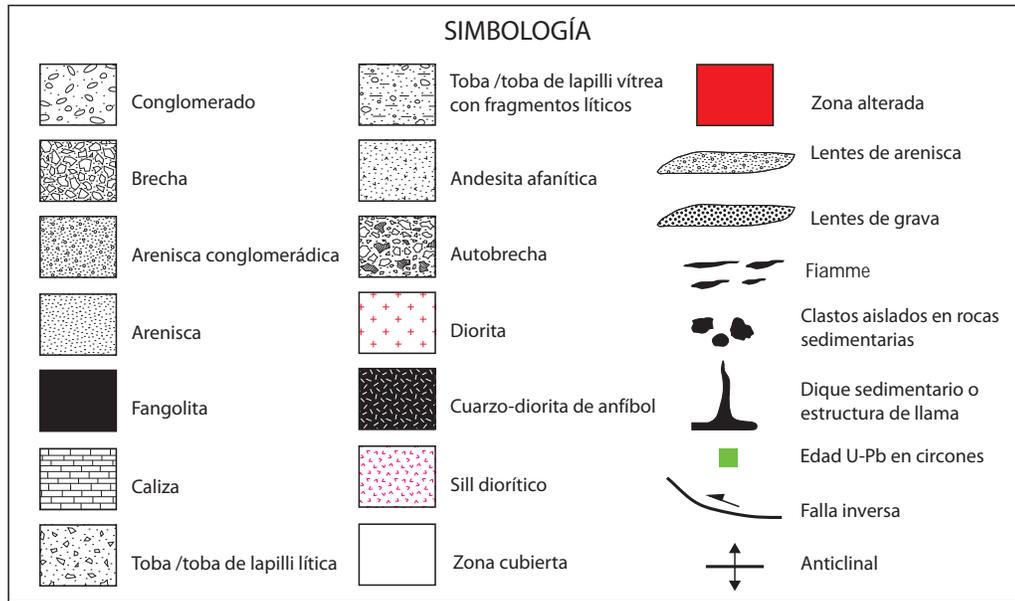


Figura 4.11: Columnas estratigráficas de la Unidad Las Minillas levantadas en el área de estudio. SSI: Subunidad sedimentaria inferior, SVI: Subunidad volcanoclástica inferior y SSS: Subunidad sedimentaria superior. Ver ubicación en la [Figura 4.1](#). Simbología en la siguiente página.



con rocas de la Unidad Los Ángeles (Figura 4.3). Esta unidad se encuentra plegada y fallada (Capítulo 7) y es intruída por las unidades San Lorenzo y Fredes (Sección 4.2).

Litología y espesor

La Unidad Las Minillas tiene una potencia de 2200 m (Figura 4.11, detalle de las columnas en Anexo B) y está conformada por un conjunto de miembros sedimentarios, que incluyen conglomerados, areniscas, fangolitas y calizas; a los que se les intercalan miembros volcanoclásticos, compuestos de tobas y tobas de lapilli líticas sin *fiamme*. Para comprender mejor la descripción litológica y proporcionar mayores detalles, la unidad se dividió en tres secciones principales, cada una representada por una o dos columnas estratigráficas.

- La **sección inferior** de la Unidad Las Minillas tiene una potencia de 400 m, su límite inferior está marcado por la aparición de un nivel sedimentario y la casi total desaparición de tobas con *fiamme*.

En el **Cerro Corral de Palo** (columna 5, Figura 4.1 y Figura 4.6) es donde mejor se expone el nivel sedimentario basal. Allí se observaron 5 m de brecha polimíctica gruesa matriz soportada (Figura 4.12 c) y 115 m de conglomerados gruesos polimícticos, clasto soportados y mal seleccionados (Figura 4.12 d y e) con lentes de arena muy gruesa de 10 cm de espesor y 110 cm de ancho. Los clastos de los conglomerados son subredondeados y presentan tamaños de hasta

90 cm, siendo su moda 5–10 cm. Litológicamente, los clastos corresponden a tobas con *fiamme* y lavas ocoíticas y no ocoíticas de la Unidad Los Ángeles.

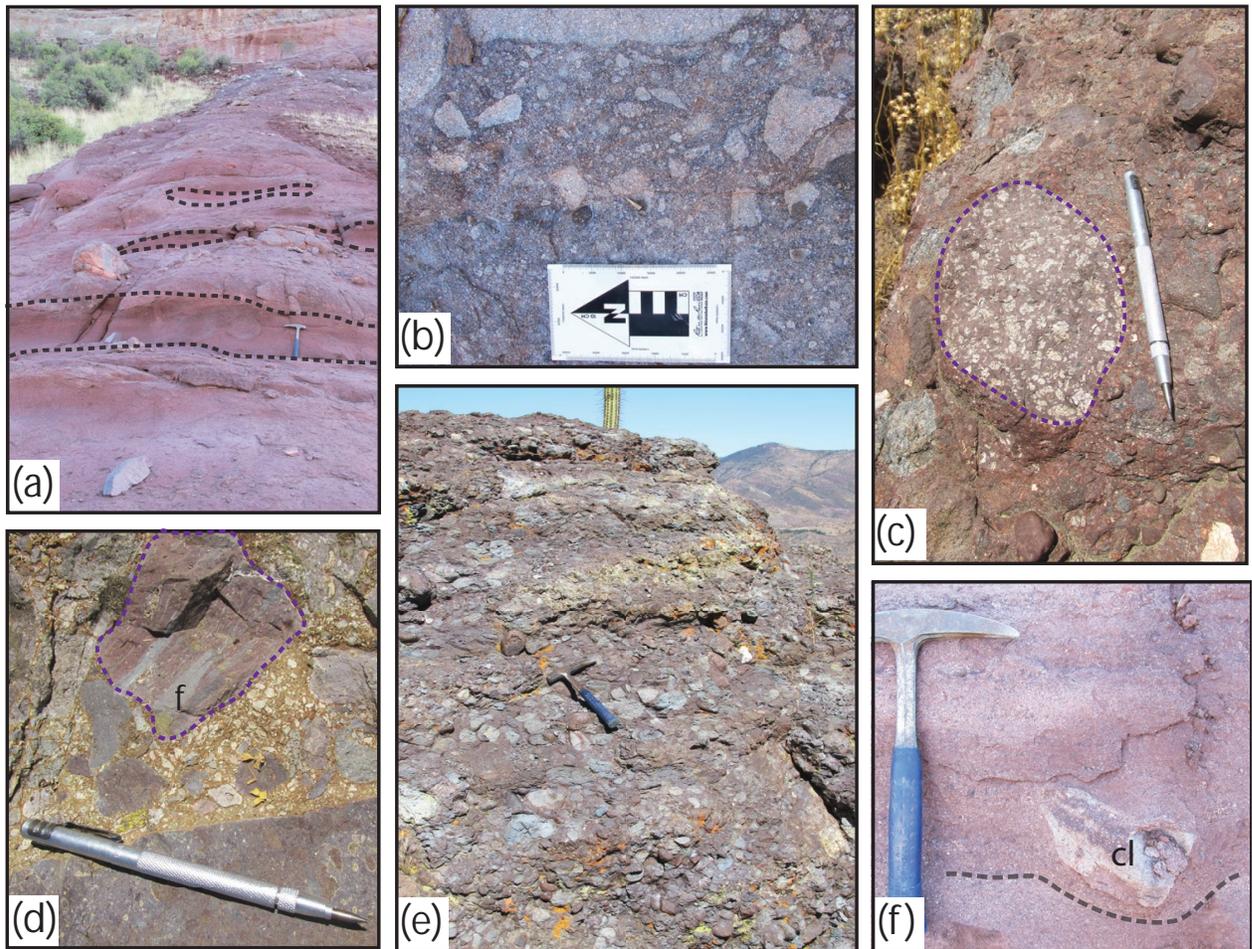


Figura 4.12: Litologías de la sección inferior y media de la Unidad Las Minillas. (a) Conglomerados finos con intercalaciones y lentes de arenisca gruesa (línea punteada) de la sección inferior de la ULM en El Manzano. (b) Toba de lapilli lítica monomictica de la sección media de la ULM en el Morro Pelado. (c) Clasto ocoítico de un conglomerado grueso de la sección inferior de la ULM. (d) Brecha polimictica gruesa que marca el inicio de la ULM en el Cerro Corral de Palo. La línea punteada señala un clasto de toba vítrea con *fiamme* [f] perteneciente a la subyacente ULA. (e) Afloramiento de conglomerado grueso en el Cerro El Cobre, que pertenece al nivel sedimentario basal de la sección inferior de la ULM. (f) Clasto volcánico [cl] que deforma la laminación en la arenisca conglomerádica de El Manzano, de la sección inferior de la ULM.

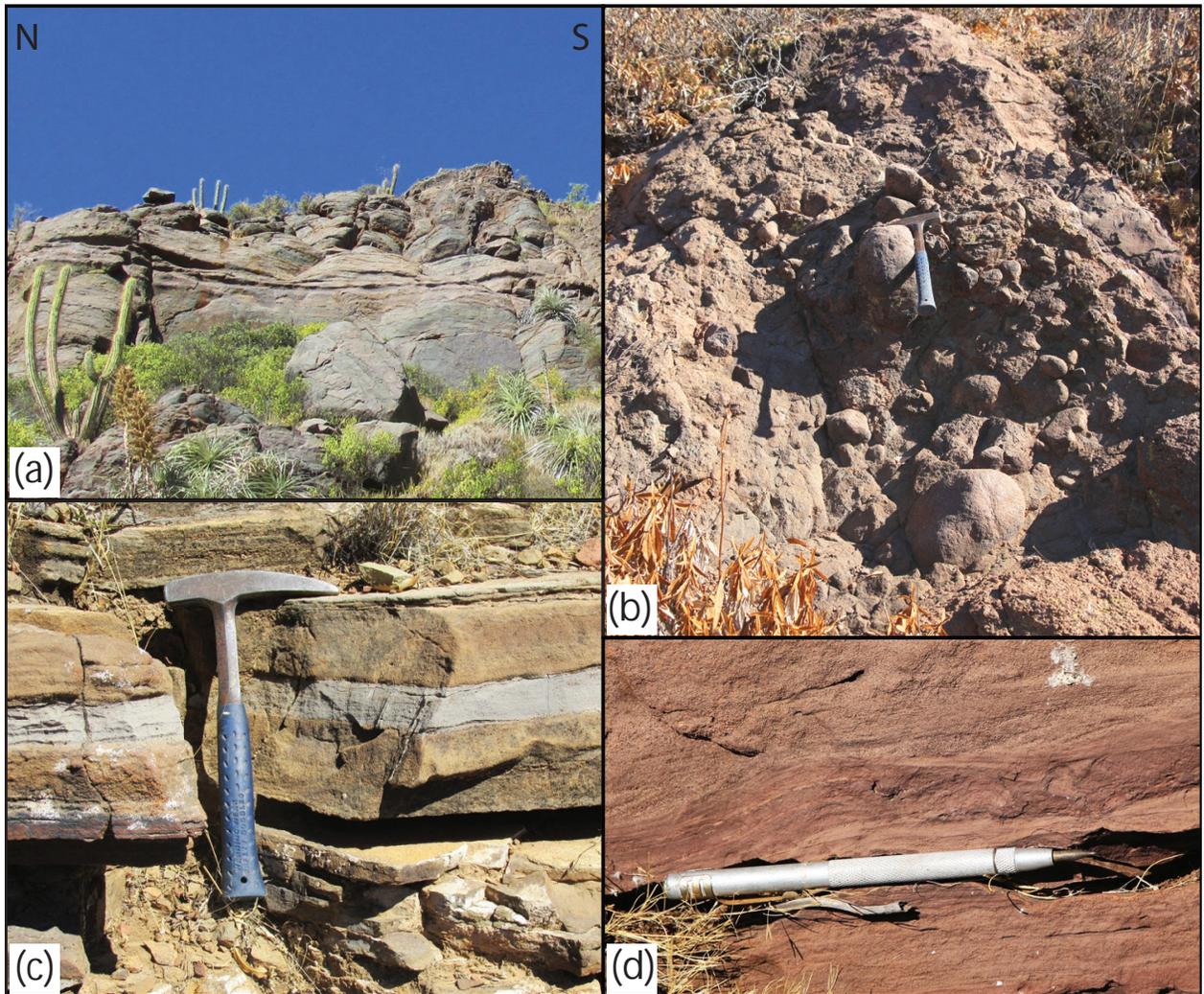


Figura 4.13: Litologías de la sección inferior de la Unidad Las Minillas en el sector occidental del Estero Los Ángeles. (a) Areniscas verdes gruesas líticas expuestas en la ladera sur del Estero Los Ángeles. Su aspecto y estratificación es muy similar al de las areniscas rojas de El Manzano (Figura 4.12). (b) Conglomerado polimítico grueso, muy similar a los encontrados al oriente del área de estudio en la ULM. (c) Calcoarenitas gruesas intercaladas con areniscas media grises. (d) Estratificación cruzada en artesas presente en unas areniscas gruesas de la ULM.

En el sector de **El Manzano** (columna 3, Figura 4.1 y Figura 4.11) se aprecia gran parte de la sección inferior. Ésta tiene una potencia de 300 m y se compone de conglomerados finos a grueso polimíticos con intercalaciones de areniscas conglomerádicas, areniscas gruesas y tobas subordinadas. En la parte baja, los conglomerados son arenosos, matriz soportados y tienen clastos volcánicos de hasta 50 cm, además poseen intercalaciones de arenisca gruesa de 20 a 50 cm de espesor y lentes de arena gruesa con base erosiva (Figura 4.12 a y f). En la parte media se

reconocen adicionalmente, clastos subangulosos de andesita afanítica que alcanzan hasta 1,5 m de diámetro, llegando a representar un 50 % de la roca. En la parte superior se repiten las intercalaciones de la parte baja y se agregan lentes de arena gruesa con laminación cruzada planar y lentes de grava de 15 cm de espesor por 30 cm de ancho. Subiendo estratigráficamente se reconoce una toba lítica, un conglomerado grueso polimíctico, clasto soportado y de mala selección que grada a una sucesión de areniscas conglomerádicas, gruesas y medias.

Asimismo, en el sector occidental del **Estero Los Ángeles** se reconocieron niveles sedimentarios que marcan el inicio de la Unidad Las Minillas. Algunos de estos niveles son similares a los descritos en el Cerro Corral de Palo y en El Manzano, como las areniscas gruesas verdes, o los conglomerados gruesos polimícticos (**Figura 4.13** a y b). No obstante, se observa una predominancia de facies más finas por sobre las facies gruesas hacia el occidente del área de estudio, lo que se evidencia en las areniscas gruesas y medias del Estero Los Ángeles (**Figura 4.13** c y d).

- La **sección media** de la Unidad Las Minillas tiene 300 m de potencia y se expone en la planicie de El Arrayán. Se compone de dos litologías predominantes, **tobas líticas** y **conglomerados gruesos** (columnas 6 y 7, **Figura 4.1** y **Figura 4.11**).

Las **tobas líticas** se sitúan más cerca de la base de la sección media y en conjunto tienen 200 m de potencia estimada. El tamaño y la composición de sus piroclastos varía considerablemente en los depósitos, tanto vertical como horizontalmente, pasando de tobas de ceniza lítica a brechas piroclásticas, y de monomícticas (**Figura 4.12** b y **Figura 4.14** d) a polimícticas. Los depósitos son mayormente caóticos, sin embargo, se reconocen zonas con estratificación paralela débilmente marcada. Entre los piroclastos se reconocen líticos volcánicos, angulosos y con diámetros de 1 mm a 1,5 m que representan un 10 % a un 60 % de la roca (**Figura 4.14** b). Otros piroclastos presentes, son cristales de plagioclasas subhedrales a anhedrales de 1 a 2 mm, que constituyen no más de un 10 % de la roca.

Los **conglomerados gruesos** se encuentran hacia el techo de la sección y tienen un espesor estimado de 100 m. Se observa estratificación gruesa en ciertos niveles conglomerádicos, siendo más visible en zonas con mayor porcentaje de arena. Los conglomerados tienen mala selección, varían de matriz soportado a clasto soportado (**Figura 4.14** a) y presentan escasos lentes de arena gruesa

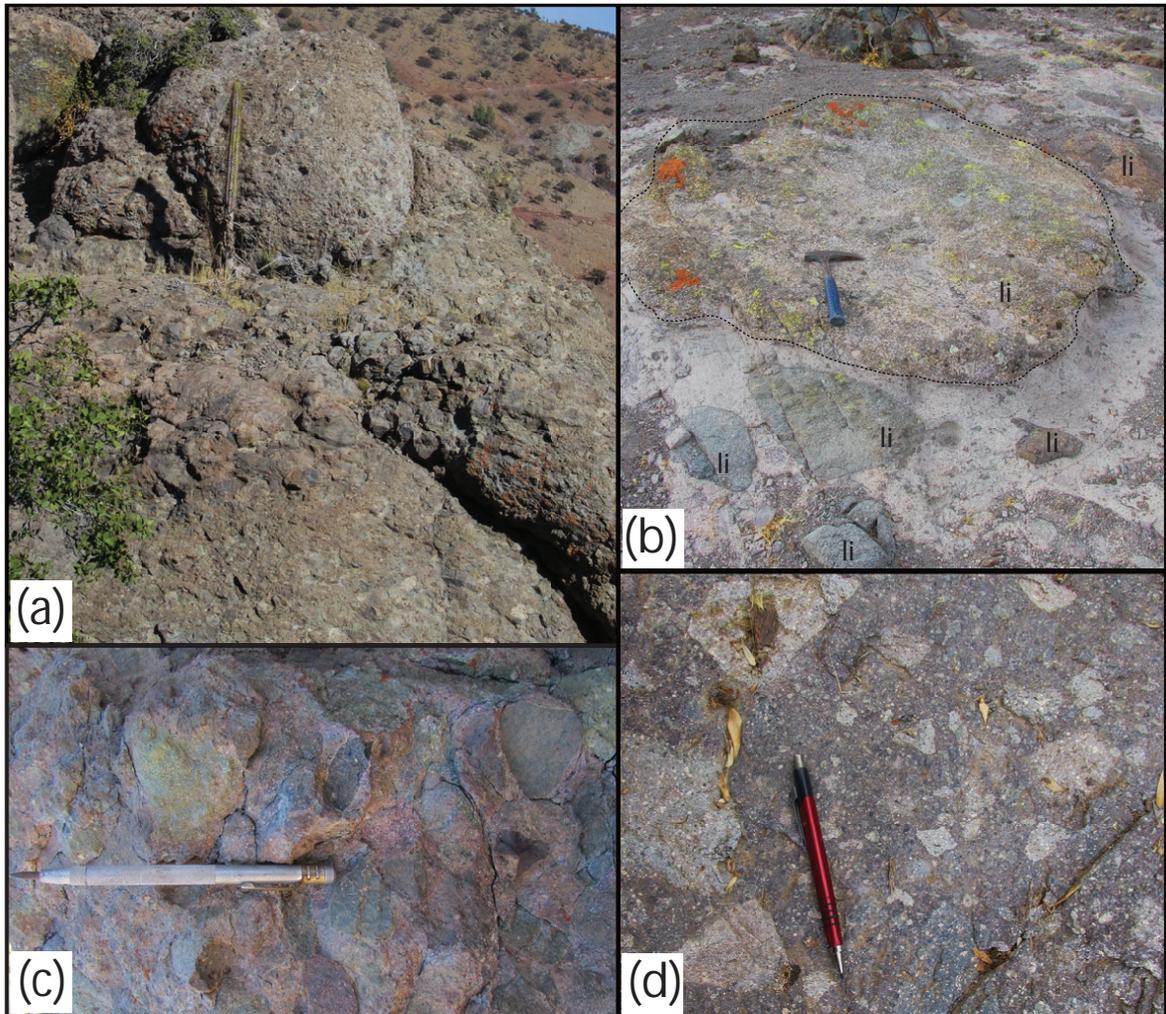


Figura 4.14: Fotografías de la sección media de la Unidad Las Minillas. (a) Afloramiento de conglomerado grueso polimítico clastosoportado a los pies del Cerro Blanco. (b) Lítico de 1,5 m de diámetro de la toba de lapilli lítica encontrado en la planicie de El Arrayán. [li]: lítico. (c) Conglomerado grueso con clastos de moda 5 cm a los pies del Cerro Blanco. (d) Toba lítica monomítica con líticos volcánicos y plagioclasas en la matriz, ubicada en la planicie de El Arrayán.

de 15 cm de espesor hacia la parte superior de esta sección. Los clastos son volcánicos, subredondeados a subangulosos y con tamaños modales de 5 cm a 10 cm (Figura 4.14 c).

- La **sección superior** de la Unidad Las Minillas tiene un espesor de 1500 m y se compone de dos subunidades sedimentarias y dos volcanoclásticas.

1. **Subunidad sedimentaria inferior (SSI)**: tiene una potencia de 150 m y corresponde a intercalaciones de areniscas conglomerádicas, gruesas, medias y finas, conglomerados gruesos, medios y finos y fangolitas (columnas 7 y 8, Figura 4.1 y Figura 4.11). Los conglomerados son polimícticos, matriz soportados, con clastos volcánicos subredondeados y matriz de arena gruesa. Las intercalaciones tienen un espesor de 50 cm a 10 m. En **El Arrayán**, se destaca un nivel de 4 m de areniscas gruesas verdes con laminación paralela e intercalaciones centrimétricas de fangolitas negras (Figura 4.16 b). Adicionalmente, en el **Cerro Blanco** se intercala un nivel calcáreo de 10 m (Figura 4.16 c) que corresponde a una bioesparita (detalles en Anexo C). Sobre las bioesparitas y cercano al techo de la subunidad, se reconocen 30 m de conglomerados gruesos clasto a matriz soportados, que poseen lentes de arena gruesa con laminación cruzada, de 30 cm de espesor (Figura 4.16 a).

A diferencia de los lugares mencionados, en el **Cerro La Bandera**, se reconocen dos sucesiones sedimentarias grano decrecientes para la SSI (columna 6, Figura 4.1, Figura 4.11 y Figura 4.15 c y d). La primera, comienza con areniscas gruesas y sigue con intercalaciones de areniscas medias y finas, y fangolitas con clastos imbricados. La segunda, se compone de conglomerados medios (Figura 4.15 a y d) seguidos de una sucesión de areniscas conglomerádicas medias y finas, y conglomerados arenosos. Las areniscas se disponen en capas que van desde los 50 cm a los 3 m y corresponden a litoarenitas. Por otra parte, los conglomerados son matriz soportados con mala selección, tienen clastos volcánicos subredondeados de moda 1 cm y poseen lentes de arena gruesa de 20 cm de espesor por 15 m de ancho.

2. **Subunidad volcanoclástica inferior (SVI)**: posee entre 200 a 425 m de espesor y corresponde a tobas de lapilli líticas (columna 8, Figura 4.1 y Figura 4.11). Subyaciendo a las tobas, se presentan 50 cm de una fangolita arenosa concordante que forma estructuras de llama de hasta 10 m de altura (Figura 4.17 a, c y d). Adicionalmente, se identifican lentes de arena fina a gruesa en la toba que tienen una composición similar a la fangolita basal. Estos lentes serían de la

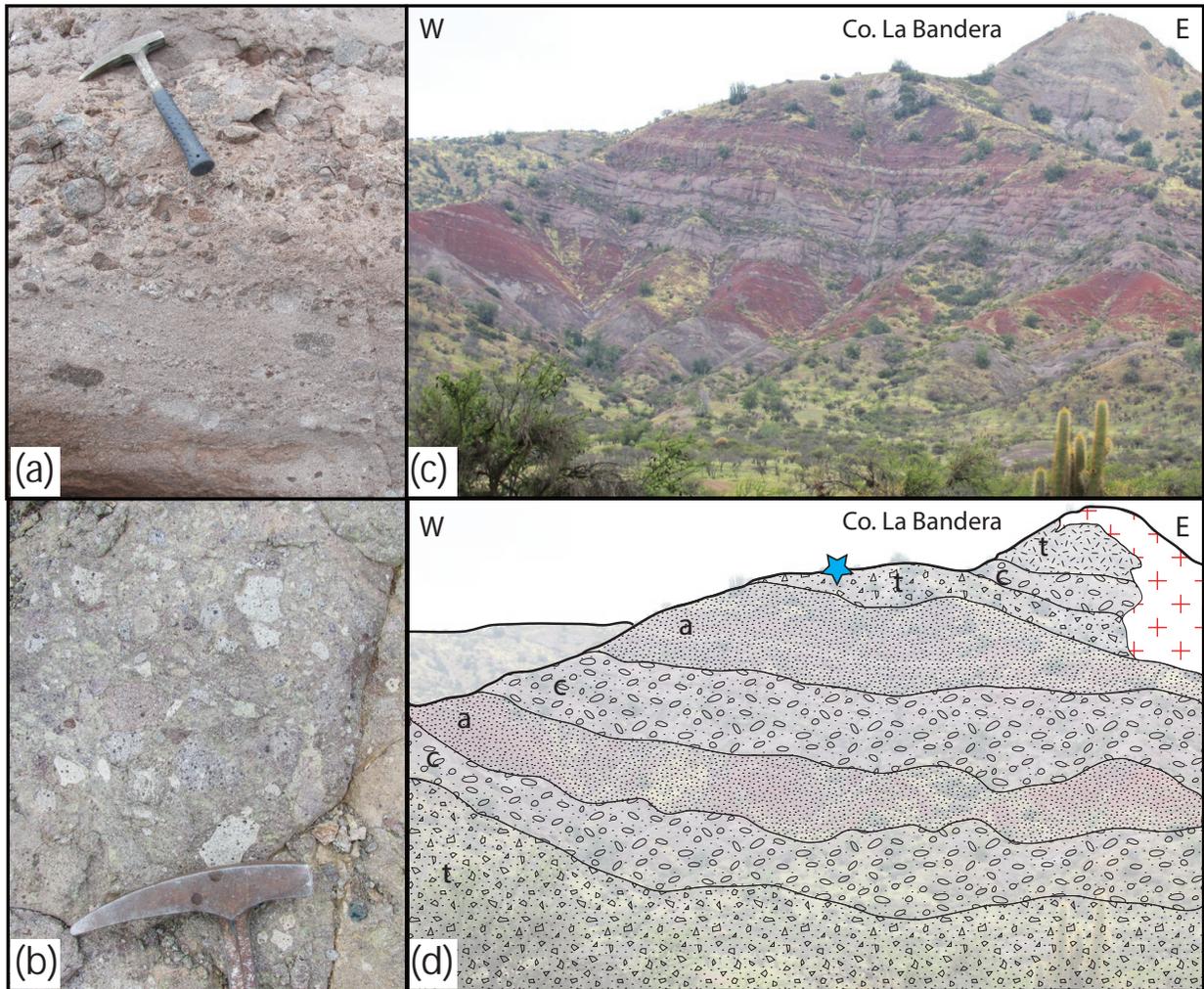


Figura 4.15: Fotografías de la Unidad Las Minillas en el Cerro La Bandera. **(a)** Conglomerado medio de la segunda sucesión grano decreciente de la SSI. En la parte inferior de la imagen, se observan clastos de tamaño arena gruesa e imbricación de los clastos tamaño grava. **(b)** Toba de lapilli lítica de la SVI, ubicada en la cima del Cerro La Bandera, de donde se extrajo la muestra para la datación LS-D1 (Subsección 4.1.4). **(c)** Fotografía del Cerro La Bandera, donde se levantó la columna 6 (Figura 4.1 y Figura 4.11). **(d)** Esquema de la estratigrafía del Cerro La Bandera. De abajo hacia arriba se observan: la toba lítica y los conglomerados gruesos de la sección media, las dos sucesiones grano decrecientes de la SSI, compuestas de conglomerados y areniscas, y las dos tobas de lapilli líticas de la SVI separadas por un conglomerado medio, además del intrusivo diorítico. t: toba, c: conglomerado, a: arenisca, +: intrusivo. La estrella calipso indica el lugar desde donde fue extraída la muestra datada LS-D1.



Figura 4.16: Litologías de la SSI y SSS de la sección superior de la Unidad Las Minillas en el Cerro Blanco y El Arrayán. **(a)** Conglomerado grueso polimíctico que corresponde al límite superior de la SSI. **(b)** Nivel de areniscas gruesas verdes con laminación paralela e intercalaciones de fangolitas negras de la SSI. **(c)** Nivel calcáreo de la SSI. **(d)** Areniscas gruesas y medias verdes con intercalaciones fangolíticas y laminación paralela y convoluta (SSS). **(e)** Areniscas de la imagen (d) con *soft-sediment deformation structures*. **(f)** Conglomerado grueso polimíctico perteneciente a los estratos superiores de la SSS.

capa inferior y se habrían movilizado por su baja consolidación y el peso que generó la depositación de la toba, tal como las *soft sediment deformation structures* (Capítulo 5).

La toba posee líticos volcánicos subangulosos (Figura 4.17 b) con un tamaño modal entre 1 y 6 cm, y plagioclasas subhedrales de 2 mm dispersas en una matriz de ceniza. Su color varía de gris verdoso a morado oscuro, así como también pasa de ser monomítica a polimítica. Hacia la parte media de la SVI, los lentes de arena aumentan su espesor de 30 cm a 2 m, la continuidad lateral de 3 m a 10 m y la frecuencia con la que aparecen intercalados en la toba.

En el **Cerro La Bandera** se identificaron dos tobas de lapilli líticas separadas por una capa de conglomerados medios de 20 m de potencia. Las tobas presentan líticos volcánicos angulosos y cristales de plagioclasa y minerales máficos de 1 a 2 mm (Figura 4.15 b). Es en este lugar y a la toba inferior, donde se realizó la datación de la muestra LS-D1 (Subsección 4.1.4, Figura 4.2).

3. ***Subunidad sedimentaria superior (SSS)***: esta unidad tiene 300 m de potencia. Hacia la base se compone de una sucesión de areniscas gruesas, medias y finas, conglomerados arenosos y brechas finas, mientras que hacia el techo exhibe conglomerados y brechas gruesas y areniscas conglomerádicas (columnas 8, Figura 4.1 y Figura 4.11).

Los *estratos inferiores* poseen un espesor de 30 cm a 5 m. Las areniscas son líticas con buena selección y los conglomerados, matriz soportados y con tamaño de clastos <5 cm. Se observa un nivel de 11 m de areniscas medias y gruesas verdes con intercalaciones centimétricas de fangolitas negras, donde se reconoce además laminación paralela, convoluta y *soft-sediment deformation structures* (Figura 4.16 d y e).

Los *estratos superiores* poseen mayor potencia que los inferiores, llegando hasta 20 m. Las brechas gruesas son matriz soportadas, tienen clastos volcánicos subangulosos <10 cm y matriz de arena gruesa. Los conglomerados gruesos son polimíticos, clasto soportados y poseen clastos volcánicos y subredondeados que llegan a los 40 cm de diámetro (Figura 4.16 f). Subordinadamente se reconoce una toba de lapilli lítica verde de 10 m y una autobrecha andesítica de 15 m. La toba tiene líticos volcánicos muy angulosos que representan el 40 % de la roca y plagioclasas de 2 mm que son el 5 %, todo esto inmerso en una matriz de ceniza.

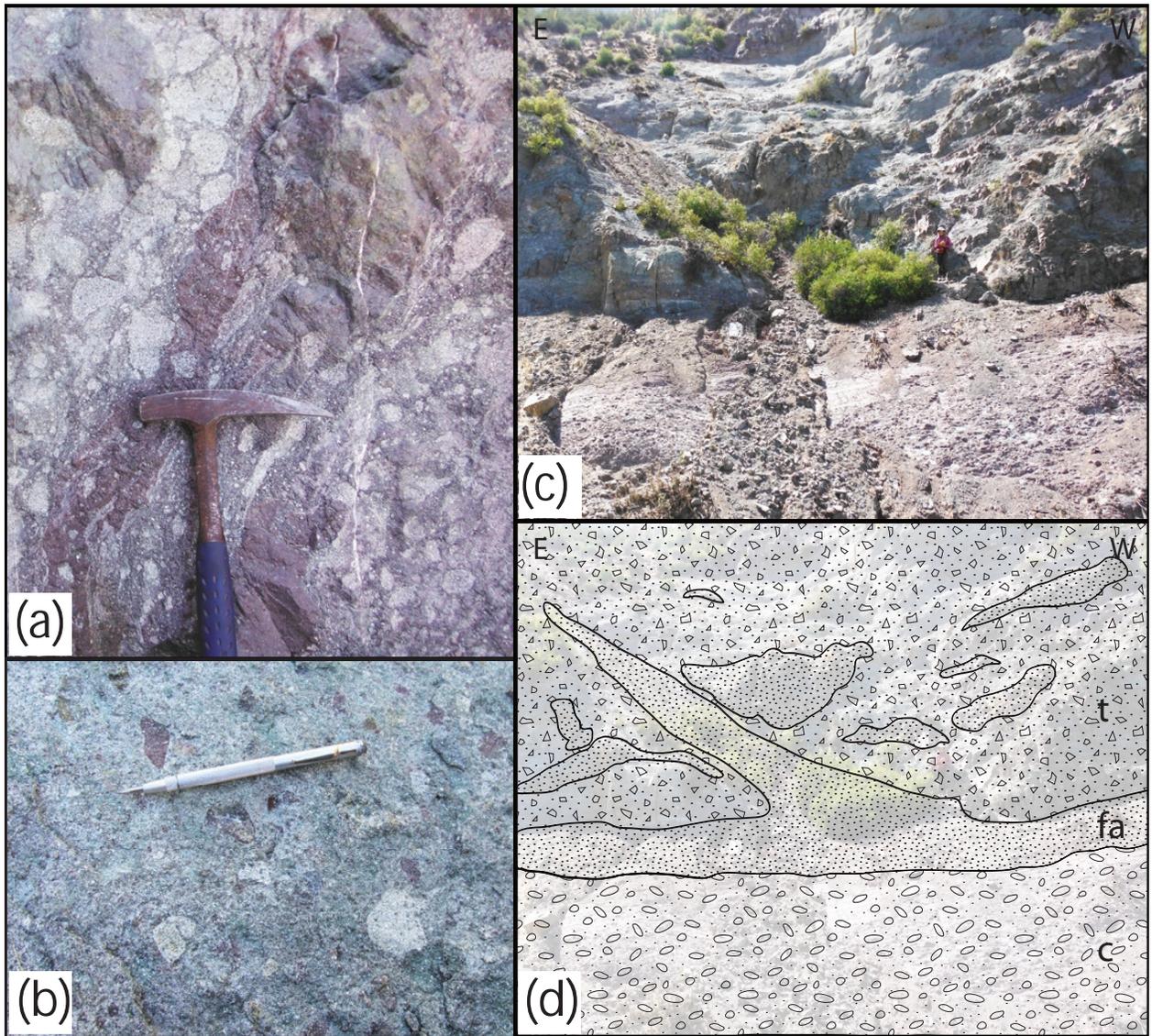


Figura 4.17: Fotografías de la SVI de la sección superior de la Unidad Las Minillas en el Cerro Blanco. (a) Fangolita arenosa burdeo con estructura de llama centimétrica en la toba lítica. Corresponde a la zona de contacto entre las dos litologías. (b) Toba de lapilli lítica polimétrica de la SVI. (c) Fotografía del contacto entre la SSI y la SVI en el Cerro Blanco, donde se levantó la columna 8. (d) Esquema de la vista anterior, donde se observa el conglomerado [c] superior de la SSI y la fangolita arenosa [fa] formando una estructura de llama y lentes métricos en la toba de lapilli lítica [t] de la SVI.

La autobrecha andesítica presenta plagioclasas euhedrales de 3 mm y autoclastos <20 cm en una masa fundamental rojiza.

4. ***Subunidad volcanoclástica superior (SVS)***: el espesor estimado para esta subunidad es de 625 m, sin embargo, sólo se describieron los 120 m superiores que afloran en la vertiente oriental del Cordón El Cráter (Figura 4.19). Se compone de tobas líticas y areniscas medias a gruesas (columna 9, Figura 4.1 y Figura 4.19). Las tobas poseen fragmentos líticos polimícticos angulosos, con tamaño modal de 5 mm, y plagioclasas euhedrales de 1–2 mm, en una matriz de ceniza. El nivel de areniscas tiene un espesor de 15 m, donde se reconoce laminación y estratificación paralela.

La Unidad Las Minillas se encuentra intruída por múltiples *stocks*, *sills* y diques que generan abundante alteración y mineralización en la unidad. Las características de estos intrusivos se detallan en la Sección 4.2. Es común la silicificación no selectiva en rocas cercanas a los cuerpos ígneos y algunas presentan mineralización de menas de Cu como crisocola. Por otra parte, los conglomerados presentan alteración de cuarzo en drusa selectiva a los clastos.

Correlación entre las columnas estratigráficas

Las columnas estratigráficas de la Unidad Las Minillas se observan en la Figura 4.11 donde se encuentran ordenadas de oeste a este. Para identificar la base de la unidad, se utilizó el criterio de la aparición de un nivel sedimentario grueso (columnas 3 y 5, Figura 4.1 y Figura 4.6). La discordancia erosiva entre la Unidad Los Ángeles y la Unidad Las Minillas se observó únicamente en la columna 5 (Figura 4.6). El resto de la unidad fue correlacionada por las similitudes de litología y espesor de los tres miembros sedimentarios y además, por los dos niveles de toba guía que los separan. El contacto con la suprayacente Unidad Chalaco se infiere discordante por observaciones en terreno (Figura 4.18) y por el análisis de imágenes satelitales, ya que no se midieron manteos *in situ* de esta unidad. Esto se debe a lo difícil que es tomar datos de rumbo y manteo en lavas, brechas masivas y tobas brechosas, que corresponden a las litologías principales de la UCh. A partir de lo anterior, se estima un espesor de 2200 m para la Unidad Las Minillas, que corresponde a lo levantado en las columnas estratigráficas y calculado en base a los perfiles estructurales (Capítulo 7).

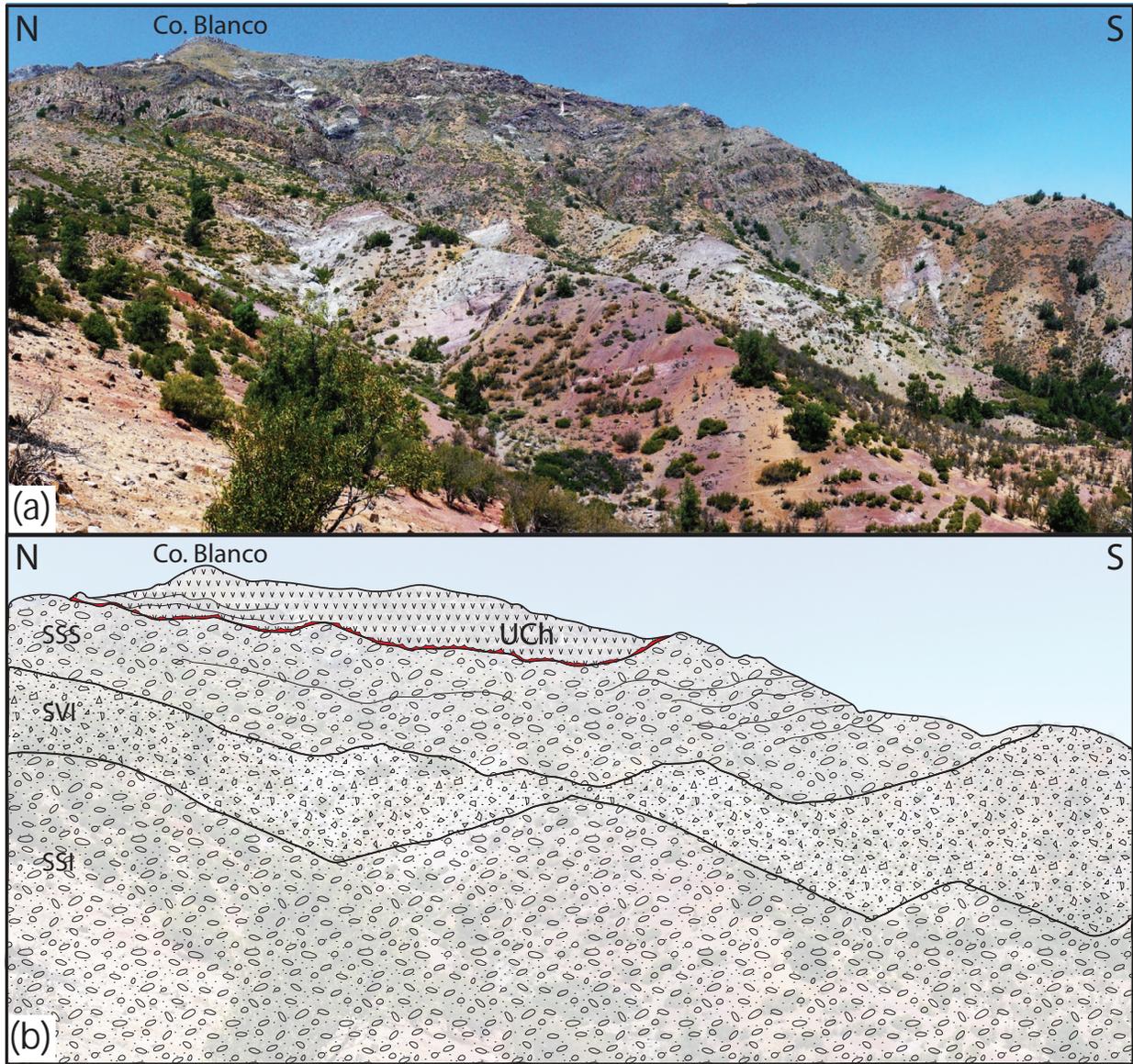


Figura 4.18: (a) Fotografía con vista al E del Cerro Blanco, donde se puede observar el contacto entre la ULM y la UCh. (b) Esquema de la vista anterior. Se ven los miembros SSI, SVI y SSS de la Unidad Las Minillas manteniendo con 25°NE , sobre ellos se dispone de manera subhorizontal la UCh. La línea roja marca el contacto discordante erosivo entre ambas unidades.

4.1.3. Unidad Chalaco

La Unidad Chalaco es la unidad estratificada más joven que aflora en el área de estudio y corresponde principalmente a rocas volcánicas y volcanoclásticas que incluyen tobas, brechas y lavas andesíticas. Se caracteriza por estar intruída por múltiples *sills* que forman acantilados métricos en las laderas de los cerros.

Distribución y relaciones de contacto

La Unidad Chalaco aflora en la parte alta del Cordón El Cráter en el sector de El Arrayán, extendiéndose hacia el este hasta el Estero Chalaco (Figura 4.2). Esta unidad se apoya en aparente discordancia sobre la Unidad Las Minillas (Figura 4.18) y su techo corresponde al nivel actual de erosión (Figura 4.5). Esta unidad está intruída por la Unidad El Cráter.

Litología y espesor

La Unidad Chalaco tiene una potencia mínima de 425 m (Figura 4.19, detalle de las columnas en el Anexo B) y corresponde a tobas y tobas de lapilli líticas y lavas andesíticas con algunas intercalaciones de brechas sedimentarias. Se observa una sucesión de **tobas** de colores grises, morados y lilas que se componen de plagioclasas y fragmentos líticos, inmersos en una matriz de ceniza (Figura 4.20 c). Las plagioclasas son subhedrales y tienen un tamaño entre 1 y 3 mm, correspondiente al 10–20 % de la roca. Los fragmentos líticos corresponden a andesitas porfíricas y tobas con y sin *fiamme*, angulosos y tienen un tamaño <20 cm, con una moda de 5 mm a 1 cm, ocupando un 30 % de la roca. En la sucesión de tobas se intercalan escasas capas de **brecha sedimentaria** polimíctica de 10 a 15 m de potencia. Los clastos de las brechas corresponden a andesitas porfíricas y afaníticas que tienen una moda de 7 a 10 cm y que son angulosos y subesféricos. Adicionalmente, se observan lentes de arena gruesa de 10 cm por 30 cm en los estratos sedimentarios (Figura 4.20 d). Las **lavas** son andesitas basálticas con textura afanítica y poseen cristales de plagioclasas y piroxenos subhedrales <1 mm que se encuentran en una masa fundamental criptocristalina (Figura 4.20 b).

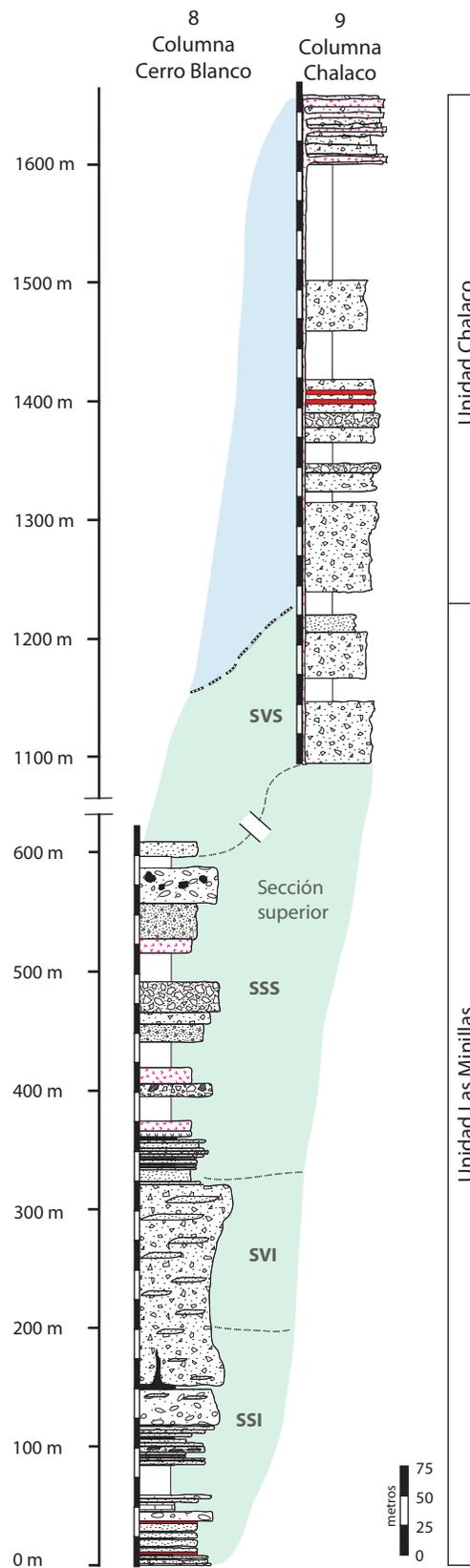


Figura 4.19: Columnas estratigráficas de la Unidad Chalaco levantadas en el área de estudio. SSI: Subunidad sedimentaria inferior, SVI: Subunidad volcanoclástica inferior, SSS: Subunidad sedimentaria superior y SVS: Subunidad volcanoclástica superior. Ver ubicación en la [Figura 4.1](#). Simbología en la página siguiente.

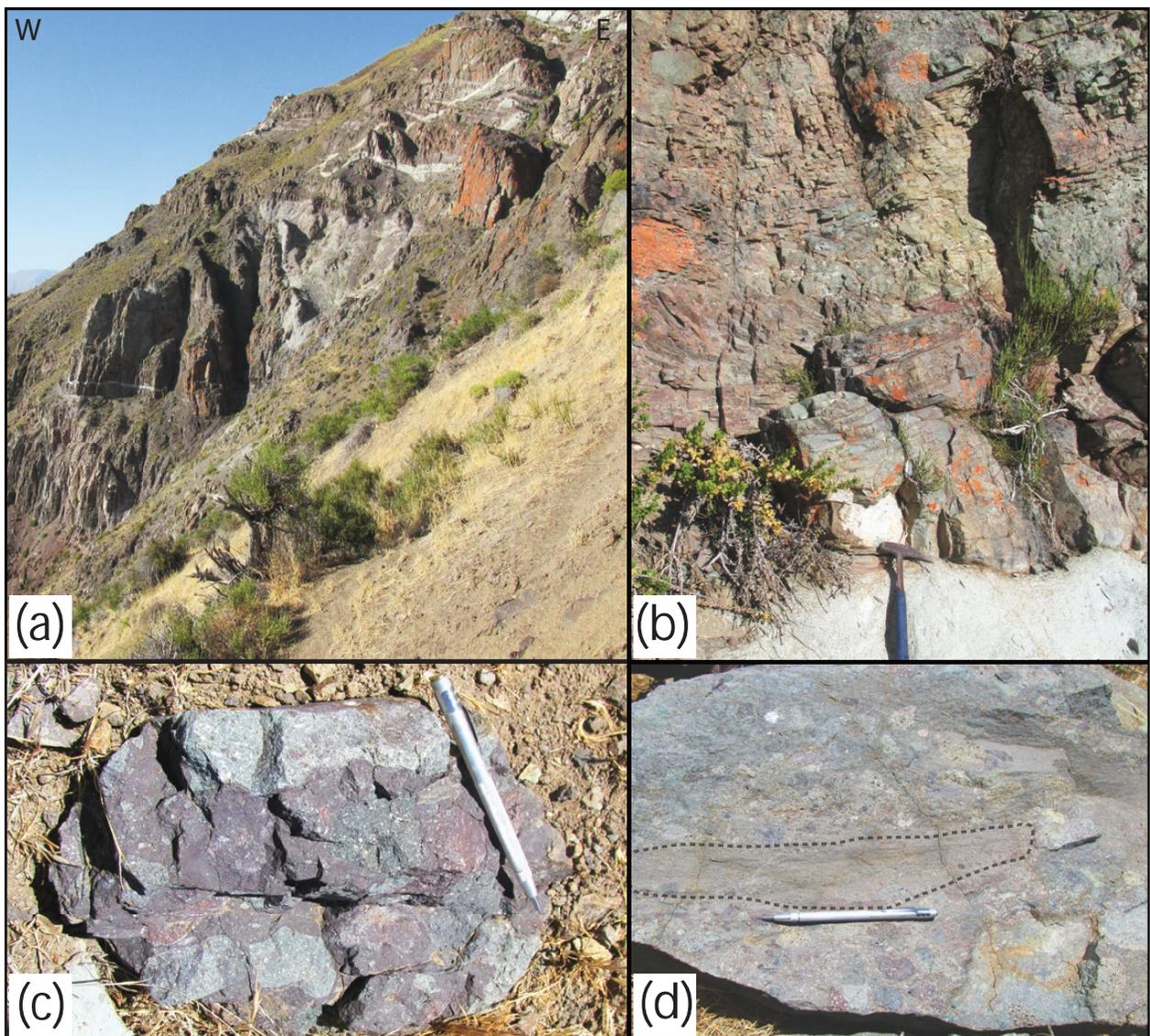
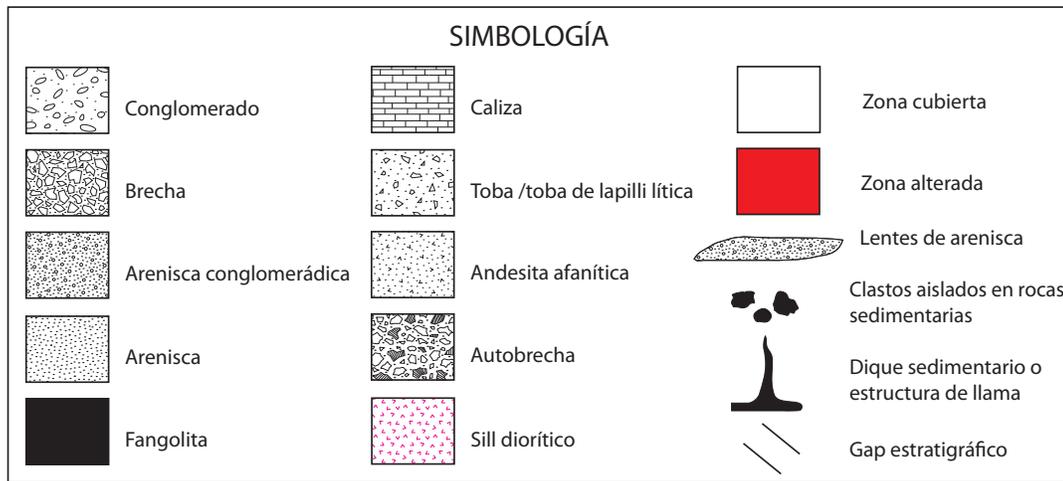


Figura 4.20: Fotografías de la Unidad Chalaco (UCh). **(a)** Aspecto de los afloramientos de la UCh en el Cerro Blanco. Se observan diques sericitizados de color blanco intruyendo a las lavas y tobas. **(b)** Intenso fracturamiento de las lavas andesítico-basálticas con textura afanítica en el Cerro Blanco y abajo dique diorítico blanco alterado. **(c)** Toba de lapilli lítica morada con fragmentos líticos volcánicos ubicada en la ladera occidental del Estero Chalaco. **(d)** Lente de arenisca gruesa expuesto

Cabe destacar que gran parte de esta unidad está intruída por *sills* y diques de entre 3 y 10 m de espesor, que forman empinadas laderas en la parte superior de el Cordón El Cráter (Figura 4.20 a). Las características de estos intrusivos se detallan en la Sección 4.2.

Correlación entre las columnas estratigráficas

Las columnas estratigráficas de la Unidad Chalaco se observan en la Figura 4.19. La naturaleza discordante del contacto con la subyacente Unidad Las Minillas se observó a distancia, por lo complejo que resulta medir rumbos y manteos a rocas volcánicas sin planos de estratificación claros. Se estima un espesor mínimo para la Unidad Chalaco de 425 m, que corresponde a lo levantado en la columna 8 (Figura 4.1 y Figura 4.6).

4.1.4. Edades U–Pb

En esta sección se dan a conocer los dos análisis geocronológicos de U–Pb en circones realizados en este trabajo para las rocas estratificadas (Tabla 4.1). Las muestras analizadas son la LS–D1 y LS–D5, y corresponden a una toba de lapilli lítica y una toba de lapilli cristalina. Los datos analíticos están en el Anexo E.

Muestra LS–D1

Litología: Esta muestra corresponde a una toba de lapilli lítica de color gris claro que presenta textura piroclástica y posee líticos y cristales de plagioclasas inmersos en una matriz de ceniza (Figura 4.15 b). Los líticos son angulosos y corresponden a rocas volcánicas donde se reconocen al menos 4 tipos de litologías, tienen tamaños menores a 15 cm y representan el 40 % de la roca. Los cristales de plagioclasa son subhedrales y su tamaño es de 1–2 mm, siendo el 15 % de la roca. Se observa alteración a sericita selectiva a algunos líticos, epidota masiva en la matriz y clorita en cúmulos.

Ubicación: La muestra LS–D1 se obtuvo en el Cerro La Bandera (Tabla 4.1 y Figura 4.2). Estratigráficamente se sitúa en la parte baja de la subunidad volcanoclástica inferior (SVI) de la Unidad las Minillas (Figura 4.5 y Figura 4.11). La muestra se extrajo de una capa que mantea con $\sim 12^\circ$ al NE y que se ubica en el flanco oriental del Anticlinal La Petaca (Capítulo 7).

Edad: Se analizaron 107 puntos, de los cuáles 19 fueron excluidos de los cálculos,

dejando un total de 88 puntos utilizados (Tabla E.1 y Tabla E.2, en Anexo E). La edad obtenida, en base a la coherencia de edades de 65 circones, es de $85,8 \pm 0,6$ Ma lo que la ubica en el Santoniano (Figura 4.21 a y b).

Muestra LS–D5

Litología: Esta muestra corresponde a una toba cristalina de color blanco que presenta estratificación de 10 cm a 1 m de potencia. Su textura es piroclástica y presenta cristales, fragmentos líticos y juveniles en una matriz de vidrio (25%). Los cristales son de plagioclasa <1 mm (26%), cuarzo 2 mm (25%) y opacos 0,1 mm (3%), ellos se encuentran en algunos casos fragmentados y cuarzo presenta texturas de embahiamiento. Los fragmentos líticos corresponden a lavas y areniscas finas, subangulosas, de <1,5 mm y que representan el 18% de la roca. Parte del vidrio se encuentra soldado formando *fiamme* de 1 mm (3%) (detalles en Anexo C).

Ubicación: La muestra LS–D5 se obtuvo de la Loma Planchones (Tabla 4.1 y Figura 4.2). Estratigráficamente corresponde a la parte superior de la Unidad Los Ángeles, lo que marcaría el límite con la Unidad Las Minillas (Figura 4.5 y Figura 4.6). La muestra se extrajo de un estrato que mantea $\sim 20^\circ$ al SW y que se ubica en el flanco occidental del Anticlinal La Petaca (Capítulo 7).

Edad: Se analizaron 102 puntos, de los cuáles 6 fueron excluidos de los cálculos, dejando un total de 96 puntos utilizados (Tabla E.3 y Tabla E.4, en Anexo E). La edad obtenida, en base a la coherencia de edades de 71 circones, es de $110,1 \pm 0,5$ Ma lo que la ubica en el Albiano (Figura 4.21 c y d).

Tabla 4.1: Edades U–Pb en circón de las muestras datadas en este trabajo. La ubicación de las muestras se encuentra en la Figura 4.2 y el Anexo C.

Muestra	Coordenada E [m]	Coordenada S [m]	Altura [msnm]	Edad [Ma]
LS–D1	339249	6407639	1534	$85,8 \pm 0,6$
LS–D5	323673	6397566	587	$110,1 \pm 0,5$

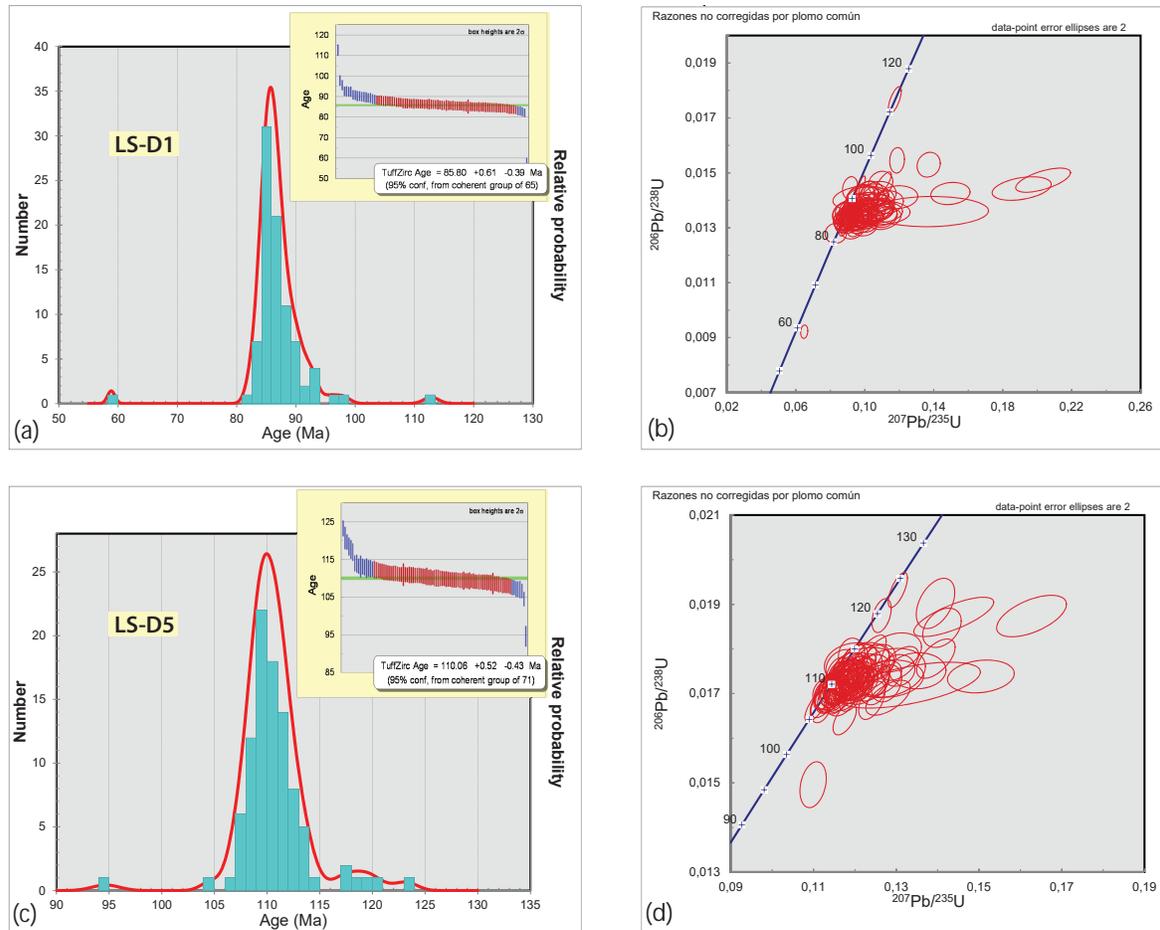


Figura 4.21: Edades U–Pb en circones para las unidades Los Ángeles y Las Minillas. (a) Diagrama de probabilidad relativa de la muestra LS–D1 de la subunidad volcanoclástica inferior (SVI) de la Unidad Las Minillas. (b) Curva de Concordia de la muestra LS–D1. (c) Diagrama de probabilidad relativa de la muestra LS–D5 de la Unidad Los Ángeles. (d) Curva de Concordia de la muestra LS–D5.

4.2. Rocas intrusivas

La zona de estudio presenta múltiples cuerpos intrusivos tanto concordantes como discordantes que varían desde *stocks* de 13,4 km² a pequeños *sills* y diques de no más de 1000 m². Éstos generan abundante alteración y mineralización en las rocas caja. Se distinguieron cuatro unidades intrusivas: Unidad Tonalítica Principal, Unidad San Lorenzo, Unidad Fredes y Unidad El Cráter. Las litologías de la Unidad San Lorenzo y de la Unidad El Cráter fueron analizadas con mayor detalle en este estudio, mientras que las litologías de las otras dos unidades son descritas en base a trabajos anteriores realizados en el área de estudio.

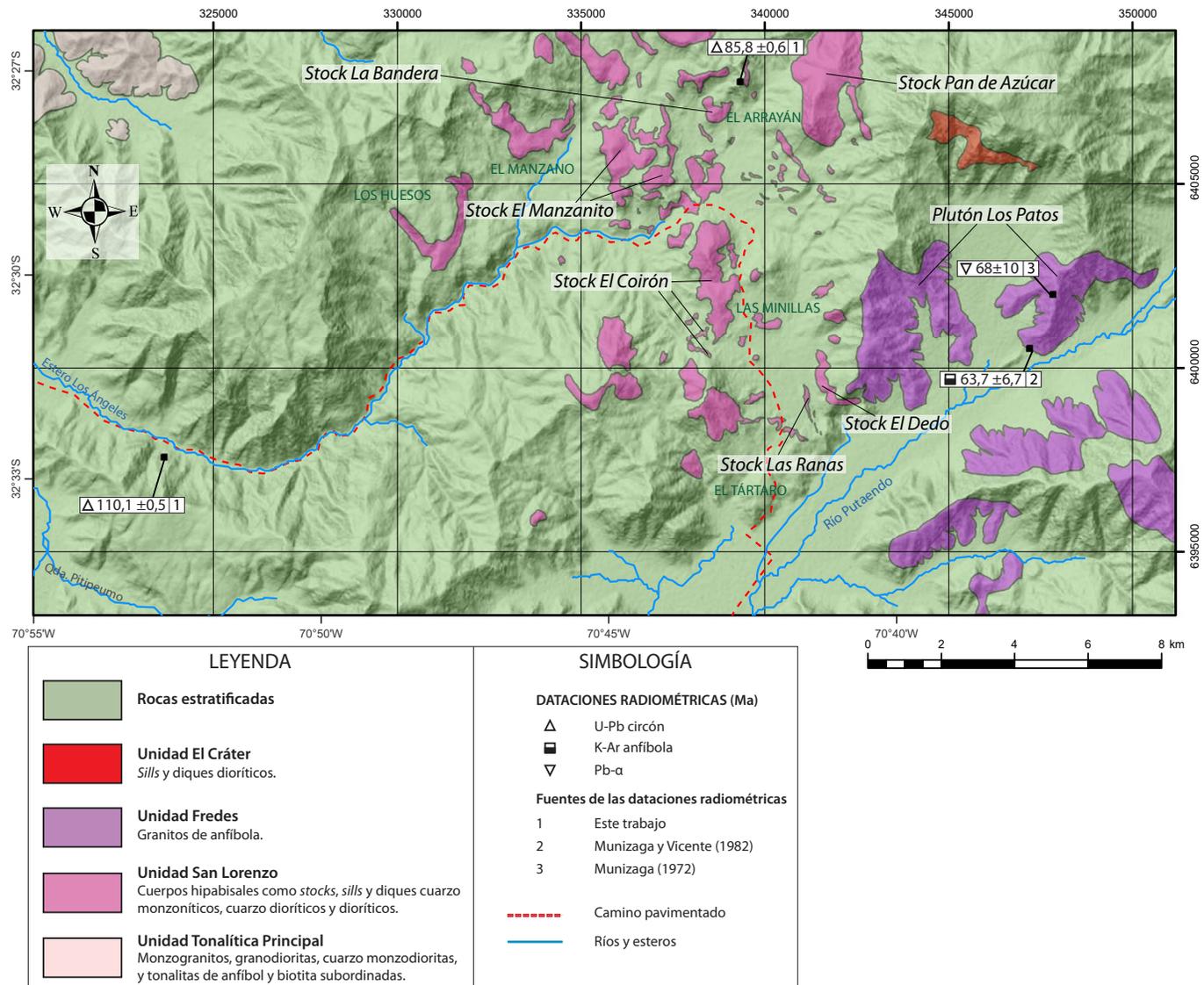


Figura 4.22: Mapa que muestra las cuatro unidades intrusivas del área de estudio: Unidad El Cráter, Unidad Fredes, Unidad San Lorenzo y Unidad Tonalítica Principal. En la imagen se incluyen los nombres de los principales *stocks* estudiados.

4.2.1. Unidad Tonalítica Principal

Distribución y relaciones de contacto

La Unidad Tonalítica Principal forma parte del Complejo Plutónico Illapel (Parada *et al.*, 1999). Este cuerpo plutónico aflora en el extremo NW del área de estudio (Figura 4.22), intruye a la Unidad Los Ángeles y cubre un área de al menos 6,4 km².

Litología

Esta unidad petrográficamente corresponde a monzogranitos, granodioritas, cuarzo monzodioritas y, de forma subordinada, tonalitas de anfíbol y biotita con enclaves máficos microgranulares (Varas, 2011). Sin embargo, estudios basados en su geoquímica clasifican sus litologías como tonalitas y granodioritas subordinadas (Morata *et al.*, 2010).

Edad

Morata *et al.* (2010) le otorgan una edad albiana-cenomaniana, que abarca edades U–Pb en circón de los 102,4±1,5 Ma a los 98,8±1,3 Ma, tanto para las tonalitas como los enclaves máficos microgranulares.

4.2.2. Unidad San Lorenzo

Distribución y relaciones de contacto

Esta unidad está compuesta de cuerpos hipabisales como *stocks*, *sills* y diques que afloran en el centro-oriente del área de estudio, principalmente en Las Minillas y en menor proporción en El Manzano y El Arrayán. Cubren un área total de 23,8 km² e intruyen a las rocas de la Unidad Los Ángeles y de la Unidad Las Minillas. Los *stock* de mayor tamaño varían entre los 0,1 y 4 km² y se presentan generalmente como cuerpos concordantes con una forma irregular. Éstos son El Coirón, El Manzanito, Pan de Azúcar, La Bandera, Las Ranas y El Dedo (Figura 4.22). Por otro lado, los de menor tamaño varían entre los 0,0017 y 0,076 km², suelen ser discordantes y cortan a las sucesiones estratificadas de manera intermitente y caótica.

Litología

Esta unidad corresponde a **(a)** cuarzo monzonitas, **(b)** cuarzo dioritas y **(c)** dioritas, siendo estas últimas las predominantes.

(a) Cuarzo monzonita de biotita con textura fanerítica compuesta de cristales de feldespato potásico <1,6 mm (32%), plagioclasa <4 mm (25%), biotita (20%), cuarzo <0,4 mm (10%) y minerales opacos <0,4 mm (10%) (detalles en [Anexo C](#)). El principal exponente de esta litología es el *stock* El Manzanito ([Figura 4.22](#)). En su parte más oriental, este *stock* está intruído por diques centimétricos de color gris oscuro, que poseen cristales de plagioclasas que tienden a aumentar su tamaño y a concentrarse hacia el centro del dique ([Figura 4.23 b](#)). Se observan algunos rodados similares a los diques oscuros, que exhiben una leve segregación magmática ([Figura 4.23 a](#)). A todo esto se le sobrepone un intenso vetilleo compuesto de carbonatos y sericita, que corta los diques y que forma planos de desplazamiento ([Figura 4.23 b](#)).

(b) Cuarzo diorita de textura porfírica compuesta de cristales de plagioclasa <2 mm (70%) y cuarzo <0,1 mm (10%), inmersos en una masa fundamental (20%) de microlitos y opacos. Presentan algunas vetillas de carbonato, cloritización de la masa fundamental y sericita y mica blanca en las plagioclasas (detalles en [Anexo C](#)). Esta litología se presenta en el *stock* El Coirón ([Figura 4.22](#)) y en diques pequeños, que alcanzan los 3–5 m de espesor y que intruyen a la Unidad Los Ángeles y la Unidad Las Minillas en el Cerro Corral de Palo.

(c) La diorita de ortopiroxeno tiene textura porfírica con cristales de plagioclasa <2–3 mm (40%), ortopiroxeno <2 mm (5–7%) y clinopiroxeno <2 mm (3–10%), hornblenda <3 mm (1%) inmersos en una masa fundamental (50%) de microlitos de plagioclasa, opacos, ortopiroxenos y clinopiroxenos. Los cristales de plagioclasa están sercitizados y los piroxenos alterados a clorita y carbonatos. Además se presenta clorita en cúmulos en la masa fundamental (detalles en [Anexo C](#)). Esta litología es la predominante dentro de la Unidad San Lorenzo, así como también en el área de estudio. Son las que se observan en los *stocks* Las Ranas y El Dedo ([Figura 4.22](#)), y en los pequeños cuerpos intrusivos en la parte baja de Las Minillas, El Manzano y El Arrayán, incluyendo la mayor parte de los diques y sills.

- El *stock* Pan de Azúcar ([Figura 4.22](#)) presenta características similares a estas **dioritas**, sin embargo, los cristales de plagioclasa alcanzan los 1,5 cm por esto se clasificó como un pórfido diorítico. La roca consiste en un agregado de fenocristales



Figura 4.23: Fotografías de la parte oriental del *stock* El Manzanito de la Unidad San Lorenzo. (a) Rodados con segregación magmática del cuerpo que intruye al *stock* El Manzanito. (b) Diques grises oscuros que intruyen al *stock* El Manzanito y que presentan cristales de plagioclasa de mayor tamaño hacia el centro del dique. Además se observan vetillas de carbonatos y sericita sobreimpuestas a los diques.

de plagioclasa 1 mm–1,5 cm (30 %), piroxeno 0,5–2 mm (5 %) y opacos (5 %), en una masa fundamental (60 %) con microlitos de plagioclasa, piroxenos y opacos (detalles en [Anexo C](#)).

- En el sector de El Manzano se reconoció un *sill ocoítico* que tiene un espesor de al menos 50 m y presenta cristales de plagioclasa de hasta 1 cm.

Edad

[Rivano *et al.* \(1985\)](#) y [Rivano *et al.* \(1993\)](#) le otorgan una edad cretácica tardía a esta unidad en base a dataciones K–Ar en anfíbola, ubicándola temporalmente entre los 86 ± 3 Ma y 65 ± 3 Ma (Santoniano–Maastrichtiano).

4.2.3. Unidad Fredes

Distribución y relaciones de contacto

La Unidad Fredes está representada por el Plutón los Patos (Figura 4.22). Éste se ubica en la ladera norte y sur del valle del Río Putaendo, entre Las Minillas y el Estero Chalaco, intruye a la Unidad Las Minillas y tiene un tamaño de 13,4 km².

Litología

En el área de estudio, la Unidad Fredes está compuesta de granitos de anfíbola. Para el Plutón Los Patos, Munizaga y Vicente (1982) describen un **granito** de anfíbola de textura hipidiomorfa, granular y con un tamaño de cristales entre 0,6 y 2,5 mm. Los minerales presentes son plagioclasa (37 %), ortoclasa (31 %), cuarzo (21 %), anfíbola (10 %) y minerales opacos (1 %). Éste presenta alteración selectiva de sericita en plagioclasas y minerales máficos cloritizados.

Edad

Para la Unidad Fredes se ha asignado una edad creácica tardía–eocena temprana (Rivano *et al.*, 1993) en base a edades K-Ar biotita, que van entre los 67 y 45 Ma. Específicamente en el Plutón Los Patos, Munizaga y Vicente (1982) realizaron una datación K-Ar en anfíbola que arrojó una edad 63±6 Ma y Munizaga (1972) obtuvo una edad mediante Pb-α de 68±10 Ma (Figura 4.22).

4.2.4. Unidad El Cráter

Distribución y relaciones de contacto

Esta unidad está compuesta de múltiples *sills* y diques que afloran en el extremo más oriental del área de estudio. Se concentran en las partes altas del Cordón El Cráter hasta el Estero Chalaco, tienen dimensiones de 0,0015 km² a 1,5 km² e intruyen a la Unidad Chalaco y a la Unidad Las Minillas subordinadamente. Corresponden a enjambres de diques y *sills* que tienen espesores entre 3 y 15 m, con excepción de un cuerpo de mayor tamaño que se encuentra en el contacto entre la Unidad Las Minillas y la Unidad Chalaco.

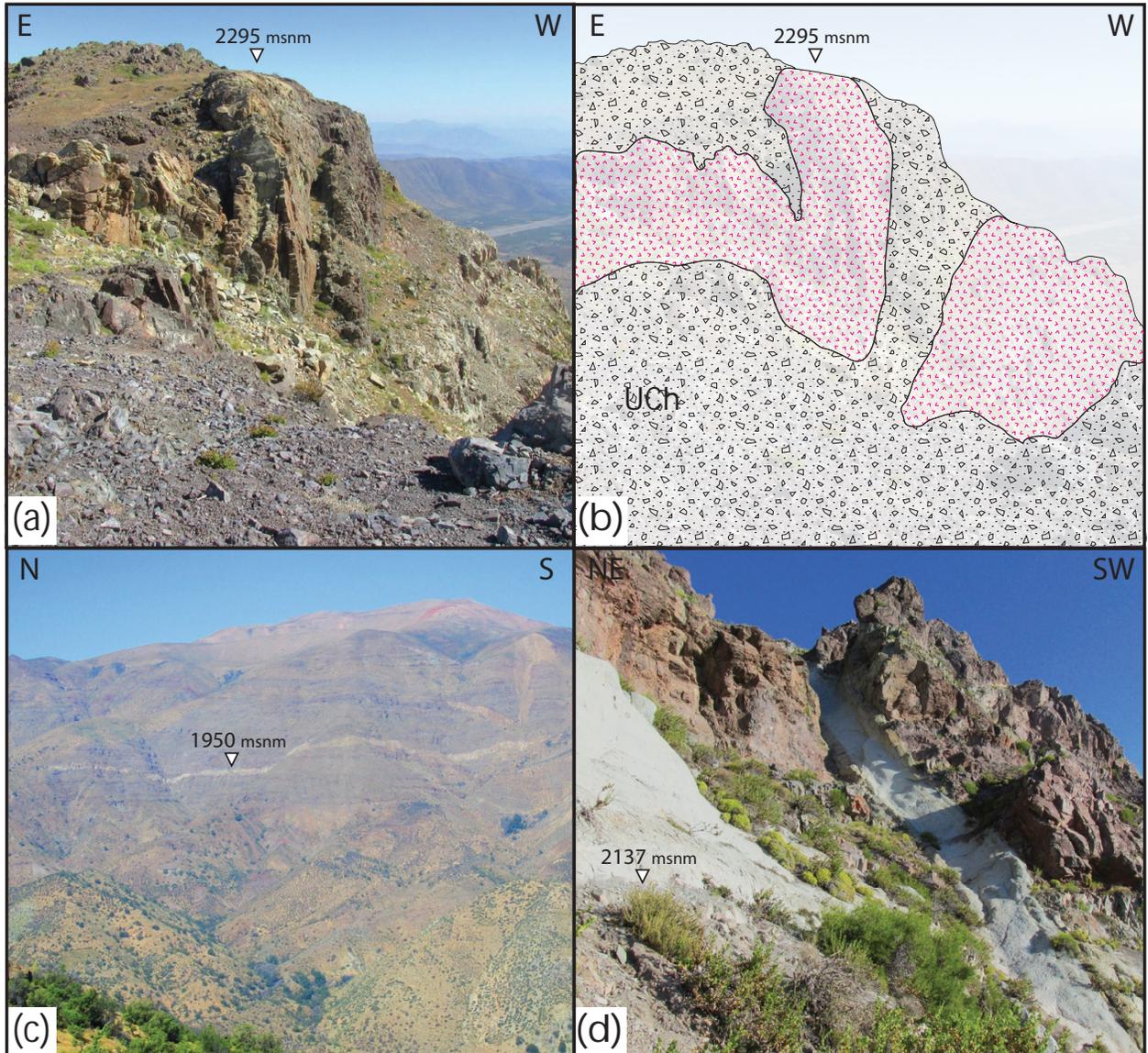


Figura 4.24: Diques y *sills* dioríticos que componen la Unidad El Cráter. (a) Fotografía de la cima del flanco occidental del Estero Chalaco que muestra las dos poblaciones de cuerpos dioríticos. (b) Esquema de la vista anterior, donde se observan los diques y *sills* de la Unidad El Cráter intruyendo a la UCh. El de la izquierda corresponde a la población de dioritas gris verde con forma irregular y discordante, y el de la derecha es un *sill* diorítico blanco alterado. (c) Vista al flanco oriental del Estero Chalaco donde se observan diques dioríticos blancos de la Unidad El Cráter. (d) Forma y disposición de los diques blancos de la Unidad El Cráter en el Cerro Blanco, intruyendo a la UCh.

Litología

Esta unidad se compone de dos poblaciones de cuerpos intrusivos (**Figura 4.24** a y b), los **dioríticos** y los **dioríticos blancos**. Ambas poblaciones corresponden a dioritas de anfíbola y tienen una textura porfírica con cristales de plagioclasa de 1–2 mm y de minerales máficos de 1 mm, inmersos en una masa fundamental microcristalina.

Los cuerpos **dioríticos** son de color verde claro, suelen estar interconectados, tienen bordes irregulares y son tanto concordantes como discordantes. Se observan *ca.* 2295 m s.n.m. en el flanco occidental del Estero Chalaco (**Figura 4.24** a y b).

Los cuerpos **dioríticos blancos** tienen bordes regulares y suelen ser levemente discordantes. Presentan alteración a sílice en la masa fundamental y sericitización y epidotización en las plagioclasas. Se observan *ca.* 2137 m s.n.m. en el Cerro Blanco (**Figura 4.24** d), *ca.* 2144 m s.n.m. en el Estero Chalaco y *ca.* 1950 m s.n.m en el flanco oriental del Estero Chalaco (**Figura 4.24** c).

Edad

No se tienen edades para esta unidad en el área de estudio. No obstante, considerando las correlaciones de la **Capítulo 6** (**Capítulo 10**) y las similitudes de forma, litología y emplazamiento, esta unidad se correlacionaría con la Superunidad Río Chicharra de edad miocena (**Rivano *et al.*, 1993**). Específicamente se correlaciona con la Unidad Portezuelo del Azufre, reconocida en la Cordillera Principal a la misma latitud del área de estudio. Para esta unidad se tienen edades K/Ar en roca total y plagioclasa de $19,2 \pm 0,7$ Ma a $17,8 \pm 0,6$ Ma (**Rivano *et al.*, 1993**).

4.3. Depósitos no consolidados

En este trabajo, los depósitos fluviales, aluviales y coluviales se encuentran agrupados en una unidad, ya que no son el centro del estudio (**Figura 4.2**). Solamente se distinguieron los depósitos de remociones en masa debido a que suelen encontrarse más aislados del resto de los depósitos y pueden aportar al objetivo general de esta investigación.

4.3.1. Depósitos fluviales, aluviales y coluviales

1. Los **depósitos fluviales** se concentran en los valles y quebradas de los ríos y esteros presentes en el área de estudio (**Figura 4.2**); principalmente, en el valle del Río Putaendo, la Quebrada Los Ángeles y la Quebrada Pitipeumo. Estos depósitos corresponden a bloques, gravas y arenas subredondeadas a subangulosas, con selección media y de múltiples litologías, que fueron depositadas en los lechos de cauces continuos. En los valles principales, estos depósitos se encuentran formando terrazas fluviales.
2. Los **depósitos aluviales** se ubican en zonas con un desnivel de altura moderado a alto: en la desembocadura de quebradas, a los pies de laderas de los valles principales y secundarios y en las planicies de El Arrayán y Las Minillas. Estos depósitos corresponden a bloques, gravas y arenas subangulosas a subredondeadas, con selección media a baja y de múltiples litologías, que fueron depositadas en abanicos aluviales por cauces intermitentes.
3. Los **depósitos coluviales** se concentran en zonas de altas pendientes, principalmente en las partes altas de las laderas del valle del Río Putaendo y sus afluentes, en la Quebrada Los Ángeles y hacia el este del Cordón El Cráter (**Figura 4.2**). Estos depósitos corresponden a bloques y gravas subangulosas, con selección baja, monomícticos o polimícticos, que fueron depositados por el caída de rocas en condiciones predominantemente secas. Son de tamaño pequeño y no se reconoce un escarpe o cicatriz clara desde dónde se habrían deslizado.

4.3.2. Depósitos de remociones en masa

Los **depósitos de remociones en masa** se ubican en zonas con pendiente alta a moderada como lo son las laderas del Estero Los Ángeles, la ladera oeste del Cerro La Pirámide (**Figura 4.25**) y el flanco oriental del Cordón El Cráter (**Figura 4.2**). Estos depósitos corresponden a bloques y gravas subangulosas a angulosas, con selección baja, polimícticos, que fueron depositados por el colapso gravitacional de una ladera rocosa en condiciones predominantemente secas. Son de tamaños mayores que los depósitos coluviales, sobre los 0,012 de km³, y se reconocen escarpes de donde se desplazó el material. La mayoría de estos depósitos fueron identificados por fotointerpretación, exceptuando el que se ubica en el Cerro La Pirámide donde además se observaron los depósitos en terreno.

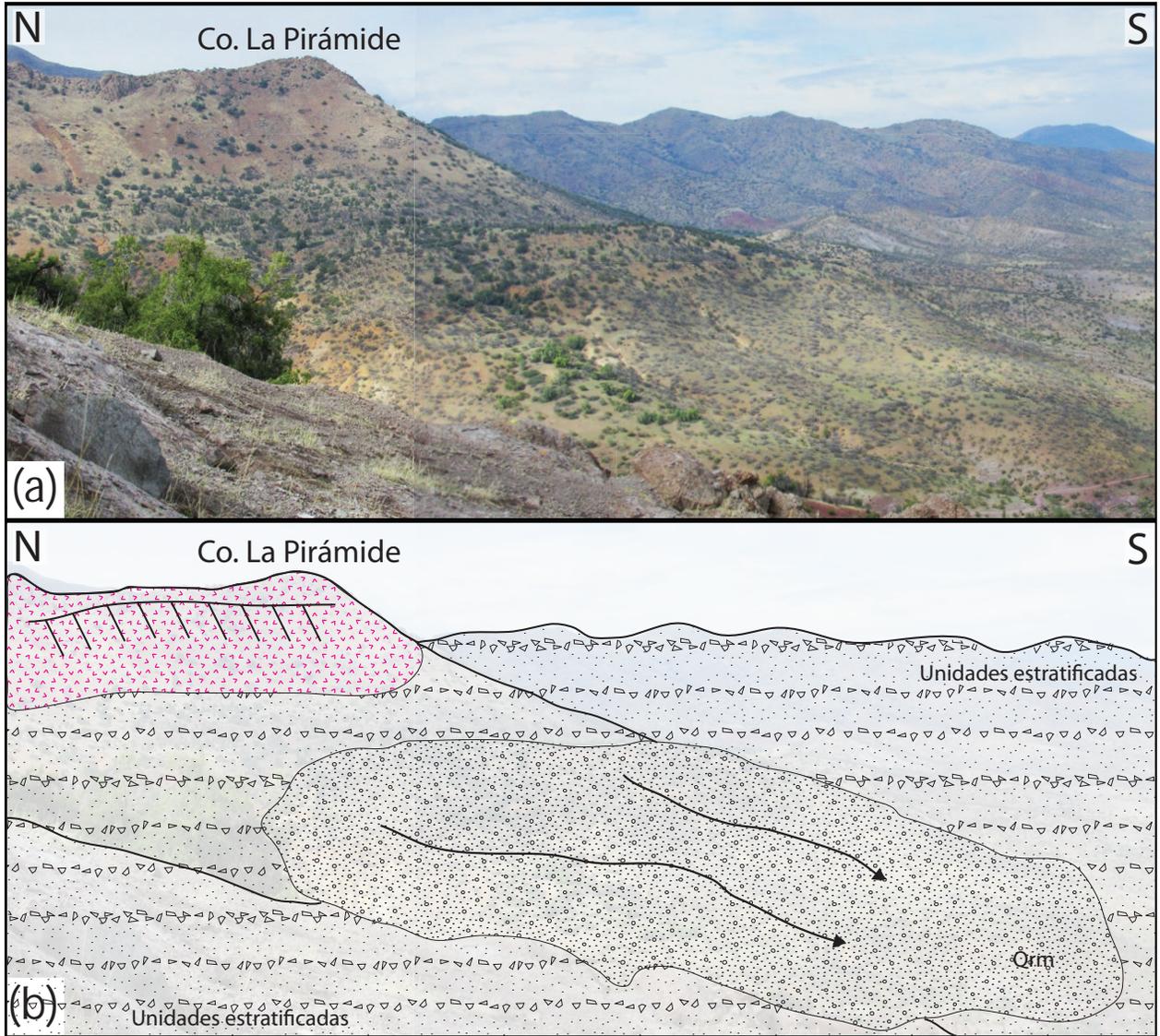


Figura 4.25: Remoción en masa del Cerro La Pirámide. (a) Fotografía de la remoción en masa al W del Cerro La Pirámide. (b) Esquema de la vista anterior, donde se observan los depósitos de la remoción en masa (Qrm), el *Stock* La Pirámide (trama fucsia) y el escarpe en el Cerro La Pirámide. Las flechas indican la dirección del deslizamiento.

Capítulo 5

Sedimentología

Para el análisis sedimentario del área de estudio se utilizó la metodología de [Miall \(1996\)](#), incluyendo conceptos, interpretaciones y modelos de otros autores. Esta metodología consistió en:

- Reconocimiento e interpretación de facies en las columnas levantadas.
- Caracterización de las asociaciones de facies y los elementos arquitectónicos asociados, definidos por [Miall \(1996\)](#).
- Interpretación de los tipos de flujos, condiciones de depositación y de los modelos de facies.
- Asociar los procesos identificados a una serie de sistemas sedimentarios que serían los responsables de la formación de los depósitos.

5.1. Facies

Para este ítem se definieron 13 facies sedimentarias que luego se agruparon en 5 asociaciones. Las facies, se identificaron con códigos de dos letras basados y modificados de los trabajos de [Miall \(1985\)](#), [Miall \(1996\)](#) y [Arévalo \(1992\)](#) ([Tabla 5.2](#)). La escala granulométrica utilizada para los sedimentos es la de la [Tabla 5.1](#) y la clasificación de las rocas se realizó en base al esquema de la [Figura 5.1](#).

Tabla 5.1: Escala granulométrica para sedimentos (Wentworth, 1922). Se muestran los nombres de los distintos tamaños de sedimentos en inglés y en español.

Tamaño de sedimento (mm)	Nombre en inglés	Nombre en español
>256	<i>Boulder</i>	Peñasco
64–256	<i>Cobble</i>	Guijarro
16–64	<i>Pebble</i>	Guija
4–16	<i>Pebble</i>	Guija
2–4	<i>Granule</i>	Gránulo
1–2	<i>Very coarse sand</i>	Arena muy gruesa
0.5–1	<i>Coarse sand</i>	Arena gruesa
0.25–0.5	<i>Medium sand</i>	Arena media
0.125–0.25	<i>Fine sand</i>	Arena fina
0.0625–0.125	<i>Very fine sand</i>	Arena muy fina
0.004–0.0625	<i>Silt</i>	Limo
<0.004	<i>Clay</i>	Arcilla–Fango

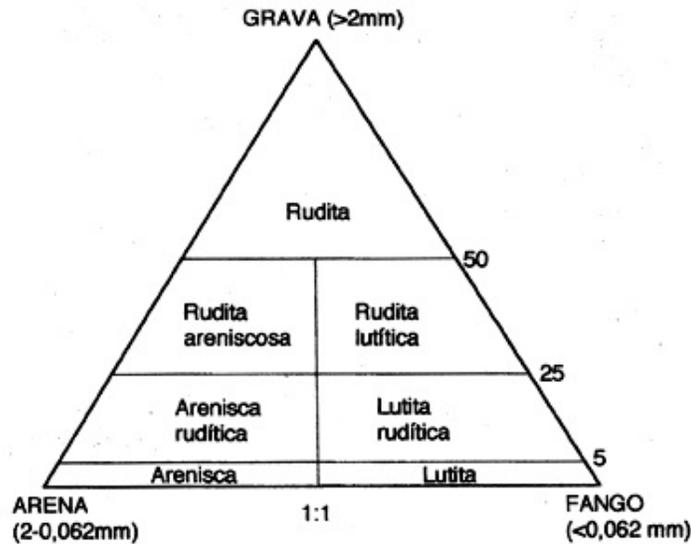


Figura 5.1: Triángulo de clasificación según tamaño para rocas sedimentarias detríticas. El término rudita se reemplazó por conglomerado o brecha, dependiendo de si los clastos eran redondeados o angulosos, respectivamente.

Se analizaron las facies epiclásticas de la sección inferior, sección media, SSI, SVI y SSS de la Unidad Las Minillas, lo que incluye las columnas 3, 5, 6, 7 y 8 (Figura 4.6 y Figura 4.11). La Columna 0 del Estero Los Ángeles no fue analizada debido a que en el trabajo de Arévalo

(1992) se detallan las facies, asociaciones e interpretaciones para esta parte del área de estudio.

Primero se describen las facies más comunes que son la Gmm, Gmg, Gcm, Gh, Bm, Sm, Sh y Fm, para luego continuar con las que puntualmente fueron encontrada en uno o dos afloramientos, pero que son importantes para entender la naturaleza de los procesos que formaron estos depósitos.

Tabla 5.2: Listado de facies reconocidas en la Unidad Las Minillas. El código de las facies y la interpretación están basados en los trabajos de Nemeč y Steel (1984), Miall (1985), DeCelles *et al.* (1991), Arévalo (1992), Blair y McPherson (1994), Miall (1996), Nalpas *et al.* (2008), DeCelles *et al.* (2011), Carrapa *et al.* (2012), Bascuñán (2014) y Boyce (2015).

Código	Descripción	Interpretación
Gmm	Conglomerados matriz soportados masivos.	Flujos de detritos plásticos (cohesivos– <i>high strength</i>).
Gmg	Conglomerados matriz soportados con gradación normal o inversa.	Flujos de detritos pseudoplásticos (no cohesivos– <i>low strength</i>).
Gcm	Conglomerados clasto soportados masivos.	Flujos de detritos pseudoplásticos (no cohesivos– <i>low strength</i>) y flujos hiperconcentrados.
Gh	Conglomerados clasto soportados con estratificación horizontal o imbricación.	Condiciones de alto régimen de flujo (barras longitudinales y depositación en canales)
Bm	Brechas matriz soportadas masivas o con estratificación débil.	Flujos de detritos no cohesivos y flujos hiperconcentrados
Sm	Areniscas finas a gruesas masivas.	Flujos hiperconcentrados y depósitos de <i>sediment gravity flow</i> .
Sh	Areniscas finas a gruesas con laminación horizontal.	Transición de flujo subcrítico a supercrítico. Flujos hiperconcentrados.
Fm	Limolitas y fangolitas masivas.	Flujos subaéreos no canalizados (<i>overbank/waning flood desposits</i>) y canalizados (canales abandonados).
Gp	Conglomerados con estratificación cruzada planar.	Condiciones de la parte superior de bajo régimen de flujo (barras transversales y depositación en canales).
Gci	Conglomerados clasto soportados con gradación.	Flujos de detritos pseudoplásticos (no cohesivos– <i>low strength</i>).
Bc	Brechas clasto soportadas masivas.	Flujos de detritos (cohesivos– <i>high strength</i>).
Sp	Areniscas finas a gruesas con estratificación cruzada planar.	Condiciones de bajo régimen de flujo (migración de dunas 2–D).
La	Calizas con ostrácodos.	Condiciones subacuáticas.

1. Conglomerados matriz soportados masivos (Gmm)

- **Descripción:** Corresponden a conglomerados masivos matriz soportados con bases no erosivas que ocurren generalmente en capas de gran extensión lateral.

Están compuestos de clastos volcánicos, principalmente andesíticos, y de acuerdo a su madurez se dividen en dos tipos. Los primeros, poseen clastos subredondeados, de tamaño gránulo a guijarro y son de selección regular, los segundos, poseen clastos subangulosos a subredondeados, de tamaño gránulo a peñasco y son mal seleccionados (Figura 5.2c). La matriz consiste en arenisca gruesa a muy gruesa de buena selección.

No presentan ningún tipo de estratificación o laminación. Estas capas presentan de 1 a 6 m de espesor y sus bases no son erosivas. Poseen una amplia extensión lateral, reconociéndose capas de hasta 100 m. Se suelen encontrar intercaladas con capas de Gmg, Sh y Sm, y en algunos sectores con lentes de Sm y Sh. Se observan capas de Gmm que son cubiertas por capas de arena Sm de 10 a 20 cm de potencia y de una extensión lateral métrica. En el sector de El Manzano se observan canales de Gmm de 15 x 20 cm con clastos de moda gránulo y de 2 x 3 m, con clastos de moda guija a guijarro.

2. Conglomerados matriz soportados con gradación (Gmg)

- **Descripción:** Corresponden a conglomerados matriz soportados con gradación inversa y/o normal y con bases no erosivas.

Están compuestos de clastos volcánicos porfíricos andesíticos, intrusivos y piroclásticos subredondeados a subangulosos y se dividen en dos tipos de acuerdo a si su selección es regular o mala. Ambos poseen clastos de tamaño gránulo a guijarro pero en los mal seleccionados se reconocen clastos tamaño peñasco de hasta 1,5 m. La matriz se compone de arenisca gruesa a fina de mala selección.

Los conglomerados presentan gradaciones normales y/o inversas, que pueden ser seguidas o separadas por capas de otras facies. Las capas tienen bases no erosivas, su espesor es variable de 1 a 10 m y su continuidad lateral llega a los 100 m. Suelen encontrarse como capas amalgamadas de Gmg o intercalados con niveles de Gmm, Gcm, Gh y Sm. Muchas capas presentan lentes de Sm o Sh de no más de 50 cm de potencia y algunos metros de ancho. En el Cerro Blanco, las facies Gmg presentan en la base capas centimétricas de Fm e intraclastos de esta misma facies.

3. Conglomerados clasto soportados masivos (Gcm)

- **Descripción:** Corresponden a conglomerados masivos clasto soportados.

Están compuestos de clastos volcánicos porfíricos, principalmente andesíticos y escasos intrusivos félsicos, redondeados y mediana a altamente esféricos. Estas facies presentan buena selección dado que el tamaño de los clastos va desde guija a guijarro (Figura 5.2b). La matriz está compuesta de arena gruesa bien seleccionada que algunos afloramientos es difícil de reconocer debido a que ha sido erosionada.

Los conglomerados de las facies Gcm no presentan estratificación, gradaciones ni ningún tipo de ordenamiento, más bien los clastos se disponen de manera caótica. Los límites verticales y laterales de las capas son difíciles de distinguir ya que son muy homogéneas y se apilan en sucesiones de decenas de metros sin otras litologías que se intercalen. No obstante, existe una cantidad considerable de afloramientos donde las capas se encuentran separadas por lentes de arena gruesa laminada o masiva, es ahí donde se observan espesores entre 50 cm y 2 m. Los lentes de arena reconocidos tienen una forma irregular de 10 x 20 cm o una forma canalizada de 70 cm x 4 m. Como las capas son difíciles de reconocer, no es claro si las bases son erosivas. Cuando no están dispuestos como potentes flujos amalgamados, las facies Gcm se encuentran intercalados con capas de Gmg y Gh, donde los contactos son gradacionales.

4. Conglomerados con estratificación horizontal o imbricación (Gh)

- **Descripción:** Corresponden a conglomerados clasto soportados a matriz soportado que presentan estratificación horizontal o imbricación (Figura 5.2 a y b).

Están compuestos de clastos volcánicos, redondeados a subredondeados, de tamaños guija a guijarro o gránulo a guija y buena selección (Figura 5.2 d). Son principalmente clasto soportados, aunque existen capas que gradan a matriz soportados. La matriz está compuesta de arena media a muy gruesa con mala selección.

Algunas capas presentan imbricación débil en capas <30 cm y en otras se reconoce estratificación horizontal en capas de 20 a 40 cm. Las primeras, tienen formas de tipo *sheet* y se extienden por decenas de metros, mientras que las últimas, pueden tener la morfología anteriormente descrita o una forma lenticular que se acuña al completar los 3 a 5 m. Se suelen encontrar intercaladas y/o gradando a facies Gmg y Gcm, y en varios afloramientos se reconocen lentes Sm y Sh.

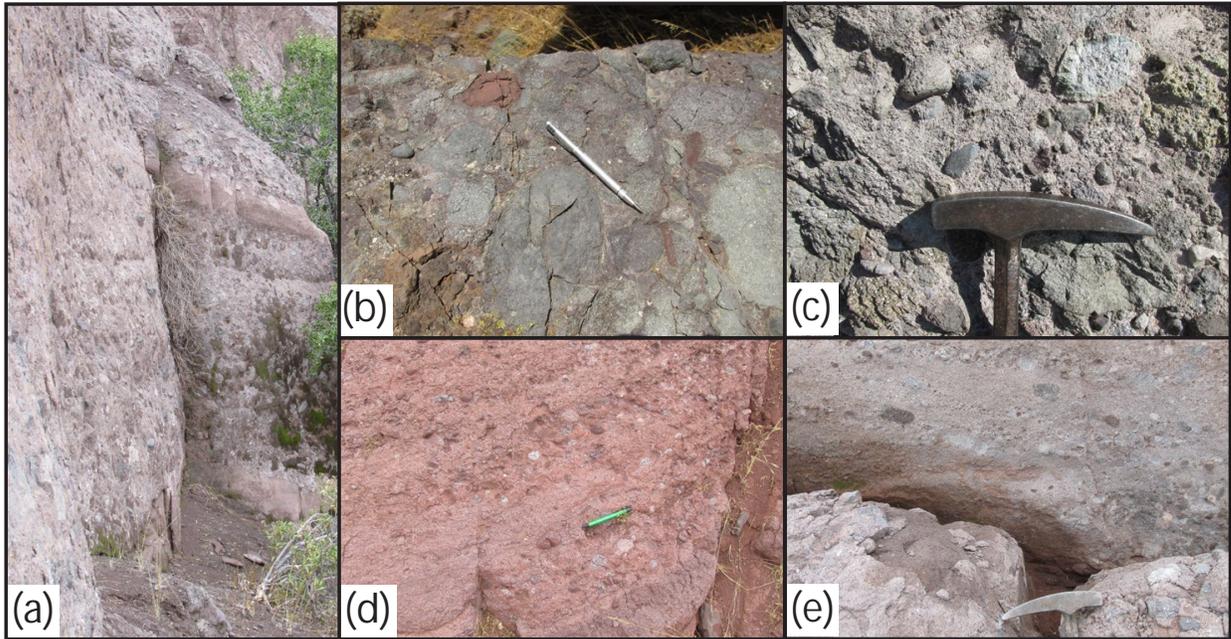


Figura 5.2: Facies conglomerádicas identificadas en este trabajo (Tabla 5.2). (a) Facies Gh con leve estratificación horizontal e imbricación. (b) Facies Gcm. (c) Facies Gmm. (d) Facies Gh con estratificación paralela. (e) Facies Gp con estratificación cruzada planar débil.

5. Brechas matriz soportadas masivas o con estratificación débil (Bm)

- **Descripción:** Corresponden a brechas matriz soportadas masivas o con estratificación débil.

Las brechas poseen clastos volcánicos principalmente andesíticos angulosos, de esfericidad regular y con tamaños que van desde gránulo a peñasco, llegando a poseer bloques de hasta 1,5 m (Figura 5.3 e). En general tienen mala selección, no obstante, en algunos afloramientos la selección es regular, donde los grandes bloques están ausentes. Poseen cristales de plagioclasa retrabajados de 2 mm que componen el 20 a 30 % de la roca. La matriz corresponde a arena muy fina o arena media.

Las capas de brecha son difíciles de reconocer en la mayor parte de los afloramientos porque no tienen bases erosivas y se encuentran en paquetes de 80 a 120 m casi exclusivamente de facies Bm. Sin embargo, en algunos sectores se identificaron capas de 50 cm a 4 m intercaladas con capas de Fsm y Sm centimétricas. No presentan estratificación ni gradaciones marcadas, pero se reconoce algún grado de ordenamiento en una parte de ellas:

- i. Capas de no más de 10 cm con clastos de un tamaño similar (5 cm) alineados que tienen extensión lateral de 1 a 2 m.
- ii. Capas de arena gruesa, con bases no erosivas y con límites difusos que gradan vertical y lateralmente a la brecha. Estos tienen una potencia de 30 cm y un ancho de 3 m.
- iii. Leve estratificación gruesa (50 cm) dada por la concentración de bloques de 15 a 30 cm alineados, las capas suelen ser difusas y en la base presentan 3 a 5 cm de arena muy fina a limo.
- iv. Gradación normal débil en la base de algunas brechas.

En la brecha de Cerro Blanco, se observaron lentes de arena media de buena selección y con bordes nítidos, de dimensiones que van desde los 30 cm x 1 m a los 2 m x 7 m. En la base de la brecha se observa una capa de fango y arena fina de 30 cm que se inyecta dentro de la brecha por 15 m.

6. Areniscas finas a gruesas masivas (Sm)

- **Descripción:** Corresponden a areniscas finas a gruesas masivas (Figura 5.3 f).

Las areniscas poseen tanto buena selección como mala selección y se componen de clastos que van desde arena fina a gránulo, a veces con guijarros o peñascos aislados dentro de la capa. En el Cerro Blanco, se observan intraclastos de fangolita de 2 x 10 cm.

Las facies Sm no presentan laminación ni gradaciones y suelen intercalarse en capas que van desde los 40 cm a los 2,5 m con otras areniscas de facies Sm de distinto tamaño de grano, Sh, Gmg y Fm o gradando vertical o lateralmente a Sh, Gmg, Gmm o Gh. Estas facies se reconocen también en lentes de 10 cm de potencia por 2–4 m de ancho, estos lentes son muy abundantes dentro las capas conglomerádicas.

7. Areniscas finas a gruesas con laminación horizontal (Sh)

- **Descripción:** Corresponden a areniscas finas a gruesas con laminación horizontal.

Dentro de estas facies se reconocen dos grandes tipos de areniscas laminadas:

- a. Areniscas con clastos de tamaño arena fina a gránulo, de mala selección y con

guijarros aislados que deforman la laminación. La laminación suele ser débil y tiene una extensión lateral no mayor a 1 m.

Las capas tienen espesores de 20 cm a 1 m y gradan lateral y verticalmente a Sm, formando capas que se extienden por varias decenas de metros. Las facies Sh se identifican en lentes donde tienen una mejor selección, a pesar de los clastos guijarrosos que flotan en la matriz arenosa. Los lentes tienen tamaños de 40 cm x 4 m, poseen capas de fango de 3 a 7 mm y bases erosivas.

- b. Areniscas bien seleccionadas de arena fina a arena muy gruesa con laminación continua lateralmente (Figura 5.3a).

Suelen encontrarse intercaladas con capas de 5 mm a 10 cm de esta misma facies pero de distinta granulometría, así como también, con capas de 5 a 15 mm de las facies Fm (Figura 5.3 b). En el Cerro Blanco se observa laminación convoluta dentro de estas capas. Estos paquetes no superan los 10 m y su extensión lateral es >300 m.

8. Limolitas y fangolitas masivas (Fm)

- **Descripción:** Corresponden a fangolitas y limolitas masivas (Figura 5.3 b). Esta facies agrupa las facies Fl, Fsm y Fm de Miall (1985, 1996).

Se observan limolitas y fangolitas de colores negros y rojizos de buena selección. No presentan estructuras internas con excepción de la laminación convoluta observada en el Cerro Blanco.

Esta facies se presenta en capas lenticulares de 1–2 cm x 2 m que se ubican dentro de areniscas Sm o de los conglomerados donde se reconocen masivas. Se identificaron también como capas finas de 5 mm a 2 cm intercaladas con areniscas de las facies Sm y Sh. En el Cerro Blanco, la facies Fm presenta estructuras de carga.

9. Conglomerados con estratificación cruzada planar (Gp)

- **Descripción:** Corresponden a conglomerados clasto a matriz soportado con estratificación cruzada planar (Figura 5.2 e).

Los conglomerados están compuestos de clastos volcánicos e intrusivos subredondeados

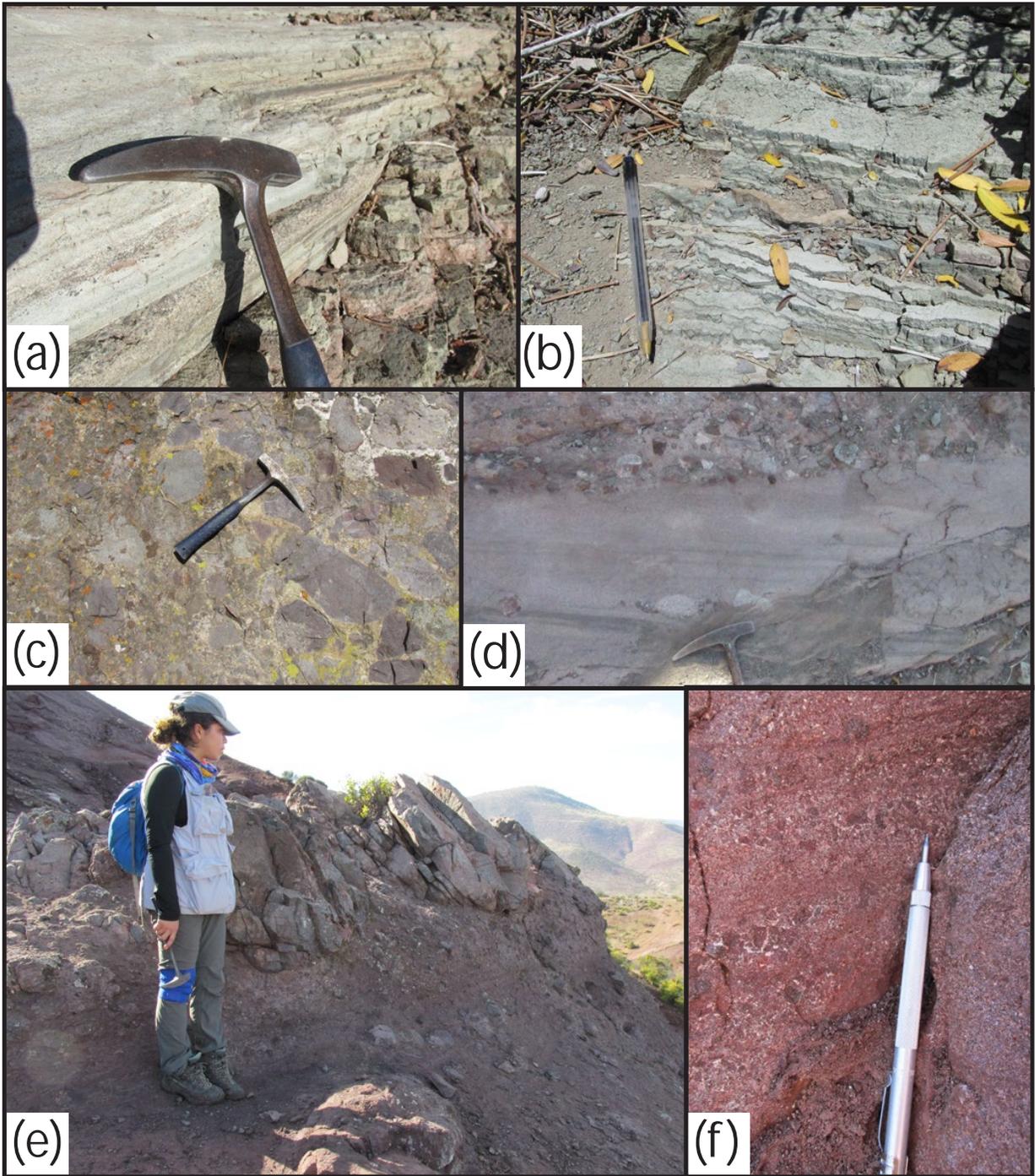


Figura 5.3: Facies arenosas y brechosas identificadas en este trabajo (Tabla 5.2). (a) Facies Sh laminación horizontal. (b) Facies Fm. (c) Facies Bc. (d) Facies Sp con laminación cruzada planar de bajo ángulo. (e) Facies Bm.(f) Facies Sm.

y medianamente esféricos. Son clasto a matriz soportados y de selección regular, con clastos de tamaño gránulo a guijarro inmersos en una matriz de arena gruesa.

Las capas reconocidas tienen un espesor >1 m y tienen una base erosiva. Estos conglomerados gradan a las facies Gcm y Gmm y poseen lentes de facies Sh. Esta facies se reconoció sólo en el Cerro Blanco.

10. Conglomerados clasto soportados con gradación inversa (Gci)

- **Descripción:** Corresponden a conglomerados clasto soportados con gradación inversa.

Están compuestos de clastos volcánicos subredondeados o subangulosos y son de selección regular. Presentan gradación inversa que va desde guija a peñasco, con una matriz de arenisca fina bien seleccionada.

Se encuentran como paquetes aislados dentro de secuencias conglomerádicas de cientos de metros y su espesor individual <5 m. Se reconocieron exclusivamente en el Cerro Blanco y en el Cerro La Bandera.

11. Brechas clasto soportadas masivas (Bc)

- **Descripción:** Corresponden a brechas clasto soportadas masivas en la base de conglomerados Gcm y Gmg.

Esta facies se reconoce únicamente en el Cerro Corral de Palo, donde las brechas poseen clastos angulosos andesíticos, tobáceos e intrusivos de tamaño gránulo a peñasco (30 cm). Las brechas son clasto soportadas, tienen muy mala selección y su matriz es fango-limosa a arena muy fina reemplazada parcialmente a calcita (Figura 5.3 c). Tiene un espesor de 20 m y subyace a las facies Gcm y Gmg.

12. Areniscas con estratificación cruzada planar (Sp)

- **Descripción:** Corresponden a areniscas finas a gruesas con estratificación o laminación cruzada de bajo ángulo (Figura 5.3 d).

Las areniscas poseen buena selección y se componen de clastos tamaño arena media a gruesa, a veces con algunos tamaño guija aislados dentro de la capa.

Las facies Sp presentan estratificación o laminación cruzada que generalmente es de bajo ángulo. Suelen observarse como lentes dentro de capas conglomerádicas de las facies Gmg, Gmm o Gh. Estos lentes presentan bases erosivas y son de forma irregular o de canal, siendo los primeros de 15 x 40 cm, y los segundos, de 50 cm x 4 m.

12. Calizas con ostrácodos (La)

- **Descripción:** Corresponden a bioesparitas (Folk, 1959) o *grainstones* (Dunham, 1962) con restos de ostrácodos y escasos intraclastos inmersos en una matriz de esparita y micrita. Se identifican en capas de 10 a 30 cm con intercalaciones de limolitas y fangolitas negras. Se reconocieron en el sector de El Arrayán y Cerro Blanco.

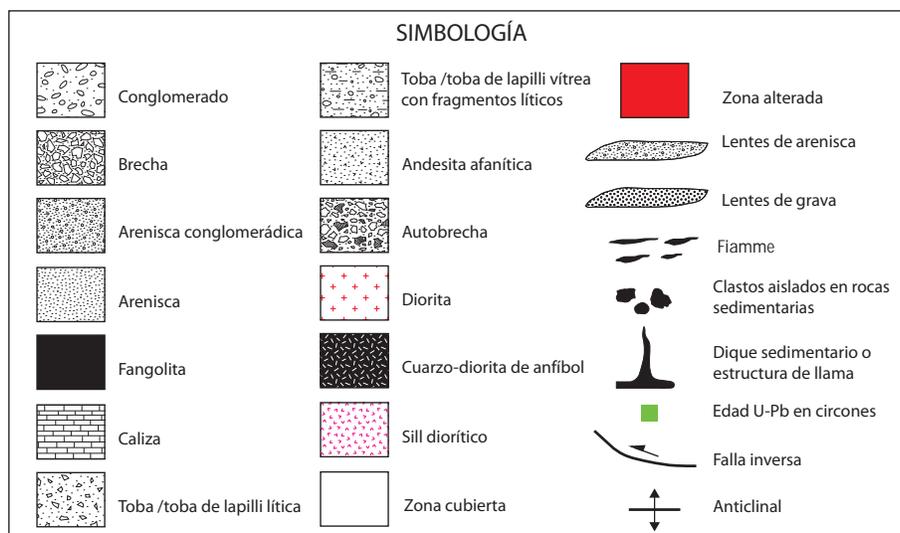
Los ostrácodos indican condiciones subacuáticas (Arévalo, 1992) y pueden corresponder a depósitos de agua dulce y/o salobres. Si bien no se encontraron otros fósiles que permitan tener más antecedentes sobre el ambiente, si consideramos la potencia, extensión lateral y la presencia de calizas y otras facies siliciclásticas finas que están presentes, estos depósitos pueden estar asociados a un ambiente lacustre salobre o de agua dulce en la zona de *nearshore* (Arévalo, 1992).

5.2. Asociaciones de facies

Se reconocieron 5 asociaciones de facies que son las más representativas dentro de la Unidad Las Minillas. En esta sección se realiza una descripción general de ellas, se caracterizan los elementos arquitectónicos asociados y a partir de ello, se interpreta el ambiente sedimentario en el que se originaron los depósitos.

A. Areniscas masivas o con laminación horizontal intercaladas o gradando a conglomerados y brechas matriz soportados (Sm, Sh, Bm y Gmm), con conglomerados y areniscas canalizados (Gmm y Sp)

- **Ubicación y generalidades:** Se expone en la columna 3, en el sector de El Manzano y corresponde a la sección inferior de la Unidad Las Minillas (Figura 5.4 y Figura 5.5). Presenta un color pardo rojizo intenso con erosión diferencial según el tamaño de grano (Figura 5.9 c). Su potencia total es de 120 m y se extienden lateralmente por al menos 1 km. Las capas tienen una potencia individual de 40 cm a 2,5 m.



– **Descripción:** Corresponden a areniscas masivas (Sm) en capas que gradan a areniscas con laminación horizontal (Sh) de bases no erosivas, éstas presentan clastos aislados tamaño guijarro a peñasco, de hasta 1,5 m, que presentan una gradación inversa y luego normal, llegando a gradar a facies Bm (Figura 5.9 b). En la parte superior, las areniscas se intercalan con capas tabulares y otras canalizadas de conglomerados matriz soportados (Gmm) y de areniscas con laminación cruzada planar (Sp). Los canales presentan bases erosivas, siendo desde 15 x 20 cm y se observan geometrías convexas de 2 x 3 m con las facies Gmm.

– **Elementos arquitectónicos:** Los elementos arquitectónicos que se identificaron junto a esta asociación son canales (CH) y *laminated sand sheets* (LS).

El elemento LS es el más abundante y se identifica a través de toda la asociación (Figura 5.13 b y d). Se compone de las facies Sm y Sh con capas con gran extensión lateral sin ordenamientos más que leve laminación paralela. Los elementos CH son escasos y están aislados dentro de la sucesión.

– **Interpretación:** Las facies reconocidas (Sh, Sm, Gmm y Bm) dan cuenta de un alto régimen de flujo, no turbulento y en condiciones supercríticas, asociadas principalmente a abanicos aluviales (Blair y McPherson, 1994). La predominancia de facies arenosas puede llevar a clasificar la asociación como un río dominado por arenas (Miall, 1996). Sin embargo, no se observaron estructuras de bajo régimen de flujo ni elementos arquitectónicos, como acreción lateral o *sandy bedforms*, que son características de esos ríos (Miall, 1996).

Las intercalaciones de areniscas y gravas de tamaño guija a guijarro sin estructuras más que laminación horizontal (Figura 5.9 a), reconocidas en la parte superior de la asociación, son muy similares a las facies de copla de Blair y McPherson (1994), las que se interpretan como depósitos generados por inundaciones (*sheetfloods*) sucesivas en un ambiente de abanico aluvial. Las inundaciones (*sheetfloods*) son gatilladas por abundantes lluvias o el derretimiento repentino de nieve que genera el acarreo del material coluvial, desintegrándolo y transportándolo a través de *fluid gravity flows* no confinados, para luego ser depositados (Blair y McPherson, 1994).

Este abanico sería del Tipo II o dominado por inundaciones (*sheetfloods*) debido a la nula presencia de flujos de detritos y a la escasez de matriz arcillosa–limosa. Las facies brechosas masivas matriz soportadas con bloques métricos corresponderían a avalanchas de rocas generadas en procesos de *sediment gravity flow* dentro del abanico (Blair y McPherson, 1994), al igual que las acumulaciones convexas de Gmm que serían pequeñas avalanchas inmersas en las inundaciones (*sheetfloods*) (Figura 5.9 b). Arévalo (1992) explica que la existencia de guijarros flotantes dan cuenta de procesos de depositación en masa.

En la parte inferior, se reconocieron principalmente facies arenosas sin intercalaciones gravosas importantes que son similares a las facies *distal sandskirt* presentes en las partes distales de los abanicos Tipo II (Figura 5.9 c). Adicionalmente, los canales arenosos y gravosos corresponden a *incised channels* que se ubican en la superficie del abanico, donde se generan leves condiciones de bajo régimen de flujo, como estratificación cruzada planar (Sp).

B. Conglomerados clasto soportados masivos y matriz soportado gradados (Gcm y Gmg) con capas lenticulares y canalizadas de areniscas masivas o laminadas (Sm y Sh)

- **Ubicación y generalidades:** Se expone en la columna 5 del Cerro Corral de Palo, en la columna 6 del Cerro La Bandera, en el Arrayán y en Las Minillas (Figura 5.4 y Figura 5.5). Se presenta principalmente en la sección inferior y sección media y, en menor medida, en la SVI de la Unidad Las Minillas. Suele encontrarse en sucesiones de 50 a 100 m de potencia, con capas individuales de 50 cm a 2 m y con extensiones laterales de al menos 700 m.
- **Descripción:** Esta asociación se compone de conglomerados clasto soportados masivos

(Gcm) y conglomerados matriz soportados con gradaciones inversas y/o normales (Gmg) que gradan de una facies a otra lateral o verticalmente. Las capas suelen amalgamarse y formar afloramientos muy homogéneos, donde no se distinguen superficies erosivas entre los conglomerados (Figura 5.8 b). Presentan capas lenticulares y canalizadas de areniscas masivas (Sm) o con laminación horizontal (Sh) (Figura 5.8 c). Las capas lenticulares tienen 10 cm de potencia y sus bases no son erosivas, mientras que las canalizadas tienen 1 a 1,5 m de potencia y sus bases son erosivas. En el Cerro Corral de Palo esta asociación presenta en la base 20 m de la facies Bc. En una cantidad baja de afloramientos se reconocen capas lenticulares de la facies Fm.

- **Elementos arquitectónicos:** Los elementos arquitectónicos que se identificaron junto a esta asociación son *sediment gravity flow* (**SG**) y canales (**CH**).

El elemento **SG** es el más abundante y se identifica dentro de toda la asociación B. Está compuesto de las facies Gcm y Gmg con capas de espesor <2 m amalgamadas formando paquetes potentes, sin ordenamientos internos más que leves gradaciones, muy similares a las descritas por Miall (1985) y Miall (1996) para este elemento.

Los **CH** suelen estar compuestos de la facies Sm y/o Sh y subordinadamente Fm. Una porción de los **CH** tienen formas lenticulares alargadas de no más de 10 cm y otros son más cóncavos, con bordes de hasta 30° y espesores <1,5 m.

- **Interpretación:** Las facies que componen esta asociación dan cuenta de flujos de detritos no cohesivos (Gcm y Gmg), donde el mecanismo de transporte está dado principalmente por la presión dispersiva entre los clastos y levemente por el soporte de la matriz, y de flujos hiperconcentrados canalizados, que presentan leves rasgos de turbulencia (Sm y Sh) (Collinson, 1996). Estas facies, sumadas a la predominancia del elemento **SG**, son asignadas por Miall (1996) al estilo fluvial de tipo trenzado gravoso con *sediment gravity flows*, de baja sinuosidad y alta canalización, basado en el abanico Trollheim del Valle de la Muerte. Sin embargo, en esta asociación no se reconocen facies arenosas con estructuras de bajo régimen de flujo como ondulitas o estratificación cruzada en artesa, típicas del estilo fluvial trenzado gravoso (Miall, 1996).

En contraposición a lo sostenido por Miall (1996), Blair y McPherson (1992) mencionan que no existen facies arenosas dentro del abanico Trollheim y que sólo incluye flujos de detritos gravosos, lo que coincide con lo observado en esta asociación. Sumado a esto, Boyce (2015) describe una Asociación B, compuesta de conglomerados masivos mal seleccionados, clasto y matriz soportados, muy similar a la reconocida en este trabajo,

y la interpreta como flujos de detritos en abanico aluvial. Por lo tanto, la asociación B de este estudio se interpreta como abanico aluvial formado por flujos de detritos. Respecto de los depósitos canalizados arenosos y los subordinados limosos, pueden representar pequeños canales someros sobre el abanico que se ubican entre los flujos de detritos.

Por otra parte, la predominancia de flujos de detritos, la escasez de capas arenosas de gran extensión lateral, la mala selección (Figura 5.8 a) y las nulas señales de bajo régimen de flujo dan cuenta de depósitos de abanico aluvial de Tipo I, según lo que exponen Blair y McPherson (1994). Este tipo de abanico puede presentar capas múltiples de flujos de detritos que representarían diferentes oleadas de flujo o *flow surging*, tal como se ha observado en esta asociación. Estas oleadas, pueden presentar cierta turbulencia que se evidencia en las gradaciones de los conglomerados (Gmg). Mientras que las areniscas laminadas (Sh) corresponderían a flujos hiperconcentrados entre oleadas (Nemec y Steel, 1984). La principal diferencia que existe entre los depósitos de flujos de detritos observados y los descritos por Blair y McPherson (1994), es que las rocas estudiadas tienen clastos subredondeados y el modelo de abanico Tipo I hace mención a clastos muy angulosos. Esta variación se puede deber a que la fuente de sedimentos de los flujos de detritos corresponda a material trabajado previamente por corrientes que recorren trayectos más largos y, por ende, generan fragmentos más erosionados y redondeados.

C. Conglomerados clasto y matriz soportados con matriz de arena (Gmm, Gcm, Gmg, Gh y Gp) y areniscas canalizadas y lenticulares (Sm, Sh y Sp)

- **Ubicación y generalidades:** Se reconoció en la columna 6 del Cerro La Bandera y en la columna 8 del Cerro Blanco y forma parte de la SSI de la Unidad Las Minillas (Figura 5.4 y Figura 5.5). La potencia de esta asociación es de 25 a 75 m y su extensión lateral es de 400 a 700 m, mientras que las capas tienen un espesor individual de 20 cm a 2,5 m.
- **Descripción:** Esta asociación es muy similar a la asociación B en términos de las facies que la componen y sobretodo del ordenamiento que presentan. Se diferencia en que se reconocen facies con estructuras como conglomerados clasto a matriz soportados con estratificación horizontal o imbricación (Gh) (Figura 5.11 d) y conglomerados (Gp) en matriz arenosa (Figura 5.11 b). Estos conglomerados se ordenan en capas de menor espesor que en las facies B y gradan verticalmente y se intercalan con conglomerados de las facies Gmm, Gcm y Gmg (Figura 5.11 a y c). Adicionalmente, se reconocieron

capas lenticulares de areniscas masivas (Sm), con laminación horizontal (Sh) y con laminación cruzada planar (Sp) con bases no erosivas y capas canalizadas de Sp y Sh. Las capas canalizadas suelen contener intercalaciones milimétricas de la facies Fm que marcan la laminación.

- **Elementos arquitectónicos:** Los elementos arquitectónicos que se identificaron junto a esta asociación son *gravel bars and bedforms*(**GB**), *sandy bedforms*(**SB**), canales (**CH**) y *sediment gravity flow* (**SG**).

El elemento **GB** es el más característico dentro de la asociación y se compone de las facies Gp y Gh que se encuentran intercaladas con las otras facies conglomerádicas. En ocasiones, los **GB** se encuentran superpuestos con los elementos **SG** que se componen de las facies Gmm y Gmg. Por otra parte, las **SB** se resumen a facies Sh y Sp y corresponden a lo que Miall (1996) clasifica como asociaciones de relleno de canal somero (Figura 5.11 a y b). Finalmente, los **CH** que se encuentran en toda la asociación están conformados por Sm y Sh.

- **Interpretación:** Se reconocen dos escenarios para la depositación de las facies que son parte de esta asociación. Por un lado, se identifican condiciones de bajo régimen de flujo (Gp y Sp) que conforman barras transversales y migración de dunas 2-D. Por otra parte, se reconocieron condiciones de alto régimen de flujo (Gh, Sh y Sm), de flujos hiperconcentrados y de flujos de detritos.

Las facies de bajo régimen de flujo descritas sumado a la predominancia del elemento arquitectónico **GB** y la presencia del elemento **SB**, permiten asociar estos depósitos al estilo fluvial trenzado gravoso somero, tipo Scott, o trenzado gravoso profundo, tipo Donjek (Miall, 1996). Para descartar uno de los modelos es necesario notar la presencia o ausencia de llanuras de inundación, ya que en el tipo Donjek, el piso del canal principal está más bajo que el nivel de la llanura de inundación y, por tanto, deben encontrarse depósitos asociados a ese ambiente (Miall, 1996); sin embargo, estas facies no se identifican en esta asociación, es por ello que el tipo Scott es el que más se ajusta a lo reconocido. Adicionalmente, Miall (1996) agrega que en este modelo los elementos **SB** representan alrededor de un 5% del total de las facies, número que es muy similar a la cantidad reconocida en esta asociación. Según Miall (1996), los elementos **SB** apuntan a la existencia de canales abandonados en etapas de reducido aporte acuoso. El modelo tipo Scott, al igual que el reconocido en la asociación B, es de baja sinuosidad y alta canalización.

Otra característica de este modelo que coincide con los depósitos encontrados, es la constante movilidad de la red de canales, que se refleja en la superposición de diferentes capas conglomerádicas con límites irreconocibles. Con respecto a los *sediment gravity flows*, Miall (1996) menciona que son escasos e incluso pueden estar ausentes dentro de este modelo, no obstante, se reconocieron abundantes **SG** intercalados con las facies de bajo régimen y las **GB**. Esto puede deberse al aporte intermitente de flujos hiperconcentrados y de detritos al ambiente fluvial tipo Scott.

D. Areniscas masivas o con laminación horizontal (Sh y Sm) con subordinadas intercalaciones de conglomerados matriz soportados masivos o con gradación (Gmm y Gmg) y fangolitas y limolitas masivas (Fm)

- **Ubicación y generalidades:** Se reconoció en la columna 6 del Cerro La Bandera, en la columna 7 de El Arrayán, en la columna 8 del Cerro Blanco y en el Morro Pelado, y forma parte de la SSI de la Unidad Las Minillas (Figura 5.4 y Figura 5.5). La potencia de estos paquetes de roca varía entre los 25 y 75 m y su extensión lateral es de 1 a 2 km, mientras que las capas tienen un espesor individual de 50 cm a 3 m (Figura 5.13 b y d).
- **Descripción:** Esta asociación corresponde principalmente a areniscas muy finas a gruesas, algunas masivas (Sm) y otras con laminación horizontal (Sh) (Figura 5.13 a y b), de bases no erosivas. Éstas se encuentran intercaladas con capas tabulares, en algunos casos canalizadas, de conglomerados matriz soportados tanto masivos (Gmm) como levemente gradados (Gmg). Las capas canalizadas, presentan extensiones de 5 a 10 m de ancho y 2 m de altura, con bases erosivas. En ciertos sectores, las areniscas se intercalan con capas fango–limosas rojizas de 20 a 30 cm de espesor (Fm) y presentan clastos de Fm de 2 x 10 cm.
- **Elementos arquitectónicos:** Los elementos arquitectónicos que se identificaron junto a esta asociación son canales (**CH**), *floodplain fines* (**FF**) y *laminated sheets* (**LS**).

El elemento predominante **LS** se compone de las facies Sm y Sh en capas tabulares de gran extensión lateral y potencias <3 m (Figura 5.13 b y d). Este elemento se asocia a inundaciones rápidas (*flash floods*) de diferentes ambientes que pueden alcanzar decenas de metros apiladas y más de 1 km lateralmente (Miall, 1996). Los **CH** corresponden a canales formados por las facies Gmm y Gmg y se distribuyen de manera caótica y aislada dentro de las sucesiones de areniscas. Los depósitos de **FF** se componen de

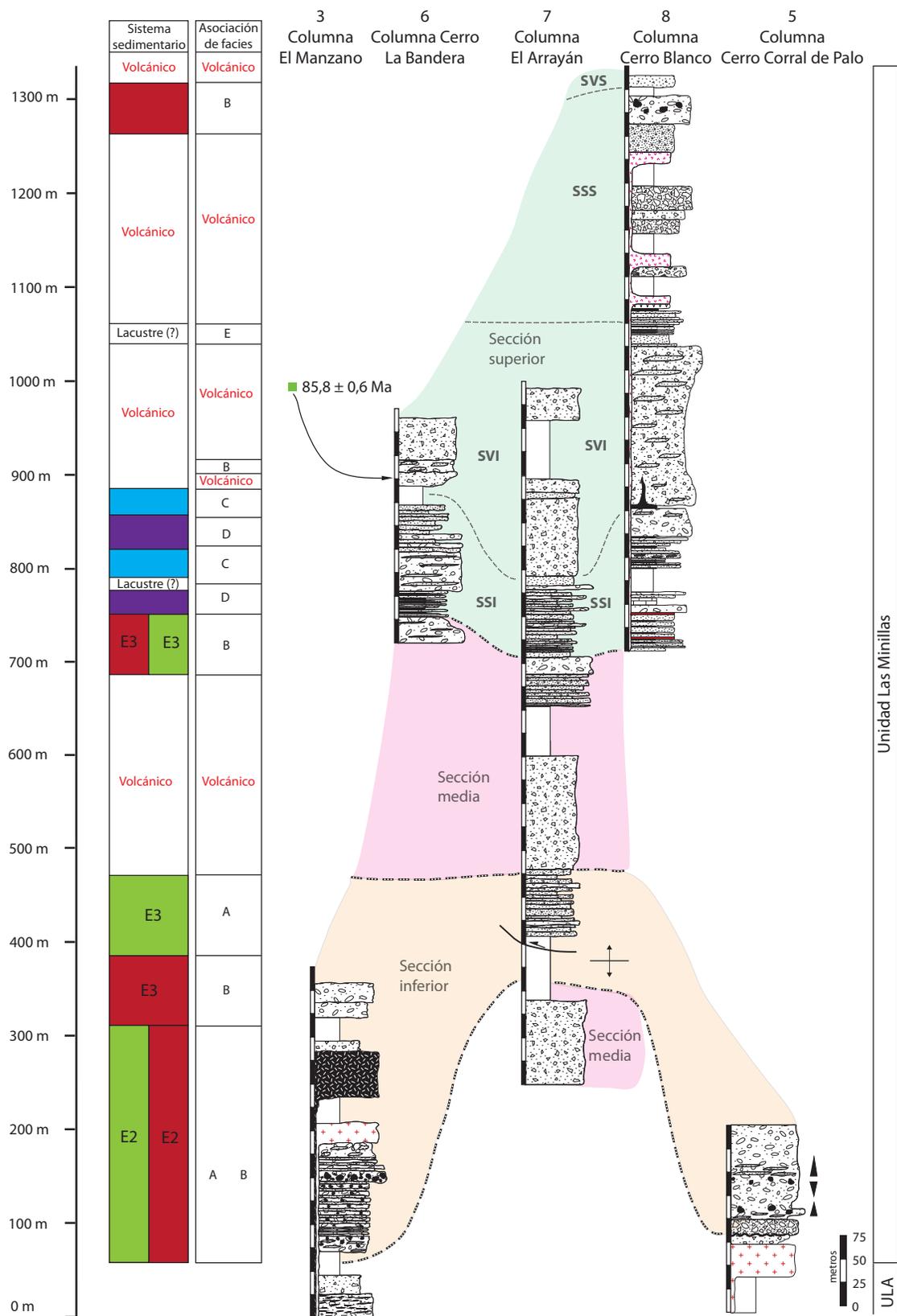
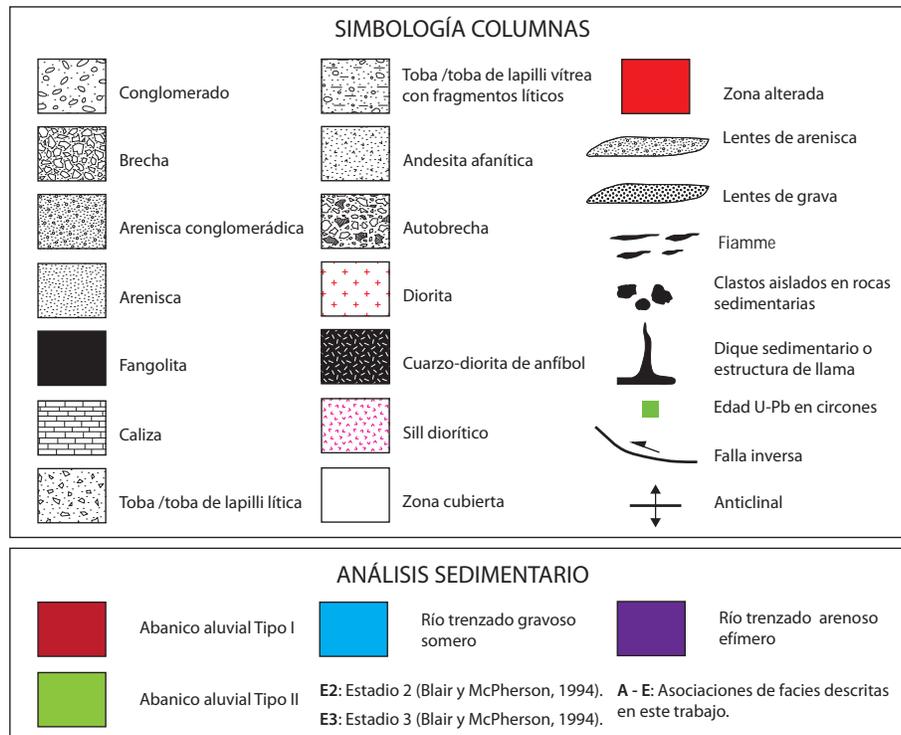


Figura 5.5: Asociaciones de facies y sistemas sedimentarios de la Unidad Las Minillas. De izquierda a derecha se ubican los sistemas sedimentarios interpretados, las asociaciones de facies identificadas (A–E) y las columnas 3, 5, 6, 7 y 8 de la ULM. Ver ubicación de las columnas en la [Figura 4.1](#). Simbología en la página siguiente.



fangolitas y limolitas, areniscas y escasos conglomerados masivos y laminados en capas de tipo *sheet*, de gran extensión lateral y poca potencia.

- **Interpretación:** Las facies Sm y Sh dan cuenta de condiciones de alto régimen de flujo y condiciones supercríticas. El elemento LS con capas tipo *sheet* se interpreta como flujos hiperconcentrados o *fluid gravity flow* no confinados producto de inundaciones esporádicas. Estas inundaciones podrían estar asociadas a dos tipos de depósitos: *crevasse splay* en las proximidades de ríos anastomosados o *laminated sheets* en ríos tipo Bijou Creek (Miall, 1996).

Las facies S4 de DeCelles *et al.* (1991) tienen muchas similitudes con esta asociación arenosa, tales como, la geometría y extensión de las capas, la litología, las estructuras y la presencia de cuerpos lenticulares de conglomerados; y se diferencia, en la presencia de restos de raíces, bioturbación y desarrollo de suelo en las facies S4. Los depósitos *crevasse splay* que plantean DeCelles *et al.* (1991) representan desbordes que se generan en las planicies de inundación y por ende deberían presentar intercalaciones con restos orgánicos y de suelo (Miall, 1996). Por este motivo es que se descarta la planicie de inundación como ambiente predominante para la asociación D y se plantea más bien el modelo de río arenoso de baja sinuosidad, alta canalización, efímero, *flashy sheetflood* o tipo Bijou Creek presentado por Miall (1996) con un subambiente de planicie de

inundación. Esto se apoya en las facies encontradas, Sh y Sm, y en la predominancia del elemento arquitectónico **LS** en la asociación, además de la geometría y extensiones de las capas. Cabe destacar, que no se observaron estructuras de bajo régimen de flujo, como ondulitas o estratificación cruzada, que puede estar presentes en ríos tipo Bijou Creek y que representan etapas de cuando la inundación decae (Miall, 1996). La ausencia de estas facies puede dar cuenta de múltiples episodios superpuestos, que no permitieron mantener las condiciones subcríticas terminales de la inundación.

Por otra parte, los depósitos de planicie o llanura de inundación del elemento **FF** varían considerablemente en términos de su composición, indicando que la superficie deposicional es plana y altamente susceptible a pequeños cambios en el ambiente deposicional (Miall, 1996). Ellos corresponden a eventos de inundación y/o sedimentación lenta y en charcos, de partículas que habían sido transportadas por suspensión.

E. Areniscas con laminación horizontal (Sh) y limolitas y fangolitas laminadas y masivas (Fm)

- **Ubicación y generalidades:** Esta asociación se reconoce en la columna 8 del Cerro Blanco y es la parte inferior de la SSS de la Unidad Las Minillas. Se destacan por su color gris verdoso claro y negro (Figura 5.6). La potencia estimada para esta asociación es de 30 m y su extensión lateral es de al menos de 400 m. El espesor individual de las capas va de los 2 mm a 10 cm.
- **Descripción:** Se compone de sucesiones de areniscas muy finas a medias de buena selección que son laminadas (Sh) con intercalaciones de limolitas y fangolitas (Fm) masivas, con laminación paralela y con laminación convoluta. Además se observan fallamientos, estructuras de carga y plegamientos internos en la parte media y superior de la sucesión (Figura 5.6 a, b y c). En esta asociación no se identificaron fósiles, raíces ni grietas de desecamiento.
- **Interpretación:** La parte inferior–media de esta asociación, que tiene una potencia de 10 m, está dominada por limolitas y fangolitas laminadas (Fm) con escasas areniscas finas (Sh) en capas <1 cm, con colores gris verdoso claro y oscuro (Figura 5.6 d). Esta sucesión es interpretada como resultado de la depositación desde la suspensión en agua estancada, posiblemente bajo condiciones reductoras (Selim, 2017). Esta afirmación se basa en el reducido tamaño de grano, su color verdoso y negro que difiere del rojo

del resto de las areniscas identificadas y de las constantes intercalaciones de limolitas con colores claros y oscuros (Kukulak *et al.*, 2016), similares a los depósitos de varvas, típicas de depósitos lacustres profundos (Hartley *et al.*, 1992).

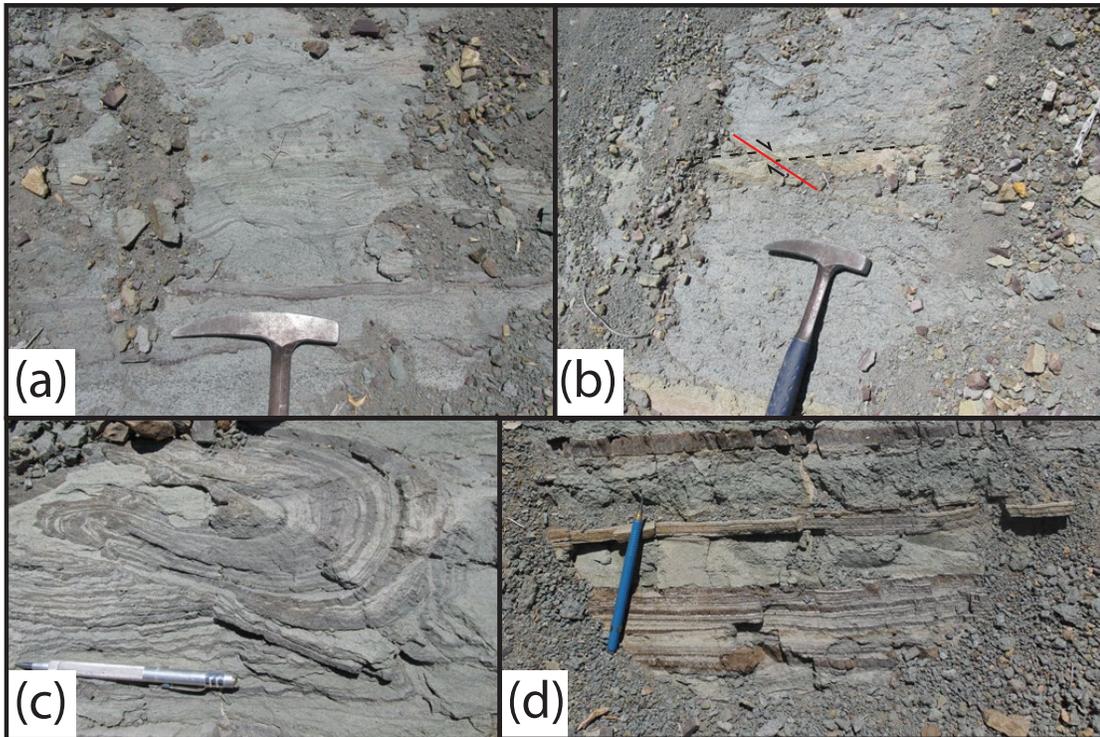


Figura 5.6: Fotografías de la asociación E. (a) Estructuras de carga en las capas de las facies Fm. (b) Fallamiento dentro de las capas de la asociación E. (c) Laminación convoluta en las facies Fm. (d) Fangolitas con intercalaciones de limolitas y areniscas muy finas.

La ausencia de raíces y grietas de desecamiento indican que la depositación sería subacuosa en planicies de fango a lagos, indicando que no hay exposición subaérea (Selim, 2017) y descartando el ambiente de planicie de inundación o llanura aluvial. Sumado a esto, no se reconocieron estructuras de bajo régimen de flujo que son comunes en ese tipo de ambientes. La ausencia de fósiles marinos, la geometría y el reducido espesor y extensión lateral permiten descartar el ambiente marino profundo.

La parte media–superior de esta asociación, que tiene una potencia de 20 m, está dominada por areniscas finas a medias (Sh) y limolitas y fangolitas laminadas y masivas (Fm) en capas <10 cm, de colores gris verdoso claro y oscuro y amarillo (Figura 5.6 a). Se reconoce laminación convoluta (Figura 5.6 c) y fallamientos centimétricos (Figura 5.6 b) en las capas. Esta sucesión es interpretada como depósitos lacustres, de manera similar a la parte inferior–media de esta asociación. Sin embargo, el desarrollo de más

capas arenosas y con mayor potencia permite asociarla a episodios de poca profundidad en el lago en los que se deposita arena por olas en aguas someras con altas velocidades (Komar y Miller, 1975). Alternativamente, algunas de estas capas pueden representar depositación por inundaciones someras de alto régimen de flujo, cuando el lecho del lago emerge (Allen, 1984; Besly y Collinson, 1991; Chun y Chough, 1995).

La laminación convoluta, estructuras de carga y el fallamiento presente en el Cerro Blanco (Figura 4.16 d y e) se incluye dentro de las *soft-sediment deformation structures*, que son estructuras que se generan en sedimentos no consolidados. Estas estructuras pueden ser interpretadas como resultado de *slumps* o de liquefacción de sedimentos. Los *slumps* corresponden a deslizamientos de sedimentos debido a la inestabilidad gravitacional, generados por movimientos laterales que desplazan el material pendiente abajo, incluso con poca inclinación (Moretti y Sabato, 2007). Los *slumps* pueden ser gatillados por causas tectónicas y/o sedimentarias (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000). Por otra parte, la liquefacción se produce cuando a un sedimento saturado, se le aplica un *stress* gatillante lo que produce que comience a comportarse como un líquido.

Los factores gatillantes pueden ser diversos tales como sismos, tsunamis, carga sedimentaria, pendientes, entre otros (Shanmugam, 2016). No obstante, si no se tienen evidencias adicionales relacionadas con el evento gatillante, que son difícilmente preservadas en la naturaleza, entonces no es posible discernir entre ellos. Considerando el contexto en el que se encuentran estas estructuras, se pueden deber a la pendiente en un lago, carga sedimentaria y/o a sismos que pueden estar relacionados con el volcanismo intenso que ocurría en ese momento. Este volcanismo se ve reflejado en los depósitos volcánicos que subyacen y sobreyacen a las areniscas y limolitas de esta asociación.

5.3. Análisis de sistemas sedimentarios

A partir del análisis de las facies epiclásticas, las asociaciones de facies, los elementos arquitectónicos y su distribución en el área de estudio, se reconocieron tres sistemas sedimentarios principales: 1) Abanico aluvial, 2) Río trenzado gravoso somero y 3) Río trenzado arenoso efímero (Figura 5.5), incluyéndose una subdivisión dentro del abanico aluvial.

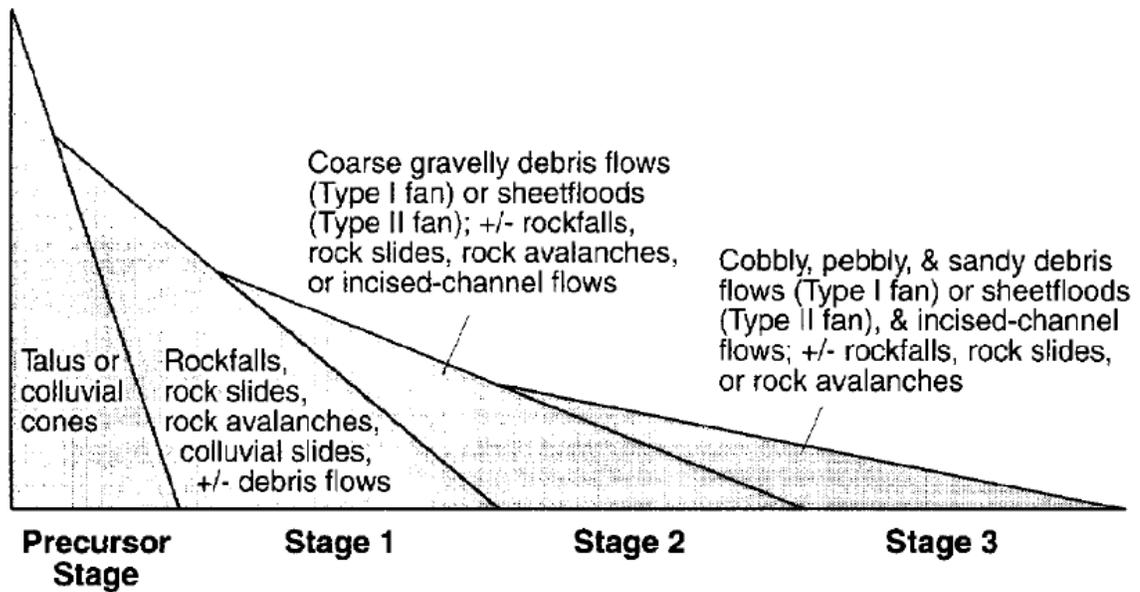


Figura 5.7: Perfil esquemático que describe las etapas de evolución morfológica y sedimentológica de un abanico aluvial, y su relación con los procesos sedimentarios que la dominan (Blair y McPherson, 1994). Las pendientes deposicionales aumentan hacia la izquierda y el radio del abanico aumenta hacia la derecha.

5.3.1. Abanico aluvial

Dentro de la evolución de los abanico aluviales, Blair y McPherson (1994) distinguen 3 estadios principales junto a un estadio precursor que constituye el inicio del abanico aluvial (Figura 5.7).

- i. **Estadio 1:** es la etapa incipiente del abanico aluvial y está caracterizada por pendientes altas y poco desarrollo de la red de drenaje que se encuentra sobre el ápice. Sus pendientes van de 12° a 25° y tienen un radio pequeño debido a la predominancia de caídas de roca, deslizamientos de roca, avalanchas de roca y deslizamientos coluviales que permite el transporte de material por distancias reducidas.
- ii. **Estadio 2:** corresponde a un abanico que se alimenta del material coluvial heredado de la etapa anterior, por lo tanto está dominado por flujos de detritos o *sheetfloods* gruesos, con menor caída de rocas, avalanchas de roca y canales. Por este motivo, la extensión radial aumenta a valores de 1 a 5 km y la pendiente disminuye a $5-15^\circ$. La red de drenaje sobre el ápice presenta mayor desarrollo.
- iii. **Estadio 3:** en esta etapa el radio del abanico se extiende a 3–10 km, la pendiente disminuye a $2-8^\circ$ y la red de drenaje superior presenta más desarrollo, promoviendo la

deposición progresivamente más lejos del frente montañoso. Los procesos que dominan el transporte de sedimentos son flujos de detritos y *sheetfloods* ahora de menor tamaño que en la etapa anterior. Los flujos de canales son importantes y las caídas de roca, avalanchas y deslizamientos son menos comunes.

Dentro del sistema de abanico aluvial se reconocen dos subtipos que son los planteados por Blair y McPherson (1994): el abanico Tipo I, dominado por flujos de detritos (Figura 5.8), y el abanico Tipo II, dominado por *sheetfloods* (Figura 5.9). Estos dos sistemas suelen encontrarse en el mismo nivel estratigráfico, conviviendo de manera simultánea, sin embargo, en la parte superior de la sección inferior se les encontró de forma separada.

■ Tipo I:

Generalidades: En el área de estudio, está definido por la asociación de facies B y el elemento **SG**. Corresponde a la sección inferior, a la porción superior de la sección media y la SSS de la Unidad Las Minillas (Figura 5.5). Se expone en Las Minillas, al sur del Morro Pelado, en el Cerro Corral de Palo, en la parte alta de El Manzano, en la falda del Cordón El Cráter, en el Cerro La Bandera y en la cima del Cerro Blanco.

Características: Este abanico está dominado por flujos de detritos con geometrías lobulares alargadas, generados por la inestabilidad de los depósitos coluviales que se encuentran más arriba del ápice del abanico (Blair y McPherson, 1994). Interdigitados a estos flujos, se encuentran canales de menor tamaño que, a través de flujos laminares, depositan capas lenticulares de arenas entre los niveles de conglomerado (Figura 5.8 c). Adicionalmente, en el inicio de este ambiente, se reconoce una brecha matriz soportada interpretada como un depósito de caída de roca que antecede al resto de los flujos de detritos. Otras características observadas en los depósitos que coinciden con este tipo de abanico son la mala selección, el tamaño de guija a peñasco (Figura 5.8 a), la pobre y tenue estratificación (Figura 5.8 b) y la baja presencia de intercalaciones de arena.

Implicancias: La capacidad para transportar grandes clastos, especialmente los encontrados cerca de la base (>1,5 m), dan cuenta de la alta energía de los flujos gravitatorios (Figura 5.8 a). Sumado a esto, la ausencia de intercalaciones fluviales indica que este ambiente se desarrolló sobre el nivel base de los ríos. El alto redondeamiento de los clastos (Figura 5.8 y, c), que no es común en este tipo de abanicos puede indicar dos procesos, que la fuente del sedimento ya se encuentre trabajada o un transporte más largo. Esto puede verse ayudado por las litologías subyacentes que corresponden a tobas, brechas y autobrechas que ya están conformadas por sedimentos

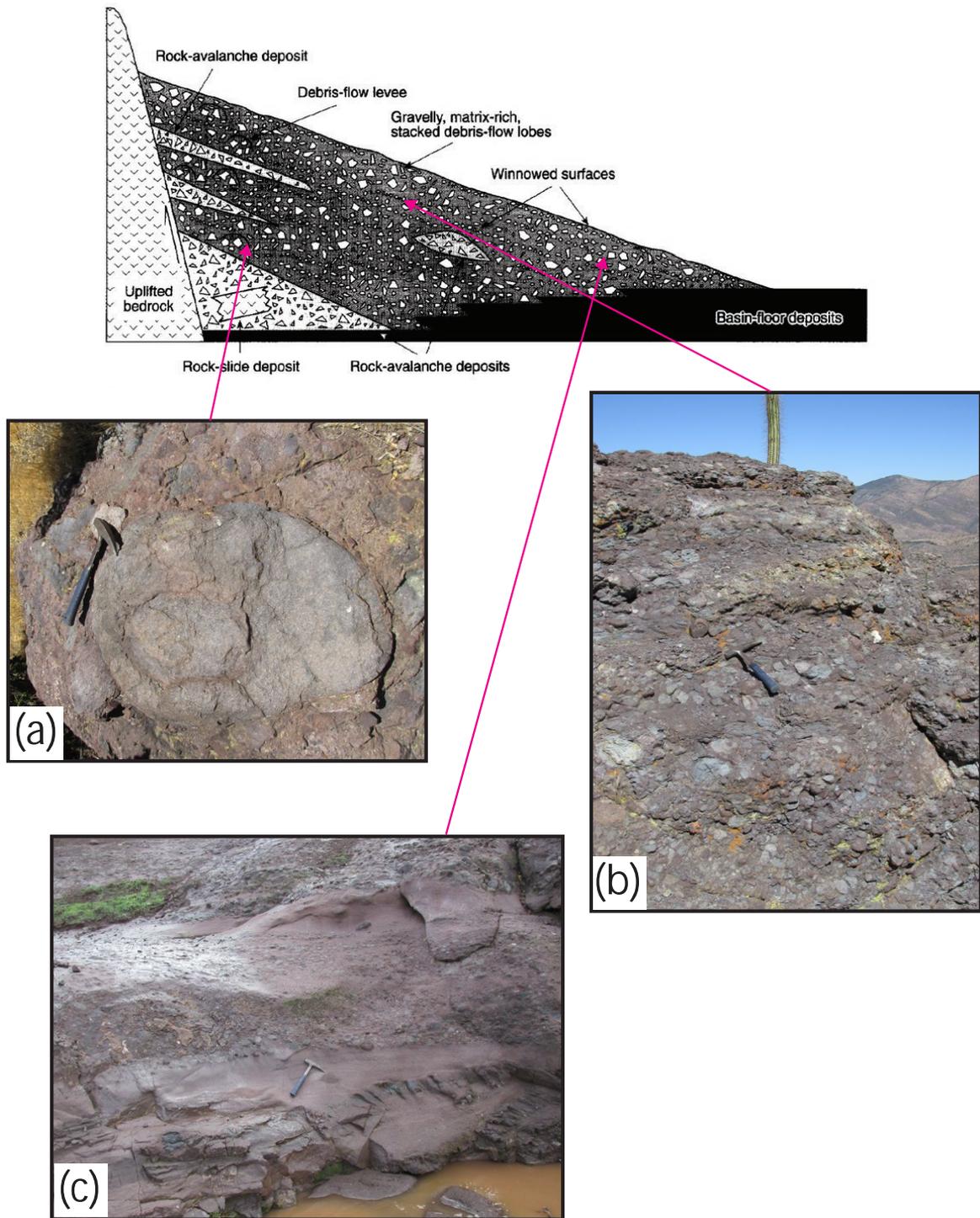


Figura 5.8: Perfil esquemático del abanico aluvial dominado por flujos de detritos o Tipo I (Blair y McPherson, 1994), y fotografías de las litofacias y elementos reconocidos en este trabajo. (a) Clasto de 1 m de la facies Gmm y la asociación B, que se interpreta como depósito de un flujo de detritos de alta energía. (b) Facies Gmm levemente estratificadas, que forman parte de la asociación B y se interpretan como flujos de detritos amalgamados. (c) Facies Gmm, Gem y Gh junto con areniscas canalizadas (CH) de las facies Sm y Sh, que pertenecen a la asociación B y se interpretan como flujos de detritos.

con algún grado de erosión.

Las litofacies reconocidas hacia la base de la Unidad Las Minillas son características del Estadio 2 del abanico, debido a la escasa presencia de depósitos de avalanchas y caídas de roca y la predominancia de flujos de detritos gruesos (Figura 5.7). Por lo tanto, la pendiente del abanico debiera estar entre los 5° y 15° y su extensión radial sería de 1 a 5 km aproximadamente, y así, la distancia con el frente montañoso que estaba generando los abanicos aluviales varía entre esos valores.

Las litofacies identificadas hacia el techo de la sección inferior y en la sección media corresponden al Estadio 3. Esto se debe a la disminución del tamaño de grano, la ausencia de bloques >50 cm, la ausencia de depósitos de avalancha y caída de rocas (Figura 5.7). La mejor selección de los clastos y el alto redondeamiento indican un mayor desarrollo de la red de drenaje superior. Por ende, la extensión radial de este abanico sería de 3 a 10 km y su pendiente de 2° a 8°, y así, el relieve que está permitiendo la formación de los abanicos no superaría esa distancia.

■ Tipo II:

Generalidades: En la zona de estudio, está definido por la asociación de facies A y el elemento **LS**. Corresponde a la sección inferior y a la porción superior de la sección media de la Unidad Las Minillas (Figura 5.5) y se expone en la parte baja de El Manzano y en la falda del Cordón El Cráter, desde El Arrayán hasta el Morro Pelado.

Características: Este abanico está dominado por *sheetfloods* con geometrías tabulares de gran extensión lateral, provocados por la excesiva lluvia o derretimiento de nieve que genera flujos no confinados catastróficos que se expanden hacia el abanico (Blair y McPherson, 1994). Están formados por coplas o intercalaciones de areniscas laminadas y conglomerados (Figura 5.9 a), diferenciándose del Tipo I porque el tamaño de clastos no es mayor a guijjarro. Entre estas capas, se intercalan algunos niveles de avalanchas de rocas (Figura 5.9 b), tabulares y convexos, con clastos angulosos de hasta 1,2 m y canales arenosos y gravosos que conformarían corrientes superficiales en las etapas de descenso de la inundación. Otras características típicas de estos abanicos y que están presentes en el área de estudio son la presencia de depósitos de tipo *distal sandskirt*, con menor tamaño de grano, mejor selección y estratificación más marcada (Figura 5.9 c).

Implicancias: Los depósitos de *sheetflood* dan cuenta de episodios de abundantes lluvias y/o derretimiento de nieve repentino (Miall, 1996). Estos derretimientos de

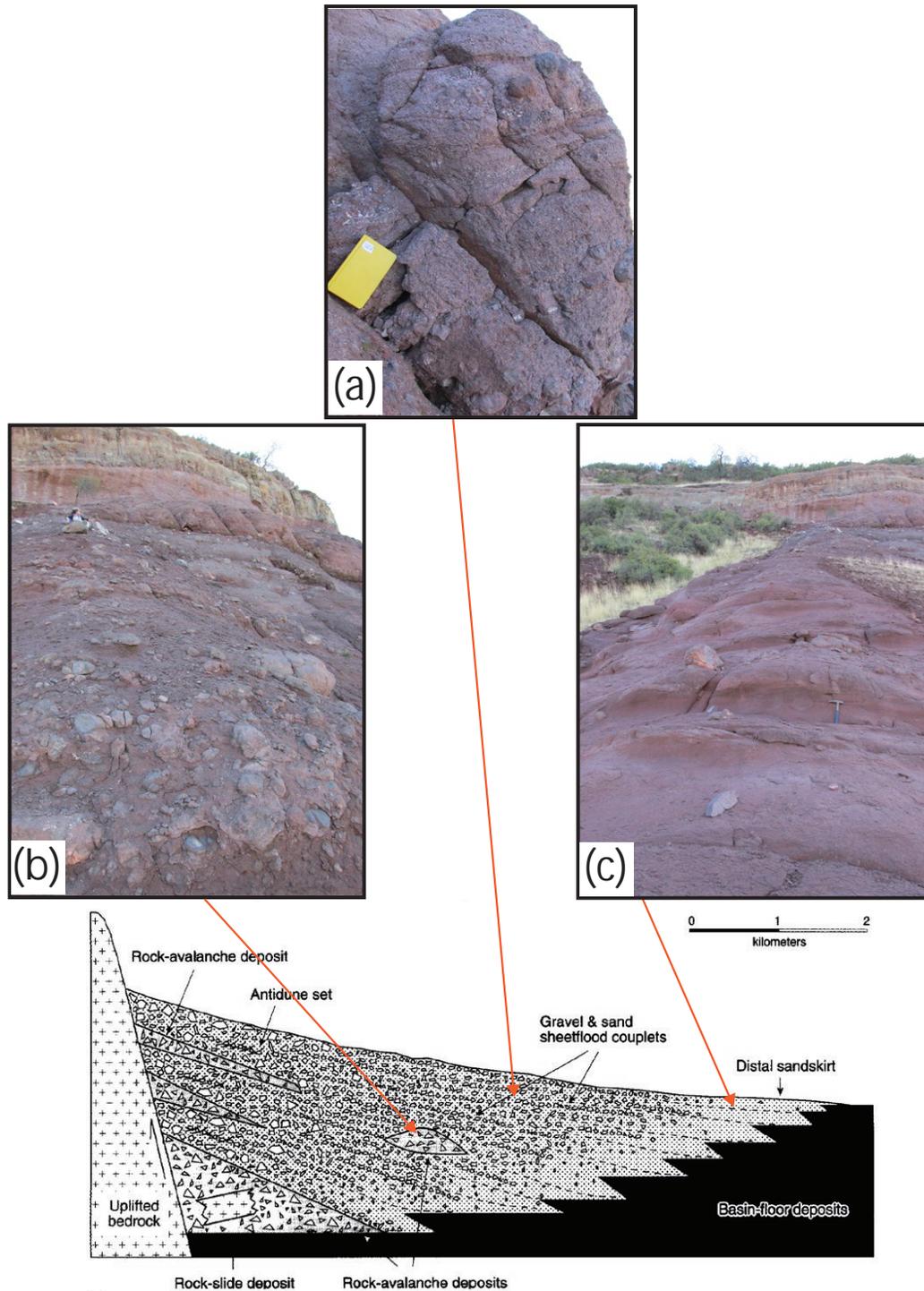


Figura 5.9: Perfil esquemático del abanico aluvial dominado por *sheetfloods* o Tipo II (Blair y McPherson, 1994), y fotografías de las litofacies y elementos reconocidos en este trabajo. (a) Coplas de *sheetflood* que incluyen a las facies Gh y Sh intercaladas. (b) Depósito con geometría convexa de la facies Bm que pertenece a la asociación A y que es interpretada como una avalancha de roca. (c) Facies Sm con algunos clastos aislados de mayor tamaño que representan la *distal sandskirt* de los abanicos aluviales Tipo II.

nieve pueden estar asociados a la alta actividad volcánica que existió, evidenciada en los depósitos piroclásticos y lávicos que se intercalan entre las sucesiones epiclásticas. La presencia de gran cantidad de arena y menor tamaño en las gravas sugiere que la red de drenaje superior presenta un mayor desarrollo y por ende el material está más erosionado. Los depósitos de avalancha esporádicos con clastos enormes reflejan la inestabilidad de las laderas, asociada a la variación del relieve y a los eventos de aumento de caudal. Al igual que con el Tipo I, la ausencia de depósitos fluviales indica que este abanico se desarrolló sobre el nivel de base de los ríos.

Las facies reconocidas hacia la base de la Unidad las Minillas son características del Estadio 2 en la evolución del abanico, por la presencia de avalanchas de rocas y el predominio de facies de *sheetfloods*, y le otorgarían una pendiente y un radio similar a los nombrados en la descripción de esta etapa en el abanico Tipo I.

Asimismo, las asociaciones de facies identificadas hacia el techo de la sección inferior y en la sección media de la ULM apuntan al Estadio 3 (Figura 5.7). Esto debido a la disminución del tamaño de grano a arena gruesa y escasos conglomerados gruesos, la ausencia de depósitos avalanchas de roca y escasos flujos de detritos. Las características de la pendiente y el radio del abanico son las mismas nombradas para esta etapa en el abanico Tipo I.

La diferencia en la formación de estos dos tipos de abanico en una misma zona se puede deber a la diferencia en la fuente de los sedimentos, en cuanto a su litología y al mayor o menor desarrollo de la red de drenaje superior, donde se generarían diferencias en la granulometría y, por lo tanto, en el comportamiento de los flujos que llegan al abanico. El hecho de que existan 220 m de depósitos de los abanicos en Estadio 2 y luego 270 m del Estadio 3, sugiere una estabilidad del relieve luego de la etapa inicial, que permitió la evolución del abanico del Estadio 2 al 3.

5.3.2. Río trenzado gravoso somero

Generalidades: En el área de estudio, está definido por la asociación de facies C y el elemento predominante **GB**, y en menor proporción el **SB**. Corresponde a la porción media y superior de la SSI de la Unidad Las Minillas (Figura 5.5). Se expone en el Cerro La Bandera y en la parte media del Cordón El Cráter desde el Cerro Blanco hasta el Morro Pelado.

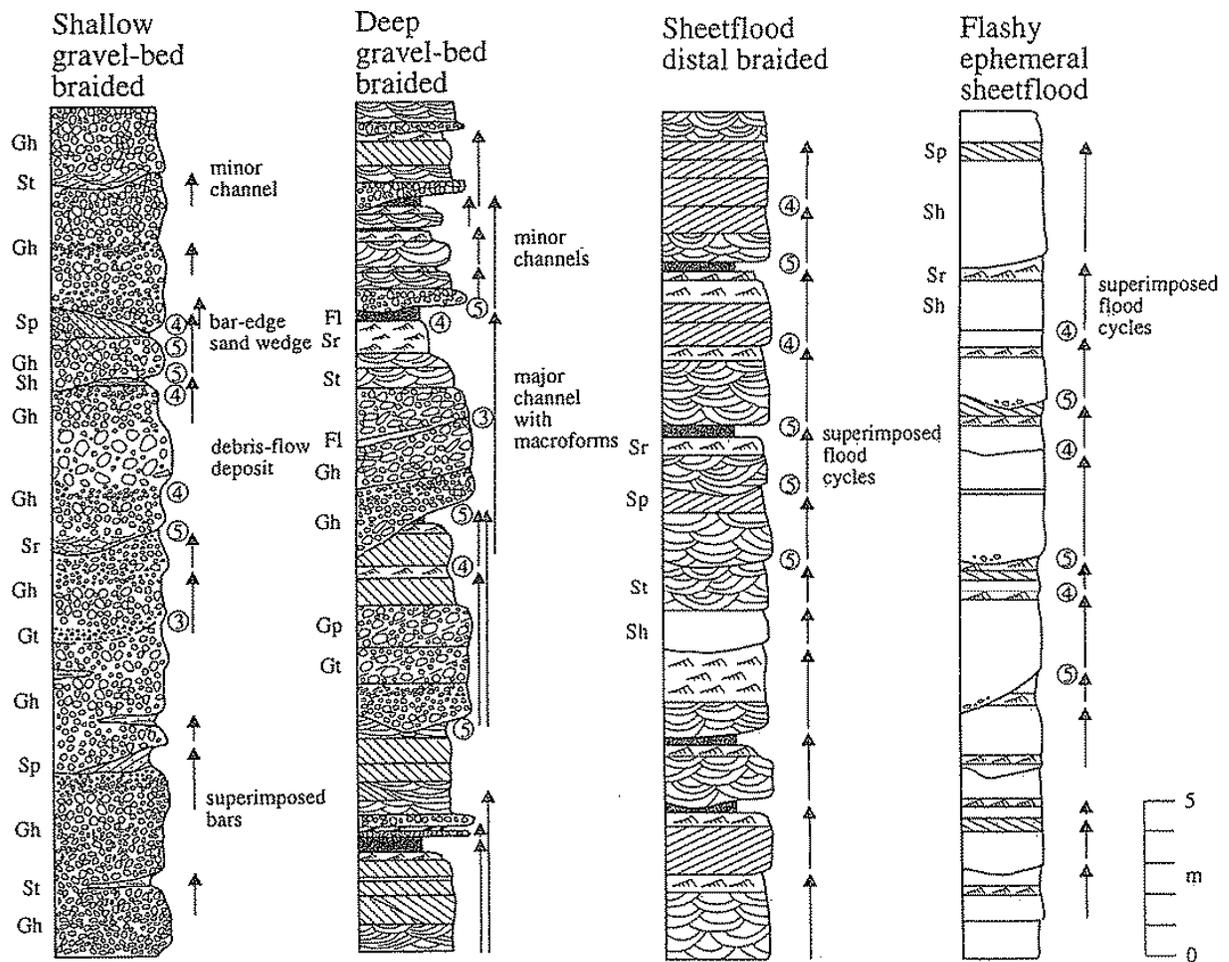


Figura 5.10: Columnas tipo de cuatro de los modelos de ríos planteados por Miall (1996). De izquierda a derecha se muestran las facies y elementos presentes en el modelo de río trenzado gravoso somero o tipo Scott, el modelo de río trenzado gravoso profundo o tipo Donjek, el modelo de río trenzado arenoso de *distal sheetflood* o tipo Platte y el modelo de río arenoso efímero de *flashy sheetflood* o tipo Bijou Creek.

Características: Está formado por numerosos canales anchos y poco profundos gravosos que se cortan y se van acretando verticalmente para formar depósitos de gran potencia, intercalados con barras de grava transversales y longitudinales (Miall, 1985) (Figura 5.10 y Figura 5.11). Las capas lenticulares arenosas **SB** corresponden a canales menores y de baja potencia que se generan en las etapas en que se producen fluctuaciones del caudal (Figura 5.11 b). Este estilo de río dominado por un lecho de gravas podría ser somero o profundo, que es lo que diferencia el estilo Scott del tipo Donjek, respectivamente (Figura 5.10). Con los datos obtenidos se descarta el estilo de río profundo o Donjek debido a que no se evidencia una diferencia de altura entre el lecho del río y la planicie (Figura 5.10). Más aún, no se observaron depósitos de la planicie de inundación. Adicionalmente, el río profundo suele presentar un

mayor desarrollo del elemento **SB** e incluso **FF** (Figura 5.12), que no son observados en las rocas del área de estudio.

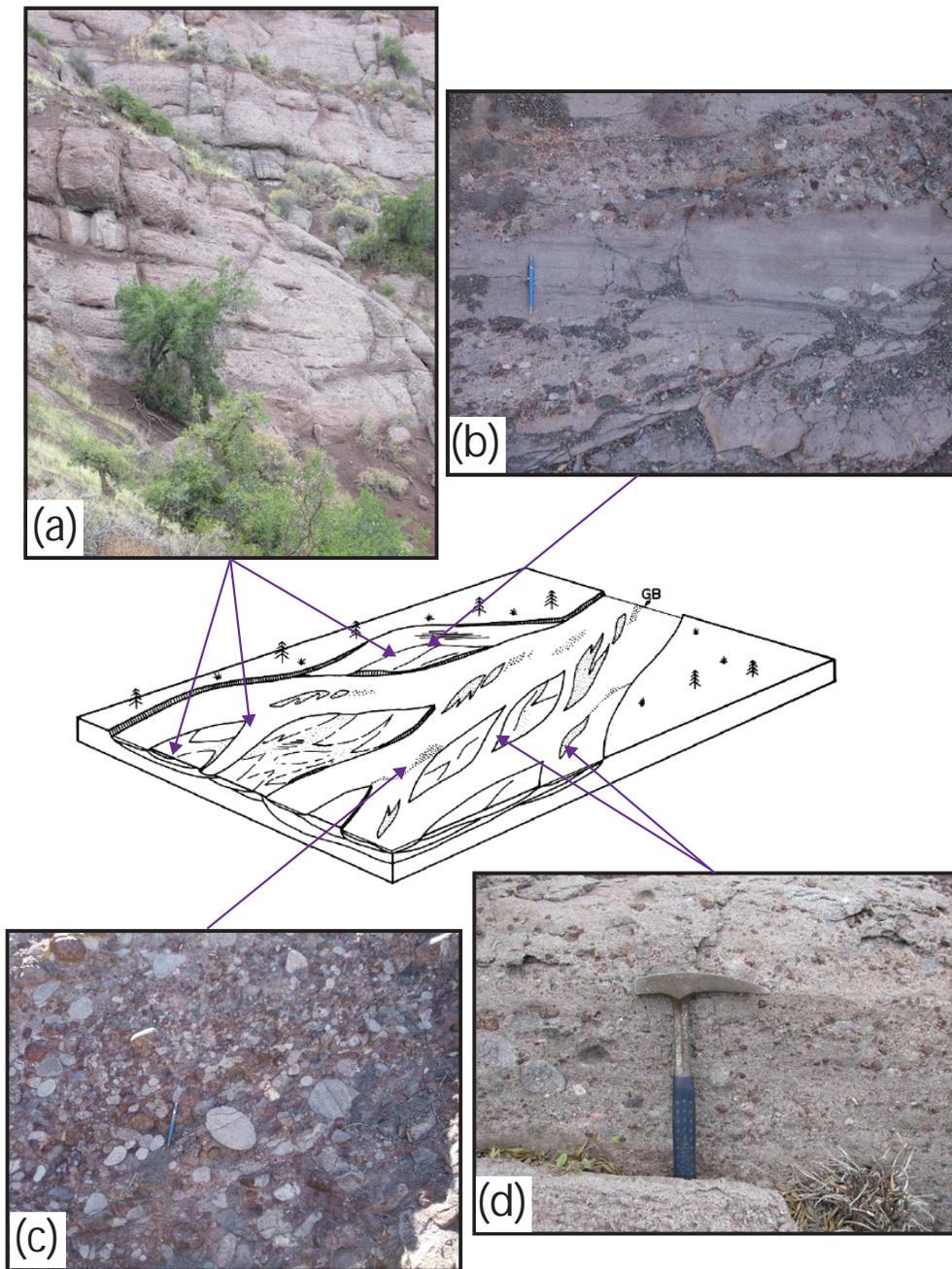


Figura 5.11: Modelo arquitectónico del río gravoso somero o tipo Scott (Miall, 1985) y fotografías de las litofacies y elementos reconocidos en este trabajo. En el esquema central se muestra el elemento predominante del modelo, *gravel bars and bedforms* (**GB**) y la distribución de los depósitos. **(a)** Facies Gcm, Gh y Gp con algunos lentes Sp o Sm que pertenecen a la asociación C y que son interpretados como canales móviles y barras gravosas. **(b)** Facies Gp y un canal de la facies Sh que representan barras transversales. **(c)** Facies Gcm de la asociación C que son parte de las formas de lecho. **(d)** Facies Gh que son interpretadas como barras longitudinales.

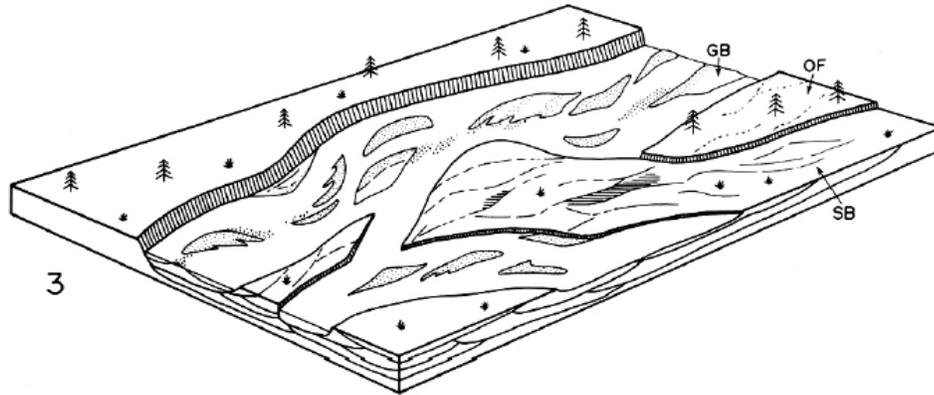


Figura 5.12: Modelo arquitectónico del río trenzado gravoso profundo o tipo Donjek (Miall, 1985). En el esquema se muestran los elementos predominantes del modelo, *gravel bars and bedforms* (GB), *sandy bedforms* (SB) y *overbank fines* (OF o FF) y la distribución de los depósitos.

En la parte más cercana a la base de la SSI se intercalan algunos flujos de detritos que suelen ser escasos en este tipo de ríos y que se reconocen únicamente en las etapas iniciales del río. Miall (1996) menciona que el modelo de río trenzado gravoso somero suele ser parte de del abanico aluvial, sin embargo, en este trabajo se descarta esa hipótesis. Las investigaciones que tratan de diferenciar los ambientes de ríos y abanicos aluviales dan cuenta de que los abanicos no poseen entre sus facies características de flujos subcríticos porque las pendientes no lo permiten y, por ende, no podrían formarse estructuras como las de bajo régimen de flujo que se identificaron en esta asociación. Por lo tanto, se descarta que este sistema esté asociado a un abanico aluvial y representa un sistema de río trenzado somero independiente.

Implicancias: Este río tipo Scott, está conformado por múltiples canales anchos y superficiales de baja sinuosidad que se separan y unen (canales móviles), y constantemente cambian de posición como resultado de la erosión de los bordes (Figura 5.11 a), entre estos canales se desarrollan las barras de grava transversales (Figura 5.11 b) y longitudinales (Miall, 1985) (Figura 5.11 d). Esta arquitectura, de canales múltiples apilados y sin material fino, sugiere condiciones de baja razón de acomodación/sedimentos (Martinsen *et al.*, 1999).

5.3.3. Río trenzado arenoso efímero

Generalidades: En la zona de estudio, está definido por la asociación de facies D y el elemento LS. Corresponde a la porción inferior y media de la SSI de la Unidad Las Minillas. Se expone en el Cerro La Bandera y en la parte media del Cordón El Cráter, desde el Cerro

Blanco hasta el Morro Pelado.

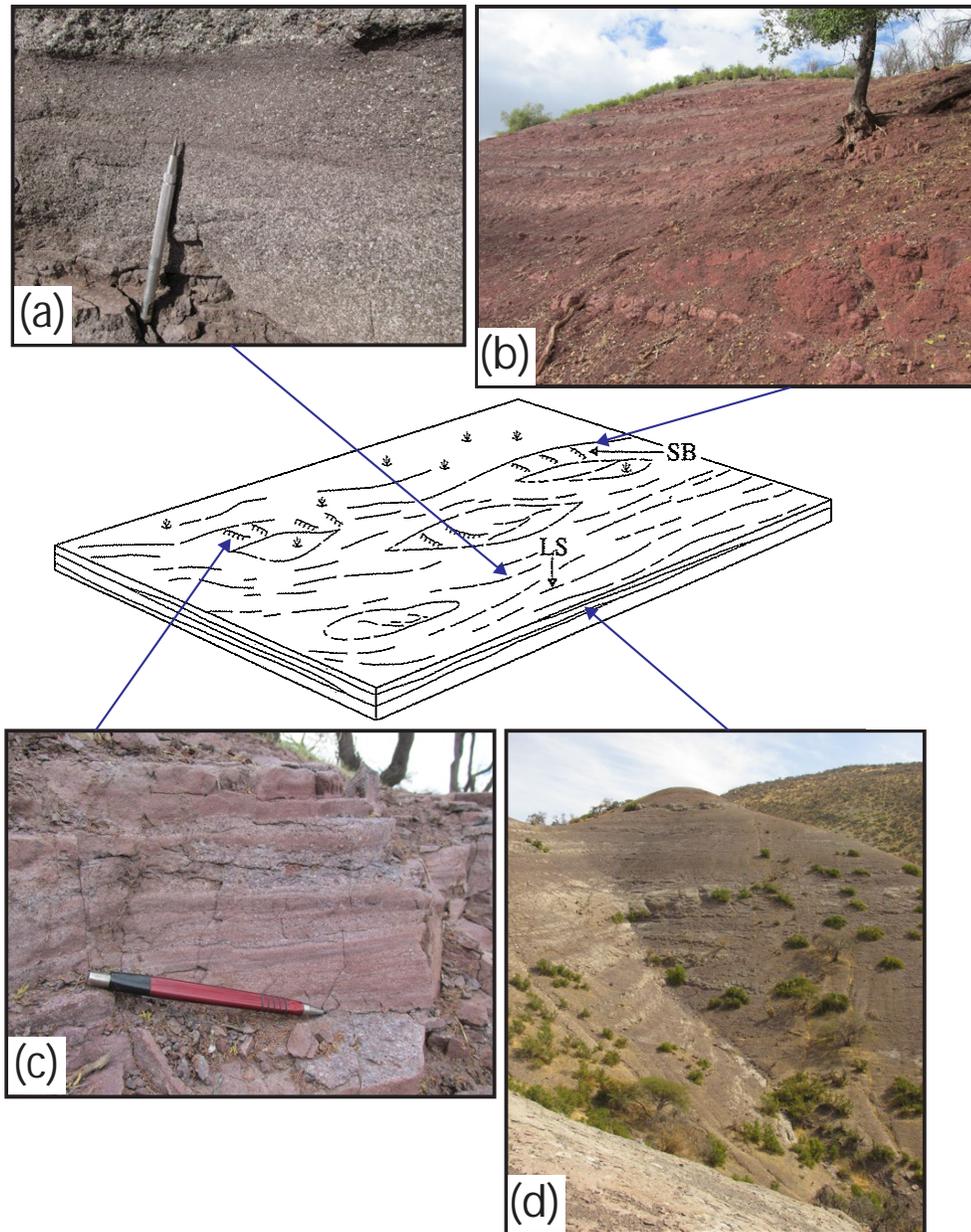


Figura 5.13: Modelo arquitectónico del río arenoso efímero de *flashy sheetflood* o tipo Bijou Creek (Miall, 1996) y fotografías de las litofacies y elementos reconocidos en este trabajo. En el esquema central se muestra el elemento predominante del modelo, *laminated sheets* (LS), el secundario *sandy bedforms* (SB) y la distribución de los depósitos. (a) y (d) Facies Sh de la asociación D que representan las *laminated sheets* (LS) generadas por rápidas descargas. (b) Facies Sh, Sm y subordinadas Fm formando parte de las *laminated sheets* y las planicies de inundación asociadas (FF). (c) Facies Sh que representan formas de lecho arenosas SB.

Características: Este río está dominado por *laminated sand sheets*, depositadas por

descargas extremadamente rápidas de flujos hiperconcentrados y flujos laminares (Figura 5.10 y Figura 5.13). Esto se sustenta en el hecho de encontrar canales escasamente definidos, facies que presentan estructuras transicionales a supercríticas y que la geometría de las capas es tabular y con una gran extensión lateral, donde difícilmente se reconocen sus límites (Figura 5.13 b y d). En el modelo de río efímero o Bijou Creek de Miall (1996), los depósitos de *overbank* (FF) son escasos o están ausentes, sin embargo, en este trabajo se reconocieron facies limolíticas–fangosas con laminación paralela intercaladas a las areniscas (asociación D) que se habrían transportado por suspensión en momentos de crecidas y depositado en la planicie de inundación (Figura 5.5).

A pesar de presentar características comunes con el modelo de Miall (1996) de río arenoso trezado de *distal sheetflood* o tipo Platte, se descarta que corresponda a ese sistema debido a la ausencia de estructuras de flujos subcríticos como estratificación cruzada en artesa y ondulitas, que son muy comunes en los ríos tipo Platte (Figura 5.10), y al predominio de estructuras de flujos supercríticos, como laminación paralela (Figura 5.13 a y c). El hecho de que algunas estructuras de alto régimen de flujo como antidunas, y de bajo régimen de flujo, en etapas de debilitamiento de las inundaciones (*waning flood*), como estratificación cruzada, no se preserven en este sistema tipo Bijou Creek se debe a la superposición de múltiples inundaciones que se generan durante el desarrollo del sistema fluvial.

Implicancias: Con las facies reconocidas, este río corresponde a un sistema efímero confinado pero con canales someros y de gran extensión lateral, que forman potentes sucesiones de areniscas laminadas con escasas barras gravosas y arenosas (Figura 5.13). Este sistema se vería afectado por múltiples inundaciones rápidas que abarcarían áreas más extensas y depositarían las facies más finas.

Capítulo 6

Correlaciones estratigráficas

6.1. Unidad Los Ángeles

La Unidad Los Ángeles se compone de al menos 825 m de rocas volcánicas, principalmente andesitas porfíricas ocoíticas y no ocoíticas, autobrechas volcánicas y tobas líticas y, en menor medida, soldadas (columna A, [Figura 6.1](#)). Esta unidad se correlaciona con la **Formación Cerro Morado** definida por [Carter y Aliste \(1962\)](#) como una secuencia de rocas volcánicas compuesta de tobas y brechas de entre 1700 a 3500 m de potencia. La posición estratigráfica y el marcado carácter volcánico son las principales razones para correlacionarlas, mientras que la diferencia de las potencias está dada porque en el área de estudio no se reconoce la base de esta unidad.

Por otra parte, [Viteri \(1970\)](#) y [Arévalo \(1992\)](#) reconocen la Formación Cerro Morado en el Estero Los Ángeles, ahí observan litologías de andesitas alteradas, brechas de flujo andesíticas y tobas, con un espesor entre 220 y 650 m y subyaciendo a la Formación Las Chilcas en discordancia erosiva (columna B, [Figura 6.1](#)). En este caso, la posición estratigráfica, la potencia, el contacto erosivo en el techo y la presencia de andesitas y tobas apuntan a encontrarlas como equivalentes. Cabe destacar que se utilizó el mismo nivel guía que utilizaron [Viteri \(1970\)](#) y [Arévalo \(1992\)](#) para diferenciar la Formación Cerro Morado de la suprayacente Formación Las Chilcas, que corresponde a una toba lítica–cristalina datada en el presente estudio mediante U–Pb en circón, en $110,1 \pm 0,5$ Ma.

Con relación a trabajos más recientes, [Boyce \(2015\)](#) identifica una secuencia volcánica compuesta de brechas volcánicas, tobas andesíticas y lavas andesíticas de 1300 a 1800 m de potencia, que corresponde a la Formación Cerro Morado y que se dispone a veces en

discordancia angular (columna C, [Figura 6.1](#)), y otras veces en discordancia de erosión sobre la Formación Las Chilcas (columna D, [Figura 6.1](#)). Esta descripción tiene puntos de encuentro con la Unidad Los Ángeles en cuanto a la predominancia de lavas andesíticas y tobas, al contacto erosivo con la unidad suprayacente y a la posición estratigráfica. Este último argumento, incluye estar subyaciendo a unidades mayormente sedimentarias que, en el caso del trabajo de [Boyce \(2015\)](#), presentan edades de $105,7 \pm 3,3$ Ma.

6.2. Unidad Las Minillas

La Unidad Las Minillas consiste en al menos 2200 m de conglomerados, areniscas, tobas y brechas, que se disponen en discordancia erosiva sobre la Unidad Los Ángeles y subyacen en discordancia angular a la Unidad Chalaco. Esta unidad se correlaciona con la **Formación Las Chilcas** (*sensu* [Boyce, 2015](#)).

La ULM está compuesta de 6 secciones, pero para correlacionarla resulta más simple agruparlas en sólo 2 subunidades (columna A, [Figura 6.1](#)). La **primera** de base a techo, está conformada por la sección inferior, la sección media y la SSI, en las cuales las litologías predominantes son sedimentarias e incluyen conglomerados, areniscas, brechas y fangolitas y rocas calcáreas subordinadas. La **segunda**, está conformada por la SVI, SSS y SVS, y se compone principalmente de tobas líticas, tobas brechosas, brechas sedimentarias, conglomerados, areniscas y lavas subordinadas.

6.2.1. Primera subunidad

La **primera subunidad**, la sedimentaria, se correlaciona con los miembros Pitipeumo y Tabón de la Formación Las Chilcas (*sensu* [Boyce, 2015](#)). Esta correlación está basada en en la posición estratigráfica, las similitudes litológicas y en las edades.

El Miembro Pitipeumo fue definido por [Espinosa \(1969\)](#) como una sucesión de areniscas finas a conglomerádicas bien estratificadas, limolitas, limolitas calcáreas y brechas, con numerosas variaciones laterales de facies y un espesor medio de 800 m. Esta definición fue hecha en el sector de la Mina Cerro Negro que está inmediatamente al sur en la parte occidental del área de estudio. El Miembro Tabón fue definido por [Carter y Aliste \(1962\)](#) para distinguir dentro de la Formación Las Chilcas, los 500 a 2600 m de conglomerados medios, algunos brechosos, con intercalaciones de limolitas, areniscas y tobas volcánicas y brechas, descripción que se

ajusta mejor a la **primera subunidad**.

– **Posición estratigráfica:**

La **primera subunidad** de la ULM sobreyace a la Unidad Los Ángeles o Formación Cerro Morado, al igual que los miembros Tabón y Pitipeumo que fueron reconocidos sobreyaciendo directamente a la Formación Cerro Morado (e.g. [Carter y Aliste, 1962](#); [Viteri, 1970](#); [Arévalo, 1992](#); [Boyce, 2015](#)) (columnas B, C y D, [Figura 6.1](#)). Más aún, el tipo de contacto en dos localidades fue observado como una discordancia erosiva, lo que concuerda con el contacto registrado por [Boyce \(2015\)](#) entre la Formación Cerro Morado y el Miembro Pitipeumo, al sur del Río Aconcagua.

– **Litología:**

La **primera subunidad** se identifica por el marcado cambio de depósitos volcánicos, de la unidad inferior, a sedimentarios. En ella predominan los conglomerados gruesos y las areniscas de diferente granulometría, que dan cuenta de una elevación en las tasas de erosión y transporte de sedimento y una disminución en el protagonismo del volcanismo, lo que se ve reflejado en todas las columnas de la [Figura 6.1](#).

La diferenciación entre los miembros Pitipeumo y Tabón se ha basado en el predominio de facies sedimentarias finas como areniscas, y gruesas como conglomerados, y a esto se han sumado las edades cenomanianas y albianas mediante U–Pb en circón ([Boyce, 2015](#)), respectivamente. No obstante, estos miembros presentan por un lado, una homogeneidad litológica entre ambos, y por otro, una alta variación vertical y lateral de las litologías presentes en cada miembro, puesto que se reconocen indistintamente en los dos miembros, areniscas, conglomerados, brechas, fangolitas, tobas y rocas calcáreas, sólo que en distintas proporciones.

Adicionalmente, en el trabajo de [Viteri \(1970\)](#) se menciona que en el Miembro Pitipeumo las areniscas gradan a conglomerados, e incluso engranan lateralmente con este tipo litológico. Esta relación de contacto es la misma que se observó en la **primera subunidad** en el área de estudio, donde las areniscas gradan, se interdigitan e intercalan con los conglomerados gruesos, dominando las facies arenosas en el sector occidental y los conglomerados hacia el oriente. Este antecedente, lleva a pensar que los dos miembros realmente estarían evidenciando variaciones dentro de un mismo miembro. Por otra parte, en algunos sectores al norte del Río Aconcagua, el Miembro Pitipeumo no ha sido reconocido sobreyaciendo a la Formación Cerro Morado, sino que se ha identificado al Miembro Tabón en esta posición ([Carter y Aliste, 1962](#); [Boyce, 2015](#)).

Es entonces por las relaciones laterales de contacto reconocidas entre los miembros, la presencia o ausencia de ellos en diferentes zonas de Chile Central, las variaciones litológicas y el dinamismo vertical de facies que presentan, que se agrupa a los miembros Pitipeumo y Tabón (*sensu* Boyce, 2015) en una sola subunidad dentro de la Formación Las Chilcas, tal como fue originalmente definido el Miembro Tabón (Carter y Aliste, 1962).

– **Edad:**

No se tienen edades de la **primera subunidad**, sin embargo está acotada inferiormente por los $110,1 \pm 0,5$ Ma de la ULA y acotada en su techo por los $85,8 \pm 0,6$ Ma de la **segunda unidad** (columna A, Figura 6.1). Esto se condice con las dataciones de Boyce (2015) quien le asigna edades de 105 a 100 Ma al Miembro Pitipeumo y 100 a 93 Ma al Miembro Tabón (columnas C y D, Figura 6.1).

Dentro de esta subunidad, podemos diferenciar un nivel de 150 m de potencia, que se encuentra en la parte superior y que consiste en areniscas, fangolitas y conglomerados subordinados, con una capa de rocas calcáreas de 20 m (columna A, Figura 6.1). Este nivel puede correlacionarse con el Miembro Ñilhue de la Formación Las Chilcas debido a la presencia, en ambos, de sedimentos finos y calcáreos (Carter y Aliste, 1962; Viteri, 1970; Arévalo, 1992; Boyce, 2015). Las edades asignadas por Boyce (2015) para el Miembro Ñilhue, que se basan en su posición estratigráfica, son de 93 a 90 Ma, es decir, se ubicarían dentro del rango dado para la **primera subunidad**. Sin embargo, la reducida potencia de los estratos calcáreos de este trabajo y la alta variabilidad de litologías que ha sido registrada en el Miembro Ñilhue (e.g. Thomas, 1958; Carter y Aliste, 1962; Viteri, 1970; Boyce, 2015), no permiten confirmar que los depósitos correspondan a este miembro. Cabe destacar que el espesor de cuando se definió el Miembro Ñilhue alcanzaba los 825 m (Carter y Aliste, 1962) (Figura 6.1), valor mucho mayor a lo observado por otros autores (e.g. Viteri, 1970; Arévalo, 1992; Boyce, 2015, este trabajo), pero estaba dado por la existencia de fallas que exageraban su potencia.

6.2.2. Segunda subunidad

La **segunda subunidad**, la volcánico-sedimentaria, se correlaciona con el Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas (*sensu* Boyce, 2015). Esta correlación está basada en la posición estratigráfica, las similitudes litológicas y las edades.

Miembro El Calvario. Mientras que el trabajo de [Boyce \(2015\)](#) describe únicamente las rocas de este miembro, resultando así más directa su correlación.

– **Posición estratigráfica:**

La **segunda subunidad** de la ULM sobreyace en concordancia a los miembros Pitipeumo y Tabón, tal como el Miembro El Calvario, y específicamente, se ubica sobre el nivel de sedimentos finos y rocas calcáreas que se puede correlacionar con el Miembro Ñilhue, ocupando la misma posición estratigráfica que señala [Boyce \(2015\)](#) (columnas A, C y D, [Figura 6.1](#)). [Viteri \(1970\)](#) reconoció a la Formación Lo Valle sobre el Miembro Ñilhue o el Miembro El Tabón, no obstante, éste correspondería al Miembro El Calvario.

Por otra parte, la **segunda subunidad** de la ULM subyace en discordancia angular a la Unidad Chalaco, lo que concuerda con el tipo de contacto que presenta el Miembro Calvario en su parte superior con la Formación Lo Valle ([Boyce, 2015](#)) (columna D, [Figura 6.1](#)).

– **Litología:**

La **segunda subunidad** se caracteriza por presentar rocas volcánicas, con una porción reducida de rocas sedimentarias. En ella predominan las tobas líticas, tobas brechosas, lavas, brechas sedimentarias y areniscas (columna A, [Figura 6.1](#)), que dan cuenta de un episodio volcánico importante con algunos procesos sedimentarios que trabajan los depósitos volcánicos y piroclásticos.

En términos litológicos, las facies reconocidas en la **segunda subunidad** son similares a las encontradas por [Boyce \(2015\)](#) en el Cajón de Lo Valle, que incluyen 800 m de tobas, brechas sedimentarias, conglomerados, lavas brechosas y algunas areniscas (columna D, [Figura 6.1](#)). En el Río Sobrante, al norte del área de estudio, [Jara y Charrier \(2014\)](#) observaron 1300 m de brechas, lavas brechosas y tobas líticas (columna E, [Figura 6.1](#)), esta unidad que fue asignada a la Formación Salamanca se correlaciona con la **segunda subunidad** (Miembro El Calvario). Sumado a esto, los autores identifican una discordancia angular con una unidad de lavas andesíticas que sobreyace a la Formación Salamanca, lo que concuerda con la discordancia angular reconocida en el techo de la **segunda subunidad**.

– **Edad:**

En la parte inferior de la **segunda subunidad** se tiene una edad U–Pb en circón

de $85,8 \pm 0,6$ Ma (columna A, [Figura 6.1](#)). Esto se asemeja a las dataciones de [Boyce \(2015\)](#) que presenta dos edades para el Miembro El Calvario, una de la parte superior y otra de la inferior, de $82,7 \pm 5,7$ Ma y $91,1 \pm 0,7$ Ma respectivamente (columna D, [Figura 6.1](#)). Esto implica que la Formación Salamanca datada en $81,5 \pm 1,1$ Ma ([Jara y Charrier, 2014](#)) tendría una buena correlación con el Miembro El Calvario como se mencionó anteriormente cuando se compararon las litologías (columna E, [Figura 6.1](#)). Adicionalmente, en el trabajo de [Mpodozis et al. \(2009\)](#) la Formación Salamanca fue datada en $90,6 \pm 1,3$ Ma en el sector de Cuncumén.

– **El problema del Miembro Calvario ([Carter y Aliste, 1962](#)):**

La definición de [Carter y Aliste \(1962\)](#) en el Cerro Calvario para el miembro homónimo incluía calizas, limolitas, areniscas y conglomerados cubiertos por brechas andesíticas porfíricas estratificadas, alcanzando *ca.* 2000 m de potencia. Ellos definen también el Miembro Tabaco, que sería un equivalente en edad al Miembro Calvario pero que estaría compuesto de tobas, traquitas, brechas, lavas andesíticas y productos sedimentarios derivados de ellas. Adicionalmente, [Carter y Aliste \(1962\)](#) mencionan que el Miembro Calvario, que pertenece a la Formación Lo Valle, es concordante y muy similar a la Formación Las Chilcas y que, por lo tanto, es difícil distinguirlos.

Las litologías reconocidas por [Carter y Aliste \(1962\)](#) son muy similares a las que se describen en la ULA y la ULM, más aún, muchas de las características más distintivas coinciden plenamente con lo encontrado en el sector de Las Minillas y El Arrayán, como son el tamaño de las plagioclasas en las lavas, los tipos de tobas soldadas y los tipos de sedimentos finos. Esto sugiere que el Miembro Calvario *sensu* [Carter y Aliste \(1962\)](#) correspondería en parte a otros miembros de la Formación Las Chilcas y la Formación Cerro Morado. Por lo tanto, existirían estructuras que estarían montando por sobre la Formación Las Chilcas a la Formación Cerro Morado, y repitiendo estos últimos estratos entre los depósitos del Miembro Calvario.

La parte inferior del Miembro Calvario y del Miembro Tabaco (*sensu* [Carter y Aliste, 1962](#)) o “capas rojas”, que consiste en calizas, limolitas, areniscas y conglomerados, se correlaciona en este trabajo con el nivel de rocas sedimentarias finas de la **primera subunidad**. Los niveles ubicados sobre las “capas rojas” (*sensu* [Carter y Aliste, 1962](#)), que están compuestos de conglomerados, brechas, lavas y tobas, corresponderían en parte a la **segunda subunidad** o Miembro El Calvario (*sensu* [Boyce, 2015](#)) y en parte a la Formación Cerro Morado (ULA), que estaría siendo repetida dentro de la Formación Las Chilcas.

6.3. Unidad Chalaco

La Unidad Chalaco consiste en al menos 425 m de rocas volcánicas y volcanoclásticas que incluyen tobas, brechas sedimentarias y escasas lavas. Éstas se disponen en aparente discordancia angular, sobreyaciendo a las rocas de la Unidad Las Minillas (columna A, [Figura 6.1](#)).

La posición estratigráfica, el tipo de contacto y la disposición suhorizontal de la UCh sugieren que se trata de la Formación Lo Valle, tal como ocurre en el Cajón de Lo Valle ([Boyce, 2015](#)). Sin embargo, las litologías que componen esa formación son tobas soldadas rosadas y moradas, brechas o lavas brechosas, riolacitas y conglomerados, lo que difiere significativamente del carácter andesítico de la UCh. Así como también difiere de lo descrito por [Carter y Aliste \(1962\)](#) en el Cuadrángulo Ñilhue, que como se aclaró anteriormente, se correlacionaría con la Formación Las Chilcas.

Por otra parte, como el contacto discordante no se observó *in situ* y se identificó desde la distancia, existe la posibilidad de que la UCh corresponda al mismo Miembro El Calvario que presenta una discordancia progresiva. Para dilucidar esta disyuntiva es necesario tomar datos geocronológicos de la UCh, en la cima del Cordón El Cráter, que permitan establecer su edad.

No obstante, utilizando los datos litológicos y estratigráficos de este trabajo se postula que la UCh se correlaciona con la Unidad Alicahue–Chepical, que correspondería a las formaciones Abanico y Farellones ([Jara, 2013](#); [Jara y Charrier, 2014](#)) (columna E, [Figura 6.1](#)). Esto se basa en las litologías de la UCh, que se destacan por el predominio del volcanismo andesítico y algunos productos piroclásticos y sedimentarios asociados, la posición estratigráfica sobre el Miembro El Calvario, el contacto discordante con la Formación Las Chilcas, su disposición subhorizontal y su aparición sobre los 2000 m s.n.m.; características que coinciden con las de la Unidad Alicahue–Chepical ([Jara, 2013](#); [Jara y Charrier, 2014](#)) (columna E, [Figura 6.1](#)).

6.4. Sistemas sedimentarios de los miembros Pitipeumo y Tabón

En esta sección se comparan brevemente los sistemas sedimentarios reconocidos en esta investigación para los miembros Pitipeumo y Tabón ([Capítulo 5](#)), con los que han sido

identificados en los trabajos de [Arévalo \(1992\)](#) y [Boyce \(2015\)](#). Cabe destacar que las facies que se estudiaron en detalle corresponden al sector centro–oriente del área de estudio. [Arévalo \(1992\)](#) estudia en detalle las facies sedimentarias y volcánicas y los ambientes de depositación del Miembro Pitipeumo de la Formación Las Chilcas. Por otra parte, [Boyce \(2015\)](#) hace un análisis sedimentario centrándose en los miembros Pitipeumo y Tabón, ya que el Miembro Ñilhue estaba erosionado y el Miembro El Calvario está dominado por depósitos volcánicos.

En esta investigación se agruparon los miembros Pitipeumo y Tabón en una sola unidad y se identificó en ella un ambiente de abanico aluvial cercano a un sistema volcánico. Dentro del sistema aluvial se reconocieron los de Tipo I o dominados por flujos de detritos y los Tipo II o dominados por *sheetfloods*, activos tanto en paralelo como separados ([Capítulo 5](#)).

En el trabajo de [Arévalo \(1992\)](#), para el Miembro Pitipeumo, se reconoció un ambiente de abanico aluvial y lagunar con influjo de corrientes laháricas, adyacente a un sistema volcánico. Un punto en común entre este estudio y el de [Arévalo \(1992\)](#) es la presencia de facies aluviales dentro del Miembro Pitipeumo, que son similares en cuanto a la predominancia de flujos de detritos y depósitos de tipo *sheetfloods* sobretodo en las zonas proximales. Sin embargo, se diferencian en que las potencias de las asociaciones y los tamaños de grano son considerablemente superiores en el presente trabajo. Es decir, el ambiente aluvial en el área de estudio tendría más energía y habría sido el sistema dominante junto a algunos depósitos volcánicos. Por otra parte, [Arévalo \(1992\)](#) identifica facies de playa y laguna con componente salobre que no son observadas en este trabajo.

En el trabajo de [Boyce \(2015\)](#), para el Miembro Pitipeumo, se reconoció un ambiente de laguna (?) y de río trezado somero con lecho de grava, cercano a un sistema volcánico que deposita lavas entre los depósitos. En el presente estudio no reconocieron facies como éstas cercanas a la base de la Formación Las Chilcas, sino más bien facies aluviales de mayor energía. Interpretaciones como las de [Boyce \(2015\)](#) para el Miembro Pitipeumo son similares a las encontradas en este trabajo en la SSI o Miembro Ñilhue (?).

Para el Miembro Tabón, [Boyce \(2015\)](#) reconoce un ambiente de abanico aluvial de alta energía que predomina en la parte inferior y luego sistemas de ríos trezados con lecho de grava, tanto someros como errantes, con intermitentes abanicos aluviales. Los importantes depósitos aluviales de gran energía son un factor común entre este trabajo y el de [Boyce \(2015\)](#), éstos coinciden en los tamaños de grano que incluyen bloques métricos. No obstante, difieren en la potencia de los niveles ya que en las observaciones de ([Boyce, 2015](#)) estos sistemas tienen mayor espesor que los de este trabajo. Aunque en el presente estudio no se reconocieron sistemas de ríos trezados dentro de los miembros Pitipeumo y Tabón, sí se

observaron en las rocas que sobreyacen a los sistemas aluviales y que fueron asignadas al Miembro Ñilhue.

6.5. Otras implicancias estratigráficas

La datación realizada en esta investigación para la parte más cercana al techo de la Formación Cerro Morado (ULA) permite acotar inferiormente la edad de esta unidad a 110 Ma. Sumándose al trabajo de [Boyce \(2015\)](#) esto indica un rango de edad de 116 a 110 Ma para la Formación Cerro Morado.

Por los antecedentes descritos en el punto de litología dentro de la **primera subunidad**, se sugiere que los miembros Pitipeumo y Tabón sean considerados como una sola unidad que presenta variaciones litológicas dependiendo de la zona donde la encontremos, pero que indica el inicio de un periodo dominado por procesos sedimentarios.

Capítulo 7

Estructuras

Las principales estructuras identificadas en el área de estudio en trabajos anteriores, están relacionadas con la Zona de Falla Los Ángeles (*sensu* Carter y Aguirre, 1965) y han sido propuestas, modificadas y caracterizadas en los trabajos de Piracés y Makshev (1977), Rivano *et al.* (1993), Espinosa (1969) y Viteri (1970). Por otra parte, el límite entre la CC y la CP a esta latitud no está definido y, por ende, tampoco las estructuras que separan estas dos morfoestructuras. Considerando lo anterior, este trabajo y en especial este capítulo, busca proporcionar nuevos datos estructurales y cronológicos sobre las estructuras presentes en el área de investigación.

En este capítulo se describen, caracterizan y acotan temporalmente las estructuras presentes en el área de estudio a través de tres perfiles estructurales (Figura 4.2 y mapa fuera del texto): un perfil general que abarca toda la zona de estudio (A–A', Figura 7.1), uno local que muestra algunas estructuras con orientación NS (B–B', Figura 7.2) y otro local que exhibe con mayor detalle estructuras del sector suroriental (C–C', Figura 7.3). Adicionalmente se compara la geometría superficial de algunas estructuras con modelos propuestos por otros autores para tener una primera aproximación de cómo se comportan en profundidad.

En este trabajo se identificaron dos dominios estructurales, el **occidental** y el **oriental**, cada uno representado por un sistema de fallas principal, **Los Ángeles** y **Las Minillas**, respectivamente. Adicionalmente se reconoció el **Anticlinal La Petaca** que abarca gran parte del área de estudio. Los estratos se disponen con un rumbo y manteo regional de N45°W y 10–15°NE.

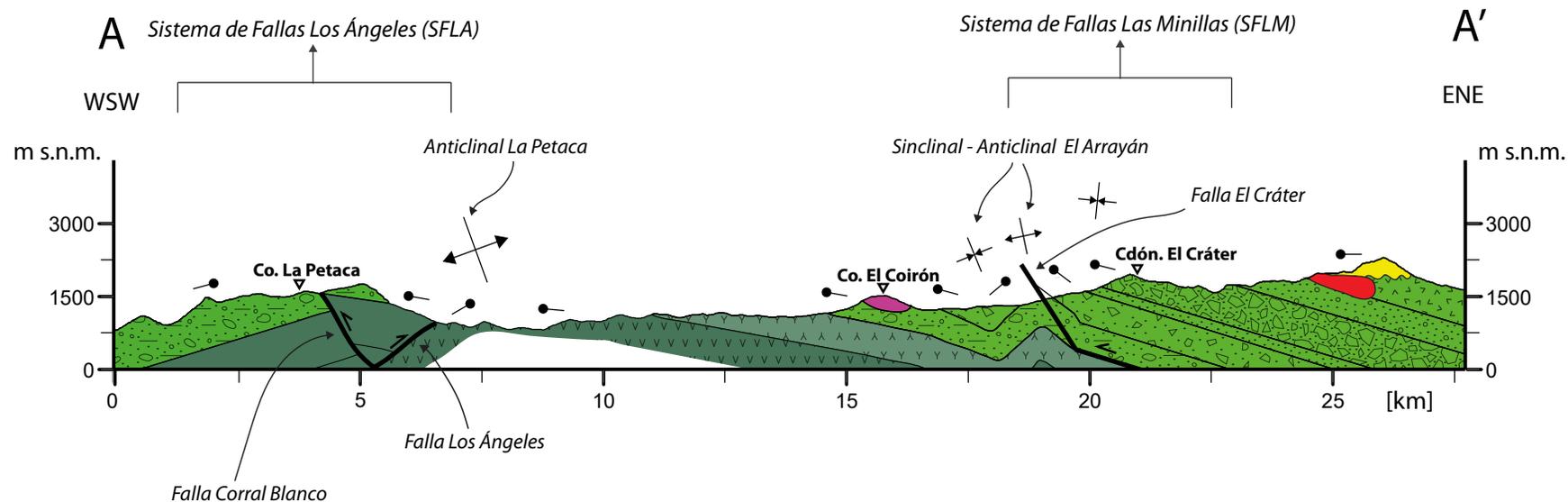


Figura 7.1: Perfil estructural A-A' levantado a lo largo de toda la zona de estudio con orientación WSW-ENE. Se observan tres estructuras de primer orden, el Anticlinal La Petaca, que afecta a las unidades Los Ángeles (ULA) y Las Minillas (ULM); el Sistema de Fallas Los Ángeles (SFLA); y una parte pequeña del Sistema de Fallas Las Minillas (SFLM). Se expone la disposición discordante de la Unidad Chalaco (UCh) y otras estructuras como la Falla El Cráter y el Sinclinal-Anticlinal El Arrayán. La ubicación del perfil se encuentra en la [Figura 4.2](#) y en el mapa fuera del texto.

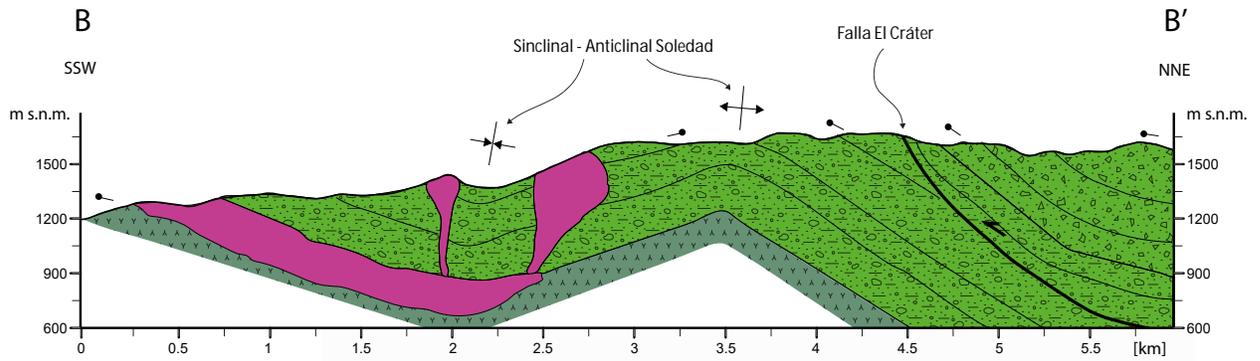


Figura 7.2: Perfil estructural B-B' levantado a lo largo del Cordón El Cráter con orientación SSW-NNE. Se observan de sur a norte, el Sinclinal y Anticlinal Soledad y la Falla El Cráter que repite la sección inferior y media de la Unidad Las Minillas. La ubicación del perfil se encuentra en la [Figura 4.2](#) y en el mapa fuera del texto.

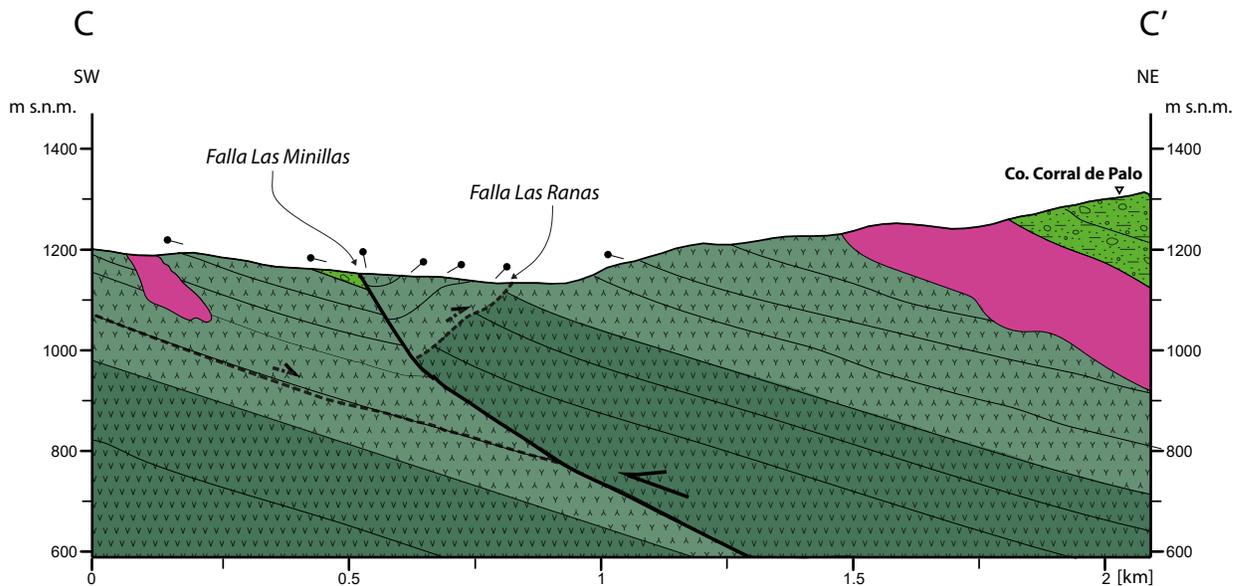


Figura 7.3: Perfil estructural C-C' levantado en el sector de Las Minillas con orientación SW-NE. Se observa el Sistema de Fallas Las Minillas (SFLM) que afecta a la Unidad Los Ángeles y la Unidad Las Minillas. La ubicación del perfil se encuentra en la [Figura 4.2](#) y en la [Figura 4.3](#). Leyenda y simbología en la página siguiente.

LEYENDA		SIMBOLOGÍA
Unidad San Lorenzo	Unidad Las Minillas	 dato de manteo
	 Sección inferior	 Sinclinal
Unidad El Cráter	 Sección media	 Anticlinal
	 SSI: subunidad sedimentaria inferior	 Falla inversa
Unidad Los Ángeles	 SVI: subunidad volcanoclástica inferior	 Falla truncada por una falla
 Indiferenciada	 SSS: subunidad sedimentaria superior	 Discordancia angular
 Sección inferior	 SVS: subunidad volcanoclástica superior	 Toponimia geográfica
 Sección superior	Unidad Chalaco	
		

7.1. Dominio Occidental

7.1.1. Sistema de Fallas Los Ángeles (SFLA)

General

El SFLA se compone de cuatro fallas que de oeste a este son: Falla Pitipeumo, Falla Cerro Negro, Falla Corral Blanco y Falla Los Ángeles (Figura 7.1). Este sistema estructural se ubica en el centro y el occidente del Estero Los Ángeles, de donde proviene su nombre. Estas estructuras afectan a la Unidad Los Ángeles y a las secciones inferior y media de la Unidad Las Minillas (Figura 4.2).

Descripción

Las cuatro fallas poseen un rumbo NS a NNW y presentan zonas donde la vergencia es clara y otras donde se tornan subverticales y resulta complejo definirla. No obstante, a lo largo de las estructuras se identifican con seguridad los bloques que suben y bajan estratigráficamente. Considerando lo anterior, es posible determinar que las fallas Cerro Negro y Los Ángeles son de vergencia este y las fallas Pitipeumo y Corral Blanco son de vergencia oeste, (Figura 7.4 a y b) y que todas corresponden a fallas inversas. Los desplazamientos relativos aproximados corresponden a 500 m para la Falla Corral Blanco y a 100 m para las fallas Pitipeumo, Cerro Negro y Los Ángeles. La extensión de la traza de la Falla Pitipeumo es de 3,7 km, de las fallas Cerro Negro y Corral Blanco, 6,6 km y de la Falla Los Ángeles, 16 km.

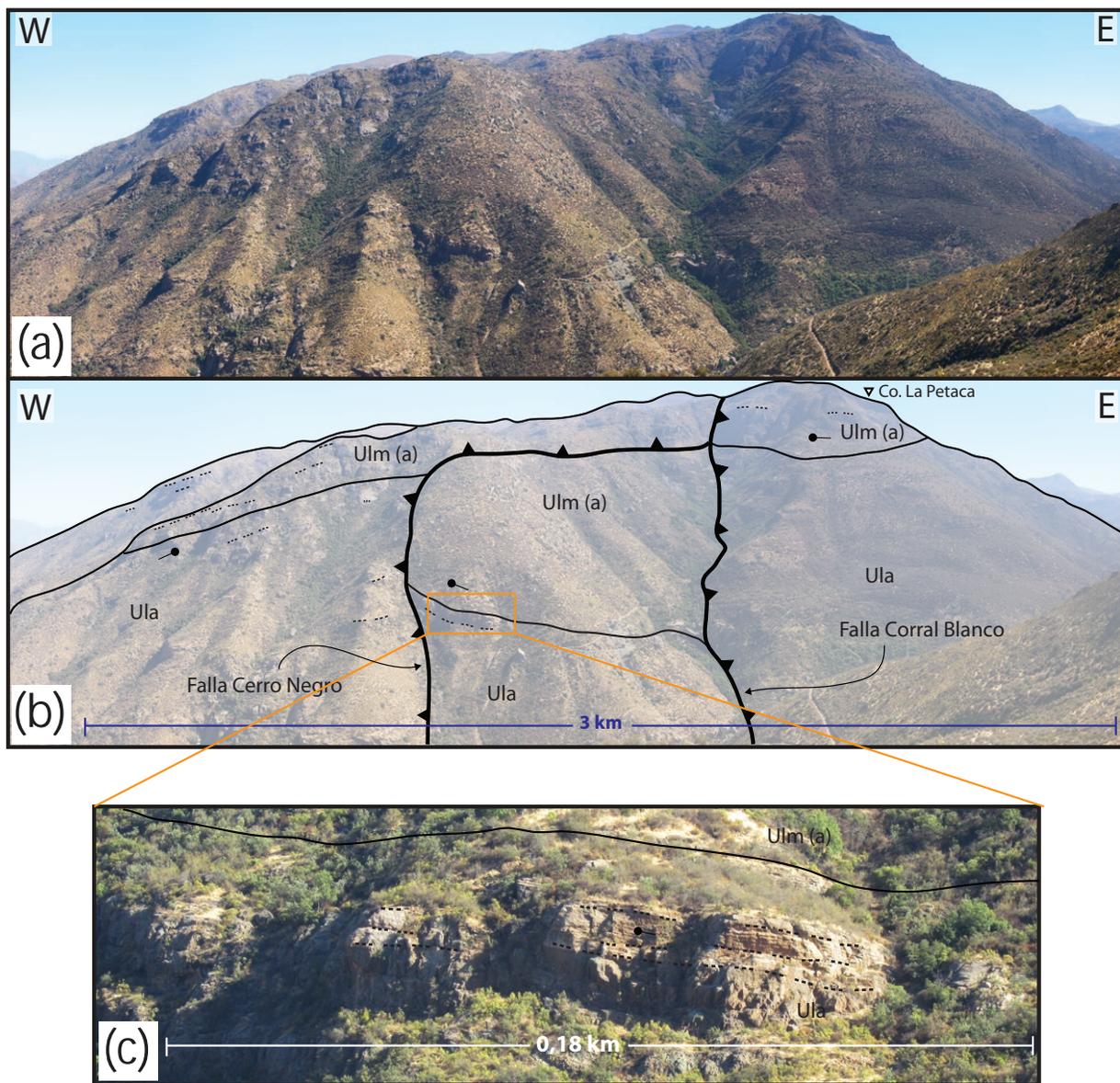


Figura 7.4: **(a)** y **(b)** Fotografía y esquema de ladera norte de la Quebrada Los Ángeles, exponiendo el Sistema de Fallas Los Ángeles. Se observa cómo la Falla Cerro Negro y la Falla Corral de Palo actúan desplazando el contacto entre la ULA y ULM, haciendo que el bloque central se vea hundido con relación a los otros dos. **(c)** Zoom a la toba lítica-cristalina blanca que marca el límite entre la ULM y ULA y que mantea levemente hacia el E. Su ubicación se encuentra en (b). Ula: ULA y Ulm(a): sección inferior de la ULM.

Se observó una zona de alteración en la traza de la Falla Corral Blanco en el cerro homónimo, ésta corresponde a 7 m de lavas y areniscas alteradas a arcillas que por los bordes presentan una posible brechización secundaria. Junto a esta zona alterada se emplaza un cuerpo intrusivo diorítico de al menos 3 m de ancho y con una geometría irregular.

Todas estas estructuras fueron observadas a excepción de la Falla Los Ángeles, que es inferida a partir de la discontinuidad del contacto entre las unidades Los Ángeles y Las Minillas en el sector de Los Huesos y en el Cerro Corral de Palo. El resto de las fallas fueron caracterizadas utilizando el nivel tobáceo blanco (Figura 4.10 y Figura 7.4 c) encontrado en el valle del Estero Los Ángeles, mayormente en la ladera sur.

Temporalidad

La actividad del SFLA se inicia posterior a los 110 Ma ya que afecta a la parte superior de la Unidad Los Ángeles o Formación Cerro Morado (Capítulo 4 y Capítulo 6).

7.2. Anticlinal La Petaca

General

El Anticlinal La Petaca corresponde a un pliegue anticlinal levemente asimétrico (Figura 7.1) y buzante al sur. Su nombre proviene del cerro homónimo que se encuentra próximo al eje del pliegue. Es una estructura que se extiende por gran parte del área de estudio y que afecta a las unidades Las Minillas y Los Ángeles (Figura 4.2).

Descripción

El anticlinal se ubica en la parte central del Estero Los Ángeles y presenta un rumbo de N40°W y un buzamiento de 12°SE. Este anticlinal se prolonga por al menos 9,7 km hacia el sueste de Los Huesos. Su limbo occidental, que es el más inclinado, posee un manteo de 30°SW y su limbo oriental se inclina con 10° al NE (Figura 7.5 a y b). Esta estructura tiene una media longitud de onda *ca.* 15 km y una amplitud *ca.* 2 km.

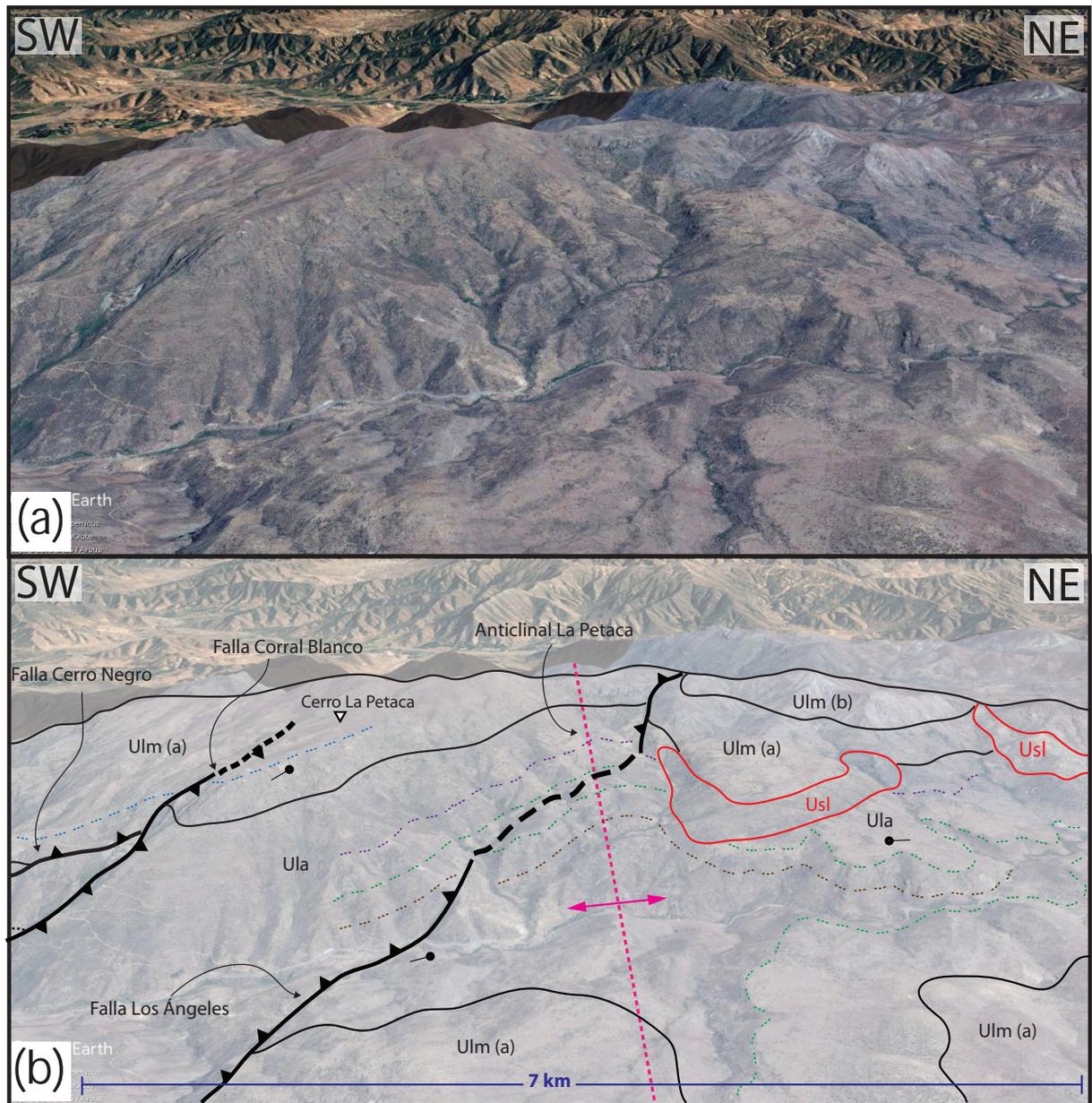


Figura 7.5: (a) y (b) Fotografía y esquema del Anticinal La Petaca en la parte central del Estero Los Ángeles. Se observa que el anticlinal es levemente asimétrico y está afectando a las fallas Cerro Negro, Corral Blanco y Los Ángeles. Usl: Unidad San Lorenzo, Ula: ULA, Ulm(a): sección inferior de la ULM y Ulm(b): sección media de la ULM.

El anticlinal es responsable de la gran extensión hacia el oriente que presenta la Unidad Los Ángeles a esta latitud, evidenciado por la aparición de los miembros superior e inferior de la Unidad Los Ángeles en la localidad de El Tártaro y al sureste del valle del Río Putaendo (Figura 4.2).

Temporalidad

Esta estructura es posterior a los 85 Ma debido a que afecta a la parte media-superior de la Unidad Las Minillas o Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas ([Capítulo 4](#) y [Capítulo 6](#)). La edad mínima que puede tener esta estructura es oligocena tardía ([Jara y Charrier, 2014](#)), ya que no bascula a la Unidad Chalaco o Unidad Alicahue–Chepical ([Capítulo 6](#)).

7.3. Dominio Oriental

7.3.1. Sinclinal El Manzano

General

El Sinclinal El Manzano corresponde a un pliegue sinclinal levemente asimétrico. Se ubica entre el sector de El Manzano y Las Minillas, al suroeste del Cerro El Coirón ([Figura 4.2](#)). Es una estructura que afecta a las unidades Los Ángeles y Las Minillas.

Descripción

El sinclinal tiene un eje de rumbo N45°W y se extiende por 1 km. Su limbo occidental tiene una inclinación de 19°NE y el limbo oriental, de 26°S. En las zonas aledañas a esta estructura, especialmente al suroeste, se observan diversas perturbaciones en el rumbo y manto de los estratos, sin embargo, en este trabajo no se logró caracterizar ni comprender con certeza la disposición de las capas. Por ese mismo motivo, no es posible estimar la media longitud de onda ni la amplitud. Cabe destacar que en el limbo occidental, se encontró una roca con espejos de falla correspondiente a una arenisca fina roja, intensamente hematitizada.

Temporalidad

Esta estructura es posterior a los 110 Ma debido a que afecta a la parte superior de la Unidad Los Ángeles o Formación Cerro Morado ([Capítulo 4](#) y [Capítulo 6](#)).

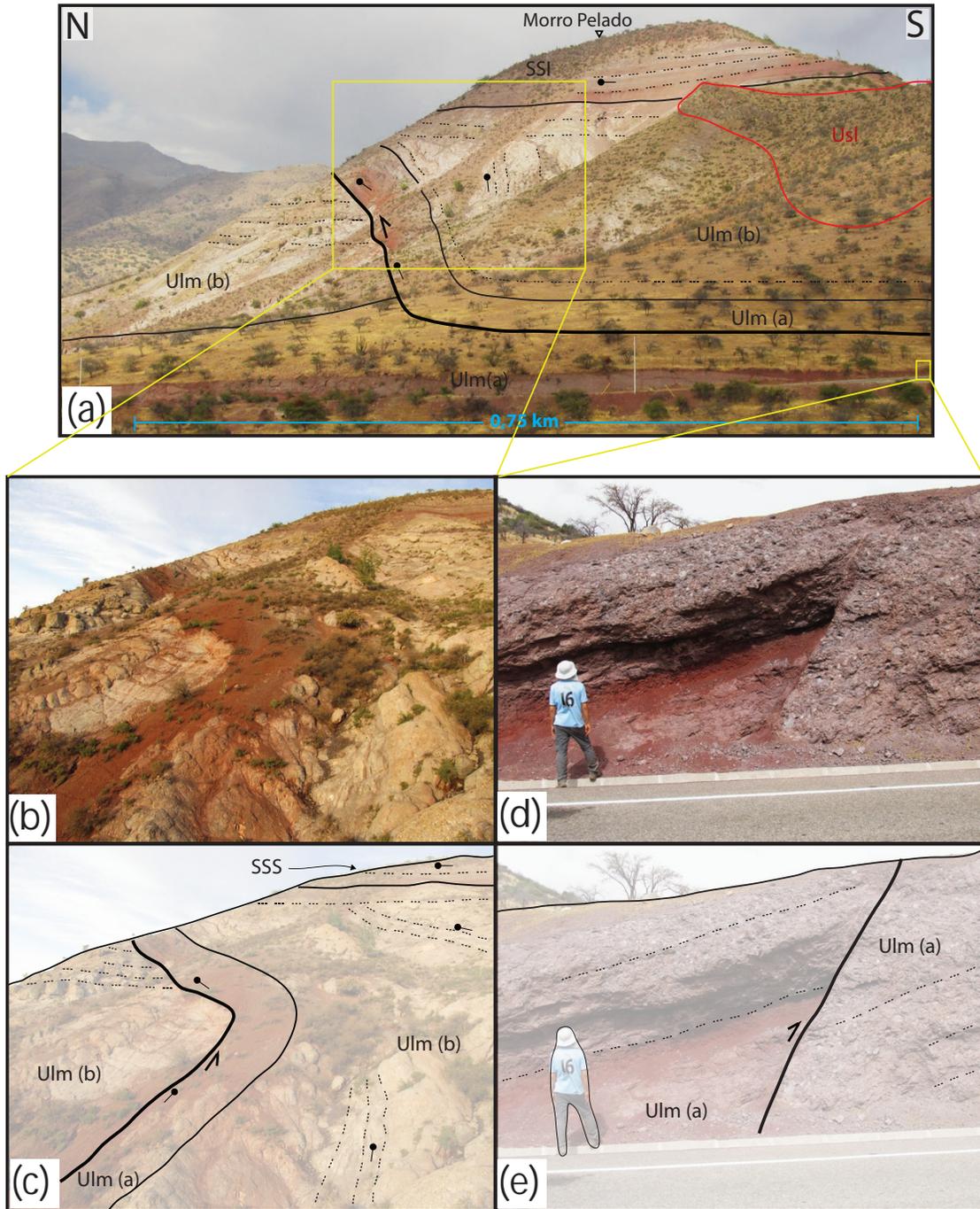


Figura 7.6: (a) Vista al E del Morro Pelado, se observa la falla homónima, la disposición de los estratos y las unidades deformadas. Ulm(a): sección inferior de la ULM, Ulm(b): sección media de la ULM, Usl: Unidad San Lorenzo y SSI: subunidad sedimentaria inferior de la ULM. (b) y (c) Fotografía y esquema de un zoom de la Falla Morro Pelado, su ubicación se encuentra en (a). (d) y (e) Fallas inversas con vergencia S y de desplazamientos métricos, que afectan a la sección inferior de la ULM. La ubicación se muestra en (a).

7.3.2. Falla Morro Pelado

General

La Falla Morro Pelado corresponde a una falla inversa observada. Se ubica en el cerro homónimo, en el sector de Las Minillas y afecta a la sección inferior y media de la Unidad Las Minillas (Figura 4.2).

Descripción

La Falla Morro Pelado presenta un rumbo de $N65^{\circ}W$ y su traza se extiende por 700 m. El nivel de despegue de esta falla posee una geometría que se compone de un plano inferior con manteo de $55^{\circ}SE$ y un plano superior de $35^{\circ}SE$ (Figura 7.6 a, b y c). Esta estructura monta y, por lo tanto, repite parte de la sección inferior y media de la Unidad Las Minillas, y está sellada por estratos de la SSI de esta misma unidad que se disponen con el rumbo y manteo regional de $N70^{\circ}W$ y $7^{\circ}E$, respectivamente. Junto a la ruta E-41, 200 m al sur de la Falla Morro Pelado, se reconocieron múltiples fallas inversas con desplazamientos de algunos metros y de vergencia sur, que afectan a la sección inferior de la Unidad Las Minillas (Figura 7.6 a, d y e).

Temporalidad

La edad de esta estructura está acotada entre los 110 y 85 Ma, debido a que afecta a la parte inferior de la Unidad Las Minillas o miembros Pitipeumo y Tabón de la Formación Las Chilcas y está sellada por la parte superior de la Unidad Las Minillas o Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas (Capítulo 4 y Capítulo 6).

7.3.3. Sistema de Fallas Las Minillas (SFLM)

General

El SFLM es un sistema estructural de vergencia oeste que agrupa cuatro fallas inversas: Falla Las Minillas, Falla Las Ranas, Falla El Cráter y Falla Norte (Figura 7.1 y Figura 7.3). Estas fallas se distribuyen en el sector de Las Minillas y El Arrayán y afectan a la Unidad Los

Ángeles y la Unidad Las Minillas, específicamente, a su sección inferior y media ([Figura 4.2](#), [Figura 4.4](#) y [Figura 4.3](#)).

Falla Las Minillas

La Falla Las Minillas se localiza en el sector homónimo, a los pies del Cerro Corral de Palo. Esta estructura tiene un rumbo NNW a NNE, una vergencia oeste y su traza se prolonga por 6 km ([Figura 7.7](#) a y b). Esta falla tiene un rechazo vertical de 280, alzando y exponiendo la Unidad Los Ángeles en el Cerro Corral de Palo. Adicionalmente esta estructura trunca a la Falla Las Ranas.

En la traza de la falla se observó un afloramiento de areniscas con un clivaje subvertical y con un rumbo N10°W ([Figura 7.7](#) e). Se reconocieron también rocas piroclásticas con *flamme* subverticales ([Figura 7.7](#) c y d) cercanas a la traza de la falla, que por su disposición, geometría y similitud con otras tobas reconocidas más al oeste, no corresponden a ignimbritas fisurales como las identificadas en el Cajón de Lo Valle en el trabajo de [Boyce \(2015\)](#). Por lo tanto, ambas observaciones darían cuenta de la deformación que generó la Falla Las Minillas en sus proximidades ([Figura 7.7](#)).

Falla Las Ranas

La Falla Las Ranas se ubica en el sector de Las Minillas, 600 m al este de la Falla Las Minillas. Esta estructura tiene un rumbo NNW, verge al oeste y su traza se extiende por 2 km ([Figura 7.7](#) a y b). Está conformada por un nivel de despegue localizado en la sección superior de la Unidad Los Ángeles (rocas piroclásticas) que estaría compuesto por tres planos con manteos de 45°W, 30°W y 45°W ([Figura 7.3](#)). No es posible estimar el desplazamiento de esta estructura.

Alrededor a la traza de la falla, se identificaron piques mineros con mineralización de Cu y rocas con intenso clivaje que tiene un rumbo N28°E y manteo de 72°W.

Falla El Cráter

La Falla El Cráter se ubica en la planicie de El Arrayán y a través del Cerro La Pirámide. Esta estructura tiene un rumbo NNW que varía a NS hacia el norte, verge al oeste y su traza se extiende por 6,6 km ([Figura 4.2](#) y [Figura 4.4](#)). El rechazo vertical de esta discontinuidad es

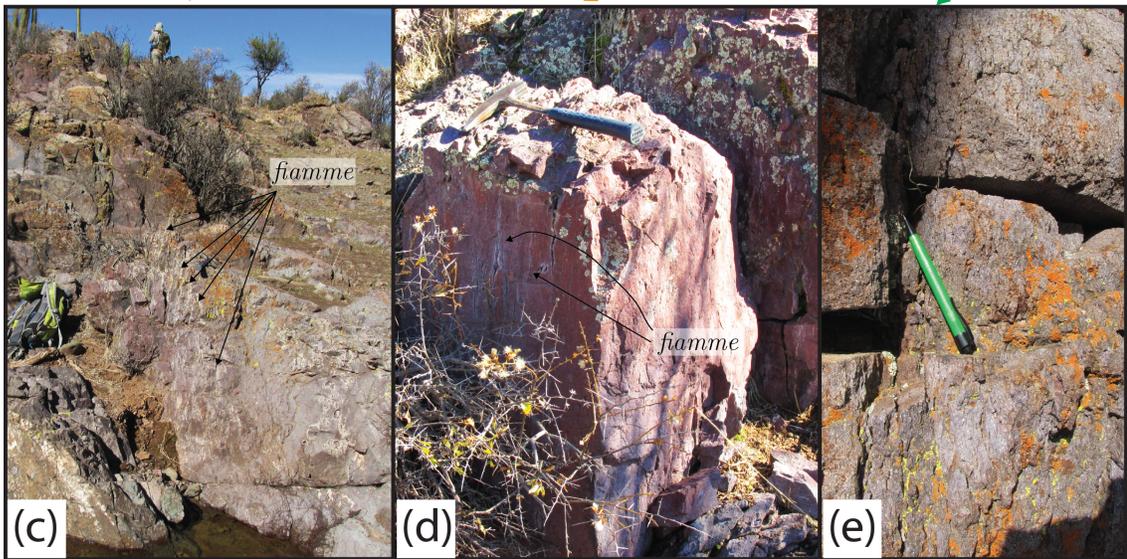
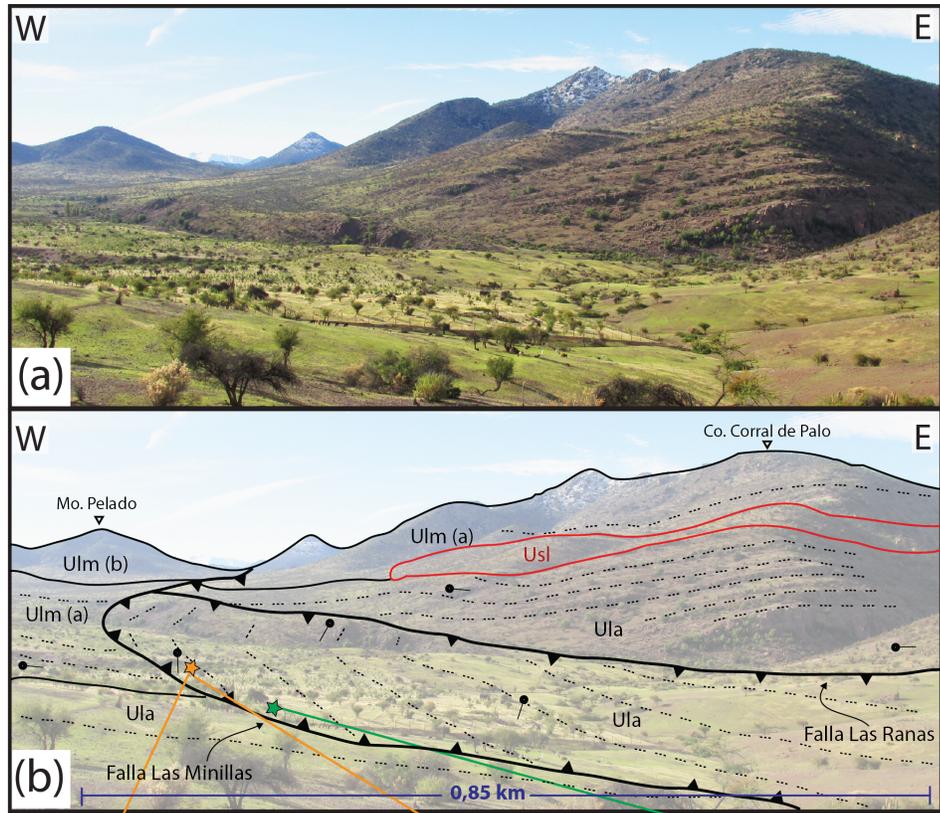


Figura 7.7: (a) y (b) Fotografía y esquema del sur de Las Minillas, exponiendo el Sistema de Fallas Las Minillas. Muestra cómo la Falla Las Minillas está alzando relativamente la ULA en el Cerro Corral de Palo y la Falla Las Ranas inclina los estratos de la ULA. (c) y (d) Tobas soldadas con *fiamme* subverticales, identificadas cerca de la Fallas Las Minillas. Su ubicación se muestra en (b) con una estrella anaranjada. (e) Arenisca conglomerádica con clivaje subvertical encontrada próxima a la traza de la Falla Las Minillas. Su ubicación se muestra en (b) con una estrella verde. Usl: Unidad San Lorenzo, Ula: ULA, Ulm(a): sección inferior de la ULM y Ulm(b): sección media de la ULM.

de 200–250 m y está conformada por un flat y una rampa de 20°. La falla genera el alzamiento relativo y la repetición de la sección inferior y superior de la Unidad Las Minillas, además de aumentar su inclinación, provocando un suave monoclin al E (Figura 7.1).

La traza de esta falla coincide con la ubicación del depósito de Cu–(Ag) Boris–Angelo (Figuroa-Cisterna *et al.*, 2011). Por otra parte, es paralela y se localiza muy próxima a una serie de cuerpos intrusivos de menor tamaño de la Unidad San Lorenzo con orientación NNW, y al *Stock* La Pirámide (Figura 4.2).

Falla Norte

La Falla Norte se sitúa al norte de la planicie El Arrayán pasando por el Cerro La Pirámide. Esta estructura presenta un rumbo NNE a NS, verge al oeste y su traza tiene una extensión de 3 km (Figura 4.2 y Figura 4.4). La falla afecta a la sección inferior y media de la Unidad Las Minillas, repitiendo la secuencia hacia el este y generando un desplazamiento vertical relativo de ~30 m.

Inmediatamente al sur de la falla, se identificó un desnivel en un abanico aluvial que concuerda con la proyección de la traza, lo que coincide, con el lineamiento observado en la imagen satelital y con la discontinuidad de las unidades. Este lineamiento se extiende hacia el sur con un rumbo NS y podría llegar a unirse con la Falla Las Minillas, sin embargo, con los datos que se tienen, esta relación no se puede asegurar.

Temporalidad

El SFLM se originó posterior a los 85 Ma, esto debido a que afecta a la sección superior de la Unidad Las Minillas o Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas (Capítulo 4 y Capítulo 6). Por otra parte, las fallas Las Minillas y El Cráter no afectan a la Unidad Chalaco o Unidad Alicahue–Chepical (Capítulo 6) por lo que serían previas al Oligoceno tardío (Jara y Charrier, 2014). La Falla Norte tendría actividad cuaternaria.

7.3.4. Sinclinal–Anticlinal El Arrayán

General

El par Sinclinal–Anticlinal El Arrayán corresponde, de oeste a este, a un sinclinal levemente asimétrico seguido de un anticlinal simétrico (Figura 7.1). Estas estructuras se ubican en la planicie de El Arrayán, a los pies del Cordón El Cráter y afectan a la Unidad Las Minillas (Figura 4.2 y Figura 4.4).

Descripción

La longitud de onda de estas estructuras es *ca.* 2 km y su amplitud es *ca.* 400 m. El Sinclinal El Arrayán posee un rumbo de N12°W y se extiende 1,4 km por la planicie homónima. El limbo occidental tiene un manteo de 15°NE y el limbo oriental se inclina 40° al NE (Figura 7.1). Por otra parte, el Anticlinal El Arrayán se extiende 2,5 km por la planicie homónima y tiene un rumbo hacia el sur de N12°W y hacia el norte de N30°W. Sus limbos poseen una inclinación de 40°.

Dos cuerpos intrusivos de la Unidad San Lorenzo se alinean paralelo al eje del Anticlinal El Arrayán. Adicionalmente, este anticlinal es afectado por la Falla El Cráter.

Temporalidad

El par sinclinal–anticlinal es posterior a los 110 Ma debido a que afecta a la parte inferior de la Unidad Las Minillas o miembros Pitipeumo y Tabón de la Formación Las Chilcas (Capítulo 4 y Capítulo 6). Por otra parte, estas estructuras al ser afectadas por la Falla El Cráter, indicarían que son previas al Oligoceno tardío (ver Temporalidad del SFLM).

7.3.5. Sinclinal–Anticlinal Soledad

General

El par Sinclinal–Anticlinal Soledad corresponde, de sur a norte, a un sinclinal simétrico seguido de un anticlinal levemente asimétrico (Figura 7.2). Estas estructuras se ubican en el Cordón El Cráter, entre el Cerro Corral de Palo y la latitud del Morro Pelado, y afectan a

las unidades Los Ángeles y Las Minillas (Figura 4.2).

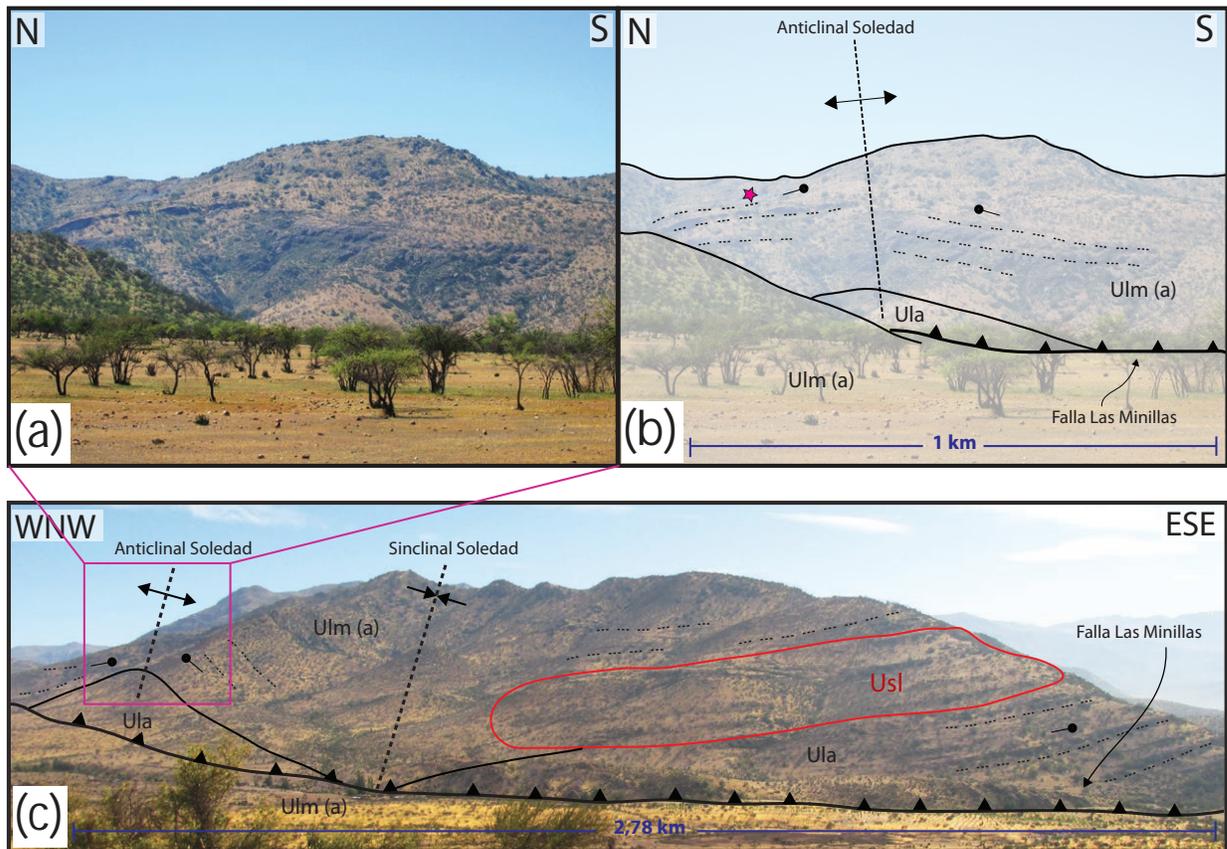


Figura 7.8: (a) y (b) Fotografía y esquema del Anticinal Soledad que afecta a la ULM y ULA. La estrella corresponde al depósito de Cu-(Ag) Boris-Angelo. Su ubicación se encuentra en (c). (c) Vista al NNE del sector de Las Minillas. Se observa el Anticinal y Sinclinal Soledad y la Falla Las Minillas afectando a las unidades ULA y ULM. Usl: Unidad San Lorenzo, Ula: ULA y UIm(a): sección inferior de la ULM.

Descripción

La longitud de onda de estas estructuras es *ca.* 3,5 km y su amplitud es *ca.* 500 m. El Sinclinal Soledad posee un rumbo de N80°W y se extiende por 1,5 km en el Cordón El Cráter. Sus limbos poseen una inclinación de 15° (Figura 7.3 y Figura 7.8 c). Por otra parte, el Anticinal Soledad tiene un rumbo de N85°E y se extiende por 1,1 km en el Cordón El Cráter (Figura 7.8 a y b). El limbo sur tiene un manteo de 16°SE, el limbo norte se inclina 30° al NE. Cabe destacar que muy cerca del eje del anticlinal, se ubica el depósito de Cu-(Ag) Boris-Angelo (Figuroa-Cisterna *et al.*, 2011).

El Anticlinal Soledad es afectado por la Falla El Cráter que repite la sección inferior y media de la Unidad Las Minillas (Figura 7.2). Adicionalmente, se identificaron pequeñas fallas normales con desplazamientos menores a 10 m en los limbos de este pliegue.

Temporalidad

El par sinclinal–anticlinal es posterior a los 110 Ma debido a que afecta a la parte inferior de la Unidad Las Minillas o miembros Pitipeumo y Tabón de la Formación Las Chilcas (Capítulo 4 y Capítulo 6). Por otra parte, estas estructuras al ser afectadas por la Falla El Cráter, indicarían que son previas al Oligoceno tardío (ver Temporalidad del SFLM).

7.3.6. Fallas Cerro Blanco

General

Las fallas Cerro Blanco corresponden a dos fallas inversas de vergencias opuestas. Se localizan a los pies del Cerro Blanco, en la parte oriental de El Arrayán, y afectan a la sección inferior y media de la la Unidad Las Minillas (Figura 4.2 y Figura 4.4).

Descripción

El rumbo de ambas fallas varía de NE, al oriente, a EW, al occidente. Las trazas de estas fallas no superan los 800 m (Figura 7.9 a y b). La falla norte verge al norte y la falla sur verge al sur, formando una estructura de *pop-up*.

Estas estructuras elevan estratigráficamente la sección inferior de la Unidad Las Minillas y están asociadas a una zona de intensa alteración a hidróxidos de Fe (Figura 7.9 c).

Temporalidad

Estas estructuras son posteriores a los 110 Ma debido a que afecta a la parte inferior de la Unidad Las Minillas o miembros Pitipeumo y Tabón de la Formación Las Chilcas (Capítulo 4 y Capítulo 6).

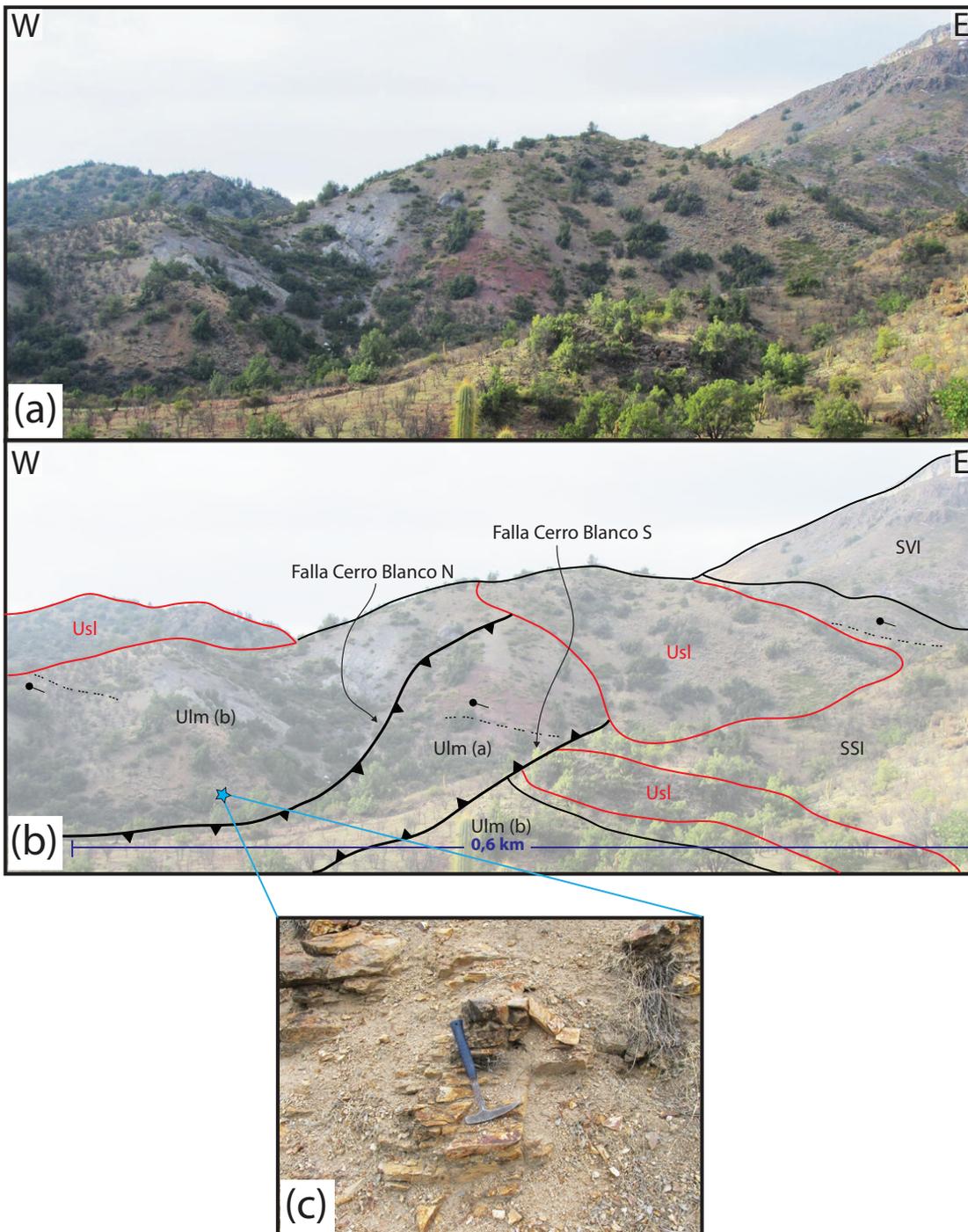


Figura 7.9: (a) y (b) Fotografía y esquema de las fallas Cerro Blanco N y S en el sector de El Arrayán norte. Las fallas alzan relativamente un bloque de la sección inferior de la ULM, poniéndolo en contacto con la SSI. La estrella celeste muestra la ubicación de la zona de alteración. Usl: Unidad San Lorenzo, Ulm(a): sección inferior de la ULM, Ulm(b): sección media de la ULM, SSI: subunidad sedimentaria inferior de la ULM y SVI: subunidad volcanoclástica inferior de la ULM. (c) Zona de alteración cercana a la Falla Cerro Blanco (norte), donde se reconocen hidróxidos de Fe alterando a la roca caja. Su ubicación se encuentra en (b).

7.4. Interpretaciones

Las estructuras más importantes del SFLA son las fallas Cerro Negro y Los Ángeles, que a diferencia de las otras estructuras, presentan un mayor desplazamiento y prolongación de sus trazas de falla. Esto implica que la vergencia principal del sistema sería el mismo de las estructuras más relevantes, es decir, hacia el este. Considerando lo anterior, la geometría y el tamaño que presentan las fallas Pitipeumo y Corral Blanco, éstas estructuras corresponderían a *backthrusts* de las fallas principales del SFLM. Estas parejas de fallas, como lo son la Falla Corral Blanco–Falla Los Ángeles y Falla Pitipeumo–Falla Corral de Palo, conforman estructuras de *pop-up*.

El Anticlinal La Petaca y el Sinclinal–Anticlinal El Arrayán poseen limbos asimétricos, de ángulo medio y charnelas apretadas por lo que se consideran como pliegues por propagación de falla. Estas fallas serían de vergencia oeste, por la geometría de los pliegues, y no aflorarían en superficie.

El Sinclinal–Anticlinal Soledad, a pesar de tener limbos levemente asimétricos y de ángulo medio a bajo, presenta una charnela apretada y geometrías similares a una pliegue por propagación de falla. La falla que generó estas estructuras sería de vergencia sur.

Por otra parte, para poder conseguir la geometría propuesta en el Perfil C–C' es necesario que ocurra un primer episodio de deformación que corresponde al movimiento inverso de la Falla Las Minillas. En segundo lugar, debería generarse la Falla Las Ranas de vergencia opuesta a la Falla Las Minillas y finalmente, debe suceder otro episodio inverso (?) para la Falla Las Minillas. Esta combinación de sucesos permite explicar la configuración encontrada en superficie.

Capítulo 8

Eventos tectónicos y paleogeografía a partir del registro sedimentario e ígneo

En esta sección se muestran 8 etapas de la evolución paleogeográfica y tectónica del área de estudio en base al registro sedimentario e ígneo. En cada etapa se describen los sistemas sedimentarios presentes, las implicancias tectónicas asociadas al desarrollo de esos sistemas, los pulsos volcánicos y el emplazamiento de intrusivos. No todas las etapas presentan edades claras, sin embargo, se utilizaron las correlaciones entre las unidades definidas en este trabajo y las formaciones definidas por otros autores ([Capítulo 6](#)), para constreñir la cronología de los eventos.

8.1. Etapa 1

Se depositan 825 m de lavas y tobas líticas y vítreas de la **Formación Cerro Morado**, con intercalaciones volcanosedimentarias que son de menor importancia y se relacionan con procesos de retrabajo en un ambiente volcánico. Las lavas predominan hacia la parte inferior y las tobas hacia la superior de la formación, lo que da cuenta de una evolución del carácter volcánico, desde efusivo a explosivo ([Figura 4.5](#)).

Para acotar la edad de la Formación Cerro Morado se tomaron en consideración las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa de $119\pm 1,2$ Ma ([Aguirre *et al.*, 1999](#)) y $118,7\pm 0,6$ Ma ([Fuentes *et al.*, 2004](#)) de la subyacente Formación Veta Negra. Esto indica que la Formación Cerro Morado y por lo tanto esta etapa se deposita posterior a los 118 Ma. Por otra parte, en este trabajo se obtuvo una edad mediante U–Pb en circones ígneos que le asigna 110 Ma a un nivel

tobáceo cercano al techo de la Formación Cerro Morado ([Subsección 4.1.4 del Capítulo 4](#)), permitiendo acotar la edad superior de esta etapa.

La Unidad Máfica del Complejo Plutónico Illapel da cuenta de la expresión intrusiva asociada al arco magmático. Ella se encuentra fuera del área de estudio, hacia el noroeste y tiene edades de 118 a 113 Ma ([Ferrando, 2014](#); [Morata *et al.*, 2010](#)), lo que indicaría que el arco frontal se encontraba al oeste del área de estudio. El resto del arco estaría representado por el volcanismo de la Formación Cerro Morado que se reconoce en gran parte del área de estudio.

8.2. Etapa 2

Sobre lo anterior, se depositan los primeros 400 m de sedimentos de los **miembros Pitipeumo y Tabón** de la Formación Las Chilcas que fueron estudiados en detalle en este trabajo. Durante esta etapa se diferencian dos dominios que tienen una evolución sedimentaria disímil, uno oriental en el sector de Las Minillas y otro en la parte occidental de la Quebrada Los Ángeles.

Dominio sedimentario oriental: Las Minillas

Estos depósitos están asociados a grandes abanicos aluviales que se extienden desde las zonas montañosas hacia las zonas más planas, depositándose en discordancia erosiva sobre la Formación Cerro Morado. Estos abanicos se desarrollan sobre el nivel base de los ríos y presentan variaciones en la energía de sus flujos. La discordancia erosiva que marca el inicio de esta etapa puede asociarse a descensos abruptos en la razón de acomodación/sedimentos, es decir, etapas con baja subsidencia o incluso alzamiento ([Martinsen *et al.*, 1999](#)).

A través de la interpretación de facies se reconoció una serie de variaciones que sufre el sistema sedimentario aluvial en Las Minillas durante esta etapa, mientras se depositan los miembros Pitipeumo y Tabón:

- i. En una **primera subetapa**, se genera un relieve a menos de 5 km de distancia de Las Minillas que permite el desarrollo simultáneo de dos tipos de abanicos en Estadio 2 ([Blair y McPherson, 1994](#)) que depositan 230 m de sedimentos. Estos abanicos tuvieron pendientes entre 5° a 15° y se originaron por la inestabilidad de depósitos coluviales que generó abundantes flujos de detritos (Tipo I de [Blair y McPherson, 1994](#))), y por el desarrollo de episodios de abundantes lluvias o derretimiento de nieve repentino, que

- provocaron flujos no confinados catastróficos (Tipo II de [Blair y McPherson, 1994](#)). Este correspondería a un primer pulso tectónico dado por un aumento importante en la granulometría de los depósitos. Los clastos que componen estos depósitos son muy similares a las lavas *ocoíticas* y las tobas soldadas de la Formación Cerro Morado, por lo que se infiere que ésta se encontraba bajo erosión para poder ser la fuente de sedimento.
- ii. En una **segunda subetapa**, posiblemente se mantiene estable el relieve ya que los abanicos evolucionan a un Estadio 3, permitiendo el crecimiento del abanico. En este contexto la pendiente del abanico rondaría entre los 2° a 8° y se depositan sedimentos hasta zonas más lejanas, con un radio aluvial de 3 a 10 km. La granulometría promedio disminuye durante esta subetapa y predomina el abanico Tipo I o dominado por flujos de detritos. Eso implica que las condiciones fueron favorables para el desarrollo de este tipo de abanico, es decir, gran cantidad de depósitos coluviales que por procesos de gravedad generaron flujos que depositaron 80 m de conglomerados.
 - iii. En una **tercera subetapa**, se mantiene el Estadio 3 del abanico, sin embargo, predomina el Tipo II o el dominado por *sheetflood*. La granulometría disminuye aún más y predominan condiciones de eventos catastróficos que generan grandes flujos no confinados arenosos, acumulándose 90 m más de depósitos.

Dominio sedimentario occidental: Quebrada Los Ángeles

Este trabajo y el de [Arévalo \(1992\)](#) dan cuenta de facies más finas en la Quebrada Los Ángeles que las mencionadas anteriormente para los miembros Pitipeumo y Tabón. En este sector, el inicio de esta etapa está marcado por un contacto concordante con las suprayacentes tobas de la Formación Cerro Morado y tiene una edad *ca.* 110 Ma ([Subsección 4.1.4 del Capítulo 4](#)).

Las facies de este dominio se asocian a un ambiente subacuático en comunicación con aguas marinas, de laguna, y un ambiente en parte expuesto y en parte bajo el agua, de playa. [Arévalo \(1992\)](#) describe la presencia de niveles fosilíferos de mitílidos, ostrácodos y gastrópodos en fangolitas y de estructuras sedimentarias de ambientes supralitorales, lo que apoya la teoría de un ambiente lagunar salobre. Este mismo ambiente fue propuesto para las Calizas de Polpaico, que pertenecerían al Miembro Pitipeumo de la Formación Las Chilcas ([Boyce, 2015](#), y referencias allí citadas). [Arévalo \(1992\)](#) plantea que el embahiamiento se cerraría hacia el norte y se abriría hacia el sur. A su vez, [Boyce \(2015\)](#) propone que la laguna se habría generado por una ingresión marina debido a una alta subsidencia inicial de la cuenca.

Tal como se describió para esta etapa en Las Minillas, [Arévalo \(1992\)](#) distingue facies asociadas a zonas distales de abanicos aluviales, mencionando que las paleocorrientes indican altos topográficos hacia el oeste, NNE y noreste. Por lo tanto, los episodios aluvionales descritos serían contemporáneos a la formación de esta laguna que se ubicaría en el sector surponiente del área de estudio, acuniándose hacia el norte y extendiéndose hacia el sur.

Volcanismo

Con relación a los procesos volcánicos, en el sector de las Minillas no se observaron coladas de lava entre las facies aluviales y sólo se reconoció una toba lítica originada por flujos piroclásticos. En cambio, en la Quebrada Los Ángeles se identificaron depósitos de lavas andesíticas intercalados en las facies sedimentarias. [Arévalo \(1992\)](#), reconoce en el Miembro Pitipeumo un mayor espesor de las coladas hacia el oeste. Por ello, la predominancia de depósitos volcánicos y el aumento de su espesor hacia el sector oeste del área de estudio ([Arévalo, 1992](#)) dan un primer indicio de que el arco volcánico se ubicaría al oeste de la zona estudiada.

Respecto de los intrusivos, los datos geocronológicos indican que el magmatismo contemporáneo a esta etapa estaría representado por la Unidad Trondhjemítica del Complejo Plutónico Illapel, situado fuera del área de estudio, y datado en 110 a 108 Ma ([Morata et al., 2010](#); [Ferrando, 2014](#)). Esta etapa también sería coetánea con el segundo pulso de este complejo, la Unidad Tonalítica Principal que se emplazó dentro del área de estudio entre los 102 a 98 Ma ([Morata et al., 2010](#)). Los plutones asociados a estos dos pulsos se ubican en el sector noroccidental, lo que concuerda con que el arco volcánico se encontraría hacia el oeste–noroeste.

El hecho de que casi no se reconozcan depósitos piroclásticos en Las Minillas en los miembros Pitipeumo y Tabón (este trabajo) y que sí se identifiquen abundantes depósitos de este tipo en la Quebrada Los Ángeles (este trabajo; [Arévalo, 1992](#)), significa que existió una barrera topográfica que no permitió el paso de los flujos. Esta barrera corresponde a un bajo y/o alto topográfico, que podría estar representada por la laguna y/o por el relieve al noreste y NNE que describe [Arévalo \(1992\)](#), respectivamente. Otro factor importante para la escasez de depósitos piroclásticos al oriente, sería un alta distancia entre Las Minillas y las fuentes de emisión volcánica, y probablemente, una disminución de la actividad volcánica en comparación con la Etapa 1.

8.3. Etapa 3

Desde esta etapa en adelante se reconocieron depósitos sólo en el dominio oriental, es decir, en Las Minillas. Esto se puede explicar porque los depósitos del sector occidental fueron erosionados o los depósitos sedimentarios y volcánicos se concentraron en el sector oriental, pudiendo ser también una mezcla de ambas.

Durante esta etapa se desarrolla un episodio volcánico importante que se deposita en un ambiente de abanico aluvial y se originan 300 m de depósitos de los **miembros Pitipeumo y Tabón**. El episodio volcánico genera depósitos de flujos piroclásticos, lahares y avalanchas volcánicas y, por ende, abundante material volcánico que al mismo tiempo es retrabajado mediante procesos aluviales. Esto se evidencia en la abundancia de líticos volcánicos y cristales en las rocas sedimentarias coetáneas de esta etapa, que son muy similares a los que presentan las rocas volcánicas.

Los abanicos aluviales se encuentran en el Estadio 3, por ende el relieve está a no más de 10 km. Se reconoce un balance entre los dos tipos de abanico, Tipo I y Tipo II, por lo que se estarían originando tanto flujos de detritos y como también flujos no confinados arenosos. Se identifica un aumento en la granulometría promedio de los depósitos aluviales, lo que puede corresponder a un nuevo pulso tectónico o al incremento de procesos volcánicos que generan material y condiciones de inestabilidad.

En esta etapa el arco frontal seguiría correspondiendo a la Unidad Tonalítica Principal (UTP) del Complejo Plutónico Illapel (Varas, 2011) y se ubicaría al oeste y noroeste de la zona de estudio. La UTP se emplaza entre 4 a 5 km de profundidad (Varas, 2011) y da cuenta de magmatismo félsico y máfico coetáneo (Morata *et al.*, 2010). Este pulso magmático permite que el volcanismo vuelva a tener protagonismo dentro de los procesos sedimentarios que estaban ocurriendo. Los depósitos del arco volcánico asociados a esta etapa, fueron reconocidos principalmente en Las Minillas y El Arrayán, o sea, al este del área de estudio.

Se genera la Falla Morro Pelado que afecta a los depósitos de los miembros Pitipeumo y Tabón. Este fallamiento inverso se mantiene activo sólo en esta etapa (Capítulo 7), puesto que está sellado por los depósitos del Miembro Ñilhue (?) de la etapa siguiente.

8.4. Etapa 4

Sobre los depósitos aluviales y volcánicos de la etapa anterior, se desarrolla un sistema fluvial de tipo trezado con una intercalación lacustre que presenta variaciones en el tiempo, alternándose entre un río arenoso efímero y un río gravoso somero. Durante este período se depositan 150 m de sedimentos finos y medianamente gruesos del **Miembro Ñilhue** (?). Para el techo de esta etapa se obtuvo una edad de 85 Ma, mediante U–Pb en circones ígneos ([Subsección 4.1.4](#) de [Capítulo 4](#)).

Inicialmente se establece un río trezado arenoso efímero que presenta algunos canales poco definidos, con gran extensión lateral y escasas barras. Este sistema se ve afectado por constantes desbordes que depositan niveles areno–fangosos e inundaciones producidas por rápidas descargas de agua. Este sistema fluvial no sería continuo si no que tendría variaciones importantes en su caudal desde las inundaciones a etapas en que deja de haber flujo de agua. En un momento como este, se deben haber acumulado grandes porciones de agua que generaron pequeños lagos que, a su vez, permitieron la depositación de rocas calcáreas ricas en ostrácodos ([Miall, 1996](#)).

Posteriormente se establece un río trezado gravoso somero, que corresponde a un río de baja sinuosidad, con múltiples canales móviles y someros y compuestos de material grueso. La existencia de canales que se superponen y la ausencia de sedimentos finos indica condiciones de baja acomodación/sedimentos, lo que se asocia a una baja subsidencia ([Martinsen *et al.*, 1999](#)) y que puede interpretarse como un período de calma o estabilidad tectónica.

Luego, esta sucesión de río arenoso efímero a río gravoso somero se repite una vez más hasta completar los 150 m. No se tienen direcciones de paleocorrientes para estos ríos, sin embargo, se propone que debería haber existido un relieve, probablemente erosionado y reducido por la etapa anterior, debido a las descargas rápidas de agua en forma de flujos hiperconcentrados y los flujos de detritos que se interdigitan en estos depósitos. Las constantes descargas de grandes cantidades de agua pueden estar asociados a eventos de alta precipitación.

No se identificó ningún tipo de depósito volcánico intercalado en los sedimentarios, esto se atribuye a una merma en la actividad volcánica. Es más, este gap se corresponde con el rango entre las edades más jóvenes de la Unidad Tonalítica de 98 Ma y la edad de la Unidad Granodiorítica de 86 Ma, que son dos pulsos consecutivos del Complejo Plutónico Illapel ([Morata *et al.*, 2010](#); [Varas, 2011](#); [Ferrando, 2014](#)). El arco magmático frontal seguiría ubicándose al noroeste y oeste del área de estudio.

8.5. Etapa 5

Se depositan 200 a 425 m de la parte inferior del **Miembro El Calvario** de la Formación Las Chilcas. Esta etapa está marcada por un importante pulso volcánico que se tendría una edad de 85 Ma ([Subsección 4.1.4](#) del [Capítulo 4](#)).

Los principales productos volcánicos son explosivos y dan cuenta de flujos piroclásticos, avalanchas volcánicas y lahares. Una baja cantidad de este material presenta retrabajo aluvial y están representados por dos niveles sedimentarios. Un nivel que se ubica al inicio de esta etapa y se compone de 25 m de sedimentos gruesos de flujos de detritos, y uno que se ubica en la parte media y que está compuesto de 30 m de depósitos lacustres con fangolitas y areniscas finas.

A pesar de que se identifica un leve aumento de la granulometría en el primer nivel, no se puede asegurar un rejuvenecimiento del relieve a gran escala porque no se alcanzan grandes tamaños de clastos y los depósitos tienen una baja potencia. Este relieve puede estar asociado en mayor medida a los procesos volcánicos primarios y, en menor medida, al alzamiento relativo tectónico. El nivel lacustre posee *sof-sediment deformation structures* que, en este contexto, serían gatilladas por pendiente, sismos y/o carga sedimentaria. Estos factores pueden relacionarse con la actividad volcánica y al constante influjo y depositación de sedimentos que ésta permite.

Este incremento de la actividad volcánica sería simultáneo al emplazamiento de la Unidad Granodiorítica del Complejo Plutónico Illapel que ocurre a los 86 Ma ([Ferrando, 2014](#), y referencias allí citadas). Los depósitos volcánicos de esta etapa se reconocen en Las Minillas y El Arrayán, por lo que el arco volcánico se extendería hasta el sector oriental del área de estudio.

8.6. Etapa 6

Se produce un nuevo pulso tectónico que genera un relieve y permite el desarrollo de múltiples flujos de detritos no cohesivos que se depositan en un ambiente de abanico aluvial. En esta etapa se depositan 300 m de la parte media del **Miembro El Calvario**.

Este pulso está evidenciado por un aumento considerable en la granulometría de los conglomerados aluviales y en el desarrollo de abanicos aluviales, que necesita de un alzamiento

relativo para que ocurran los procesos gravitatorios. El sistema de abanico aluvial que se produce en esta etapa es de Tipo I o dominado por flujos de detritos.

8.7. Etapa 7

En esta etapa ocurre un pulso volcánico que se evidencia en al menos 625 m de depósitos volcánicos y sedimentarios. Este pulso está dominado por procesos piroclásticos, aunque también se reconocen algunos sedimentos volcánicos retrabajados por procesos sedimentarios. No se tienen mayores antecedentes sobre el ambiente sedimentario que se desarrolló en esta etapa, ya que esta sección no fue analizada en detalle. Es durante esta etapa cuando se deposita la parte superior del **Miembro El Calvario**, que corresponden a los últimos registros de la Formación Las Chilcas en el área de estudio.

8.8. Gap

Posterior a la depositación del Miembro El Calvario, se emplaza la franja intrusiva cretácica tardía. Estos *sills*, diques y *stocks* corresponden a la Unidad San Lorenzo, que tiene edades entre los 86 y 65 Ma (Rivano *et al.*, 1993) y se ubica en la parte central del área de estudio, al este del Complejo Plutónico Illapel. Este magmatismo representaría la ubicación del arco fontal en el Cretácico Tardío. A diferencia de lo que ocurre con los intrusivos del Complejo Plutónico Illapel que se concentran en cuerpos de gran volumen, la Unidad San Lorenzo se distribuye en múltiples cuerpos de menor y mayor volumen que intruyen a las rocas de la Formación Las Chilcas. Luego se emplaza la Unidad Fredes que presenta edades de 68 y 63 Ma (Munizaga, 1972; Munizaga y Vicente, 1982) en el área de estudio, y se ubica levemente al este de la Unidad San Lorenzo. Ambas unidades intruyen a las rocas de la Formación Las Chilcas, lo que sugiere que estas rocas deberían haberse encontrado algunos kilómetros bajo la superficie en esta etapa.

No hay registros volcánicos ni sedimentarios para toda esta etapa en la zona de estudio y sólo se puede deducir que, en un momento posterior a los 63 Ma, ocurre un proceso que exhuma y erosiona intensamente las rocas cretácicas, dejando en la superficie al Miembro El Calvario. En la parte oriental de la zona de estudio, se obtuvieron edades de exhumación mediante trazas de fisión en apatito de $46,2 \pm 12,4$, $40,3 \pm 12,8$ y $35,9 \pm 10,2$ Ma (Campbell, 2005) para las rocas de la Formación Las Chilcas. Por lo tanto, estas rocas podrían haber

sido exhumadas entre el Eoceno y el Oligoceno, considerando el gran error que tienen los datos.

8.9. Etapa 8

Para esta etapa ya debería haberse generado uno o más episodios de deformación, en los que se habría formado el Anticlinal La Petaca, el Anticlinal–Sinclinal El Arrayán, Anticlinal–Sinclinal Soledad y las fallas El Cráter y Las Minillas (Temporalidad en el [Capítulo 7](#)).

Se establece un nuevo ambiente volcánico donde se depositan 425 m de la **Unidad Alicahue–Chepical** o las formaciones Abanico y Farellones, en discordancia angular y de erosión por sobre la Formación Las Chilcas. Los depósitos de esta etapa se originaron producto de coladas de lava, flujos piroclásticos y retrabajo de sedimentos volcánicos, evidenciando que el arco volcánico de la época se extendía el sector oriental de la zona de estudio. Como se mencionó anteriormente, discordancias de erosión en estos sistemas dan cuenta de descensos abruptos en la razón de acomodación sobre sedimentos, que en muchos casos representan baja subsidencia o incluso alzamiento ([Martinsen *et al.*, 1999](#)).

La Unidad Alicahue–Chepical presenta edades entre el Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano ([Jara y Charrier, 2014](#)). En la confluencia del Río Rocín y el Río Putaendo, 10 km al este del área de estudio, se tienen edades U–Pb en circones ígneos de $26,5 \pm 2,3$ Ma para esta unidad. Por lo tanto, esta etapa, que es simultánea la Unidad Alicahue–Chepical, se habría iniciado en el Oligoceno Tardío.

Durante este período se emplaza la Unidad El Cráter, que corresponde a cuerpos subvolcánicos que intruyen a las rocas volcánicas y sedimentarias de la Unidad Alicahue–Chepical. Este magmatismo sería contemporáneo o inmediatamente posterior a la formación de estas rocas, ya que se correlacionó con la Unidad Portezuelo del Azufre que tiene edades K/Ar en roca total y plagioclasa entre $17,8 \pm 0,6$ Ma y $19,2 \pm 0,7$ Ma ([Rivano *et al.*, 1993](#)).

Capítulo 9

Modelo paleogeográfico local

En este capítulo se caracteriza el modelo paleogeográfico local que fue construido en base a las evidencias estratigráficas, sedimentarias y estructurales del área de estudio. Estas evidencias están descritas e interpretadas en el [Capítulo 8](#). La gran mayoría de las estructuras no fueron consideradas en el modelo porque no pudieron ser acotadas temporalmente. La totalidad de ellas sólo se considera en la etapa final ya que representaría el estado actual del área de estudio.

9.1. Aptiano?–Albiano

Durante el Aptiano y a comienzos del Albiano se depositan 825 m de las lavas andesíticas, tobas y brechas de la **Formación Cerro Morado** (Etapa 1 de la [Capítulo 8](#)).

El arco estaría representado por el volcanismo de la Formación Cerro Morado que se reconoce en gran parte del área de estudio ([Figura 9.1](#)). Esta formación ha sido identificada por [Boyce \(2015\)](#) hacia el suroeste, en los Cerrillos de Catemu, por lo que sería un arco con gran extensión lateral.

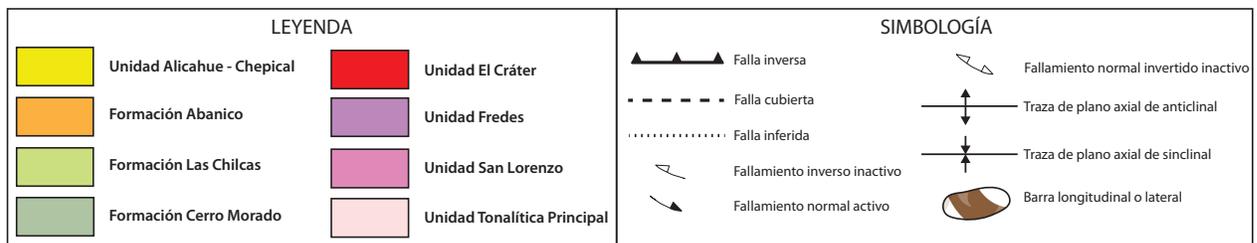
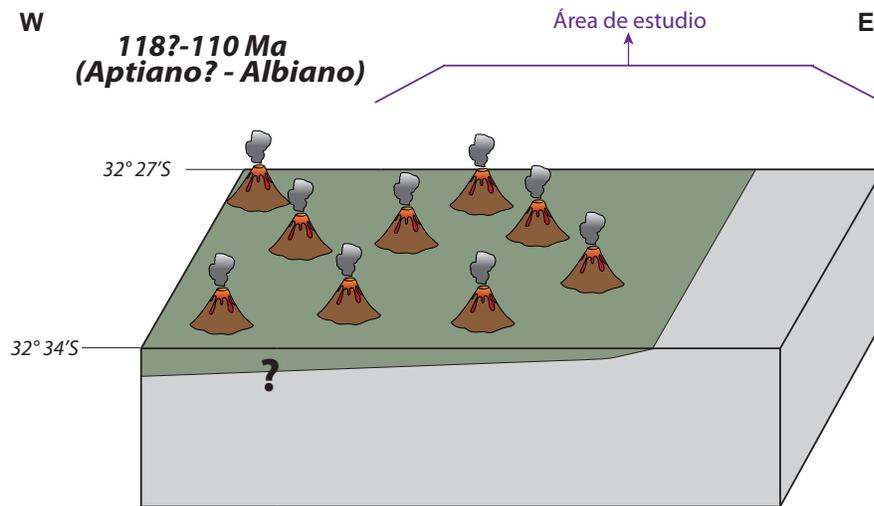


Figura 9.1: Esquema paleogeográfico del área de estudio para el Aptiano–Albiano entre los 32°27'–32°34'S.

9.2. Albiano?–Santoniano

Entre el Albiano y el Santoniano, en el área de estudio se desarrolla un régimen compresivo. Los depósitos que se originan responden a los alzamientos, cambios en la topografía y a la mayor o menor incidencia de la actividad volcánica. Adicionalmente, se reconocen episodios en los que disminuye la compresión y que dan paso a procesos erosivos importantes. Durante este período se observa una migración del arco hacia el este, lo que se evidencia en las rocas intrusivas y volcánicas.

Durante esta etapa se depositan los miembros Pitipeumo, Tabón, Ñilhue y El Calvario de la **Formación Las Chilcas**.

1. El primer pulso tectónico (Etapa 2 del **Capítulo 8**) provoca la separación de dos dominios sedimentarios donde se depositan 400 m de conglomerados, areniscas, fangolitas y calizas de los **miembros Pitipeumo y Tabón** (**Figura 9.2**). El dominio occidental se compone de una laguna en comunicación con agua marina y abanicos

aluviales que provienen del este, oeste y noroeste, mientras que el dominio oriental, está constituido por abanicos aluviales de gran tamaño que provienen del oeste. A diferencia del dominio occidental, el dominio oriental experimentó un proceso erosivo previo a la depositación de las facies conglomerádicas, ya que se observó una discordancia erosiva significativa en esa zona. Los dos dominios estarían separados por un alto topográfico.

La actividad volcánica se ubica en el dominio occidental, ocupa un área más reducida que en el período anterior y está representada por lavas y tobas que se interdigitan con las facies sedimentarias de la Formación Las Chilcas (Figura 9.2).

2. El segundo pulso tectónico (Etapa 3 del Capítulo 8) está ligado a un aumento en la actividad volcánica y permite la depositación de los 300 m restantes de brechas, conglomerados y areniscas de los **miembros Pitipeumo y Tabón**. Este pulso provoca que se alce el dominio occidental y que los depósitos de abanicos aluviales se concentren en el dominio oriental (Figura 9.2).

En ese período se emplazan los intrusivos de la Unidad Tonalítica Principal (UTP), dentro e inmediatamente al sur del área de estudio.

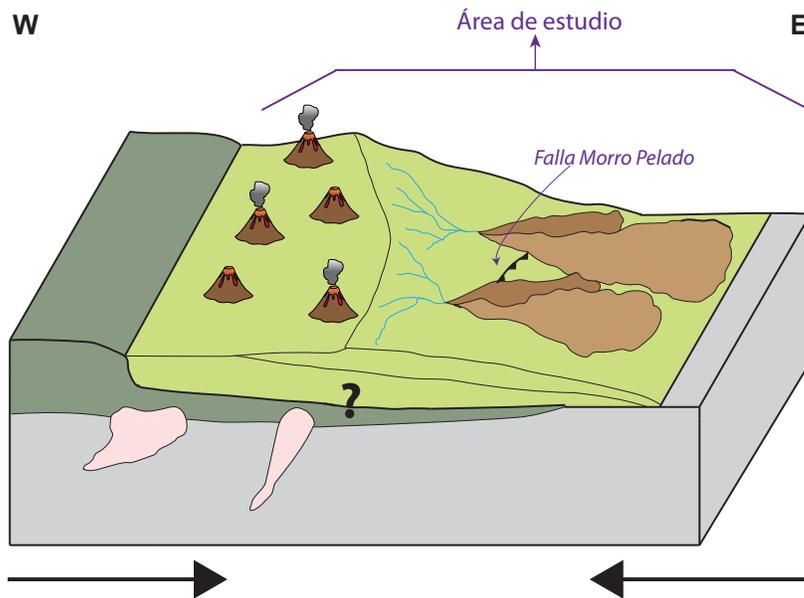
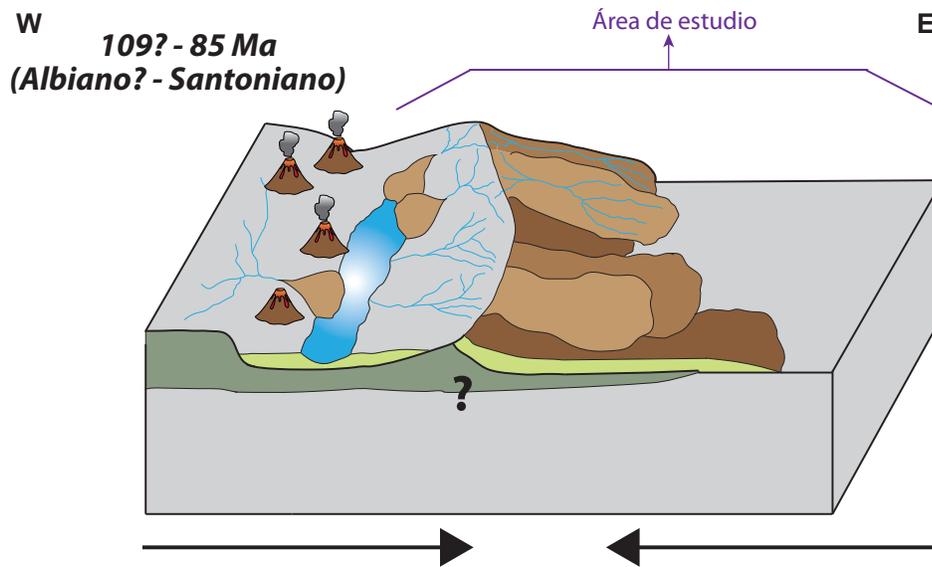
La Falla Morro Pelado se activa y afecta a los miembros Pitipeumo y Tabón.

3. Posteriormente se inicia un período de calma o disminución de la actividad tectónica en el que se desarrolla un sistema fluvial. Se depositan 150 m de areniscas, conglomerados, fangolitas y calizas del **Miembro Ñilhue** (Etapa 4 del Capítulo 8). El sistema está dado por ríos trenzados que depositan material en el sector este y que erosionan el relieve en el oeste (Figura 9.3). Algunos de estos ríos son efímeros, por lo tanto cuando no tienen caudal se generan pequeños lagos aislados.

En este período el magmatismo se vería interrumpido o disminuido considerablemente en el área de estudio (Figura 9.3).

4. Un nuevo pulso tectónico permite la depositación de 1125 a 1350 m de conglomerados, lavas, tobas y brechas del **Miembro El Calvario** (Etapas 5, 6 y 7 del Capítulo 8). La depositación continúa al este del área de estudio y se concentra en torno a los centros volcánicos, abanicos aluviales y algunos lagos pequeños (Figura 9.3).

En este período el volcanismo se reactiva, se traslada al sector oriental y está representado por las tobas y lavas del Miembro El Calvario (Figura 9.3).



LEYENDA		SIMBOLOGÍA	
	Unidad Alicahue - Chepical		Falla inversa
	Formación Abanico		Falla cubierta
	Formación Las Chilcas		Falla inferida
	Formación Cerro Morado		Fallamiento inverso inactivo
	Unidad El Cráter		Fallamiento normal activo
	Unidad Fredes		Fallamiento normal invertido inactivo
	Unidad San Lorenzo		Traza de plano axial de anticlinal
	Unidad Tonalítica Principal		Traza de plano axial de sinclinal
			Barra longitudinal o lateral

Figura 9.2: Esquema paleogeográfico del área de estudio para el Albiano–Santoniano entre los 32°27'–32°34'S. Arriba la deposición de la parte inferior de los miembros Pitipeumo y Tabón y abajo la deposición de la parte superior de ellos.

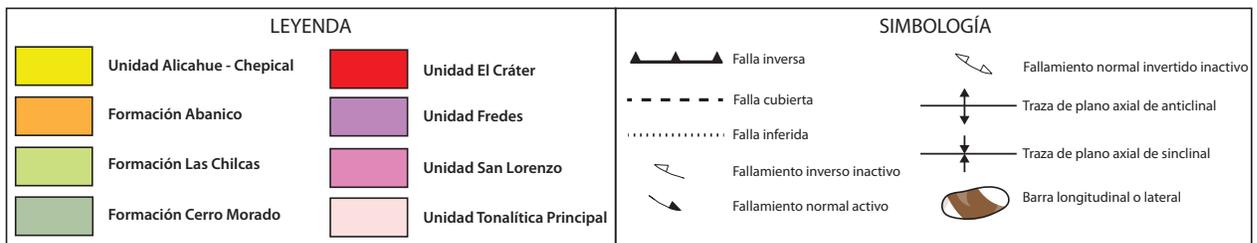
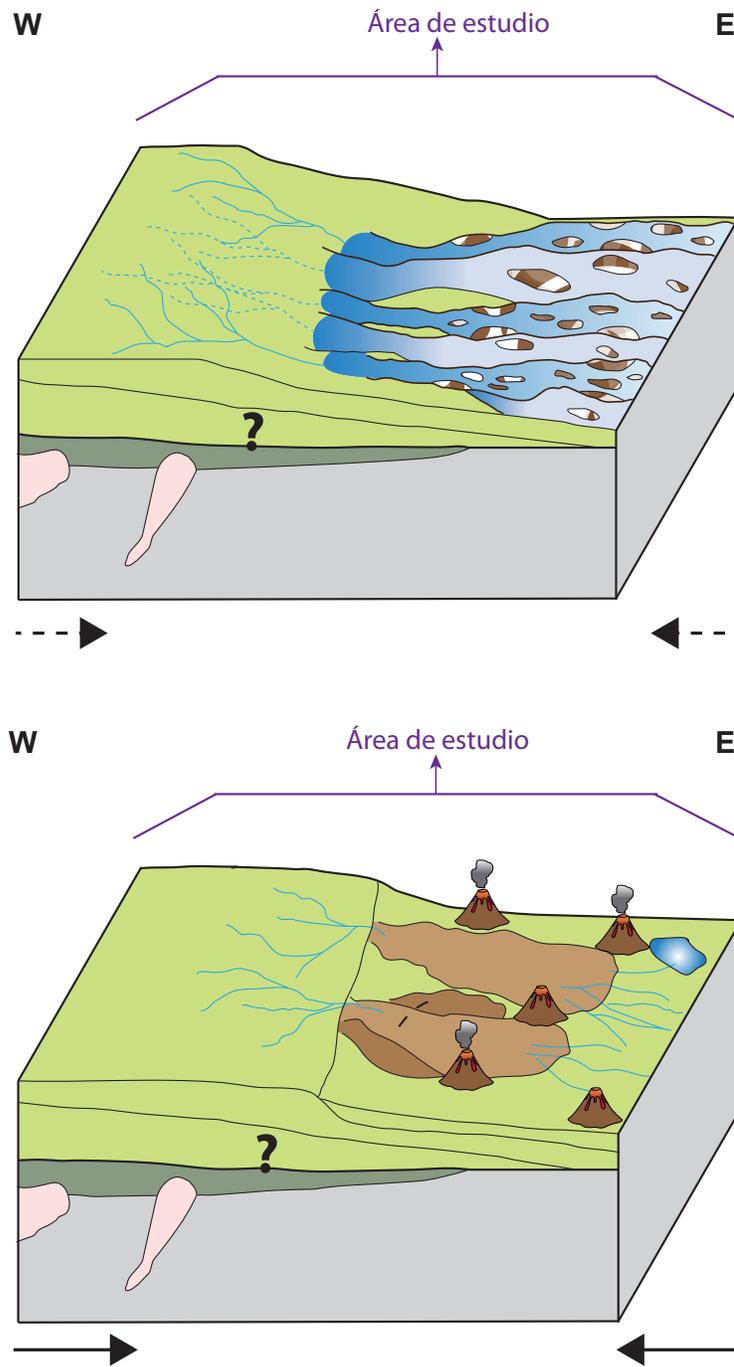


Figura 9.3: Continuación del esquema paleogeográfico del área de estudio para el Albiano–Santoniano entre los 32°27'–32°34'S. Arriba se deposita el Miembro Ñilhue y abajo el Miembro El Calvario.

9.3. Santoniano?–Eoceno medio?

Durante el Santoniano y el Daniano se reconoce una migración al este del arco magmático frontal en el área de estudio. Se emplaza la Unidad San Lorenzo en la zona central de la zona de estudio, al este de la UTP (Figura 9.4). Luego, se emplaza el Plutón Los Patos de la Unidad Fredes en el extremo oriental.

En esta etapa ocurrieron procesos que exhumaron y erosionaron significativamente las unidades cretácicas, borraron parte del registro litoestratigráfico del área de estudio (Gap del Capítulo 8).

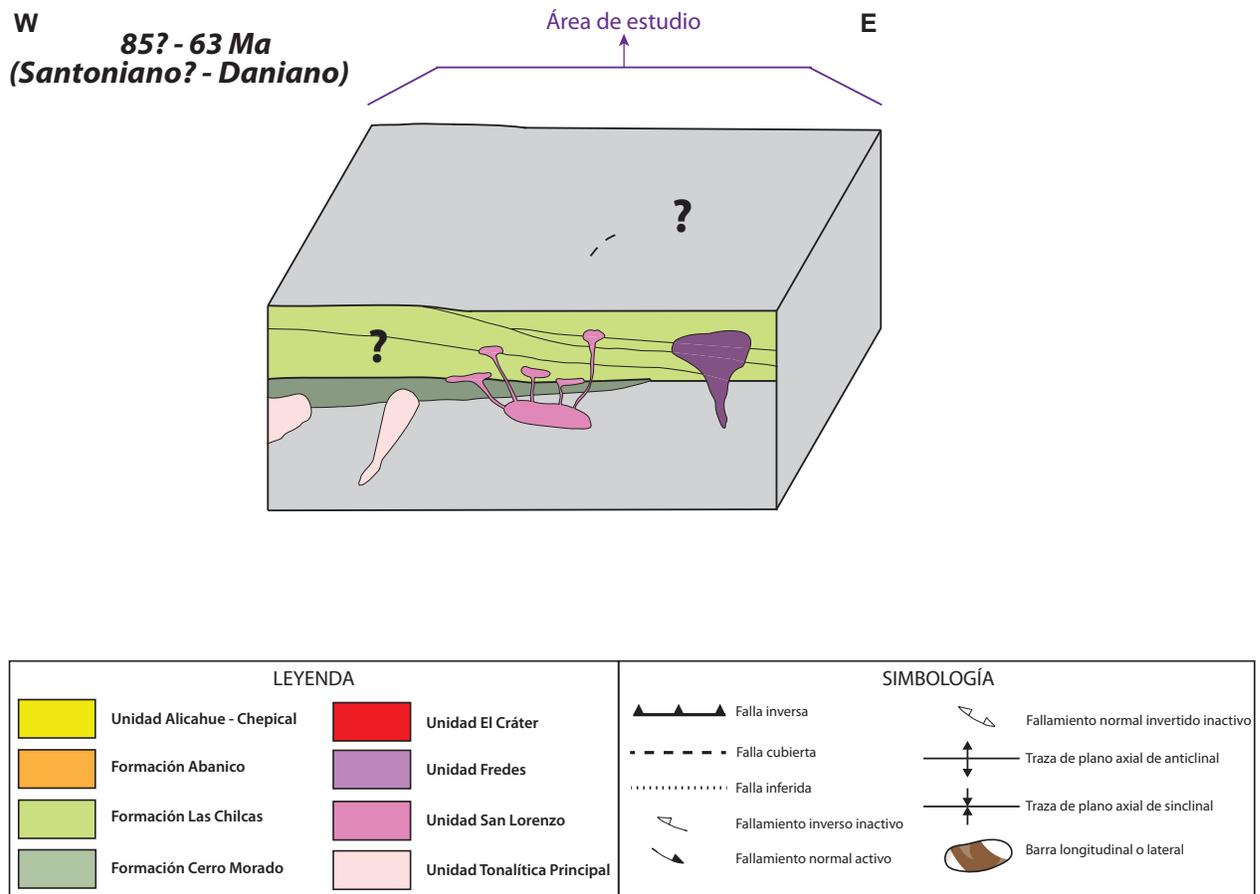


Figura 9.4: Esquema paleogeográfico del área de estudio para el Santoniano–Daniano entre los 32°27'–32°34'S.

9.4. Eoceno medio?–Oligoceno tardío?

Esta etapa se puede subdividir en dos subetapas (Etapa 8 del Capítulo 8):

1. Entre el Eoceno medio y el Oligoceno tardío se desarrolla un régimen extensional lo que provoca deformación en el lado occidental de la Cordillera Principal [Campbell \(2005\)](#), fuera del área de estudio ([Figura 9.5](#)).

Se depositan *ca.* 3000 m de lavas, tobas y sedimentos clásticos de la **Formación Abanico** principalmente al este de la Zona de Falla Pocuro ([Figura 9.5](#)), fuera del área de estudio ([Jara y Charrier, 2014](#); [Charrier *et al.*, 2014](#)).

El volcanismo se traslada más al este que la etapa anterior, situándose al oriente del Estero Chalaco y de la Zona de Falla Pocuro ([Figura 9.5](#)) y estaría representando por la Formación Abanico ([Jara y Charrier, 2014](#); [Charrier *et al.*, 2014](#)).

En esta etapa se habría generado la Falla Pocuro, esta falla normal y con vergencia al oeste, ([Campbell, 2005](#)) habría acumulado los depósitos de la Formación Abanico ([Figura 9.5](#)).

2. Durante el Oligoceno tardío el régimen varía a compresivo ([Campbell, 2005](#); [Jara y Charrier, 2014](#)), generando la inversión de la ZFP.

Se depositan 425 m de lavas, tobas y brechas de la **Unidad Alicahue–Chepical** en el área de estudio (Etapa 8 de la [Capítulo 8](#) y [Figura 9.5](#)). Esta unidad corresponde a la transición entre la Formación Abanico y la Formación Farellones.

El arco se mantiene en la misma posición de la subetapa anterior y está representado por el volcanismo de la Unidad Alicahue–Chepical que sella la ZFP y se dispone sobre los depósitos mesozoicos que se encuentran en superficie ([Figura 9.5](#)). Por otra parte, se emplaza la Unidad El Cráter, que corresponde a los conductos alimentadores de la Unidad Alicahue–Chepical ([Figura 9.5](#)).

Previo al Oligoceno tardío, debería haberse generado el Anticlinal La Petaca, el Anticlinal–Sinclinal El Arrayán, Anticlinal–Sinclinal Soledad y las fallas El Cráter y Las Minillas.

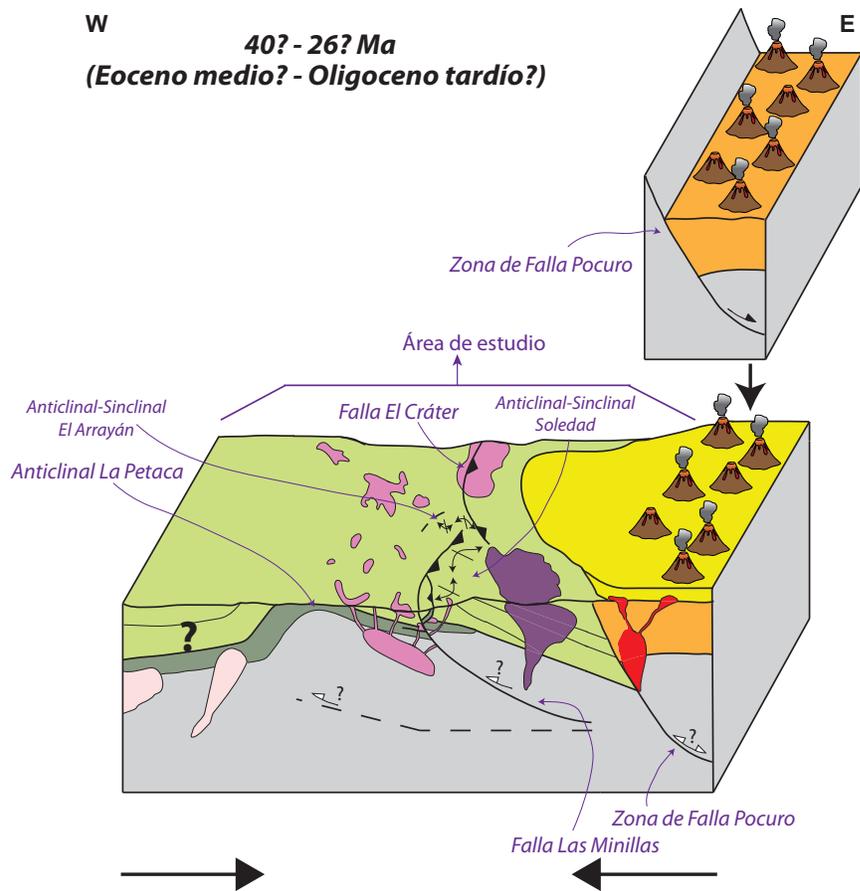


Figura 9.5: Esquema paleogeográfico del área de estudio para el Eoceno medio–Oligoceno tardío entre los 32°27'–32°34'S.

LEYENDA		SIMBOLOGÍA	
	Unidad Alicahue - Chepical		Falla inversa
	Formación Abanico		Falla cubierta
	Formación Las Chilcas		Falla inferida
	Formación Cerro Morado		Fallamiento inverso inactivo
	Unidad El Cráter		Fallamiento normal activo
	Unidad Fredes		Fallamiento normal invertido inactivo
	Unidad San Lorenzo		Traza de plano axial de anticlinal
	Unidad Tonalítica Principal		Traza de plano axial de sinclinal
			Barra longitudinal o lateral

9.5. Presente

En esta etapa se incluyen todas las unidades y estructuras que se presentan en el área de estudio. Algunas estructuras como el SFLA, las Fallas Cerro Blanco, la Falla Norte y la Falla Las Ranas no pudieron ser acotadas temporalmente, por lo que solamente se agregaron en esta etapa final (Figura 9.6).

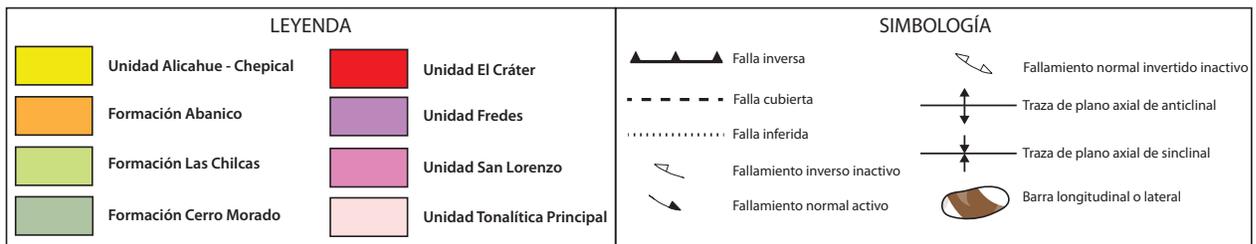
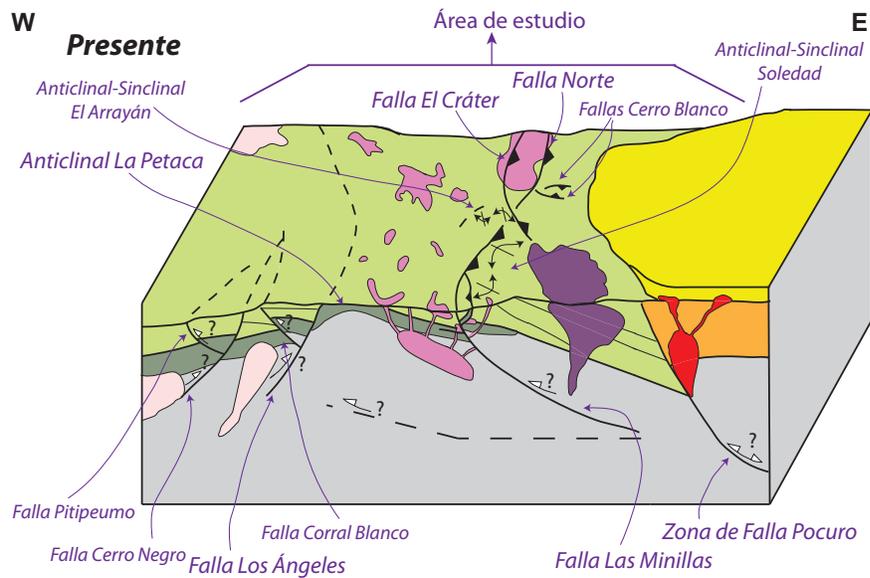


Figura 9.6: Esquema del área de estudio en la actualidad entre los 32°27'–32°34'S.

9.6. Recomendaciones para mejorar el modelo

Las incertezas del modelo están asociadas a las edades y la proveniencia de los sedimentos. Respecto de las edades, un gran aporte sería datar la Unidad Chalaco o Alicahue–Chepical, ya que su edad para el modelo se basó en las correlaciones hechas. Para constreñir la paleogeografía y poder darle temporalidad a las estructuras, se podrían tomar muestras de rocas sedimentarias de la Formación Las Chilcas para estudiar su proveniencia. Por otra parte, se debería acotar la temporalidad de las estructuras y entender su geometría en profundidad para poder incluirlas en el modelo.

Capítulo 10

Discusiones e implicancias regionales

En este capítulo se discuten y comparan modelos propuestos por otros autores, con los datos e interpretaciones obtenidos en este trabajo. Adicionalmente se exponen las limitaciones e implicancias regionales de esta investigación, y se indaga sobre la temporalidad de algunas estructuras.

10.1. Correlación con la extensión y el arco del Jurásico Tardío – Cretácico Temprano

Investigaciones a los 28°S, 31°S y 33°S en Chile, basadas en la estratigrafía y las estructuras jurásico–cretácicas, proponen un episodio extensional durante el Jurásico Tardío–Cretácico Temprano (Del Real, 2011; Martínez *et al.*, 2013; Boyce, 2015). En la CC en Chile Central, Boyce (2015) describe la Formación Cerro Morado como depósitos volcánicos *post-rift* que habrían sellado las cuencas extensionales. A esta formación se le asignó una edad entre los 115 y 106 Ma a partir de dataciones U–Pb en circones realizados en otras unidades. Los depósitos *syn-rift* corresponderían a la Formación Veta Negra que se habrían depositado en una cuenca de intra–arco a tras–arco proximal y que habrían sido acomodados en hemigrábenes limitados por fallas normales de vergencia E, como lo son la Falla El Sauce y La Falla Los Perros Boyce (2015). Otros trabajos al norte de Vallenar (Martínez *et al.*, 2013) y al norte de Illapel (Del Real, 2011) reconocen estructuras similares, en términos de su vergencia y geometría, que habían acomodado los depósitos *syn-rift* de este período.

Se puede observar que existe una correlación temporal entre las edades presentadas para

la Formación Cerro Morado en este trabajo y el de [Boyce \(2015\)](#). La interpretación paleogeográfica de que esta formación corresponda a los depósitos del arco coincide en ambos trabajos, implicando que éste tendría una gran extensión lateral a fines del Cretácico Temprano. Respecto de la asociación de la Formación Cerro Morado con depósitos de *post-rift*, no es posible apoyarlo ni contradecirlo ya que no se encontraron evidencias estructurales ni estratigráficas relacionadas.

10.2. Correlación con el evento compresivo del Albiano – Campaniano

10.2.1. Inversión en la CC de Chile Central ($\sim 32^{\circ}50'S$)

En la Cuesta Las Chilcas y en los Cerrillos de Catemu, [Boyce \(2015\)](#) estudia los depósitos de la Formación Las Chilcas y las estructuras que la afectan, mediante dataciones U–Pb en circones ígneos y detríticos, estudios de proveniencia y un análisis sedimentario y estructural. En ese estudio se reconoce la Fase Peruana, esta etapa compresiva que se habría iniciado *ca.* 100 Ma ([Figura 10.1](#)) y habría sido responsable del alzamiento del arco ([Boyce, 2015](#)). En el trabajo de [Boyce \(2015\)](#), La Formación las Chilcas es interpretada como depósitos sinorogénicos del antepaís más proximal que se habrían originado producto de la erosión del relieve alzado al oeste. Estas facies comprenden desde abanicos aluviales a ríos trezados y lagos que están asociados a pulsos compresivos discretos de diferente intensidad ([Figura 10.1](#)). Las edades que presenta este autor abarcan de los 105 a 82 Ma.

Es posible notar que existe una similitud entre las facies descritas en este trabajo y el de [Boyce \(2015\)](#), donde predominan los depósitos sedimentarios pero que presentan intercalaciones volcánicas importantes sobretodo hacia la parte superior de la Formación Las Chilcas. Ambos trabajos coinciden en la presencia de ambientes de abanico aluvial, río trezado somero gravoso y laguna o lago ([Sección 6.4 del Capítulo 6](#)), sin embargo difieren levemente en el orden en que sucedieron y la potencia de los depósitos, que son menores en el área de estudio. Estas diferencias pueden estar relacionadas con las variaciones laterales que conlleva la proximidad o lejanía a la zona más subsidente y la distancia a la que se encuentran los centros volcánicos. Por otra parte, la erosión puede ser disímil dependiendo del espacio paleogeográfico en el que se ubiquen los depósitos y así generar diferencias de espesor importantes. Tomando en cuenta que se observaron todos los miembros de la Formación Las Chilcas (110–85 Ma), se descarta la idea de que la erosión haya generado menores potencias

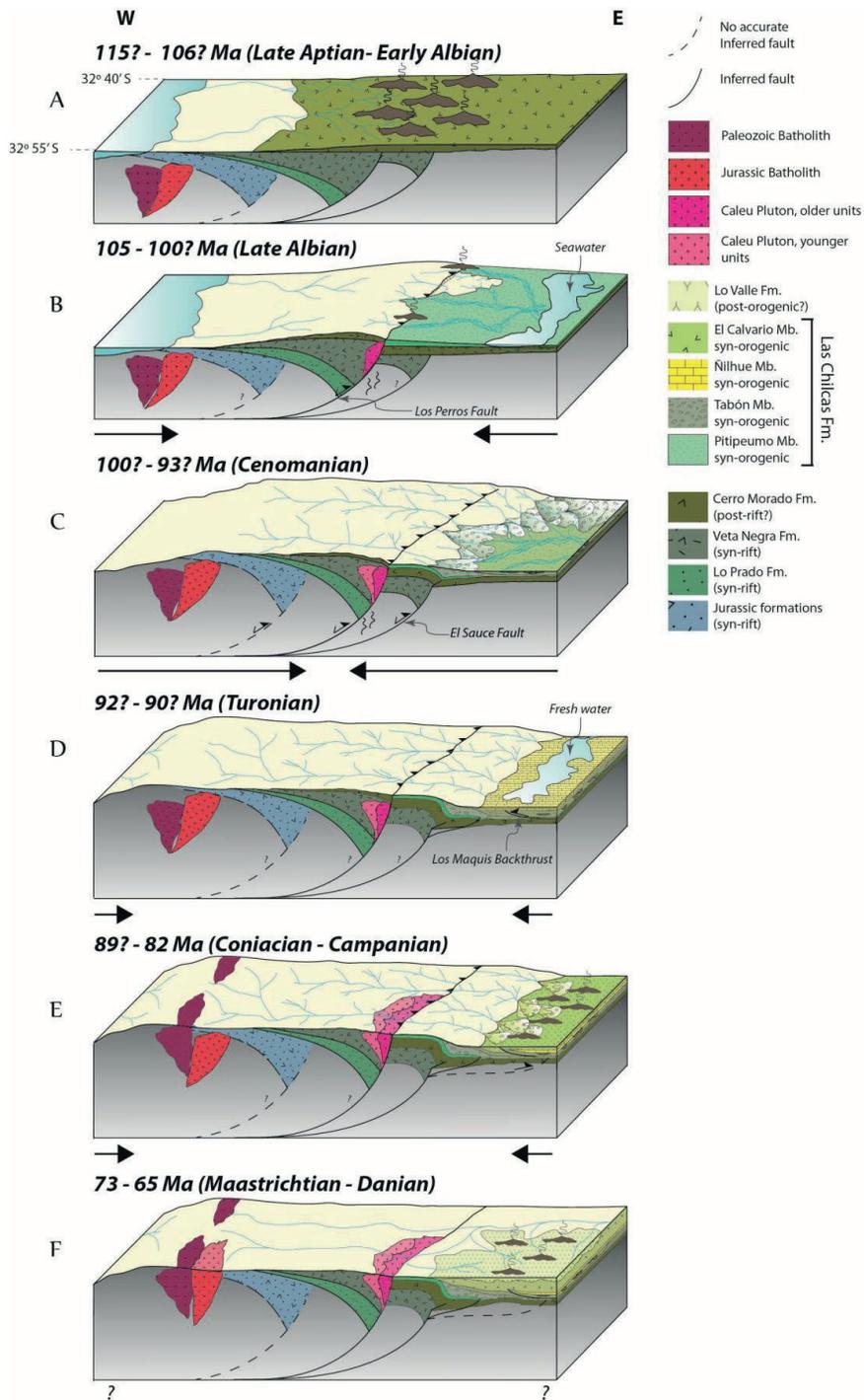


Figura 10.1: Modelo tectono–estratigráfico propuesto por Boyce (2015) entre los 32°40'–32°55' S en la vertiente oriental de la CC, para el Aptiano tardío al Campaniano. Tomado de Boyce (2015).

hacia el este y le da más fuerza al planteamiento de los depósitos de la Quebrada Los Ángeles y Las Minillas se encuentran a una mayor distancia de la zona de más alta subsidencia.

Por otra parte, en los dos trabajos los depósitos sedimentarios parecen trasladarse hacia el este a medida que pasa el tiempo (Figura 10.1). Esto tiene dos posibles explicaciones, una es que corresponda efectivamente a la migración de los ambientes sedimentarios y volcánicos, que va de la mano con la deformación, y otra es que refleje la erosión diferencial en el sector occidental que está en constante alzamiento. Respecto de la continuidad del evento compresivo, ambos trabajos coinciden en describir este episodio como continuo pero con pulsos discretos que están evidenciados en las marcadas diferencias de facies y ubicación de los miembros de la Formación Las Chilcas y, en el caso del trabajo de Boyce (2015), apoyado por la migración de la deformación.

Otro punto en común entre estas investigaciones es la ingresión marina registrada en el Miembro Pitipeumo (Figura 9.2, Sección Albiano?-Santoniano). Esta ingresión ha sido consignada en los trabajos Martínez-Pardo *et al.* (1994), Tunik *et al.* (2008) y Corvalan y Vergara (2010) en base a la presencia de fósiles marinos en las calizas de Polpaico, que han sido asignadas al Miembro Pitipeumo (Boyce, 2015). Por otra parte, Arévalo (1992) reconoce facies lagunares con intrusión marina y bivalvos y gastrópodos en fangolitas del Miembro Pitipeumo en el Estero Los Ángeles. Gracias a la datación de este trabajo se puede acotar que la ingresión marina es levemente más joven que los 110 Ma, lo que se ajusta a la edad albiana media ya propuesta (Martínez-Pardo *et al.*, 1994) y a la edad mínima de 103 Ma sugerida para esta ingresión (Boyce, 2015). Por lo tanto, esta ingresión marina puede ser acotada entre los 109 y 103 Ma.

Existe una correlación temporal directa entre la fase compresiva, que genera los depósitos de la Formación Las Chilcas, presentada en este trabajo, que va de los 110 a 85 Ma, y el evento compresivo propuesto por Boyce (2015), que va de los 105 a 82 Ma (Figura 10.1).

Boyce (2015) identifica múltiples fallas de vergencia este, como las fallas Los Perros y El Sauce que habrían sido invertidas, los *shortcuts* de estas fallas y el *backthrust* Los Maquis (Figura 10.1). Esto coincide con lo encontrado en este trabajo para la Falla Morro Pelado, que es de tipo inversa y está siendo sellada por depósitos de la misma Formación Las Chilcas. El resto de las estructuras no se ubicaron temporalmente, no obstante, sería interesante a futuro buscar evidencias que permitan apoyar o descartar la idea de que el SFLA sea correlacionable temporalmente las fallas de Boyce (2015).

10.2.2. Alzamiento andino en los Andes Centrales del sur ($\sim 35^{\circ}\text{S}$)

En los valles del Río Tinguiririca y el Río Teno, [Muñoz *et al.* \(2018\)](#) estudian la edad, proveniencia, deformación y posición estratigráfica de la Unidad Clástica Café Rojiza (BRCU). Esta unidad se reconoce en la CP occidental, presenta edades de depositación de 95 a 80 Ma y se compone de conglomerados y areniscas café rojizas con algunas brechas sedimentarias y fangolitas [Muñoz *et al.* \(2018\)](#). A pesar de que la BRCU se reconoce bastante más al sur que el área de estudio, es interesante hacer una comparación en términos de su significado paleogeográfico, ya que puede aportar a entender a qué tipo de depósitos puede corresponder la Formación Las Chilcas.

Primero, la correlación temporal entre ambas unidades es directa. Se puede observar además que existen similitudes en las litologías, que son netamente continentales en este trabajo y el de [Muñoz *et al.* \(2018\)](#). No obstante, se diferencian en la cercanía con los centros volcánicos porque en este trabajo se intercalan facies piroclásticas hacia la parte inferior de la Formación Las Chilcas y facies lávicas y piroclásticas hacia la parte superior. Esto implica que la Formación Las Chilcas corresponde a facies cercanas al arco volcánico e incluso a la franja de cuerpos intrusivos cretácicos, mientras que la BRCU representa facies más distales del arco.

Otra diferencia tiene que ver con la potencia de los depósitos y los niveles de energía asociados a los ambientes. La Formación Las Chilcas presenta una potencia de *ca.* 3000 m en la CC ([Boyce, 2015](#)) y 2200 m entre la CC y CP, mientras que para la BRCU se tienen espesores de 230 a 600 m ([Muñoz *et al.*, 2018](#)). Sumado a esto, los depósitos del oeste presentan potentes unidades de conglomerados aluviales gruesos representados en el Miembro Tabón ([Boyce, 2015](#)) que hacia el este disminuyen su espesor, no así su granulometría (este trabajo), y ya en la CP la BRCU posee facies de menor granulometría ([Muñoz *et al.*, 2018](#)). Esto podría indicar que la subsidencia probablemente fue mayor hacia el oeste y que podría haber sido controlada por estructuras que se producían en las zonas más proximales al arco, como lo que se observa en el modelo de [Boyce \(2015\)](#). Así como también, los sedimentos de la BRCU podrían haber sufrido procesos de transporte y erosión más largos, lo que junto a la evidencia de que la proveniencia es principalmente del arco cretácico, apoyan la idea de que la BRCU correspondería a facies distales dentro de un ambiente similar al de la Formación Las Chilcas.

Por otra parte, [Muñoz *et al.* \(2018\)](#) sostiene que las diferencias de proveniencia entre la BRCU y el Grupo Neuquén, que corresponde a las facies de antepaís de retroarco expuestas en Argentina, indican que se depositaban en depocentros que no estaban conectados a pesar de

ser contemporáneas (Figura 10.2). De esta manera indica que la BRCU se habría depositado en una cuenca tipo *piggyback* separada del Grupo Neuquén que sería parte del *wedge-top* y *foredeep* (Fennell *et al.*, 2017). Algo similar a lo que plantea Mescua *et al.* (2013), quien menciona que la BRCU se habría depositado dentro del cordón montañoso y que el Grupo Neuquén tendría facies proximales y distales de la cuenca de antepaís. Por ello, Muñoz *et al.* (2018) sostienen que la Formación Las Chilcas a esas latitudes correspondería a depósitos sinorogénicos desarrollados dentro de cuencas en el cordón montañoso, al oeste de la BRCU y separado de los depósitos del Grupo Neuquén (Figura 10.2).

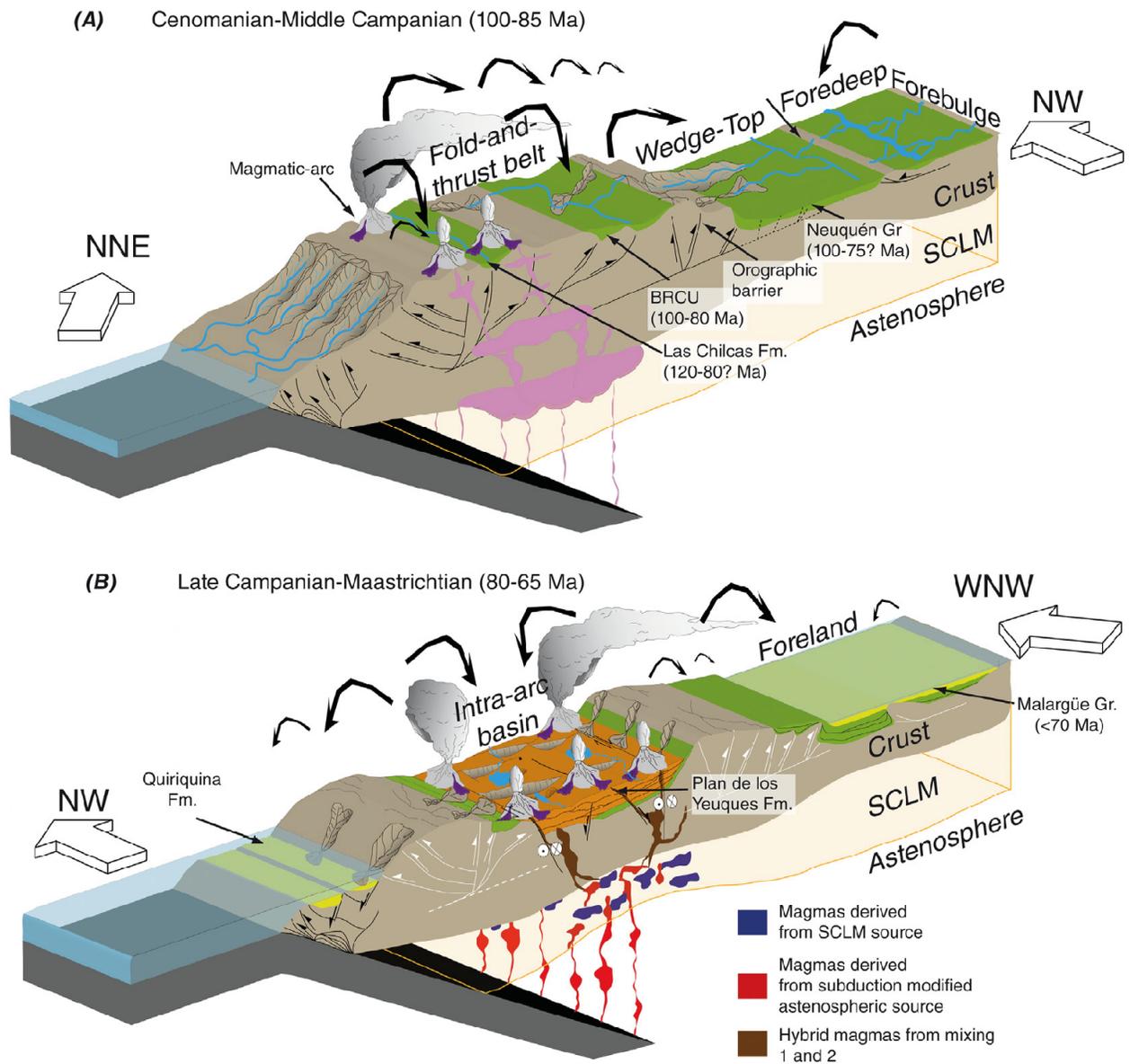


Figura 10.2: Reconstrucción paleogeográfica de la evolución cretácica tardía del margen Andino a los 35°S. Tomado de Muñoz *et al.* (2018). (A) Cenomaniano–Campaniano medio. (B) Campaniano tardío–Maastrichtiano.

Otros autores han estudiado la proveniencia de circones en la Cuenca de Neuquén, entre los 35° y 40°S (Tunik *et al.*, 2010; Di Giulio *et al.*, 2012; Balgord y Carrapa, 2016; Fennell *et al.*, 2017), que sería la continuación hacia el sur de la Cuenca de La Ramada. A los 35° se plantean aportes de circones desde el este en la parte inferior del Grupo Neuquén, que luego variarían al W para la parte superior (Balgord y Carrapa, 2016). Otros sostienen que la fuente cambiaría dependiendo de la posición de los depósitos en la cuenca, con un *wedge-top* recibiendo desde el W y un *foredeep* recibiendo del este y oeste (Fennell *et al.*, 2017). Mientras que para Tunik *et al.* (2010) y Di Giulio *et al.* (2012) el cambio de fuente del este al oeste se produciría entre las rocas del cretácico temprano y el Grupo Nequén. Por lo tanto, la proveniencia del Grupo Neuquén estaría dada por la posición latitudinal y paleogeográfica en que se ubican los depósitos, sin existir un consenso entre las fuentes de aporte.

10.2.3. Registro del alzamiento andino en la Cuenca de La Ramada (~31°–33°S)

Entre los 32°S y 33°S en la Provincia de San Juan, Mackaman-Loffland *et al.* (2019) estudian la evolución de los depósitos de la Cuenca de La Ramada mediante geocronología de U–Pb en circones ígneos y detríticos. La Formación Diamante presenta una edad máxima de depositación de 107 Ma y edad de circón más joven de $90,4 \pm 2,0$ Mackaman-Loffland *et al.* (2019). Esta formación tiene una potencia de 300 a 450 m y está compuesta de areniscas y lutitas con calizas que gradan a areniscas conglomerádicas. La Formación Juncal ($84,0 \pm 0,7$ Ma), que sobreyace a la Formación Diamante y tiene un carácter predominantemente volcánico, se correlaciona temporalmente con el Miembro Calvario (85 Ma, este trabajo; 91 y 82 Ma, Boyce, 2015). Considerando estas edades, la Formación Diamante se correlaciona temporalmente con las unidades de la Formación Las Chilcas reconocidas en el área de estudio (110 a 85 Ma).

Respecto de la proveniencia, la parte inferior de la Formación Diamante tiene aportes del arco del Cretácico Temprano y Tardío (oeste), magmatismo permo-triásico (basamento), escasos circones que vendrían del relleno de la cuenca, o en su defecto, circones reciclados de formaciones cretácicas tempranas (oeste), y subordinados circones del Paleozoico Tardío (basamento) (Mackaman-Loffland *et al.*, 2019). Por lo tanto, los sedimentos de la parte inferior de la Formación Diamante provendrían desde el oeste, específicamente del arco y depósitos aledaños, y de la exhumación de la misma cuenca (Mackaman-Loffland *et al.*, 2019). Esto da cuenta del alzamiento andino cretácico tardío y permite postular que las rocas de la Formación Las Chilcas estudiados en este trabajo y en el de Boyce (2015) se habrían depositado en

un mismo depocentro o en depocentros conectados con la parte inferior de la Formación Diamante (Figura 10.3).

Por otra lado, la parte superior de la Formación Diamante tiene reducidos aportes del arco jurásico y cretácico (oeste) y del magmatismo permo-triásico (basamento), similares cantidades del Paleozoico Tardío (basamento) y múltiples circones de 400 a 1400 Ma, que corresponderían al reciclaje de rocas de la CC (oeste) o la Cordillera Frontal (este) (Mackaman-Lofland *et al.*, 2019). Tomando en consideración el evento de exhumación registrado en la CC entre los 113 y 80 Ma (Gana y Zentilli, 2000; Parada *et al.*, 2005; Willner *et al.*, 2005) y que las rocas de la Cordillera Frontal de esa edad no estarían exhumadas (Mackaman-Lofland *et al.*, 2019, y referencias allí citadas), se sostiene que las rocas de la CC serían la fuente de los sedimentos y que la ausencia de circones del arco jurásico-cretácico daría cuenta de la baja cantidad de circones presentes en ese magmatismo. Por lo tanto, Mackaman-Lofland *et al.* (2019) confirman que la parte superior de la Formación Diamante seguiría teniendo aportes desde el oeste y de depósitos más antiguos de la misma cuenca. Esto implica que el alzamiento andino occidental continuaría y que los depósitos de la Formación Diamante y la Formación las Chilcas seguirían conectados en la misma cuenca (Figura 10.3).

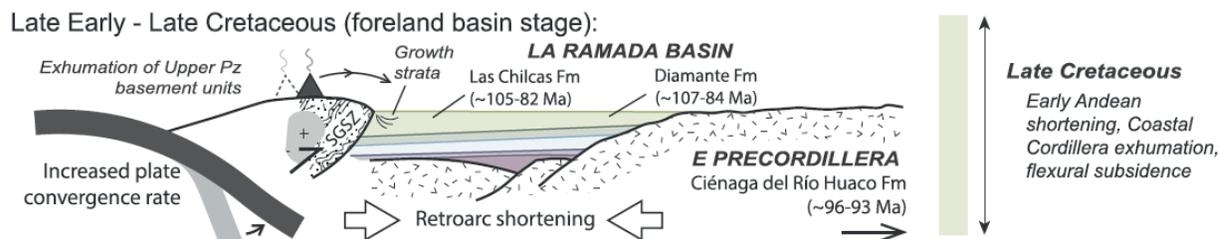


Figura 10.3: Perfil de reconstrucción esquemática que muestra la paleogeografía de la Cuenca de La Ramada entre el Cretácico Tardío temprano y el Cretácico Tardío. Tomado de Mackaman-Lofland *et al.* (2019).

Si consideramos los depósitos occidentales de la Formación Las Chilcas (Boyce, 2015), los orientales de esta misma formación (este trabajo) y los de la Formación Diamante (Mackaman-Lofland *et al.*, 2019), podemos observar una transición de oeste a este de facies de mayor energía y potencia a facies de menor energía y potencia (Figura 10.3), al igual que lo mencionado para la BRCU. Esto quiere decir que estaríamos observando una zona de mayor subsidencia al oeste, con estratos de crecimiento y ~1700 m de conglomerados gruesos en 3000 m de depósitos (Boyce, 2015), a un sector central sin estratos de crecimiento y ~700 m de conglomerados gruesos y areniscas en 2200 m de depósitos, y finalmente a una zona de menor subsidencia al este, con <450 m de areniscas y areniscas conglomerádicas (Mackaman-Lofland *et al.*, 2019). Por lo tanto, estos 3 sectores podrían corresponder a depósitos proximales,

medios y distales de la zona de mayor subsidencia que estaría al oeste, próxima al frente orogénico. Así, las fallas descritas por [Boyce \(2015\)](#) serían parte del frente orogénico de la cuenca de antepaís del cretácico tardío. Por otra parte, la presencia de depósitos volcánicos intercalados en los sedimentos de la parte inferior de la Formación Las Chilcas, tanto en la CC como en el área de estudio, da cuenta de la cercanía con el arco volcánico, a diferencia de lo que sucede en la Formación Diamante. En ese contexto, la Formación Juncal que es correlacionable con el Miembro El Calvario, representan una etapa donde el arco había migrado al este y tendría una gran extensión lateral, alcanzando todas las áreas de la cuenca.

10.2.4. Diferencias al norte y sur de la Cuenca de Neuquén – La Ramada

Ahora bien, si consideramos las interpretaciones de [Muñoz *et al.* \(2018\)](#), [Mackaman-Lofland *et al.* \(2019\)](#), [Boyce \(2015\)](#) y este trabajo, a los $\sim 35^\circ\text{S}$ se habría desarrollado una cuenca de antepaís que hospedaría los depósitos del Grupo Neuquén separada por una barrera orogénica con el depocentro asociado a la BRCU y la Formación Las Chilcas ([Figura 10.2](#)). En cambio, a los $\sim 32^\circ$ existiría una zona de *wedge-top* y *foredeep* que acumularía los depósitos de la Formación Las Chilcas y de la Formación Diamante ([Figura 10.3](#)). Esta variación puede estar relacionada con la geometría de la Cuenca de Neuquén–La Ramada, que es más estrecha al norte y más ancha al sur, lo que podría indicar que la zona sur logró un mayor desarrollo de la cuenca de antepaís permitiendo la generación de múltiples depocentros que podrían estar desconectados y separados entre sí. Mientras que hacia el norte, una cuenca de antepaís más incipiente habría formado una única zona de alta subsidencia con un gran depocentro.

10.3. Correlación con el gap estratigráfico del Santoniano – Eoceno medio

Autores que han estudiado la estratigrafía mesozoica en Chile Central (e.g. [Thomas, 1958](#); [Carter y Aliste, 1962](#); [Espinosa, 1969](#); [Viteri, 1970](#); [Gana y Wall, 1997](#); [Fock, 2005](#); [Boyce, 2015](#); [Tapia, 2015](#); [Persico, 2016](#); [Muñoz *et al.*, 2017](#); [Machuca, 2017](#); [Muñoz *et al.*, 2018](#)) han reconocido la Formación Lo Valle de edad campaniana a maastrichtiana, o sus equivalentes como la Formación Plan de los Yeuques. Éstas conformarían el arco magmático de la época, el que se encontraría levemente más al este del arco del Cretácico medio ([Boyce, 2015](#); [Tapia, 2015](#); [Muñoz *et al.*, 2018](#)). [Muñoz *et al.* \(2018\)](#) sostiene que la Formación Plan de los Yeuques

a los 35°S se habría formado en condiciones de extensión y transcurrencia remitida al arco, mientras que en el resto del margen existía un régimen compresivo (Figura 10.2 B). A su vez, Boyce (2015) menciona que el ambiente tectónico entre los 75 y 65 Ma sería incierto. Sin embargo, en el área de estudio no se observaron depósitos sedimentarios y/o volcánicos de esta época, por lo tanto, no se puede asegurar cómo era la paleogeografía ni qué procesos ocurrieron en la superficie este período. Sólo es posible asegurar que la Formación Las Chilcas debe haberse encontrado en profundidad, probablemente cubierta por depósitos más jóvenes, hasta el Maastrichtiano–Daniano para que fuera intruida por el Plutón los Patos (Capítulo 4). Esos depósitos corresponderían a las rocas cretácicas tardías que no afloran en el área de estudio.

Sobre lo que sí se puede indagar es sobre los procesos que borraron el registro litoestratigráfico, que estarían relacionados con exhumación y erosión significativa. Gana y Wall (1997) evidencian un *hiatus* entre la Formación Lo Valle y la Formación Abanico a los 33°S y lo asocian a una etapa tardía de alzamiento y erosión de la CC que vendría sucediendo desde lo 98 Ma. Adicionalmente, Tapia (2015) a los 35°S, plantea que entre los 63 y 46 Ma habría ocurrido un período de deformación compresiva. Cornejo *et al.* (2003) y Martínez *et al.* (2013) postulan que entre los 65–62 Ma existió un período compresivo al cual llaman Fase K–T que se extendió al menos entre los 24°–28°S. Observaciones similares son arrojadas en la Cuenca de La Ramada (~32°S) al determinar un *hiatus* estratigráfico de entre 23 y 50 millones de años entre las formaciones cretácicas tardías y paleógenas (Mackaman-Lofland *et al.*, 2019). Con estos antecedentes es posible concluir que en el área de estudio se desarrolló una etapa de exhumación y erosión significativa en algún momento entre el Paleoceno y el Eoceno medio. Y esta etapa estaría relacionada con un episodio compresivo registrado en otras latitudes del margen andino.

10.4. Extensión en la ZFP

Cabe destacar que el rol de la ZFP como borde de cuenca fue inferido debido a que esta estructura se ubica fuera del área de estudio. Este supuesto se basó en los datos estructurales y de exhumación de Campbell (2005), en los datos geocronológicos de Campbell (2005) y Jara y Charrier (2014).

Que la ZFP haya tenido un movimiento normal durante el Eoceno medio–Oligoceno permite darle sentido al modelo propuesto en este trabajo y no se contrapone con las evidencias encontradas por Jara y Charrier (2014) y Machuca (2017), quienes proponen que la ZFP no

habría estado activa a esta latitud durante el cenozoico. Sin embargo, con los antecedentes que se recopilaron no es posible asegurar su actividad o inactividad y éste sigue siendo un tema inconcluso que debe estudiarse con mayor detalle.

10.5. Estructuras: SFLM, Sinclinal–Anticlinal Soledad y Fallas Cerro Blanco

Una primera aproximación para entender la relación que existe entre el SFLM, el Sinclinal–Anticlinal Soledad y las Fallas Cerro Blanco está representada en el modelo de la [Figura 10.4](#). Este modelo muestra fallamiento y plegamiento perpendicular al movimiento de una falla principal que tendría un movimiento oblicuo, con una componente inversa y una de rumbo. Se debe considerar que este modelo es esquemático y sólo permite tener un acercamiento inicial al tipo de deformación. Tomando en cuenta lo anterior:

- la Falla Las Minillas correspondería a la falla principal con movimiento oblicuo, es decir, inverso y de rumbo ([Figura 10.4](#)),
- los pliegues perpendiculares a la falla principal representan al Sinclinal–Anticlinal Soledad ([Figura 10.4](#)),
- y las fallas paralelas a los pliegues, serían las Fallas Cerro Blanco, la Falla El Cráter y algunas fallas ciegas que son las responsables del plegamiento observado en superficie ([Figura 10.4](#)).

Considerando este modelo, la Falla Las Minillas habría tenido un episodio de movimiento oblicuo, posiblemente inverso–dextral. La variación en el rumbo de esta falla de NS a NW–NNW habría generado zonas de mayor compresión en la dirección NE y NNE, originando el Sinclinal y Anticlinal Soledad ([Figura 7.2](#)). Estos últimos, son pliegues con un eje ESE que están asociados a fallas ciegas que se provoca por el acortamiento diferencial que ocurre a un lado y al otro de la Falla Las Minillas. A pesar de la importancia de la componente de rumbo en este episodio, el proceso principal es el alzamiento del bloque inmediatamente al este de la Falla Las Minillas ([Figura 7.3](#)).

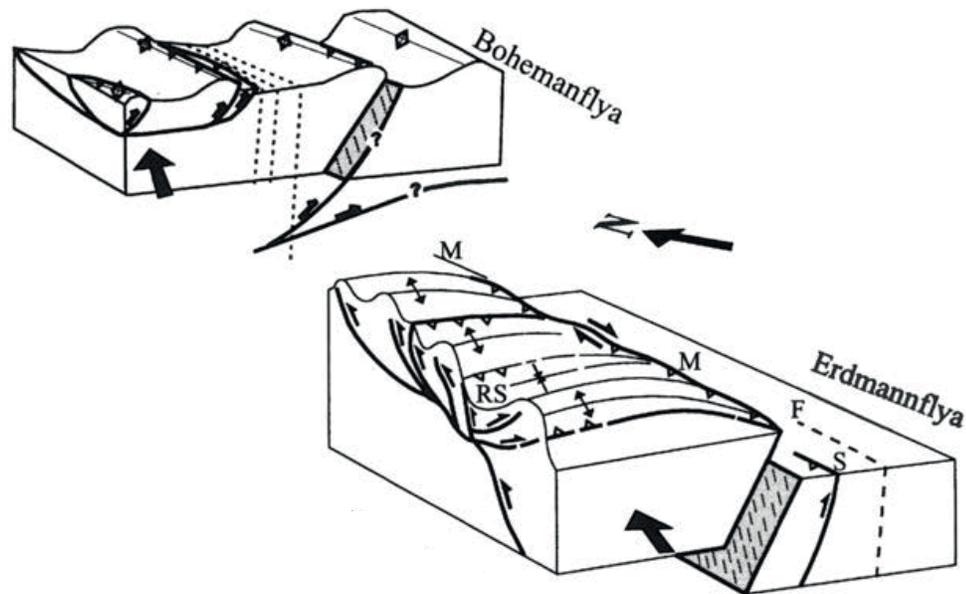


Figura 10.4: Modelo simplificado con rampa oblicua inversa de desplazamiento a lo largo de la Zona de Falla Isfjorden–Ymerbukta, con movimientos dextrales. Tomado de Braathen *et al.* (1999).

10.5.1. Correlación del SFLM

Considerando que la actividad SFLM no ha podido ser acotada temporalmente y que podría haber presentado un movimiento oblicuo–dextral, tener antecedentes de estructuras con movimientos similares puede ayudarnos a proponer un contexto estructural y temporal para este sistema.

Rivano *et al.* (1993) mencionan que la Megafalla Pocuro o Zona de Falla Pocuro (ZFP), que pertenece al Sistema de fallas NS–NNW (*sensu* Rivano *et al.*, 1993), es en parte de rumbo, permitiendo acomodar y equilibrar mecánicamente el material involucrado. Para el Sistema de fallas NWN–NW, Rivano *et al.* (1993) reconocen estructuras con una componente de rumbo, y a pesar de que afirman que no es claro el sentido del desplazamiento, lo correlacionan con un sistema sinistral. Por otra parte, Campbell (2005) encuentra criterios cinemáticos en un dique afectado por la ZFP que se habrían producido por un movimiento inverso dextral, y lo asocia a uno de los últimos movimientos de la ZFP. En este mismo trabajo, se menciona que rocas cretácicas al oeste la ZFP justo al norte de Putaendo muestran un desplazamiento hacia el norte y una rotación horaria de 15° (Beck *et al.*, 1990), y se asocian ambos fenómenos a un movimiento dextral de la ZFP. Sumado a esto, se han encontrado estrías horizontales dextrales en tobas de la Formación Farellones en la Laguna El Copín (Estay, 2019). Por lo tanto, existen antecedentes de movimiento inverso dextral cercanos al área de estudio, que

estarían en torno a la ZFP, al igual que el SFLM.

Con lo expuesto anteriormente y considerando que Machuca (2017) plantea que la Falla Las Minillas correspondería a un *shortcut* de la ZFP, se propone una primera alternativa para la temporalidad del SFLM, que lo relacionaría con la inversión de la Cuenca de Abanico (Oligoceno–Mioceno Campbell, 2005; Jara *et al.*, 2015; Machuca, 2017) y, por lo tanto, con la ZFP. Otro sistema estructural inverso–dextral con actividad en el Eoceno Tardío al Mioceno medio corresponde a la Zona de Falla El Baule, reconocida en Chile a los $\sim 35^{\circ}\text{S}$ (Mosolf *et al.*, 2018). Este sistema tendría características similares al SFLM, en cuanto a que afecta a unidades cretácicas tardías y que tendría un movimiento oblicuo–dextral.

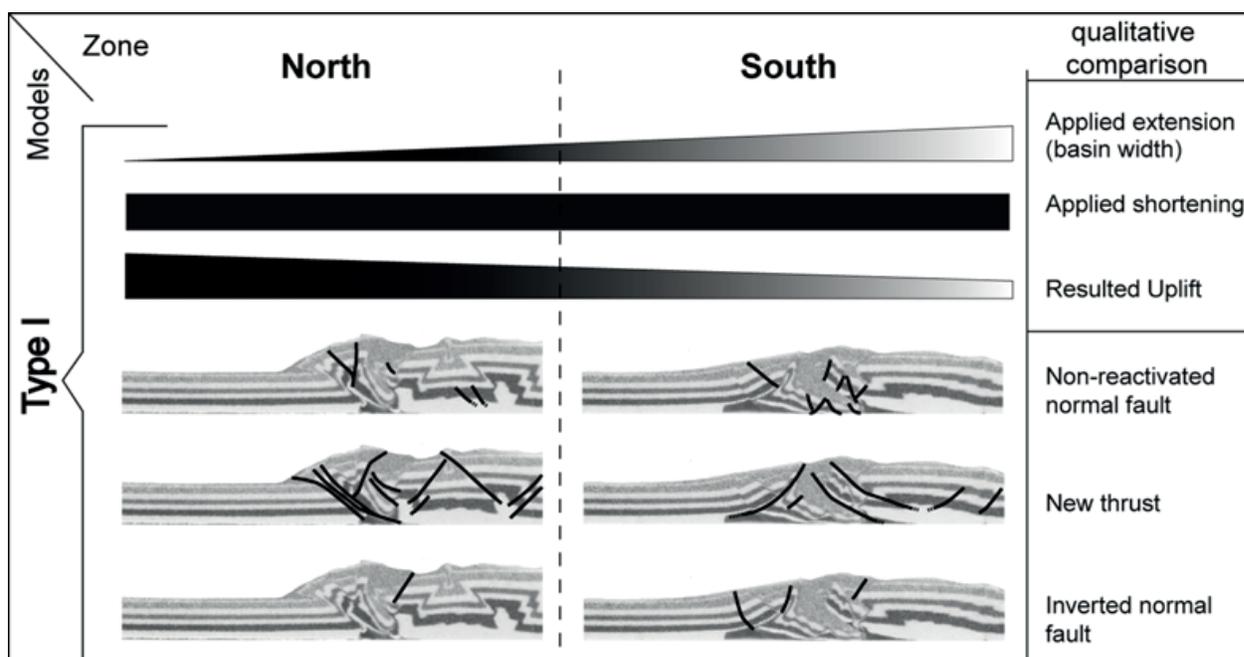


Figura 10.5: Características estructurales principales observadas en el estado final para la zona norte y sur del modelo Tipo I de Jara *et al.* (2015), que consiste en extensión inhomogénea seguido de compresión homogénea. Tomado de Jara *et al.* (2015).

Bajo el supuesto de que el SFLM pudiera estar relacionado con la inversión de la Cuenca de Abanico, se compara la geometría y ubicación del SFLM con los resultados obtenidos en el trabajo de Jara *et al.* (2015). Estos autores concluyen que en modelos análogos la combinación de extensión diferencial, menor hacia el norte, y compresión homogénea es la que más se ajusta a lo encontrado en la Cuenca de Abanico (Figura 10.5). En esa experiencia (Tipo I, Jara *et al.*, 2015), es posible observar que en la zona norte no se invierten estructuras normales preexistentes y sí se generan múltiples nuevas fallas inversas de vergencia oeste, sobretodo en el borde occidental de la cuenca (Figura 10.5). En el sur sucede lo inverso,

se invierten fallas preexistentes y no se generan nuevas estructuras inversas con vergencia oeste en el lado occidental, sólo algunas de vergencia este. Esto podría explicar por qué encontramos estructuras como el SFLM a los 32°31'S, y no se reconocen desde los 33° hacia el sur, donde la inversión se concentra en las antiguas fallas normales (Fock, 2005; Fock *et al.*, 2006; Risetto, 2015; Quiroga, 2015; Machuca, 2017).

A pesar de que la edad del SFLM no puede ser acotada con seguridad, se propone que el efecto de estas estructuras habría sido importante en el alzamiento cenozoico del borde occidental de la CP. Esto se basa en que el SFLM topográficamente limita por el W al alto relieve del lado oriental del área de estudio que correspondería a la CP, lo que indica que no han existido procesos importantes que sean posteriores y que borren o se superpongan a estos. Estay (2019) indica que existen anomalías morfo-tectónicas, tanto en los perfiles de ríos como en la altura promedio del relieve, que se sitúan sobre las trazas del SFLM y lo permiten prolongar hacia el norte. El SFLM permitiría separar los dominios morfoestructurales de la CC y la CP desde esta latitud hacia el norte (este trabajo; Estay, 2019), los cuales tendrían historias de alzamiento distintas durante el cenozoico (Estay, 2019).

Capítulo 11

Conclusiones

Las rocas que afloran en el área de estudio corresponden a la Formación Cerro Morado, La Formación Las Chilcas y la Unidad Alicahue–Chepical. Éstas corresponden a 3450 m de depósitos volcánicos, piroclásticos y sedimentarios que se depositaron entre el Cretácico Temprano tardío y el Oligoceno tardío (?) y que registran el desarrollo de diferentes procesos tectónicos de escala regional.

La parte estudiada de la **Formación Cerro Morado** (118?–110 Ma) se compone de 825 m de lavas andesíticas porfíricas, autobrechas volcánicas y tobas líticas, y en menor medida soldadas; y se ha asociado a un ambiente de arco volcánico proximal. En la región de estudio, la **Formación las Chilcas** (109?–85 Ma) (*sensu* Boyce, 2015) posee 2200 m de conglomerados, areniscas, tobas y brechas, con escasas fangolitas y calizas, que fueron agrupados en 3 unidades. La unidad basal, que corresponde a los **miembros Pítipeumo y Tabón**, presenta por un lado facies de abanico aluvial dominado por flujos de detritos y por *sheetfloods* y por el otro, facies asociadas a un ambiente lagunar salobre, con menores intercalaciones piroclásticas y lávicas. El **Miembro Ñilhue** exhibe litofacies de areniscas, conglomerados y calizas, interpretadas como ríos trenzados gravosos–someros y arenosos–efímeros y algunos lagos. El **Miembro Calvario** (85 Ma), que es el más cercano al techo, muestra el retorno de facies gruesas relacionadas con abanicos aluviales y un intenso volcanismo principalmente explosivo. Por último, la **Unidad Alicahue–Chepical** está compuesta de 425 m de tobas líticas, brechas y escasas lavas, que se han interpretado como un ambiente de arco volcánico.

Respecto a las estructuras y al estilo de deformación, se identificaron dos sistemas estructurales principales, el **SFLA** y el **SFLM**, ubicados al oeste y al este de la región de

estudio, respectivamente. El **SFLA** tiene una vergencia predominante al este, una orientación NS a NNW, afecta a las unidades mesozoicas y se compone de una falla principal, la Falla Los Ángeles, y otras fallas secundarias, las fallas Pitipeumo, Cerro Negro y Corral Blanco. El **SFLM** tiene una vergencia predominante al oeste, afecta a las unidades mesozoicas y se compone de dos fallas principales que son la Falla Las Minillas y la Falla El Cráter, y otras secundarias que son las fallas Norte, Cerro Blanco y Las Ranas. Asociado a este sistema se reconocen pliegues de baja longitud de onda que tienen orientación EW que son el Sinclinal–Anticlinal Soledad. La orientación de este sistema es variable contemplando estructuras de rumbo NS, NNE, NNW y EW.

El modelo paleogeográfico local planteado en este trabajo se compone de 4 etapas, donde se observa que los depósitos sedimentarios y la ubicación del arco magmático van migrando progresivamente hacia el este.

1. Aptiano?–Albiano: se depositan los productos volcánicos de la Formación Cerro Morado que serían parte del arco volcánico de la época.

2. Albiano?–Santoniano: se desarrolla un régimen compresivo en el área de estudio, registrado en varios pulsos tectónicos, provocando la depositación de las facies sedimentarias y volcánicas de la Formación Las Chilcas.

- En un primer pulso tectónico de gran intensidad una barrera topográfica separa dos ambientes en la zona de estudio, uno al oeste, donde se genera una ingresión marina (109?–103? Ma) que presenta intercalaciones volcánicas y otro al este, donde se desarrollan abanicos aluviales. Estos corresponden a la parte inferior de los miembros Pititpeumo y Tabón.
- En un segundo pulso tectónico tiene lugar la Falla Morro Pelado. En este momento se concentran los depósitos sedimentarios y volcánicos al oriente, se terminan de depositar los miembros Pitipeumo y Tabón y se emplaza la Unidad Tonalítica Principal.
- Se produce una disminución de la actividad tectónica que permite la erosión del relieve al oeste y la depositación del Miembro Ñilhue al este la región de estudio.
- En un último pulso tectónico, el arco se expande hacia el este y ocurre un episodio volcánico importante mientras se depositan las facies aluviales del Miembro El Calvario.

3. Santoniano?–Eoceno medio: se desarrolla una etapa de exhumación y erosión

significativa en el área de estudio. Entre los 83 y 63 Ma se emplazan las unidades San Lorenzo y Fredes que intruyen a la Formación Las Chilcas, lo que confirma la migración del arco hacia el este.

4. Eoceno medio–Oligoceno tardío: se pasa de un régimen extensional en el cual se genera la ZFP, que acomoda los depósitos de la Formación Abanico, a un régimen compresivo en el que se invierte la ZFP. El arco magmático vuelve a migrar al este para ubicarse fuera del área de estudio.

Se depositan los productos volcánicos de la Unidad Alicahue–Chepical y se emplazan los conductos alimentadores e intrusivos hipabisales de la Unidad El Cráter.

Así, en este trabajo se concluye que las rocas de la Formación Las Chilcas corresponden a los depósitos sinorogénicos que se produjeron durante la Fase Peruana en Chile Central. Estos depósitos serían parte de la cuenca de antepaís de retroarco que se extendería hasta Argentina en la Cuenca de Neuquén–La Ramada. A los $\sim 32^{\circ}$ – 33° S, se propone que los depósitos de la Formación Las Chilcas en la CC corresponden a las facies más proximales al frente orogénico (Boyce, 2015), las unidades estudiadas en este trabajo corresponden de las facies intermedias y la Formación Diamante en Argentina representa las facies distales en la cuenca (Mackaman-Lofland *et al.*, 2019). Por otra parte, sostenemos que la Formación Juncal en Argentina se correlaciona con los depósitos volcánicos del Miembro El Calvario implicando que el volcanismo *ca.* 85 Ma se extendería por toda la CP y sellaría los depósitos de esta cuenca. En el ámbito estructural, la Falla Morro Pelado es una evidencia de que existió compresión entre los 110 y 85 Ma.

Por lo tanto, los resultados de este trabajo sumados a las evidencias encontradas en la CC y en Argentina a la latitud del área de estudio, confirman la existencia de una etapa compresiva entre los 110? y 82? Ma que habría exhumado el arco del Cretácico Tardío temprano y habría generado una cuenca de antepaís de retroarco que se extendería hacia el este hasta Argentina. Aunque esta fase orogénica compresiva se reconoce entre los 31° y 40° S, no habría tenido la misma intensidad ni consecuencias a las diferentes latitudes.

Bibliografía

- ÅBERG, G.; AGUIRRE, L.; LEVI, B., y NYSTRÖM, J. 1984. Spreading–subsidence and generation of ensialic marginal basins: an example from the early Cretaceous of central Chile. *Geological Society, London, Special Publications*, 16(1): 185–193.
- AGUIRRE, L.; LEVI, B., y NYSTRÖM, J. 1989. The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. *Geological Society, London, Special Publications*, 43(1): 223–232.
- AGUIRRE, L.; FÉRAUD, G.; MORATA, D.; VERGARA, M., y ROBINSON, D. 1999. Time interval between volcanism and burial metamorphism and rate of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting. *Tectonophysics*, 313(4): 433–447.
- AGUIRRE, L. 1960. *Geología de los Andes de Chile Central: Provincia de Aconcagua*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago de Chile, Bol. v9, 70p.
- ALLEN, J. 1984. Parallel lamination developed from upper–stage plane beds: a model based on the larger coherent structures of the turbulent boundary layer. *Sedimentary Geology*, 39(3-4): 227–242.
- ARANCIBIA, G. 2004. Mid–Cretaceous crustal shortening: evidence from a regional–scale ductile shear zone in the Coastal Range of central Chile (32°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 17(3): 209–226.
- ARÉVALO, C. 1992. Facies ambientes de depositación y paleogeografía del Miembro Pitipeumo (Formación Las Chilcas) V Región. Memoria de Título inédita, Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- BALGORD, E. A. y CARRAPA, B. 2016. Basin evolution of Upper Cretaceous–Lower Cenozoic strata in the Malargüe fold–and–thrust belt: northern Neuquén Basin, Argentina. *Basin Research*, 28(2): 183–206. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1111/bre.12106>.

- BASCUÑÁN, S. 2014. Stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Tonel, Purilactis and Barros Arana Formations in the Salar de Atacama Basin (22°30'–23°S), Chile. Tesis de Magíster. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/117022>.
- BASCUÑÁN, S.; ARRIAGADA, C.; LE ROUX, J., y DECKART, K. 2016. Unraveling the Peruvian Phase of the Central Andes: stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Salar de Atacama Basin (22°30'–23°S), northern Chile. *Basin Research*, 28(3): 365–392.
- BECK, M. E.; BURMESTER, R.; GARCIA, A., y RIVANO, S. 1990. Paleomagnetic results from cretaceous rocks in the Llaillay–San Felipe–Putendo region: Implications for block rotations in the Andean forearc. *Andean Geology*, 17(2): 115–130. <http://www.andeangeology.cl/index.php/revista1/article/view/V17n2-a01/pdf>.
- BESLY, B. y COLLINSON, J. 1991. Volcanic and tectonic controls of lacustrine and alluvial sedimentation in the Stephanian coal-bearing sequence of the Malpàs–Sort Basin, Catalonian Pyrenees. *Sedimentology*, 38(1): 3–26.
- BLAIR, T. C. y MCPHERSON, J. G. 1992. The Trollheim alluvial fan and facies model revisited. *Geological Society of America Bulletin*, 104(6): 762–769. <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/gsabulletin/article/104/6/762/182720/the-trollheim-alluvial-fan-and-facies-model>.
- BLAIR, T. C. y MCPHERSON, J. G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of sedimentary research*, 64(3a): 450–489. https://scholar.google.com/scholar_url?url=https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-abstract/64/3a/450/98558&hl=es&sa=T&oi=gsc&ct=res&cd=0&d=7206458495100565558&ei=eBK-W7PwNo0eygTolYWwAQ&scisig=AAGBfm074qrUHE1zg2QMEcafDV8p3Di7fA.
- BOYCE, D. 2015. Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen andino en Chile Central durante el Cretácico medio-tardío: el registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas. Tesis de Magíster. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/136442>.
- BRAATHEN, A.; BERGH, S.; KARLSEN, F.; MAHER, H.; ANDRESEN, A.; HANSEN, A.-I., y BERGVIK, A. 1999. Kinematics of the Isfjorden–Ymerbukta Fault Zone: a dextral oblique–thrust ramp in the Tertiary fold–thrust belt of Spitsbergen. *Norsk Geologisk*

Tidsskrift, 79(4): 227–240.

- BUTLER, R. 1989. The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1): 105–122.
- CAMPBELL, D. 2005. Termocronología del sector comprendido entre los ríos Rocín y Aconcagua: Implicancias en la evolución meso-cenozoica de la zona. *Memoria de título inédita, Departamento de Geología, Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología*.
- CARRAPA, B.; BYWATER-REYES, S.; DECELLES, P. G.; MORTIMER, E., y GEHRELS, G. E. 2012. Late Eocene–Pliocene basin evolution in the Eastern Cordillera of northwestern Argentina (25°–26°S): regional implications for Andean orogenic wedge development. *Basin Research*, 24(3): 249–268. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1111/j.1365-2117.2011.00519.x>.
- CARTER, W. y AGUIRRE, L. 1965. Structural geology of Aconcagua Province and its relationship to the Central Valley graben, Chile. *GSA Bulletin*, 76(6): 651–664. <https://pubs.geoscienceworld.org/ssa/gsabulletin/article/76/6/651/5957>.
- CARTER, W. y ALISTE, N. 1962. Geology of the ore deposits of the Ñilhue Quadrangle, Aconcagua province. Informe Inédito. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile.
- CHARRIER, R.; BAEZA, O.; ELGUETA, S.; FLYNN, J.; GANS, P.; KAY, S. M.; MUÑOZ, N.; WYSS, A., y ZURITA, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat–slab segment, southern Central Andes, Chile (33°–36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1): 117–139.
- CHARRIER, R.; PINTO, L., y RODRÍGUEZ, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *En: The Geology of Chile*. The Geological Society.
- CHARRIER, R.; FARÍAS, M., y MAKSAEV, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1): 05–35.
- CHARRIER, R.; RAMOS, V. A.; TAPIA, F., y SAGRIPANTI, L. 2014. Tectono–stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31° and 37° S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1): 13–61.
- CHUN, S. y CHOUGH, S. 1995. The Cretaceous Uhangri formation, SW Korea: lacustrine

- margin facies. *Sedimentology*, 42(2): 293–322.
- COLLINSON, J. D. 1996. Alluvial sediments. *H.G. Reading (Ed.), Sedimentary Environments: Processes, Facies, Stratigraphy*, 3: 37–82. <https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00334711/document>.
- CORNEJO, P.; MATTHEWS, S., y PÉREZ DE ARCE, C. 2003. The K–T compressive deformation event in northern Chile (24°–27°S). *10º Congreso Geológico Chileno*. http://biblioteca.sernageomin.cl/opac/DataFiles/CornejoP_et_al.pdf.
- CORVALAN, J. y VERGARA, M. 2010. Presencia de fósiles marinos en las calizas de Polpaico. Implicaciones paleoecológicas y paleogeográficas. *Andean Geology*, (10).
- DECELLES, P.; GRAY, M.; RIDGWAY, K.; COLE, R.; PIVNIK, D.; PEQUERA, N., y SRIVASTAVA, P. 1991. Controls on synorogenic alluvial–fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology*, 38(4): 567–590. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-3091.1991.tb01009.x>.
- DECELLES, P.; CARRAPA, B.; HORTON, B., y GEHRELS, G. 2011. Cenozoic foreland basin system in the central Andes of northwestern Argentina: Implications for Andean geodynamics and modes of deformation. *Tectonics*, 30(6). <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1029/2011TC002948>.
- DEL REAL, I. 2011. Geología y Estructura del Distrito Minero El Espino, Comuna de Illapel, Chile. Memoria de Título. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/104280>.
- DI GIULIO, A.; RONCHI, A.; SANFILIPPO, A.; TIEPOLO, M.; PIMENTEL, M., y RAMOS, V. 2012. Detrital zircon provenance from the Neuquén Basin (south–central Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc–foreland basin. *Geology*, 40(6): 559–562.
- DUNHAM, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures.
- ESPINOSA, W. 1969. Geología del distrito cuprífero de Cerro Negro. Memoria de Título inédita, Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- ESTAY, J. 2019. Tectónica activa en el borde occidental de la Cordillera Principal de Chile Central (29 a 36°S). Tesis de Magíster. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología.

- FARÍAS, M.; COMTE, D.; CHARRIER, R.; MARTINOD, J.; DAVID, C.; TASSARA, A.; TAPIA, F., y FOCK, A. 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3).
- FENNELL, L. M.; FOLGUERA, A.; NAIPAUER, M.; GIANNI, G.; ROJAS VERA, E. A.; BOTTESI, G., y RAMOS, V. A. 2017. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35°30'–37°S). *Basin Research*, 29: 51–72. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1111/bre.12135>.
- FERRANDO, R. 2014. Estudio paleomagnético del Complejo Plutónico Illapel 31°25'–32°30'S: Implicancias acerca de sus mecanismo de emplazamiento y su relación con la evolución tectónica regional. Tesis de Magíster. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/115566>.
- FIGUEROA-CISTERNA, J.; CARRILLO-ROSÚA, J.; MORALES-RUANO, S.; MORENO-RODRÍGUEZ, V., y RUIZ-CARDENAS, M. 2011. Geology and preliminary REE and trace elements geochemistry of Boris Ángel Cu–(Ag) deposit, Central Chile. *Let's talk ore deposits. Proceedings of the eleventh biennial SGA meeting. Ediciones Universidad Católica del Norte*, 241–243 pp. http://digibug.ugr.es/bitstream/handle/10481/18311/Figueroa_Cisternas_et_al_2011_SGA.pdf?sequence=1&isAllowed=y.
- FOCK, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Tesis de Magíster, Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología. https://www.u-cursos.cl/usuario/74db06406c5f883b052c2d22911d03db/mi_blog/r/tesisAFock.pdf.
- FOCK, A.; CHARRIER, R.; FARÍAS, M., y MUÑOZ, M. 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°–34°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial*, 6: 48–55.
- FOLK, R. L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. *AAPG Bulletin*, 43 (1): 1–38.
- FUENTES, C. 2017. Los Estratos del Cordón de los Ratones del río Maipo (33°66'S, 70°39'W): Petrología, geoquímica, e implicancias en la evolución andina del Paleógeno en Chile Central. Memoria de Título. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/148029>.

- FUENTES, F.; VERGARA, M.; AGUIRRE, L., y FÉRAUD, G. 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. *Revista geológica de Chile*, 29(2): 207–225.
- FUENTES, F.; FÉRAUD, G.; AGUIRRE, L., y MORATA, D. 2004. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of volcanism and subsequent very low-grade metamorphism in a subsiding basin: example of the Cretaceous lava series from central Chile. *Chemical Geology*, 214(1-2): 157–177.
- GALLEGO, A. 1994. Paleoambiente y mecanismo de depositación de la secuencia sedimentaria que aflora en el sector de Polpaico. Tesis de Magíster inédita. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- GANNA, P. y ZENTILLI, M. 2000. Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de la Costa de Chile central. *IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas. Simposio Internacional sobre Magmatismo Andino, Actas*, 2: 664–668.
- GANNA, P. y WALL, R. 1997. Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus cretácico superior–eoceno en Chile central (33°–33°30'S). *Andean Geology*, 24(2): 145–163.
- GODOY, E. 1982. Geología del área de Montenegro, Cuesta de Chacabuco, Región Metropolitana: el "problema" de la Formación Lo Valle. *III Congreso Geológico Chileno*, A124–146 pp. http://biblioteca.sernageomin.cl/opac/DataFiles/4914ppA124_A146.pdf.
- GODOY, E.; RAYNER, N., y DAVIS, B. 2006. Edad U–Pb Cretácica Temprana de ignimbritas y andesitas en la Depresión Central, VI Región, Chile: implicancias geotectónicas. *XI Congreso Geológico Chileno, Actas*, 1: 229e232.
- HARTLEY, A.; FLINT, S.; TURNER, P., y JOLLEY, E. 1992. Tectonic controls on the development of a semi-arid alluvial basin as reflected in the stratigraphy of the Purilactis Group (upper cretaceous–eocene), northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(3-4): 275–296.
- HORTON, B. K. 2018. Tectonic regimes of the central and southern Andes: responses to variations in plate coupling during subduction. *Tectonics*, 37(2): 402–429.
- JACKSON, S. E.; PEARSON, N. J.; GRIFFIN, W. L., y BELOUSOVA, E. A. 2004. The application of laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211(1-2): 47–69.
- JARA, P.; LIKERMAN, J.; WINOCUR, D.; GHIGLIONE, M.; CRISTALLINI, E. O.;

- PINTO, L., y CHARRIER, R. 2015. Role of basin width variation in tectonic inversion: insight from analogue modelling and implications for the tectonic inversion of the Abanico Basin, 32°–34°S, Central Andes. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1): 83–107.
- JARA, P. 2013. Tectónica mezo–cenozoica en la cordillera principal de Chile central entre 32° y 33°S. Análisis a partir de nuevos antecedentes de campo y modelamiento analógico. Tesis Doctoral. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología. 249 pp. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/115376>.
- JARA, P. y CHARRIER, R. 2014. Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso–Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32° 30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean geology*, 41(1): 174–209. <http://www.scielo.cl/pdf/andgeol/v41n1/art07.pdf>.
- KAY, S. M.; GODOY, E., y KURTZ, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south–central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1-2): 67–88.
- KLOHN, C. 1960. *Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago de Chile, Bol. v8, 95p.
- KOMAR, P. D. y MILLER, M. C. 1975. The initiation of oscillatory ripple marks and the development of plane–bed at high shear stresses under waves. *Journal of Sedimentary Research*, 45(3): 697–703.
- KUKULAK, J.; PAULO, A., y KALICKI, T. 2016. Lithology of lacustrine deposits in the Colca Valley. *Journal of South American Earth Sciences*, 69: 152–170.
- LARSON, R. L. y PITMAN, W. C. 1972. World–wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications. *Geological Society of America Bulletin*, 83(12): 3645–3662.
- MACHUCA, C. 2017. Estratigrafía y estructuras de la zona de Falla Pocuro entre los 32°30' y los 33°S. Tesis de Magíster, Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/150696>.
- MACKAMAN-LOFLAND, C.; HORTON, B. K.; FUENTES, F.; CONSTENIUS, K. N., y STOCKLI, D. F. 2019. Mesozoic to Cenozoic retroarc basin evolution during changes in tectonic regime, southern Central Andes (31–33°S): Insights from zircon U–Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 89: 299–318.

- MARTÍNEZ, F.; ARRIAGADA, C.; PEÑA, M.; DEL REAL, I., y 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*, 42: 1–16.
- MARTÍNEZ-PARDO, R.; GALLEGO, A., y MARTÍNEZ-GUZMÁN, R. 1994. Middle Albian marine planktonic microfossils from the Santiago basin, central Chile: their depositional and paleogeographic meaning. *Andean Geology*, 21(2): 173–187.
- MARTINOD, J.; HUSSON, L.; ROPERCH, P.; GUILLAUME, B., y ESPURT, N. 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3-4): 299–309.
- MARTINSEN, O. J.; RYSETH, A.; HELLAND-HANSEN, W.; FLESCHE, H.; TORKILDSEN, G., y IDIL, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*, 46(2): 235–263.
- MCCLAY, K. R. y BUCHANAN, P. 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. *Thrust tectonics*.
- MESCUA, J. F.; GIAMBIAGI, L. B., y RAMOS, V. A. 2013. Late Cretaceous Uplift in the Malargüe fold-and-thrust belt (35°S), southern Central Andes of Argentina and Chile. *Andean Geology*, 40(1).
- MIALL, A. 1996. The geology of fluvial deposits. *Springer Verlag, New York*.
- MIALL, A. D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22(4): 261–308.
https://ac.els-cdn.com/0012825285900017/1-s2.0-0012825285900017-main.pdf?_tid=24a1acae-fe54-499f-923d-9ddc850a3f91&acdnat=1539182760_7e9f6da854b7002813c8e76f1ae49d6e.
- MOLINA, D. 2014. Geocronología y condiciones de cristalización de circones del Plutón Caleu: evidencias de su prolongada evolución tardimagmática. Tesis de Magíster. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/129845>.
- MORATA, D.; VARAS, M.; HIGGINS, M.; VALENCIA, V., y VERHOORT, J. 2010. Episodic emplacement of the Illapel Plutonic Complex (Coastal Cordillera, central Chile): Sr and Nd isotopic, and zircon U–Pb geochronological constraints. *VII*

- SSAGI South American Symposium on Isotope Geology. Brasilia*, 7: 1300169–7.
https://www.researchgate.net/publication/256975386_Episodic_emplacement_of_the_Illapel_Plutonic_Complex_Coastal_Cordillera_central_Chile_Sr_and_Nd_isotopic_and_zircon_U-Pb_geochronological_constraints.
- MORETTI, M. y SABATO, L. 2007. Recognition of trigger mechanisms for soft–sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant Arcangelo Basin (Southern Italy): seismic shock vs. overloading. *Sedimentary Geology*, 196(1-4): 31–45.
- MOSOLF, J. G.; GANS, P. B.; WYSS, A. R.; COTTLE, J. M., y FLYNN, J. J. 2018. Late Cretaceous to Miocene volcanism, sedimentation, and upper–crustal faulting and folding in the Principal Cordillera, central Chile: Field and geochronological evidence for protracted arc volcanism and transpressive deformation. *Bulletin*, 131(1-2): 252–273.
- MPODOZIS, C.; BROCKWAY, H.; MARQUARDT, C., y PERELLÓ, J. 2009. Geocronología U–Pb y tectónica de la región Los Pelambres–Cerro Mercedario: Implicancias para la evolución cenozoica de los Andes del centro de Chile y Argentina. *En: Congreso Geológico Chileno*, volume 12.
- MUNIZAGA, F. y VICENTE, J. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (Lat. 32–33 S): datos radiométricos K–Ar. *Revista Geológica de Chile*, (16). http://biblioteca.sernageomin.cl/opac/DataFiles/RGCH1982_N16pp03_21.pdf.
- MUNIZAGA, F. 1972. Edades radiométricas de rocas chilenas. *Inst. Invest. Geol., Jornadas de Trabajo. Antofagasta*, Vol. 2, Sec. 1: 132–145.
- MUÑOZ, M.; FUENTES, F.; VERGARA, M.; AGUIRR, L.; OLOV NYSTRÖM, J.; FÉRAUD, G., y DEMANT, A. 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50'S). *Revista geológica de Chile*, 33(1): 109–140.
- MUÑOZ, M.; TAPIA, F.; PÉRSICO, M.; FARIAS, M., y ROJAS, A. 2017. Estratigrafía del Cretácico Superior en el flanco occidental de los Andes a los 35°S, Chile central. *XX Congreso Geológico Argentino*.
- MUÑOZ, M.; TAPIA, F.; PÉRSICO, M.; BENOIT, M.; CHARRIER, R.; FARIAS, M., y ROJAS, A. 2018. Extensional tectonics during Late Cretaceous evolution of the southern Central Andes: evidence from the Chilean main range at ~ 35°S. *Tectonophysics*, 744: 93–117.

- NALPAS, T.; DABARD, M.-P.; RUFFET, G.; VERNON, A.; MPODOZIS, C.; LOI, A., y HÉRAIL, G. 2008. Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales–Chañaral area, Northern Chile: climatic or tectonic control? *Tectonophysics*, 459(1-4): 161–173. <https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00334711/document>.
- NEMEC, W. y STEEL, R. J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass–flow deposits. *In Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. https://www.researchgate.net/profile/Ronald_Steel/publication/303558500_Sedimentology_of_gravels_and_conglomerates/links/5a6227050f7e9b6b8fd548b9/Sedimentology-of-gravels-and-conglomerates.pdf.
- NYSTRÖM, J. O.; VERGARA, M.; MORATA, D., y LEVI, B. 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'–33°45' S). *Geological Society of America Bulletin*, 115(12): 1523–1537.
- PARADA, M.; NYSTRÖM, J., y LEVI, B. 1999. Multiple sources for the coastal batholith of central Chile (31–34 s): geochemical and Sr–Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos*, 46(3): 505–521.
- PARADA, M. A.; GILBERT ANDFÉRAUD, F.; AGUIRRE, L.; MORATA, D., y LARRONDO, P. 2005. Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile. *Journal of the Geological Society*, 162(2): 273–287.
- PARDO-CASAS, F. y MOLNAR, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3): 233–248.
- PERSICO, M. 2016. La Unidad Guanaco en el valle del río Tinguiririca (34°55'S): características estratigráficas y geoquímicas e implicancias tectónicas para el Cretácico Tardío en el margen Andino. Memoria de Título. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/140977>.
- PILGER, R. H. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society*, 141(5): 793–802.
- PIRACÉS, R. y MAKSAEV, V. 1977. Geología de la Hoja Quillota. Escala 1:250.000. Informe Inédito. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile.
- QUIROGA, R. 2015. Análisis estructural de los depósitos cenozoicos de la Cordillera Principal

- entre el Cerro Provincia y el Cordón el Quempo, Región Metropolitana, Chile (33°18' y 33°25'S. Memoria de Título. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/115299>.
- RAMOS, V. A. 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*, 45(1): 2–25.
- RISSETTO, U. 2015. Evolución del borde occidental de la Cuenca de Abanico en el extremo sur de Santiago (33°36'S–33°58'S), Chile. Memoria de Título. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/132851>.
- RIVANO, S. y SEPÚLVEDA, P. 1991. Hoja Illapel: Región de Coquimbo. Escalas 1:250.000. Inédito. *Carta Geológica de Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile*, (69).
- RIVANO, S.; SEPÚLVEDA, P.; BORIC, R., y ESPÍÑEIRA, D. 1993. Geología de las hojas Quillota y Portillo, V Región. Informe Inédito. *Carta Geológica de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería*, 73(1).
- RIVANO, S.; SEPÚLVEDA, P.; HERVÉ, M., y PUIG, L. 1985. Geocronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31°-32° latitud sur, Chile. *Andean Geology*, (24). <http://www.andangeology.cl/index.php/revista1/article/viewFile/V12n1-a05/pdf>.
- RODRÍGUEZ-PASCUA, M.; CALVO, J.; DE VICENTE, G., y GÓMEZ GRAS, D. 2000. Seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135: 117–135.
- SCHEUBER, E.; BOGDANIC, T.; JENSEN, A., y REUTTER, K. 1994. Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. *Tectonics of the southern Central Andes*, (1): 121–139.
- SELIM, S. 2017. Facies and sequence stratigraphy of fluvio-lacustrine deposits: Cretaceous Nubian succession of the Saharan platform (SW Egypt). *Proceedings of the Geologists' Association*, 128(2): 271–286.
- SELLÉS, D. 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15'–33°30'S; 70°30'–70°45'O). Memoria de Título inédita, Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- SELLÉS, D. 2000. La relación discordante entre las Formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales. *Congreso Geológico Chileno*, (9):

555–558.

- SELLÉS, D. y GANA, P. 2001. Geología del área Talagante–San Francisco de Mostazal: Regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O’Higgins. *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. Servicio Nacional de Geología y Minería*, 74: 30.
- SERNAGEOMIN, . 2003. Mapa geológico de Chile: versión digital. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, Santiago*, 4: 23.
- SHANMUGAM, G. 2016. The seismite problem. *Journal of Palaeogeography*, 5(4): 318–362.
- SOLER, P. y BONHOMME, M. G. 1990. Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Perú from Late Cretaceous to present. *Geological Society of America Special Paper*, 241: 173–192.
- SOMOZA, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)–South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3): 211–215.
- SOMOZA, R. y ZAFFARANA, C. B. 2008. Mid–Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4): 267–277.
- TAPIA, F. 2015. Evolución tectónica y configuración actual de los Andes Centrales del sur (34°45-35°30’S). Tesis Doctoral. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/133232>.
- THOMAS, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. Boletín 2. Informe Inédito. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile.
- TRONCOSO, M. 2014. Evidencia de neotectónica de la Falla Cariño Botado sobre la Zona de Falla Pocuro en la Provincia de Los Andes. Tesis de Magister. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/132145>.
- TUNIK, M.; FOLGUERA, A.; NAIPAUER, M.; PIMENTEL, M., y RAMOS, V. A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, 489(1-4): 258–273.

- TUNIK, M. A.; ÁLVAREZ, P., y OTHERS, . 2008. Análisis y edad de la sección calcárea de la Formación Las Chilcas (Chile) y sus implicancias para la correlación con unidades de Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(3): 363–379.
- ULIANA, M. A. y BIDDLE, K. T. 1988. Mesozoic–Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de geociencias*, 18(2): 172–190.
- VARAS, M. 2011. Naturaleza, distribución espacial e implicaciones petrogenéticas de los enclaves máficos microgranulares del Complejo Plutónico Illapel, Cordillera de la Costa, Chile Central. Tesis de Magíster. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/102577>.
- VERGARA, M.; LEVI, B.; NYSTRÖM, J. O., y CANCINO, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 107(12): 1427–1440.
- VITERI, E. 1970. Estudio geológico de la región de los cerros Negro y Portales, Provincia de Aconcagua. Memoria de Título inédita, Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- WALL, R.; SELLÉS, D., y GANA, P. 1999. *Area Tiltit–Santiago, Región Metropolitana*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- WENTWORTH, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The journal of geology*, 30(5): 377–392.
- WILLIAMS, I. S. 1998. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Reviews in Economic Geology*, 7: 1–35.
- WILLNER, A. P.; THOMSON, S. N.; KRÖNER, A.; WARTHÖ, J.-A.; WIJBRANS, J. R., y HERVÉ, F. 2005. Time markers for the evolution and exhumation history of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in North–Central Chile (34°–35°30' S). *Journal of Petrology*, 46(9): 1835–1858.
- ZONENSHAYN, L.; SAVOSTIN, L., y SEDOV, A. 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for the last 160 million years. *Geotectonics*, 18(3): 181–195.

Anexos

Anexo A:
Mapa de recorridos

Se presenta un modelo de elevación digital del área de estudio en la **Figura A.1**. En ella se indican los recorridos efectuados tanto para el levantamiento de las columnas como para la toma de datos estructurales, completando así 618 puntos de control. Cabe destacar que gran parte de los puntos se ubican en el sector de Las Minillas y el Arrayán, por su complejidad geológica y la escasez de trabajos anteriores realizados en esta zona. Por otra parte, los demás puntos de control se concentran en sectores aledaños a la Ruta E-41 por la facilidad en el acceso a este camino.

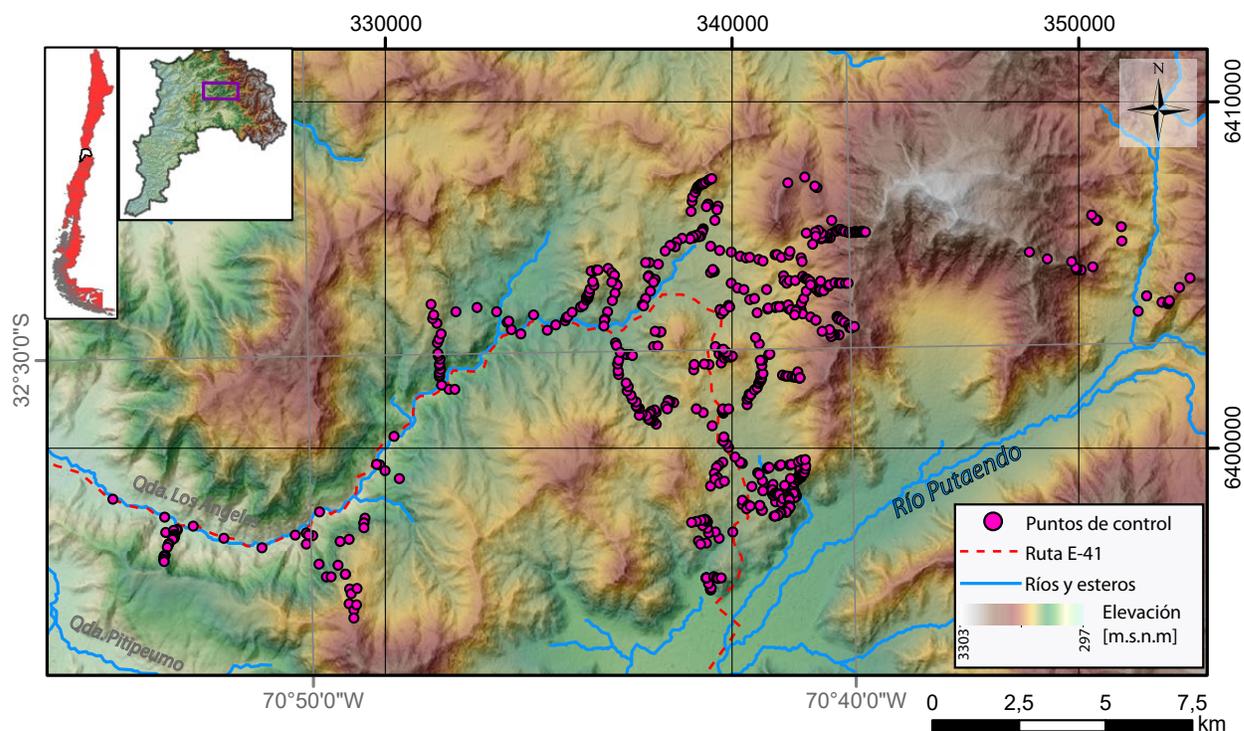


Figura A.1: Modelo de elevación digital (SRTM) del área de estudio con 618 puntos de control de litología y estructuras de este trabajo. En el borde superior izquierdo se encuentran los mapas de ubicación en Chile y en la Región de Valparaíso.

Anexo B:
Columnas estratigráficas levantadas

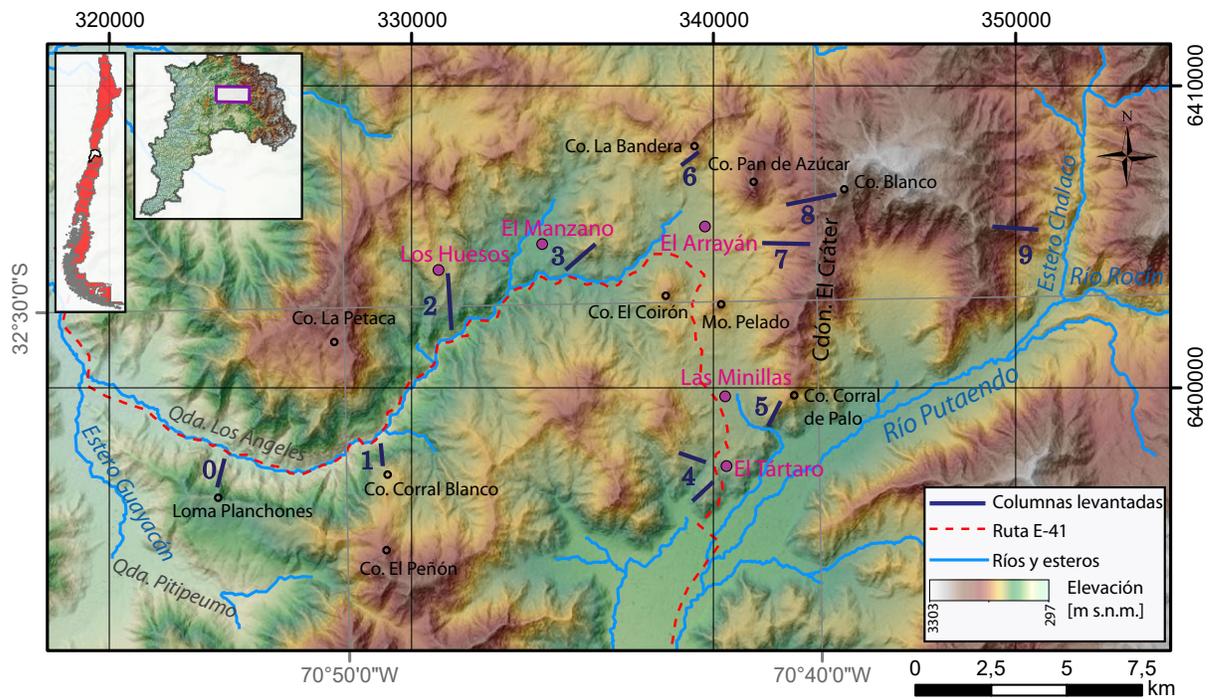
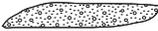


Figura B.1: Modelo de elevación digital (SRTM) del área de estudio con los nombres de localidades, cerros, ríos y esteros. Se incluye la ubicación de las columnas estratigráficas levantadas. En el borde superior izquierdo se encuentran los mapas de ubicación en Chile y en la Región de Valparaíso.

En este anexo se presenta el detalle las columnas estratigráficas levantadas en el área de estudio (Figura B.1):

0. Columna Loma Planchones.
1. Columna Qda. Los Ángeles.
2. Columna Los Huesos.
3. Columna El Manzano.
4. Columna El Tártaro.
5. Columna Cerro Corral de Palo.
6. Columna Cerro La Bandera.
7. Columna El Arrayán.
8. Columna Cerro Blanco.
9. Columna Chalaco.

SIMBOLOGÍA

	Conglomerado		Autobrecha		Imbricación de clastos
	Brecha		Diorita		Estructuras de flujo
	Arenisca conglomerádica		Cuarzo-diorita de anfíbol		Lentes de arenisca
	Arenisca		Sill diorítico		Lentes de grava
	Fangolita		Zona cubierta		Fiamme
	Caliza		Zona alterada		Clastos aislados en rocas sedimentarias
	Toba /toba de lapilli lítica		Falla inversa		Discordancia erosiva
	Toba /toba de lapilli vítrea con fragmentos líticos		Anticlinal		Dique sedimentario o estructura de llama
	Andesita porfírica		Gradación normal		Estratificación paralela
	Andesita afanítica		Gradación inversa		Estratificación cruzada planar
	Andesita ocoítica		Clastos que deforman la estratificación		Laminación ondulada
			Clastos en lavas		Laminación convoluta
					Edad U-Pb en circones

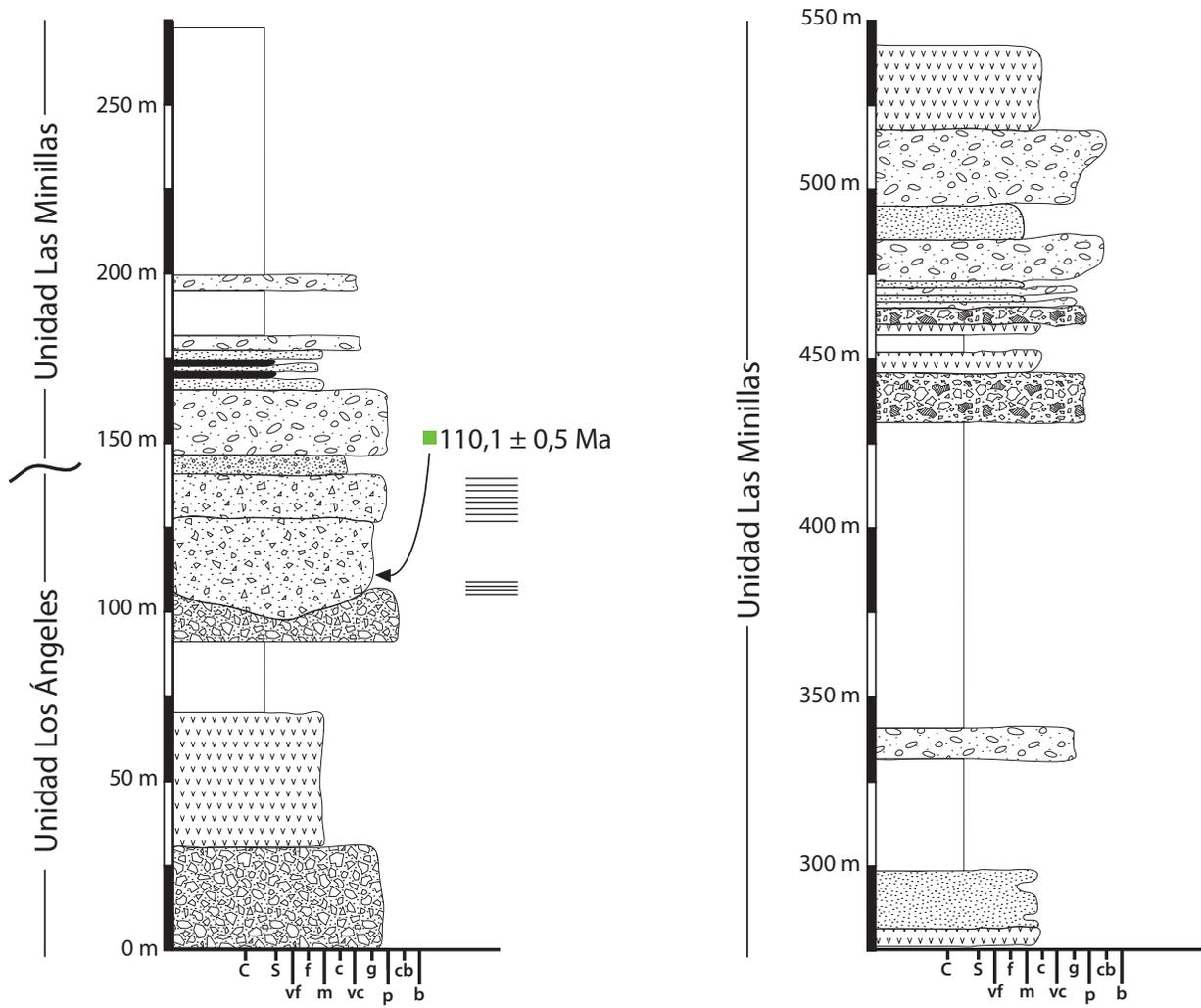


Figura B.2: Columna 0 Loma Planchones

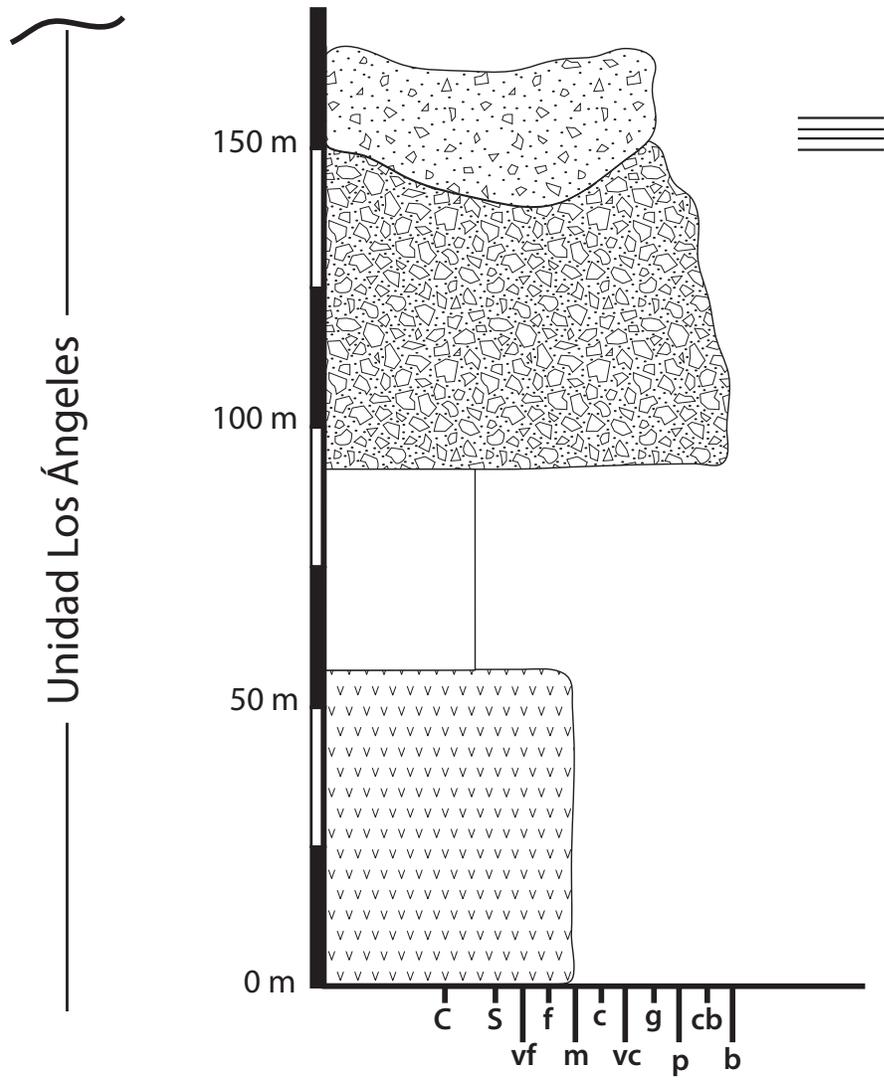


Figura B.3: Columna 1 Quebrada Los Ángeles

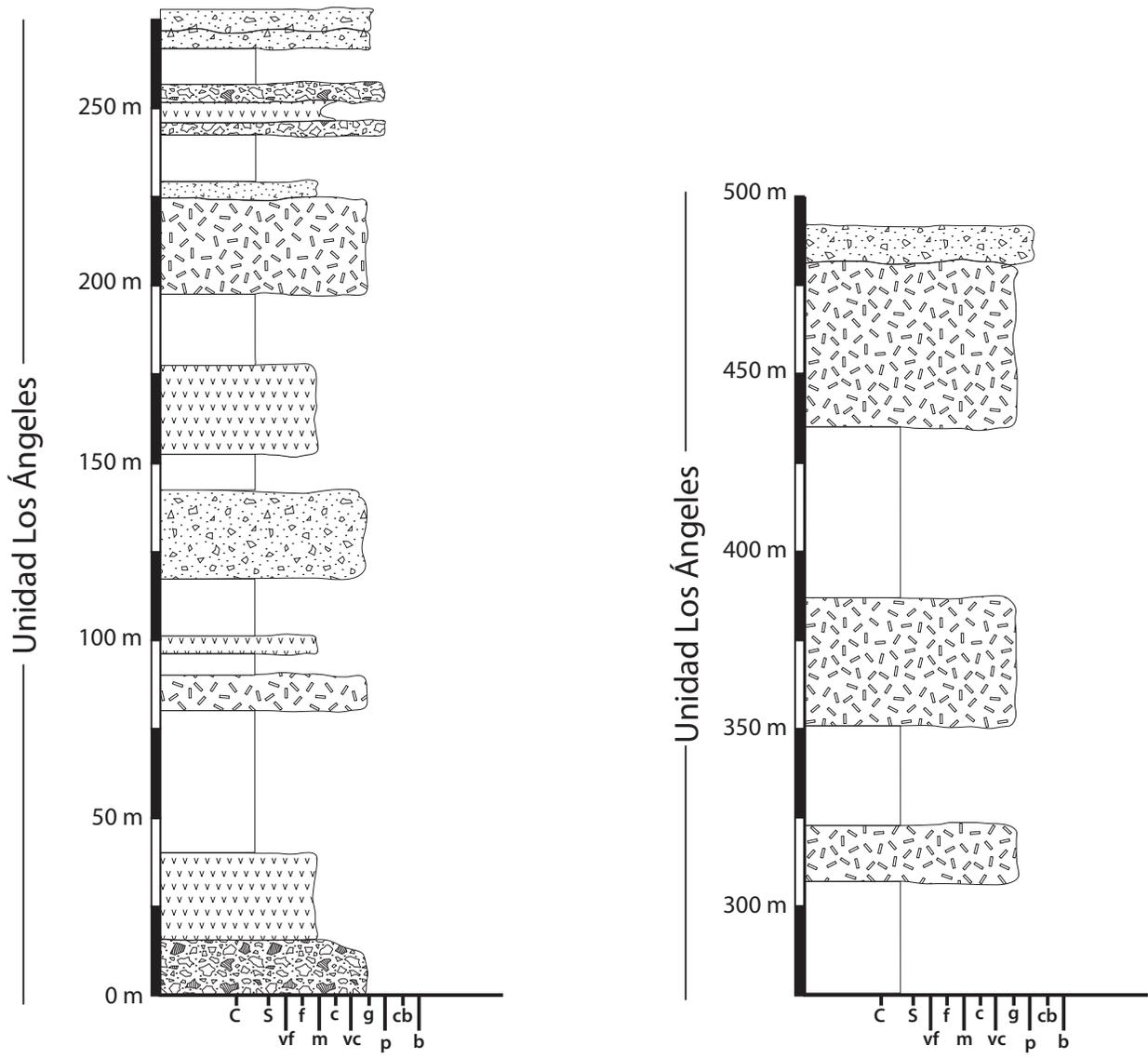


Figura B.4: Columna 2 Los Huesos

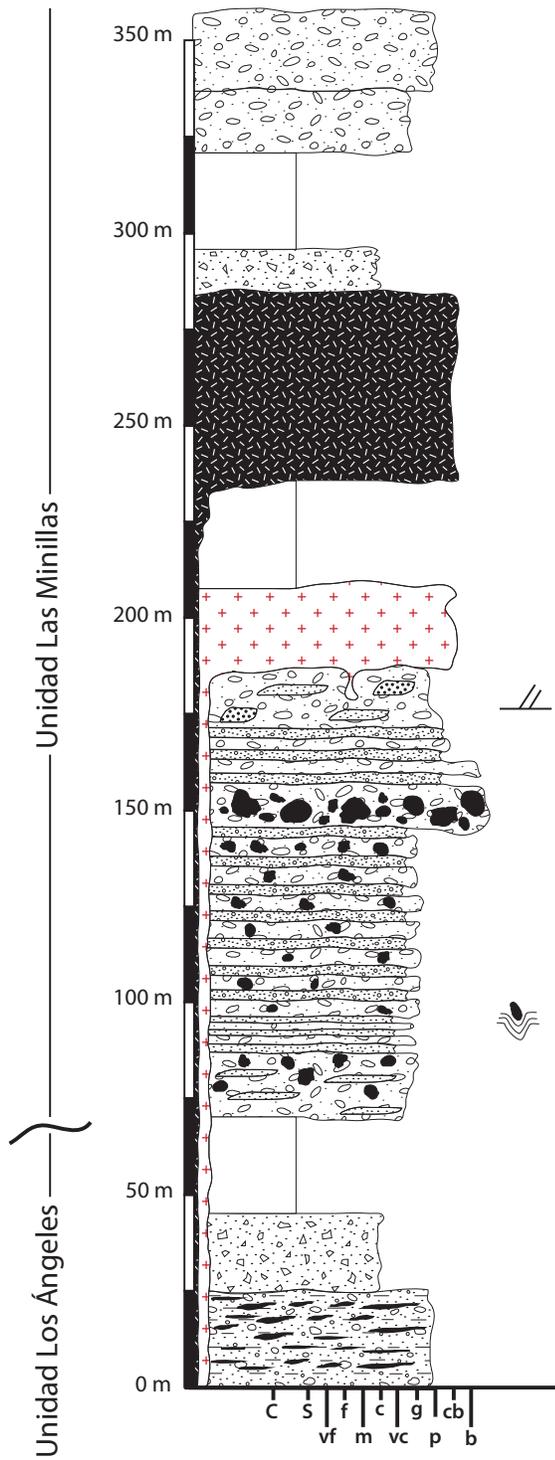


Figura B.5: Columna 3 El Manzano

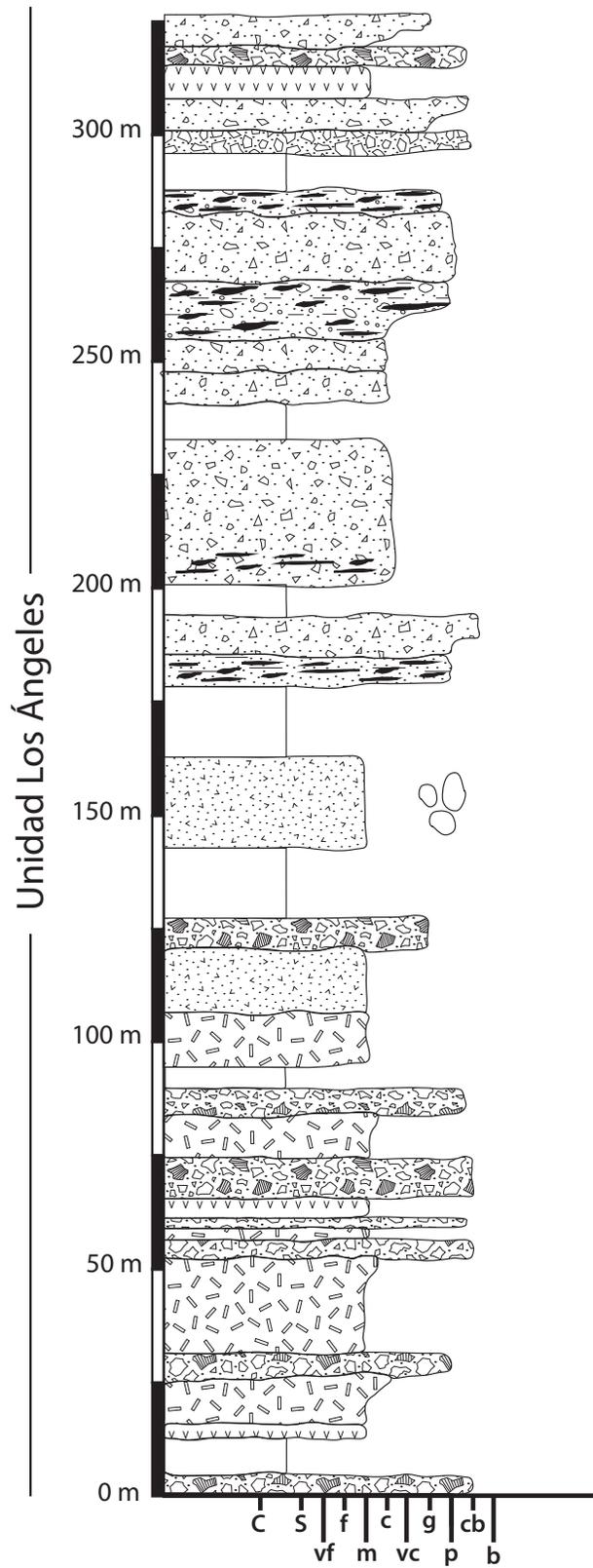


Figura B.6: Columna 4 El Tártaro

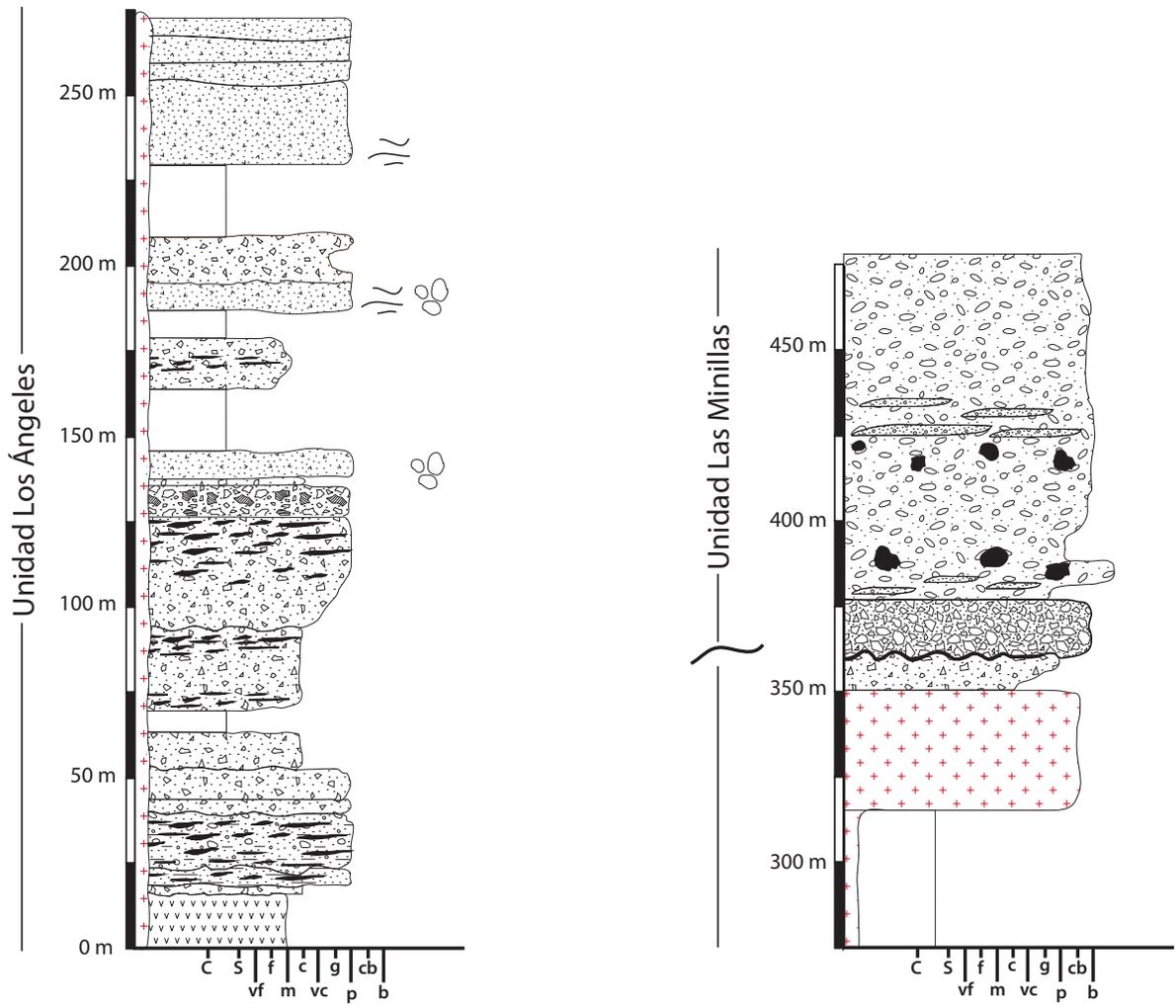


Figura B.7: Columna 5 Cerro Corral de Palo

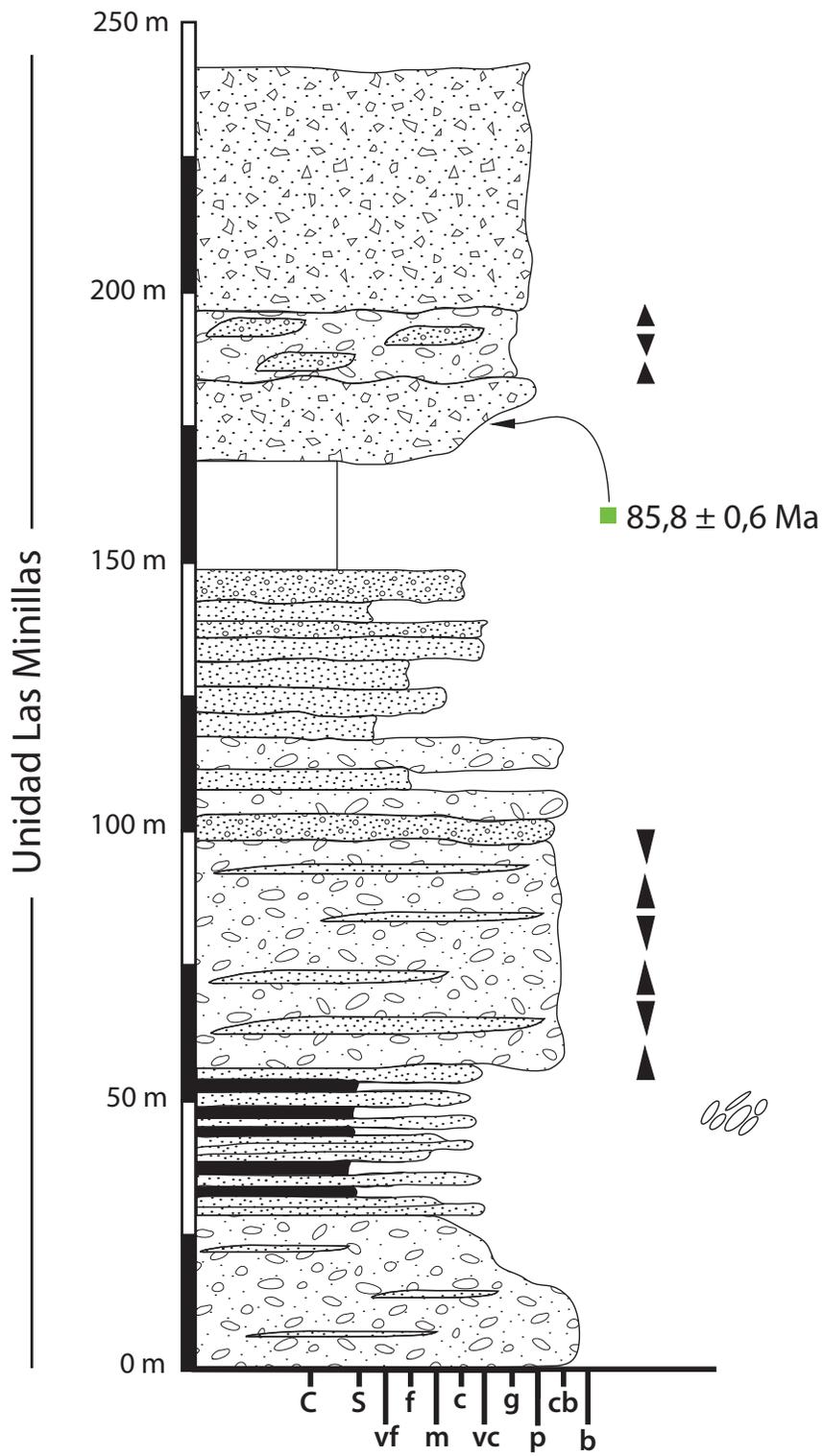


Figura B.8: Columna 6 Cerro La Bandera

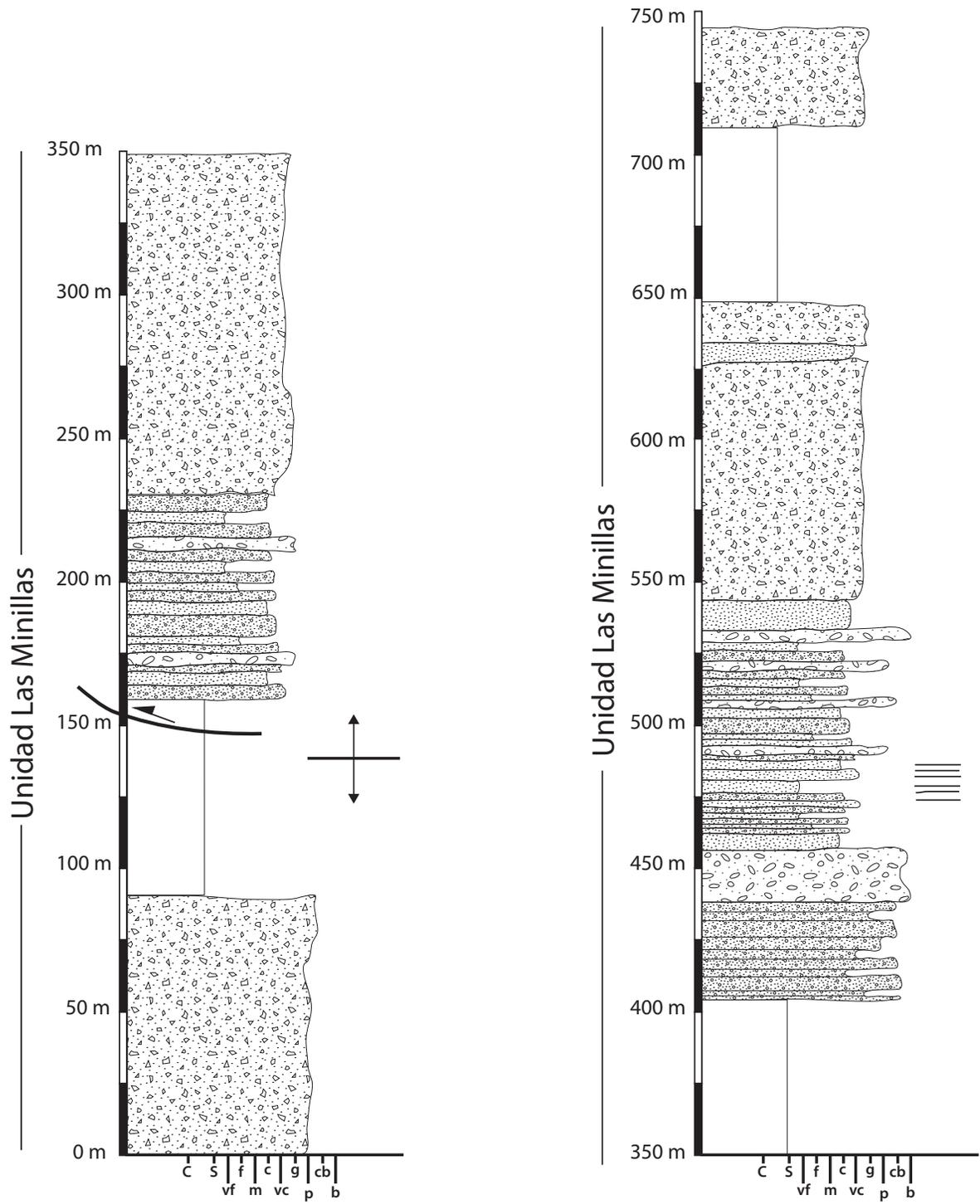


Figura B.9: Columna 7 El Arrayán

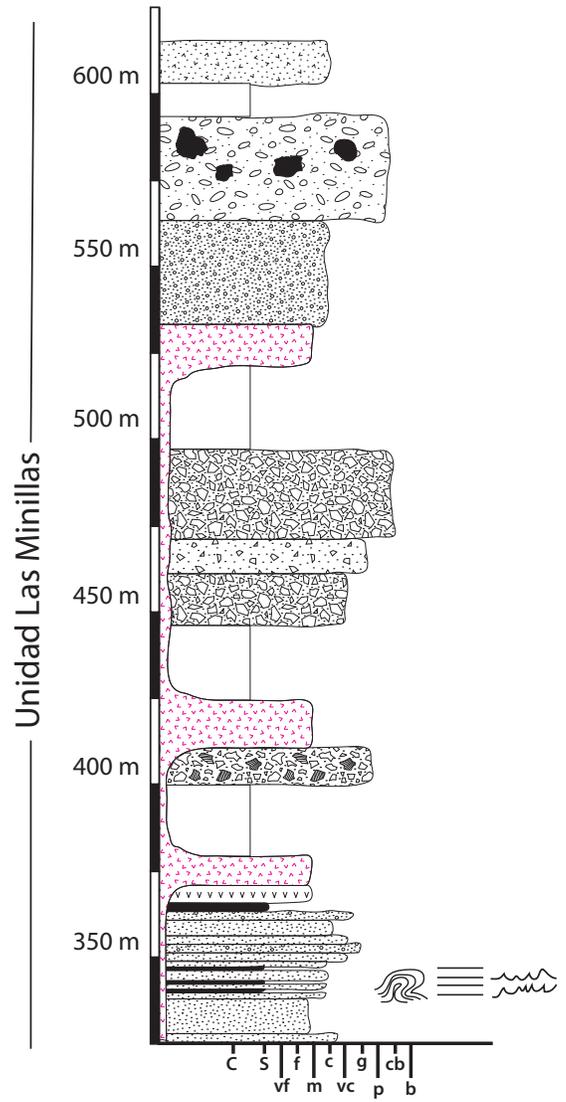
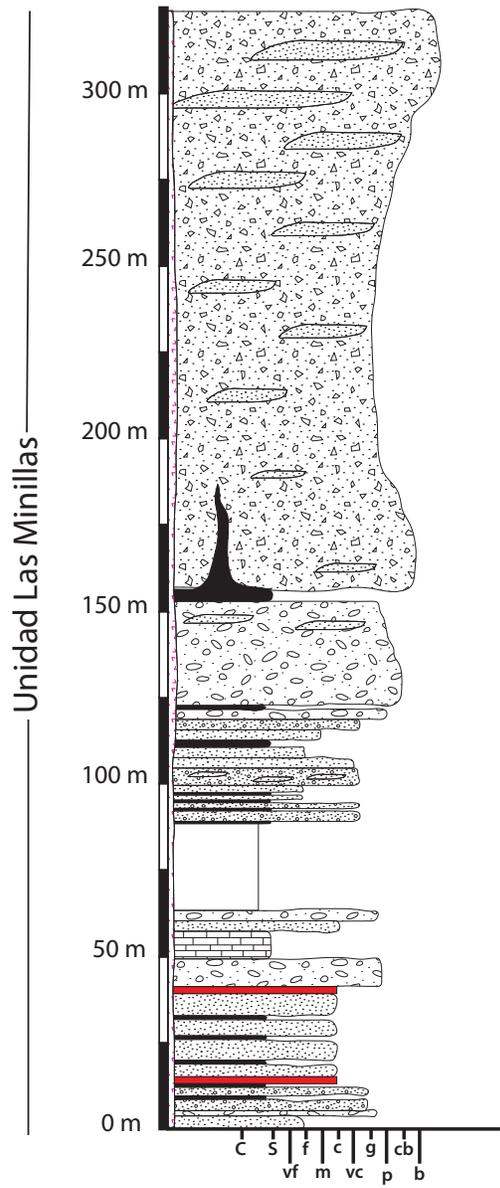


Figura B.10: Columna 8 Cerro Blanco

Anexo C:
Ubicación de muestras y descripciones
petrográficas

En este anexo se incluyen las descripciones petrográficas de los cortes transparentes, en conjunto con las observaciones macroscópicas de las muestras recolectadas y su ubicación. La distribución de las muestras con su respectivo código se observa en la [Figura C.1](#). Gran parte de estas descripciones se enmarcan dentro de los trabajos de práctica de estudiantes:

- Descripciones realizadas por Cristóbal Machuca durante su Práctica II: LSI, LS1, LS4, LS14, LS27, LS34, LS41, LS51, LS54, LS56, LS60, LS64A, LS64B Y LS68.
- Descripciones realizadas por Constanza Bravo durante su Práctica I: LS75, LS76 y LS80.

Las descripciones restantes fueron hechas en este trabajo, a excepción de las muestras ECW1, ECW4, LM3 y LM4, que son parte de [Machuca \(2017\)](#).

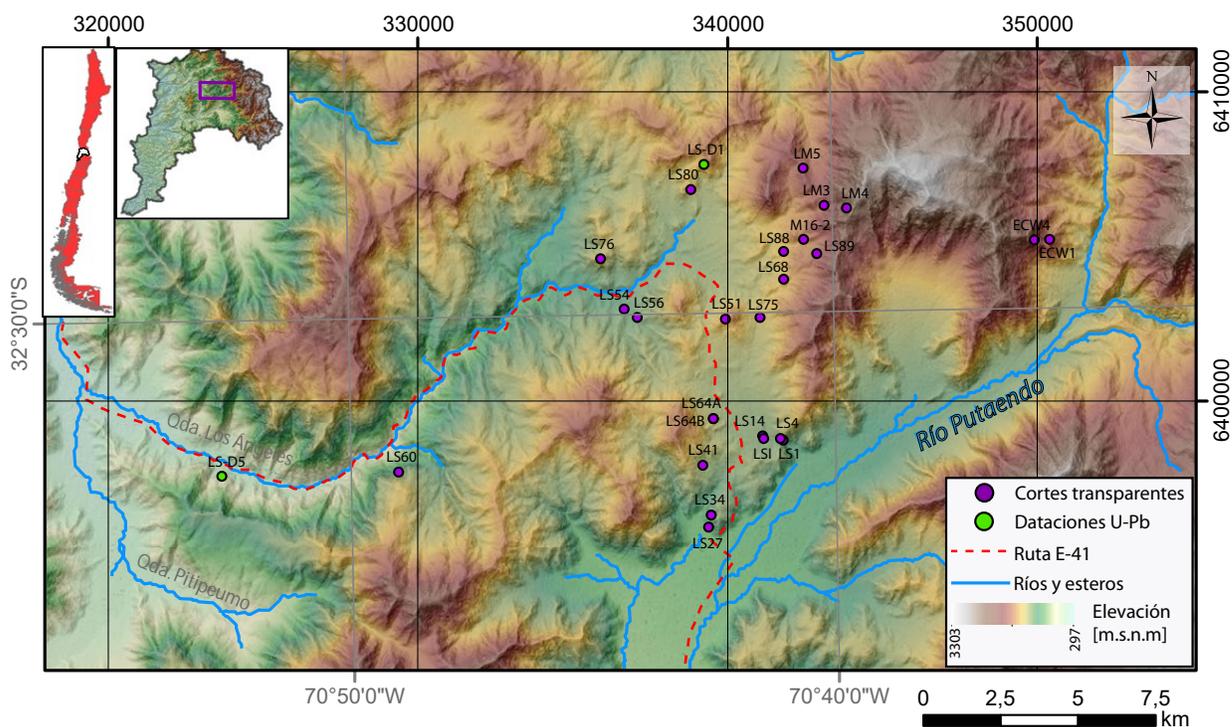


Figura C.1: Modelo de elevación digital (SRTM) del área de estudio con la ubicación de las muestras a las que se les hicieron cortes transparentes y las que fueron datadas mediante U-Pb en círculo en este trabajo. En el borde superior izquierdo se encuentran los mapas de ubicación en Chile y en la Región de Valparaíso.

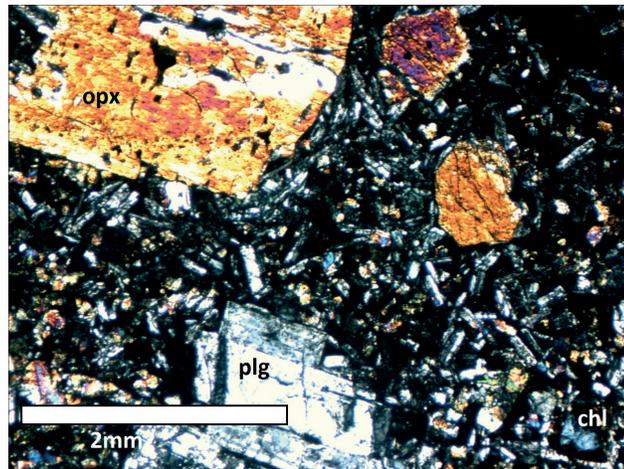
Código: LSI

Coordenadas: 341178 E/6398792 S

Altura: 1147 msnm

Textura: Porfírica.

Observaciones microscópicas/macroscópicas generales: Intrusivo microgranular porfírico con fenocristales de plagioclasa y piroxeno.



COMPOSICIÓN

Mineral	Porcentaje	Características
Plagioclasa	40 %	Fenocristales subhedrales <1,4 mm.
Clinopiroxeno	15 %	Fenocristales sub a euhedrales, <1,4 mm y cloritizados.
Ortopiroxeno	15 %	Cristales subhedrales, <1,6 mm y cloritizados.
Masa fundamental	30 %	
Plagioclasas		Cristales subhedrales.
Ortopiroxenos		Cristales anhedrales.

Nombre de la roca: Gabro-diorita de piroxeno.

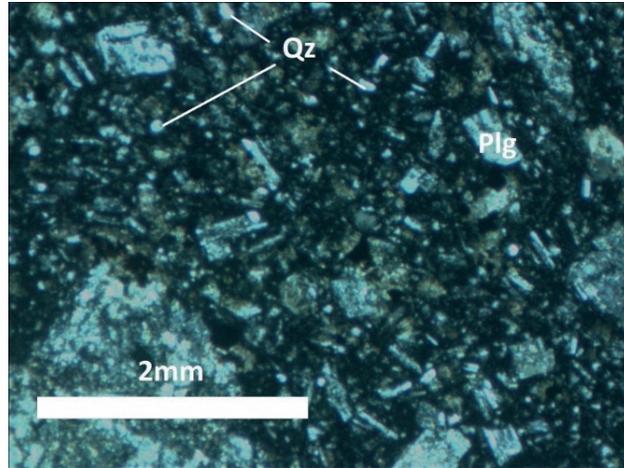
Código: LS1

Coordenadas: 341806 E/6398730 S

Altura: 1136 msnm

Textura: Porfírica.

Observaciones microscópicas/macrosópicas generales: Presenta vetillas de carbonato.



COMPOSICIÓN

Mineral	Porcentaje	Características
Plagioclasa	70 %	Fenocristales euhedrales <2 mm de hábito prismático tabular y alterados a sericita y mica blanca.
Cuarzo	10 %	Cristales anhedrales <0,1 mm.
Masa fundamental	20 %	
Microlitos de plagioclasa Opacos		Cloritizados.

Nombre de la roca: Cuarzo andesita.

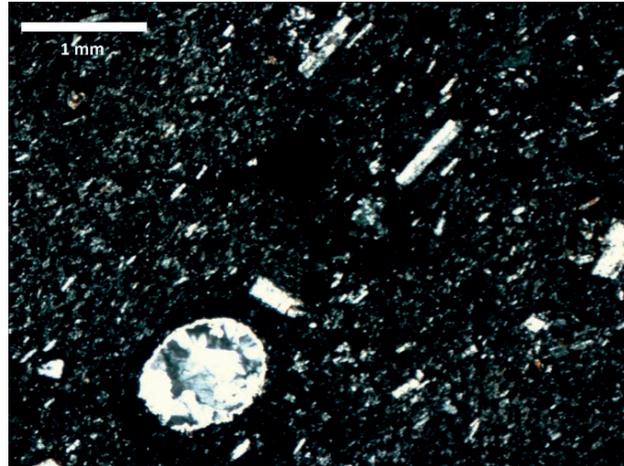
Código: LS4

Coordenadas: 341720 E/ 6398778 S

Altura: 1207 msnm

Textura: Porfírica y traquítica.

Observaciones microscópicas/macrocópicas generales: Presenta fragmentos de roca volcánica *ocoítica* de hasta 15 cm con plagioclasas de 1,5 a 2 cm. Presenta amígdalas de cuarzo (5 %).



COMPOSICIÓN		
Mineral	Porcentaje	Características
Plagioclasa	20 %	Fenocristales euhedrales y subhedrales <8 mm de hábito tabular.
Ortopiroxeno	4 %	Cristales euhedrales <0,7 mm de hábito prismático, de mala integridad y formando cúmulos.
Clinopiroxeno	1 %	Cristales euhedrales <0,7 mm, de mala integridad y formando cúmulos.
Masa fundamental	70 %	
Microlitos plagioclasa		
Microlitos piroxeno		
Vidrio		

Nombre de la roca: Andesita porfírica de ortopiroxeno.

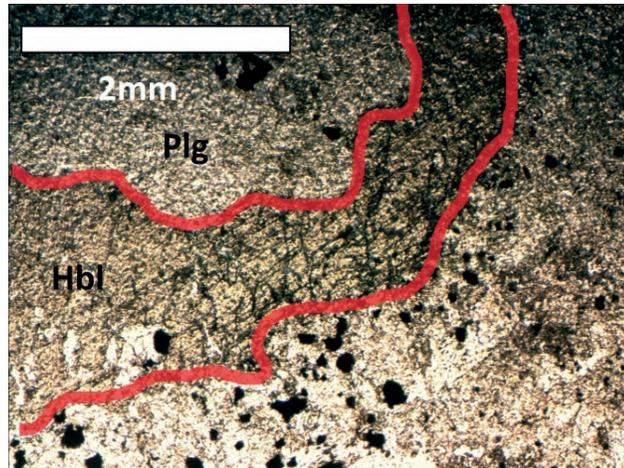
Código: LS14

Coordenadas: 341150 E/6398867 S

Altura: 1143 msnm

Textura: Porfírica.

Observaciones microscópicas/macrocópicas generales: Los cristales ocasionalmente aparecen en cúmulos.



COMPOSICIÓN

Mineral	Porcentaje	Características
Plagioclasa	40 %	Cristales subhedrales <2 mm alterados a sericita.
Ortopiroxeno	7 %	Cristales subhedrales <2 mm cloritizados.
Clinopiroxeno	3 %	Cristales subhedrales <2 mm cloritizados.
Hornblenda	<1 %	Cristales subhedrales <3 mm de hábito prismático y de mala integridad.
Masa fundamental	50 %	
Microlitos de plagioclasa		
Microlitos de piroxeno		
Opacos		
Vidrio		

Nombre de la roca: Andesita porfírica de ortopiroxeno.

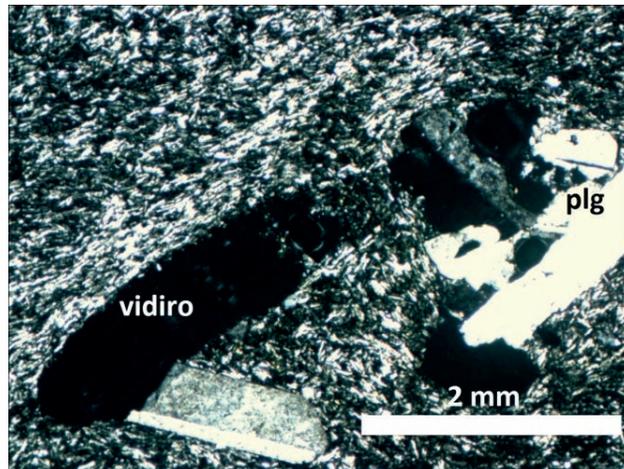
Código: LS27

Coordenadas: 339394 E/6395924 S

Altura: 975 msnm

Textura: Porfírica y traquítica.

Observaciones microscópicas/macrocópicas generales: La mineralización corresponde a sulfuros diseminado. El afloramiento presenta fracturamiento columnar.



COMPOSICIÓN

Mineral	Porcentaje	Características
Plagioclasa	25 %	Fenocristales suhedrales <1 mm de hábito prismático tabular. Presentan inclusiones y están levemente alterados.
Cuarzo	15 %	Cristales anhedrales <0,2 mm.
Vidrio	10 %	Amorfo <1 mm.
Masa fundamental	50 %	
Opacos		
Microlitos de plagioclasa		
Vidrio		

Nombre de la roca: Andesita porfírica.

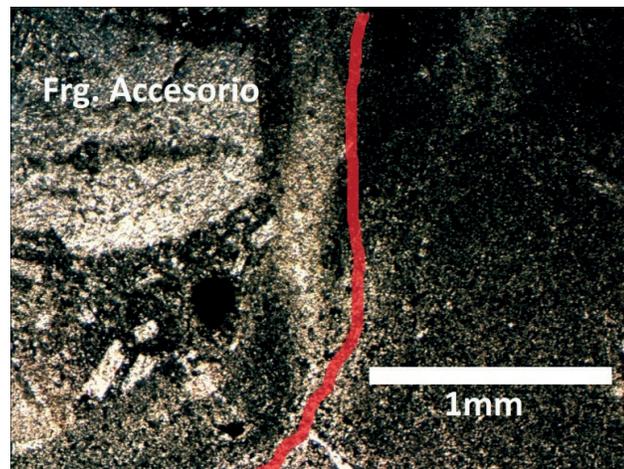
Código: LS34

Coordenadas: 339489 E/6396315 S

Altura: 1075 msnm

Textura: Fragmentada y axiolítica.

Observaciones microscópicas/macroscópicas generales: Los fragmentos volcánicos son accesorios y porfíricos.



COMPOSICIÓN PIROCLASTOS

Cristales

Mineral	Porcentaje	Características
Plagioclasa	20 %	Cristales <8 mm.
Ortopiroxeno	5 %	Cristales <3 mm.

Fragmentos líticos

Tipo	Porcentaje	Características
Volcánicos	10 %	Fragmentos de andesita basáltica <2,4 mm.

TAMAÑO DE PIROCLASTOS

<2 mm	2-64 mm	>64 mm
72 %	28 %	

MATRIZ

Composición	Porcentaje	Características
Vidrio	65 %	Desvitrificada y alterada en tonos verde manzana y opacos (hematita).

Nombre de la roca: Toba cristalina.

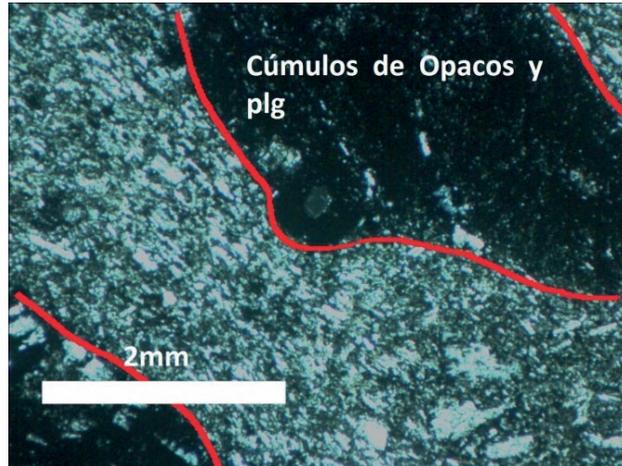
Código: LS41

Coordenadas: 339205 E/6397927 S

Altura: 1209 msnm

Textura: Fragmentada.

Observaciones microscópicas/macrosópicas generales: Posee fragmentos líticos subangulosos a subredondeados de diferentes colores y composición, sin embargo, predominan los de tipo andesítico porfíricos <3 cm.



COMPOSICIÓN PIROCLASTOS

Cristales

Mineral	Porcentaje	Características
Plagioclasa	20 %	Cristales subhedrales <2 mm de hábito tabular.
Opacos	20 %	Cristales subhedrales <0,8 mm de hábito prismático, formando cúmulos de hasta 4 mm.

Fragmentos líticos

Tipo	Porcentaje	Características
No se observan en el microscopio		

TAMAÑO DE PIROCLASTOS

<2 mm	2-64 mm	>64 mm
100 %		

MATRIZ

Composición	Porcentaje	Características
Opacos	20 %	Cloritizados.
Microlitos de plagioclasa	35 %	Cloritizadas.
Vidrio	5 %	Cloritizado.

Nombre de la roca: Toba cristalina.

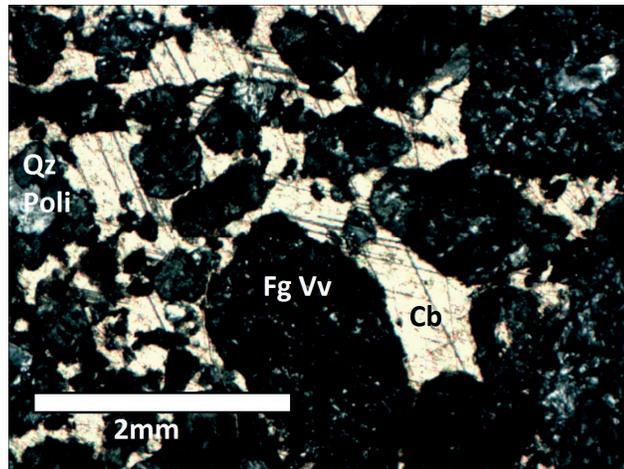
Código: LS51

Coordenadas: 339934 E/6402650 S

Altura: 1507 msnm

Textura: Clástica.

Observaciones microscópicas/macroscópicas generales: Los fragmentos líticos alcanzan los 1,5 cm. Presenta buena selección y cemento carbonático poikilítico.



COMPOSICIÓN

Fragmentos cristalinos

Mineral	Porcentaje	Características
Cuarzo policristalino	30 %	0,2 a 2 mm, subredondeado y esfericidad media.

Fragmentos líticos

Tipo	Porcentaje	Características
Volcánicos		Fragmentos andesíticos con textura porfírica <1,5 mm.

Matriz	1 %	Tamaño limo
---------------	-----	-------------

TAMAÑO DE GRANO

<0,0625 mm	0,0625–2 mm	>2 mm
3 %	97 %	

Nombre de la roca: Arenisca cuarcífera de grano medio.

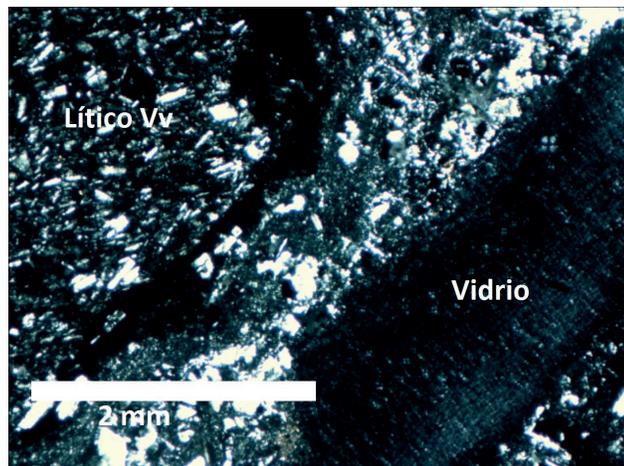
Código: LS54

Coordenadas: 336672 E/6402965 S

Altura: 1069 msnm

Textura: Fragmentada.

Observaciones microscópicas/macroscópicas generales: Fragmentos líticos de hasta 30 cm de diferentes colores y subangulosos. Presenta vetillas de carbonato.



COMPOSICIÓN PIROCLASTOS

Cristales		
Mineral	Porcentaje	Características
Cuarzo policristalino	15 %	<0,7 mm
Plagioclasas	20 %	Cristales subhedrales <1,2 mm de hábito tabular.
Fragmentos líticos		
Tipo	Porcentaje	Características
Volcánicos	15 %	Fragmentos andesíticos porfíricos y subredondeados, <5 mm.
Juveniles		
Tipo	Porcentaje	Características
Vidrio	25 %	Se presenta en <i>fiamme</i> .

TAMAÑO DE PIROCLASTOS

<2 mm	2-64 mm	>64 mm
50 %	50 %	

MATRIZ

Composición	Porcentaje	Características
Microlitos de plagioclasa	15 %	
Microlitos de cuarzo	10 %	

Nombre de la roca: Toba de lapilli vítrea.

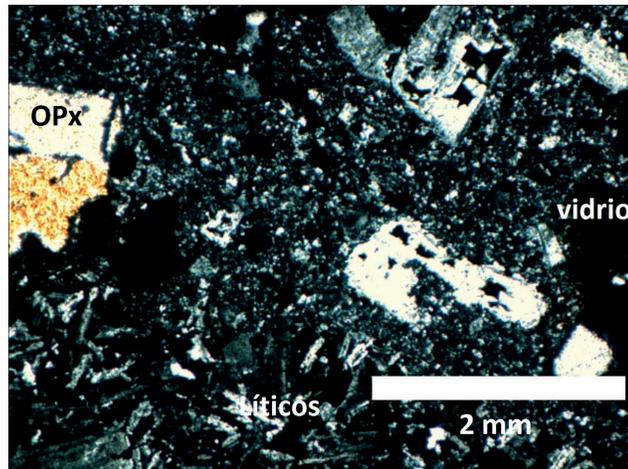
Código: LS56

Coordenadas: 337089 E/6402702 S

Altura: 1155 msnm

Textura: Fragmentada.

Observaciones microscópicas/macrosópicas generales: Fragmentos líticos subangulosos de moda 1,5 cm y hasta 15 cm.



COMPOSICIÓN PIROCLASTOS

Cristales		
Mineral	Porcentaje	Características
Ortopiroxeno	10 %	Cristales subhedrales <2,4 mm de hábito prismático y de integridad moderada.
Plagioclasa	10 %	Cristales subhedrales <1 mm de hábito tabular.
Fragmentos líticos		
Tipo	Porcentaje	Características
Volcánicos	15 %	Fragmentos <10 mm andesíticos y con textura traquítica.
Juveniles		
Tipo	Porcentaje	Características
Vidrio	5 %	>0,02 mm.

TAMAÑO DE PIROCLASTOS

<2 mm	2-64 mm	>64 mm
50 %	50 %	

MATRIZ <0,02 mm

Composición	Porcentaje	Características
Microlitos de plagioclasa	60 %	

Nombre de la roca: Toba de lapilli lítica.

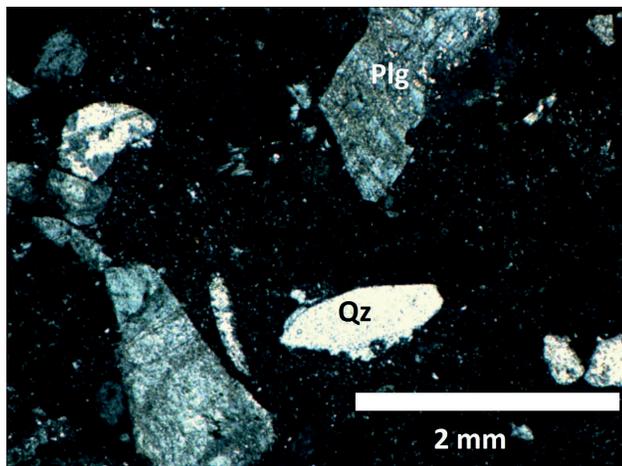
Código: LS60

Coordenadas: 329385 E/6397703 S

Altura: 1103 msnm

Textura: Fragmentada.

Observaciones microscópicas/macroscópicas generales: La roca se ve alterada a sericita y clorita. Fragmentos líticos angulosos <10 cm.



COMPOSICIÓN PIROCLASTOS

Cristales		
Mineral	Porcentaje	Características
Plagioclasa	3 %	Cristales subhedrales, de 0,2 a 1 mm, alterados a sericita y a clorita.
Cuarzo	12 %	Cristales subhedral, <1 mm.
Fragmentos líticos		
Tipo	Porcentaje	Características
Volcánico	15 %	No se observan en el microscopio, sólo en muestra de mano <10 cm.

TAMAÑO DE PIROCLASTOS

<2 mm	2-64 mm	>64 mm
85 %	10 %	5 %

MATRIZ <0,07 mm

Composición	Porcentaje	Características
No distinguible	70 %	Podría corresponder a un agregado de microlitos de plagioclasa, vidrio y opacos.

Nombre de la roca: Toba lítica-cristalina.

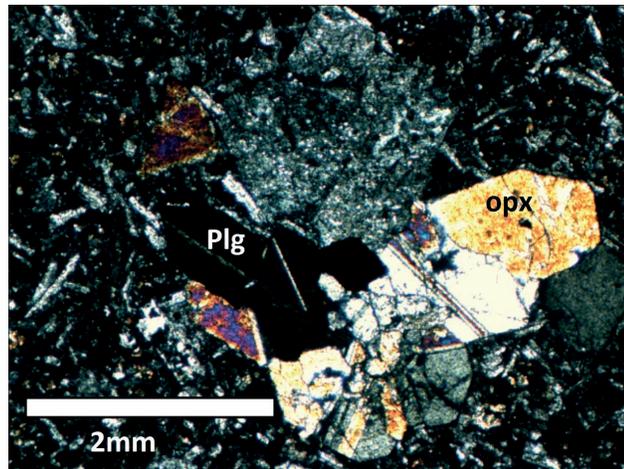
Código: LS64A

Coordenadas: 339555 E/6399436 S

Altura: 1296 msnm

Textura: Porfírica.

Observaciones microscópicas/macrosópicas generales: Los piroxenos están reemplazados por calcita y clorita. En la masa fundamental se reconoce clorita en cúmulos de hasta 0,4 mm. Dique de 1 m de espesor.



COMPOSICIÓN

Mineral	Porcentaje	Características
Plagioclasa	30 %	Cristales subhedrales <3 mm de hábito prismático, alteradas parcialmente a sericita y formando cúmulos.
Ortopiroxeno	2 %	Cristales subhedrales <0,8 mm de hábito prismático y de integridad regular.
Clinopiroxeno	1 %	Cristales euhedrales <0,6 mm de hábito prismático y de buena integridad.
Masa fundamental		
Microlitos de plagioclasa	60 %	<0,2 mm.
Ortopiroxeno	35 %	<0,2 mm.
Clinopiroxeno	5 %	<0,2 mm.

Nombre de la roca: Andesita basáltica de piroxeno.

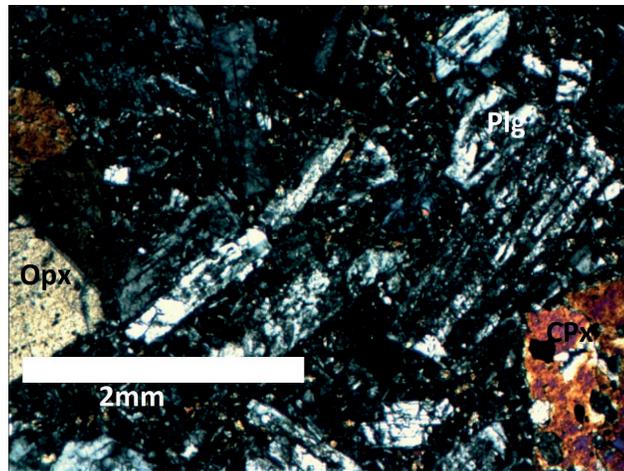
Código: LS64B

Coordenadas: 339555 E/6399436 S

Altura: 1296 msnm

Textura: Porfírica.

Observaciones microscópicas/macrosópicas generales: Dique de 3 m de espesor.



COMPOSICIÓN

Mineral	Porcentaje	Características
Plagioclasa	40 %	Fenocristales subhedrales <2 mm de hábito prismático.
Clinopiroxeno	10 %	Cristales subhedrales <2 mm de hábito prismático, intensamente cloritizados y reemplazados por carbonatos.
Ortopiroxeno	5 %	Cristales subhedrales <2 mm de hábito prismático, intensamente cloritizados y reemplazados por carbonatos.
Masa fundamental		
Microlitos de plagioclasa	30 %	<0,04 mm.
Ortopiroxeno	15 %	<0,04 mm, alterados a clorita y calcita.

Nombre de la roca: Andesita basáltica de ortopiroxeno.

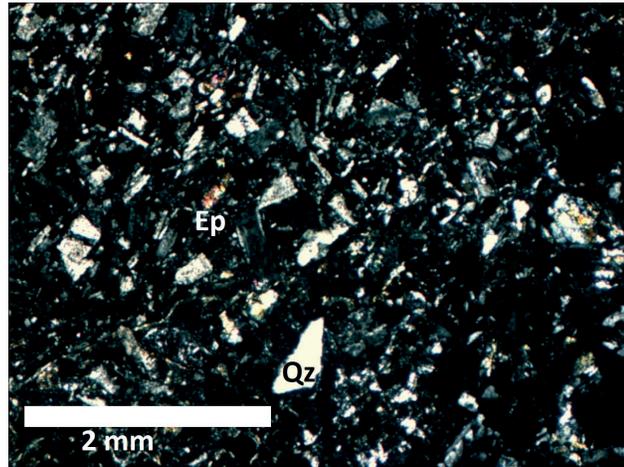
Código: LS68

Coordenadas: 341816 E/6403931 S

Altura: 1500 msnm

Textura: Fragmentada.

Observaciones microscópicas/macroscópicas generales: Fragmentos líticos <30 cm, subangulosos a subredondeados, de diversos colores y texturas, dominando los volcánicos. Los máficos que se observan están completamente alterados a clorita y epidota.



COMPOSICIÓN PIROCLASTOS

Cristales

Mineral	Porcentaje	Características
Cuarzo	5 %	Cristales anhedrales <0,7 mm y de muy buena integridad.
Plagioclasa	20 %	Cristales anhedrales a subhedrales <2 mm de hábito tabular y alterados a epidota.
Feldespato K	5 %	Cristales subhedrales <0,6 mm de hábito prismático.

Fragmentos líticos

Tipo	Porcentaje	Características
No se observan en el microscopio.		

TAMAÑO DE PIROCLASTOS

<2 mm	2-64 mm	>64 mm
75 %	35 %	

MATRIZ

Composición	Porcentaje	Características
Microlitos de plagioclasa	55 %	
Cuarzo	15 %	

Nombre de la roca: Toba de lapilli lítica.

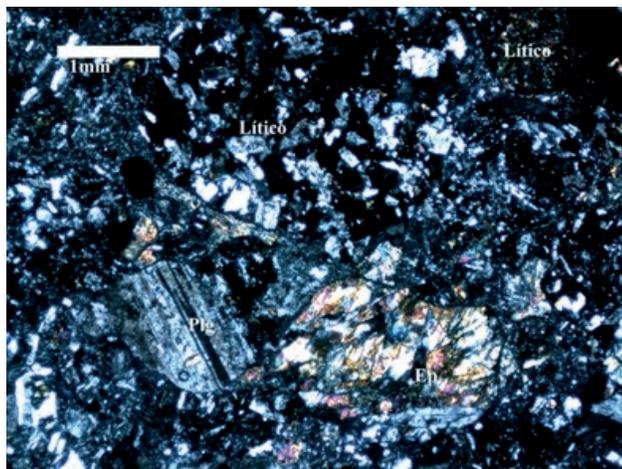
Código: LS75

Coordenadas: 341064 E/6402694 S

Altura: 1351 msnm

Textura: Fragmentada.

Observaciones microscópicas/macroscópicas generales: Fragmentos líticos <30 cm, subredondeados que representan el 40 % de la roca.



COMPOSICIÓN PIROCLASTOS

Cristales		
Mineral	Porcentaje	Características
Plagioclasa	30 %	Cristales subhedrales <2 mm y alteradas a epidota.
Cuarzo	2 %	Anhedral.
Opacos	8 %	Cristales subhedrales <0,6 mm de hábito prismático.
Fragmentos líticos		
Tipo	Porcentaje	Características
Volcánicos	25 %	1 mm a 30 cm.
Juveniles		
Tipo	Porcentaje	Características
Vidrio	5 %	<0,5 mm.

TAMAÑO DE PIROCLASTOS

<2 mm	2-64 mm	>64 mm
60 %	25 %	15 %

MATRIZ

Composición	Porcentaje	Características
Vidrio	30 %	Alterado a clorita y epidota, <0,01 mm.

Nombre de la roca: Toba de lapilli lítica-cristalina.

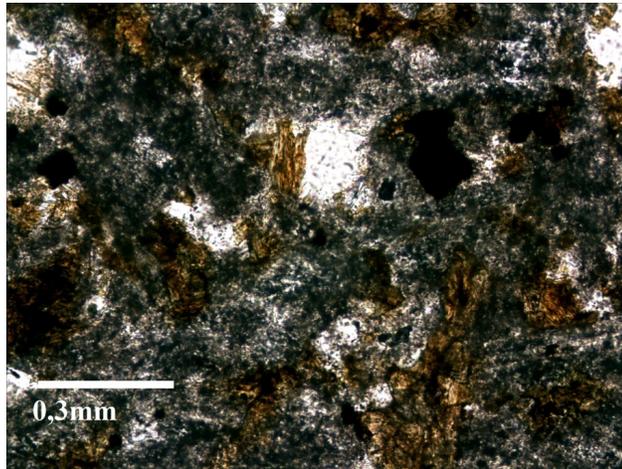
Código: LS76

Coordenadas: 335906 E/6404588 S

Altura: 1346 msnm

Textura: Fanerítica.

Observaciones microscópicas/macrocópicas generales: Presenta un 3% de cavidades rellena parcialmente por zeolitas.



COMPOSICIÓN

Mineral	Porcentaje	Características
Feldespató K	32 %	Cristales <1,6 mm.
Biotita	20 %	Mala integridad.
Cuarzo	10 %	Cristales anhedrales <0,4 mm.
Opacos	10 %	Cristales subhedrales <0,4 mm de hábito prismático.
Plagioclasa	25 %	Cristales <4 mm.

Nombre de la roca: Cuarzo-mozonita

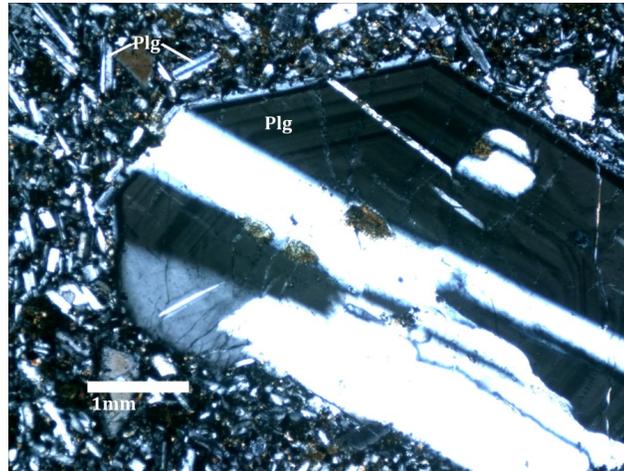
Código: LS80

Coordenadas: 338827 E/6406832 S

Altura: 1313 msnm

Textura: Porfírica e intergranular.

Observaciones microscópicas/macrosópicas generales: Presenta zonaciones y *sieve* en los fenocristales de plagioclasa.



COMPOSICIÓN

Mineral	Porcentaje	Características
Plagioclasa	20 %	Fenocristales subhedrales, alterados a epidota, <5 mm.
Nefelina	10 %	Cristales <1 mm.

Masa fundamental

Microlitos de plagioclasa	15 %
Opacos	40 %
Microlitos de piroxeno	15 %

Nombre de la roca: Basalto porfírico.

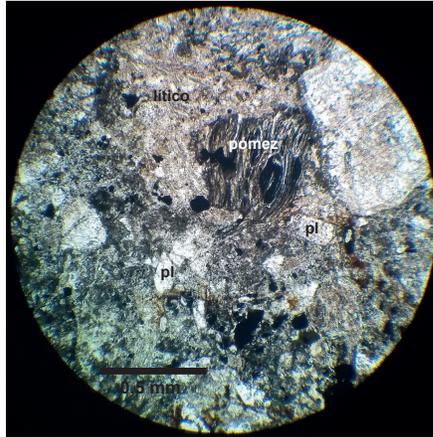
Código: LS88

Coordenadas: 341825 E/6404840 S

Altura: 1460 msnm

Textura: Fragmentada o piroclástica.

Observaciones microscópicas/macroscópicas generales: Líticos <80 cm que conforman el 50 % de la roca. La clasificación de tamaño de piroclastos se hizo considerando la descripción macroscópica.



COMPOSICIÓN PIROCLASTOS

Cristales		
Mineral	Porcentaje	Características
Cuarzo	7 %	Cristales anhedrales fragmentados. Tamaño 0,2 mm.
Opacos	7 %	Tamaño 0,1-0,2 mm.
Plagioclasas	18 %	Cristales subhedrales fragmentados. Tamaño 0,5-1 mm.
Anfibola	9 %	Cristales subhedrales a euhedrales. Tamaño 0,1-1 mm.
Fragmentos líticos		
Tipo	Porcentaje	Características
Volcánicos	20 %	Angulosos. Tamaño 1-2 mm.
Sedimentarios	16 %	Angulosos. Tamaño 3-5 mm.
Juveniles		
Tipo	Porcentaje	Características
Vidrio	3 %	Semisoldado. Tamaño 0,5 mm

TAMAÑO DE PIROCLASTOS

<2 mm	2-64 mm	>64 mm
45 %	40 %	15 %

MATRIZ

Composición	Porcentaje	Características
Vidrio	20 %	

Nombre de la roca: Toba de lapilli lítica.

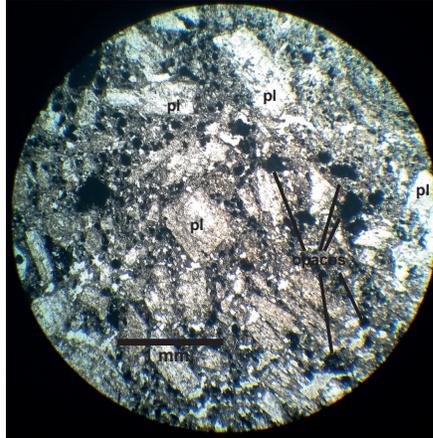
Código: LS89

Coordenadas: 342980 E/6404777 S

Altura: 1754 msnm

Textura: Fragmentada o piroclástica.

Observaciones microscópicas/macrocópicas generales: Fragmentos líticos principalmente volcánicos <10 cm y cristales de plagioclasa de 1–2 mm. Hay zonas con muchos líticos y otras sin ellos. La clasificación de tamaño de piroclastos se hizo considerando la descripción macroscópica.



COMPOSICIÓN PIROCLASTOS

Cristales		
Mineral	Porcentaje	Características
Plagioclasa	25 %	Cristales subhedrales, algunos fragmentados y otros bien preservados. Tamaño 0,5–1 mm.
Opacos	10 %	Tamaño 0,5 mm.
Anfibola o piroxeno	5 %	Cristales subhedrales, fragmentados y alterados a epidota. Tamaño 1 mm.

Fragmentos líticos		
Tipo	Porcentaje	Características
Volcánicos	10 %	Lavas alteradas a opacos por los bordes. Tamaño 1–5 mm.

TAMAÑO DE PIROCLASTOS

<2 mm	2–64 mm	>64 mm
65 %	30 %	5 %

MATRIZ (<0,05 mm)

Composición	Porcentaje	Características
Opacos	15 %	
Vidrio	15 %	
Microlitos de plagioclasa	20 %	

Nombre de la roca: Toba de lapilli cristalina-lítica.

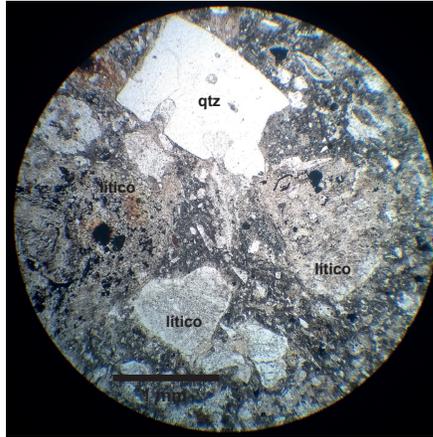
Código: LS-D5

Coordenadas: 323673 E/6397566 S

Altura: 587 msnm

Textura: Fragmentada

Observaciones microscópicas/macrocópicas generales: Presenta estratificación en la base de 10 cm a 1 m de potencia. Líticos de 1-3 cm.



COMPOSICIÓN PIROCLASTOS

Cristales		
Mineral	Porcentaje	Características
Cuarzo	25 %	Cristales anhedrales fragmentados, angulosos y en algunos casos con texturas de engolfamiento. Tamaño 2 mm.
Plagioclasa	26 %	Cristales subhedrales fragmentados. Tamaño <1 mm.
Opacos	3 %	Tamaño 0,1 mm
Fragmentos líticos		
Tipo	Porcentaje	Características
Volcánico	10 %	Lavas subangulosas. Tamaño 1,5 mm.
Sedimentarios	8 %	Areniscas finas con cemento de óxidos de Fe. Tamaño <1 mm.
Juveniles		
Tipo	Porcentaje	Características
Vidrio	3 %	<i>Fiamme</i> 1 mm.

TAMAÑO DE PIROCLASTOS		
<2 mm	2-64 mm	>64 mm
85 %	15 %	

MATRIZ		
Composición	Porcentaje	Características
Vidrio	25 %	

Nombre de la roca: Toba cristalina.

Código: M16-2

Coordenadas: 342463 E/6405221 S

Altura: 1546 msnm

Observaciones microscópicas/macrocópicas generales: Roca carbonatada color gris claro con pequeños fósiles.



COMPOSICIÓN

Aloquemos		
Tipo	Porcentaje	Características
Bioclastos	30 %	Restos de ostrácodos, en general las valvas se encuentra bien preservadas incluso se pueden encontrar unidas. Tamaño 0,1-0,8 mm.
Intraclastos	5 %	Micríticos, angulosos. Tamaño 0,1-2 mm.
Pasta		
Tipo	Porcentaje	Características
Esparita	55 %	Rellenando espacios dentro y fuera de los bioclastos. Tamaño $>4 \mu\text{m}$ y $<0,1 \text{ mm}$.
Micrita	10 %	Rellenando espacios entre bioclastos. Tamaño $<4 \mu\text{m}$.

Nombre de la roca: Bioesparita según la clasificación de Folk (1959). *Grainstone* según la clasificación de Dunham (1962).

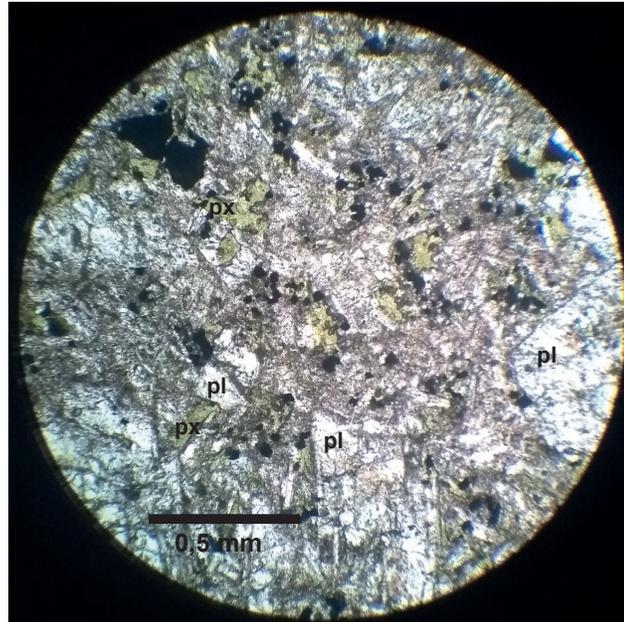
Código: LM5

Coordenadas: 342447 E/6407521 S

Altura: 1751 msnm

Textura: Porfírica.

Observaciones microscópicas/macrosópicas generales: Tamaño de plagioclasas en muestra de mano de 1–2 mm.



COMPOSICIÓN		
Mineral	Porcentaje	Características
Plagioclasa	25 %	Cristales subhedrales, 0,5–1 mm. Alterados a epidota y sericita.
Piroxeno	5 %	Cristales subhedrales, 0,5–2 mm. Alterados a epidota.
Opacos	5 %	0,1–0,3 mm.
Masa fundamental		
Microlitos de plagioclasa	40 %	
Opacos	15 %	
Microlitos de piroxeno	10 %	

Nombre de la roca: Diorita de piroxeno.

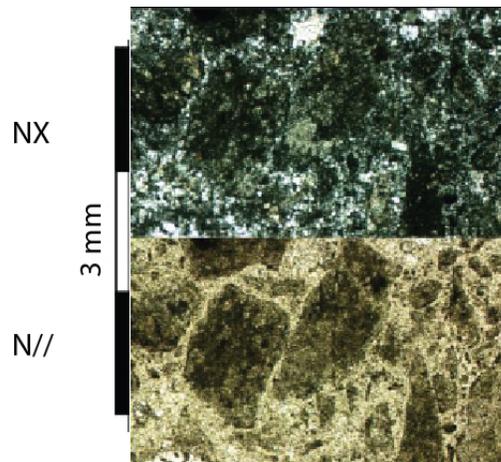
Código: ECW1 (Machuca, 2017)

Coordenadas: 350410 E/6405226 S

Altura: 1725 msnm

Textura: Fragmentada.

Observaciones microscópicas/macroscópicas generales: Muy mala selección, clastos angulosos, baja madurez textural y con clastos de hasta 1 cm. Cemento de cuarzo en drusa y carbonato.



COMPOSICIÓN

Cristales		
Mineral	Porcentaje	Características
Magnetita	5 %	Cristales anhedrales de hasta 0,1 mm con algunas inclusiones.
Fragmentos líticos		
Tipo	Porcentaje	Características
Indiferenciados	65 %	
Volcánicos	20 %	Argilizados.
Matriz tamaño <0,5 mm		
Tipo	Porcentaje	Características
Fragmentos argilizados	líticos 10 %	

Nombre de la roca: Brecha Hidrotermal.

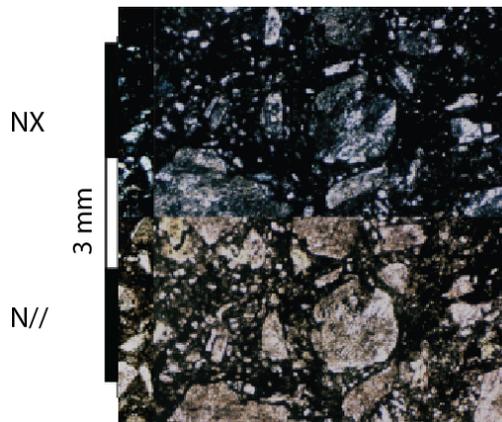
Código: ECW4 (Machuca, 2017)

Coordenadas: 349924 E/6405197 S

Altura: 1874 msnm

Textura: Fragmentada.

Observaciones microscópicas/macroscópicas generales: Líticos de hasta 15 cm. Presenta cavidades rellenas por clorita-epidota-carbonatos.



COMPOSICIÓN PIROCLASTOS

Cristales		
Mineral	Porcentaje	Características
Feldespato K	20 %	Cristales subhedrales <1 mm de mala integridad, subangulosos y en cúmulos.
Plagioclasa	10 %	Cristales subhedrales <1 mm de mala integridad, subangulosos y en cúmulos.
Fragmentos líticos		
Tipo	Porcentaje	Características
Volcánicos	15 %	>2 mm, porfíricos y con bordes irregulares.

TAMAÑO DE PIROCLASTOS

<2 mm	2-64 mm	>64 mm
66 %	17 %	17 %

MATRIZ <0,05 mm

Composición	Porcentaje	Características
Microlitos de plagioclasa	35 %	Cloritizados.
Arcillas	20 %	

Nombre de la roca: Toba de lapilli lítica.

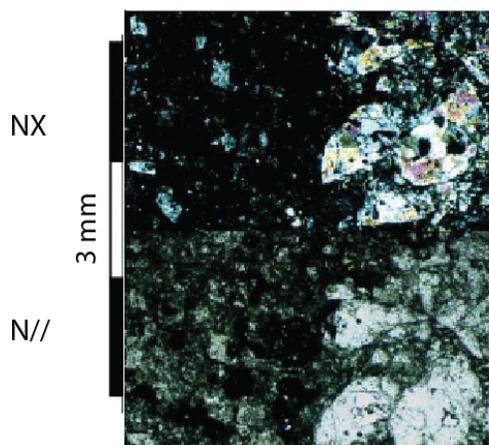
Código: LM3 (Machuca, 2017)

Coordenadas: 343131 E/6406319 S

Altura: 1712 msnm

Textura: Clástica.

Observaciones microscópicas/macrosópicas generales: Mala selección, baja madurez textural, cristales angulosos a subangulosos. Se reconocen algunos microcristales de feldespato en la matriz.



COMPOSICIÓN

Fragmentos cristalinos

Mineral	Porcentaje	Características
Plagioclasas	30 %	Cristales tabulares subhedrales de hasta 0,25 mm. Alterado a epidota y arcillas.

Fragmentos líticos

Tipo	Porcentaje	Características
Intrusivos	15 %	Fragmentos <1 mm, redondeados y alterados a cuarzo monocristalino y epidota

Matriz: tamaño limo

Tipo	Porcentaje	Características
Microlitos de plagioclasa	10 %	
Arcillas	45 %	

TAMAÑO DE GRANO

<0,0625 mm	0,0625–2 mm	>2 mm
55 %	45 %	

Nombre de la roca: Waka feldespática.

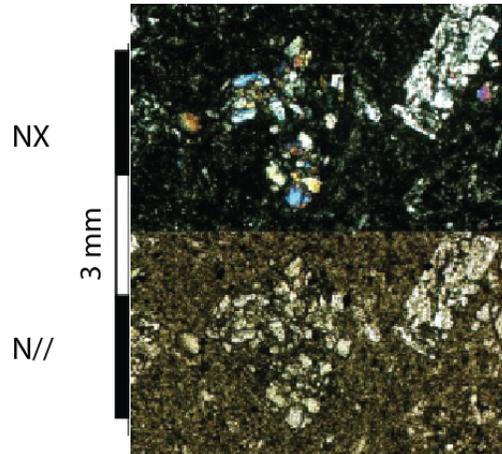
Código: LM4 (Machuca, 2017)

Coordenadas: 343852 E/6406232 S

Altura: 2137 msnm

Textura: Porfírica.

Observaciones microscópicas/macroscópicas generales: Inequigranular y holocristalina. Los cristales se encuentran orientados.



COMPOSICIÓN

Mineral	Porcentaje	Características
Plagioclasa	15 %	Cristales tabulares subhedrales <0,6 mm y zonados.
Clinopiroxeno	20 %	Cristales anhedrales <0,4 mm.
Ortopiroxeno	5 %	
Magnetita	10 %	
Masa fundamental		
Microlitos de plagioclasa	30 %	Cristales <0,01 mm.
Piroxeno	20 %	Cristales <0,05 mm.

Nombre de la roca: Andesita basáltica de piroxeno.

Anexo D:
Imágenes satelitales procesadas

Se analizaron imágenes ASTER en el *software* ENVI, con diferentes combinaciones de bandas para resaltar rasgos estructurales y litológicos. El análisis de estas imágenes principalmente complementó la separación y distribución de las unidades en la zona de estudio. Las combinaciones de bandas utilizadas fueron la 432 (Figura D.1), 742 (Figura D.2), 321 (Figura D.3) y 731 (Figura D.4).

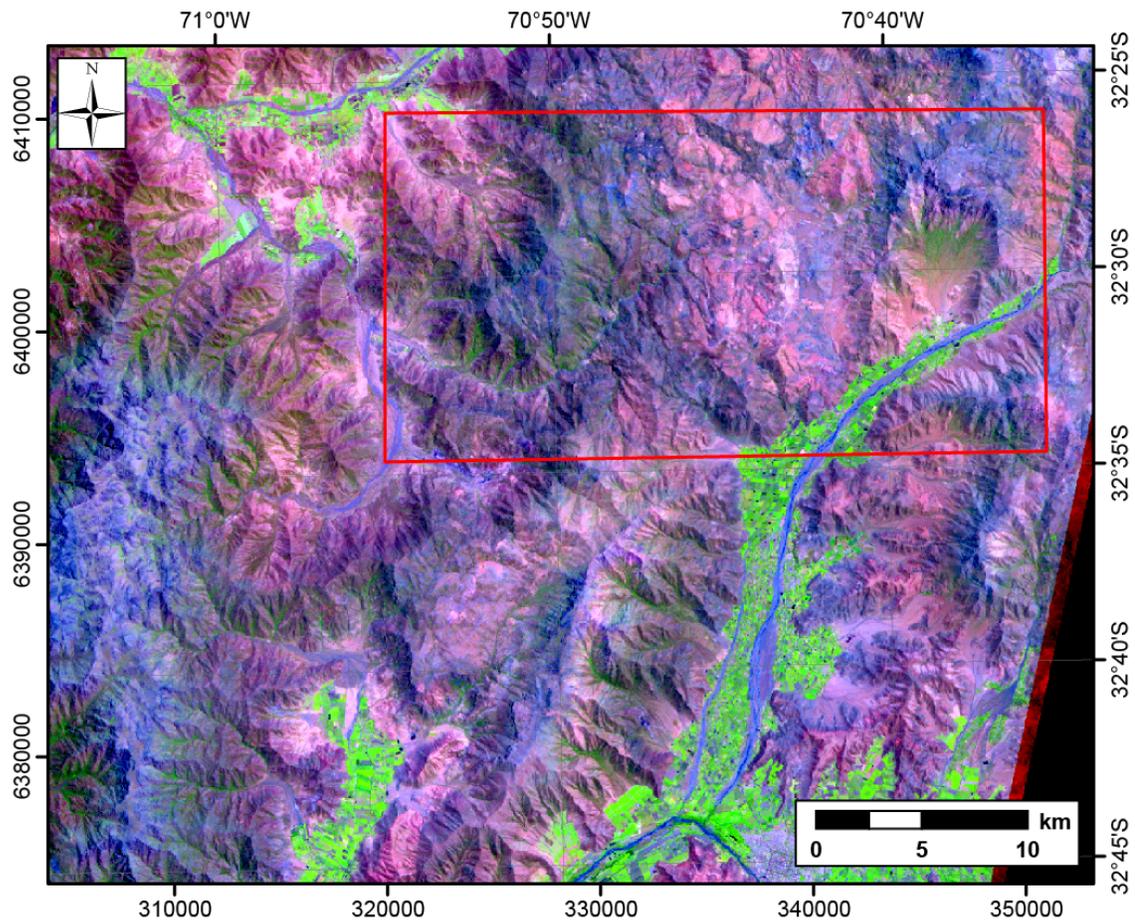


Figura D.1: Imagen satelital ASTER (resolución 46 m, NASA) con la combinación de bandas 432. El recuadro rojo muestra el área de estudio.

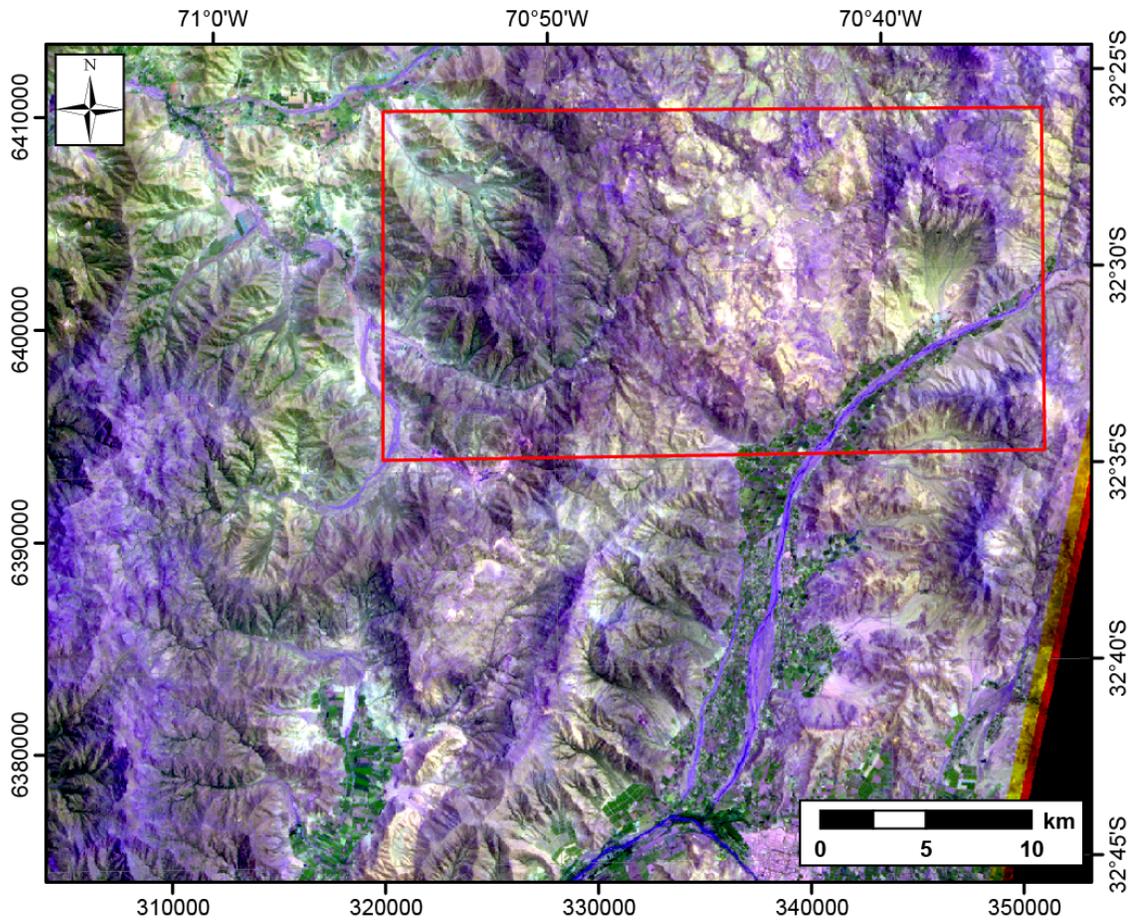


Figura D.2: Imagen satelital ASTER con la combinación de bandas 742, que resalta estructuras. El recuadro rojo muestra el área de estudio.

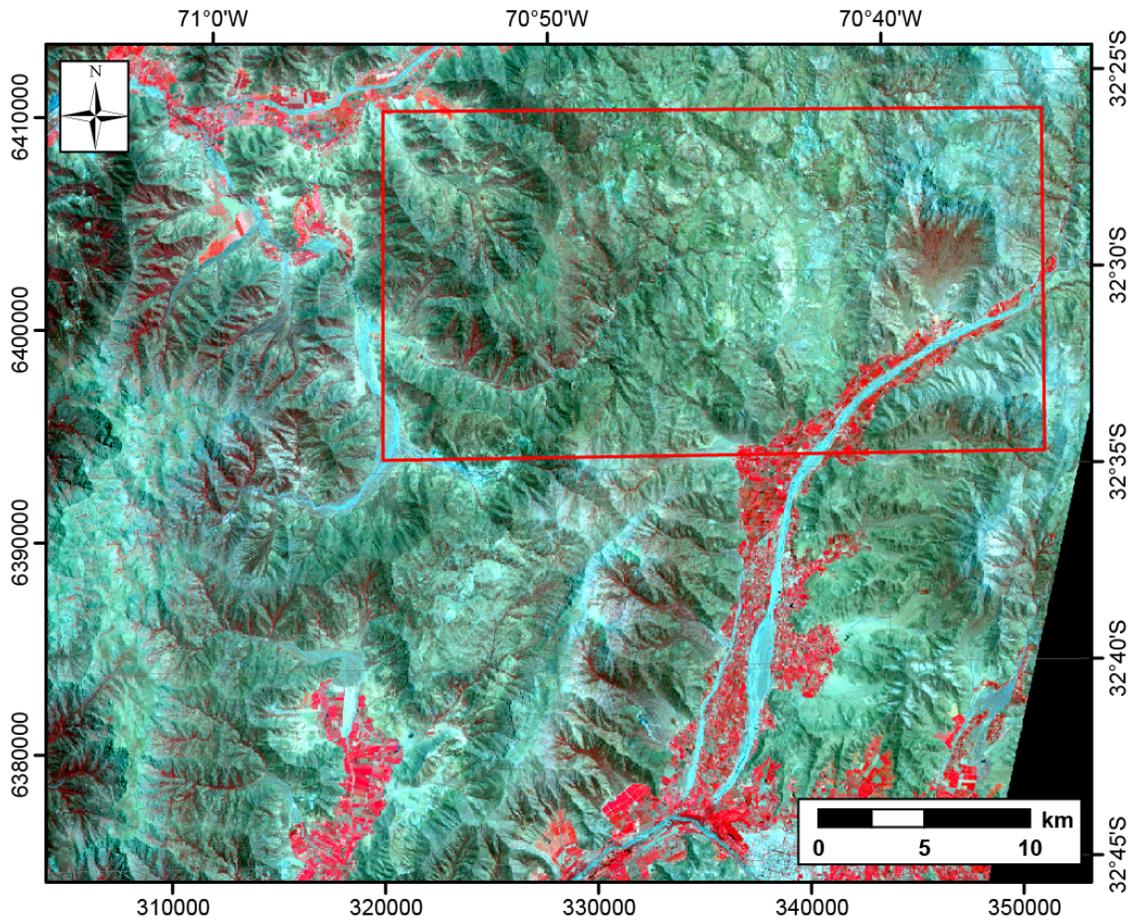


Figura D.3: Imagen satelital ASTER con la combinación de bandas 321. El recuadro rojo muestra el área de estudio.

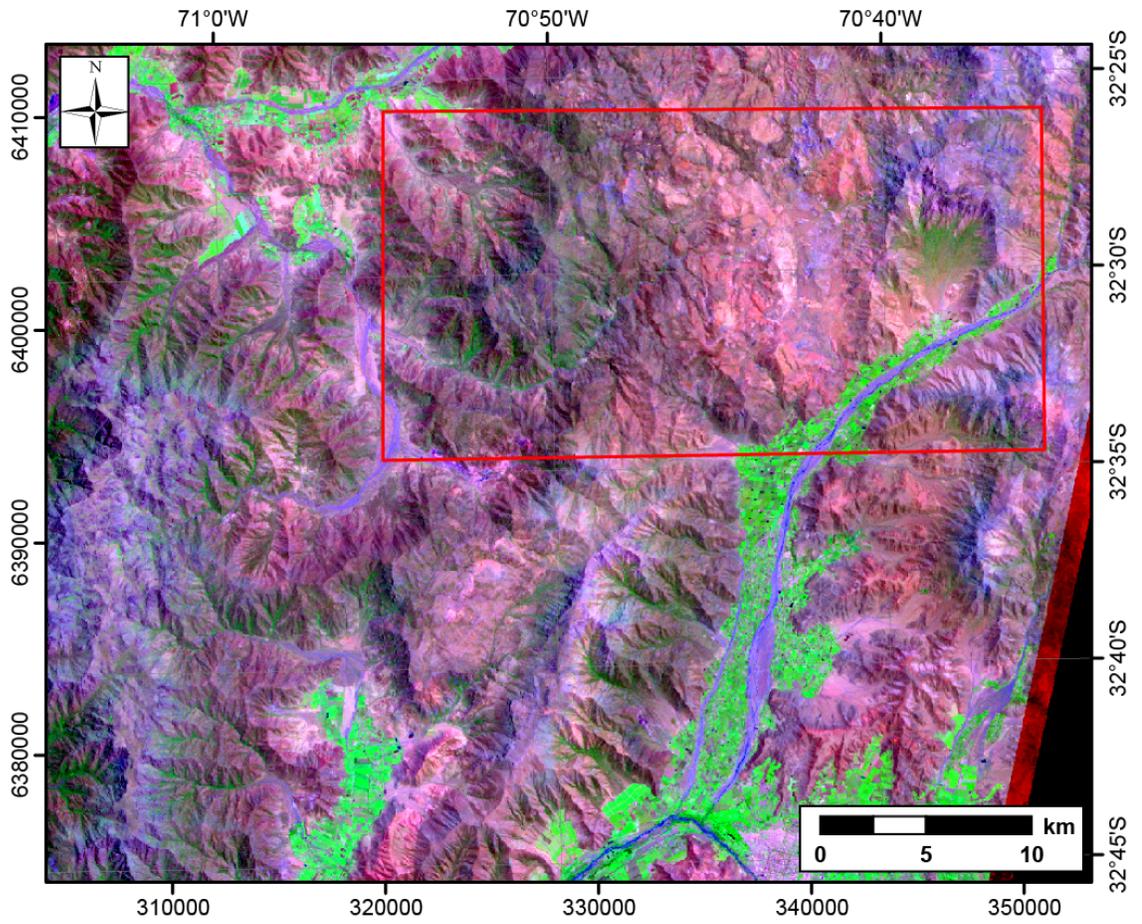


Figura D.4: Imagen satelital ASTER (resolución 46 m, NASA) con la combinación de bandas 731. El recuadro rojo muestra el área de estudio.

Anexo E:
Datos analíticos de las dataciones U–Pb
en circón

Tabla E.1: Datos analíticos muestra LS-D1. Toba de lapilli lítica, Unidad Las Minillas

Muestra	Razones													Edades [Ma]			
	N° spot	U[ppm] ^a	Pb[ppm] ^a	Th[ppm] ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U ^b	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb
LS-D1_1	53		10	54	0,0960	0,0090	0,01347	0,00034	0,35867	0,0524	0,0044	93,1	8,3	86,2	2,1	290	160
LS-D1_2	62		11	62	0,0832	0,0051	0,01280	0,00030	0,04319	0,0459	0,0026	81,1	4,8	82,0	1,9	30	100
LS-D1_3	80		22	127	0,0910	0,0057	0,01342	0,00033	0,23608	0,049	0,0027	88,4	5,3	85,9	2,1	140	110
LS-D1_4	114		18	95	0,1032	0,0042	0,01407	0,00033	0,27543	0,0532	0,0018	99,8	3,9	90,0	2,1	319	72
LS-D1_5	76		14	71	0,0998	0,0041	0,01371	0,00032	0,16913	0,0524	0,0017	96,6	3,8	87,8	2	292	70
LS-D1_7	68		9	46	0,0977	0,0052	0,01361	0,00032	0,30546	0,0519	0,0023	94,6	4,8	87,1	2	283	97
LS-D1_8	51		45	45	0,0996	0,0064	0,01321	0,00031	0,03065	0,0545	0,0032	96,4	5,9	84,6	2	340	120
LS-D1_9	50		6	30	0,0943	0,0068	0,01331	0,00032	0,18306	0,0516	0,0033	91,5	6,2	85,3	2	240	130
LS-D1_10	35		6	27	0,1053	0,0095	0,01363	0,00032	0,11623	0,0554	0,0047	101,7	8,5	87,3	2,1	410	160
LS-D1_11	52		6	29	0,0994	0,0065	0,01364	0,00035	0,12897	0,0528	0,0033	96,2	6,0	87,3	2,2	310	130
LS-D1_12	99		20	123	0,0903	0,0040	0,01338	0,00031	0,26031	0,0485	0,0017	87,8	3,6	85,7	2	126	71
LS-D1_13	428		98	454	0,1174	0,0031	0,01765	0,00040	0,67967	0,04797	0,00062	112,7	2,8	112,8	2,6	96	29
LS-D1_14	57		13	71	0,1005	0,0058	0,01360	0,00033	0,16547	0,0541	0,0029	97,2	5,4	87,1	2,1	340	110
LS-D1_15	265		40	230	0,0887	0,0032	0,01330	0,00032	0,36140	0,0478	0,0012	86,3	3,0	85,2	2	93	53
LS-D1_16	518		33	204	0,0879	0,0023	0,01307	0,00030	0,52696	0,04849	0,00068	85,5	2,1	83,7	1,9	119	32
LS-D1_17	56		8	39	0,1118	0,0075	0,01331	0,00031	0,34338	0,0613	0,0038	107,6	6,8	85,3	1,9	600	130
LS-D1_18	45		10	52	0,0936	0,0084	0,01329	0,00032	0,13065	0,0514	0,0045	90,8	7,6	85,1	2,1	220	170
LS-D1_19	74		26	161	0,0867	0,0044	0,01350	0,00032	0,27487	0,0465	0,002	84,4	4,1	86,5	2	43	80
LS-D1_20	38		6	24	0,1087	0,0078	0,01425	0,00036	0,02462	0,055	0,0036	104,8	7,1	91,2	2,3	360	130
LS-D1_21	57		10	46	0,0987	0,0079	0,01410	0,00035	0,19334	0,0508	0,0035	95,6	7,2	90,3	2,3	230	140
LS-D1_24	66		9	46	0,0965	0,0052	0,01353	0,00032	0,06376	0,0514	0,0025	93,5	4,8	86,7	2	244	99
LS-D1_26	65		9	46	0,0899	0,0048	0,01339	0,00032	0,05019	0,0492	0,0023	87,4	4,4	85,7	2	161	95
LS-D1_27	48		11	59	0,1191	0,0095	0,01411	0,00034	0,08535	0,0605	0,0044	114,2	8,6	90,4	2,2	590	160
LS-D1_28	25		4	20	0,1012	0,0110	0,01386	0,00035	0,12287	0,0543	0,0057	97,9	10,0	88,7	2,2	330	200
LS-D1_30	42		5	31	0,0964	0,0072	0,01320	0,00033	0,10676	0,0537	0,0037	93,4	6,5	84,5	2,1	360	140
LS-D1_31	74		12	69	0,0901	0,0048	0,01338	0,00031	0,03218	0,0492	0,0024	87,6	4,4	85,7	2	160	94
LS-D1_33	66		12	57	0,1113	0,0062	0,01339	0,00031	0,24664	0,0595	0,0029	107,1	5,6	85,7	2	570	110
LS-D1_36	54		7	40	0,0956	0,0058	0,01348	0,00033	0,06384	0,0518	0,003	92,7	5,3	86,3	2,1	260	120
LS-D1_38	67		16	88	0,1021	0,0046	0,01429	0,00034	0,10227	0,0522	0,0021	98,7	4,3	91,4	2,2	276	84
LS-D1_39	232		30	133	0,1187	0,0035	0,01546	0,00038	0,07757	0,0557	0,0013	113,9	3,2	98,9	2,4	429	50
LS-D1_40	43		7	35	0,1094	0,0063	0,01401	0,00034	0,07789	0,0566	0,003	105,5	5,7	89,7	2,2	440	110
LS-D1_42	132		56	332	0,0936	0,0035	0,01356	0,00032	0,30896	0,0504	0,0014	90,8	3,2	86,8	2	200	62
LS-D1_43	16		3	9	0,1079	0,0150	0,01355	0,00036	0,03238	0,0567	0,0078	104,1	14,0	86,8	2,3	460	260
LS-D1_44	30		5	28	0,1010	0,0091	0,01406	0,00035	0,04674	0,0531	0,0045	97,7	8,3	90,0	2,2	320	160
LS-D1_45	43		5	27	0,1044	0,0063	0,01365	0,00032	0,09467	0,056	0,003	100,8	5,8	87,4	2	420	110
LS-D1_46	38		7	34	0,1098	0,0072	0,01348	0,00033	0,17227	0,0594	0,0036	105,8	6,6	86,3	2,1	540	130
LS-D1_47	28		5	27	0,1050	0,0100	0,01383	0,00033	0,09947	0,0546	0,0051	101,4	9,6	88,5	2,1	320	180
LS-D1_48	42		6	28	0,0965	0,0100	0,01341	0,00032	0,07087	0,052	0,0051	93,5	9,4	85,9	2	230	190
LS-D1_49	30		5	22	0,0987	0,0090	0,01340	0,00032	0,15026	0,0542	0,0046	95,6	8,4	85,8	2	350	160
LS-D1_50	51		11	61	0,0931	0,0048	0,01329	0,00034	0,09936	0,0524	0,0025	90,4	4,6	85,1	2,1	291	99
LS-D1_51	39		9	50	0,0989	0,0095	0,01336	0,00034	0,13355	0,0537	0,0048	95,8	8,8	85,6	2,1	310	170
LS-D1_54	21		3	14	0,0974	0,0130	0,01409	0,00036	0,24235	0,0517	0,0068	94,4	12,0	90,2	2,4	280	240
LS-D1_55	65		11	50	0,1092	0,0058	0,01462	0,00036	0,14228	0,0553	0,0027	105,2	5,3	93,6	2,3	370	100
LS-D1_56	58		10	51	0,0980	0,0064	0,01416	0,00034	0,17425	0,0503	0,0029	94,9	5,9	90,7	2,1	220	110

Continúa en la página siguiente

Tabla E.1: (Continuación)

Muestra	Razones										Edades [Ma]				
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}^b$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}^b$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^b$	ρ^c	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ			
LS-D1_57	49	45	0,0975	0,0063	0,01379	0,00034	0,15803	0,0519	0,0029	94,5	5,8	88,3	2,2	300	110
LS-D1_58	79	71	0,0930	0,0046	0,01342	0,00031	0,15529	0,0493	0,0021	90,3	4,3	85,9	2	165	87
LS-D1_59	72	65	0,1014	0,0053	0,01350	0,00031	0,14220	0,0538	0,0024	98,1	4,9	86,5	2	341	96
LS-D1_60	67	53	0,1004	0,0053	0,01336	0,00033	0,04663	0,0549	0,0026	97,1	4,9	85,6	2,1	361	99
LS-D1_61	85	75	0,0959	0,0053	0,01335	0,00035	0,13285	0,0518	0,0026	93,0	5,0	85,5	2,2	280	100
LS-D1_63	217	310	0,0897	0,0028	0,01345	0,00031	0,28835	0,04772	0,00098	87,2	2,6	86,1	1,9	81	44
LS-D1_64	47	39	0,0898	0,0069	0,01356	0,00035	0,23555	0,0482	0,0035	87,3	6,4	86,8	2,2	110	130
LS-D1_65	51	37	0,0973	0,0054	0,01344	0,00031	0,13341	0,0523	0,0026	94,3	5,0	86,0	2	270	100
LS-D1_66	61	43	0,1008	0,0056	0,01387	0,00034	0,17035	0,0522	0,0024	97,6	5,0	88,8	2,2	290	100
LS-D1_67	75	54	0,1108	0,0047	0,01369	0,00032	0,17710	0,0587	0,0021	106,7	4,3	87,6	2	516	78
LS-D1_68	23	15	0,1060	0,0130	0,01359	0,00034	0,00729	0,0559	0,0064	102,3	12,0	87,0	2,2	350	220
LS-D1_70	139	90	0,1102	0,0042	0,01458	0,00037	0,78452	0,0554	0,0013	106,2	3,8	93,3	2,3	418	53
LS-D1_71	72	55	0,1027	0,0067	0,01427	0,00035	0,10400	0,052	0,003	99,2	6,2	91,3	2,2	260	110
LS-D1_76	59	42	0,0963	0,0061	0,01386	0,00033	0,17855	0,0511	0,0027	93,3	5,6	88,7	2,1	230	120
LS-D1_77	38	23	0,1048	0,0097	0,01367	0,00035	0,18060	0,0558	0,0048	101,2	8,7	87,5	2,2	390	160
LS-D1_78	37	28	0,1496	0,0093	0,01425	0,00033	0,14049	0,0759	0,0042	141,6	8,2	91,2	2,1	1070	120
LS-D1_79	86	4	0,0915	0,0036	0,01446	0,00033	0,18700	0,0462	0,0015	88,9	3,3	92,5	2,1	30	61
LS-D1_80	32	23	0,1910	0,0140	0,01443	0,00035	0,36092	0,0957	0,0062	177,5	12,0	92,3	2,2	1450	140
LS-D1_81	63	42	0,0908	0,0047	0,01365	0,00032	0,21558	0,0488	0,0023	88,3	4,5	87,4	2	133	93
LS-D1_82	97	73	0,0949	0,0042	0,01373	0,00032	0,21590	0,0497	0,0017	92,1	3,9	87,9	2	192	72
LS-D1_83	61	118	0,0930	0,0053	0,01366	0,00034	0,20004	0,0495	0,0024	90,3	4,9	87,4	2	164	97
LS-D1_84	34	31	0,1131	0,0076	0,01393	0,00034	0,08729	0,0584	0,0036	108,8	6,9	89,2	2,1	500	130
LS-D1_85	57	46	0,1054	0,0069	0,01417	0,00035	0,04778	0,0535	0,0033	101,8	6,3	90,7	2,2	340	130
LS-D1_86	750	482	0,0972	0,0025	0,01446	0,00035	0,80274	0,04834	0,00054	94,2	2,3	92,5	2,2	120	26
LS-D1_87	75	71	0,1370	0,0055	0,01530	0,00037	0,12288	0,0657	0,0022	130,4	4,9	97,9	2,3	803	69
LS-D1_88	547	827	0,0648	0,0017	0,00922	0,00020	0,12282	0,05138	0,00085	63,8	1,6	59,1	1,3	251	38
LS-D1_90	24	4	0,1012	0,0120	0,01361	0,00036	0,04261	0,0544	0,0063	97,9	11,0	87,1	2,3	290	220
LS-D1_91	56	45	0,0898	0,0056	0,01356	0,00032	0,07190	0,0484	0,0027	87,3	5,1	86,8	2	130	110
LS-D1_92	95	33	0,0872	0,0037	0,01322	0,00031	0,25701	0,0481	0,0017	84,9	3,4	84,7	2	107	70
LS-D1_93	72	10	0,0877	0,0042	0,01319	0,00030	0,11397	0,0486	0,0021	85,3	3,9	84,5	1,9	136	84
LS-D1_94	49	7	0,0966	0,0061	0,01354	0,00032	0,07046	0,0515	0,003	93,7	5,6	86,7	2	260	120
LS-D1_95	48	7	0,0887	0,0056	0,01329	0,00031	0,06522	0,0479	0,0029	86,3	5,2	85,1	2	150	110
LS-D1_96	49	29	0,0892	0,0060	0,01328	0,00032	0,16927	0,0502	0,0031	86,8	5,6	85,0	2	190	120
LS-D1_97	139	42	0,0898	0,0034	0,01329	0,00030	0,34014	0,0483	0,0014	87,3	3,1	85,1	1,9	127	59
LS-D1_98	55	56	0,2034	0,0130	0,01473	0,00036	0,62197	0,0989	0,0052	188,0	11,0	94,3	2,3	1556	96
LS-D1_99	51	38	0,1065	0,0069	0,01366	0,00033	0,14829	0,0554	0,0032	102,7	6,3	87,4	2,1	390	120
LS-D1_100	29	3	0,1005	0,0092	0,01345	0,00035	0,25033	0,0548	0,0044	97,2	8,4	86,1	2,2	340	160
LS-D1_101	95	14	0,0919	0,0042	0,01332	0,00031	0,25144	0,0493	0,0018	89,2	3,8	85,3	2	168	77
LS-D1_102	66	139	0,0957	0,0056	0,01328	0,00032	0,14200	0,052	0,0026	92,8	5,1	85,0	2	280	100
LS-D1_103	59	7	0,0917	0,0064	0,01319	0,00032	0,34943	0,0497	0,003	89,1	6,0	84,5	2	180	120
LS-D1_104	83	72	0,0945	0,0041	0,01307	0,00032	0,31903	0,0525	0,0019	91,7	3,8	83,7	2	284	76
LS-D1_105	65	66	0,0927	0,0056	0,01297	0,00031	0,13534	0,0514	0,0028	90,0	5,3	83,1	2	230	110
LS-D1_106	10	6	0,1375	0,0280	0,01359	0,00045	0,05023	0,064	0,014	130,8	25,0	87,0	2,9	510	390
LS-D1_107	43	27	0,0995	0,0063	0,01309	0,00032	0,09108	0,0553	0,0032	96,3	5,8	83,9	2	400	110

Continúa en la página siguiente

Tabla E.1: (Continuación)

Muestra	Razones										Edades [Ma]						
	N° spot	U[ppm] ^a	Pb[ppm] ^a	Th[ppm] ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2σ ^d	ρ ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	2σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ		
LS-D1-26(1)	82		40	242	0,1506	0,0071	0,01547	0,00038	0,35452	0,0699	0,0025	142,444	6,2	98,9475	2,4	920	75
LS-D1-22(1)	79		19	69	0,1499	0,0160	0,01402	0,00039	0,82620	0,0755	0,0064	141,854	14	89,7449	2,5	960	170
LS-D1-23(1)	56		15	53	0,1624	0,0090	0,01392	0,00034	0,31216	0,0829	0,0038	152,841	7,6	89,139	2,1	1297	90
LS-D1-25(1)	66		25	129	0,1375	0,0100	0,01386	0,00035	0,58801	0,072	0,0044	130,832	9,2	88,7148	2,2	930	130
LS-D1-29(1)	187		33	170	0,1074	0,0082	0,01322	0,00034	0,78571	0,0587	0,0034	103,618	7,3	84,6536	2,1	480	110
LS-D1-32(1)	74		17	95	0,1154	0,0063	0,01331	0,00033	0,29357	0,062	0,003	110,86	5,7	85,2599	2,1	670	110
LS-D1-34(1)	37		5	26	0,1136	0,0110	0,01389	0,00036	0,14329	0,0603	0,0054	109,294	10	88,8966	2,3	530	190
LS-D1-35(1)	28		9	27	0,3648	0,0720	0,01744	0,00120	0,84411	0,144	0,019	315,798	45	111,459	7,3	2040	210
LS-D1-37(1)	29		15	43	0,3906	0,0150	0,01887	0,00047	0,23747	0,1495	0,0044	334,802	11	120,51	3	2340	50
LS-D1-41(1)	32		10	38	0,2082	0,0160	0,01525	0,00040	0,50085	0,1008	0,0061	192,032	13	97,5558	2,5	1600	110
LS-D1-52(1)	314		110	325	0,1996	0,0260	0,01904	0,00057	0,92139	0,0743	0,0074	184,782	20	121,595	3,6	870	160
LS-D1-63(1)	33		12	37	0,2617	0,0240	0,01554	0,00046	0,77042	0,1219	0,0091	236,011	19	99,4315	2,9	1950	130
LS-D1-62(1)	43		14	31	0,2359	0,0180	0,01459	0,00040	0,28892	0,1155	0,0078	215,044	15	93,3791	2,5	1890	120
LS-D1-69(1)	68		20	63	0,3161	0,0720	0,01595	0,00092	0,92121	0,132	0,02	278,901	46	102,032	5,8	1750	210
LS-D1-72(1)	47		14	33	0,2206	0,0390	0,01502	0,00060	0,97652	0,1	0,011	202,412	27	96,1033	3,8	1500	210
LS-D1-73(1)	27		4	16	0,1156	0,0160	0,01453	0,00049	0,20606	0,0562	0,0072	111,034	15	93,0157	3,1	430	240
LS-D1-74(1)	69		28	71	0,2585	0,0091	0,01528	0,00036	0,23363	0,1209	0,0033	233,471	7,4	97,7374	2,3	1973	54
LS-D1-75(1)	31		31	29	0,8891	0,0560	0,02271	0,00076	0,92531	0,2762	0,0096	645,886	28	144,765	4,8	3333	56
LS-D1-89(1)	215		103	319	0,2703	0,0260	0,01071	0,00033	0,89194	0,183	0,013	242,904	21	68,6869	2,1	2580	130

^a Concentraciones de U, Pb y Th son calculadas en relación al circón de referencia GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004).

^b Corregido por back-ground, por fraccionamiento y normalizado al circón de referencia GJ-1. ²⁰⁷Pb/²³⁵U es calculado usando (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) / (²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137,88)

^c Rho es la correlación del error definido como el cociente de los errores propagados de las razones ²⁰⁶Pb/²³⁸U y ²⁰⁷Pb/²³⁵U.

^d Dos veces el valor de la propagación de los errores estándar.

(1) Valores no considerados en los cálculos debido a patrón incorrecto en curvas de razones isotópicas (inhomogeneidad en el contenido isotópico).

Tabla E.2: Datos analíticos muestra LS-D1. Toba de lapilli Ítica, Unidad Las Minillas

Muestra	Edad corregida por Pb común ^e			Muestra	Edad corregida por Pb común ^e		
	206Pb/ ²³⁸ U	2σ	207Pb/ ²⁰⁶ Pb común		N° spot	206Pb/ ²³⁸ U	2σ
LS-D1_1	85,7	2,2	0,84118	LS-D1_57	87,8	2,2	0,84132
LS-D1_2	82,2	1,9	0,84091	LS-D1_58	85,8	2,0	0,84116
LS-D1_3	85,8	2,1	0,84116	LS-D1_59	85,8	2,0	0,84120
LS-D1_4	89,4	2,1	0,84143	LS-D1_60	84,8	2,1	0,84114
LS-D1_5	87,3	2,0	0,84129	LS-D1_61	85,1	2,2	0,84114
LS-D1_7	86,7	2,0	0,84124	LS-D1_63	86,1	2,0	0,84118
LS-D1_8	83,9	2,0	0,84108	LS-D1_64	86,8	2,3	0,84122
LS-D1_9	84,8	2,1	0,84112	LS-D1_65	85,6	2,0	0,84117
LS-D1_10	86,4	2,1	0,84125	LS-D1_66	88,3	2,2	0,84135
LS-D1_11	86,8	2,2	0,84126	LS-D1_67	86,4	2,0	0,84127
LS-D1_12	85,6	2,0	0,84115	LS-D1_68	86,1	2,3	0,84124
LS-D1_13	112,8	2,5	0,84292	LS-D1_70	92,4	2,3	0,84165
LS-D1_14	86,4	2,1	0,84124	LS-D1_71	90,8	2,2	0,84152
LS-D1_15	85,2	2,0	0,84112	LS-D1_76	88,3	2,1	0,84135
LS-D1_16	83,6	1,9	0,84102	LS-D1_77	86,6	2,3	0,84127
LS-D1_17	83,8	2,0	0,84112	LS-D1_78	88,0	2,1	0,84151
LS-D1_18	84,7	2,1	0,84111	LS-D1_79	92,7	2,1	0,84160
LS-D1_19	86,6	2,1	0,84120	LS-D1_80	86,8	2,2	0,84158
LS-D1_20	90,4	2,3	0,84151	LS-D1_81	87,3	2,1	0,84126
LS-D1_21	90,0	2,3	0,84145	LS-D1_82	87,7	2,0	0,84129
LS-D1_24	86,3	2,0	0,84121	LS-D1_83	87,3	2,0	0,84126
LS-D1_26	85,6	2,1	0,84115	LS-D1_84	88,0	2,2	0,84138
LS-D1_27	88,9	2,2	0,84145	LS-D1_85	90,1	2,2	0,84148
LS-D1_28	88,0	2,3	0,84135	LS-D1_86	92,5	2,2	0,84160
LS-D1_30	83,9	2,1	0,84107	LS-D1_87	95,7	2,3	0,84194
LS-D1_31	85,5	2,0	0,84115	LS-D1_88	58,8	1,3	0,83942
LS-D1_33	84,5	2,0	0,84115	LS-D1_90	86,4	2,4	0,84124
LS-D1_36	85,9	2,1	0,84119	LS-D1_91	86,8	2,1	0,84122
LS-D1_38	90,9	2,2	0,84152	LS-D1_92	84,6	2,0	0,84108
LS-D1_39	97,9	2,4	0,84201	LS-D1_93	84,4	1,9	0,84107
LS-D1_40	88,7	2,2	0,84141	LS-D1_94	86,3	2,1	0,84122
LS-D1_42	86,5	2,0	0,84122	LS-D1_95	85,1	2,0	0,84111
LS-D1_43	85,8	2,4	0,84122	LS-D1_96	84,8	2,1	0,84110
LS-D1_44	89,4	2,3	0,84143	LS-D1_97	85,1	1,9	0,84111
LS-D1_45	86,5	2,0	0,84126	LS-D1_98	88,3	2,2	0,84171
LS-D1_46	85,0	2,1	0,84119	LS-D1_99	86,6	2,1	0,84126
LS-D1_47	87,8	2,2	0,84133	LS-D1_100	85,3	2,3	0,84118
LS-D1_48	85,4	2,1	0,84116	LS-D1_101	85,2	2,0	0,84112
LS-D1_49	85,1	2,1	0,84116	LS-D1_102	84,6	2,0	0,84110
LS-D1_50	84,6	2,2	0,84111	LS-D1_103	84,3	2,1	0,84107
LS-D1_51	84,9	2,2	0,84114	LS-D1_104	83,2	2,0	0,84102
LS-D1_54	89,7	2,4	0,84144	LS-D1_105	82,7	2,0	0,84098
LS-D1_55	92,7	2,3	0,84166	LS-D1_106	85,2	3,2	0,84124
LS-D1_56	90,4	2,2	0,84147	LS-D1_107	83,1	2,0	0,84103

Continúa en la página siguiente

Tabla E.2: (Continuación)

Muestra	Edad corregida por Pb común ^e		Muestra	Edad corregida por Pb común ^e	
N° spot	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	N° spot	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ
				²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb común	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb común

^e (Williams, 1998).

Tabla E.3: Datos analíticos muestra LS-D5. Toba de lapilli lítica cristalina, Unidad Los Angeles

Muestra	Razones											Edades [Ma]				
	$U[ppm]^a$	$Pb[ppm]^a$	$Th[ppm]^a$	$^{207}Pb/^{235}U^b$	2σ	$2\sigma^d$	$^{206}Pb/^{238}U^b$	$2\sigma^d$	ρ^c	$^{207}Pb/^{206}Pb^b$	$2\sigma^d$	$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$
LS-D5_37	485	219	1332	0,1099	0,0026	0,01496	0,00042	0,27679	0,0565	0,0019	105,9	2,3	95,7	2,7	461	73
LS-D5_88	268	113	524	0,1175	0,0023	0,01643	0,00029	0,57133	0,05168	0,00072	112,8	2,1	105,1	1,9	273	31
LS-D5_78	310	143	653	0,1118	0,0021	0,01670	0,00029	0,344	0,04851	0,00072	107,6	1,9	106,8	1,8	124	32
LS-D5_19	336	103	479	0,1241	0,0026	0,01685	0,00035	0,493	0,05268	0,00095	118,8	2,3	107,7	2,2	319	43
LS-D5_101	183	67	280	0,1280	0,0044	0,01691	0,00032	0,59784	0,0549	0,0015	122,3	3,9	108,1	2,0	397	61
LS-D5_64	328	128	617	0,1110	0,0025	0,01676	0,00032	0,57574	0,04797	0,00075	106,9	2,3	107,2	2,0	100	34
LS-D5_54	221	74	350	0,1125	0,0026	0,01683	0,00030	0,58813	0,04825	0,00084	108,3	2,3	107,6	1,9	113	37
LS-D5_66	195	64	298	0,1167	0,0029	0,01688	0,00031	0,3344	0,0498	0,0011	112,0	2,6	107,9	2,0	179	47
LS-D5_98	280	98	405	0,1156	0,0024	0,01691	0,00030	0,43816	0,04954	0,00078	111,1	2,1	108,1	1,9	174	36
LS-D5_100	224	70	330	0,1162	0,0025	0,01694	0,00030	0,43876	0,04973	0,00086	111,6	2,2	108,3	1,9	169	39
LS-D5_93	189	46	201	0,1136	0,0026	0,01699	0,00031	0,39744	0,04872	0,00099	109,3	2,4	108,3	2,0	134	44
LS-D5_73	270	97	459	0,1140	0,0025	0,01695	0,00031	0,48216	0,04869	0,00083	109,6	2,3	108,3	2,0	132	37
LS-D5_81	331	132	581	0,1172	0,0024	0,01699	0,00032	0,49782	0,05083	0,00082	114,3	2,1	108,6	2,0	227	37
LS-D5_87	174	49	217	0,1145	0,0028	0,01698	0,00029	0,25518	0,04961	0,0009	112,6	2,5	108,5	1,8	181	42
LS-D5_5	150	45	211	0,1145	0,0034	0,01698	0,00032	0,33104	0,0483	0,0012	110,1	3,1	108,5	2,0	119	51
LS-D5_70	286	116	517	0,1136	0,0031	0,01699	0,00030	0,08661	0,0483	0,0012	109,3	2,8	108,6	1,9	114	51
LS-D5_92	167	41	183	0,1135	0,0028	0,01700	0,00030	0,34344	0,04847	0,00096	109,2	2,5	108,7	1,9	121	43
LS-D5_75	448	321	1293	0,1332	0,0140	0,01719	0,00042	0,57263	0,0569	0,0054	127,0	12,0	109,9	2,6	410	150
LS-D5_76	205	55	246	0,1133	0,0027	0,01703	0,00032	0,57807	0,04842	0,00097	109,0	2,4	108,9	2,0	126	43
LS-D5_77	155	46	209	0,1148	0,0025	0,01706	0,00030	0,32495	0,04871	0,00084	110,3	2,3	109,1	1,9	128	38
LS-D5_82	207	66	271	0,1241	0,0027	0,01714	0,00032	0,064657	0,0523	0,0011	118,8	2,5	109,6	2,0	290	49
LS-D5_48	96	32	130	0,1504	0,0066	0,01738	0,00030	0,17886	0,0629	0,0026	142,3	5,9	111,1	1,9	689	88
LS-D5_14	169	60	294	0,1143	0,0025	0,01706	0,00031	0,17158	0,04817	0,00091	109,9	2,3	109,1	1,9	110	40
LS-D5_72	198	54	233	0,1199	0,0028	0,01713	0,00029	0,49786	0,0511	0,001	115,0	2,4	109,5	1,9	242	44
LS-D5_67	261	101	457	0,1155	0,0024	0,01709	0,00030	0,22081	0,04896	0,00088	111,0	2,2	109,3	1,9	141	40
LS-D5_68	334	154	727	0,1151	0,0020	0,01708	0,00028	0,39616	0,04843	0,00062	110,6	1,8	109,2	1,8	120	29
LS-D5_71	231	92	417	0,1158	0,0025	0,01710	0,00029	0,23544	0,04896	0,00088	111,2	2,3	109,3	1,8	145	39
LS-D5_27	121	27	123	0,1155	0,0027	0,01713	0,00030	0,093851	0,0492	0,0011	111,0	2,5	109,5	1,9	156	48
LS-D5_53	227	83	387	0,1142	0,0023	0,01712	0,00028	0,16673	0,04868	0,00084	109,8	2,1	109,4	1,8	124	40
LS-D5_6	239	95	514	0,1276	0,0030	0,01723	0,00034	0,27752	0,0536	0,0012	122,0	2,7	110,1	2,2	350	48
LS-D5_40	121	29	126	0,1186	0,0040	0,01715	0,00030	0,046341	0,0497	0,0016	113,8	3,6	109,6	1,9	173	68
LS-D5_51	153	68	309	0,1239	0,0036	0,01720	0,00030	0,4136	0,0518	0,0013	118,6	3,2	109,9	1,9	276	56
LS-D5_8	335	155	742	0,1236	0,0040	0,01720	0,00036	0,6459	0,0516	0,0012	118,3	3,6	109,9	2,3	255	53
LS-D5_21	234	73	349	0,1150	0,0023	0,01713	0,00030	0,19151	0,0483	0,00079	110,5	2,1	109,5	1,9	109	36
LS-D5_28	157	38	175	0,1206	0,0030	0,01720	0,00030	0,11607	0,051	0,0011	115,6	2,7	109,9	1,9	234	50
LS-D5_96	218	59	255	0,1178	0,0025	0,01718	0,00029	0,38488	0,04946	0,00082	113,1	2,2	109,8	1,8	166	38
LS-D5_47	255	100	434	0,1164	0,0028	0,01718	0,00031	0,51513	0,04933	0,00097	111,8	2,5	109,8	2,0	166	41
LS-D5_24	216	79	368	0,1174	0,0025	0,01717	0,00030	0,2582	0,0488	0,00088	112,7	2,3	109,7	1,9	137	39
LS-D5_46	210	60	246	0,1201	0,0032	0,01721	0,00030	0,39282	0,0504	0,0012	115,1	2,9	110,0	1,9	213	49
LS-D5_86	193	52	229	0,1162	0,0027	0,01720	0,00029	0,36395	0,04912	0,00096	111,6	2,4	109,9	1,9	147	43
LS-D5_10	213	69	325	0,1202	0,0028	0,01723	0,00030	0,47284	0,05022	0,00099	115,2	2,6	110,1	1,9	194	44
LS-D5_42	126	33	153	0,1197	0,0040	0,01723	0,00031	0,44294	0,0498	0,0014	114,8	3,6	110,1	2,0	202	62
LS-D5_52	108	32	141	0,1215	0,0034	0,01725	0,00029	0,27392	0,0509	0,0013	116,4	3,1	110,4	1,8	229	53
LS-D5_7	209	72	335	0,1181	0,0025	0,01727	0,00030	0,020815	0,04948	0,00093	113,4	2,3	110,2	1,9	173	42

Continúa en la página siguiente

Tabla E.3: (Continuación)

Muestra	Razones										Edades [Ma]					
	N° spot	U[ppm] ^a	Pb[ppm] ^a	Th[ppm] ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
LS-D5_89	255	88	386	0,1250	0,0026	0,01731	0,00031	0,23732	0,05201	0,00096	119,6	2,3	110,6	2,0	277	41
LS-D5_39	164	41	172	0,1191	0,0033	0,01726	0,00034	0,50371	0,0495	0,0011	114,3	3,0	110,3	2,2	165	48
LS-D5_94	77	21	84	0,1285	0,0066	0,01734	0,00034	0,14379	0,0529	0,0027	122,8	5,9	110,8	2,2	300	110
LS-D5_74	104	28	133	0,1197	0,0041	0,01728	0,00033	0,1695	0,05	0,0016	114,8	3,7	110,4	2,1	205	73
LS-D5_69	193	65	285	0,1199	0,0028	0,01730	0,00032	0,29035	0,05049	0,00099	115,0	2,6	110,5	1,8	211	44
LS-D5_97	132	42	193	0,1263	0,0041	0,01735	0,00031	0,37894	0,0526	0,0015	120,7	3,7	110,9	2,0	295	63
LS-D5_60	298	99	437	0,1181	0,0023	0,01729	0,00031	0,46384	0,04931	0,00073	113,4	2,1	110,5	1,9	156	34
LS-D5_36	170	42	170	0,1169	0,0031	0,01731	0,00035	0,54483	0,0484	0,0012	112,2	2,8	110,6	2,2	118	51
LS-D5_34	193	51	215	0,1172	0,0026	0,01732	0,00031	0,17351	0,0488	0,001	112,6	3,3	110,7	2,0	133	45
LS-D5_12	227	78	361	0,1204	0,0034	0,01735	0,00031	0,39051	0,0497	0,0012	115,4	3,1	110,9	2,0	175	54
LS-D5_32	146	45	211	0,1193	0,0029	0,01736	0,00030	0,34511	0,04971	0,00099	114,4	2,7	111,0	1,9	177	43
LS-D5_55	235	86	386	0,1177	0,0024	0,01735	0,00031	0,40927	0,04885	0,00078	113,0	2,2	110,9	1,9	140	35
LS-D5_80	257	109	471	0,1174	0,0025	0,01736	0,00030	0,28301	0,04925	0,00088	112,7	2,3	111,0	1,9	156	39
LS-D5_26	222	74	342	0,1162	0,0023	0,01735	0,00030	0,23158	0,0481	0,00077	111,6	2,0	110,9	1,9	106	34
LS-D5_50	177	45	201	0,1188	0,0034	0,01737	0,00032	0,18706	0,0491	0,0014	114,0	3,0	111,0	2,0	151	62
LS-D5_35	122	27	119	0,1183	0,0041	0,01737	0,00032	0,36121	0,049	0,0013	113,5	3,7	111,0	2,0	144	57
LS-D5_57	85	25	101	0,1352	0,0056	0,01751	0,00033	0,037975	0,0549	0,0023	128,7	5,0	111,9	2,1	408	91
LS-D5_16	253	92	416	0,1177	0,0025	0,01738	0,00029	0,36806	0,04874	0,00079	113,0	2,4	111,1	1,8	126	37
LS-D5_11	211	92	239	0,1190	0,0026	0,01739	0,00030	0,27619	0,04914	0,00089	114,2	2,4	111,2	1,9	153	40
LS-D5_85	86	53	225	0,1281	0,0073	0,01746	0,00045	0,26937	0,0521	0,0036	122,4	6,5	111,6	2,9	270	150
LS-D5_2	183	59	271	0,1172	0,0029	0,01738	0,00029	0,24069	0,0483	0,001	112,6	2,6	111,1	1,9	115	44
LS-D5_29	134	42	187	0,1220	0,0030	0,01744	0,00029	0,22799	0,0509	0,0011	116,9	2,7	111,5	1,8	227	48
LS-D5_17	170	66	296	0,1304	0,0034	0,01752	0,00029	0,11944	0,0536	0,0012	124,4	3,0	112,0	1,9	345	51
LS-D5_58	173	52	232	0,1241	0,0035	0,01749	0,00031	0,29016	0,0512	0,0013	118,8	3,2	111,8	1,9	233	58
LS-D5_99	154	51	213	0,1202	0,0033	0,01745	0,00031	0,33091	0,0492	0,0012	115,2	3,0	111,5	2,0	154	51
LS-D5_63	111	27	121	0,1212	0,0032	0,01748	0,00029	0,15076	0,0505	0,0012	116,1	2,9	111,7	1,8	223	54
LS-D5_45	197	76	332	0,1185	0,0024	0,01745	0,00030	0,10925	0,04896	0,00096	113,7	2,2	111,5	1,9	145	42
LS-D5_65	243	111	506	0,1157	0,0022	0,01744	0,00030	0,39661	0,04799	0,00071	111,1	2,0	111,5	1,9	100	32
LS-D5_1	162	45	200	0,1217	0,0028	0,01751	0,00031	0,6569	0,05	0,001	116,6	2,6	111,9	1,9	193	46
LS-D5_22	269	107	494	0,1192	0,0025	0,01750	0,00032	0,6393	0,04923	0,00078	114,3	2,2	111,8	2,0	156	35
LS-D5_4	174	59	265	0,1203	0,0031	0,01754	0,00031	0,29826	0,0496	0,0011	115,3	2,8	112,1	2,0	185	48
LS-D5_41	166	44	193	0,1185	0,0031	0,01756	0,00030	0,32303	0,0494	0,001	113,7	2,7	112,2	1,9	163	46
LS-D5_61	305	117	500	0,1310	0,0036	0,01768	0,00031	0,0537	0,0537	0,0011	125,0	3,2	113,0	2,0	355	46
LS-D5_33	64	13	56	0,1221	0,0060	0,01763	0,00033	0,28305	0,0513	0,0022	117,0	5,3	112,6	2,1	240	90
LS-D5_18	212	79	301	0,1396	0,0038	0,01778	0,00036	0,58645	0,0568	0,0013	132,7	3,3	113,6	2,3	494	50
LS-D5_25	128	34	153	0,1171	0,0034	0,01761	0,00031	0,20685	0,0484	0,0012	112,5	3,1	112,5	1,9	119	51
LS-D5_13	167	74	338	0,1236	0,0038	0,01768	0,00035	0,47432	0,0502	0,0014	118,3	3,4	113,0	2,2	205	63
LS-D5_20	171	49	188	0,1256	0,0035	0,01770	0,00033	0,31637	0,0508	0,0012	120,1	3,1	113,1	2,1	223	52
LS-D5_30	141	44	200	0,1196	0,0057	0,01766	0,00039	0,11303	0,0486	0,0023	114,7	5,2	112,8	2,4	127	99
LS-D5_59	205	69	303	0,1197	0,0028	0,01771	0,00032	0,42631	0,0492	0,00094	114,8	2,6	113,1	2,0	148	42
LS-D5_62	110	34	154	0,1228	0,0046	0,01775	0,00032	0,090835	0,0501	0,0017	117,6	4,3	113,4	2,0	183	74
LS-D5_95	230	72	289	0,1229	0,0038	0,01774	0,00044	0,73621	0,0509	0,0013	117,7	3,4	113,6	2,8	230	59
LS-D5_15	129	39	172	0,1210	0,0035	0,01777	0,00030	0,42519	0,0489	0,0012	115,9	3,2	113,4	1,9	142	51
LS-D5_84	71	14	58	0,1295	0,0054	0,01792	0,00036	0,28914	0,0519	0,002	123,6	4,8	114,5	2,3	262	79

Continúa en la página siguiente

Tabla E.3: (Continuación)

Muestra	Razones										Edades [Ma]					
	N° spot	U[ppm] ^a	Pb[ppm] ^a	Th[ppm] ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2σ ^d	ρ ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	2σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
LS-D5_56	239	117	541	0,1192	0,0026	0,01785	0,00032	0,070119	0,04825	0,00094	114,3	2,4	114,1	2,0	106	43
LS-D5_79	187	83	537	0,1410	0,0038	0,01847	0,00036	0,35362	0,0552	0,0012	134,0	3,4	118,0	2,3	414	51
LS-D5_9	94	32	172	0,1627	0,0069	0,01874	0,00038	0,56647	0,0613	0,002	153,1	6,0	119,7	2,4	641	69
LS-D5_3	210	84	360	0,1439	0,0079	0,01872	0,00036	0,74386	0,0552	0,0027	136,5	6,8	119,6	2,2	360	79
LS-D5_90	496	51	223	0,1265	0,0019	0,01875	0,00031	0,41307	0,04859	0,00051	120,9	1,7	119,7	2,0	129	25
LS-D5_83	147	35	140	0,1395	0,0038	0,01902	0,00046	0,43237	0,0529	0,0012	132,6	3,4	121,5	2,9	319	53
LS-D5_23	803	244	1085	0,1304	0,0019	0,01932	0,00032	0,68624	0,04887	0,00041	124,4	1,8	123,4	2,0	140	19
LS-D5_102							0									
LS-D5_31(1)	115	28	124	0,1318	0,0043	0,01760	0,00030	0,007687	0,0538	0,0017	125,7477	3,9	112,4598	1,9	347	70
LS-D5_38(1)	183	58	257	0,1150	0,0032	0,01723	0,00030	0,28308	0,0479	0,0012	110,5204	2,9	110,1149	1,9	102	52
LS-D5_43(1)	255	391	593	0,9501	0,2000	0,02425	0,00190	0,99084	0,228	0,038	678,2	100,0	154,5	12,0	2170	350
LS-D5_44(1)	148	53	233	0,1180	0,0041	0,01748	0,00033	0,27977	0,0488	0,0014	113,2818	3,7	111,7194	2,1	136	61
LS-D5_49(1)	904	404	1937	0,1151	0,0016	0,01706	0,00029	0,56264	0,04869	0,00044	110,6096	1,5	109,0656	1,8	131	21
LS-D5_51(1)	50	14	64	0,1236	0,0069	0,01717	0,00033	0,19499	0,0515	0,0028	118,3396	6,2	109,7446	2,1	240	110

^a Concentraciones de U, Pb y Th son calculadas en relación al círculo de referencia GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004).

^b Corregido por background, por fraccionamiento y normalizado al círculo de referencia GJ-1. ²⁰⁷Pb/²³⁵U es calculado usando (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) / (²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137.88)

^c Rho es la correlación del error definido como el cociente de los errores propagados de las razones ²⁰⁶Pb/²³⁸U y ²⁰⁷Pb/²³⁵U.

^d Dos veces el valor de la propagación de los errores estándar.

(1) Valores no considerados en los cálculos debido a patrón incorrecto en curvas de razones isotópicas (inhomogeneidad en el contenido isotópico).

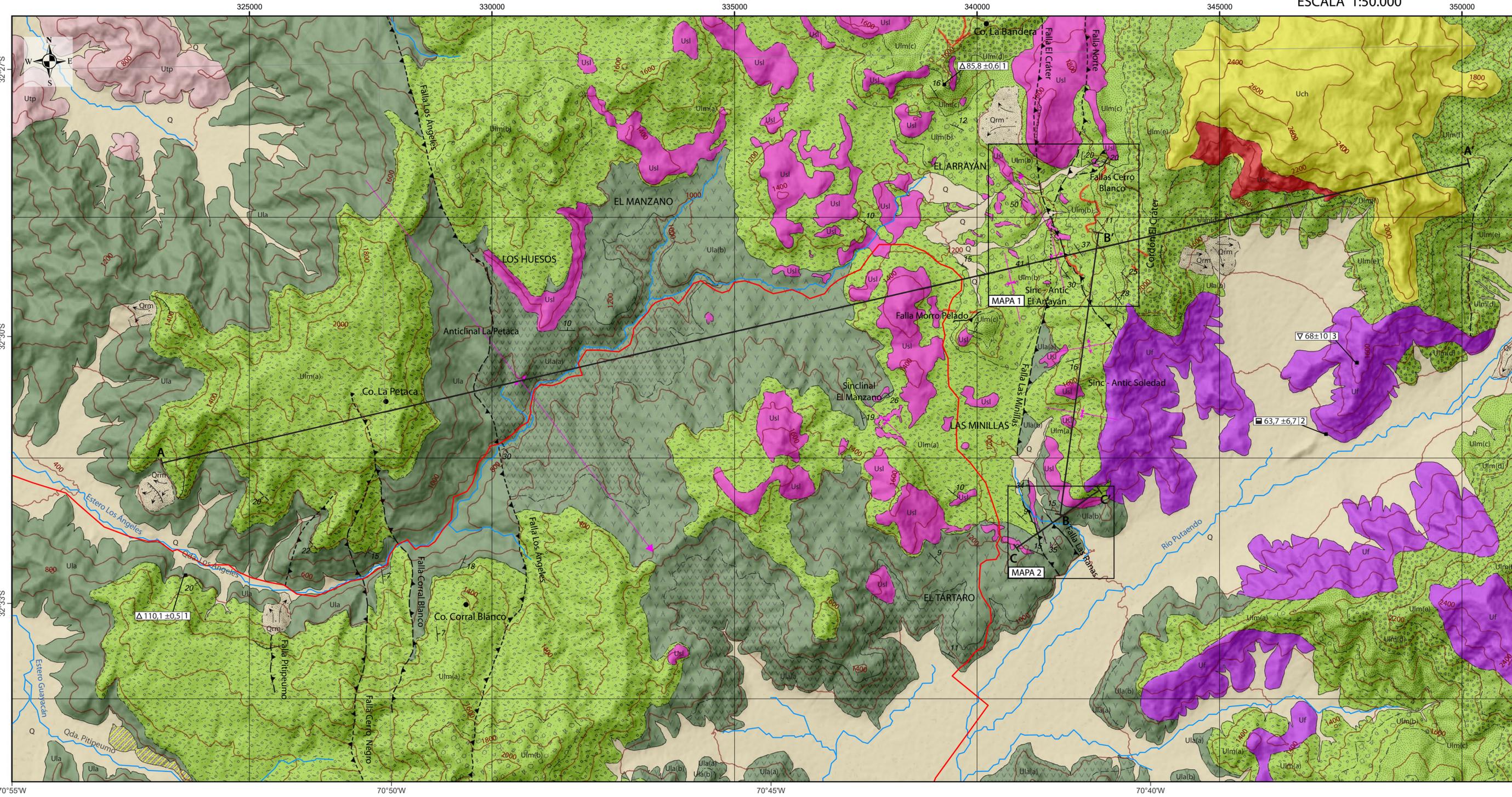
Tabla E.4: Datos analíticos muestra LS-D5. Toba de lapilli lítica cristalina, Unidad Los Angeles

Edad corregida por Pb común ^e			Edad corregida por Pb común ^e			Edad corregida por Pb común ^e					
Muestra	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ común	N° spot	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ común	N° spot	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ común
LS-D5_37	94,7	2,7	0,84180	LS-D5_8	109,5	2,3	0,84274	LS-D5_2	111,1	1,8	0,84281
LS-D5_88	104,6	1,8	0,84242	LS-D5_21	109,5	1,9	0,84271	LS-D5_29	111,1	1,8	0,84284
LS-D5_78	106,7	1,8	0,84253	LS-D5_28	109,5	1,9	0,84274	LS-D5_17	111,2	1,8	0,84287
LS-D5_19	107,1	2,2	0,84259	LS-D5_96	109,6	1,8	0,84273	LS-D5_58	111,4	2,0	0,84286
LS-D5_101	107,2	2,0	0,84261	LS-D5_47	109,7	2,0	0,84273	LS-D5_99	111,4	2,0	0,84284
LS-D5_64	107,2	2,0	0,84255	LS-D5_24	109,7	1,9	0,84272	LS-D5_63	111,4	1,8	0,84285
LS-D5_54	107,6	1,9	0,84258	LS-D5_46	109,7	1,9	0,84274	LS-D5_45	111,4	1,9	0,84284
LS-D5_66	107,7	2,0	0,84260	LS-D5_86	109,8	1,8	0,84274	LS-D5_65	111,5	1,9	0,84284
LS-D5_98	107,9	1,9	0,84261	LS-D5_10	109,8	1,9	0,84275	LS-D5_1	111,7	2,0	0,84287
LS-D5_100	108,1	1,9	0,84263	LS-D5_42	109,9	2,0	0,84275	LS-D5_22	111,7	2,0	0,84286
LS-D5_93	108,2	2,0	0,84263	LS-D5_52	110,0	1,8	0,84276	LS-D5_4	111,9	2,0	0,84288
LS-D5_73	108,3	2,0	0,84263	LS-D5_7	110,1	1,9	0,84276	LS-D5_41	112,1	1,9	0,84289
LS-D5_81	108,3	2,0	0,84265	LS-D5_89	110,1	2,0	0,84278	LS-D5_61	112,2	2,0	0,84293
LS-D5_87	108,3	1,8	0,84264	LS-D5_39	110,1	2,2	0,84276	LS-D5_33	112,2	2,1	0,84291
LS-D5_5	108,5	2,0	0,84264	LS-D5_94	110,1	2,2	0,84279	LS-D5_18	112,4	2,3	0,84298
LS-D5_70	108,6	1,9	0,84265	LS-D5_74	110,2	2,1	0,84277	LS-D5_25	112,5	2,0	0,84291
LS-D5_92	108,7	1,9	0,84265	LS-D5_69	110,2	1,8	0,84278	LS-D5_13	112,7	2,2	0,84293
LS-D5_75	108,7	2,7	0,84273	LS-D5_97	110,3	2,0	0,84280	LS-D5_20	112,7	2,1	0,84294
LS-D5_76	108,8	2,0	0,84267	LS-D5_60	110,3	2,0	0,84277	LS-D5_30	112,8	2,5	0,84293
LS-D5_77	109,0	1,9	0,84268	LS-D5_36	110,6	2,2	0,84278	LS-D5_59	113,0	2,0	0,84295
LS-D5_82	109,0	2,0	0,84271	LS-D5_34	110,6	2,0	0,84278	LS-D5_62	113,2	2,0	0,84297
LS-D5_48	109,1	1,9	0,84281	LS-D5_12	110,7	2,0	0,84280	LS-D5_95	113,2	2,8	0,84298
LS-D5_14	109,1	2,0	0,84268	LS-D5_32	110,8	1,9	0,84280	LS-D5_15	113,3	1,9	0,84296
LS-D5_72	109,1	1,8	0,84271	LS-D5_55	110,8	2,0	0,84280	LS-D5_84	114,0	2,3	0,84304
LS-D5_67	109,1	1,9	0,84269	LS-D5_80	110,8	1,9	0,84280	LS-D5_56	114,1	2,0	0,84301
LS-D5_68	109,2	1,8	0,84269	LS-D5_26	110,9	1,9	0,84280	LS-D5_79	117,0	2,3	0,84327
LS-D5_71	109,2	1,8	0,84270	LS-D5_50	110,9	2,0	0,84281	LS-D5_9	117,7	2,4	0,84338
LS-D5_27	109,4	1,9	0,84271	LS-D5_35	110,9	2,0	0,84281	LS-D5_3	118,5	2,3	0,84337
LS-D5_53	109,4	1,8	0,84270	LS-D5_57	111,0	2,1	0,84287	LS-D5_90	119,7	2,0	0,84338
LS-D5_6	109,4	2,2	0,84275	LS-D5_16	111,0	1,8	0,84281	LS-D5_83	120,8	2,9	0,84349
LS-D5_40	109,4	1,9	0,84272	LS-D5_11	111,0	1,9	0,84282	LS-D5_23	123,3	2,0	0,84362
LS-D5_51	109,4	1,9	0,84274	LS-D5_85	111,1	2,9	0,84285				

^e(Williams, 1998)

GEOLOGÍA DE LA QUEBRADA LOS ÁNGELES Y LAS MINILLAS

ESCALA 1:50.000



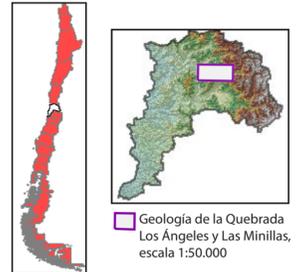
LEYENDA

- | | | | |
|-----|---|-----|--|
| Q | Depósitos coluviales, aluviales y fluviales. | Uec | Unidad El Cráter
Sills y diques dioríticos. |
| Qrm | Depósitos de remociones en masa. | Uf | Unidad Fredes
Granitos de anfíbola. |
| Uch | Unidad Chalaco
Tobas y tobas de lapilli líticas y lavas andesíticas con algunas intercalaciones de brechas sedimentarias. | Usl | Unidad San Lorenzo
Cuerpos hipabisales como stocks, sills y diques cuarzo monzoníticos, cuarzo dioríticos y dioríticos. |
| | Discordancia angular | Utp | Unidad Tonalítica Principal
Monzogranitos, granodioritas, cuarzo monzodioritas, y tonalitas de anfíbol y biotita subordinadas. |
| Ulm | Unidad Las Minillas
Conglomerados, areniscas, tobas líticas y brechas sedimentarias. | | |
| | (f) <i>Subunidad volcánoclastica superior</i> : tobas líticas y areniscas medias a gruesas. | | |
| | (e) <i>Subunidad sedimentaria superior</i> : areniscas líticas, conglomerados arenosos y gruesos y brechas finas y gruesas. | | |
| | (d) <i>Subunidad volcánoclastica inferior</i> : tobas líticas y brechas proclásticas. | | |
| | (c) <i>Subunidad sedimentaria inferior</i> : areniscas líticas y cristalinas, fangolitas, calizas y niveles de conglomerado intercalados. | | |
| | (b) <i>Sección media</i> : tobas líticas, brechas y conglomerados gresos. | | |
| | (a) <i>Sección inferior</i> : conglomerados, brechas y areniscas líticas. | | |
| | Unidad Los Ángeles
(b) <i>Sección superior</i> : tobas líticas y vitreas y escasos niveles de brechas y areniscas. | | |
| | (a) <i>Sección inferior</i> : lavas y autobrechas andesíticas porfíricas y ocoíticas. | | |

SIMBOLOGÍA

- | | | | |
|--|--|---|---|
| | Falla inversa observada; ubicación aproximada | | DATACIONES RADIOMÉTRICAS (Ma)
Δ U-Pb circón |
| | Falla inversa inferida | | ■ K-Ar anfíbola |
| | Falla cubierta inferida; lineamiento | | ▽ Pb-α |
| | Contacto geológico observado; ubicación aproximada | | Fuentes de las dataciones radiométricas |
| | Rumbo y manto de estratos | 1 | Este trabajo |
| | Rumbo y manto de estratos estimado | 2 | Munizaga y Vicente (1982) |
| | Traza de plano axial de anticlinal, flecha indica buzamiento del eje | 3 | Munizaga (1972) |
| | Traza de plano axial de sinclinal | | |
| | Sills y diques | | |

MAPA DE UBICACIÓN



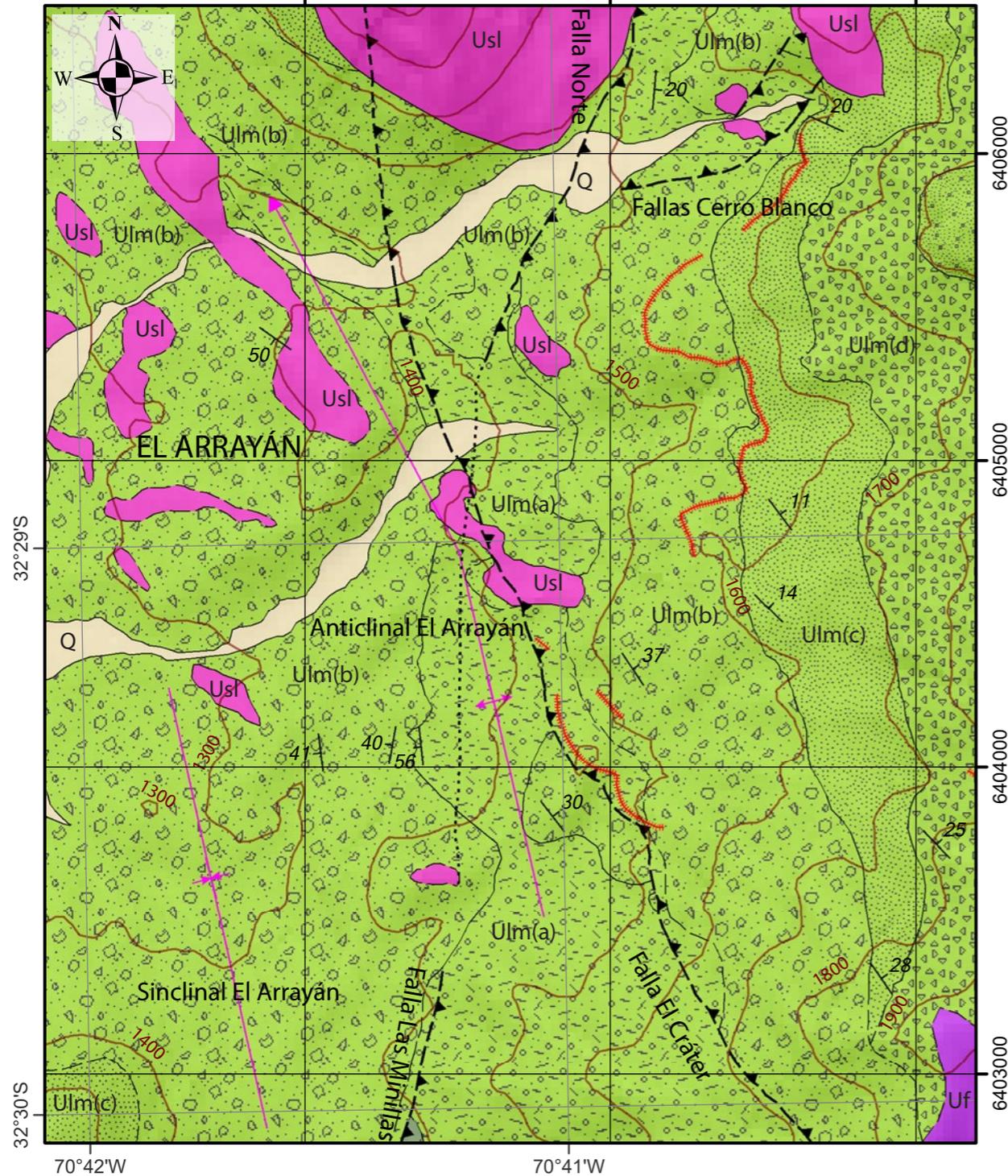
ESCALA 1:50.000

Equidistancia curvas de nivel: 200 m

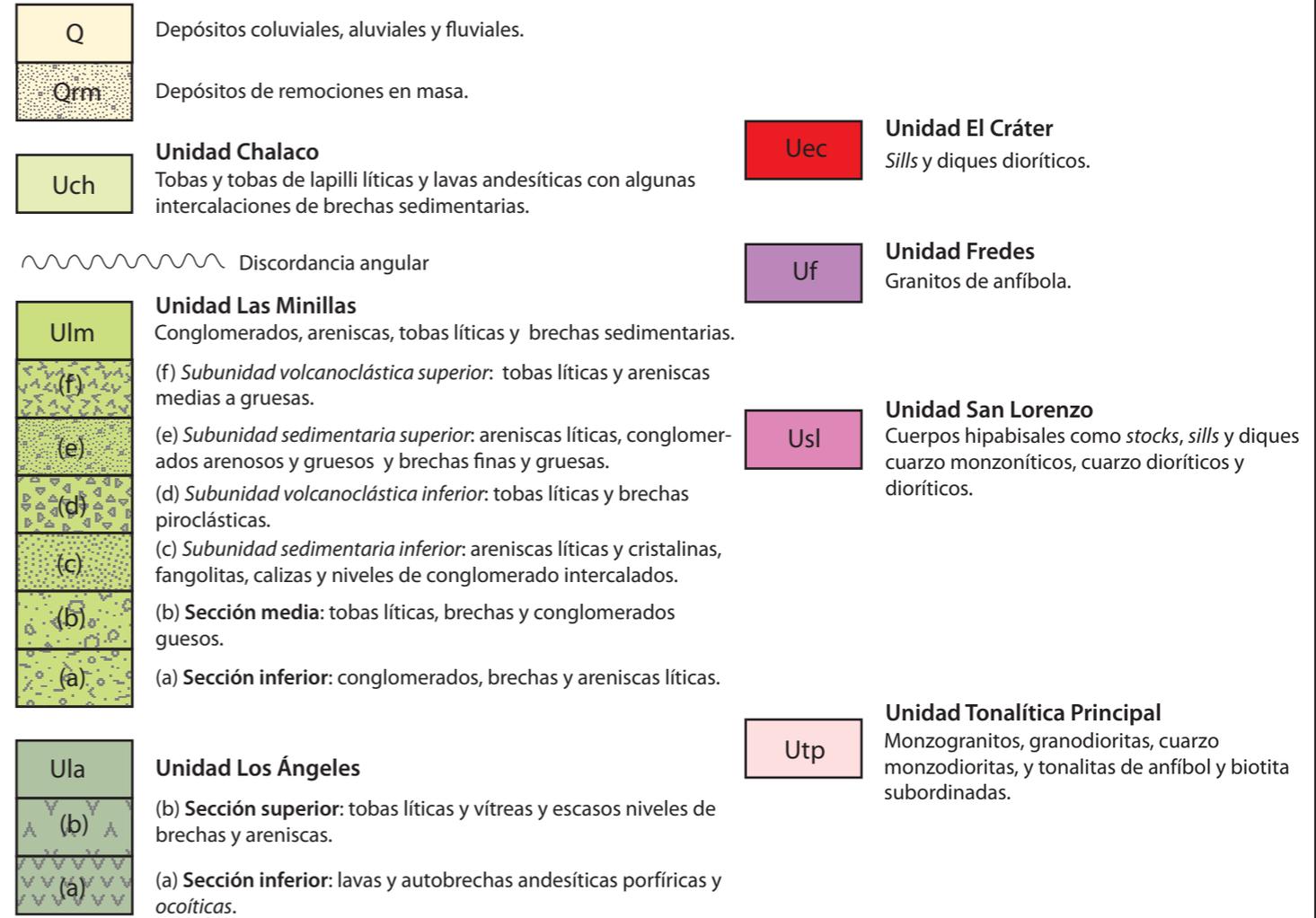


MAPA 1: EL ARRAYÁN

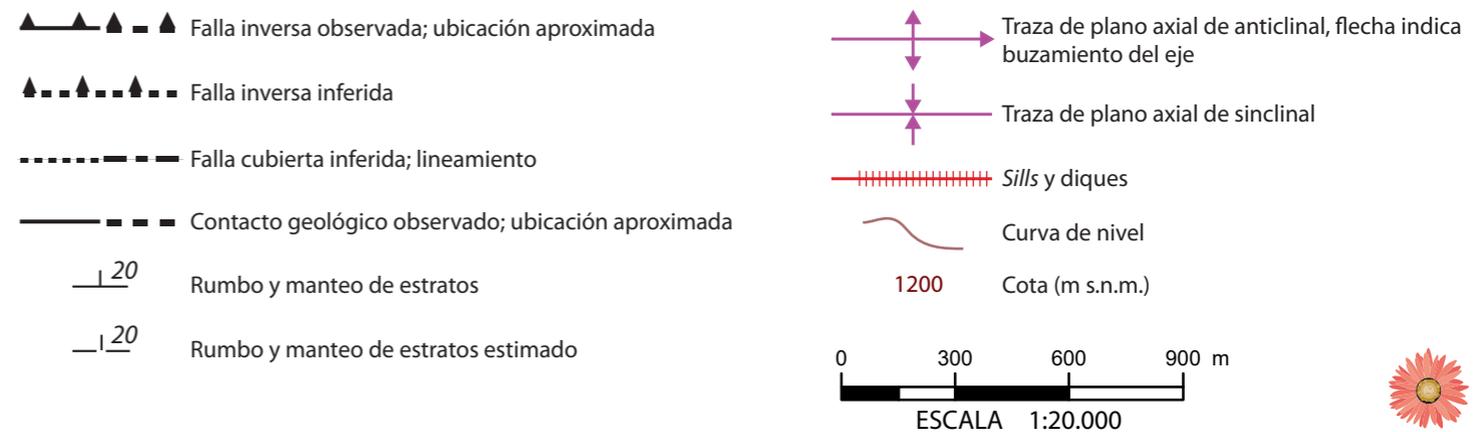
341000 342000 343000 ESCALA 1:20.000



LEYENDA

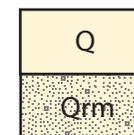
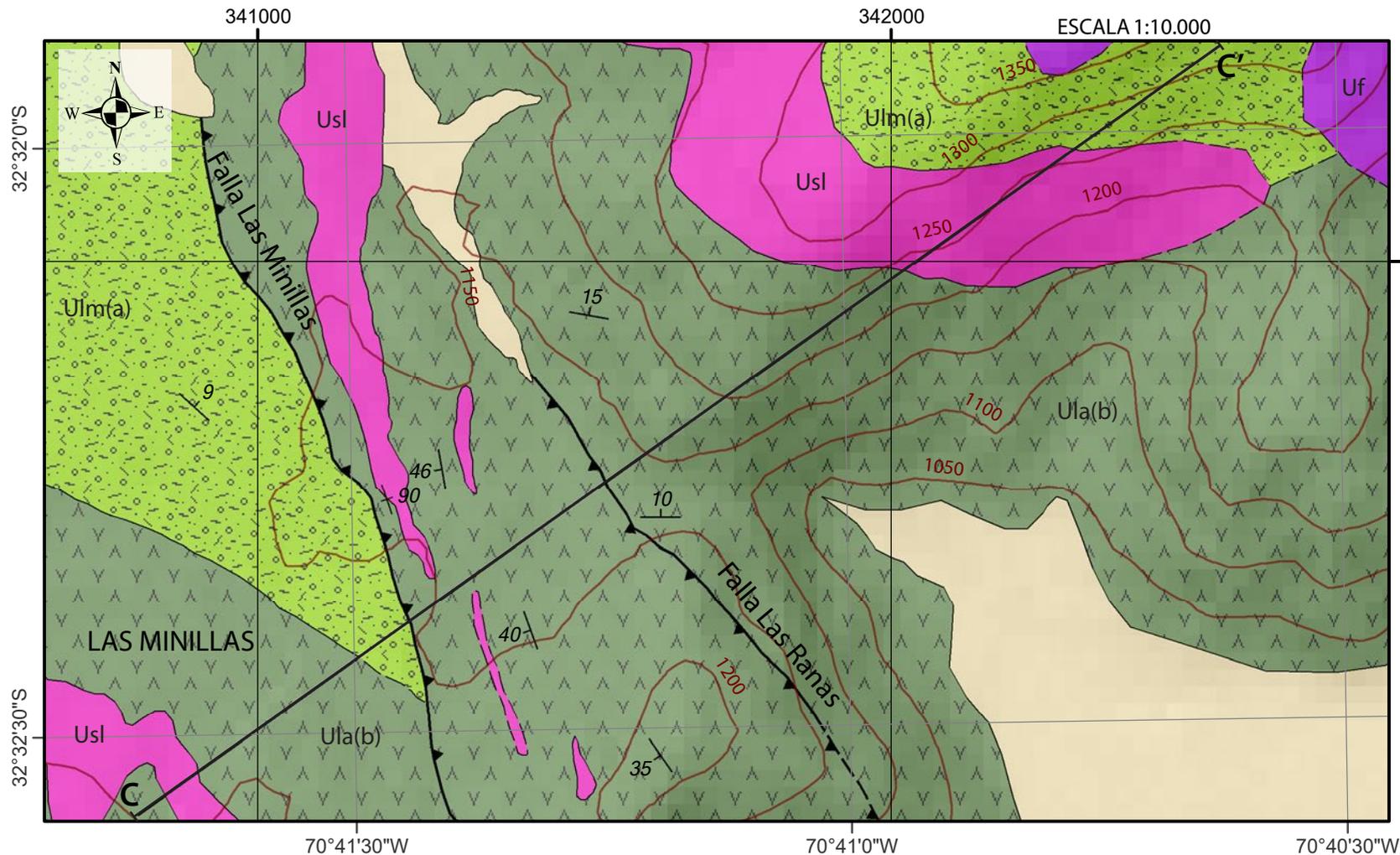


SIMBOLOGÍA



MAPA 2: LAS MINILLAS

LEYENDA



Q Depósitos coluviales, aluviales y fluviales.

Qrm Depósitos de remociones en masa.



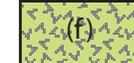
Unidad Chalaco

Tobas y tobas de lapilli líticas y lavas andesíticas con algunas intercalaciones de brechas sedimentarias.

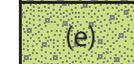


Unidad Las Minillas

Conglomerados, areniscas, tobas líticas y brechas sedimentarias.



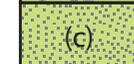
(f) *Subunidad volcanoclástica superior*: tobas líticas y areniscas medias a gruesas.



(e) *Subunidad sedimentaria superior*: areniscas líticas, conglomerados arenosos y gruesos y brechas finas y gruesas.



(d) *Subunidad volcanoclástica inferior*: tobas líticas y brechas piroclásticas.



(c) *Subunidad sedimentaria inferior*: areniscas líticas y cristalinas, fangolitas, calizas y niveles de conglomerado intercalados.



(b) **Sección media**: tobas líticas, brechas y conglomerados gruesos.

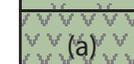


(a) **Sección inferior**: conglomerados, brechas y areniscas líticas.



Unidad Los Ángeles

(b) **Sección superior**: tobas líticas y vítreas y escasos niveles de brechas y areniscas.



(a) **Sección inferior**: lavas y autobrechas andesíticas porfíricas y ocoíticas.



Unidad El Cráter

Sills y diques dioríticos.



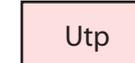
Unidad Fredes

Granitos de anfíbola.



Unidad San Lorenzo

Cuerpos hipabisales como *stocks*, *sills* y diques cuarzo monzoníticos, cuarzo dioríticos y dioríticos.



Unidad Tonalítica Principal

Monzogranitos, granodioritas, cuarzo monzodioritas, y tonalitas de anfíbol y biotita subordinadas.



Falla inversa observada; ubicación aproximada



Falla inversa inferida



Falla cubierta inferida; lineamiento



Contacto geológico observado; ubicación aproximada



Traza de perfil geológico



Rumbo y manteo de estratos



Rumbo y manteo de estratos subverticales



Curva de nivel



Cota (m s.n.m.)

SIMBOLOGÍA



ESCALA 1:10.000

