



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**MODELO ESTRATIGRÁFICO-ESTRUCTURAL EN EL VALLE DEL RÍO
ACONCAGUA-JUNCAL, AL ESTE DE LA FALLA POCURO ENTRE LOS
32°45' Y LOS 33°S**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

PABLO FELIPE HERMAN BRAVO

PROFESORA GUÍA

PAMELA PAZ JARA MUÑOZ

PROFESOR CO-GUÍA

FERNANDO POBLETE GÓMEZ

MIEMBRO DE LA COMISIÓN

REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

SANTIAGO DE CHILE

2020

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA

OPTAR AL TÍTULO DE: Geólogo

POR: Pablo Felipe Herman Bravo

FECHA: 2020

PROFESORA GUÍA: Pamela Paz Jara Muñoz

“MODELO ESTRATIGRÁFICO-ESTRUCTURAL EN EL VALLE DEL RÍO ACONCAGUA-JUNCAL, AL ESTE DE LA FALLA POCURO ENTRE LOS 32°45' Y LOS 33°S”

La Cordillera Principal en Chile central entre los 32°S-33°S está conformada por una cobertura de rocas de edad meso-cenozoica alineada en una franja NS. Los estudios realizados durante los últimos años han permitido avanzar en la comprensión de las distintas unidades geológicas y eventos tectónicos que han formado parte del desarrollo y evolución de la cadena andina a varias latitudes; sin embargo, entre los 32°45' y 33°S al este de la ciudad de Los Andes, se encuentra una región controversial en cuanto a la geocronología y geometría de los depósitos ubicados en la zona, más aún, hasta el momento no se ha podido establecer con exactitud el límite de las unidades Mesozoicas y Cenozoicas entre los 32°-33°S. Dado esto, el estudio de la estratigrafía, relaciones de contacto y arquitectura estructural de la Cordillera Principal entre los 32°45' y 33°S, es clave para entender la distribución, cronología y deformación de los depósitos meso-cenozoicos en la Cordillera Principal de Chile central. Es por lo anterior, que el objetivo de este trabajo es realizar un levantamiento estratigráfico-estructural en el valle de los ríos Aconcagua-Juncal, con el fin de entender la distribución de estas unidades Meso-Cenozoicas, así como también los eventos tectónicos y evolución geológica que habrían generado las condiciones geológicas que se pueden observar hoy en día en dicha zona.

Este estudio consistió en un mapeo estratigráfico-estructural, levantamiento de columnas estratigráficas y la elaboración de una sección y un mapa geológico escala 1:100.000, basados en la información recopilada en dos campañas de terreno y el estudio y análisis de imágenes hiperespectrales utilizando herramientas de teledetección.

La estratigrafía reconocida en la zona de estudio permite identificar 3 unidades litológicas en la Formación Abanico, y reconocer 3 dominios estructurales diferentes en el valle de los ríos Aconcagua-Juncal.

Por otra parte, la integración de herramientas de teledetección con el mapeo geológico en terreno permite acotar el límite oriental de los afloramientos cenozoicos a la zona del parque Andino Juncal, e interpretar la Zona de Falla Pocuro como el límite occidental de estos al menos entre los 32°40'-32°50'S.

Agradecimientos

Me gustaría agradecer a todas las personas que me apoyaron y formaron parte de esta etapa universitaria que se convirtió en una etapa importantísima en mi vida en donde descubrí el amor por la Tierra y la geología.

En primer lugar, me gustaría agradecer a mis padres quienes fueron un pilar fundamental en esta etapa y que sin ellos quizá no hubiera sido posible llegar al final de este camino sin su apoyo, consejos y valores que me entregaron a lo largo de todos estos años, sobre todo por su preocupación y esfuerzo a lo largo de toda mi educación desde el colegio hasta la etapa universitaria.

Me gustaría agradecer a los profesores que integran mi comisión, especialmente a Pamela por todo el apoyo y conocimiento que me ha brindado para poder sacar adelante esta memoria de título. Me gustaría agradecer también al profesor Reynaldo Charrier por la buena voluntad y disposición en cada momento en que requería su ayuda. Me hubiera gustado haber podido compartir más con Reynaldo y Fernando, sin embargo, dada la contingencia nacional y los últimos hechos a nivel mundial, no fue posible... por lo que para mí sería un honor poder compartir con ellos en un futuro como colegas.

Por otra parte, agradezco a todas las personas que de alguna manera u otra me ayudaron a sacar adelante este trabajo, especialmente a mi amigo Jasson que me acompañó a las campañas de terreno, sus consejos de vida y buenos momentos, a Matías González por su amistad, buena disposición y haberme acompañado a terreno, a Pedro Hueche por brindarme ayuda y compartir su conocimiento, a mi hermano Matías H. por soportarme todos estos años viviendo con él en Santiago, no podría haber tenido mejor compañero de vida...

Agradezco también a todos mis amigos de la Universidad, con quienes compartí momentos memorables en los naranjos, que no quiero nombrar a nadie porque más de seguro se me quedará alguno en el tintero.

Me gustaría agradecer también a mis amigos de la vida de jiu jitsu y especialmente a la Mile por su compañía, comprensión y haberme soportado estos últimos meses viviendo con ella.

Gracias totales!!!.

Tabla de contenido

1.0 INTRODUCCIÓN:	1
1.1. Formulación del problema	1
1.2. Hipótesis de trabajo	4
1.3. Objetivos	5
1.3. 1. Objetivos Generales	5
1.3.2. Objetivos específicos	5
1.4. Metodología	5
1.4. 1. Estudio Bibliográfico	5
1.4. 2. Trabajo de gabinete pre-campañas	5
1.4. 3. Campañas de terreno	6
1.4. 4. Trabajo de gabinete post-campañas	6
1.4. 5. Elaboración de la memoria	7
1.5. Ubicación y vías de acceso	8
2.0 MARCO GEOLÓGICO	10
2.1. Marco morfoestructural	12
2.2. Estratigrafía y generalidades de la zona de estudio	13
2.3. Descripción de Unidades en la región de estudio	21
2.3. 1. Unidades Estratificadas	21
2.3. 2. Unidades Intrusivas	27
2.4. Marco estructural	29
2.5. Marco tectónico	35
3.0 MARCO TEÓRICO: SISTEMAS DE TELEDETECCIÓN APLICADOS EN GEOLOGÍA	44
3.1 Teledetección y discriminación litológica	45
3.2 Teledetección y filtros direccionales para reconocer estructuras	47
4.0 RESULTADOS	48
4.1. Geología Local: Estratigrafía zona de estudio	50
4.1. 1. Zona occidental	51
Sector Río Colorado-Los Chaletes	51
4. 1.2. Zona Central	53
Sector Los Azules - Riecillos	53
Guardia Vieja	55
4.1.3. Zona Oriental	61

El Peñón	61
Portillo-Cristo Redentor	64
Parque Andino Juncal	68
4.1.4. Correlaciones	72
4. 1.5. Descripción de Unidades	77
4. 1.6. Interpretaciones	79
4.1.7 Teledetección y uso de imágenes hiperespectrales como discriminante litológico	84
4.2. Geología Estructural	89
4. 2.1. Zona Occidental	91
4.2. 2. Zona Central	93
4. 2.3. Zona Oriental	96
4.2.4. Teledetección y aplicación en mapeo estructural.....	107
Lineamientos y filtros direccionales:	107
4. 2.5. Interpretación estructuras:	110
5.0 DISCUSIÓN	112
5.1. General.....	112
5.2. Evolución tectónica y eventos de deformación:	118
6.0 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	122
7.0 BIBLIOGRAFÍA	124
8.0 ANEXO	133
A: MAPAS	133
B: TABLA DE TERRENO	137
C: DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS.....	145

Tabla de Figuras:

FIGURA 1: UBICACIÓN ZONA DE ESTUDIO.	8
FIGURA 2: ZONA DE ESTUDIO Y LOCALIDADES CITADAS EN EL TEXTO.	9
FIGURA 3: DISTRIBUCIÓN Y ZONAS DE ESTUDIO DE TRABAJOS ANTERIORES RECIENTES ENTRE LOS 32°-33°S.	10
FIGURA 4: DISTRIBUCIÓN Y ZONAS DE ESTUDIO DE TRABAJOS ANTERIORES A 1996 REALIZADOS EN LA CORDILLERA PRINCIPAL ENTRE LOS 32°-33°S. TOMADO DE RAMOS, 1996.	11
FIGURA 5: DISTRIBUCIÓN DE PRINCIPALES UNIDADES MORFOESTRUCTURALES EN EL SEGMENTO DE TRANSICIÓN ENTRE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN SUBHORIZONTAL PAMPEANA Y SUBDUCCIÓN NORMAL; CURVAS DE NIVEL EN LÍNEA GRUESA PUNTEADA INDICAN PROFUNDIDAD DEL PLANO DE WADATTI-BENIOFF. LA LÍNEA PUNTEADA DIAGONAL CORRESPONDE A LA ZONA DE TRANSICIÓN Y SEPARA HACIA EL NORTE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN SUBHORIZONTAL Y HACIA EL SUR LA ZONA DE SUBDUCCIÓN NORMAL (CAHILL E ISACKS; 1992; TOMADO DE JARA, 2013).	13
FIGURA 6: LEYENDA PARA FIGURA 7. TOMADO DE MACKAMAN-LOFLAND Y HORTON, 2019.	14
FIGURA 7: MAPA GEOLÓGICO REGIONAL DE LA ZONA DE ESTUDIO. TOMADO DE MACKAMAN-LOFLAND Y HORTON, 2019.	15
FIGURA 8: MAPA GEOLÓGICO DEL DISTRITO RÍO BLANCO-LOS BRONCES. FUENTE: PIQUER, 2015.	16
FIGURA 9: TABLA CRONO-ESTRATIGRÁFICA QUE MUESTRA TEMPORALIDAD, POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA Y RELACIONES DE CONTACTO ENTRE UNIDADES ESTRATIFICADAS DE LA ZONA DE ESTUDIO. MODIFICADO DE BOYCE, 2015.	18
FIGURA 10: TABLA CRONO-ESTRATIGRÁFICA QUE MUESTRA TEMPORALIDAD, POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA Y RELACIONES DE CONTACTO ENTRE UNIDADES ESTRATIFICADAS DE LA ZONA DE ESTUDIO. MODIFICADO DE MACKAMAN-LOFLAND, 2019.	19
FIGURA 11: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA GENERALIZADA DE LAS FORMACIONES ABANICO Y FARELLONES EN EL DISTRITO RÍO BLANCO-LOS BRONCES. FUENTE: PIQUER ET AL., 2015.	20
FIGURA 12: MAPA GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL Y DISTRIBUCIÓN INTRUSIVOS PARA EL DISTRITO RÍO BLANCO-LOS BRONCES. A: ZONA ORIENTAL. B: ZONA CENTRAL. TOMADO DE PIQUER ET AL., 2015.	28
FIGURA 13: MAPA GEOLÓGICO Y DISTRIBUCIÓN DE INTRUSIVOS PARA LOS VALLES DEL RÍO JUNCAL Y RÍO BLANCO. TOMADO DE MONTECINOS (2008).	29
FIGURA 14: MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO EN DONDE SE RESALTAN LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS DE EXTENSIÓN REGIONAL. TOMADO DE JARA 2013).	31
FIGURA 15: PRINCIPALES ESTRUCTURAS EN EL DISTRITO RÍO BLANCO-LOS BRONCES. TOMADO DE PIQUER ET AL., 2015.	32
FIGURA 16: SECCIÓN ESQUEMÁTICA A 32°45'S ENTRE LA FALLA INFIERNILLO Y EL LÍMITE INTERNACIONAL CHILE ARGENTINA. B) DETALLE DE INTERPRETACIÓN PARA LA ZONA DE CERRO JUNCAL Y LAGUNA DEL INCA. TOMADO DE JARA, 2013.	33
FIGURA 17: SECCIONES ESTRUCTURALES PARA EL DISTRITO RÍO BLANCO-LOS BRONCES. TOMADO DE PIQUER ET AL., 2015.	34
FIGURA 18: CICLOS TECTÓNICOS, OROGENIAS Y EVENTOS ASOCIADOS A LA EVOLUCIÓN DEL MARGEN OCCIDENTAL DE SUDAMÉRICA, COMPARADO CON LA EVOLUCIÓN DEL SUPERCONTINENTE. TOMADO DE CHARRIER ET AL. (2015).	36
FIGURA 19: CICLO TECTÓNICO ANDINO Y EVENTOS TECTÓNICOS. TOMADO DE CHARRIER, 2009.	37
FIGURA 20: ESQUEMA PALEOGEOGRÁFICO DE CHILE CENTRAL PARA LA SEGUNDA SUBETAPA DE LA PRIMERA ETAPA DEL CICLO ANDINO. TOMADO DE CHARRIER ET AL., 2007.	37
FIGURA 21: DISTRIBUCIÓN TENTATIVA DE LA CORDILLERA INCAICA Y CUENCA DE ABANICO. TOMADO DE CHARRIER, 2009.	39
FIGURA 22: PERFIL ESQUEMÁTICO MOSTRANDO LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL ORÓGENO DURANTE EL EOCENO-MIOCENO INFERIOR. MODIFICADO DE CHARRIER 2009.	40
FIGURA 23: DISTRIBUCIÓN ESQUEMÁTICA DE LOS AFLORAMIENTOS DE LA FORMACIÓN ABANICO Y DE LAS ESTRUCTURAS MAYORES QUE LOS LIMITAN EN LA CORDILLERA PRINCIPAL, ENTRE LOS 32°S Y 34°S. SE INTERPRETA EL ANCHO DE LA CUENCA EN DONDE SE ACUMULAN LOS DEPÓSITOS DE LA FORMACIÓN ABANICO. B) ESQUEMA DE LA EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE ABANICO ENTRE EL OLIGOCENO TARDÍO Y EL MIOCENO TEMPRANO EN DOS SECCIONES GENERALIZADAS ENTRE LOS 32°-33°S Y LOS 33°-34°S (TOMADO DE JARA ET AL., 2015).	41
FIGURA 24: PERFIL ESQUEMÁTICO MOSTRANDO LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL ORÓGENO DURANTE EL MIOCENO INFERIOR-MIOCENO SUPERIOR. MODIFICADO DE CHARRIER 2009.	42
FIGURA 25: PERFIL ESQUEMÁTICO MOSTRANDO LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL ORÓGENO DURANTE EL MIOCENO SUPERIOR AL PRESENTE. MODIFICADO DE CHARRIER 2009.	43

FIGURA 26: SENSORES Y DISTINTOS TIPOS DE BANDA DE ACUERDO CON EL RANGO DE FRECUENCIA. FUENTE: USGS. HANDBOOK, L. (2016). LANDSAT 8 (L8) DATA USERS HANDBOOK. LSDS-1574 VERSION, 2.....	45
FIGURA 27: BANDAS Y FRECUENCIAS DE ONDA EN UNA IMAGEN LANDSAT 8. FUENTE: USGS. HANDBOOK, L. (2016). LANDSAT 8 (L8) DATA USERS HANDBOOK. LSDS-1574 VERSION, 2.....	46
FIGURA 28: COMBINACIONES DE BANDAS PARA DIFERENTES USOS EN IMAGEN LANDSAT 8 OLI. TOMADO DE PÉREZ (2019).....	46
FIGURA 29: DISTRIBUCIÓN Y UBICACIÓN DE LOS 45 PUNTOS DE CONTROL Y DE LOCALIDADES CITADAS EN EL TEXTO. VER ANEXO A.	48
FIGURA 30: DIVISIÓN DE ÁREA DE ESTUDIO EN 3 ZONAS.....	49
FIGURA 31: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA REALIZADA PARA LA ZONA DE RÍO COLORADO-LOS CHALETES.	52
FIGURA 32: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA REALIZADA PARA LA ZONA DE LOS AZULES-RIECILLOS.	54
FIGURA 33: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA REALIZADA PARA LA ZONA DE GUARDIA VIEJA.	56
FIGURA 34: ESQUEMA DE LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA Y FOTOGRAFÍAS DE LOS TIPOS LITOLÓGICOS OBSERVADOS EN EL SECTOR DE GUARDIA VIEJA. LA LETRA P INDICA LUGARES DONDE SE TOMÓ UN PUNTO DE CONTROL Y LA LETRA M INDICA EL N° DE MUESTRA QUE SE COLECTÓ EN DICHO PUNTO.	57
FIGURA 35: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA REALIZADA PARA LA ZONA DE PERALILLO.	59
FIGURA 36: ESQUEMA Y FOTOGRAFÍAS DE LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA ZONA DE PERALILLO. LA LETRA P INDICA LUGARES DONDE SE TOMÓ PUNTO DE CONTROL Y LA LETRA M INDICA EL N° DE MUESTRA QUE SE SACÓ EN DICHO PUNTO.....	60
FIGURA 37: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA REALIZADA PARA LA ZONA DEL PEÑÓN.....	62
FIGURA 38: ESQUEMA Y FOTOGRAFÍAS PARA LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA ZONA DEL PEÑÓN. LA LETRA P INDICA LUGARES DONDE SE TOMÓ PUNTO DE CONTROL Y LA LETRA M INDICA EL N° DE MUESTRA QUE SE SACÓ EN DICHO PUNTO.....	63
FIGURA 39: LAGUNA DEL INCA. VISTA HACIA EL N, DESDE LA UBICACIÓN UTM: N 6366251; E 394132.....	64
FIGURA 40: SECUENCIAS VOLCANOCLÁSTICAS DEFORMADAS, MANTEANDO HACIA EL OESTE, EN EL SECTOR DE PORTILLO EN LAS CERCANÍAS DEL CAMINO LOS LIBERTADORES. UTM: N 6365399 E 395912.....	65
FIGURA 41: CONGLOMERADOS QUE AFLORAN EN LA LADERA DEL CAMINO AL CRISTO REDENTOR. UTM: N 6366805 E 398187.	66
FIGURA 42: BRECHA VOLCANOCLÁSTICA EN EL SECTOR DE CRISTO REDENTOR. UTM: N 6366913 E 398227.....	66
FIGURA 43: VISTA HACIA EL S DE SECUENCIAS VOLCANOCLÁSTICAS EN EL SECTOR DE CRISTO REDENTOR. PAQUETE MANTEANDO CERCA DE 60° HACIA EL W. UTM: N 6367224 E 398939.....	67
FIGURA 44: SECUENCIAS VOLCANOCLÁSTICAS Y ROCAS SEDIMENTARIAS ROJIZAS QUE AFLORAN EN EL SECTOR DE CRISTO REDENTOR. UTM: N 6367405 E 3994854.	67
FIGURA 45: VISTA HACIA EL S DEL VALLE DEL RÍO JUNCAL. SE OBSERVAN AMBAS LADERAS DEL RÍO, EN LA IMAGEN SE OBSERVA QUE LA LADERA W ESTÁ AFECTADA POR UN PLIEGUE ANTICLINAL (ESTO SE DISCUTIRÁ EN EL APARTADO DE GEOLOGÍA ESTRUCTURAL) Y HACIA EL SW CRUZANDO LA RUTA LOS LIBERTADORES SE PUEDE OBSERVAR LA ZONA DEL PEÑÓN. UTM: N6362660 E 392568.....	69
FIGURA 46: PAQUETES VOLCÁNICOS Y VOLCANOCLÁSICOS EN LADERA E DEL RÍO JUNCAL (SECTOR CANCHITAS). UTM: N 6357537 E 397940.....	69
FIGURA 47: SECTOR CANCHITAS, NIVELES VOLCANO-CLÁSICOS SUPERIORES. UTM: N 6356832 E 3998543.	70
FIGURA 48: NIVELES VOLCANOCLÁSTICOS S HACIA EL W, Y NIVELES SEDIMENTARIOS MARINOS INFERIORES HACIA EL E EN EL SECTOR DE CANCHITAS. UTM: N 6357107 E 399927.	70
FIGURA 49: CORRELACIONES REALIZADAS PARA LAS COLUMNAS REALIZADAS EN LAS DISTINTAS LOCALIDADES VISITADAS EN TERRENO.....	73
FIGURA 50: NIVELES SEDIMENTARIOS DE INTERCALACIONES CON GRANO FINO Y GRUESO. SECTOR EL PEÑÓN. UTM: N 6363483 E 386086.....	74
FIGURA 51: NIVELES SEDIMENTARIOS CON GRANO FINO Y GRUESO. SECTOR GUARDIA VIEJA. UTM: N 6357985 E 381460.	74
FIGURA 52: AFLORAMIENTOS SECUENCIA ESTRATIFICADA CON INTERCALACIONES DE GRANO GRUESO Y FINO EN EL SECTOR DE LOS AZULES-RIECILLOS. UTM: N 6356332 E 374076.	75
FIGURA 53: AFLORAMIENTOS SECUENCIA ESTRATIFICADA CON INTERCALACIONES DE GRANO GRUESO Y FINO EN EL SECTOR AL W DE RÍO COLORADO. UTM: N 6364065 E 362334.	75
FIGURA 54: FOTOGRAFÍA DE LA LADERA S DEL VALLE EN DONDE SE OBSERVA EL NIVEL DE CONGLOMERADOS NEGROS EN EL PEAJE DE LA RUTA LOS LIBERTADORES, ENTRE EL SECTOR DE PERALILLO Y GUARDIA VIEJA. UTM: N 6358657 E 383026.	76
FIGURA 55: CONGLOMERADOS NEGROS AFLORANDO EN LA LADERA N DEL CAMINO. UTM: N 6358657 E 383026.	76
FIGURA 56: VISTA HACIA LA LADERA S DEL CAMINO LOS LIBERTADORES, IMAGEN TOMADA DESDE LA LADERA E DEL SECTOR DEL PEÑÓN MIRANDO HACIA LOS SECTORES DE PERALILLO Y GUARDIA VIEJA. NIVELES CON CRECIMIENTO HACIA EL W SE RESALTAN CON ROJO. UTM: N 6362224 E 386984.....	78

FIGURA 57: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA GENERALIZADA PARA LAS FORMACIONES ABANICO Y FARELLONES EN EL DISTRITO RÍO BLANCO-LOS BRONCES (MODIFICADA DE PIQUER, 2015).....	81
FIGURA 58: CORRELACIÓN ENTRE COLUMNA Y UNIDADES DE PIQUER ET AL., (2015) Y LAS UNIDADES DEFINIDAS EN ESTE ESTUDIO. MODIFICADO DE PIQUER ET AL., 2015.....	82
FIGURA 59: MAPA DE UNIDADES LITOLÓGICAS PARA LA ZONA DE ESTUDIO.	83
FIGURA 60: IMAGEN SATELITAL GENERADA EN ENVI 5.3 A PARTIR DE UNA COMBINACIÓN DE BANDAS LANDSAT 8 OLI. LA COMBINACIÓN RGB ESTÁ CONFORMADA POR R: ROJO/VERDE; G: SWIR-1/AZUL; B: SWIR-2/ROJO.....	85
FIGURA 61: MAPA DE CLASIFICACIÓN MINERAL SUPERVISADA DE LA ZONA DE ESTUDIO, COLOREANDO SÓLO EL 2% DE LOS PÍXELES QUE MEJOR SE AJUSTEN A LAS CURVAS DE LOS MINERALES SELECCIONADOS. PROCESAMIENTO REALIZADO EN ENVI 5.3 CON IMÁGENES LANDSAT 8 OLI.	86
FIGURA 62: MAPA DE CLASIFICACIÓN MINERAL SUPERVISADA DE LA ZONA DE ESTUDIO, CLASIFICACIÓN CON UN FILTRO MÁS GRUESO DE 5%. LA SIMBOLOGÍA DE ESTA FIGURA ES LA MISMA QUE SE UTILIZA EN LA FIGURA 21.	87
FIGURA 63: CURVAS ESPECTRALES DE LOS MINERALES UTILIZADOS PARA CREAR LA IMAGEN DE CLASIFICACIÓN SUPERVISADA DE LA ZONA DE ESTUDIO. LAS CURVAS DE COLOR ROJO SE CONCENTRAN EN LAS ZONAS CENTRAL Y ORIENTAL DE LA REGIÓN DE ESTUDIO, MIENTRAS QUE LAS CURVAS AZULES SE CONCENTRAN EN LA ZONA OCCIDENTAL DE LA REGIÓN DE ESTUDIO.	88
FIGURA 64: MAPA DE GEOLOGÍA ESTRUCTURAL PARA LA REGIÓN DE ESTUDIO. MAPA REALIZADO EN BASE A LOS DATOS RECOPIADOS EN ESTE TRABAJO Y EN BASE A LOS ESTUDIOS DE RIVANO (1993), JARA & CHARRIER (2014), PIQUER (2015) Y MACKAMAN-LOFLAND & HORTON (2019). ADJUNTO EN ANEXO A.	90
FIGURA 65: SECCIÓN GEOLÓGICA PARA LA ZONA OCCIDENTAL DE LA REGIÓN DE ESTUDIO.	91
FIGURA 66: MAPA GEOLÓGICO PARA LA ZONA OCCIDENTAL DE LA REGIÓN DE ESTUDIO.	92
FIGURA 67: ESTRATOS DE CRECIMIENTO RECONOCIDOS EN LA ZONA DE SALADILLO. FUENTE: FOTOS Y ESQUEMA (MODIFICADA) DEL DR. CÉSAR ARRIAGADA Y FACILITADA AL AUTOR POR PROF. REYNALDO CHARRIER.	93
FIGURA 68: ESTRUCTURA QUE SE DESPRENDE DEL SISTEMA DE FALLA SALADILLO HACIA EL SECTOR DEL PEÑÓN. UTM: N 6362115 E 386753.....	94
FIGURA 69: MAPA GEOLÓGICO PARA LA ZONA CENTRAL DE LA REGIÓN DE ESTUDIO.	95
FIGURA 70: SECCIÓN GEOLÓGICA PARA LA ZONA OCCIDENTAL DE LA REGIÓN DE ESTUDIO.	96
FIGURA 71: MAPA GEOLÓGICO PARA LA ZONA ORIENTAL DE LA REGIÓN DE ESTUDIO.	98
FIGURA 72: VISTA HACIA EL SSO DEL PLIEGUE ANTICLINAL QUE AFECTA AL CERRO JUNCAL. SE PUEDE OBSERVAR EN LA ZONA INFERIOR DEL PLIEGUE CUERPOS INTRUSIVOS BLANQUECINOS SUBHORIZONTALES ASOCIADOS A FRACTURAS DE EXTENSIÓN O TENSION GASHES . LA LÍNEA PUNTADA ROJA REPRESENTARÍA LA TRAZA DE LA FALLA ALTO DEL JUNCAL. UTM: N 6363812 E 393025.	99
FIGURA 73: PLIEGUE ANTICLINAL BASCULADO HACIA EL E AL SUR DEL VALLE DEL RÍO JUNCAL. UTM: N 6347063 E 395684.	100
FIGURA 74: FALLA ALTO DEL JUNCAL CORTANDO EL FLANCO E DEL PLIEGUE ANTICLINAL QUE AFECTA AL CERRO JUNCAL. UTM: N 6358838 E 395682.	100
FIGURA 75: VISTA HACIA EL N DEL VALLE DEL RÍO JUNCAL. HACIA LA LADERA W DEL VALLE SE OBSERVA LA FALLA ALTO DEL JUNCAL CORTANDO EL FLANCO E DEL PLIEGUE ANTICLINAL DEL CERRO JUNCAL. HACIA LA LADERA E DEL VALLE SE OBSERVA UNA FALLA (CANCHITAS) Y UN PLIEGUE ANTICLINAL BASCULADO LEVEMENTE HACIA EL E, SE INTERPRETA QUE AMBOS PLIEGUES ESTARÍAN CONECTADOS POR UN ANTICLINAL QUE CRUZA POR EL VALLE DEL RÍO JUNCAL. UTM: N 6357152 E 398471.	101
FIGURA 76: VISTA DE LA LADERA E DEL VALLE DEL RÍO JUNCAL, ESTRATOS SE LEVANTAN CRUZANDO EL VALLE DEBIDO A LA ESTRUCTURA DENOMINADA CANCHITAS. UTM: N 6357434 E 398050.....	101
FIGURA 77: SINCLINAL OBSERVADO EN LA LADERA E DEL VALLE DEL RÍO JUNCAL FORMADO ENTRE LAS FALLAS CONCHITAS Y EL FIERRO QUE SE DESTACA CON LA LÍNEA BLANCA. ESTE SINCLINAL APRETADO SE CONECTA HACIA EL W CON EL ANTICLINAL DESCRITO EN LA FIGURA 75. UTM: N 6357107 E 399927.	102
FIGURA 78: VISTA HACIA EL SUR DESDE EL FINAL DEL SENDERO CANCHITAS EN EL EXTREMO ORIENTAL DE LA ZONA DE ESTUDIO, LA ESTRUCTURA ORIENTAL DEL SISTEMA DE FALLA EL FIERRO PONE EN CONTACTO ROCAS VOLCANOCLÁSTICAS CRETÁICAS CON ROCAS CRETÁICAS SEDIMENTARIAS MARINAS. UTM: N 6356262 E 401868.	103
FIGURA 79: VISTA AL SE DESDE PORTILLO. SE OBSERVA UN DÚPLEX CABALGANDO SOBRE UNA SECUENCIA ESTRATIFICADA DE MANTEO SUBVERTICAL HACIA EL W. IMAGEN FACILITADA POR PROF. REYNALDO CHARRIER.	104
FIGURA 80: SECUENCIAS VOLCANOCLÁSTICAS EN EL SECTOR CARACOLES (ENTRE LAGUNA DEL INCA Y CRISTO REDENTOR). UTM: N 6367075 E 397762.	105
FIGURA 81: CONTINUIDAD DE LA FALLA CANCHITAS HACIA EL N HASTA EL SECTOR CARACOLES.....	105

FIGURA 82: VISTA AL SUR DESDE EL PASO DEL CRISTO REDENTOR, SE OBSERVA UNA APARENTE PROLONGACIÓN HACIA EL NORTE DE LOS ESTRATOS CON LAS ESTRUCTURAS QUE SE RECONOCEN UN POCO MÁS AL SUR EN EL SECTOR DEL PARQUE ANDINO JUNCAL . UTM: N 6367224 E 398939.	106
FIGURA 83: SECCIÓN GEOLÓGICA PARA LA ZONA ORIENTAL DE LA REGIÓN DE ESTUDIO.	107
FIGURA 84: IMAGEN LANDSAT 8 CON UN FILTRO DIRECCIONAL DE 45° PARA RESALTAR ESTRUCTURAS DE RUMNO NS±45°.	108
FIGURA 85: IMAGEN LANDSAT 8 CON FILTRO DIRECCIONAL DE 45°. LÍNEAS ROJAS SE INTERPRETAN COMO ESTRUCTURAS PRESENTES EN LA ZONA.	108
FIGURA 86: IMAGEN DE LA ZONA DE ESTUDIO CON LAS BANDAS 2,4,6 EN COMBINACIÓN RGB PARA RESALTAR LAS ESTRUCTURAS PRESENTES EN LA ZONA.	109
FIGURA 87: IMAGEN DE LA ZONA DE ESTUDIO CON LAS BANDAS 2,4,6 EN RGB, LAS LÍNEAS ROJAS SE INTERPRETAN COMO ESTRUCTURAS.	109
FIGURA 88: MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO. MAPA REALIZADO EN BASE A LOS DATOS RECOPIADOS EN ESTE TRABAJO Y EN BASE A LOS ESTUDIOS DE RIVANO (1993), JARA & CHARRIER (2014), PIQUER (2015) Y MACKAMAN-LOFLAND & HORTON (2019). ADJUNTO EN ANEXO A.	110
FIGURA 89: PERFIL ESQUEMÁTICO GENERALIZADO INTEGRADO PARA LA REGIÓN DE ESTUDIO. ADJUNTO EN ANEXO A.	110
FIGURA 90: UBICACIÓN DE LA ZONA EN DONDE SE IDENTIFICARON DÚPLEX CABALGANDO SECUENCIAS SUBVERTICALES HACIA EL ESTE. LA ZONA DONDE ESTAS ESTRUCTURA PODRÍAN PROYECTARSE HACIA EL SUR SE DIBUJA DE COLOR VERDE, ESTA SERÍA LA ZONA DE CONFLICTO EN DONDE SE PROPONE UN MODELO ALTERNATIVO EN CASO DE QUE ESTAS ESTRUCTURAS DE DUPLEX SE PROPAGUEN HACIA EL SUR HASTA EL VALLE DEL RÍO JUNCAL.	114
FIGURA 91: MODELO DE DEFORMACIÓN ALTERNATIVO PARA LA ZONA COMPRENDIDA ENTRE LAS FALLAS ALTO DEL JUNCAL Y CANCHITAS.	114
FIGURA 92: POSIBLES MECANISMOS DE TRANSFERENCIA DE LA DEFORMACIÓN ENTRE UN SECTOR DE PIEL GRUESA Y OTRO DE PIEL FINA. A) LAS FALLAS NORMALES PODRÍAN INVERTIRSE LEVEMENTE O NO DURANTE UNA PRIMERA ETAPA DE DEFORMACIÓN, PERO SU CONTROL PRINCIPAL EN LA DEFORMACIÓN ES LA UBICACIÓN DE RAMPAS EN EL BASAMENTO A PARTIR DE LAS CUALES EL DESPLAZAMIENTO DE UN NIVEL DE DESPEGUE PROFUNDO (BY-PASS FAULT) ES TRANSFERIDO HACIA UNA COBERTURA SEDIMENTARIA. B) LA FUERTE INVERSIÓN Y LA GENERACIÓN DE FALLAS DE BASAMENTO RELACIONADAS A ESTA INVERSIÓN (SHORT-CUT FAULTS) SON LAS RESPONSABLES DEL GRADO DE ACORTAMIENTO OBSERVADO EN LA COBERTURA SEDIMENTARIA EN EL SECTOR DE PIEL FINA. TOMADO DE CASTRO, 20012; MODIFICADO DE GIAMBIAGI ET AL. (2005).	115
FIGURA 93: EVOLUCIÓN GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA PARA EL PERÍODO COMPRENDIDO ENTRE EL EOCENO TARDÍO A OLIGOCENO TARDÍO-MIOCENO TEMPRANO.	118
FIGURA 94: EVOLUCIÓN GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA PARA EL PERÍODO COMPRENDIDO ENTRE EL OLIGOCENO TARDÍO Y MIOCENO TEMPRANO.	119
FIGURA 95: EVOLUCIÓN GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA PARA EL MIOCENO MEDIO-MIOCENO SUPERIOR.	119
FIGURA 96: EVOLUCIÓN GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA PARA EL PERÍODO COMPRENDIDO ENTRE E MIOCENO TARDÍO AL PLIOCENO TARDÍO.	120
FIGURA 97: ZONA DE ESTUDIO Y LOCALIDADES CITADAS EN EL TEXTO.	133
FIGURA 98: MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO. MAPA REALIZADO EN BASE A LOS DATOS RECOPIADOS EN ESTE TRABAJO Y EN BASE A LOS ESTUDIOS DE RIVANO (1993), JARA & CHARRIER (2014), PIQUER (2015) Y MACKAMAN-LOFLAND & HORTON (2019)..	134
FIGURA 99: MAPA DE GEOLOGÍA ESTRUCTURAL PARA LA REGIÓN DE ESTUDIO. MAPA REALIZADO EN BASE A LOS DATOS RECOPIADOS EN ESTE TRABAJO Y EN BASE A LOS ESTUDIOS DE RIVANO (1993), JARA & CHARRIER (2014), PIQUER (2015) Y MACKAMAN-LOFLAND & HORTON (2019).	135
FIGURA 100: SECCIÓN GEOLÓGICA INTEGRADA PARA LA ZONA DE ESTUDIO.	136

1.0 INTRODUCCIÓN:

1.1. Formulación del problema

Los estudios realizados durante los últimos años en la Cordillera Principal de Chile central han permitido avanzar en la comprensión de las distintas unidades geológicas y eventos tectónicos que han formado parte del desarrollo y evolución de la cadena andina a varias latitudes, sin embargo entre los 32°45' y 33°S al Oeste de Los Andes se encuentra una región controversial, tanto en cuanto a la geocronología y geometría de los depósitos ubicados en la zona como de las condiciones y evolución tectónica que ha dado forma a las características y configuraciones estructurales que se observan en dicha región hoy en día.

En un principio se había interpretado una edad cretácica asignada a la mayor parte de las rocas que afloran en la cordillera principal entre los 32°-33°S. Diversas dataciones K/Ar (Rivano et al., 1993; Cristallini et al., 1996; Ramos et al., 1996) han dado como resultado edades del Mioceno inferior a rocas asignadas a las formaciones Los Pelambres, Juncal y Cristo Redentor, sin embargo, debido a la presencia de intrusivos granodioríticos Miocenos se dudó de la precisión de este método de datación, interpretando que los intrusivos miocenos habrían rejuvenecido la verdadera edad radiométrica de estas formaciones cretácicas. En base a esto, la formación Los Pelambres se interpretó como parte de un dominio volcánico de gran amplitud areal con características de una región de extensión (Charrier et al., 2007; Rivano, 1996); este arco se habría ubicado al oeste de los depósitos cretácicos: las formaciones Juncal, Cristo Redentor y Diamante (Álvarez, 1997; Cristallini & Ramos, 1996).

Por otra parte, estudios más recientes (Mpodozis et al., 2009; Jara y Charrier., 2014; Piquer et al., 2015) mediante dataciones U/Pb confirmaron una edad oligocena a miocena para gran parte de las rocas que afloran en la Cordillera Principal. Es por esto que para dichas formaciones se ha propuesto que se habrían originado en un ambiente tectónico similar a las formaciones reconocidas al sur de los 33°S, en particular a las formaciones Abanico y Farellones.

Hoy en día, existe un consenso sobre la edad cenozoica para la mayor parte de las rocas que componen la Cordillera Principal, la cual estaría compuesta por depósitos asociados a una gran cuenca intra arco que se desarrolló entre los 29°-39° S, debido a un episodio de extensión que se habría producido desde el Eoceno temprano hasta el Mioceno temprano ~23 Ma (e.g., Godoy y Lara, 1994; Charrier et al., 2002, 2007, 2009; Piquer et al., 2015; Jara & Charrier., 2014). Esta cuenca habría sido posteriormente invertida en el Mioceno temprano en un evento compresivo asociado a un incremento de la tasa de convergencia (Muñoz-Sáez et al., 2014), esta inversión habría sido contemporánea a la depositación de la Formación Farellones.

A pesar de existir un consenso en cuanto a la edad de las rocas que conforman la Cordillera Principal en Chile central, aún no es claro el límite y distribución espacial de la

cobertura cenozoica con los afloramientos mesozoicos, por lo que la definición de este límite aún es tema de debate en los últimos años (Rivano et al., 1993; SERNAGEOMIN, 2002; Campbell, 2005; Jara, 2013; Hueche, 2019).

En el límite meso-cenozoico están involucradas diversas unidades estratificadas afectadas por importantes sistemas estructurales. Las dificultades para reconocer este límite se han reconocido, tanto en el extremo oriental como en el extremo occidental de la cuenca, estando en ambos casos relacionadas con importantes sistemas estructurales.

En el extremo occidental del área de estudio, inmediatamente al este de los Andes, entre los 32°-33° S, la Zona de Falla Pocuro (ZFP) corresponde a uno de los rasgos estructurales más importantes y frecuentemente mencionados en la literatura. Su traza se puede seguir a lo largo de más de 100 km con un ancho variable entre 500 m a 2.000 m (Rivano et al., 1993).

Esta estructura ha sido descrita como una zona de falla normal y en parte de rumbo, con una serie de fallas paralelas menores de rumbo y fallas conjugadas que obliteran la estratificación. Campbell (2005) describe esta zona de falla como un sistema estructural con características cataclásticas de unos 700 m de espesor formado por estructuras inversas de alto ángulo con vergencia al oeste y rumbos NS a NNW y estructuras asociadas con rumbo aproximado N50°W y N60°E. Estudios anteriores muestran que la ZFP ha tenido actividad diacrónica a distintas latitudes: a la latitud del Río Rocín, Campbell (2005) señala que este sistema debió haber estado activo al menos hasta el Mioceno inferior; Jara (2013) indica que a los 32°S su actividad se concentró antes del Mioceno, y, entre 32°45'S y 33°S, existen estructuras asociadas a la ZFP descritas como fallas inversas frágiles de vergencia oeste sobre depósitos cuaternarios que cubren la traza de la ZFP (Troncoso, 2014).

Algunos autores han propuesto que la ZFP delimitaría el borde occidental de la cuenca Abanico al sur de los 32°20' (Charrier et al., 2005, 2007), cuya traza se prolongaría al sur hacia la Falla San Ramón a partir de los 32°45' S (Aguirre, 1960; Rivano et al., 1993; Rivano y Sepúlveda, 1986; Jara, 2013; Jara y Charrier, 2014; Muñoz-Sáez et al., 2014). Sin embargo, a los 33°S se ha reconocido el límite occidental de la cuenca de Abanico en las Fallas Algarrobo e Infiernillo que pone en contacto a unidades mesozoicas y cenozoicas en la Cuesta de Chacabuco, Cerro Renca y Portezuelo de Chada (Fock., 2005; Risetto., 2015; Machuca, 2017), estableciendo de esta manera el límite meso-cenozoico a dicha latitud.

A pesar de estar este límite más o menos bien definido entre los 33°-34°S, en la zona de estudio hacia el norte de los 33° S aún no es claro si este límite meso-cenozoico corresponde o no a la ZFP.

Estudios más recientes han permitido entender de mejor manera la distribución de unidades meso-cenozoicas en las cercanías de la ZFP (Jara, 2013; Machuca, 2017; Pérez, 2019; Arias, 2019; Hueche, 2019). De acuerdo con Jara (2013), a los 32°-32°30'S, la ZFP no sería el límite occidental entre rocas cretácicas y cenozoicas, ya que reconoció rocas cenozoicas a ambos lados de la ZFP y la deformación de estas unidades en las cercanías de esta estructura afectaría con gran intensidad a rocas cretácicas (Fm.

Salamanca), sin embargo, para rocas oligo-miocenas (Fms. Abanico y Farellones) se observa una deformación menor. Por lo anterior, a esa latitud, la actividad principal de la falla Pocuro se limitaría principalmente a un período pre-Oligoceno (Jara, 2013). De la misma manera, en la zona norte de la traza principal de la falla, Bustamante et al. (2012) reconocen litologías de la Formación Abanico al oeste de la Falla Pocuro dispuestas en discordancia con unidades mesozoicas de las formaciones Las Chilcas y Lo Valle. Machuca (2017) describe a los 32°28' S un contacto discordante entre unidades informales identificadas por el autor como correspondientes a las formaciones Las Chilcas y Abanico/Farellones, al oeste de la ZFP. Adicionalmente, Arias (2019) infiere la ZFP como borde occidental de la cuenca de Abanico para darle un sentido a su modelo, además indica que las secuencias volcanosedimentarias identificadas como Formación Salamanca por Jara (2013) se correlacionan mejor con las unidades geológicas de la Formación Las Chilcas que, además, subyacen a la Formación Lo Valle, como fue identificado por Pérez (2019) más al norte. Sin embargo, Arias (2019) reconoce que con los antecedentes recopilados para su estudio no es posible asegurar o no la actividad o inactividad de esta estructura durante el Cenozoico y que esto se mantiene como un tema inconcluso que debe estudiarse con mayor detalle.

Por otra parte, entre los 32°-33°S, hacia el extremo oriental de la cuenca de Abanico, se han realizado menos estudios y no existe una claridad respecto de las unidades geológicas y litológicas que componen la sucesión estratigráfica en la zona debido a la complejidad estructural que afecta a dicha región. Jara & Charrier (2014) indican la dificultad de reconocer el límite oriental de los afloramientos cenozoicos y, en consecuencia de la cuenca de Abanico, el cual, a la latitud de ese estudio (32°-32°15'S) se encontraría en territorio argentino dadas edades radiométricas miocenas justo al este del límite fronterizo, en rocas asignadas previamente a la Formación Juncal en Argentina (Jara y Charrier, 2014). Se ha reconocido que parte de los afloramientos de la Formación Juncal, en Argentina, corresponden al Oligoceno-Mioceno (Ramos y Cingolani, 1989; Cristallini y Cangini, 1993; Mackaman-Lofland y Horton, 2019), pero no es posible extender esta correlación a todos los afloramientos de esta formación dado que algunos autores han identificado en la región algunos afloramientos con niveles marinos de edad cretácica.

Cerca de los 33°S, al oeste de la faja plegada y corrida del Aconcagua se ha reconocido el límite oriental de los afloramientos de la cuenca de Abanico en el Sistema de Falla El Diablo (Fock, 2005; Fock et al., 2006; Muñoz Sáez et al., 2014). Esta estructura tendría un carácter regional y se propagaría hacia el sur al menos hasta los 35°S. Hacia el sur del valle del Río Volcán a este sistema de falla se le han dado nombres como Falla Las Leñas (~34°15'S) y El Fierro en el valle del Río Tinguiririca (e.g., Charrier et al., 1996, 2002, 2005; Farías et al., 2010) y Río Teno (Piquer et al., 2010; Davidson, 1971). En la zona de estudio, en el extremo sur del Parque Andino Juncal, Piquer et al. (2015) identificaron un corrimiento de vergencia oriental con una rampa frontal subvertical que pone en contacto a rocas de la Formación Abanico con rocas mesozoicas. Este corrimiento, que se arraiga en la falla vertical y, aparentemente, profunda Alto de Juncal, es denominada por esos autores como Falla El Fierro. Siguiendo el modelo de Muñoz Sáez et al. (2014) para la inversión de la falla del borde oriental de la cuenca de Abanico,

la falla Alto de Juncal se correlacionaría con la falla El Diablo en el sector del valle de El Volcán y el corrimiento de vergencia oriental ubicado más al este se lo puede considerar como la falla más occidental de la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua.

Por otra parte, estudios más recientes (Mackaman-Lofland y Horton, 2019), basados en la similitud litológica de las formaciones cretácicas (Salamanca, Juncal, Cristo Redentor y Diamante) proponen (i) una correlación entre las formaciones Salamanca y Juncal, y entre las formaciones Las Chilcas y Diamante, y (ii) asignar una edad paleógena a los depósitos de la formación Cristo Redentor, todo esto en base a un estudio de proveniencia en zircones detríticos. Sin embargo, en dicho estudio no hacen un análisis estructural de la deformación y la distribución de dichas formaciones cretácicas, ni de su relación espacial o de contacto con las unidades cenozoicas (Abanico y Farellones).

Dado que la transición entre el Cretácico y el Cenozoico no es clara como tampoco lo es la estratigrafía de gran parte de las rocas miocenas y oligocenas en la región de estudio, principalmente hacia los bordes de la cuenca de Abanico, nos lleva a cuestionamientos sobre la geometría y extensión de los depósitos oligo-miocenos, la potencia de los niveles litológicos que las conforman, las relaciones de contacto (entre sí y con unidades más antiguas), y el tipo de deformación que las ha afectado en su evolución.

Con el fin de contribuir a la comprensión de las unidades mencionadas y de caracterizar las unidades estratigráficas y estilos estructurales presentes entre las latitudes de 32°45' y 33°S, entre 70°25'W y 70°70'W, se confeccionó un perfil E-W integrado y generalizado, y un mapa geológico para esa zona. Este trabajo consiste en un estudio a escala regional (1:100.000) estratigráfico-estructural de las unidades existentes en el valle del río Aconcagua-Juncal, en las cercanías del camino internacional hacia Argentina, entre la zona al este de la falla Pocuro y oeste del límite fronterizo Chile-Argentina.

1.2. Hipótesis de trabajo

Se propone que una cantidad no menor de rocas que afloran en la zona de estudio, al este de la zona de Falla Pocuro, corresponden a rocas oligo-miocenas. Sin embargo, no se descarta que, en las cercanías de la Falla Pocuro, al oriente de esta, rocas que afloran en las partes bajas del valle sean de edad cretácica. Los eventos de deformación asociados no habrían afectado a todas las rocas en la zona de la misma manera, y además, existirían diferencias laterales (longitudinales) en los estilos de deformación, determinadas por su lejanía o cercanía relativa a zonas de contacto con unidades más antiguas (por ejemplo cretácicas), y/o fajas plegadas y corridas en el lado argentino (sector oriental de la zona de estudio).

1.3. Objetivos

1.3. 1. Objetivos Generales

Caracterizar las unidades estratigráficas y estilos estructurales en la región comprendida entre los 32°45'-33°S y los 70°25'W y 70°70'W, con el fin de comprender la geometría de estos depósitos, **reconocer los eventos de deformación que las habrían afectado, y proponer un modelo de evolución tectónica para las unidades oligo-miocenas, y su contribución al acortamiento andino a esta latitud.**

1.3.2. Objetivos específicos

- a) Precisar la distribución de las unidades estratigráficas definidas a lo largo del valle del río Aconcagua-Juncal en la zona de estudio.
- b) Caracterizar variaciones verticales y laterales de las facies que componen las unidades reconocidas en la región de estudio, para correlacionarlas estratigráficamente con unidades formales, y su ubicación en la columna.
- c) Reconocer y describir las estructuras presentes en la región de estudio, para identificar los estilos de deformación que han afectado a las unidades definidas previamente.
- d) Identificar la posible existencia de franjas o dominios de deformación con diferencias en los estilos y/o intensidad de deformación.
- e) Identificar eventos de deformación, su cronología relativa a las unidades definidas y el posible control de factores que influyan en las diferencias laterales observadas en un perfil generalizado.

1.4. Metodología

1.4. 1. Estudio Bibliográfico

En primer lugar, se recopilaron antecedentes sobre la estratigrafía y la geología de la zona de estudio, lo que incluyó una recopilación de hojas geológicas, tesis y memorias de título, artículos publicados, mapas regionales, e informes inéditos.

1.4. 2. Trabajo de gabinete pre-campañas

Con el fin de delimitar zonas de interés, conocer la morfología de la zona, vías de acceso, etc. Se realizó una observación de la región mediante imágenes satelitales e imágenes hiperespectrales las cuales se descargaron de Google Earth y de la página del USGS: <https://glovis.usgs.gov/>. Para analizar y procesar las imágenes hiperespectrales se utilizó el software *ENVI 5.3*.

Con la información obtenida del estudio bibliográfico y las imágenes satelitales se construyeron perfiles esquemáticos y columnas generalizadas preliminares, con el software *Illustrator*.

1.4. 3. Campañas de terreno

Con el fin de aportar a los objetivos específicos **a**, **b** y **c**, se realizaron campañas de terreno que nos permitieron la toma de datos estratigráficos y estructurales: observaciones de la litología que componen las unidades lito-estratigráficas reconocidas, toma de muestras para descripciones petrológicas y petrográficas, toma de datos estructurales (rumbo y manteo, grado de deformación, etc.) mediante técnicas estructurales y de observación (brújula, perfiles esquemáticos y fotografías de la deformación local y regional, etc.).

En primer lugar, se realizó una campaña de reconocimiento que incluyó la observación de 10 puntos control a lo largo del perfil en las cercanías del camino internacional. Esta campaña de reconocimiento se realizó previo a las campañas principales para definir puntos de interés para las posteriores campañas de terreno.

Posteriormente se realizaron 7 días de mapeo efectivo a escala *1:100.000* repartidos en 2 campañas de 3 y 4 días respectivamente.

1.4. 4. Trabajo de gabinete post-campañas

Análisis de muestras:

- Descripción petrográfica de muestras tomadas en terreno.
- Realización de cortes transparentes de las muestras extraídas de puntos de control.

Construcción y análisis de columnas y perfiles:

-correlacionar y contrastar las observaciones del mapeo geológico con las realizadas previamente mediante imágenes satelitales, y la información de los antecedentes bibliográficos.

-construcción de columnas (locales) y perfiles a partir de la información obtenida del mapeo geológico

-comparar y verificar la información obtenida a partir de las nuevas columnas y perfiles, con los obtenidos en una primera etapa (trabajo precampañas). Complementar y actualizar las columnas y perfiles mediante la correlación de la información, y reconocer a partir de éstas las variaciones laterales (facies).

La correlación entre columnas parciales y las del análisis bibliográfico, permitió la construcción de una columna generalizada. A partir de la columna generalizada, se

identificaron las unidades en la zona y se correlacionaron con unidades formales, esto con el fin de aportar al objetivo específico **a** y **b**.

A partir de la construcción de un perfil generalizado E-W, con el fin de aportar a los objetivos específicos **d** y **e**, se identificaron diferencias laterales, lo que permitió reconocer las diferencias en los estilos de deformación y definir franjas o dominios (Ejemplo: dominio occidental, dominio oriental)

En general, para este trabajo de gabinete se utilizaron softwares de trabajo gráfico (illustrator) para la construcción de perfiles geológicos, sistemas de información geográfica (SIG) como ArcGis 10.3 para elaborar mapas geológicos y estructurales y ENVI5.3 para el procesamiento de imágenes hiperespectrales para detectar contrastes litológicos y lineamientos estructurales.

1.4. 5. Elaboración de la memoria

En esta parte se llevó a cabo el análisis, discusión general y conclusiones a partir de la información recopilada y extraída del presente estudio.

Finalmente, con el fin de aportar al objetivo general y objetivo específico **e**, se presenta un modelo de la deformación (perfil) y su evolución (eventos) de las unidades en el valle del río Aconcagua, en las cercanías del camino internacional hacia Argentina, entre la zona al este de la falla Pocuro y oeste del límite fronterizo Chile-Argentina, entre los 32°45'-33°S.

1.5. Ubicación y vías de acceso

La Zona de estudio se ubica en la Cordillera Principal de Chile, entre los 32°45 y 33°S en el límite este de la V Región, al este de San Felipe y la ciudad de Los Andes (ver figuras 1 y 2). Como referencia, la zona se encuentra cerca de 100 km al nor-este de Santiago, 25 km al norte del cerro el Plomo y el cerro Aconcagua se encuentra cerca de 20 km al nor-este de la zona de estudio. La zona abarca gran parte del valle de los ríos Juncal y Aconcagua (ver figura 2).

El principal acceso a la zona corresponde a la ruta 57 conocida como autopista Los Libertadores que conecta a la ruta CH-60 que atraviesa transversalmente la zona de interés (ver figuras 1 y 2).



Figura 1: Ubicación zona de estudio.

Zona de estudio y lugares de interés:

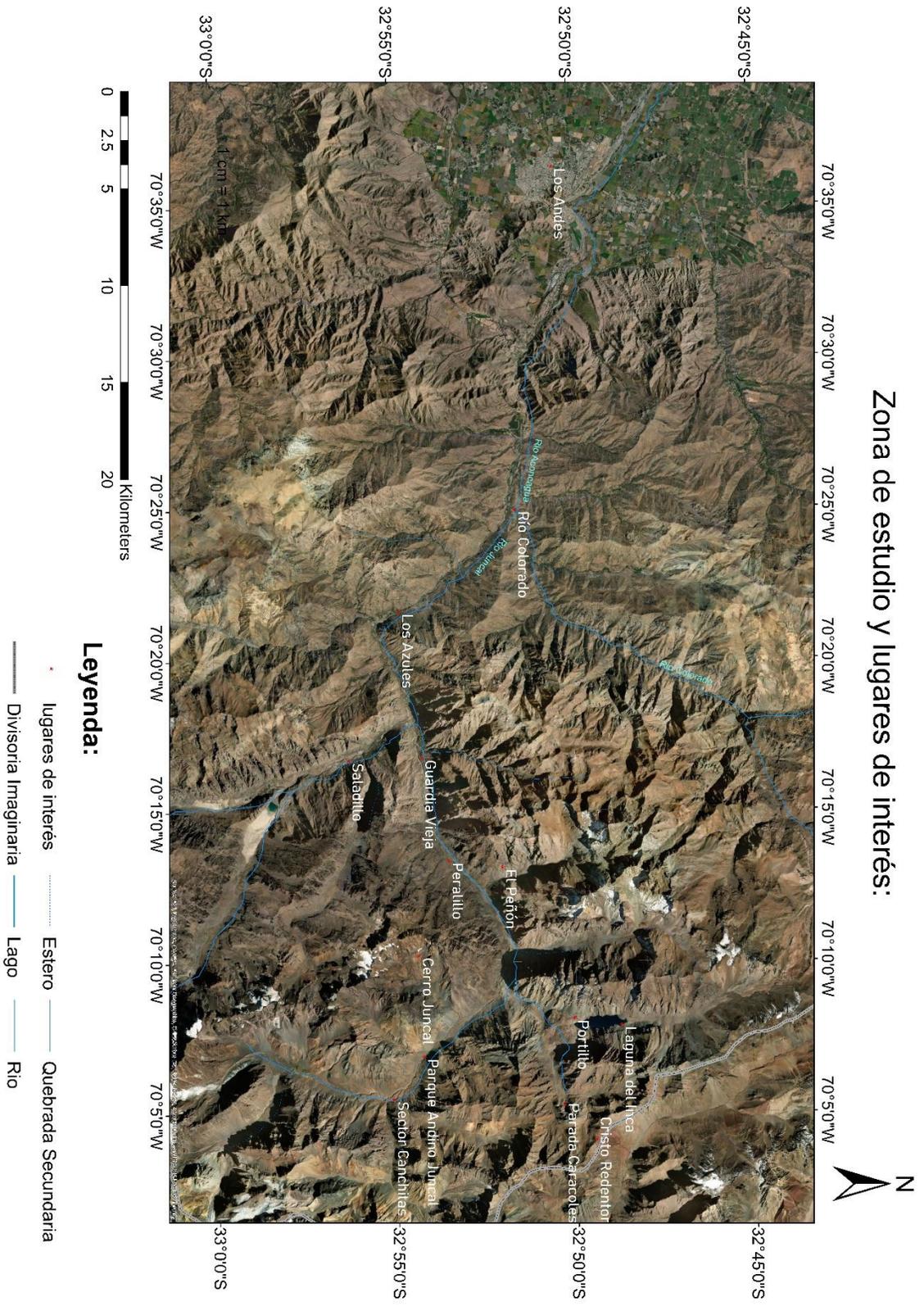


Figura 2: Zona de estudio y localidades citadas en el texto.

2.0 MARCO GEOLÓGICO

A continuación, en este capítulo, se describen las unidades morfoestructurales de la región de interés, así como las unidades geológicas que la componen y que son fundamentales para comprender la evolución geológica de la región. También se describen las principales estructuras que controlan la deformación de la Cordillera Principal en la zona de estudio, cuyo entendimiento y caracterización permite entender los eventos de deformación e historia geológica asociados al desarrollo de la cadena andina a la latitud de este trabajo.

Este capítulo se basa en la literatura existente, en las figuras 3 y 4 se muestran las áreas de estudio de trabajos anteriores realizados en la Cordillera Principal entre los 32°-33°S.

Estudios Anteriores Recientes en la Cordillera Principal entre los 32°-33°S

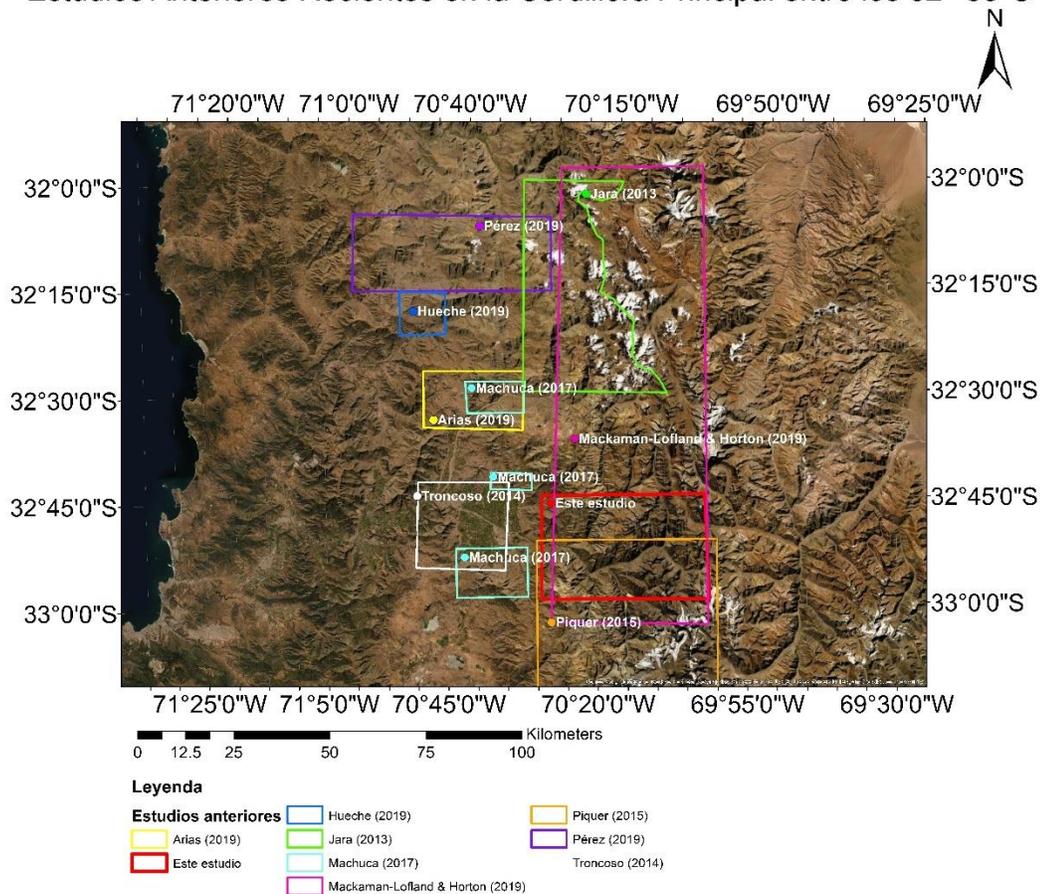


Figura 3: Distribución y zonas de estudio de trabajos anteriores recientes entre los 32°-33°S.

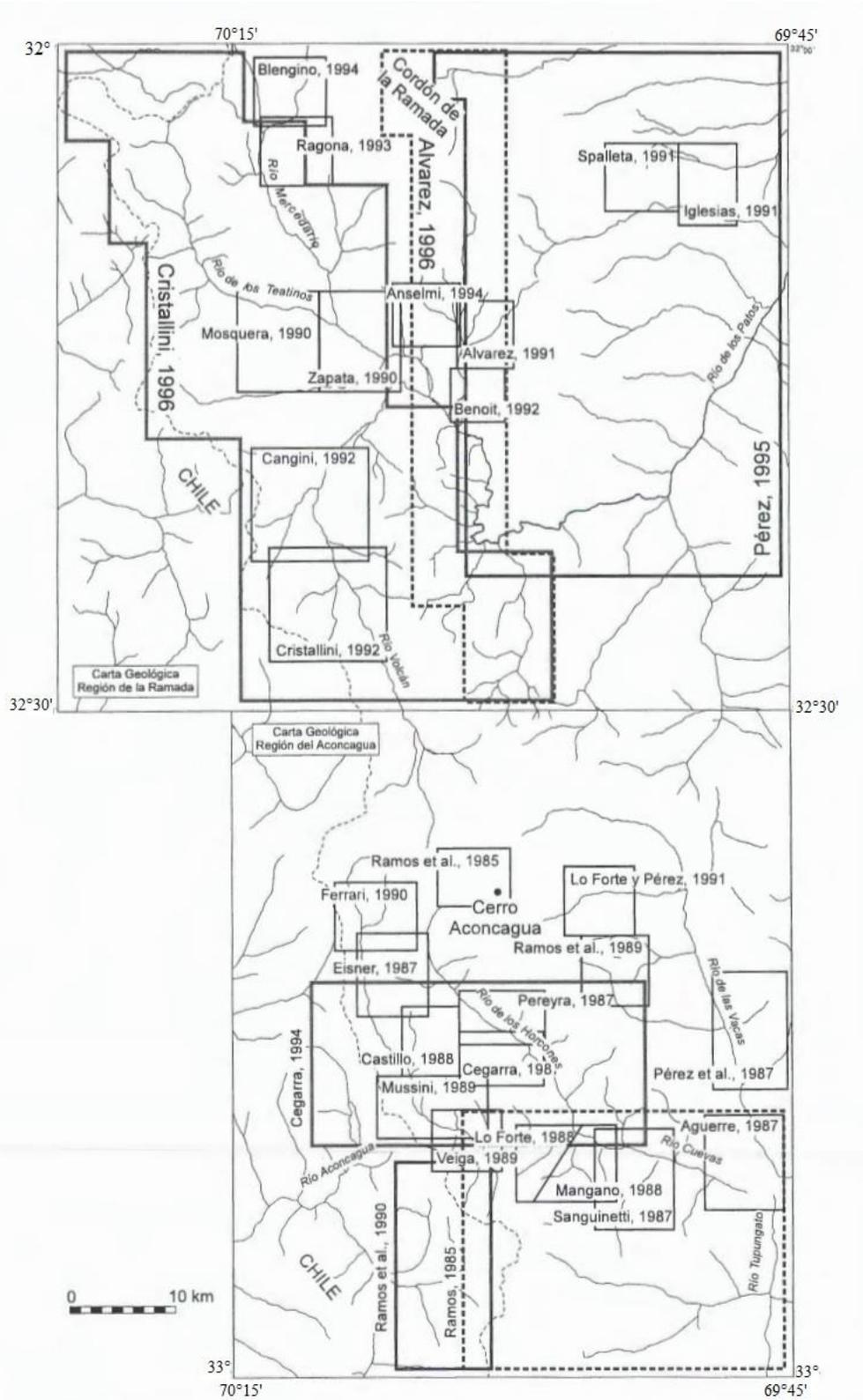


Figura 4: Distribución y zonas de estudio de trabajos anteriores a 1996 realizados en la Cordillera Principal entre los 32°-33°S. Tomado de Ramos, 1996.

2.1. Marco morfoestructural

El margen occidental de Sudamérica entre los 32°-33°S se puede subdividir en 5 unidades morfoestructurales que se presentan como franjas de orientación N-S. Estas unidades morfoestructurales, de oeste a este, son: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera (ver figura 5).

El área estudiada se ubica en la porción occidental de la Cordillera Principal entre los 32°45´-33°S y los 70°25´W y 70°70´W. Esta región se ubica en la zona de transición entre la zona de subducción subhorizontal o Pampeana, que se desarrolla entre los ~27°-33°S, y la zona de subducción normal (Cahill e Isacks, 1992; Gutscher et al., 2000) (Figura 5), e inmediatamente al sur de la zona de subducción subhorizontal. El segmento de subducción subhorizontal, se correlaciona con un aumento considerable en la cantidad de acortamiento total del margen, la ausencia de volcanismo activo y el desarrollo de estructuras de acortamiento importantes en el antepaís (Allmendinger et al., 1990; Kay y Mpodozis, 2002).

En la región de estudio, la Cordillera Principal se ve representada por un relieve áspero y dominante que controla la morfología del lugar; presenta un ancho promedio de 35 km y alturas de 3000 a 4500 m. A esta latitud, esta unidad morfoestructural está formada principalmente por secuencias de rocas sedimentarias, volcano-sedimentarias y volcánicas mesozoicas y cenozoicas (en mayor parte cenozoicas) intruídas por intrusivos cenozoicos (Rivano, 1993; Jara & Charrier 2014; Piquer 2014, 2015; Mackaman-Lofland y Horton 2019).

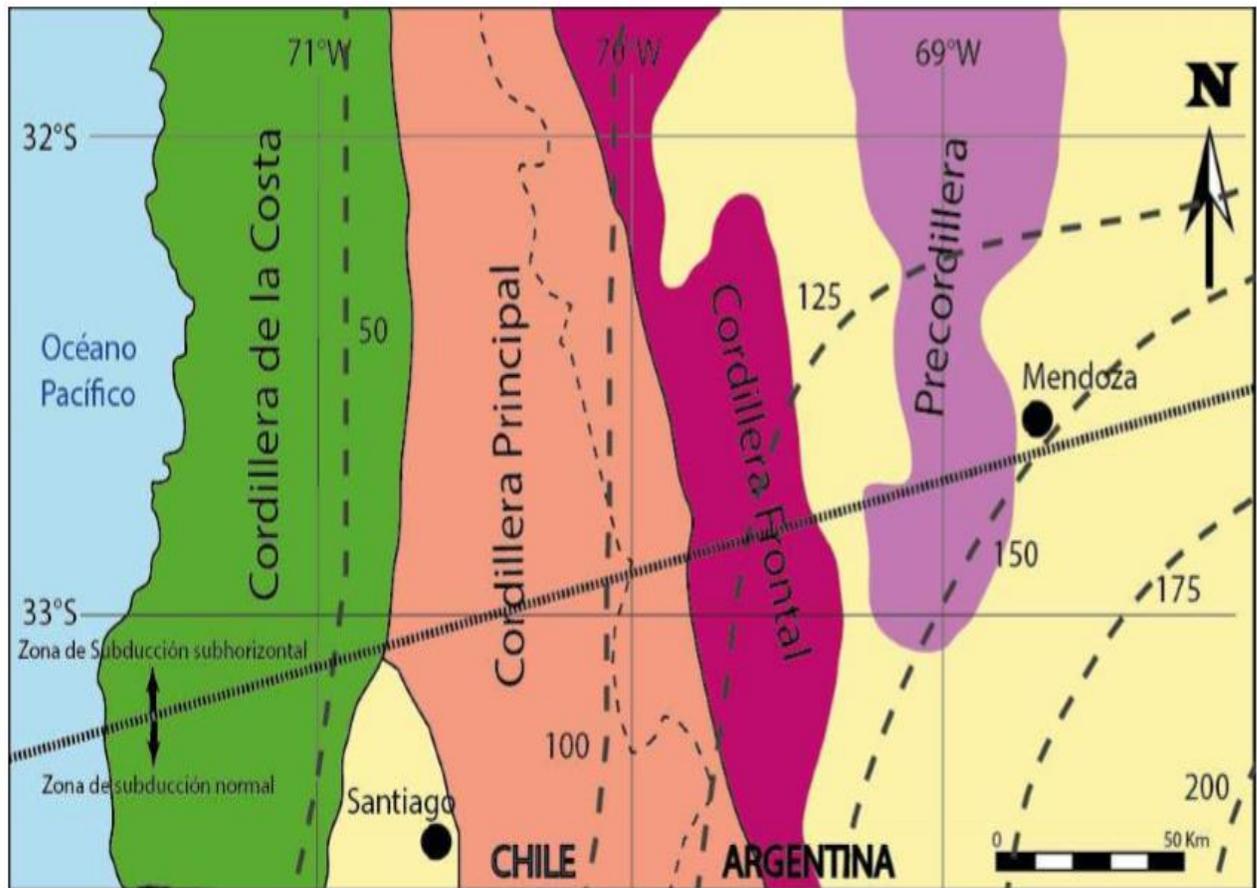


Figura 5: Distribución de principales unidades morfoestructurales en el segmento de transición entre la zona de subducción subhorizontal Pampeana y subducción normal; curvas de nivel en línea gruesa punteada indican profundidad del plano de Wadatti-Benioff. La línea punteada diagonal corresponde a la zona de transición y separa hacia el norte la zona de subducción subhorizontal y hacia el sur la zona de subducción normal (Cahhill e Isacks; 1992; tomado de Jara, 2013).

2.2. Estratigrafía y generalidades de la zona de estudio

La zona de estudio se ubica entre los 32°45'-33°S en la Cordillera Principal en Chile central, dentro del área comprendida entre la ciudad de Los Andes y el límite fronterizo con Argentina.

Las rocas que afloran en la zona de estudio conforman un marco geológico que va desde el Cretácico al Cenozoico. Las rocas cretácicas se encuentran en los sectores occidental y oriental del área estudiada y corresponden a rocas sedimentarias marinas (calcáreas y fosilíferas) al este, y a rocas volcánicas y volcánoclasticas, al oeste. Las rocas cenozoicas, en cambio, corresponden a secuencias volcánoclasticas y volcánicas con intercalaciones menores de depósitos sedimentarias y piroclásticos, todos intruídos por cuerpos intrusivos y plutones que tienen edades que van desde el Mioceno al Plioceno temprano (Rivano, 1993; Campbell, 2005, Fock 2005, Deckart et al., 2010, 2014; Jara y Charrier, 2014; Piquer 2015, 2015; Mackaman-Lofland y Horton 2019) (Figs. 6, 7 y 8).

En las Figuras 7 y 8 se muestran 2 mapas geológicos realizados por autores anteriores para la región de estudio. Un mapa a escala regional (Mackaman-Lofland y Horton, 2019) y un mapa a escala distrital realizado en base al estudio del distrito Río Blanco-Los Bronces (Piquer, 2015).

En la Figura 7 se puede observar que, en general, en la zona de estudio las unidades cenozoicas afloran en una franja central de rumbo ~NS de unos ~35 km de ancho que va disminuyendo hacia el N, mientras que las unidades cretácicas afloran hacia los extremos de esta, formando 2 franjas, una hacia el W y otra hacia el E de esta “franja central Cenozoica”. También se puede observar que los límites oriental y occidental de esta franja cenozoica se encuentran afectados por estructuras geológicas de carácter regional. La franja cenozoica estaría compuesta por las formaciones Farellones, Abanico, Cristo Redentor y algunos cuerpos intrusivos, mientras que la franja cretácica hacia el este está compuesta por las formaciones Salamanca, Juncal, Diamante y Grupo Mendoza, mientras que, hacia el oeste (fuera de la zona de estudio) esta franja cretácica se compone por las formaciones Las Chilcas y Lo Valle (ver figura 7). En el mapa de la figura 6, hacia el límite occidental de las unidades cenozoicas, inmediatamente al oeste de la Zona de Falla Pocuro, los autores (Mackaman-Lofland y Horton 2019) asignan a la formación Salamanca sectores en donde otros autores (Boyce, 2015; Campbell, 2005) reconocieron afloramientos de la formación Lo Valle, lo cual es un tema a debatir, sin embargo dado que Boyce se dedicó a estudiar las zonas cercanas a la Zona de Falla Pocuro y Mackaman-Lofland y Horton estudiaron el límite oriental de la zona de estudio acá se considera esa zona como Formación Lo Valle, sin embargo este debate es irrelevante para este trabajo dado que esa zona se encuentra fuera de la zona de estudio.

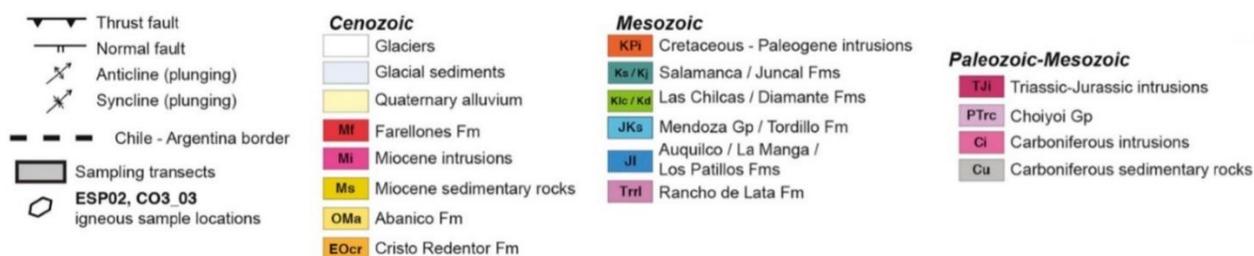


Figura 6: Leyenda para Figura 7. Tomado de Mackaman-Lofland y Horton, 2019.

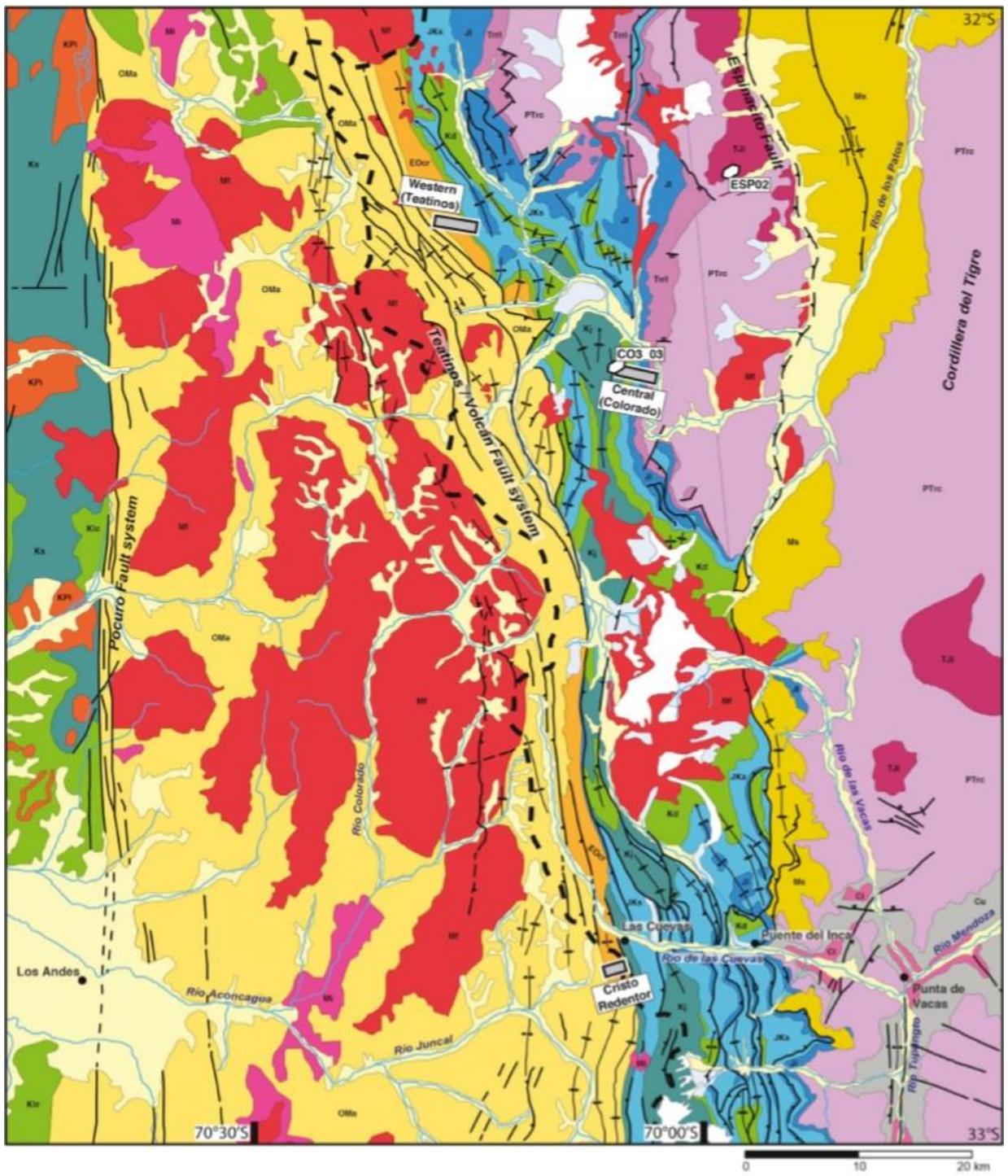


Figura 7: Mapa Geológico regional de la zona de estudio. tomado de Mackaman-Lofland y Horton. 2019.

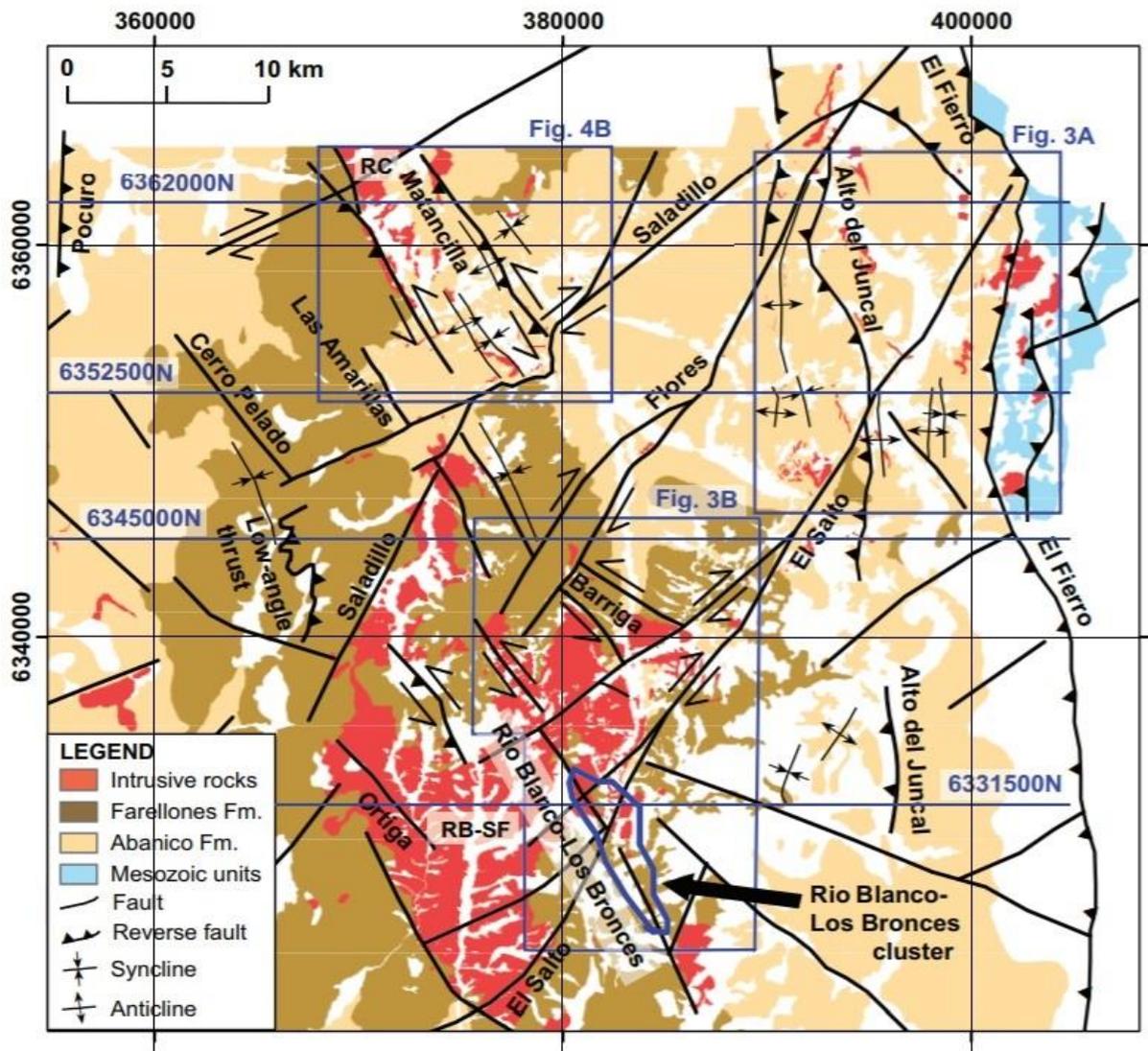


Figura 8: Mapa geológico del distrito Río Blanco-Los Bronces. Fuente: Piquer, 2015.

La caracterización, geometría, distribución y cronología de los depósitos comprendidos entre la localidad de Los Andes y la frontera con Argentina en la región de estudio siguen esperando algún estudio de detalle. Estudios recientes (Campbell, 2005; Mpodozis et al., 2009; Deckart et al., 2013; Jara, 2013; Jara y Charrier., 2014; Piquer, 2015) indican una edad oligocena a miocena para gran parte de las rocas que afloran en la Cordillera Principal al este de la zona de falla Pocuro (ver figuras 7 y 8).

Hoy en día en la literatura se indica que la mayor parte de las rocas cenozoicas que afloran en la Cordillera Principal en la latitud de estudio se habrían formado en una gran cuenca intra arco que se desarrolló entre los 29°-39° S, debido a un episodio de extensión que se habría producido desde el Eoceno temprano hasta el Mioceno temprano ~23 Ma (e.g., Godoy y Lara, 1994; Charrier et al., 2002, 2007, 2009; Piquer et al., 2015; Jara & Charrier, 2014). Esta cuenca habría sido posteriormente invertida en el Mioceno temprano (~23 Ma) en un evento compresivo asociado a un incremento de la tasa de convergencia (Muñoz-Sáez et al., 2014), esta inversión habría sido contemporánea a la

deposición de la Formación Farellones. Estos eventos habrían generado las principales configuraciones litológicas y estructurales que se observan en la zona hoy en día. Sin embargo, a pesar de lo anterior aún existen muchas interrogantes y disyuntivas en la literatura sobre la extensión y geometría de los depósitos cenozoicos a la latitud de estudio, y sobre todo respecto de la geometría de la cuenca de Abanico, y cuáles serían las estructuras que habrían limitado los bordes de esta.

Algunos autores han propuesto a la Zona de Falla Pocuro como el borde occidental de la cuenca Abanico al sur de los 32°20' (Charrier et al., 2005, 2007), sin embargo, otros trabajos (Fock, 2005; Risetto., 2015; Machuca, 2017) señalan que cerca de los 33°S el límite occidental de esta cuenca estaría ubicado en las fallas Infiernillo y Algarrobo que se ubican al Oeste de la Falla Pocuro. Por otra parte, estudios más recientes Hueche (2019) en base a imágenes hiperespectrales y litológicos indica que la ZFP no corresponde al límite oriental de los afloramientos cenozoicos al menos a los 32°25'S, concordantemente con lo que indica Jara & Charrier (2014) quienes reconocen afloramientos cenozoicos a ambos lados de la ZFP entre los 32°-32°30'S. Por otra parte, Lara (2019) en sus estudios infiere la ZFP como borde occidental de la cuenca en base a datos estructurales y de exhumación de Campbell (2005), quien indica que la Zona de Falla Pocuro separa rocas cretácicas al oeste de rocas cenozoicas al este en la zona comprendida entre el río Aconcagua y el río Rocín.

Hacia el extremo oriental de la zona de estudio el límite oriental de la cuenca de abanico ha sido debatido, cerca de los 33°S este límite correspondería al Sistema de Falla El Diablo (Fock, 2005; Fock et al., 2006; Muñoz Sáez et al., 2014). Esta estructura tendría un carácter regional y se propagaría hacia el sur al menos hasta los 35°S. Hacia el sur del valle del Río Volcán a este sistema de falla se le han dado nombres como Falla Las Leñas (~34°15'S) y El Fierro en el valle del Río Tinguiririca (e.g., Charrier et al., 1996, 2002, 2005; Farías et al., 2010) y Río Teno (Piquer, Castelli, Charrier y Yañez, 2010; Davidson, 1971). En la zona de estudio en el extremo sur del Parque Andino Juncal Piquer (2015) identifica una estructura subvertical que pone en contacto a rocas de la Formación Abanico con rocas mesozoicas, este autor denomina esta Falla El Fierro (ver figura 8) que sería equivalente a las Fallas El Diablo y Las Leñas más al Sur, pero mantiene la nomenclatura original definida por Davidson (1971). Esta Falla el Fierro difiere, según Muñoz Sáez et al. (2014), al corrimiento El Fierro descrita en Godoy et al. (1999), ya que tienen distintos caracteres y significados estructurales; la falla El Fierro definida en Godoy et al. (1999) es un despegue intraformacional que separa en algunos sectores a la Formación Abanico de la Formación Farellones, y ha sido interpretado como un corrimiento fuera de secuencia, mientras que la Falla El Fierro definida en Davidson (1971) es una falla esencialmente vertical, que estos autores interpretan como la falla normal de borde de la cuenca tectónicamente invertida.

A lo anterior se suma que los límites de esta cuenca podrían estar delimitados por distintas estructuras dependiendo de la latitud a la que sea estudiada, tal como indica la bibliografía. Por ejemplo, a 32°S a zona donde afloran rocas oligocenas-miocenas tiene un ancho de ~30km, mientras que al sur de los 33°S estos depósitos ocupan una región de más de 50 km de ancho en algunos sectores; Jara (2015) en sus estudios advierte de

la importancia del ancho de una cuenca y el posible rol que tendría este factor en la posterior inversión de esta misma. Dado que el ancho de los depósitos cenozoicos asociados a la formación Abanico aumentan hacia el S, Machuca (2017) propone un modelo de desarrollo de cuenca en distintos compartimentos asociados a paneles estructurales delimitados por fallas, de tal manera que inicialmente la cuenca se abriría de forma diferencial en su borde occidental generándose un depocentro más profundo hacia el sur, y un segundo compartimiento más occidental que sólo se desarrolló al sur de los 32°50'S, igual como lo sugiere el modelo de extensión diferencial de la cuenca propuesto por Jara et al. (2015) mediante el uso de modelos análogos.

La estratigrafía de la zona también ha sido tema de debate debido a la complejidad estructural de la región, la falta de dataciones para estudios a nivel regional, y similitud litológica entre las formaciones volcanosedimentarias cretácicas (Cristo Redentor, Juncal, Diamante) y las formaciones Abanico-Farellones.

A continuación, se presenta una tabla estratigráfica (figura 9) de las principales formaciones y unidades geológicas que afloran en la zona de estudio en base a el trabajo de Boyce (2015), quien estudió la formación las Chilcas y zonas aledañas a la Falla Pocuro en el límite occidental de la Cordillera Principal en Chile central, al norte de la zona de estudio:

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	Cuaternario	Pleistoceno							
		Plioceno		2,588					
	Neógeno	Mioceno		5,333	Fm. Farellones				
		Oligoceno		23,03	Fm. Abanico				
		Eoceno		33,9					
	Paleógeno	Paleoceno		56,0				UF	
				66,0	Fm. Lo Valle				
	Cretácico			Maastrichtiano	72,1				
				Campaniano					USL

Figura 9: tabla crono-estratigráfica que muestra temporalidad, posición estratigráfica y relaciones de contacto entre unidades estratificadas de la zona de estudio. modificado de Boyce, 2015

Por otra parte, Mackaman-Lofland y Horton (2019) quienes estudiaron la región oriental de la zona de estudio, proponen la siguiente secuencia estratigráfica (Figura 10) realizada a la misma latitud, pero en base a estudios de zircones detríticos en las rocas que afloran en el límite oriental de la Cordillera Principal. Trabajos anteriores habían identificado 3

facies asociadas al arco volcánico cretácico: La facies proximal asociada a la Formación Juncal, una facies intermedia asociada a la Formación Cristo Redentor y una facies distal asociada a la Formación Diamante (Álvarez, 1997; Cristallini y Ramos, 1996). Sin embargo, este nuevo estudio (Mackaman-Lofland y Horton, 2019) en base a dataciones U-Pb en zircones detríticos confirman una edad deposicional cretácica para las formaciones Diamante y Juncal, pero restringen la edad deposicional de la Formación Cristo Redentor al Paleógeno-Mioceno.

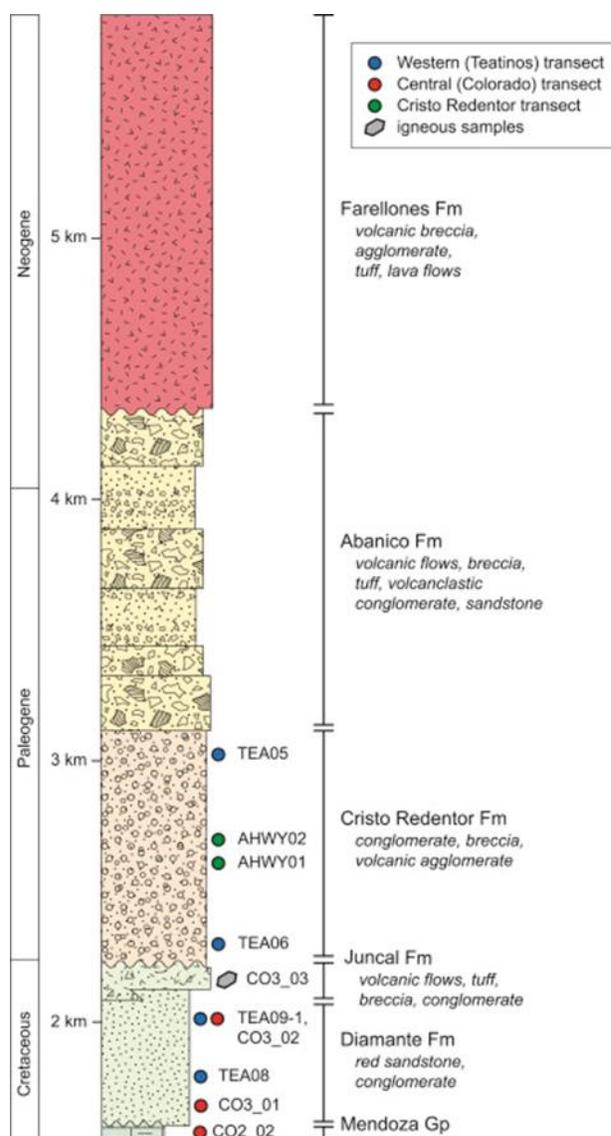


Figura 10: tabla crono-estratigráfica que muestra temporalidad, posición estratigráfica y relaciones de contacto entre unidades estratificadas de la zona de estudio. Modificado de Mackaman-Lofland, 2019.

Las figuras anteriores (9 y 10) muestran la evolución estratigráfica de los extremos Occidental y Oriental de la zona de estudio, pero no muestran la estratigrafía en detalle de las unidades estratificadas que conforman la Cordillera Principal chilena (formaciones Abanico y Farellones). Piquer (2015) realizó un estudio estratigráfico más detallado en

un sector de la región aquí estudiada, la zona del distrito Río Blanco-Los Bronces (Ver figuras 8 y 11). De acuerdo con este autor la Formación Abanico a esta latitud se divide en 2 unidades: una unidad compuesta principalmente por flujos de lava andesíticos y otra unidad compuesta por depósitos piroclásticos, además, se registran fuertes cambios de espesor en las diferentes unidades de la Formación Abanico, lo que sumado a la presencia de facies volcano-sedimentarias y falta de niveles guía, es interpretado por este autor como la presencia de diferentes subcuencas y depocentros que fueron conectados por estructuras de orientación NW-NNW y NE, por lo que sólo es posible realizar columnas estratigráficas detalladas locales y columnas generalizadas para la región.

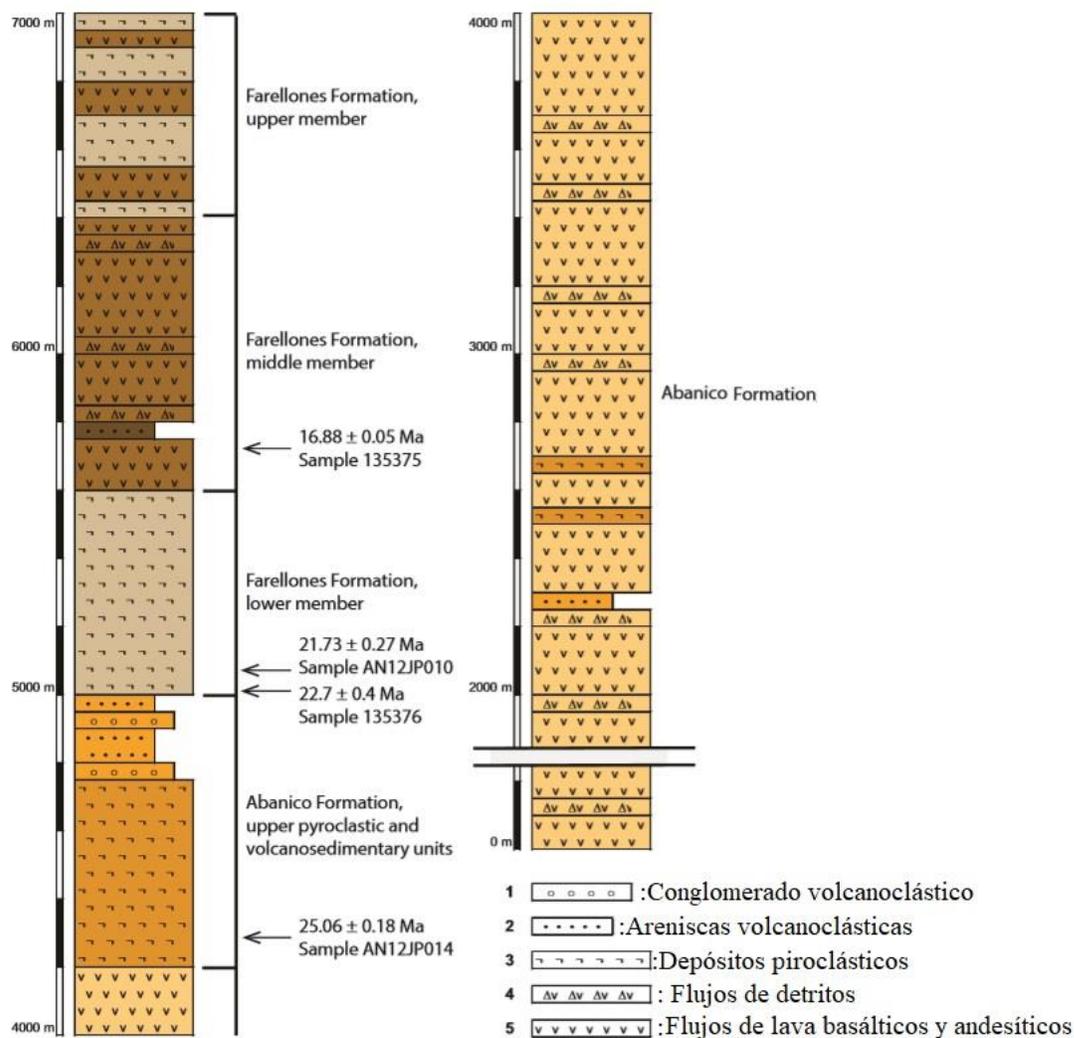


Figura 11: Columna estratigráfica Generalizada de las formaciones Abanico y Farellones en el distrito Río Blanco-Los Bronces. Fuente: Piquer et al., 2015.

2.3. Descripción de Unidades en la región de estudio

A continuación, se describe de manera resumida la estratigrafía de las principales unidades que afloran en la zona de estudio.

2.3. 1. Unidades Estratificadas

GRUPO MENDOZA (Weaver, 1931):

- Definición y relaciones estratigráficas: El Grupo Mendoza fue definido mediante su localidad tipo en la provincia de Neuquén. En dicho lugar, Weaver (1931) reconoció cuatro formaciones que se caracterizan por su persistencia de litofacies, estas formaciones son, de más joven a más antiguo: Formación Agrio (Valanginiano superior-Barremiano), la Formación Mulichinco (Valanginiano inferior), la Formación Quintuco (Tithoniano-Valanginiano inferior) y la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiano inferior). La litología general corresponde a sedimentitas marinas con niveles volcánicos y volcanoclásticos. En la zona de estudio, estas rocas afloran en el extremo oriental de la región en el parque Andino Juncal en las cercanías del límite internacional de Chile con Argentina (ver figuras 7 y 8). El límite inferior del Grupo Mendoza está determinado los depósitos a la Formación Tordillo, mientras que en algunos pocos sectores sobreyace directamente sobre depósitos evaporíticos de la Formación Auquilco. El límite superior del Grupo Mendoza puede variar según los lugares y puede estar determinado por los depósitos clásticos de la Formación Diamante, los volcanoclásticos de la Formación Cristo Redentor, las volcanitas de la Formación Juncal o las evaporitas de la Formación Huitrín (Álvarez, 1997).
- Litología: Este grupo está compuesto de manera general por secuencias sedimentarias marinas, diversos autores han identificado tres secuencias deposicionales (Álvarez, 1997, Aguirre, 1996):
 - una basal caracterizada por mudstones negros con estratificación nodular, los cuales se encuentran fuertemente bioturbados y hacia el techo pasan a facies de bindstones y packstones con fauna de amonites y bivalvos. Hacia el techo de esta secuencia se observan canales de brechas y conglomerados calcáreos. La misma se correlaciona con la Formación Quintuco. Sobreyaciendo a la unidad anteriormente descrita continúa una sucesión clástica de ambiente marino marginal, caracterizada por areniscas rojas con intercalaciones de conglomerados finos y tobas grises. En la base de la sucesión, luego de los bancos de areniscas finas, se observan secuencias de limolitas y pelitas rojas. Estos depósitos desde el punto de vista formal corresponden a la Formación Mulichinco. Hacia el techo de este grupo un prominente crestón de calizas se desarrolla por encima de la unidad anterior, caracterizada por conglomerados finos intercalados con packstones con bivalvos que se hacen predominantes hacia el techo, esta secuencia superior se asocia a la Formación Agrio (Weaver, 1931; Alvarez, 1997).

- Edad: De acuerdo con el registro fósil a este grupo se le asigna una edad del Titoniano inferior al Hauteriviano inferior (Aguirre-Urreta y Loforte, 1996).
- Interpretación: Para la base de este grupo, la Formación Quintuco, se interpreta lo siguiente: la facies basal de mudstones negros se interpreta como un ambiente de plataforma carbonática media a interna por debajo del nivel de las olas, hacia el techo de esta formación la presencia de packstones oolíticos y wackestones indican un ambiente con mayor energía y somerización del mismo. Los niveles de brechas junto con la presencia de bindstones algales con los que culmina la Formación Quintuco representan una rápida transición entre los depósitos de plataforma infrayacentes y las sucesiones clásticas suprayacentes de la Formación Mulichinco. Al techo de este grupo asociado a la Formación Agrio se le atribuye a un ambiente de plataforma somera en donde las condiciones del fondo marino permitieron el desarrollo de sustratos duros, los que son interpretados como discontinuidades submarinas. Los niveles superiores conglomerádicos con geometría lenticular junto con los de brechas calcáreas marcan un importante descenso relativo del nivel del mar, en donde la plataforma calcárea infrayacente habría sido expuesta y surcada por canales de marea que marcan la transición a los depósitos continentales de la Formación Diamante.

FORMACIÓN DIAMANTE (Yrigoyen, 1976) Y CRISTO REDENTOR (Aguirre, 1960):

- Definición y relaciones estratigráficas: La Formación Diamante fue referida en un principio con el nombre de Diamantiano por Groeber (1951), quien la describió como un potente conjunto de areniscas y conglomerados rojos con intercalaciones volcánicas; más tarde Yrigoyen (1976) denominó estos depósitos como Formación Diamante y los correlacionó con la Formación Cristo Redentor (Aguirre, 1960) que es interpretada como su equivalente lateral hacia el W. Estas unidades muestran una transición hacia el W y S hacia niveles con predominio volcánico y volcanoclástico denominados como Formación Juncal por Ramos (1990). Sin embargo, estudios recientes (Mackaman Lofland y Horton, 2019) confirman una edad cretácica para la Formación Diamante, pero restringen la edad deposicional de la Formación Cristo Redentor al Paleógeno-Mioceno.
- Estas unidades afloran en el sector oriental de la zona de estudio principalmente en la cercanía del sistema de fallas Teatinos - Río Volcán. La Formación Cristo Redentor subyace a la Formación Abanico, dichas formaciones se encontrarían en concordancia estando plegadas en conjunto y atravesadas por intrusivos de edad cenozoica, por otra parte, la Formación Diamante subyace a la Formación Juncal a través de un contacto gradacional. Las relaciones espaciales que se observaron entre las formaciones Diamante y Cristo Redentor son de tipo transicional, tanto en el sentido vertical como lateral, y el límite entre ambas se

ubicó en los primeros flujos piroclásticos o en el primer nivel de lava importante (Álvarez, 1997).

- Litología:

- A la **Formación Diamante** se le asignan secuencias sedimentarias finas y netamente terrígenas que están constituidas por depósitos arenosos rojizos con intercalaciones de conglomerados finos y medios y algunas tobas de caída (Cristallini, 1995). Por otra parte, Yrigoyen (1976) describe la Formación Diamante como una secuencia de unos 600 m de espesor compuesta por lutitas arenosas, areniscas y margas esquistosas con niveles de conglomerados rojos en la base.
- La **Formación Cristo Redentor** presenta una litología similar, pero con una participación volcánica-volcanoclástica importante, esta estaría constituida por una secuencia de unos 1000 m de intercalaciones de brechas, conglomerados medios y gruesos, areniscas finas, medias y gruesas, intercalaciones de tobas, brechas volcánicas y en algunos sectores coladas de lava basáltica y andesítica (Cristallini y Ramos, 1996).
- Edad: En un principio se correlacionaron las formaciones Diamante y Cristo Redentor (Yrigoyen, 1976), sin embargo, estudios más recientes en base a zircones detríticos (Mackaman-Lofland y Horton, 2019) muestran diferencias importantes en la proveniencia de sedimentos para ambas formaciones, lo que restringe y determina diferencias en las edades máximas de depositación para ambas formaciones. De acuerdo con este estudio se le asigna a la Formación Diamante una edad deposicional ubicada en el Albiano-Turoniano. Por otra parte, estos autores asignan a la Formación Cristo Redentor una edad paleógena.
- Interpretación: Se interpreta estas formaciones como rocas transicionales a continentales y se habrían depositado bajo un régimen localmente extensional a neutro (Mackaman-Lofland y Horton, 2019). De acuerdo con Álvarez (1997) quien ubicó muestras de estas formaciones en diagramas de Dickinson y Suczek (1979), estableció un ambiente tectónico similar para ambas formaciones y dichos diagramas habrían indicado un comportamiento semejante para la distribución de muestras de ambas formaciones correspondientes a un arco levemente disectado. Depósitos de ambas formaciones se interpretan como de origen fluvial (Cristallini y Ramos, 1996) con facies más finas correspondientes a episodios lagunares. Por otra parte, depósitos volcánicos-volcanoclásticos de la Formación Cristo Redentor se habrían generado a partir de lahares o flujos de detritos.

FORMACIÓN JUNCAL (Ramos et al., 1990):

- Definición y relaciones estratigráficas: La formación Juncal corresponde a la facie proximal del arco magmático cretácico. Esta unidad sobreyace a la formación Diamante mediante un contacto gradacional y está compuesta principalmente por secuencias volcánoclasticas y volcánicas que hacia el techo se encuentran interdigitadas con los depósitos de la Formación Cristo Redentor. La transición entre esta unidad y la Formación Cristo Redentor es transicional tanto en el sentido vertical como lateral. Los afloramientos de esta formación se concentran en el sector oriental de la Zona de estudio hacia el límite internacional.
- Litología: Esta formación está constituida principalmente por brechas y aglomerados volcánicos intercalados con bancos de conglomerados, tobas gruesas y coladas andesíticas espesas (Cristallini y Ramos 1996). Los espesores de esta unidad en diferentes localidades varían entre los 300 y 1000 metros.
- Edad: A esta formación se le asigna una edad cretácica superior.
- Interpretación: Se interpreta esta formación como litofacies de un sistema deposicional asociado al arco volcánico de la época.

FORMACIÓN SALAMANCA (Rivano y Sepúlveda, 1991):

- Definición y relaciones estratigráficas: Franja de unos ~45 km de ancho que aflora en ambos lados de la falla Pucuro y en el extremo oriental de la zona de estudio (ver figura 7). Esta formación sobreyace discordante sobre las formaciones las Chilcas y los Pelambres y subyace en discordancia angular bajo la formación Farellones.
- Litología: Corresponde a lavas andesíticas a dacíticas, porfíricas. Brechas volcánicas y tobas con escasos niveles de conglomerados y volcarenitas. Hacia el sur de los 32° (en la zona de estudio) esta formación es de carácter marcadamente más volcánico a diferencia del norte de los 32° en donde fue definida como una secuencia volcanosedimentaria con grandes niveles de conglomerados y arenisca. Se estima que esta formación tiene un espesor máximo cercano a 2000-2500 m. (Rivano, 1996).
- Edad: Su rango de edad oscila entre el Cretácico superior y el Paleoceno (Jara y Charrier, 2014)
- Interpretación: Esta formación se habría depositado en un ambiente continental, inicialmente fluvial y aluvial y posteriormente volcánico a piroclástico. En el trabajo reciente de Mackaman-Lofland & Horton (2019) se correlaciona y trata

indiscriminadamente a la Formación Salamanca con la Formación Juncal como una misma unidad.

FORMACIÓN ABANICO (Aguirre, 1960):

- Definición y relaciones estratigráficas: Definida por Aguirre (1960). Esta formación corresponde a una secuencia esencialmente volcano-sedimentaria de unos 3000 m de potencia.
- Entre los 32°45'-33°S abarca la mayor parte de la Cordillera Principal chilena entre la zona de falla Pocuro y el límite fronterizo con argentina (ver figura 7). Se presenta separada en 2 franjas por la formación Farellones. Hacia su flanco occidental la Formación Abanico sobreyace de manera discordante a unidades cretácicas entre los 32°-33°S (Jara & Charrier, 2014). Por otra parte, hacia su lado oriental se encuentra sobreyaciendo de manera concordante a rocas de la Formación Cristo Redentor y puesta en contacto tectónico por grandes fallas regionales con rocas cretácicas de las formaciones Lo Valdés, Salamanca y/o Juncal (Fock, 2005; Piquer, 2015; Mackaman-Lofland & Horton, 2019). El límite superior con la sobreyacente Formación Farellones se presenta como transicional con amplias variaciones, tanto en dirección norte-sur como este-oeste (Fock, 2005). Distintos autores han reconocido diferentes tipos de contacto con la Formación Farellones: discordante, pseudoconcordante, concordante y por falla (Godoy et al., 1999; Thiele, 1980; Charrier et al., 2002). Estas diferencias se deberían a la existencia de discordancias progresivas (Muñoz-Sáez et al., 2014).
- Litología: unidad constituida principalmente por lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias continentales compuestas por depósitos aluviales y lacustres que forman lentes de hasta 500 m de espesor. Esta formación se encuentra plegada y deformada, con una deformación que aumenta progresivamente hacia extremo oriental de la zona de estudio, y está afectada por un metamorfismo pervasivo de bajo grado. Se estima el espesor de esta formación cercano a los 3000 m.
- Edad: De acuerdo con diversas dataciones radiométricas y estudios de fauna fósil se le asigna una edad Eoceno Superior – Mioceno (Charrier et al., 1996, 2002; Sellés, 1999).
- Interpretación: se interpreta la Formación Abanico como depositada en una o varias cuencas subsidentes de intra-arco en condiciones de corteza adelgazada (debido a su signatura geoquímica tooleítica), orientadas en dirección norte-sur y que fueron invertidas durante el Mioceno. Esta cuenca se habría extendido entre los 26° y 38°S (Charrier et al., 2007).

FORMACIÓN FARELLONES (Klohn, 1960):

- Definición y relaciones estratigráficas: formación continental esencialmente volcánica, en la zona de estudio presenta afloramientos en una orientación cercana a N-S (ver imagen 4 y 5). Entre 32° S y 35° S, esta formación sobreyace a la Formación Abanico. De acuerdo con Fock (2005), este contacto se puede describir como transicional, pseudo-concordante o discordante, dependiendo de la ubicación de las fallas que se reactivaron durante la inversión tectónica de la cuenca de Abanico. Hacia el oeste de la Cordillera Principal, se encuentra en contacto por falla con la Formación Lo Valle (Fuentes, 2004) o mediante una discordancia angular-erosiva (Rivano et al., 1993; Boyce, 2015). Su techo corresponde a la actual superficie de erosión (Campbell, 2005).
- Litología: esta formación tiene un espesor cercano a los 2500 m. y está compuesta principalmente por lavas andesíticas a riolíticas, depósitos volcanoclásticos y depósitos sedimentarios subordinados. Esta formación ha sido subdividida en miembros superiores e inferiores (Aguirre, 1960; Rivano, 1991; Nystrom et al., 2003; Piquer, 2015) de los cuales los miembros inferiores estarían formados por rocas de composición riolítica a dacítica con presencia de niveles de ignimbritas y algunas intercalaciones de niveles lacustres. Por otra parte, los miembros superiores corresponden principalmente a lavas andesíticas a basálticas, brechas piroclásticas, niveles volcanoclásticos y limonitas y conglomerados subordinados (Rivano et al., 1993; Piquer, 2016)
- Edad: A la Formación Farellones se le asigna una edad miocena, de acuerdo a las dataciones radiométricas disponibles arrojando edades de 18 a 22.2 Ma (Vergara et al., 1988; Campbell, 2005; Piquer, 2015). Sin embargo, algunos estudios sugieren una progresión norte-sur del magmatismo asociado al volcanismo de esta formación encontrando edades más jóvenes del orden de 16 Ma lo cual se podría relacionar a la migración de la dorsal de Juan Fernández (Barazangi e Isacks, 1976; Jordan et al., 1983; Yáñez et al. 2002).
- Interpretación: la Formación Farellones representa depósitos de una cadena volcánica que fue depositada de manera sintectónica y que reflejaría, en base a su signatura geoquímica calcoalcalina, una evolución de una corteza delgada a una corteza engrosada.

2.3. 2. Unidades Intrusivas

Las Rocas intrusivas que afloran en la zona corresponden principalmente a 2 cinturones de edad miocena que afloran en la parte central de la cuenca de abanico y en el sector oriental de la zona de estudio (ver figuras 8, 12 y 13). Los intrusivos de la zona occidental, en general, se agrupan en 2 batolitos: batolito Río Blanco-San Francisco y el batolito Río Colorado.

Batolito Río Blanco-San Francisco:

Este complejo plutónico aflora en la zona central-sur del área de estudio. Con un eje NS de cerca de 30 km y un eje EW de aproximadamente 20 km. Este complejo plutónico está asociado a sistemas de falla NW-NNW Y NE-NNE e intruye a la formación abanico y los miembros medios e inferiores de la formación farellones.

De acuerdo con Piquer et al. (2015) y Deckart et al. (2010, 2014) se reconocen cerca de 14 facies diferentes dentro de este complejo plutónico, las unidades más antiguas del Mioceno temprano corresponden a rocas granodioríticas y monzonitas cuarcíferas de grano grueso y equigranulares (20.1 Ma, K-Ar; Warnaars et al., 1985), dioritas y sienogranitos (16.39, U-Pb; Piquer et al, 2015), estas fases habrían sido contemporáneas a la depositación de los miembros inferiores y medios de la Formación Farellones.

Estas unidades intrusivas más antiguas están cortadas e intruídas por una serie de plutones más jóvenes del mioceno medio, estas unidades más jóvenes corresponden a dioritas porfíricas, monzonitas, cuarzo monzonitas y composiciones granodioríticas, las edades de estas unidades van de 14.7 a 8.16 Ma (Deckart et al., 2010, 2014). Estos plutones del mioceno medio son contemporáneos a una serie de diques andesíticos subverticales con orientaciones preferenciales NW y NE y presentan un rango de edad de 11 a 10 Ma (K-Ar, Navarro, 1996).

Los eventos intrusivos más recientes del batolito Río lanco-San Francisco van del mioceno tardío al plioceno temprano y corresponden a porfidos subvolcánicos dacíticos y riolíticos, la edad de emplazamiento para estos cuerpos intrusivos más jóvenes va de los 7.12 a los 4.69 Ma (U-Pb, Deckart et al., 2013).

Batolito Río Colorado:

Este intrusivo aflora al norte de la ruta Los Libertadores y presenta estrecha relación con sistemas de falla NW-NNW. Se han reconocido cerca de 7 facies dentro de este complejo intrusivo, las unidades más antiguas corresponden a granodioritas equigranulares de grano grueso con una edad de emplazamiento de 21.76 Ma (Piquer et al., 2015) y habría sido contemporáneo con las unidades basales de la formación Farellones. Esta unidad antigua está cortada e intruída por pórfidos dacíticos y riolíticos con anfíboles y biotita, la edad mínima de esta unidad realizada en brechas dacíticas (Vicente & Munizaga, 1982) está datada en 18.4 Ma.

Cinturón Oriental:

Los intrusivos que afloran en el sector oriental de la zona de estudio corresponden a pequeños stocks, diques y sills que muestran estrecha relación espacial con las fallas Alto del Juncal y El Fierro. Esta unidad intrusiva está compuesta por una serie de plutones porfíricos equigranulares de grano grueso de composición diorítica y granodiorítica que a su vez están cortados e intruídos por unidades andesíticas y dacíticas subvolcánicas. Montecinos et al. (2008) obtuvo edades de 11.53 Ma para la granodiorita y 12.28 Ma para la diorita.

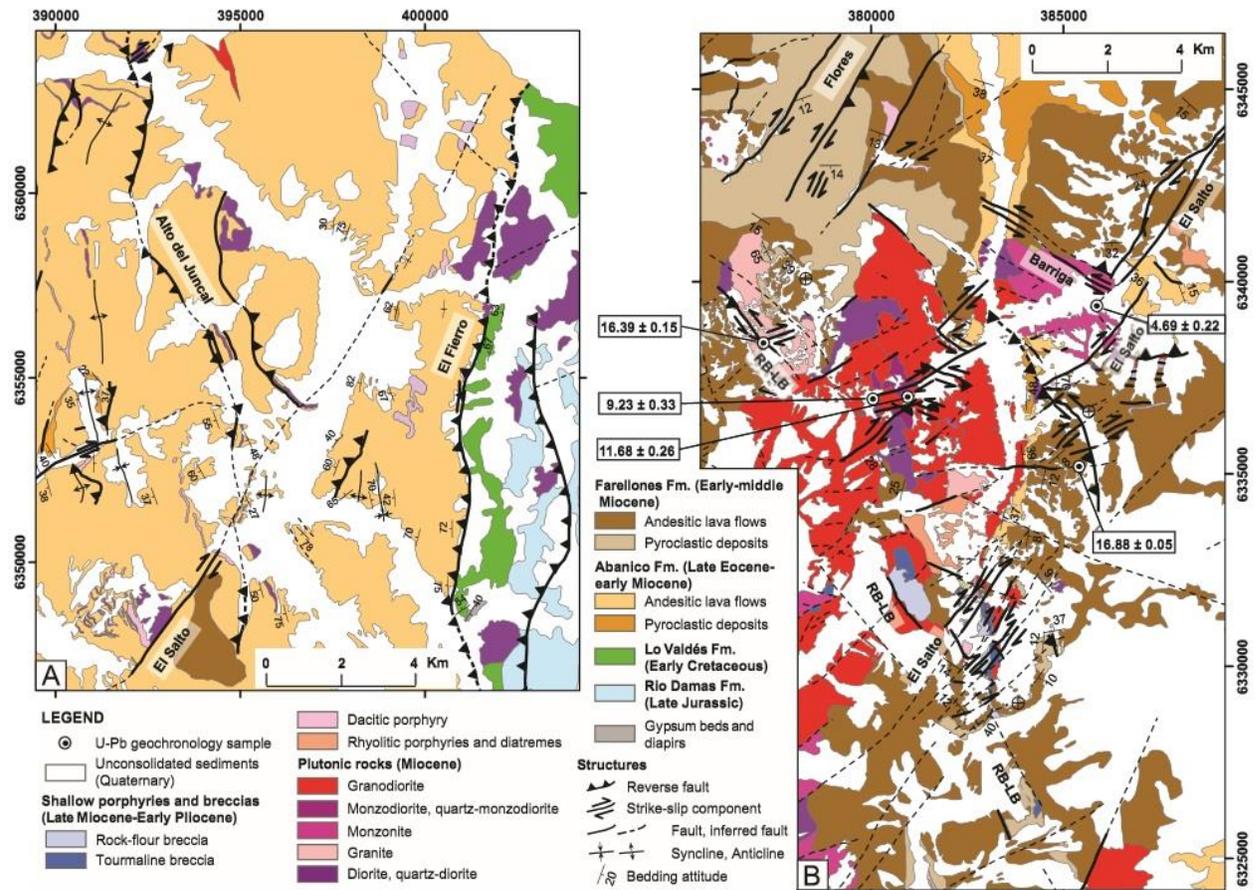


Figura 12: Mapa Geológico-estructural y distribución intrusivos para el distrito Río Blanco-Los Bronces. A: zona Oriental. B: Zona Central. Tomado de Piquer et al., 2015.

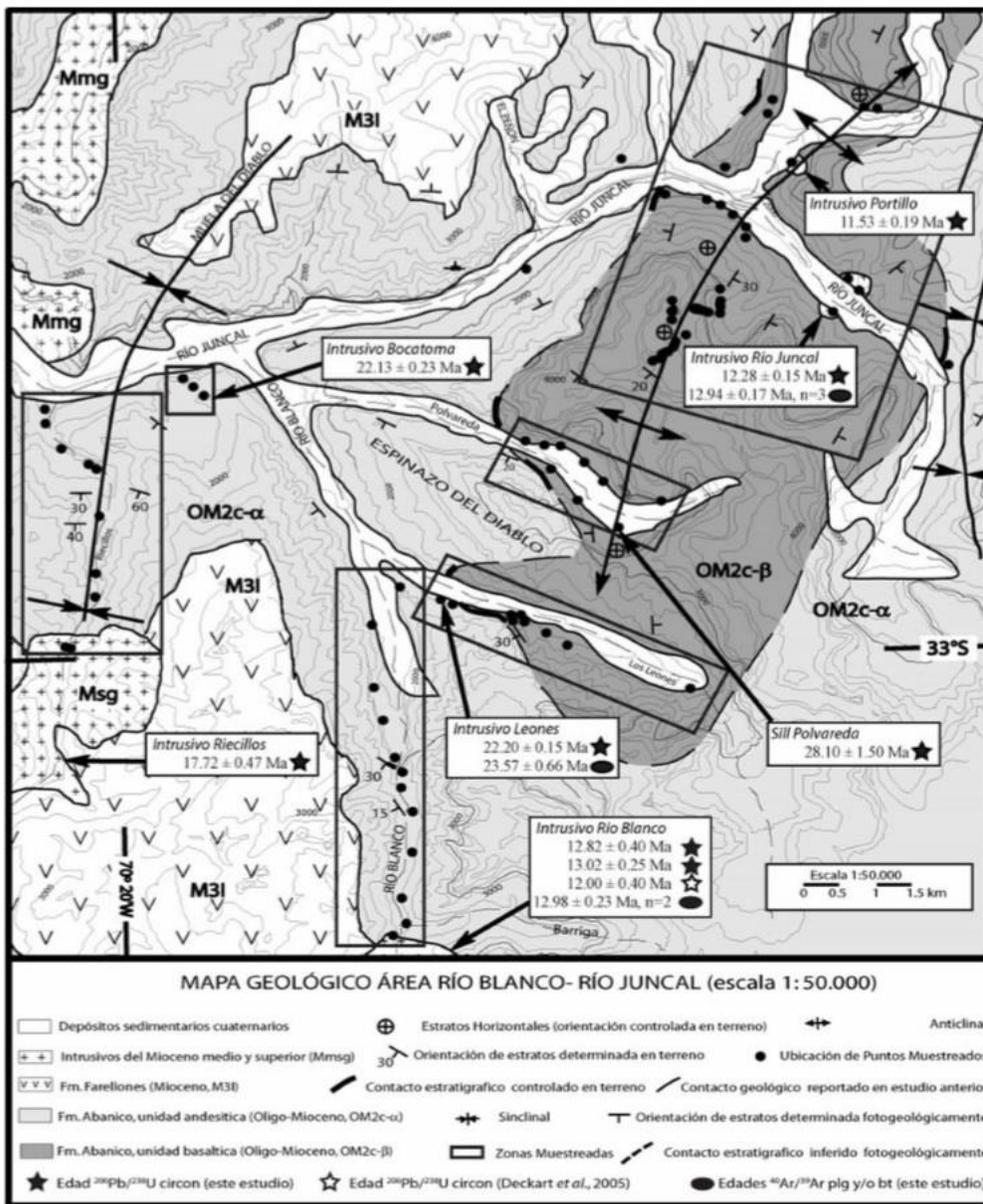


Figura 13: Mapa Geológico y distribución de intrusivos para los valles del río Juncal y Río Blanco. Tomado de Montecinos (2008).

2.4. Marco estructural

Las principales estructuras regionales de la zona y rasgos estructurales se muestran en las figuras 14 y 15. La región de estudio comprende 2 zonas que se diferencian en cuanto a su estilo de deformación por las unidades litoestratigráficas afectadas. Por una parte, se tiene el sector occidental, cercano a la zona de falla Pocuro (ZFP), y, por otro, el sector oriental, que coincide con la Laguna del Inca, el Parque Andino Juncal y el límite fronterizo de Chile con Argentina.

El sector occidental se caracteriza por estructuras de rumbo ~N-S siendo la zona de falla Pocuro la estructura más importante de la región. Los primeros estudios la describen

como una faja de rocas milonitizadas de varias decenas de metros y varias fallas subparalelas (Aguirre, 1960; Carter y Aguirre, 1965; Rivano, 1996).

Estudios más recientes de Campbell (2005), quién estudió zonas aledañas a esta falla cerca del río Rocín-Aconcagua, indica que esta estructura más bien corresponde a un conjunto de fallas de muy alto ángulo con un rumbo aproximado NS a N20°W y fallas asociadas de rumbo N50°W y N30°-60°E. De acuerdo con este autor, esta falla habría sido activa hasta el Mioceno inferior, momento en que ocurre la inversión de la cuenca extensional Abanico mediante una reactivación de fallas de alto ángulo con movimientos de vergencia al oeste y rumbo dextral (Campbell, 2005; Machuca, 2017). Los estudios de Campbell (2005) en trazas de fisiólisis en apatito y zircón indican que durante el Eoceno y Oligoceno se produjo una exhumación de las rocas al Oeste de esta falla, mientras que para aquellas ubicadas al Este de esta falla los mismos datos sugieren una exhumación importante durante el Mioceno superior-Plioceno. Por otra parte, Jara (2014) en sus estudios indica que esta falla presentó una actividad principal en período pre-Oligoceno, deformando con gran intensidad a rocas de la Formación Salamanca y, en menor medida, a rocas cenozoicas que se dispondrían a ambos lados de la falla “sellando” esta deformación. Por otra parte, Troncoso (2014) en sus estudios muestra evidencias de actividad neotectónica al borde oriental de la Depresión Los Andes – San Felipe, esta actividad se encuentra además alineada sobre la prolongación hacia el norte de la Zona de Falla Pocuro, evidenciando actividad a lo largo y sobre esta estructura (Troncoso, 2014).

Unos ~13 km al suroeste de la Falla Pocuro, se reconoce otra estructura importante: la falla Infiernillo (ver figura 14), que se presenta como una traza de 12 km de largo (Aguirre, 1960) con rumbo N10°E y manteo de 80°E (Fock, 2005). Dicha estructura presenta una actividad que se describe como extensional desde el Eoceno y normal invertida posteriormente en el Oligoceno superior-Mioceno inferior. De la misma manera que la Falla Pocuro, esta estructura se relaciona con el desarrollo e inversión de la cuenca de Abanico (Fock, 2006). Sin embargo, a diferencia de la Falla Pocuro, la Falla Infiernillo habría correspondido al límite occidental de esta cuenca (Fock, 2006; Risetto, 2015; Machuca, 2017).

En el sector oriental se hace complejo el estudio estructural debido a los rasgos que las fases orogénicas han sobrepuesto en la región. Rivano (1996) describe la zona como un gran apilamiento tectónico compresivo con un gran desarrollo de pliegues y fallas inversas hacia el este, que hacia el sector más oriental marcan el inicio del frente de las fajas plegadas y corridas del Aconcagua y La Ramada (Rivano, 1996; Ramos, 1996). De acuerdo con Jara (2013), el sector oriental se caracteriza por 2 rumbos principales de la deformación: NS y NNW, en donde la orientación NS estaría asociada a la reactivación de fallas normales del Oligoceno-Mioceno inferior, y la orientación NNW estaría asociada a la deformación fuera de secuencia de las fajas plegadas y corridas de La Ramada y de Aconcagua (Jara, 2013). Por otra parte, estudios de Piquer (2015) indican, además, la presencia importante de estructuras de rumbo de orientación NE-NNE, y reconoce 2

estructuras importantes en el sector oriental de la zona de estudio: la falla Alto del Juncal y la falla El Fierro (ver figuras 8 y 12).

En sus estudios Piquer et al. (2015) reconoce la interferencia de estructuras NS, NW y NE en la región de estudio, e indica que la arquitectura interna de la cuenca estaría dominada por fallas con rumbos NW y NE (ver figura 15), oblicuas al eje N-S del arco magmático generando patrones de interferencia complejos entre ellas, estos patrones complejos de interferencia entre fallas de alto ángulo, de acuerdo con este autor, crearían zonas de debilidad reactivadas heredadas de estructuras antiguas creando “zonas de daño cortical de larga vida” las que estarían estrechamente relacionadas con el emplazamiento de pórfidos y cuerpos intrusivos en la región.

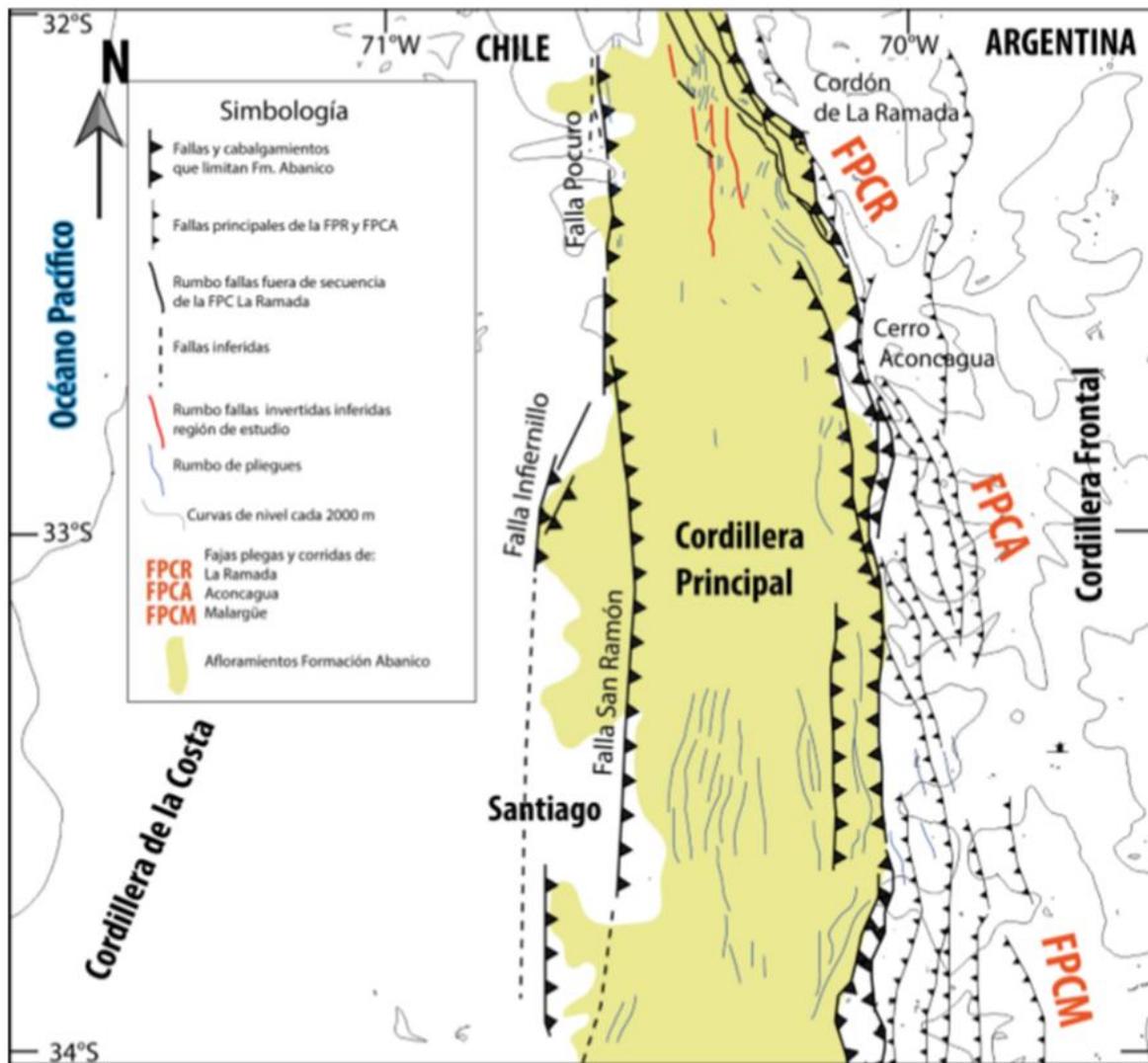


Figura 14: Mapa geológico simplificado en donde se resaltan las principales estructuras de extensión regional. Tomado de Jara 2013).

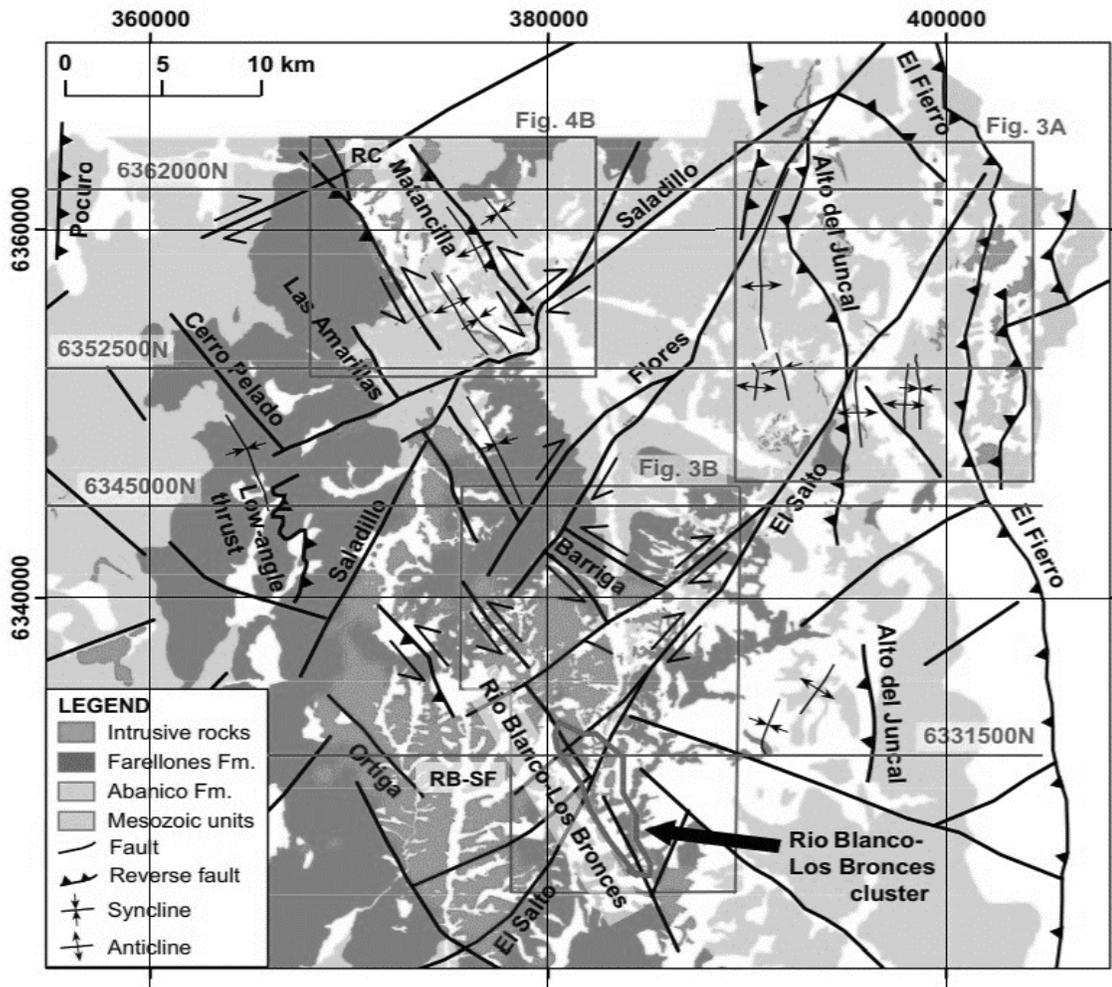


Figura 15: Principales estructuras en el distrito Río Blanco-Los Bronces. Tomado de Piquer et al., 2015.

Sección entre 32°45'-33°S (Jara, 2013):

De acuerdo con Jara (2013) en la zona de estudio las unidades oligocenas a miocenas están afectadas por un plegamiento con longitud de onda decreciente hacia el oriente y vergencia oriental desde la zona de falla Pocuro hacia el este (ver figura 16).

El plegamiento, al oeste de la zona de la Laguna del Inca, afecta a rocas de la Formación Farellones que aun más hacia el oeste se disponen de manera subhorizontal discordante o pseudoconcordantes sobre la Formación Abanico.

Al oeste de la Laguna del Inca, en el Cerro Juncal, un par anticlinal-sinclinal de buzamiento al sur, se presenta en contacto por falla con niveles que hacia el oriente conforman un sinclinal que bordea por el este a la laguna (ver figura 16). Algunas de las fallas del sector más oriental de la sección han sido interpretadas como fallas fuera de

secuencia de la FPC del Aconcagua (ver Cegarra y Ramos, 1996), cuyo despegue principal es de bajo ángulo y a una profundidad de ~3 km en base a perfiles balanceados realizados para esta región (Cegarra y Ramos, 1996).

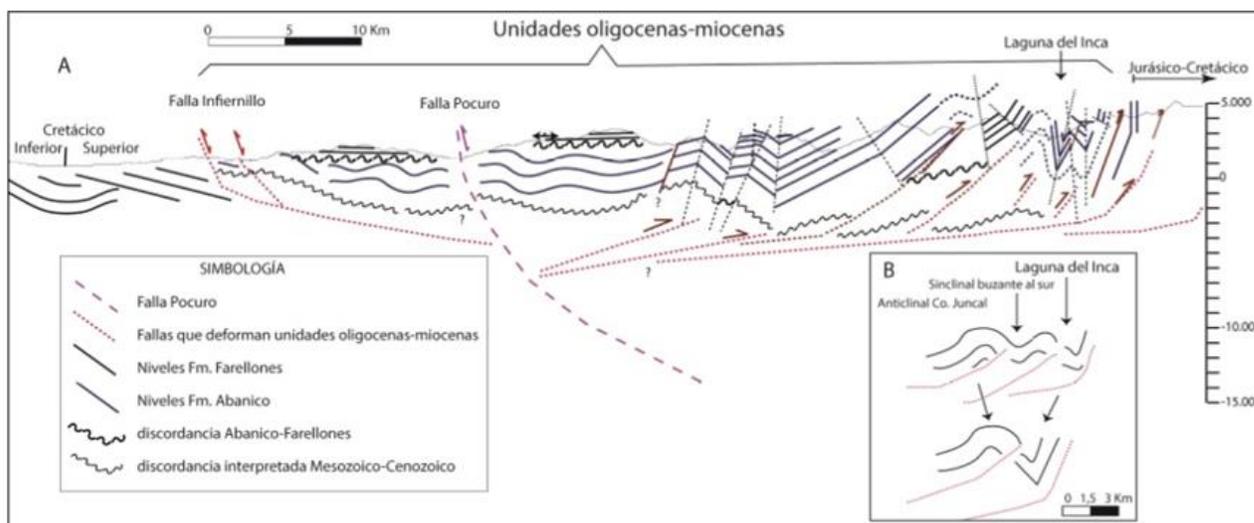


Figura 16: Sección esquemática a 32°45'S entre la Falla Infernillo y el límite internacional Chile Argentina. B) Detalle de interpretación para la zona de Cerro Juncal y Laguna del Inca. tomado de Jara, 2013.

Sección entre 32°50-33°S (Piquer, 2015):

Estudios de Piquer et al. (2015) en el distrito Río Blanco-Los Bronces sugieren que la evolución tectónica de la región de estudio estuvo fuertemente controlada por 2 sistemas de falla oblicuos NW-NNW y NE. Las fallas Pocuro por el occidente y El Fierro-Altos del Juncal por el oriente habrían controlado los márgenes de la cuenca de Abanico (ver figura 17). Estos sistemas de falla habrían sido selectivamente reactivados durante la posterior inversión tectónica, las fallas de orientación NW habrían presentado un movimiento inverso-sinistral y por otra parte estructuras de orientación NE habrían presentado un movimiento principalmente dextral.

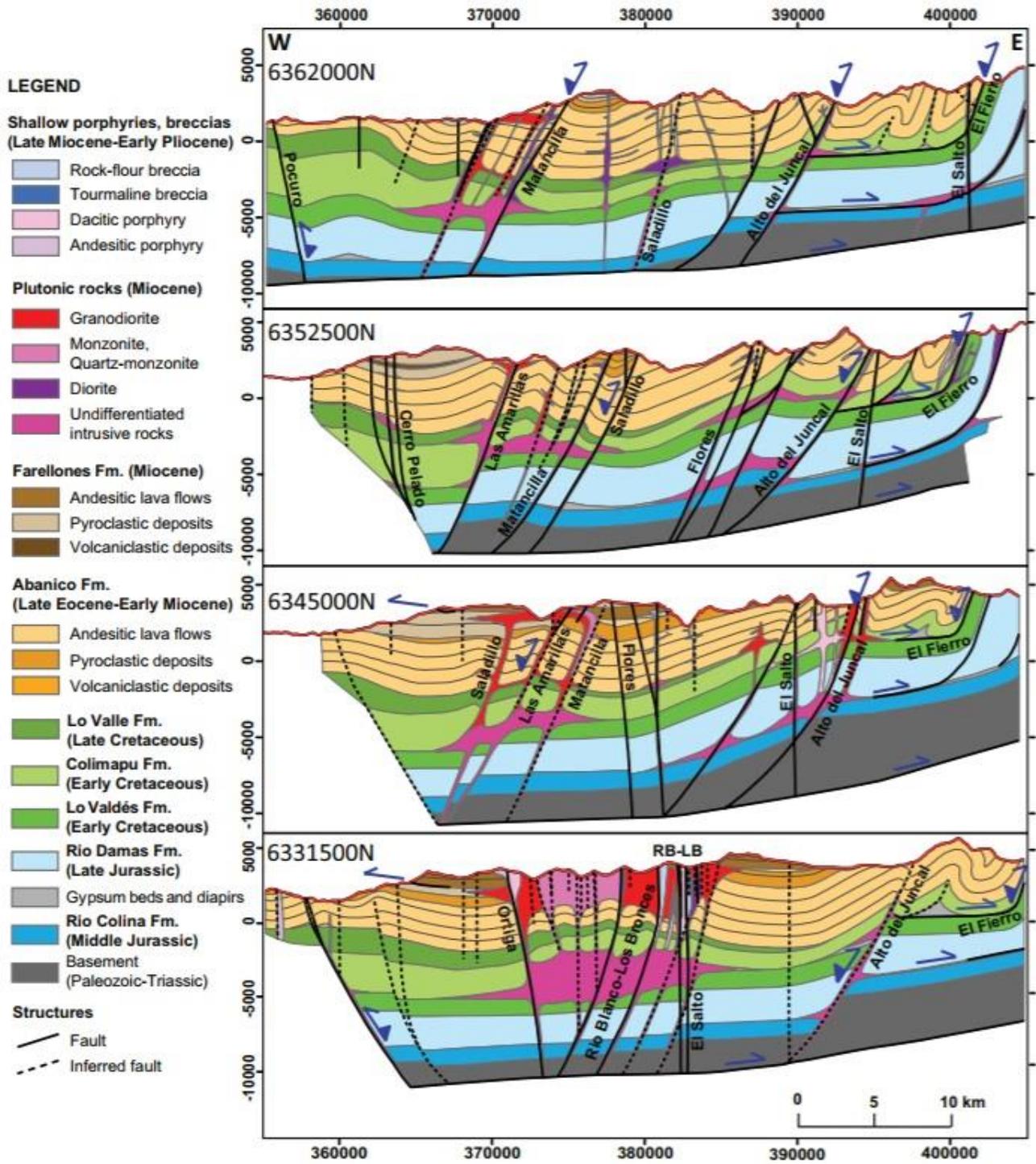


Figura 17: Secciones estructurales para el distrito Río Blanco-Los Bronces. Tomado de Piquer et al., 2015.

2.5. Marco tectónico

El segmento de la cadena andina entre los 32° y 36°S muestra variaciones latitudinales de rumbo, estructuras principales, alzamiento topográfico, cantidad y tasa de acortamiento, entre otras (Giambiagi, 2016). Estas características y diferencias estructurales del segmento andino entre los 32° y 36°S están directamente relacionadas con la historia del sistema de subducción a lo largo de la costa occidental de Sudamérica. La historia geológica de las placas tectónicas en este margen convergente ha sido registrada en las rocas y unidades que afloran en la costa oeste de Sudamérica, así como también en la deformación que las afecta.

A continuación, se presenta un breve marco de la evolución tectónica de la región de la zona de estudio, basado en la literatura existente.

La evolución tectónica del margen occidental de Sudamérica involucra una superposición de procesos geodinámicos que ha sido subdividida en diferentes etapas o ciclos (Ver Figura 18). La primera etapa se desarrolló entre el Proterozoico y el Paleozoico y se le denomina “etapa colisional” ya que consistió en sucesivos eventos de acreción de terrenos y períodos de extensión y rifting, estos eventos habrían sido causados por la reorganización de la configuración global de las placas en ese momento (Charrier et al., 2007; Ramos, 2009).

Una segunda etapa denominada “Ciclo Tectónico pre-Andino” se desarrolló desde el Pérmico, posterior al período previo caracterizado por la sucesiva acreción de terrenos en el margen occidental de Sudamérica. Este “Ciclo Pre-Andino” se habría caracterizado por la consolidación de El Gondwana, el desarrollo de grandes cuencas extensionales de orientación NNW y por un margen pasivo debido a una disminución considerable de la tasa de convergencia en el margen occidental de Gondwana (Charrier et al., 1979; 2007). Posteriormente a partir del Jurásico Inferior se reinicia la subducción dando paso a la “subducción moderna” comenzando así un nuevo ciclo tectónico denominado “Ciclo Andino” (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier et al., 2007).

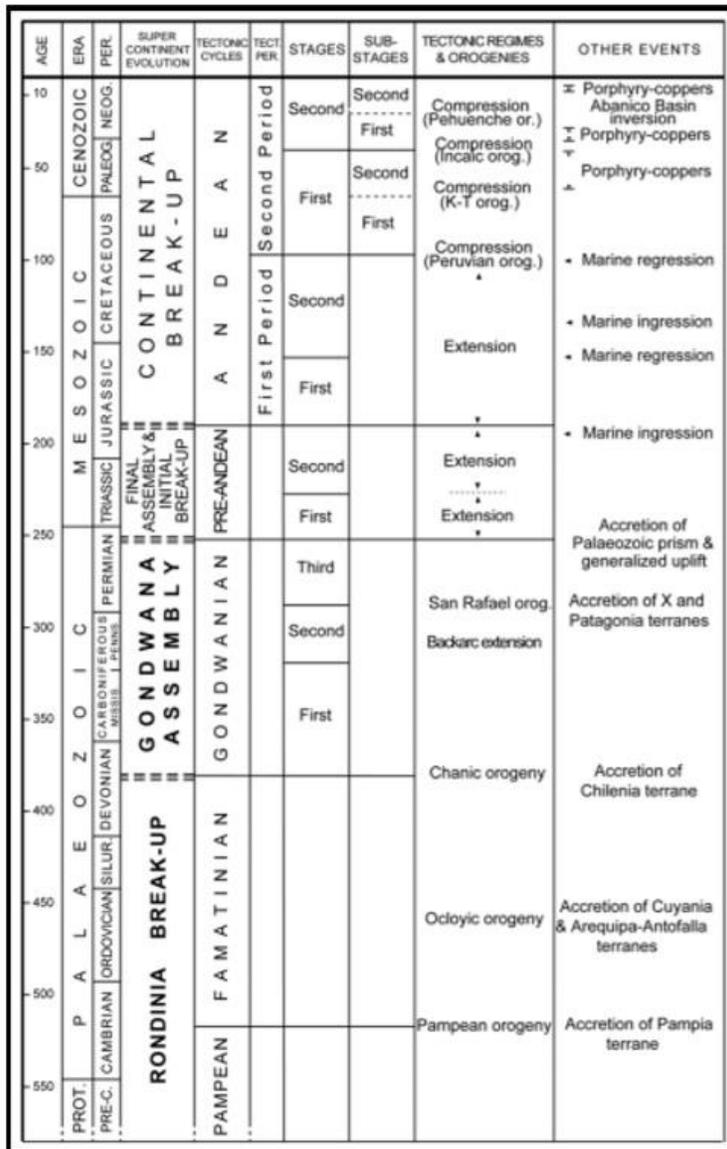


Figura 18: Ciclos tectónicos, orogenias y eventos asociados a la evolución del margen occidental de Sudamérica, comparado con la evolución del supercontinente. Tomado de Charrier et al. (2015).

CICLO ANDINO:

Posterior a las etapas de *rifting* y desarrollo de las cuencas del Triásico y Jurásico inicial la reanudación de la subducción en el borde occidental del Gondwana dió inicio a un nuevo ciclo tectónico, el “Ciclo Andino”.

Este período se divide en 3 grandes etapas: una etapa temprana desde el Jurásico Inferior al Cretácico Superior Temprano y dos etapas tardías desde el Cretácico Superior hasta el Cenozoico (ver figura 19).

EDAD	ERA	PERIODO	CICLO TECTONICO	ETAPAS	SUBETAPAS	EVENTOS TECTONICOS
10	CENOZOICO	NEOGENO	A N D I N O	Tercera	Segunda	Orogenia Pehuenche
		Primera			Extensión	
50	PALEOGENO	Segunda		Segunda	Orogenia Incaica	
	Primera			Transtensión		
100	CRETACICO	Primera		Primera	Orogenia K-T	
					Extensión	
150	JURASICO	Primera	Primera	Orogenia Peruana		
				Extensión		
200					Subsidencia termal	
					Extensión	Subsidencia tectónica
					Primera	Emerción de la cuenca
					Extensión	Subsidencia termal
						Subsidencia tectónica

Figura 19: ciclo tectónico andino y eventos tectónicos. Tomado de Charrier, 2009.

En la primera etapa del Ciclo Andino, la reanudación de la subducción generó un arco volcánico fuertemente subsidente ubicado al nivel del mar en la actual Cordillera de la Costa, esto se ve reflejado en la formación de cuencas de rift que permitieron la acumulación de las potentes secuencias sedimentarias y volcánicas de las Formaciones Lo Prado y Veta Negra (Vergara et al., 1995; Charrier et al., 2007). Estas condiciones configuraron a los ~32°-33°S una paleogeografía constituida por una cuenca de ante arco de Lo Prado, el arco Lo Prado y una cuenca extensional de tras arco Mendoza-Neuquén (Figura 20) (Charrier et al., 2007).

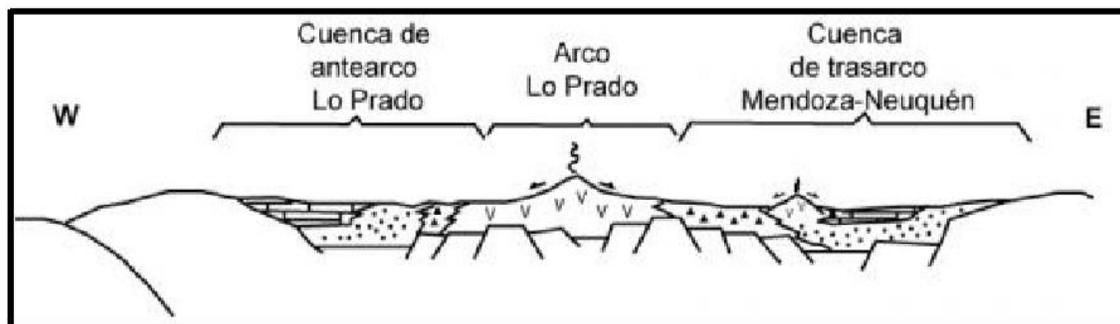


Figura 20: Esquema paleogeográfico de Chile Central para la segunda subetapa de la primera etapa del ciclo Andino. Tomado de Charrier et al., 2007.

Posterior a esto, durante el Aptiano tardío-Albiano se desarrollaría un período de post-rift durante el cual se depositan las secuencias volcánicas de la Formación Cerro Morado (Boyce, 2015) a partir de un arco volcánico que migra hacia el este. La migración de este arco volcánico hacia el oriente pudo ser ocasionada por la disminución en el ángulo de subducción de la placa oceánica bajo la placa continental (Charrier et al., 2007). Este período culmina con un evento compresivo en el margen andino denominado “Fase Peruana” (Scheuber et al., 1994) lo que da paso a la segunda etapa del Ciclo Andino.

La segunda etapa del Ciclo Andino comienza luego del evento compresivo generalizado del Cretácico Inferior Tardío (~105 Ma) el cual habría dado origen al primer relieve andino (Charrier et al., 2007, 2015; Boyce, 2015) y se extiende hasta el Eoceno Medio. Producto de lo anterior, el margen occidental de Sudamérica fue alzado y erosionado: las cuencas de tras arco junto con las unidades geológicas previamente constituidas sufrieron una deformación compresiva, además de una migración paulatina del arco volcánico hacia el este debido a una disminución del ángulo de convergencia (Charrier et al., 2007), junto con la subducción de una placa más joven y boyante (Mpodosis y Ramos, 1990; Scheuber et al., 1994). Boyce (2015) propone que bajo esta configuración se habrían generado los depósitos sinorogénicos continentales y marinos-lacustres en las secciones proximales del antepaís, representados por el Miembro Pitipeumo de la Formación Las Chilcas.

Dentro de esta segunda etapa del Ciclo Andino, se ha reconocido una inconformidad regional que separa a depósitos del Cretácico Superior de depósitos Paleógenos, lo cual indica la existencia de un evento compresivo llamado “Fase K-T” (Cornejo et al., 2003; Charrier et al., 2007; Jara, 2013).

Para el período comprendido entre el Cretácico Superior-Paleoceno, Persico (2016) propone el desarrollo de un arco volcánico oblicuo en un ambiente extensional subsidente, el cual se ubicaría al este del arco previamente desarrollado y estaría representado por productos volcánicos de la formación Lo Valle, Unidad Guanaco y Formación Plan de Los Lleques (Machuca, 2017).

La segunda etapa del Ciclo Andino termina con un nuevo episodio compresivo denominado “Fase incaica” (Cornejo et al., 2003; Reutter, 2001; Charrier et al., 2007) evidenciada por un hiatus en el registro estratigráfico en el período del Paleoceno-Eoceno Medio, la deformación presente en la Unidad Guanaco permite acotar la edad de un evento compresivo entre los 63 y 42 Ma (Tapia, 2015). Este evento compresivo da origen a la orogenia Incaica lo que coincide con un peak de alta convergencia entre placas (>10 cm/año entre 49,5 y 42 Ma) y una reducción en la oblicuidad de la convergencia después de los 45Ma (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Cornejo et al., 2003; Charrier et al., 2007). Estos eventos ponen fin a la etapa anterior y dan inicio a la tercera etapa del Ciclo Andino.

En esta tercera etapa del ciclo andino, que empieza desde el Eoceno Medio, comienza a adoptarse la configuración actual del margen occidental de Sudamérica con el alzamiento de la cordillera en su posición actual y el desarrollo de las unidades morfoestructurales presentes hoy en día (Charrier et al., 2007).

Sin embargo, en el período comprendido entre el Eoceno Medio y el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano se registra un episodio de extensión el cual generó una amplia cuenca extensional entre los $\sim 28^{\circ}$ - 39° S: la cuenca de Abanico (Godoy y Lara, 1994; Charrier et al., 2002, 2007, 2009), con volcanismo intra arco asociado a un adelgazamiento cortical, alto flujo calórico y magmatismo con afinidades predominantemente toleíticas (Charrier et al. 2002, 2009). Dicha cuenca se habría ubicado en una posición más oriental que el arco anterior, quedando en el flanco oriental de la Cordillera Incaica (ver Figuras 21 y 22).



Figura 21: distribución tentativa de la cordillera incaica y cuenca de Abanico. Tomado de Charrier, 2009.

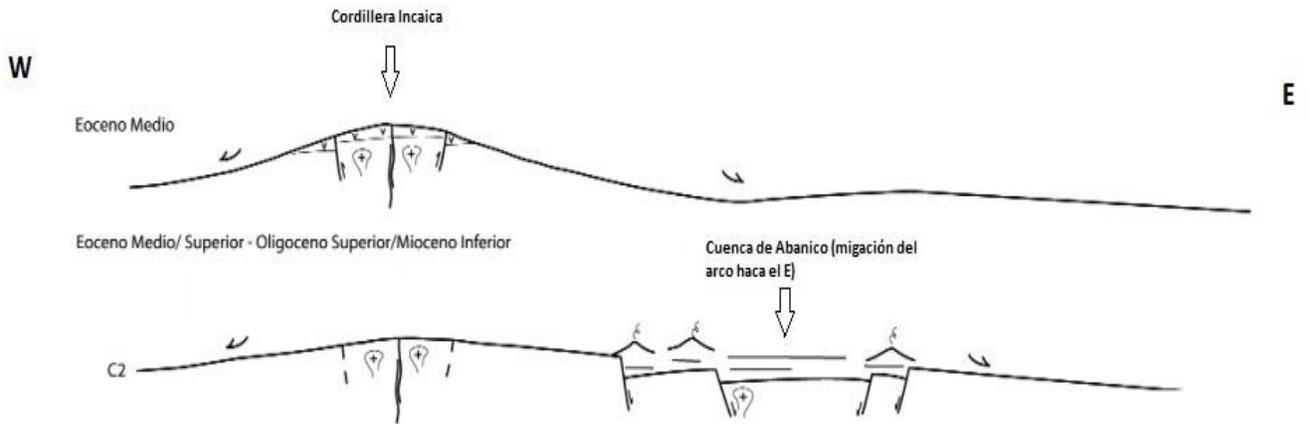


Figura 22: perfil esquemático mostrando la evolución tectónica del orógeno durante el Eoceno-Mioceno inferior. modificado de Charrier 2009.

Esta cuenca habría tenido una fuerte segmentación latitudinal (Piquer, 2016) y el ancho de sus depósitos varía considerablemente aumentando desde el norte hacia el sur, mostrando un ancho promedio de 35 km en la zona de estudio y mayor a 50 km hacia el sur de los 33°S, un largo mayor a 1.000 km y un espesor de depósitos de ~3.000 m.

La arquitectura de esta cuenca habría estado controlada por la reactivación de diferentes estructuras previas, las que habrían delimitado y controlado la distribución de los distintos depocentros asociados a esta cuenca (Piquer et al., 2015, 2016, 2017; Machuca, 2017). A los ~32°33'S se habría generado un depocentro principal en el borde oriental, sin gran actividad importante en su borde occidental durante el Mioceno (Jara y Charrier, 2014). Mientras que más al sur entre los 33°-33°30'S se ha propuesto que distintas fallas inversas observadas en el borde occidental de la Cordillera Principal corresponden a fallas normales posteriormente invertidas que habrían controlado el desarrollo de la cuenca extensional (Fuentes, 2002; Fock, 2005). De esta manera, al sur de los 33°S, la cuenca desarrolló al menos dos depocentros: uno occidental delimitado al oeste por las fallas Infiernillo, Cerro Renca y Portezuelo de Chada y hacia el este por la Falla San Ramón; y un depocentro oriental limitado hacia el este por el Sistema de Falla El Diablo (ver figura 21) (Fock, 2005; Fock et al., 2006; Muñoz-Saez et al., 2014; Machuca, 2017).

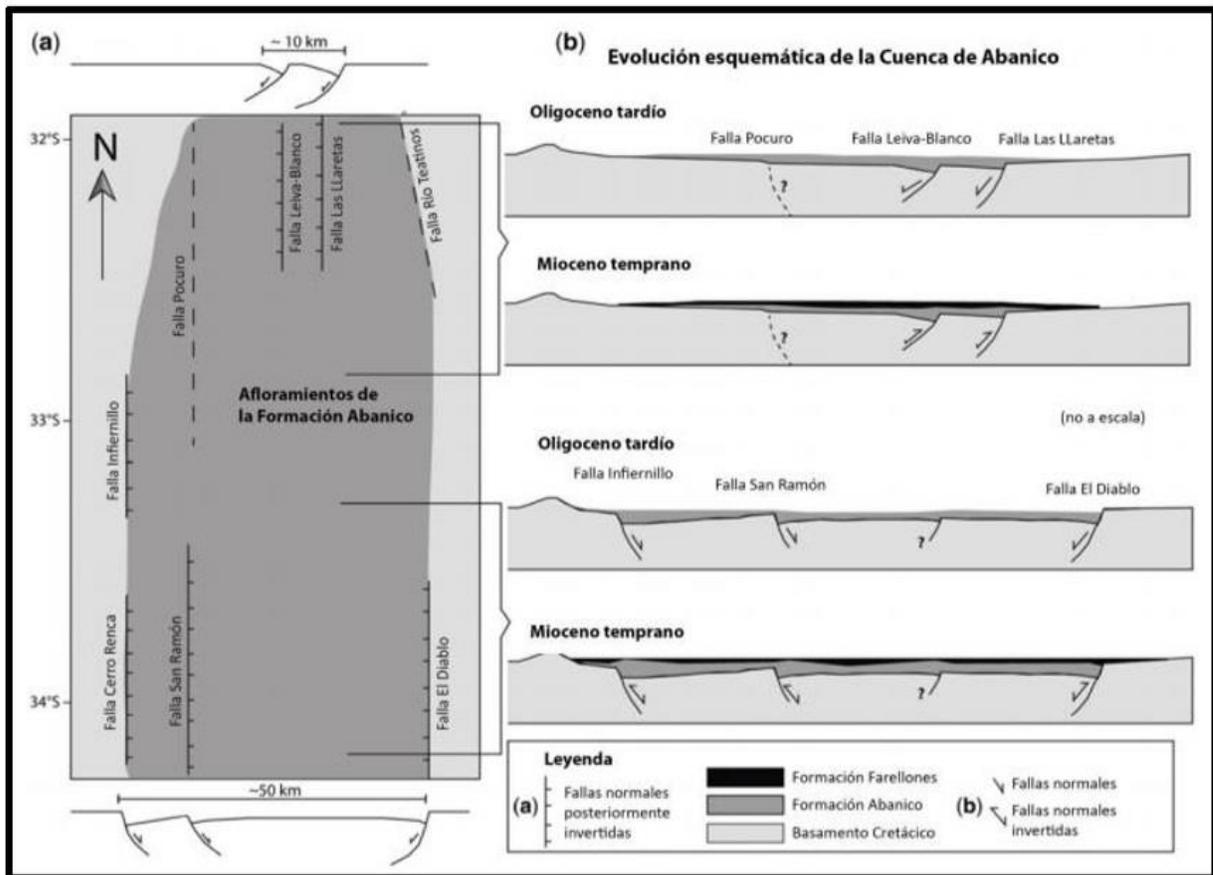


Figura 23: Distribución esquemática de los afloramientos de la Formación Abanico y de las estructuras mayores que los limitan en la Cordillera Principal, entre los 32°S y 34°S. Se interpreta el ancho de la cuenca en donde se acumulan los depósitos de la Formación Abanico. b) Esquema de la evolución de la Cuenca de Abanico entre el Oligoceno tardío y el Mioceno Temprano en dos secciones generalizadas entre los 32°-33°S y los 33°-34°S (Tomado de Jara et al., 2015).

Posteriormente, a partir del Oligoceno tardío-Mioceno temprano se inicia, en la región andina acá considerada, un episodio de deformación compresiva que se manifestó en varios pulsos sucesivos hasta el Mioceno tardío. En la Cordillera Principal de Chile central, el primer pulso de este episodio compresivo, la orogenia pehuenche, produjo la inversión tectónica de la cuenca de abanico, lo que generó un gradual engrosamiento cortical. En este período no se interrumpe el magmatismo, el cual se manifiesta en una intensa actividad que da origen a los depósitos sintectónicos de la formación Farellones (Jordan et al., 2001; Nyström et al., 2007; Charrier et al., 2002, 2005, 2007; Muñoz-Sáez et al., 2014), estos magmas tienen una signatura geoquímica principalmente calcoalcalinas, lo que diferencia estos depósitos de la formación Abanico con una signatura toleítica.

Durante este período de deformación compresiva, la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana fue aumentando gradualmente (Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998) lo que sugiere una relación entre la mayor velocidad de convergencia y la sostenida deformación compresiva.

De acuerdo con Charrier (2009) la evolución de la deformación entre el Mioceno temprano Tardío y Mioceno medio, permite reconocer 2 eventos principales asociados a esta

deformación: la migración hacia el este de la deformación y una expansión del plutonismo hacia territorio argentino y el desarrollo de fajas plegadas y corridas, este episodio compresivo finalizó con el alzamiento de la Cordillera Frontal a 8-9 Ma (Giambiagi et al. 2003) y el basculamiento hacia el Oeste del orógeno (ver figura 24).

En la etapa final de este período, alrededor de los 12 Ma, se inicia una nueva segmentación en el orógeno andino con la subducción de un trazo ~E-W de la dorsal de Juan Fernández bajo la placa continental (Yáñez et al., 2001, 2002). Este evento se tradujo en el desarrollo de un segmento de subducción plana o “flat-slab” entre los 27°-33°S, y 2 segmentos con subducción normal (~30°) al norte y sur del segmento con subducción plana.

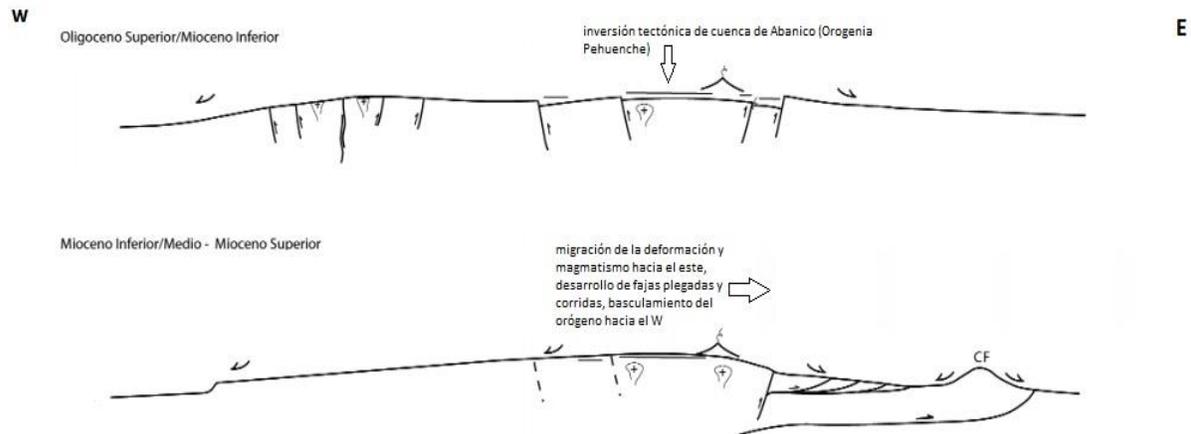


Figura 24: perfil esquemático mostrando la evolución tectónica del orógeno durante el Mioceno inferior-Mioceno superior. modificado de Charrier 2009.

Posteriormente, durante el Mioceno Tardío al Plioceno Temprano (~9 a 4Ma) se produce una expansión tectónica que incluye la reactivación fuera de secuencia en las fajas plegadas y corridas, retrocorrimientos con vergencia al W, deformación en la parte occidental de la Cordillera Principal, instalación definitiva del arco en su posición actual y actividad magmática mineralizadora en el sector occidental de la Cordillera Principal (ver figura 25) (Charrier et al., 2009 y referencias en el).

El arco en este período se desarrolló sólo al norte y al sur de la zona de subducción plana, es decir al norte de los 27°S y al sur de los 33°S. El progresivo engrosamiento cortical y la deformación compresiva entre los 10 y 8 Ma coinciden con la formación de varios pórfidos cupríferos Cu-Mo y Cu-Au en la Cordillera Principal en Chile y en la faja plegada y corrida en Argentina. Los depósitos porfídicos de este período presentan leyes relativamente bajas. La actividad plutónica retornó al oeste de la Cordillera Principal en Chile a partir de los ~7 Ma junto con la interrupción del volcanismo de la Formación Farellones (Kay et al., 2005). Entre los 6,4 a 4,3 la actividad magmática estuvo ligada a la intrusión de stocks epizonales en zonas de intersección de fallas a las que se asoció la generación de pórfidos Cu-Mo de clase mundial (Charrier et al., 2009; Makshev et al., 2004); los magmas asociados a estos depósitos tienen afinidad adakítica, lo que podría indicar generación magmática bajo una corteza engrosada (Kay et al., 2005).

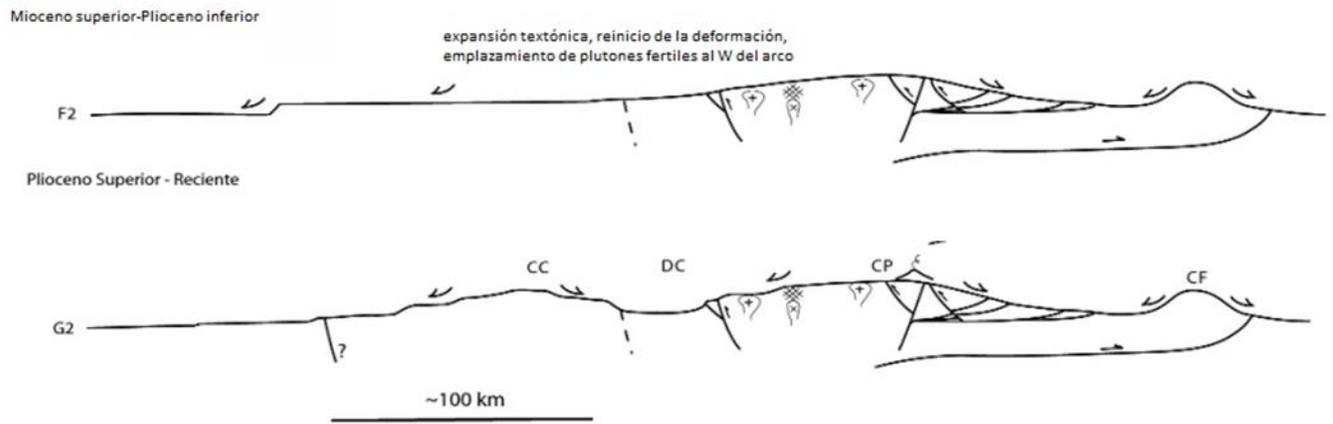


Figura 25: perfil esquemático mostrando la evolución tectónica del orógeno durante el Mioceno superior al presente. modificado de Charrier 2009.

3.0 MARCO TEÓRICO: SISTEMAS DE TELEDETECCIÓN APLICADOS EN GEOLOGÍA

La introducción de nuevas tecnologías durante las últimas décadas ha revolucionado el mundo y la manera en que se estudia. A medida que se han ido desarrollando nuevas herramientas tecnológicas, la manera de estudiar diferentes fenómenos ha ido cambiando, ya que estas herramientas nos dan cada vez más opciones para hacer ciencia y recolectar información de los fenómenos de interés.

La teledetección es una herramienta tecnológica que ha surgido en los últimos años y cuyo fin es obtener información de objetos o superficies sin tener un contacto físico entre el objeto o superficie de estudio y el objeto de recolección. Existen diversos tipos de sensores remotos como: fotografía digital, imágenes satelitales, scanner, laser, radar, entre otras (Richards, 1999; Jensen, 2005).

Uno de los conceptos más importantes en teledetección consiste en lo que es realmente una imagen satelital y cómo esta se genera. Una imagen corresponde a una o más matrices de datos digitales. Casi todos los satélites de teledetección captan imágenes utilizando sensores digitales que funcionan similares a las cámaras digitales, solo que principalmente estos toman una línea de datos que va barriendo el territorio a modo de “peineta” (Richards, 1999).

Los sensores incluidos en los satélites o en aviones cuentan con muchos detectores que miden la cantidad de radiación electromagnética (es decir, energía) que refleja la superficie de la Tierra y los objetos que hay en ella. Estas mediciones se denominan espectrales. Cada valor de reflectancia espectral se registra como un número digital. Estos números se transmiten de nuevo a la Tierra donde un ordenador los convierte en colores o tonos de gris para visualizar una imagen de la superficie terrestre (Richards, 1999).

El programa LANDSAT corresponde a un programa desarrollado por la NASA. El cual consiste en varios satélites artificiales puestos en órbita para la observación espectral en alta resolución de la tierra. El más reciente es el LANDSAT 8 que cuenta con dos sensores de medición OLI (*Operational Land Imager*) y TIRS (*Thermal Infrared Sensor*), ambos instrumentos capturan información de reflectancia de la superficie de la tierra en diferentes bandas de frecuencia. El sensor OLI colecta información correspondiente a nueve bandas espectrales que cubren un rango del espectro desde los 0.433 μm a los 1.390 μm , por otra parte, el sensor TIRS tiene un rango de frecuencia que va de 10.30 μm a 12.50 μm (U.S. Geological Survey, 2015).

La generación de imágenes de alta resolución de la tierra en un amplio espectro de frecuencias ha revolucionado las ciencias de la tierra y la geología, ya que con dicha información se pueden realizar estudios geológicos preliminares sin tener la necesidad de ir a la zona. Lo anterior ha facilitado de gran manera estudios a escala regional ya que con imágenes satelitales es mucho más fácil reconocer estructuras de carácter regional que son difíciles de visualizar en terreno, incluso ha permitido el reconocimiento de

asociaciones minerales sólo analizando el espectro de reflectancia de la zona de estudio (Gupta, 2017; Vaan Der Meer, 2012).

3.1 Teledetección y discriminación litológica

En teledetección cada sensor puede captar un rango específico de frecuencia el cual se divide en bandas, en la imagen 14 se pueden ver las bandas con sus respectivos rangos de frecuencia que capta cada sensor.

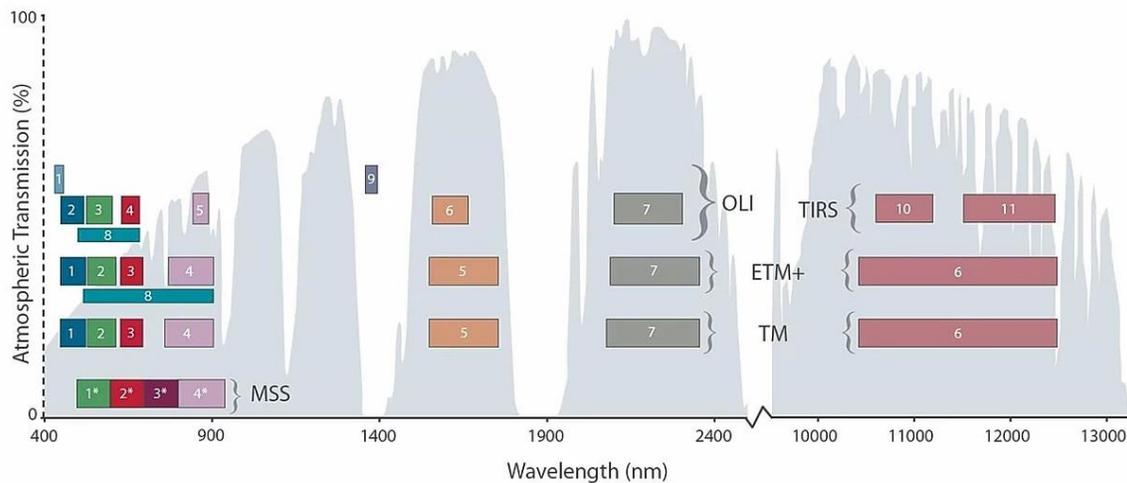


Figura 26: sensores y distintos tipos de banda de acuerdo con el rango de frecuencia. Fuente: USGS. Handbook, L. (2016). Landsat 8 (L8) Data Users Handbook. LSDS-1574 Version, 2.

Ciertas combinaciones de bandas en las imágenes satelitales sirven para distintas aplicaciones. Existen diferentes maneras para combinar colores y generar otros, por ejemplo, las impresoras utilizan el formato CMYK (*Cyan, Magenta, Yellow, black*), otros sistemas utilizan HSV (*Hue Saturation Value*) y las pantallas digitales utilizan RGB (*Red Green Blue*). En RGB, la ausencia de los tres colores es el negro y la máxima presencia de los tres colores es el blanco, las otras combinaciones, en distintas proporciones generan todos los colores posibles.

Cuando se combinan las bandas de las imágenes en RGB, cada banda en la combinación aporta una información particular a lo que se visualizará en pantalla. Por ejemplo, las bandas visibles, aportan el color que corresponde a la longitud de onda de dicha banda, de esta manera, la banda del verde aporta con la información de los elementos de la superficie que tengan tonos verdes. Las bandas del infrarrojo cercano aportan información de la vegetación, ya que en esa longitud de onda (0,83 μm) todos los elementos vegetales tienen una reflexión de la energía muy alta; de la misma manera las bandas del infrarrojo de onda corta (1,6 a 2,5 μm) poseen información respecto de la química de las rocas/minerales por lo tanto la presencia de una de esas bandas en una combinación aportará en distintas tonalidades, información geológica del área (Lattus, 2018). Las combinaciones más utilizadas en sensores remotos son:

- R: Rojo, G: Verde, B: Azul : **Color Real**
- R: Infrarrojo Cercano, G: Rojo, B: Verde : **Infrarrojo Color**
- R: Infrarrojo de onda corta, G: Infrarrojo Cercano, B: Azul : **Discriminador Litológico**

A partir de ciertas combinaciones de bandas espectrales en los distintos canales de color RGB, HSV, entre otros, es posible lograr un contraste litológico (Mwaniki et al., 2015). Existen diversos trabajos en la bibliografía en donde se utilizan combinaciones de bandas específicos para resaltar características litológicas de un lugar (Gad & Kusky, 2006; Knepper, 2010; Pournamdari et al., 2014; Hueche, 2019). En la imagen 15 y 16 se pueden ver las distintas bandas y sus frecuencias de onda asociadas a una imagen LANDSAT 8, y las distintas combinaciones RGB de bandas que se pueden utilizar en una imagen LANDSAT 8 y sus aplicaciones en geología.

Bands	Wavelength (micrometers)	Resolution (meters)
Band 1 - Coastal aerosol	0.43 - 0.45	30
Band 2 - Blue	0.45 - 0.51	30
Band 3 - Green	0.53 - 0.59	30
Band 4 - Red	0.64 - 0.67	30
Band 5 - Near Infrared (NIR)	0.85 - 0.88	30
Band 6 - SWIR 1	1.57 - 1.65	30
Band 7 - SWIR 2	2.11 - 2.29	30
Band 8 - Panchromatic	0.50 - 0.68	15
Band 9 - Cirrus	1.36 - 1.38	30
Band 10 - Thermal Infrared (TIRS) 1	10.60 - 11.19	100
Band 11 - Thermal Infrared (TIRS) 2	11.50 - 12.51	100

Figura 27: Bandas y frecuencias de onda en una imagen LANDSAT 8. Fuente: USGS. Handbook, L. (2016). Landsat 8 (L8) Data Users Handbook. L8DS-1574 Version, 2.

Combinación de Bandas Espectrales en sistema RGB	Usos	Canal de Banda para imagen Landsat 8 OLI
R: Rojo; G: Verde; B: Azul	Color Real	R: B4; G: B3; B: B2
R: NIR; G: Rojo; B: Verde	Falso color para realce de vegetación	R: B5; G: B4; B: B3
R: SWIR-2; G: NIR; B: Azul	Falso color para discriminador litológico	R: B7; G: B5; B: B2
R: Rojo/Verde; G: SWIR-1/Azul; B: SWIR-2/Rojo	Falso color para discriminador litológico	R: B3/B2; G: B5/B1; B: B7/B3
R: SWIR-1/SWIR-2; G: Rojo/Azul; B: SWIR-1/NIR	Falso color para estudio de minerales de alteración	R: B6/B7; G: B4/B2; B: B6/B5

Figura 28: Combinaciones de bandas para diferentes usos en imagen Landsat 8 OLI. Tomado de Pérez (2019).

En este trabajo se utiliza la siguiente combinación RGB: R:rojo/verde, G:SWIR-1/azul, B: SWIR-2/rojo para crear una imagen que se pueda utilizar como discriminador litológico (figura 60), las diferentes tonalidades y contrastes de esta imagen se deben interpretar para poder identificar cambios que se puedan asociar a diferentes unidades litológicas.

Por otra parte, se realiza una clasificación supervisada de minerales que consiste en seleccionar una serie de minerales de la librería espectral de ENVI, estos minerales deben tener una amplia representatividad espectral. Una vez seleccionados los minerales se debe aplicar una clasificación supervisada utilizando la herramienta *Spectral angle mapper* de ENVI para que el programa busque los minerales seleccionados en la zona de estudio, de esta manera el programa analiza las curvas espectrales de la zona de estudio y las asocia al mineral seleccionado que más se adecúe a esa curva con algún % de error asociado. De esta manera se genera una imagen de clasificación supervisada, es necesario indicar que el objetivo para crear esta imagen de clasificación supervisada de minerales no es buscar minerales específicos, si no que buscar contrastes en la distribución de las diferentes curvas de reflectancia para cada píxel en la zona de estudio con el objetivo de que estos contrastes finalmente se traduzcan en una herramienta para identificar litologías o cambios espectrales importantes dentro de la zona de estudio.

3.2 Teledetección y filtros direccionales para reconocer estructuras

La teledetección también se puede utilizar para el mapeo y estudio estadístico de lineamientos en las imágenes satelitales. Distintos métodos se pueden utilizar para detectar estos lineamientos, se puede hacer un análisis de componentes principales (PCA) aplicado a bandas específicas del espectro visible e infrarrojo, como también se pueden realizar filtros direccionales para destacar los lineamientos a través de una matriz de convolución utilizando el software ENVI (Kassou et al., 2010; El Moujahid et al., 2016). Estos procesamientos nos ayudan a mapear diversos lineamientos en la imagen que luego deben ser interpretados o no como posibles estructuras geológicas.

4.0 RESULTADOS

A continuación, se presentan los resultados obtenidos en base al estudio realizado, cuyo producto final es el mapa y perfil geológico integrado de la zona de estudio que se muestran al final de este capítulo.

En primer lugar, con base en el estudio bibliográfico y los datos obtenidos en 2 campañas de terreno que están respaldados por 45 puntos de control (ver figura 29, Anexos A y B), se entrega la información de la litología de la zona de estudio y luego se presenta la geología estructural.

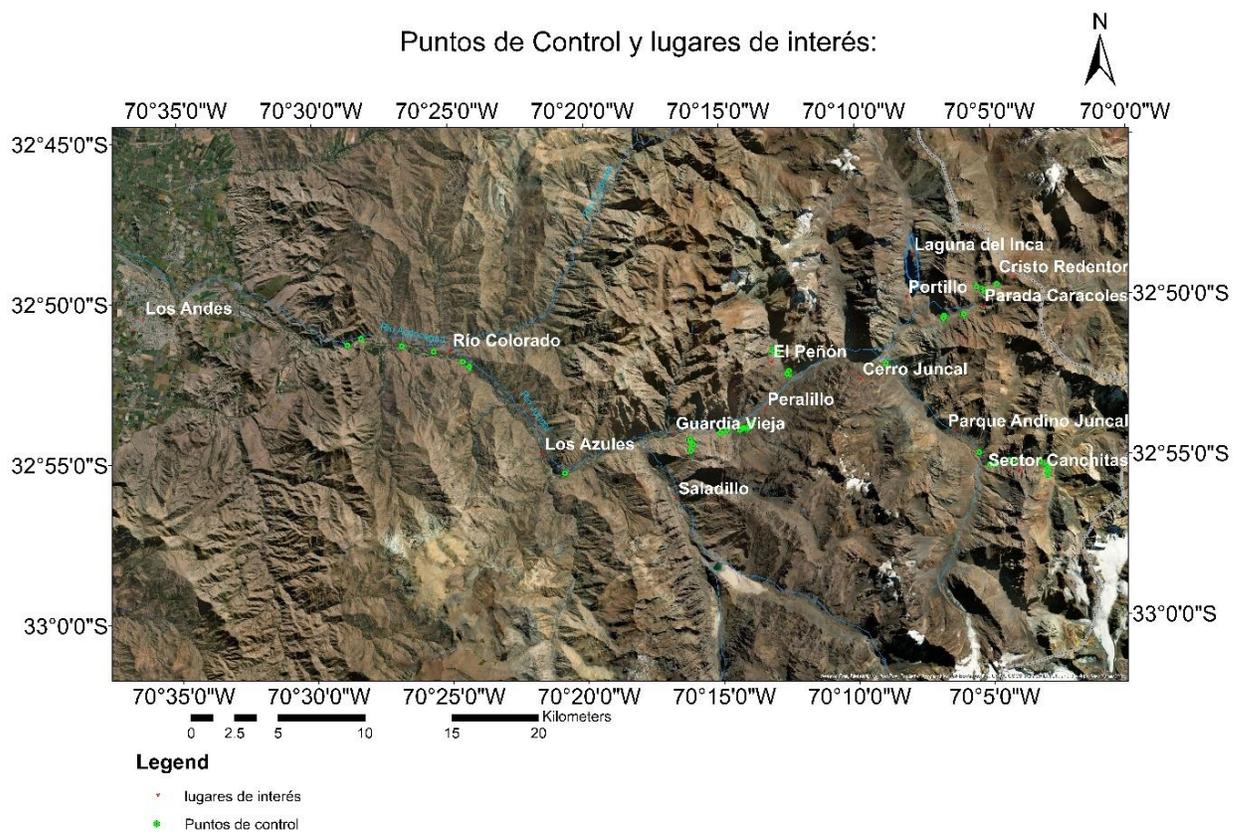


Figura 29: Distribución y ubicación de los 45 puntos de control y de localidades citadas en el texto. Ver anexo A.

Por otra parte, se presentan los resultados obtenidos en base a un análisis realizado con imágenes hiperespectrales LANSAT-7 de la región de estudio.

Debido a la extensión de la zona y las características geológicas, que serán explicadas más adelante, la región de estudio se divide en 3 zonas principales: zona oriental, zona central, zona occidental (ver figura 30).

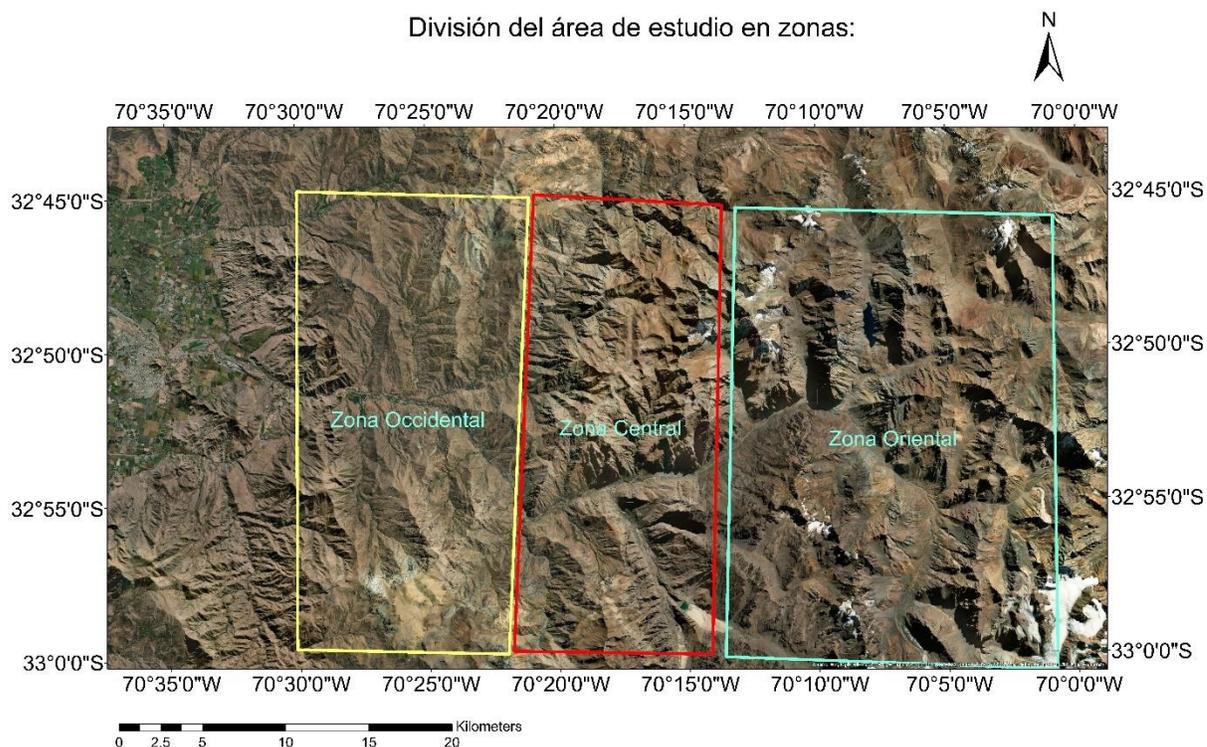


Figura 30: División de área de estudio en 3 zonas.

4.1. Geología Local: Estratigrafía zona de estudio

La estratigrafía de la zona, en general, se caracteriza por potentes secuencias volcánicas y volcanoclásticas con intercalaciones de niveles sedimentarios. Estas secuencias volcánicas y volcanoclásticas se encuentran intruídas por abundantes diques e intrusivos graníticos del Paleógeno-Neógeno (Warnaars et al., 1985; Navarro, 1996; Montecinos, 2008; Deckart et al., 2010, 2014; Piquer, 2014). De acuerdo con las columnas levantadas y las secuencias observadas en terreno se pueden reconocer 4 unidades principales en la zona de estudio, de más antigua a más joven (estas Unidades se describen en el siguiente apartado):

1. Unidad sedimentaria marina (USM).
2. Unidad volcánica y volcanoclástica inferior (UVVI).
3. Unidad volcánica con predominio sedimentario (UVS).
4. Unidad volcánica y volcanoclástica superior (UVVS).

A continuación, se presenta información sobre la litología (ver anexo B para detalle de descripción de muestras) y la estratigrafía observada en terreno en base a la cual se levantaron las columnas estratigráficas, las que se correlacionaron utilizando criterios litológicos y estructurales en conjunto con ayuda de imágenes satelitales de la zona de estudio, las que sirvieron como herramienta para realizar un seguimiento de estratos y visualizar la disposición y distribución estratigráfica general.

Es necesario mencionar que los espesores de las unidades que se describen a continuación son en algunos casos aproximados (específicamente en los sectores oriental y occidental) ya que presentan variaciones, tanto latitudinales como longitudinales, debido a la complejidad estructural que afecta a la región, y niveles que presentan geometría lenticular o que se van acuñando. Por otra parte, también se debe mencionar que, si bien en algunos lugares se pudieron levantar columnas estratigráficas en detalle, en otras localidades debido a problemas por la topografía, pendientes o de accesibilidad no se pudo recopilar información detallada sobre la estratigrafía de la zona.

4.1. 1. Zona occidental

Sector Río Colorado-Los Chaletos

El sector de Río Colorado se encuentra en las cercanías de la autopista Los Libertadores (ver figura 29), y en ella se encuentra la confluencia del río Colorado con el río Aconcagua. En el sector afloran principalmente secuencias volcánicas, brechas volcano-sedimentarias y secuencias de predominancia sedimentaria. En general las secuencias de la zona presentan rumbos de NS a NW y buzamiento general de las capas hacia el E, en la zona más occidental las capas llegan a tener un buzamiento de hasta 65°NE

A continuación, se presenta la columna estratigráfica generalizada realizada para las cercanías del sector Río Colorado:

- En la base (ver figura 31) se observan secuencias volcánoclasticas de una potencia mínima de 30 m. Estas secuencias tienen textura brechosa, clastos polimíticos de colores blancos, rojos, verdosos oscuros y negros, en su mayoría volcánicos, de hasta 30 cm. Se hace difícil diferenciar la matriz de los clastos; al parecer la matriz contiene fenocristales de plagioclasa. Las brechas, en general, presentan mala selección, son matriz soportadas y la matriz pareciera ser esencialmente volcánica. La roca se encuentra muy alterada y fracturada.
- Sobre esta unidad (no se observa el contacto, el que es aparentemente pseudo-concordante) se observaron capas estratificadas de rumbo N30-35°W y manteo de 65°NE de una potencia aproximada de 80 m. Estas secuencias estratificadas (ver figura 31) son de características netamente sedimentarias, presenta intercalaciones de capas rojizas de grano fino de unos pocos cm de espesor con capas de color grisáceo de hasta 1 m de espesor de arenisca conglomerádica. Estas capas fueron descritas como areniscas líticas y fangolitas o lutitas rojizas.
- Sobre el nivel anterior (figura 31) se observan afloramientos aparentemente concordantes compuestos por niveles brechosos intercalados de color marrón y otros de color verdoso en un paquete con una potencia mínima de 80 m. Los niveles inferiores de color marrón corresponden a rocas volcánoclasticas con clastos principalmente volcánicos, sobre estos niveles se observaron niveles aparentemente similares, pero con una matriz de color verdoso claro, los cuales debido a acceso no fue posible obtener muestras. Probablemente estos niveles podrían haber correspondido a tobas líticas debido a su apariencia ya que se identificaron secuencias con matriz de cenizas. Esta secuencia tiene en general un rumbo NS y manteos hacia el E.

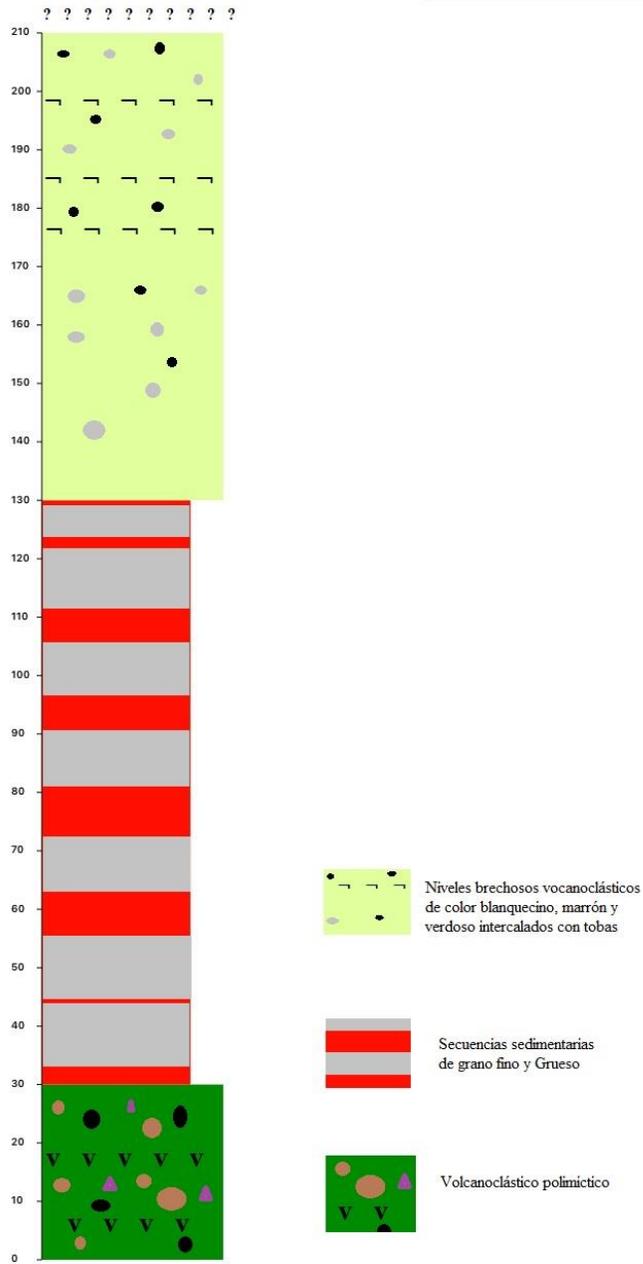


Figura 31: Columna estratigráfica realizada para la zona de río Colorado-Los Chaletos.

4. 1.2. Zona Central

Sector Los Azules - Riecillos

El sector de Los Azules-Riecillos se encuentra en las cercanías del camino internacional Los Libertadores unos 4 km al W de Río Blanco. En el sector de Los Azules-Riecillos afloran principalmente secuencias de predominancia sedimentaria que se encuentran intruídas por pórfidos dacíticos de la Unidad Tambillos.

A continuación, se presenta la columna estratigráfica generalizada realizada para la zona de Los Azules-Riecillos.

De base a techo (ver figura 32):

- 2 m de secuencia volcanoclástica polimítica, matriz soportada. La matriz pareciera ser predominantemente volcánica y presenta fenocristales de plagioclasa de 3-5 mm
- 7 m de secuencia de estratificación muy clara debido a estar compuesta por niveles claros y rojizos intercalados. Capas van de unos 5 cm hasta 40 cm. Secuencia estratificada corresponde a intercalaciones de niveles rojizos de grano fino y niveles más gruesos compuestos principalmente por arenisca conglomerádica. Esta secuencia se encuentra muy alterada y silicificada, y además se observan abundantes diques en la zona, esto probablemente se deba a la cercanía de estos afloramientos con la unidad intrusiva Tambillos.
- Sobre el nivel anterior se disponen de manera concordante niveles volcanoclásticos blanquecinos que presentan variaciones con predominancia volcánica en algunas partes y predominancia clástica en otras. Este nivel blanquecino se intercala con otras capas de color más verdoso claro. Estos niveles no fue posible tocarlos debido a la alta pendiente de la ladera y no se descarta que algunos de ellos podrían haber correspondido a tobas líticas debido a que se identificaron zonas con matriz de ceniza.

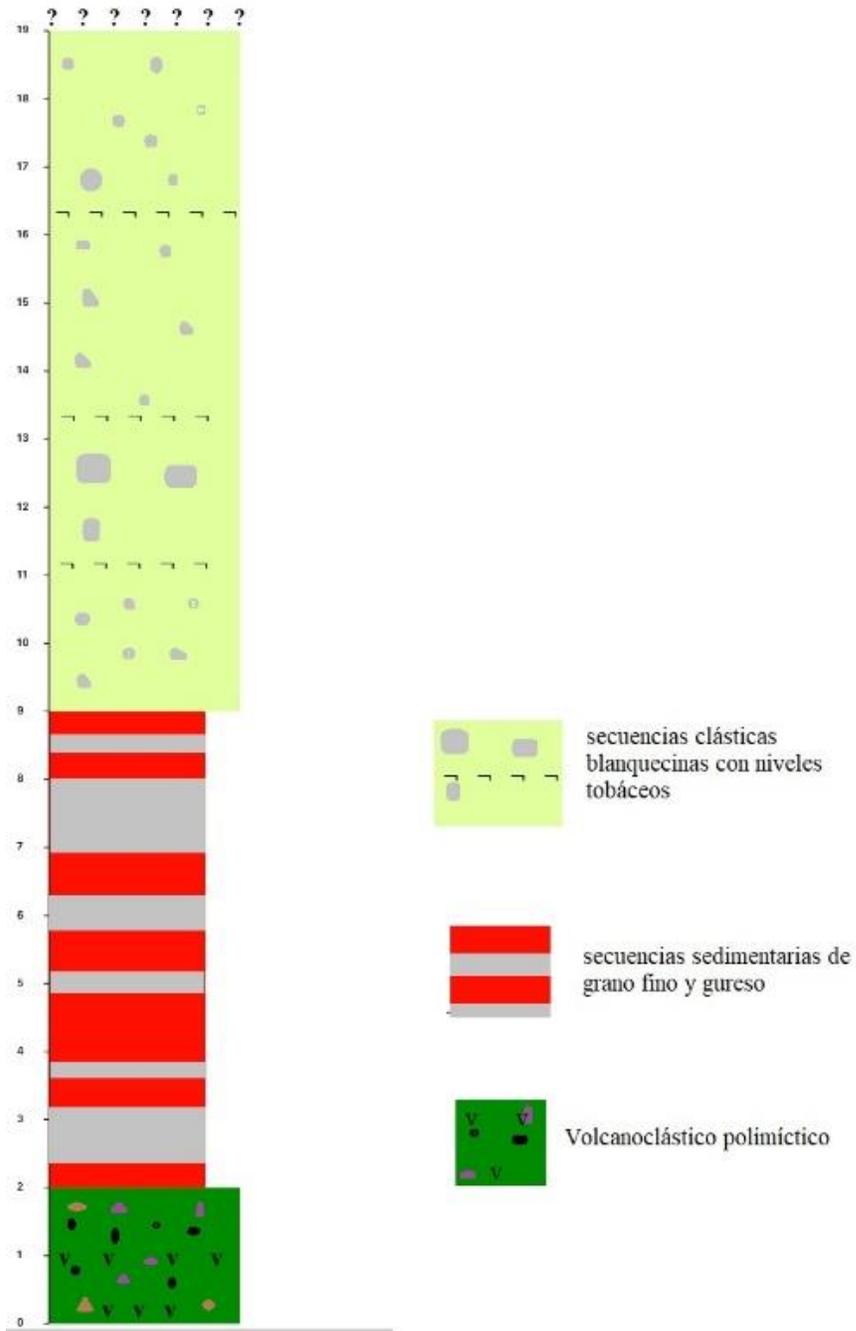


Figura 32: Columna estratigráfica realizada para la zona de Los Azules-Riecillos.

Guardia Vieja

Guardia Vieja se encuentra cerca de 3 km hacia el E del sector Río Blanco, contiguo a la Autopista Los Libertadores. En el sector de Guardia Vieja afloran secuencias volcánicas, volcanoclásticas y niveles sedimentarios intercalados. Estos paquetes estratificados tienen en general un rumbo 25°W y un manteo cerca de 30° al SW.

A continuación, se presenta la columna estratigráfica generalizada realizada para esta zona.

De base a techo (ver figuras 33 y 34):

- ~120 m. de secuencias volcanoclásticas, en algunas partes se presentan capas de predominancia clástica y otras de predominancia volcánica. En algunas partes se observan brechas volcanoclásticas con matriz de arenisca.
- ~180 m. de niveles volcánicos y clásticos con intercalaciones sedimentarias de grano fino y grano grueso (lutita y arenisca).
- ~200 m. de una secuencia volcanoclástica con predominancia clástica hacia la base y menos clastos hacia el techo. Sobre esta se observa una capa de lava muy fracturada.

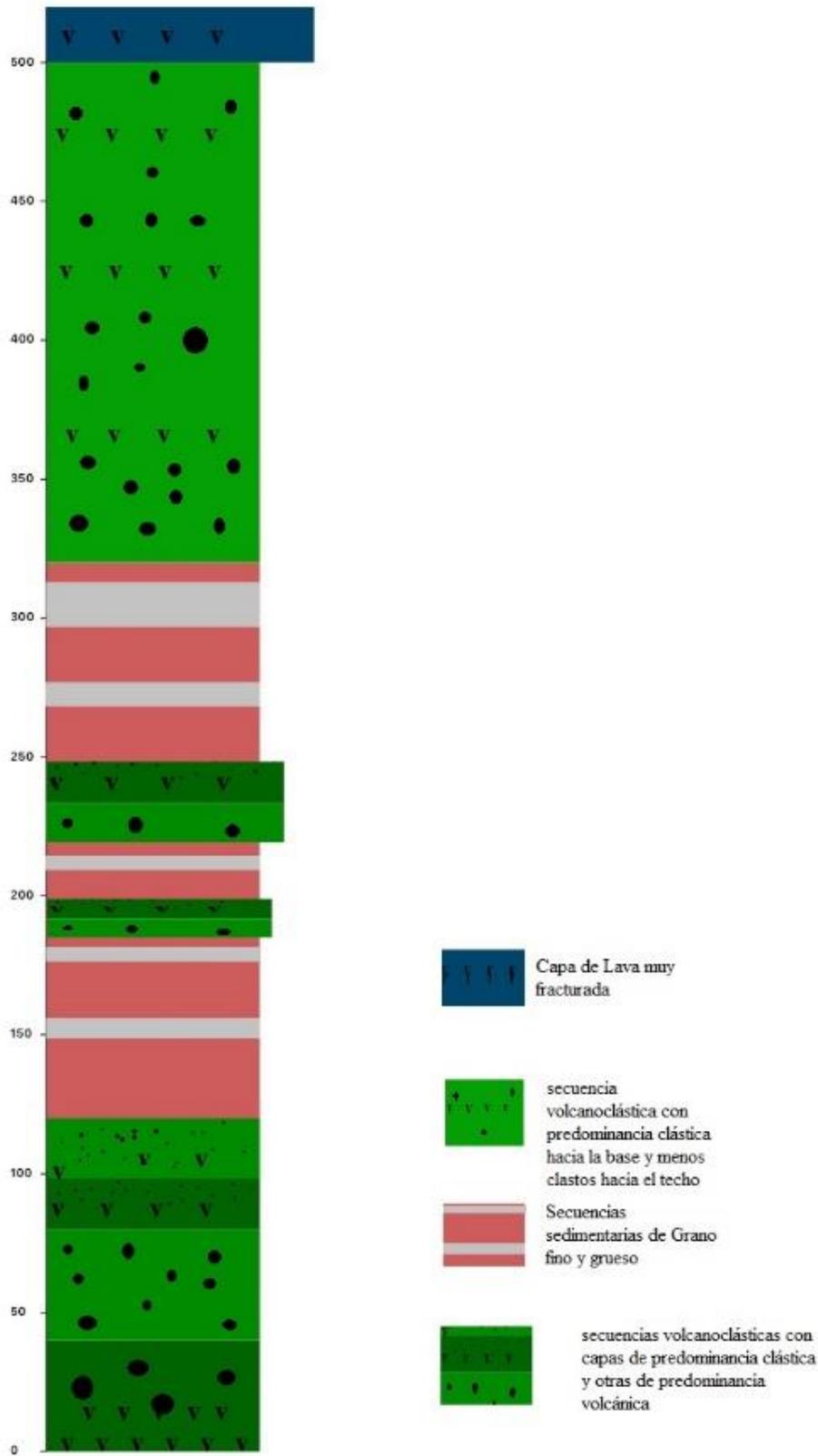


Figura 33: Columna estratigráfica realizada para la zona de guardia vieja.

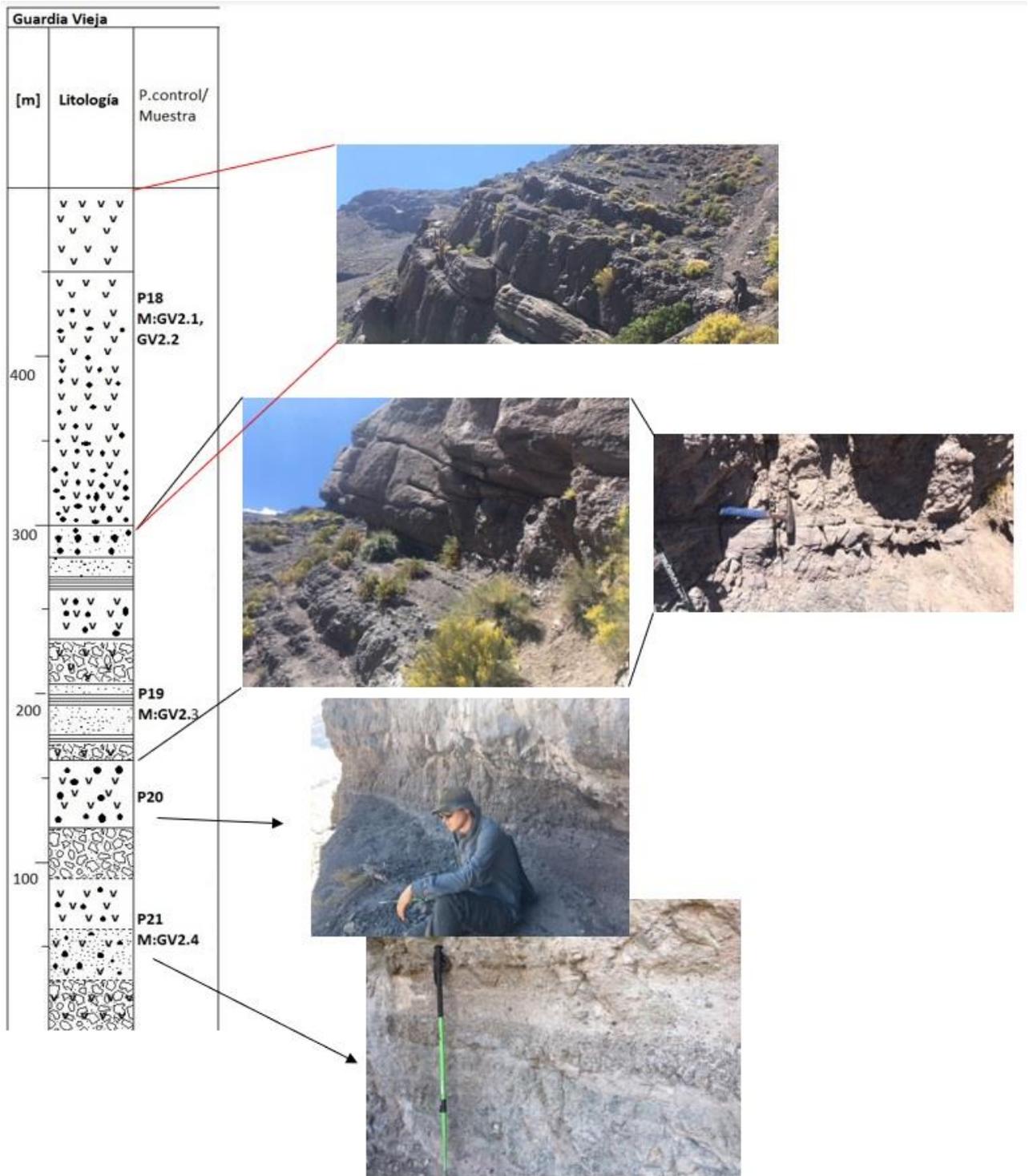


Figura 34: Esquema de la columna estratigráfica y fotografías de los tipos litológicos observados en el sector de Guardia Vieja. La letra P indica lugares donde se tomó un punto de control y la letra M indica el N° de muestra que se colectó en dicho punto.

Peralillo

Se visitó el sector comprendido entre Peralillo y Guardia vieja, mapeando por la ladera S del camino Los Libertadores. En esta zona afloran secuencias de rocas esencialmente volcánicas y volcanoclásticas. Las unidades que afloran en esta ladera tienen un rumbo que varía entre NNE y NNW. El manto general de estas secuencias varía entre 20°-30° hacia el W.

A continuación, se presenta la columna estratigráfica generalizada realizada para la zona de Peralillo. De base a techo (figuras 35 y 36):

- Paquete de ~250 m. de capas masivas intercaladas:
 - En la base del paquete predominan secuencias volcanoclásticas con abundantes clastos polimícticos, en su mayoría volcánicos.
 - En el techo del paquete predominan capas de lava porfírica con matriz cloritizada y cristales de plagioclasa de ~3-4 mm.
- Secuencia de unos ~150 m. de brecha volcanocástica polimíctica, de carácter masivo, similar al miembro inferior del paquete subyacente; a diferencia de aquel miembro, esta secuencia se presenta más meteorizada y presenta nódulos de calcita. Hacia el techo de esta secuencia se observa una disminución en el porcentaje de clastos vs matriz.
- Paquete de ~150 m. de capas de lava porfírica color rojizo, roca presenta nódulos de calcita y muy pocos clastos volcánicos pequeños.
- Secuencia de ~300 m. de lavas rojizas de textura porfírica con abundantes plagioclasas de ~5 mm. A diferencia del nivel subyacente no se observan clastos en este nivel, y las lavas son de un rojo más intenso que las del paquete anterior.
- ~300 m. de roca que no se pudo tocar debido a condiciones del terreno.
- ~100 m. de conglomerados negros de aspecto masivo. Conglomerados de carácter volcanoclástico con gran variedad en tamaño de clastos, que van desde unos pocos cm. hasta más de 40 cm. Clastos esencialmente volcánicos.

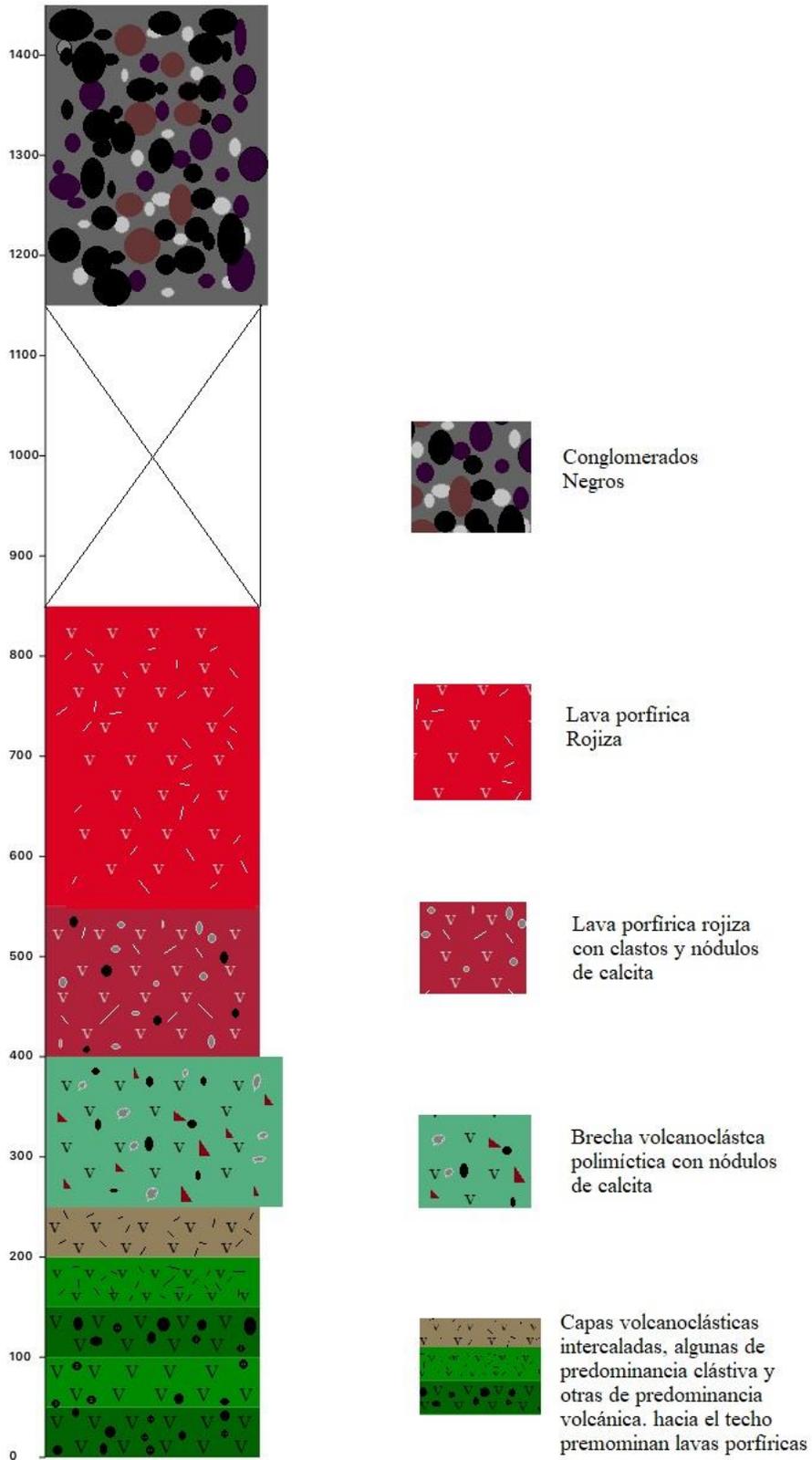


Figura 35: Columna estratigráfica realizada para la zona de Peralillo.

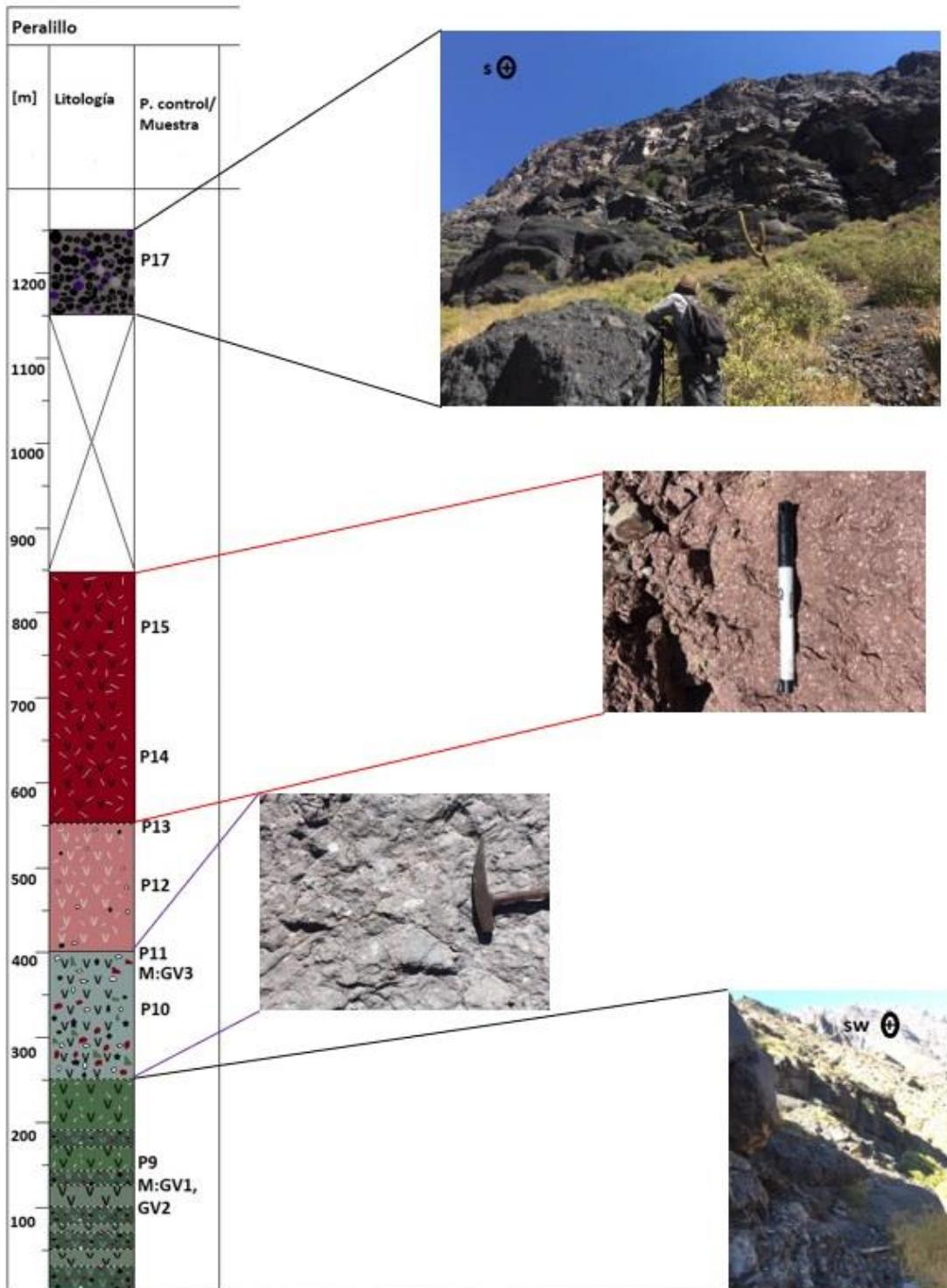


Figura 36: esquema y fotografías de la columna estratigráfica de la zona de Peralillo. La letra P indica lugares donde se tomó punto de control y la letra M indica el N° de muestra que se sacó en dicho punto.

4.1.3. Zona Oriental

El Peñón

El sector del Peñón corresponde a una quebrada de orientación NNW en la ladera N de la ruta internacional Los Libertadores (ver figura 29). En el lugar afloran rocas estratificadas de carácter volcánico, volcanoclástico y en menor medida sedimentario. Las secuencias a las que pertenecen las rocas de esta zona presentan en su mayoría rumbos hacia el NE y manteos de entre 20° a 60° hacia el NW, siendo los niveles inferiores los de mayor ángulo de manteo y los niveles superiores con ángulos de manteo menores.

A continuación, se presenta la columna estratigráfica generalizada realizada para la zona del Peñón. De base a techo (Figuras 37 y 38):

- ~100 m. de capas de lava porfírica color gris oscuro con cristales de Plagioclasa menores a 5 cm, intercaladas gradualmente con capas volcanoclásticas con clastos volcánicos menores a 5 cm. Roca muy fracturada con abundantes diaclasas, se observa posible estructura de orientación similar a la estratificación rellena con brecha de falla y halo de alteración considerable (unos ~2 m).
- ~ 350 m. de roca masiva que no se pudo tocar en terreno. Al parecer es de carácter volcánico-volcanoclástico.
- ~300 m. de paquete estratificado, de base a techo:
 - Capas de lava de hasta 5 m. Lavas tienen textura porfírica con fenocristales de plagioclasas y anfíboles.
 - Secuencia de brechas volcanoclásticas de color verdoso con ~35%-40% de clastos angulosos de hasta 10 cm, en una matriz andesítica. Clastos esencialmente volcánicos.
 - Niveles estratificados de roca clástica de origen sedimentario, probablemente areniscas y brechas con matriz de arenisca, intercalada con roca de grano fino (probablemente lutita).
 - Toba lítica de color blanquecino-verdoso. Roca presenta fiammes.
- ~100 m. de lavas afaníticas de carácter masivo con intercalación de niveles porfíricos (no se observa techo).

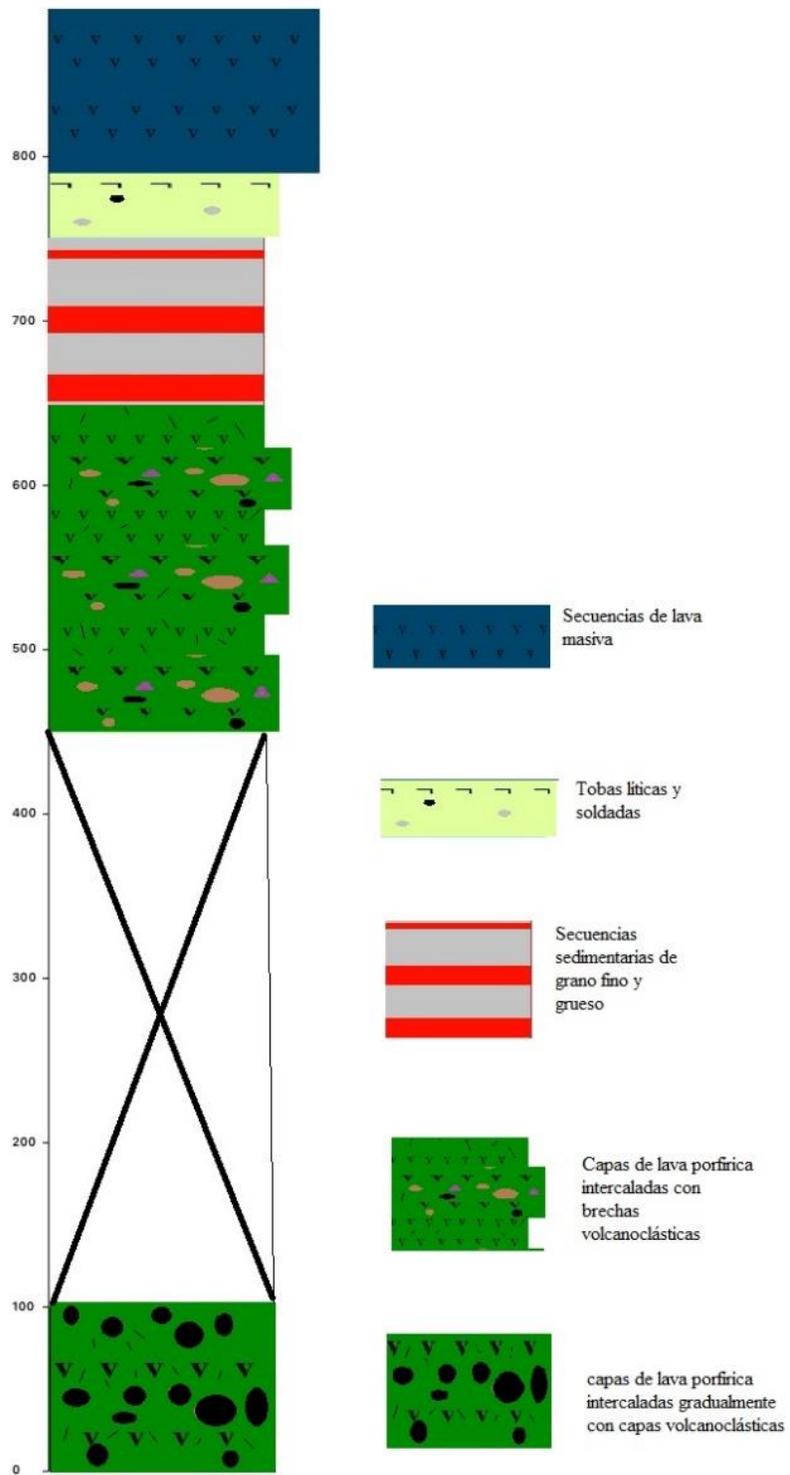


Figura 37: Columna estratigráfica realizada para la zona del Peñón.

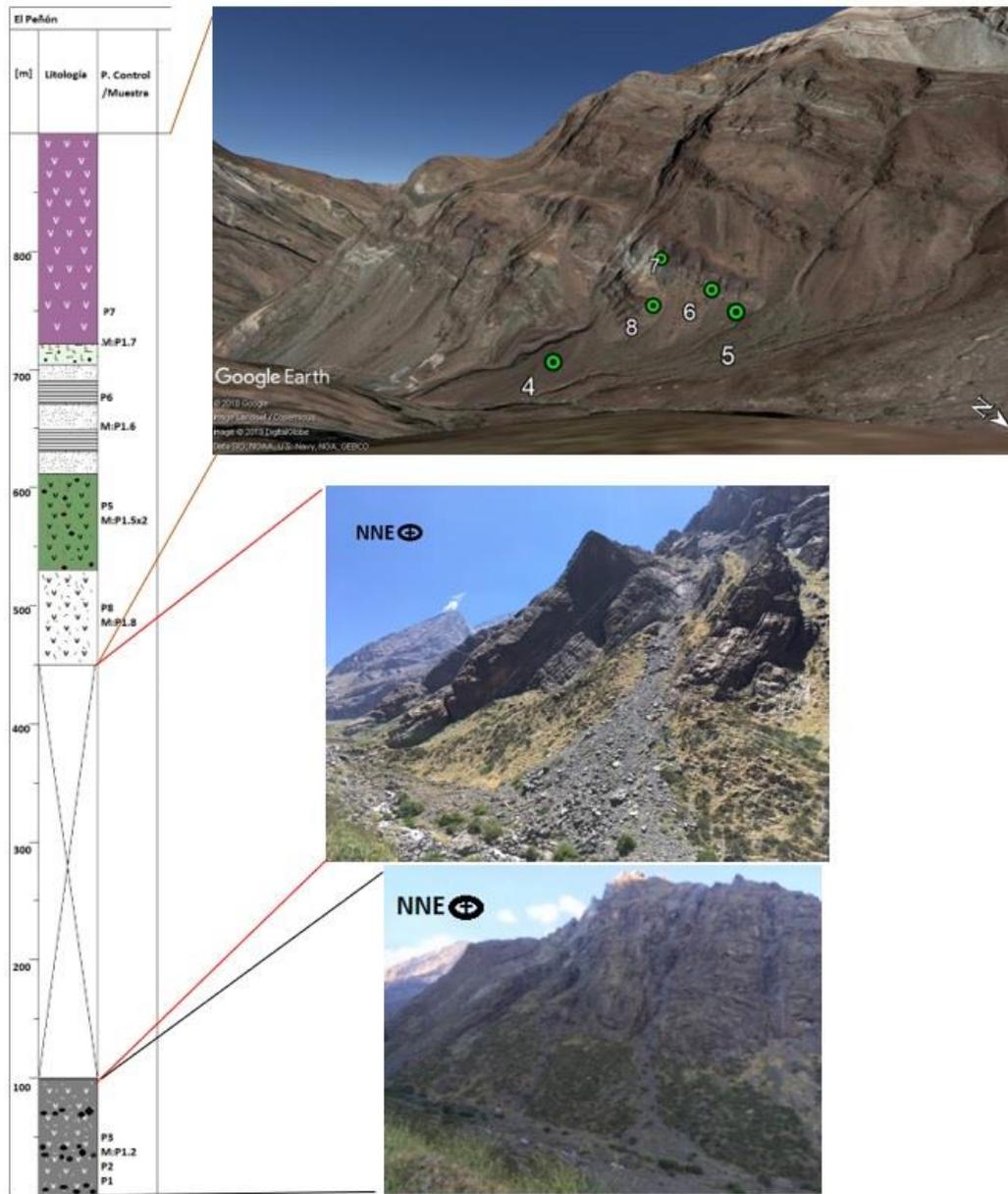


Figura 38: esquema y fotografías para la columna estratigráfica de la zona del Peñón. La letra P indica lugares donde se tomó punto de control y la letra M indica el N° de muestra que se sacó en dicho punto.

Portillo-Cristo Redentor

El sector de Portillo - Cristo Redentor se encuentra cerca de la frontera con Argentina en las cercanías de la Laguna del Inca (ver figura 29) y de la ruta Los Libertadores. En el sector afloran principalmente secuencias volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias en el lado más oriental, todas muy deformadas y alteradas con rumbos de NS a NW y manteos de 50° a 80° hacia el W (ver figura 40). Debido a las dificultades del terreno no fue posible realizar una columna estratigráfica detallada del sector, sin embargo, se pudo realizar una caracterización litológica general y un mapeo estructural que será presentado en el siguiente apartado.

En el sector de Portillo y la subida Caracoles se observan secuencias volcánicas y volcanoclásticas muy alteradas debido al intenso plegamiento que las afecta y la presencia de cuerpos intrusivos en las cercanías. La alteración y deformación de la roca hacen difícil distinguir entre las diferencias litológicas que se puedan dar a lo largo de las secuencias estratigráficas que afloran en la zona.



Figura 39: Laguna del Inca. Vista hacia el N, desde la ubicación UTM: N 6366251; E 394132.



Figura 40: Secuencias volcanoclásticas deformadas, manteando hacia el oeste, en el sector de Portillo en las cercanías del camino Los Libertadores. UTM: N 6365399 E 395912.

Al oriente del sector de Portillo, en el sector de Cristo Redentor, las secuencias que afloran se encuentran aún más deformadas que en el sector de Portillo y se hace aún más difícil ver y documentar las variaciones litológicas debido a las altas pendientes que dificultan el acceso a los afloramientos y la gran cantidad de estructuras que afectan y deforman a las secuencias que afloran en el lugar.

Subiendo por el camino a la cumbre del cerro Cristo Redentor se pudieron observar secuencias (con un espesor máximo de 500 m) de brechas volcanoclásticas, conglomerados y rocas sedimentarias clásticas de grano medio de color rojizo. Estas secuencias que afloran en el sector de Cristo Redentor presentan un rumbo general aproximado NS y manteos de 50-60 al W (ver figuras 41, 42, 43 y 44).



Figura 41: Conglomerados que afloran en la ladera del camino al Cristo Redentor. UTM: N 6366805 E 398187.



Figura 42: Brecha volcanoclástica en el sector de Cristo Redentor. UTM: N 6366913 E 398227.



Figura 43: Vista hacia el S de secuencias volcanoclásticas en el sector de Cristo Redentor. Paquete mantecado cerca de 60° hacia el W. UTM: N 6367224 E 398939.

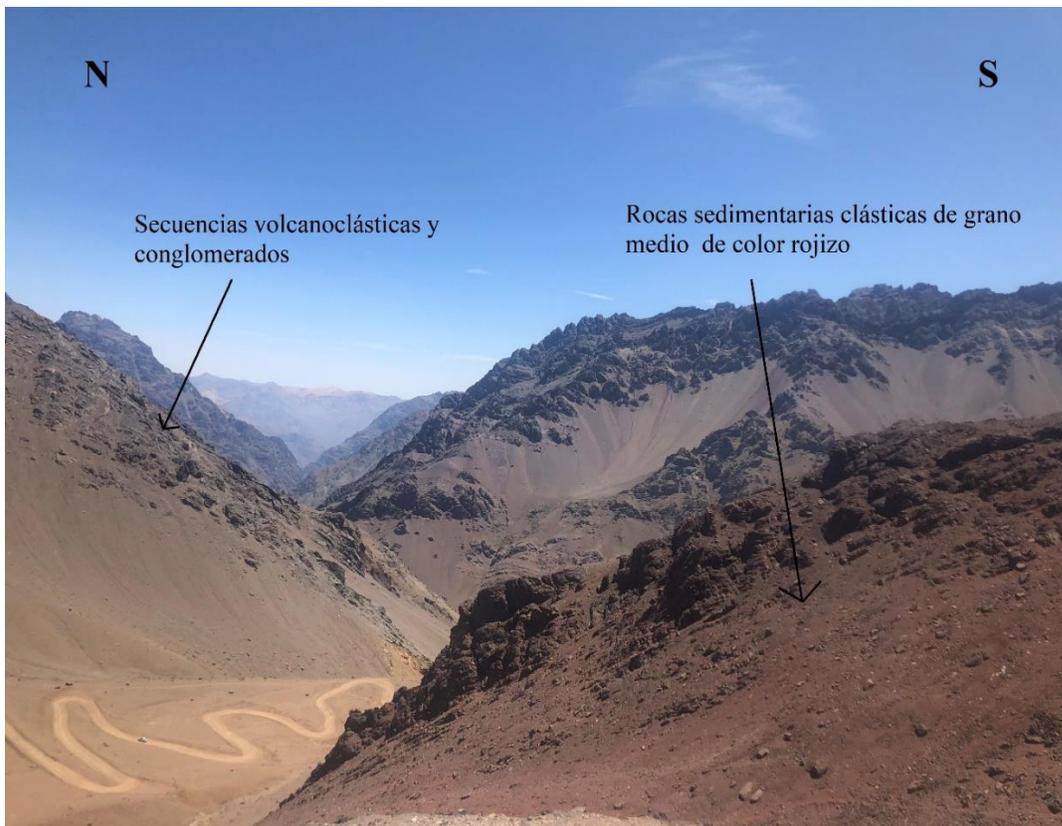


Figura 44: Secuencias volcanoclásticas y rocas sedimentarias rojizas que afloran en el sector de Cristo Redentor. UTM: N 6367405 E 3994854.

Parque Andino Juncal

El sector del Parque Andino Juncal está ubicado en el valle del río Juncal al sur de la Laguna del Inca. En el sector afloran principalmente secuencias de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias marinas hacia el lado más oriental cercano a la frontera con Argentina.

Debido a la dificultad del relieve (cumbres altas y laderas empinadas), las abundantes estructuras e intensa deformación que afecta a las rocas que afloran en la zona, no fue posible realizar una columna estratigráfica detallada del sector, pero si se pudo realizar una caracterización litológica general y un mapeo geológico estructural que será presentado en el próximo apartado.

En la ladera W del valle del río Juncal afloran secuencias volcánicas y volcánoclasticas similares a las que afloran en la ladera oriental de la zona de El Peñón, las que se encuentran afectadas por un intenso plegamiento general de rumbo NS (ver imagen 45). Además, las rocas de esta ladera se ven afectadas por una intensa alteración hidrotermal que incluso ha generado depósitos de interés económico, evidenciado por la presencia de actividades de exploración en dicha ladera del valle.

Por otra parte, en la ladera E del valle las rocas se encuentran muy deformadas, la topografía es muy complicada y se hace difícil distinguir entre los cambios litológicos e identificar las Unidades que afloran en el sector, sin embargo, se pueden reconocer cambios litológicos importantes.

En el sendero "Canchitas" (ver imágenes 46, 47 y 48) del Parque Andino Juncal, se pudo cortar una secuencia estratigráfica que hacia el W presenta paquetes de rocas volcánicas y volcanoclásticas, de manteo subvertical afectadas por estructuras subverticales, un plegamiento intenso y alteración hidrotermal. Más hacia el E, la deformación aumenta de manera gradual y se reconocen importantes cambios litológicos; las secuencias volcánicas y volcánoclasticas se hacen muy similares a las que afloran en el sector de Cristo Redentor, que en general tienen rumbo aproximado NS y manteos entre 60°-80° hacia el W. En el límite oriental del sector Canchitas se observan rocas sedimentarias marinas fosilíferas, rocas calcáreas marinas, areniscas rojas, lutitas de color verdoso. De acuerdo con el rumbo y manteo de estas estructuras (ver apartado siguiente de Geología Estructural) las rocas sedimentarias marinas que afloran hacia el E corresponderían a la base de la secuencia y los paquetes volcánicos y volcanoclásticos corresponderían a la parte superior de esta secuencia estratigráfica.



Figura 45: Vista hacia el S del valle del río Juncal. Se observan ambas laderas del río, en la imagen se observa que la ladera W está afectada por un pliegue Anticlinal (esto se discutirá en el apartado de geología estructural) y hacia el SW cruzando la ruta los Libertadores se puede observar la zona del Peñón. UTM: N6362660 E 392568.

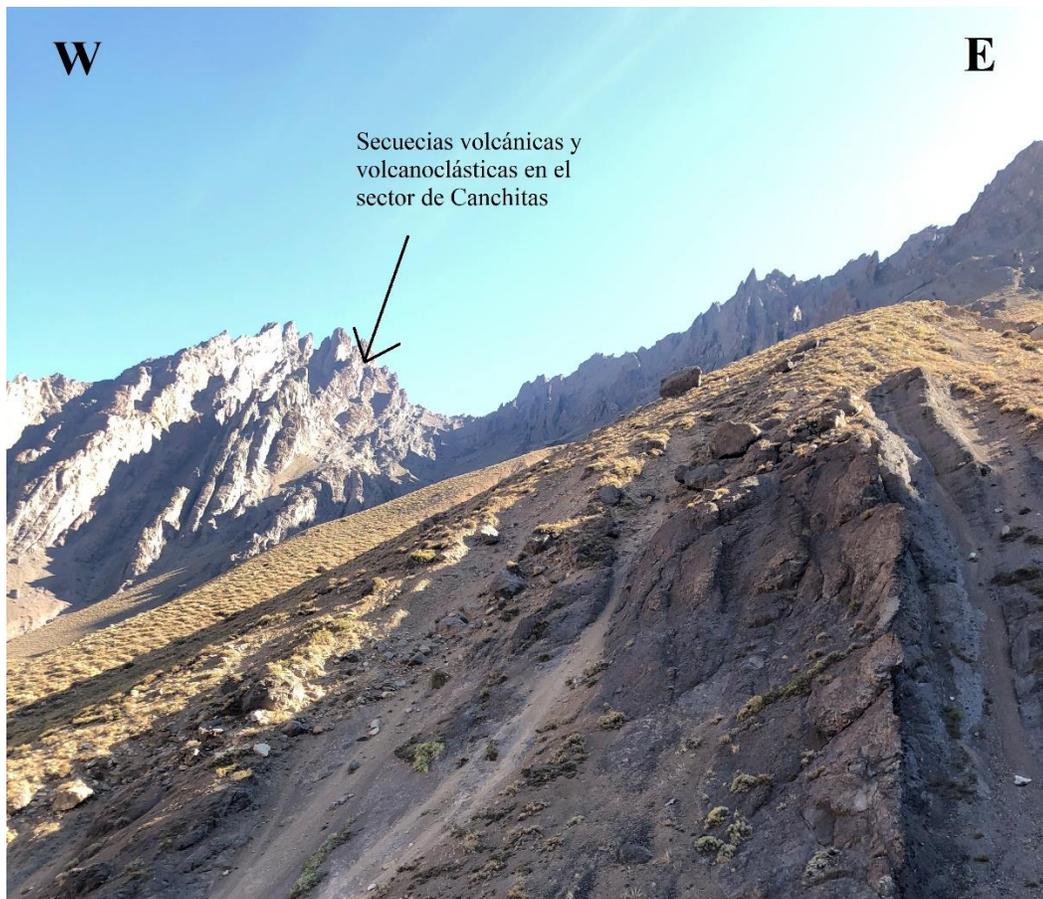


Figura 46: Paquetes volcánicos y volcanoclásticos en ladera E del río Juncal (sector Canchitas). UTM: N 6357537 E 397940.



Figura 47: sector Canchitas, niveles volcano-clásticos superiores. UTM: N 6356832 E 3998543.

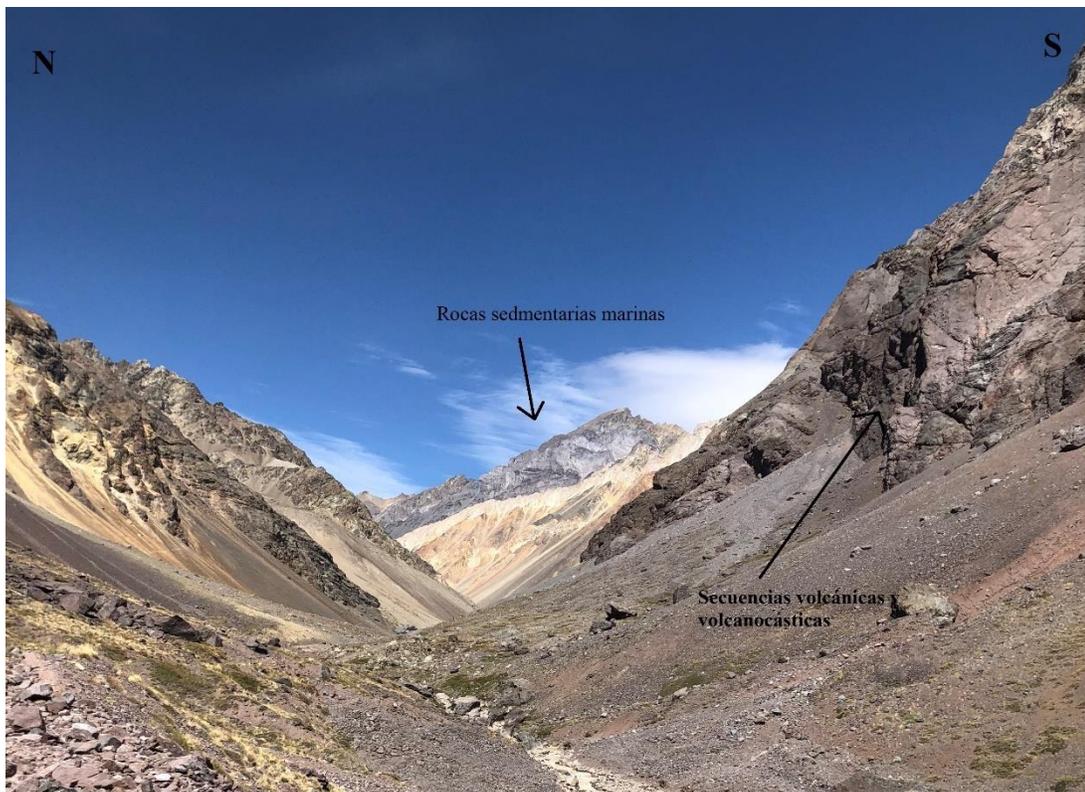


Figura 48: Niveles volcanoclásticos s hacia el W, y niveles sedimentarios marinos inferiores hacia el E en el sector de Canchitas. UTM: N 6357107 E 399927.

Síntesis de la estratigrafía reconocida en el área de estudio:

De acuerdo con el trabajo desarrollado en terreno, en el sector de El Peñón se levantó una columna estratigráfica con un espesor total cercano a los 900 m, de rocas volcanoclásticas, volcánicas y secuencias sedimentarias continentales. Por otra parte, en el sector de Peralillo se levantó una columna con un espesor estimado de 1300 m de secuencias esencialmente volcánicas y volcanoclásticas. En el sector de Guardia Vieja se levantó una columna con una potencia cercana a los 500 m. de secuencias principalmente volcánicas, volcanoclásticas e intercalaciones de niveles sedimentarios continentales. En el sector de río Colorado-Los Chaletes se levantó una columna con un espesor mínimo de 210 m y en el sector de los azules se levantó una columna con un espesor mínimo de 20 m; en ambos lugares se reconocen principalmente secuencias de rocas volcanoclásticas, volcánicas y secuencias sedimentarias continentales.

Hacia la zona oriental, en los sectores de Portillo, Cristo Redentor y el Parque Andino Juncal, si bien se reconocieron las principales litologías presentes en dichos lugares, las que corresponden a secuencias sedimentarias marinas hacia la base (en el límite oriental de la zona de estudio) y secuencias volcanoclásticas hacia el techo, no fue posible realizar una columna estratigráfica debido a la compleja deformación que afecta a las secuencias, y a que probablemente existan zonas con dúplex y repetición de estratos, por lo que no es posible reconocer, con el trabajo realizado, el valor exacto de las potencias de las secuencias estratigráficas presentes en dichos sectores, pero se puede reconocer un espesor mínimo de 1500 m para las secuencias de estos sectores.

4.1. 4. Correlaciones

Las correlaciones entre las columnas realizadas se basan en distintos criterios; el criterio litológico en primer lugar es el más importante, seguido por la sucesión estratigráfica y la posición de los estratos en base a su orientación y buzamiento, y luego un seguimiento de los estratos a través de imágenes satelitales en Google Earth para corroborar su posición en la columna en relación con los niveles descritos. Por otra parte, vale la pena mencionar que debido a la complejidad estructural de la zona y la geometría de niveles que se acuñan, sumado a que los espesores de las unidades reconocidas no son necesariamente los mismos de E-W, ya que en algunas zonas se observa un crecimiento de estratos hacia el W, se dificulta la correlación directa en algunos casos.

Las rocas de las columnas en general se pueden describir en la zona occidental y central principalmente como secuencias volcánicas y volcanoclásticas con intercalaciones sedimentarias de grano fino a grueso, mientras que, hacia la zona oriental se encuentran principalmente secuencias volcanoclásticas y rocas sedimentarias marinas.

En la Figura 49 se puede observar las correlaciones realizadas entre las columnas estratigráficas levantadas en los diferentes sectores de interés.

La columna del sector de El Peñón se puede correlacionar con la columna del sector de Guardia Vieja y con la columna del sector Los Azules-Riecillos. La columna del sector Los Azules-Riecillos se puede correlacionar litológicamente con la columna del sector de Río Colorado-Los Chaletes, sin embargo, dada la lejanía de estos sectores y la complejidad estructural de la zona, esta correlación es debatible y se abordará en el capítulo de discusiones.

El paquete estratificado de rocas sedimentarias continentales compuestas por intercalaciones de niveles de grano fino y grueso se corresponde litológicamente en las columnas de Río Colorado-Los Chaletes, Los Azules-Riecillos, Guardia Vieja y El Peñón (ver figura 49).

De acuerdo con la posición espacial de los estratos y lo observado en terreno, La columna del sector de Peralillo, se ubica estratigráficamente bajo la columna de Guardia Vieja. Por otra parte, la posición, orientación espacial de los estratos y litología descritos en el sector de Peralillo indican que también se puede correlacionar con las partes bajas de la columna del sector El Peñón (ver figura 49).

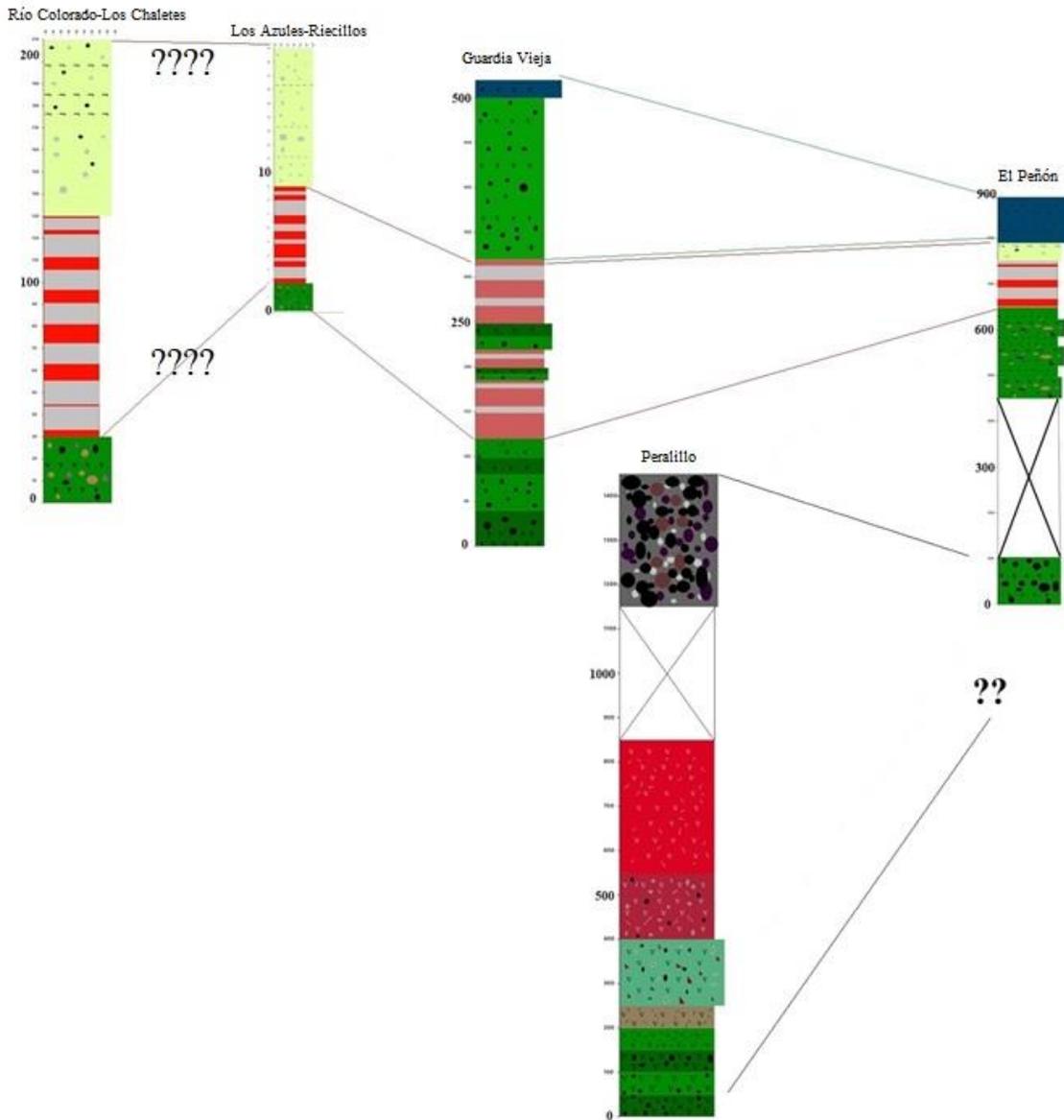


Figura 49: Correlaciones realizadas para las columnas realizadas en las distintas localidades visitadas en terreno.

Como se dijo anteriormente, la columna del sector de El Peñón se puede correlacionar con la columna de Guardia vieja y la columna del sector Los Azules-Riecillos por los niveles sedimentarios de intercalaciones de grano fino y grueso. Estas columnas también muestran una correlación litológica con la columna levantada en el sector de Río Colorado-Los Chaletes, sin embargo, dada la lejanía de estas secuencias y la complejidad estructural, esta correlación no es directa y se necesitan otros criterios para validarla. A continuación, en las figuras 50, 51, 52, 53, se muestran imágenes de los afloramientos de estos niveles sedimentarios que permiten la correlación litológica entre estas columnas.



Figura 50: Niveles sedimentarios de intercalaciones con grano fino y grueso. sector el Peñón. UTM: N 6363483 E 386086.



Figura 51: Niveles sedimentarios con grano fino y grueso. sector Guardia Vieja. UTM: N 6357985 E 381460.



Figura 52: Afloramientos secuencia estratificada con intercalaciones de grano grueso y fino en el sector de Los Azules-Riecillos. UTM: N 6356332 E 374076.



Figura 53: Afloramientos secuencia estratificada con intercalaciones de grano grueso y fino en el sector al W de Río Colorado. UTM: N 6364065 E 362334.

A las correlaciones realizadas entre los niveles sedimentarios se suma la similitud litológica en los niveles que sobreyacen a estas secuencias en las zonas del Peñón, Río Colorado-Los Chaletes, y Los Azules, descritas como secuencias brechosas volcanoclásticas intercaladas con niveles clásticos blanquecinos y verdosos que en algunos casos correspondían a tobas líticas.

Los niveles que subyacen a las secuencias sedimentarias también presentan similitudes litológicas en los lugares descritos, sin embargo, debido a la deformación que las afecta, la escasez de niveles guía en toda la zona oriental y el acuñaamiento de algunos paquetes, dificulta la correlación directa en algunos casos.

Los niveles de conglomerados negros (figura 54) que se describen en el techo de la columna del sector de Peralillo se ubican estratigráficamente bajo la columna del sector

de Guardia Vieja, esto es fácil verlo debido a la orientación y distribución espacial de los estratos:



Figura 54: Fotografía de la ladera S del valle en donde se observa el nivel de conglomerados negros en el peaje de la ruta Los Libertadores, entre el sector de Peralillo y Guardia Vieja. UTM: N 6358657 E 383026.

Además, en terreno es posible observar que estos niveles de conglomerados afloran tanto en la Ladera S como la ladera N de la ruta Los Libertadores por lo que corresponden a un nivel guía en la zona central; a continuación, se muestra una imagen de estos conglomerados en la ladera N del camino (figura 55). Si se realiza un seguimiento estratigráfico a través de Google Earth, es posible notar que en la Ladera N estos estratos se prolongan hacia el E, y su posición estratigráfica se ubicaría aproximadamente cerca de la base o bajo la columna realizada para el sector del Peñón.



Figura 55: Conglomerados Negros aflorando en la ladera N del camino. UTM: N 6358657 E 383026.

Las correlaciones realizadas sugieren una división de las secuencias estratigráficas en 4 unidades diferentes cuya definición y descripción se presenta a continuación en el siguiente apartado.

4. 1.5. Descripción de Unidades

En base a las columnas levantadas en toda la región de estudio se pueden reconocer 4 Unidades principales, de más antigua a más Joven:

1. Unidad sedimentaria marina (USM).
2. Unidad volcánica y volcanoclástica inferior (UVVI).
3. Unidad volcanoclástica de predominancia sedimentaria (UVS).
4. Unidad volcánica y volcanoclástica superior (UVVS).

Las 3 unidades superiores: UVVI, UVS y UVVS están en contacto concordante entre sí, y hacia el techo la Unidad volcánica y volcanoclástica superior (UVVS) subyace a la Formación Farellones a través de un contacto pseudoconcordante. Hacia la base la UVVI está en contacto con la USM a través de un contacto tectónico por falla.

Unidad sedimentaria Marina (USM):

La Unidad Sedimentaria Marina corresponde a una secuencia muy deformada que aflora en el extremo oriental de la zona de estudio en el límite oriental del Parque Andino Juncal, y se extiende hacia territorio argentino. Hacia el techo está en contacto tectónico por falla con la Unidad volcánica y volcanoclástica inferior (UVVI).

Esta unidad (USM) se compone principalmente de rocas calcáreas marinas, lutitas verdosas y areniscas de color rojizo. Debido a las dificultades del terreno y recursos disponibles para la campaña, no fue posible realizar una caracterización detallada de esta unidad.

Unidad volcánica y volcanoclástica inferior (UVVI):

La Unidad volcánica-volcanoclástica inferior corresponde a una secuencia de unos 1400 m de espesor real mínimo. Esta unidad aflora principalmente en el sector del Parque Andino Juncal en las laderas W y E del Río Juncal, en el sector comprendido entre portillo y Cristo Redentor, en el sector del Peñón en gran parte en la ladera E y en menor medida en la ladera W, en todo el sector de Peralillo y en el sector de Guardia Vieja donde afloran los niveles superiores de esta unidad. Esta Unidad sobreyace mediante un contacto tectónico por falla a la unidad sedimentaria marina (USM) y subyace a la unidad volcanoclástica de predominancia sedimentaria (UVS) mediante un contacto aparentemente concordante.

Esta Unidad (UVVI) se compone por secuencias volcanoclásticas con capas de predominancia clástica y volcánica, lavas porfíricas y niveles de conglomerados. En el sector de Cristo Redentor está compuesta por secuencias clásticas rojizas y brechas volcanoclásticas. En la base predominan lavas porfíricas con intercalaciones de brechas volcanoclásticas, en la zona media esta unidad se vuelve más clástica con menores intercalaciones de lavas porfíricas y lavas afaníticas, cerca del techo se pueden encontrar niveles de conglomerados volcánicos, rocas clásticas y lavas porfíricas.

Unidad volcanoclástica de predominancia sedimentaria (UVS):

Esta Unidad se compone por niveles estratificados alternados de arenisca conglomerádica y lutitas rojizas, intercalaciones de roca clástica de origen volcánico con matriz de arenisca y tobas líticas y soldadas que se observan sobre estos niveles estratificados en el sector del Peñón y al W del sector de Río Colorado. La UVS presenta crecimiento de estratos hacia el W. Esta unidad sobreyace a la Unidad volcánica y volcanoclástica inferior (UVVI) y subyace a la Unidad volcánica volcanoclástica superior (UVVS), estando con ambas en contacto aparentemente concordante.

Se hace difícil medir el espesor de esta unidad sedimentaria debido a que los afloramientos hacia el E en el sector del Peñón presentan cerca de 80 m de espesor máximo, y los reconocidos hacia el W en Guardia Vieja presentan al menos 200 m. de espesor mínimo. Por otra parte, se han reconocido estas mismas secuencias sedimentarias al W del sector Los Azules-Riecillos, y al W del sector de Río Colorado. Estas secuencias sedimentarias correlacionables entre ellas se presentan mucho más desarrolladas y con espesores más potentes hacia el W, por lo que se sugiere un crecimiento de estratos hacia el W (ver figura 56).



Figura 56: Vista hacia la ladera S del camino Los Libertadores, imagen tomada desde la ladera E del sector del Peñón mirando hacia los sectores de Peralillo y Guardia Vieja. Niveles con crecimiento hacia el W se resaltan con rojo. UTM: N 6362224 E 386984.

Unidad volcánica y volcanoclástica superior (UVVS):

La Unidad volcánica y volcanoclástica superior tiene un espesor mínimo de 100 m en el sector del Peñón y un espesor mínimo de 200 m en el sector de Guardia vieja.

Esta unidad se reconoció en el sector de El Peñón en cotas superiores a 2200 m.s.n.m. y en Guardia Vieja también en las cotas altas sobre 2000 m.s.n.m. Mientras que, hacia el occidente, en los sectores de Los Azules y Río Colorado esta unidad se reconoce cerca de los 1200-1300 m.s.n.m.

Esta unidad sobreyace a través de un contacto concordante a la unidad volcanoclástica de predominancia sedimentaria (UVS) y subyace a través de un contacto pseudo concordante a la formación Farellones.

Esta secuencia está compuesta principalmente por lavas afaníticas de carácter masivo en el sector del Peñón y por secuencias volcanoclásticas alternadas de predominancia clástica y volcánica en el sector de Guardia Vieja.

De acuerdo con los espesores registrados y orientación de los estratos, esta Unidad pareciera presentar un aumento leve en el espesor de sus estratos hacia el W.

4. 1.6. Interpretaciones

De acuerdo con la información obtenida en terreno, la correlación de columnas y la definición de Unidades, se construye un mapa de unidades (ver figura 59).

Las diferencias locales en cuanto a la estratigrafía y espesor de las unidades se deben principalmente a la complejidad estructural de la región y la geometría de algunos estratos que aumentan su espesor hacia el W, se reconoce un crecimiento de estratos hacia el W en la Unidad volcanoclástica de predominancia sedimentaria (UVS) y en menor medida en la Unidad volcánica y volcanoclástica superior (UVVS).

Un factor importante que puede explicar las diferencias locales en las columnas estratigráficas es que estas secuencias pudieron haberse desarrollado a diferentes distancias de los centros volcánicos antiguos. Estas diferencias de proximidad con los centros volcánicos, sumado a que probablemente en general se interpreta que los depósitos de la cuenca de Abanico fueron desarrollándose en un principio como depocentros aislados que en algún momento terminaron por coalescer, pueden explicar la existencia de diferencias estratigráficas locales.

Estudios han reconocido secuencias correspondientes a la Formación Abanico hacia el norte de la región de estudio $\sim 32^{\circ}15'$ (Jara y Charrier, 2014), y muchos otros autores han reconocido depósitos de esta cuenca extensamente hacia el Sur de los 33°S (Godoy y Lara, 1994; Charrier et al., 2002, 2007, 2009; Fock, 2005; Risetto, 2015; Piquer, 2010, 2016, 2017; etc.) Para la latitud de la región de estudio se interpreta la continuidad de la cuenca de Abanico entre los $32^{\circ}30'$ - 33°S , concordante con los estudios de Piquer et al. (2015), y Jara y Charrier (2014), por lo que, de acuerdo con la litología observada en

terreno, y las correlaciones con la bibliografía, las rocas que afloran en la región forman parte y son correlacionables con la Formación Abanico, específicamente las 3 unidades superiores:

1. Unidad Volcánica y Volcanoclástica Inferior (UVVI) (al menos la parte superior de esta unidad, la base de esta unidad podría corresponder a formaciones como Cristo Redentor y Juncal-Salamanca).
2. Unidad volcanoclástica de predominancia sedimentaria (UVS).
3. Unidad volcánica y volcanoclástica superior (UVVS)

Hacia el extremo Oriental (en el sector del Parque Andino Juncal), la Unidad volcánica y volcanoclástica inferior (UVVI) está afectada por un plegamiento y deformación intensa debido a las estructuras y discontinuidades que existen en dicha zona, esto sumado a la similitud y monotonía litológica de la Formación Abanico con otras formaciones volcanosedimentarias subyacentes del Cretácico Superior-Paleoceno (formaciones Cristo Redentor, Diamante, Salamanca y Juncal), hace difícil discriminar entre las distintas formaciones que componen la evolución estratigráfica del sector oriental de la zona de estudio.

La presencia o no de estas formaciones del Cretácico Superior-Paleoceno en el sector del parque Andino Juncal está estrechamente ligada al entendimiento de la geología estructural del sector, por lo que por ahora esta Unidad volcánica y volcanoclástica inferior (UVVI) se tratará en parte como Formación Abanico; sin embargo, la base de esta UVVI correspondería a unidades volcánoclasticas y clásticas del Cretácico Superior-Paleoceno (Formaciones Cristo Redentor, Diamante, Salamanca y/o Juncal) ya que dada la similitud litológica de la base de esta unidad (UVVI) con estas formaciones del cretácico superior-Paleoceno y el reconocimiento de estas formaciones a la misma longitud pero un poco más al norte en la zona de Cristo Redentor y en territorio argentino (Mackaman-Lofland & Horton, 2019) hace pensar que estas podrían extenderse un poco más hacia el sur hasta, por lo menos, la zona del parque Andino Juncal, sin embargo, esto sólo se puede confirmar mediante dataciones. En el siguiente apartado de Geología Estructural, se presenta información que sugiere que parte de esta unidad UVVI, entre el río Juncal y el límite fronterizo con Argentina, correspondería a formaciones del Cretácico Superior-Paleoceno como se mencionó anteriormente, o sea, formaciones Cristo Redentor, Diamante y/o Juncal).

Subyaciendo a esta unidad volcánica y volcanoclástica inferior (UVVI), se observó una unidad sedimentaria marina (USM), que es correlacionable con rocas cretácicas que conforman el Grupo Mendoza compuesto principalmente por sedimentitas marinas (calizas, areniscas, lutitas verdes, entre otras) (Weaver, 1931), reconocidas por otros autores en el sector del Parque Andino Juncal (Piquer et al., 2015).

En el estudio geológico en el distrito minero Río Blanco-Los Bronces, entre los 32°50'-33°15'S, Piquer et al.(2015) , levantó una columna estratigráfica generalizada para la zona de estudio con los espesores máximos de cada unidad (ver figura 57), los espesores calculados en este trabajo son concordantes con los que estima este autor, quien reconoce la dificultad de levantar la estratigrafía general en la zona debido a los cambios

de espesores de las unidades dentro de la cuenca, y la complejidad estructural debido a patrones complejos de interferencia de sistemas de falla NS, NW-NNW y NE-NNE.

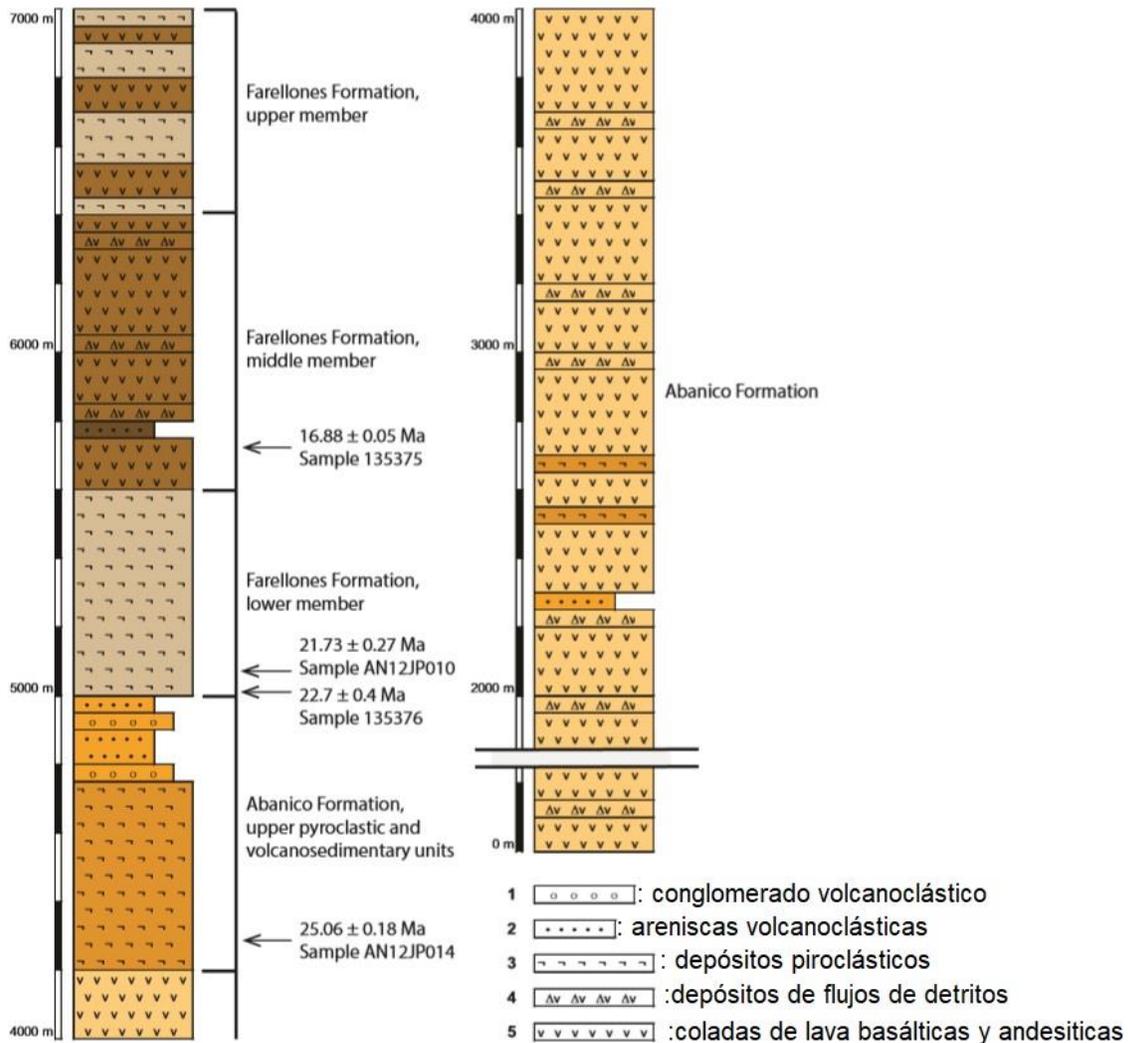


Figura 57: Columna estratigráfica Generalizada para las formaciones Abanico y Farellones en el distrito Río Blanco-Los Bronces (modificada de Piquer, 2015).

De acuerdo con lo expuesto anteriormente, se puede correlacionar la columna realizada por Piquer (2015) con las columnas levantadas en este trabajo de la siguiente manera (ver figura 58): las Unidades volcanosedimentarias y piroclásticas superiores de la Formación Abanico identificadas por Piquer et al. (2015) corresponden a la Unidad volcanoclástica con predominio sedimentaria (UVS) y la Unidad volcánica y volcanoclástica superior (UVVS) identificadas en este trabajo, mientras que la base de la columna de este autor correspondería a parte de la Unidad volcánica y volcanoclástica inferior (UVVI) reconocida en este trabajo.

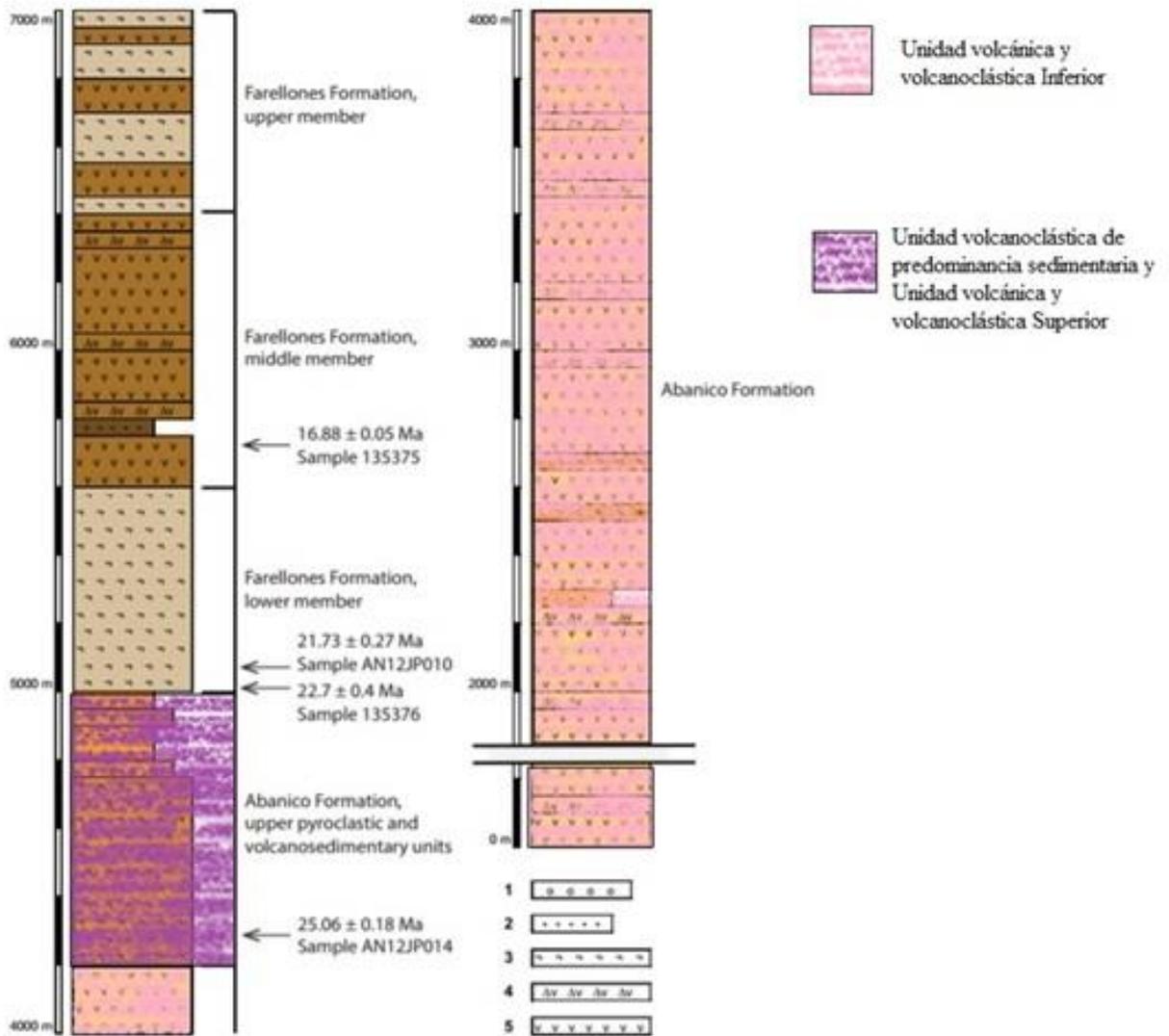


Figura 58: correlación entre columna y unidades de Piquer et al., (2015) y las unidades definidas en este estudio. Modificado de Piquer et al., 2015.

Mapa de Unidades para zona de estudio:

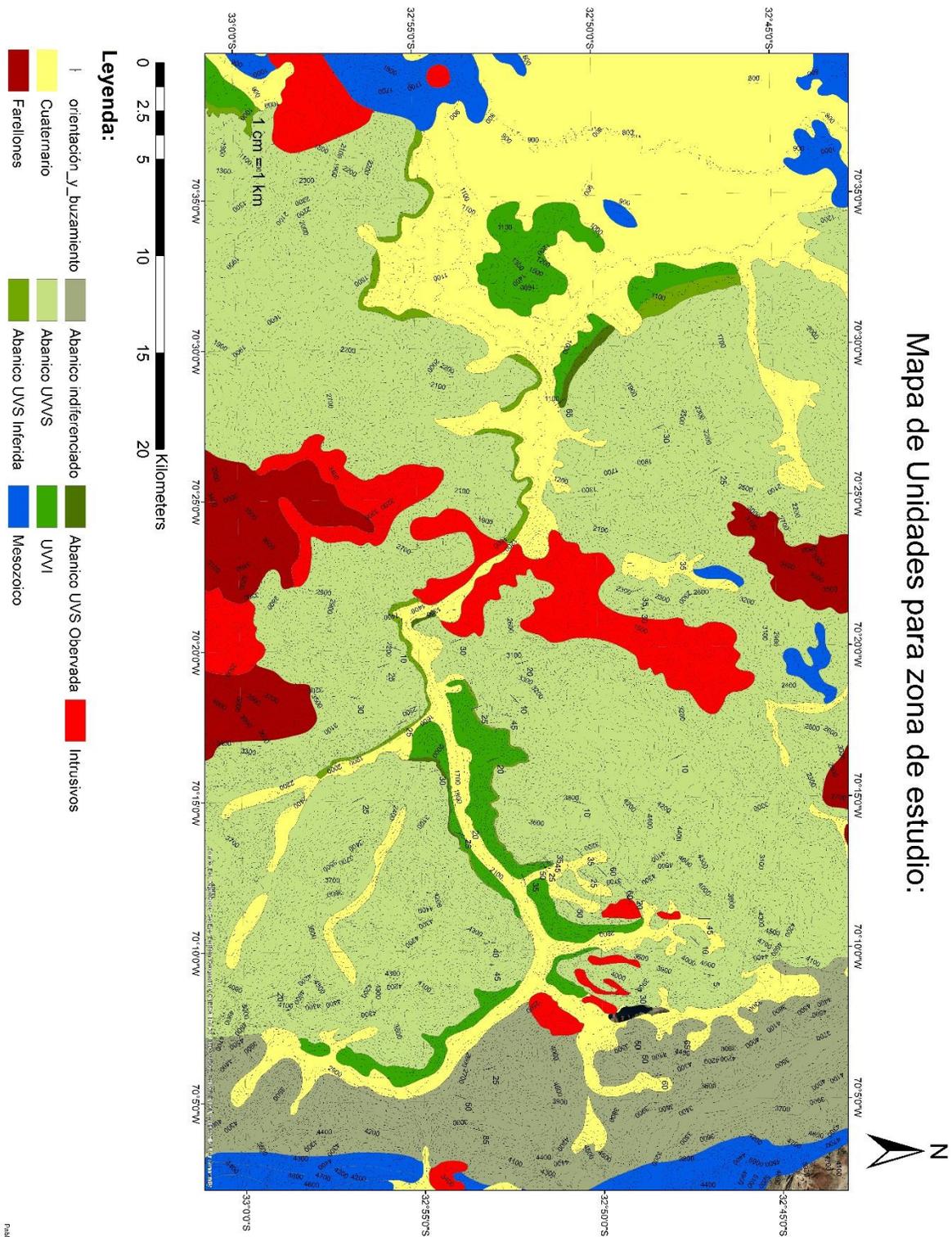


Figura 59: Mapa de Unidades litológicas para la zona de estudio.

4.1.7 Teledetección y uso de imágenes hiperespectrales como discriminante litológico

El análisis de imágenes satelitales hiperespectrales permitió crear 2 imágenes procesadas: una con discriminador litológico y otra comuna clasificación supervisada de minerales en la zona de estudio (figuras 60 y 61), las que permitieron reconocer una segmentación espectral importante en el límite occidental de la zona de estudio en base al reconocimiento de diferencias o similitudes en las curvas de reflectancia de cada píxel.

Se utilizó el software ENVI 5.3 para procesar estas imágenes hiperespectrales Landsat 8 OLI, dichas imágenes están integradas por 11 bandas con una resolución espacial de 30 m para imágenes multispectrales, 15 m para la banda pancromática y 100 m para infrarrojo termal. Las diferentes combinaciones de estas bandas espectrales permiten acentuar o identificar ciertas características de la región dependiendo del objetivo del procesamiento, en este caso se utilizó la siguiente combinación RGB para lograr un contraste litológico: R: Rojo/Verde; G: SWIR-1/Azul; B: SWIR-2/Rojo (ver figura 60).

Por otra parte, se realizó un mapeo de minerales utilizando las curvas de reflectancia de la librería espectral de ENVI para crear una clasificación supervisada en la imagen de la zona de estudio. Se seleccionaron los siguientes minerales de alteración: Alunita, Biotita, Calcita, Clorita, Epidota, Hematita, Goethita, Jarosita, Kaolinita, Limonita, Magnetita, Montmorillonita, Muscovita, Piritita y Cuarzo.

Al realizar la clasificación supervisada, el programa ENVI analiza las curvas de reflectancia de cada píxel de la imagen y le asigna el mineral que más se ajuste a la curva de dicho píxel. Para el mapeo se seleccionó el 2%(figura 61) y el 5% (figura 62) de los píxeles que mejor se ajustaron a las curvas de los minerales seleccionados. Este procesamiento tuvo como resultado principal los mapas de clasificación que se muestran en las figuras 61 y 62.

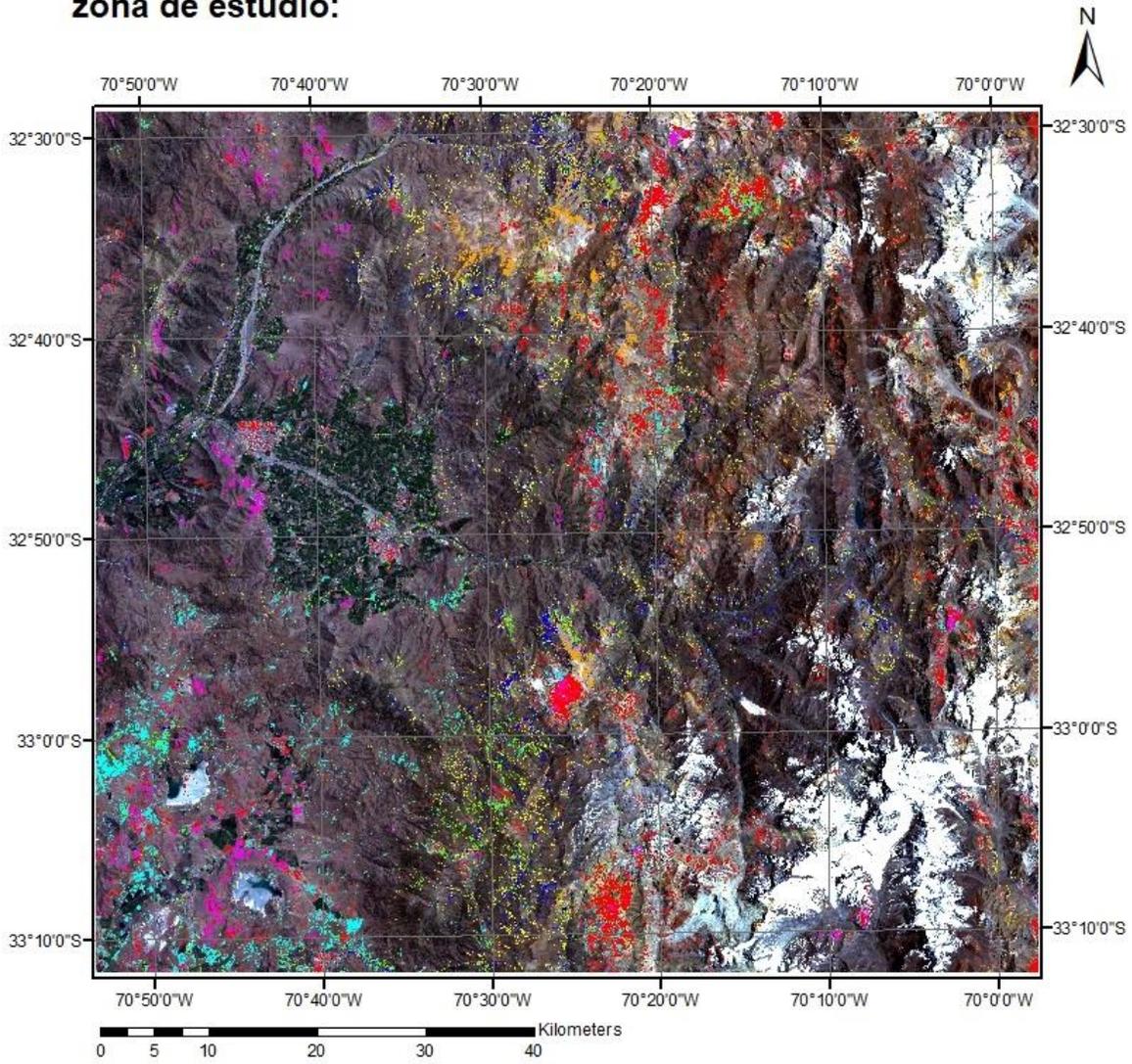
Mapa con discriminador litológico: R(rojo/verde), G(SWIR-1/azul), B(SWIR-2/rojo)



Figura 60: Imagen satelital generada en ENVI 5.3 a partir de una combinación de bandas Landsat 8 OLI. La combinación RGB está conformada por R: Rojo/Verde; G: SWIR-1/Azul; B: SWIR-2/Rojo.

El procesamiento realizado para lograr un contraste litológico mediante combinaciones de banda RGB (figura 60) da cuenta de 3 tonalidades principales: una tonalidad rojiza concentrada en las zonas de mayor elevación topográfica, un color pardo-violeta a azulado en franjas NS, y un color blanquecino azulado concentrado en la zona occidental de la región de estudio. Llama la atención un cambio de coloración de orientación NNE importante en la zona de Los Azules, donde se observa un cambio muy notorio de coloraciones rojizas hacia el este y coloraciones blanquecinas azuladas hacia el oeste.

Imagen de clasificación supervisada de minerales para zona de estudio:



Leyenda:

	Alunite		Goethite		Magnetite
	Biotite		Hematite		Muscovite
	Calcite		Jarosite		Pyrite
	Chlorite		Kaolinite		Quartz
	Epidote		Limonite		

Figura 61: mapa de clasificación mineral supervisada de la zona de estudio, Coloreando sólo el 2% de los pixeles que mejor se ajusten a las curvas de los minerales seleccionados. Procesamiento realizado en ENVI 5.3 CON IMÁGENES Landsat 8 OLI.

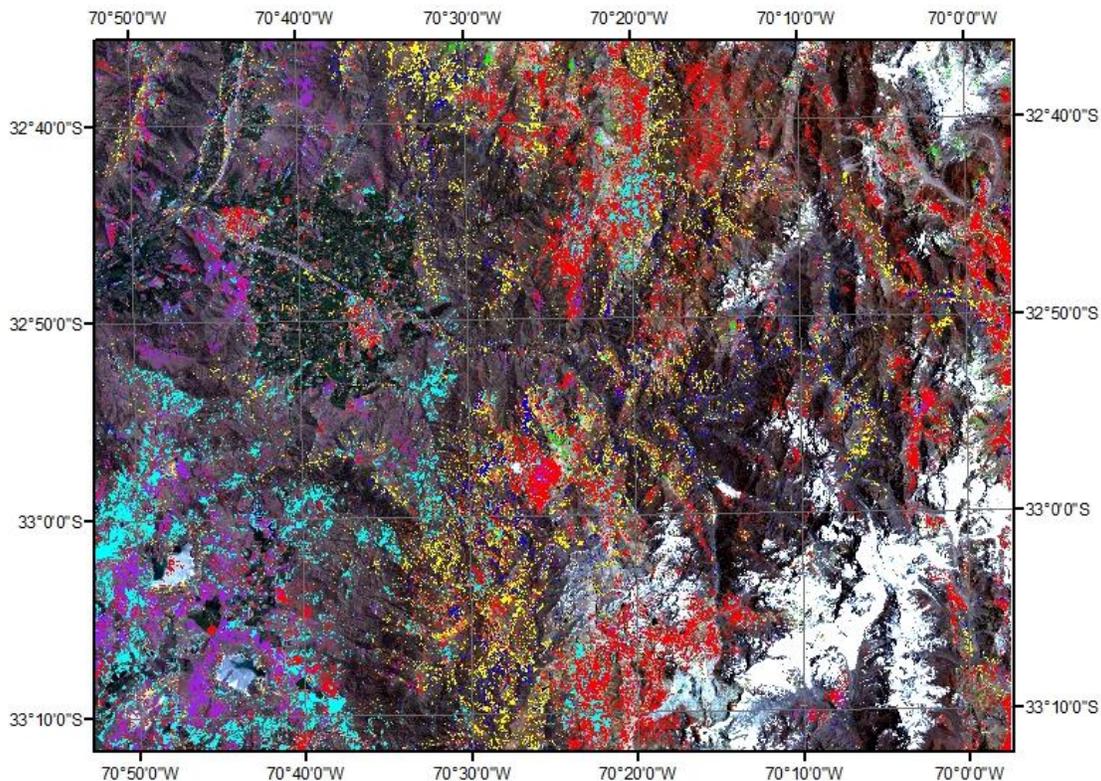


Figura 62: mapa de clasificación mineral supervisada de la zona de estudio, clasificación con un filtro más grueso de 5%. La simbología de esta figura es la misma que se utiliza en la figura 21.

La clasificación supervisada de minerales mediante las curvas de reflectancia de los píxeles que se muestra en las figuras 61 y 62 muestra una clara distribución y división del área de estudio en 2 zonas principales: hacia la zona W se muestran coloraciones principalmente violetas y celestes, y por otra parte la zona central y oriental de la región se caracterizan por colores rojizos y amarillos. Ambas zonas se presentan en franjas de orientación NS, lo que indica una clara segmentación espectral en la zona de estudio, esto quiere decir que hacia el extremo occidental de la zona de estudio las curvas espectrales tienen ciertas características (curvas azules en la figura 63) y hacia las zonas central y oriental de la región de estudio las curvas espectrales tienen otras características (curvas rojas en la figura 63), estas características diferentes corresponden a las diferentes formas de las curvas, peaks y valles en distintos rangos de frecuencia.

Es necesario indicar que en las figuras 61 y 62 se muestra una concentración y distribución de minerales probablemente mucho más alta de la que en verdad hay en la zona, e incluso es probable que algunos de esos minerales no se encuentren en la zona de estudio, pero sirve de manera ilustrativa para acentuar los principales contrastes espectrales en la zona de estudio, ya que el programa reconoce diferencias en las curvas espectrales y automáticamente le asigna la curva espectral del mineral que más se ajuste a la curva obtenida por el Sensor del satélite LANDSAT 8. Lo importante es que el programa reconoce diferencias espectrales en la zona de estudio y se deben interpretar

las causas de estas diferencias que probablemente en la realidad se deban a contrastes litológicos importantes presentes en la región de estudio.

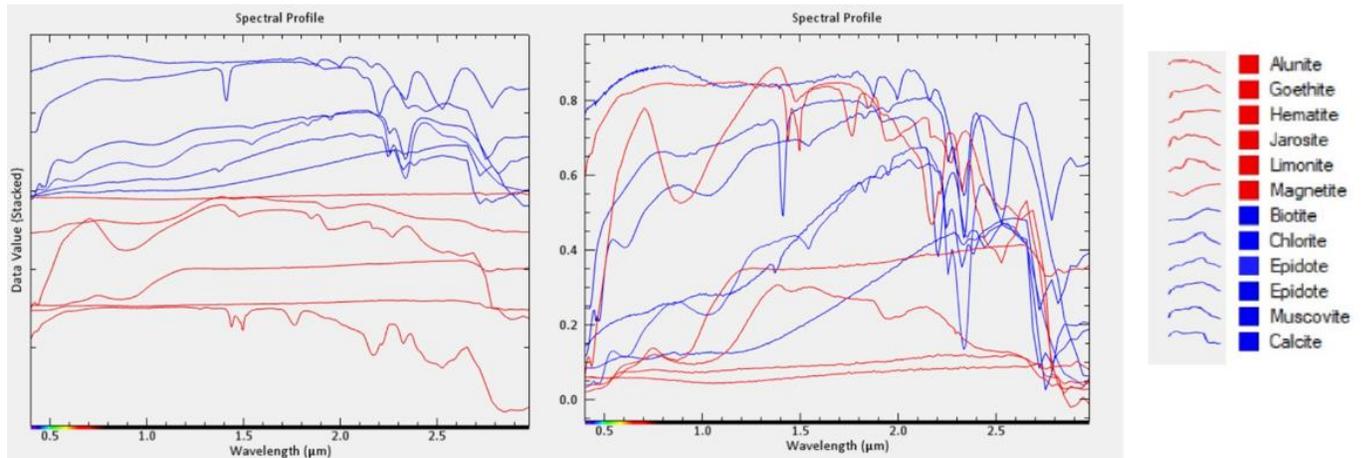


Figura 63: Curvas espectrales de los minerales utilizados para crear la imagen de clasificación supervisada de la zona de estudio. Las curvas de color rojo se concentran en las zonas central y oriental de la región de estudio, mientras que las curvas azules se concentran en la zona occidental de la región de estudio.

Interpretación:

De acuerdo con los resultados obtenidos del procesamiento de imágenes hiperespectrales se puede interpretar lo siguiente:

Como se menciona anteriormente el procesamiento realizado para lograr un contraste litológico mediante combinaciones de banda RGB (figura 60) da cuenta de 3 tonalidades principales: una tonalidad rojiza en las zonas de mayor elevación topográfica, un color pardo-violeta a azulado, y un color blanquecino azulado concentrado en la zona occidental de la región de estudio. Hueche (2019) realizó un procesamiento de imágenes hiperespectrales con discriminador litológico similar al realizado en este trabajo, pero un poco más al norte de la región de estudio (ver figura 3), este autor asocia estas distintas coloraciones a distintas unidades geológicas ya que la distribución de estas coloraciones se correlaciona muy bien con la distribución de algunas unidades geológicas descritas en su estudio. Sin embargo, en este trabajo no es posible establecer una correlación clara entre distintas unidades geológicas y las diferentes coloraciones específicas dadas por el procesamiento de la imagen y la combinación de bandas asociada.

Por otra parte, la clasificación supervisada de minerales (figuras 61 y 62) arroja un contraste importante en la región: una zona con coloraciones principalmente rojizas en la zona central y la zona oriental, y otra zona con colores principalmente morados hacia el occidente. El límite de este cambio de coloraciones ocurre justamente en la zona cercana a la Falla Pocuro (ZFP), y tiene rumbo aproximado NS, lo que sugiere un cambio importante en esta zona, lo que probablemente se podría traducir en algún contraste litológico asociado a esta estructura. Se puede observar que, a la altura de la ciudad de

Los Andes, entre los 32°40'-32°55'S, este cambio ocurre cerca de la ZFP, mientras que entre los 33°-33°10'S este cambio ocurre cerca de 15 km al SW de la ZFP.

Hacia el extremo oriental de la zona de estudio no se pueden reconocer cambios de contrastes importantes en el procesamiento de combinación de bandas RGB, ni en la clasificación supervisada de minerales; esto se puede explicar debido a la abundante presencia de nieve y glaciares que en esa zona cubren las rocas, y las curvas espectrales en dichas zonas se asocia a presencia de agua y glaciares.

4.2. Geología Estructural

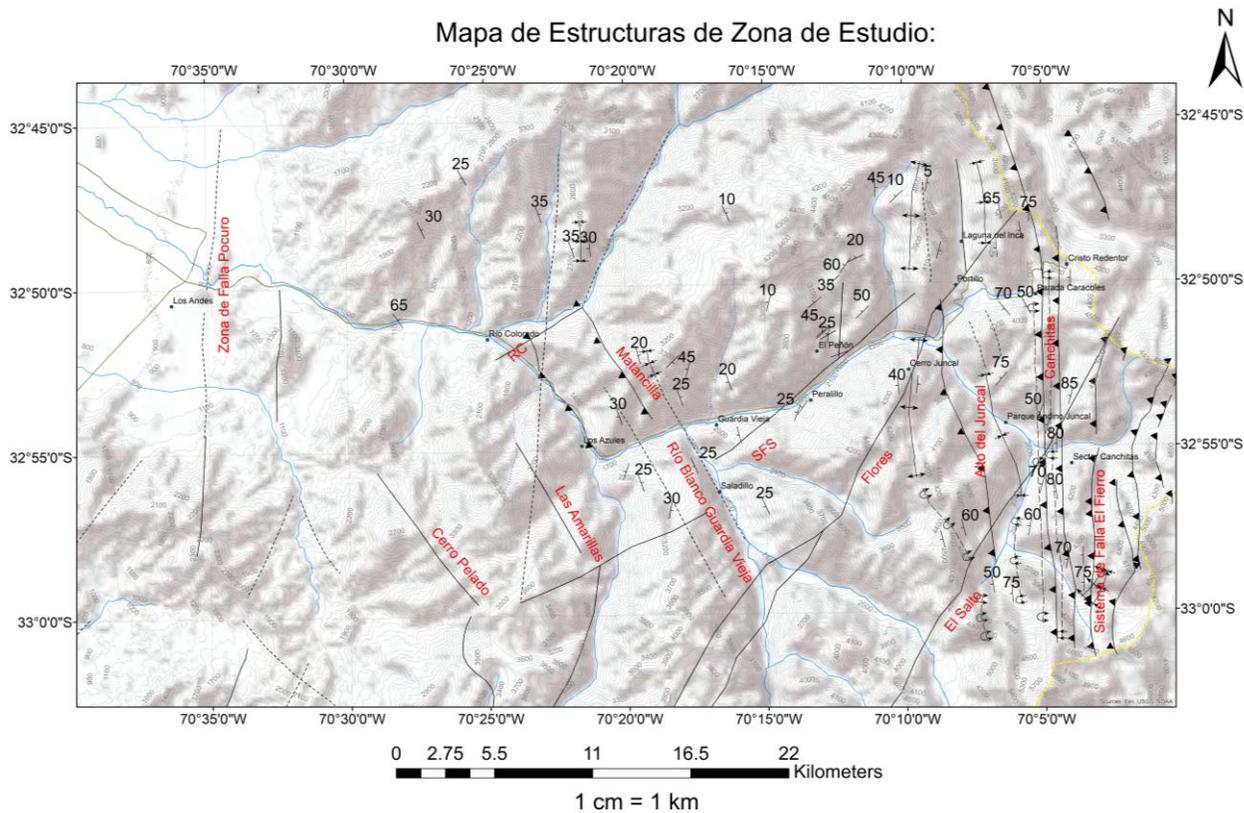
A continuación, se presenta la geología estructural de la zona de estudio. En la figura 64 se presenta un mapa generalizado con los rasgos estructurales más importantes de la región recopilados de la bibliografía y observados en terreno.

La región de estudio se caracteriza por presentar una gran cantidad de estructuras de distinta orientación y patrones complejos de interferencia. Hacia los extremos oriental y occidental de la zona de estudio se reconocen sistemas de fallas de inclinación subvertical y rumbo aproximado NS. Hacia el extremo occidental se reconoce la ZFP como principal rasgo estructural, y hacia el extremo oriental se reconoce la falla Alto de Juncal y más al este el sistema de falla El Fierro, y la Falla Canchitas, todas ellas de inclinación subvertical y con un rumbo general aproximado ~NS y manteo al oeste (ver figura 64).

Dentro de la zona comprendida entre la ZFP y el sistema de falla El Fierro se reconocen abundantes estructuras de rumbo NW-NNW y NE-NNE que generan patrones complejos de interferencia entre ellas lo que hace complejo el estudio estructural y la relación entre estas estructuras. Estas estructuras de occidente a oriente corresponden a Cerro Pelado, Las Amarillas, Matancilla, Río Blanco-Guardia Vieja, Sistema de Falla Saladillo, Flores y El Salto.

Las Unidades litológicas que afloran en la región se muestran afectadas por un plegamiento que aumenta de intensidad desde la zona occidental hacia el extremo oriental de la región de estudio, disminuyendo la longitud de onda de plegamiento hacia el oriente.

A continuación, se presentan las observaciones estructurales de terreno con perfiles locales superficiales para finalmente interpretar y presentar un perfil general integrado esquemático para la región de estudio.



Leyenda:

- lugares de interés
- Quebrada Secundaria
- Anticlinal volcado
- Falla observada
- Límite Internacional
- Río
- Sinclinal
- Falla cubierta
- Estero
- Rutas
- Sinclinal volcado
- Falla inferida
- Rumbo y Manteo
- Falla Inversa
- Anticlinal

Figura 64: Mapa de geología estructural para la región de estudio. Mapa realizado en base a los datos recopilados en este trabajo y en base a los estudios de Rivano (1993), Jara & Charrier (2014), Piquer (2015) y Mackaman-Lofland & Horton (2019). Adjunto en Anexo A.

4. 2.1. Zona Occidental

La zona occidental corresponde al área más cercana a la Zona de Falla Pocuro (ZFP). En esta región se observa la Unidad volcanoclástica de predominancia sedimentaria (UVS) y las otras unidades manteniendo cerca de 60° hacia el NE en el sector de Los Chaletes, el manto de estas secuencias estratificadas va disminuyendo gradualmente hacia el E, hasta que en el sector de los Azules los manteos se tornan hacia el W, lo que sugiere un plegamiento de alta longitud de onda y/o deformación asociada a las estructuras cercanas.

Las secuencias de esta zona se encuentran levemente plegadas en comparación a las secuencias que afloran hacia el oriente.

Las estructuras más importantes en la zona Occidental corresponden a la ZFP de rumbo ~NS, el sistema de Falla Matancillas de rumbo NW que tiene un manteo cercano a los 60° hacia el SE registrado por Piquer (2015), una falla inferida de rumbo aproximado NS y manteo subvertical hacia el E (ver figuras 65 y 66).

A continuación, se presenta un mapa geológico y un perfil superficial realizado para esta zona (figuras 65 y 66).

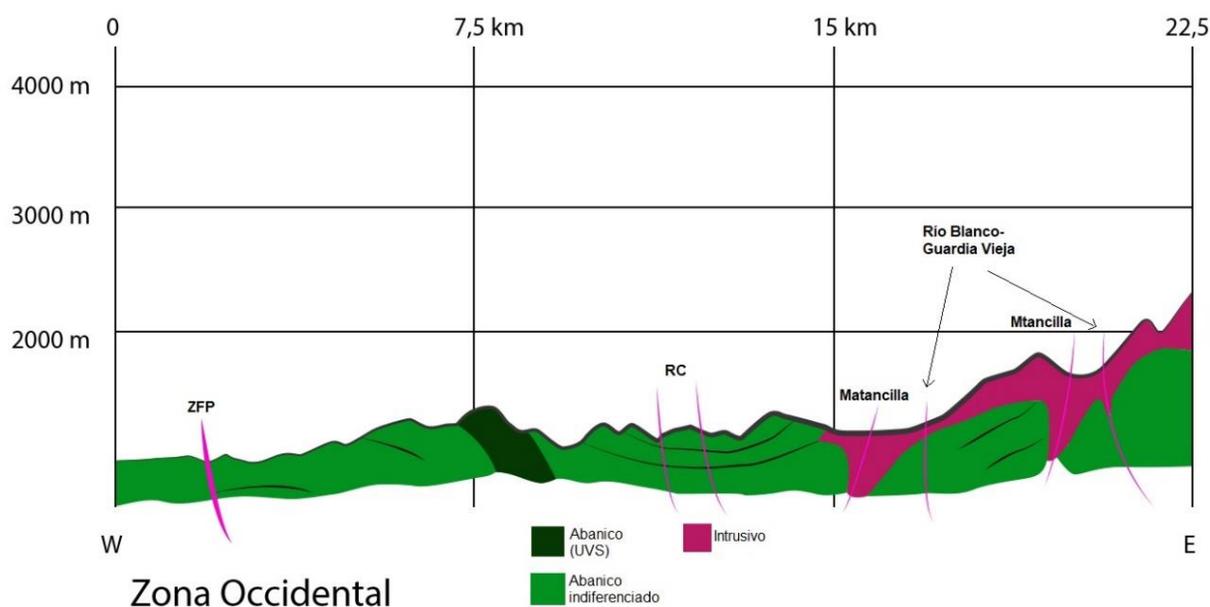


Figura 65: Sección geológica para la Zona Occidental de la región de estudio.

Mapa Geológico Zona Occidental:

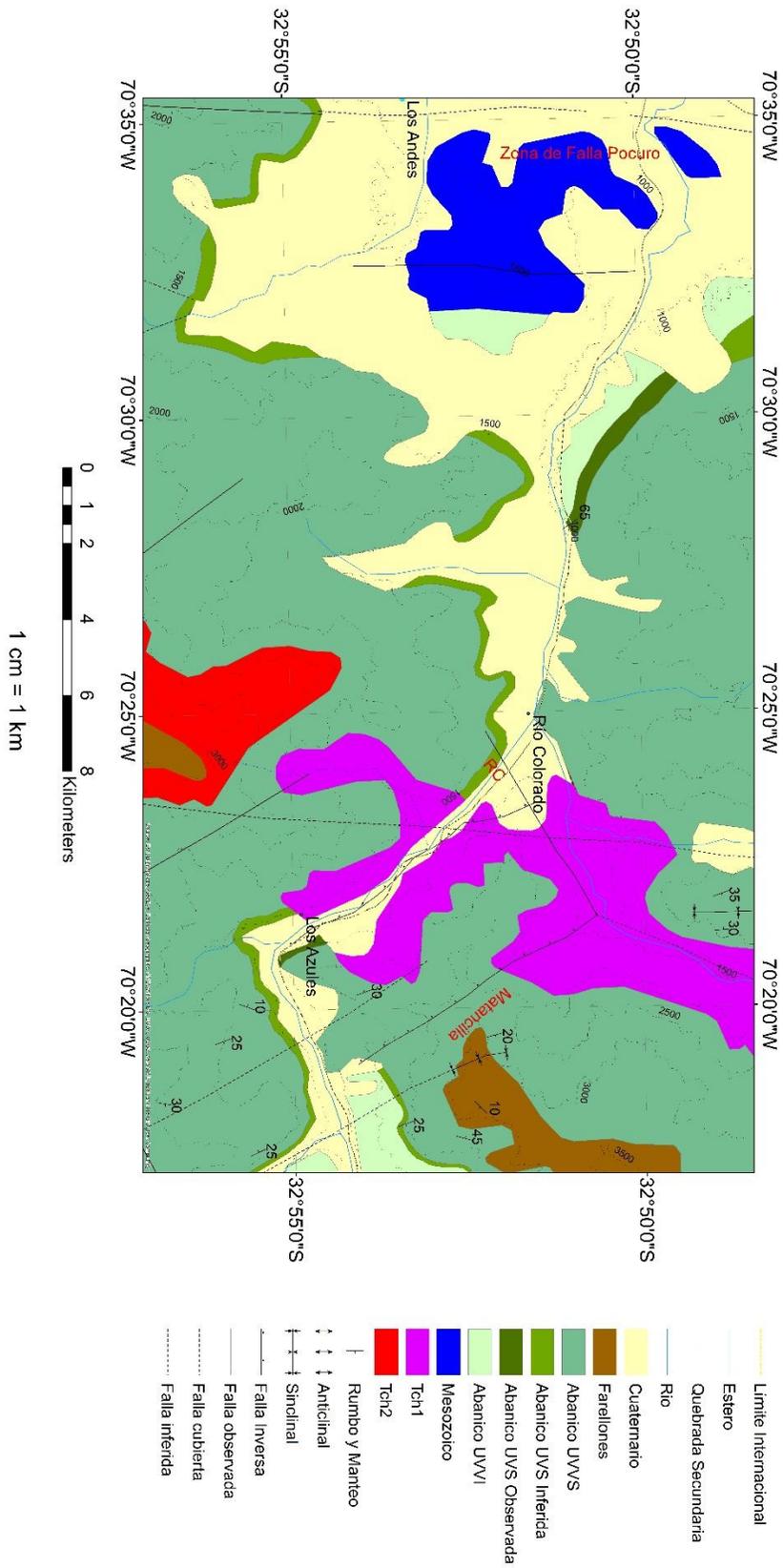


Figura 66: Mapa geológico para la zona occidental de la región de estudio.

4.2. 2. Zona Central

En la zona central las unidades observadas de la Formación Abanico presentan manteos generales hacia el W, con algunas zonas que presentan plegamientos leves de alta longitud de onda.

En la zona de Guardia Vieja se observa la Unidad volcanoclástica de predominancia sedimentaria (UVS) con estratos de crecimiento hacia el W y acuñamientos hacia el E (ver figuras 67, 68 y 69). En base a los estratos de crecimiento y lo observado en terreno se interpreta la presencia y actividad de estructuras extensionales durante la depositación de la UVS en el valle de Río Blanco.

Debido a la alta complejidad estructural de la zona (interferencia de estructuras NW y NE sumado a la presencia de zonas triangulares que se pueden observar en la zona central de la figura 69) y la fuerte alteración/deformación que afecta a las unidades que afloran en la región, la identificación de estos estratos de crecimiento no es clara, sin embargo, en conversación con otros autores también han reconocido estructuras similares en el sector de Saladillo cerca de la mina Andina (ver figura 67, comunicación oral Charrier, 2020).

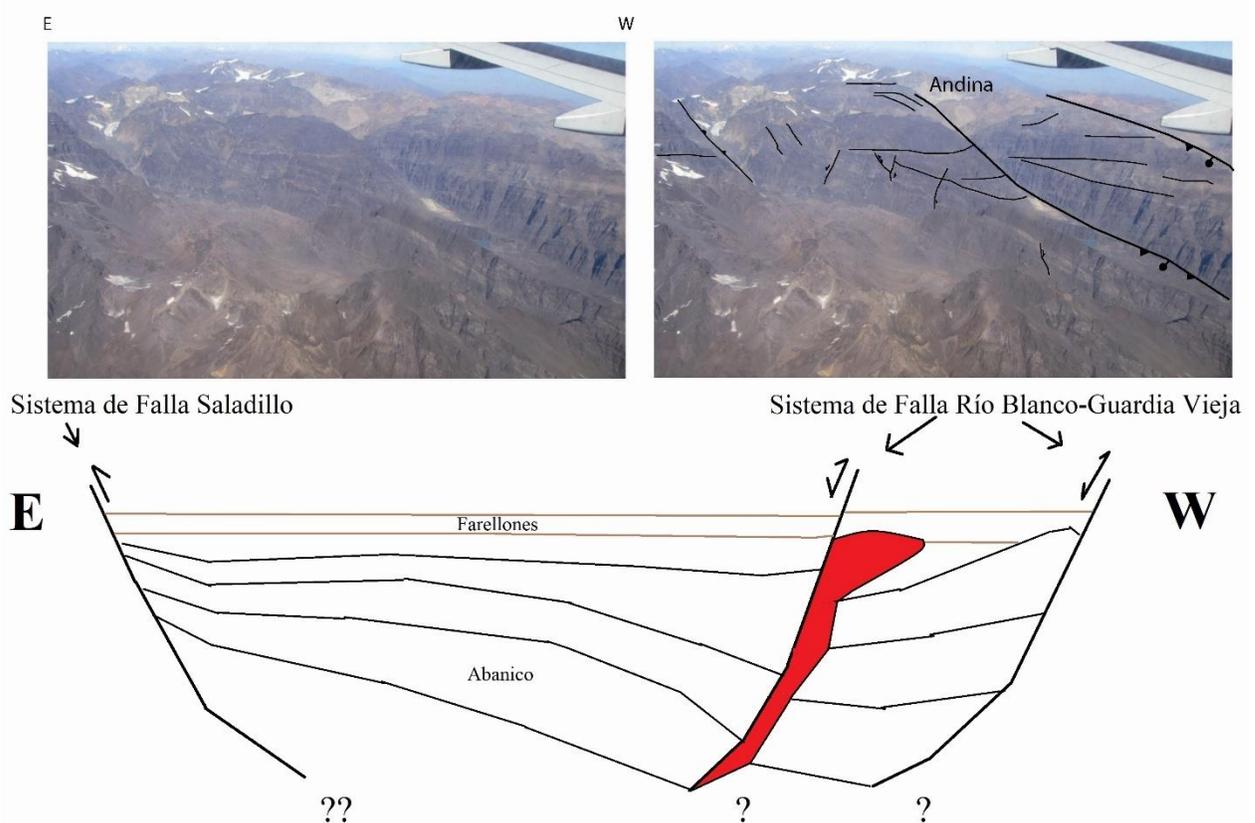


Figura 67: Estratos de crecimiento reconocidos en la zona de Saladillo. Fuente: Fotos y esquema (modificada) del Dr. César Arriagada y facilitada al autor por Prof. Reynaldo Charrier.

En la zona central parte de las estructuras más importantes están asociadas al Sistema de Falla Saladillo (Piquer, 2015); en general este sistema de fallas presenta rumbo NE y manteos hacia el W, de este sistema de Falla se desprende una estructura hacia la zona de El Peñón que levanta y pliega la Unidad inferior de la Formación Abanico en el flanco E de la ladera de la quebrada de El Peñón (ver imágenes 68 y 69).

Por otra parte, otras estructuras importantes y de gran influencia en la zona central corresponden a las fallas inferidas inmediatamente hacia el W de Saladillo. Estas estructuras tienen un rumbo NW y fuertes manteos hacia el E, generando una subcuenca de geometría triangular que se acuña hacia el S (ver figura 69). Estas Fallas de rumbo NW y manteos hacia el E se denominan, en este trabajo, Sistema de Falla Río Blanco-Guardia Vieja (SF-RBGV).



Figura 68: estructura que se desprende del sistema de falla Saladillo hacia el sector del Peñón. UTM: N 6362115 E 386753.

A continuación, se presenta un perfil superficial y un mapa geológico realizado para esta zona (figuras 69 y 70).

Mapa Geológico Zona Central:

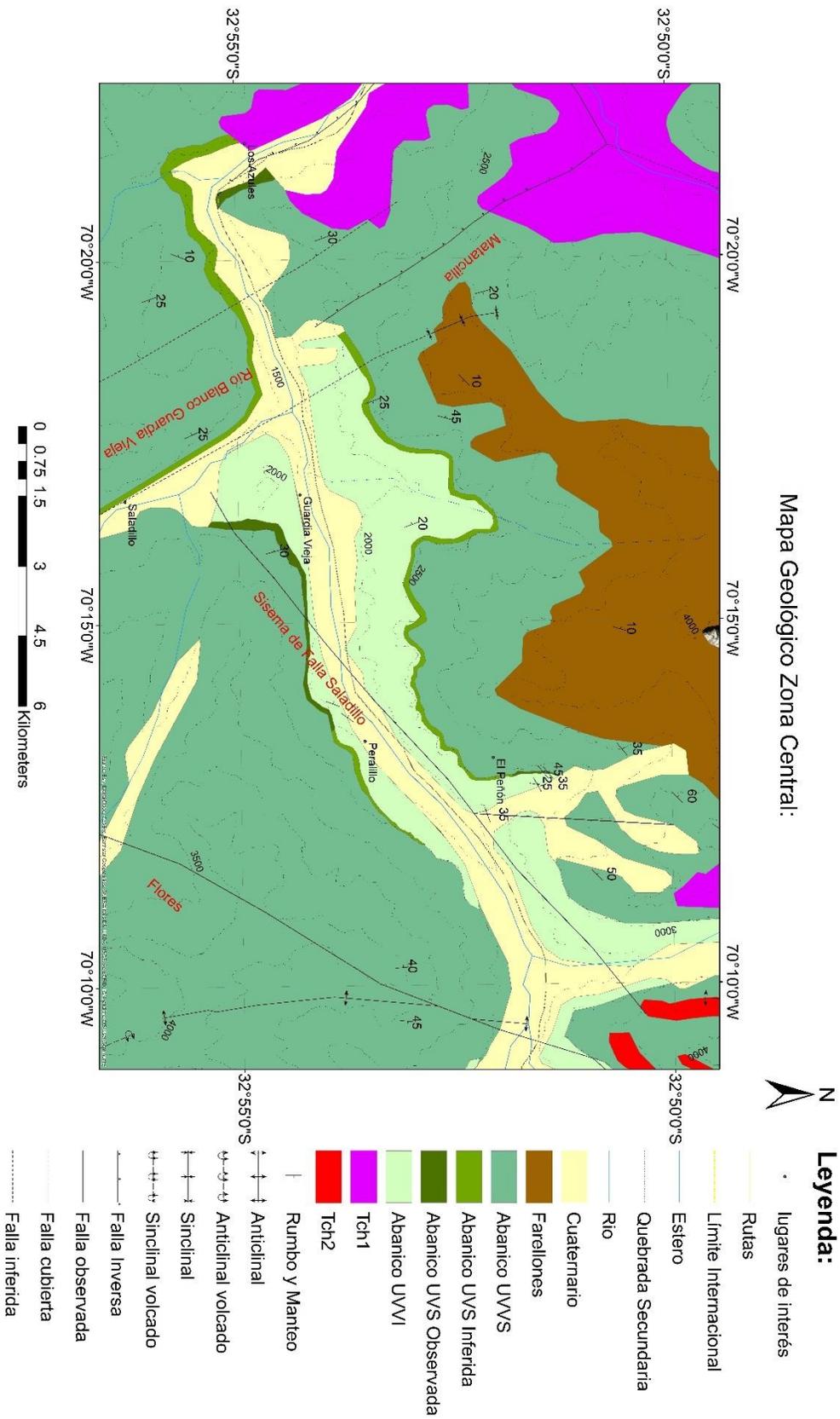


Figura 69: Mapa geológico para la zona central de la región de estudio.

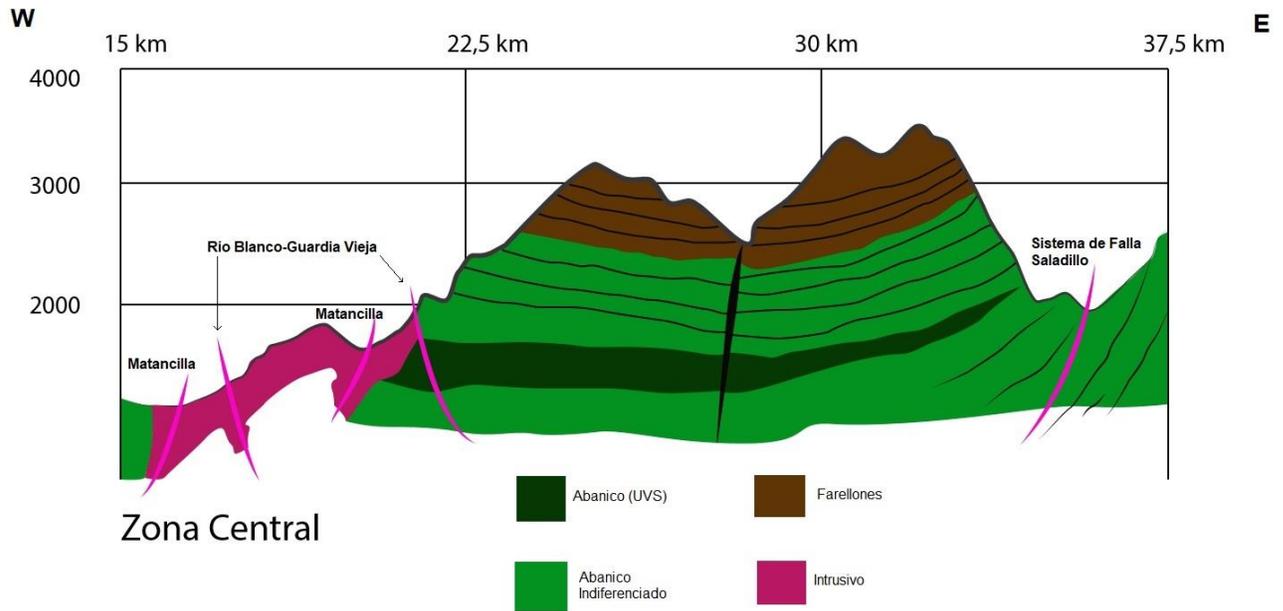


Figura 70: Sección geológica para la Zona Occidental de la región de estudio.

4. 2.3. Zona Oriental

La Zona oriental corresponde a la zona que presenta la mayor deformación y complejidad estructural de la zona de estudio.

La zona presenta una gran variedad de estructuras por lo que se divide en 3 partes:

- El Peñón
- El Juncal
- Portillo-Cristo Redentor

En dichos lugares se reconocieron al menos 5 estructuras importantes: Sistema de Fallas Saladillo, Falla Alto del Juncal, Falla Canchitas y el Sistema de Falla El Fierro compuesto por 2 estructuras que aparentemente coalescen hacia el S en el sector del parque Andino Juncal (ver figura 71).

En el sector de El Peñón se presentan cambios importantes en los rasgos tectónicos y estructurales de la región en comparación con la zona occidental y oriental de la región de estudio en cuanto a cantidad y frecuencia de estructuras, así como la deformación y plegamiento de las rocas que en este sector disminuyen considerablemente la longitud de onda de occidente a oriente. En la ladera oeste de El Peñón se observan las unidades superiores de la Formación Abanico con leves manteos (hasta 30°) hacia el nor-oeste, sin embargo, en la ladera E de esta misma quebrada la unidad inferior de la Formación Abanico presenta una inclinación cercana a los 60° inclinándose hacia el oeste,

deformación que estaría asociada al sistema de Falla Saladillo (ver figura 68). Este cambio notorio en la disposición de los estratos en la zona de El Peñón marca el inicio de una deformación intensa y plegamientos de corta longitud de onda hacia el E.

El sector de El Peñón se encuentra afectado por el Sistema de Falla Saladillo, mientras que el cerro Juncal está afectado por un pliegue que se prolonga hacia el este de la zona de El Peñón, este plegamiento tiene un eje de rumbo norte-sur a nor-noreste y se extiende por la ladera oeste del río Juncal. Hacia el E del río Juncal, el plegamiento de las secuencias incrementa de frecuencia y disminuye considerablemente la longitud de onda de estos. Además, el cerro Juncal está atravesado por una falla importante denominada Alto del Juncal de fuerte manteo al oeste y rumbo aproximado norte-sur que corta el anticlinal del cerro Juncal y a lo largo de la cual este cerro está cabalgado hacia el este (ver figuras 72 y 74).

Un poco más hacia el este, cruzando el valle del río Juncal, encontramos 2 sistemas de fallas importantes: La Falla Canchitas que acomoda un anticlinal volcado en la ladera este del valle del río Juncal, y el sistema de Falla El Fierro que corresponde a 2 estructuras que aparentemente se acuñan y coalescen hacia el sur (ver figura 71 y figura 83). Una afecta secuencias volcánoclasticas cretácicas muy deformadas (Fm. Juncal-Salamanca) al este de la Falla Canchitas y la falla más oriental que pone en contacto al Grupo Mendoza con estas rocas volcánoclasticas del Cretácico Superior (Formaciones Diamante-Juncal y, probablemente, Cristo Redentor). La pertenencia estratigráfica de las rocas ubicadas entre la falla Canchitas y el extremo oriental de la zona de estudio no es clara debido a la similitud litológica entre el miembro inferior de la Formación Abanico y las formaciones del Cretácico Superior. Las estructuras comprendidas en este tramo están considerablemente más deformadas que las que se encuentran al oeste de la Falla Alto de Juncal y presentan una clara vergencia al este; de acuerdo con Piquer et al. (2015), estos pliegues se presentan despegados por la falla El Fierro de un sustrato de capas dúctiles del Mesozoico.

Mapa geológico de Zona Oriental

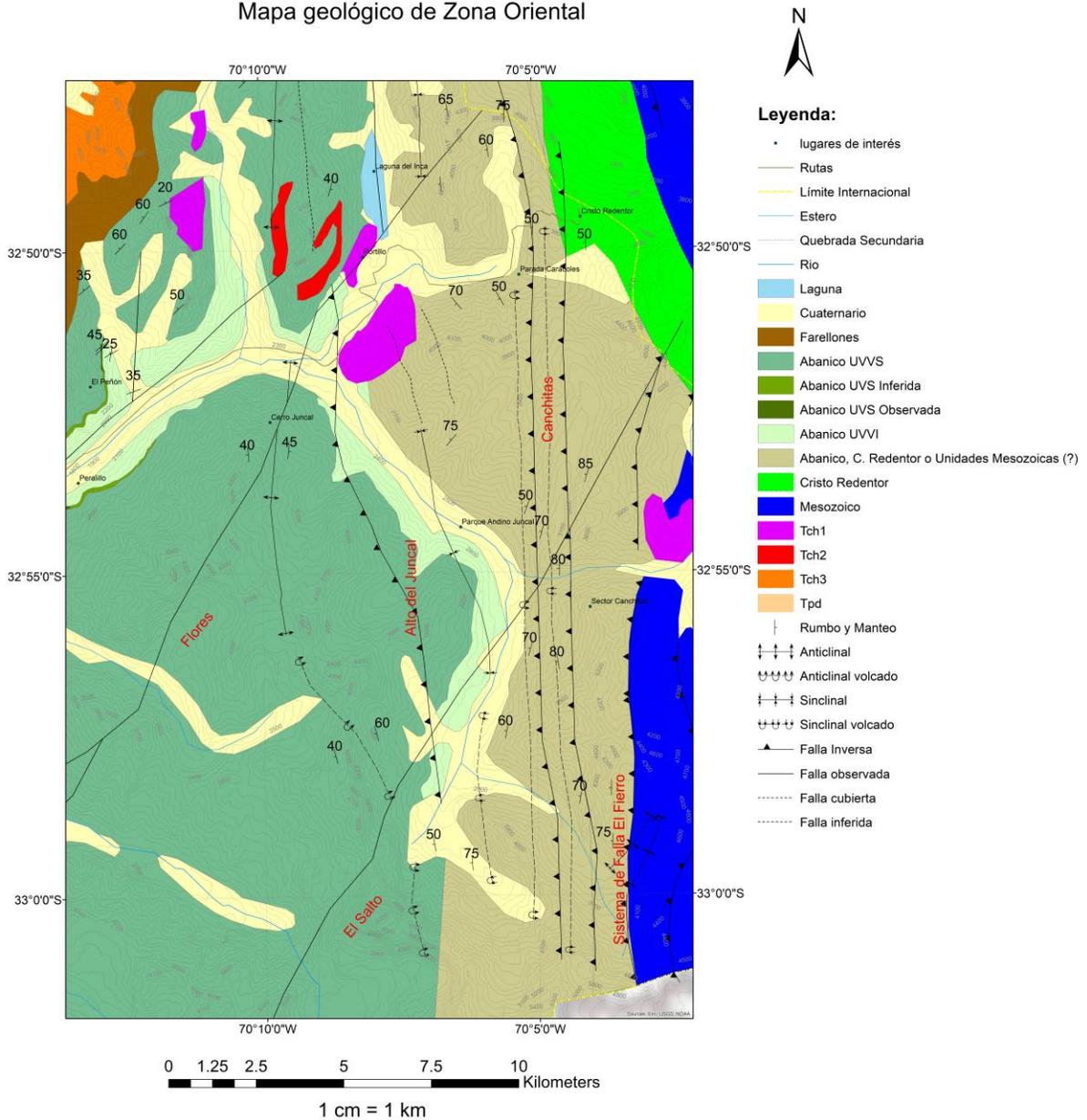


Figura 71: Mapa geológico para la zona oriental de la región de estudio.

En el sector del Parque Andino Juncal (Valle del Río Juncal), el primer rasgo estructural importante e imponente que se puede observar es un gran pliegue anticlinal que forma el cerro Juncal (ver figura 72), cuyo flanco W se corresponde con los estratos fuertemente inclinados en la ladera este de El Peñón. Esta estructura anticlinal del cerro Juncal se propaga hacia el sur por la ladera oeste del valle del río Juncal y pareciera tener

continuidad en un pliegue anticlinal volcado que se observa hacia el sur (ver figura 73). En la figura 72 se puede observar que el pliegue anticlinal del cerro Juncal es atravesado por una serie de cuerpos intrusivos subhorizontales de color blanquecino, estos cuerpos intrusivos corresponden a rellenos de fracturas dilatacionales de extensión o *tensión Gashes* que fueron rellenadas por estos cuerpos intrusivos.



Figura 72: Vista hacia el SSO del pliegue anticlinal que afecta al cerro Juncal. Se puede observar en la zona inferior del pliegue cuerpos intrusivos blanquecinos subhorizontales asociados a fracturas de extensión o *Tension Gashes*. La línea puntada roja representaría la traza de la falla Alto del Juncal. UTM: N 6363812 E 393025.

Como se mencionó anteriormente, hacia el sur por el valle del río Juncal, llegando al glaciar Juncal, se observa el flanco oriental de un pliegue aparentemente basculado hacia el E, el que se interpreta que es parte del mismo pliegue que afecta al cerro Juncal (ver figura 73).



Figura 73: Pliegue anticlinal basculado hacia el E al sur del valle del río Juncal. UTM: N 6347063 E 395684.

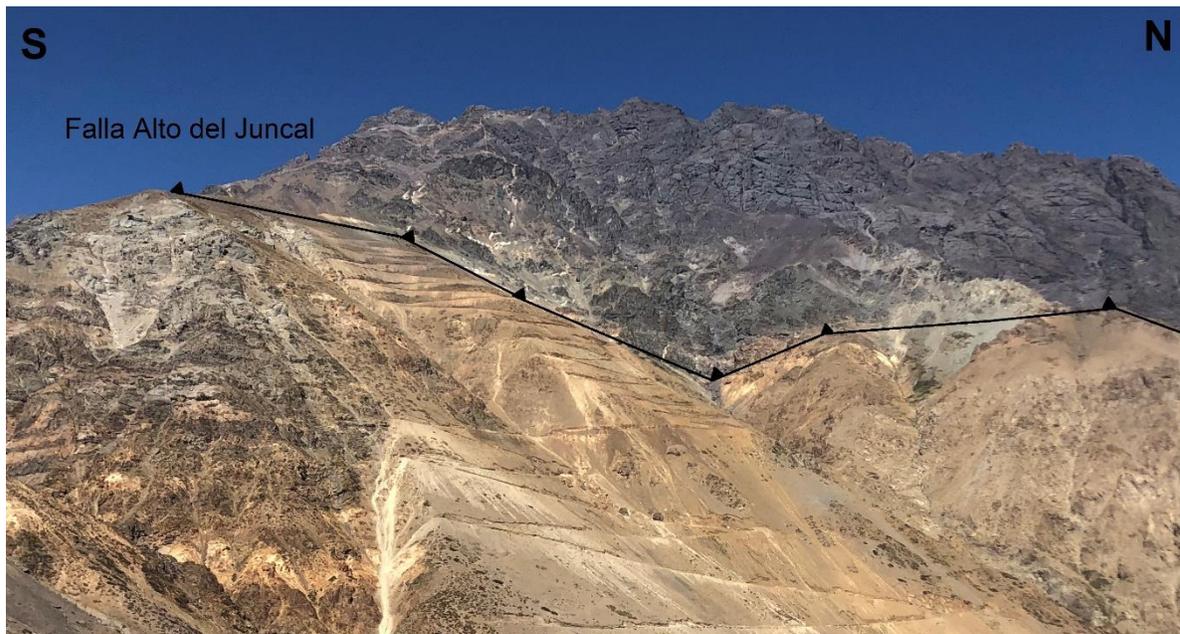


Figura 74: Falla Alto del Juncal cortando el flanco E del pliegue anticlinal que afecta al cerro Juncal. UTM: N 6358838 E 395682.

Cruzando por el valle del río Juncal hacia la ladera este del valle, al este del anticlinal descrito anteriormente, los estratos se levantan nuevamente hasta quedar con inclinaciones subverticales hacia el oeste, formando el flanco occidental de un pliegue anticlinal volcado hacia el este, esta estructura estaría acomodada por el este por la Falla Canchitas (ver figura 75). Se interpreta que estos dos pliegues anticlinales estarían separados, aparentemente, mediante un pliegue sinclinal cuyo eje pasa por el valle del río Juncal (ver figuras 75 y 76). El flanco occidental de este sinclinal estaría volcado hacia el este por el arrastre de la falla Alto Juncal.



Figura 75: Vista hacia el N del valle del río Juncal. Hacia la ladera W del valle se observa la falla Alto del Juncal cortando el flanco E del pliegue anticlinal del cerro Juncal. Hacia la ladera E del valle se observa una falla (Canchitas) y un pliegue anticlinal basculado levemente hacia el E, se interpreta que ambos pliegues estarían conectados por un anticlinal que cruza por el valle del río Juncal. UTM: N 6357152 E 398471.



Figura 76: Vista de la ladera E del valle del Río Juncal, estratos se levantan cruzando el valle debido a la estructura denominada Canchitas. UTM: N 6357434 E 398050.

Desde la ladera este del valle del río Juncal hasta la frontera con Argentina afloran secuencias muy deformadas, de rumbo aproximado NS y con manteos que en general van entre 60° a 80° hacia el ~oeste, además se observan zonas de alteración, zonas de cizalle con espejos de falla y se reconocen al menos 2 estructuras importantes de inclinación subvertical hacia el oeste y rumbos aproximados norte-sur (ver figuras 77 y 78), estas estructuras corresponden al Sistema de Falla El Fierro, reconocida por Piquer et al, 2015 en el Parque Andino Juncal y reconocida por otros autores mucho más al S cerca de los 34°-35°S donde esta representaría el límite oriental de la cuenca de Abanico a dicha latitud (Davidson, 1971; Fock, 2005; Piquer et al., 2010, entre otros), como se menciona anteriormente, se interpreta que la zona afectada por este sistema está compuesto por 2 fallas principales que probablemente se juntan hacia el S, la estructura más oriental pone a las rocas clásticas y volcanoclásticas del Cretácico Superior (Formaciones Diamante?, Salamanca-Juncal?) en contacto con el Grupo Mendoza.

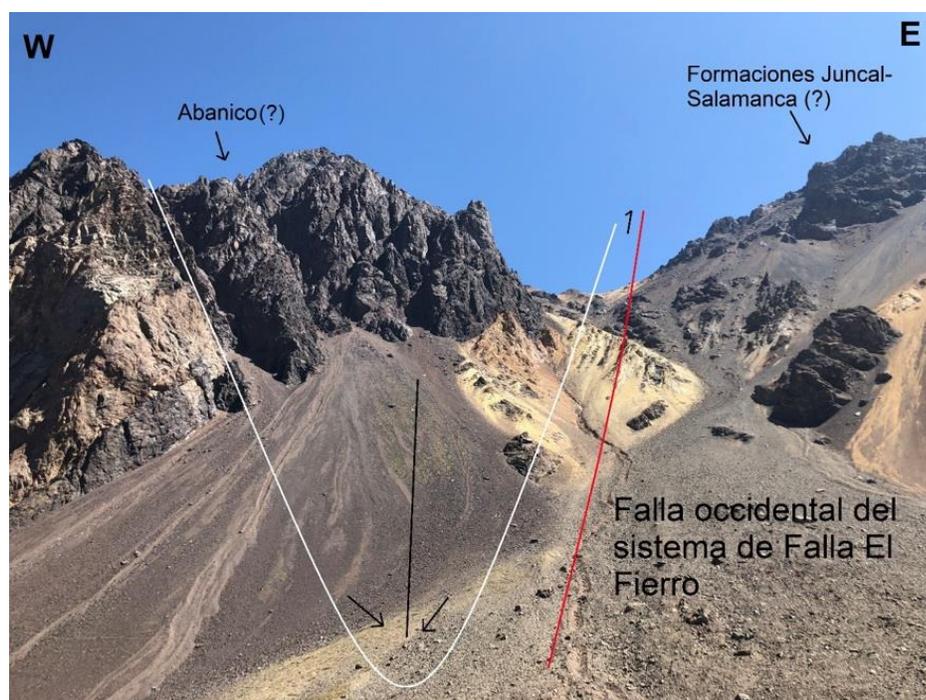


Figura 77: Sinclinal observado en la ladera E del Valle del Río Juncal formado entre las fallas Conchitas y El Fierro que se destaca con la línea blanca. Este sinclinal apretado se conecta hacia el W con el anticlinal descrito en la figura 75. UTM: N 6357107 E 399927.

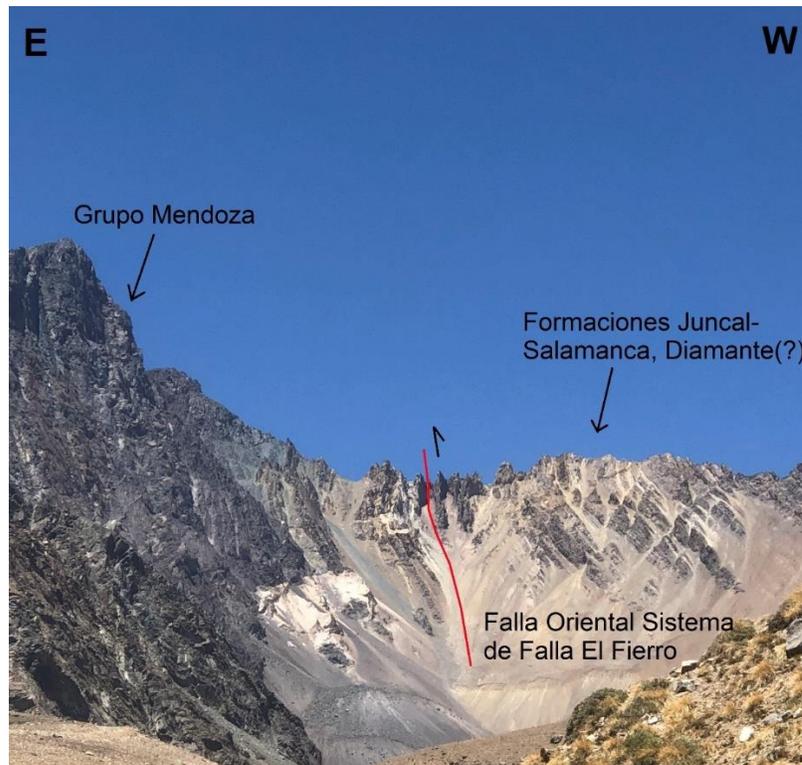


Figura 78: Vista hacia el sur desde el final del sendero Canchitas en el extremo Oriental de la Zona de estudio, la estructura oriental del Sistema de falla El Fierro pone en contacto rocas volcánoclasticas cretácicas con rocas cretácicas sedimentarias marinas. UTM: N 6356262 E 401868.

En la zona de Portillo, inmediatamente al oeste de la Laguna del Inca se observa el flanco E de un pliegue anticlinal, con estratos manteando hacia el este, lo que se interpreta como la posible continuidad del anticlinal que afecta al cerro Juncal que continuaría hacia el N extendiéndose por la ladera oeste de la Laguna del Inca. De acuerdo con lo observado en terreno, en esta zona se identifican dos fallas, una cuya traza se observa al norte de la Laguna del Inca con un rumbo aproximado ~NS y buzamiento hacia el W y otra estructura que pasa por la ladera oeste de la Laguna del Inca, no es claro si esta estructura que pasa por la ladera oeste de la Laguna del Inca sería la continuidad de la Falla Ato del Juncal o si esta corresponde a otra estructura diferente.

Al sur-este de Portillo se observa una configuración estructural compleja en donde aparentemente un duplex cabalga hacia el este, mediante una Falla de buzamiento hacia el oeste, a una secuencia estratificada de manteo subvertical hacia el oeste (ver figura 79). Estos dúplex que cabalgan secuencias subverticales hacia el este, se ubican al este de la Falla Alto del Juncal y al oeste de las Fallas Canchitas y El Fierro que se prolongarían hacia el norte hasta el sector de Parada Caracoles y Cristo Redentor respectivamente (ver figuras 81 y 82). La ubicación de estas estructuras en este sector permite dudar sobre la pertenencia estratigráfica de las rocas comprendidas entre las Fallas Alto del Juncal y El Fierro, asignadas en otros trabajos a la Formación Abanico.



Figura 79: Vista al SE desde portillo. Se observa un dúplex cabalgando sobre una secuencia estratificada de manteo subvertical hacia el W. Imagen facilitada por prof. Reynaldo Charrier.

Hacia el E de Portillo, en el sector Parada Caracoles, se observan secuencias volcánoclasticas muy inclinadas de rumbos norte-sur a nor-oeste y manteos de 50° a 80° hacia el oeste (ver figuras 80 y 81). De acuerdo con los buzamientos observados se propone la existencia de un pliegue anticlinal muy apretado (longitud de onda < 500 m, ver figura 80). Además, el análisis de imágenes satelitales (ver capítulo de teledetección) y la deformación en esta zona sugieren la presencia de una estructura (falla) al este de este pliegue (figura 80). Dado que estas estructuras (anticlinal y falla) se encuentran en la prolongación del rumbo de la Falla Canchitas y el pliegue anticlinal que se muestra en la figura 75, se podría interpretar que corresponden a la continuidad de esta falla y este pliegue hacia el norte como lo sugiere también el análisis de imágenes satelitales (ver imagen 81). En esta zona al igual que en el Parque Andino Juncal se hace muy difícil reconocer los cambios litológicos y discriminar entre las diferentes formaciones o unidades presentes debido a la monotonía y similitud litológicas entre estas, además de la intensa deformación que afecta a estas secuencias.



Figura 80: secuencias volcánoclasticas en el sector Caracoles (entre Laguna del Inca y Cristo Redentor). UTM: N 6367075 E 397762.

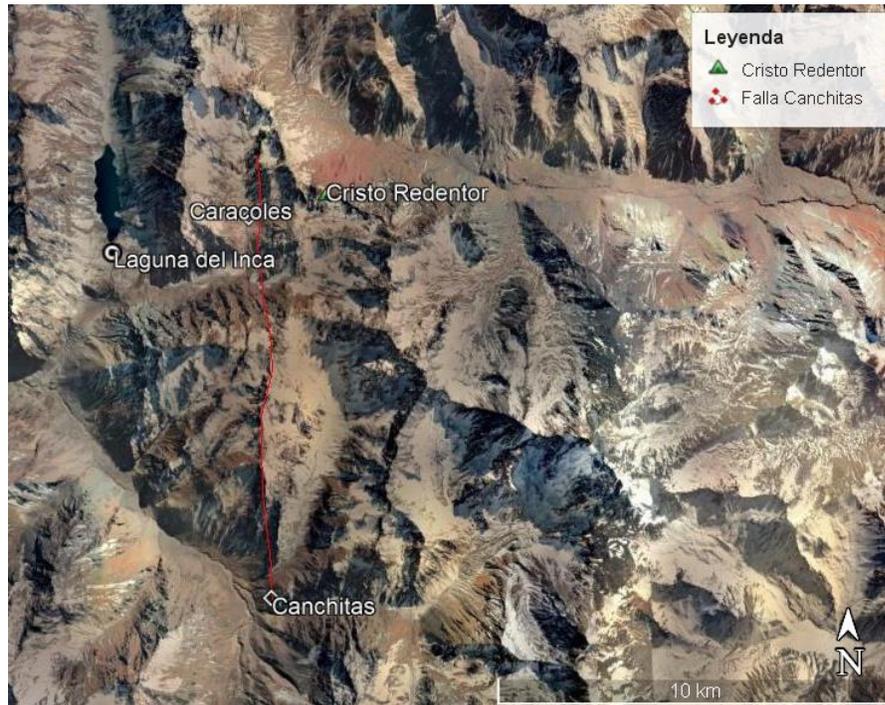


Figura 81: continuidad de la Falla Canchitas hacia el N hasta el sector Caracoles.

En la zona de Cristo Redentor se observan abundantes zonas de alteración, fuertes manteos de estratos hacia el W y cambios litológicos que hacen pensar la presencia de estructuras que levantan estas secuencias (ver figura 82).

Desde la cima del Cristo Redentor se puede reconocer hacia el sur, hacia el Juncal, un alineamiento relativo de zonas de alteración y cambios litológicos de rumbo ~NS, lo que hace pensar, al igual que en los otros sectores (Portillo y Caracoles), sobre la presencia y continuidad de las estructuras desde el Parque Andino Juncal hacia el N hasta al menos la zona del Cristo Redentor. De acuerdo con el análisis y seguimiento de estas estructuras en imágenes satelitales, en esta zona se encontraría la continuidad de la Falla occidental del sistema de falla el Fierro reconocida en el sector del Parque Andino Juncal (ver figura 82).

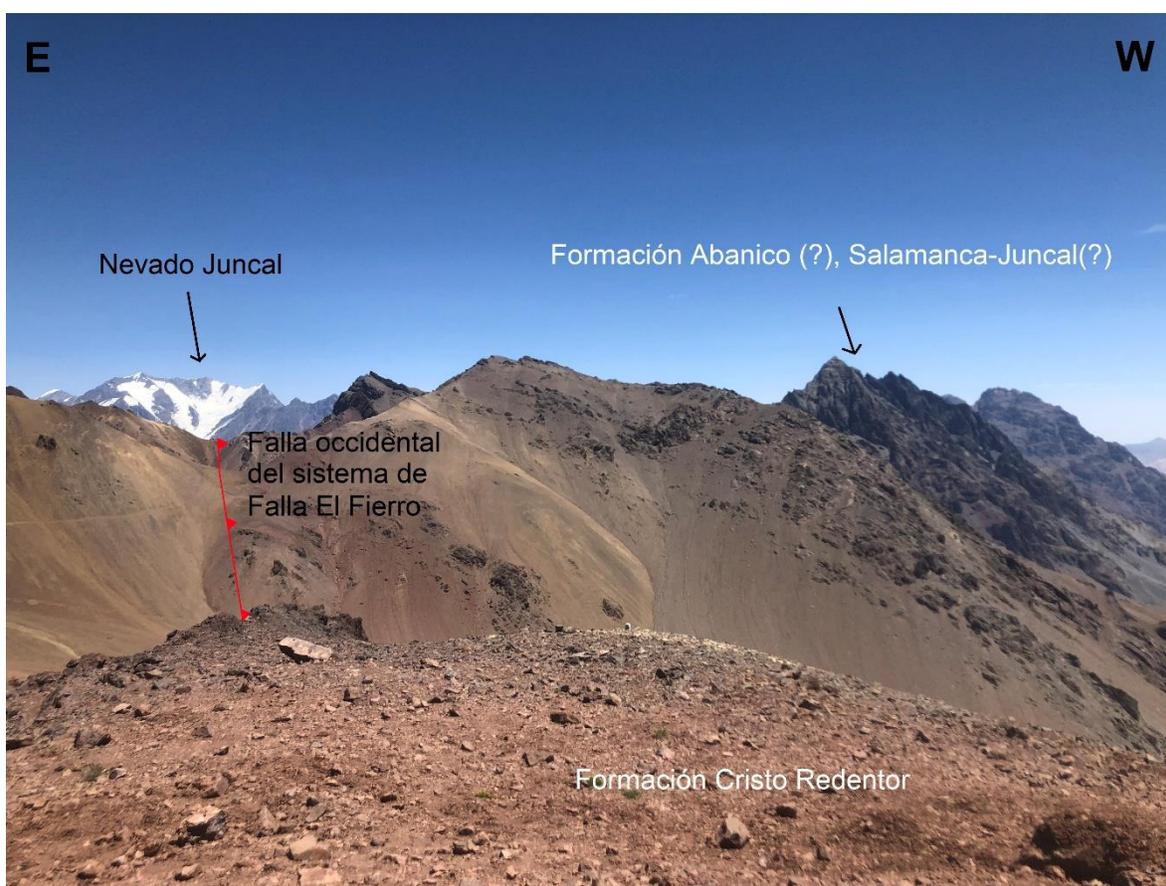


Figura 82: Vista al sur desde el paso del Cristo Redentor, se observa una aparente prolongación hacia el norte de los estratos con las estructuras que se reconocen un poco más al sur en el sector del Parque Andino Juncal . UTM: N 6367224 E 398939.

A continuación en la figura 83 se presenta un perfil superficial realizado para la Zona Oriental, este perfil representa esquemáticamente la deformación observada en el sector del Parque Andino Juncal.

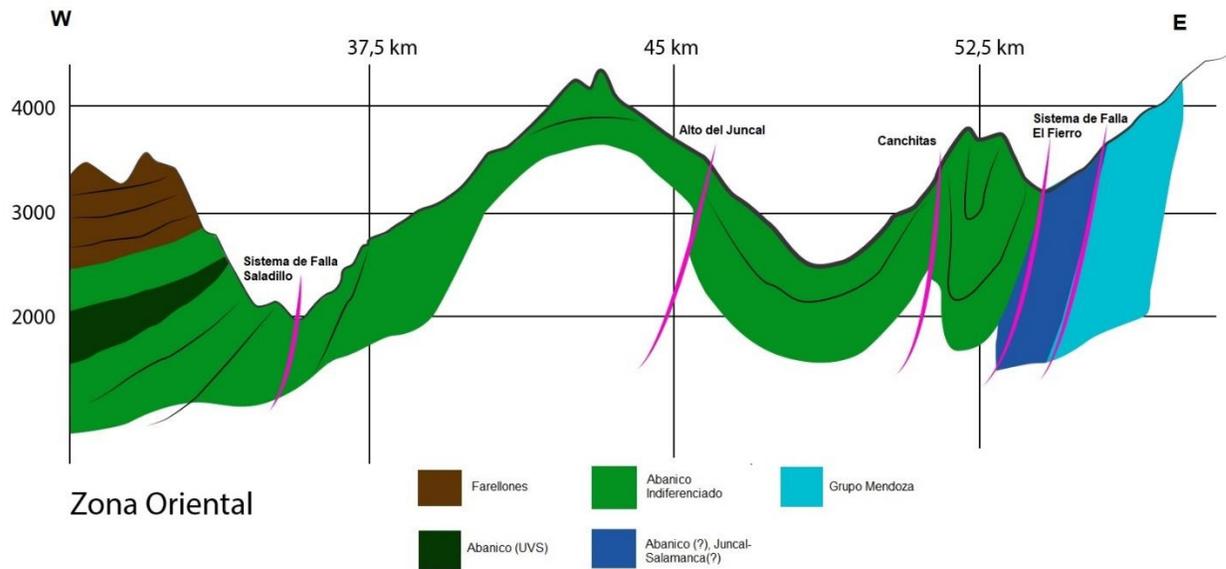


Figura 83: Sección geológica para la Zona Oriental de la región de estudio.

4.2.4. Teledetección y aplicación en mapeo estructural

Lineamientos y filtros direccionales:

Se realizó un mapeo de potenciales estructuras (fallas) utilizando 2 metodologías diferentes: en primer lugar, se utilizó una metodología similar a la utilizada en *El Moujahid et al., (2016)*, esta metodología consiste en aplicar un filtro direccional de 45° a la imagen para resaltar las estructuras con rumbo $NS\pm 45^\circ$ (figuras 84 y 85) la imagen resultante de este filtro direccional fue posteriormente interpretada (figura 85).

Por otra parte, se generó una imagen con las bandas 2,4,6 (Blue, Red, SWIR-1) en combinación RGB para resaltar las estructuras en la zona (figuras 86 y 87). La imagen resultante de este procesamiento fue posteriormente interpretada (figura 87).

Las imágenes obtenidas para ambos procesamientos dan resultados similares y se correlacionan de manera positiva con las estructuras mapeadas en terreno, por lo que esto podría confirmar la presencia de las estructuras vistas en terreno y descritas en el capítulo de geología estructural.

Mapa con filtro direccional:

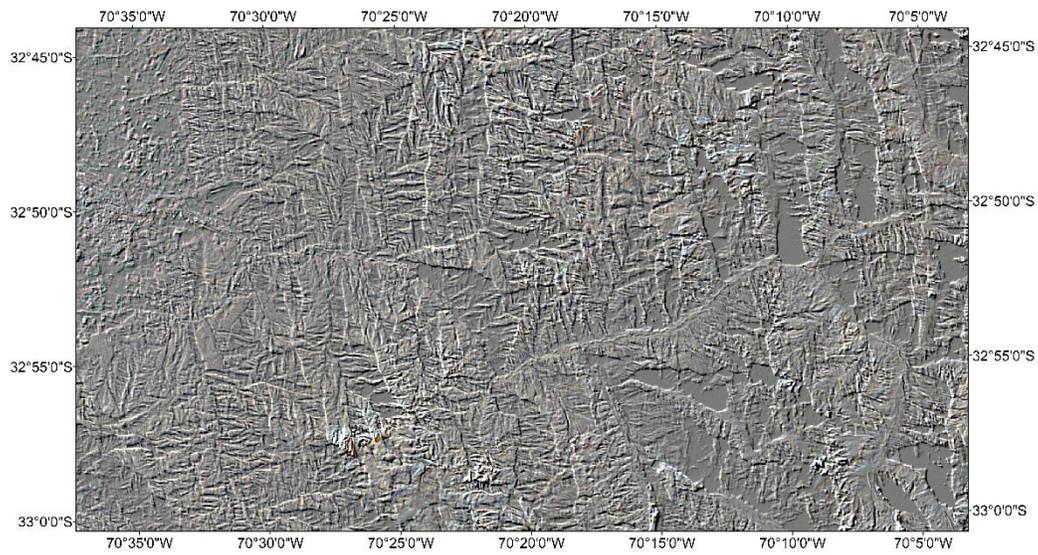


Figura 84: Imagen Landsat 8 con un filtro direccional de 45° para resaltar estructuras de rumbo $NS\pm 45^\circ$.

Mapa con filtro direccional interpretado:

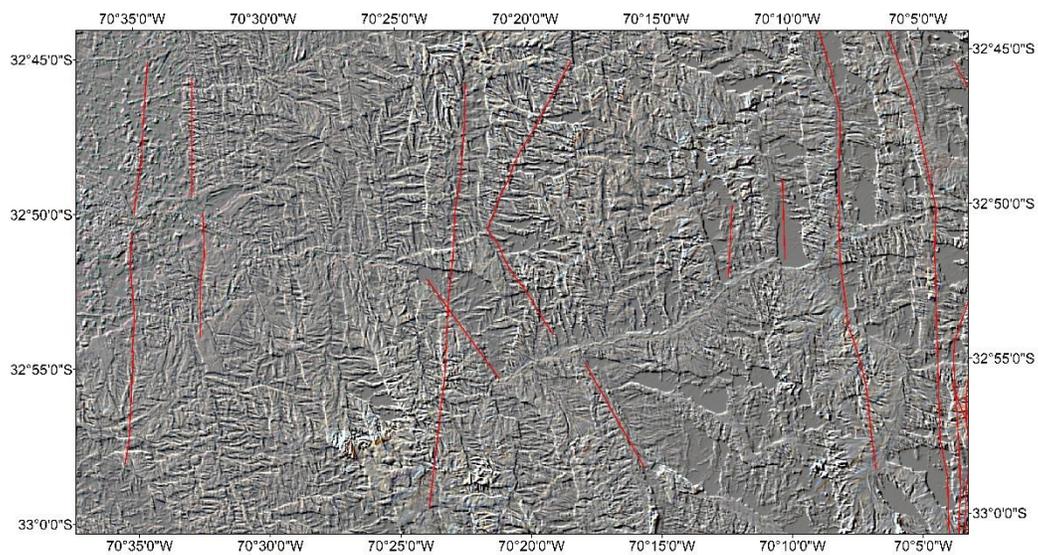


Figura 85: Imagen Landsat 8 con filtro direccional de 45° . Líneas rojas se interpretan como estructuras presentes en la zona.

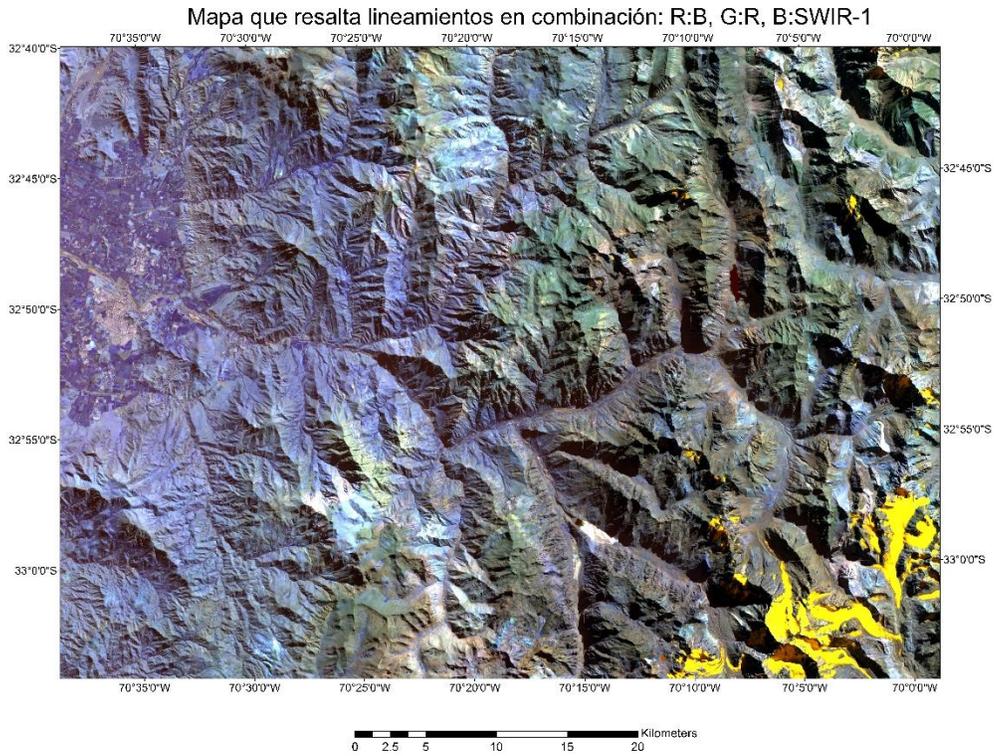


Figura 86: Imagen de la zona de estudio con las bandas 2,4,6 en combinación RGB para resaltar las estructuras presentes en la zona.

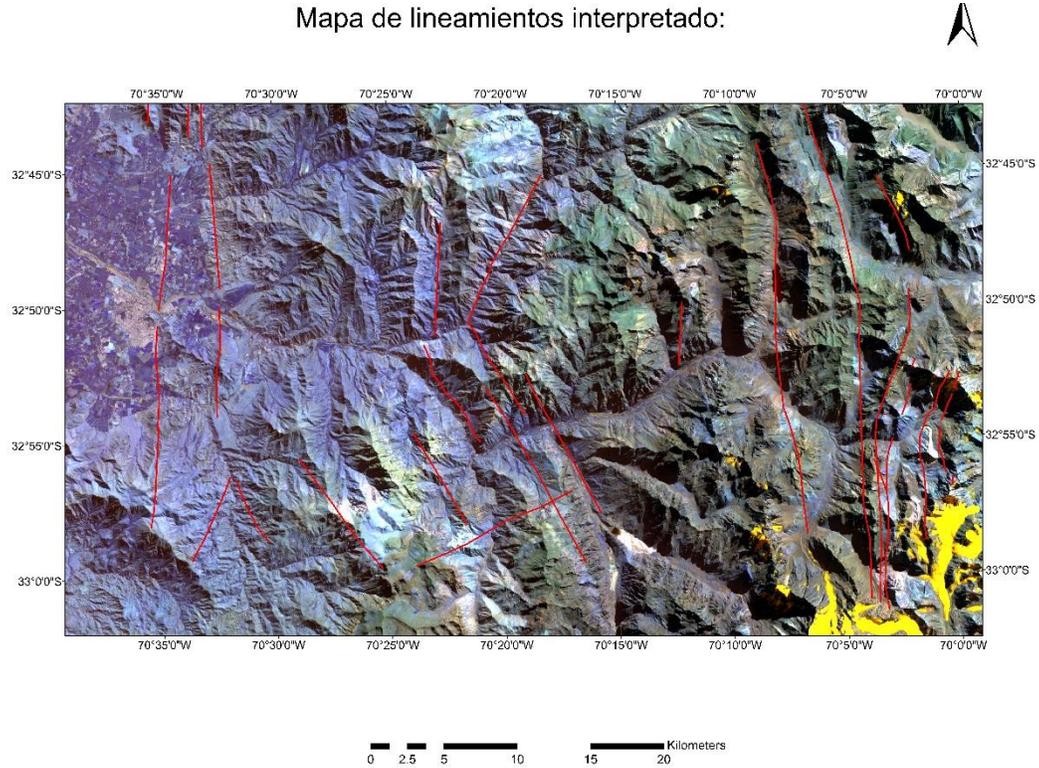


Figura 87: Imagen de la zona de estudio con las bandas 2,4,6 en RGB, las líneas rojas se interpretan como estructuras.

4. 2.5. Interpretación estructuras:

En base a la **geología distrital** levantada y los datos estructurales recopilados se realiza un mapa geológico de la zona de estudio (ver figura 88 y ANEXO A) y un perfil esquemático integrado para la región (ver figura 89 y ANEXO A).

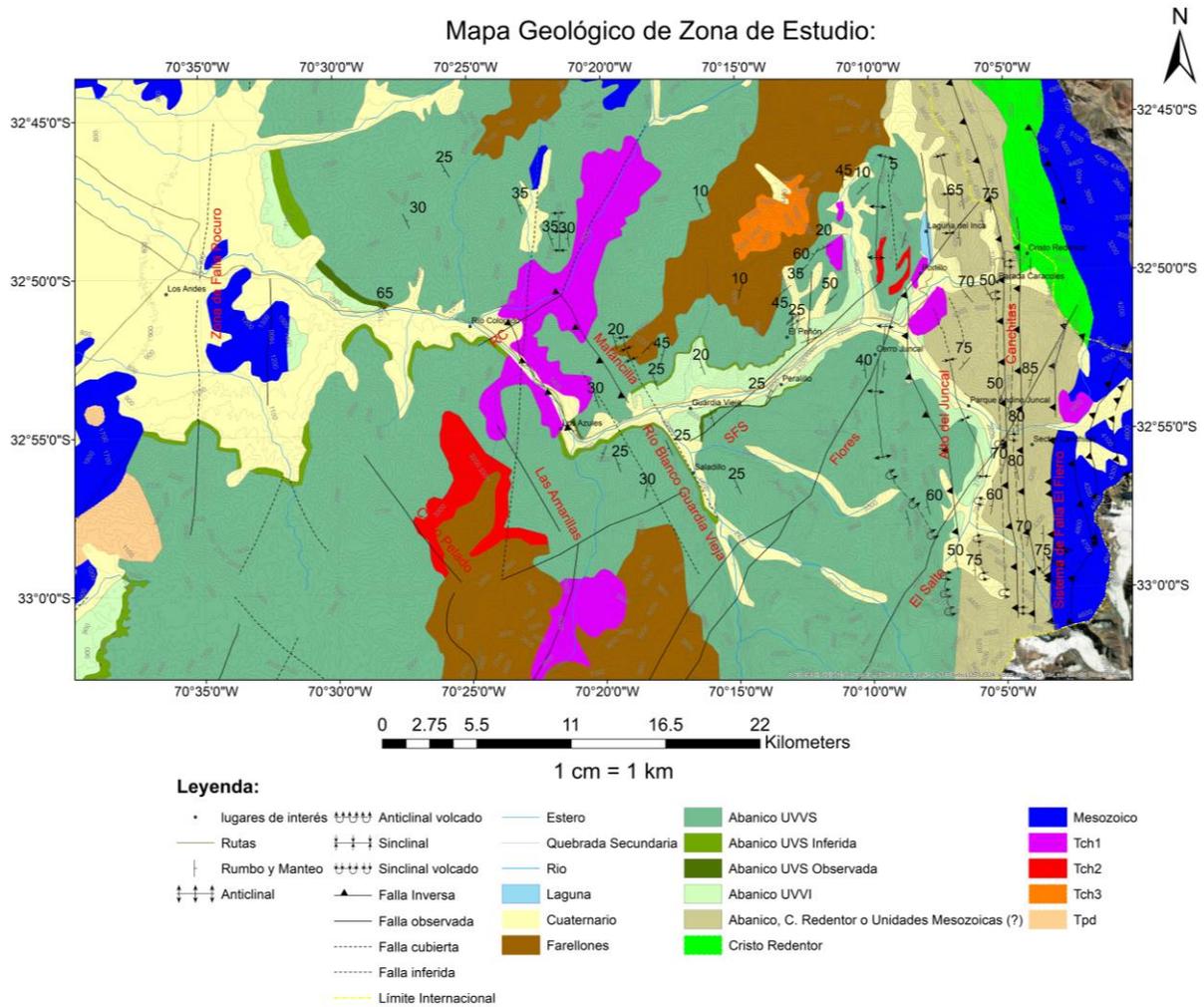


Figura 88: Mapa geológico de la zona de estudio. Mapa realizado en base a los datos recopilados en este trabajo y en base a los estudios de Rivano (1993), Jara & Charrier (2014), Piquer (2015) y Mackaman-Lofland & Horton (2019). Adjunto en Anexo A.

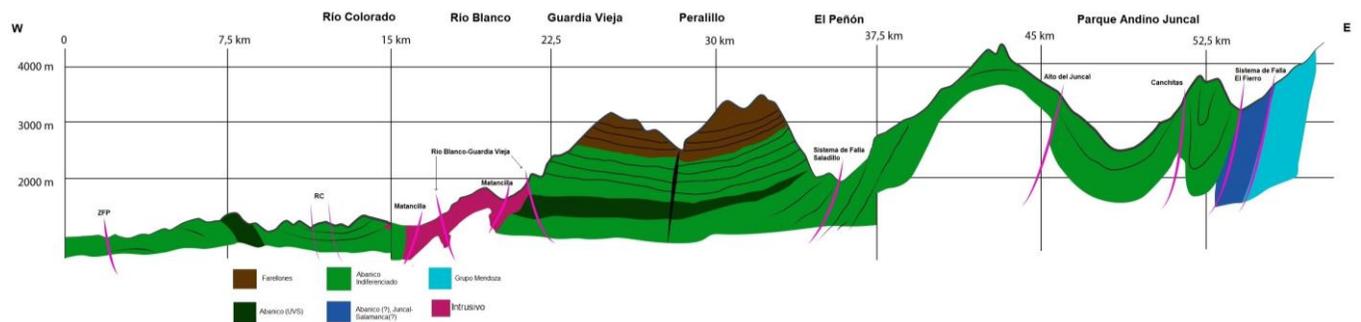


Figura 89: Perfil esquemático generalizado integrado para la región de estudio. Adjunto en Anexo A.

En base al perfil estructural realizado (Figura 89), se puede calcular el acortamiento mínimo para la zona de estudio midiendo y comparando el largo de la sección deformada y el largo que tendría la sección no deformada; este cálculo da un acortamiento **mínimo** de ~25 km para la Cordillera Principal entre los 32°45'-33°S, lo que equivale a un acortamiento aproximado de un 30% para una sección de ~55-60 km que en un principio debió haber tenido un largo mínimo de 80 km. Este acortamiento podría ser aún mayor, teniendo en cuenta que en el extremo oriental de la zona de estudio podrían existir repetición de estratos y zonas con duplex (al sur-este de Portillo); sin embargo, dicha arquitectura estructural no fue posible identificarla con exactitud, por lo que se sugiere estudiar con mayor detalle el extremo oriental de la zona de estudio en futuros trabajos teniendo en cuenta estos antecedentes.

En base al levantamiento estructural realizado se pueden identificar 3 dominios estructurales en la zona de estudio: un dominio occidental, un dominio central y un dominio oriental. Los dominios oriental y occidental se caracterizan por presentar estructuras regionales de rumbo aproximado NS, mientras el dominio central está caracterizado por estructuras oblicuas de rumbos NW-NNW Y NE-NNE. La deformación se hace más intensa hacia el límite oriental, aumentando la intensidad de la deformación y disminuyendo la longitud de onda del plegamiento hacia el este.

En base al estudio realizado no es posible establecer la relación en profundidad que existe entre las estructuras identificadas en terreno, ni calcular la profundidad de los niveles de despegue asociados a la deformación superficial.

A continuación, en el capítulo de discusión, se presenta y discute la evolución geológica de la zona, así como también los principales resultados expuestos.

5.0 DISCUSIÓN

5.1. General

La zona de estudio corresponde a una región en la que existe escasa información detallada respecto de la sucesión estratigráfica, de la litología, continuidad y relaciones estratigráficas de los depósitos, y de las características estructurales que presentan.

En la región de estudio, que alcanza un ancho de unos 40 km y que abarca desde la Zona de Falla Pocuro hasta el límite fronterizo con Argentina, se reconocen principalmente unidades de edades comprendidas entre el Oligoceno y el Mioceno, y, en menor medida, unidades cretácicas en los extremos occidental y oriental de la zona de estudio.

Los bordes de esta franja de depósitos cenozoicos corresponderían a sistemas de fallas de orientación NS paralelos al eje cordillerano y que habrían conformado los bordes de una gran cuenca extensional de la misma orientación en la que se habría acumulado las potentes secuencias volcánicas y volcanoclásticas cenozoicas aquí descritas. Mientras que para la zona central de esta franja la arquitectura estructural observada en terreno indica un control estructural oblicuo a la subducción en esta zona.

Los depósitos que conforman la Formación Abanico en la zona de estudio se pueden dividir en 3 unidades principales: una Unidad volcánica y volcanoclástica inferior (UVVI), una Unidad volcanoclástica de predominancia sedimentaria (UVS) y una Unidad volcánica y volcanoclástica superior (UVVS).

De acuerdo con los resultados presentados y las correlaciones realizadas entre las columnas estratigráficas levantadas en las diferentes localidades, es discutible la continuidad de las unidades definidas a lo largo de la zona de estudio dado que los modelos de evolución de esta cuenca presentados por otros autores y las observaciones realizadas en este trabajo sugieren una compartimentación de la cuenca de Abanico en subcuencas delimitadas por sistemas estructurales. Dado este modelo, es cuestionable la continuidad de estas unidades, sobre todo la UVS a lo largo de toda la zona de estudio. Bajo este contexto y la sección presentada en la figura 89, se puede indicar que esta UVS tiene continuidad al menos entre la zona comprendida entre El Peñón y el Valle de Río Blanco, mientras que hacia el oeste de Los Azules se puede debatir si las secuencias descritas corresponden a la continuación de esta unidad. En este trabajo bajo el criterio litológico, las secuencias descritas en el sector de Río Colorado-Los Chaletes se correlacionan con las secuencias descritas en la zona comprendida entre El Peñón y Guardia Vieja, sin embargo, para corroborar esta correlación se deben realizar dataciones en los niveles tobáceos que se observan en el techo de la UVS para corroborar que estas secuencias ocupan la misma posición estratigráfica, de lo contrario se debe proponer un nuevo modelo.

Las unidades reconocidas en la zona de estudio se ven afectadas por diferentes estilos y grado de deformación. Es por esto por lo que se subdivide la zona en 3 dominios

estructurales: un dominio occidental, cercano a la ZFP, un dominio oriental desde la zona del peñón hasta el límite fronterizo con argentina y un dominio central comprendido entre la zona de río colorado y el peñón.

Los dominios oriental y occidental se caracterizan por estar principalmente controlados por sistemas de falla de orientación aproximada ~NS: la ZFP por el occidente y las fallas Alto del Juncal, Canchitas y el Sistema de Falla El Fierro por el oriente, mientras que la zona central está fuertemente controlada por sistemas de falla oblicuos a la subducción, estos tendrían rumbos preferentemente NNW-NW Y NNE-NW, estos sistemas de falla que controlarían la zona central son principalmente los sistemas de falla Matancilla, Río Blanco-Guardia Vieja y Saladillo.

Los dominios estructurales occidental y central se caracterizan por plegamientos suaves de alta longitud de onda del orden de kilómetros con flancos poco inclinados y charnelas amplias, mientras que el dominio oriental se caracteriza por un plegamiento intenso de baja longitud de onda del orden de cientos de metros con pliegues con charnelas apretadas y flancos subverticales que llegan a estar volcados en algunos casos. El dominio oriental da paso y engrana con la faja plegada y corrida del Aconcagua hacia el nor-este.

En el límite oriental de la región de estudio la pertenencia estratigráfica de las unidades que afloran en la región no es clara. La presencia de dúplex cabalgando secuencias subverticales hacia el sur-este de Portillo en la zona comprendida entre Portillo y Parada Caracoles permite interpretar que probablemente en esa zona se comienzan a interdigitar los depósitos volcánicos de la Formación Abanico con los depósitos más terrígenos de la Formación Cristo Redentor, más aún, considerando que la edad de Abanico y Cristo Redentor es la misma, podría pensarse que esta última corresponde a una facies distal más terrígena que la primera, y esta zona de intenso cizalle entre las fallas Alto del Juncal y Canchitas se habría desarrollado en la zona de transición entre ambas facies. En esta zona cambiaría la competencia de las rocas y probablemente, en esta región, podrían aparecer unidades cretácicas entremedio de secuencias cenozoicas como lonjas o escamas tectónicas.

La configuración estructural de dúplex cabalgando secuencias subverticales hacia el este dada entre Portillo y Parada caracoles no se observa más al sur en el sector del Parque Andino Juncal, si se proyecta el rumbo al sur de estas estructuras, estas se ubicarían entre las Fallas Alto del Juncal y Canchitas, que es la zona por donde pasa el valle del Río Juncal (ver figura 90), por lo que probablemente el sinclinal interpretado entre el anticlinal del Cerro Juncal y el anticlinal asociado a la Falla Canchitas (ver figura 75), podría no ser tal, sino que podría corresponder a una configuración estructural más compleja que la interpretada. Esta posible configuración estructural compleja se ilustra a través de un modelo de deformación alternativo propuesto para esta zona que se muestra en la figura 91.

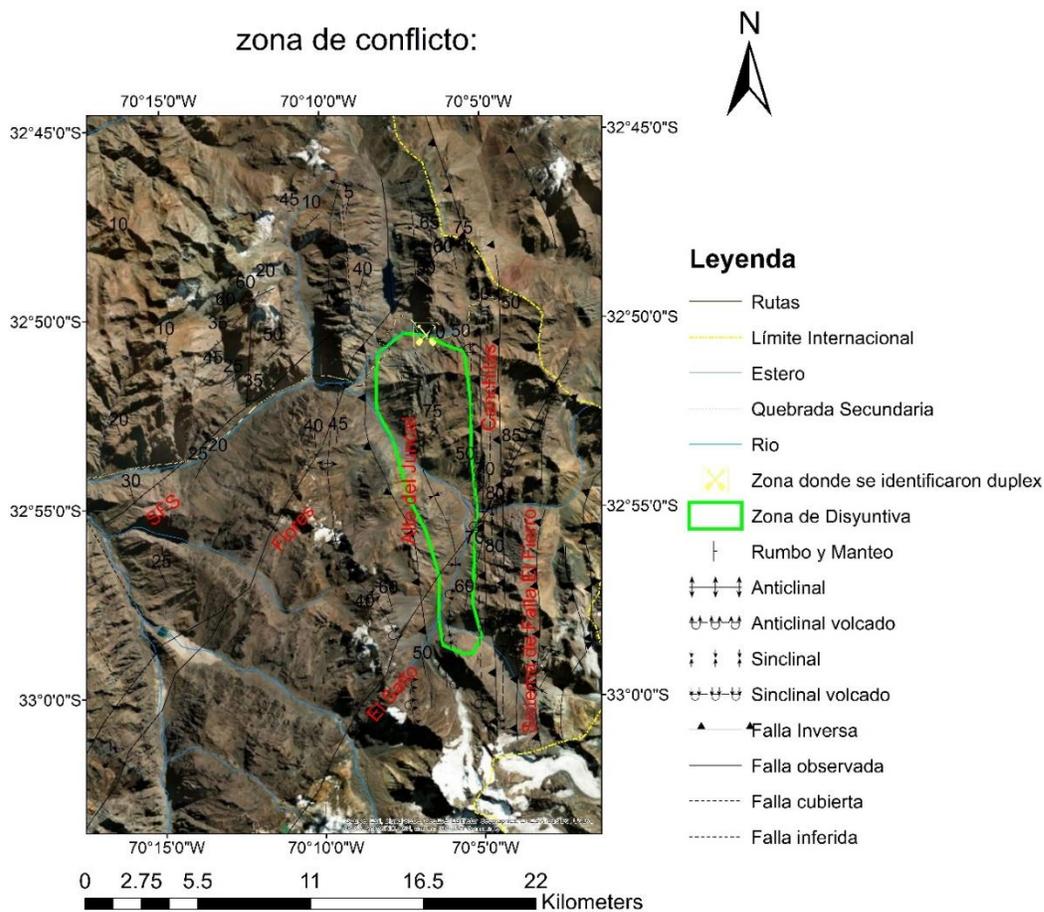


Figura 90: Ubicación de la zona en donde se identificaron Dúplex cabalgando secuencias subverticales hacia el este. La zona donde estas estructura podrían proyectarse hacia el sur se dibuja de color verde, esta sería la zona de conflicto en donde se propone un modelo alternativo en caso de que estas estructuras de duplex se propaguen hacia el sur hasta el valle del Río Juncal.

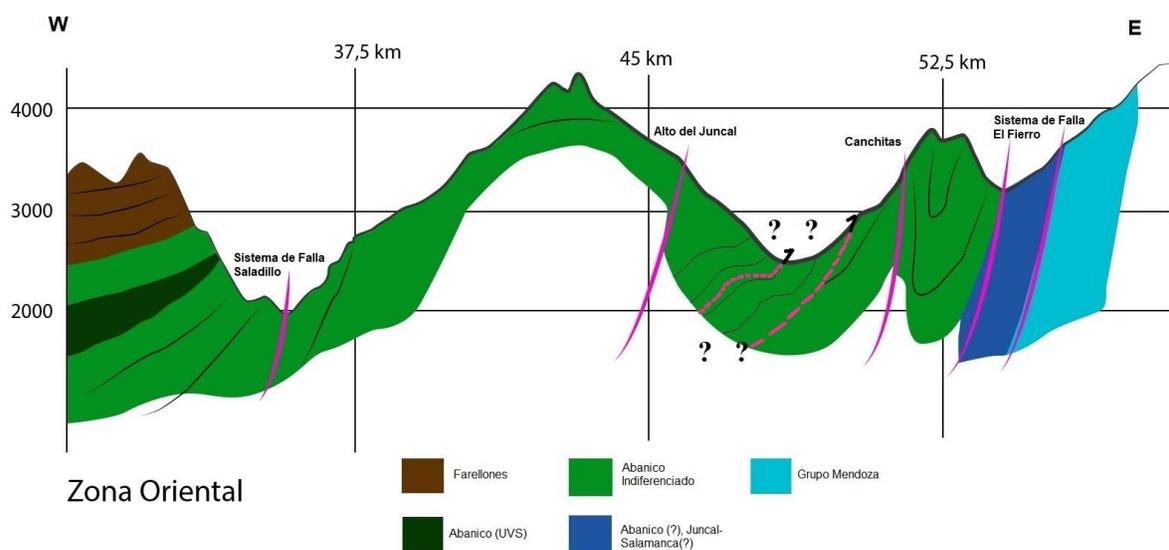


Figura 91: Modelo de deformación alternativo para la zona comprendida entre las Fallas Alto del Juncal y Canchitas.

Dada la configuración estructural y deformación superficial observada y descrita en terreno, para entender la geometría del límite oriental de los depósitos cenozoicos es necesario discutir la relación en profundidad de las estructuras en esta zona, ya que la relación en profundidad entre las estructuras Alto de Juncal, Canchitas y Sistema de Falla El Fierro es aún un tema de debate y son necesarios más estudios al respecto. De acuerdo con Piquer et al. (2015), los pliegues que se observan en el límite oriental de la zona de estudio se presentan despegados por la falla El Fierro de un sustrato de capas dúctiles del Mesozoico, de tal manera que esta se arraiga en la falla vertical y, aparentemente profunda Alto de Juncal, por lo que esta sería una Falla de atajo para la Falla Alto del Juncal, de ser correcta esta configuración podría darse que la Falla canchitas y las estructuras ubicadas al este de la Falla Alto del Juncal podrían estar genéticamente relacionadas a esta estructura aparentemente profunda, lo que implícitamente nos puede llevar a interpretar que la Falla Alto del Juncal jugó un rol importante durante el desarrollo y la deposición de las secuencias más orientales de la Formación Abanico.

Asumiendo que la Falla Alto del Juncal corresponde a una estructura profunda de basamento y que la mayor parte de la deformación y plegamientos observados en la zona oriental de la región de estudio afecta a una cobertura volcano-sedimentaria asociada a un estilo de deformación de piel fina, surge la duda de los posibles mecanismos de interacción que habrían operado entre la deformación de piel fina y la deformación de piel gruesa. Se proponen dos mecanismos posibles de interacción entre los diferentes estilos de deformación (ver figura 92).

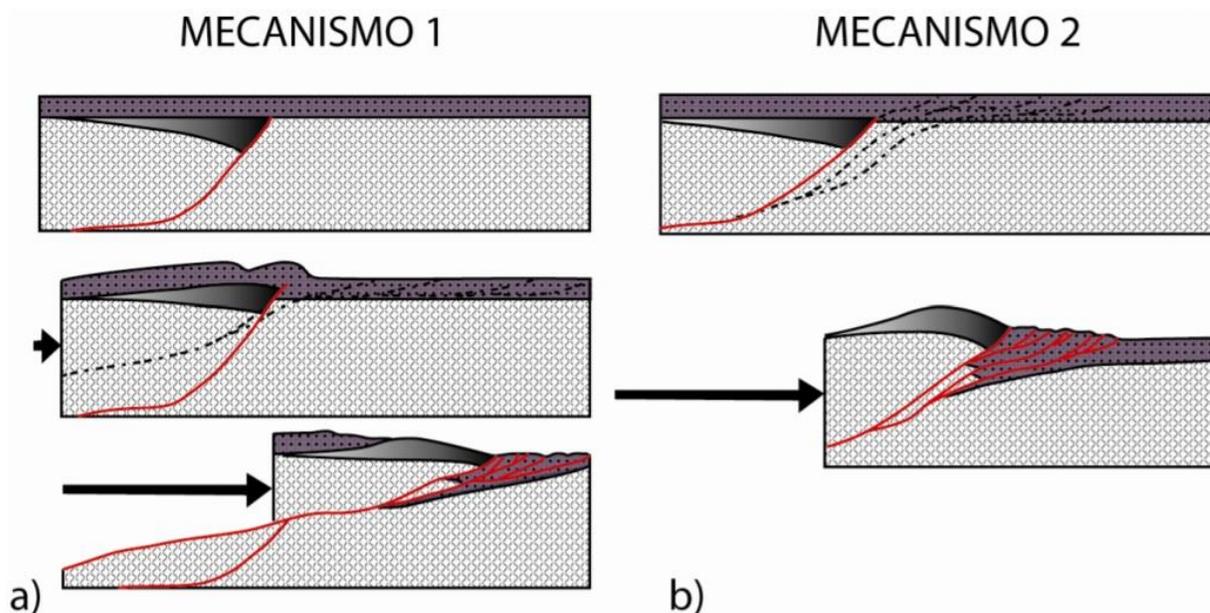


Figura 92: Posibles mecanismos de transferencia de la deformación entre un sector de piel gruesa y otro de piel fina. a) Las fallas normales podrían invertirse levemente o no durante una primera etapa de deformación, pero su control principal en la deformación es la ubicación de rampas en el basamento a partir de las cuales el desplazamiento de un nivel de despegue profundo (by-pass fault) es transferido hacia una cobertura sedimentaria. b) La fuerte inversión y la generación de fallas de basamento relacionadas a esta inversión (short-cut faults) son las responsables del grado de acortamiento observado en la cobertura sedimentaria en el sector de piel fina. Tomado de Castro, 20012; Modificado de Giambiagi et al. (2005).

Un primer mecanismo (figura 92 a) sugiere que las fallas normales pre-existentes no habrían sufrido en un principio una inversión importante pero que el control principal de estas estructuras correspondería a la ubicación de las rampas en el basamento a lo largo de las cuales corrimientos con despegues profundos se propagarían hacia la cobertura sedimentaria. Por otra parte un segundo mecanismo (figura 92 b) explica la interacción entre los sectores de piel gruesa y piel fina a partir de una fuerte inversión tectónica de las estructuras de rift previas (Falla Alto del Juncal en este caso) y la generación simultánea de corrimientos con despegues someros.

Para la zona de estudio se propone un mecanismo mixto entre los descritos anteriormente, ya que en la zona del Parque Andino Juncal la presencia de intrusivos subhorizontales indican que la presión de fluidos alcanzó la presión supralitostática, condición necesaria para la reactivación en modo inverso de fallas de alto ángulo (Sibson, 1985, 2000) lo que indica, junto con el plegamiento del cerro Juncal, que si hubo una inversión de la Falla Alto del Juncal, lo que es concordante con el mecanismo b de la figura 92. Sin embargo, dada la gran cantidad de acortamiento calculado para esta zona, el modelo de reactivación de fallas normales pre-existentes no puede explicar por sí solo el grado de acortamiento observado en esta zona por lo que es necesario un nivel de despegue dentro del basamento que sea responsable de la generación del importante acortamiento, lo que es compatible con el mecanismo a de la figura 92.

Por otra parte, en cuanto a la arquitectura interna de la cuenca, para la zona que comprende el dominio central, los depósitos volcánicos y volcanosedimentarios se dividen en diferentes unidades que muestran variaciones de espesor, esto sumado a la interferencia de estructuras NW y NE, la dificultad para dar continuidad a todas las unidades a lo largo de la cuenca y la dificultad realizar una columna estratigráfica general para la zona (Piquer et al., 2015), se sugiere que la configuración interna de la cuenca de abanico debió haberse desarrollado mediante la presencia de subcuencas y depocentros aislados como también sugieren otros autores (Piquer et al., 2015; Jara & Charrier, 2014).

En este estudio se interpreta que las diferencias de espesor registradas en las unidades de la Formación Abanico y las diferencias locales en las columnas estratigráficas se deben a distintos motivos:

- Crecimiento de estratos hacia el W registrado en este estudio.
- Diferencias de proximidad con los centros volcánicos.
- Desarrollo independiente de subcuencas y depocentros aislados que fueron coalesciendo a medida que se desarrollaba la extensión.

Dada la envergadura de la cuenca, la aparente continuidad de las estructuras en la región, el reconocimiento de las mismas unidades a lo largo de toda la cuenca a la latitud de estudio, las correlaciones entre las columnas levantadas y que muchas de las estructuras presentes en la región son de carácter regional y están asociadas a zonas de daño cortical preexistentes y fallas antiguas heredadas (Piquer et al. 2019), es difícil que estos depocentros aislados no hayan coalescido en algún momento junto con las estructuras, a pesar de presentar diferencias importantes de espesor y en la intensidad y

grado de la deformación que los afecta, lo que permite realizar una caracterización general de los depósitos asociados a la Formación Abanico en la zona de estudio.

En cuanto a los bordes de la cuenca, se interpreta que el borde occidental de la cuenca de Abanico a la latitud de la ciudad de Los Andes entre los 32°40'-32°55'S, en general fue controlado por la Zona de Falla Pocuro (ZFP). Se interpreta que el contraste litológico identificado mediante el procesamiento de imágenes hiperespectrales en las cercanías de la ZFP podría representar el límite occidental de los afloramientos cenozoicos de la formación Abanico, concordante con los estudios de Campbell (2005) a la misma latitud. Por otra parte, el procesamiento de imágenes hiperespectrales (sección 4.1.7) también muestra que entre los 33°-33°10'S este mismo contraste litológico ocurre cerca de 15 km al SW de la ZFP, cercano a la falla Infiernillo, concordante con lo que exponen otros estudios (Fock, 2005; Machuca, 2017). Dado que este contraste se ubica inmediatamente al W de la ciudad de Los Andes, y la zona topográficamente más baja de la región de estudio se encuentra expuesta a la erosión de los ríos presentes, podría darse que las rocas de la formación Abanico a esta latitud fueran erosionadas, y que el contraste litológico observado mediante imágenes hiperespectrales en dicha zona se deba a eso.

Por otra parte, hacia el extremo oriental de la región de estudio se hace difícil identificar cual(es) estructura(s) habría(n) controlado el límite oriental de la cuenca de Abanico, sin embargo se puede interpretar que existen 3 estructuras que habrían jugado un rol importante en el desarrollo de la cuenca en su límite oriental, estas estructuras son las fallas Alto del Juncal, Canchitas y el Sistema de Falla El Fierro, los resultados sugieren que la falla más importante en esta zona sería la falla Alto del Juncal. Por otra parte, los dúplex identificados en la zona comprendida entre Portillo y Cristo Redentor que se ubican entre las Fallas Alto del Juncal y Canchitas permiten interpretar que es en esta zona en donde comenzaría la interdigitación de los depósitos volcánicos de la Formación Abanico con depósitos de la Formación Cristo Redentor y probablemente unidades mesozoicas. Concordante con este modelo Piquer et al., (2015) sugieren que la Falla Alto del Juncal fue la principal estructura que controló el margen oriental de la cuenca al menos en la zona del Parque Andino Juncal. En este estudio no es posible identificar con exactitud el límite oriental de los afloramientos cenozoicos, pero se propone que este estaría acotado a la zona del Parque Andino Juncal, específicamente a alguna de las 3 estructuras mencionadas anteriormente: las fallas Alto del Juncal, Canchitas y/o el Sistema de Falla El Fierro.

5.2. Evolución tectónica y eventos de deformación:

Cretácico superior a Eoceno temprano:

Durante este período un primer evento de deformación habría afectado a niveles de ~88Ma de la formación Salamanca. Este evento está acotado entre los 88Ma y los ~25-30Ma que corresponden a las dataciones más antiguas obtenidas para la formación Abanico. Entre las formaciones Abanico y Salamanca existe un hiatus de aproximadamente 50 Ma, lo que evidencia un proceso de alzamiento y rápida denudación, lo que concuerda con las edades de traza de fisión en las cercanías de la falla Pocuro a la latitud del río Rocín, las que varían entre 38 y 59 Ma en rocas volcanoclásticas del Cretácico Superior de acuerdo con Campbell (2005).

Eoceno tardío a Oligoceno tardío-Mioceno temprano:



Figura 93: Evolución geológica esquemática para el período comprendido entre el Eoceno tardío a Oligoceno tardío-Mioceno temprano.

Este período de tiempo se habría caracterizado por una extensión generalizada, permitiendo la apertura y la depositación de los niveles volcanosedimentarios de la cuenca de Abanico (ver figura 93). De acuerdo con este estudio, y concordantemente con los estudios de Piquer (2014, 2015), Campbell (2005), Fock (2005) y Machuca (2017) se infiere que las principales estructuras que habrían controlado el borde de la cuenca habrían sido las fallas Pocuro entre los 32°40'-32°55'S y la falla Infiernillo entre los 33°-33°10'S por el occidente y Altos del Juncal, Canchitas y el sistema de falla El Fierro hacia el oriente, que son en general estructuras de rumbo aproximado NS y manteos subverticales, concordante con una extensión de orientación E-W para el desarrollo de una cuenca cuyos depósitos se orientan en una franja NS.

Durante este período, estructuras normales de rumbo NW-NNW y NE-NNE habrían segmentado la cuenca en subcuencas de geometría triangular, una de estas subcuencas habría sido generada por los sistemas de Falla Río Blanco y el sistema de falla Saladillo que controlan la geometría de los depósitos de la cuenca de Abanico en la zona central de la región de estudio; estos 2 sistemas de falla se acuñan hacia el S generando una subcuenca de geometría triangular como se mencionó anteriormente. Algunas de estas estructuras oblicuas estarían relacionadas a zonas de daño cortical preexistentes y fallas antiguas heredadas de períodos extensionales previos (Piquer et al. 2019).

La extensión en este período en general habría sido en una orientación E-W y permitió la depositación de un mínimo de 2500 m de rocas volcánicas y volcanosedimentarias, este espesor es concordante con el máximo calculado de 5000m para la zona por Piquer (2014).

Oligoceno tardío-Mioceno temprano a Mioceno medio tardío-superior:

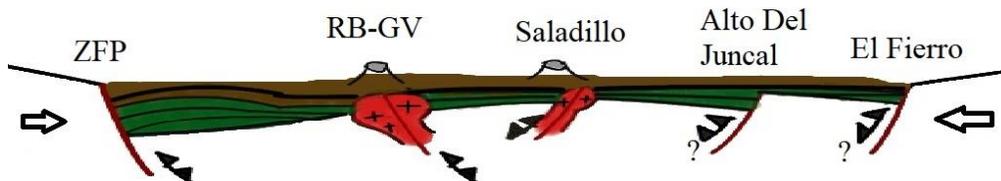


Figura 94: Evolución geológica esquemática para el período comprendido entre el Oligoceno Tardío y Mioceno temprano.

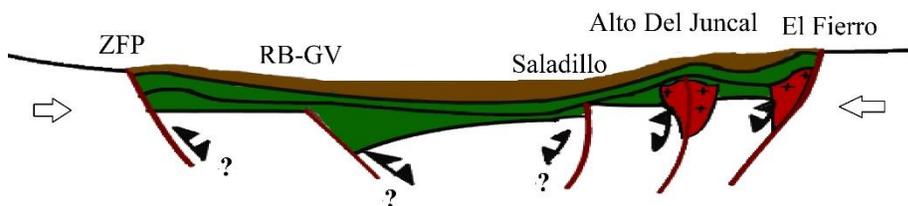


Figura 95: Evolución geológica esquemática para el Mioceno Medio-Mioceno Superior.

Al principio de este período comienza la inversión de la cuenca, una reactivación de la Zona de Falla Pocuro hace ~23,5 Ma (Campbell, 2005) al sur de ~32°30'S, habría deformado algunos de los niveles volcánicos de la Formación Abanico ya acumulados en esta región (figura 94).

Durante este período de deformación compresiva, la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana fue aumentando gradualmente (Casas y Molnar. 1987, Somoza. 1998) lo que sugiere una relación entre la mayor velocidad de convergencia y la sostenida deformación compresiva.

De acuerdo con Charrier (2009), en este período ocurre una migración de la deformación hacia el E entre el Mioceno medio y Mioceno Superior. Se interpreta que durante esta migración de la deformación hacia el E, las fallas principales del borde oriental de la cuenca (fallas Juncal, Canchitas y Sistema de Falla El Fierro) se habrían reactivado de modo inverso, generando el plegamiento intenso que se observa en la zona del Parque Andino Juncal (figura 95); esto coincidiría con el desarrollo en este período de la Faja plegada y corrida del Aconcagua (Charrier, 2009).

La edad de los intrusivos en la zona oriental entre 11.53 y 12.94 Ma (Montecinos, 2008) concuerda con este episodio de deformación y alzamiento en los Andes centrales, lo cual es concordante con los modelos mecánicos relacionados a la reactivación en modo

inverso de fallas de alto ángulo (Sibson, 1985, 2000). Estos modelos indican que para que se produzca la inversión es necesaria la existencia de presión de fluidos supralitostática, esto a su vez se ve reflejado en la presencia de estructuras de extensión subhorizontales, cuya formación se ve favorecida en presencia de un régimen tectónico compresivo. Estas condiciones se cumplen en la zona del Parque Andino Juncal, evidencias de este proceso se encuentran en el anticlinal que afecta al cerro Juncal y las estructuras de *tension gash* identificadas en este pliegue que corresponden a estructuras dilatacionales con orientación subhorizontal.

De manera contemporánea a la inversión (23-8 Ma) se habría depositado la formación Farellones que está constituida por cerca 1500 m de rocas volcanoclásticas en la región de estudio (Piquer, 2015); esta unidad se habría depositado de manera pseudoconcordante sobre los depósitos de la formación Abanico y de manera discordante sobre las rocas más deformadas. De acuerdo con dataciones realizadas en el distrito de Río Blanco-Los Bronces, para niveles piroclásticos basales de la formación Farellones se tiene una edad de 22.7 Ma, y una edad de 25,06 Ma para los niveles superiores de la Formación Abanico, lo que sugiere que la compresión habría comenzado entre los 22,7 y 25 Ma en esta región (Piquer, 2015).

La actividad magmática-plutónica habría sido contemporánea a la inversión de la cuenca de Abanico, y depositación de los miembros inferiores y medios de la formación Farellones; las unidades intrusivas más antiguas del Mioceno temprano corresponden a rocas granodioríticas con edades que van de 23 Ma a 16.39 Ma (ver Marco Geológico).

Mioceno medio tardío-superior a Plioceno tardío:

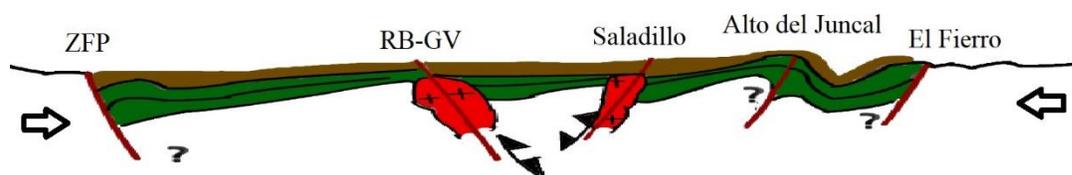


Figura 96: Evolución geológica esquemática para el período comprendido entre el Mioceno Tardío al Plioceno Tardío.

Durante este período se produce una expansión tectónica en donde la deformación migra hacia la parte occidental de la Cordillera Principal en territorio chileno (Charrier et al. 2009 y referencias en el).

Se interpreta que en este período las principales reactivaciones de falla habrían ocurrido en los sistemas de orientación NW-NNW y NE-NNE, generando un plegamiento generalizado de la formación Abanico. Los sistemas de falla NW-NNW y NE-NNE se habrían reactivado de manera diferencial generando un patrón complejo de interferencia de estructuras, lo que habría generado la configuración estructural y geométrica que se puede observar hoy en día en los depósitos atribuidos a la cuenca de Abanico. Se

interpreta que la reactivación de estos sistemas de falla oblicuos habría sido facilitada por la presencia de fluidos magmáticos asociados a las intrusiones más jóvenes del batolito Río Blanco-San Francisco bajo los modelos mecánicos relacionados a la reactivación en modo inverso de fallas de alto ángulo (Sibson, 1985, 2000).

En este período las unidades intrusivas más antiguas (de 23 Ma a 16.39 Ma) habrían sido cortadas e intruídas por una serie de plutones más jóvenes del Mioceno Medio; las edades de estas unidades van de 14.7 a 8.16 Ma (Deckart et al., 2010, 2014). Los eventos intrusivos más recientes en la región van del Mioceno Tardío al Plioceno Temprano, y corresponden a pórfidos subvolcánicos dacíticos y riolíticos; la edad de emplazamiento para estos cuerpos intrusivos más jóvenes va de los 7.12 a los 4.69 Ma (U-Pb, Deckart et al., 2013) lo que sugiere importantes eventos compresivos y de denudación para este rango de tiempo.

6.0 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- La Cordillera Principal Chilena a la latitud de la zona de estudio, entre los $32^{\circ}45'-33^{\circ}S$ se caracteriza por una alta complejidad estructural relacionada con la historia previa experimentada por la región, en especial, por el desarrollo, de la cuenca de Abanico de interacción y el desarrollo del sistema de subducción entre las placas tectónicas del margen W de Sudamérica.
- Las rocas que afloran en la Cordillera Principal de Chile central entre los $32^{\circ}45'-33^{\circ}S$ son asignadas al Cenozoico y Cretácico superior, de tal manera que las rocas cenozoicas se distribuyen en una franja de orientación NS de unos 40 km de ancho, y las rocas del Cretácico superior se ubican a los bordes oriental y occidental de esta franja cenozoica.
- A la latitud de este estudio, en base al mapeo geológico-estructural realizado, se interpreta que el límite de las unidades cenozoicas por el oriente está acotado a la zona del Parque Andino Juncal, específicamente entre la Falla Canchitas y el Sistema de Falla El Fierro.
- En base al procesamiento de imágenes hiperespectrales, se interpreta que el límite occidental de la cuenca de Abanico estaría asociado a la Zona de Falla Pocuro entre los $32^{\circ}40'-32^{\circ}55'S$, mientras que entre los $33^{\circ}-33^{\circ}10'S$ este límite estaría representado por la Falla Infiernillo.
- La formación Abanico en la zona de estudio se subdivide en 3 unidades litológicas principales: una unidad volcánica-volcanoclástica inferior, una unidad volcánica de predominancia sedimentaria y una unidad volcánica-volcanoclástica superior, las que evidencian distintos procesos y condiciones en la sedimentación y relleno de esta cuenca a la latitud de estudio.
- En el valle de los ríos Aconcagua-Juncal es posible reconocer 3 dominios estructurales diferentes: un dominio occidental, un dominio central y un dominio oriental. Los dominios oriental y occidental se caracterizan por estar dominados por estructuras regionales de rumbo aproximado NS y el dominio central está dominado por estructuras oblicuas de rumbos NW-NNW Y NE-NNE, que habrían configurado la arquitectura interna de la cuenca. La deformación se hace más intensa hacia el límite oriental, aumentando la intensidad de la deformación y disminuyendo la longitud de onda del plegamiento hacia el E.
- La Cordillera Principal a la latitud de estudio presenta un acortamiento mínimo aproximado de 25 km, lo que equivale aproximadamente al 30% de una sección

de 80 Kms de ancho inicial, evidenciando esfuerzos compresivos importantes en la evolución geológica de la cadena andina entre los 32°45'-33°S.

- Como recomendación se sugiere realizar un mapeo geológico a menor escala y dataciones en el sector del Parque Andino Juncal, específicamente entre las estructuras Canchitas y el Sistema de Falla El Fierro, con el fin de acotar con mayor exactitud el límite oriental de las unidades Meso-Cenozoicas.
- Se sugiere datar la toba encontrada en la zona de El Peñón para establecer una edad mínima de la Unidad volcanoclástica de predominancia sedimentaria de la Formación Abanico.
- Se recomienda realizar estudios estratigráficos-estructurales en el Valle de Río Blanco en la zona de Saladillo, para estudiar de mejor manera los estratos de crecimiento asociados a la formación Abanico, y su relación con las estructuras colindantes.
- Se sugiere realizar estudios paleomagnéticos para integrar análisis de rotaciones de boques y su posible rol para facilitar la reactivación de estructuras oblicuas (NW Y NE).

7.0 BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, L. (1961). Geología de los Andes de Chile central: provincia de Aconcagua. Editorial Universitaria, SA.
- Aguirre-Urreta, M. B., & Lo Forte, G. L. (1996). Los depósitos tithoneocomianos. In Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza, República Argentina (Vol. 24, pp. 179-229). Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales.
- Allmendinger, R. W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C., & Isacks, B. L. (1990). Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30 S latitude. *Tectonics*, 9(4), 789-809.
- Alvarez, P. P. (1997). Evolución estratigráfica y tectónica del Jurásico de la alta cordillera de San Juan (Disertación de doctorado, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales).
- Arias Aránguiz, L. (2019). 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. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 260p.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., & Kausel, E. (2009). The West Andean Thrust (WAT), the San Ramón Fault and the seismic hazard for Santiago (Chile). *Tectonics*, 29(2), 34.
- Boyce Marto, D. I. (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.
- Bustamante, M., Lemus, M., Cortés, R., Vivallos, J., Cáceres, D., & Wall, R. (2012). Exploración geológica para el fomento de la energía geotérmica: Área de Jahuel, Región de Valparaíso. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Inédito, 5.
- Cahill, T., & Isacks, B. L. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B12), 17503-17529.

- 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, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 114p.
- Castro Rivas, J. A. (2012). Estilo estructural en los depósitos mesozoicos y cenozoicos en el valle del río Colorado-Maipo, región Metropolitana, Chile (~ 33° 30'S). Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 79p.
- Charrier R., (1979). El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. Departamento de Geología y Geofísica Universidad de Chile, Santiago, Comunicaciones 26: 1–37.
- Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J. J., Swisher III, C. C., Norell, M. A., Zapatta, F., ... & Novacek, M. J. (1996). New evidence for late Mesozoic-early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35 S), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(5-6), 393-422.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., ... & Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 117-139.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, E., Flynn, J., Iturra, I., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., Wyss, A. (2005). The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, 236(1-2), 43-77.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *The geology of Chile* (pp. 21-114).
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., & Sagripanti, L. (2015). 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.
- Cornejo, P., Matthews, S., Pérez de Arce, C. (2003). The K-T compressive deformation evento in northern Chile (24°-27° S). *X Congreso Geológico Chileno*.

- Cristallini, E., Álvarez, P., Pérez, D., y Ramos, V. (1996). Carta Geológica, Región de La Ramada. Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza, 24, 349.
- Deckart, K., Clark, A. H., Celso, A. A., Ricardo, V. R., Bertens, A. N., Mortensen, J. K., & Fanning, M. (2005). Magmatic and hydrothermal chronology of the giant Río Blanco porphyry copper deposit, central Chile: Implications of an integrated U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ database. *Economic Geology*, 100(5), 905-934.
- Deckart, K., Godoy, E., Bertens, A., Jerez, D., y Saeed, A. (2010). Barren Miocene granitoids in the Central Andean metallogenic belt, Chile: Geochemistry and Nd-Hf and U-Pb isotope systematics. *Andean Geology*, 37(1), 1-31.
- Deckart, K., Clark, A. H., Cuadra, P., y Fanning, M. (2013). Refinement of the time-space evolution of the giant Mio-Pliocene Río Blanco-Los Bronces porphyry Cu-Mo cluster, Central Chile: new U-Pb (SHRIMP II) and Re-Os geochronology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology data. *Mineralium Deposita*, 48(1), 57-79.
- Dickinson, W. R., & Suczek, C. A. (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. *Aapg Bulletin*, 63(12), 2164-2182.
- El Moujahid, H. E. A., Ibouh, H., Bachnou, A., Babram, M. A., y El Harti, A. (2016). Mapping and analysis of geological fractures extracted by remote sensing on Landsat TM images, example of the Imilchil-Tounfite area (Central High Atlas, Morocco). *Estudios Geológicos*, 72(2), e051.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., y Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3).
- Fock, A., (2005). Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S . Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Fock, A., Charrier, R., Farías, M., & Muñoz, M. (2006). Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33° - 34°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial*, 6, 48-55.

- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., & 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.
- Gad, S., y Kusky, T. (2006). Lithological mapping in the Eastern Desert of Egypt, the Barramiya area, using Landsat thematic mapper (TM). *Journal of African Earth Sciences*, 44(2), 196-202.
- Giambiagi, L. B., Ramos, V. A., Godoy, E., Álvarez, P. P., y Orts, S. (2003). Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 and 34 south latitude. *Tectonics*, 22(4).
- Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Hoke, G., Suriano, J., Spagnotto, S., ... y Folguera, A. (2016). Cenozoic orogenic evolution of the southern central Andes (32–36 S). In *Growth of the Southern Andes* (pp. 63-98). Springer, Cham.
- Gutscher, M.A., Spakman, W., Bijwaard, H. y Engdahl, E.R. (2000). Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin: *Tectonics*, v.19, p. 814–833.
- Godoy, E., y Palma, W. (1990). El corrimiento del Fierro y su propagación como plegamiento en el Alto Río Maipo. In *Andes de Chile Central*, paper presented at II Simposio sobre el Terciario de Chile, Univ. de Santiago, Santiago, Chile.
- Godoy, E. y Lara, L., 1994. Segmentación estructural andina a los 33°–34°: nuevos datos en la Cordillera Principal. *Acta 7 Congreso Geológico Chileno*, Concepción, 2, p. 1344–1348.
- González Contreras, A. C. (2008). Análisis Estructural entre los Valles del Río Tinguiririca y Teno, Cordillera Principal de Chile Central: Microsismicidad y Geología Superficial.
- Gupta, R. P. (2017). *Remote sensing geology*. Springer.
- Handbook, L. (2016). *Landsat 8 (L8) Data Users Handbook*. *LSDS-1574 Version*, 2.
- Hueche, P. (2019). *Estratigrafía Mesozoica en el valle de Alicahue, Chile central: Evolución paleogeográfica durante el Cretácico*. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 129p

- Jara, P. (2013). Tectónica mezo-cenozoica en la cordillera principal de Chile central entre 32 y 33 S. Análisis a partir de nuevos antecedentes de campo y modelamiento analógico (Tesis de grado para optar al grado de doctor en ciencias mención geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología).
- 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.
- Jensen, J. R. (2005). Digital image processing: a remote sensing perspective. Upper Saddle River, NJ: sPrentice Hall.
- Kassou, A., Essahlaoui, A., y Aissa, M. (2012). Extraction of structural lineaments from satellite images Landsat 7 ETM+ of Tighza mining district (Central Morocco). *Research Journal of Earth Sciences*, 4(2), 44-48.
- 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.
- Kay, S. M., y Mpodozis, C. (2002). Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 39-57.
- Klohn, C. (1960). Geología de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago de Chile, Boletín, 8, 95.
- Knepper, D. H. (2010). Distribution of potential hydrothermally altered rocks in central Colorado derived from Landsat Thematic Mapper data: A geographic information system data set.
- 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.
- Machuca, C. (2017). Estratigrafía y estructuras de la Zona de Falla Pocuro entre el estero El Chalaco y Cuesta Chacabuco (~32°30' - 33°S). Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 116p.

- Maksaev, V. (2001). Reseña Metalogénica de Chile y de los procesos que determinan la metalogénesis andina. Santiago, 63.
- Maksaev, V., Zentilli, M., Munizaga, F., & Charrier, R. (2003). Denudación/alzamiento del Mioceno superior-Plioceno inferior de la Cordillera de Chile central (33°-35°S) inferida por dataciones por trazas de fisión en apatito de plutones miocenos. En Congreso Geológico Chileno (No. 10).
- Montecinos, P., Schärer, U., Vergara, M., y Aguirre, L. (2008). Lithospheric origin of Oligocene–Miocene magmatism in Central Chile: U–Pb ages and Sr–Pb–Hf isotope composition of minerals. *Journal of Petrology*, 49(3), 555-580.
- Mpodozis, C.; Ramos, V.A. (1989). The Andes of Chile and Argentina. En *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources* (Ericksen, G.E.; Cañas, M.T.; Reinemund, J.A.; editores). Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, American Association of Petroleum Geologists, Earth Science Series 11: 5990. Houston.
- Mpodozis, C., Brockway, H., Marquardt, C., y Perelló, J. (2009, November). 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. In Congreso Geológico Chileno (No. 12).
- Muñoz-Sáez, C., Pinto, L., Charrier, R., y Nalpas, T. (2014). Influencia de la carga de los depósitos en la generación de fallas de atajo durante la inversión de una cuenca extensional: El caso de la cuenca de Abanico (Eoceno-Oligoceno), Andes de Chile central (33°-35° S). *Andean geology*, 41(1), 1-28.
- Mwaniki, M. W., Moeller, M. S., & Schellmann, G. (2015). A comparison of Landsat 8 (OLI) and Landsat 7 (ETM+) in mapping geology and visualising lineaments: A case study of central region Kenya. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences*.
- Nyström, J.O., Vergara, M., Aguirre, L., Féraud, G., Fornari, G. (2003). Jurassic to Early Cretaceous subduction-related magmatism in the Coastal Cordillera of northern Chile (18°30'-24° S): geochemistry and petrogenesis. *Revista Geológica de Chile*. 34 (2): 209232.

- Pardo-Casas, F. y Molnar, P., (1987). Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since late cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 6, N° 3, p. 233-284.
- Pérez, R. 2019. Patrimonio Geológico de la comuna de Petorca (32°S-32°24'S): Análisis de lugares de interés geológico y su contextualización en un modelo de evolución paleogeográfico. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 265p.
- 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, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Piquer, J., Castelli, J. C., Charrier, R., y Yáñez, G. (2010). El Cenozoico del alto río Teno, Cordillera Principal, Chile central: estratigrafía, plutonismo y su relación con estructuras profundas. *Andean Geology*, 37(1), 32-53.
- Piquer, J., Skarmeta, J., y Cooke, D. R. (2015). Structural evolution of the Rio Blanco-Los Bronces District, Andes of Central Chile: controls on stratigraphy, magmatism, and mineralization. *Economic Geology*, 110(8), 1995-2023.
- Piquer, J., Berry, R. F., Scott, R. J., y Cooke, D. R. (2016). Arc-oblique fault systems: their role in the Cenozoic structural evolution and metallogenesis of the Andes of central Chile. *Journal of Structural Geology*, 89, 101-117.
- Piquer, J., Hollings, P., Rivera, O., Cooke, D. R., Baker, M., y Testa, F. (2017). Along-strike segmentation of the Abanico Basin, central Chile: new chronological, geochemical and structural constraints. *Lithos*, 268, 174-197.
- Piquer, J., Yáñez, G., Rivera, O., y Cooke, D. R. (2019). Long-lived crustal damage zones associated with fault intersections in the high Andes of Central Chile. *Andean Geology*, 46(2), 223-239.
- Pournamdari, M., Hashim, M., y Pour, A. B. (2014). Spectral transformation of ASTER and Landsat TM bands for lithological mapping of Soghan ophiolite complex, south Iran. *Advances in Space Research*, 54(4), 694-709.
- Ramos, V. A., Rivano, S., Aguirre-Urreta, M. B., Godoy, E., y Forte, G. L. (1990). El Mesozoico del cordón del Límite entre Portezuelo Navarro y Monos de Agua (Chile-Argentina). In 11 Congreso Geológico Argentino (Vol. 2).

- Ramos, V.A., Aguirre-Urreta, M.B., Álvarez, P.P., Cegarra, M., Cristallini, E.O., Kay, S.M., Lo Forte, G.L., Pereyra, F. y Pérez, D., (1996). Geología de la región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, Argentina. Subsecretaría de la Nación, Anales 24,510 pp.
- Ramos, V., Caminos, R., y Cortés, J. M. (2000). Hoja geológica 3369-I Cerro Aconcagua (1: 250.000). Buenos Aires: Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico.
- Ramos, V. A. (2009). Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. Backbone of the Americas: shallow subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane collision, 204, 31-65.
- Reutter, K. J. (2001). Le Ande centrali: elemento di un'orogenesi di margine continentale attivo. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense*, 37(1/2), 5-37.
- Richards, J. A., y Richards, J. A. (1999). Remote sensing digital image analysis (Vol. 3, pp. 10-38). Berlin et al.: Springer.
- Risseto, H. (2015). Evolución del borde occidental de la Cuenca de Abanico en el extremo sur de Santiago, Chile (33 36'S-33 58'S), Chile. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago.
- Rivano, S., Sepulveda, P., Boric, R., Herve, M., & Puig, A. (2010). Antecedentes radiométricos para una edad cretácica inferior de la Formación Las Chilcas. *Andean Geology*, (27).
- Rivano, S., y Sepúlveda, P. (1991). Mapa geológico de Illapel, Hoja 69, escala 1: 200.000. SERNAGEOMIN, Santiago, Chile.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., y Espiñeira, P. (1993). Mapa Geológico de la Hoja Quillota-Portillo (escala 1: 250.000), V Región de Valparaíso. Carta geológica de Chile, 73.
- Rivano, S. (1996). Geología de las Hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería (Informe Inédito).
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., y Reutter, K. J. (1994). Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In *Tectonics of the southern central Andes* (pp. 121-139). Springer, Berlin, Heidelberg.

- Sellés, D., (1999). La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15'-33°30'S, 70°30'-70°45'O), Chile Central. Estratigrafía y Geoquímica. Tesis Doctoral, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, 154 pp.
- Sibson, R. H. (1985). A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology*, 7(6), 751-754.
- Sibson, R. H. (2000). A brittle failure mode plot defining conditions for high-flux flow. *Economic Geology*, 95(1), 41-48.
- Somoza, R. (1998). Updated azca (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.
- Tapia, F. (2015). Evolución tectónica de los Andes Centrales del sur durante el Cenozoico Superior (34 45'–35 30' S). Departamento de Geología, Universidad de Chile (Doctoral dissertation, Tesis de Doctorado).
- Thomas, H., (1958). Geología de la cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 2: 1-80, Santiago.
- Tunik, M. A., y Álvarez, P. (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.
- Van der Meer, F. D., Van der Werff, H. M., Van Ruitenbeek, F. J., Hecker, C. A., Bakker, W. H., Noomen, M. F., ... y Woldai, T. (2012). Multi-and hyperspectral geologic remote sensing: A review. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 14(1), 112-128.
- Warnars, F. W., Holmgren D, C., y Barassi F, S. (1985). Porphyry copper and tourmaline breccias at Los Bronces-Rio Blanco, Chile. *Economic Geology*, 80(6), 1544-1565.
- Weaver, C. E. (1931). Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina (Vol. 1). University of Washington press.
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., y Selles, D. (2002). The Challenger–Juan Fernández–Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34 S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 23-38.

8.0 ANEXO

A: MAPAS:

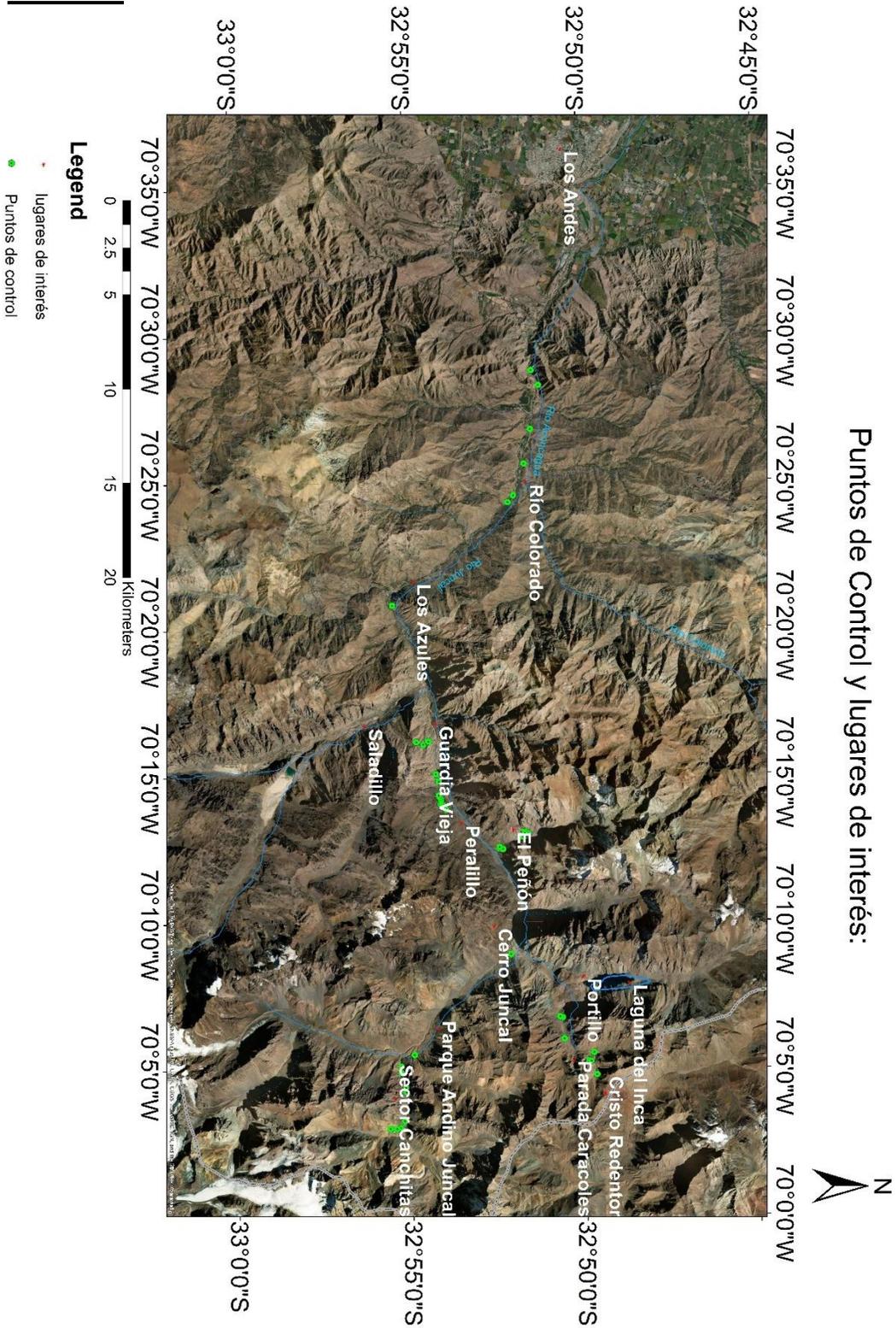


Figura 97: Zona de estudio y localidades citadas en el texto.

Mapa Geológico de Zona de Estudio:

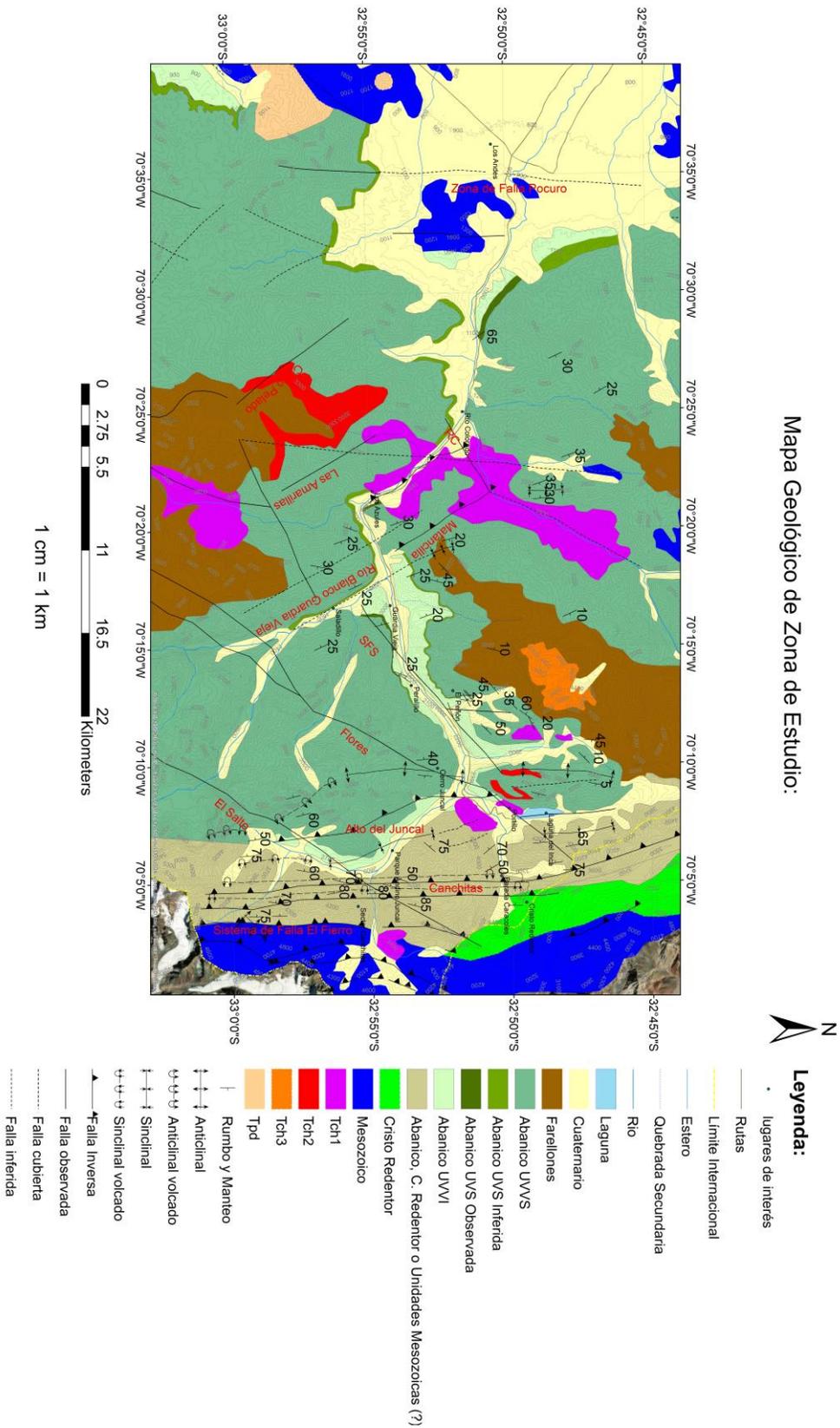
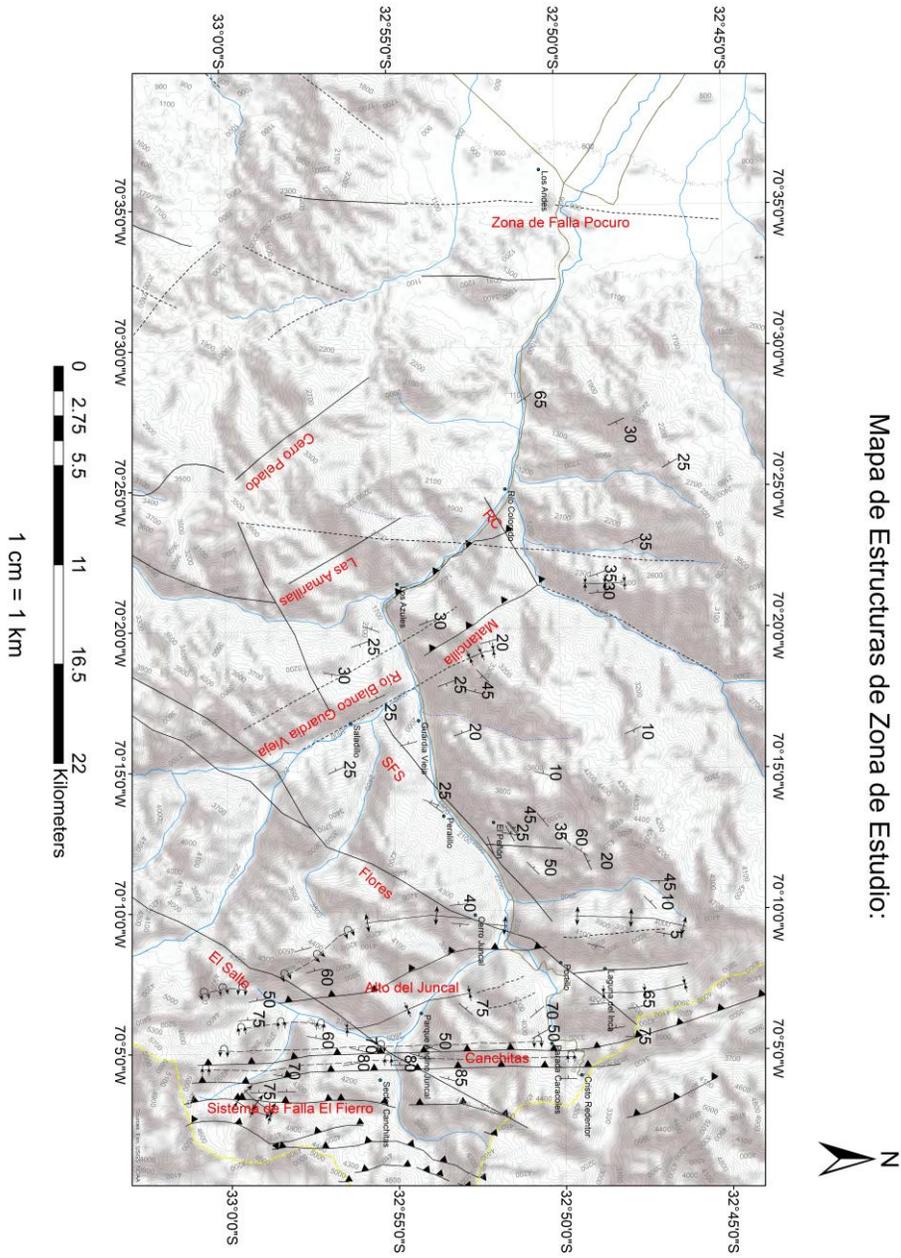


Figura 98: Mapa geológico de la zona de estudio. Mapa realizado en base a los datos recopilados en este trabajo y en base a los estudios de Rivano (1993), Jara & Charrier (2014), Piquer (2015) y Mackaman-Lofland & Horton (2019).

Mapa de Estructuras de Zona de Estudio:



Leyenda:

- lugares de interés
- Rutas
- Límite Internacional
- Estero
- Quebrada Secundaria
- Rio
- Rumbo y Manteo
- ↕↕↕ Anticlinal
- ↕↕↕ Anticlinal volcado
- ↕↕↕ Sinclinal
- ↕↕↕ Sinclinal volcado
- ↖↖↖ Falla Inversa
- ↗↗↗ Falla observada
- Falla cubierta
- Falla inferida

Figura 99: Mapa de geología estructural para la región de estudio. Mapa realizado en base a los datos recopilados en este trabajo y en base a los estudios de Rivano (1993), Jara & Charrier (2014), Piquer (2015) y Mackaman-Lofland & Horton (2019).

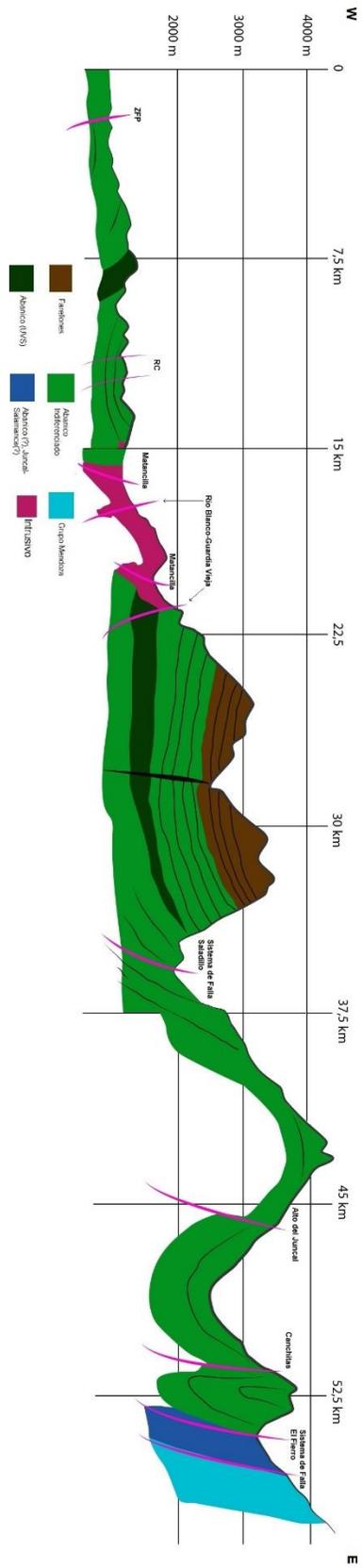


Figura 100: Sección geológica integrada para la zona de estudio.

B: TABLA DE TERRENO:

TABLA DE PUNTOS DE CONTROL:											
Punto	Muestras	Coordenada N	Coordenada E	Cota	Litología/Observación	Descripción	Unidad	Certeza	Rumbo	Manteno	Estructuras
1	NO	32°52.44 7'	70°12.50 1'	19 47	Lava volcanoclástica	lava volcanoclástica con cxs de pg de 1- 3mm con bandas de alteración rojizas y matriz cloritizada. Ladera E.	UVVI	Alta	-	-	-
2	P1.2	32°52.33 7'	70°12.48 2'	20 31	Lava porfírica	lava porfírica color gris oscuro con pg menores a 5mm, no se observan abundantes clastos	UVVI	Alta	-	-	-
3	NO	32°52.43 1'	70°12.55 3°	20 97	roca muy alterada	roca muy fracturada, fracturas reellenas de arcilla, se observa posible brecha de falla	UVVI	Baja	N20-30°E	ladera parecía tener un mante o de 45°N W	se ve posible estructura con rumbo N20-30°E. también se observan estructuras subverticales
4	NO	32°51.75 0'	70°12.89 0'	22 43	parada de observación a la ladera E desde la ladera W.	al mirar a la ladera E se observa un posible cambio en la roca, niveles superiores se ven estratificad os y niveles inferiores se ven más masivos	UVVI	Medi a	N60°E	40- 50°N W	-

5	P1.5a, P1.5b	32° 51.613'S	70°13.01 7'	23 65	brecha volcanoclástica	brecha volcanoclástica color verdoso con ~40% de clastos angulosos de 1-8 cm en matriz volcánica andesítica con matriz color verdoso, posiblemen te alterada a clorita	UVVI	Alta	-	-	se observan rocas con espejos de falla
6	p1.6	32° 51.651'	70° 13.049'	23 60	niveles sedimentarios	se observa contacto entre roca de parada 5 con niveles sedimentarios	UVS	Alta	N50°E	35°N W	-
7	p1.7a, p1.7b	32° 51.725'	70° 13.070'	23 82	contacto entre toba soldada y lava porfírica		UVV S	Alta	N50°E	45°N W	-
8	p1.8	32° 51.705'	70°13.01 4'	23 09	lava porfírica con Pg y anfíboles.		UVV S	Alta	-	-	-
9	GV1, GV2	32°53.95 4'	70°13.84 8'	17 84	niveles de predominancia volcánica y volcanosedimen taria	contacto entre 2 niveles: un nivel inferior clástico y nivel superior porfírico	UVVI	Alta	N30-40E	20NW	-
10	No	32°54.05 6'	70°14.00 6'	18 84	brecha volcánica polimíctica de predominancia clástica		UVVI	Alta	-	-	-
11	No	32° 54.123'	70° 14.039'	18 87	contacto entre roca clástica y lava porfírica color gris rojizo	a 100 metros de la parada anterior	UVVI	Alta	N25°W/N1 5°W	20- 25W	-
12	No	32°54.10 7'	70°14.10 0'	17 98	roca volcánica andesítica similar a la lava porfírica de color rojizo		UVVI	Alta	-	-	-

13	No	32°54.10 7'	70°14.17 7'	17 62	brecha volcánica gris azulada polimíctica	roca similar a la brecha de 2 capas más abajo pero con clastos más pequeños, tamaño máximo de clastos 5mm	UVVI	Alta	-	-	-
14	No	32°54.13 3'	70°14.26 0'	17 53	lava profírica con cxs de pg de hasta 5mm, color purpura rojiza sin clastos		UVVI	Alta	-	-	-
15	No	32°54.16 1'	70°14.32 6'	17 27	lava porfírica rojiza con cxs de pg	roca muy similar a la de la parada anterior pero más rojiza, quizá por el efecto de la quebrada.	UVVI	Alta	-	-	-
16	No	32°54.16 4'	70°14.79 9'	16 69	"estratos negros masivos" de la parada siguiente	ladera norte también se observan estructuras con manto aparente 45°W	UVVI	Medi a	NS	~70°W	se observan estructuras subverticales en laderas N y S del camino
17	No	32°54.24 2'	70°15.04 7'	16 80	conglomerado volcanoclástico	conglomera do volcanoclás tico con clastos de muchos tamaños en su mayoría de origen volcánico.	UVVI	Baja	-	-	-
18	GV2.1, GV2.2	32°54.79 6'	70°16.14 6'	18 79	secuencia volcanoclástica	roca volcanoclas tica, roca pareciera ser más clástica hacia la base y hacia el techo los clastos se hacen más pequeños	UVV S	Baja	N10-30W	30SW	-
19	GV2.3	32°54.59 6'	70°16.05 7'	18 46	niveles volcánicos y clásticos intercalados con secuencias sedimentarias		UVS	Baja	-	-	-

20	No	32°54.46 4'	70°16.17 1'	18 29	brecha volcanoclástica		UVVI	Baja	-	-	-
21	GV2.4	32°54.44 0'	70°16.17 0'	18 16	roca volcanoclástica	rocas volcanoclas tica con partes de predomina ncia volcánica y otras de predomina ncia clástica. El Algunas partes pareciera que la matriz es de arenisca.	UVVI	Medi a	-	-	en la ladera norte del cerro y hacia el W se observan abundantes diques subverticales . De rumbo NS y NNW.
22	No	32°55.44 1'	70°20.80 7'	13 22	secuencia volcanoclástica con niveles estratificados.	se observan diques, roca muy alterada y silicificada	UVS	Alta	-	-	-
23	No	32°52.08 6	70°24.29 0'	10 89	brecha volcanoclástica	roca volcanoclás tica con matriz volcánica con abundantes Pg y clastos de hasta 10 cm	UVV S	Alta	-	-	-
24	No	32° 51.993'S 70° 24.455'O	70° 24.455'	10 90	brecha volcanoclástica		UVV S	Medi a	-	-	-
25	No	32°51.60 9	70°25.6'	10 62	lava brechosa	roca muy alterada que parece ser lava brechosa de matriz color verdoso	UVV S	Medi a	-	-	zona muy alterada y fracturada, podría haber una estructura?
26	No	32°51.41 8'	70°26.77 4'	10 21	roca clástica sedimentaria con matriz volcánica		UVV S	Medi a	NS	E	-
27	No	32°51.37 4'	70°28.77 8'	10 38	roca volcanoclástica	roca volcanoclás tica de textura brechosa, clastos polimícticos en su mayoría volcánicos	UVVI	Alta	-	-	-

28	E1, E2, E3	32°51.172'	70°28.271'	1001	afloramiento de secuencia que pone en contacto roca brechosa de color verdoso hacia la parte superior, y una secuencia sedimentaria estratificada en la base	roca brechosa de color verdoso podría ser una toba lítica y niveles estratificados muestra intercalaciones de niveles rojizos de grano fino	UVS	Alta	N35°W	65°NE	-
29	NO	32°54.937'	70°5.495'	2478	Roca volcanoclástica. Brecha volcanoclástica polimíctica de matriz andesítica y clastos esencialmente volcánicos. Clastos de hasta 15 cm.	secuencia volcanoclástica polimíctica de color morado-gris púrpura.	UVVI	Alta	N15-20°E	70-80°NW	Se observa estructura en ladera E del valle que levanta estratos
30	NO	32°55.323'	70°5.106'	2661	Roca volcanoclástica. Brecha volcanoclástica polimíctica de matriz andesítica y clastos esencialmente volcánicos. Clastos de hasta 15 cm.	secuencia volcanoclástica polimíctica de color morado-gris púrpura.	UVVI	Alta	-	-	-
31	NO	32°55.321'	70°4.881'	2680	Roca volcanoclástica. Brecha volcanoclástica polimíctica de matriz andesítica y clastos esencialmente volcánicos. Clastos de hasta 15 cm.	secuencia volcanoclástica polimíctica de color morado-gris púrpura.	UVVI	Alta	NS	70-80°W	-
32	NO	32°55.196'	70°4.377'	2839	Roca volcanoclástica. Brecha volcanoclástica polimíctica de matriz andesítica y clastos esencialmente volcánicos.	secuencia volcanoclástica polimíctica de color morado-gris púrpura.	UVVI	Alta	NS	70-80°W	-

33	NO	32° 55.182'	70° 4.216'	28 69	Roca volcanoclástica. Brecha volcanoclástica polimíctica de matriz andesítica y clastos esencialmente volcánicos.	Se observa abundante alteración, roca con jaspe y muy fracturada	UVVI	Alta	NS	-	Se observa estructura subvertical de rumbo aproximado NS y manteo hacia el W
34	NO	32° 55.235'	70° 3.243'	30 08	Roca volcanoclástica	se observa zona con abundante alteración hidrotermal	UVVI	Alta	NS	-	-
35	NO	32° 55.351'	70° 3.003'	30 40	Roca volcanoclástica	se observa roca volcanoclás tica muy alterada con abundantes vetillas y silicificación . Se observa cambio de coloración en el cerro. Rodados pasan a ser sedimentari os con matriz de arenisca, se infiere cambio litológico en las cercanías	UVVI	Alta	-	-	-
36	C1, C2, C3	32° 56.361'	70° 2.704'	34 28	Rocas sedimentarias, se observa rocas calcáreas y areniscas rojas-	se observa abundante alteración, roca en las cercanías muy obliterada. Muestras no se toman de afloramient os debido a que esta todo obliterado debido a la abundante alteración hidrotermal .	USM	Medi a	~NS	-	Se observa estructura subvertical con manteo hacia el W

37	NO	32° 55.650'	70° 2.976'	32 69	Rocas volcánicas, volcanoclásticas muy alterada.	se observan hacia el E secuencias subverticales de rocas de distintos colores que parecieran ser de litologías diferentes	UVVI	Medi a	~NS	-	hacia el E se observa estructura subvertical de rumbo aproximado NS y manteo subvertical hacia el W.
38	NO	32° 52.135'S	70° 8.899'O	23 01	Rocas volcanoclásticas	Rocas volcanoclásticas deformadas formando el pliegue anticlinal del cerro Juncal	UVVI	Alta	-	-	Se observa un pliegue anticlinal de gran envergadura que afecta al cerro Juncal.
39	NO	32° 50.672'S	70° 6.736'O	30 53	Rocas volcanoclásticas muy deformadas		UVVI	Medi a	N30°W	50- 70°SW	-
40	NO	32° 50.743'S	70° 6.762'O	29 92	Rocas volcanoclásticas muy deformadas		UVVI	Medi a	N30°W	50- 60°SW	-
41	NO	32° 50.626'S	70° 6.016'O	30 87	Rocas volcanoclásticas muy deformadas		UVVI	Medi a	NS	75°W	-
42	NO	32° 49.776'	70° 5.539'	32 01	Rocas volcanoclásticas muy deformadas	Se observa estructura subvertical asociada a un pliegue anticlinal basculado hacia el E	UVVI	Medi a	NS	75°W	se observa falla subvertical hacia el N con anticlinal basculado hacia el E. rumbo de la falla y eje del pliegue aproximada mente NS.
43	NO	32° 49.921'S	70° 5.267'O	33 41	Brechas volcanoclasticas	-	UVVI	Alta	NS	60- 70W	-

44	NO	32° 49.702'S	70° 4.784'O	35 50	Secuencias clásticas rojizas	se observan secuencias clásticas rojizas y hacia el S se observan brechas volcanoclás ticas. Se observa abundante alteración y manchones anaranjado s en el cerro	UVVI	Alta	NS	60W	-
45	NO	32° 49.607'S	70° 4.433'O	38 00	Secuencias clásticas rojizas	se observa abundantes zonas de alteración alineadas hacia el S	UVVI	Medi a	-	-	se observa posible estructura hacia el S. estructura tiene rumbo NS y manteo subvertical hacia el W

C: DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS:

	Código muestra:	P1.2
	Coordenada N:	32°52.337'
	Coordenada E:	70°12.482'
	Afloramiento:	Afloramiento masivo en ladera E del Peñón, se observan algunas zonas con abundantes diaclasas. Se hace muy difícil ver la estratificación.
	Descripción:	Roca ígnea extrusiva, hipocristalina con textura porfírica. Cristales de plagioclasa en matriz volcánica, tamaño de los cristales llegan a 4mm. Cristales tienen forma euhedral a subhedral. Algunos cristales presentan alteración de color verdoso, probablemente están siendo cloritizados.
	Nombre Roca:	Andesita

	Código muestra:	P1.5a
	Coordenada N:	32° 51.613'S
	Coordenada E:	70°13.017'
	Afloramiento:	Afloramiento masivo en la ladera W del Peñón. Afloramiento se observa muy fracturado y en las cercanías se observan diaclasas y zonas con espejos de falla.
	Descripción:	Roca volcanoclástica con granulometría de gravilla a gravilla fina. Selección muy pobre con bajo redondeamiento y esfericidad de clastos y baja madurez textural y composicional. Clastos esencialmente volcánicos polimícticos en una matriz volcánica, el cemento de la roca está compuesto por sílice y óxidos de Fe. Roca matriz soportada.
	Nombre Roca:	Brecha volcanoclástica polimíctica

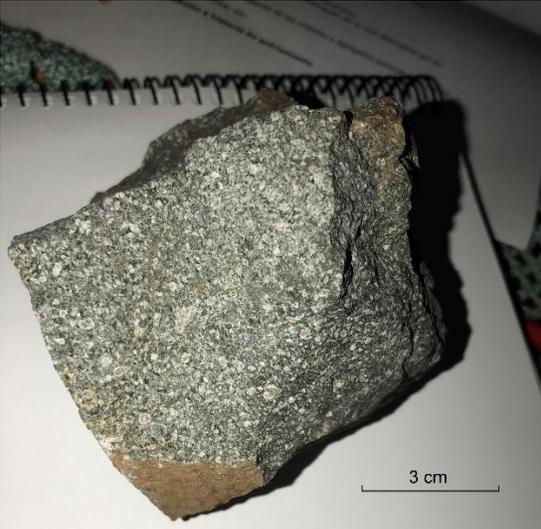
	Código muestra:	P1.5b
	Coordenada N:	32° 51.613'S
	Coordenada E:	70°13.017'
	Afloramiento :	Roca extraída de un afloramiento masivo que subyace a secuencias sedimentarias. En las cercanías se observan abundantes diaclasas y alteración. Se observan algunas rocas con estrías de falla.
	Descripción:	Roca volcanoclástica con granulometría de gravilla a gravilla fina. Selección muy pobre con bajo redondeamiento y esfericidad de clastos y baja madurez textural y composicional. Clastos esencialmente volcánicos polimícticos en una matriz volcánica, el cemento de la roca está compuesto por sílice y óxidos de Fe. Roca matriz soportada. Matriz de la roca se encuentra fuertemente alterada cloritizada mostrando un color verdoso característico.
Nombre Roca:	Brecha volcanoclástica polimíctica cloritizada	

	Código muestra:	p1.6
	Coordenada N:	32° 51.651'
	Coordenada E:	70° 13.049'
	Afloramiento :	Afloramiento estratificado en la ladera W del Peñón. Paquete de rocas sedimentarias estratificadas subyaciendo a capas de tobas líticas y soldadas.
	Descripción:	Roca estratificada con 2 litologías principales intercaladas: unas capas de grano fino de color pardo rojizo compuestas principalmente por arcillas y otras capas con tonos grises y marrones de grano más grueso compuestas por arenisca fina a media. Capas presentan en general buena selección con tamaño de los granos equidimensionales con grado medio a alto de esfericidad y bajo redondeamiento. Capa de arenisca es clasto soportada. Roca presenta alta madurez textural.
Nombre Roca:	Litarenita intercalada con fangolita	

	Código muestra:	p1.7a
	Coordenada N:	32° 51.725'
	Coordenada E:	70° 13.070'
	Afloramiento:	Afloramiento masivo en la ladera W del peñón. Afloramiento sobreyace a unidad sedimentaria. Se toma muestra de afloramiento que sobreyace a tobas líticas.
	Descripción:	Roca volcánica extrusiva hipocristalina equigranular con textura porfírica. Cristales de plagioclasa y anfíbol de color pardo rojizo, no superiores a 1 mm insertos en matriz volcánica. Roca microcristalina, cristales difícilmente visibles en muestra de mano. Se da mineral rojizo no identificado en nódulos.
Nombre Roca:	Andesita porfírica microcristalina con anfíboles	

	Código muestra:	P1.7b
	Coordenada N:	32° 51.705'
	Coordenada E:	70°13.014'
	Afloramiento:	Afloramiento masivo en la ladera W del peñón. Afloramiento sobreyace a unidad sedimentaria y subyace a una capa de coladas de lava porfírica.
	Descripción:	Roca piroclástica compuesta en su mayoría por fragmentos líticos en matriz de cenizas de color verdoso. Líticos corresponden a clastos volcánicos y tienen tamaño de lapilli fino a medio. Roca se encuentra muy alterada y cloritizada, se observan abundantes fiammes.
Nombre Roca:	Toba Lítica Soldada	

	Código muestra:	p1.8
	Coordenada N:	32° 51.705'
	Coordenada E:	70°13.014'
	Afloramiento:	Roca extraída de la ladera W del Peñón formando parte de un afloramiento masivo que subyace a unidad sedimentaria. Roca pertenece a secuencia volcánica intercalada con secuencias volcánoclasticas. Se toma muestra en zona de predominancia volcánica.
	Descripción:	Roca volcánica extrusiva hipocristalina inequigranular con textura porfírica. Cristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa de hasta 3 mm y cristales de anfíbol anhedrales de color oscuro, no superiores a 1 mm insertos en matriz volcánica. La alteración en la roca se expresa en minerales de epidota creciendo en la matriz y alterando a los minerales máficos.
	Nombre Roca:	Andesita porfírica con anfíboles y epidota

	Código muestra:	GV1
	Coordenada N:	32°53.954'
	Coordenada E:	70°13.848'
	Afloramiento :	Afloramiento masivo, es difícil ver estratificación. Roca pertenece a una secuencia clástica hacia la base y volcánica hacia el techo. Muestra se ubica en el límite clástico con nivel porfírico.
	Descripción:	Roca volcánica extrusiva de textura porfírica con cristales subhedrales inequigranulares de plagioclasa de 1 a 3 mm. Se observan pequeños fragmentos líticos volcánicos de color oscuro que no superan los 3 mm roca presenta alteración a minerales de color verdoso creciendo en la matriz, aparentemente epidota.
	Nombre Roca:	Andesita clástica con epidota

	Código muestra:	GV2
	Coordenada N:	32°53.954'
	Coordenada E:	70°13.848'
	Afloramiento:	Afloramiento masivo, es difícil ver estratificación. Roca pertenece a una secuencia clástica hacia la base y volcánica hacia el techo. Muestra se ubica en nivel porfírico.
	Descripción:	Roca volcánica extrusiva de textura porfírica con cristales subhedrales inequigranulares de plagioclasa de 1 a 2 mm en una matriz volcánica de color gris oscuro.
Nombre Roca:	Andesita	

	Código muestra:	GV2.1
	Coordenada N:	32°54.796'
	Coordenada E:	70°16.146'
	Afloramiento:	Afloramiento masivo, se hace difícil ver estratificación. Roca se extrae de una secuencia que hacia la base es más clástica y hacia el techo es de predominancia volcánica. Muestra se extrae de zona con predominancia volcánica.
	Descripción:	Roca volcánica extrusiva inequigranular con textura porfírica seriada con cristales de plagioclasa subhedrales de 1 a 4 mm y cristales de anfíbol de 1 a 2 mm inmersos en matriz volcánica grisácea.
Nombre Roca:	Andesita porfírica seriada con anfíbol	

	Código muestra:	GV2.2
	Coordenada N:	32°54.796'
	Coordenada E:	70°16.146'
	Afloramiento:	Afloramiento masivo, muy alterado perteneciente a secuencia volcanoclástica de predominancia clástica.
	Descripción:	Roca volcanoclástica con clastos polimícticos de material volcánico retrabajado con granulometría de arena gruesa a gravilla. Roca presenta muy mala selección, es matriz soportada, matriz aparentemente volcánica. Dentro de los clastos se distinguen cristales de plagioclasas subhedrales menores a 3 mm.
	Nombre Roca:	Brecha volcanoclástica polimíctica

	Código muestra:	GV2.3
	Coordenada N:	32°54.596'
	Coordenada E:	70°16.057'
	Afloramiento:	Afloramiento compuesto por rocas clásticas y sedimentarias estratificado.
	Descripción:	Roca estratificada con 2 litologías principales intercaladas: arenisca polimíctica fina a media intercalada con capas rojizas de arcilla y arena muy fina. En general presenta buena selección. granos de arena presentan buena selección, tienen forma equidimensional con alto grado de esfericidad y grado medio de redondeamiento. Madurez composicional media. Capa rojiza de grano fino es matriz soportada y capa de arenisca es clasto soportada.
	Nombre Roca:	Intercalaciones de litarenita con wackas líticas

	Código muestra:	GV2.4
	Coordenada N:	32°54.440'
	Coordenada E:	70°16.170'
	Afloramiento:	Afloramiento masivo, muy alterado perteneciente a secuencia volcanoclástica de predominancia clástica. Afloramiento subyace a Unidad sedimentaria estratificada.
	Descripción:	Roca volcanoclástica con clastos polimícticos con granulometría de arena gruesa a gravilla. Roca presenta muy mala selección, clastos con baja esfericidad y bajo redondeamiento, roca es matriz soportada, matriz y clastos esencialmente volcánicos de material volcánico retrabajado. dentro de los clastos se distinguen cristales de plagioclasas subhedrales menores a 2 mm
	Nombre Roca:	Brecha volcanoclástica polimíctica

	Código muestra:	E1
	Coordenada N:	32°51.172'
	Coordenada E:	70°28.271'
	Afloramiento:	Roca extraída de afloramiento estratificado. Roca pertenece a secuencia sedimentaria con intercalaciones de niveles con diferentes granulometrías. Se toma muestra de la roca que representa la granulometría más gruesa de la secuencia.
	Descripción:	Roca sedimentaria compuesta por clastos polimícticos con granulometría de gravilla en una matriz de arena gruesa a muy gruesa. Roca clastosoportada. Clastos en general corresponden a material volcánico retrabajado. Clastos con redondeamiento y esfericidad medios. Roca con selección moderada a pobre. Madurez textural media a baja y baja madurez composicional.
	Nombre Roca:	Brecha volcánica Arenosa

	Código muestra:	E2
	Coordenada N:	32°51.172'
	Coordenada E:	70°28.271'
	Afloramiento:	Roca extraída de afloramiento estratificado. Roca pertenece a secuencia sedimentaria con intercalaciones de niveles con diferentes granulometrías. Se toma muestra de la roca que representa la granulometría más fina de la secuencia.
	Descripción:	Roca sedimentaria de grano fino. Roca presenta color rojizo y se constituye principalmente de arcillas y en menor medida pequeños clastos volcánicos que no superan 1 o 2 mm.
Nombre Roca:	Fangolita Lítica	

	Código muestra:	E3
	Coordenada N:	32°51.172'
	Coordenada E:	70°28.271'
	Afloramiento:	Roca extraída de afloramiento estratificado. Roca pertenece a secuencia sedimentaria con intercalaciones de niveles con diferentes granulometrías. Se toma muestra de la roca que representa intercalaciones de grano fino y grueso.
	Descripción:	Roca estratificada con 2 litologías principales intercaladas: arenisca polimictica fina a media intercalada con capas rojizas de arcilla y arena muy fina. En general presenta buena selección. granos de arena presentan buena selección, tienen forma equidimensional con alto grado de esfericidad y grado medio de redondeamiento. Madurez composicional media y alta madurez textural. Capa rojiza de grano fino es matriz soportada y capa de arenisca es clasto soportada.
Nombre Roca:	Intercalaciones de litarenita con fangolitas.	

	Código muestra:	C1
	Coordenada N:	32° 56.361'
	Coordenada E:	70° 2.704'
	Afloramiento:	Afloramiento muy alterado en zona con abundante alteración y mucha pendiente y estructuras cercanas. No fue posible sacar roca directamente del afloramiento, si no de algunos bloques que se desprendieron de la ladera.
	Descripción:	Roca sedimentaria química compuesta en su mayoría por una matriz calcárea con un 35% de aloquemos, no es posible identificar aloquemos en muestra de mano.
	Nombre Roca:	Biomicrota

	Código muestra:	C2
	Coordenada N:	32° 56.361'
	Coordenada E:	70° 2.704'
	Afloramiento:	Afloramiento muy alterado en zona con abundante alteración y mucha pendiente y estructuras cercanas. No fue posible sacar roca directamente del afloramiento, si no de algunos bloques que se desprendieron de la ladera.
	Descripción:	Roca sedimentaria clástica de color rojizo compuesta en su mayoría por granos de arena fina a media, bien redondeados y bien seleccionados, se observan intercalaciones de capas de grano más grueso de arena muy gruesa y gravilla fina
	Nombre Roca:	Litarenita



Código muestra:	C3
Coordenada N:	32° 56.361'
Coordenada E:	70° 2.704'
Afloramiento:	Afloramiento muy alterado en zona con abundante alteración y mucha pendiente. No fue posible sacar roca directamente del afloramiento, si no de algunos bloques que se desprendieron de la ladera.
Descripción:	Roca sedimentaria de color verdoso blanquecino de grano muy fino compuesta en su mayoría por arcilla y en menos medida (<2%) de pequeños clastos.
Nombre Roca:	Fangolita-Lutita