



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento Ciencias de la Tierra



**ANÁLISIS ESTRUCTURAL ASOCIADO A ESTUDIO DE ROCA EN
VALLE DE ACONCAGUA ENTRE (32°59'00''-32°45'00'') LATITUD SUR
Y (71°06'00''-71°20'00'') LONGITUD OESTE, REGIÓN DE VALPARAÍSO,
CHILE.**

Memoria para optar al Título de Geólogo



Oswaldo Elías García Rojas

Profesor Patrocinante: Dr. Jorge Andrés Quezada Flory

Profesores Comisión: Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda

Dr. Luis Arturo Hector Quinzio Sinn

CONCEPCIÓN
2020

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. OBJETIVOS	1
1.1.1. Objetivo general	1
1.1.2. Objetivos específicos	1
1.2. UBICACIÓN Y ACCESOS	2
1.3. MÉTODO DE TRABAJO	4
1.3.1. Etapa pre-terreno	4
1.3.1.a. Tipo de fotografía aérea	4
1.3.1.b. Instrumentación	5
1.3.1.c. Información adicional	5
1.3.2. Etapa de terreno	5
1.3.3. Etapa de gabinete	6
1.4. TRABAJOS ANTERIORES	10
1.5. AGRADECIMIENTOS	11
2. MARCO GEOLÓGICO	12
2.1. ROCAS ESTRATIFICADAS	12
2.1.1. Formación Quebrada del Pobre	12
2.1.2. Formación Ajial	12
2.1.2.a. Definición y relaciones estratigráficas	12
2.1.2.b. Distribución, litología y espesor	13
2.1.2.c. Edad, correlaciones y condiciones de depositación	13
2.1.3. Formación Cerro Calera	14
2.1.3.a. Definición y relaciones estratigráficas	14
2.1.3.b. Distribución, litología y espesor	15
2.1.3.c. Edad y condiciones de depositación	15
2.1.4. Formación Horqueta	16
2.1.4.a. Definición y relaciones estratigráficas	16
2.1.4.b. Distribución, litología y espesor	16
2.1.4.c. Edad, correlaciones y condiciones de depositación	17
2.1.5. Formación Lo Prado	18
2.1.5.a. Definición y relaciones estratigráficas	18
2.1.5.b. Distribución, litología y espesor	18
2.1.5.c. Edad, correlaciones y condiciones de depositación	19
2.1.6. Formación Veta Negra	20
2.1.7. Formación Caleta Horcón	21
2.1.8. Formación Confluencia (Tc)	21
2.1.9. Sedimentos cuaternarios no consolidados (Qac)	21
2.2. ROCAS ÍGNEAS	22
2.2.1. Superunidad Mincha	22
2.2.1.a. Unidad Cavilolén	23
2.2.2. Unidad La Campana	23

2.3. MARCO GEOTECTÓNICO	23
2.4. MARCO ESTRUCTURAL	26
3. CONTRIBUCIONES A LA GEOLOGÍA REGIONAL	28
3.1. Formación Ajjal	28
3.2. Formación Cerro Calera	30
3.3. Formación Horqueta	34
3.4. Unidad Cavilolén	38
3.5. Cuerpos ígneos menores	38
4. ROCAS METAMÓRFICAS	42
4.1. Facies metamórficas	50
5. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	54
5.1. ANÁLISIS MICROTTECTÓNICO	54
5.2. ESTABLECER E INTERPRETAR FASES DE DEFORMACIÓN	54
5.3. ZONAS DE CIZALLE	55
5.4. MICROESTRUCTURAS DIAGNÓSTICAS Y CONDICIONES FÍSICAS ASOCIADAS	56
5.5. INDICADORES CINEMÁTICOS	58
5.6. CLASIFICACIÓN DE FALLAS	59
5.6.1. Clasificación basada en el rake del desplazamiento neto	59
5.6.2. Clasificación dual	63
5.6.3. Clasificación genética	63
5.6.4. Análisis cinemático teórico	63
5.6.5. Análisis dinámico teórico	65
6. LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL	66
6.1. LINEAMIENTOS	66
6.2. ANÁLISIS DESCRIPTIVO ESTRUCTURAL DEL ÁREA LA CALERA – QUILLOTA	67
6.2.1. Unidad Jurásico Inferior a Medio (UJIM)	68
6.2.1.A. Sistema NE-SW	68
6.2.1.a. Fallas extensionales	69
6.2.1.b. Fallas contraccionales	84
6.2.1.c. Fallas transcurrentes	86
6.2.1.B. Sistema E-W	88
6.2.1.C. Sistema NW-SE	90
6.2.2. Deformación dúctil	96
6.2.3. Resumen de la deformación (UJIM)	99
6.2.4. Unidad Jurásico Superior (UJS)	100
6.2.4.A. Sistema NE-SW	102
6.2.4.a. Fallas extensionales	102
6.2.4.b. Fallas contraccionales	105
6.2.4.c. Fallas transcurrentes	105
6.2.4.d. Sitio 1	112

6.2.4.B. Sistema NW-SE	112
6.2.4.e. Fallas contraccionales	113
6.2.4.f. Fallas transcurrentes	114
6.2.4.C. Sistema E-W	119
6.2.4.g. Fallas transcurrentes	119
6.2.4.h. Fallas extensionales	120
6.2.5. Unidad Cretácico Inferior (UCI)	121
6.2.5.A. Sistema NNW-SSE	121
6.2.5.a. Fallas transcurrentes	121
6.2.5.B. Sistema NNE-SSW	123
6.2.5.b. Fallas transcurrentes	123
6.2.5.C. Sistema E-W	126
6.2.5.c. Fallas contraccionales	126
6.2.5.d. Fallas transcurrentes	127
6.2.5.D. Deformación dúctil	127
6.2.5.E. Mecánica del plegamiento	136
6.2.6. Unidad Cretácico Superior (UCS)	139
6.2.6.A. Sistema WNW-ESE	140
6.2.6.a. Fallas transcurrentes	140
6.2.6.B. Sistema ENE-WSW	140
6.2.6.b. Fallas transcurrentes	140
6.2.6.c. Fallas extensionales	141
6.2.6.C. Sistema NE-SW	141
6.2.6.d. Fallas transcurrentes	141
6.2.7. Estructuras primarias	142
6.2.8. Foliación	142
6.2.9. Diaclasas	145
6.2.10. Paraconformidad	148
7. TRATAMIENTO DE LA BASE DE DATOS	149
7.1. UNIDAD JURÁSICO INFERIOR A MEDIO (UJIM)	149
7.1.1. Análisis cinemático falla Monte El Águila	149
7.1.2. Análisis dinámico falla Monte El Águila	150
7.1.3. Análisis cinemático falla Cerro La Cruz	150
7.1.4. Análisis dinámico falla Cerro La Cruz	151
7.1.5. Análisis cinemático falla El Progreso	152
7.1.6. Análisis dinámico falla El Progreso	153
7.1.7. Análisis cinemático ZDF El Sendero	153
7.1.8. Análisis dinámico ZDF El Sendero	154
7.1.9. Análisis cinemático falla Los Espinos	155
7.1.10. Análisis dinámico falla Los Espinos	156
7.1.11. Análisis cinemático ZDF Los Quillayes	156
7.1.12. Análisis dinámico ZDF Los Quillayes	157
7.2. UNIDAD JURÁSICO SUPERIOR (UJS)	158
7.2.1. Análisis cinemático ZDC Los Pastizales	158
7.2.2. Análisis dinámico ZDC Los Pastizales	160

7.2.3. Análisis cinemático Falla Los Almendros	162
7.2.4. Análisis dinámico Falla Los Almendros	163
7.2.5. Análisis cinemático sitio 1	163
7.2.6. Análisis dinámico sitio 1	164
7.2.7. Análisis cinemático sitio 2	166
7.2.8. Análisis dinámico sitio 2	166
7.2.9. Análisis cinemático sitio 3	167
7.2.10. Análisis dinámico sitio 3	168
7.2.11. Análisis cinemático sitio 4	168
7.2.12. Análisis dinámico sitio 4	169
7.2.13. Análisis cinemático ZDC Los Lazos	170
7.2.14. Análisis dinámico ZDC Los Lazos	171
7.2.15. Análisis cinemático falla La Campanita Grande	172
7.2.16. Análisis dinámico falla La Campanita Grande	172
7.2.17. Análisis cinemático ZDF La Herradura	173
7.2.18. Análisis dinámico ZDF La Herradura	174
7.3. UNIDAD CRETÁCICO INFERIOR (UCI)	174
7.3.1. Análisis cinemático sitio 5	174
7.3.2. Análisis dinámico sitio 5	175
7.3.3. Análisis cinemático falla La Aguada	176
7.3.4. Análisis dinámico falla La Aguada	177
7.3.5. Análisis cinemático falla El Guanaco	177
7.3.6. Análisis dinámico falla El Guanaco	178
7.3.7. Análisis cinemático aureola de contacto La Campana flanco W ...	179
7.3.8. Análisis dinámico aureola de contacto La Campana flanco W	180
7.4. UNIDAD CRETÁCICO SUPERIOR (UCS)	181
7.4.1. Análisis cinemático <i>Stock</i> La Campana flanco E	181
7.4.2. Análisis dinámico <i>Stock</i> La Campana flanco E	182
7.5. DINÁMICA POR UNIDAD GEOLÓGICA	182
7.5.1. Unidad Jurásico Inferior a Medio (UJIM)	182
7.5.2. Unidad Jurásico Superior (UJS)	182
7.5.3. Unidad Cretácico Inferior (UCI)	183
7.5.4. Unidad Cretácico Superior (UCS)	183
7.6. DINÁMICA REGIONAL	185
8. DISCUSIÓN	187
8.1. RÉGIMEN TECTÓNICO σ_1 NW-SE	188
8.2. RÉGIMEN TECTÓNICO σ_1 NNE-SSW	194
8.3. MODELO CINEMÁTICO REGIONAL	197
8.4. TEMPORALIDAD RELATIVA	200
9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	205
9.1. CONCLUSIONES	205
9.2. RECOMENDACIONES	207

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1. 1.	Mapa de ubicación del área de estudio	3
2. 1.	Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los (32°-35° latitud sur)	24
2. 2.	Mecanismos focales en el área de estudio	27
4. 1.	Clasificación de fallas según nivel estructural	52
4. 2.	Diagrama <i>P-T-p</i> (Yardley, 1989) y diagrama de deformación	53
5. 1.	Nomenclatura de índices cinemáticos	60
5. 2.	Esquemas varios en geología estructural	61
5. 3.	Esquemas varios en geología estructural	62
5. 4.	Método de los diedros	64
5. 5.	Clasificación de régimen tectónicos	65
6. 1.	Mapa y proyección estereográfica de lineamientos fotointerpretados ...	67
6. 2.	Sistemas estructurales Unidad Jurásico Inferior a Medio	69
6. 3.	Bloque diagrama y proyección estereográfica CZC Cerro Calera	72
6. 4.	<i>Microgouge</i> en maclas de calcita	78
6. 5.	ZDF El Sendero: diagrama de polos y roseta	88
6. 6.	Proyección estereográfica de cuerpos menores (UJIM)	95
6. 7.	Pliegue La Culebra	98
6. 8.	Sistemas estructurales Unidad Jurásico Superior	102
6. 9.	Diagrama de diedro sistema de fallas contraccionales (sitio1)	106
6. 10.	Diagrama de roseta y polos familia de fallas (sitio 1)	114
6. 11.	Sistemas estructurales Unidad Cretácico Inferior	121
6. 12.	Fisiografía y morfoestructura de la zona de estudio	129
6. 13.	Proyección estereográfica de la estratificación	135
6. 14.	Estructura monoclinal durante F_2	138
6. 15.	Sistemas estructurales Unidad Cretácico Superior	139
6. 16.	Elementos de fábrica que definen una foliación	143
6. 17.	Proyección estereográfica del fracturamiento tectónico	147
7. 1.	Diagrama de diedro falla Monte El Águila	149
7. 2.	Esquema estructural falla Monte El Águila	150
7. 3.	Diagrama de diedro falla Cerro La Cruz	151
7. 4.	Esquema estructural sitio Cerro La Cruz	152
7. 5.	Diagrama de diedro falla El Progreso	152
7. 6.	Esquema estructural sitio El Progreso	153
7. 7.	Diagrama de diedro ZDF El Sendero	154
7. 8.	Esquema estructural ZDF El Sendero	155
7. 9.	Diagrama de diedro falla Los Espinos	155
7. 10.	Esquema estructural falla Los Espinos	156
7. 11.	Diagrama de diedro ZDF Los Quillayes	157
7. 12.	Esquema estructural ZDF Los Quillayes	158
7. 13.	Esquema estructural sin desarrollo de <i>rake</i> durante régimen F_1	158
7. 14.	Esquema estructural sin desarrollo de <i>rake</i> durante régimen F_2	159
7. 15.	Estereogramas para ZDC Los Pastizales (sitios a/b)	159

7. 16.	Esquema estructural ZDC Los Pastizales durante régimen F_1	161
7. 17.	Esquema estructural ZDC Los Pastizales durante régimen F_2	162
7. 18.	Diagrama de diedro falla Los Almendros	162
7. 19.	Esquema estructural falla Los Almendros	163
7. 20.	Estereograma sitio 1	164
7. 21.	Esquema estructural en sitio 1 durante régimen F_1	165
7. 22.	Esquema estructural en sitio 1 durante régimen F_2	165
7. 23.	Diagrama de diedro sitio 2	166
7. 24.	Dinámica sitio 2	167
7. 25.	Diagrama de diedro en sitio 3	167
7. 26.	Esquema estructural falla Los Lazos	168
7. 27.	Diagrama de diedro en sitio 4	169
7. 28.	Dinámica sitio 4	169
7. 29.	Estereograma ZDC Los Lazos	170
7. 30.	Esquema estructural ZDC Los Lazos durante régimen F_1	171
7. 31.	Esquema estructural ZDC Los Lazos durante régimen F_2	171
7. 32.	Diagrama de diedro falla La Campanita Grande	172
7. 33.	Esquema estructural falla La Campanita Grande	173
7. 34.	Diagrama de diedro ZDF La Herradura	173
7. 35.	Esquema estructural ZDF La Herradura	174
7. 36.	Estereograma sitio 5	175
7. 37.	Dinámica sitio 5	176
7. 38.	Estereograma falla La Aguada	176
7. 39.	Esquema estructural falla La Aguada	177
7. 40.	Estereograma falla El Guanaco	178
7. 41.	Esquema estructural falla El Guanaco	179
7. 42.	Estereograma sitio La Campana flanco W	179
7. 43.	Dinámica sitio La Campana flanco W	180
7. 44.	Estereograma sitio La Campana flanco E	181
7. 45.	Dinámica UJIM	182
7. 46.	Dinámica UJS	183
7. 47.	Dinámica UCI	183
7. 48.	Dinámica UCS	184
7. 49.	Resumen estructural por unidad de deformación durante régimen F_1 ...	184
7. 50.	Resumen estructural por unidad de deformación durante régimen F_2 ...	185
7. 51.	Dinámica regional	186
8. 1.	Esquema de la partición bajo régimen de subducción oblicua	198
8. 2.	Modelo cinemático	199
8. 3.	Modelo estructural integral para el área de estudio	200
8. 4.	Diagrama de deformación para cada fase tectónica	202

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía	Página
2. 1. Litología y miembros Formación Lo Prado	19
3. 1. Litología Formación Cerro Calera	34
3. 2. Litología Formación Cerro Calera	35
3. 3. Litología Formación Horqueta	36
3. 4. Litología Formación Ajial y Cerro Calera	39
4. 1. Aureola de contacto <i>stock</i> La Campana	44
4. 2. <i>Chert</i>	47
6. 1. Complejo en zona de cizalle (CZC) Cerro Calera	70
6. 2. Complejo en zona de cizalle (CZC) Cerro Calera	71
6. 3. Falla Cerro La Cruz	79
6. 4. ZDF Cerro La Cruz de orientación (NE-SW)	80
6. 5. Falla contraccional El Progreso	84
6. 6. Zona de dinamometamorfismo El Progreso	85
6. 7. ZDF El Sendero	87
6. 8. Falla subvertical Cerro La Calera	89
6. 9. Falla compresional El Espino	90
6. 10. ZDF Los Quillayes	91
6. 11. ZDF La Palmilla	92
6. 12. Fallas de crecimiento Cerro La Calera	95
6. 13. Diques sedimentarios Formación Cerro Calera	96
6. 14. Estructuras Formación Cerro Calera	97
6. 15. Estructura pliegue La Culebra	99
6. 16. Litotipo mayormente fallado en Formación Horqueta	101
6. 17. Sistema de fallas sitio 1	107
6. 18. Sistema de fallas sitio 2	108
6. 19. Sistema de fallas sitio 3	109
6. 20. Zona de falla La Herradura	110
6. 21. Falla Cerro La Campanita Grande	111
6. 22. Familia de fallas sitio 1	113
6. 23. Fallas de estratificación sitio 1	115
6. 24. ZDC Los Lazos	118
6. 25. ZDC Los Pastizales	120
6. 26. Falla La Aguada	123
6. 27. Falla El Guanaco	124
6. 28. ZDF La Tetera	125
6. 29. Venas falladas	126
6. 30. Falla contraccional (E-W)	127
6. 31. Paraconformidad Jurásico-Cretácico	129
6. 32. Plegamiento por cizalle simple o <i>detachment</i>	131
6. 33. <i>Datum</i> ejes de pliegue (UCI)	131
6. 34. Fallas híbridas <i>stock</i> La Campana	141
6. 35. Tipos de foliación	145
6. 36. Afloramiento de diaclasas	147

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFÍAS

Fotomicrografía		Página
3. 1.	Microestructura muestra (M-150)	29
3. 2.	Microestructura muestra (M-562)	32
3. 3.	Microestructura muestra (D8-22)	33
3. 4.	Microestructura muestra (M-315)	37
3. 5.	Microestructura muestra (D9-33)	41
4. 1.	Microestructura muestra (M-357)	44
4. 2.	Microestructura muestra (M-543)	46
4. 3.	Microestructura muestra (M-322)	47
4. 4.	Microestructura muestra (M-345)	49
4. 5.	Microestructura muestra (M-629)	51
6. 1.	Microestructura muestra (D10-B)	76
6. 2.	Microestructura muestra (D10-B)	77
6. 3.	Microestructura muestra (M-620A)	82
6. 4.	Microestructura muestra (M-620B)	83
6. 5.	Microestructura muestra (M-357)	104
6. 6.	Microestructura muestra (M-255)	117
6. 7.	Microestructura muestra (M-364)	133



ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
1. 1.	Planilla estructural para mapeo de fallas	6
1. 2.	Orden en discontinuidades	9
4. 1.	Principales asociaciones y facies metamórficas	52
6. 1.	Sistemas estructurales Unidad Jurásico Inferior a Medio (UJIM)	68
6. 2.	Datum estructural ZDF El Sendero	88
6. 3.	Registro de elementos en pliegue La Culebra	98
6. 4.	Sistemas estructurales Unidad Jurásico Superior (UJS)	102
6. 5.	Registro de <i>datum</i> estructural en familia de fallas sitio 1	114
6. 6.	Sistemas estructurales Unidad Cretácico Inferior (UCI)	121
6. 7.	Sistemas estructurales Unidad Cretácico Superior (UCS)	139
6. 8.	Diferencias entre foliación primaria y secundaria	144
7. 1.	Información cinemática en falla híbrida menor Monte Águila	150
7. 2.	Información cinemática falla Cerro La Cruz	151
7. 3.	Información cinemática falla El Progreso	153
7. 4.	Información cinemática ZDF El Sendero	154
7. 5.	Información cinemática Falla Los Espinos	156
7. 6.	Información cinemática ZDF Los Quillayes	157
7. 7.	Información cinemática del sistema ZDC Los Pastizales (sitio a)	160
7. 8.	Información cinemática del sistema ZDC Los Pastizales (sitio b)	160
7. 9.	Información cinemática en falla menor Los Almendros	162
7. 10.	Información cinemática en sitio 1	164

7. 11.	Información cinemática en sitio 2	166
7. 12.	Información cinemática en sitio 3	167
7. 13.	Información cinemática en sitio 4	169
7. 14.	Información cinemática en ZDC Los Lazos	170
7. 15.	Información cinemática falla La Campanita Grande	172
7. 16.	Información cinemática ZDF La Herradura	174
7. 17.	Información cinemática en sitio 5	175
7. 18.	Información cinemática en falla La Aguada	176
7. 19.	Información cinemática en falla El Guanaco	178
7. 20.	Información cinemática en aureola de contacto La Campana flanco W	180
7. 21.	Información cinemática <i>Stock</i> La Campana flanco E	181
8. 1.	Parámetros de subducción para Nazca (Farallón) y América del Sur	204
8. 2.	El ciclo tectónico andino	204



Resumen

La zona de estudio no posee estudios previos conforme al titular de esta memoria, sin embargo, antecedentes tectónicos de la evolución de la cadena andina, como también un estudio inédito de levantamiento geológico regional, con énfasis estratigráfico, son la única fuente de información que brinda antecedentes de otras disciplinas geológicas para la restricción de procesos deformacionales, producida por fallas de la placa superior en márgenes convergentes.

En este contexto, se lleva a cabo un análisis cinemático para el desplazamiento de fallas y dinámico para el sello geométrico de rasgos estructurales creados bajo deformación frágil / dúctil, contenidas en rocas con edades que varían desde el Jurásico Medio - Superior hasta el límite Cretácico Inferior a Superior, para el dominio occidental en la Cordillera de la Costa en Valle de Aconcagua, entre las latitudes 32°45' - 32°59' S.

Se determina la impronta de dos régimen de *stress*, el primero de ellos ocurre a partir del Jurásico Superior durante el inicio del ciclo andino, de carácter extensional, correspondiente cuando la dirección de σ_1 se orienta NW – SE (F_1), compatible con la creación de sistemas de diques dioríticos en la zona de cizalle El Progreso y la actividad de fallas de crecimiento en Formación Cerro Calera.

El segundo régimen se inicia en el Cuaternario cuando la deformación se particiona, donde para la zona de estudio es compresional con σ_1 orientado NNE – SSW (F_2), ejemplo de ello es la concentración de fallas en Sitio 1.

Un segundo enfoque es el estudio de los rellenos en fallas y plegamientos mediante la observación microscópica, es aquí, donde se adquiere la información en relación a las condiciones de deformación y la inspección de índices cinemáticos. Luego de monitorear toda la zona, se tiene que el cizalle en fallas sólo alcanza hasta los procesos diagenéticos correspondiente a un sistema estéril Cuaternario. Por otra parte, la megaestructura monoclinial observada expone un quiebre mineralógico entre la serie jurásica – cretácica, correspondiente a una paraconformidad, que divide un dominio oriental y occidental en Cordillera de la Costa.

Éste último dominio, desde tal límite hacia zonas más profundas, suceden isógradas en órdenes progradantes subparalelas a la estratificación donde afloran rocas hasta la facie anfíbolita. A su vez este rasgo controla el estilo de plegamiento para las areniscas basales entre Formación Cerro Calera y Lo Prado, sostiene que la compresión comienza ser efectiva a comienzos del Cretácico Superior, mediante el mecanismo de plegamiento por despegue simple (*detachment folds*).

**“Ver el mundo en un grano de arena
y el cielo en una flor silvestre
infinidad contenida en la palma de tu mano
y eternidad en una hora”.**

William Blake.



1. INTRODUCCIÓN

Desde el inicio de la subducción andina, en el Triásico Superior, hasta el Cretácico Inferior dominan condiciones extensionales sin mayor deformación compresiva, ni generación de relieves importantes (Ramos, 2010). Durante el Cretácico entre los 110 y 90 Ma (Albiano – Turoniano), se genera en los Andes centrales el primer evento compresivo, conocido como Fase Peruana o Subhercínica (Charrier *et al.*, 2007).

Esta fase invierte la cuenca extensional de trasarco y marca la separación entre los depósitos de la primera y segunda etapa del ciclo andino (Tabla 8.2.), sin embargo, en la Cordillera de la Costa de Chile central para la zona de estudio aún no se reconoce en detalle el tipo de deformación que genera y su contribución en la construcción final del orógeno. Este trabajo pretende documentar la geología estructural, que explique mediante una caracterización cinemática y dinámica local como regional, con el fin de comprender una mejor manera su relación con la tectónica.



1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo general

Determinar los estilos de deformación registrados en la corteza superior para el flanco occidental en la Cordillera de la Costa, a partir de observaciones microestructurales y de terreno, con el fin de realizar un modelo cinemático y dinámico.

1.1.2. Objetivos específicos

- Realizar un levantamiento geológico estructural regional a escala 1:50.000 (Anexo de figuras A10).
- Caracterizar y clasificar estructuralmente, necesario para un mejor tratamiento en el análisis de los diferentes sistemas presentes en las respectivas unidades geológicas.

- Documentar rasgos que previamente han sido inferidos, con el fin de realizar correlaciones en base a parámetros según orientación, relleno, espesor e índices cinemáticos. De esta manera, se obtiene una categorización del sello estructural que facilita el resultado cinemático y dinámico.
- Realizar un estudio cinemático asociado al modelo riedel (Sylvester, 1988) y dinámico de fallas (Yamaji, 2000). Permite obtener una identificación de las fases tectónicas regionales, con registro en la zona de estudio.

1.2. UBICACIÓN Y ACCESOS

La zona de estudio se localiza en la provincia de Quillota, Marga – Marga y San Felipe de Aconcagua, región de Valparaíso, Chile. Comprende la “Serie Geología Básica” de SERNAGEOMIN N° 73, Hoja Quillota (Rivano y otros, 1993), delimitada por las coordenadas geográficas 32° 59’ 00’’ – 32° 45’ 00’’ latitud sur y 71° 20’ 00’’ – 71° 06’ 00’’ longitud oeste, en un área aproximada de 621 km². Sus principales vías de acceso y localidades son (Figura 1.1.):

Ruta 60 CH: Desde Santiago, enlace La Calera (km 109) de ruta 5 Norte, conduce al Valle de Quillota. En este tramo, derivan caminos secundarios pavimentados que facilitan el transporte hacia laderas:

F – 314, Cerro La Calera – Palmilla ; F – 300, Pachacamita – Rabuco; F – 304 y F – 300, con ingreso a través de enlace Ocoa (km 97) de ruta 5 Norte, se accede a Parque Nacional La Campana (PNLC), sector Ocoa; enlace Los Laureles (km 27), con desvío hacia F – 62 vía Limache; F – 590, Olmué – (PNLC) sector Granizo. Dicha área silvestre protegida por el estado, cuenta con caminos y senderos aptos para la práctica de *mountain bike* y *trekking*, sin embargo, fuera de sus límites el acceso es a través de apertura de paso hacia las principales cumbres.

En comuna de La Cruz desde ruta F – 66 paradero dieciocho, seguir en sentido hacia Río Aconcagua y cruzar puente Lo Rojas, a continuación ruta F – 366 bordea ladera poniente en Valle de Quillota hasta el sector de Boco. El ingreso hacia Ensenada Los Faisanes, es a través de camino sin pavimentar; Boco desde centro turístico “El Edén” calle J. Pizarro, en tanto, Rautén rutas F – 370 y F – 360. En relación a ladera oriente seguir ruta F – 326, Pochay – Los Almendros, donde en sector la medialuna permite el tránsito a través de camino ripiado; F – 382,

San Isidro – San Pedro, que actualmente la localidad de El Cajón constituye parte de un amplio condominio parcelero.

Ruta 5 Norte: Desde Santiago, actualmente existe plaza de peaje Lampa y Las Vegas, esta última vía Mendoza. De aquella autopista derivan los siguientes caminos secundarios pavimentados:

Enlace Artificio comuna de La Calera (km 111), a través de avenida Adrián se llega hasta San Carlos comuna de Nogales, posterior al cruce de puente El Litre (6.373.281 N / 294.343 E / 19H), continuar camino ripiado hasta sector El Progreso; F – 20 ruta Nogales – Puchuncaví; F – 305 (km 109), sector El Olivo se une a ruta F – 301 – E, que conduce a Ensenada La Peña donde en coordenada (6.373.730 N / 297.709 E / 19H), hacer ingreso a través de sendero privado hacia altos topográficos y F – 319, Ensenada Purutún.

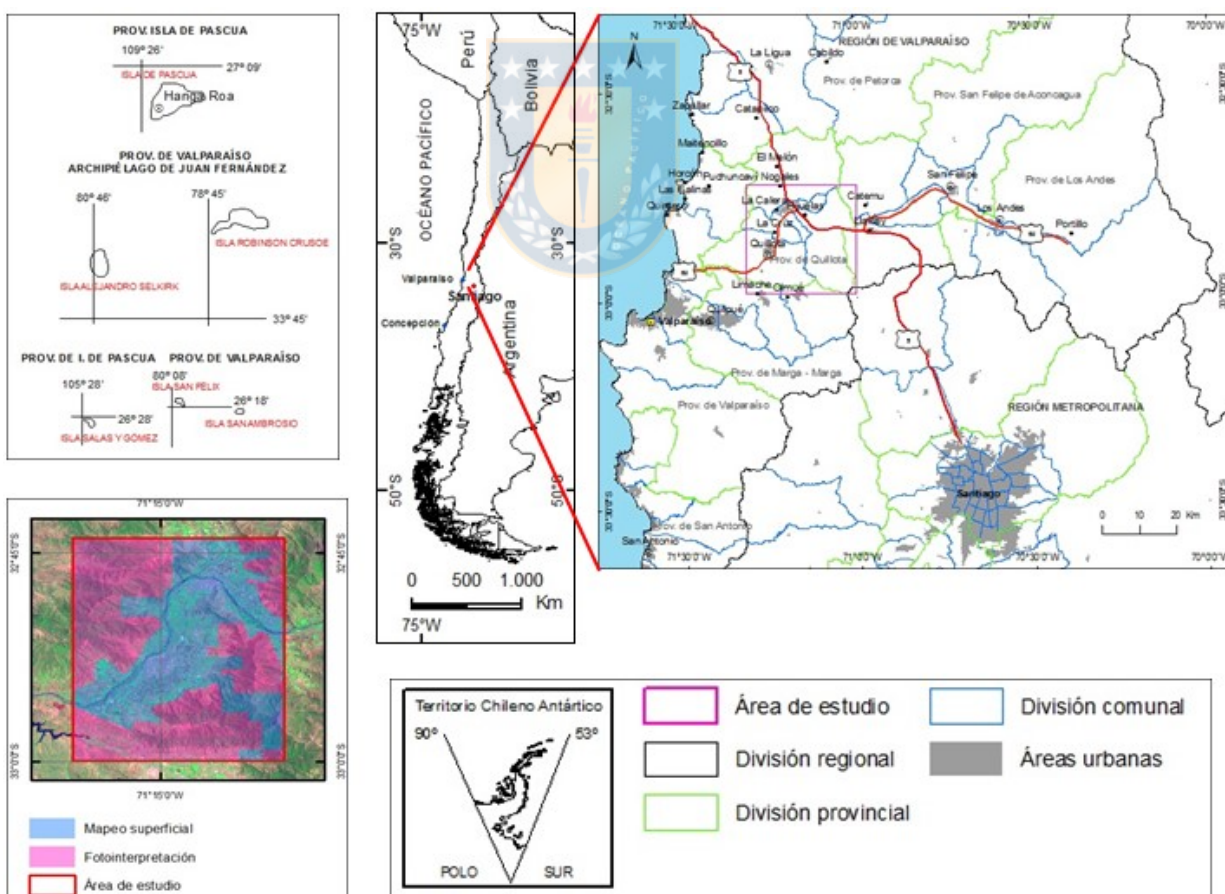


Figura 1.1. Mapa de ubicación del área de estudio.

1.3. MÉTODO DE TRABAJO

Comprende tres etapas:

1.3.1. Etapa pre – terreno

- Recopilación bibliográfica y revisión de antecedentes sobre la Geología Local y Regional, su relación con modelos estructurales y evolución geomorfológica.
- Revisión de base topográfica a escala 1:50.000, Carta La Calera del Instituto Geográfico Militar (IGM), con proyección UTM y sistema de referencia WGS – 84.
- Revisión de imágenes satelitales Landsat 7, ortorrectificada GeoTIFF (edición, 2005), obtenidas por sensor multiespectral (ETM+), con combinación de seis bandas (30 m de resolución), banda termal (60 m de resolución) y sensor pancromático (15 m de resolución), en complemento con modelos de elevación digital ASTER GDEM (edición, 2009), procesadas en ArcGis 9.3.
- La fotointerpretación es uno de los tantos métodos de trabajo en la investigación científica. Esta tarea se utiliza para resolver y confirmar hipótesis planteadas de campo e identificar rasgos que, por algún motivo, no sea factible el acceso al sector, para ello se consideran los siguientes factores:

1.3.1.a. Tipo de fotografía aérea

Se emplean veinticinco fotos aéreas oblicuas, en blanco y negro, correspondiente al proyecto GEOTEC; escala 1:70.000, dispuestos en la línea de vuelo N° 4: foto aérea N° (2.148 – 2.153); línea de vuelo N° 5: foto aérea N° (2.107 – 2.112); línea de vuelo N° 6: foto aérea N° (1.094 – 1.100), año 1996 y línea de vuelo N° 7: foto aérea N° (3.809 – 3.814) año 1997, del Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile (SAF). El conjunto solamente es útil para fotointerpretación y no fotogrametría.

1.3.1.b. Instrumentación

Se utiliza estereoscopio de espejo *Carl Zeiss* N° 2, modelo 112903, con binocular que permite un aumento hasta 5X de las imágenes, otorgando mayores detalles que benefician el análisis de las mismas. Equipamiento perteneciente al Departamento Ciencias de la Tierra, UdeC.

1.3.1.c. Información adicional

Proporciona mayor ajuste en la georreferenciación para confección de mosaico:

- Utilización de puntos geodésicos, Hoja La Calera y Llaillay, del Instituto Geográfico Militar (IGM), edición 2013.
- Índice de vuelo proyecto GEOTEC, año 1996.
- Certificado de calibración en cámara.

1.3.2. Etapa de terreno

- El registro de la información comprende un total de 100 días, sin considerar traslado de campamento, búsqueda de agua, localización de accesos y autorización de ingreso a propiedades (mayoritariamente fundos agrícolas piemontanos). Se usa transporte local hacia los sectores de Granizo / Cajón Grande, así como el empleo de *mountain bike* para acceder a caminos secundarios y senderos, cuando las condiciones no son favorables, se moviliza a pie en altos topográficos, identificados mediante el uso de GPS, modelo *Garmin Etrex 30* y carta topográfica IGM.
- Obtención de información geológica importante para el reconocimiento de unidades litoestratigráficas, verificación de la fotointerpretación con rectificación de límites litológicos, *trends* estructurales y fenómenos sin identificar con reconstrucción de mapa base, toma de muestras, medición estructural con brújula / geoflex (Tabla 1.1.) y fotografía con cámara digital *Panasonic* modelo DMC – ZR1, para posterior apoyo visual.
- En relación al análisis de lineamientos, preliminarmente se analiza la distribución de su orientación regional en fallas inferidas (Carta Geológica N° 73). A juicio del autor de esta memoria, esto se debe realizar sin establecer precipitadamente relaciones de temporalidad,

discriminando las trazas por su orientación, luego tras su comprobación en terreno, en la zona de influencia de perturbación del campo deformante (intersecciones), es posible medir y resolver en detalle. Una vez revelada su cinemática, se evalúa su fractalidad e identidad con corredores estructurales, según lineamientos fotointerpretados en ventaja de una deducción por *hillshade*.

Tabla 1.1. Planilla estructural para mapeo de fallas.

N	E	Falla según <i>rake</i>	DATUM ESTRUCTURAL CINEMÁTICO								Descripción superficie de falla			Observaciones
			Orientación de la superficie de falla			Rake	Salto	S.M.	I.C.	Inv./Reac./Rot.	Re (%)	Pe (cm)	E (cm)	
			Dip	Dip Direction	Dirección									

Simbología: N (normal); I (inversa); D (dextral); S (sinistral); Re (relleno); Pe (persistencia); E (espesor); S.M. (sentido de movimiento); EFP (estría de falla principal); EFS (estría de falla secundaria); ZF (zona de falla); ZC (zona de cizalle); R (riedel sintético); R' (riedel antitético); P (falla P); Inv. (inversión tectónica); Reac. (reactivación); Rot. (rotación de bloques).

1.3.3. Etapa de gabinete

- Estudio microestructural de tres secciones delgadas estándar, destinadas a una identificación petrológica y metamórfica, junto a doce secciones delgadas orientadas, extraídas en fallas y limbos de pliegue, cortadas perpendicular a la foliación y paralelas a la lineación, es decir, aquella contenida en el plano de movimiento, con el fin de exponer la mayor deformación: ejes P y T, mediante el uso de sierra circular diamantada marca *Metkon Servocut 401 – MA*. La disminución de las revoluciones por minuto de ésta, permiten obtener muestras completas en litologías menos competentes (M – 629 y D10 – B), sin embargo, esta última es impregnada en fractura. Equipamiento perteneciente a Taller de Corte en SERNAGEOMIN.
- Para la descripción macroscópica, se utiliza lupa binocular, marca *Zeiss*, modelo *Stemi DRC*, con aumentos de 4X y 10X en ocular, complementado con análisis en microscopio de luz polarizada, marca *Zeiss*, modelo *West Germany*, con aumentos de 2,5 – 10 y 40X en objetivos y 8X en ocular, es posible observar indicadores cinemáticos, elementos de fábrica (foliación – lineación) y “*natural microgauges*” (*), representativos del evento deformacional. Equipamiento perteneciente a Laboratorio de Microscopía del Departamento Ciencias de la Tierra, UdeC.

**Natural microgauge*: Microestructura usada para obtener datos cuantitativos de una roca.

- Su clasificación litológica, es según: rocas intrusivas QAPF (Streckeisen, 1976); siliciclásticas composicional (Folk, 1968) y textural (Nichols, 1999), con carta para la estimación de esfericidad, redondez y grado de selección (Tucker, 1988); carbonáticas, sobre la base de su textura depositacional (Dunham, 1962) y composicional (Folk, 1962).
- Respecto al análisis cinemático, la determinación del eje deformante de alargamiento T y acortamiento P máximo, así como su diagrama de diedro en fallas, es por medio del *software Faultkin 7.6.*, de Dr. *Allmendinger*, año 2017, cuando la deformación es homogénea.
- El análisis descriptivo de fallas se basa en McClay (1987); pliegues en Fleuty (1964 en Niemeyer, 2008), según manteo de plano axial y buzamiento del eje; ángulo interlimbal McClay (1987) y determinación del estilo de plegamiento, según diagrama π propuesto por Ragan (1985 en Rowland, 2007).
- El análisis dinámico es a través de *software* Multiple Inverse Method (MIM) (Yamaji, 2000), que corresponde a una técnica numérica para detectar el estado de esfuerzo a partir de información heterogénea obtenida de fallas geológicas o mecanismos focales.

Su base de datos la constituye la actitud de la falla, trend / plunge de la estría, el sentido de movimiento y un valor k , con el cual genera subgrupos de k elementos (fallas), que utiliza para determinar σ_1 y σ_3 , hasta haber combinado todas las estructuras. Dicho valor k corresponde a un número entero entre 3 y 8, dependiente de la población de datos. Para este trabajo se utiliza un valor $k = 5$, sugerido por (Yamaji, 2000), para bases de datos con $N < 100$ (N cantidad de fallas).

Una vez ingresados los parámetros anteriores, el *software* genera dos proyecciones del tipo hemisferio inferior de igual área. El estereograma izquierdo representa σ_1 y el derecho σ_3 .

Cada estereograma está relleno con puntos de colores que tienen una cola (*tadpole*), que corresponde a la orientación de los esfuerzos principales, resultantes de la iteración de cada subconjunto de fallas. Para obtener un valor representativo del estado de esfuerzo, es necesario identificar manualmente los *cluster* de σ_1 , σ_3 y Φ . Para ello, cada punto cuenta con un color, según su valor de Φ (entre 0 y 1), una cola cuya orientación indica la ubicación relativa de su par en el otro estereograma y una longitud inversamente proporcional al *plunge*

de su par, es decir, entre más larga la cola de un punto en la proyección de σ_1 , menor es el ángulo de buzamiento de su par en la proyección de σ_3 . Una vez seleccionados los *cluster* y valor predominante de Φ , se obtiene como resultado el estado de esfuerzo (σ_1 , σ_3 y Φ).

Para este trabajo, se divide la inclinación en ejes de esfuerzos σ_1 y σ_3 , en tres categorías, según su ángulo de buzamiento. El primero de ellos, clasificado como “subhorizontal”, está comprendido entre 0° - 19° , el segundo denominado “oblicuo” tiene valores entre 20° - 59° y finalmente designado como “subvertical” los ángulos mayores a 60° .

Para apoyar los resultados de esfuerzos obtenidos en *software* MIM, se procesan todas las vetillas y diques en *software* Dips 5.0., al cual se incorporan los datos de rumbo y manteo para generar diagramas de densidad de polos. Su génesis requiere de espacio que se produce cuando la estructura tiene orientación subparalela a σ_1 , de esta manera el tratamiento de una población de vetillas y diques muestra sus polos cercanos a σ_3 del estado de esfuerzo que las origina.

- Confección de mapeo regional a escala 1:50.000 (Anexo de figuras A10); presenta mayor detalle respecto del último reconocimiento en 1.993, Carta Geológica de Chile N° 73.

Finalmente el mapeo anteriormente señalado, es modelado tridimensionalmente en *software* Gemcom Surpac 6.3.2.

Por otra parte, definir el orden de las estructuras implica un concepto de escala que depende del lugar e interpretaciones geológicas que se realicen en el área de mapeo (aquí no es el tratamiento de labores mineras), por ello se consideran parámetros de correlación propios que permitan establecer su continuidad. Entre los criterios más usados comprenden su orientación – relleno – espesor e índice cinemático (Tabla 1.2.).

Tabla 1.2. Orden en discontinuidades.

Orden de Magnitud	Estructura	Definición	Ejemplo
Primer Orden	Distrital	Zonas de discontinuidad distrital con una extensión hectométrica y espaciamiento kilométrico. El núcleo central alcanza espesores métricos hidráulicamente más activo caracterizado por arcillas y compuestos férricos acompañado generalmente por zonas de intenso fracturamiento.	CZC Cerro Calera ZDF Cerro La Cruz ZDF La Palmilla ZDF La Herradura Falla Los Espinos Falla La Tetera
Segundo Orden	Maestra	Las características son similares a las discontinuidades de primer orden, sin embargo poseen un espesor centimétrico con menor contenido de arcillas y menor frecuencia de fracturas.	Falla La Campanita Grande Falla de Crecimiento CC Falla El Guanaco
Tercer Orden	Mayor	Zonas de fracturas locales con un espaciamiento decimétrico a hectométrico y espesores centimétricos sin contenidos de arcilla.	Falla Los Lazos ZDC Los Lazos Sitio 1
Cuarto Orden	Menor	Zonas de fracturas locales con espaciamiento y persistencia métrica que se acomodan en venas	<i>Stock</i> La Campana y aureola de contacto

Respecto de la **orientación**, se determina la dirección de los *set* estructurales conforme al diagrama de contorno de la concentración de polos, ya que permite discriminar sistemas de fallas según dirección de manto, no así un diagrama de roseta. Estos se definen mediante el trazado de “ventanas” alrededor de la mayor densidad resultando su orientación media en una proyección de igual área de hemisferio inferior, según la distribución de *Fisher*, por su mayor precisión en contornos con limitado ingreso de datos. El umbral mínimo para el universo de fallas medidas, con el fin de obtener resultados más admisibles, se estima proporcionalmente al área de estudio realizado en (Carrizo *et al.*, 2008).

El **relleno** se distingue de acuerdo al régimen de deformación (ej. *gouge* / milonita), considerando la fábrica y paragénesis hidrotermal o metamórfica índice porcentual, para la zona interna y halo.

El **espesor** o potencia de la zona de falla y/o cizalle, depende entre otros factores, de las propiedades mecánicas de la litología afectada, magnitud del *stress* y el tiempo o estimación relativa de actividad en la falla que permiten expandir la zona de daño.

1.4. TRABAJOS ANTERIORES

Las primeras observaciones geológicas en la zona de estudio se remontan al año 1.834, cuando **Charles Darwin** visita el lugar y asciende el Cerro La Campana, en una excursión que dura tres días. Se refiere a la masa de rocas intrusivas que constituyen la cima del cerro y rocas estratificadas que afloran hacia el oeste.

Hemmer & Bianchi (1935) investigan varias minas de la Cordillera de la Costa, entre La Calera y el Cajón de San Pedro, de norte a sur, y desde el Valle de Quillota hasta el Cajón de la Gloria, de oeste a este. Consignan observaciones sobre la geología, estructura y tectónica.

Juan Bruggen (1950) precisa las descripciones de Darwin relativas al metamorfismo en rocas estratificadas, recolecta fauna fósil y designa la cumbre como intrusivo gábrico.

Thomas (1954, 1958) realiza primer levantamiento geológico regional en la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga, define unidades litoestratigráficas a escala 1:100.000, sin embargo, el distrito La Campana no es mapeado.

Tidy (1970) define seis unidades litológicas (C1 a C6) y caracteriza los yacimientos según morfología, control de la mena, origen y potencialidad minera en el distrito La Campana.

Piracés & Makshev (1977) presentan la geología regional de la Hoja Quillota a escala 1:250.000, definen formaciones del área y eventos intrusivos.

Rivano (1996) en un informe inédito presenta la geología de las Hojas Quillota y Portillo. Actualiza la geología descrita en la Hoja Quillota, por Piracés & Makshev en 1977.

Rankin (2003) en base a un análisis estructural en distrito El Soldado, determina las estructuras NS como hospedantes de mineralización y concluye que controles estructurales NW – SE están episódicamente espaciados cada 7 – 8 km, resultantes para la determinación de *targets*.

González & Carrizo (2006) validan el modelo estructural de la mina El Soldado, entregando datos cinemáticos de las principales estructuras del yacimiento.

González (2015) actualiza el modelo estructural de yacimiento El Soldado.

1.5. AGRADECIMIENTOS

El autor de esta memoria agradece a profesores y funcionarios del Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, por todo el apoyo brindado en este trabajo y la formación profesional. Realizo mención de los profesores Jorge Quezada, por su interés, aceptación y patrocinio del estudio propuesto; André Steenken, por su asesoría en los contenidos y la entrega de literatura indispensable; Oscar Figueroa por sus comentarios a cerca de las secciones delgadas y al resto del cuerpo académico, que ante cualquier duda han otorgado respuesta vía correo electrónico. Al sr. Luis Vásquez por instalar el *software* Arcgis y facilitar el espacio para trabajar en el estereoscopio; Lucy Henríquez por la búsqueda y préstamo de material bibliográfico y a Lilian Herrera del Departamento de Geología, Universidad de Chile.

A CONAF y al equipo de guardaparques del Parque Nacional La Campana (PNLC).

Al personal técnico del taller de corte en SERNAGEOMIN, por la preparación de secciones delgadas orientadas.

A la sra. Zunilda Vera por brindarme la autorización e información de su propiedad en fundo El Rulo – Los Quillayes, localizado en el piedemonte de Cerro Santa Teresa.

A mis padres por su apoyo y cariño, a cada uno de ellos muchas gracias.

2. MARCO GEOLÓGICO

La geología para la zona de estudio comprende las siguientes formaciones ordenadas desde la más antigua a más nueva: Formación Ajial, Formación Cerro Calera, Formación Horqueta, Formación Lo Prado y Formación Confluencia. Para las unidades intrusivas, corresponden la Superunidad Cavilolén de edad Jurásico Superior y *stock* La Campana de edad Cenomaniano.

2.1. ROCAS ESTRATIFICADAS

2.1.1. Formación Quebrada del Pobre

La formación fue definida por (Thomas, 1958), para un conjunto de rocas sedimentarias marinas, que en su localidad tipo, yace en discordancia sobre rocas volcánicas de edad Triásico, sin embargo, al norte de Río Aconcagua se dispone en discordancia sobre el basamento Paleozoico y su techo grada transicionalmente a “queratófiros” (*) de la Formación Ajial. Su litología consiste en areniscas y conglomerados de grano fino, lutitas fisibles, lentes de calizas, areniscas cuarzo – feldespáticas, y hacia el sur comienzan a intercalarse rocas volcánicas, principalmente queratófiros y tobas.

En base a su asociación faunística de pelecípodos, corales y más raramente ammonites, se le ha asignado una edad Sinemuriana. Su litología y contenido fósil indican un ambiente de formación de plataforma sublitoral a litoral (Vergara *et al.*, 1995).

2.1.2. Formación Ajial

2.1.2.a. Definición y relaciones estratigráficas

(Thomas, 1958; Piracés & Maksaev, 1977) la definen como una secuencia de lavas andesítico – basálticas con intercalaciones de tobas, brechas y rocas sedimentarias lenticulares.

* Queratófiros: Nombre antiguo para designar ignimbritas afectadas por metamorfismo de muy bajo grado.

Su localidad tipo corresponde al Cerro Piedra Trepada, donde se dispone en concordancia sobre la Formación Quebrada del Pobre, mientras que hacia el sur de Cerro Cuajo, su límite superior es concordante con las calizas de la Formación Cerro Calera, no así hacia el norte, donde desaparecen y la Formación Ajial pasa directamente a la Formación Horqueta de litología muy similar. Afloramientos en contacto por intrusión de granitoides jurásicos, se registran en puente Boco y Cerro Mayaca, vinculados a la prolongación sur de la Superunidad Mincha (Rivano, 1996).

2.1.2.b. Distribución, litología y espesor

Comprende afloramientos en los cerros Piedra Trepada, Alto del Francés hasta San Pedro en una franja de elongación N – S. Predominan lavas andesítico – basálticas y riódacíticas, asociadas a pórfidos andesíticos y dacíticos, junto a depósitos piroclásticos de caída y flujo (ignimbritas), que se intercalan y gradan hacia el este a rocas sedimentarias.

El espesor en su localidad tipo es de 1.400 m (Cancino, 1992).

2.1.2.c. Edad, correlaciones y condiciones de depositación

La fauna proveniente de esta formación se caracteriza por la escasez de ammonoideos, sólo se documenta el hallazgo de un molde en la Meseta de Pucalán, que Covacevich (1975) determinó como *Sonninido*, esto permitiría asignar a esas capas una edad Bajociana y en consecuencia dejar de considerarlas como parte de la Formación Quebrada del Pobre y correlacionarla con la intercalación sedimentaria más alta de la Formación Ajial.

Considerando: a) Que el biocrón de los *Sonninidos* abarca desde el Aaleniano alto hasta la base de la zona *humphriesianum*. b) Que en la parte basal de la Formación Cerro Calera, cuya base ha sido asignada a la zona del *Otoites sauzei* y a la zona *sowerbyi* – *sauzei* indiferenciadas, también se han encontrado ejemplares de *Sonninidos*. Entonces, es probable que la edad mínima de la Formación Ajial sea Bajociano medio (zona de *S. sowerbyi*) hasta Bajociano inferior (Aaleniano alto). La edad máxima de la Formación Ajial debe ser post – Sinemuriano, ya que ésta yace

sobre la Formación Quebrada del Pobre, en la cual Fuanzalida, H. (en Muñoz – Cristi, 1938) y Corvalán (en Thomas, 1958) determinan asociaciones faunísticas pertenecientes al Sinemuriano.

Se correlaciona hacia el norte según su contenido fósil con los Estratos de Pupio (Rivano & Sepúlveda, 1991).

Las intercalaciones sedimentarias con fósiles marinos indican que esta unidad se habría generado en un ambiente de engrane entre un dominio volcánico y una zona de plataforma continental somera con aportes de proveniencia continental. La persistente coloración rojiza sugiere un origen subaéreo para gran parte del material volcánico, cuyos centros de emisión se habrían situado hacia el sector occidental del área de afloramiento actual (Piracés, 1976). Análisis geoquímicos indican que los litotipos máficos e intermedio poseen afinidades calcoalcalinas con alto contenido en potasio y basaltos de naturaleza shoshonítica según diagramas de discriminación geotectónica, concordante con un ambiente de cuenca marginal ensiálica (Cancino, 1992).



2.1.3. Formación Cerro Calera

2.1.3.a. Definición y relaciones estratigráficas

Su nombre es propuesto por Piracés, (1976) para designar a una secuencia sedimentaria marina litoral a sublitoral que sobreyace concordantemente a rocas volcánicas de la Formación Ajial y subyace de igual forma a lavas, brechas, conglomerados y areniscas rojas de la Formación Horqueta, alcanzando su mejor desarrollo en el cerro homónimo. Con anterioridad esta secuencia sedimentaria fue incluida en el miembro Nogales de la Formación Melón (Thomas, 1958).

Al sur de Río Maipo aflora en inconformidad sobre basamento paleozoico (Nasi, 1981) y es instruida por granitoides Jurásico Superior de la Unidad Cavilolén (Rivano, 1996) y cretácicos de la Unidad La Dormida (Gana *et al.*, 1994). Se reconoce esta unidad en el área del Cerro La Campana denominándola C1 (Tidy, 1970).

2.1.3.b. Distribución, litología y espesor

Aflora como una faja elongada N – S, desde el sector occidental del Cordón de Culiprán, frente a la localidad de Pabellón, al sur de Río Maipo, hasta las quebradas de Chicharra y Ossandón, al norte de Río Petorca, dispuesta en flanco oriental de un monoclinal, en sector de La Calera e interrumpida por sedimentos cuaternarios que rellenan los valles.

El miembro inferior La Cruz (Jlc), tiene un desarrollo areal relativamente uniforme, alcanzando en su localidad tipo un espesor de 960 m, mientras que el miembro superior Los Rodeos (Jlr) 320 m, el cual sufre un importante cambio de facies desde el Cerro La Calera hacia el sur, donde adquiere un carácter más arenoso y tobáceo con una disminución acentuada de las rocas carbonatadas.

Basado en la distribución vertical de los tipos litológicos y de un nivel guía de conglomerado cuarzo – feldespático, Piracés, (1976) propone la distinción de dos miembros:

- **Miembro La Cruz** (Inferior): predominan areniscas, conglomerados y tufitas de coloración gris verdosa con intercalaciones de andesitas con textura fluidal. Alcanza un mejor desarrollo y exposición en Cerro La Calera.
- **Miembro Los Rodeos** (Superior): constituido por calcarenitas, calcilutitas y calizas bioclásticas de color gris y hacia la base conglomerado cuarzo – feldespático. Este miembro tiene su mejor desarrollo en el flanco noroccidental del Cerro Navío.

2.1.3.c. Edad y condiciones de depositación

La fauna de la Formación Cerro Calera indica la presencia de tres horizontes cronoestratigráficos que en conjunto señalan el Bajociano medio y superior. El horizonte inferior, ubicado cerca de la base del Miembro La Cruz, está documentado por formas de *Sonninidos* que indican fundamentalmente las zonas *S. Sowerbyi* y de *O. Sauzei*. El horizonte medio, próximo al anterior y estratigráficamente no diferenciado de él, corresponde a la zona *humphriesianum*. El horizonte superior, localizado en el Miembro Los Rodeos, ha sido estudiado en base a una asociación

formada por ammonoideos, zonas subfurcatum y garantianum, que le confiere una edad Bajociano superior (Covacevich & Piracés, 1976). La edad de la Formación Cerro Calera queda documentada en base a los tres horizontes cronoestratigráficos, vale decir, es Bajociano medio y superior.

Condiciones sublitorales a litorales son determinadas en base a conglomerados, calizas oolíticas con fauna de pelecípodos y gastrópodos.

2.1.4. Formación Horqueta

2.1.4.a Definición y relaciones estratigráficas

Definida por (Piracés, 1976). Unidad volcánica y volcanoclástica continental dispuesta en concordancia sobre la Formación Cerro Calera o bien sobre la Formación Ajial cuando la anterior no se presenta. Su localidad tipo se encuentra en el flanco occidental de Cerro Horqueta donde Thomas, (1958) denomina originalmente como Miembro Horqueta a las rocas volcánicas superiores de la Formación Pachacama (Thomas, 1958).

Subyace en concordancia a la Formación Lo Prado (Gana *et al.*, 1996).

2.1.4.b. Distribución, litología y espesor

En la zona de estudio se distribuye en una franja N – S, desde El Melón hasta Cerro La Campana. Se divide en dos miembros que de base a techo corresponden (Piracés & Makshev, 1977):

- **Miembro Navío (MN):** caracterizado por la presencia de queratófiros fluidales con intercalaciones de areniscas tobáceas. Tiene un espesor de 220 m y se distribuye en el Cerro Navío.
- **Miembro Santa Teresita (MST):** predominan en su parte inferior lavas andesítico – basálticas con texturas de fluidez y brechas volcánicas con clastos andesíticos a riolítico – dacítico, mientras que hacia la zona superior depósitos volcanoclásticos de tobas e

ignimbritas en intercalación con rocas sedimentarias detríticas. Los productos volcánicos tienen una marcada coloración pardo rojiza. Su espesor alcanza los 800 m y corresponde al Miembro Horqueta de Thomas, (1958) expuesto al norte del Río Aconcagua y a la unidad C – 2 (Tidy, 1970) del sector Cerro La Campana. Tiene su mejor desarrollo en los alrededores de la mina Santa Teresita.

2.1.4.c. Edad, correlaciones y condiciones de depositación

La Formación Horqueta tiene una edad mínima Jurásico Superior, ya que infrayace al Miembro Patagua de la Formación Lo Prado, que corresponde a la unidad donde Aliste, Pérez & Carter, (1960) encontraron ammonites que evidencian los pisos Berriasiano y Balanginiano. La edad máxima de esta Formación es post – bajociana, porque sobreyace al Miembro Los Rodeos, donde Covacevich & Piracés (1976) dan a conocer una fauna de ammonoideos que señala el Bajociano, sin embargo, considerando que en el rango cronoestratigráfico asignado a esta formación volcano – clástica terrígena, es muy conocido el ciclo continental del Kimmeridge, que está bien representado en la cordillera de Los Andes de Chile central por la clásica Formación Río Damas (Klohn, 1960), constituida por sedimentos clásticos y volcánicos terrestres y que no se conoce un episodio continental de esta magnitud en una posición cronoestratigráfica distinta de la anterior, es que se sugiere para esta formación una edad Kimmeridgiano (Piracés, 1976).

En el sector de Santa Cruz se puede correlacionar, en términos generales, con la parte inferior de la unidad informal Estratos de Lajuela (Muñoz – Cristi & Karzulovic, 1958). En Curepto se reconoce una secuencia litológicamente similar denominada Formación Altos de Hualmapu (Morel, 1981).

Su ambiente depositacional es continental, dominado por un fuerte volcanismo efusivo explosivo, acompañado de engrosamiento cortical debido a la colmatación por relleno de material volcánico, que determina el retiro del dominio marino del sector durante el Jurásico Superior (Cancino, 1992).

2.1.5. Formación Lo Prado

2.1.5.a. Definición y relaciones estratigráficas

Unidad sedimentaria marina y volcánica, asociada a una secuencia transgresiva de edad Cretácico Inferior, expuesta al sur de la Cuesta Lo Prado, definida inicialmente por (Thomas, 1958). Con nuevos antecedentes (Piracés & Maksaev, 1977) denominan Formación Lo Prado al conjunto litoestratigráfico representado al norte de Río Aconcagua por la Formación Patagua (Aliste *et al.*, 1960) y las formaciones Lo Prado y Pachacama al sur de Río Aconcagua (Thomas, 1958).

Se define una relación en paraconformidad con la Formación Horqueta y subyace en concordancia con Formación Veta Negra (Wall *et al.*, 1996) e intruida por granitoides del Cretácico Superior (Plutón Caleu).



2.1.5.b. Distribución, litología y espesor

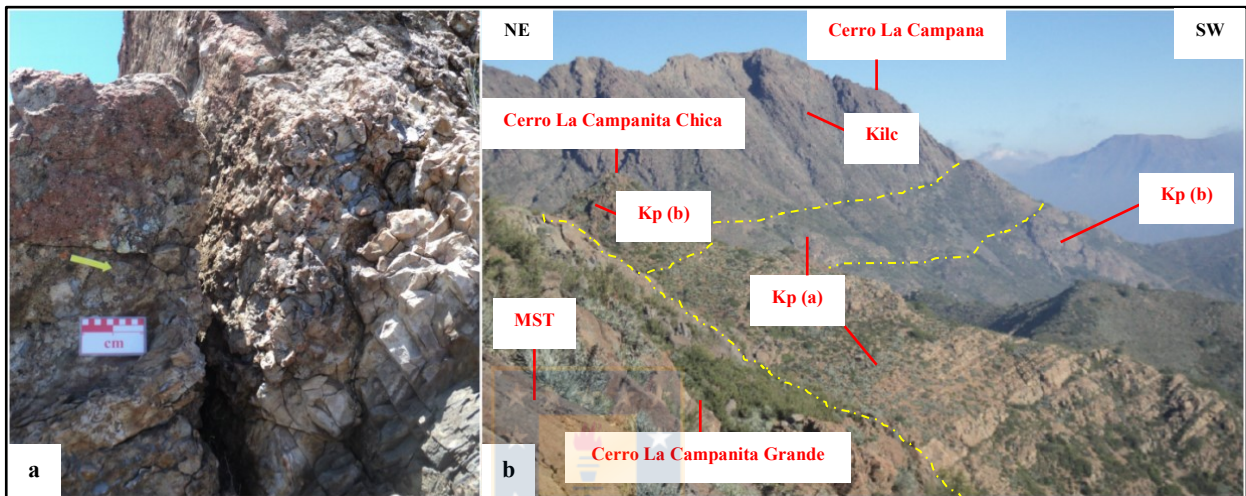
La formación tiene una distribución submeridiana, aflora en las localidades de Caimanes, Tilama y Artificio, para luego continuar al sur pasando al oeste de Cabildo, Estero El Carretón y Cerro La Campanita Chica.

La zona de estudio comprende los siguientes miembros:

- **Miembro inferior o Patagua Kp (a):** 1.970 m de potencia promedio. Secuencia sedimentaria marina en parte fosilífera, compuesta por limolitas, lutitas, areniscas y conglomerados con escasas intercalaciones de lavas andesíticas. Su base lo constituyen areniscas masivas seguidas hacia techo por areniscas finamente laminadas coronadas localmente por niveles de coquina (Fotografía 2.1. a). Los colores predominantes son generalmente gris en roca fresca a pardo amarillento alterada. En la campaña de terreno realizada por (Rivano, 1996), colecciona restos fósiles del tipo bivalvia (*Exogyra* sp.),

ammonoidea (*Olcostephanus* sp., *Spiticeras* sp.), vermes (*Serpula* sp.), pisces (indeterminado) y vegetalia (indeterminado).

- **Miembro superior Kp (b):** 2.150 m de potencia promedio. Está constituido principalmente por rocas volcánicas andesíticas, brechas y traquitas con intercalaciones de areniscas, tobas y calizas.



Fotografía 2.1. Litología y miembros de la Formación Lo Prado: **a)** Nivel de coquina hacia techo de Miembro inferior, Kp (a). **b)** Panorámica contacto de ambos miembros en Cerro La Campanita Chica. La cumbre de este cerro está formada por lavas andesíticas del miembro superior Kp (b), en segundo plano y en mayor relieve se observa la cumbre del Cerro La Campana, Unidad La Campana (Kile). Formación Horqueta, tobas pardo rojizas en Miembro Santa Teresita (MST), vista en primer plano de Cerro La Campanita Grande.

2.1.5.c. Edad, correlaciones y condiciones de depositación

Su asociación faunística más relevante corresponde a bivalvos (*Exogyra* sp.) y ammonites (*Olcostephanus* sp.; *Spiticeras* sp.), que en conjunto señalan el intervalo Berriasiano – Barremiano (Nasi, 1981). Este rango se corrobora según datación $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ en albita de un dique traquítico emplazado en el miembro superior, se obtiene una edad mínima de la mineralización en el distrito El Soldado de $132 \pm 3,1$ Ma (Boric & Munizaga, 1994). La Formación Lo Prado forma parte de la serie de unidades del Cretácico Inferior. Su extensión al norte corresponde a la Formación Arqueros, según (Rivano, 1996).

Esta unidad marca el inicio de un período de actividad volcánica intensa en condiciones de expansión cortical. Los sedimentos marinos indican un ambiente marino sublitoral con aporte terrígeno cercano (Covacevich, 1987).

2.1.6. Formación Veta Negra

Unidad volcánica que consiste en flujos básicos a intermedios, tipo ocoítas, con intercalaciones sedimentarias subordinadas, emplazados en un ambiente continental. Se dispone concordantemente sobre la Formación Lo Prado, e infrayace de igual forma a Formación Las Chilcas (Thomas, 1958). Es intruida por granitoides del límite Cretácico Inferior – Superior (Albiano – Cenomaniano). Thomas (1958), distinguió dos miembros en esta formación:

- **Miembro Purehue (inferior):** conformado por rocas volcánicas y sedimentarias rojas. Las rocas volcánicas son lavas andesíticas frecuentemente brechosas y/o vesiculares. Hacia techo, estas rocas disminuyen y predominan los sedimentos rojizos, principalmente areniscas, conglomerados y brechas. Su ambiente de formación es continental volcánico. Su espesor alcanza hasta los 2.400 m (Gana *et al.*, 1996).
- **Miembro Ocoa (superior):** formado casi completamente por ocoítas, con menores intercalaciones de tobas y areniscas. Las condiciones de depósito corresponden a un ambiente continental volcánico. En la localidad de Ocoa poseen una potencia de 4.000 m (Gana *et al.*, 1996).

En base a sus relaciones estratigráficas se le asigna una edad Barremiano – Albiano, subyacida por la Formación Lo Prado de edad Hauteriviana e intruida en su parte superior por granitoides de edad Cenomaniana (Munizaga & Vicente, 1982). En el yacimiento El Soldado una edad $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa de $122,7 \pm 1,1$ Ma proveniente de un dique ocoítico emplazado en la Formación Lo Prado, es asignada a la edad del magmatismo ocoítico de la Formación Veta Negra (Boric & Munizaga, 1994).

2.1.7. Formación Caleta Horcón

Thomas (1958), denominó así a los sedimentos poco consolidados a lo largo del acantilado costero entre Maitencillo y Horcón. Está compuesta principalmente por areniscas, en parte arcillosas, por arcillolitas y limonitas. La formación es discordante a las unidades más antiguas estratificadas e intrusivas que afloran a lo largo de la Cordillera de la Costa y son a su vez cubiertas por depósitos eólicos cuaternarios y/o pleistocenos, que enmascaran su distribución tierra adentro. En algunos sectores es posible observar como gradan a gravas continentales de origen fluvio aluvional.

En relación a su edad, el único trabajo disponible sobre esta secuencia son las determinaciones de Tavera (1960), quien reconoció especies que aparecen en el Mioceno (*Dentalium* sp.; *Balanus psittacus*) y otras restringidas al Plioceno (*Monoceras pyrulatus Phillipi*; *Monoceras blanvillei d' Orb.*; *Monoceras doliaris Phil.*; *Monoceras laevis Phil.*).

2.1.8. Formación Confluencia (T_c)

Espiñeira, (1989) distinguió en los valles de La Ligua, Catapilco, Limache y Valle del Río Aconcagua, una secuencia de gravas y ripios con intercalaciones de arenas poco consolidadas que se distribuyen en terrazas altas y con potencias de 50 a 100 m. Se distribuye en Estero Quilimarí, valles de La Ligua, Catapilco, Limache y Río Aconcagua en la localidad de Rautén con imbricación de los clastos mayores, de origen fluvio aluvional.

Se dispone discordantemente sobre unidades paleozoicas y jurásicas que afloran en la costa e interdigita lateralmente con la Formación Caleta Horcón (Espiñeira, 1989). Es cubierta por sedimentos eólicos y aluvionales recientes. Según esta relación se determina una edad Plioceno.

2.1.9. Sedimentos cuaternarios no consolidados (Q_{ac})

Comprende sedimentos aluviales, coluviales y depósitos de relleno de valles relacionados a los cursos de agua actuales. Están formados por acumulaciones de grava y ripio, regular a mal

estratificados junto a limos y arenas con buena estratificación. Se trata en la mayoría de los casos de depósitos de valle y algunos conos de deyección que evolucionan de acuerdo con la abundancia e intensidad de las precipitaciones.

2.2. ROCAS IGNEAS

El plutonismo del Jurásico Medio marca el inicio de la evolución magmática mesozoica asociada a la subducción del ciclo andino cuyos focos migran hacia el este formando franjas plutónicas de orientación N – S, paralelas y con tendencia de una mayor diferenciación (30° - 37° S) (Parada *et al.*, 1988). Incluyen una serie de cuerpos de litología variable desde gabros a leucogranitos con predominio de tonalitas y granodioritas de anfíbol y biotita, en tanto, de forma subordinada granitos, monzodioritas cuarcíferas y dioritas.

En la zona de estudio, aflora la Superunidad Mincha (Rivano *et al.*, 1985) de edad Jurásico Medio a Superior y el batolito Caleu – La Campana. Este último, posee un ancho de 12 a 15 km y largo 25 km en dirección N – S, extendiéndose más allá de los 33° S. La unidad intrusiva perteneciente a dicho cuerpo corresponde a La Campana, de edad Cenomaniano del Cretácico Superior (Parada *et al.*, 2005).

2.2.1. Superunidad Mincha

Constituye la franja más occidental de los intrusivos meso – cenozoicos y conforman gran parte de la Cordillera de la Costa y Planicies Litorales, aflorando en forma discontinua con rumbo general N – S y ancho promedio de 15 km, alcanzando un máximo de 35 km, en el borde sur de la Hoja Quillota (Rivano, 1996). Intruyen a rocas paleozoicas (Unidad Cochoa) y del Triásico – Jurásico Medio (Formaciones Pichidangui, La Ligua, Los Molles, Quebrada del Pobre, Ajial y Cerro Calera) y están cubiertos por sedimentos consolidados y no consolidados del Neógeno y Cuaternario. En el área de estudio se reconoce sólo una de las cuatro unidades asociadas:

2.2.1.a. Unidad Cavilolén

Definida por (Rivano *et al.*, 1985), es igual a la Unidad Limache de (Españeira, 1989). Es la más extensa de las unidades jurásicas, constituye un batolito y cuerpos menores asociados; sus principales subunidades son: Petorca – Quilimarí, Guaquén, La Ligua, Las Salinas, El Melón – Catapilco, Zapallar, Quintero y Santa Teresa. Petrográficamente corresponden a granodioritas, tonalitas y monzogranitos de biotita y anfíbol. La textura es fanerítica de grano grueso con $10 < IC < 24$, son comunes las evidencias de cataclasis. Las edades K – Ar en biotita varían entre 156 a 166 Ma, es decir, entre los pisos del Kimmeridgiano y Caloviano (Españeira, 1989).

2.2.2. Unidad La Campana

Se localiza en el borde occidental y cubre alrededor de 8 km² en el sector del Cerro La Campana (Fotografía 2.1. b), relacionado a zonas de alteración hidrotermal y depósitos de cobre – *skarn* (Tidy, 1970). Se trata de un cuerpo de gabro y dioritas subordinadas, de color gris oscuro a negro $IC > 65$, de grano medio a grueso. La textura es hipidiomorfa granular ofítica a subofítica. Microscópicamente se observa plagioclasa zonada con sericitización incipiente, localmente reemplazada por epidota. El piroxeno es diópsido con algo de hipersteno, reemplazado a actinolita (Tidy, 1970). La magnetita e ilmenita aparecen como accesorios más abundantes, rellenando espacios intercristalinos y fracturas. Corresponde a la unidad más joven, cuya edad en base a cronología K – Ar en plagioclasa, se estima próximo a los 100 Ma (Parada *et al.*, 2005).

2.3. MARCO GEOTECTÓNICO

El área de análisis pertenece a la zona de suprasubducción en la región de antearco respecto al actual margen andino de Chile central. Entre las características del margen continental que destacan aproximadamente a los 33° S, las que hacen de este lugar una zona de segmentación y transición latitudinal comprenden: la subducción del *Ridge* de Juan Fernández (RJF) (Yañez *et al.*, 2001); la zona de *flat slab* (28° - 33°S) con transición a subducción normal hacia el sur (Kley *et al.*, 1999); la ausencia al norte y presencia al sur de un arco volcánico activo (Zona Volcánica Sur) (Kay *et al.*, 1991); la transición de Valles Transversales hacia el norte a Valles

Longitudinales (Depresión Central) hacia el sur (Fariás, 2007); el cambio en la dirección de la fosa y la cadena andina de N – S hacia el norte a NNE – SSW hacia el sur (Oroclino del Maipo) (Fariás, 2007); aumento en la tasa de precipitación (acreción de sedimentos), acompañada de una disminución topográfica de la cordillera y grado isostático hacia el sur (Fariás, 2007) (Figura 2.1.).

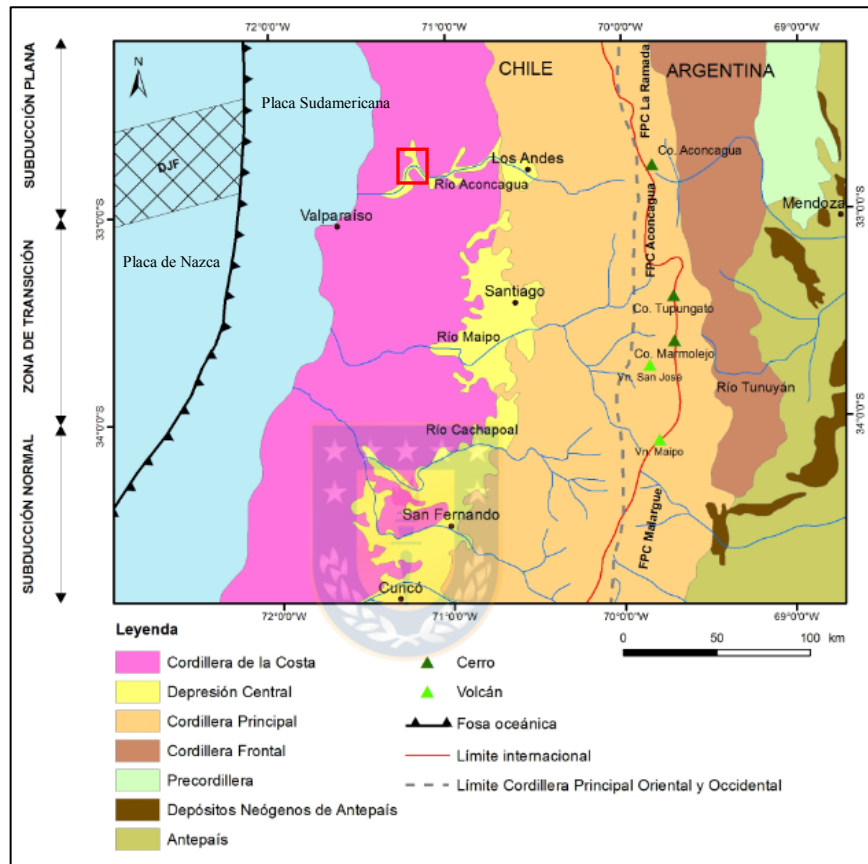


Figura 2.1. Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los (32° - 35° latitud sur): **DJF** (Dorsal de Juan Fernández). Tomado de (Fock, 2005). En cuadro rojo, se encuentra zona de estudio.

La formación de las respectivas unidades geológicas se generan a partir del inicio del Ciclo Andino en el Triásico Superior con la reactivación de la subducción oblicua en un régimen extensional de bajo *stress* cuya evolución se aproxima a las etapas propuestas por Charrier *et al.* (2007).

En esta primera etapa contemporáneamente a la fragmentación de Gondwana – Pangea la placa oceánica Aluk subduce bajo la placa Sudamericana, en una fase de trastensión sinistral, hasta el Cretácico Inferior. El ascenso del manto astenosférico causa un ambiente extensional sin generación de corteza oceánica (cuenca marginal abortada) con la creación de un sistema paleogeográfico de intra y trasarco (Plataforma de Aconcagua) caracterizados por una alta tasa de subsidencia, adelgazamiento cortical y presencia de volcanismo bimodal, forman una topografía de bajo relieve cercana al nivel del mar (Vergara *et al.*, 1995).

Se evidencian tres fases magmáticas de mayor intensidad durante el Mesozoico en la zona de estudio (Piracés, 1979):

a) Pliensbachiano superior – Bajociano inferior con volcanismo principalmente durante el Aaleniano. Entre el Bajociano y el Oxfordiano sucede el retiro progresivo del mar para las cuencas de tras arco, que da lugar en el Oxfordiano y Kimmeridgiano, la depositación de niveles de yeso que afloran en el Miembro Medio de la Formación Lagunillas, a la latitud de los 33° S (Aguirre, 1960).

b) Kimmeridgiano – Titoniano

c) Valanginiano – Santoniano con su apogeo durante el Cenomaniano – Turoniano

Estos períodos de magmatismo intenso son sincrónicos con fases regresivas y lapsos de alta velocidad de expansión del fondo oceánico; por el contrario, períodos de baja actividad plutono – volcánica son coincidentes con movimientos epirogénicos subsidentes y de transgresión marina.

A fines del Cretácico Inferior, el Plutón Caleu constituye el intrusivo más empobrecido isotópicamente, emplazado cuando la extensión cortical que domina este período alcanza su máximo, seguido por un episodio deformativo de carácter compresivo asociado a la separación total de la placa Africana y Sudamericana, concretándose la ruptura definitiva del Océano Atlántico. A partir de este período existe una convergencia dextral oblicua, entre ésta última placa y Farallón, conocida como la Fase Peruana o Subhercínica que genera plegamiento, alzamiento y altas tasas de erosión, confirmada en base a geocronología metamórfica de la Formación Veta Negra y termocronología del Plutón Caleu; se determina un evento de exhumación entre los 106 – 90 Ma (Albiano – Turoniano) con cruce de la zona de traza de fisión

del apatito entre los 110 – 88 Ma (Albiano – Coniaciano). Esto registra el comienzo del alzamiento en la Cordillera de la Costa de Chile central (27° - 34°S), con el consecuente cierre e inversión de cuencas, aumento en la velocidad de subducción, mayor contacto interplaca, engrosamiento cortical, cese de la subsidencia y disipación del calor tras la migración del arco hacia el este (Parada *et al.*, 2005).

La deformación compresiva está especialmente concentrada en la denominada faja plegada y corrida del Aconcagua, resultante de la deformación terciaria en estilo de escama delgada de las secuencias sedimentarias de la Plataforma del Aconcagua.

Durante el período extensional se forman principalmente yacimientos estratoligados de Cu, Cu – Ag, Cu – Fe – Au, cuerpos vetiformes de Cu y depósitos de Fe, en la Cordillera de la Costa durante el Jurásico Superior (Maksaev, 2001).

Variaciones en la dirección y/o velocidad de convergencia brindan el marco tectónico para evaluar la evolución del orógeno. Períodos de rápida convergencia ocurren a los 49 – 42 y 26 Ma (subducción de Nazca) precursor de la fase Incaica del Eoceno superior – Oligoceno y de la Fase Quechua del Mioceno – Plioceno (formador de los Andes modernos), respectivamente. A partir de los 12 Ma comienza una horizontalización de la placa oceánica sucedida por una disminución en la velocidad de convergencia con el consecuente aumento del acople interplaca.

A los 6 Ma arriba el *Ridge* de Juan Fernández en la latitud 33°S con una exhumación y solevantamiento mayor en los Andes posterior a la intrusión y enfriamiento de pórfidos cupríferos a los 5 Ma (Somoza & Gidella, 2005).

2.4. MARCO ESTRUCTURAL

En Chile central aflora una secuencia estratificada compuesta principalmente por rocas volcánicas y sedimentarias de edad Jurásico a Cretácico Inferior, que constituyen los limbos de un monoclinal caracterizado por su gran potencia (15 km) y manteos (13° - 70°) hacia el noreste.

Las estructuras principales al norte de la anomalía Melipilla (Yáñez & otros, 1998), corresponden a lineamientos y fallas extensionales verticales a subverticales de tendencia NW – SE a NNW – SSE, paralelas a subparalelas a los valles que involucran movimientos de rumbo, rotación y alzamiento de bloques durante el Cretácico. Tales megaestructuras, son herencia de estructuras pre-mesozoicas que afectan al basamento a manera de corredores estructurales espaciados cada 7 – 8 km, en combinación con fallas de transferencia de dirección WNW – ESE en estilo graben, junto a la reactivación de estructuras sinestrasales N – S. En el área de estudio, se descarta una formación de los valles por fallas, sino más bien, obedece a un control litológico y topográfico de la red de drenaje, de acuerdo, a la fotointerpretación y mapeo de campo realizado por el autor de ésta memoria. El sistema de fallas generado dentro de éste régimen transtensional y tensional canaliza el emplazamiento de batolitos y volcanismo asociado dado un vector convergencia NW – SE (Rankin, 2003). La reactivación de fallas normales NW – SE en cinemática dextral, N – S normal y fallas conjugadas NE – SW sinistral ocurren a partir del período compresivo que tiene lugar a comienzos del Cretácico Superior, alrededor de los 98 – 90 Ma (Cenomaniano – Turoniano), relacionado al plegamiento y alzamiento en la Cordillera de la Costa (Gana & Zentilli, 2000). El efecto de eventos compresionales es nuevamente notorio tras el alzamiento continuo de la Cordillera de los Andes con registro de reactivación normal post – Plioceno (Figura 2.2.).

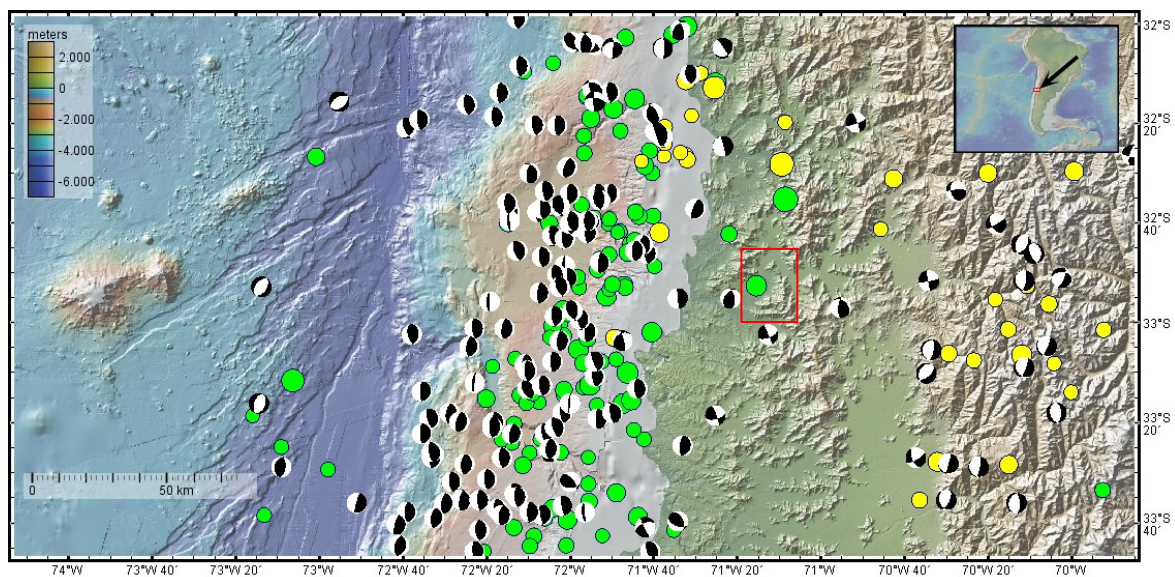


Figura 2.2. Mecanismos focales en el área de estudio: profundidad del epicentro (< 50 km), (50 – 250 km) y Mw. 5 – 9 entre los años 1964 a 1995. Elaborado con GeoMapApp 3.6.10.

3. CONTRIBUCIONES A LA GEOLOGÍA REGIONAL

Entre los aportes referentes a una unidad geológica en particular, resultantes del mapeo en terreno por el autor de esta memoria, se registran:

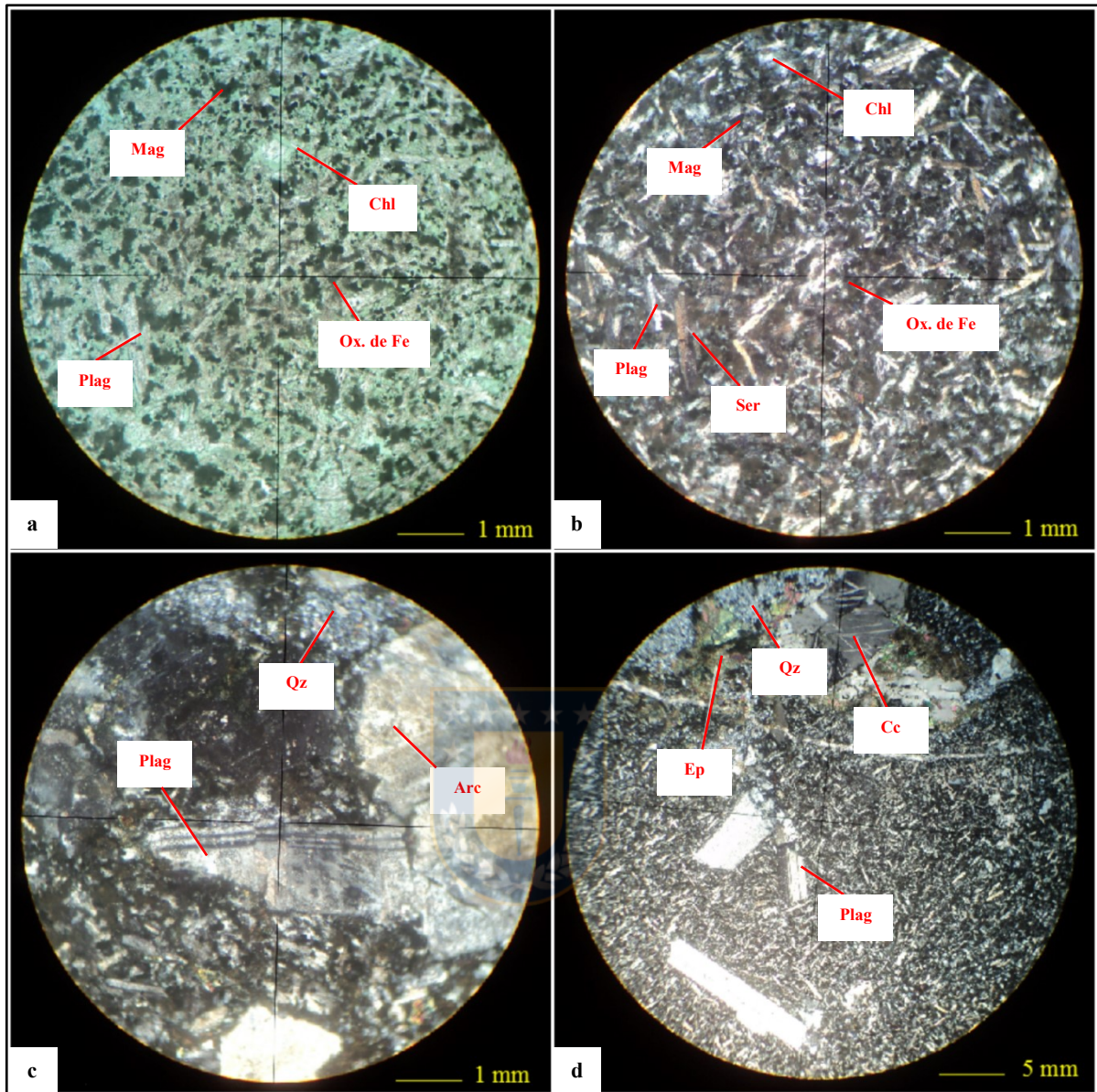
3.1. Formación Ajial

El miembro inferior Ja (a) se encuentra representado por una intercalación de areniscas y coladas de lavas andesítico – basálticas, estas últimas descritas en muestra (M – 150) (Fotomicrografía 3.1.).

Tales coladas son dominantes y morfológicamente sus depósitos se caracterizan por ser muy homogéneos, de geometría tabular con gran extensión areal y por la ausencia de rocas piroclásticas intercaladas entre coladas.

Microscópicamente es una andesita de textura porfídica seriada, localmente glomeroporfídica, según contenido de un 15 % en fenocristales de plagioclasa, euhedral tabular, que alcanzan tamaños que oscilan entre los 1 a 5 mm de longitud; algunas afectas hasta un 15 % por alteración argílica (Ser – Arc). Su masa fundamental afanítica es de coloración gris verdosa oscura, en ocasiones magnética, contiene amígdalas con relleno carbonatado, en tanto, su microestructura se caracteriza por una textura intergranular constituida por microlitos de composición andesina, alterados intensamente a clorita férrica e incipientemente a sericita, junto a epídota diseminada. Hospeda mena de Fe, según magnetita diseminada hasta un 30 %. Como estructura primaria posee fenocristales de plagioclasa embahados y secundaria según microfallamiento en maclas polisintéticas.

En el afloramiento situado en las coordenadas UTM (6.363.889 N / 289.225 E / 19H), existe alteración hidrotermal en vetillas junto a amígdalas con rellenos de (microcuarzo – Cc – Chl – Ep) y mineralización de especularita. La Formación Ajial se encuentra intruida por la Unidad Cavilolén, con afloramientos en puente Boco, Cerro Mayaca y San Pedro.



Fotomicrografía 3.1. Muestra (M – 150): **a)** y **b)** Detalle de la masa fundamental: microlitos seritizados, clorita férrica y abundante magnetita diseminada. Imágenes en LPP y NC respectivamente, aumento 40X. **c)** Lava tectonizada: microfallamiento en maclas polisintéticas. Imagen en NC 40X. **d)** Textura porfídica afectada por alteración hidrotermal en venas y amígdalas rellenas de (microcuarzo – Cc – Chl – Ep). Imagen en NC, aumento 2,5X.

Depósitos piroclásticos de caída pertenecientes al miembro superior Ja (b), son principalmente tobas de coloración gris a pardo, con clastos entre un 5 a 45 %, inferior a 1 cm de diámetro, poseen fragmentos pumíceos en matriz cuarzo feldespática. Brechas volcánicas de color pardo rojizo, con clastos de hasta 10 cm de diámetro, de composición andesítica, riodacítica, y en menor proporción, sedimentarios (6.367.565 N / 289.941 E / 19H). Las rocas sedimentarias

mayoritariamente son areniscas de coloración gris oscura (pseudometamorfizada), masivas, contienen estructuras de paleocanal que alcanzan hasta los 60 m de longitud hacia la base de la formación, presentes en cerros La Pamilla y La Cruz.

Operan procesos diagenéticos, asociados a mecanismos deformantes de solución por presión causantes del microfracturamiento en cuarzo, así como la precipitación en poros de minerales arcillosos u óxidos de hierro alrededor de granos detríticos, según muestra (M – 620A) (Fotomicrografía 6.3.), por tanto, microscópicamente se descarta la ocurrencia de metareniscas pertenecientes a la Formación El Cajón, propuesta por (Piracés, 1976), en base a los criterios de (Vernon, 2004).

Hacia el límite superior, se intercalan conglomerados / areniscas, de coloración amarillo a ocre y fangolitas en depósitos piroclásticos. Flujos de ceniza y pómez a alta temperatura, también rellenan depresiones topográficas compuestas por fragmentos líticos andesíticos y pómez, con textura *fiamme* en una matriz de ceniza pardo rojiza (Fotomicrografía 3.2.).

La muestra (M – 562) corresponde a una toba riolítica, característica hacia techo de la Formación Ajial (6.368.127 N / 293.304 E / 19H). Se compone de: 10 % de plagioclasa fragmental, 5 % minerales opacos < 1 mm, diseminados, y 30 % cuarzo recristalizado bajo flujo a alta temperatura resultante en una textura *fiamme*, con matriz de 45 % compuesta por material silicio y óxidos de hierro.

3.2. Formación Cerro Calera

Litologías representativas de la unidad, se documentan según la muestra (D8 – 22) (Fotomicrografía 3.3.) correspondiente a una arenisca de color gris oscuro, en roca fresca, tiene estratificación gradada alternada en bandas de espesor centimétrico, algunas desplazadas por fallas sinsedimentarias. La localidad aflorante es en Puntilla del Pino (6.371.521 N / 292.478 E / 19H), en una ribera abrupta, correspondiente a restos de antiguos arrasamientos, hacia la base donde confluyen los esteros El Litre y Pucalán en Río Aconcagua.

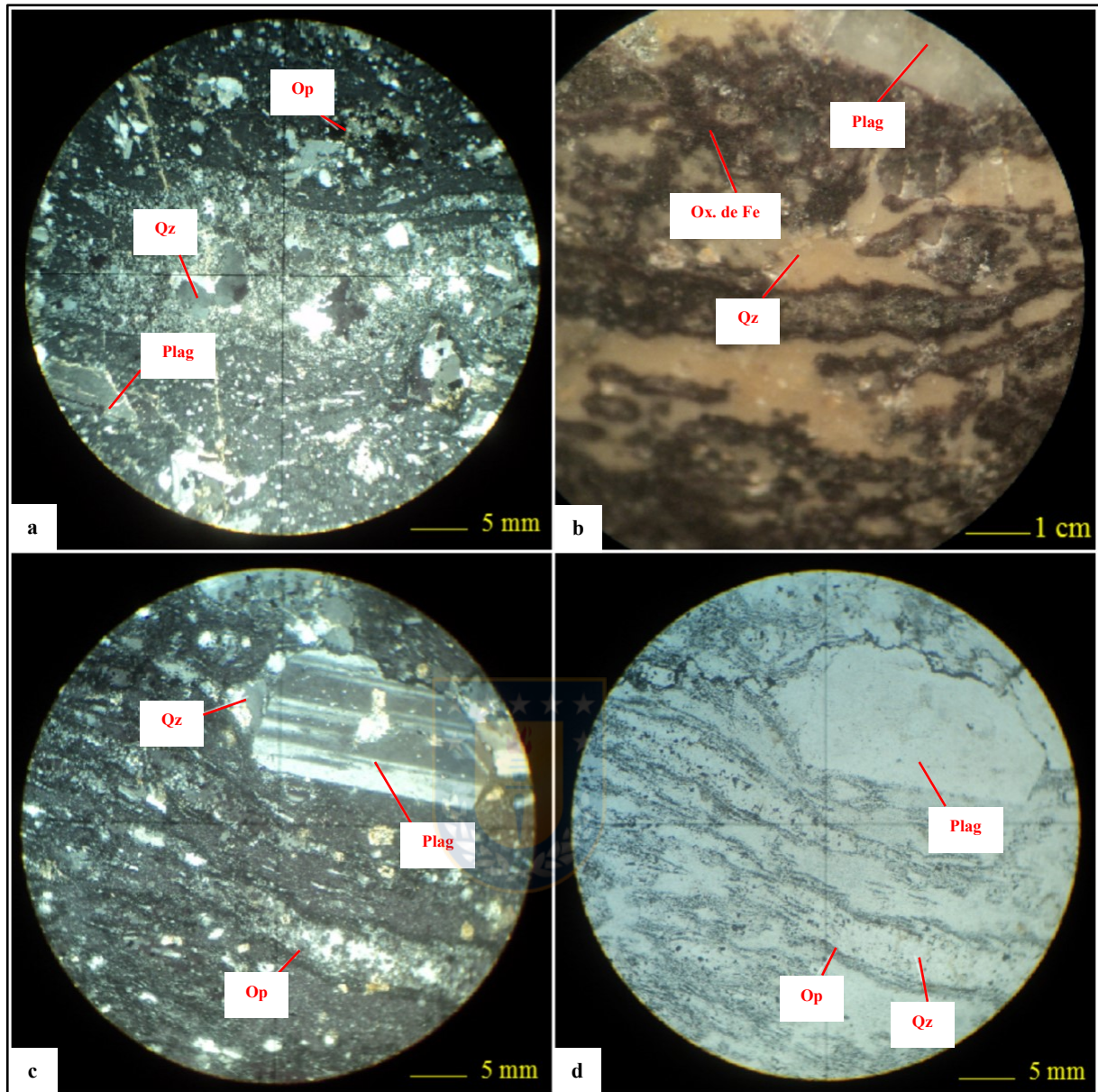
Al microscopio, es de granulometría entre 0,02 – 2 mm, en clastos angulosos mal clasificados de plagioclasa 20 % y cuarzo 35 %, éstos últimos, afectados por deformación lamelar y extinción ondulosa a baja temperatura en una matriz cuarzo feldespática fina 45 %.

Otra litología corresponde a las tufitas, éstas se forman por mezcla de material piroclástico reabajado con detritos sedimentarios, donde la componente sedimentaria es de un 85 % y piroclástica 15 %, según clasificación de (Schmid, 1981). La componente detrítica se evidencia por la presencia de cuarzo subredondeado y material piroclástico que cae en el área de sedimentación, constituido por plagioclasa y piroxeno fragmental, con formas incipientemente euhedrales, derivado de cuerpos intrusivos diabásicos, asignados preliminarmente como “Diorita Andina” y sus tobas correspondientes (Hemmer & Bianchi, 1935) (Fotografía 3.1.).

El contenido de tales máficos, se encuentran en fragmentos de intrusivos presentes en ignimbritas de bloques y ceniza en Cerro La Monja, procedentes de erupciones violentas en sistemas subvolcánicos desarrollados durante el Bajociano, aflorantes en Cerro La Calera. Sus depósitos se caracterizan por el aumento de su espesor en depresiones topográficas, la carencia de estratificación y variabilidad en el tamaño de los cristales (Fotografía 3.1.).

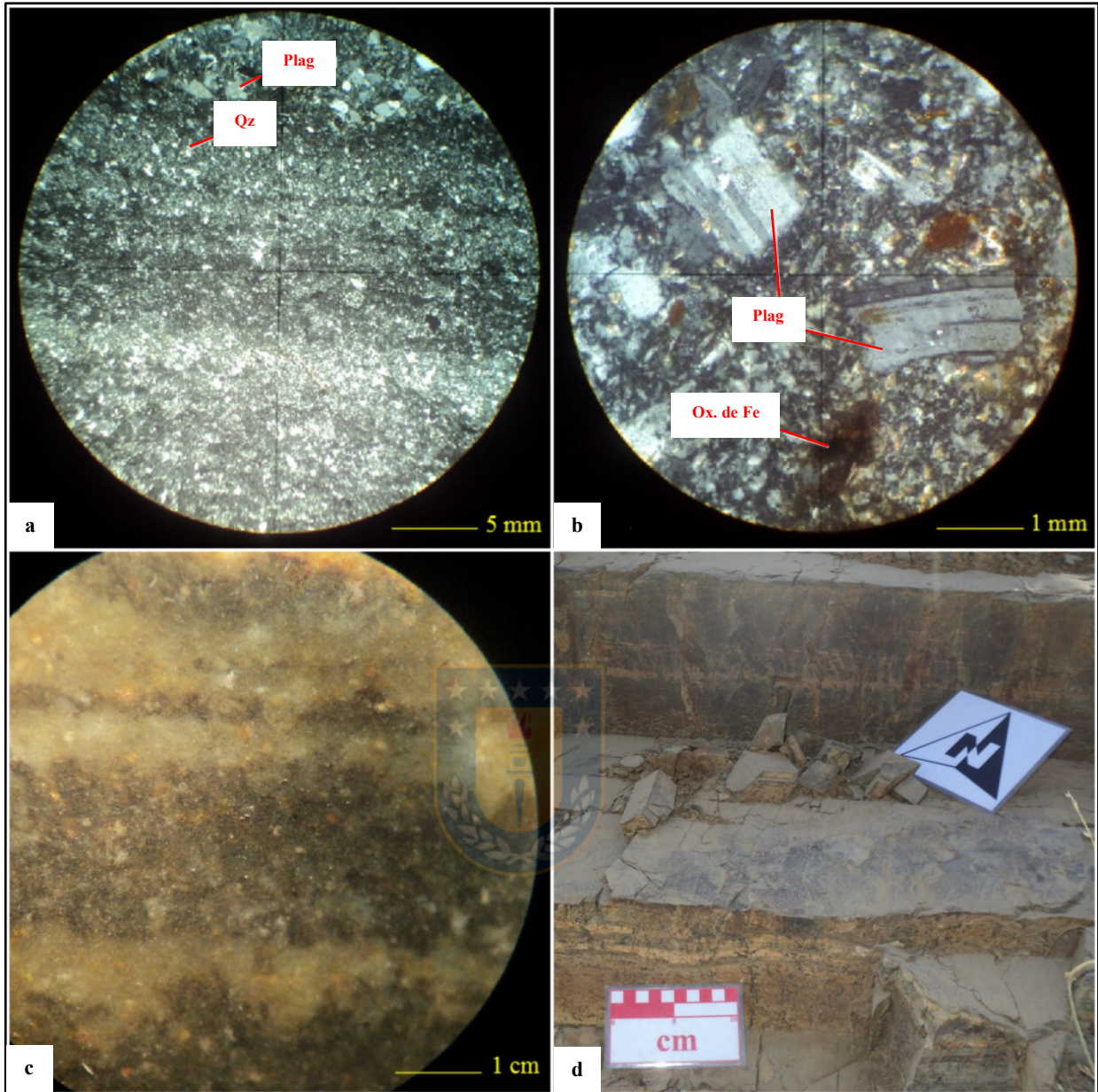
Sus sistemas subvolcánicos afloran en Cerro La Calera, según muestra (D9 – 33) (Fotomicrografía 3.5.), así como en el Monte Divisadero, donde existe una serie de canteras abandonadas con mineralización de cobre (6.357.943 N / 295.419 E / 19H).

En el portezuelo, entre los montes Divisadero y El Águila, afloran areniscas finas grises oscuras, con gradación vertical a conglomerados matriz soportados, estos últimos, poseen clastos andesíticos que señalan la transición hacia Miembro Los Rodeos, en cuyo sector sólo permanecen relictos de extensión métrica correspondientes a la rampa fosilífera carbonatada (6.354.928 N / 296.244 E / 19H), similar de la situada en Cerro La Calera. Ambos afloramientos constituyen parte de superficies remanentes formadas originalmente a nivel del mar, lo que permite interpretarlas como marcador litológico de alzamiento, son distintas en actitud, con registro medio en Cerro La Calera N 40° E / 27° SE y N 30° W / 25° NE en Monte Águila.



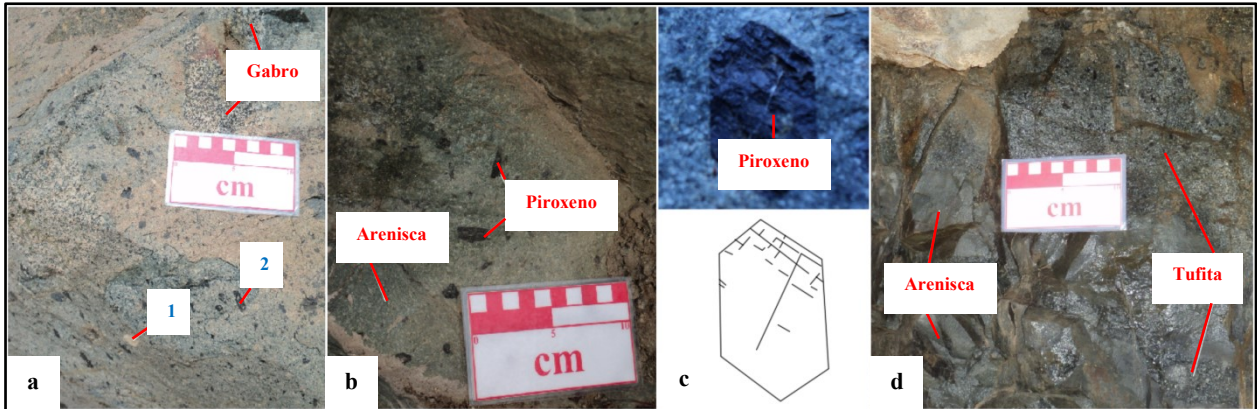
Fotomicrografía 3.2. Muestra (M – 562): **a)** Toba riolítica con cuarzo recrystalizado. Imagen en NC 2,5X. **b)** Detalle mineralogía. Imagen observada en lupa binocular, 10X. **c)** y **d)** Textura *fiamme*. Nótese la presencia de plagioclasa fragmental fundida en bordes por flujo de la matriz a alta temperatura y concentración de cuarzo en sitios dilatacionales. Imágenes en NC y LPP respectivamente, 10X.

Hacia techo aumenta el tamaño medio de los clastos (20 cm), subangulosos, compuestos por areniscas silicificadas, cuarzo lechoso y subordinadamente jaspe (Fotografía 3.2. a). La zona de contacto con Miembro Los Rodeos (Jlr) es afectada a nivel regional por la intrusión de diques sedimentarios, compuestos por arenisca fina gris verdosa (Capítulo Levantamiento Geológico Estructural).



Fotomicrografía 3.3. Muestra (D8 – 22): **a)** Bandeamiento por estratificación gradada, mala clasificación. Imagen NC 2,5X. **b)** Mineralogía. Imagen en NC 40X. **c)** Variación textural observada en lupa binocular 10X. **d)** Afloramiento con modelo de diaclasas con un *set* paralelo al bandeamiento.

Es característica la presencia de estructuras tras circulación de fluidos metamórficos de muy bajo grado inducidos por *stress* litostático de la cuenca, causando el relleno de cavidades y reemplazo propilítico (Qz – Ep) de los clastos, en matriz fuertemente silicificada (Fotografía 3.2. a).

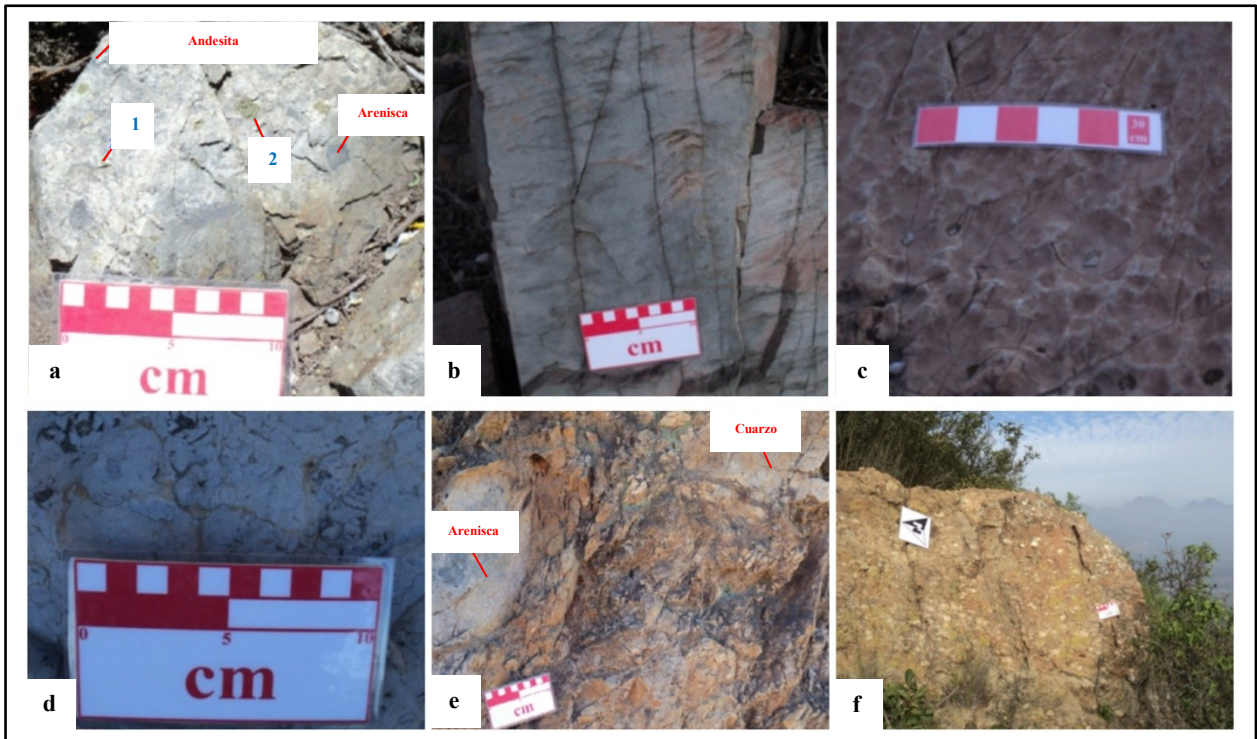


Fotografía 3.1. Litología Formación Cerro Calera: **a)** Toba de piroxeno con fragmentos angulosos de gabro y pómez (1) en ignimbrita con bloques y ceniza. Cristales prismáticos de piroxenos embahados (2), Cerro La Monja. **b)** Tufitas con presencia de textura fragmental en cristales de piroxeno en una matriz cuarzo feldespática. **c)** Detalle cristal euhedral en piroxeno con sección perpendicular al eje c y planos de clivaje $\sim 90^\circ$. **d)** Mezcla de material en medio subacuático (6.368.948 N / 295.113 E / 19H) (Miembro La Cruz), Cerro La Calera.

En relación al ambiente depositacional, las areniscas que afloran en Puntilla del Pino, constituyen depósitos por corrientes de turbidez, de geometría lenticular, en Miembro La Cruz (Jlc), derivados por actividad sinorogénica en el margen continental. Hacia el límite superior, el conjunto litológico que forma parte de Miembro Los Rodeos, se encuentra tectonizado y no corresponde a la formación de *ripples* en la superficie de la plataforma carbonatada, dada la ausencia de corrientes marinas, característico de un ambiente de *lagoon* (Fotografía 3.2. b / c / d) (García, O., comunicación personal, 2016). Por otra parte, los conglomerados basales (Fotografía 3.2. e / f), señalan una importante regresión marina, permitiendo el desarrollo de sedimentos carbonatados en Miembro Los Rodeos, típico de aguas poco profundas (Gawlick, S. & Miller, H. 1997).

3.3. Formación Horqueta

En el flanco occidental de Quebrada El Quillay, a través de su divisoria de agua, comienza la transición gradual a facies continentales de la Formación Horqueta. Su contacto es concordante y a lo largo de su rumbo ocurren cambios laterales de facies. El afloramiento consiste en un contacto neto (6.355.825 N / 296.539 E / 19H), donde el límite superior de Formación Cerro Calera lo constituyen areniscas masivas semiconsolidadas de color amarillo a ocre.



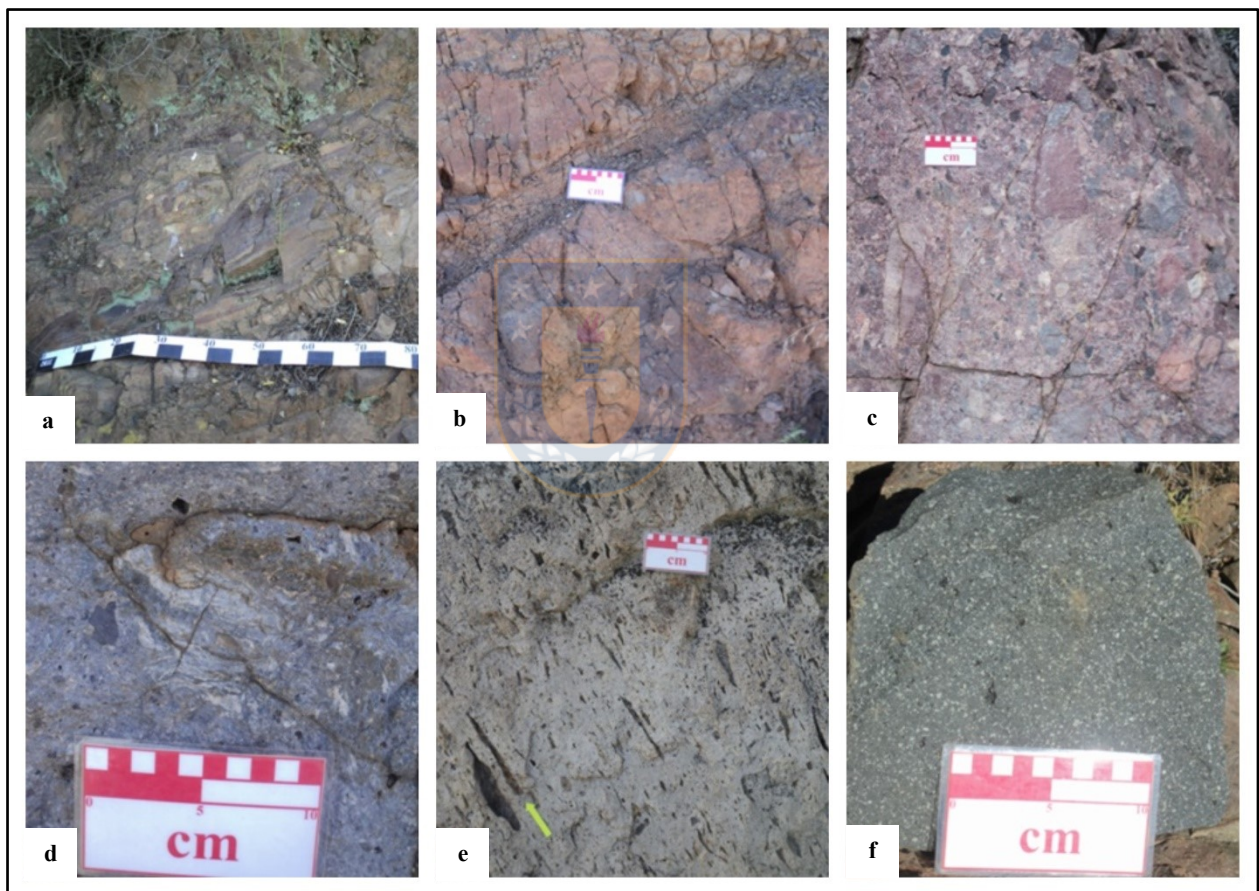
Fotografía 3.2. Litología de Formación Cerro Calera: **a)** Metamorfismo facie esquistos verdes, en Miembro La Cruz (Jlc): reemplazo parcial en clastos andesíticos (1) / obliteración total (2) (Qz – Ep). Litología en Miembro Los Rodeos (Jlr): **b)** Calcarenita. **c)** Superficie de plataforma carbonatada. **d)** Limonita bioclástica. **e)** Conglomerado regresivo brechizado, en Miembro Los Rodeos (Jlr), sector Monte Águila. **f)** Conglomerado cuarzo – feldespático, sector Cerro La Calera.

El límite inferior de Formación Horqueta contiene toba cristalina, matriz pardo rojiza a violácea, con clastos andesíticos, subordinados, dispuesta en estructura de flujo, interdigitada en conglomerado, matriz soportado, de andesita parda gris, areniscas verdes y jaspe, con rango en el tamaño de los clastos en (1 a 20 cm), resultado de coladas piroclásticas (Fotografía 3.3. a) y depósitos clásticos retrabajados, dada la intercalación de conglomerados, pardo rojizos, clasto soportado, con niveles de areniscas (Fotografía 3.3. b).

Posterior a la zona de contacto prevalecen productos volcánicos de mayor calibre, tal es el caso de brechas volcánicas pardo rojizas (Fotografía 3.3. c).

A través de Quebrada La Campanita, afloran relictos de erosión, pues zonas circundantes se encuentran con cobertura vegetal. Es posible distinguir una zonificación basada según el factor litológico, dispuesta de base a techo:

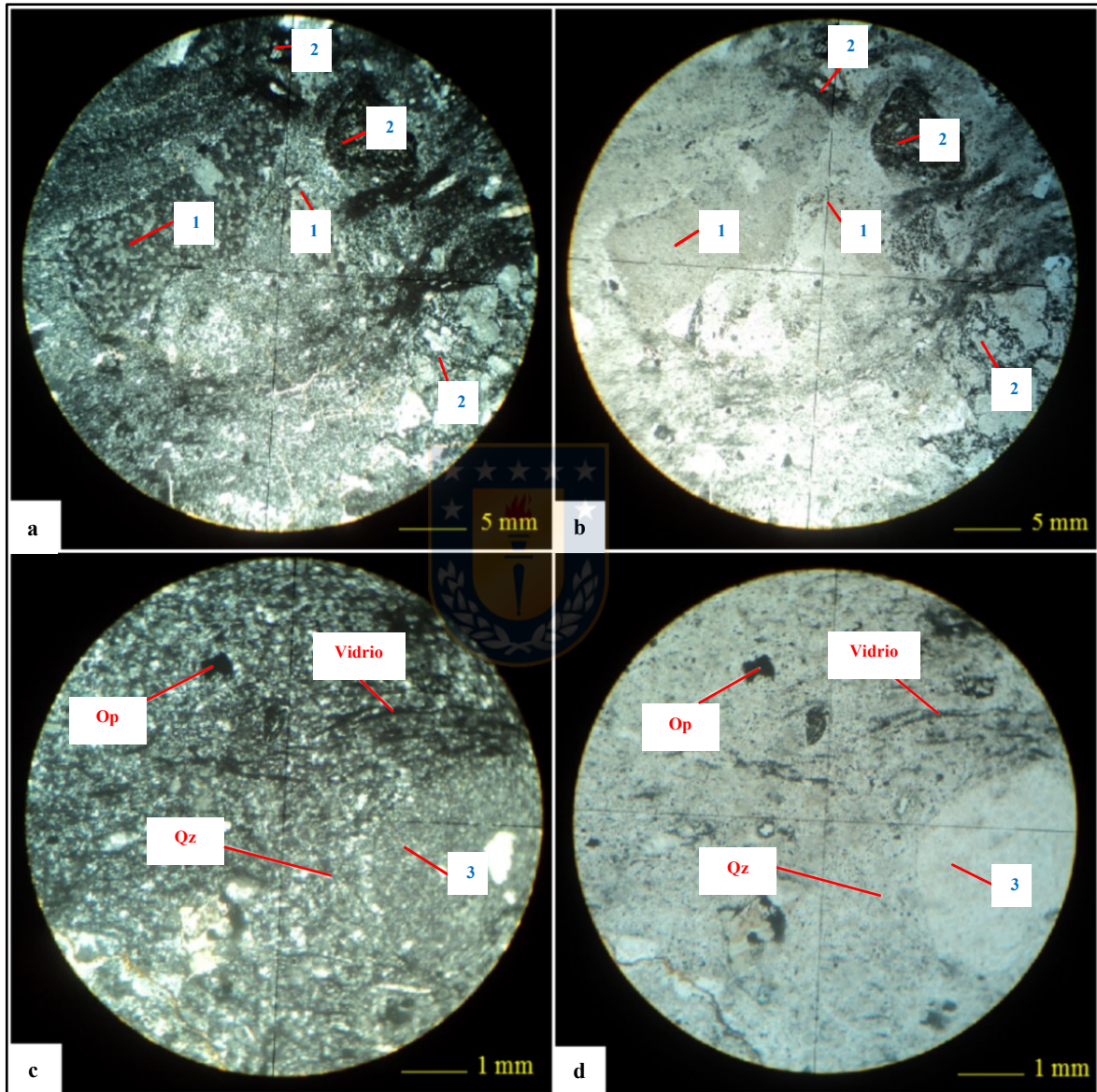
- **Zona inferior:** dominio de brechas volcánicas y coladas andesíticas pardo rojizas. En esta zona es frecuente la formación de fallas con *rake* a diferencia de la zona superior. Es cruzada por cuerpos vetiformes de potencia métrica.
- **Zona superior:** secuencia mayoritaria de tobas (Fotografía 3.3. d), pómez (Fotografía 3.3. e) y rocas sedimentarias detríticas con intercalación localizada y subordinadamente coladas andesíticas grises (Fotografía 3.3. f). Predomina el diaclasamiento y vetilleo relleno por jarosita, acompañado por meteorización esferoidal en tobas y lajamiento en niveles de areniscas (M – 322).



Fotografía 3.3. Litología Formación Horqueta: **a)** Interdigitación de toba pardo rojiza – conglomerado matriz soportante, mezcladas a través de coladas piroclásticas. **b)** Intercalación conglomerado clasto soportado – arenisca roja. **c)** Brecha volcánica clasto soportada, matriz pardo rojiza silicificada típica de la zona inferior. **d)** Toba gris azulada con estructuras fluidales silíceas. **e)** Pómez con textura *flamme*. **f)** Andesita gris (M – 357).

La muestra (M – 315) corresponde a una toba lítica, compuesta por fragmentos de metarenisca 15 %, andesita 20 % y cristales de plagioclasa 9 %. Su matriz consiste de cuarzo fino y esquirlas

de vidrio con textura *fiamme* orientadas según el flujo, envuelve líticos con desarrollo de soldamiento. El afloramiento (6.354.212 N / 298.091 E / 19H) corresponde a un depósito de potencia hectométrica, que preserva estructuras primarias de flujo paralelas a la estratificación (Fotomicrografía 3.4.).



Fotomicrografía 3.4. Muestra (M – 315): **a)** y **b)** Toba lítica andesítica, matriz con textura fluidal y soldamiento de material vítreo localizado en contactos. (1) metarenisca; (2) andesita Imágenes en NC y LPP 2,5X. **c)** y **d)** Textura *fiamme* en esquirlas vítreas próximas a material metasedimentario (3), incorporadas en una matriz silíceo fina en NC y LPP 40X.

3.4. Unidad Cavilolén

El cordón meridional en Cajón de San Pedro, se encuentra intruido por tonalitas y granodioritas pertenecientes a la Unidad Cavilolén (Rivano, 1996). Ésta afecta a las formaciones Ajial (6.352.223 N / 287.073 E / 19H) y Cerro Calera.

El alineamiento paralelo de material sólido ajeno al magma cuya procedencia es la roca caja, es particularmente común en los márgenes del intrusivo, provee información útil sobre el modo y sentido de cizalle durante el emplazamiento.

Durante el ascenso del cuerpo magmático, se observan en la localidad de San Pedro (6.351.050 N / 286.300 E / 19H) xenolitos metasedimentarios desprendidos y dispuestos en serie paralelamente a la estratificación, orientados WNW – ESE; localmente se produce la inflexión de bloques tabulares, cuya presencia y abundancia indican la proximidad del margen plutónico. Litológicamente corresponden a metapsammitas verdes grisáceas de la Formación Ajial, poseen fábrica sedimentaria relictas (estratificación cruzada) y recrystalización hacia el contacto, tras un metamorfismo termal con tonalita de anfíbol de la Unidad Cavilolén que, además, incorpora bloques de granodiorita de anfíbol (Fotografía 3.4. a).

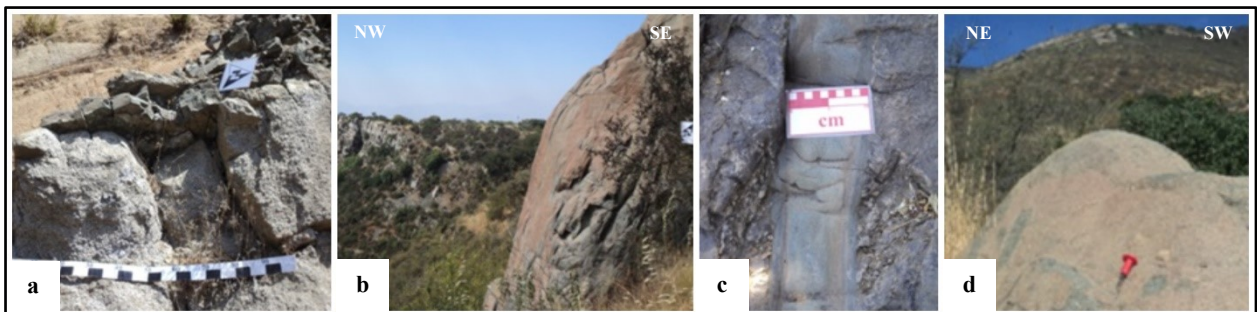
3.5. Cuerpos ígneos menores

La cima del Cerro La Calera (Fotografía 3.4. b), corresponde a un centro emisor de lavas andesíticas, en secuencias de tipo tabular, de espesor promedio 2 m, a menudo afectadas por diaclasamiento columnar bien desarrollado. Su mineralogía consiste en fenocristales de plagioclasa, que gradan de tamaño fino a ocoítico, en una masa fundamental afanítica, gris oscura, cortada por vetilleo de epidota. Este sistema volcánico se desarrolla sintectónicamente respecto a Miembro Los Rodeos (Jlr), proporcionando la fuente termal óptima para la proliferación de vida en aguas cálidas. En este ambiente ocurre el metasomatismo de areniscas epidotizadas sin un desarrollo de metamorfismo de contacto, de ahí se deduce la estrecha relación de plataformas carbonatadas cercanas a centros efusivos, por ende, el significado de la disminución gradual en el contenido carbonatado hacia el sur de la Formación Cerro Calera.

En sector San Carlos, comuna de Nogales (6.371.247 N / 292.501 E / 19H), próximo al cambio en la dirección del curso en Río Aconcagua se localizan diques dioríticos. Estos poseen orientación NW – SE, de espesor promedio 10 cm, contacto neto, borde sinuoso y halo silíceo milimétrico, su estructura interna consiste en un margen afírico, separado de una zona masiva central porfírica de grano fino, evidencian un emplazamiento en una roca caja fría (Fotografía 3.4. c). Estos cuerpos hipoabisales causan metamorfismo dinámico y termal en depósito tipo flujo de detrito (*debris flow*), correspondiente a Miembro La Cruz (Jlc). Cercano al intrusivo existe fuerte silicificación, se genera un campo de cizalle semi – dúctil, según flujo de la roca caja con lineación de la vesiculación, desde formas esféricas a elipsoidales que señalan un emplazamiento somero.

La zona de cizalle semi – dúctil se encuentra orientada NW – SE, hacia los bordes del dique ocurre brechización junto a *tension gash*, que indican un sentido de desplazamiento sinistral. Su organización espacial, ocurre paralelamente al *trend* tectónico regional (σ_1) como relleno fisural.

En relación a intrusiones subvolcánicas, en Quebrada La Antena la erosión expone un pequeño intrusivo gábrico, de grano fino, que alcanza los 20 m de diámetro, asociado a un centro emisor en Cerro La Calera (Fotografía 3.4. d).



Fotografía 3.4. Litología Formación Ajial y Cerro Calera: **a)** Xenolito metasedimentario de roca caja perteneciente a miembro inferior de Formación Ajial Ja (a), a manera de *roof pendant*, localidad de San Pedro. **b)** Lavas andesíticas en conducto volcánico, Cerro La Calera. **c)** Dique diorítico intruye a Miembro La Cruz (Jlc), nótese la enorme amígdala silícea generada hacia los bordes. **d)** Gabro en sistema subvolcánico, Cerro La Calera.

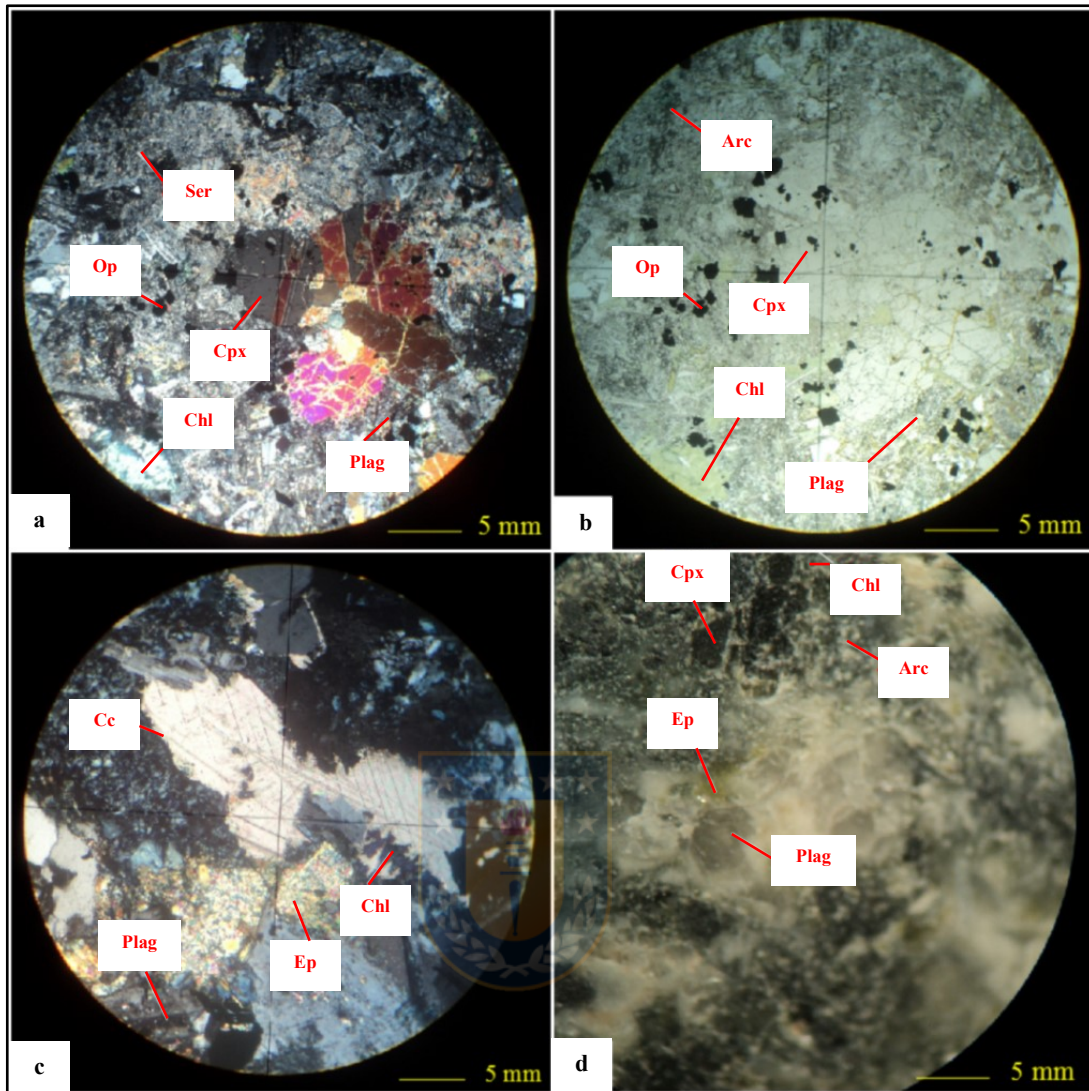
La muestra (D9 – 33) (Fotomicrografía 3.5.), se extrae de dicho cuerpo reconocido preliminarmente con base geomorfológica, tras su modelado a manera de grandes bloques, subredondeados, cubiertos por depósitos coluviales (6.367.404 N / 293.924 E / 19H). Propiedades macroscópicas

de la roca, consisten en una coloración gris verdosa clara; afectada por vetilleo poldireccional, rico en plagioclasa y cavidades miarolíticas, de diámetro 20 cm, rellenas por cuarzo en drusa, concéntrico radial; epídota y feldespatos potásicos en cavidades, con mineralización accesoria de especularita diseminada. Su presencia indica la exsolución de una fase fluida a baja presión confinante, propia de cristalización somera entre 1 a 2 km de profundidad (Petford & Jerram, 2011).

Posee textura hipidiomórfica granular de tamaño medio < 2 mm, con pseudomorfos de ortopiroxeno 8 %, alterados a clorita; clinopiroxeno 30 % y plagioclasa 56 %, de tipo bitownita (An80) alterada fuertemente a sericita – arcilla y levemente a epídota – calcita; junto a accesorios de minerales opacos 6 %.

Esta unidad aflora nuevamente en Monte Divisadero, cuya morfometría es acentuada por erosión. Litológicamente corresponde a un gabro, con 25 % piroxeno anhedral, de 1 – 2 mm, alteración moderada a jarosita – goetita – epídota en vetillas, asociadas a mineralización de Cu; y especularita subordinada, ambas diseminadas. Se encuentra en intrusión por tonalita de biotita de la Unidad Cavilolén, que además afecta a areniscas del Miembro La Cruz (Jlc) sin desarrollo de metamorfismo de contacto, tal relación es posible observar al pie de monte en Cerro Santa Teresa y en Puntilla Pochay. Su correlación espacial permite trazar una zona de atenuación cortical de nivel superior dispuesta en dirección N – S.

La fracción tonalítica en Monte Divisadero posee un *stockwork* con relleno de cuarzo en drusas, pirita y hematita, en potencias de 1 a 50 cm, afectadas en sectores por alteración argílica avanzada, dada la presencia de sílice oquerosa tras lixiviación en fenocristales de feldespatos. Hacia techo el contenido biotítico es más fino, menor a 1 mm e inferior al 5 % con escasas estructuras *schlieren*.



Fotomicrografía 3.5. Muestra (D9 – 33): **a) y b)** Gabro con textura hipidiomórfica granular, alteración filica abundante en plagioclasas, clinopiroxenos maclados y minerales opacos cúbicos. Imágenes en NC y LPP respectivamente 2,5X. **c)** Alteración propilítica (Chl – Ep – Cc). Imagen en NC 40X. **d)** Detalle roca fresca observada en lupa binocular 10X.

4. ROCAS METAMÓRFICAS

La secuencia estratificada del Cretácico Inferior se encuentra afectada por metamorfismo de muy bajo grado, no deformativo, con preservación de texturas y estructuras primarias e isógradas paralelas a subparalelas a la estratificación, conforme a un aumento del grado metamórfico con la profundidad, desde la facie zeolita (parte superior de Formación Veta Negra) a facie esquistos verdes (base de la Formación Lo Prado) (Aguirre *et al.*, 1999).

El conjunto se asocia a procesos de enterramiento debido a extensión (metamorfismo diastaternal pre – orogénico) de la columna, debido a la alta tasa de subsidencia registrada en la zona, vinculada a un gradiente geotermal de 40° - 45°C/km (Parada *et al.*, 2005).

Además opera cierta componente termal (metamorfismo de contacto), asociada a la intrusión de plutones de edad coincidente con el metamorfismo de enterramiento. Es así que la intrusión del Plutón Caleu (32°30' – 33°30'S) hacia el margen oriental, representa la última manifestación del magmatismo, previo al cierre de la cuenca neocomiana. Dicho cuerpo se emplaza en las formaciones Lo Prado, Veta Negra y Las Chilcas, entre los 93 y 95 Ma, según método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbola, biotita y plagioclasa (Parada *et al.*, 2005). Esta edad es concordante respecto del metamorfismo de muy bajo grado del Cerro Bustamante perteneciente a Formación Veta Negra (Aguirre *et al.*, 1999).

Es en este contexto, con el fin de dilucidar eventos metamórficos en el área de estudio, se sostiene y precisa conforme al modelo de “Episodios Cíclicos”, usado en los Andes (Robinson *et al.*, 2004). Este tiene como premisa la coincidencia de quiebres mineralógicos, donde asociaciones de mayor grado metamórfico sobreyacen a otras de menor grado, generadas en el episodio anterior, vinculadas a discordancias mayores que separan la generación de cuencas.

Esto permite resolver el hallazgo de cierto rasgo estructural de carácter regional, que da paso a las conclusiones de este trabajo y aclara el uso del término de una pseudoconcordancia al sur de Río Aconcagua, por quien redefine la estratigrafía (Piracés, 1976).

En cada ciclo se distingue un patrón metamórfico que incrementa con la profundidad, con límites paralelos a la estratificación, indicando que el metamorfismo se produce previo a la compresión.

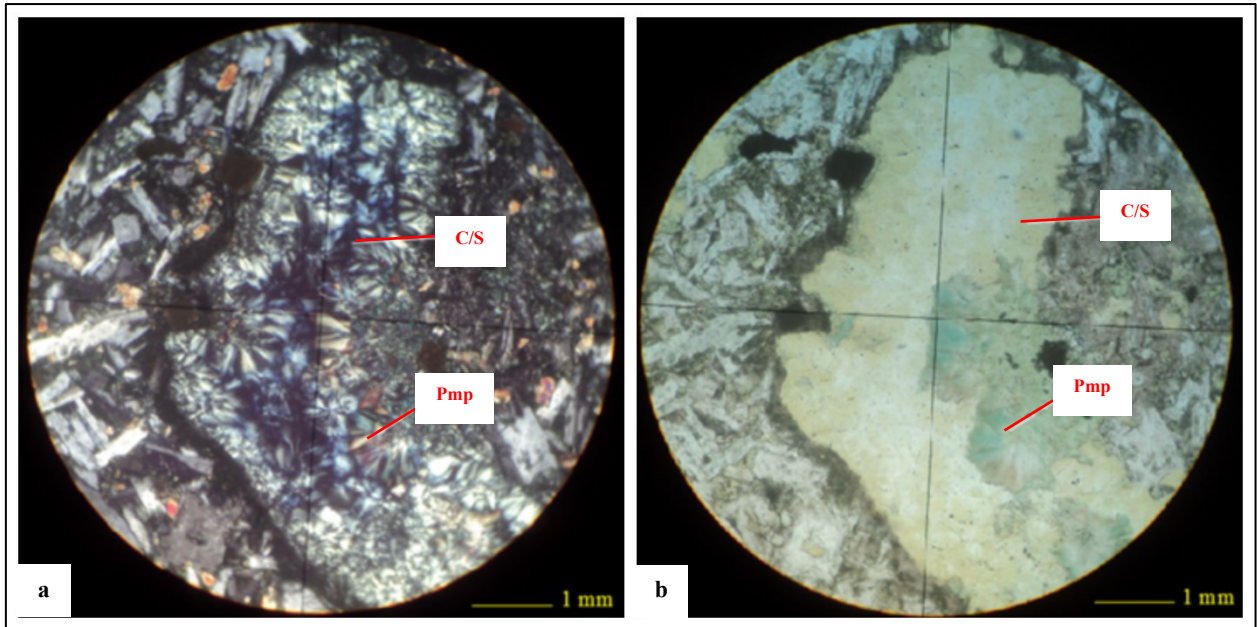
La secuencia del Cretácico Inferior en Cerro La Campanita Chica, se encuentra bajo el dominio de la facie esquistos verdes, desde la aureola de contacto hasta la base de la Formación Lo Prado, el cual sobreyace al Miembro Santa Teresita (superior) de la serie jurásica, afectada por un metamorfismo de muy bajo grado en la facie prehnita – pumpellyita. Prueba de ello son las muestras extraídas en ambos límites respectivamente (M – 543 / M – 357).

En relación a la mineralogía secundaria, destaca la presencia de interestratificados de clorita – esmectita (C/S), que se encuentran ampliamente como relleno de amígdalas en metandesitas de la Formación Horqueta. Su color varía de pardo, amarillo a incoloro, con colores de interferencia desde azul intenso a gris y blanco grisáceo. En bordes, el hábito es masivo criptocristalino y su núcleo, cristales fibrosos radiales de mayor tamaño (Fotomicrografía 4.1. a).

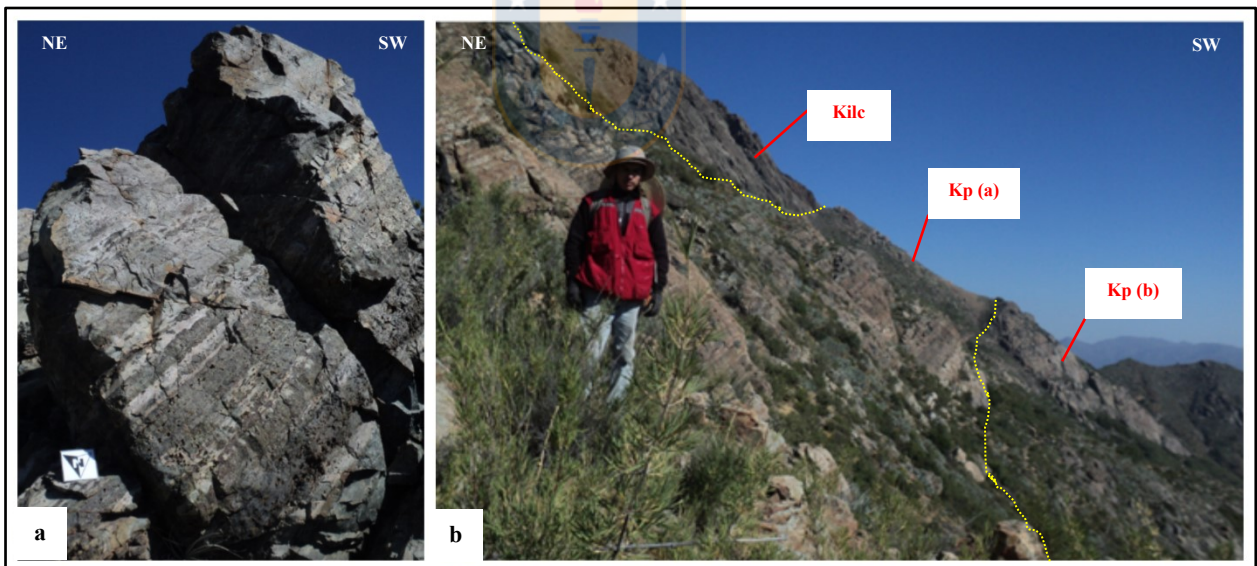
El conjunto anterior, se asocia con pumpellyita (Pmp). Ésta última, es ampliamente variable en su rango de colores, desde tonalidades verde claro a oscuro y marrón, se presenta como agregados microcristalinos aciculares radiales (Fotomicrografía 4.1. b).

La epidota (Ep) es muy abundante en secuencias jurásicas y cretácicas como producto de alteración, con variable intensidad en plagioclasas, vetillas, amígdalas o bien diseminada en la masa fundamental.

La muestra (M – 543) (6.352.686 N / 300.926 E / 19H), corresponde a un *hornfels* (Fotografía 4.1. a / Fotomicrografía 4.2.). Se caracteriza por tener textura de grano fino, homogénea, sin desarrollo de foliación, fuertemente silicificado, cuyo metamorfismo de origen termal es generado por la intrusión de *stock* La Campana, con desarrollo de una aureola de contacto en sedimentos pertenecientes a la unidad Kp (a) (miembro inferior) (Fotografía 4.1. b). En el afloramiento se observa estratificación cruzada, donde operan mecanismos de deformación plástica que da lugar a dislocaciones intracristalinas con rotación de la red en clastos de plagioclasa, que se traduce en el desarrollo de cristales curvos.



Fotomicrografía 4.1. Muestra (M – 357): **a)** y **b)** Microfotografías en amígdalas de metandesita rellenas por interestratificado de clorita – esmectita (C/S) y pumpellyita acicular radial, de color verde intenso y fuerte pleocroísmo (Pmp). Imágenes en NC y LPP respectivamente 2,5X.



Fotografía 4.1. Aureola de contacto, *stock* La Campana: **a)** *Hornfels*: segregaciones (Clorita – Epidota – Calcita) debido a incremento termal, dispuestas paralelas a S_0 en bandeamiento verde oscuro, algunas deformadas localmente en estructuras *boudinage*. La litología posee una coloración blanquecina silicificada. **b)** *Stock* gábrico La Campana (Kile) y aureola de contacto en miembro inferior Kp (a); miembro superior Kp (b), contiene lavas andesíticas. Éstos dos últimos, pertenecientes a Formación Lo Prado, en flanco occidental de Cerro La Campana.

Las segregaciones metamórficas señalan condiciones de temperatura inferior a los 170°C, según *microgauges* en maclas de calcita (*type I*) (Fotomicrografía 4.2. a / b) (Ferrill *et al.*, 2004).

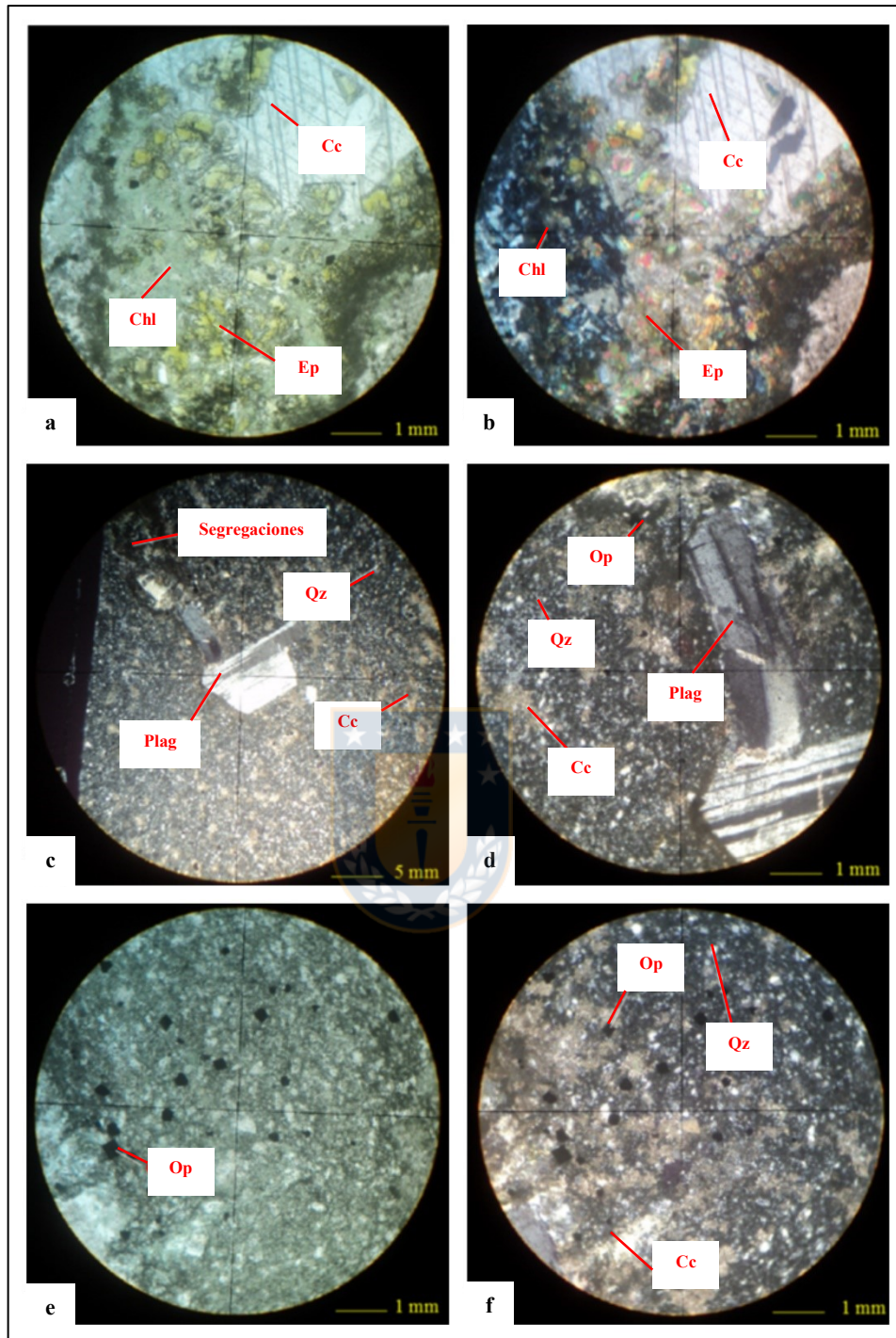
La presión de confinamiento causa distinto grado en la compactación de los sedimentos, es así que bajo esta premisa se extrae muestra orientada (M – 322) (Fotomicrografía 4.3.), en niveles de areniscas pertenecientes al miembro superior de Formación Horqueta (6.354.264 N / 298.700 E / 19H).

Su estratificación es notoria, posee actitud N 10° W / 50° NE y potencia decamétrica, se encuentra en contacto tanto en su base como a techo con depósitos volcanoclásticos, esta vez localizados en la cumbre del Cerro La Campanita Grande, sin embargo, la muestra (M – 345) (Fotomicrografía 4.4.), localizada a mayor profundidad, adquiere mayor compactación con resultado de *chert*.

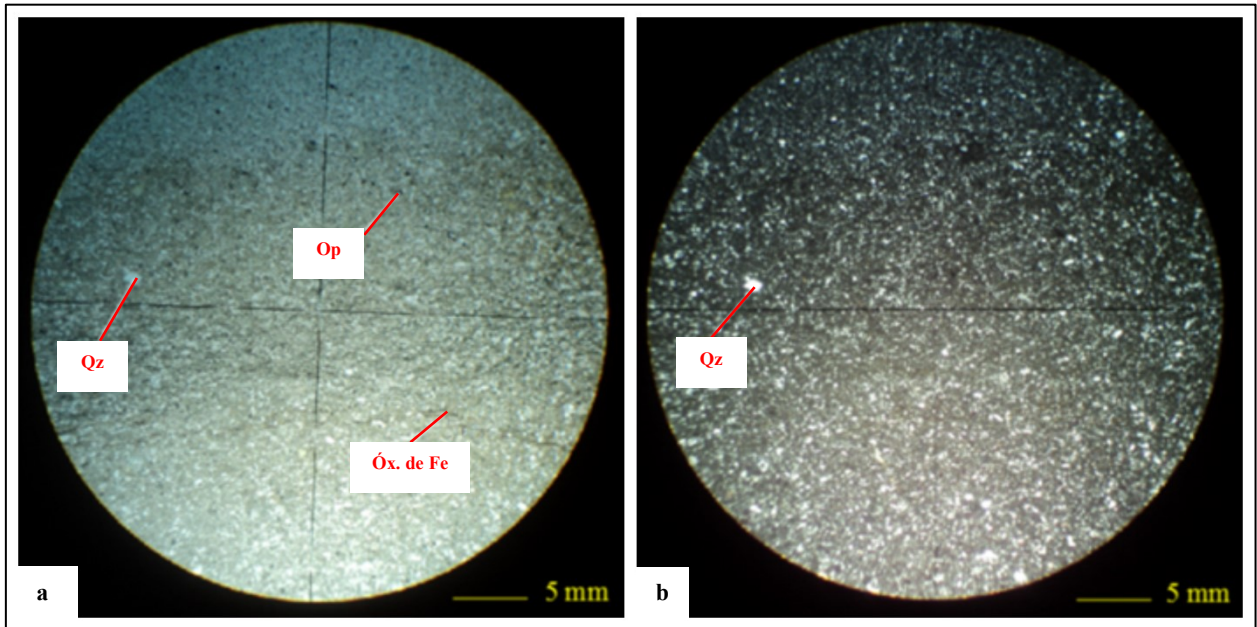
A escala mesoscópica, posee bandeamiento composicional, consistente en una alternancia de arenisca fina, de coloración gris verdosa oscura en estado fresco, a blanco verdoso, según contenido de cemento clorítico, así como pardo rojizo resultado de la concentración de óxidos de hierro transportados por fluidos diagenéticos.

Al microscopio se observan clastos de plagioclasa 6 %, cuarzo anguloso 80 %, biotita 2 %, anfíbol 2 %, ambos máficos fuertemente cloritizados, minerales opacos diseminados 10 % y cemento clorítico. No existen contactos de solución por presión, desarrollo de foliación y tampoco una orientación preferencial en clastos (Fotomicrografía 4.3.).

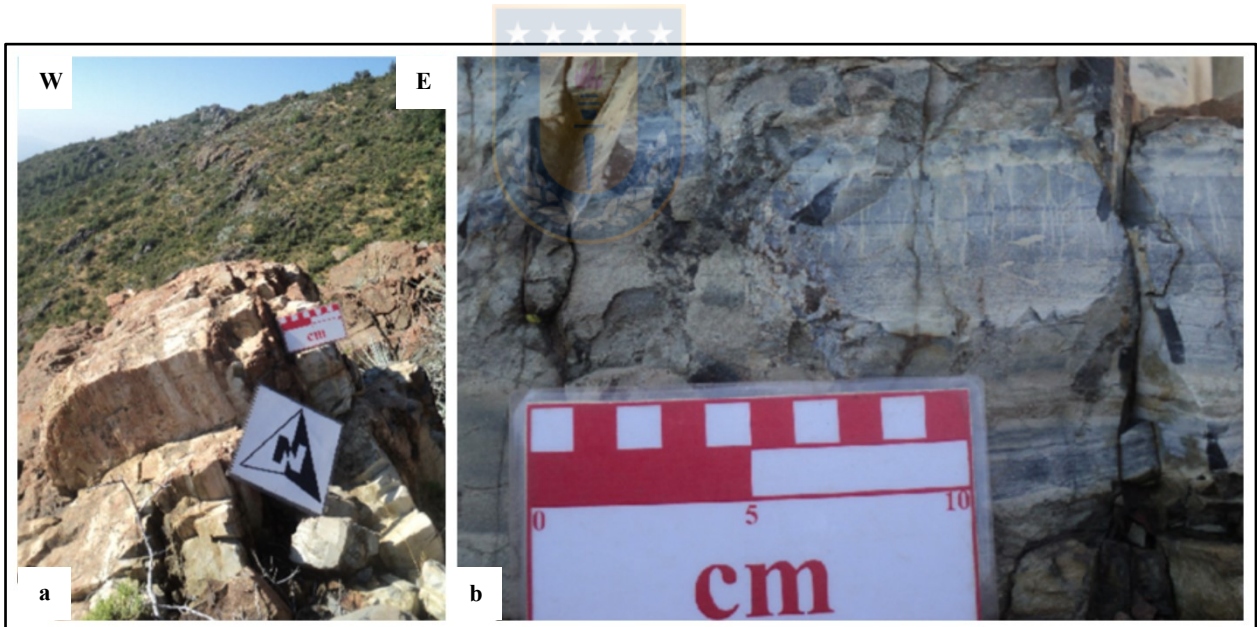
La muestra (M – 345) corresponde a un *chert* (Fotomicrografía 4.4. / Fotografía 4.2.). A escala mesoscópica se presenta microcristalina, altamente silicificada, que a golpe de mazo se desprenden esquirlas de filo muy agudo, con desarrollo de bandeamiento en coloración gris oscuro a blanquecino. Su afloramiento posee una morfología lenticular, de potencia 50 cm y corrida hectométrica, localizado entre rocas volcanoclásticas del Miembro Santa Teresita de Formación Horqueta (6.354.256 N / 298.350 E / 19H).



Fotomicrografía 4.2. Muestra (M - 543): **a) y b)** Mineralogía en segregaciones: (Chl - Ep - Cc) Imágenes en LPP y NC respectivamente, aumento 40X. **c)** Sedimentos epiclásticos metamorfoseados a roca cornea. Segregación (Chl - Ep - Cc) cuadrante superior izquierdo. Imagen en LPP y NC 2,5X. **d)** Clasto de plagioclasa afectada por deformación intracristalina: flexión regular del cristal debido a la presencia de dislocaciones, inmerso en una matriz homogénea fina. Imagen en NC, aumento 40X. **e) y f)** Textura homogénea fina: cristales de cuarzo, plagioclasa, pirita cúbica y calcita diseminada. Imágenes en LPP y NC respectivamente, aumento 40X.



Fotomicrografía 4.3. Muestra (M – 322): **a)** y **b)** Arenisca cuarcífera con cemento en óxidos de hierro. Imágenes en LPP y NC 2,5X.



Fotografía 4.2. Chert: **a)** Nivel lenticular de chert potencia (50 cm) en tobas pertenecientes al miembro superior de Formación Horqueta. **b)** Chert con presencia de fractura concooidal y fallas sinsedimentarias que desplazan perpendicularmente el bandeamiento.

Su microestructura indica bandeamiento, según una estratificación gradada en base a su proporción clasto – matriz en una relación porcentual 5 / 100 y 100 / 5 respectivamente. Los clastos se componen de plagioclasa 2 % y cuarzo 98 % anguloso, en una matriz silíceo fina. La

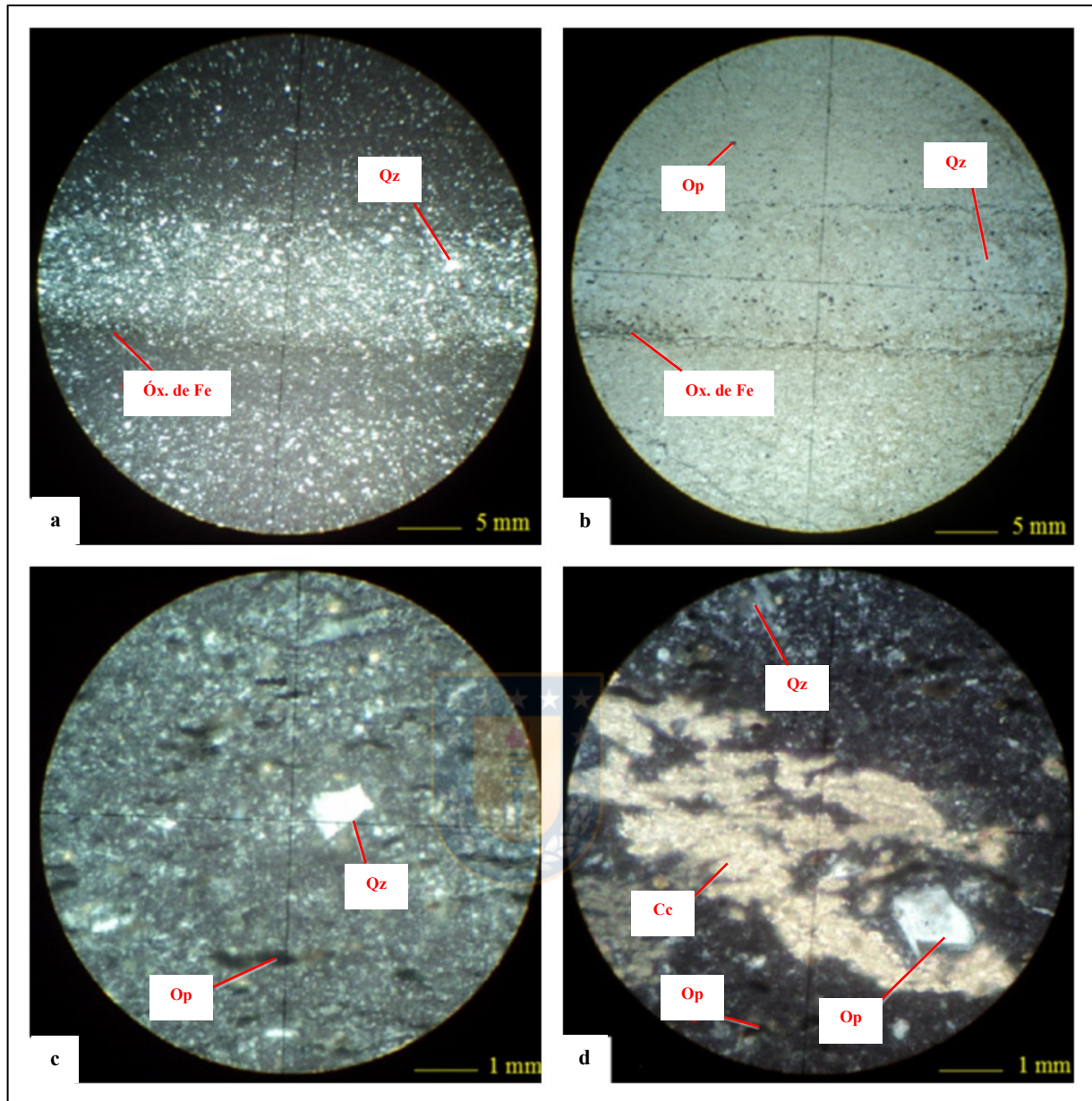
estructura sedimentaria es paralela a la superficie depositacional, se distingue hacia sus límites por la presencia de estilolitas compuestas por óxidos de hierro que rodean a clastos en una fábrica anastomosada. Posee minerales opacos 10 %, con forma elongada menor a 1 mm de espesor.

La fuente de sílice de origen continental, deriva de la transformación diagenética en depósitos ricos en clastos de cuarzo, procedentes de la erosión en flancos volcánicos. El material disuelto en los puntos de contacto se vuelve a depositar en espacios de poros adyacentes al bandeamiento, a través de horizontes oscuros, que consiste de material insoluble derivado del proceso de solución por presión durante la compactación diagenética.

La muestra (M – 629), corresponde a una anfibolita de grano fino, fuertemente foliada, posee deformación de mayor grado metamórfico en protolitos ígneos básicos (6.358.374 N / 286.415 E / 19H).

Está compuesta por anfíbol 30 % y biotita 30 %, donde únicamente los filosilicatos definen un S_1 en una matriz 40 % granoblástica poligonal, de tamaño menor a 0,1 mm, compuesta por anfíbol y plagioclasa, alterada moderadamente a sericita y arcilla como mineral retrógrado en metabasitas.

Conforme a un metamorfismo prógrado, en condiciones de bajo grado, inferior a los 400°C, el feldespato sufre deformación frágil y flujo cataclástico. En condiciones de grado bajo a medio (400 – 500°C) el feldespato es fuertemente deformado por microfracturamiento interno, asistido por el deslizamiento de dislocaciones que contribuyen a una disminución gradual en el maclado, algunas de éstas dobladas con extinción ondulante y estructuras *mantle – core* ausentes.



Fotomicrografía 4.4. Muestra (M – 345): **a)** y **b)** Detalle de bandeamiento: estratificación gradada con desarrollo de estilolitas hacia sus límites, consiste de material insoluble (óxido de hierro) que se concentran durante la disolución. Imágenes en NC y LPP respectivamente, aumento 2,5X. **c)** y **d)** Clasto de cuarzo anguloso (0,1 mm) y minerales opacos elongados paralelamente a S_0 , en una matriz silícea fina (microcuarzo). Imágenes en NC y LPP, aumento 10X.

En condiciones de grado medio (450 – 600°C), el deslizamiento de dislocaciones y la recristalización comienza a ser importante a través de los bordes de granos de feldespato. La recristalización es principalmente por *bulging* (BLG), con desarrollo de matriz feldespática de grano fino, alrededor de núcleos en antiguos granos de bordes netos. Típico es el desarrollo de

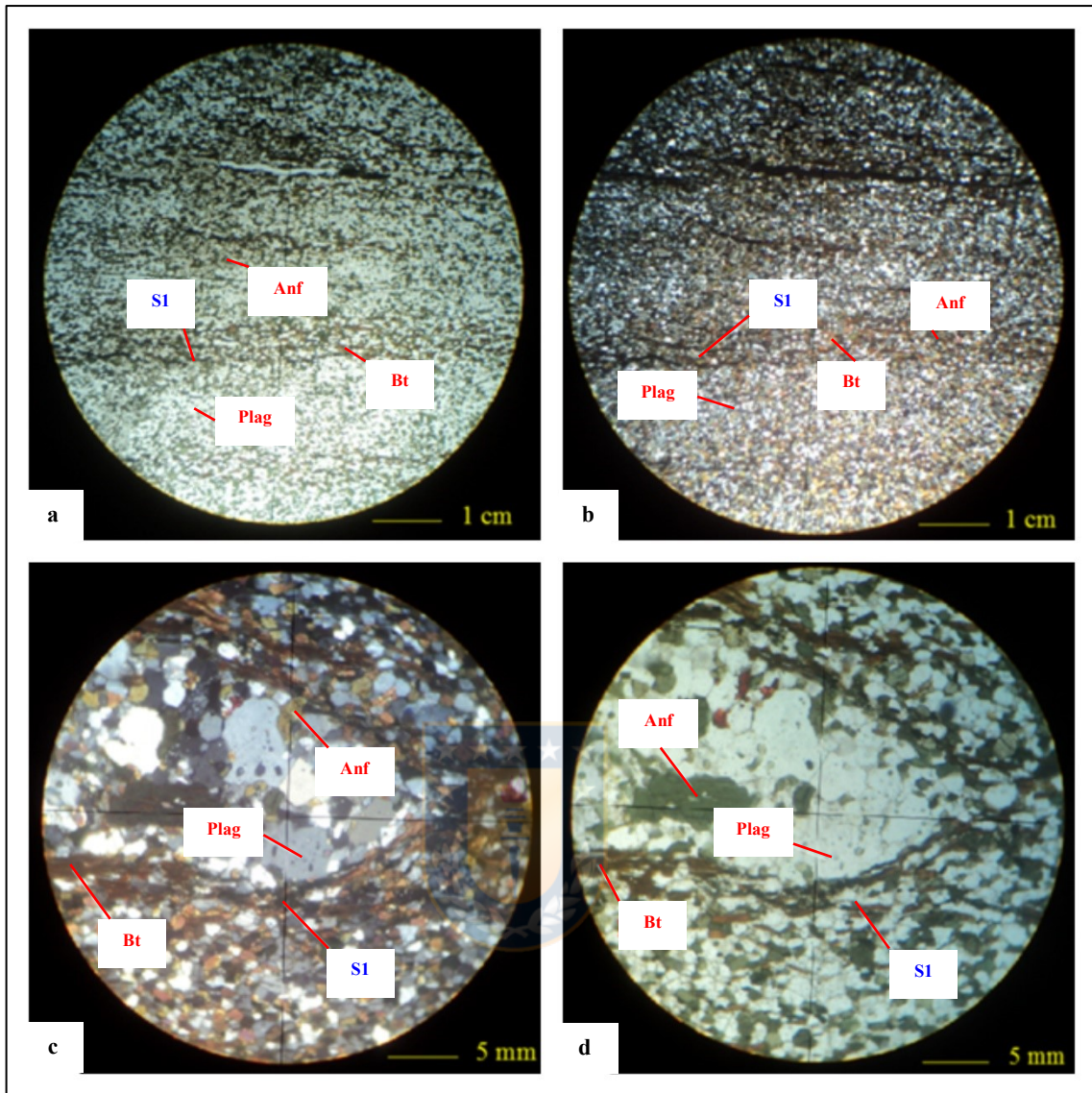
estructuras *core – mantle* reflejo del microcizalle en granos recristalizados, donde aún permanecen núcleos feldespáticos. El material recristalizado de grano fino tiene un tamaño de grano uniforme y poligonal, en tanto, la biotita posee comportamiento dúctil a temperaturas sobre 250°C. El desarrollo de puntos triples en anfíbol es útil para determinar el rango de temperatura entre 650°C – 700°C durante la recristalización dinámica, según Passchier & Trouw, (2005).

Los agregados poliminerálicos, cristales anisótropos de biotita tienden a dominar la textura final de equilibrio con caras basales (001) muy estables no afectadas por el crecimiento de plagioclasa, esto provoca que las interfases en feldespatos formen ángulos rectos al entrar en contacto con las caras (001) de las micas, donde el resultado final es una textura granolepidoblástica, con foliación S_1 marcada por las micas (Fotomicrografía 4.5.).

Es común encontrar pequeñas inclusiones sólidas en los minerales metamórficos, desarrollado por la incorporación de fases inertes desde la matriz durante el crecimiento de porfiroblastos, en este caso de biotita y anfíbol en plagioclasa, sin embargo, las inclusiones no muestran ninguna orientación especial.

4.1. Facies metamórficas

En la zona de estudio las asociaciones mineralógicas de las distintas muestras, son ordenadas conforme a su disposición vertical dentro de la cuenca, donde acontecen cambios de facies a medida que aumenta la profundidad (Tabla 4.1. / Figura 4.1. y 4.2.). Como resultado se obtiene la identificación de un quiebre mineralógico, limitado por un fenómeno cíclico, que se vincula a la separación de la serie jurásica – cretácica, posterior a una transgresión marina.



Fotomicrografía 4.5. Muestra (M – 629): **a)** y **b)** Textura granolepidoblástica en anfibolita, compuesta por crecimiento granoblástico poligonal de plagioclasa – anfíbol y bandas lepidoblásticas según una disposición subparalela de biotita, definen una foliación S_1 . Imágenes en NC y LPP respectivamente 2,5X. **c)** y **d)** Relictos del protolito envuelto por la foliación. Imágenes en NC y LPP respectivamente 10X.

Por último, acontece la sobreimposición de dinamometamorfismo durante la fase orogénica, el cual se describe en detalle en el capítulo de Geología Estructural.

Tabla 4.1. Principales asociaciones y facies metamórficas: Se encuentran dispuestas en orden de base a techo del conjunto sedimentario.

Formación	Muestra	Miembro	Litología	Asociación Metamórfica	Facies Metamórfica
Lo Prado	M - 543	Kp (a)	arenisca	Chl - Ep - Cc	Esquistos Verdes
	M - 364	Kp (a)	arenisca	Ox de Fe - Ep	Esquistos Verdes
Horqueta	M - 357	Jh	andesita	interestratificados C/S - Pmp - Arc	Subesquistos Verdes
	M - 322	Jh	arenisca	Chl - Ep - Ab - Ox de Fe - Arc	Esquistos Verdes
	M - 345	Jh	chert	Cc - Ep - Ox de Fe - Arc	Esquistos Verdes
	M - 315	Jh	toba lítica soldada	Cc - Ox de Fe - Arc	Esquistos Verdes
	M - 255	Jh	toba	Qz - Ser - Ox de Fe	Esquistos Verdes
Cerro Calera	D10 - B	Jlr	caliza	Cc - Ox de Fe	Esquistos Verdes
	D9 - 33	Jlc	gabro	Chl - Ep - Cc - Arc	Esquistos Verdes
	D8 - 22	Jlc	arenisca	Ep - Ox de Fe - Ser	Esquistos Verdes
Ajal	M - 562	Ja (b)	toba riolítica soldada	Chl - Ep - Ox de Fe	Esquistos Verdes
	620 - A	Ja (a)	arenisca	Ep - Ox de Fe - Arc	Esquistos Verdes
	620 - B	Ja (a)	arenisca	Qz - Ser - Ox de Fe	Esquistos Verdes
	M - 150	Ja (a)	andesita	Chl - Ep - Cc - Qz - Ser - Ox de Fe	Esquistos Verdes
	M - 629	Ja (a)	anfíbolita	Anf - Bt - Plag	Anfíbolita

Simbología: **Chl:** clorita; **Ep:** epidota; **Cc:** calcita; **Ox de Fe:** óxidos de hierro; **Arc:** arcilla; **Ser:** sericita; **Pmp:** pumpellyita; **Ab:** albita; **Qz:** cuarzo; **Anf:** anfíbol; **Bt:** biotita; **Plag:** plagioclasa; **C/S:** interestratificado clorita - esmectita. En rojo se destaca el contraste entre rocas de mayor grado que sobreyacen a otras de menor grado metamórfico.

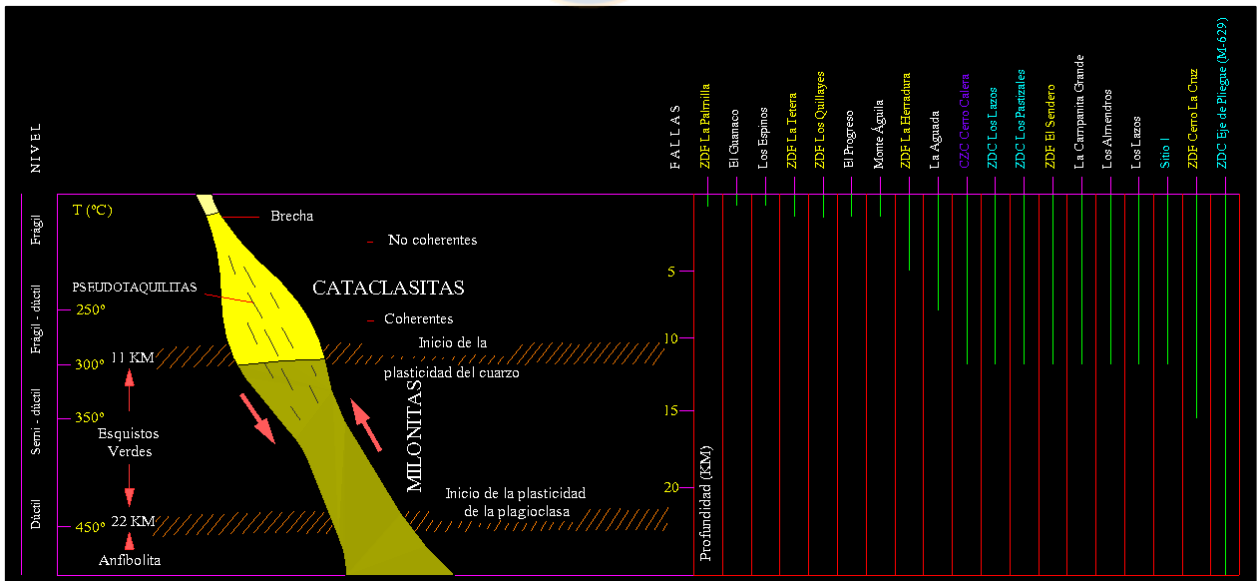


Figura 4.1. Clasificación de fallas según nivel estructural. (Mercier & Vergely, 1999).

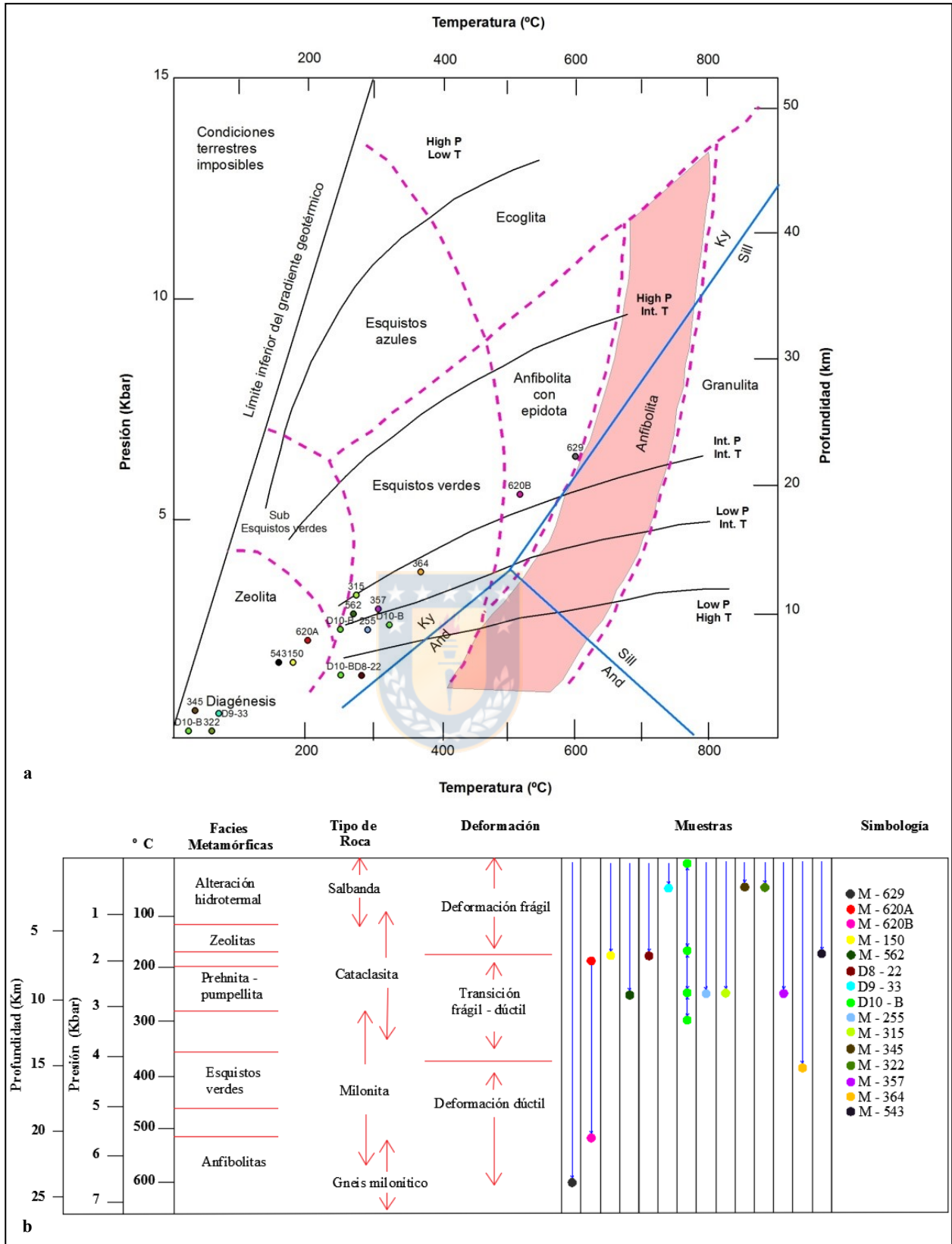


Figura 4.2. a) Diagrama P-T-p (Yardley, 1989). **b)** Diagrama de deformación (tomado de asignatura Geología Estructural, UdeC). Muestras extraídas en mapeo de campo, por el autor de ésta memoria.

5. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

5.1. ANÁLISIS MICROTTECTÓNICO

Aquellas estructuras localizadas en limbos de pliegues y fallas principales se analiza a escala de sección delgada, siempre y cuando el grado de cohesión en roca caja y rellenos lo permitan.

Esta herramienta permite obtener una serie de características estructurales que forman la microestructura o fábrica de una roca, utilizada para reconstruir la historia metamórfica y estructural de implicancia cinemática, por ende dinámica (evolución tectono – metamórfica), caso contrario, todo levantamiento estructural registrado en mapa regional es sesgado.

Tras este fin, es necesario definir de aquí en adelante dos conceptos de gran importancia que hace mención este trabajo:

Fase de deformación: período de deformación específico donde se forma un grupo de estructuras diferenciadas de otras por criterios de sobreimposición, separados por intervalos de tiempo de pequeña o sin deformación, durante el cual las condiciones metamórficas y el campo de *stress* cambian. (Passchier & Trouw, 2005).

Evento metamórfico: episodio de metamorfismo caracterizado por cambios en la asociación mineral de un volumen de roca, reflejo de las condiciones particulares o el cruce de una curva de reacción al equilibrio en el espacio $P - T$. (Passchier & Trouw, 2005).

5.2. ESTABLECER E INTERPRETAR FASES DE DEFORMACIÓN

Si se considera que el concepto sigue siendo útil para clasificar las estructuras en un orden secuencial, se debe usar con cuidado (Passchier & Trouw, 2005). Fases de deformación se refieren sólo a la edad relativa de las estructuras en un volumen limitado de roca y generalmente no son equivalentes a eventos tectonometamórficos de importancia regional, por tanto, es necesario determinar el significado tectónico para fases de deformación locales.

Para establecer fases de deformación es importante definir un conjuntos de estructuras basadas en criterios de superposición fiables no sólo en el estilo, orientación o apriete de los pliegues, etc., criterios que pueden cambiar de un afloramiento a otro en estructuras de una misma edad, sino además, es necesario considerar las condiciones metamórficas durante la deformación en consideración, ya que no está sujeta a un cambio rápido, así se favorece la extrapolación de fases de un área o afloramiento próximo.

Un evento metamórfico es de naturaleza esencialmente diferente a una fase de deformación que puede estar presente en intervalos de poca o ninguna deformación (alzamiento) o bien ser sincrónica a dicha fase cuya actividad tiene un efecto catalizador, refleja sólo el paso de los valores críticos $P - T$ necesarios para una reacción química (Passchier & Trouw, 2005).

5.3. ZONAS DE CIZALLE

Uno de los ejemplos más comunes de deformación heterogénea es la concentración de la deformación en zonas planares que acomodan el desplazamiento lateral de segmentos de roca relativamente rígidos (Cembrano & Sanhueza, 1997). Este tipo de zonas de alto *strain* causa el desarrollo de fábricas características y asociaciones minerales que reflejan las condiciones $P - T$, tipo de flujo, sentido de movimiento e historia deformacional en la zona de cizalle (Cembrano & Sanhueza, 1997).

Las zonas de cizalle pueden ser subdivididas en zonas frágiles (ej. falla con relleno de salbanda) y zonas dúctiles (ej. milonita), esta última usualmente activa a mayores condiciones metamórficas. Ambos dominios pueden estar presente en una misma estructura de manera superpuesta o bien segmentada conforme la profundidad litosférica (Cembrano & Sanhueza, 1997).

La profundidad de transición entre el dominio frágil - dúctil depende de muchos factores, tales como la magnitud de la tasa de *strain*, litotipo, tamaño de grano, presión de fluido, orientación del campo de *stress*, fábrica pre - existente y gradiente geotérmico (Cembrano & Sanhueza, 1997).

Zonas de cizalle principal pueden estar activas durante periodos de tiempo considerable y su contenido material puede ser transportado hacia arriba o abajo en la corteza, en consecuencia las rocas comúnmente muestran evidencias de varias etapas de actividad sobreimpuesta a diferentes condiciones metamórficas (Cembrano & Sanhueza, 1997).

Para descifrar tales aspectos se realiza un conjunto de técnicas cualitativas que se agrupan en dos grandes áreas, de acuerdo a (Cembrano & Sanhueza, 1997):

Microestructura y condiciones físicas

Enfocada a todos aquellos rasgos microestructurales diagnósticos de la operación de mecanismos de deformación a la escala intracrystalina conocidos en la ciencia de los materiales. Dado que tales mecanismos son muy sensibles a variables ambientales tales como la temperatura y la presión, ciertas texturas diagnósticas resultantes ayudan a estimar las condiciones físicas bajo las cuales las rocas se deforman (Cembrano & Sanhueza, 1997).

Microestructura y trayectoria de la deformación

Conciene a todos los criterios o técnicas que se utilizan para establecer la trayectoria de la deformación de naturaleza no coaxial que ha sufrido la roca, con el objetivo de conocer la dirección y sentido de movimiento en zonas de cizalle transcurrente (dextral – sinistral), inverso, normal o compuesto (Cembrano & Sanhueza, 1997).

5.4. MICROESTRUCTURAS DIAGNÓSTICAS Y CONDICIONES FÍSICAS ASOCIADAS

La respuesta de los minerales a la deformación depende fundamentalmente de factores ambientales tales como la temperatura, presión, tasa de deformación, presencia de agua, entre otros. En general, los materiales tienden a comportarse de manera frágil cuando la temperatura y la presión son bajas (temperaturas menores a $0,3 \times T_f$; T_f = temperatura de fusión del mineral considerado y presiones menores a 3 kbar) y dúctil a tasas de deformación altas (Cembrano & Sanhueza, 1997).

Es importante señalar que los términos dúctil y plástico no son sinónimos. El primero se refiere a la propiedad física de lograr *strain* grandes, sin pérdida de la cohesión a la escala considerada, independientemente del mecanismo de deformación involucrado, en tanto, el término plástico implica que el mecanismo involucrado incluye deslizamiento de dislocaciones y/o difusión.

La microestructura de algunos minerales fundamentalmente del cuarzo y feldespato, puede ayudar a estimar tales condiciones físicas (Cembrano & Sanhueza, 1997). Se documentan sólo aquellas identificadas en los análisis:

Cuarzo

Extinción ondulosa y bandas de deformación, indican la operación del deslizamiento de dislocaciones (*dislocation glide*) donde la roca adquiere un comportamiento semi – frágil favorecido por la plasticidad del cuarzo que ocurre al inicio de la facie esquistos verdes (250°C – 300°C).

Alrededor de los 350°C opera el mecanismo de *climb* (movimiento de las dislocaciones fuera del plano de deslizamiento vía captura o emisión de vacancia). El *creep* de las dislocaciones (*dislocation creep*), que involucra *glide* más *climb*, contribuye a la restauración de la red cristalina con la aparición de bordes que conducen a la formación de subgranos y subsecuente recuperación, lo que permite lograr mayor *strain* en condiciones físicas, características de la parte media y superior de la facie esquistos verdes.

La rotación progresiva de subgranos conduce a la recrystalización dinámica evidenciada por contactos serrados y abultados entre granos vecinos vía migración de límites de grano (M – 620B).

Feldespato

Mientras el cuarzo se comporta de manera plástica a partir del inicio de la facie esquistos verdes, la plagioclasa sufre microfracturamiento (M – 150). A diferencia del cuarzo, los feldespatos son

pocos susceptibles de deformarse vía deslizamiento de dislocaciones por restricciones geométricas en su sistema de deslizamiento intracristalino (Cembrano & Sanhueza, 1997).

Al inicio de la facie anfíbolita a temperaturas variables entre 450°C y 500°C la plagioclasa recristaliza a un agregado poligonal, alternante con bandas de minerales máficos (M – 629).

5.5. INDICADORES CINEMÁTICOS

Las rocas deformadas en el campo representan el estado de *strain* final (*strain* finito), resultante de un proceso de deformación progresiva. Los indicadores cinemáticos son herramientas con que cuenta la geología estructural para determinar la historia de la deformación de una roca y se utilizan para establecer el sentido de movimiento registrado en rocas asociadas espacialmente en una zona de deformación lateral.

De acuerdo a su naturaleza, el presente estudio se basa en un flujo de carácter no coaxial, de tipo cizallamiento simple (Krantz, 1995).

La dirección del movimiento en una zona de cizalle se puede demostrar paralela a indicadores tales como (*grooving*, *slickensides*, lineación de agregación o grano) y a continuación se determina su sentido de cizalle.

Hay que tener cuidado en el exámen de una falla, sobre los efectos en estratos dislocados, pues el movimiento aparente puede ser muy diferente del desplazamiento neto. Este punto es tan importante, que es necesario insistir sobre él. El movimiento aparente es una función de muchas variables que depende no sólo del desplazamiento neto, sino también, del rumbo e inclinación tanto de la falla como de los estratos afectados y de la posición de la superficie sobre la cual se hacen las observaciones (perpendicular al rumbo). Aunque el desplazamiento neto sea grande, es posible que el movimiento aparente sea cero.

Se ilustra a continuación el listado relacionado al tipo de índice cinemático (I.C.), con registro en fallas y estratos. Adaptado de (Petit, 1987) y apuntes geología de campo Universidad de Concepción año 1994 (Figuras 5.1. / 5.2. / 5.3.).

Cabe mencionar, que en mapeo de campo se emplea nomenclatura según (Figura 5.1.). Además, nótese, a manera de ejemplo, que la correspondencia según código es:

RM – *type* (FR b); *slickensides* (ST b); *grooving* (TM b); fracturas de tensión (FR a); *crescent marks* (V b); *gouge* arcilloso (IS a); fábrica carbonática (IS c).

De acuerdo a (Figura 5.3. a), el input de datos incorporados a los respectivos *softwares* estructurales, se construye una base de datos que debe estar presente en cada estructura. Para las fallas, el *Datum* está constituido por la orientación espacial (rumbo y manteo); orientación de la estría, que puede ser caracterizada por *trend* y *plunge* (parámetros utilizados para describir el azimut y buzamiento de una línea) o por el *rake*, que corresponde al ángulo generado entre el plano horizontal y la estría medido en el plano de falla; y el sentido de movimiento, obtenido a partir de indicadores cinemáticos. En cambio para diques y vetillas el *Datum* comprende el rumbo y manteo; mineralogía y textura (Niemeyer, 2008).

5.6. CLASIFICACIÓN DE FALLAS

5.6.1. Clasificación basada en el rake del desplazamiento neto

La clasificación más útil de las fallas en el dominio frágil es aquella basada en su desplazamiento neto, éste se define como el movimiento relativo a lo largo del plano de falla de dos puntos que originalmente se encuentran adyacentes (Niemeyer, 2008). En terreno sólo se constatan fallas translacionales, donde su magnitud y orientación es el mismo en todas sus partes. Estas se clasifican de acuerdo a su rechazo en cuatro tipos principales: fallas normales, fallas inversas, fallas trascurrentes y fallas con rechazo oblicuo. En las dos primeras el movimiento se realiza según la dirección de manteo, en tanto, que en la tercera el movimiento es paralelo al rumbo de la falla (Niemeyer, 2008).

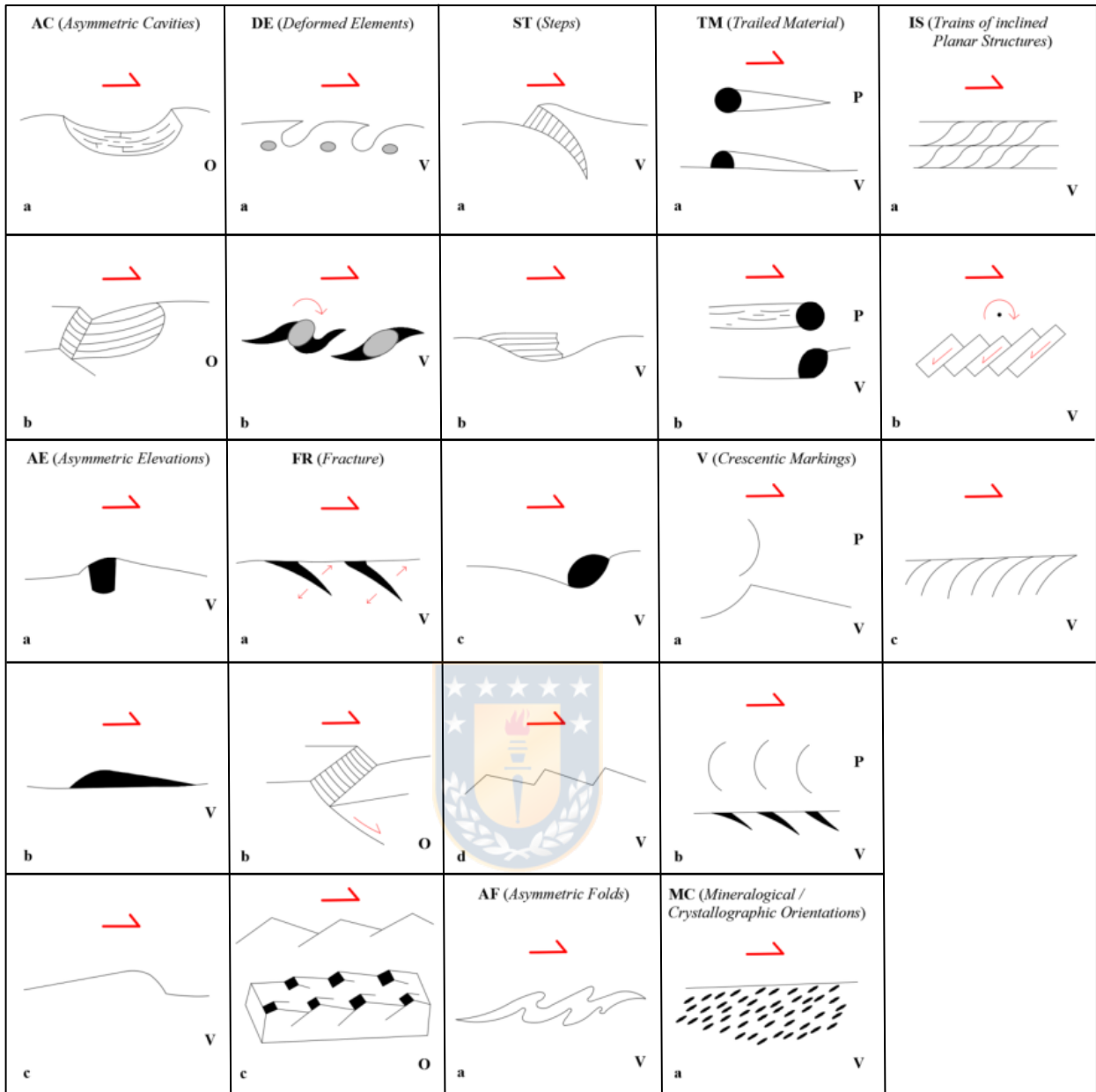


Figura 5.1. Nomenclatura de índices cinemáticos (I.C.) con vista en **P**: planta; **V**: vertical; **O**: oblicua.

Las fallas con rechazo oblicuo presentan movimiento compuesto con componente según el manto y el rumbo. En una falla normal el bloque colgante desciende respecto al bloque yacente, mientras que en una inversa el bloque colgante se alza respecto al bloque yacente. Si la falla es vertical no se puede especificar, a menos que su rechazo sea en el rumbo.

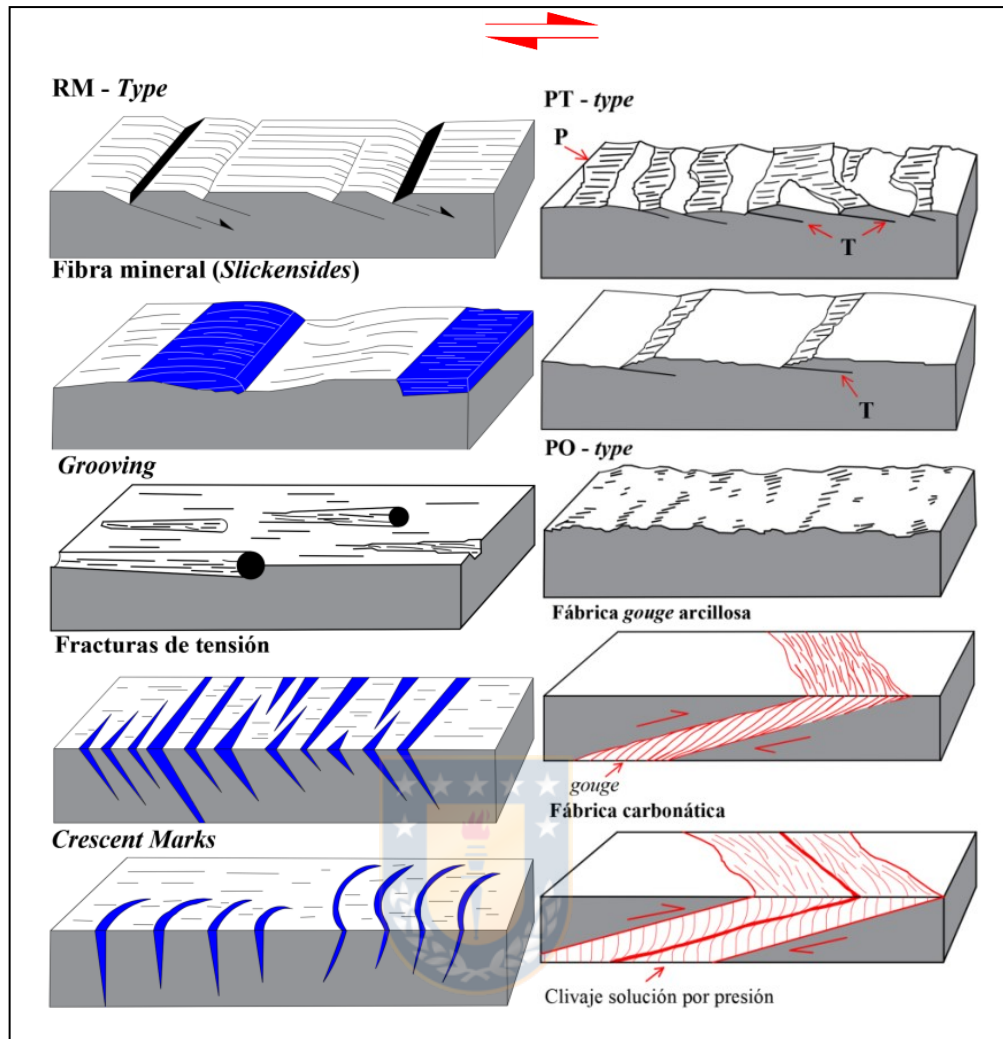


Figura 5.2. Esquemas varios en geología estructural: **a)** Tipos de índices cinemáticos (Petit, 1987).

La denominación de fallas con rechazo oblicuo es compuesta e integra implícitamente la clasificación dual (cinemática), el cual depende del valor del *rake* o ángulo de desplazamiento neto, conforme a la siguiente nomenclatura, según (Niemeyer, 2008).

Si el *rake* es menor que 45° predominará la componente transcurrente y la falla será:

- a) dextral – normal o dextral – inversa
- b) sinistral – normal o sinistral – inversa

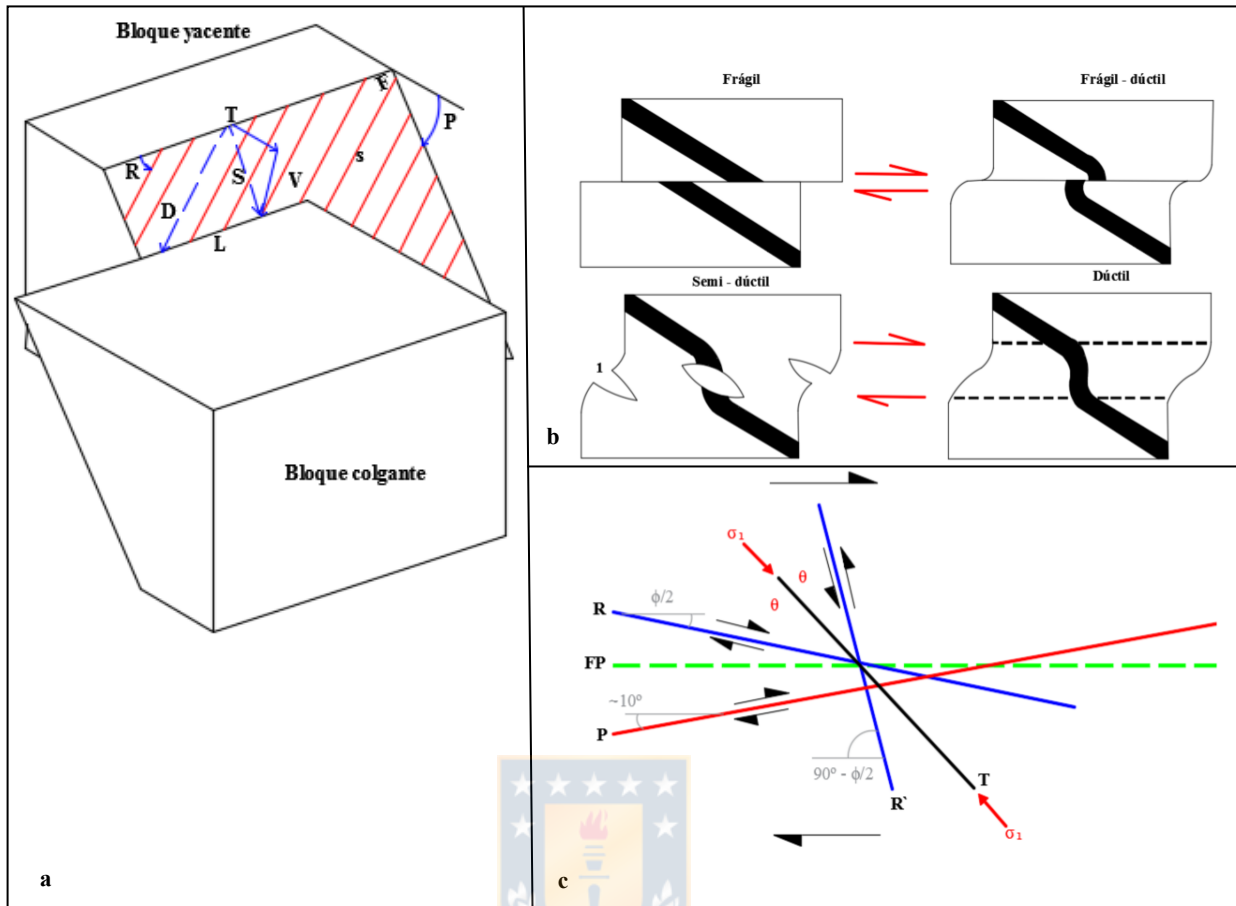


Figura 5.3. Esquemas varios en geología estructural:

a) Datum estructural cinemático en fallas. **Simbología:** T: separación transversal; V: separación vertical; L: separación lateral; S: separación según el manteo; s: actitud de la estría; F: orientación de la superficie de falla; D: rechazo neto, sentido de movimiento y magnitud; R: ángulo de barrido; P: ángulo de manteo en falla. **b)** Régimen de deformación en fallas: 1) grietas de tensión en échelon. **c)** Sistema de cizalle riedel. **Simbología:** FP: falla principal; R: cizalle riedel sintético; R': cizalle riedel antitético; P: cizalle P; T: fractura T; ϕ : ángulo de fricción interna; θ : $\sim 45^\circ$.

Si el *rake* de la estría es mayor que 45° predominará la componente en el manteo y la falla pasa a denominarse:

- a) normal – dextral o normal – sinistral
- b) inversa – dextral o inversa – sinistral

Aunque en la práctica es poco frecuente el registro de fallas con *rake* de 0° y 90° , sin embargo, para este trabajo se acepta un margen de desviación en 10° para desplazamientos transcurrentes y en el manteo respectivamente.

La lectura con geoflex correspondiente al *rake* en fallas de componente oblicua, considera la notación de su ángulo de barrido agudo medido sobre la superficie de falla, en adición al sentido de desplazamiento del bloque ausente, deducida mediante el uso de índices cinemáticos.

5.6.2. Clasificación dual

Su nomenclatura considera la componente primaria o principal y aquella secundaria u oblicua, (ej. una falla normal dextral).

5.6.3. Clasificación genética

Las clasificaciones más satisfactorias son aquellas que se basan en la génesis (Niemeyer, 2008). Una clasificación genética ideal de fallas se basa principalmente en la naturaleza de las fuerzas implicadas, tal medida debe considerar no sólo si las fuerzas son compresionales, tensionales o de cizalle, sino también la dirección en que actúan (sistema o *set* estructural), donde la deformación finita resultante se expresa en fallas de tipo contraccional, extensional y transcurrentes respectivamente, asociadas a cada sistema estructural por unidad, bajo el epígrafe de “Geología estructural del área La Calera – Quillota”.

El detalle de la cinemática se caracteriza por una descripción dual en fallas de salto oblicuo, basada en la descomposición del vector desplazamiento deducido por el par (índice cinemático – *rake*).

5.6.4. Análisis cinemático teórico

La caracterización cinemática se realiza en base a la ubicación espacial de dos ejes cinemáticos, denominados acortamiento y alargamiento máximo que surgen de la representación estereográfica del *Datum* de fallas (Niemeyer, 2008). Tales ejes denominados P y T respectivamente, se encuentran contenidos en el plano de movimiento de falla a 45° del polo de ésta, que es donde ocurre la mayor deformación (Figura 5.4.).

La distribución de los ejes cinemáticos permite interpretar un *strain* homogéneo o heterogéneo, que guarda relación con la variación espacial y temporal de la deformación. La deformación es homogénea, cuando el campo de *strain* permanece inalterado en el tiempo y espacio, manifestado por una agrupación o *cluster* en la distribución de los ejes P y T; y heterogénea cuando hay variación temporal y/o espacial en la deformación, representado por una mala agrupación de los ejes de alargamiento y acortamiento máximo.

Cuando la deformación es homogénea el resultado puede ser graficado por el método de los diedros, que proporciona una representación visual de los datos con un valor promedio de la distribución de los ejes P y T y del sentido de desplazamiento. En el caso de una deformación heterogénea carece sentido geológico determinar los parámetros anteriores, ya que los datos se encuentran dispersos y su promedio no es representativo, puesto que considera más de un episodio de deformación.

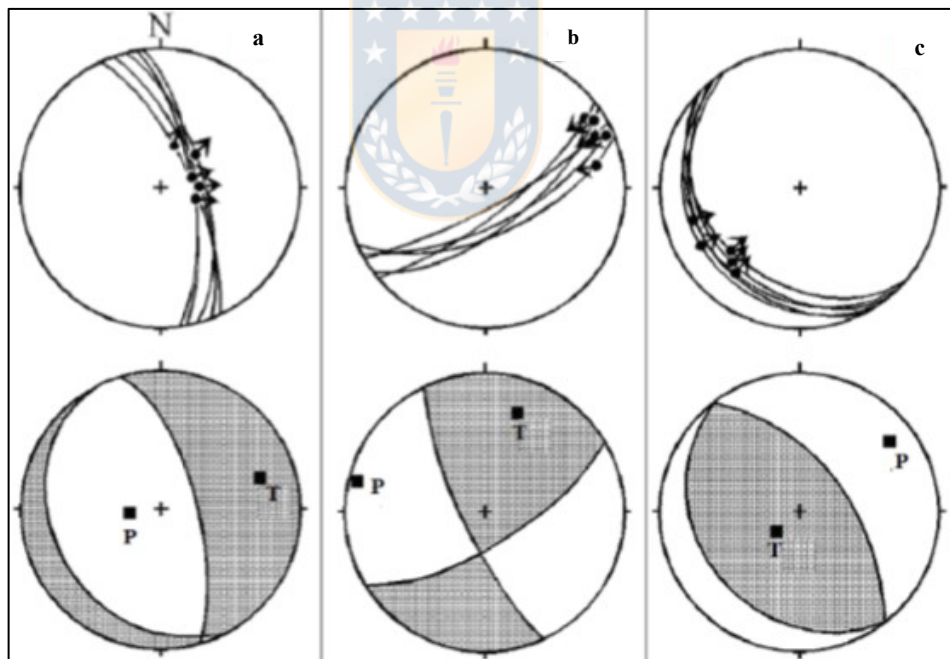


Figura 5.4. Método de los diedros: **a)** Fallas normales. **b)** Fallas de rumbo. **c)** Fallas Inversas (Niemeyer, 2008).

5.6.5. Análisis dinámico teórico

Este análisis tiene por finalidad caracterizar los esfuerzos que originan el fallamiento en una región, y que para el caso andino se generan principalmente por el sistema de subducción. En adición a la deducción de los esfuerzos principales ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), otro parámetro que complementa la caracterización de *stress* es el radio de esfuerzo Φ (*stress ratio*), que relaciona las magnitudes de los esfuerzos principales, según: $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$; ($0 \leq \Phi \leq 1$), el que se emplea para proponer una clasificación del margen, según el valor del radio de esfuerzo junto con la orientación de los esfuerzos principales (Figura 5.5.) (Ritz, 1994).

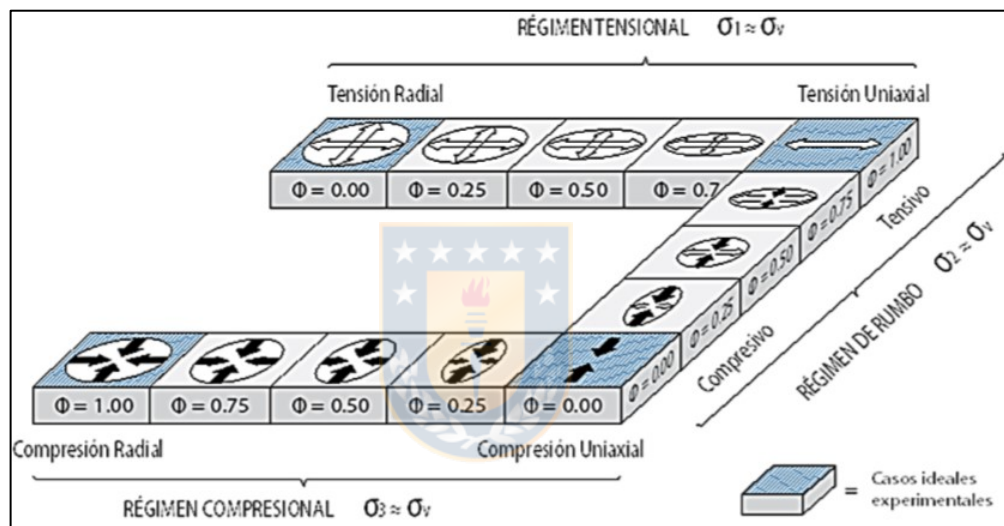


Figura 5.5. Clasificación de régimen tectónico. Modificado de (Ritz, 1994).

De acuerdo a lo anterior, el régimen puede ser clasificado con base en el valor del radio de esfuerzo y el esfuerzo vertical. Para el caso de σ_3 vertical, el régimen es compresivo, con una variación desde compresión radial hasta compresión uniaxial, mientras que en régimen de rumbo se produce cuando el esfuerzo vertical es σ_2 . Para este caso, los términos extremos pueden ser transtensivo o transpresivo. Mientras que si el esfuerzo vertical es σ_1 , entonces el régimen es tensional y los extremos corresponden a tensión radial o tensión uniaxial (Figura 5.5.) (Ritz, 1994). La orientación de los *stress* principales y sus radio de esfuerzos determinan un estado. Si la actividad de las fallas ocurre en un campo que varía espacial y/o temporalmente, es conocida como deformación heterogénea, expuesta a partir de un conjunto de fallas generadas en distintos momentos y/o localidades (Ritz, 1994).

6. LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL

El mapeo de discontinuidades documentadas tanto en Hoja Quillota (Rivano *et al.*, 1993) como el mapeo distrital por Tidy (1970) configuran los únicos rasgos estructurales base, sin embargo, ninguno propone una caracterización de la naturaleza en fallas, cinemática y dinámica del sector.

En el levantamiento y tratamiento de la información de campo influye el tipo de clima. Un estudio homólogo para la Cordillera de la Costa en el norte de Chile, difiere en su aplicación, dado por la extraordinaria preservación del paisaje relacionado al proceso de desertificación. En aquel se utiliza la persistencia de acuerdo al grado de influencia en la corteza como ponderador estadístico para su análisis geométrico, el cual permite representar de mejor forma la distribución de los sistemas de falla, según Carrizo *et al.* (2008).

En el área de estudio preliminarmente esto no es aplicable, ya que la persistencia se interrumpe por cobertura vegetal, depósitos coluviales y/o quebradas. Su magnitud alcanza valores centimétricos en superficies expuestas a (~ 20 m), en trazas localizadas en relictos de erosión (sitios).

6.1. LINEAMIENTOS

Entre Lomas Los Lazos y La Silleta en Cajón de San Pedro, se resuelven los aspectos anteriormente señalados, ya que es posible apreciar según “bibliografía” la intersección y desplazamiento de las principales direcciones. Aquel modelo dista del fotointerpretado (este trabajo) (Figura 6.1.) posteriormente aprobado en el campo, ya que existe un patrón de drenaje dendrítico sin control estructural, por lo que se infiere que el primer arreglo espacial obedece más bien a aspectos geomorfológicos asociados a la erosión de la zona superior del Miembro Santa Teresita (MST), antes que la expresión de alguna estructura en profundidad.

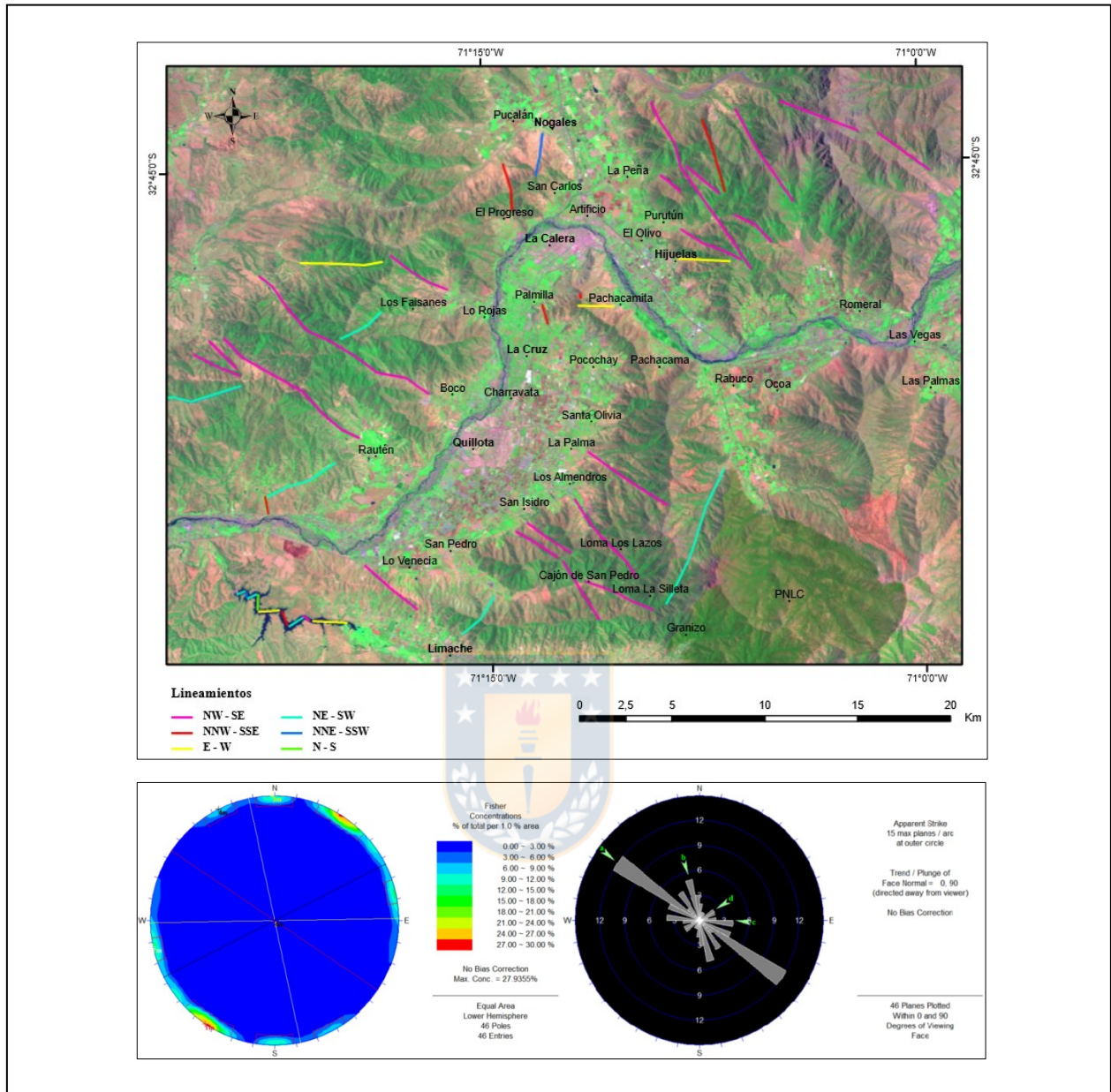


Figura 6.1. Mapa y proyección estereográfica de lineamientos fotointerpretados: en orden decreciente de densidad predominan aquellos NW – SE (a) / NNW – SSE (b) / E – W (c) / NE – SW (d).

6.2. ANÁLISIS DESCRIPTIVO ESTRUCTURAL DEL ÁREA LA CALERA-QUILLOTA

Los sistemas estructurales se deducen a partir de la información levantada para los distintos dominios, según la influencia de etapas regresivas y transgresivas o de ciclicidad en los procesos orogénicos andinos.

Es posible obtener una aproximación relativa a la edad máxima de la deformación, acotada según unidades:

Jurásico Inferior a Medio – Jurásico Superior – Cretácico Inferior – Cretácico Superior

6.2.1. Unidad Jurásico Inferior a Medio (UJIM)

Incluye toda deformación tectónica acomodada tanto en Formación Ajial como Cerro Calera, ya que ambas constituyen el dispositivo arco – trasarco sincrónico para la época. El mapeo comprende sólo hasta la zona de contacto entre Formación Ajial con intrusivos de la Superunidad Mincha, precisamente en la aparición de la isógrada anfíbolita. Su límite superior, en concordancia con Formación Horqueta marca la instauración de una nueva zona de arco.

De la proyección total de fallas y en base a una categorización en $\frac{1}{4}$ por cada cuadrante, la distribución de la concentración de polos evidencia dos sistemas principales: a) NE – SW y b) E – W y uno secundario NW – SE (Figura 6.2. / Tabla 6.1.). En adición, se realiza análisis estadístico en diques, a razón de su distribución regional.

Tabla 6.1. Datum de los principales sistemas estructurales en (UJIM). Simbología: SP = Sistema Principal; SS = Sistema Secundario.

Set	Sistema estructural	Dip / DipDir	Rumbo / Manteo
1	SP1	64 / 357	N 87° E / 57° N
2	SP2	57 / 301	N 31° E / 57° NW
3	SS1	77 / 216	N 54° W / 77° SW

6.2.1.A. Sistema NE – SW

El conjunto de fallas representadas por el *set* SP₂, que en sectores alcanzan una ligera orientación hacia el NNE – SSW.

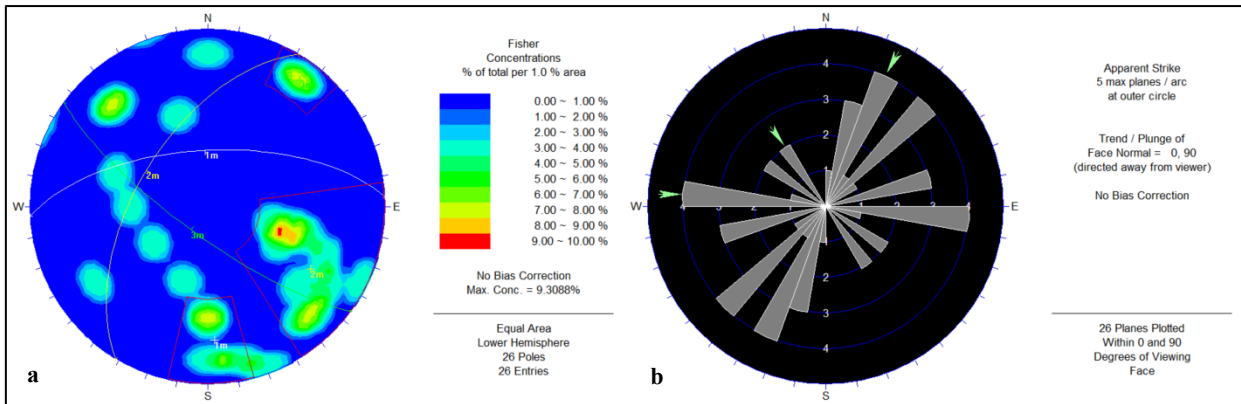


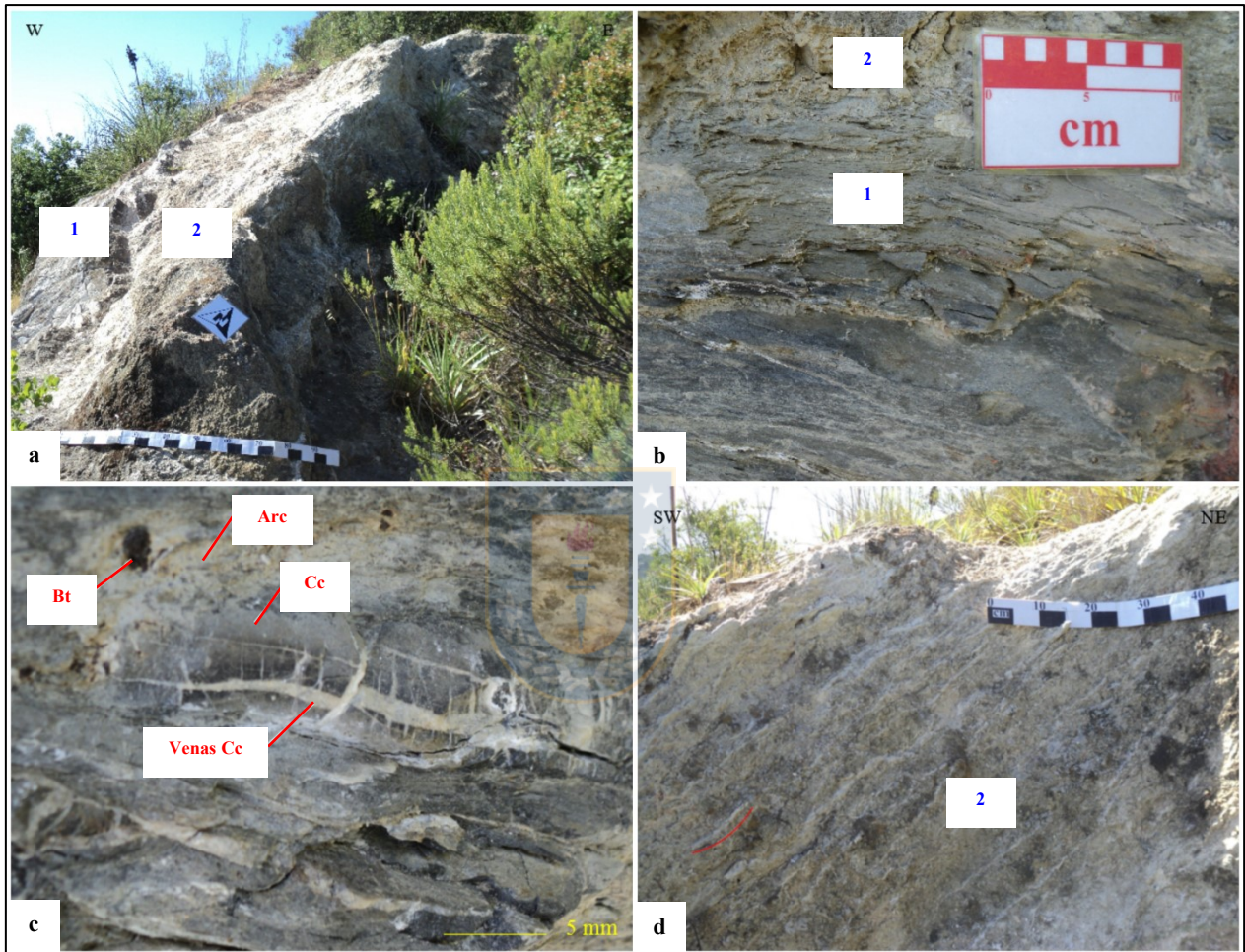
Figura 6.2. Sistemas estructurales Unidad Jurásico Inferior a Medio. **a)** Sets y polos. **b)** Roseta.

6.2.1.a. Fallas extensionales

Destaca el hallazgo de un complejo en zona de cizalle (CZC), el cual consiste en la formación de distinto tipo de rocas de falla por sobreimposición en una única zona de cizalle, producto de un largo período de actividad o bien reactivación. En el flanco suroccidental del Cerro La Calera (6.366.742 N / 294.468 E / 19H) aflora el remanente de tal complejo que alcanza una corrida de 20 m, no obstante, hacia sus extremos inmediatamente a la proyección de su traza no aflora en superficie. Se asocia a discontinuidades extensionales en borde de cuenca con una importante historia deformacional.

Posee una orientación N 20° E / 46° SE (NNE – SSW), que a través de su potencia es posible distinguir un borde externo y núcleo de 50 cm / 1 m respectivamente. La roca caja corresponde a caliza gris impura con cristales de pirita, donde se observa un cambio en el dominio de la deformación. El contacto de borde externo con roca caja es gradacional, notorio por una disminución paulatina del metamorfismo dinámico, sucedido por un contacto neto (superficie de falla o límite C en fábrica), que separa la zona interna rellena por salbanda (Fotografía 6.1. a y b). Venas plumas (*feather vein*) con relleno de calcita (Fotografía 6.1. c), se producen por la propagación de grietas de tensión en échelon, inicialmente en forma perpendicular a venas rectas de espesor milimétrico, paralelas a la estratificación, que con la deformación progresiva comienzan a rotar o bien su colapso gravitacional en niveles de S_0 , indican una zona de cizalle de tipo dextral, bajo una deformación de carácter semi – dúctil, que se refuerza microestructuralmente por la vergencia en plegamiento asimétrico (criterio AF a) bajo un

régimen netamente dúctil, observado en sección delgada (D10 – B), perpendicular a la foliación (no existe lineación de agregación). En tanto, la zona interna resulta salbanda incohesiva (*gouge*), que consiste en un material fino de molienda que efervesce y arcilla de coloración blanco amarillenta.



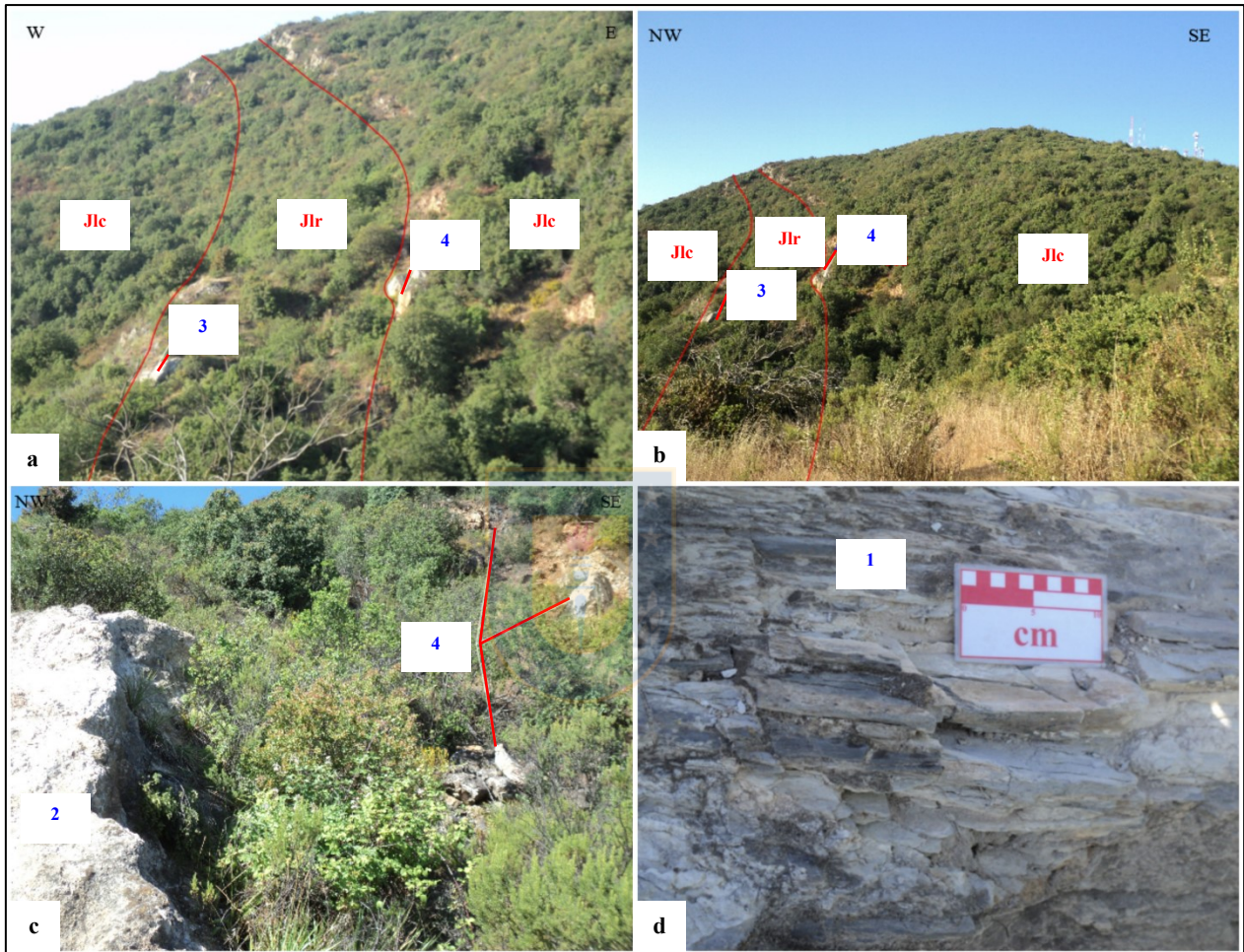
Fotografía 6.1. Complejo en zona de cizalle (CZC) Cerro Calera:

a) Existencia de dos fases de actividad tras deformación polifásica. Borde gris externo zona de dinamometamorfismo (1), cortado por núcleo *gouge* incohesivo (2). **b)** Contacto *gouge* (2) e incipiente foliación S de muy bajo grado (1). **c)** Venas plumas (*feather vein*) con relleno de calcita (Cc), presencia de pirita (Py) y arcilla (Arc). **d)** Detalle foliación P en *gouge* (2).

El complejo (Fotografía 6.2.) evoluciona inicialmente conforme a su dinámica extensional hasta alcanzar una mayor profundidad tras el enterramiento:

Comienza su deformación bajo régimen frágil, con apertura de venas polidireccionales rellenas por calcita; régimen semi – dúctil (*feather vein*) y régimen dúctil, según plegamiento ptigmático

en venas, acompañada por recristalización dinámica, indicador de una zona con baja tasa de *strain* a muy bajo grado, obtenida a una profundidad próxima a los 5,5 – 7,5 km, que posteriormente vuelve a alcanzar el campo de fracturamiento frágil con alta tasa de *strain* mediante la etapa de exhumación, resulta así un gradiente en el dominio de fábrica.



Fotografía 6.2. Complejo en zona de cizalle (CZC) Cerro Calera: **a)** Fallas en borde de cuenca (3) con desarrollo de escarpe de erosión diferencial entre Jlr / Jlc (4). **b)** Panorámica traza de falla (3) en Cerro La Calera **c)** Detalle mesoscópico actividad de falla (2), causa zona de intenso fracturamiento con desprendimiento en bloques desde escarpe (4). **d)** Fisibilidad en borde externo (1).

La distinta actividad del complejo queda registrada según las diferentes condiciones metamórficas, velocidad de deformación y actitud de su foliación, siendo ésta en borde externo el *set* N 60° E / 43° NW, mientras que en zona interna fábrica sigmoidal (S – C) o también denominada foliación P, el *set* N 30° W / 46° SW (ambas lecturas consideran la media), consistente en una fábrica de aplanamiento en salbanda que se dispone en forma oblicua a las

paredes de la falla, señala un sentido de cizalle sinistral vinculada a su última fase de deformación en régimen frágil durante el proceso de exhumación (Figura 6.3.).

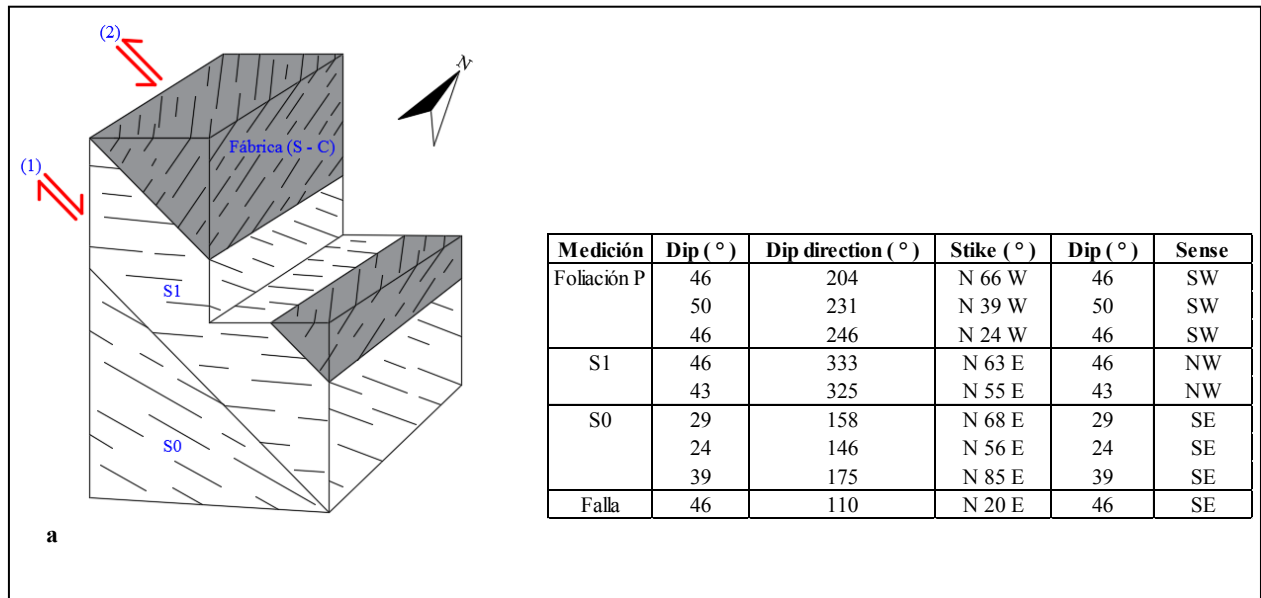


Figura 6.3. Bloque diagrama y proyección estereográfica CZC Cerro Calera: **a)** zona externa/interna, (1) / (2) respectivamente; datum estructural en fábrica y superficie de falla con proyección de *sets* estructurales en diagrama de polos.

En muestra (D10 – B) (Fotomicrografía 6.1.), la clasificación textural del protolito corresponde a una caliza cristalina de grano grueso, con impurezas de minerales opacos y plagioclasa, ésta última, menor a un 5 %, acomoda una elevada deformación. Su coloración es gris oscura, en roca fresca, cubierta por material carbonático fino incohesivo y en forma de encostramiento, resultado de la meteorización.

Mecanismos de deformación dominantes en una secuencia de inferior temperatura – alta tasa de *strain* a mayor temperatura – baja tasa de *strain*, corresponden: fracturamiento – solución por presión y recristalización dinámica de subgranos, que en base a una identificación microestructural es posible conocer su historial evolutivo.

Posterior al fracturamiento e inyección de venas operan mecanismos de solución por presión, asistidos por la presencia de fluidos intergranulares, deriva en la rotación, elongación y orientación preferencial de minerales inequigranulares, a través de deformación intracrystalina, con resultado de fábrica planar.

El predominio de la componente del movimiento paralelo a la superficie de falla o simple deslizamiento, no implica que no pueda existir otro tipo de componente, así en algunas fallas se desarrollan componentes de dilatación o de convergencia (Passchier & Trouw, 2005).

En el primer caso, es frecuente observar crecimiento de granos de calcita en bloque (*blocky crystal*), como relleno en planos subverticales, a pesar que no sigue la trayectoria de apertura (sólo fibra paralela a inclusiones sólidas), si se infiere tensión; a pesar de ello, no es posible precisar la naturaleza del desplazamiento en laminación de calcita próximo al contacto con diques, esto es típico en Miembro Los Rodeos (Jlr), lo que hace imposible el desarrollo de *rake*.

En el segundo caso, el deslizamiento simple se encuentra acompañado de una fuerte aproximación entre ambos bloques y aparece el mecanismo de solución por presión con formación de estilolitas, formadas directamente a consecuencia de la presión ejercida por el desplazamiento oblicuo; así, de esta forma, la aplicación de esfuerzos compresivos (σ_1), con componentes de acortamiento paralelo y perpendicular a la superficie de discontinuidad, sincrónicos a esfuerzos de cizalle (τ), indican un sentido de movimiento normal dextral, por la distinta angularidad en estilolitas tectónicas, en superficies de disolución y por la concentración, en óxidos de hierro próximas al contacto con *clusters*, de calcita gruesa. Esto demuestra un cambio en la vorticidad del flujo de la matriz, tras reducción tectónica del tamaño de grano y el desarrollo de sigmoides policristalinos (Passchier & Trouw, 2005).

La litología, es afectada por un vetilleo polidireccional, relleno por calcita en bloques y minerales opacos, subordinados, de espesor menor a 1 cm, formado en una fase inicial de fracturamiento, cuya densidad incrementa progresivamente hacia la superficie de falla, sugiere que se relaciona su origen, en régimen frágil.

La formación de microestructuras en tales venas, depende de su orientación singular, algunas perpendiculares a la componente compresional de la falla que causan estructuras de plegamiento ptigmático (Fotomicrografía 6.1. a / b) y otras paralelas a la “incipiente foliación”, experimentan recristalización dinámica con migración en límites de macla, resultantes en una disminución de su densidad (*recovery*) y desarrollo en maclas de deformación, como mecanismo de deformación

plástica, que da lugar a dislocaciones intracristalinas hacia los límites de la vena, evidencian una diferencia en la competencia respecto de la roca intacta.

En condiciones de muy bajo grado, calcita se deforma por fracturamiento en venas, donde fragmentos de grano grueso son fuertemente maclados, algunos desarrollan bandas de deformación, mientras que pequeños granos en la matriz se deforman libres de maclado (Kennedy & Logan, 1998). En condiciones de bajo grado, la deformación frágil es asistida por mecanismos de solución por presión que conduce al desarrollo de estilolitas (Fotomicrografía 6.1. c / d).

No es posible atribuir, como estructuras *ribbons*, aquellas con dirección paralela a la débil foliación, por contener una sutura central rellena de minerales opacos, por tanto, no corresponde a un cristal único o agregado monomineral fuertemente elongado en forma lenticular o bien a espacios de segregación, esto hace descartar la génesis de una milonita en zonas de cizalle (ZDC) de alto grado (Fotomicrografía 6.2. a / b).

El maclado de deformación en calcita es importante desde condiciones diagenéticas, iniciado bajo un *stress* de cizalle crítico muy bajo, entre 2 – 12 Mpa, dependiendo de la temperatura y *stress* medio, sin embargo, la cantidad de *strain* que puede alcanzar el maclado es restringido, acomodado en límites de granos, mediante solución por presión o deslizamiento de límites de granos (GBM). Evidencia de la actividad de estos mecanismos, son maclas parcialmente disueltas en límites de grano, o maclas que terminan antes que el límite de grano es alcanzado, como resultado de la migración.

El ambiente de formación para esta roca de falla indica condiciones distintas al campo de estabilidad de una milonita. Si bien es cierto, posee una incipiente foliación S_1 , no logra una cohesión tal. Las condiciones *pick* de deformación en la falla sólo permite alcanzar hasta el dominio del metamorfismo de bajo grado, en el inicio de la facie esquistos verdes.

Finalmente, la caliza se somete a recristalización dinámica, fenómeno dependiente de la temperatura, tamaño de grano y la presencia de fluido intergranular, ocurre a lo largo de límites de grano y maclas con migración de borde a núcleo.

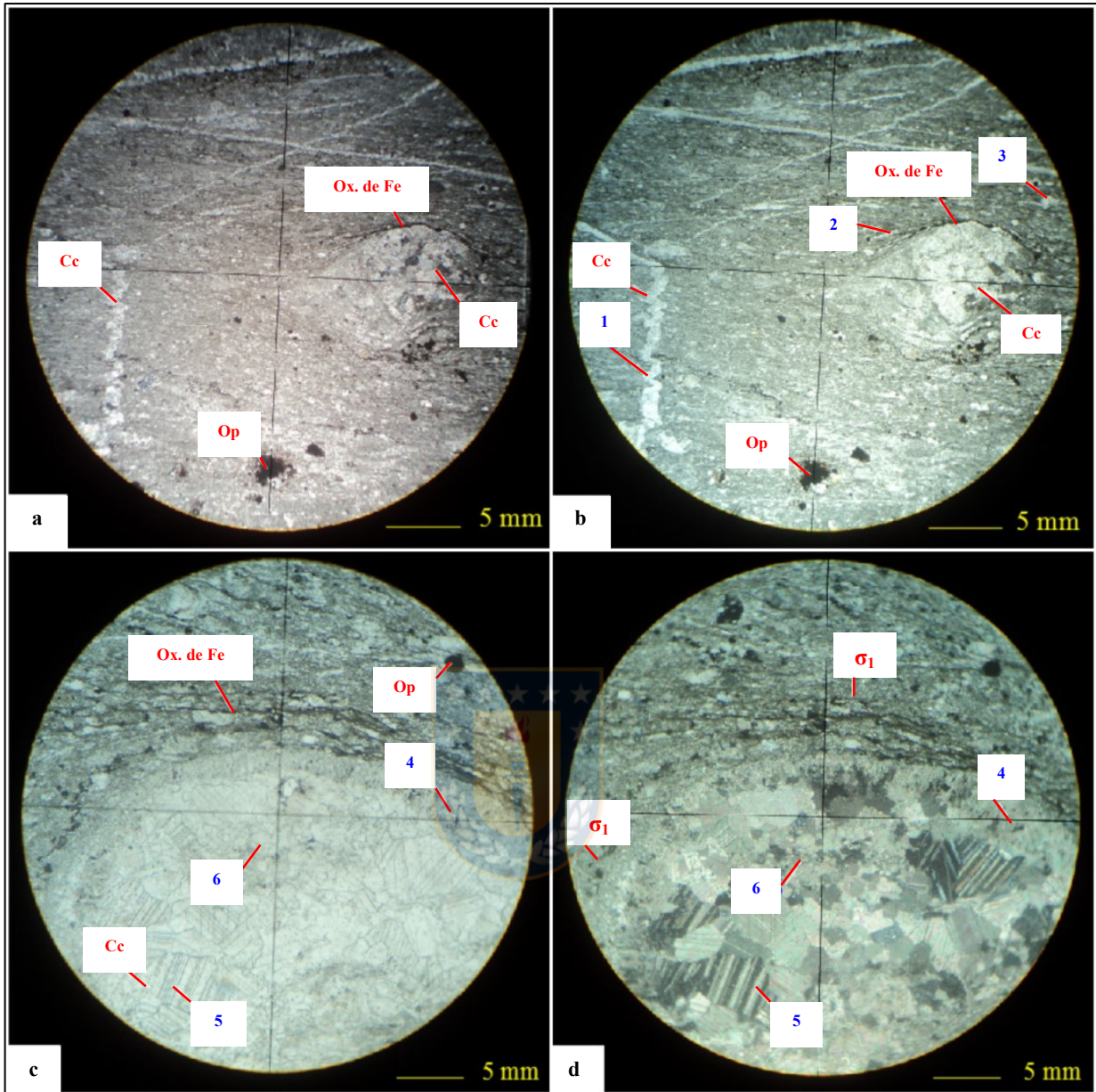
Típicas son las microestructuras con bordes de grano aserrado (Hobbs *et al.*, 1976), formación de nuevos cristales sin deformación intracristalina que crecen a expensas de los dominios deformados, pero que no implican mecanismos de fracturación y estructuras *core – mantle* (Fotomicrografía 6.2. c / d) (Passchier & Trouw, 2005).

El ancho y morfología en maclas de crecimiento en calcita, se correlaciona con la temperatura e intensidad de deformación, en litotipos de grano grueso deformados naturalmente (Figura 6.4.), tal que maclas rectas delgadas dominan bajo los 170°C y tabular grueso sobre los 200°C, con una densidad (planos de macla / mm) inversamente proporcional a la temperatura (Ferrill *et al.*, 2004).

La recristalización dinámica es un importante mecanismo de deformación cristal – plástico, en calcita superior a los 250°C, que puede iniciarse durante la fase de enterramiento o exhumación, de ahí su utilidad como geotermómetro de la deformación (Ferrill *et al.*, 2004).

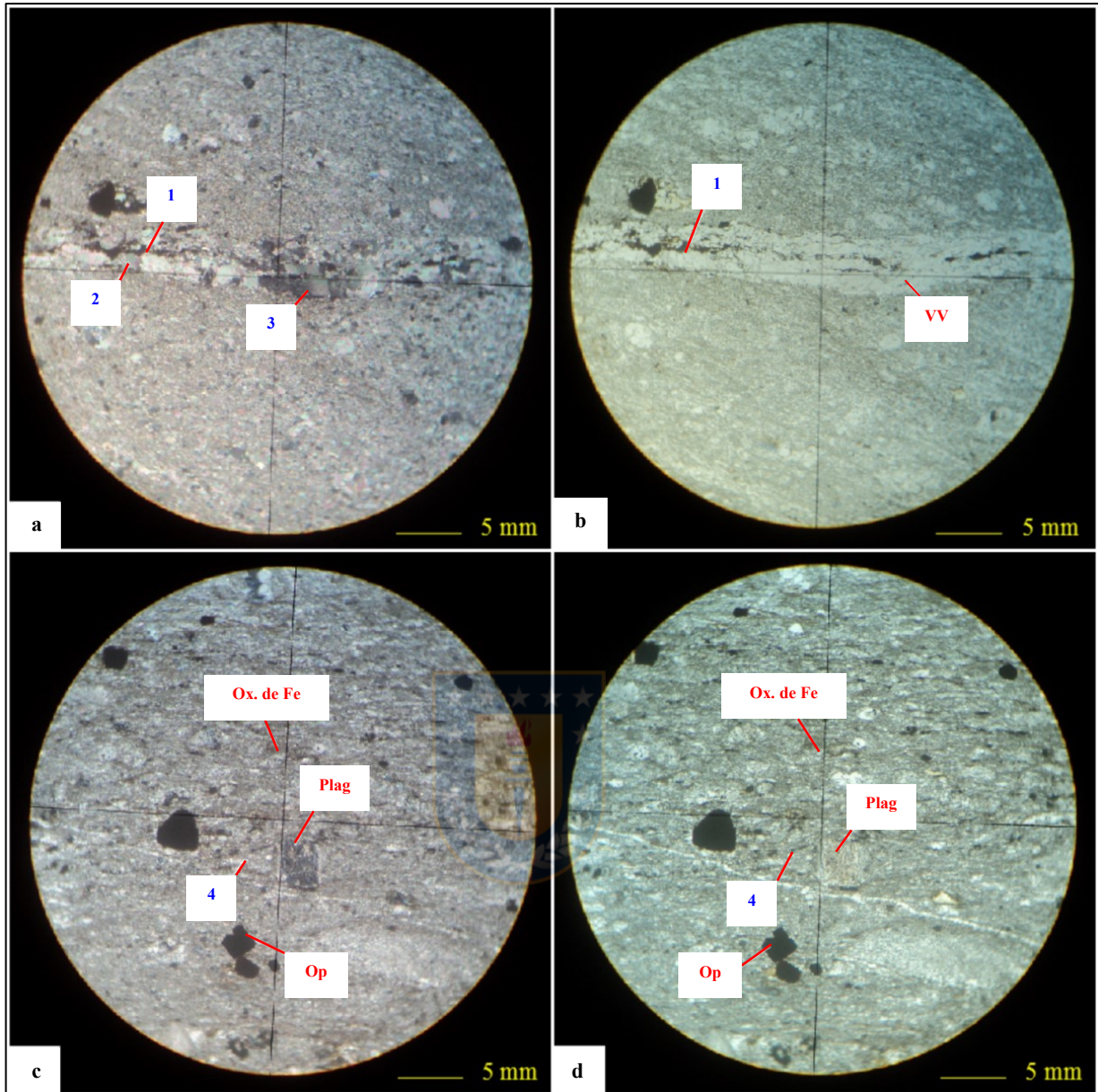
Se desarrolla en sucesión, maclas de crecimiento rectas delgadas bajo los 170°C, maclado tabular grueso (*type II*) de mediana intensidad entre los 200°C – 250°C y finalmente una recristalización en límites de grano a una temperatura entre 250°C – 300°C, con casi nula intensidad de maclado que en combinación con el grado metamórfico que afecta a la cadena orogénica, el inicio de la recristalización dinámica tiende a coincidir con el *pick* de la temperatura metamórfica en un rango de 250°C – 300°C y 5,5 – 7,5 km de profundidad en corteza superior, cuyo gradiente geotérmico regional alcanza los 40°C a 45°C / km (Parada *et al.*, 2005).

Bajo el mismo contexto extensional, localizado en lavas andesíticas del dispositivo conducto volcánico – plataforma carbonatada de Miembro Los Rodeos (Jlr), en cima de Monte Águila (6.354.670 N / 296.509 E / 19H), fallas menores, normales sinestrales, de corrida métrica se canalizan en venas de Qz – Ep, con espesor inferior a 5 cm y caída del bloque colgante en 62° al NE. La estructura posee una actitud media N 47° E / 67° SE, con índice cinemático de *steps* (ST d), en espejos de fricción.



Fotomicrografía 6.1. Muestra (D10 – B): **a)** y **b)** Fábrica fuertemente afectada por recristalización dinámica: 1) pliegue ptigmático en vetilla de calcita; 2) incipiente foliación en estructura *core – mantle*; 3) sigmoide con índice cinemático dextral. Imágenes en NC y LPP respectivamente 2,5 X. **c)** y **d)** Componente vertical y horizontal de (σ_1) perpendicular a estilolitas; 4) textura coronítica recristalizada fina en *cluster* de calcita; 5) maclas (*type II*) en calcita; 6) recristalización de subgranos. Imágenes en LPP y NC respectivamente 10X.

Durante la etapa de mapeo estructural, sólo fallas menores llegan a desarrollarse en lavas, las cuales siempre cortan a través de planos anisotrópicos, como son el contacto entre roca intacta y venas de alteración propilítica, las que conjuntamente también constituyen el relleno en sistemas de diaclasas más frecuente.



Fotomicrografía 6.2. Muestra (D10 – B): a) y b) Vetilla (vv) de calcita paralela al plano de falla: 1) sutura de minerales opacos; 2) macla mecánica o de deformación; 3) banda de deformación. Imágenes en NC y LPP respectivamente 2,5X. c) y d) Impurezas consistentes en: minerales opacos, óxidos de hierro y plagioclasa con estructura *core - mantle* (4). Imágenes en NC y LPP 2,5X.

Esto indica que el litotipo es más susceptible de formar discontinuidades en estados de esfuerzos tensionales que de cizalle.

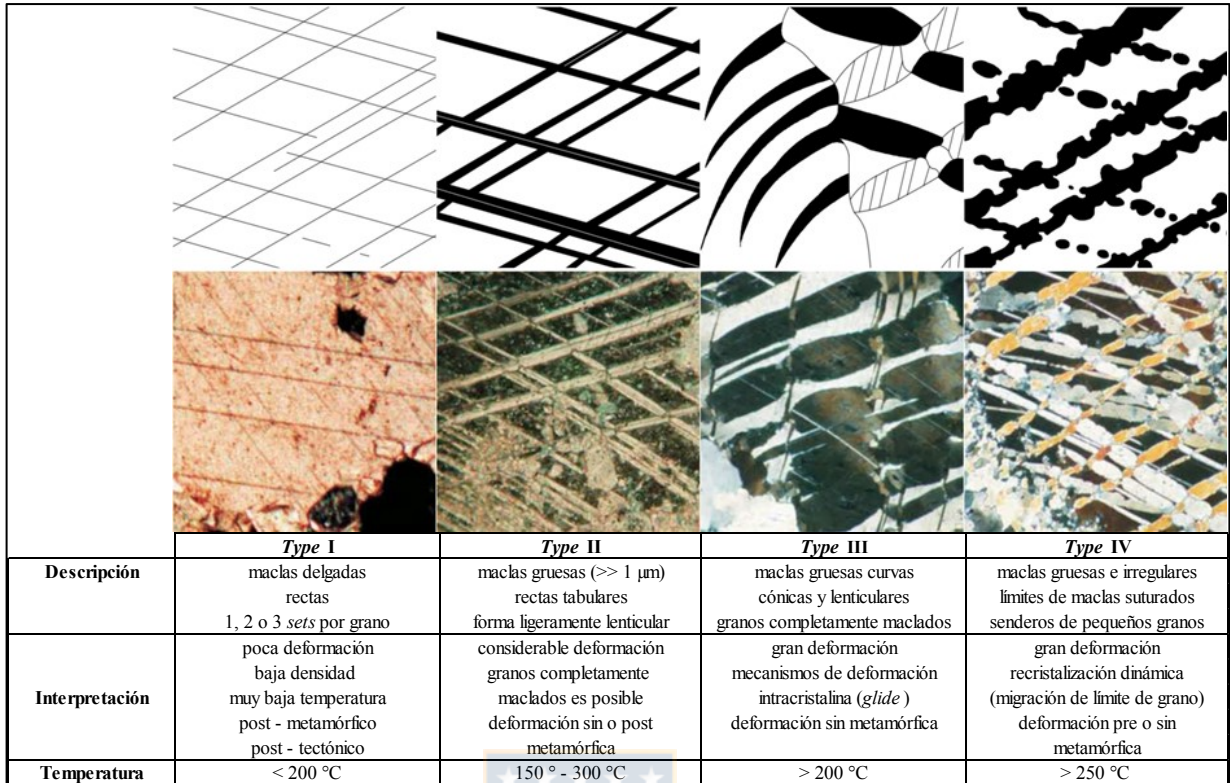
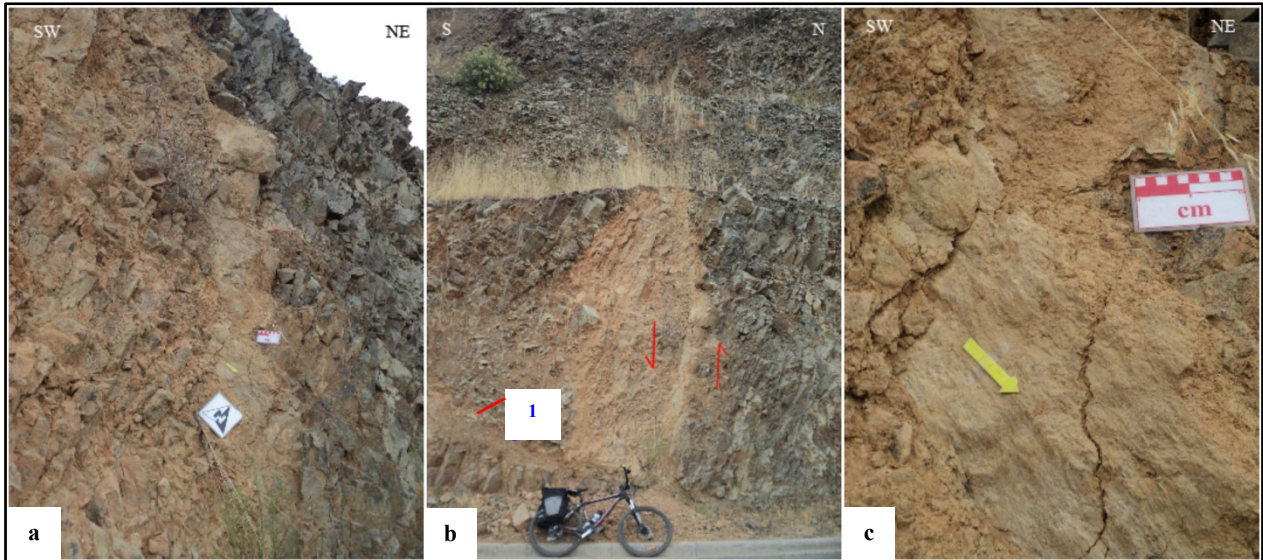


Figura 6.4. *Microgauge* en maclas de calcita: ilustración esquemática del tipo de macla en calcita como indicador de máxima temperatura (Burkhard, 1993 in Ferrill *et al.*, 2004).

Aunque muchas fallas son bien definidas, en múltiples casos el desplazamiento no está confinado a una fractura única, sino que se desarrolla a través de una Zona de Falla (ZDF). Se producen fallas distributivas, donde el movimiento diferencial tiene lugar por pequeños desplazamientos sistemáticos a lo largo de un gran número de fracturas próximas entre sí.

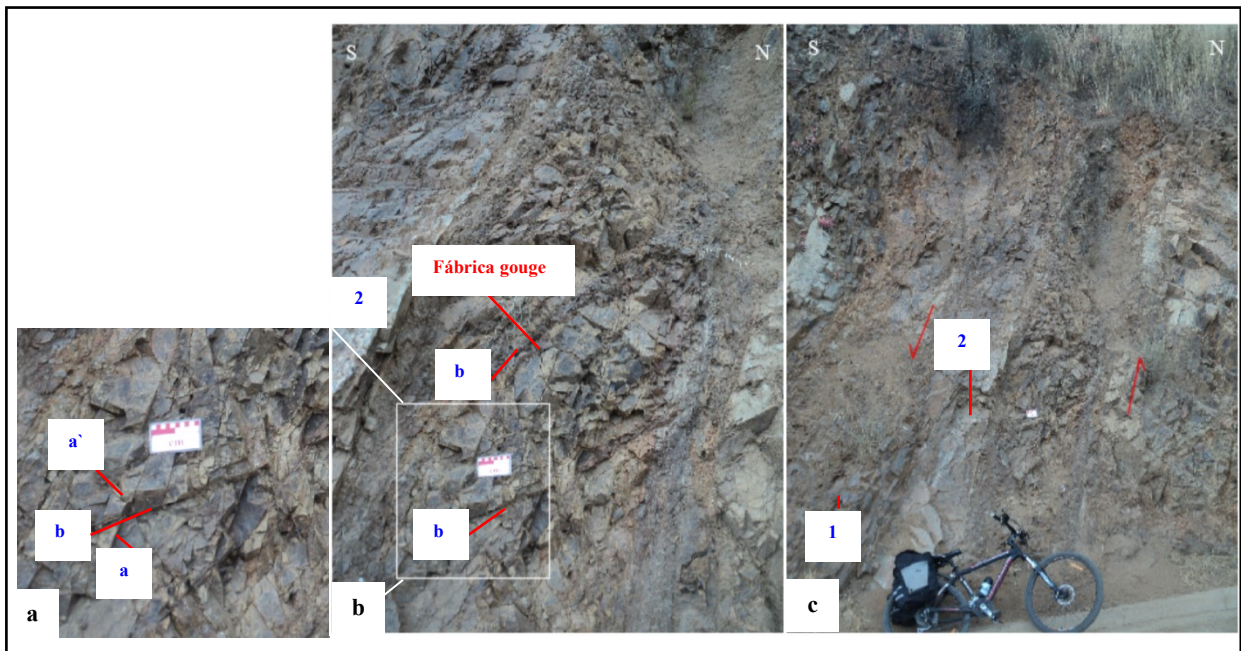
En ladera poniente en Valle de Quillota (6.364.256 N / 289.693 E / 19H), se genera una Zona de Falla (ZDF) distrital, con intenso diaclasamiento, de potencia hectométrica, asociada a la actividad de un par de fallas normales sinestrales, subparalelas, con separación cercana a los 80 m, entre estas destaca aquella de mayor potencia denominada falla Cerro La Cruz (Fotografía 6.3.).



Fotografía 6.3. Falla Cerro La Cruz: **a)** Superficie expuesta de falla normal sinistral Cerro La Cruz, con roca caja fuertemente diaclasada. Sistema paralelo, distante 80 m aproximadamente desde la ZDF Cerro La Cruz. **b)** Espesor métrico con abundante alteración en óxidos de hierro – arcilla. En (1) nivel de paleocanal relleno por caolinita. **c)** Espejos de fricción (ST b).

Esta discontinuidad se caracteriza por presentar una actitud $N 50^\circ E / 70^\circ SE$ y una relación altura / potencia de (14 / 2) m respectivamente, expuesta en talud de ruta F – 366, posee una actividad reciente causante de un continuo desprendimiento de material que obstaculiza el tráfico, sin embargo, su intersección en superficie se encuentra cubierta. El continuo desplazamiento a favorecido el crecimiento de su espesor con aumento de la zona de daño caracterizada por presentar halo fuertemente alterado a óxidos de hierro y arcilla cuya circulación de fluidos causa meteorización esferoidal en areniscas (Fotografía 6.3. a).

En tanto, la creación de espacio y movimientos friccionales en ZDF Cerro La Cruz permiten la inyección de soluciones ricas en sílice resultante en una vena de espesor centimétrico hacia los bordes. Gracias a la presencia de un material más competente como es una vena de cuarzo es posible observar recristalización dinámica (M – 620B) y preservación de estrías con rake $60^\circ NE$, según caída del bloque colgante hacia el noreste, en tanto, la zona interna se encuentra fuertemente tectonizada por fracturas de cizalle conjugadas (Fotografía 6.4.).



Fotografía 6.4. ZDF Cerro La Cruz de orientación (NE-SW): **a)** Fractura de cizalle conjugada (a-a') intersectando a 75° con fractura híbrida extensional coetáneo (b) el que comprende componentes de desplazamiento extensional y de cizalle originando fábrica *gouge*. **b)** Afloramiento de potencia (2 m). En (2) se extrae muestra (M – 620B), desde vena de cuarzo gatillada por falla. **c)** Vista panorámica: en (1) muestra (M – 620A), en borde de roca caja afectado por clivaje de fractura dispuesta a 40° respecto del límite de cizalle.

Las fallas debido a que son fracturas extensas son a menudo las vías de circulación de soluciones en movimiento. Éstas pueden reemplazar la roca de caja con cuarzo de grano fino, causando silicificación.

La muestra (M – 620A) se extrae en zona externa a 1 m de separación desde la discontinuidad, en cuya región existe un fuerte *set* de fracturamiento oblicuo a la superficie de falla o también denominada foliación de fractura (*fracture cleavage*) por activación de bloques.

La roca caja se presenta fuertemente diaclasada por efectos descompresionales donde existe gran cantidad de desprendimiento en bloques menor a 50 cm, silicificados, algunos con desarrollo de fractura concoidal en cantos, de coloración gris oscura. Esta unidad se asigna al miembro inferior pseudometamorfizado de Formación Ajial Ja (a).

Su microestructura indica el desarrollo de una cuarzoarenisca compuesta por cristales de plagioclasa 5 % menor a 2 mm, subhedral, fuertemente alteradas a (Ser – Arc), cuarzo 90 % menor a 1 mm, con formación de subgranos y 5 % de pirita diseminada, alterada fuertemente a óxidos de hierro algunos concentrados en vetillas.

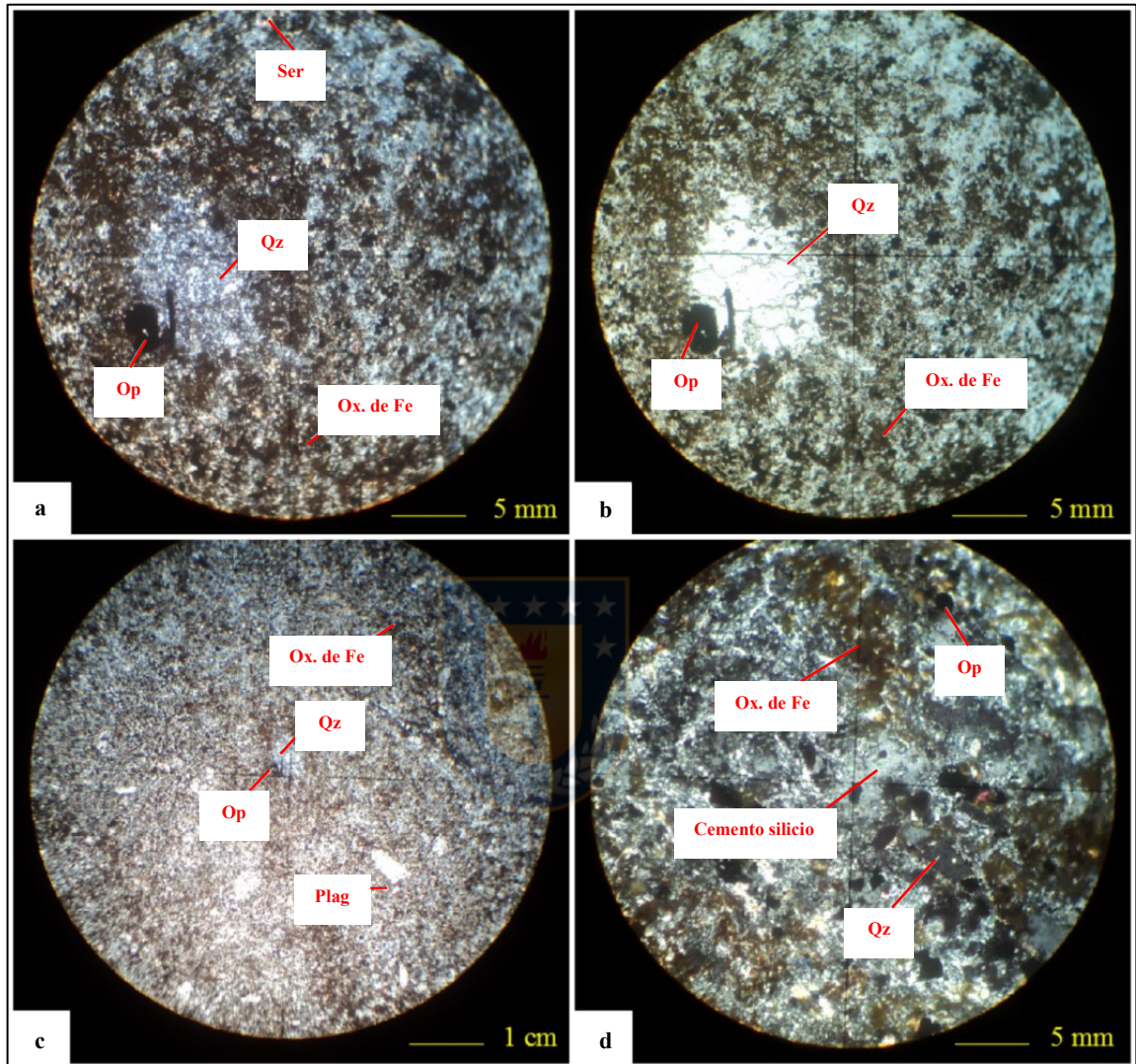
Se pierde porosidad por compactación mecánica cuyo efecto es la presencia de contactos suturados (Fotomicrografía 6.3. a / b). La modificación diagenética más obvia en litotipo, es la introducción de agentes cementantes correspondiente a sílice (Fotomicrografía 6.3. c / d). y disolución por presión (material insoluble en bordes de contacto). Estos procesos se llevan a cabo durante el enterramiento (mesogénesis), lejos de la zona relacionada a procesos superficiales.

La muestra (M – 620B) se extrae directamente sobre el plano de falla en dirección perpendicular a ella. Es posible diferenciar una fábrica silícea masiva hacia el contacto, de espesor centimétrico, sucedida por otra fábrica externa, donde es notoria la identificación de componentes tales como granos, matriz y cemento. Este fenómeno se logra por una disminución de la temperatura y aumento de la tasa de *strain*, conforme se aleja de la zona de influencia vinculada al movimiento friccional entre ambos bloques.

En la zona externa operan procesos de disolución por presión, donde el material es disuelto cercano a puntos de contacto y redepositado en sitios de baja tensión diferencial en forma de cemento (Fotomicrografía 6.4.), hasta alcanzar una mayor deformación por medio de la recristalización dinámica, que como consecuencia genera la creación de nuevos granos minerales de cuarzo con típicos contactos aserrados a partir de los más antiguos y sin ninguna orientación preferencial de grano (Fotomicrografía 6.4. a).

La permeabilidad inducida por la estructura es aprovechada por soluciones ricas en sílice, las cuales forman una vena de cuarzo de 10 cm de espesor y un halo, donde ocurre disolución de minerales opacos y precipitación de óxidos de hierro, sericita y sílice, a través de grietas intergranulares. Solución por presión y su transferencia de material es dominante en condiciones diagenéticas hasta metamórficas de bajo grado, cuyo efecto en cuarzo es mejorado por la

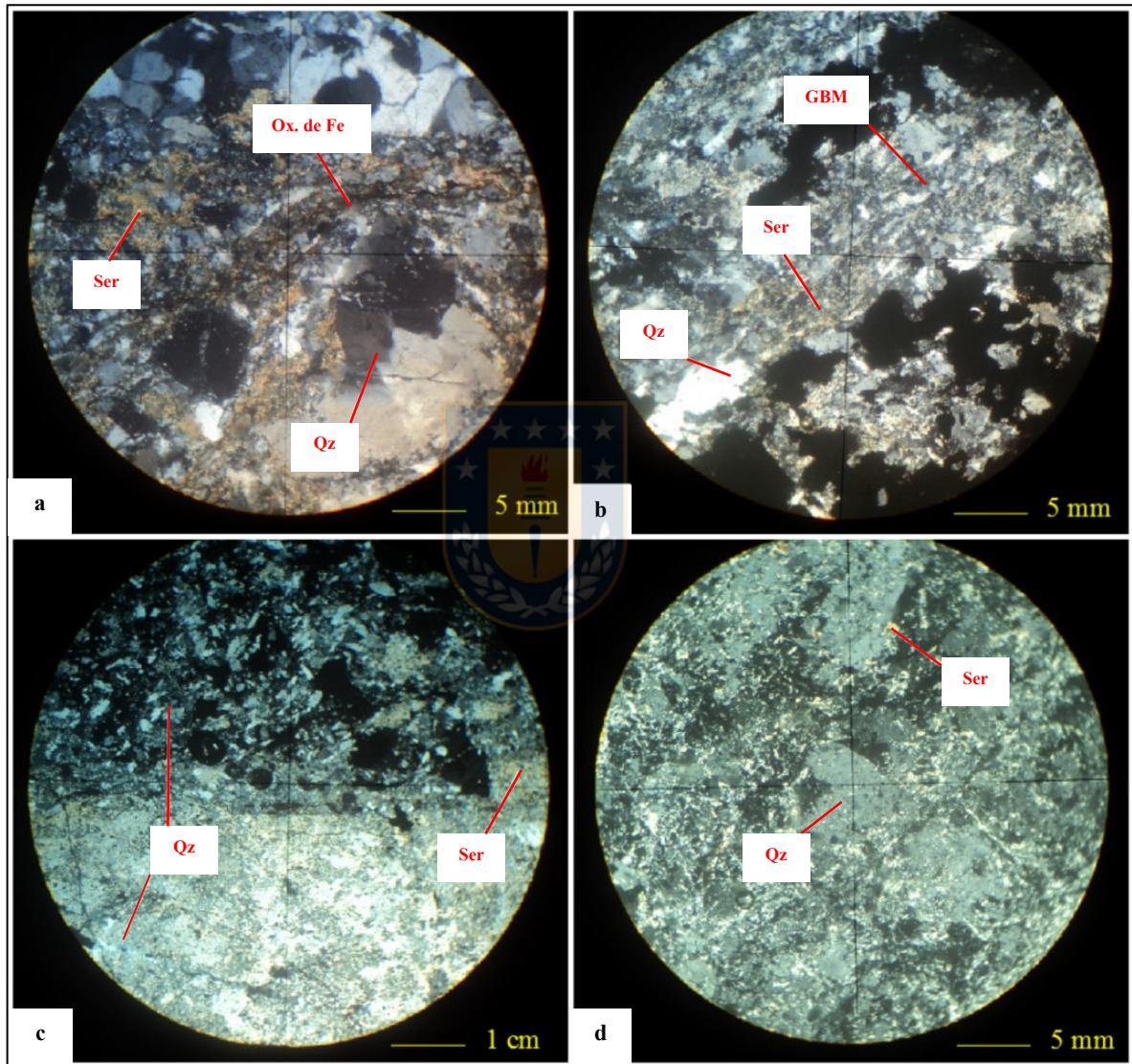
presencia de arcillas en límites de grano, sujetas a transformación sericítica, como resultado de un metamorfismo dinámico de bajo grado.



Fotomicrografía 6.3. Muestra (M – 620A): **a)** y **b)** Contactos suturados en cuarzo generados por compactación mecánica (cuadrángulo inferior izquierdo), gran concentración de minerales opacos y óxidos de hierro diseminados. Imágenes en NC y LPP respectivamente, aumento 2,5X. **c)** Incorporación de clastos de plagioclasa 5 %. Imagen en NC 2,5X. **d)** Relictos de cuarzo detrítico subanguloso rodeado por cemento silíceo y óxidos de hierro. Imagen en NC 40X.

Ambas zonas no son deformadas por mecanismo de flujo cataclástico, sino su microestructura justifica una zona de cizalle de borde con granos de cuarzoarenisca recrystalizados dinámicamente (dominio dúctil).

En la zona de halo los granos de cuarzo se deforman a través del mecanismo por migración de límite de grano (GBM), poseen extinción ondulosa con límites irregulares (Fotomicrografía 6.4. a y b). La alteración de plagioclasa a un agregado de grano muy fino de mica blanca es una característica muy habitual en rocas cuarzo feldespáticas retrógradas. Esta sericitización es común en zonas de cizalle desarrolladas en facies de esquistos verdes.



Fotomicrografía 6.4. Muestra (620 – B): **a)** Recristalización dinámica en cuarzo envuelto en matriz cuarzo – sericita. Imagen en NC 40X. **b)** Migración del límite de grano (GBM). Imagen en NC 40X. **c)** Gradación en el dominio de fábrica: mitad inferior “zona interna”; mitad superior “zona externa”. Imagen en NC 2,5X. **d)** Detalle de “zona interna” en vena de cuarzo de aspecto masivo sin porosidad. Imagen en NC 40X.

Su desplazamiento genera un espejo de falla hacia el contacto con vena de alteración cuarzo – sericita, adyacente a un volumen con potencia de dos metros fuertemente diaclasado y salbanda, registra una dirección de desplazamiento (*rake* 60° NE).

6.2.1.b. Fallas contraccionales

En ladera oriental de Ensenada El Progreso (6.370.886 N / 291.421 E / 19H) próximo a lineamiento de erosión NNW – SSE, asociado a la zona de interdigitación arco – cuenca que se proyecta hasta la localidad de Palmilla (Figura 6.1.), se forman fallas inversas que cortan limonitas gris oscuras y tobas, pertenecientes a la zona superior de Formación Ajial.

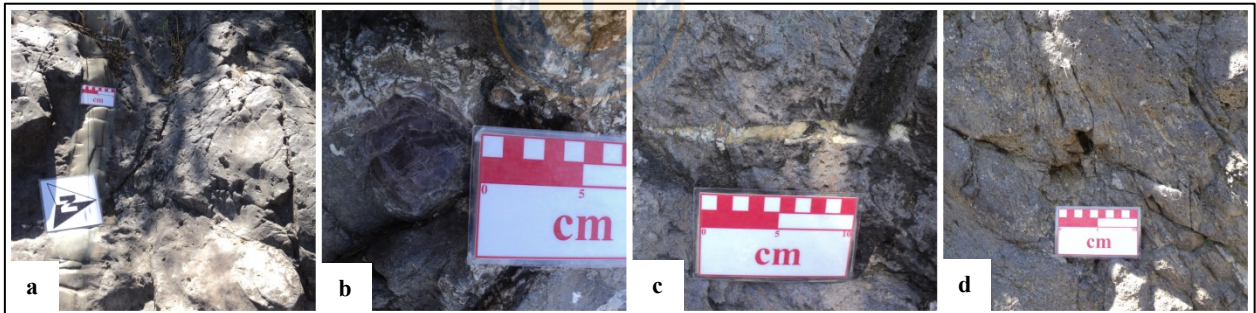
El lugar es un excelente ejemplo de como las características de la superficie de falla y su relleno cambian dependiendo de la litología comprometida. En la fracción tobácea la estructura tiene actitud NS / 36° W, en cuyo plano se forman estrías, determinando su sentido de desplazamiento conforme al criterio *slickensides* (ST b) silíceos, bajo un ángulo de barrido 80° NE. Su espesor alcanza 1 cm, de geometría recta, no así en roca carbonatada, donde la zona de daño aumenta hasta los 15 cm, con desarrollo de brecha de falla, facilitando la infiltración (gran cantidad de óxidos de hierro) resultando en un material disgregable (Fotografía 6.5.). La longitud total aflorante es de 5 m, correspondiente a la categoría de estructuras menores. Ésta es la evidencia en terreno del por qué no se desarrollan fallas con superficies estriadas en Miembro Los Rodeos (Jlr).



Fotografía 6.5. Falla contraccional El Progreso: **a)** Influencia de falla en facie carbonatada. **b)** Segmento de falla en facie volcanoclástica. **c)** *Slickensides* silíceos, (flecha en amarillo) indica el sentido de movimiento del bloque colgante.

La estructura es estéril, sin embargo, existe mineralización consistente en mena de Cu diseminada, sólo en la facie sedimentaria, y Fe, en la facie volcanoclástica, como relleno en diaclasas y hábito cumular en la matriz, por lo que se infiere un cizalle posterior a los esfuerzos tensionales causantes de la formación de diaclasas.

Cerca a dicha localidad, específicamente en el área de confluencia entre Estero Pucalán y Río Aconcagua (6.371.247 N / 292.501 E / 19H), existe dique diorítico de potencia 13 cm (Fotografía 6.6. a), que corta a metaconglomerados del miembro superior de Formación Ajial Ja (b) hacia la base del cerro, en actitud N 77° W / 83° NE. Su emplazamiento causa dinamometamorfismo, pruebas de ello son la generación de amígdalas silíceas próximas al contacto (Fotografía 6.6. b), caracterizado a su vez por poseer bordes enfriados asociados a un halo clorítico, de hasta 2 cm, y vetilleo extensional, de geometría oblonga terminada en punta con crecimiento sintaxial, de cuarzo en bloques (Fotografía 6.6. c), ambos dispuestos subparalelamente al dique bajo estructuras de flujo (Fotografía 6.6. d) y al esfuerzo mayor determinado para este sitio.



Fotografía 6.6. Zona de dinamometamorfismo El Progreso: **a)** Amígdalas silíceas elongadas según la dirección de flujo. **b)** Dique diorítico. **c)** Dinamometamorfismo en clastos silíceos de metaconglomerado. **d)** Vena sintaxial con relleno de cuarzo y geometría oblonga.

Estructuras distritales o de primer orden afloran hacia el SSE, distantes 11 km aproximadamente en línea recta respecto del CZC Cerro Calera, anteriormente señalada, en cuyo tramo de separación no se evidencian fallas, por proyectarse a través del pie de monte y lomajes con intervención antrópica, mayoritariamente agrícola. Observaciones de terreno establecen que la acomodación de la deformación dentro del campo de *stress* regional, ocurre en zonas de brusco cambio litológico, en este caso, concentrada en zonas transicionales y en nivel de conglomerado regresivo Cerro Calera.

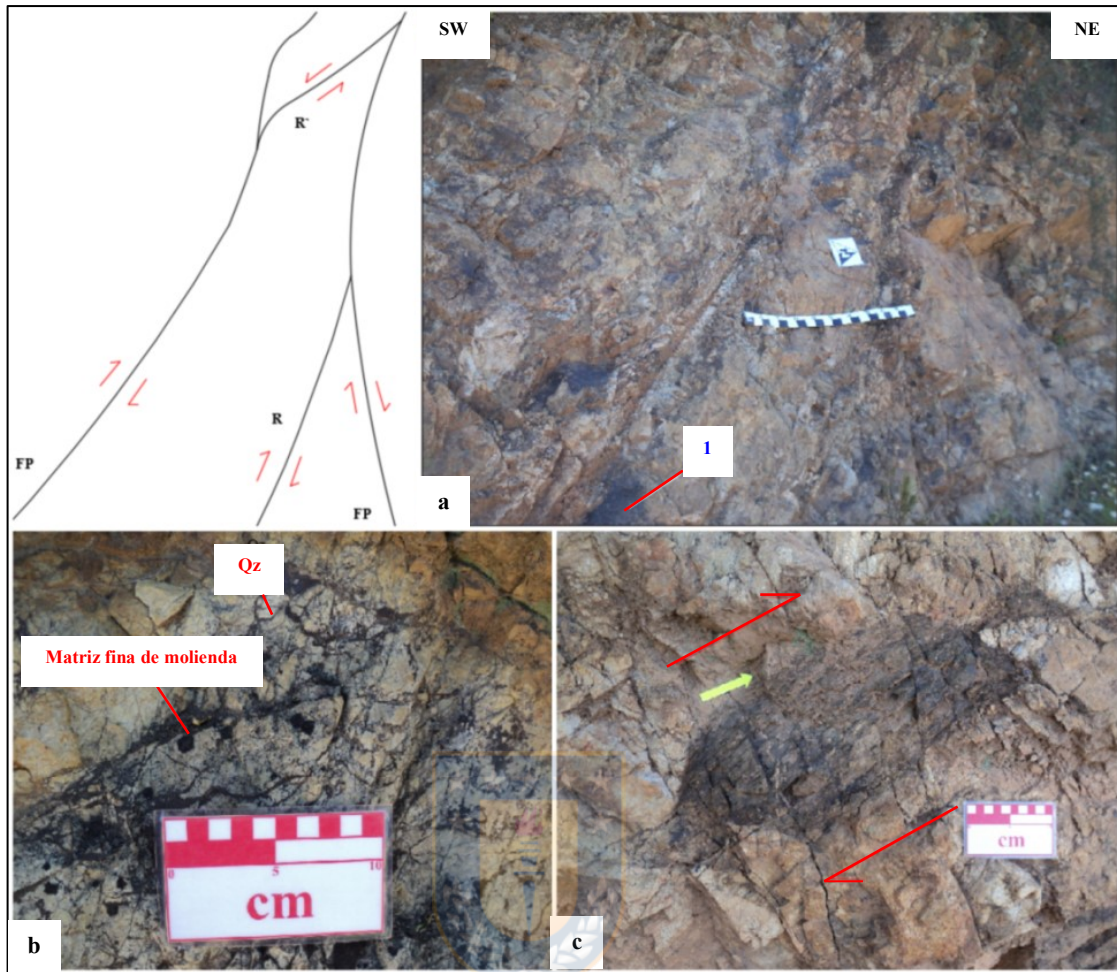
6.2.1.c. Fallas transcurrentes

En Monte Águila, perteneciente a Miembro Los Rodeos (Jlr), existe zona de falla (6.356.257 N / 295.979 E / 19H), que alcanza potencia de 5 m, consistente en la formación de una estructura mayor hacia su núcleo, de componente oblicua dextral – inversa, posee un registro de *rake* 20° NE en bloque subyacente (Fotografía 6.7. a).

En ésta es posible constatar indicadores cinemáticos *Va* (*crescentic marking*) en un área inferior a 1 m² de su plano de falla, cubierto con pátina de psilomelano, muy típico, en asociación con cuarzo, de actitud media N 15° E / 39° NW, y traza ondulante (Figura 6.5.) (Tabla 6.2.).

Su actividad genera brecha como roca de falla, propia de niveles someros (< 10 km), cuyos minerales se quiebran pero no alcanzan a interactuar bajo un flujo cataclástico, existiendo sólo coalescencia de fracturas en componentes cuarzo – feldespáticos del conglomerado regresivo, rellenas por matriz fina de molienda, de coloración gris oscura, cuya naturaleza mineralógica es imposible de discernir macroscópicamente, cercana a un 15 % (Higgins, 1971) (Fotografía 6.7. b).

En relación a los planos principales (FP) y riedel (R – R`), posee una geometría ondulada de espesor centimétrico sin desarrollo de foliación, configuran un dispositivo próximo a los 2 m de espesor, con discontinuidades rellenas sólo por cuarzo masivo, dado que es el primer mineral en ser afectado por deformación plástica (límite frágil – dúctil para cuarzo 300°C y feldespato 450°C).



Fotografía 6.7. ZDF El Sendero: **a)** Sistema transpresional dextral con superficie de falla estriada (1).
b) Brecha con matriz opaca fina de molienda y fragmentos angulares de cuarzo.
c) Intraclasto sigmoidal (*complex objects*) en arenisca, Miembro Los Rodeos (Jlr).

Existe un cambio gradual desde la superficie de falla hacia la zona externa. Aquella se encuentra cubierta por halo silíceo “lechozo” (5 cm) generado por procesos de disolución – precipitación en régimen frágil, sucedida por deformación plástica en cuarzo y frágil en feldespato en borde centimétrico, por tanto, se infiere que el conjunto de estructuras localizadas a lo largo de este nivel estratigráfico alcanzan el umbral metamórfico tras deformación en falla hacia el inicio de la facie esquistos verdes, correlacionable de esta manera con el Complejo en Zona de Cizalle Cerro Calera. Su cinemática dextral – inversa se apoya en indicadores cinemáticos, que consisten en desplazamientos de clastos, sistemas riedel y registro de *rake*.

La existencia de intraclasto sigmoidal (*complex objects*) en arenisca gris verdosa oscura (6.356.123 N / 296.048 E / 19H), que contrasta por su fuerte disgregación, debido a una mayor

densidad en el diaclasamiento, cuyo *set* se extiende, en menor frecuencia de fractura, hacia la roca caja y sugiere la incorporación de sedimento al pie de talud, en bancos canalizados posteriormente deformados bajo un cizalle transpresional dextral (Fotografía 6.7. c).

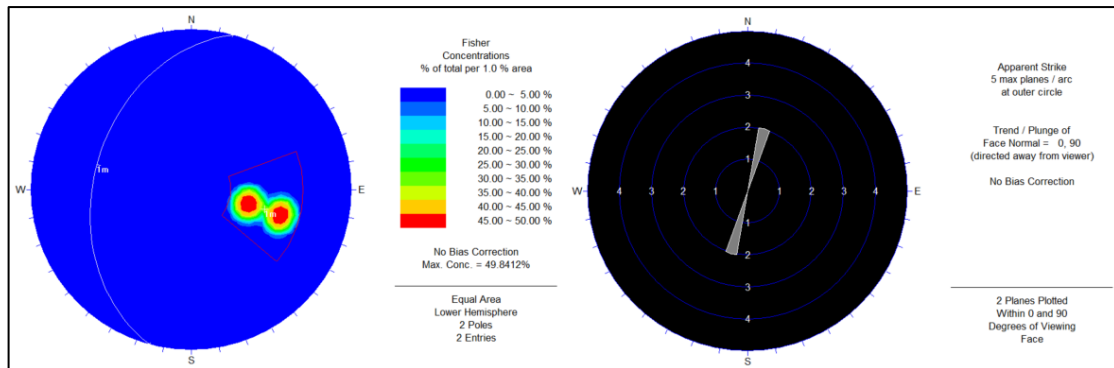


Figura 6.5. ZDF El Sendero: proyección de *set* estructural en diagrama de polos y roseta, respectivamente.

Tabla 6.2. Datum estructural Zona de Falla (ZDF) El Sendero.

Medición	Dip (°)	Dip direction (°)	Strike (°)	Dip (°)	Sense
Falla principal (FP)	39	285	N 15 E	39	NW
Riedel sintético (R)	40	314	N 48 E	40	NW
Riedel antitético (R')	60	310	N 40 E	60	NW

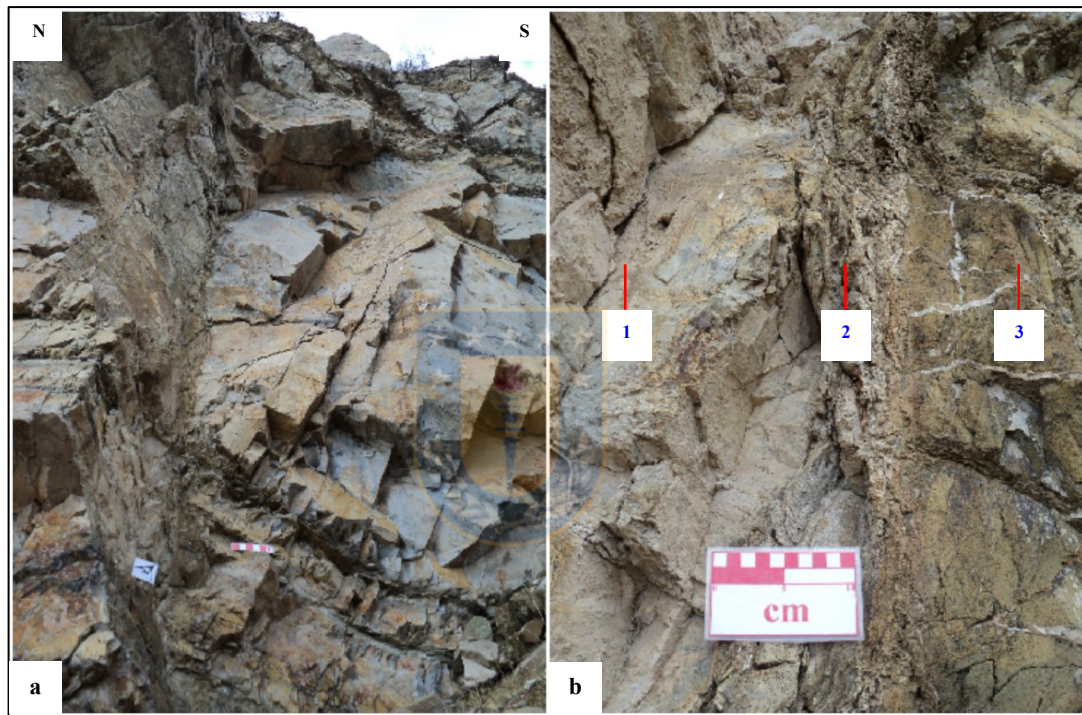
6.2.1.B. Sistema E – W

En Puntilla de López, con rumbo N 10° E, en Cerro La Calera (6.369.035 N / 295.214 E / 19H), se encuentra evidencia de un control tectónico para el emplazamiento de diques sedimentarios del Miembro La Cruz (Jlc), en calizas del Miembro Los Rodeos (Jlr), sin desarrollo de *rake*, por lo que no es factible el cálculo del estado de esfuerzo en *software* MIM.

La falla de carácter extensional ocurre hacia el contacto con dique de arenisca, ésta posee una actitud N 79° E / 76° NW y es considerada como parte del sistema con dirección ENE – WSW (Fotografía 6.8. a).

Su potencia es de 10 cm, donde alcanza la superficie en una altura cercana a los 8 m, cuyo espacio permite la inyección de arenisca en la vecindad del plano de falla, cuyo movimiento

produce a manera local un cizallamiento simple homogéneo con una importante deformación que decrece con la distancia desde el contacto, concentra una fuerte alteración a óxido de hierro. La acción de mecanismos como la presión – disolución causa un gasto particular en la roca que asociado a una deformación frágil en una alta presión de poro, conduce a la formación de lenticulaciones (Fotografía 6.8. b). La forma sigmoidal de éstas permite la determinación del sentido de cizalle como normal de alto ángulo que por acción gravitacional se desprende bloque colgante resultando una superficie plana que corta una estratificación N 44° E / 33° SE.

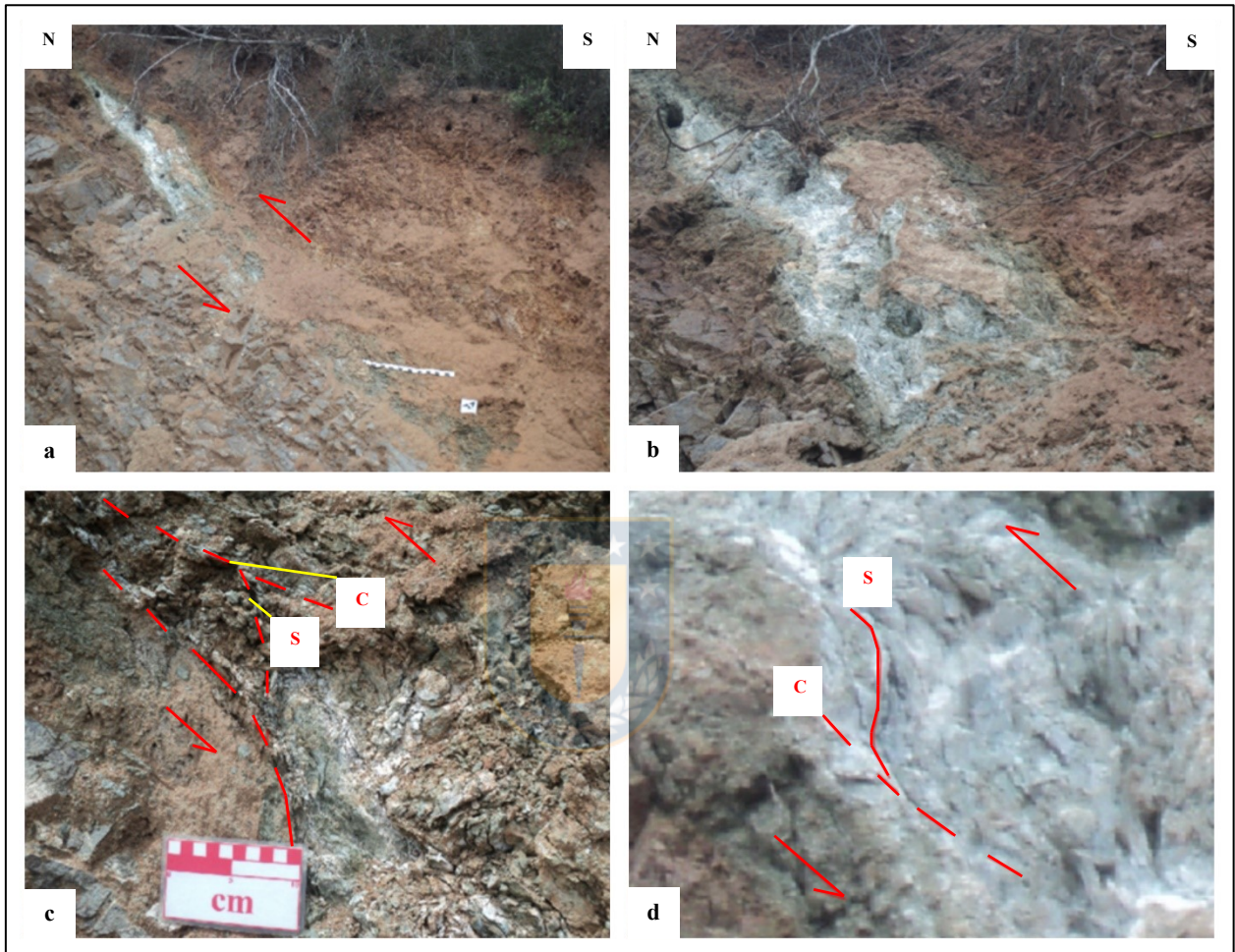


Fotografía 6.8. Falla subvertical Cerro La Calera: **a)** Falla extensional de alto ángulo controla inyección de cuerpos discordantes a la estratificación. **b)** Lenticulación arenisca en Miembro La Cruz (Jlc) hacia el contacto (2); roca caja, Miembro Los Rodeos (Jlr) (1); dique sedimentario (3).

En ladera oriental de Monte Águila (6.356.339 N / 295.867 E / 19H), hay una Zona de Falla (ZDF) distrital distinguida por una región externa de elevada densidad de fractura según dos sistemas de diaclasas NE – SW y ENE – WSW, siendo esta última aquella de mayor frecuencia (1/4 metro lineal), subparalela a la falla principal (Fotografía 6.9. a / b).

La estructura posee una longitud hectométrica y espesor de 1 m, rellena de salbanda compuesta por arcilla blanca y arenisca gris verdosa, dispuesta en foliación S – C, que además es muy

disgregable, señala un movimiento de tipo inverso (Fotografía 6.9. c / d). Su geometría es lístrica, acomodada hacia el contacto por cambio lateral de facies, posee rumbo E – W y manteo medio 60° S, con ascenso del bloque colgante en sentido norte.

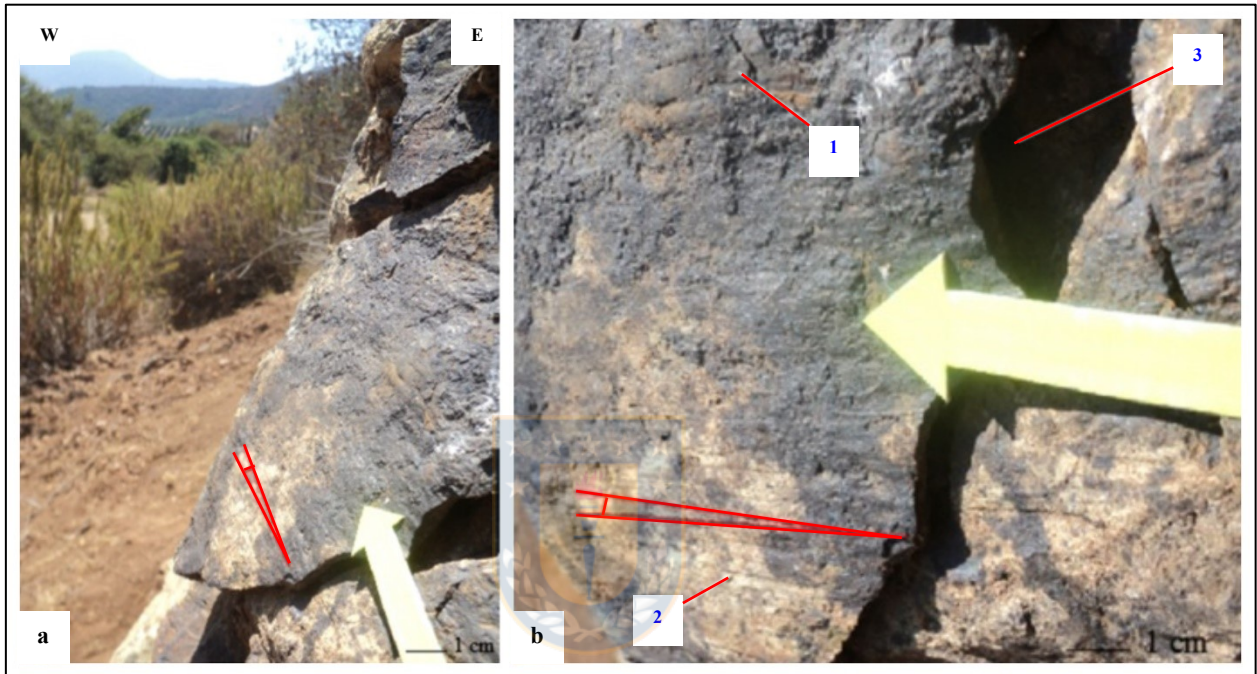


Fotografía 6.9. Falla compresional El Espino: **a) y b)** Falla compresional distrital Los Espinos. Es truncada por depósitos coluviales recientes. Presencia de caolinita, como relleno hacia su segmento superior. **c) y d)** Foliación S – C en salbanda de falla.

6.2.1.C. Sistema NW – SE

En fundo El Rulo – Los Quillayes de Quillota (6.359.973 N / 296.377 E / 19H) una zona de falla menor afecta a areniscas del Miembro La Cruz (Jlc) (Fotografía 6.10. a). Esta posee una longitud métrica ubicada hacia la zona de contacto con intrusivos jurásicos. Su traza es ondulante, con actitud media de la superficie N 34° W / 65° SW, fuertemente fracturada, la cual preserva bloques que alcanzan un tamaño de hasta 50 cm, con superficies estriadas cubiertas por pátina de

goethita negra. Posee un *rake* 4° NW, asociado a indicadores cinemáticos respecto al sentido de movimiento del bloque ausente, correspondiente a escalones de falla (ST d), fractura (FR a) y *grooving* (TM b), que confirman un desplazamiento de rumbo dextral (Fotografía 6.10. b). En general, la longitud en fallas de rumbo es interrumpida por fracturamiento conservando sólo relictos de erosión.



Fotografía 6.10. ZDF Los Quillayes: **a)** Panorámica de falla (en rojo ángulo de barrido). Al fondo cima mayor, Cerro La Calera. **b)** Indices cinemáticos en ZDF Los Quillayes: escalones de falla (ST d) (1); *grooving* (TM b) (2); fractura (FR a) (3).

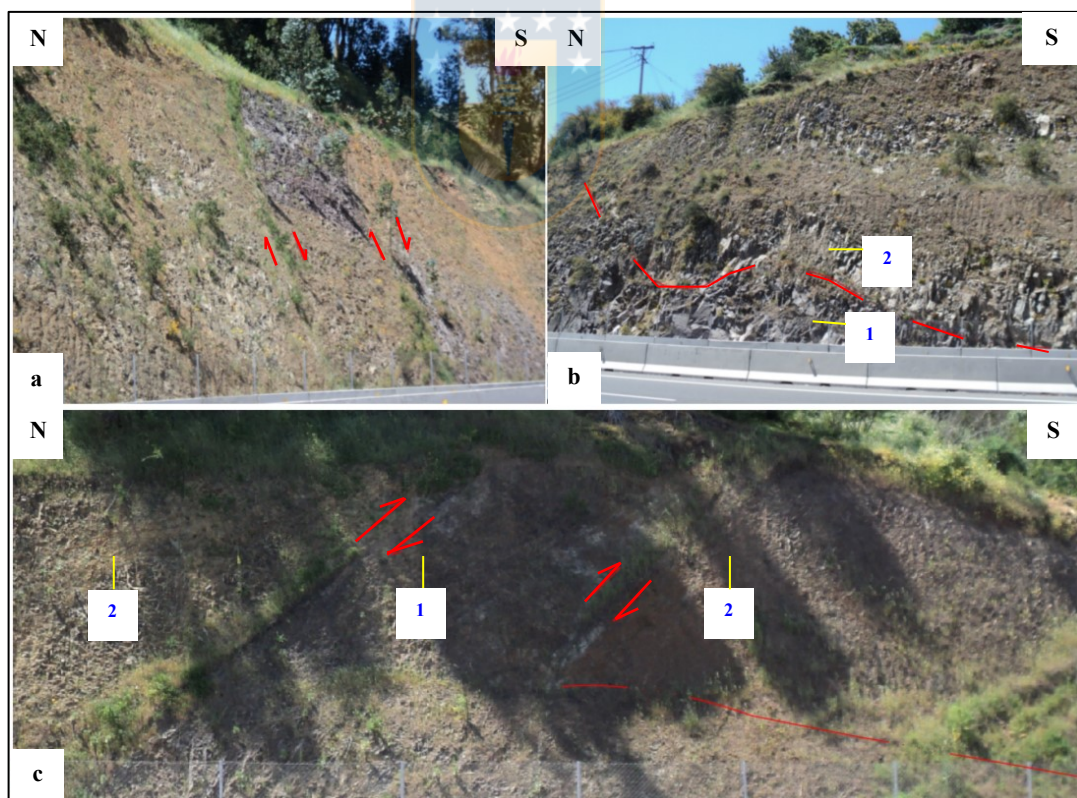
En paso superior La Palmilla, km siete en ruta 60 CH, (6.366.568 N / 291.847 E / 19H), se exponen estructuras a través de talud (Fotografía 6.11.a). Tales, son el resultado del plegamiento en rocas estratificadas, según el distinto buzamiento en capas, a uno y otro extremo del talud con actitud en flancos de areniscas $N 59^{\circ} E / 30^{\circ} SE$ y $N 26^{\circ} E / 40^{\circ} NW$, cuyos elementos se infieren a partir del ingreso de tales datos en programa Dip 5.0., donde se obtiene una posición de plano axial $N 27^{\circ} E / 86^{\circ} E$ (Fotografía 6.11. b).

El fallamiento inverso de alto ángulo, desplaza niveles topográficos consistente en relleno volcanoclástico donde se obtiene un contacto por falla en areniscas grises, a su vez una segunda estructura de igual actitud pone en contacto andesita con arenisca (Fotografía 6.11. c). Las fallas

inversas afloran paralelas, en una separación de 6 m y espesor medio de 30 cm, relleno por salbanda plegada que facilita el crecimiento de vegetación, debido al aumento en el grado de humedad anulando toda evidencia del desarrollo de *rake*.

Poseen una actitud N 45° E / 70° NW con vergencia del bloque colgante hacia el sureste, desplazan niveles estratigráficos en una separación de inclinación (movimiento aparente) cercano a los 6 m, medidos paralelamente al buzamiento de la falla a partir de un plano vertical perpendicular a su rumbo.

En el mismo afloramiento, existe la inyección de diques clásticos a través de coladas andesíticas, las cuales poseen una actitud N 55° E / 90°, de potencia 50 cm, en cuyo relleno existe el desarrollo de meteorización esferoidal. Las características del contacto lava – sedimento, señalan una depositación sinsedimentaria de borde continental.



Fotografía 6.11. ZDF La Palmilla: **a)** Cinemática inversa que desplaza a tobas del miembro superior de la Formación Ajjal. **b)** Plegamiento contiguo a fallas inversas. Toba (1); andesita (2). **c)** Fallas inversas alcan tobas (1) desde línea de litofacie (línea segmentada) en contacto con arenisca (2), es truncada por nivel de suelo.

Este es el único sector donde se documenta un mayor *slip* desarrollado hacia la zona de borde de la cuenca jurásica, donde se pone en contacto la Formación Ajial con la Formación Cerro Calera. En tanto, se registra un salto promedio de 12 cm en unidades depositadas hacia el depocentro o bien en el intrarco.

En miembro superior de Formación Cerro Calera, la deformación es mayoritariamente sinsedimentaria, gatillada por la perturbación gravitacional en sedimentitas marinas, aunque la presencia de fallamiento tectónico es escaso, muchas veces es difícil su diferenciación, siendo este el principal problema para describir la tectónica de la unidad.

El fallamiento se caracteriza por la presencia de estructuras subverticales, de espesor centimétrico, con relleno de material carbonatado, según crecimiento de cristales perpendiculares al contacto, los cuales no permiten realizar el seguimiento de la deformación.

El desplazamiento de marcadores tales como la estratificación no es un indicador confiable, ya que puede tratarse de un movimiento aparente, además los planos de falla son verticales y sin desarrollo de estrías, por lo que son indispensables para determinar la dirección del cizalle, por tanto, no es factible interpretar una sección perpendicular al rumbo de la falla que relacione marcadores correctos, ni tampoco definir su naturaleza. El desarrollo de estrías es controlado por el factor litológico, ya que recristalización dinámica en calizas se activa fácilmente tras el movimiento friccional a muy baja temperatura.

En Miembro Los Rodeos (Jlr) el fallamiento extensional sinsedimentario adquiere geometría lítrica en calizas, cuya estratificación mantiene su espesor en ambos bloques. Tales estructuras corresponden a fallas de crecimiento (*growth faults*) que han tenido actividad durante la depositación de una secuencia sedimentaria, es decir, son fallas contemporáneas con la sedimentación, en tanto, hacia techo la estructura es truncada por depósitos coluviales modernos.

Evidencias en favor de un origen contemporáneo con la sedimentación, son la depositación de una brecha sedimentaria que se encuentra adyacente al escarpe de falla, en su bloque colgante.

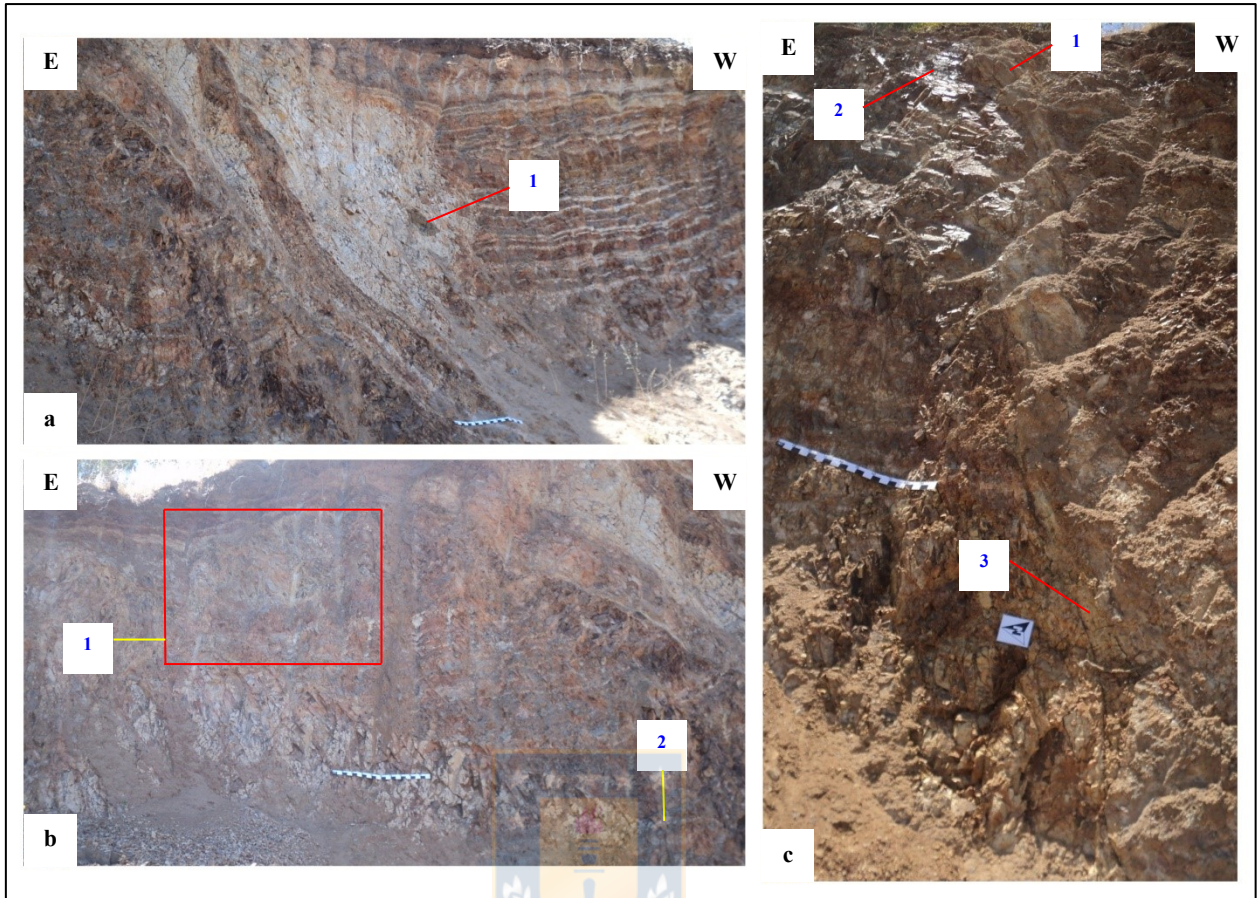
La brecha se desplaza en un flujo de la matriz, alterada fuertemente a caolinita, que dispone paralelamente y con notoria elongación los intraclastos de arenisca, los cuales poseen localmente contactos interdigitados, así como fragmentos angulosos de hasta medio metro, tras el colapso gravitatorio, lo que indica una tectónica activa durante la sedimentación (Fotografía 6.12. a).

Además, de los efectos de la deformación en los sedimentos no consolidados, en relación con la falla, por tratarse de una sedimentación subacuática, se observa la inyección de material desde lentes de arenisca, en estructura de volcán de arena, en limonitas de coloración gris oscura (Fotografía 6.12. b). La superficie de falla carece de vetilleo y salbanda, en cuyo plano se deposita arenisca alterada a óxido de hierro, de coloración ocre y espesor cercano a los 10 cm, sin embargo, la erosión de este relleno deja al descubierto superficies lustrosas donde ha ocurrido el deslizamiento (Fotografía 6.12. c).

En la zona de contacto entre ambos miembros de la Formación Cerro Calera, ocurre la inyección de areniscas del Miembro La Cruz (Jlc) a través de diques, los cuales cortan a calizas del Miembro Los Rodeos (Jlr) (Figura 6.6. y Fotografía 6.13. a / b). Tales cuerpos se emplazan en una primera fase transtensional sinistral que, posteriormente, se invierte a dextral, según índices cinemáticos en échelon desplazados por fallas (Fotografía 6.13. c y d).

El frente de propagación en fractura es a través del contacto o zona de debilidad, conforme el flujo asciende, bajo un régimen extensional, que a su vez actúa como plano de despegue que facilita un posterior ascenso. El llenado de dichos sitios de dilatación produce un patrón con depositación de máficos, mediante bandas paralelas, en el borde del dique, así como el flujo en la roca caja (Fotografía 6.14. a).

Los mecanismos dan cuenta de una deformación a alta presión de fluido de poro, que facilita finalmente el desplazamiento lateral sinistral de las paredes, generando índices cinemáticos de venas en échelon. En la cima de Cerro La Calera existe plegamiento asimétrico, según la distinta actitud de los estratos en laderas opuestas de las principales incisiones en quebradas, con eje de pliegue inferido de dirección ENE – WSW (N 77° E), permite el desarrollo de lineamientos de erosión.



Fotografía 6.12. Fallas de crecimiento, Cerro La Calera: **a)** Fragmentos de brecha sedimentaria (1), causada por colapso gravitacional. **b)** Bloque yacente en falla de crecimiento extensional: en (1) se observa la inyección de arenisca en limonitas que producen volcanes de arena (*dewatering structures*); (2) extremo en cuerpo lenticular. **c)** Falla de crecimiento: (1) brecha sedimentaria fuertemente meteorizada; (2) superficie lustrosa descubierta tras erosión localizada del contacto; (3) sedimento fino, de coloración ocre, sólo depositado hacia la base, en tanto, la zona central es blanquecina.

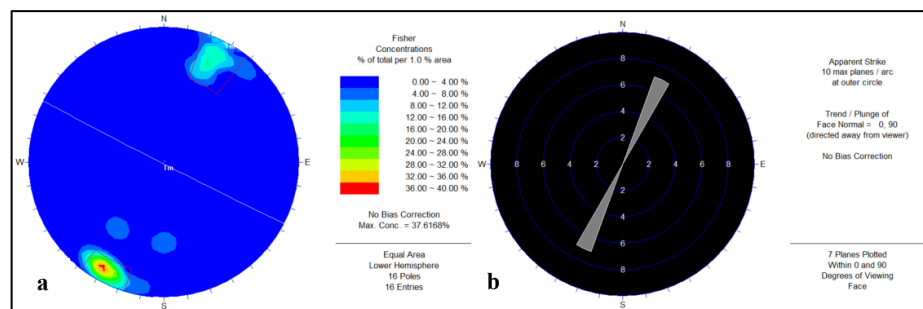
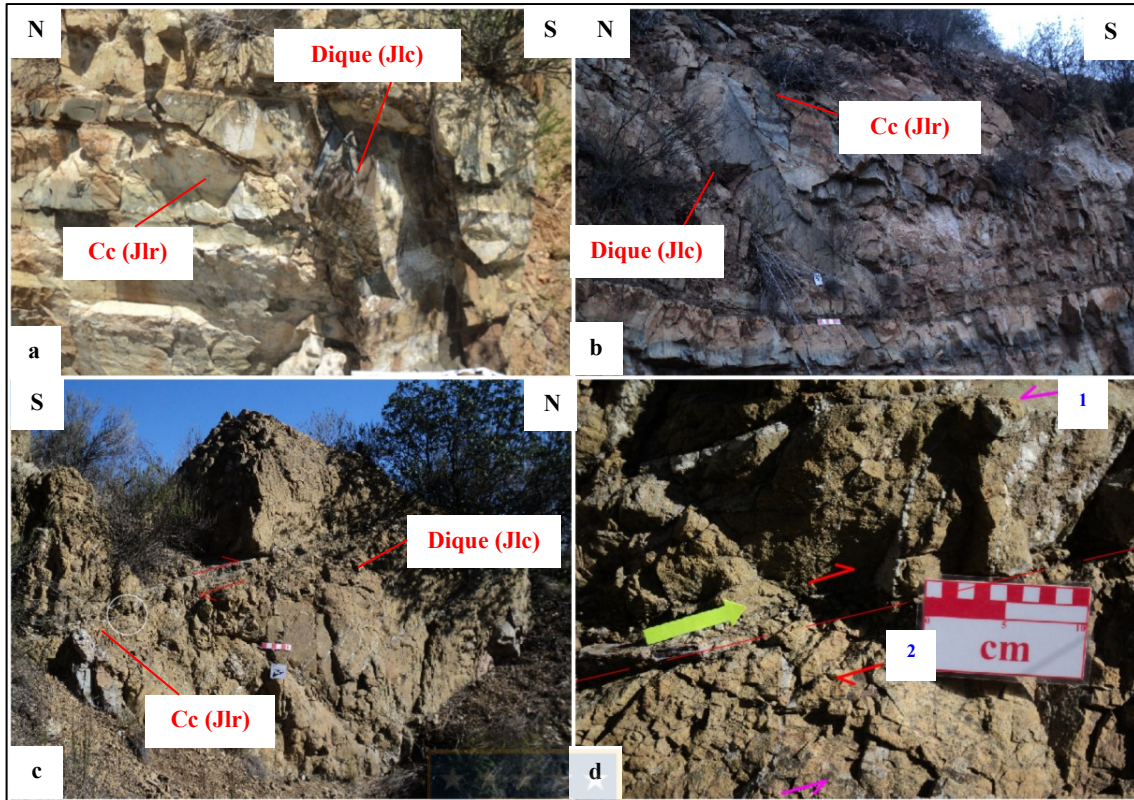


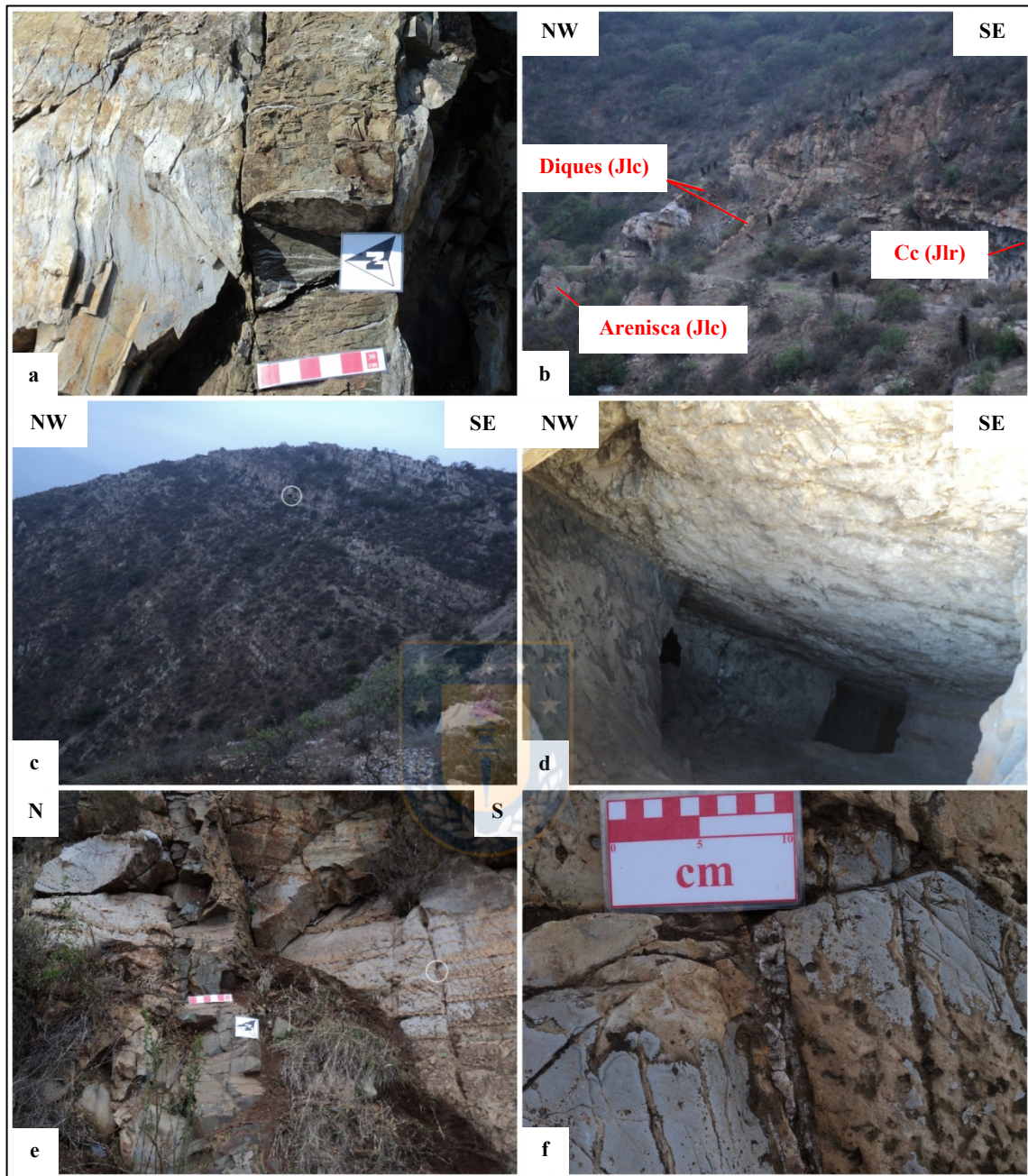
Figura 6.6. Proyección estereográfica de cuerpos menores (UJIM): **a)** Dirección preferencial de diques clásticos e ígneos (NW – SE). **b)** Orientación extremos de venas en échelon dextrales (σ_1 NE – SW).



Fotografía 6.13. Diques sedimentarios Formación Cerro Calera: **a)** Dique con propagación asistida según estratificación, compuesto por areniscas inyectadas desde Miembro La Cruz (Jlc), cortan a caliza de Miembro Los Rodeos (Jlr). **b)** Zona terminal de la estructura anterior, emplea estratificación como nivel de despegue. **c)** Dique sedimentario afectado por cinemática transensional dextral y sinistral **d)** Detalle en círculo: venas en échelon rellenas de calcita, creadas en una primera fase transensional sinistral (1), desplazadas en una segunda fase por sistemas de fallas dextrales (2) (6.366.614 N / 294.463 E / 19H).

6.2.2. Deformación dúctil

La megaestructura en Valle de Quillota corresponde a un monoclinal (García, 2020). Su ladera oriental posee mayor basculamiento, el cuál previamente se designa como un homoclinal al este (Thomas, 1958). En esta parte, es más común la formación de pliegues a escala mesoscópica. A modo de ejemplo, en lavas de la Formación Ajial del paso superior La Palmilla y en depósitos turbidíticos, pertenecientes a Pliegue La Culebra de Quebrada La Campanita (6.356.226 N / 296.268 E / 19H) (Tabla 6.3.) (Fotografía 6.15.). En tanto la parte occidental, existen manteos suaves del orden de los 15° (García, 2020).



Fotografía 6.14. Estructuras en Formación Cerro Calera: **a)** Deflexión en vetillo de pirita paralelo al contacto, con transferencia de solución carbonática desde roca caja que precipita en venas, refleja condiciones de “softening”; alteración (Chl – Ep – Cc) en dique. **b)** Afloramiento en Quebrada La Antena (6.367.351 N / 294.490 E / 19H). **c)** Estructura homoclinal al NE en Cerro La Calera. **d)** Detalle en círculo: caserón abandonado, pilares en caliza con arenisca hacia techo (fuerte manto de los estratos). **e)** Fallamiento extensional (en círculo) debido al movimiento de las paredes tras inyección del sistema de diques en Miembro Los Rodeos (Jlr), desplaza bandeamiento. **f)** Falla con relleno sintaxial de calcita en bloques (*blocky crystals*).

Conforme a una clasificación bidimensional, su estilo corresponde a un plegamiento de tipo paralelo, cuyo espesor es constante en sección perpendicular a su eje axial (Figura 6.7.). La determinación del ángulo interlimbal mediante *software* Dips (proyección equiangular) (Tabla 6.3.), se usa para medir el grado de cierre (*tightness fold*). Este disminuye hacia los extremos del afloramiento, con la presencia de plegamiento asimétrico, donde uno de sus flancos tiende a ser horizontal (pliegue cerrado) hasta transformarse hacia el núcleo en pliegue de tipo apretado, cuyo mecanismo de deformación es favorecido por un cizalle de estratificación.

Tabla 6.3. Registro de elementos en pliegue La Culebra (lectura de izquierda a derecha).

Coordenadas	Limbo	Datum real			
6.356.251 N / 296.262 E / 19 H	1	265 / 35			
6.356.226 N / 296.268 E / 19 H	2	240 / 60			
6.356.160 N / 296.226 E / 19 H	3	216 / 25			
6.356.160 N / 296.226 E / 19 H	4	260 / 10			
Limbo	Eje de pliegue (°)	Plano axial (°)		Ángulo interlimbal (°)	
1 y 2	70 / 44	N 20 W / 44 SE	250 / 46	N 20 W / 46 SW	25
2 y 3	49 / 53	N 41 W / 53 SE	229 / 37	N 41 W / 37 SW	25
3 y 4	40 / 68	N 50 W / 68 SE	220 / 22	N 50 W / 22 SW	43

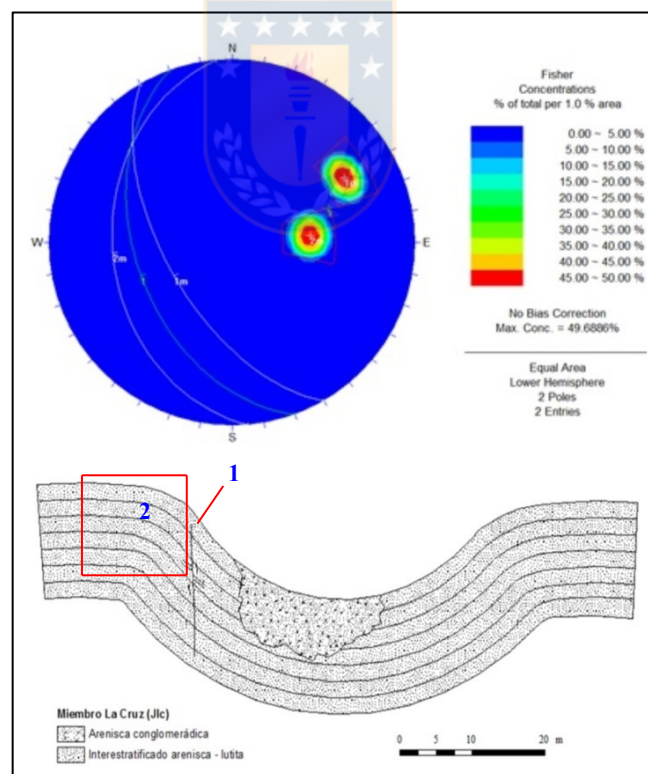
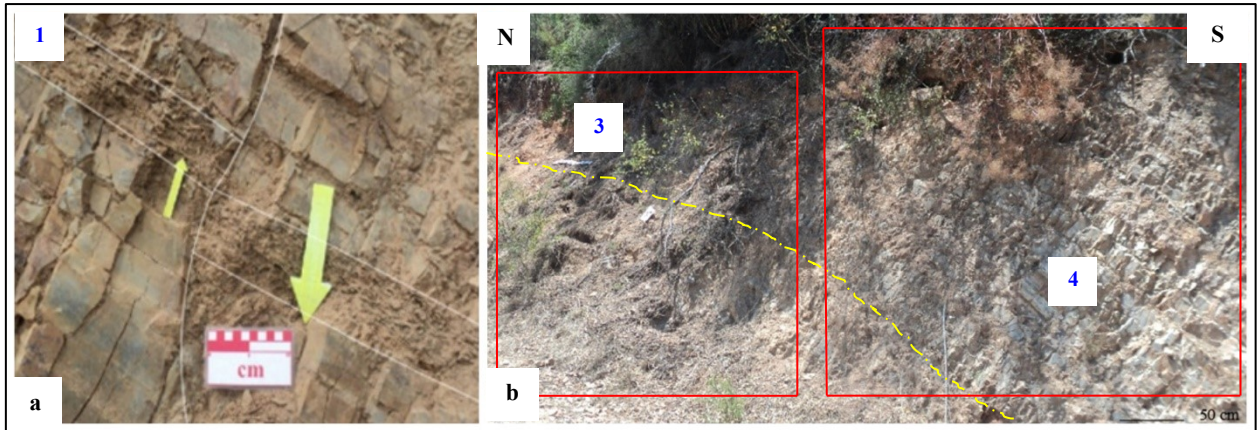


Figura 6.7. Pliegue La Culebra: diagrama de polos con proyección del plano axial según limbos 1 / 2 y esquema con localización de las principales estructuras: (1) falla extensional; (2) segmento monoclinical.



Fotografía 6.15. a) Falla extensional (1), según esquema de (Figura 6.7.). **b)** Estructura monoclinal: estratos horizontales (3); estratos buzantes (4).

El patrón en perfil hacia los extremos de la estructura plegada posee el símil de un monoclinual o flexura (no confundir con homoclinual), que es un tipo especial de pliegue asimétrico donde un limbo es muy corto en relación al tamaño del otro (Figura 6.7.), sin embargo, este término es aplicable sólo para pliegues de gran escala producidos por un manteo fuerte, demuestra cómo tales mecanismos poseen un comportamiento fractal en Valle de Quillota.

Su clasificación en base a la orientación del eje y superficie axial es buzante inclinado, donde el eje de pliegue tiene una inclinación o *plunge* en promedio 55° al SE, con planos axiales buzantes al SW, sin embargo, un *trend* promedio de 37° NW en ejes indican un paleo *stress* en sentido NE – SW. En tanto, según el manteo del plano axial corresponde a la categoría de *overfold* o sobrepliegue moderadamente a suavemente inclinado, también aplicable en relación interdependiente al rumbo y manteo de los limbos.

Fallamiento normal sinistral localizado en zonas próximas a la charnela de pliegue La Culebra, es a consecuencia de la extensión localizada en régimen compresivo, posee una actitud $N 70^\circ E / 85^\circ SE$ y *rake* $60^\circ SE$ (Fotografía 6.15. a).

6.2.3. Resumen de la deformación (UJIM)

A continuación, se expone una síntesis de los resultados obtenidos por el autor de esta memoria:

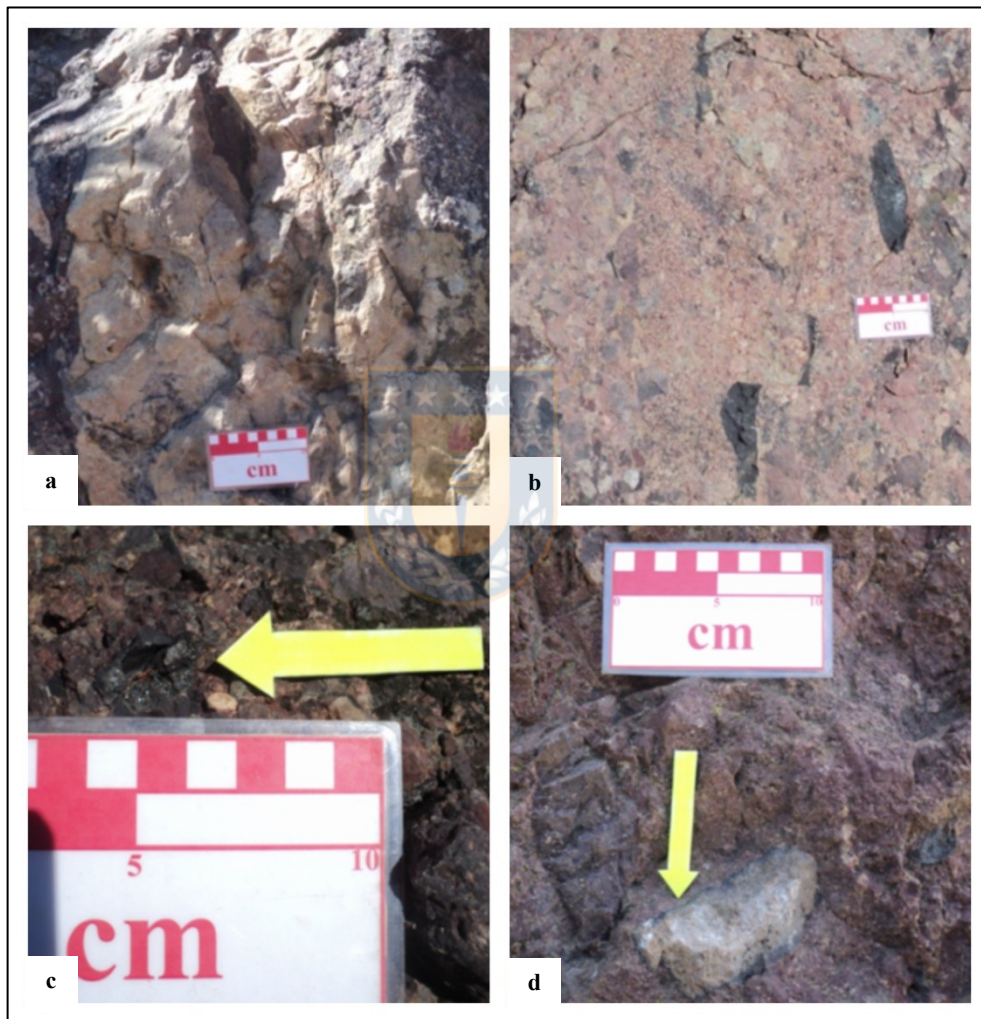
El Complejo en Zona de Cizalle Cerro Calera da cuenta de un historial iniciado a partir de un régimen tectónico transtensional sinistral (F_1), existente en el (Bajociano medio – superior), expresada por el modo de fractura en diques con relleno sedimentario que atraviesan la zona de contacto entre Miembro La Cruz (Jlc) y Miembro Los Rodeos (Jlr), mediante el registro de grietas en échelon localizados hacia el contacto de tales cuerpos a nivel regional. Al fin de este piso estratigráfico la cuenca se colmata hasta alcanzar un estado de somerización progresivo logrando un retiro “drástico” del dominio marino (así lo demuestra la fábrica en conglomerado regresivo), a su vez, se alcanza el umbral de la presión de confinamiento en litotipos infrayacentes próximos al contacto con Miembro Los Rodeos (Jlr), generando la activación de la inyección de areniscas bajo comportamiento semi – dúctil, a razón de la concentración de grietas extensionales en échelon rellenas de calcita, localizadas hacia el contacto en diques. Se descarta un origen sinsedimentario en pro de uno tectónico, por la existencia de una intrusión de tipo permitida, con ausencia de brechas sedimentarias en cajas y la incorporación de fragmentos al relleno en diques. Su distribución espacial es no aleatoria, de contactos netos, a veces sinuosos en disposición vertical que en ciertos tramos utiliza niveles de estratificación como planos de despegue para continuar su ascenso, ausencia de estructuras de soliflucción en puntos de inflexión y la marcada tendencia en su eje de extensión NE – SW obtenido a partir del conjunto de mediciones a nivel regional (Figura 6.6. a).

Este análisis estructural se encuentra condicionado por la escasez de superficies en fallas expuestas, que permitan determinar su cinemática (muchas de ellas sin desarrollo de *rake*), demanda necesariamente un detalle microestructural en rasgos que se necesitan resolver y conjuntamente sirvan de apoyo a la restricción de los eventos tectónicos, los cuales podrían abordarse en cuanto a su confirmación en base a dataciones sobre sus potenciales rellenos (García, 2020).

6.2.4. Unidad Jurásico Superior (UJS)

Comprende toda deformación tectónica acomodada en Formación Horqueta (Fh), es decir, aquella restringida en la zona de intrarco. Su relación de contacto en límite inferior es concordante con Formación Cerro Calera, en tanto, el límite superior en paraconformidad, marca

el cambio a un nuevo dominio, tras una nueva transgresión marina en el Cretácico Inferior. La mayor concentración de fallas ocurre en brechas volcánicas, caracterizadas por una fábrica clastosoportada, compuesta por (Qz 75 % - andesita 15 %), en una matriz pardo rojiza, cuyos clastos silíceos alcanzan hasta el orden de los 2 m de diámetro, algunos de ellos, con una marcada coloración gris oscura, reflejo de una elevada concentración de hematita como inclusión (Fotografía 6.16.).



Fotografía 6.16. Litotipo mayormente fallado en Formación Horqueta: **a)** Bloque de cuarzo en brecha volcánica. **b)** Fábrica clasto soportada, presencia de clastos silíceos gris oscuro con inclusiones de hematita. **c)** Cúmulos de hematita. **d)** Inclusiones de hematita en bordes de cuarzo.

De la población total de fallas, su distribución de la concentración de polos evidencia dos *set* principales: a) NE – SW; b) NW – SE y secundariamente en menor densidad c) E – W (Tabla 6.4. / Figura 6.8.).

Tabla 6.4. Datum de los principales sistemas estructurales en (UJS). Simbología: SP = Sistema Principal; SS = Sistema Secundario.

Set	Sistema estructural	Dip / DipDir	Rumbo / Manteo
1	SP1	85 / 305	N 35° E / 85° SE
2	SP2	85 / 246	N 24° W / 85° NE
3	SS1	85 / 185	N 85° W / 85° NNE

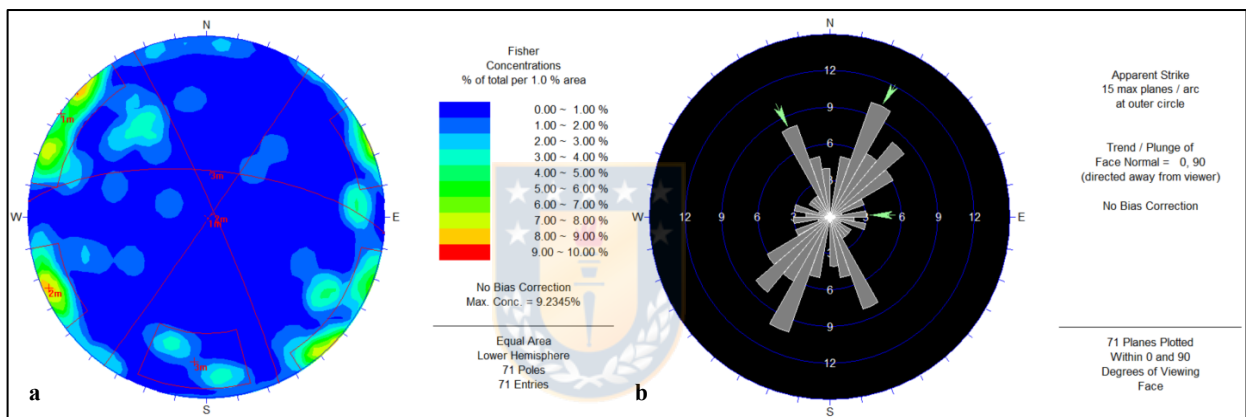


Figura 6.8. Sistemas estructurales Unidad Jurásico Superior. **a)** Sets y polos. **b)** Roseta.

6.2.4.A. Sistema NE – SW

Estructuras dispuestas principalmente en tal sentido, con predominio ligero hacia el NNE – SSW, representada por el *set* SP₁.

6.2.4.a. Fallas extensionales

Próximo a interfluvio de Ensenada Los Almendros (6.354.877 N / 295.907 E / 19H), fallas menores extensionales de componente lateral derecha, cortan lentes de areniscas tobáceas verdes oscuras a pardo rojizas, poseen *rake* 58° NE, registrado en bloques colgantes opuestamente

buzantes. Sus planos expuestos centimétricos en longitud y espesor contienen *slickensides* (Qz – Ep) 20 % y pátina de meteorización (Eps – Ox de Fe) 80 %.

El cambio en dirección de Quebrada La Campanita, es debida al contacto con un sistema de conducto volcánico (control litológico), generador del campo termal para la proliferación de vida en aguas cálidas, dicho patrón se vuelve a repetir 13 km al sur de Cerro La Calera, sin embargo, con menor desarrollo de la plataforma carbonatada de Miembro Los Rodeos (Jlr).

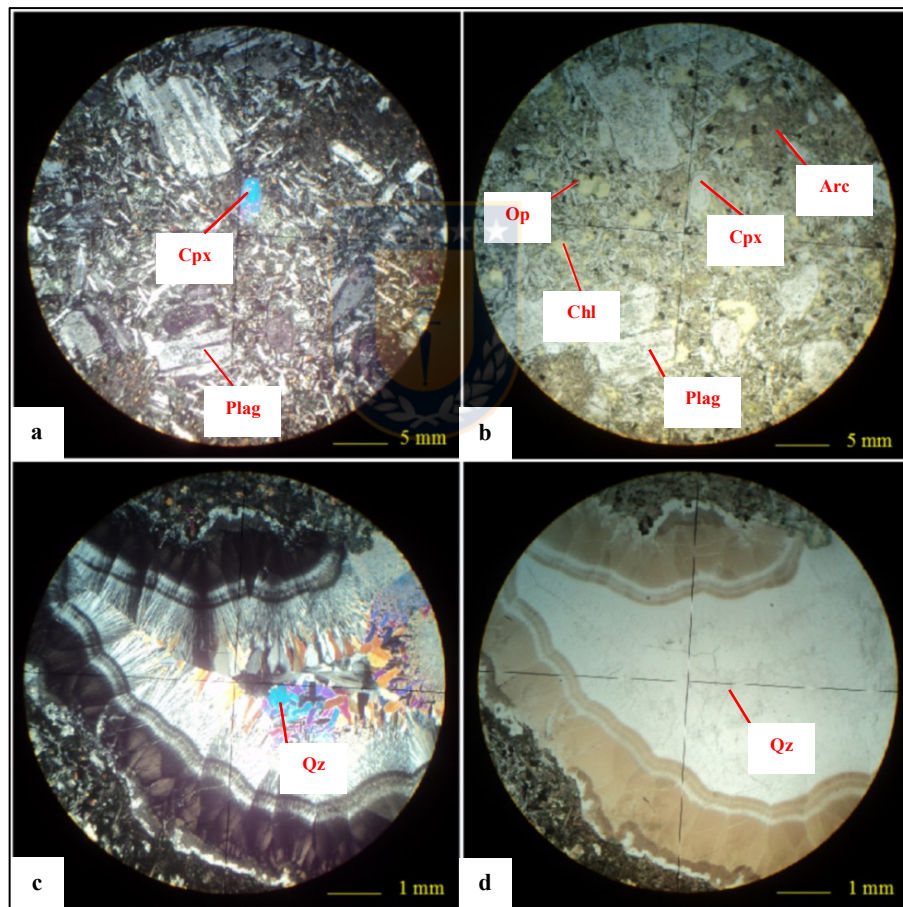
Las andesitas no registran foliación y lineación primaria en fenocristales, sino más bien una textura seriada, no permite determinar la dirección y/o correlación respecto al campo de paleo *stress* en zonas de debilidad del basamento hacia el Bajociano superior. Su edad se restringe hasta este límite por la presencia de amígdalas rellenas de calcita y contenido en fenocristales de anfíbol, mientras que en Miembro Santa Teresita (MST) cristaliza piroxeno o bien carece de máficos.

La muestra (M – 357) representa el típico magmatismo jurásico perteneciente a Formación Horqueta. Estas lavas afloran en Loma La Buitrera (6.353.839 N / 299.144 E / 19H), en paraconformidad con el miembro inferior de Formación Lo Prado.

Al microscopio, corresponde a una andesita constituida por fenocristales de plagioclasa 53 %, de tamaño 0,5 – 2 mm, anhedral a subhedral, embahadas localmente, con alteración incipiente de (Ser – Arc – Ep) y un 1 % de clinopiroxeno, de tamaño 0,5 mm, anhedral, fuerte a moderadamente cloritizado. En tanto, su masa fundamental la conforman microlitos de plagioclasa 40 %, clinopiroxeno 2 %, menor a 0,1 mm, subhedral, moderadamente alterados a arcilla y magnetita diseminada 4 %.

Posee una textura porfídica seriada, a localmente glomeroporfídica, con masa fundamental hipidiomórfica granular de grano fino, donde microlitos de plagioclasa acicular alcanzan los 0,5 mm, no presentan estructuras de flujo (Fotomicrografía 6.5. a / b).

También se forman amígdalas de tamaño $< 0,5$ mm con forma irregular. Condiciones metamórficas de muy bajo grado gatillado por enterramiento, deposita elementos secundarios concentrados en dos clases de amígdalas rellenas, según cuarzo y pseudomorfos de filosilicatos de grano fino ($< 2 \mu\text{m}$) con pumpellyita. Aquellas con relleno de cuarzo (Fotomicrografía 6.5. c / d), se caracterizan desde su borde al centro por una textura fibrosa radial concéntrica que poseen un bandeamiento rítmico resultado de su orientación cristalográfica preferencial (*lattice preferred orientation*, LPO), con líneas de suturas que confluyen en puntos triples, sucedida de cristales en bloques de 0,3 mm, paralelos a su dirección de crecimiento y núcleo con cristales aleatorios $> 0,3$ mm, que poseen hasta un 25 % de inclusiones fluidas.



Fotomicrografía 6.5. Muestra (M – 357): **a)** Andesita con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno. Imagen en NC 2,5X. **b)** Detalle de masa fundamental. Magnetita diseminada y alteración (Chl – Ser – Arc). Imagen en LPP 2,5X. **c)** y **d)** Cambio textural en la cristalización de cuarzo amigdaloidal. Imagen en NC y LPP respectivamente, aumento 2,5X.

6.2.4.b. Fallas contraccionales

En sitio 1, fallas inversas sinestrales, de actitud N 55° E / 50° NW, paralelas cada 30 cm, causan desprendimiento en bloques construyendo un patrón escalonado que forma parte de un sistema de diaclasas híbridas que cortan a S_0 subvertical (Fotografía 6.17. a). Este afloramiento es dónde acomoda la mayor deformación, producto que los estratos se encuentran en un mayor grado de buzamiento afectados por distintos sistemas de fallas (Fotografía 6.17. b / c), por ello, no es casual que a nivel distrital, y desde aquí en perfil latitudinal, se alcancen las mayores alturas del relieve, en cerros Las Campanitas y La Campana.

Las superficies son de espesor centimétrico, con rellenos duros estriados, compuestos por (Qz – Hem) 40 %, sin embargo, ambas fibras no provienen de un origen hidrotermal que gatilla la falla, ya que ambos minerales son parte constituyente de la roca al momento de iniciarse la fricción, por tanto, el fallamiento es de carácter estéril. Este afloramiento es clave, ya que el conjunto de superficies presentan reactivación con cambio en el vector desplazamiento, desde un sentido de ascenso del bloque colgante al ENE, traspuesto hacia el SW (Fotografía 6.17. d / e / f) (Figura 6.9.).



La cinemática más reciente de carácter inversa sinistral, se evidencia tras dislocación en clasto silíceo con salto de 10 cm, en cuya superficie los índices de cavidades asimétricas y *steps* de fracturamiento, poseen una dirección angular de 45° desde el lineal horizontal del rumbo. Tal indicador, ilustra el concepto de desplazamiento, utilizado para indicar el movimiento relativo de puntos anteriormente adyacentes sobre lados opuestos de la falla y medido sobre su superficie.

6.2.4.c. Fallas transcurrentes

En sitio 2, sistema paralelo de fallas sinestrales normales (6.355.026 N / 297.049 E / 19H), de bajo ángulo, con caída del bloque colgante hacia el NW, poseen una actitud N 50° E / 38° NW en brecha volcánica, de clastos silíceos con matriz pardo rojiza, tienen una frecuencia lineal de 30 cm, las cuales desplazan perpendicularmente niveles tobáceos (S_0 N 45° W / 60° SW), en un rango de *rake* (25° - 37° NW).

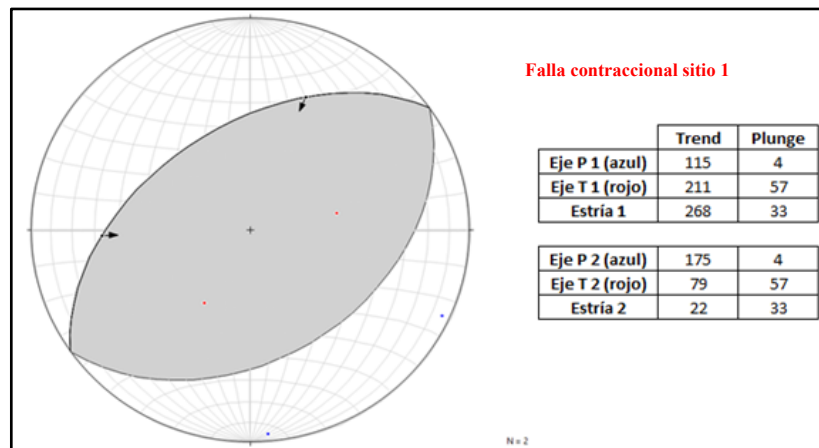
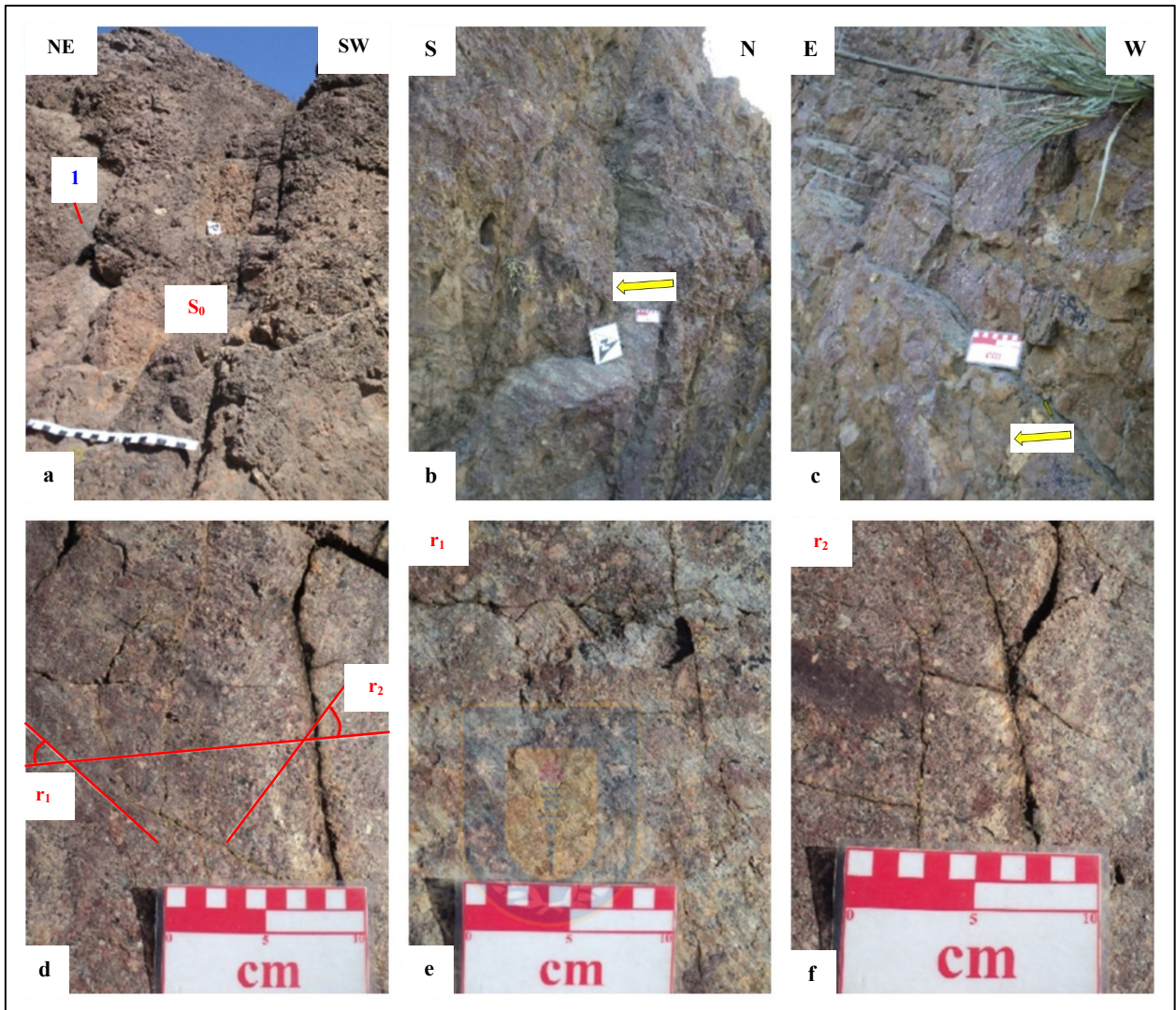


Figura 6.9. Diagrama de diedro, sistema de fallas contraccionales (sitio 1): cinemática inversa con eje de máximo acortamiento (P) en azul y eje de máximo alargamiento (T) en rojo. *Trend* (valores de azimut en grados) y *plunge* (valores de buzamiento en grados).

La determinación de la cantidad y orientación del desplazamiento real (salto de falla), requiere el reconocimiento de dos puntos originalmente adyacentes sobre la superficie de falla (Niemeyer, 2008). En algunas situaciones, se logra reconocer elementos lineales estratigráficos e intersección de superficies que al ser cortados por una falla proveen esos puntos, o bien, la construcción de lineales mediante marcadores, tal como la dislocación en clastos. Esto demuestra, conforme a su movimiento absoluto, que ambos bloques descienden secuencialmente a manera de cizalles cortos, obteniendo un patrón de blocosidad prismática (Fotografía 6.18. a / b).

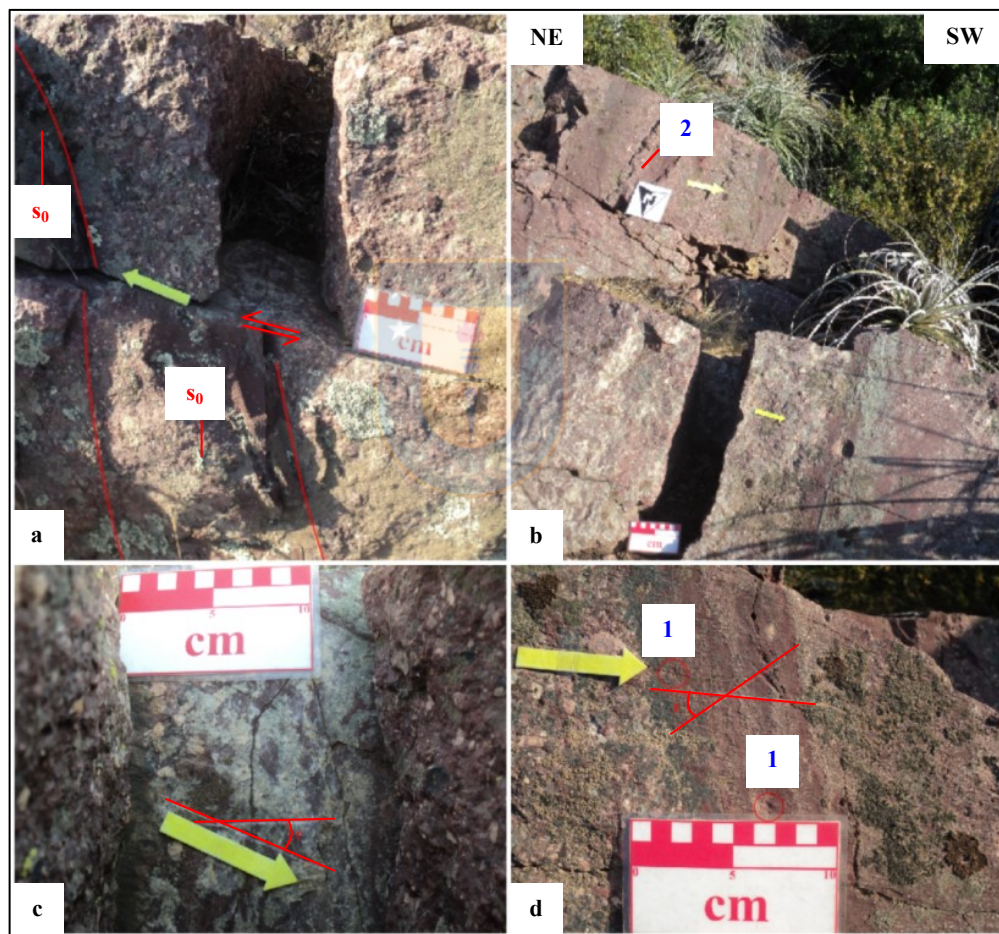
La presencia del bloque colgante facilita la determinación de un salto de falla en 12 cm, mediante el uso de lineales estratigráficos representativos de S_0 y marcador en clasto dislocado de cuarzo. La superficie registra una persistencia de 6 m, cubierta por material derivado de los mismos clastos, mediante mecanismos de disolución – precipitación, con desarrollo sincrónico de estrías, contiene (Qz – Chl) 50 % y *grooving* (TM b) con hematita y jarosita diseminada (Fotografía 6.18. c / d).



Fotografía 6.17. Sistema de fallas en sitio 1: **a)** Fallas contraccionales reactivadas (1) diagonal a estratificación NW – SE / subvertical. **b)** Sistema de falla transcurrente dextral NE – SW, con geometría sinuosa en superficie de falla. **c)** Sistema de falla inversa sinistral, desplaza clasto de cuarzo (salto 10 cm) generando morfología en escalón. **d)** ; **e)** y **f)** Detalle en superficie de falla (1): inversa dextral (r_1), reactivada a inversa sinistral (r_2), según criterio cinemático ST b.

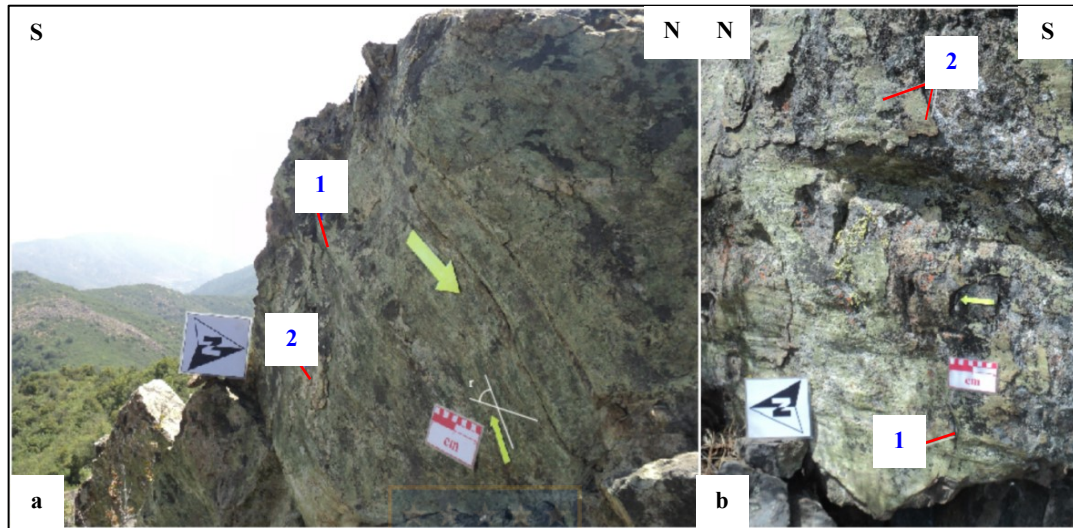
En sitio 3, fallamiento sinistral normal, corta transversalmente la estratificación, orientado paralelamente y de nombre homónimo a Quebrada Los Lazos (6.354.017 N / 297.544 E / 19H), se acomoda en vetas centimétricas de alteración propilítica, que afectan a tobas cristalinas fuertemente argilizadas en la zona media del Miembro Santa Teresita (MST). Su ruptura desarrolla una morfología sinuosa del plano de falla, que alcanza unos tres metros de corrida, orientado N 30° E / 81° SE y *rake* 36° NE. El plano expuesto, contiene espejos de fricción, caracterizado por la alternancia de superficies pulidas y estriadas, limitadas en surcos con crestas

de elevación asimétrica (criterio AE a), separadas cada treinta centímetros, cuyo sentido de desplazamiento se refuerza por el hallazgo de indicadores cinemáticos asociados a la formación de *slickensides* (criterio ST b) (Fotografía 6.19. a). Esta información se debe usar con cautela, porque algunas fallas muestran muchos planos con espejos de fricción, en cada uno de los cuales, las estriaciones poseen direcciones diferentes, sin embargo, se observa un único y último movimiento a lo largo de la discontinuidad, en tanto, desplazamientos anteriores pueden haber sido en alguna otra dirección y encontrarse completamente obliterados, es por ello, la exigencia de un exámen minucioso a través de la superficie expuesta (García, 2020).



Fotografía 6.18. Sistema de fallas, sitio 2: **a)** Vista transversal en superficie de falla, con desplazamiento de nivel tobáceo pardo rojizo (S_0). Sentido de movimiento del bloque colgante (flecha amarilla). **b)** Frecuencia lineal de fallas sinestrales – normales, con vector desplazamiento en bloque colgante (flecha amarilla) y presencia de escalones (2). **c)** Detalle superficie de falla con salto oblicuo (12 cm); r (*rake*). **d)** Desarrollo de *grooving* (1).

En igual sitio (6.354.007 N / 297.565 E / 19H), una falla mayor dextral, se acomoda en vena propilítica, de actitud N 40° E / 85° SW, mantiene una geometría ondulada de su traza. Se registran índices cinemáticos de escalones (criterio ST d) y fractura lunada (criterio V b) (Fotografía 6.19. b).

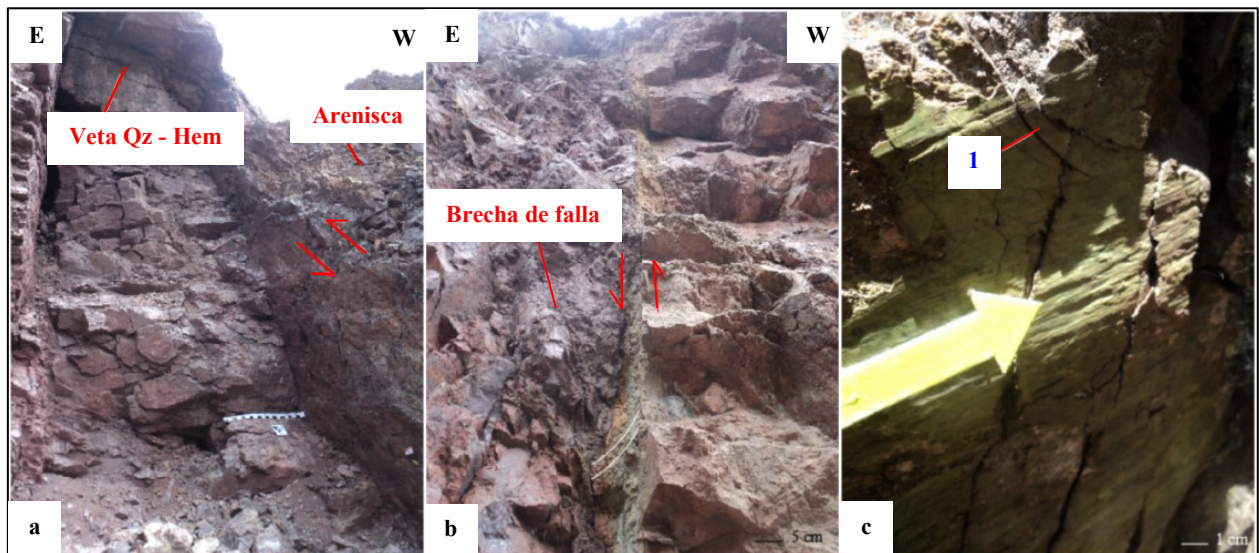


Fotografía 6.19. Sistema de fallas sitio 3: **a)** Falla Los Lazos sinistral normal, con proyección paralela a Quebrada Los Lazos. Posee índice cinemático AE a (1) / ST b (2), confirma el sentido de movimiento en bloque erosionado (flecha mayor). **b)** Vetilla fallada dextral, de orden mayor: fractura lunada V b (*crescent marks*) (1); ST d (escalones de falla) (2), con sentido de movimiento en bloque ausente según flecha menor.

En Quebrada La Campanita (6.354.911 N / 297.231 E / 19H), Formación Horqueta es cortada por cuerpos vetiformes asociados a la actividad volcánica epitermal, en cuya región de contacto se acomoda la Zona de Falla (ZDF) La Herradura (Fotografía 6.20. a). Su dimensión, es de longitud hectométrica y espesor entre 50 cm a 3 m, compuesto por cuarzo en pequeñas drusas, inferior a 1 cm y hematita en cavidades, así como una zona de metasomatismo con mineralización de (Fe – Cu) en areniscas de la roca caja, con estratificación NNW – SSE, discordante a la disposición de la veta e intervenidas por método de explotación en canteras.

La veta posee una actitud media de N 25° E / 84° SE, que debido a la alta dureza de su relleno permite una mayor fricción hacia la zona de contacto en esfuerzos posteriores a la fase hidrotermal, causante de una zona de falla transtensional de borde con gran densidad de fallas que generan un modelo de blocosidad centimétrica en arenisca.

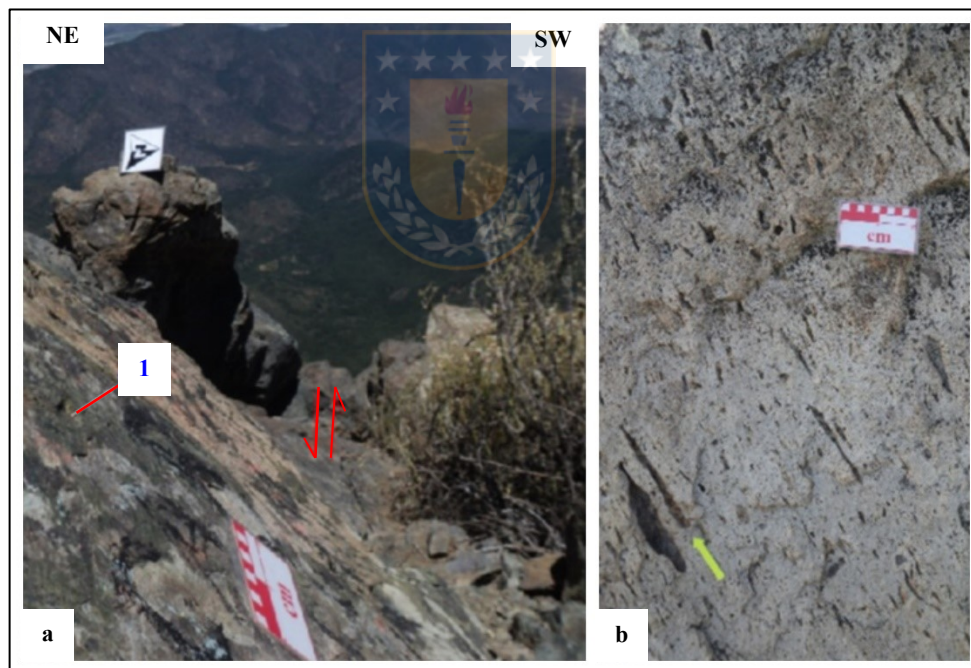
La falla es de tipo sinistral normal, según *rake* 27° NE en pared occidental, con índice cinemático de fractura (Fr a), cubierta por pátina en óxidos de hierro, en tanto, hacia el bloque oriental, se genera una gran densidad de fallas centimétricas, según superficies expuestas estriadas de distinta orientación, que afectan arenisca hematitizada, cuya interconexión causan el desprendimiento de bloques, así como la formación de brecha de falla, en una zona con 2 m de espesor, conforme a la actividad de una segunda falla maestra subvertical de borde, hidráulicamente activa, caracterizada por poseer rellenos de carácter blando (Ja – Goet y subordinadamente óxidos de Cu), desarrolla lenticulaciones (criterio IS c) (Fotografía 6.20. b). Este cuerpo de gran competencia y dureza, facilita la partición local de la deformación, resultante en una zona con fuerte fracturamiento y acomodación de cizalle en las proximidades al contacto, acompañada de una disminución en la ocurrencia de fallas en secuencias estratigráficas hacia techo, por ende, condiciona un distinto comportamiento geomecánico, segmentado en una zona inferior con un marcado registro de cizalle y superior consistente principalmente en vetilleo, cuya meteorización y desprendimiento de bloques a través de sus trazas, favorece la formación de modelados esferoidales en tobas del Miembro Santa Teresita (MST). En sitio 4, fallas sinistral inversas menores (6.354.359 N / 297.455 E / 19H), de actitud N 10° W / 36° NE, poseen índice cinemático de fractura lunada (criterio V b), con superficie rellena por (Qz – Ep), el bloque colgante asciende según *rake* 20° SE (Fotografía 6.20. c).



Fotografía 6.20. Zona de falla La Herradura: **a)** Cuerpo vetiforme con falla sinistral normal en borde occidental. **b)** Falla subvertical en borde oriental genera brechización. **c)** Índice cinemático de fractura lunada, criterio V b (*crescent marks*) (1).

En cima de Cerro La Campanita Grande (6.354.486 N / 298.876 E / 19H), se ajusta un sistema de fallas sinestrales normales, de orientación ENE – WSW, sobre brecha volcánica con matriz andesítica gris oscura, la que causa una zona de debilidad estructural preservada hacia la cabecera, que es aprovechada por la incisión de quebradas (Fotografía 6.21. a). El plano expuesto de 3 m, se encuentra relleno por (Ep 50 % - hem 20 % - Chl 20 % - Qz 10 %), cuyo bloque colgante desciende en sentido 20° SW, según criterio ST d.

En zona superior de Miembro Santa Teresita (MST), es posible observar cambios laterales de facies correspondientes a depósitos ignimbríticos, caracterizados por orientación preferencial de estructuras *fiamme* o soldamiento en clastos de pómez lenticulares que acentúa el desarrollo de foliación S_1 (N 45° W / 45° NE), generada por colmatación y compactación del relleno sedimentario (Fotografía 6.21. b).



Fotografía 6.21. Falla Cerro La Campanita Grande: **a)** Falla sinistral normal, en cima del cerro homónimo, zona de debilidad estructural en Miembro Santa Teresita (MST). Índice cinemático de escalones de falla (ST d) (1). **b)** Estructura *fiamme* en ignimbritas de zona superior (MST).

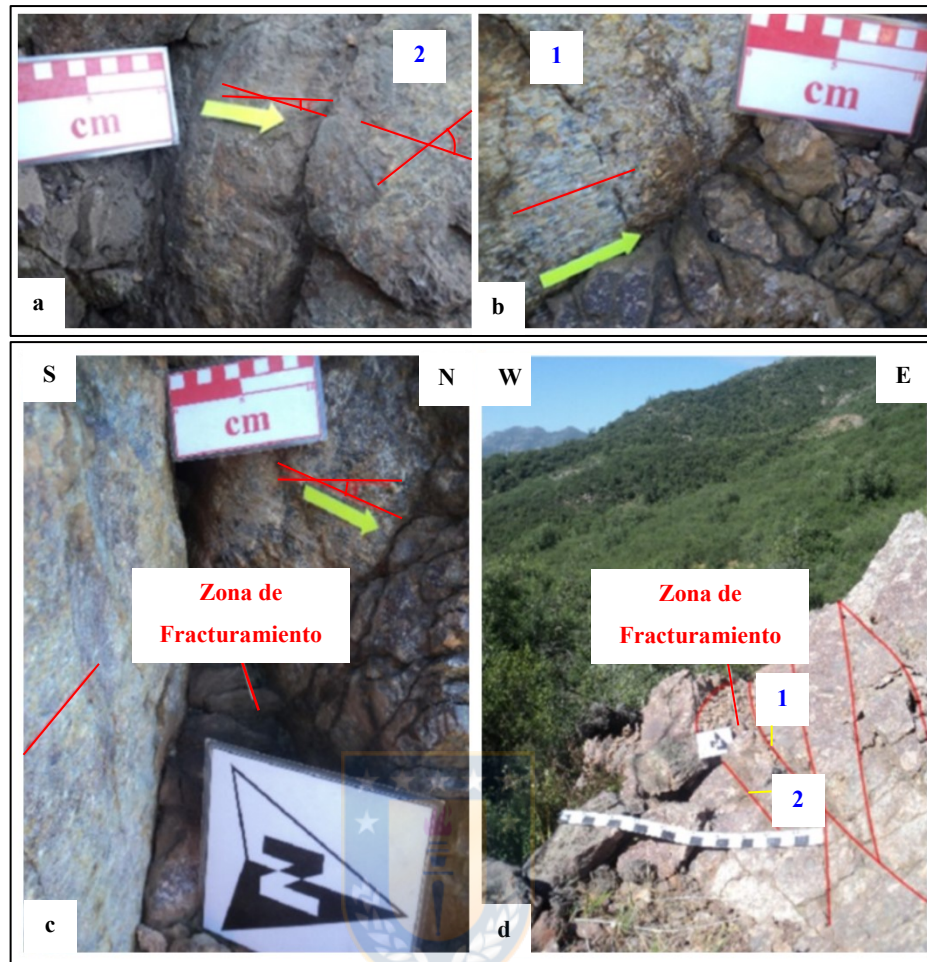
6.2.4.d. Sitio 1

Se distingue de otros sectores por una mayor concentración de fallas, con desarrollo de *rake*, que afectan a niveles tobáceos de espesor centimétrico y brechas volcánicas pardo rojizas, de la zona inferior del Miembro Santa Teresita (MST) en Formación Horqueta (Figura 6.10. / Tabla 6.5.). El conjunto lo conforman sistemas transcurrentes (familia de fallas 1 y 2), caracterizada por una mayor densidad estructural en el afloramiento, de espesor centimétrico, con relleno silíceo de crecimiento fibroso (criterio ST b), derivado de solución por presión, tras el movimiento friccional, típica de una red estéril. Su intersección desarrolla una zona de daño acuñada, con separación transversal de 15 cm, descubierta por erosión de clastos angulosos, posterior a la fase de fracturamiento, que en consecuencia dificulta el uso de rectas contruidas o materialmente existentes que intercepten la superficie de falla, en perjuicio de su desplazamiento neto (Fotografía 6.22.).

La familia de fallas 1 son subverticales, de orientación (ENE – WSW), *rake* 2°, con inversión cinemática (dextral a sinistral), donde terminan con desviación de su rumbo la familia de fallas 2 (NE – SW), con buzamiento medio 78° NW, esta vez, con registro de *rake* 17° NE y 60° NE, dan cuenta de una reactivación en fallas translacionales con rechazo oblicuo, de tipo sinistral – normal a inversa – sinistral respectivamente (6.354.407 N / 296.695 E / 19H) (Fotografía 6.22. a). Se reconocen criterios (ST b), en adición a fracturas T, con formación de escalones (FR c), que actúan de bloqueo al movimiento del bloque ausente, ya que es erróneo usar únicamente como indicador el aspecto suave ante el deslizamiento sobre la dirección de fibras de crecimiento en espejos de fricción (Petit, 1987).

6.2.4.B. Sistema NW – SE

Estructuras poseen un *strike* entre N 30° - 80° W, con ligero rumbo al NNW – SSE, representada por el *set* SP₂.



Fotografía 6.22. Familia de fallas sitio 1: **a)** Detalle riedel familia (2), obsérvece el distinto ángulo de barrido 17° NE y 60° NE. **b)** Detalle en falla transcurrente familia (1) con inversión (dextral a sinistral). **c)** Sentido de movimiento en riedel (flecha amarilla), intersecciona falla transcurrente con formación de zona de fracturamiento. **d)** Arreglo geométrico vista en planta.

6.2.4.e. Fallas contraccionales

Estructuras de bajo ángulo inversas sinestrales, poseen un *rake* 80° S, rellenas según (Qz 15 % - Jar 10 % - Ep 70 % - Eps 5 %), en tanto, aquellas de alto ángulo su *rake* varía de 20° - 60° SE. Son transversales a la estratificación y paralelas a quebradas en cuya cabecera se preservan paredes rectas coincidentes con cambios litológicos.

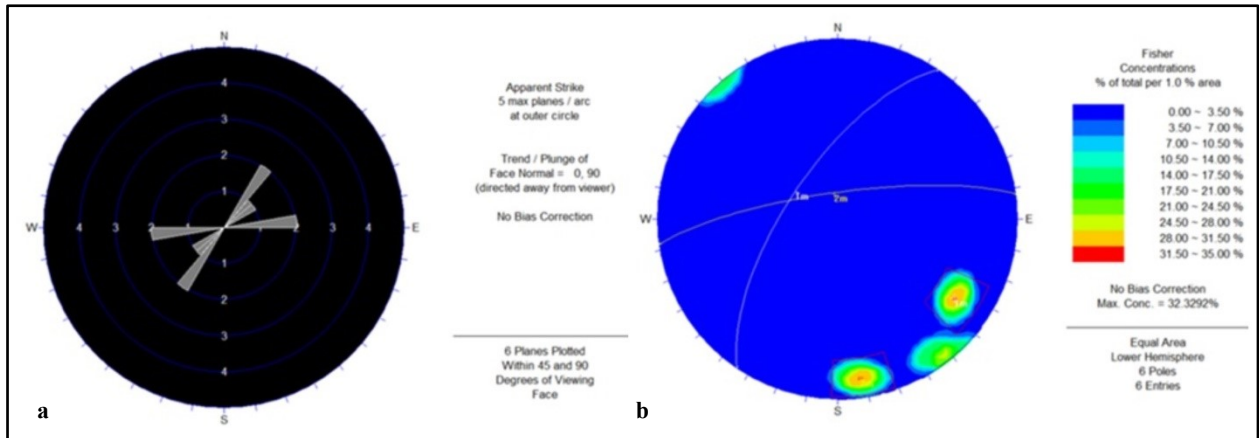


Figura 6.10. a) Diagrama de rosetas para familia de fallas en sitio 1. b) Diagrama de polos para familia de fallas en sitio 1.

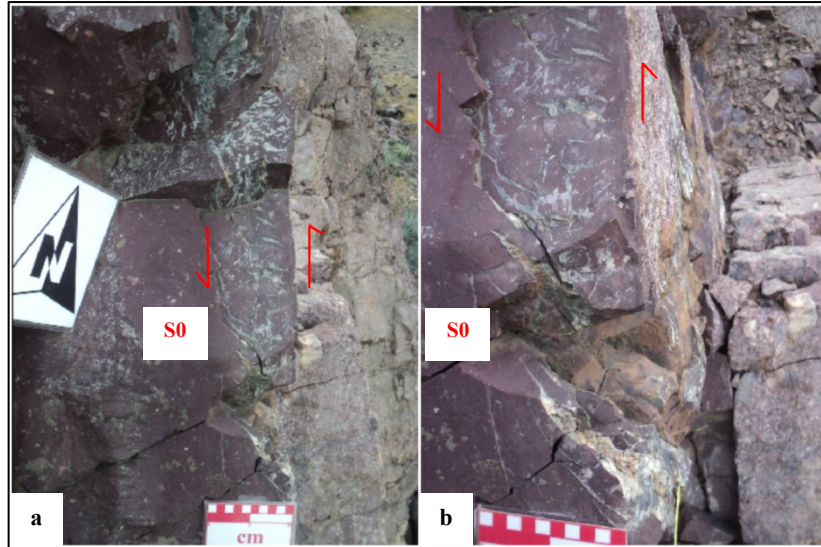
Tabla 6.5. Registro de datum estructural en familia de fallas sitio 1.

Medición	Dip (°)	Dip direction (°)	Stike (°)	Dip (°)	Sense
Falla 1	76	354	N 84 E	76	NW
	80	350	N 80 E	80	NW
	70	305	N 35 E	70	NW
Falla 2	90	139	N 49 E	90	-
	80	325	N 55 E	80	NW
	65	302	N 32 E	65	NW

Aquellas con componente oblicuo dextral, el bloque colgante asciende 30° S, según criterio FR c relleno por (Qz 60 % - Jar 30 % - Hem 10 %). En relación a bloques con salto en el manteo, predomina una vergencia tectónica del bloque colgante hacia el este, con relleno en óxidos de hierro y especlarita fibrosa.

6.2.4.f. Fallas transcurrentes

En sitio 1, dichas discontinuidades poseen relleno hidrotermal (Qz 50 % - Jar 20 % - Caol 5 % - Chl 20 % - Hem 5 %) y desarrollo de échelon silíceos con halo clorítico. La superficie de falla se crea ante el cambio de las propiedades mecánicas de las rocas, ya que es favorable su desarrollo hacia el contacto (S_0 gradacional) entre niveles tobáceos, centimétricos, matriz soportado y brechas volcánicas clasto soportadas, pardo rojizas, fuertemente silicificadas (Fotografía 6.23.).



Fotografía 6.23. Fallas de estratificación en sitio 1: **a)** y **b)** Venas en échelon silíceas, tras cinemática de estratificación transcurrente sinistral.

Hacia el dominio de la Zona de Cizalle (ZDC) Los Lazos (Fotografía 6.24. a), la cinemática en fallas de estratificación, de actitud media $N 15^\circ W / 75^\circ NE$, también poseen un desplazamiento sinistral que genera fracturas de tensión en échelon, compuestas de microcuarzo, obliteradas por alteración (Qz – Ser), según la orientación de sus extremos con S_0 (6.353.448 N / 296.841 E / 19H), sin embargo, el sitio es afectado por la superposición de otro campo de *stress*, que según análisis microestructural (M – 255), indica una segunda fase de inversión, conforme a estructuras *fringe*, de carácter dextral. Su efecto geomorfológico contribuye al desarrollo de la Ensenada Los Almendros, con presencia de Portezuelo Los Lazos hacia la cabecera (lineamiento NW – SE).

La muestra (M – 255), corresponde a una toba cristalina, constituida por 3 % de fragmentos andesíticos y metareniscas, con textura *fiamme* resultado de la compactación por diagénesis y cizalle, conservan una textura policristalina (microcuarzo), con alta concentración de minerales opacos hacia sus bordes. El 97 % restante es parte de una matriz de cuarzo fino $< 0,1$ mm y óxidos de hierro que otorgan una típica coloración pardo rojiza (Fotomicrografía 6.6. a / b).

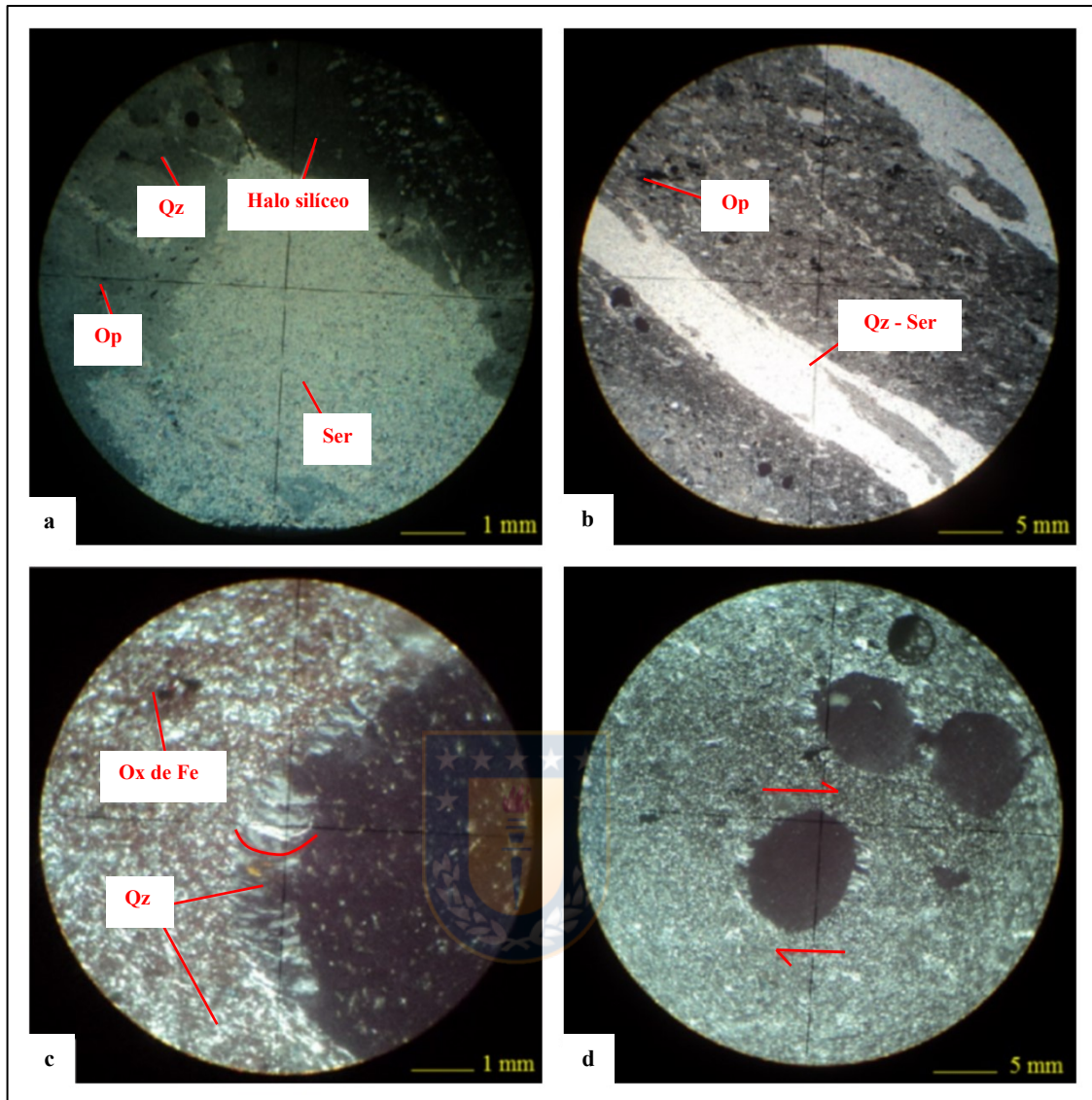
Particular es el desarrollo de estructuras *fringe*. Este rasgo, es un tipo de sombra de presión (*strain shadow*) que contiene material elongado o fibroso de distinto mineral precipitado en sitios

dilatacionales en la dirección extensional ISA (*Instantaneous Stretching Axes*), adyacente a un objeto rígido en una roca deformada ductilmente, causa la perturbación local del campo de *stress* y patrón de flujo, cuyo efecto es la transposición de material en respuesta a la deformación no homogénea de la matriz en condiciones de baja temperatura y alta presión de fluido. Estructuras *fringes*, poseen información acerca del flujo e historia deformacional a partir de su forma interna y externa, por tanto, útiles como indicadores cinemáticos (Passchier & Trouw, 2005).

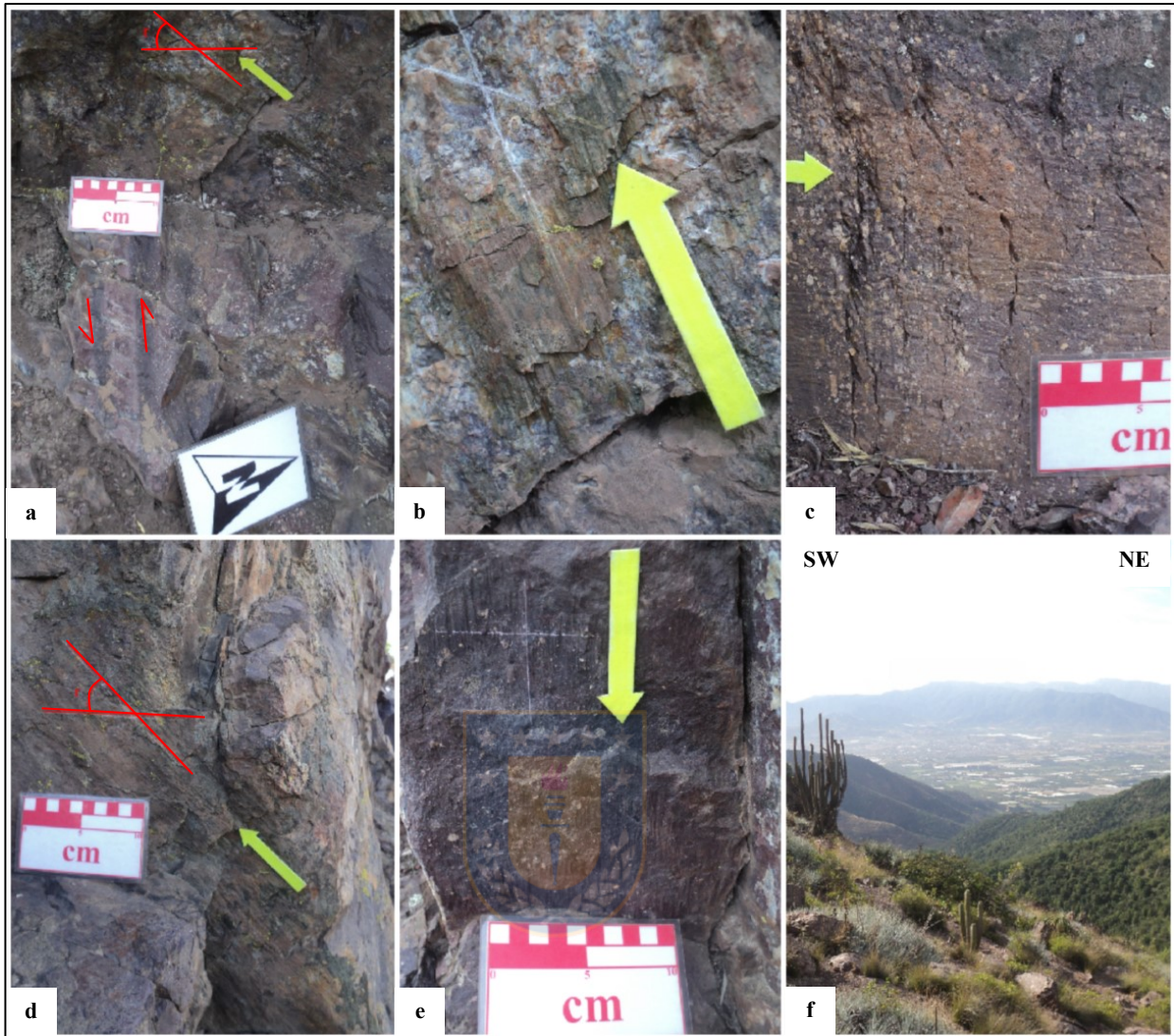
En (Fotomicrografía 6.6. c / d), el núcleo rígido posee una geometría esférica con superficie de crecimiento localizada hacia sus bordes de tipo antitaxial. El crecimiento de fibra en *fringes*, con su particular forma en “S” ocurre en la dirección de apertura de un *fringe*, actúa a manera de “*tracking*”, indicando un sentido de cizalle dextral (Köehn *et al.*, 2003).

En el mismo sitio, el fallamiento de estratificación sinistral, así como fallas normales (N 30° W / 90°) (*rake* 90°), constatadas por la presencia de índices cinemáticos tipo *grooving* TM b y ST d, son cortadas por fallamiento sinistral normal, según índice cinemático (ST b), de actitud N 60° E / 60° SE, con *rake* 40° NE del bloque colgante (Fotografía 6.24.). Esta última superficie es contemporánea al sistema de la familia de fallas 2 en sitio 1, cuya diferencia es la aparición de clorita como relleno tras dinamometamorfismo, respecto de la típica asociación (Cuarzo – Goetita – Jarosita), ambas en un espesor centimétrico y longitud métrica.

En Zona de Cizalle (ZDC) Los Pastizales (sitio a) (Fotografía 6.25. a), se encuentra constituida por fallas dextrales NW – SE, según índice cinemático de *slickensides* en Qz (Fotografía 6.25. b), cortan y causan la deflexión en fallamiento oblicuo sinistral normal, de orientación media N – S, poseen una superficie rellena por (Qz 95 % - Chl 5 %). La zona plegada, desarrolla échelon de cuarzo que indican un sentido de cizalle sinistral.



Fotomicrografía 6.6. Muestra (M – 255): **a)** Detalle venas de extensión obliteradas por alteración (Qz – Ser). Imagen NC, aumento 40 X. **b)** Venas de extensión con eje P oblicuo a estratificación coincide con dirección de crecimiento fibroso distal en *fringe* antitaxial evidencia un control por desplazamiento y registro del último estado de la deformación finita. Imagen en NC, aumento 10 X. **c)** Detalle de un *fringe* muestra fibras paralelas y curvatura en igual sentido que el límite de su estructura evidencian un control por desplazamiento, sin embargo, crecen algunas pequeñas fibras radiales desde su núcleo esférico, evidencian un control según superficie de crecimiento. Imágenes en LPP y NC, aumento 40X. **d)** *Strain fringes* de cuarzo fibroso adyacente a núcleos rígidos esféricos en toba cristalina. La forma de *fringes* en “S” y fibras se asemeja al modelo de deformación progresiva por cizalle simple, indica un sentido de cizalle dextral. Imágenes en NC y LPP respectivamente, aumento 2,5X.



Fotografía 6.24. ZDC Los Lazos: **a)** Falla de estratificación sinistral según venas en échelon cortado por falla sinistral normal en ZDC Los Lazos. **b)** Detalle criterio ST b. **c)** Detalle criterio ST d y TM b en falla sinistral. **d)** Falla de estratificación inversa dextral con desarrollo de escalones (flecha amarilla). **e)** Detalle criterio TM b y ST d en falla normal. **f)** Panorámica lineamiento NW – SE desde Portezuelo Los Lazos hacia Ensenada Los Almendros.

El área (6.354.684 N / 296.710 E / 19H), es deformada bajo régimen semi – dúctil, caracterizada por la actividad de ambos sistemas de fallas, paralelos a S_0 , según bandeamiento de tobas pardo rojizas con areniscas tobáceas gris verdosa, cortadas por diques de dirección WNW – ESE (Fotografía 6.25. c).

Dicho cuerpo está constituido por andesita gris oscura, con 45 % fenocristales de plagioclasa, carente de máficos, a diferencia de los productos volcánicos en sistemas de conductos pertenecientes a Miembro Los Rodeos (Jlr), posee una potencia centimétrica, con halo de 2 cm (Qz – Ep). Los extremos en grietas de tensión en échelon de cuarzo, poseen una orientación NW – SE, los cuales no intersectan los límites de la zona de cizalle, que alcanza un ancho de 1m, y secundariamente WNW – ESE, donde en esta última fase de la deformación finita es sincrónica a la intrusión del dique.

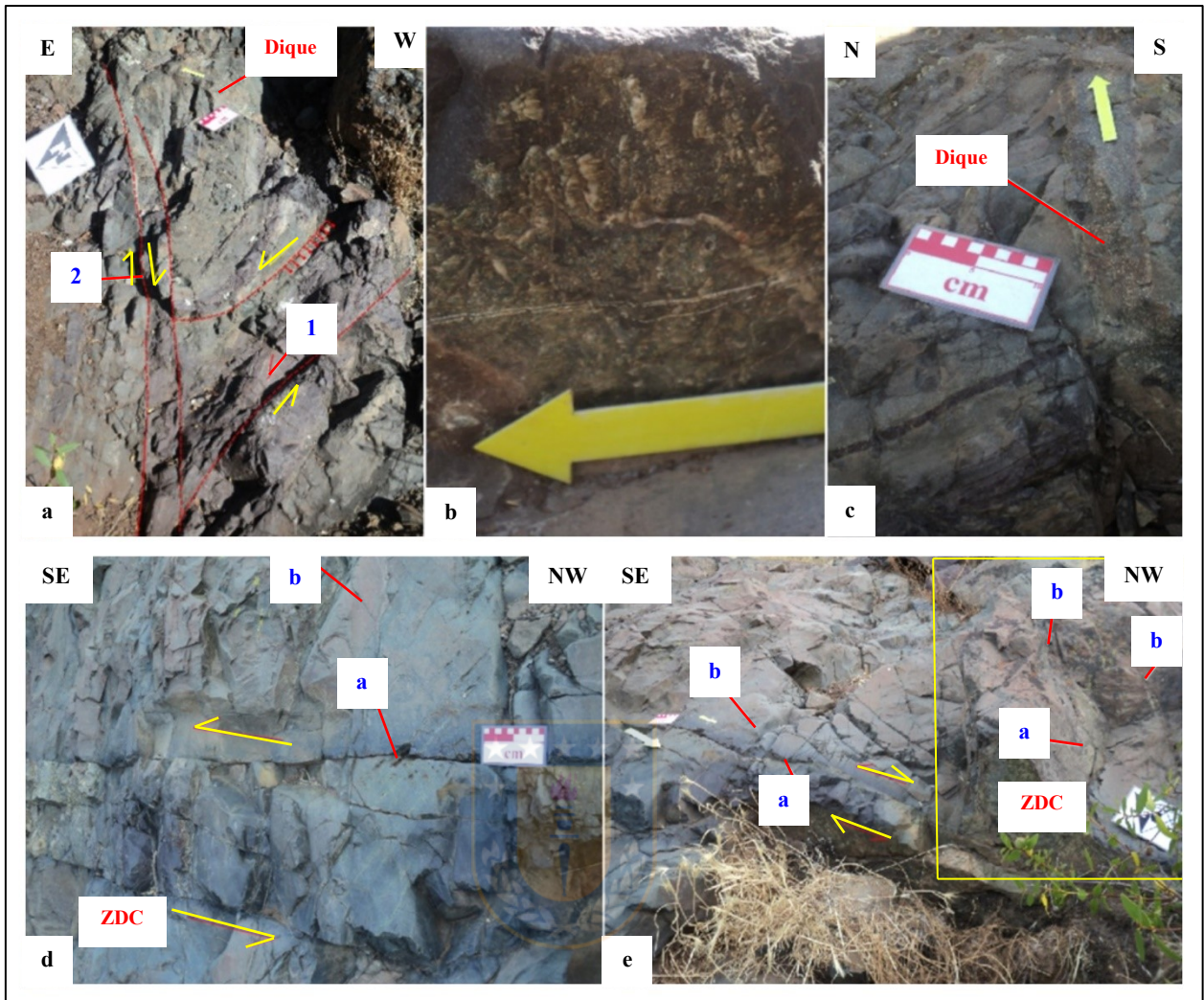
Información útil para descifrar el historial cinemático y dinámico del afloramiento anterior, se localiza a 10 m desde la ZDC Los Pastizales (sitio b) (Fotografía 6.25. d / e) (6.354.694 N / 296.707 E / 19H), posee una primera fase de actividad en sistema transcurrente sinistral N 75° W / 65° NE, según venas en échelon (a), las cuales atraviesan el límite de la zona de cizalle (LZC), se encuentran falladas y rellenas con (Qz – Ep), de longitud 50 cm, con actitud N 20° W / 65° SW, en tanto, una segunda fase de inversión dextral, se asocia a la formación de otro sistema (posterior) de venas en échelon, falladas N 15° W / 65° W, que cortan al sistema (a) (Fotografía 6.25. e). En el afloramiento, además existen fallas conjugadas antitéticas NE – SW, de longitud 20 m y geometría ondulada, que a nivel local generan plegamiento de arrastre, cuya superficie es rellena por Qz – Chl, poseen un desplazamiento dextral, según índice cinemático (ST b). Importante es la circulación de agua en flujo intermitente (goteo), a través de S₀ con actitud N 56° W / 76° NE.

6.2.4.C. Sistema E – W

Estructuras de baja frecuencia, orientadas hasta un límite de 10° desde la dirección E – W, es representada por el *set* SS₁.

6.2.4.g. Fallas transcurrentes

Estas estructuras, contienen movimientos de inversión, según indicadores cinemáticos de *steps* silíceos y fractura lunada localizados en sitio 1.



Fotografía 6.25. ZDC Los Pastizales: **a)** dispositivo compuesto por fallas de estratificación dextral cortan y causan flexión en capas con fallamiento sinistral normal según índice cinemático de fracturas en échelon (1). **b)** índice cinemático *slickensides* de Qz en falla de rumbo dextral (2) en imagen anterior. **c)** detalle de dique andesítico corta S_0 (MST). **d)** ZDC sinistral vinculada a sistema de venas en échelon híbridas (a). Hacia extremo izquierdo, existe un cambio brusco de litofacies, según relleno conglomerádico. **e)** segunda fase de actividad dextral en ZDC, asociada a sistema de venas en échelon híbridas (b) desplaza al sistema (a) más antiguo (recuadro amarillo).

6.2.4.h. Fallas extensionales

Consiste en fallamiento normal sinistral, de *rake* 60° W, según asimetría de canales en *grooving*. En sitio 1, este tipo de fallas son paralelas a diaclasamiento, con sentido de movimiento 15° ESE, se encuentran rellenas de (Qz 90 % - Hem 10 %), ambas cortadas por fallas sinistral E –W.

6.2.5. Unidad Cretácico Inferior (UCI)

Comprende toda deformación tectónica acomodada en Formación Lo Prado, restringida en la zona de cuenca. Su relación de contacto en límite inferior es en paraconformidad con Formación Horqueta, en tanto, el límite superior es concordante con Formación Veta Negra, marca la instauración de un nuevo arco volcánico bajo un dominio continental.

De la población total de fallas, su distribución de la concentración de polos evidencia dos *set* principales: a) NNW – SSE; b) NNE – SSW y secundariamente c) E – W (Tabla 6.6 / Figura 6.11.).

Tabla 6.6. Datum de los principales sistemas estructurales, Unidad Cretácico Inferior (UCI). Simbología: SP = Sistema Principal; SS = Sistema Secundario.

Set	Sistema estructural	Dip / DipDir	Rumbo / Manteo
1	SP1	65 / 68	N 22° W / 65° NE
2	SP2	84 / 108	N 18° E / 84° SE
3	SS1	55 / 351	N 81° E / 55° NNW

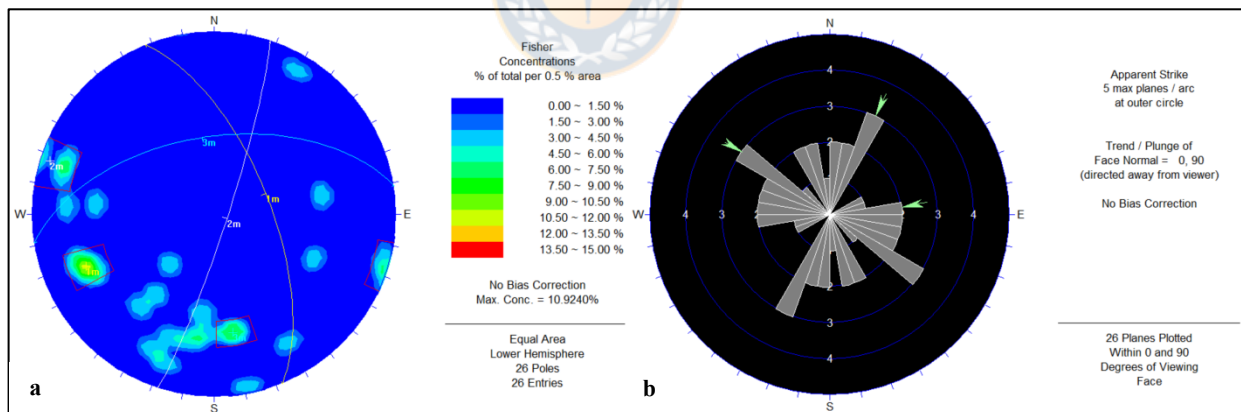


Figura 6.11. Sistemas estructurales Unidad Cretácico Inferior. **a)** Sets y polos. **b)** Roseta.

6.2.5.A. Sistema NNW – SSE

6.2.5.a. Fallas transcurrentes

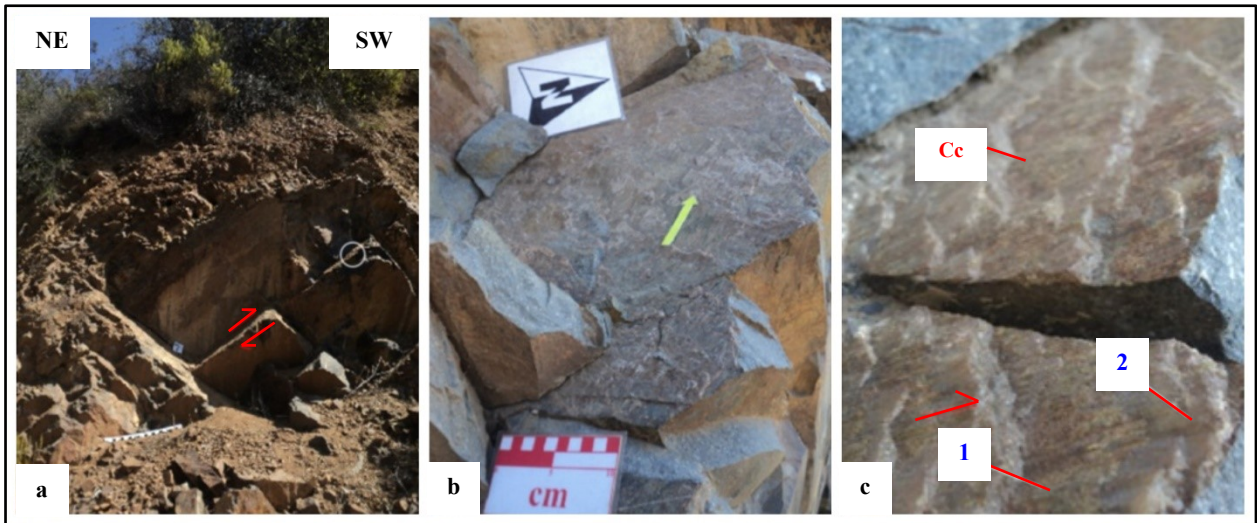
En sitio 5, brechas sedimentarias del miembro superior de Formación Lo Prado, próximas al contacto con *stock* La Campana (6.354.039 N / 301.233 E / 19H), son cortadas por falla dextral

normal. La estructura posee una longitud de 4 m, de espesor centimétrico, se dispone paralela a Quebrada La Campana. Su plano de falla buzante al SW, posee índice cinemático de *grooving* y escalones de falla, vinculado a una actividad por reactivación, según la distinta dirección de la estría. En una primera fase, el sentido de movimiento del bloque colgante es de 23° NW, el cual se sobrepone una cinemática inversa, cuya estriación 45° SE ocurre localmente en la superficie, propia de fallas translacionales.

Próximo a dicha estructura, existe fallamiento normal menor con caída del bloque colgante al SW, así como aquellas de componente oblicuo inversa sinistral, de orientación NE – SW, posee *rake* 70° E, donde ambas desarrollan el mismo tipo de índices cinemáticos.

En Quebrada La Aguada (6.354.509 N / 301.252 E / 19H), fallamiento dextral inverso desplaza bloques andesíticos, a través de una superficie expuesta subparalela a la estratificación (Fotografía 6.26. a), que alcanza una longitud de 4 m y cubierta por fibras de crecimiento en calcita, dispuestas a manera de *steps* o escalones, formados por relleno mineral de resalto tipo *pull – apart* en el plano de falla principal (*slickolites*) (Fotografía 6.26. b), que posee una actitud (*strike / dip / sense*) N 10° W / 50° E, en tanto, la estratificación N 6° W / 53° E, es vinculada a un notorio cambio gradual de las capas hacia un rumbo N – S. La lineación otorgada por la fibra mineral, aporta información sobre la dirección de desplazamiento en la falla y el sentido desde un ritmo inicial de crecimiento, donde las fibras incorporan impurezas ricas en óxidos de hierro hasta su último incremento donde disminuye tal contenido otorgando un aspecto limpio (Fotografía 6.26. c), esto además, se confirma por la ausencia de estructuras de bloqueo por simple prueba ante el deslizamiento de manos.

La cinemática del bloque ascendente (*hanging wall*), se evidencia a través de un registro de *rake* 35° con sentido de movimiento al NW, cuya actividad es vinculada a plegamiento por mecanismo de flexodeslizamiento (*flexural – slip folding*), con cizalle principalmente entre los contactos de los estratos.



Fotografía 6.26. a) Diaclasas sistemáticas junto a falla La Aguada dextral inversa. b) Superficie de falla expuesta (en círculo de imagen anterior). Flecha amarilla indica el vector desplazamiento del bloque colgante. c) Detalle de índice cinemático *slickolites* o fibras de crecimiento en calcita: (1) primer incremento fibras incorporan impurezas; (2) fibras de aspecto limpio.

Fallamiento sinistral inverso NE – SW, en el mismo afloramiento se registra en lutita gris oscura con contenidos de calcita, posee un *rake* 22° NW, según presencia de *grooving*.

En mina El Guanaco (6.351.151 N / 301.017 E / 19H), fallamiento dextral inverso oblicuo a galería, posee longitud de 10 m, con una geometría recta dispuesta N 65° W / 70° NE que compromete a areniscas y andesitas. La superficie expuesta, se encuentra alterada a óxidos de hierro 95 % y Ep 5 %, contiene un *rake* 28° NW, según índices cinemáticos consistentes en *grooving*, surcos, escalones de falla y elevación asimétrica (Fotografía 6.27.). También ocurren venas de alteración Qz – Ep, las cuales son susceptibles de fallamiento sinistral y sinistral normal en andesitas del miembro superior de Formación Lo Prado.

6.2.5.B. Sistema NNE – SSW

6.2.5.b. Fallas transcurrentes

Uno de los rasgos característicos de las fallas de rumbo, es la aparición simultánea de estructuras de extensión y acortamiento a lo largo de su traza. Se denomina caballo “*horse*”, a cualquier porción de la roca totalmente limitada por fallas. Aquel es de tipo autóctono “*cognate horse*”, si

aún se encuentra en contacto en uno de sus lados con la roca caja de la cual proviene, además en muchos casos se observa una falla que se desvía de la falla principal para formar una tajada de la pared o “*sidewall – ripout*” (Niemeyer, 2008).



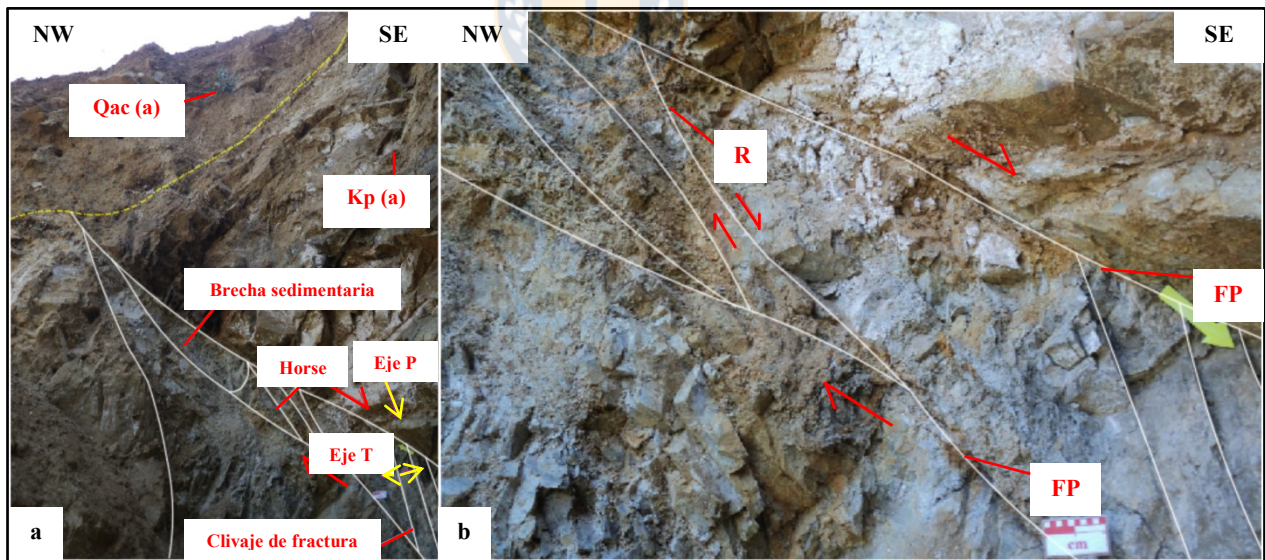
Fotografía 6.27. a) Falla El Guanaco, dextral inversa según índice cinemático RM – *type* (círculo rojo), atraviesa portal de mina El Guanaco.

Finalmente en fallas de rumbo, también se observan estructuras duplex, el cual consiste en el arreglo de dos o más caballos comprendido entre dos fallas mayores. Si los duplex se forman en codos o traslapes de relajación, se forman duplex extensionales y las correspondientes fallas en su interior serán fallas normales oblicuas (Niemeyer, 2008).

En franja de miembro inferior de Formación Lo Prado, constituido por areniscas conglomerádicas, con estratificación gradada, de coloración ocre, se localiza una zona de falla

(ZDF), en cuya vecindad se extrae menas con beneficio de hierro y cobre, a través del método de explotación por galería, dispuesta perpendicular a la discontinuidad (6.353.227 N / 300.893 E / 19H). El litotipo no desarrolla *rake*, sin embargo, su cinemática dextral normal se deduce mediante el arreglo geométrico de fallas riedel (R) y desarrollo de un clivaje de fractura (*fracture cleavage*) paralelo a eje P, ambos oblicuos a la superficie de falla principal (FP). Su geometría en perfil perpendicular al rumbo de la falla, se caracteriza por un patrón en duplex extensional, a raíz de las variaciones en la forma de la traza, inmersa en una zona de falla lateral dextral denominada ZDF La Tetera.

A niveles someros, aumenta el espesor de la zona de daño cercana a los 50 cm, con desarrollo de brechas sedimentarias, contenida entre planos principales en actitud N 24° E / 50° SE, que se encuentran truncados en superficie por cono de deyección (Qac), en tanto, en profundidad el relleno consiste de *gouge* o salbanda, normalmente húmeda, facilitando una paragénesis en óxidos de hierro y sales diseminadas, de coloración blanquecina, con potencia de 5 cm, acompañada por formación de lenticulaciones (Fotografía 6.28. a y b).



Fotografía 6.28. ZDF La Tetera: a) y b) Esquema estructural de cinemática dextral normal.

Fallas dextrales y dextral normal, cortan andesitas en borde occidental de Cerro La Campana, alcanzan una longitud de 8 m y contienen *rake* que alcanza hasta los 20° NE, en superficies de geometría recta (6.352.350 N / 300.780 E / 19H) (Fotografía 6.29.).



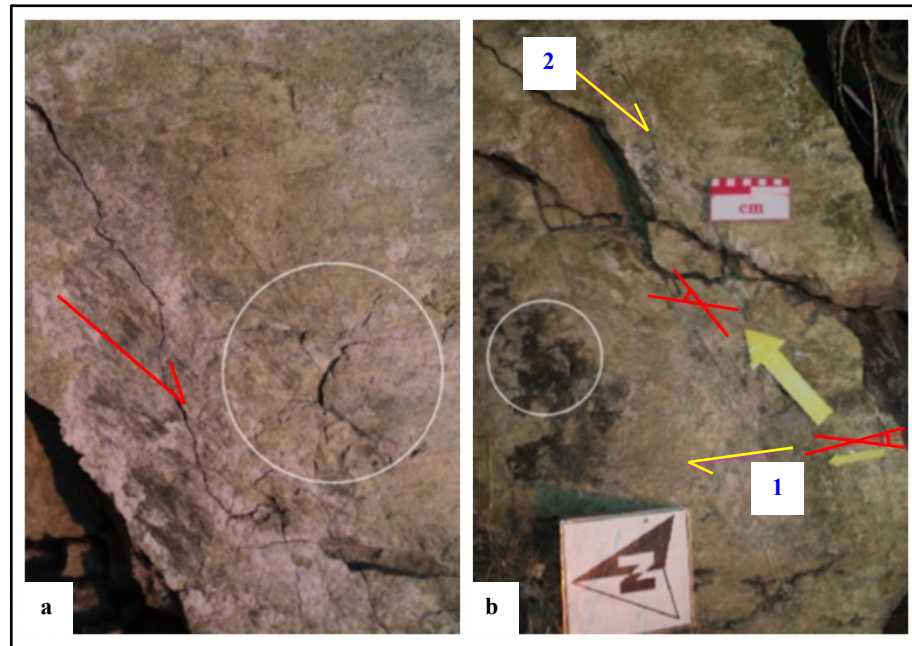
Fotografía 6.29. Venas de Qz – Ep en andesitas falladas según cinemática dextral normal (criterio RM – *type*).

(6.351.087 N / 301.248 E / 19H), fallamiento menor dextral normal, se acomoda en vetillas de alteración propilítica en andesitas, posee un *rake* 37° NW, con índices cinemáticos de estriación en *steps*. En el mismo litotipo se registra reactivación en estructuras menores, de longitud métrica (6.351.406 N / 300.841 E / 19H), consistente en una primera fase dextral normal, registra un *rake* 19° NE e índice cinemático de escalones de falla en espejos de fricción. Es sucedida por cinemática sinistral normal, dada la presencia de un cambio en la dirección del *rake* a 40° NE, que causa el crecimiento fibroso de Qz – Ep, junto a la formación de fractura lunada que constituye un típico patrón en escamas (criterio V b) (Fotografía 6.30. a). Se asigna a una fase secundaria tal ángulo de barrido, debido una superposición de diversas áreas de fricción, localizadas en una superficie de falla anterior completamente estriada (Fotografía 6.30. a / b).

6.2.5.C. Sistema E – W

6.2.5.c. Fallas contraccionales

Fallas inversas dextrales, se forman en andesitas cuya superficie de ruptura adquiere una geometría curva de extensión métrica. El rango de *rake* en estructuras varía entre 45° a 60° SE en el sector de mina El Guanaco en Parque Nacional La Campana (6.351.089 N / 301.261 E / 19H).



Fotografía 6.30. a) Cinemática sobreimpuesta sinistral normal (2). En círculo patrón en escamas según fractura lunada. **b)** Superficie de falla con vector desplazamiento enumerado en secuencia. En círculo escalones de falla.

6.2.5.d. Fallas transcurrentes

En el mismo sector anteriormente señalado, prevalece la actividad de fallas con cinemática dextral normal en un rango entre 25° a 40° W. Sus rellenos corresponden a (Ep 70 % - Chl 20 % - Eps 10 %), el que se encuentra estriado por partículas de abrasión (*grooving*).

6.2.5.D. Deformación dúctil

La muestra (M – 364), pertenece al miembro inferior de la Formación Lo Prado (Kpa) (6.353.918 N / 299.249 E / 19H), definido por (Piracés, 1976).

Dicho autor, distingue una serie jurásica y cretácica en base al reconocimiento de fósiles guías dispuestas en una relación de contacto “pseudoconcordante”, sin embargo, tal denominación es de carácter preliminar, al estar deducida sólo en base a un perfil estratigráfico distrital, por consiguiente, la posibilidad de buscar otras expectativas, así mismo, de ser considerado materia de debate, pues bien puede entenderse como:

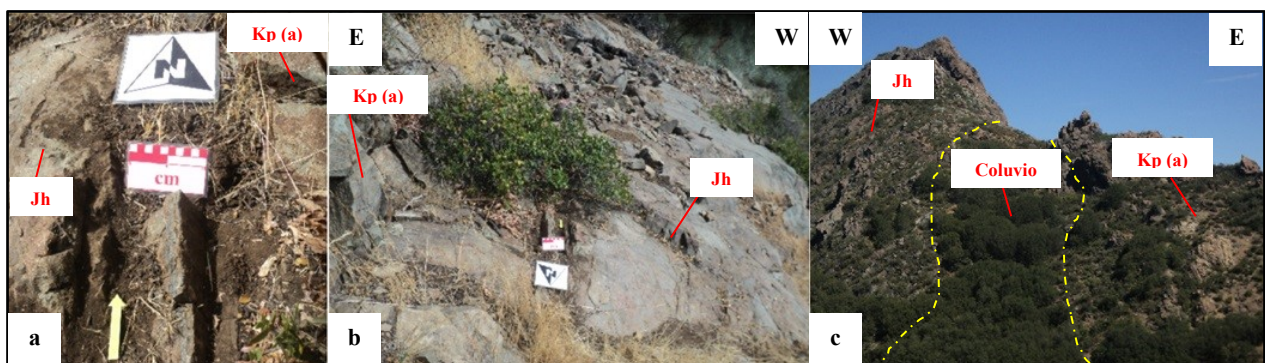
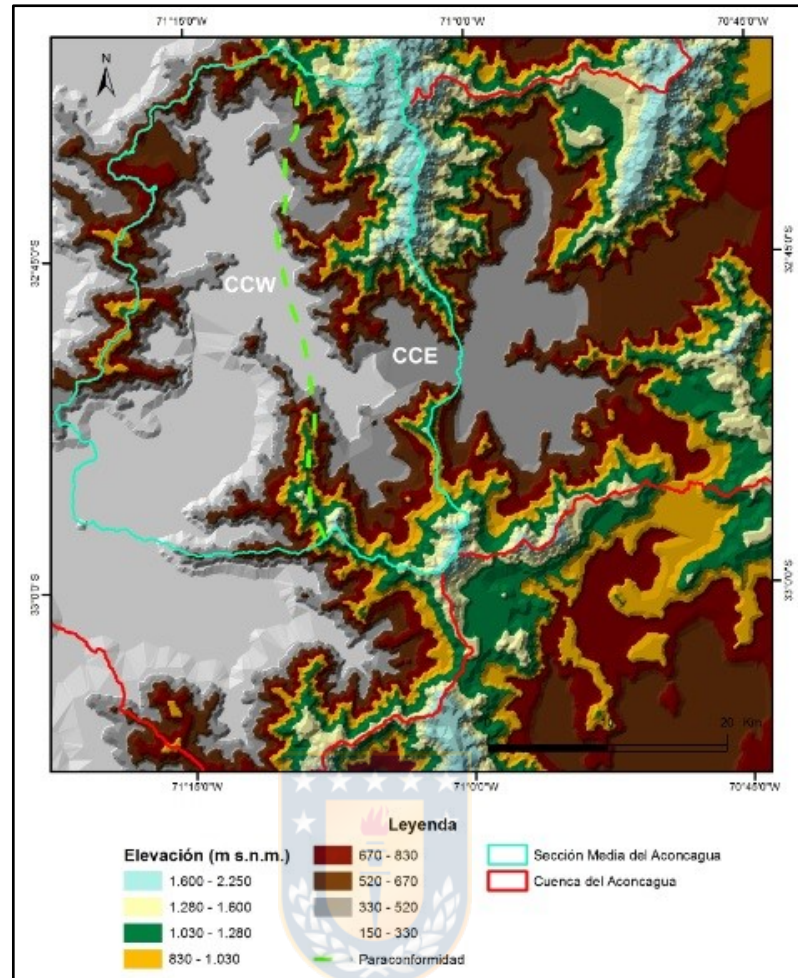
La existencia de una discordancia “críptica”, reflejada sólo a través de un estudio microestructural; variación en su relación de contacto por cambio lateral de facie; discordancia sintectónica u opuestamente la presencia de una paraconformidad.

Esta discusión, se apoya en base a datos estructurales registrados en este trabajo separados y comparados según la edad de las unidades geológicas anteriormente definidas. La zona de contacto coincide con lineamiento en quebradas, extendiéndose en una dirección N 15° W a N – S, a través de las más altas cumbres del cordón orogénico, es posible diferenciar dos aspectos fisiográficos que segmentan la Cordillera de la Costa, en un flanco oriental (CCE) y occidental (CCW) (Fotografía 6.31.). La primera, se caracteriza por la presencia de cordones transversales de edad Cretácico, de mayor relieve, con remanentes de laderas abruptas, en tanto, su mitad occidental la conforman unidades de edad Jurásico, de inferior relieve, con modelado en laderas geométricamente onduladas a manera de lomaje, así como única zona de acumulación de terrazas fluviales (Figura 6.12.). Es en la zona de la intercalación en miembro inferior donde derivan interrogantes a favor de un plegamiento sinsedimentario o bien de un origen tectónico.

El plegamiento se forma en sectores de mayor concentración de esfuerzo compresional localizado en una megaestructura plegada, con longitud de onda kilométrica e incisión fluvial en la zona de charnela, explica la estructura monoclinal para esta zona del antearco (García, 2020). La influencia tectónica favorece la activación de planos de despegue paralelos a la estratificación causantes del replegamiento, así como la presencia de un quiebre en la mineralogía metamórfica, señala una paraconformidad (Tabla 4.1.) (Fotografía 6.31.).

En relación a estas dos líneas genéticas, los aspectos a favor de un plegamiento sinsedimentario, corresponden:

- Localmente se observan estructuras de licuefacción del sedimento marino (Fotografía 6.32.).
- Microscópicamente en la intercalación no se observa influencia de metamorfismo (recristalización), sino más bien, el litotipo corresponde a una arenisca fina, constituida por clastos heterogéneos (epiclásticos) < 0.1 mm, de plagioclasa subhedral 8 %, cuarzo 4 %, fragmentos sedimentarios angulosos 2 % y pirita diseminada 12 %, en una matriz fina de cuarzo y plagioclasa 74 % (Fotomicrografía 6.7.).



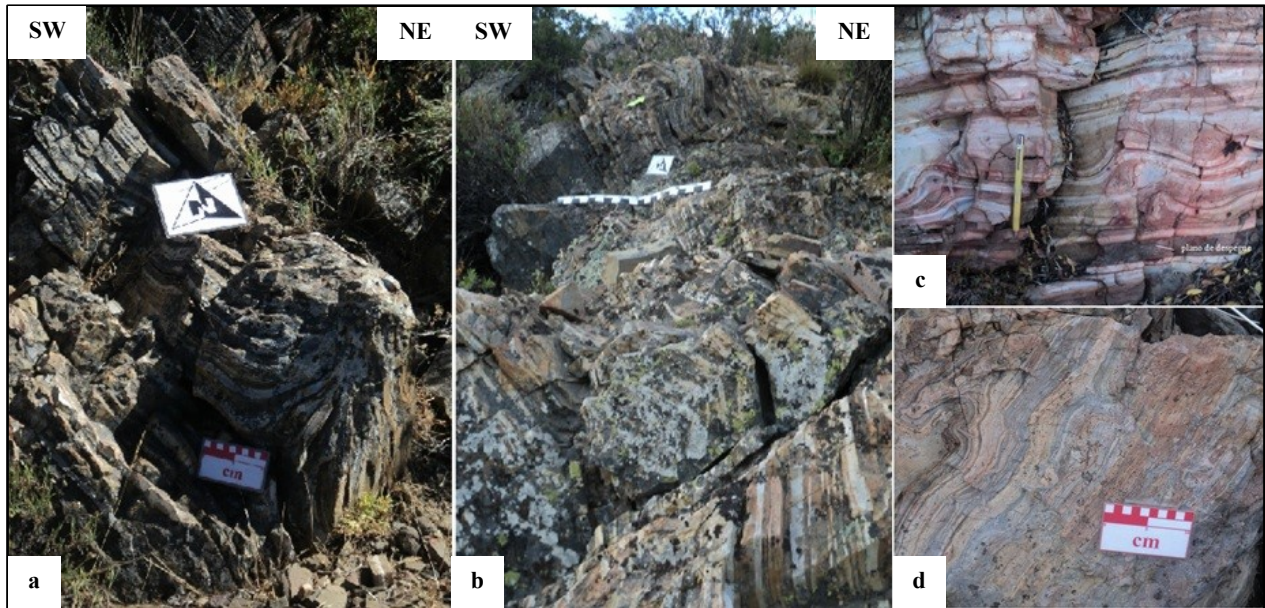
Fotografía 6.31. Paraconformidad Jurásico – Cretácico: **a)** Detalle del contacto. Infrayace el último magmatismo Jurásico (M – 357), su contacto es neto sin la presencia de un conglomerado transgresivo, mancha en igual actitud respecto de la formación suprayacente Cretácico (restringida por fósiles guías). **b)** El límite inferior de la unidad Kp (a) es masivo, afectado por blocosidad sin lajamiento, sin embargo, en la zona media de la columna comienza a desarrollarse una intercalación, del cual se compone un 70 % el Miembro. **c)** De izquierda a derecha: Jh (cima de Cerro La Campanita Grande constituida por lavas y brechas volcánicas); cubierta coluvial hacia la zona de contacto, contiene mayor concentración arbórea; Kp (a) (areniscas).

- Se observa una microfábrica correspondiente a una foliación del tipo bandeamiento composicional (Figura 6.16. a), generada por la disolución y diferenciación en óxidos de hierro derivados de la pirita, producto de la colmatación y compactación del sedimento en un ambiente con alta presión de fluido de poro, sin desarrollo de clivaje de crenulación S_2 .

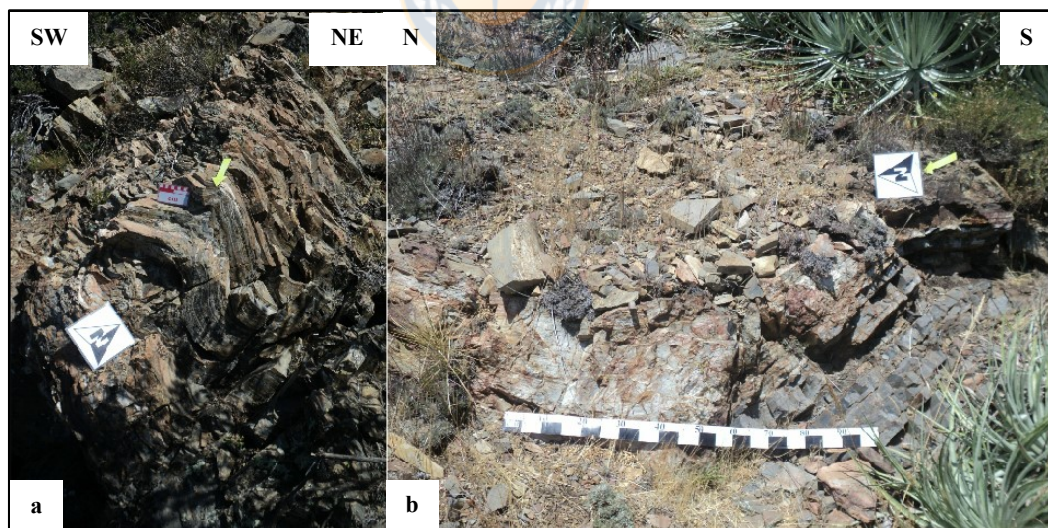
El término foliación (*foliatus*: forma de hoja), se refiere a cualquier disposición planar de granos minerales o rasgos estructurales de las rocas y se denota por la abreviación S_n (*sheet*). Aunque se desarrolla en rocas sedimentarias, es una característica fundamental de las rocas que han experimentado metamorfismo regional de bajo grado en unidades que se pliegan y deforman enormemente (Passchier & Trouw, 2005).

Se infiere que el plegamiento es de origen tectónico, según:

- Del total de mediciones, en las direcciones de inmersión en ejes de plegamiento, es posible constatar dos orientaciones preferenciales producto de un replegamiento (Fotografía 6.33.). El primero es NE – SW / *plunge* 45° NE y otro secundario NNW – SSE / *plunge* 45° SE.
- Los flancos de pliegue presentan bordes netos (no caóticos), con longitudes de onda cercana a los 2 m.
- Se produce foliación (S_1), paralela a la estratificación (lajamiento) y foliación de fractura perpendicular a ésta (Fotografía 6.33.). Se descarta un clivaje sindeposicional, pues es de carácter penetrativo en arenisca como componente en bandas mayoritario, según muestra (M – 364), sin embargo, no existe refracción del clivaje comúnmente desarrollado en rocas litificadas intercaladas con fangolitas.
- Vergencia de pliegues y desarrollo, según modelo de fractura simétrica (MacClay, 1987).
- El mismo bandeamiento composicional se produce en capas de Formación Horqueta, a diferencia que en ésta no se originan pliegues por despegue simple (M – 322), por lo cual se infiere que la fase compresional se inicia posterior a la depositación del miembro inferior de Formación Lo Prado, contemporáneamente a la intrusión de Plutón Caleu. En aquella zona actúan esfuerzos tanto de origen tectónico por compresión horizontal, así como la influencia por intrusión de rocas ígneas, reflejada por la variabilidad en el buzamiento cercano a la aureola de contacto.



Fotografía 6.32. Plegamiento por cizalle simple o *detachment*: **a)** Foliación S_1 paralela a la estratificación causa fisibilidad. **b)** Planos de despegue se acomodan a través de la estratificación por operación de mecanismo denominado tectoquinesis, presentan una actitud media $N 15^\circ W / 45^\circ NE$. **c)** Pliegue por cizalle simple o “*detachment*”. Nótese el cambio de longitud y rotación en limbos a medida que evoluciona el pliegue. **d)** Plegamiento sinsedimentario subsidiario generado por mecanismo de haloquinesis.



Fotografía 6.33. Datum ejes de pliegue en unidad Cretácico Inferior (UCI): **a)** NNW – SSE / *plunge* $45^\circ SE$. **b)** NE – SW / *plunge* $45^\circ NE$, con desarrollo de clivaje de fractura perpendicular a la estratificación.

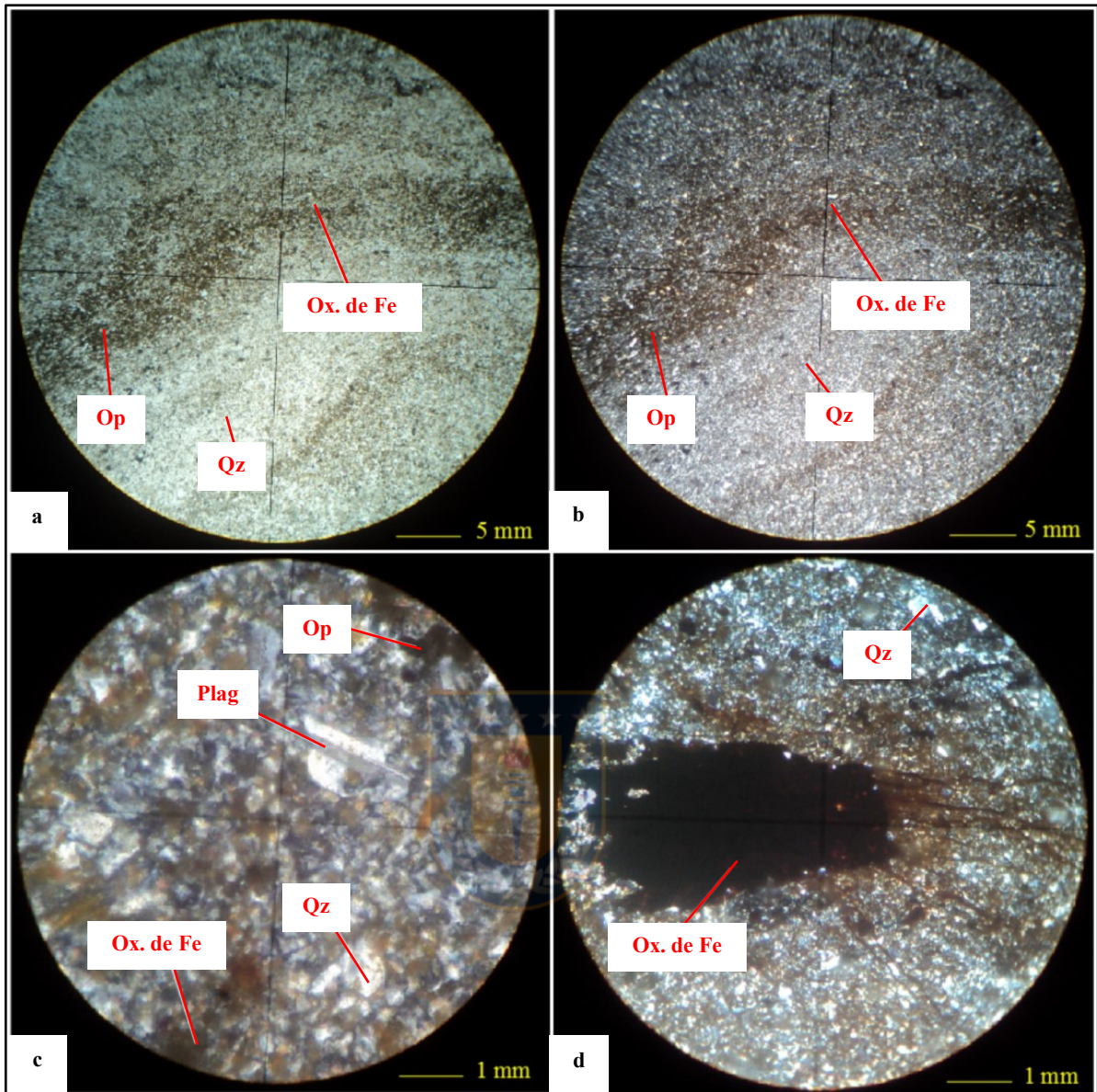
El tipo de deformación dúctil corresponde a plegamiento por despegue simple (*detachment folds*). El flujo es favorecido por la presencia de una intercalación hacia la zona media del miembro inferior de Formación Lo Prado, donde bandas de óxidos de hierro con elevada ductibilidad infrayacen a materiales más consistentes de arenisca.

El espacio generado por debajo de la cúpula del pliegue es rellenado por el material más dúctil, sin la necesidad de que existan rampas de fallas en el sistema. Este tipo se forma por esfuerzos compresivos horizontales que pliegan la secuencia y el material dúctil migra hacia el núcleo de la estructura, tal mecanismo se denomina tectoquinesis (Niemeyer, 2008). En el caso de diapiros no es necesario ningún esfuerzo horizontal, ya que el propio peso de la secuencia que sobreyace al material dúctil produce su extrusión en un mecanismo denominado haloquinesis (Niemeyer, 2008).

En términos generales, en todos los modelos de pliegues se asume que el movimiento solo se da en el sentido de transporte de la estructura, en tanto, un pliegue por despegue esta situación suele no cumplirse ya que el material dúctil puede moverse en forma oblicua como perpendicularmente a la dirección del transporte tectónico (Poblet & McClay, 1996).

A nivel regional la deducción de la superficie axial, entiéndase como la ausencia de un plano liso, sino más bien curvo, cuya posición en mapa regional queda definida por el rumbo y buzamiento de la estratificación, proyectadas en un diagrama de concentración de polos. En ciertos afloramientos, no es posible medir *in situ* el eje de pliegue, el que corresponde a la intersección de la superficie axial con cualquier estrato, por ello la determinación de dicho elemento lineal se deduce por la distinta actitud en flancos opuestos en *software* Dip 5.0.

Muchos de los términos desarrollados con el fin de describir el aspecto geométrico de los pliegues se refieren a la apariencia de los pliegues en secciones transversales perpendiculares al rumbo de las superficies axiales, sin embargo, tal condición en afloramientos es poco frecuente, por ende, se deduce a través de mediciones reales y no aparentes en cada uno de sus limbos. Otro grupo de términos se refiere a la posición de la superficie axial, correspondiente al tipo de pliegue asimétrico.



Fotomicrografía 6.7. Muestra (M – 364): **a)** y **b)** Bandeamiento composicional en zona de charnela. Imágenes en NC y LPP 2,5X respectivamente. **c)** Clasto de plagioclasa retrabajado sin recristalización. Imagen en NC, aumento 40X. **d)** Disolución de óxidos de hierro procedentes de la pirita, su concentración genera el bandeamiento de coloración café rojizo. Imagen en NC, aumento 10X.

En áreas de meseta, donde la estratificación previa al tectonismo es subhorizontal, los estratos pueden asumir localmente una inclinación más pronunciada, del cual deriva en una estructura monoclin. Los estratos en un monoclin se pueden inclinar con ángulos que van desde unos pocos grados hasta noventa grados y la elevación del mismo estrato en lados opuestos del

monoclinal puede diferir en centenares de metros. Esto es observable en estratos andesíticos de la Formación Ajial desde Cerro La Cruz en Ensenada Los Faisanes en disposición subhorizontal, a subvertical en Cerro San Isidro, ambas en laderas opuestas en Valle de Quillota. La estructura a escala megascópica, según su ángulo interlimbal próximo a los 30° e inferior a 70° , corresponde a aquella de tipo cerrado. Este tipo es uno en el cual la deformación es suficientemente intensa como para causar el flujo de los estratos más plásticos, de manera que estos aumentan y disminuyen de espesor, donde es posible observar tales variaciones en la franja con intercalación sedimentaria de Cerro La Campanita Chica. La posición de los ejes de plegamiento es de mayor importancia para describir la tercera dimensión. A nivel regional su tendencia es más bien NNW – SSE, aunque en grandes pliegues buzantes no pueden observarse directamente, se les reconoce con facilidad por el trazo de sus afloramientos mediante el estudio de fotografía aérea, no obstante, en mapa los estratos en limbos opuestos poseen rumbos paralelos, es decir, no convergen, sin desarrollo de un patrón en zig – zag.

Se desarrollan pliegues supratenuos si el plegamiento y la sedimentación son contemporáneos, caracterizados por que los estratos son más delgados en la cresta del anticlinal y más gruesos en el seno del sinclinal (Niemeyer, 2008). Una capa de rocas sedimentarias puede desprenderse de la formación infrayacente y plegarse independientemente formando un *décollement* o nivel de despegue, donde los estratos mesozoicos se han plegado en un sistema monoclinial o flexura que no afectan a las rocas cristalinas paleozoicas infrayacentes (García, 2020). La determinación de la polaridad de los estratos se confirma mediante el hallazgo de estructuras primarias desarrolladas durante la depositación de los estratos o bien la efusión de lavas. Afloramientos consisten en: discordancias de erosión locales asociadas a paleocanales en Puntilla La Cruz, estratificación cruzada en Cerro La Calera y Cerro La Monja, estratificación gradada en tobas pardo rojizas en Ensenada El Progreso, así como en aureola de contacto en Cerro La Campana (García, 2020).

Debido a la amplia cobertura vegetal, escasa continuidad y pocos afloramientos, sumado a la fuerte meteorización de las rocas, para deducir las relaciones geométricas y los estilos de plegamiento a escala megascópica es necesario analizar estadísticamente la orientación de los

estratos. De este modo, se pueden determinar tendencias generales de las cuales se espera una relación con los estilos de plegamiento a escala mesoscópica.

Los resultados demuestran una distribución próxima al centro con moderada dispersión hacia la periferia, suaves manteos de la estratificación y una fuerte tendencia de manteos hacia el NE (Figura 6.13.).

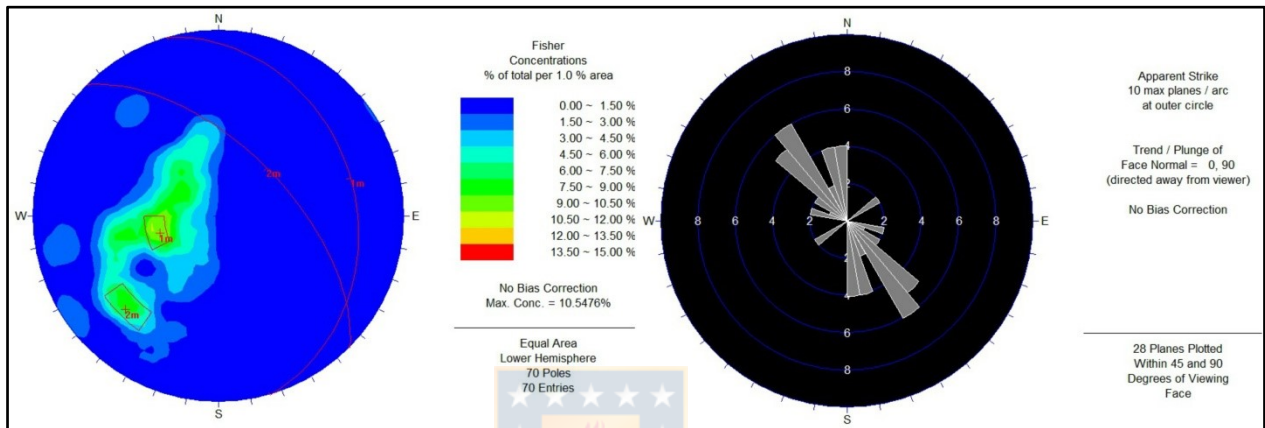


Figura 6.13. Proyección estereográfica de la estratificación: Proyección de polos muestra modelo de pliegue asimétrico con plano axial de rumbo NNW – SSE (Ragan, 1985 en Rowland, 2007), en tanto, la roseta plegamiento secundario NE – SW.

Prevalece la dirección NNW – SSE en toda el área de estudio, sin embargo, el quiebre anómalo denotado por un lineamiento de erosión en zona de debilidad cruza desde ZDF La Palmilla, CZC Cerro Calera hasta la localidad de Pachacamita en dirección E – W, reflejo de un replegamiento.

En tal estructura sinclinal inferida, mantos de caliza buzcan en dirección de cierre hacia la quebrada, en cuyo flanco sur actualmente existe explotación de calizas a través de canteras.

La primera tendencia corresponde a pliegues del tipo cerrado, con planos axiales asimétricos (es desigual la distribución de polos para cada limbo), ejes axiales subhorizontales a suavemente buzantes, mientras que los segundos poseen planos axiales moderadamente a fuertemente manteantes, también del tipo cerrado, con ejes axiales subhorizontales a moderadamente buzantes (Figura 6.13.).

6.2.5.E. Mecánica del plegamiento

En el análisis del plegamiento nos enfrentamos con dos problemas separados pero relacionados. Uno se refiere a la mecánica del plegamiento, es decir, al cambio interno que tiene lugar en una masa de estratos que es plegada y a los esfuerzos implicados. El segundo aspecto es la causa del plegamiento (Niemeyer, 2008). La mecánica de plegamiento estudia los movimientos que producen los pliegues, su relación con las propiedades físicas y geométricas de las capas de rocas, los cambios internos que se producen en estas y su relación con las fuerzas que los originan. La cinemática de plegamiento es parte del estudio mecánico, su objetivo es el análisis de los detalles de los movimientos que producen el plegamiento (Niemeyer, 2008).

Se reconoce como tipo principal de plegamiento o cinemática a escala mesoscópica, el de carácter flexural (cizalle paralelo a los estratos), que son el resultado de una compresión o de una cupla. Con el propósito de realizar un análisis, se ejemplifica el comportamiento de estratos horizontales bajo una fuerza compresiva actuando paralelamente a la estratificación. Al aumentar la flexura la parte del lado convexo se somete a tensión, mientras que la parte del lado cóncavo se somete a compresión. Hay una superficie intermedia de no deformación, sobre la superficie convexa existe extensión y adelgazamiento, pero sobre el lado cóncavo predomina el acortamiento y engrosamiento. Si es frágil cede por ruptura, donde en lado convexo se forman fracturas de tensión o pequeñas fallas gravitacionales, mientras que sobre el lado cóncavo fallas inversas y/o plegamiento, siendo un factor muy importante el deslizamiento entre estratos, tal como ocurre en la formación de la ZDC Los Lazos y en tobas pardo rojizas de la Ensenada El Progreso. Dado que el rumbo de las capas es de dirección NNW – SSE, predominan tales lineamientos de erosión asociados a zonas de cizalle (ZDC), con el consiguiente desarrollo de ensenadas. Se descarta un mecanismo por doblamiento (*buckling*), dado que existe cizalle paralelo a las capas (Fotografía 6.26.). En plegamiento flexional, la influencia mecánica de las rocas es muy fuerte, donde existen varias capas muy resistentes de espesor finito pero de baja cohesión en los contactos. El basamento cristalino Paleozoico de mayor resistencia, permite el despegue del relleno sedimentario de la cuenca que tras la fase tectónica (F_2), gatilla un deslizamiento flexural que da origen a una arquitectura del tipo monoclinal al noreste (Figura 6.14.).

La razón por la que en ciertos litotipos se concentran las fallas muchas de ellas con desarrollo de estrías, corresponde a diferencias en la competencia. Muchos factores determinan si una formación es competente o no, entre los que destaca la resistencia a la compresión. Un ejemplo claro es la ausencia de fallas en areniscas de la Formación Cerro Calera y en intercalaciones de Formación Lo Prado, contrariamente lo que acontece en una mayor concentración en brechas volcánicas de la Formación Horqueta (García, 2020).

Además la solidez de la formación es un factor importante, a manera de ejemplo, si en dos formaciones compuestas por la misma clase de calizas, los estratos de una tienen 30 cm de espesor, mientras que otra de mayor potencia será más competente (Passchier & Trouw, 2005).

La densidad del fracturamiento, es inversamente proporcional a la competencia de la roca para transmitir algún tipo de fuerza. Una arenisca puede ser inherentemente más resistente que una caliza adyacente, no obstante, una vez que la arenisca se fractura es más difícil su sellado en comparación en una caliza (Passchier & Trouw, 2005). Si la columna estratigráfica se compone por materiales de diversa competencia, los estratos competentes transmiten la fuerza, en tanto, los incompetentes se comportan más o menos pasivamente.

En resumen, la formación de plegamiento flexural implica el arqueamiento de las capas más competentes bajo una fuerza compresiva, un comportamiento más pasivo en estratos incompetentes y el deslizamiento entre estratos (Passchier & Trouw, 2005).

Los pliegues están generalmente asociados a otras estructuras tectónicas como fallas, diaclasas y lineaciones que pueden ser singenéticas.

En relación a su análisis geométrico, para describir un pliegue es necesario utilizar elementos que permitan identificar los diferentes componentes de estos. Existen elementos reales que son observados directamente en el pliegue y elementos inferidos, que si bien son imaginarios facilitan considerablemente la descripción de estas estructuras. Respecto a los elementos descriptivos reales, la zona de charnela se encuentra erosionada, el que constituye el Valle de Quillota, con limbo occidental buzante entre 10° a 20° al noreste, cuya proyección se extiende

próximo al canal de estiaje. Los mayores buzamientos de la estratificación se registran en el sector de Loma Los Lazos (sitio 1), donde tobas pardo rojizas de Formación Horqueta alcanzan entre los 70° a 85° el que decrece progresivamente hacia el este, con valores entre 19° a 35° en la aureola de contacto de Cerro La Campana. Lo anterior, es propio en laderas del Cajón de San Pedro, pues se encuentra influenciada en cierta medida por la intrusión de *stock* La Campana, en cambio hacia el norte de Cerro Alto del Barco, alcanza entre los 34° a 45° en promedio en limbo oriental (García, 2020).

La determinación de la apertura de plegamiento se asocia a su ángulo interlimbal, que es el ángulo medido entre los planos tangenciales en los puntos de inflexión de la superficie plegada únicamente deducido en una sección perpendicular al eje de pliegue. Su longitud de onda es de orden kilométrica.

Su clasificación, según su orientación de eje y superficie axial es horizontal inclinado; ángulo interlimbal del tipo cerrado, entre 30° y 70° y dirección de faz (techo), anticlinal asimétrico.

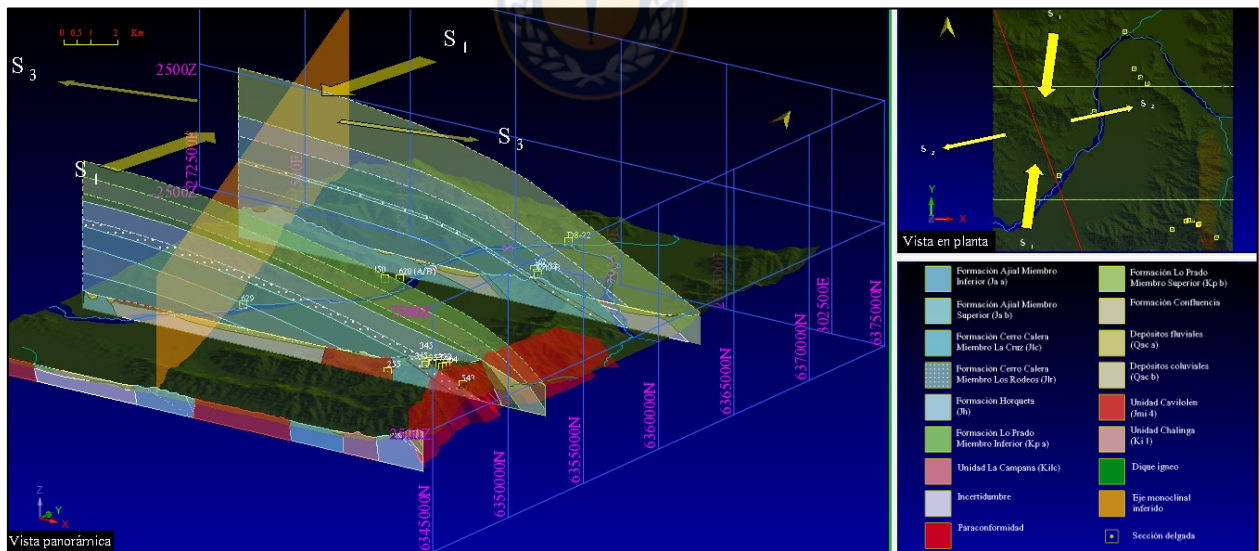


Figura 6.14. Estructura monoclimbal durante régimen F_2 .

6.2.6. Unidad Cretácico Superior (UCS)

Comprende toda deformación tectónica acomodada en *stock* La Campana (Kilc), localizado hacia la cima del cerro homónimo, en el margen occidental del Cajón de la Gloria en Parque Nacional La Campana (PNLC). Tal intrusión ígnea, desarrolla un metamorfismo de contacto en sedimentos del miembro inferior de Formación Lo Prado. Representa la unidad más contemporánea en Plutón Caleu, con intrusión durante el límite comprendido entre el máximo desarrollo del régimen extensional e inicio de la compresión.

De la población total de fallas, su distribución de la concentración de polos evidencia dos *set* principales: a) WNW – ESE; b) ENE – WSW y secundariamente NE – SW (Tabla 6.7. / Figura 6.15.). El universo de fallas posee un escaso desarrollo en superficies, más bien aisladas, con ausencia de fallas conjugadas, esto en adición al riesgo que significa emprender su registro, dada la presencia de una topografía muy accidentada, normalmente diaclasada que producen zonas de debilidad asociadas a quebradas de laderas muy abruptas (precipicios), con desprendimiento en bloques.

Tabla 6.7. Datum de los principales sistemas estructurales, Unidad Cretácico Superior (UCS). Simbología: SP = Sistema Principal; SS = Sistema Secundario.

Set	Sistema estructural	Dip / DipDir	Rumbo / Manteo
1	SP1	65 / 09	N 81° W / 65° NE
2	SP2	77 / 342	N 72° E / 77° NW
3	SS1	77 / 117	N 27° E / 77° SE

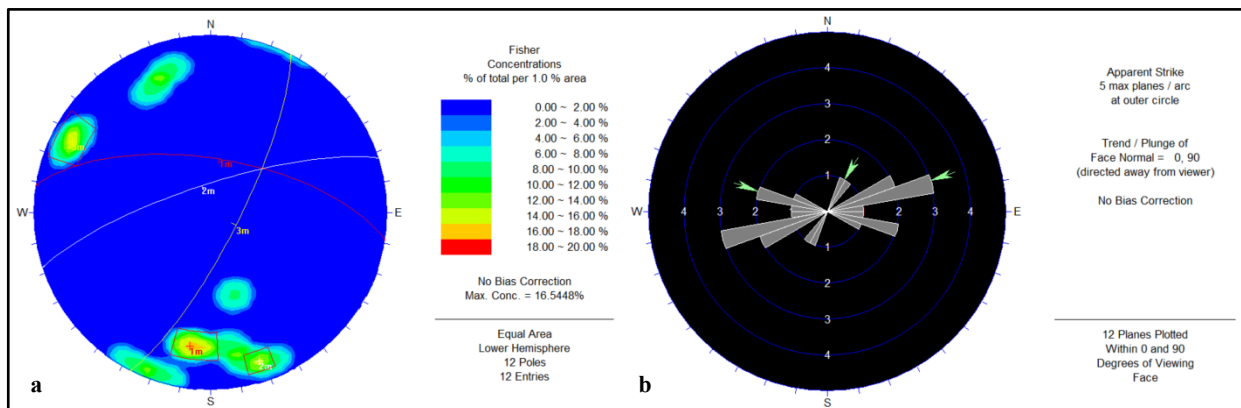


Figura 6.15. Sistemas estructurales Unidad Cretácico Superior. a) *Sets* y polos. b) Roseta.

6.2.6.A. Sistema WNW – ESE

6.2.6.a. Fallas transcurrentes

En Cordón del Orégano (6.352.935 N / 300.913 E / 19H), fallas de longitud métrica, sinistral normal N 67° W / 85° NE, se encuentran rellenas por (Chl 90 % - Ep 5 % - Esp 5 %), contienen un *rake* 29°, con sentido de movimiento al NW, según índice cinemático de escalones de falla.

En tanto, fallas dextrales normales N 83° W / 65° NE (6.353.004 N / 301.036 E / 19H), adquieren una geometría ondulada de la superficie de falla, debido a una acomodación en vetillas de alteración propilítica, poseen un *rake* 20° - 25° NW.

En cima de Cerro La Campana, siguiendo sendero habilitado en (PNLC) (6.351.908 N / 301.870 E / 19H), se desarrolla cierta falla dextral normal, de longitud cercana a los 3 m, paralela a sistema de diaclasas. En su plano expuesto se registra *rake* 15° NW, con presencia de escalones de falla.

6.2.6.B. Sistema ENE – WSW

6.2.6.b. Fallas transcurrentes

En Cordón del Orégano, la erosión expone el contacto por intrusión asociado al cuerpo gábrico (6.353.050 N / 300.609 E / 19H), en cuya litología ocurre fallamiento sinistral normal, de *rake* 30° W, en tanto, aquel de cinemática dextral normal, de igual *rake*, el sentido de movimiento del bloque colgante es hacia el este, según índice cinemático de escalones de fallas (RM – *type*), alcanza una longitud de 2 m. A su vez, (6.353.055 N / 300.608 E / 19H), diques félsicos de tal orientación cortan en gabro.

Próximo a la cumbre de Cerro La Campana (6.351.783 N / 301.897 E / 19H), existe fallamiento sinistral normal localizado, de actitud N 74° E / 40° SE y longitud 3 m, subparalelo a *set* de diaclasa. A pesar que existe el desarrollo de estrías, estas se caracterizan conforme a una

elongación mineral en piroxenos y plagioclasa contituyentes del gabro, sin precipitación de minerales nuevos, separados en *step* por lo que se descarta la presencia de *slickensides*, por tanto, un sentido opuesto del cizalle, según criterio de escalones de falla (ST d), registra un *rake* 22° SE en bloque colgante (Fotografía 6.34. a / b).

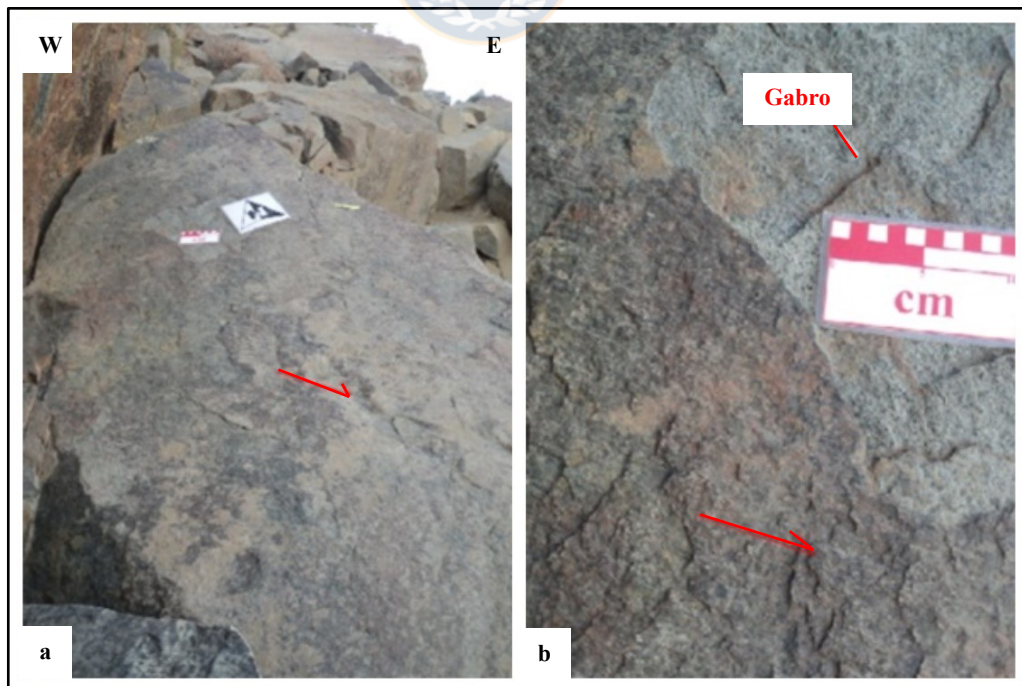
6.2.6.c. Fallas extensionales

Fallas normales dextrales en Cordón del Orégano, registran actividad con *rake* 60° NE.

6.2.6.C. Sistema NE – SW

6.2.6.d. Fallas transcurrentes

Comprende fallas de rumbo dextral como sinistral normal, de longitud cercana a los 5 m, asociadas a diaclasas híbridas, así como vetas que posteriormente resultan en superficies estriadas de geometría curva. Sus *rake* oscilan entre 15° - 30° SW.



Fotografía 6.34. a) Fallas híbridas *stock* La Campana. **b)** Detalle escalones de falla estructura anterior.

A nivel general son fallas menores de persistencia métrica, algunas veces acomodada en vetillas de alteración propilítica, sin embargo, muchas veces el cizalle en gabro no desarrolla estrías de crecimiento con mineralogía secundaria (*slickensides*), sino más bien, la elongación mineral de piroxeno y plagioclasa en conjugación con escalones de falla, donde mayoritariamente tales discontinuidades son paralelas a sistemas de diaclasa.

6.2.7. Estructuras primarias

La estratificación es uno de los elementos estructurales más importantes, donde es posible registrar valiosa información. Al tratarse de una superficie de acumulación primaria se utiliza como nivel guía, así como la obtención del estado inicial de la deformación polifásica, útil para resolver la transición hacia el desarrollo de una foliación diagenética y/o tectónica; criterios de polaridad, distribución espacial y el análisis de su relación angular con la foliación tectónica (S_n) ayudan a interpretar y definir estructuras a escala kilométrica de pliegues y fallas dentro del área de mapeo (McClay, 1987).



6.2.8. Foliación

Corresponde a un elemento de fábrica planar que ocurre penetrativamente en un cuerpo de roca. Puede ser de carácter primario relacionado a procesos formadores de rocas, tal es el caso de bandeamiento rítmico en rocas sedimentarias o magmático en una roca ígnea. Transicionalmente foliación diagenética paralela a la estratificación se forma por compactación o plegamiento sinsedimentario. Posterior a la litificación y como resultado de la deformación y metamorfismo, se logra el desarrollo de una foliación secundaria que incluye clivaje, esquistocidad, bandas de composición, formadas por algún proceso de diferenciación, inducido por *stress*, que forma una estructura bimodal monótona, con plano de simetría paralelo a la estratificación y en mayor grado ejercido por dinamometamorfismo, foliación milonítica (Passchier & Trouw, 2005).

Es importante señalar que la clasificación morfológica mediante microscopía óptica, se basa en (Borradaile *et al.*, 1982 en Passchier & Trouw, 2005).

La foliación se utiliza para obtener información sobre la deformación, condiciones metamórficas y las relaciones de sobreimposición. Varias etapas o morfologías pueden estar presentes dependiendo de la intensidad en la deformación y de acuerdo al crecimiento de grano, en respuesta a circunstancias metamórficas (Passchier & Trouw, 2005).

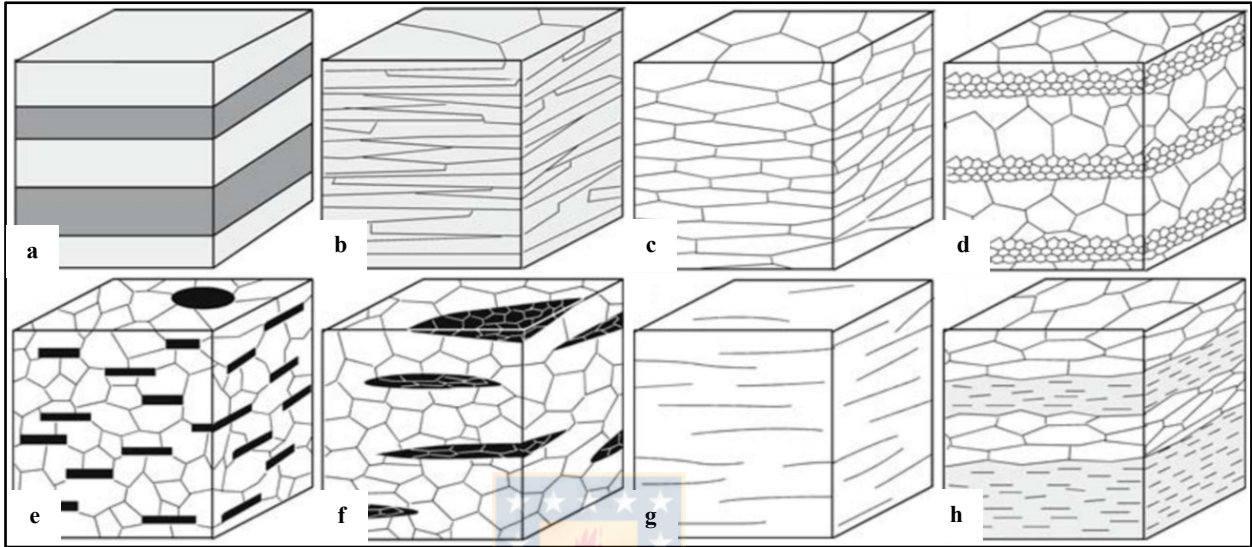


Figura 6.16. Elementos de fábrica que definen una foliación: **a)** Bandeamiento composicional. **b)** Orientación preferencial de minerales laminares (micas). **c)** Orientación preferencial de forma y límites de granos recristalizados. **d)** Variación en el tamaño de grano. **e)** Orientación preferencial de minerales laminares en matriz sin orientación preferencial (mica en cuarcita micácea o *gneiss*). **f)** Orientación preferencial de agregados minerales lenticulares. **g)** Orientación preferencial de fracturas o (cuarcitas de bajo grado). **h)** Combinación de elementos de fábrica **a**, **b** y **c**, común en rocas metamórficas (Passchier & Trouw, 2005).

Los argumentos expuestos a continuación son útiles para distinguir la estratificación respecto de una foliación secundaria espaciada, a manera de un bandeamiento composicional (Tabla 6.8).

El principal problema de este análisis, es establecer la correlación entre foliaciones de un área a otra, pues la deformación es distribuida de forma bastante heterogénea a través de un cuerpo de roca, sin embargo, es común encontrar un completo registro y secuencia de las fases de deformación concentradas en zonas estrechas, dejando otras áreas sin efectos visibles, donde zonas de cizalle, son por supuesto el ejemplo más espectacular de esta concentración local (García, 2020).

Tabla 6.8. Diferencias entre foliación primaria y secundaria (Passchier & Trouw, 2005).

Foliación primaria	Foliación secundaria
Se reconocen estructuras sedimentarias.	No presenta estructuras sedimentarias.
Variación en el espesor en capas especialmente transversal al rumbo.	Pequeña variación del espesor, usualmente dos espesores alternantes aproximadamente constantes.
Variación en la composición y tamaño de grano en capas.	Composición de capas usualmente bimodal.
Estratificación usualmente planar.	Capas comúnmente lenticular y anastomosadas.
Plano de simetría paralelo a la estratificación poco frecuente.	Normalmente un plano de simetría paralelo a la estratificación.
Foliación no paralela al plano axial de un pliegue (no se consideran pliegues por refracción).	Foliación subparalela al plano axial de un pliegue de una foliación temprana comúnmente desarrollada por diferenciación en limbos de pliegues.

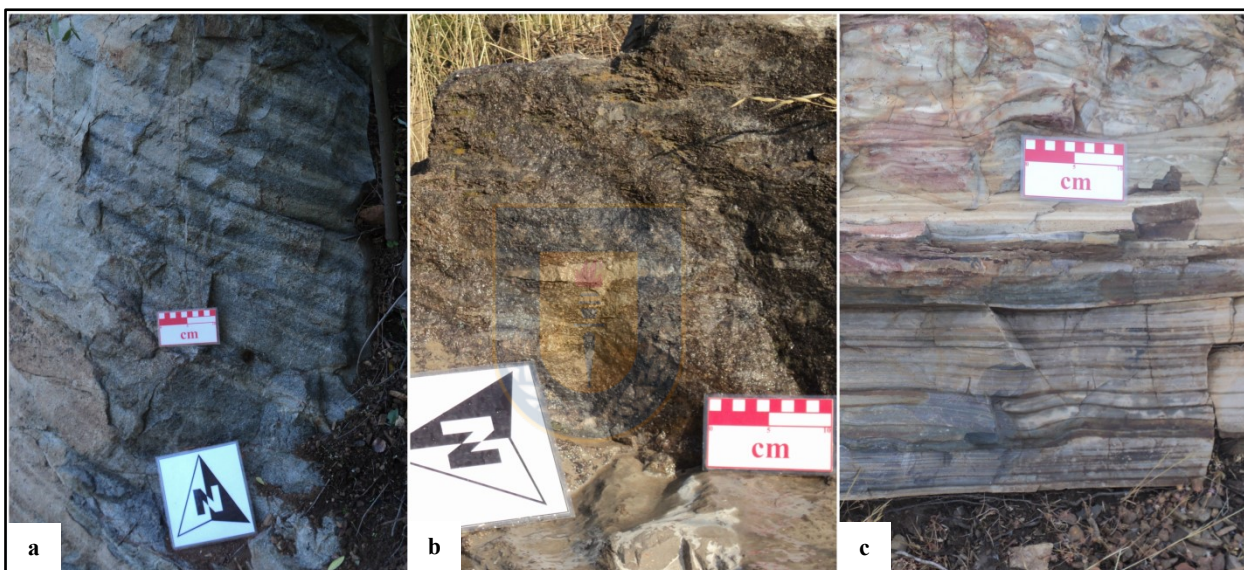
Por otro lado, foliaciones inducidas durante condiciones metamórficas *pick*, son normalmente generalizadas y notablemente continuas en grandes áreas, sin embargo, pueden variar bruscamente debido a algún cambio litológico (Passchier & Trouw, 2005).

Es importante en la correlación de foliaciones prestar atención a su relación con el metamorfismo, ya que las condiciones metamórficas no cambian mucho de un afloramiento a otro, a menos que el fallamiento involucrado sea post – metamórfico (García, 2020).

Especialmente en el campo, fallas, venas y diques son importantes para distinguir fases de deformación y sus foliaciones asociadas de diferente edad. Estas estructuras pueden resultar bajo un período relativamente corto de tiempo y ser reconocidos en una gran superficie por su composición y orientación similar (Passchier & Trouw, 2005). En sedimentitas perteneciente a Miembro La Cruz (Jlc), se desarrolla foliación diagenética por deshidratación, con superficie de simetría espaciada y paralela a la estratificación, como resultado de la compactación ejercida por *stress* litostático, adquiere un patrón por elementos de fábrica, según un bandeamiento composicional diferenciado en franjas de coloración claras y oscuras (Figura 6.16. a); (Fotografía 6.35. a). La eficiencia en la diferenciación composicional por transferencia en solución depende cuán abundante sea la fase fluida, mayormente activa en condiciones diagenéticas y metamórficas de bajo grado.

En el caso de foliación diagenética y foliación en zonas de cizalle, no necesariamente se asocian a plegamiento. También se registra foliación marcada por la orientación preferencial de agregados minerales lenticulares en Formación Ajial Ja (a) (Figura 6.16.) (Fotografía 6.35. b).

En alusión a Formación Horqueta y miembro inferior de Formación Lo Prado, predomina un clivaje del tipo bandeamiento composicional generado por mecanismos de solución por presión (*pressure – solution cleavage*), consistente en una foliación espaciada que produce una segregación mineral, a menudo asociada con microplegamiento, caracterizada tras disrupción en capas psamíticas de coloración clara, por capas oscuras constituidas de material insoluble (Fotografía 6.35. c).



Fotografía 6.35. Tipos de foliación: **a)** Foliación diagenética en areniscas, Miembro La Cruz (Jlc). **b)** Orientación preferencial de agregados minerales silíceos lenticulares en tobas riolíticas, miembro inferior de Formación Ajial Ja (a). **c)** Bandeamiento composicional areniscas – óxidos de hierro, miembro inferior de Formación Lo Prado Kp (a).

6.2.9. Diaclasas

Posterior al estudio de la estratificación y foliaciones asociadas, con el fin de inferir la estructura, se procede a evaluar la relación existente con el fracturamiento desarrollado en su cobertura.

Se considera el estudio del fracturamiento de origen tectónico, asociado a la formación de la estructura plegada megascópica (Fotografía 6.36. a), descartando aquellas generadas por acción biológica, diagénesis, enfriamiento, pérdida de carga y/o volumen. Por ende, en su clasificación

descriptiva se consideran sólo diaclasas sistemáticas, las cuales comprenden aquellas que poseen geometría planar y son paralelas o subparalelas unas a otras, manteniendo un espaciado aproximadamente regular entre ellas (Fotografía 6.36. b). Finalmente, son mapeadas con el fin de conocer su modelo de distribución, intensidad y orientación espacial, obtenida a través del diagrama de polos (Figura 6.17.).

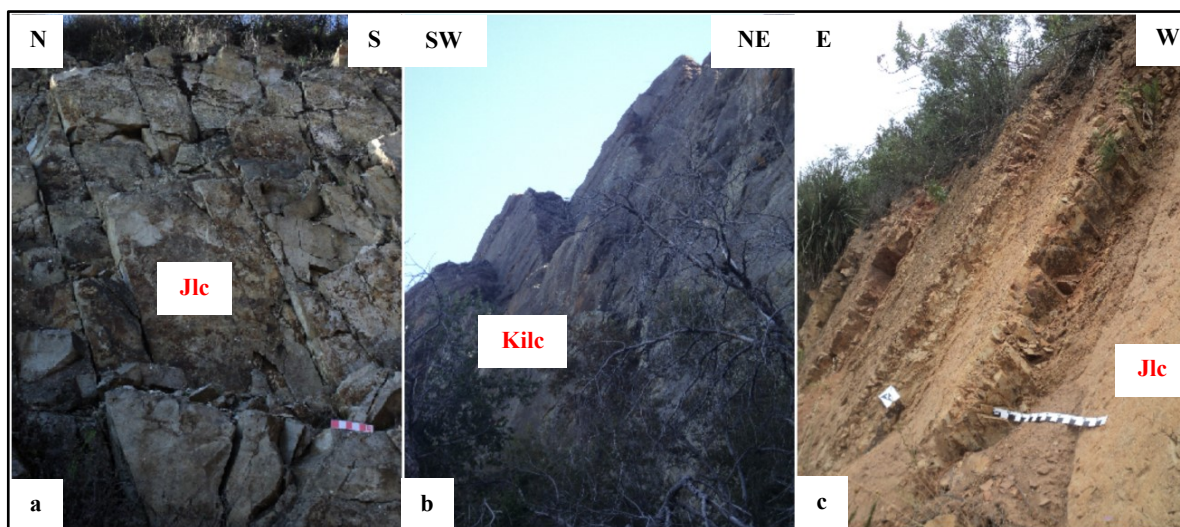
Cabe destacar que la litología y espesor de las capas son condicionantes del fracturamiento, siendo la caliza y luego las areniscas las rocas que presentan un espaciado más reducido entre fracturas, así como una nucleación a través de contactos especialmente donde existen contrastes litológicos y accidentes en la geometría de las capas.

Las diaclasas se clasifican ya sea geométrica y genéticamente. La primera es estrictamente descriptiva, en tanto, una clasificación genética es más significativa, pero es más difícil de aplicar. Resulta dificultoso representar todas las diaclasas en el mapa dado el factor escala, sin embargo, la simbología representa la media del *set* contenido en el sitio. En cadenas orogénicas son comunes las diaclasas perpendiculares a los ejes de los pliegues. Estas diaclasas corresponden a diaclasas de extensión resultantes de una ligera elongación paralela al eje de plegamiento. En tanto, aquellas paralelas a planos axiales en pliegues, son diaclasas de relajación. Por último, las fracturas de cizalle son el resultado de una cupla, por ejemplo, en el área existen dos *set* de diaclasas con orientación NW – SE y otro NE – SW.

Geoméricamente las diaclasas se pueden clasificar según su rumbo. Es posible documentar un juego predominante de rumbo N – S y tres *set* secundarios NW – SE; ENE – WSW y NE – SW. La proyección equiarial muestra que prácticamente todas las diaclasas son subverticales, pues la concentración de polos se encuentra próxima a los límites de la circunferencia (Figura 6.17.).

En el campo las diaclasas se diferencian de las fallas por poseer superficies asociadas a familias o *set* de frecuente peridiocidad con ausencia de índices cinemáticos. La forma geométrica de estas fracturas es muy regular de planos limpios, fácil seguimiento y proyección. Por razones prácticas, se asume que inicialmente están abiertas y subsecuentemente pueden o no ser alteradas y mineralizadas (García, 2020).

En Quebrada La Campanita (6.355.987 N / 296.105 E / 19H), la intersección de dos sistemas de diaclasas favorece el desarrollo de cuñas en Miembro Los Rodeos (Jlr), con deslizamiento de bloques situados entre ambas discontinuidades (Fotografía 6.36. c).



Fotografía 6.36. Afloramiento de diaclasas: a) Fracturamiento tectónico en Quebrada La Antena, Cerro La Calera. b) Sistema de diaclasas en Cerro La Campana, sector placa de Darwin (PNLC). c) Formación de cuñas en arenisca, de Miembro La Cruz (Jlc).

En ocasiones procesos de erosión diferencial exponen superficies de estratificación que equívocamente pueden ser considerados como diaclasas o bien fallas desde una observación en visada (sitio 1).

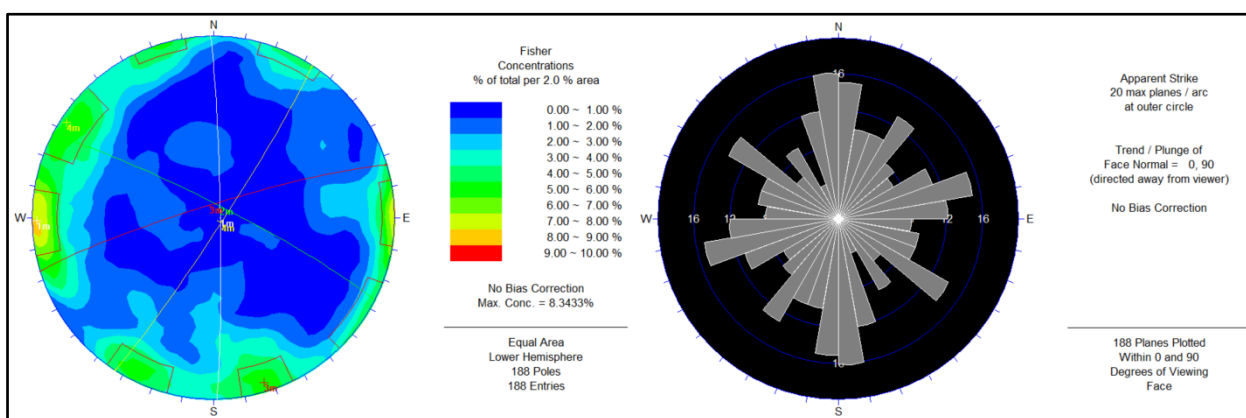


Figura 6.17. Proyección estereográfica del fracturamiento tectónico: polos (izquierda) y roseta de orientación (derecha) a nivel distrital. Principales *set*: NS; NW – SE; NE – SW y ENE – WSW.

6.2.10. Paraconformidad

Aquellas son ciertamente rasgos estructurales, aunque en su origen intervienen procesos erosionales y depositacionales como también tectónicos. Su máxima utilidad, sin embargo, es para datar movimientos orogénicos y epirogénicos.

La precisión con que se puede datar el período de deformación depende de la edad de las rocas a ambos lados de la estructura. Su clase es de tipo depositacional, cuyas formaciones adyacentes al contacto se encuentran paralelas en actitud, se extiende de norte a sur en toda el área de estudio y representa un intervalo considerable de tiempo.

Tales rasgos son difíciles de reconocer y en muchos casos evidencias paleontológicas indican lagunas considerables en la historia geológica, sin que éstas estén acompañadas por ningún indicio físico.

Paralelamente un contraste pronunciado en el grado de metamorfismo, ya que a nivel regional se encuentran rocas con un mayor grado metamórfico sobre aquellas de menor grado (Tabla 4.1.). A su vez, un contraste marcado en el grado de diagénesis señala una discontinuidad, a manera de ejemplo, areniscas bien cementadas pertenecientes a Formación Ajial subyacen a material no consolidado.

Respecto a la discontinuidad en Cerro Las Campanitas, se observa que en la intercalación del Cretácico Inferior se encuentra fuertemente plegado, a diferencia de los pliegues presentes en formaciones jurásicas, ambas desarrolladas en areniscas, según igual competencia. Kp (a) se encuentra con mayor intensidad de plegamiento a diferencia de los pliegues existentes en Formación Ajial y Cerro Calera con mayor longitud de onda y ángulo interlimbal. Además, el registro paleontológico indica la presencia de un gran hiatus, en medio de lo que aparenta ser una sucesión homogénea (García, 2020).

7. TRATAMIENTO DE LA BASE DE DATOS

En lo que sigue, se dan a conocer los datos de mesofallas registradas para cada sitio y su tratamiento dinámico y cinemático. Tales desplazamientos se asocian a aquellos que experimenta la cuenca conforme a un primer régimen de *stress* regional identificado como transtensional sinistral (F_1) y otro posterior de carácter transpresional dextral (F_2). Las respectivas mesofallas se representan en diagramas de diedro donde se indica su posición, estría y movimiento del bloque colgante para cada una de ellas. Los lugares visitados durante terreno, de acuerdo a su información y relevancia dentro del área, forman “Sitios Estructurales”, que permiten analizar la deformación y el estado de esfuerzo localmente. Se establecen 20 sitios, clasificados por unidad geológica, los cuales se describen a continuación:

7.1. UNIDAD JURÁSICO INFERIOR A MEDIO (UJIM)

7.1.1. Análisis cinemático falla Monte Águila

El sitio presenta una deformación homogénea con el desarrollo de vetillas cuarzo – epidota falladas, dispuestas en un *set* estructural que definen un mismo origen de los ejes P y T. Su cinemática operante es de tipo extensional con leve componente sinistral (Figura 7.1.); (Tabla 7.1.), en lavas andesíticas de la Formación Cerro Calera. El valor cinemático corresponde a mesofallas en posición R’.

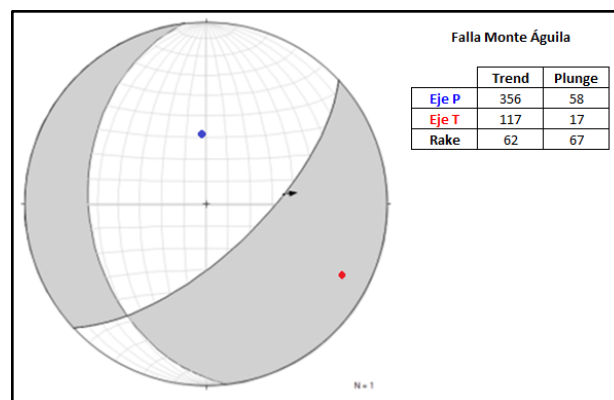


Figura 7.1. Diagrama de diedro para falla Monte Águila: cinemática normal con componente oblicua sinistral.

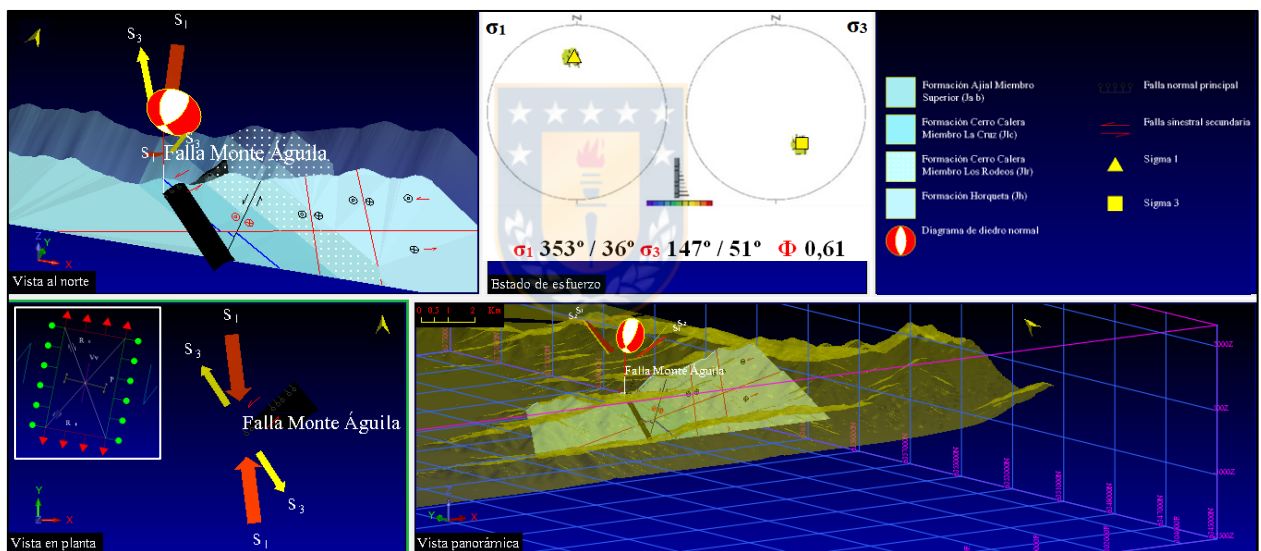
Tabla 7.1. Información cinemática en falla híbrida menor Monte Águila.

Monte El Águila											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
Falla híbrida Monte El Águila	6354670 N / 296509 E	EFP	N 47 E	47	137	67 SE	67	62 NE	NS	356/58	117/17

EFP: estría de falla principal; NS: movimiento normal sinistral.

7.1.2. Análisis dinámico falla Monte Águila

En cuanto a la distribución de esfuerzos, este forma un *cluster* cuya solución se obtiene para un valor de $\Phi = 0,61$; se descarta un régimen local transtensional, pues σ_2 posee un *plunge* de 12° (proporcionado por calculadora MohrPlotter 2.8.), donde σ_3 es el más próximo a la posición subvertical bajo régimen local compresional. De esta manera, los *stress* principales σ_1 y σ_3 resultan 353 / 36 y 147 / 51, respectivamente (Figura 7.2.).

**Figura 7.2.** Esquema estructural falla Monte Águila.

7.1.3. Análisis cinemático falla Cerro La Cruz

El afloramiento cuenta con una deformación homogénea con el desarrollo de sólo una estría de falla principal (EFP) y posición de ejes P y T. La cinemática registrada en el lugar es normal sinistral indicada según vector desplazamiento en bloque colgante (Figura 7.3.); (Tabla 7.2.). El valor cinemático corresponde a mesofallas en posición R'.

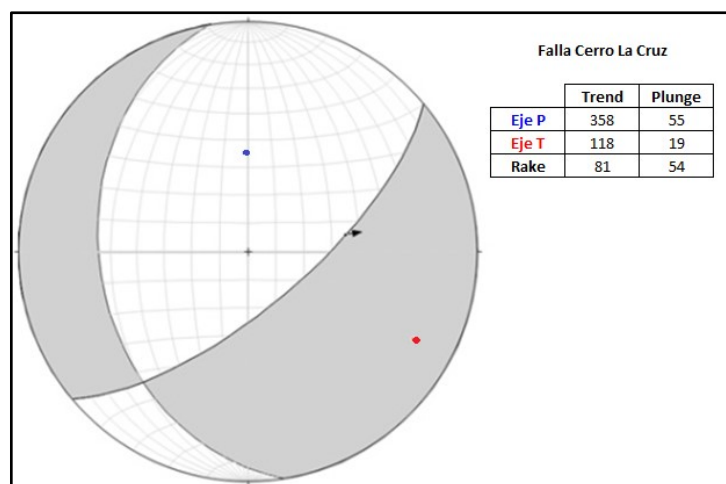


Figura 7.3. Diagrama de diedro falla Cerro La Cruz: cinemática normal de componente oblicua sinistral, con eje de máximo acortamiento (P) y eje de máximo alargamiento (T). *Trend* (valores de azimut en grados) y *plunge* (valores de buzamiento en grados).

Tabla 7.2. Información cinemática falla Cerro La Cruz.

Falla Cerro La Cruz											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
Falla Cerro La Cruz	6364256 N / 289693 E	EFP	N 50 E	50	140	70 SE	70	60 NE	NS	358/55	118/19

EFP: estría de falla principal; **NS:** movimiento normal sinistral.

7.1.4. Análisis dinámico falla Cerro La Cruz

La dispersión de datos permite establecer un estado de esfuerzo caracterizado por un valor de $\Phi = 0,71$; El cálculo de los *stress* principales indica un *plungue* para σ_2 de 41° , valor más próximo a la posición vertical en comparación a los restantes esfuerzos de orientación oblicua, según σ_1 12 / 29 y σ_3 125 / 35 (Figura 7.4.). Esto se relaciona a un estado de esfuerzo transtensional localizado hacia la superficie de las capas plegadas.

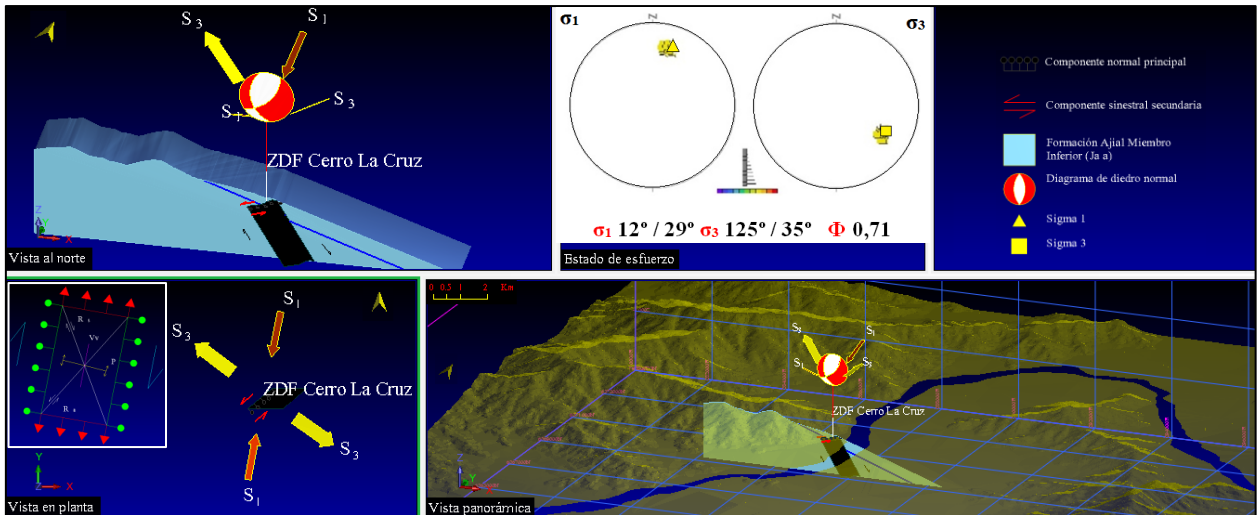


Figura 7.4. Esquema estructural sitio Cerro La Cruz.

7.1.5. Análisis cinemático falla El Progreso

La distribución de los ejes de alargamiento y acortamiento máximo, indica que la deformación es homogénea en la zona, representada en un diagrama de diedro (Figura 7.5.). El bloque colgante asciende según vector desplazamiento hacia el NE, mediante cinemática inversa (Tabla 7.3.).

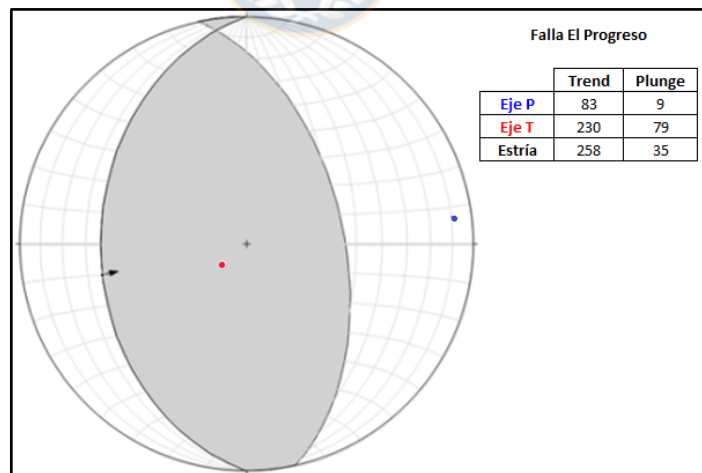


Figura 7.5. Diagrama de diedro falla El Progreso: Cinemática inversa con eje de máximo acortamiento (P) y eje de máximo alargamiento (T). *Trend* (valores de azimuth en grados) y *plunge* (valores de buzamiento en grados).

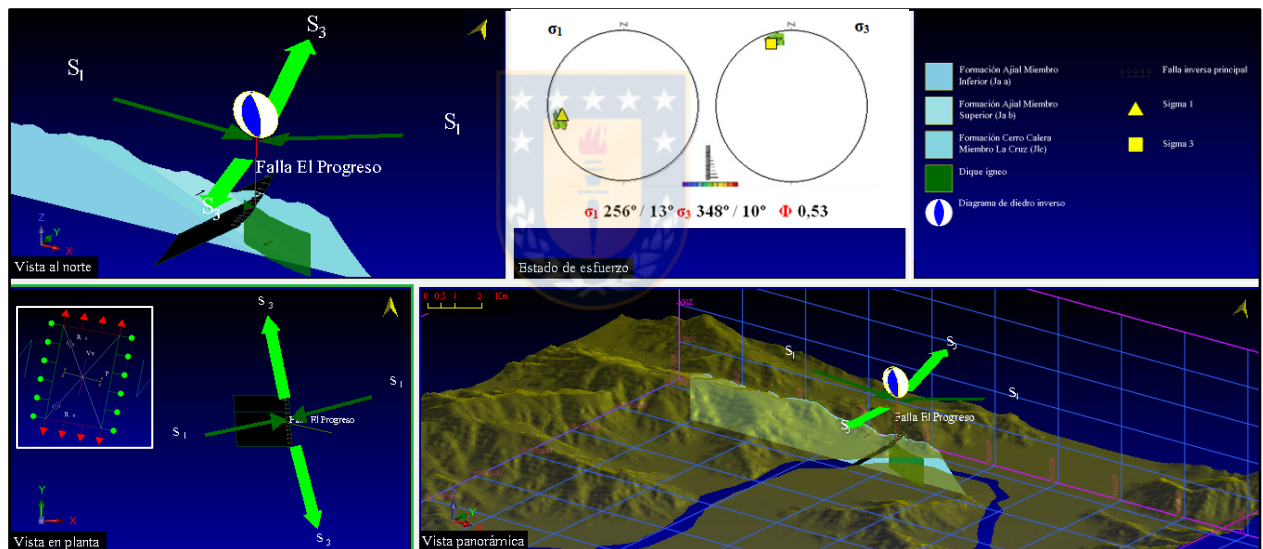
Tabla 7.3. Información cinemática falla El Progreso.

Falla El Progreso											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
Falla El Progreso	6370886 N / 291421 E	EFP	NS	180	270	36 W	36	80 NE	I	83/9	230/79

EFP: estria de falla principal; I: movimiento inverso.

7.1.6. Análisis dinámico falla El Progreso

La baja dispersión en datos, reflejo de la iterativa lectura del datum estructural a través de su traza, indica un *cluster* con un valor $\Phi = 0,53$ (régimen transtensional), asociado a una distribución espacial para σ_1 , σ_2 y σ_3 orientados $256 / 13$ ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$); $291 / 74$ ($\sim \sigma_{\text{subvertical}}$) y $348 / 10$ ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$) respectivamente, con dirección del esfuerzo mayor NE – SW (Figura 7.6.).

**Figura 7.6.** Esquema estructural sitio El Progreso.

7.1.7. Análisis cinemático ZDF El Sendero

Los límites de la ZDF son causa de un campo de deformación homogéneo, donde su diagrama de diedro representa un sentido de movimiento del bloque colgante dextral inverso (Figura 7.7.) (Tabla 7.4.). Su valor cinemático corresponde a mesofallas en posición R'.

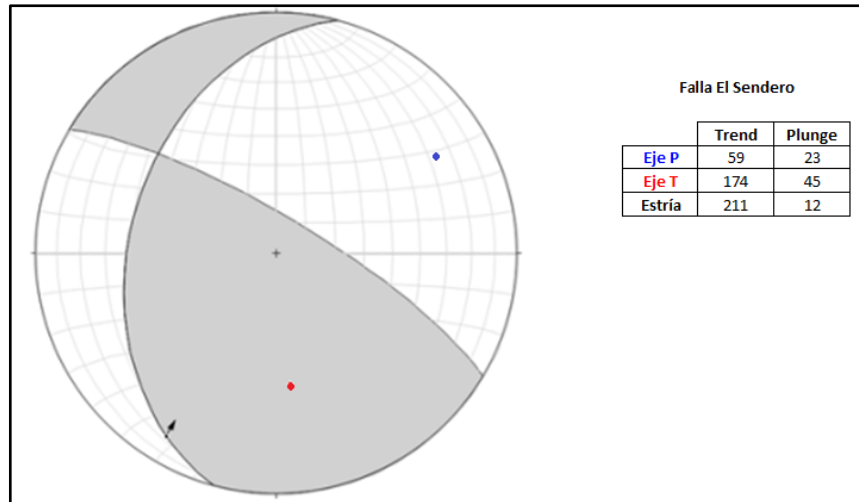


Figura 7.7. Diagrama de diedro ZDF El Sendero: Cinemática dextral inversa con eje de máximo acortamiento (P) y eje de máximo alargamiento (T). *Trend* (valores de azimut en grados) y *plunge* (valores de buzamiento en grados).

Tabla 7.4. Información cinemática ZDF El Sendero.

ZDF El Sendero											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
ZDF El Sendero	6356257 N / 295979 E	EFP	N 15 E	195	285	39 NW	39	20 NE	DI	59/23	174/45

EFP: estría de falla principal; DI: movimiento dextral inverso.

7.1.8. Análisis dinámico ZDF El Sendero

La lectura a través de la traza en falla principal indica un *cluster* con una solución de $\Phi = 0,70$ (régimen tectónico transtensional), asociados a una distribución de σ_1 89 / 37 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$); σ_2 119 / 49 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$) y σ_3 191 / 16 ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$) (Figura 7.8).

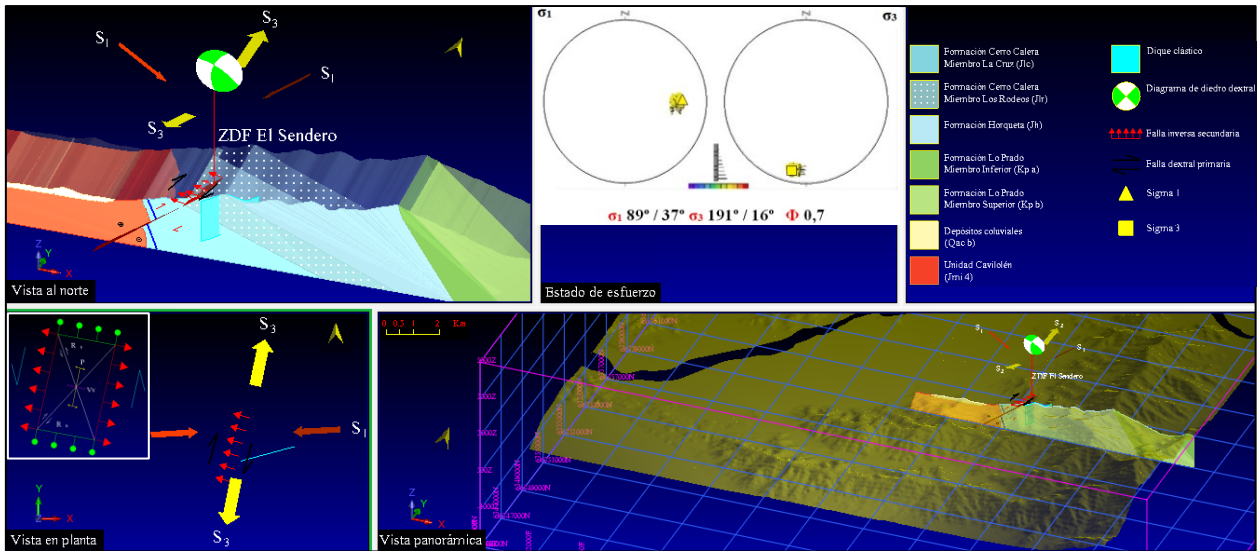


Figura 7.8. Esquema estructural ZDF El Sendero.

7.1.9. Análisis cinemático falla Los Espinos

El sitio cuenta con una deformación homogénea, sin presencia de otra estructura principal que refleje un cambio en el estado de esfuerzo, según la cual los ejes promedio P y T, tienen una orientación $360 / 15$ y $180 / 75$ respectivamente, cuya cinemática registrada en el lugar es de carácter inverso (Figura 7.9.); (Tabla 7.5.).

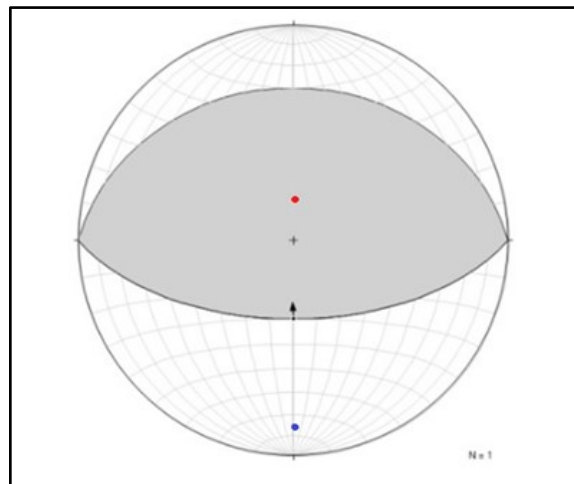


Figura 7.9. Diagrama de diedro falla Los Espinos:
El vector movimiento expresa el ascenso del bloque colgante hacia el norte con eje de máximo acortamiento (P) y eje de extensión máxima (T).

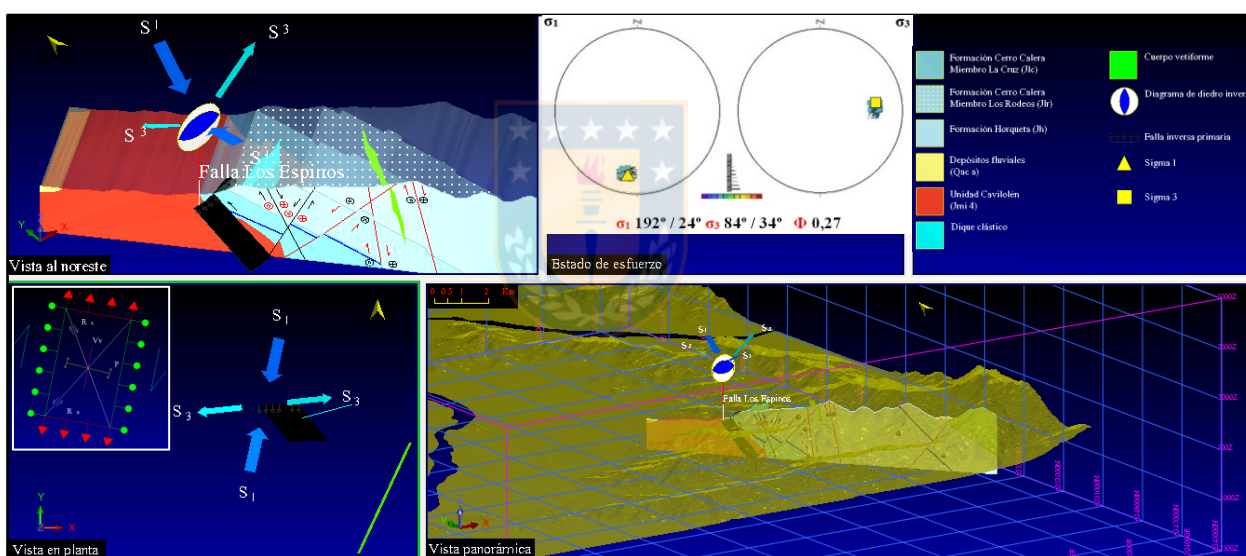
Tabla 7.5. Información cinemática Falla Los Espinos.

Falla Los Espinos											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
Falla Los Espinos	6356339 N / 295867 E	EFP	EW	90	270	60 S	60	90 N	I	360/15	180/75

EFP: estría de falla principal; I: movimiento inverso.

7.1.10. Análisis dinámico falla Los Espinos

La dispersión de datos permite establecer un estado de esfuerzo, caracterizado por un valor Φ de 0,27; lo que indica una génesis bajo una deformación transpresional con datum de esfuerzos principales σ_1 192 / 24 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$); σ_2 309 / 46 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$) y σ_3 84 / 34 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$) (Figura 7.10.). La orientación del esfuerzo principal posee una dirección NNE – SSW.

**Figura 7.10.** Esquema estructural falla Los Espinos.

7.1.11. Análisis cinemático ZDF Los Quillayes

La zona de falla es generada a raíz de un sólo campo de deformación para un determinado estado de tiempo, con resultado de una distribución equiareal en ejes de deformación (Figura 7.11.). La cinemática operante es transcurrente dextral. Su valor cinemático corresponde a mesofallas en posición R (Tabla 7.6.).

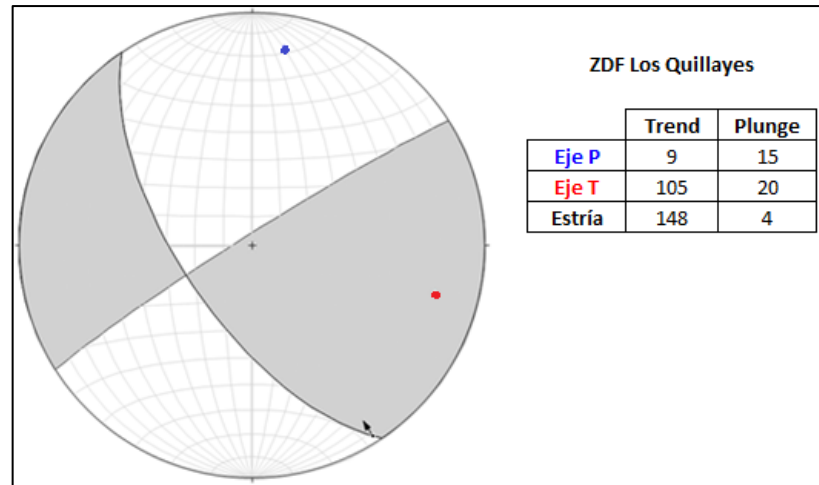


Figura 7.11. Diagrama de diedro ZDF Los Quillayes: Cinemática transcurrente dextral con eje de máximo acortamiento (P) y eje de máximo alargamiento (T). *Trend* (valores de azimut en grados) y *plunge* (valores de buzamiento en grados).

Tabla 7.6. Información cinemática ZDF Los Quillayes.

ZDF Los Quillayes											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
ZDF Los Quillayes	6359973 N / 296377 E	EFP	N 34 W	146	236	65 SW	65	4 NW	D	009/15	105/20

EFP: estría de falla principal; D: movimiento dextral.

7.1.12. Análisis dinámico ZDF Los Quillayes

En cuanto a la distribución de esfuerzos, este forma un *cluster* y la solución se obtiene para un valor de $\Phi = 0,69$ bajo régimen transtensional. De esta manera el resultado de los *stress* principales resulta σ_1 37 / 23 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$); σ_2 72 / 63 ($\sim \sigma_{\text{subvertical}}$) y σ_3 133 / 12 ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$) (Figura 7.12.).

Por otra parte, se registran rasgos estructurales, los cuales no poseen *rake* en sus planos de fallas, asociados a los sistemas riedel en Cerro La Calera (Figura 7.13. y 7.14.).

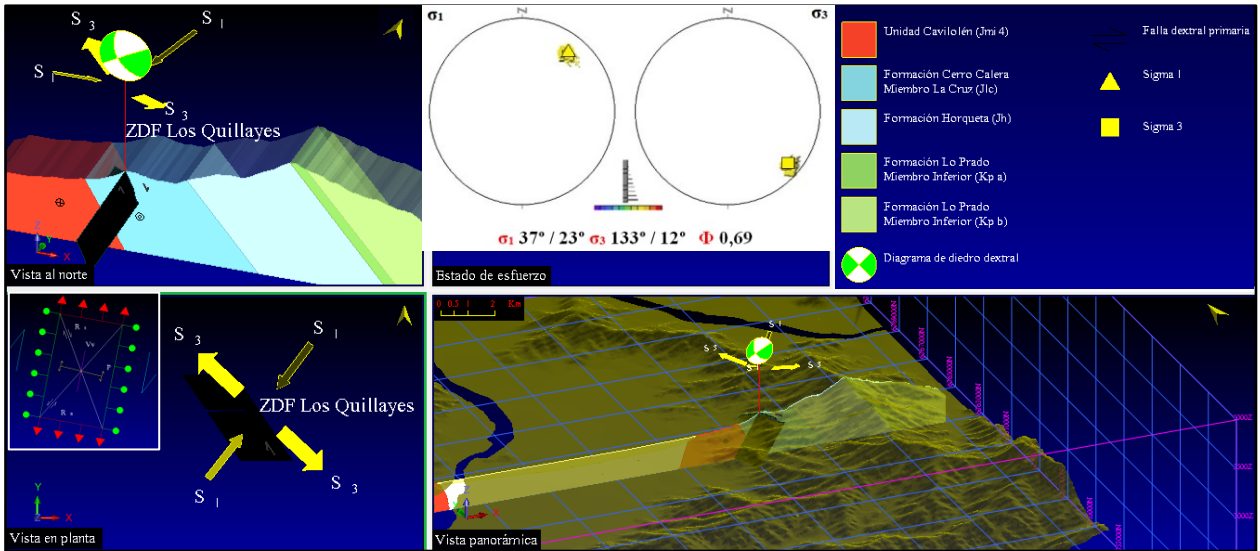


Figura 7.12. Esquema estructural ZDF Los Quillayes.

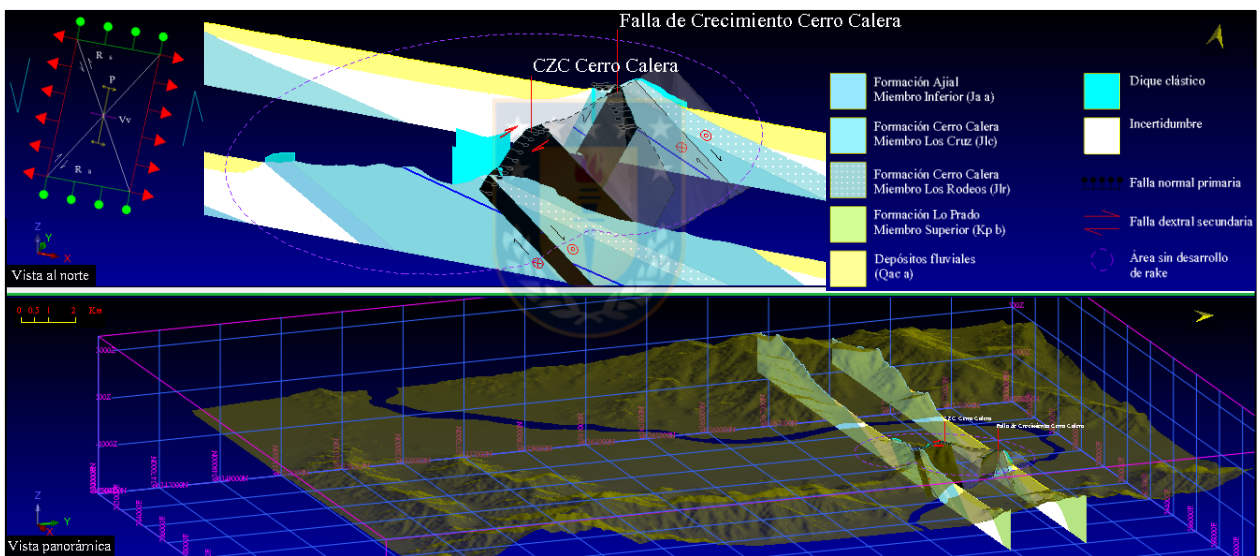


Figura 7.13. Esquema estructural en área sin desarrollo de rake durante régimen F₁.

7.2. UNIDAD JURÁSICO SUPERIOR (UJS)

7.2.1. Análisis cinemático ZDC Los Pastizales

Los antecedentes registrados en afloramiento en ZDC semi – dúctil Los Pastizales (sitio a) muestra una deformación heterogénea (Tabla 7.7.), dada la distribución de los ejes P y T que no

comparten un mismo origen, por lo que no se representa mediante un diagrama de diedro (Figura 7.15. a / b).

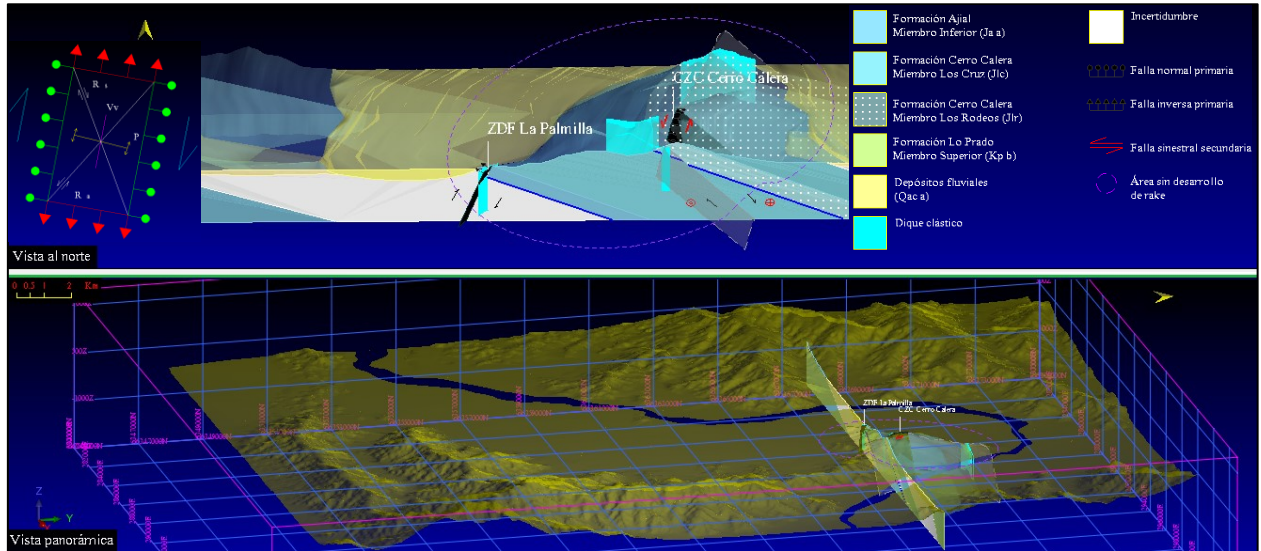


Figura 7.14. Esquema estructural en área sin desarrollo de *rake* durante régimen F_2 .

Inicialmente la falla principal transcurrente dextral de dirección NW – SE comienza ha ser activa con la existencia de una transposición en venas de tensión en échelon, desde la dirección E – W a NW – SE, donde en esta última fase es más fuerte la deformación semi – dúctil con resultado de plegamiento por arrastre.

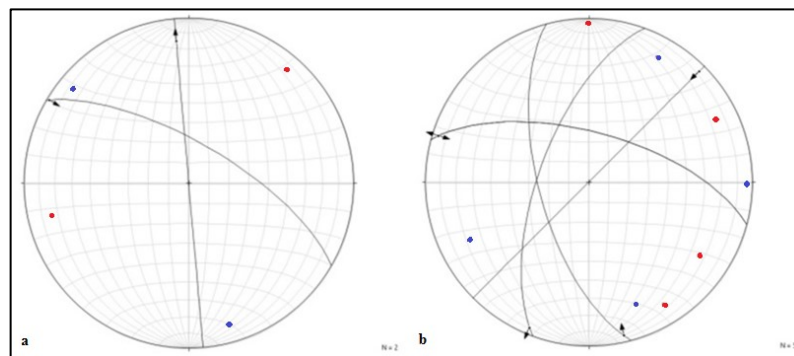


Figura 7.15. a) y b) Estereogramas para ZDC Los Pastizales (sitios a / b) respectivamente. Eje (T) y eje (P).

Tabla 7.7. Información cinemática del sistema ZDC Los Pastizales (sitio a).

ZDC Los Pastizales (a)											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
ZDC Los Pastizales (a)	6354684 N / 296710 E	EFP	N 60 W	300	30	70 NE	70	2	D	164/13	257/15
Fallas por pliegues de arrastre		EFP	N 5 W	355	85	90	90	15	SN	309/11	41/11
Tensor momento en ejes cinemáticos del sistema										148/6	57/2

EFP: estría de falla principal; **D:** movimiento dextral; **SN:** movimiento sinistral normal.

El significado mecánico de los ejes P y T del tensor momento, da cuenta en qué dirección sucede la mayor deformación y no debe confundirse con la orientación de los esfuerzos tectónicos principales que originan el sistema (García, 2020).

Por otra parte, en (sitio b) mantiene el mismo régimen de deformación semi – dúctil, dada la actividad de un par de fracturas en échelon híbridas, es decir, creados originalmente como rasgos de origen tensional que posteriormente son afectados por cizalle, donde en esta última etapa operan a manera de riedel.

El afloramiento cuenta con una deformación heterogénea dado el desarrollo de inversión cinemática en falla principal NW – SE de dextral a sinistral (Tabla 7.8.).

Tabla 7.8. Información cinemática del sistema ZDC Los Pastizales (sitio b).

ZDC Los Pastizales (b)											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
ZDC Los Pastizales (b)	6354694 N / 296707 E	EFP	N 75 W	285	15	65 NE	65	5	D	148/14	244/21
Échelon híbridos (a)		EFP	N 15 W	165	255	65 SW	65	5	D	28/14	124/21
Inversión falla principal		EFS	N 75 W	285	15	65 NE	65	5	S	244/21	148/14
Échelon híbridos (b)		EFP	N 20 E	200	290	65 W	65	5	S	159/21	63/14
Falla R'		EFP	N 45 E	45	135	90	90	5	D	90/4	360/4
Tensor momento en ejes cinemáticos del sistema										229/36	104/38

EFP: estría de falla principal; **EFS:** estría de falla secundaria; **D:** movimiento dextral; **S:** movimiento sinistral.

7.2.2. Análisis dinámico ZDC Los Pastizales

En (sitio a) la distribución de esfuerzos forma un *cluster* y la solución se obtiene para un valor de $\Phi = 0,39$, en régimen transpresional local. De esta manera, el resultado de los *stress* principales son σ_1 332 / 35 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$); σ_2 140 / 54 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$) y σ_3 238 / 5 ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$) (Figura 7.16.). A su vez, tales esfuerzos coinciden aproximadamente en dirección con los ejes de acortamiento y alargamiento máximo del sistema, con eje de esfuerzo mayor orientado NW – SE.

Solo aquellos polos pertenecientes a una primera fase en grietas de tensión registrados para este sitio (no intersectan el límite de la zona de cizalle), coinciden con la orientación de σ_3 (cuadrante I y III). Además, la presencia de un dique andesítico WNW – ESE señala el último estado de la deformación, pues corta la falla principal.

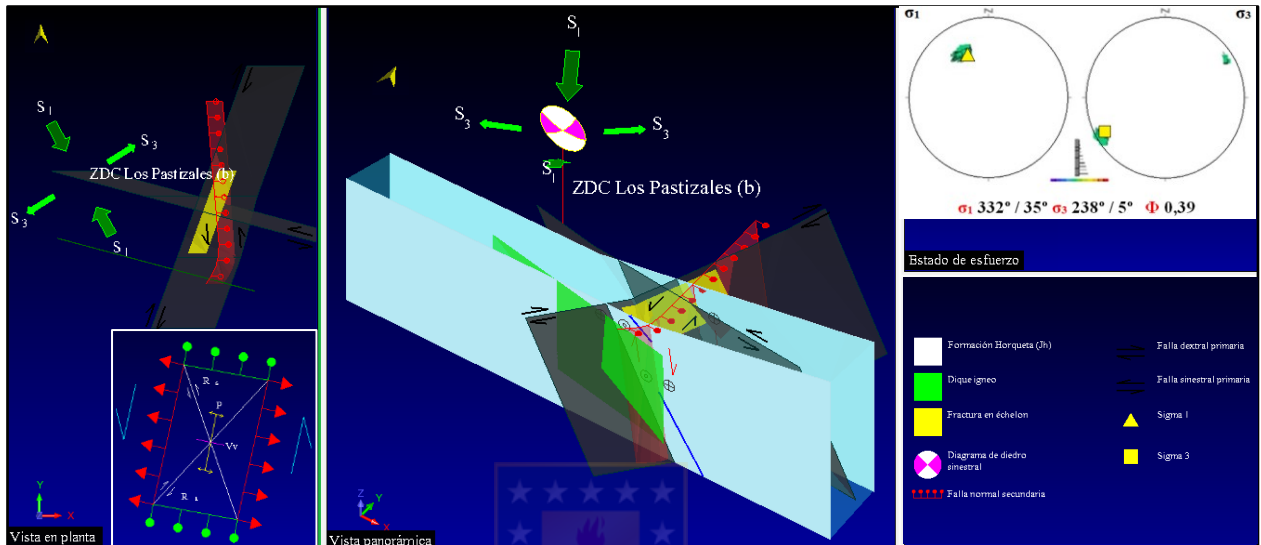


Figura 7.16. Esquema estructural en ZDC Los Pastizales durante régimen F_1 .

En resumen, en un estado inicial la deformación por fallamiento frágil – dúctil se acomoda a través de la estratificación mediante la aplicación de un σ_1 NW – SE, que luego cambia en dirección E – W, bajo un régimen transpresional dextral, según ZDC (zona de cizalle) principal.

En (sitio b) los esfuerzos se asocian a una distribución unimodal cuando $\Phi = 0,51$ (régimen transensional), cuya dispersión en los estereogramas forman un *cluster* bien definido σ_1 183 / 19 ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$); σ_2 307 / 58 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$) y σ_3 84 / 23 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$) (Figura 7.17.). Los esfuerzos principales no coinciden tanto para ejes cinemáticos como la disposición de venas híbridas, sin embargo, se acepta un *strike* N 28° W y N 3° E (\sim N / S) para σ_1 en orden de temporalidad con resultado de inversión cinemática dextral a sinistral.

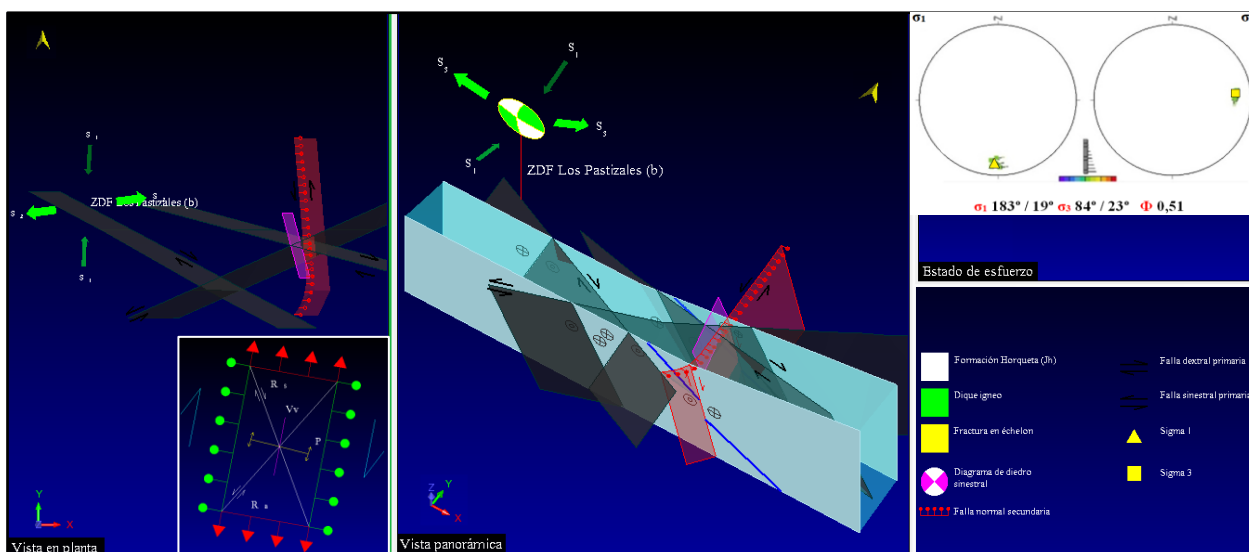


Figura 7.17. Esquema estructural en ZDC Los Pastizales durante régimen F_2 .

7.2.3. Análisis cinemático Falla Los Almendros

El sitio posee una deformación homogénea, caracterizada por una cinemática extensional sinistral, con caída del bloque colgante al SW (Figura 7.18.); (Tabla 7.9.).

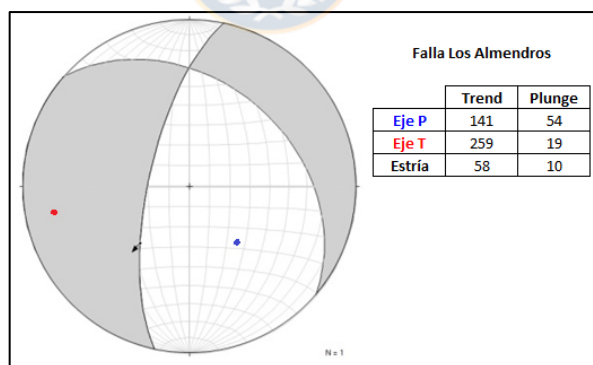


Figura 7.18. Diagrama de diedro, falla Los Almendros: cinemática normal sinistral.

Tabla 7.9. Información cinemática en falla menor Los Almendros.

Falla Los Almendros											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
Fallas menores Los Almendros	6354877 N / 295907 E	EFP	N 12 E	192	282	70 NW	70	58 SW	NS	141/54	259/19

EFP: estría de falla principal; NS: movimiento normal sinistral.

7.2.4. Análisis dinámico Falla Los Almendros

Muestra un *cluster* bien definido de esfuerzos, con una moda de valor $\Phi = 0,61$ (régimen transtensivo); para lo cual la solución corresponde: σ_1 1 / 36 ($\sim \sigma_{oblicuo}$); σ_2 133 / 43 ($\sim \sigma_{oblicuo}$) y σ_3 250 / 27 ($\sim \sigma_{oblicuo}$), (Figura 7.19.). La aplicación del esfuerzo mayor se direcciona N – S.

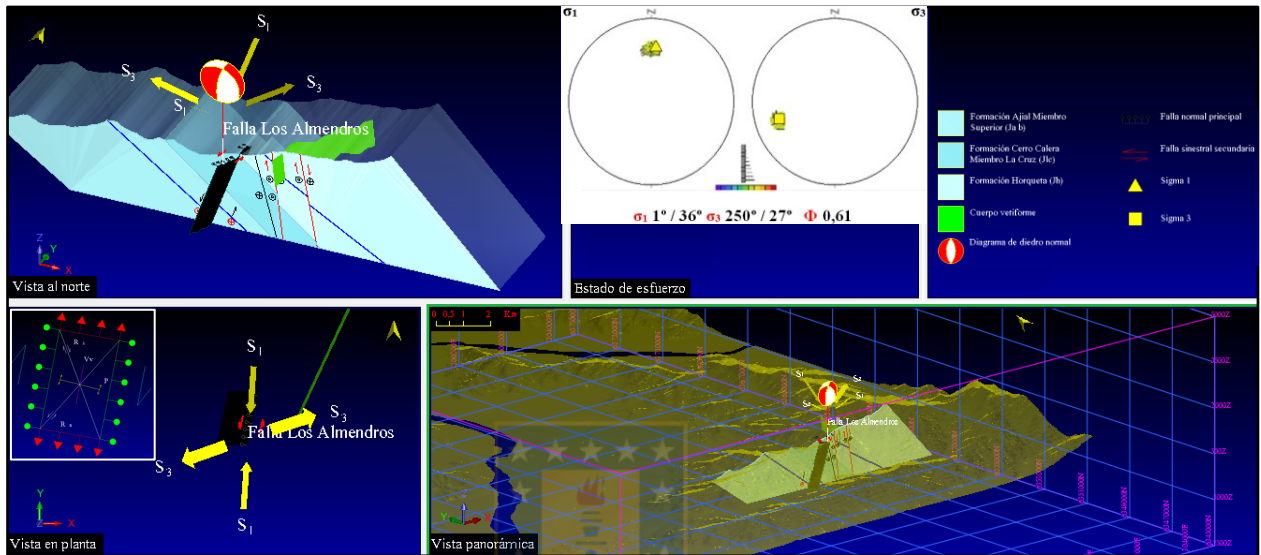


Figura 7.19. Esquema estructural falla Los Almendros.

7.2.5. Análisis cinemático sitio 1

El sitio posee una deformación heterogénea, caracterizada por una cinemática principalmente transcurrente, acompañada de inversión en bloques colgantes con movimientos en la dirección NW – SE / NE – SW (Figura 7.20.), (Tabla 7.10.).

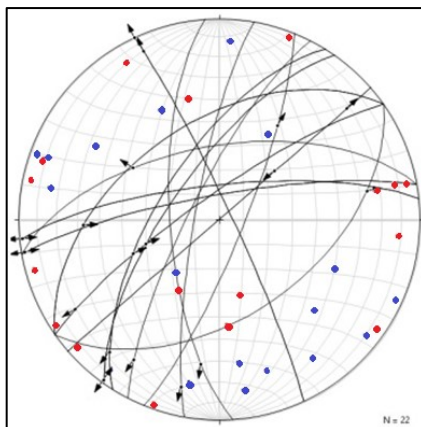


Figura 7.20. Estereograma en sitio 1:
a) Elevada dispersión en ejes de deformación cinemáticos. Eje P / Eje T.

Tabla 7.10. Información cinemática en sitio 1.

Sitio 1											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
Fallas contraccionales	6354452 N / 296696 E	EFP	N 55 E	235	325	50 NW	50	45 NE	ID	115/04	211/57
		EFS						45 SW	IS	115/04	211/57
Falla sinistral	6354438 N / 296698 E	EFP	N 25 W	335	65	85 E	85	9 NW	S	290/10	21/003
Familia falla 1	6354407 N / 296695 E	EFP	N 84 E	264	354	76 NW	76	2	D	128/08	220/11
		EFS							S	220/11	128/08
		EFP	N 80 E	260	350	80 NW	80	2	D	216/08	125/06
		EFS							S	125/06	216/08
		EFP	N 35 E	215	305	70 NW	70	2	D	79/13	172/15
		EFS							S	172/15	79/13
Familia falla 2	6354407 N / 296695 E	EFP	N 49 E	49	139	90	90	17 NE	SN	003/12	95/12
		EFS						60 NE	IS	112/38	346/38
		EFP	N 55 E	235	325	80 NW	80	17 NE	SN	191/19	282/05
		EFS						60 NE	IS	301/29	176/47
		EFP	N 32 E	212	302	65 NW	65	17 NE	SN	173/29	79/06
		EFS						60 NE	IS	281/15	165/59
		Falla sinistral	6354449 N / 296685 E	EFP	N 25 W	335	65	85 E	85	0	S
Falla sinistral normal	6354452 N / 296696 E	EFP	N 4 W	176	266	70 W	70	30 SW	SN	134/35	228/05
Falla sinistral inversa	6354449 N / 296696 E	EFP	N 55 E	55	145	50 S	50	35 NE	SI	29/50	289/08
Falla sinistral normal	6354410 N / 296721 E	EFP	N 27 E	207	297	78 W	78	20 NE	SN	163/23	255/05
Falla normal sinistral		EFP	N 80 E	260	350	60 N	60	60 W	NS	219/62	329/10
Falla normal sinistral	6354412 N / 296732 E	EFP	N 22 E	22	112	80 E	80	45 NE	NS	331/38	79/22
Falla sinistral normal	6354406 N / 296734 E	EFP	N 10 E	190	280	80 W	80	16 NE	SN	146/18	237/04
Tensor momento en ejes cinemáticos del sistema										3/145	1/235

EFP: estría de falla principal; **EFS:** estría de falla secundaria; **D; ID; IS; S; SN; SI; NS:** movimiento dextral; inverso dextral; inverso sinistral; sinistral; sinistral normal; sinistral inverso; normal sinistral.

7.2.6. Análisis dinámico sitio 1

El histograma de distribución para valores de esfuerzos diferenciales registra una moda en el rango Φ (0,8 – 0,9); en tanto, observaciones de campo registran dos estados de esfuerzos reflejo de una deformación heterogénea, indicio de ello es la reactivación de fallas (aquellas contraccionales), en adición a casos particulares de estructuras por inversión cinemática (familia falla 1). El primero y en orden de temporalidad, corresponde a una orientación de σ_1 329 / 24 (~

$\sigma_{oblicuo}$); σ_2 137 / 66 ($\sim \sigma_{subvertical}$); σ_3 237 / 5 ($\sim \sigma_{subhorizontal}$) y Φ 0,86 (Figura 7.21.); sucedido por la tríada σ_1 143 / 12 ($\sim \sigma_{subhorizontal}$); σ_2 165 / 77 ($\sim \sigma_{subvertical}$); σ_3 234 / 4 ($\sim \sigma_{subhorizontal}$) y Φ 0,8 (Figura 7.22.), ambos operativos durante régimen transtensional. A pesar de la dirección de σ_1 local, el sitio se termina mayoritariamente de construir durante la F_2 regional, dado el excelente estado de preservación en superficies de fallas activadas a través del ciclo sísmico.

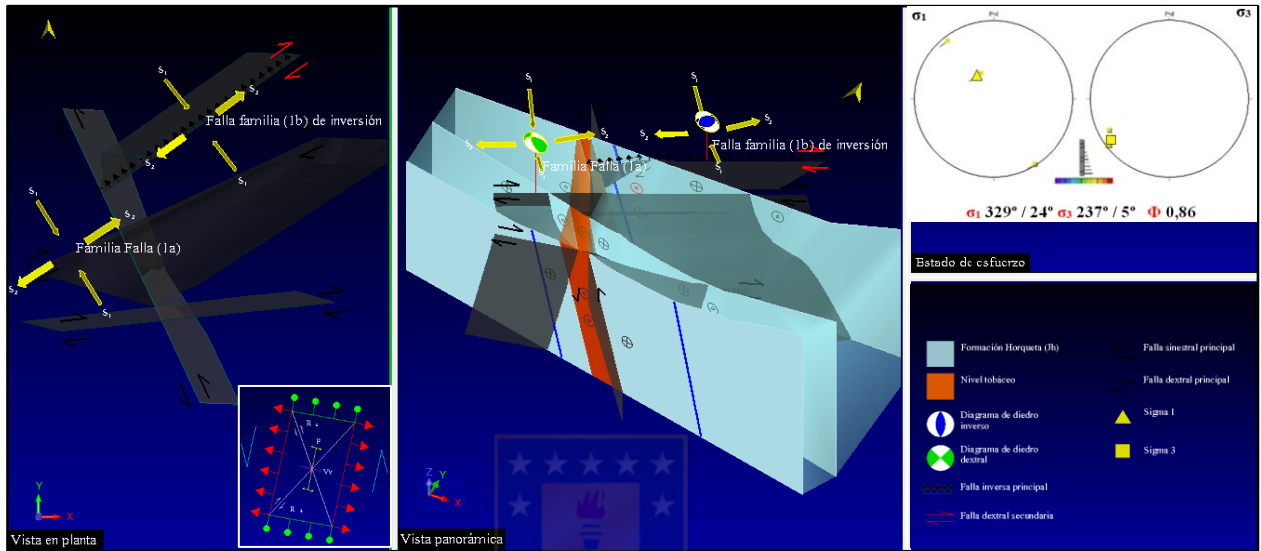


Figura 7.21. Esquema estructural en sitio 1 durante régimen F_1 .

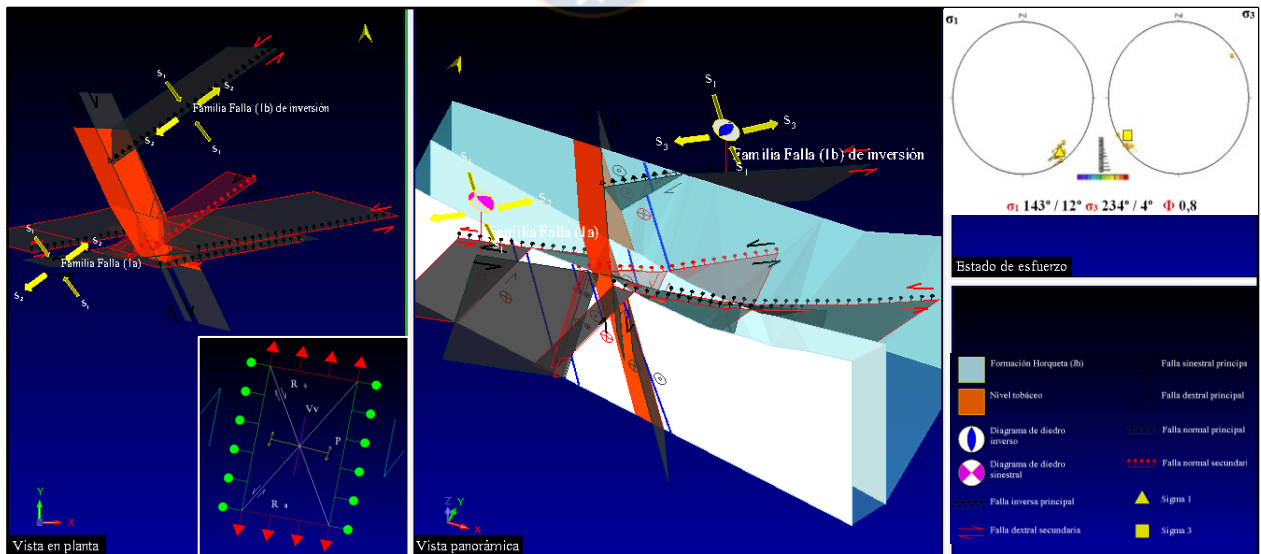


Figura 7.22. Esquema estructural en sitio 1 durante régimen F_2 .

7.2.7. Análisis cinemático sitio 2

El sitio posee una deformación homogénea, donde su cinemática registra un desplazamiento sinistral normal con vergencia al SW en bloque colgante. Su valor cinemático es equivalente a fallas R' (Figura 7.23); (Tabla 7.11.).

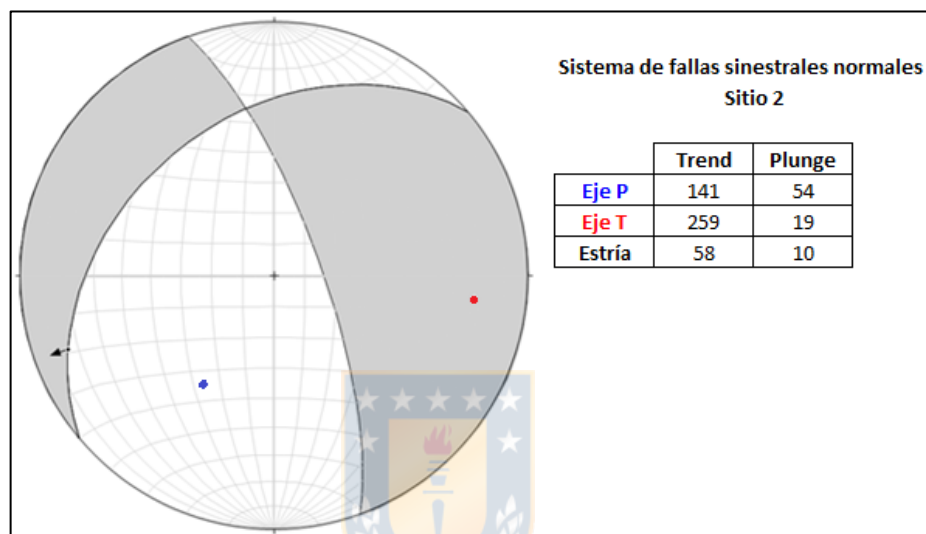


Figura 7.23. Diagrama de diedro sitio 2: Cinemática transcurrente en sistemas de falla sinistral normal de bajo ángulo con eje de máximo acortamiento (P) y eje de máximo alargamiento (T). *Trend* (valores de azimut en grados) y *plunge* (valores de buzamiento en grados).

Tabla 7.11. Información cinemática en sitio 2.

Sitio 2											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
Fallas transcurrentes	6355026 N / 297049 E	EFP	N 50 E	230	320	38 NW	38	25 SW	SN	213/48	96/22

EFP: estría de falla principal; SN: movimiento sinistral normal.

7.2.8. Análisis dinámico sitio 2

El sector muestra una distribución unimodal de Φ con una media de 0,15 entregado por *software* MIM (régimen tensional), (Figura 7.24. a); para lo cual la solución corresponde: σ_1 213 / 48 ($\sim \sigma_{oblicuo}$); σ_2 346 / 31 ($\sim \sigma_{oblicuo}$) y σ_3 92 / 24 ($\sim \sigma_{oblicuo}$), (Figura 7.24. b). La aplicación del esfuerzo mayor se direcciona NE – SW.

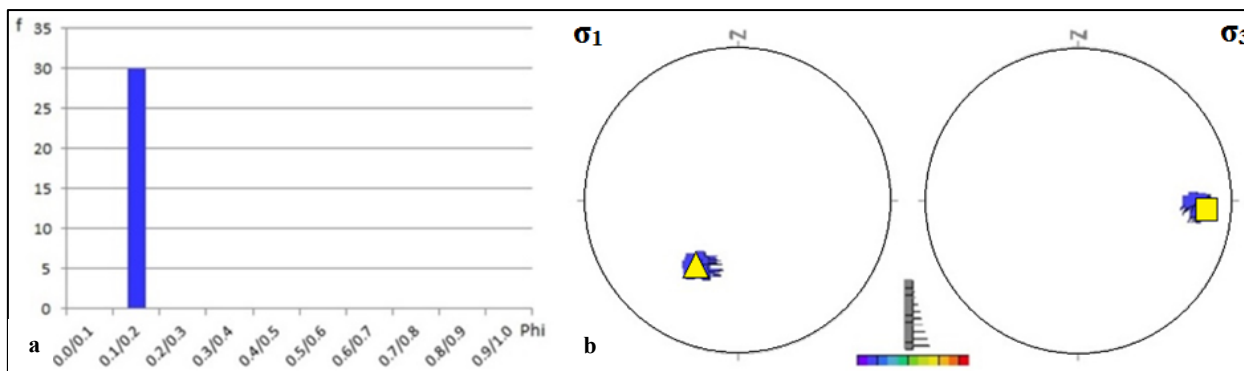


Figura 7.24. Dinámica en sitio 2: a) Histograma de frecuencia para Φ . b) Estado de esfuerzos.

7.2.9. Análisis cinemático sitio 3

El sitio presenta una deformación heterogénea por la distinta localización de los ejes P y T (Tabla 7.12.). La cinemática registrada en el área indica la actividad de fallas transcurrentes con desplazamientos en la dirección NE – SW (Figura 7.25.). Su valor cinemático corresponde a fallas sinestrales tipo R', acompañada de fallas conjugadas resultantes de una inversión cinemática dextral.

Tabla 7.12. Información cinemática en sitio 3.

Sitio 3											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
Falla Los Lazos	6354017 N / 297544 E	EFP	N 30 E	30	120	81 SE	81	36 NE	SN	342/41	83/17
Falla mayor dextral	6354007 N / 297565 E	EFP	N 40 E	220	310	85 SW	85	5 NE	D	85/00	175/07
Tensor momento en ejes cinemáticos del sistema										305/46	170/35

EFP: estría de falla principal; SN: movimiento sinistral normal; D: movimiento dextral.

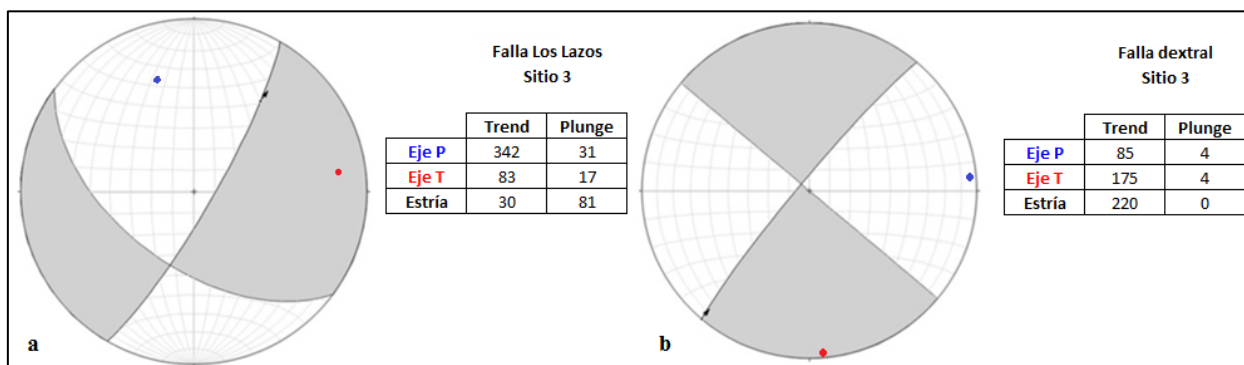


Figura 7.25. Mecanismos focales en sitio 3: a) y b) Cinemática transcurrente en sistemas de fallas con eje de máximo acortamiento (P) y eje de máximo alargamiento (T). Trend (valores de azimuth en grados) y plunge (valores de buzamiento en grados).

7.2.10. Análisis dinámico sitio 3

La dispersión de datos para este sitio implica una mayor dificultad para seleccionar un *cluster*, existe una distribución bimodal del parámetro Φ , sin embargo, la mejor solución ocurre cuando el valor es 0,76 (régimen transtensional); para lo cual la solución corresponde: σ_1 13 / 76 ($\sim \sigma_{\text{subvertical}}$); σ_2 122 / 05 ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$) y σ_3 213 / 13 ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$), (Figura 7.26.). La aplicación del esfuerzo mayor se direcciona NNE – SSW.

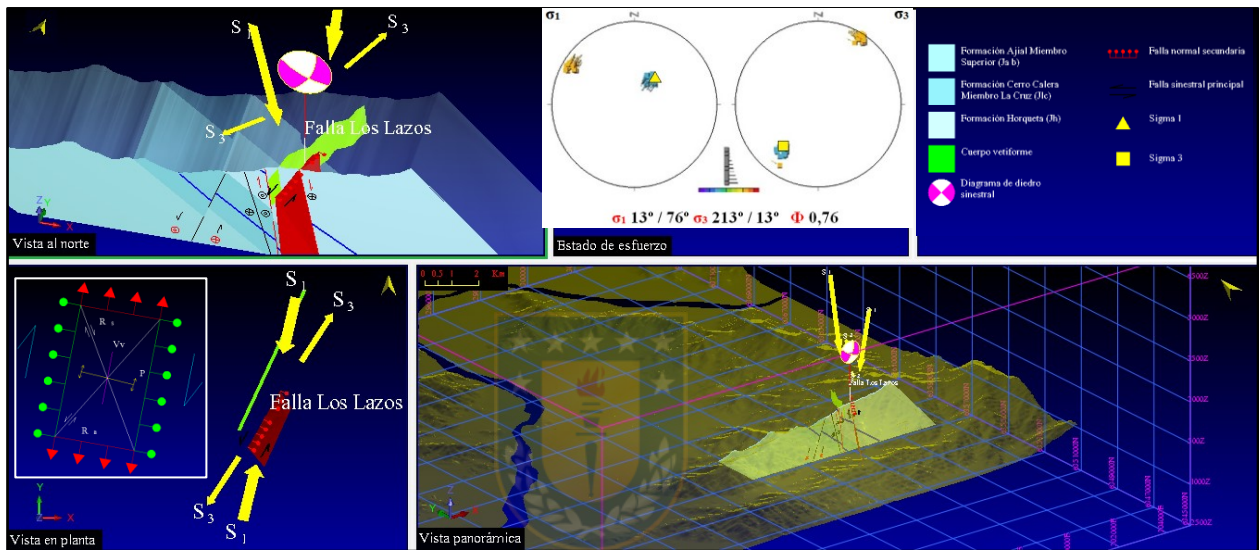


Figura 7.26. Esquema estructural falla Los Lazos.

7.2.11. Análisis cinemático sitio 4

El sitio presenta una deformación homogénea (Figura 7.27.). La cinemática registrada en el área, indica la actividad de fallas sinestrales con componente oblicuo inverso en la dirección NNW – SSE (Tabla 7.13.). Su valor cinemático corresponde a fallas R.

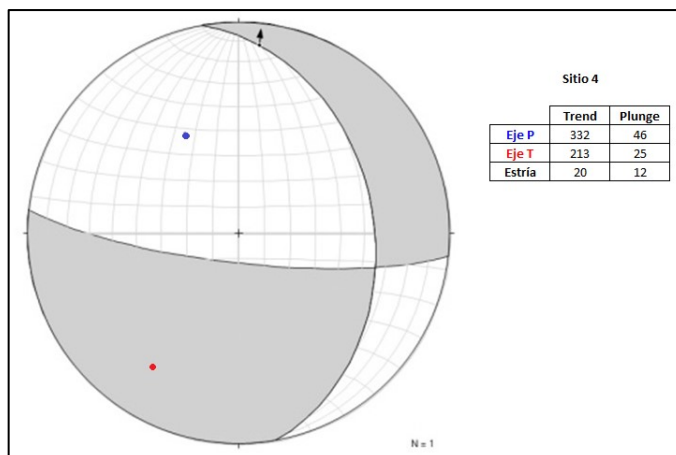


Figura 7.27. a) Diagrama de diedro en sitio 4.

Tabla 7.13. Información cinemática en sitio 4.

Sitio 4											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
Falla transcurrente menor	6354359 N / 297455 E	EFP	N 10 W	350	80	36 NE	36	20 NW	SI	332/46	213/25

EFP: estria de falla principal; SI: movimiento sinistral inverso.

7.2.12. Análisis dinámico sitio 4

El sector muestra una distribución unimodal del valor Φ 0,61 (régimen transtensional) (Figura 7.28. a); para lo cual la solución corresponde: σ_1 2 / 35 ($\sim \sigma_{oblicuo}$); σ_2 58 / 39 ($\sim \sigma_{oblicuo}$) y σ_3 118 / 32 ($\sim \sigma_{oblicuo}$), (Figura 7.28. b). La aplicación del esfuerzo mayor se direcciona NNE – SSW.

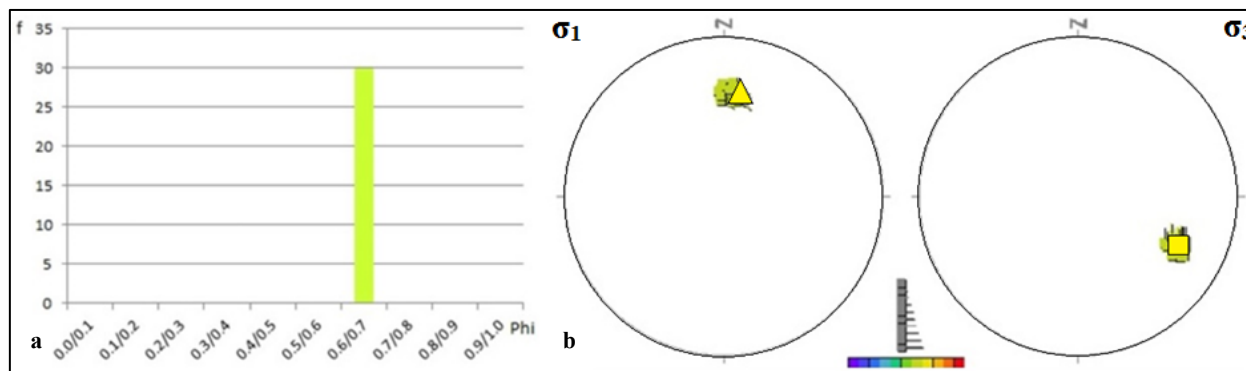


Figura 7.28. Dinámica en sitio 4: a) Histograma de frecuencia para Φ . b) Estado de esfuerzos.

7.2.13. Análisis cinemático ZDC Los Lazos

La distribución de los ejes P y T indica que la deformación para el sitio es heterogénea (Figura 7.29.). La cinemática registrada en el área (Tabla 7.14.), indica la actividad de fallas transcurrentes, algunas de ellas con desplazamiento de inversión en la dirección NW – SE. Su valor cinemático corresponde a fallas sinestrales tipo R con inversión dextral.

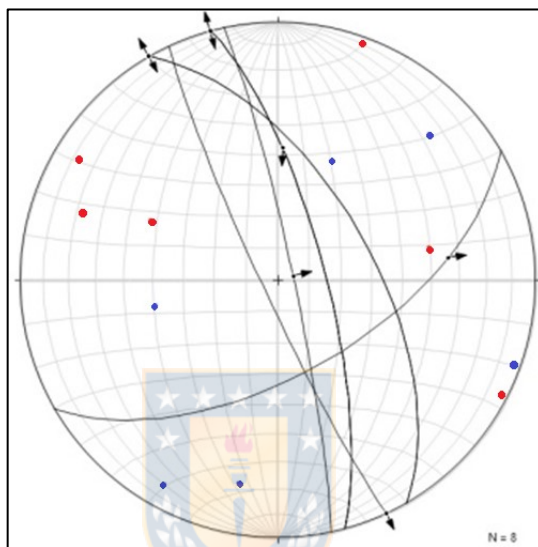


Figura 7.29. Estereograma ZDC Los Lazos: Elevada dispersión en ejes de deformación cinemáticos. Eje P / Eje T.

Tabla 7.14. Información cinemática en ZDC Los Lazos.

ZDC Los Lazos											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
ZDC Los Lazos	6353448 N / 296841 E	EFP	N 15 W	345	75	75 NE	75	0	S	301/11	209/11
		EFS							D	209/11	301/11
Fallamiento sinistral normal		EFP	N 60 E	60	150	60 SE	60	40 NE	SN	25/48	117/02
Falla sinistral	6353466 N / 296841 E	EFP	N 25 W	155	245	85 W	85	0	S	110/04	020/004
Falla sinistral	6353448 N / 296841 E	EFP	N 30 W	330	60	60 E	60	0	S	289/21	191/21
		EFS							D	191/21	289/21
Falla de transferencia normal	6353445 N / 296851 E	EFP	N 12 W	348	78	85 E	85	90	N	258/50	78/40
Falla de estratificación	6353448 N / 296841 E	EFP	N 15 W	345	75	75 NE	75	50 SE	IS	46/20	295/45
Tensor momento en ejes cinemáticos del sistema										141/10	40/47

EFP: estría de falla principal; **EFS:** estría de falla secundaria; **S; D; SN; N; IS:** movimiento sinistral, dextral, sinistral normal, normal, inverso sinistral.

7.2.14. Análisis dinámico ZDC Los Lazos

El sector muestra una distribución unimodal del valor $\Phi = 0,81$ (régimen transtensional), para lo cual la solución corresponde: σ_1 257 / 8 ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$); σ_2 77 / 82 ($\sim \sigma_{\text{subvertical}}$) y σ_3 167 / 3 ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$), (Figura 7.30 y 7.31.). La aplicación del último esfuerzo mayor se direcciona NE – SW.

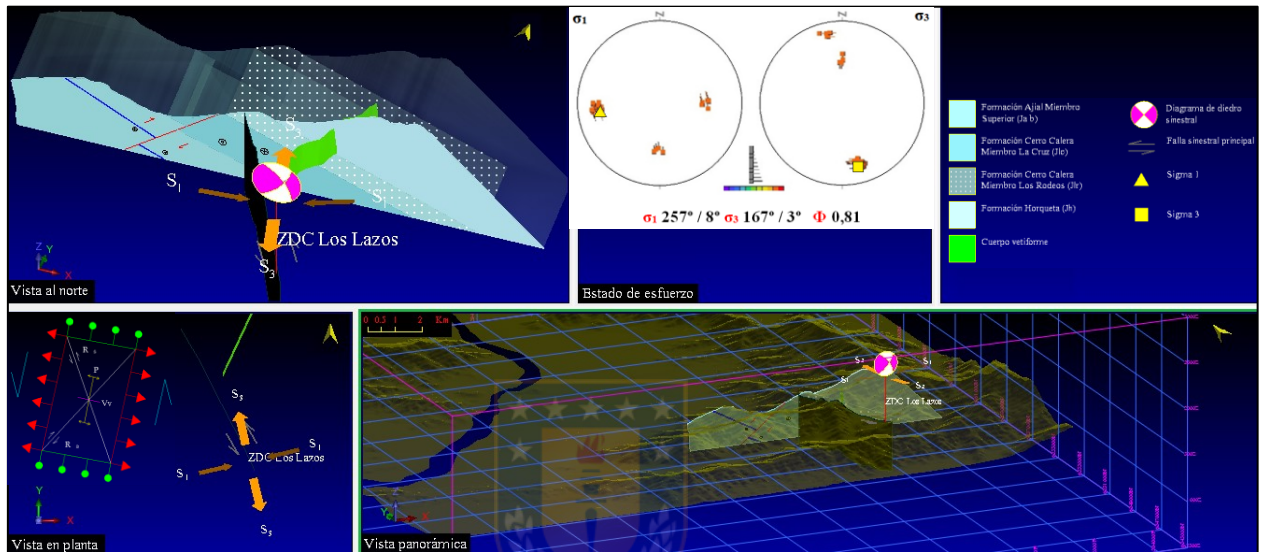


Figura 7.30. Esquema estructural en ZDC Los Lazos durante régimen F_1 .

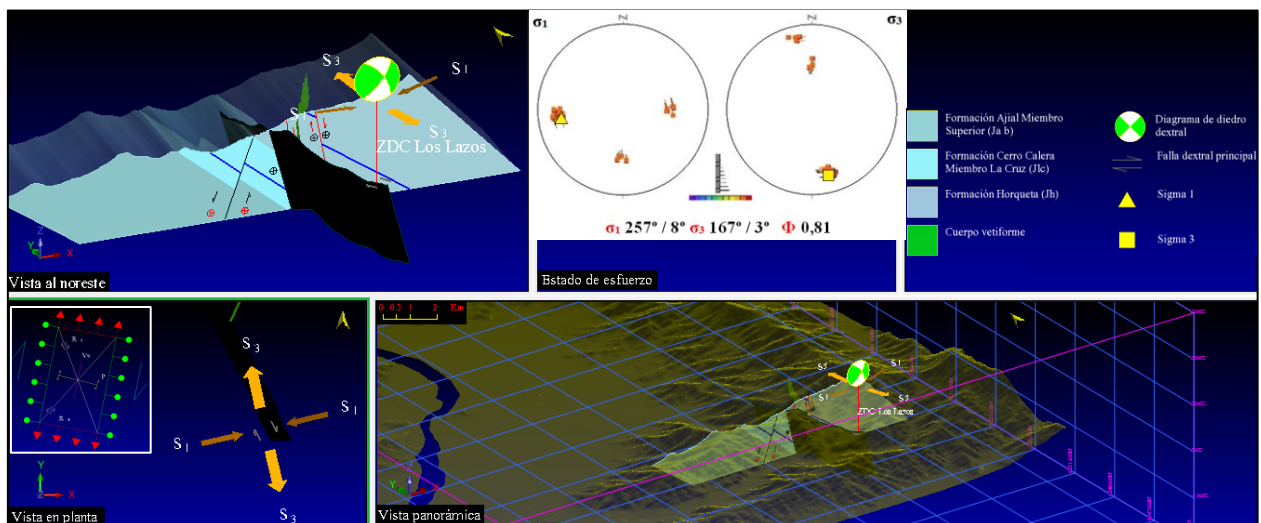


Figura 7.31. Esquema estructural en ZDC Los Lazos durante régimen F_2 .

7.2.15. Análisis cinemático falla La Campanita Grande

El sitio presenta deformación homogénea, por lo que se determina su diagrama de diedro con vector desplazamiento en sentido WSW – ENE (Figura 7.32.). Su valor cinemático corresponde a fallas tipo R' sinestral normal (Tabla 7.15.).

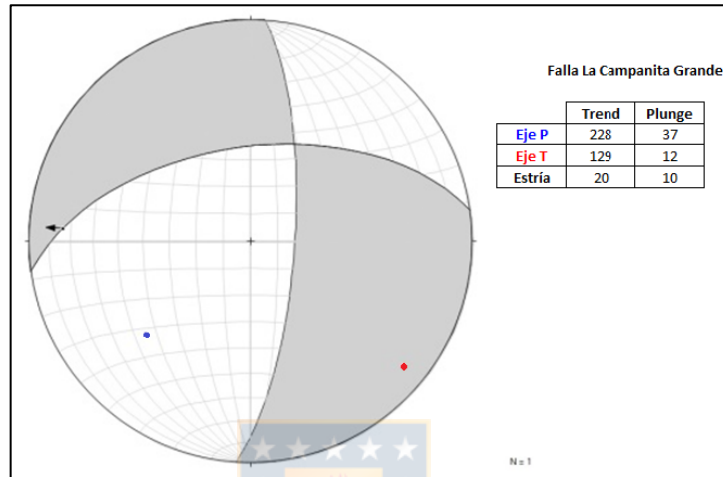


Figura 7.32. Diagrama de diedro para falla La Campanita Grande: Cinemática sinestral normal.

Tabla 7.15. Información cinemática falla La Campanita Grande.

Falla La Campanita Grande											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
Falla La Campanita Grande	6354486 N / 298876 E	EFP	N 82 E	262	352	55 NW	55	20 SW	SN	228/37	129/12

EFP: estría de falla principal; SN: movimiento sinestral normal.

7.2.16. Análisis dinámico falla La Campanita Grande

Muestra un *cluster* bien definido de esfuerzo, con una distribución unimodal del valor $\Phi = 0,79$ (régimen transtensional); para lo cual la solución corresponde: σ_1 250 / 28 ($\sim \sigma_{oblicuo}$); σ_2 24 / 52 ($\sim \sigma_{oblicuo}$) y σ_3 147 / 23 ($\sim \sigma_{oblicuo}$), (Figura 7.33.). La aplicación del esfuerzo mayor se direcciona NE – SW.

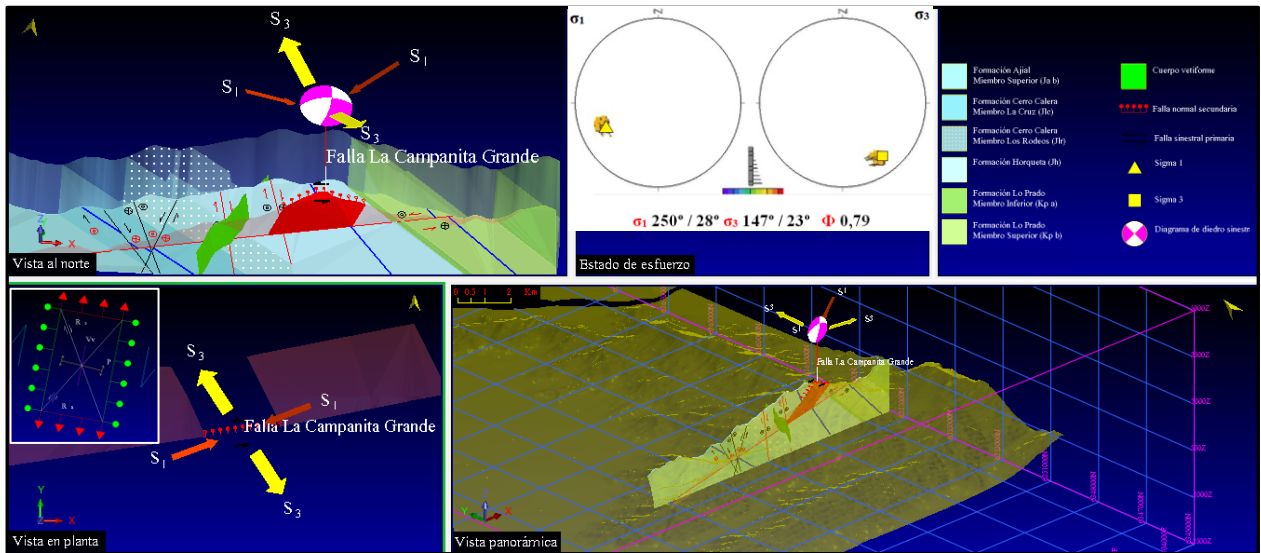


Figura 7.33. Esquema estructural falla La Campanita Grande.

7.2.17. Análisis cinemático ZDF La Herradura

Existe deformación homogénea, por lo que tiene significado geológico la deducción de su diagrama de diedro, con vector desplazamiento en la dirección NNE – SSW (Figura 7.34.). Su valor cinemático corresponde a fallas tipo R', sinistral normal (Tabla 7.16.).

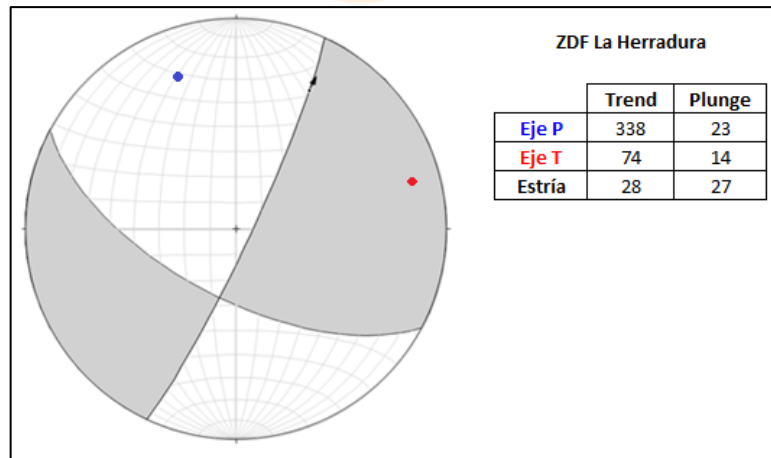


Figura 7.34. ZDF La Herradura: Cinemática sinistral normal con eje de máximo acortamiento (P) y eje de máximo alargamiento (T). Trend (valores de azimut en grados) y plunge (valores de buzamiento en grados).

Tabla 7.16. Información cinemática ZDF La Herradura.

ZDF La Herradura											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
ZDF La Herradura	6354911 N / 297231 E	EFP	N 25 E	25	115	84 SE	84	27 NE	SN	338/23	74/14

EFP: estría de falla principal; SN: movimiento sinistral normal.

7.2.18. Análisis dinámico ZDF La Herradura

Muestra un *cluster* bien definido de esfuerzo, con una distribución unimodal del valor $\Phi = 0,32$ (régimen transpresional); para lo cual la solución corresponde: σ_1 22 / 4 ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$); σ_2 202 / 86 ($\sim \sigma_{\text{subvertical}}$) y σ_3 292 / 1 ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$). La aplicación del esfuerzo mayor se direcciona NNE – SSW, (Figura 7.35.).

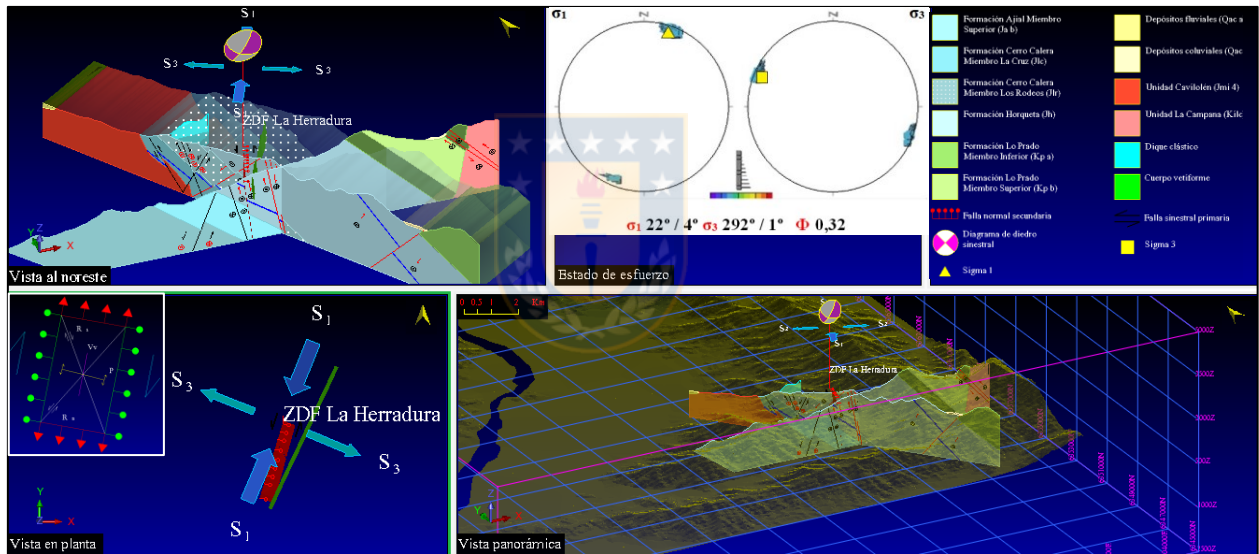


Figura 7.35. Esquema estructural ZDF La Herradura.

7.3. UNIDAD CRETÁCICO INFERIOR (UCI)

7.3.1. Análisis cinemático sitio 5

Deformación relativamente homogénea, caracterizada por la ocurrencia mayoritaria de fallas con vector desplazamiento en la dirección NW – SE / NNE – SSW, (Figura 7.36.). Aquellas fallas dextrales NW – SE, su valor cinemático corresponde a fallas tipo R (Tabla 7.17.).

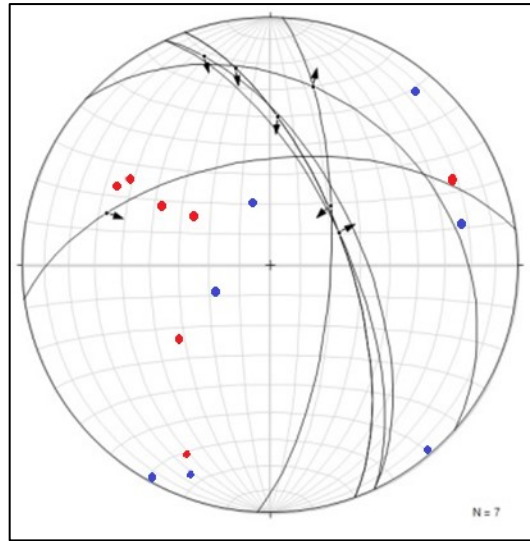


Figura 7.36. Estereograma para sitio 5: En cuadrante IV se observa incipiente *cluster* en ejes T. . Eje P / Eje T.

Tabla 7.17. Información cinemática en sitio 5.

Sitio 5											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
Falla dextral normal	6354039 N / 301233 E	EFP	N 20 W	340	70	65 E	65	23 NW	DN	209/03	301/33
Falla inversa sinistral		EFS						45 SE	IS	40/09	299/49
Falla normal		EFP	N 25 W	335	65	65 E	65	90 SW	N	245/70	65/20
Falla inversa sinistral	6353970 N / 301235 E	EFP	N 3 E	3	93	70 E	70	70 E	IS	78/22	302/60
Falla dextral normal		EFP	N 82 E	262	352	55 N	55	40 W	DN	139/02	232/51
Falla normal dextral		EFP	N 48 W	312	42	30 N	30	65 W	ND	346/69	204/17
Falla dextral normal	6354109 N / 301301 E	EFP	N 25 W	335	65	60 E	60	15 NW	DN	201/11	298/31
Tensor momento en ejes cinemáticos del sistema										288/43	31/14

EFP: estría de falla principal; **EFS:** estría de falla secundaria; **DN; IS; N; ND:** movimiento dextral normal, inverso sinistral, normal, normal dextral.

7.3.2. Análisis dinámico sitio 5

Muestra tres *cluster* bien definidos de esfuerzos, con una distribución unimodal del valor $\Phi = 0,89$ (régimen compresional); para lo cual la solución corresponde: σ_1 154 / 39 ($\sim \sigma_{oblicuo}$); σ_2 224 / 23 ($\sim \sigma_{oblicuo}$) y σ_3 291 / 42 ($\sim \sigma_{oblicuo}$), (Figura 7.37.). La aplicación del esfuerzo mayor se direcciona NW – SE.

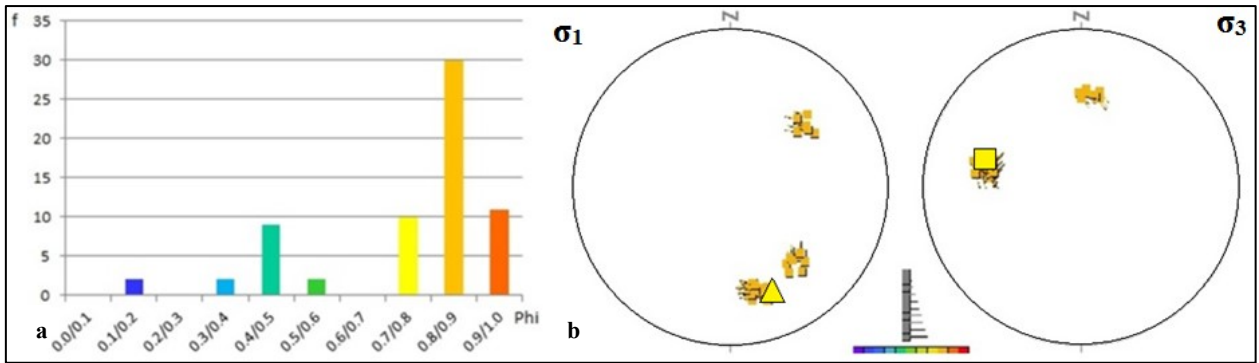


Figura 7.37. Dinámica en sitio 5: a) Histograma de frecuencia para Φ . b) Estado de esfuerzos.

7.3.3. Análisis cinemático falla La Aguada

Deformación heterogénea, caracterizada por la ocurrencia mayoritaria de fallas con cinemática transcurrente y vector desplazamiento en la dirección NW – SE / NE – SW (Figura 7.38.) y (Tabla 7.18.). La falla de estratificación correspondiente en el sitio La Aguada, posee un valor cinemático de fallas R.

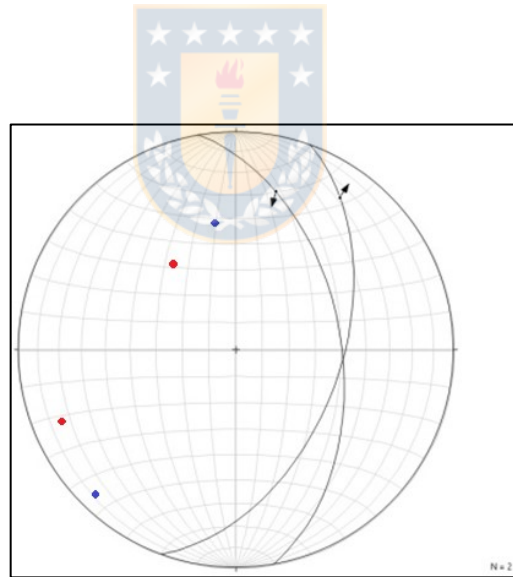


Figura 7.38. Estereograma falla La Aguada: se observa gran dispersión en Eje P / Eje T.

Tabla 7.18. Información cinemática en falla La Aguada.

Falla La Aguada											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
Falla La Aguada	6354509 N / 301252 E	FM	N 10 W	350	80	50 E	50	35 SE	DI	224/08	324/50
Falla sinistral inverso		EFP	N 20 E	20	110	50 E	50	22 NE	SI	350/41	247/15
Tensor momento en ejes cinemáticos del sistema										15/010	279/32

FM: fibra mineral; EFP: estría de falla principal; DI; SI: movimiento dextral inverso, sinistral inverso.

7.3.4. Análisis dinámico falla La Aguada

Muestra un *cluster* bien definido de esfuerzos, con una moda de valor $\Phi = 0,11$ (régimen transpresivo); para lo cual la solución corresponde: σ_1 26 / 29 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$); σ_2 142 / 38 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$) y σ_3 270 / 38 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$). La aplicación del esfuerzo mayor se direcciona NE – SW, (Figura 7.39.).

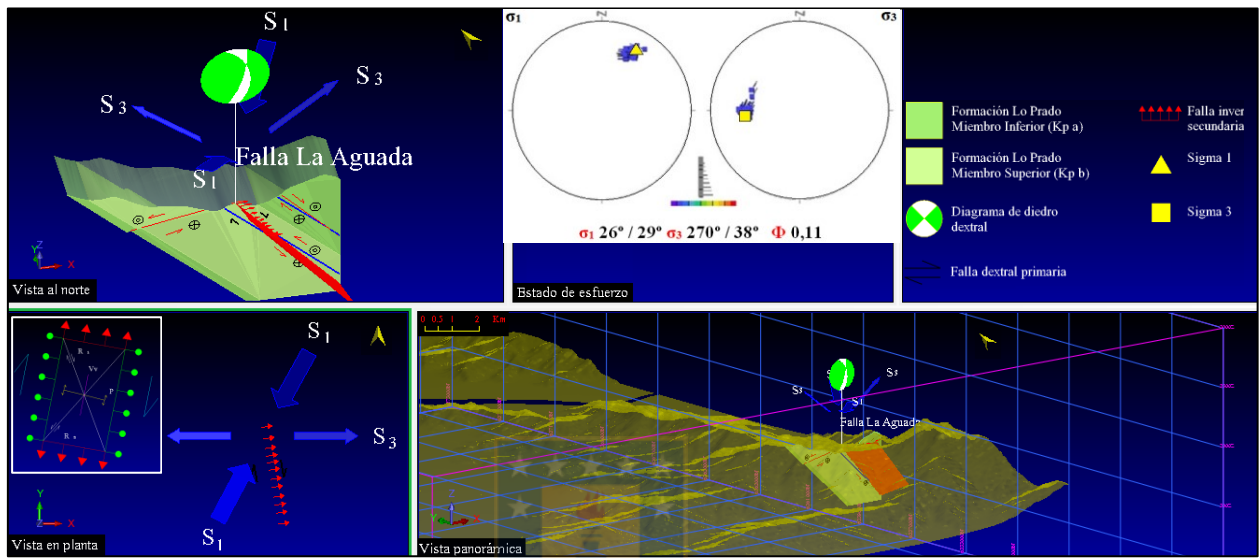


Figura 7.39. Esquema estructural Falla La Aguada.

7.3.5. Análisis cinemático falla El Guanaco

Deformación heterogénea, caracterizada por la ocurrencia mayoritaria de fallas con cinemática transcurrente y vector desplazamiento en la dirección NW – SE (Figura 7.40.) y (Tabla 7.19.). Su valor cinemático corresponde a fallas de tipo R.

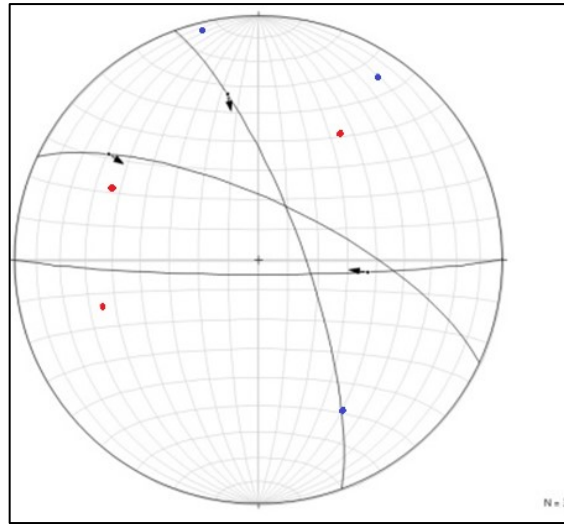


Figura 7.40. Estereograma de falla El Guanaco: Se observa gran dispersión en Eje P / Eje T.

Tabla 7.19. Información cinemática en falla El Guanaco.

Falla El Guanaco											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
Falla El Guanaco	6351151 N / 301017 E	EFP	N 65 W	295	25	70 NE	70	28 NW	DI	346/04	254/34
Falla inversa dextral	6351089 N / 301261 E	EFP	N 90 E	90	180	85 SE	85	53 SE	ID	151/30	33/39
Falla dextral normal	6351089 N / 301261 E	EFP	N 20 W	340	70	75 SE	75	33 W	DN	33/11	295/34
Tensor momento en ejes cinemáticos del sistema										168/18	275/44

EFP: estría de falla principal; DI; ID; DN: movimiento dextral inverso, inverso dextral, dextral normal.

7.3.6. Análisis dinámico falla El Guanaco

Muestra un *cluster* bien definido de esfuerzos, con una moda de valor $\Phi = 0,35$ (régimen transpresivo); para lo cual la solución corresponde: σ_1 172 / 5 ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$); σ_2 257 / 45 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$) y σ_3 267 / 45 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$), (Figura 7.41.). La aplicación del esfuerzo mayor se direcciona NNW – SSE.

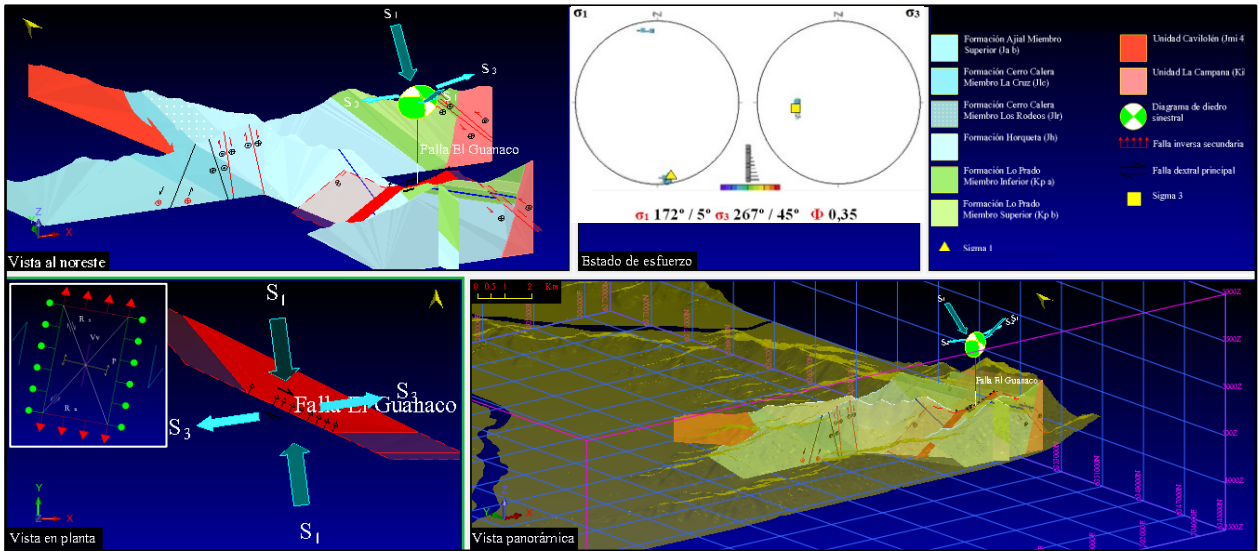


Figura 7.41. Esquema estructural Falla El Guanaco.

7.3.7. Análisis cinemático aureola de contacto La Campana flanco W

Deformación relativamente homogénea, caracterizada por la ocurrencia mayoritaria de fallas con cinemática transcurrente y vector desplazamiento en las direcciones NE – SW / NW – SE (Figura 7.42.) (Tabla 7.20.).

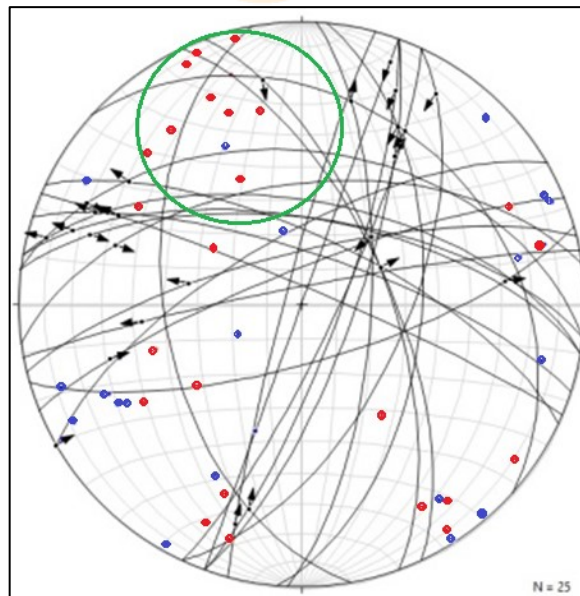


Figura 7.42. Estereograma en sitio La Campana flanco W: **a)** En cuadrante IV se observa incipiente cluster en ejes T.

Tabla 7.20. Información cinemática en aureola de contacto La Campana flanco W.

Aureola de contacto La Campana Flanco W											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
Falla dextral	6352350 N / 300780 E	EFP	N 20 E	20	110	90	90	10 NE	D	65/7	335/07
Falla dextral normal		EFP	N 15 E	195	285	85 NW	85	20 NE	DN	243/10	149/18
Falla dextral normal	6351087 N / 301248 E	EFP	N 5 E	5	95	55 SE	55	37 NW	DN	241/3	334/49
Falla dextral normal	6351406 N / 300841 E	EFP	N 20 E	20	110	75 E	75	19 NE	DN	68/2	337/24
Falla sinistral normal		EFS						40 NE	SN	334/38	76/15
Falla sinistral normal	6352935 N / 300913 E	EFP	N 67 W	293	23	85 NE	85	29 NE	SN	246/24	343/16
Falla dextral normal	6353004 N / 301036 E	EFP	N 83 W	277	7	65 NE	65	25 NW	DN	147/2	238/35
Falla sinistral normal	6353050 N / 300609 E	EFP	N 74 E	74	164	73 SE	73	30 W	SN	31/33	126/08
Falla sinistral	6351089 N / 301261 E	EFP	N 80 W	280	10	60 N	60	9 SE	S	241/27	144/15
Falla sinistral inversa	6351151 N / 301017 E	EFP	N 65 W	295	25	70 N	70	28 NW	SI	254/34	346/04
Falla dextral	6352681 N / 300904 E	EFP	N 60 E	240	330	70 N	70	0	D	103/14	197/14
Falla dextral normal	6353027 N / 301056 E	EFP	N 25 E	25	115	80 E	80	30 SW	DN	76/13	339/28
Falla sinistral normal	6353027 N / 301095 E	EFP	N 80 W	280	10	65 NE	65	18 SW	SN	241/30	147/06
Falla dextral normal	6353053 N / 300640 E	EFP	N 68 E	248	338	80 NE	80	31 E	DN	299/14	202/29
Falla normal dextral	6353088 N / 300605 E	EFP	N 76 E	256	346	75 N	75	60 E	ND	200/51	323/24
Falla normal sinistral	6353072 N / 300590 E	EFP	N 79 E	259	349	85 NW	85	43 W	NS	207/33	314/25
Falla dextral normal	6353970 N / 301235 E	EFP	N 82 E	262	352	55 NW	55	40 W	DN	139/02	232/51
Falla normal dextral		EFP	N 48 W	312	42	30 N	30	65 W	ND	346/69	204/17
Falla dextral normal	6354039 N / 301233 E	EFP	N 20 W	340	70	65 NE	65	23 NW	DN	209/03	301/33
Falla normal		EFP	N 25 W	335	65	65 NE	65	90 SW	N	245/70	65/20
Falla inversa sinistral	6354109 N / 301301 E	EFP	N 3 E	3	93	70 E	70	70 E	IS	78/22	302/60
Falla dextral normal		EFP	N 25 E	25	115	60 E	60	15 NW	DN	251/11	348/31
Falla dextral normal	6354197 N / 301288 E	EFP	N 83 W	277	7	45 N	45	25 W	DN	145/17	253/45
Falla sinistral inversa	6354482 N / 301233 E	EFP	N 72 W	288	18	75 N	75	22 NW	SI	245/26	337/04
Falla dextral inversa	6354509 N / 301252 E	EFP	N 10 W	170	260	50 SW	50	35 W	DI	44/08	144/50
Tensor momento en ejes cinemáticos del sistema										246/2	336/11

EFP: estría de falla principal; **EFS:** estría de falla secundaria; **D;** **DN;** **SN;** **S;** **SI;** **ND;** **NS;** **N;** **IS;** **DI:** movimiento dextral, dextral normal, sinistral normal, sinistral, sinistral inverso, normal dextral, normal sinistral, normal, inverso sinistral, dextral inverso.

7.3.8. Análisis dinámico aureola de contacto La Campana flanco W

Se analizan un total de (N_{25}) fallas principales en *software* MIM, que proporciona una distribución unimodal de Φ en el rango (0,3 – 0,4) (Figura 7.43. a), asociada a una tríada: σ_1 253 / 11 ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$); σ_2 330 / 49 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$) y σ_3 352 / 39 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$), con un valor de $\Phi = 0,29$ correspondiente a un régimen tectónico transpresional, según (Ritz, 1994). La aplicación del esfuerzo mayor se direcciona NE – SW (Figura 7.43. b).

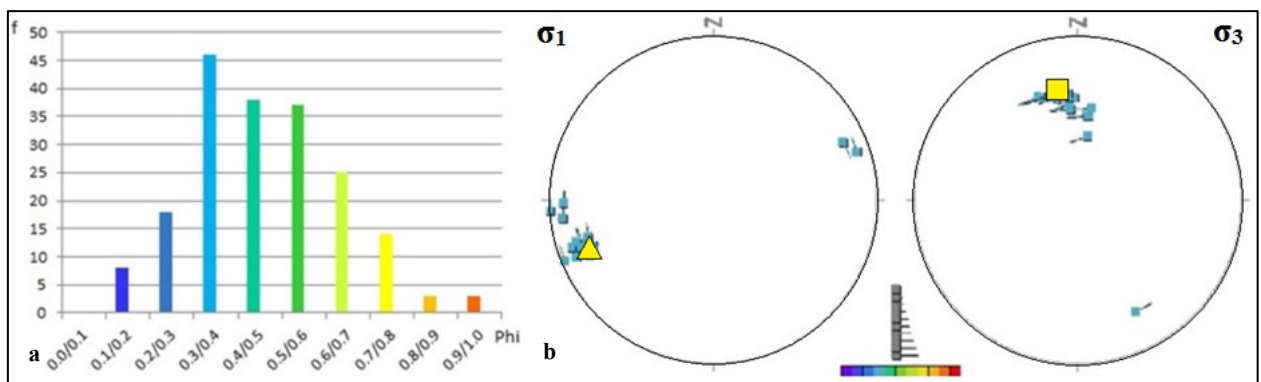


Figura 7.43. Dinámica sitio La Campana flanco W: **a)** Histograma de frecuencia para Φ . **b)** Estado de esfuerzos.

7.4. UNIDAD CRETÁCICO SUPERIOR (UCS)

7.4.1. Análisis cinemático *Stock La Campana flanco E*

La distribución de los ejes P y T, indica que la deformación para el sitio es heterogénea, con una orientación de acortamiento y alargamiento máximo promedio de 08 / 19 y 277 / 03, respectivamente. La cinemática registrada en el área, indica transurrencia con componente normal, según vector desplazamiento en fallas principales (Figura 7.44.). El sitio registra la actividad de fallas dextrales tipo R' y fallas resultantes de una fase de inversión sinistral (Tabla 7.21.).

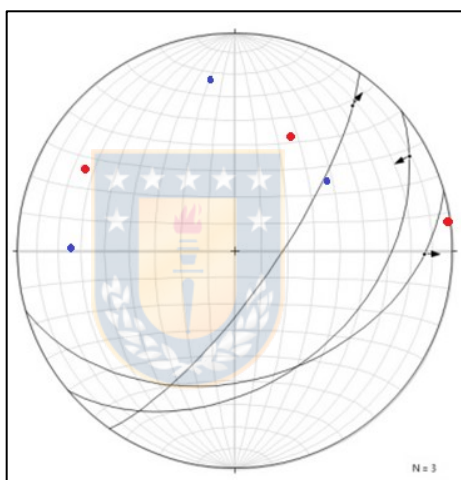


Figura 7.44. Estereograma en sitio La Campana flanco E: Gran dispersión en Eje P / Eje T.

Tabla 7.21. Información cinemática de *Stock La Campana flanco E*.

Stock La Campana Flanco E											
Nombre Falla	Coordenadas UTM	Tipo	Rumbo (°)	Strike (°)	Dip dir (°)	Manteo (°)	Dip (°)	Rake (°)	Sentido	Eje P (Trend / Plunge)	Eje T (Trend / Plunge)
Falla dextral normal	6351908 N / 301870 E	EFP	N 50 E	50	140	40 SE	40	15 NW	DN	271/25	25/41
Falla sinistral normal	6351783 N / 301897 E	EFP	N 74 E	74	164	40 SE	40	22 SE	SN	53/45	299/22
Falla sinistral normal	6351891 N / 301858 E	EFP	N 35 E	35	125	75 SE	75	16 SE	SN	352/22	82/00
Tensor momento en ejes cinemáticos del sistema										008/19	277/3

EFP: estría de falla principal; DN; SN: movimiento dextral normal, sinistral normal.

7.4.2. Análisis dinámico *Stock* La Campana flanco E

Los resultados son los mismos obtenidos para la UCS. (ítem 7.5.3.)

7.5. DINÁMICA POR UNIDAD GEOLÓGICA

7.5.1. Unidad Jurásico Inferior a Medio (UJIM)

El análisis poblacional en fallas principales (N_6) por medio de *software* MIM, proporciona una orientación para esfuerzos máximos: σ_1 7 / 34; σ_2 93 / 6 ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$) y σ_3 174 / 56 ($\sim \sigma_{\text{oblicua}}$) con un valor de $\Phi = 0,65$ (Figura 7.45. a), correspondiente a un régimen tectónico compresional, según (Ritz, 1994). La aplicación de los esfuerzos se direccionan en la sección angular NNW – SSE / NNE – SSW e individualmente otro *cluster* en la dirección NE – SW (Figura 7.45. b).

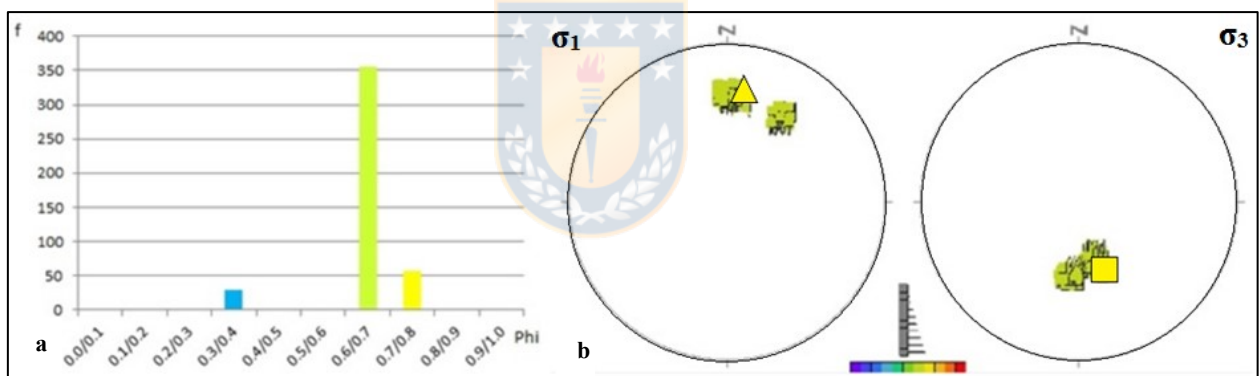


Figura 7.45. Dinámica en UJIM: a) Histograma de frecuencia para Φ . b) Distribución de esfuerzos principales.

7.5.2. Unidad Jurásico Superior (UJS)

Se analizan un total de (N_{37}) fallas principales en *software* MIM, que entrega una distribución para esfuerzos máximos considerando una moda de 0,75 (Figura 7.46. a): σ_1 218 / 72 ($\sim \sigma_{\text{subvertical}}$); σ_2 0 / 14 ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$) y σ_3 92 / 11 ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$), con un valor de $\Phi = 0,88$ correspondiente a un régimen tectónico tensional uniaxial, según (Ritz, 1994). La aplicación de los esfuerzos se direccionan NW – SE y NE – SW (Figura 7.46. b).

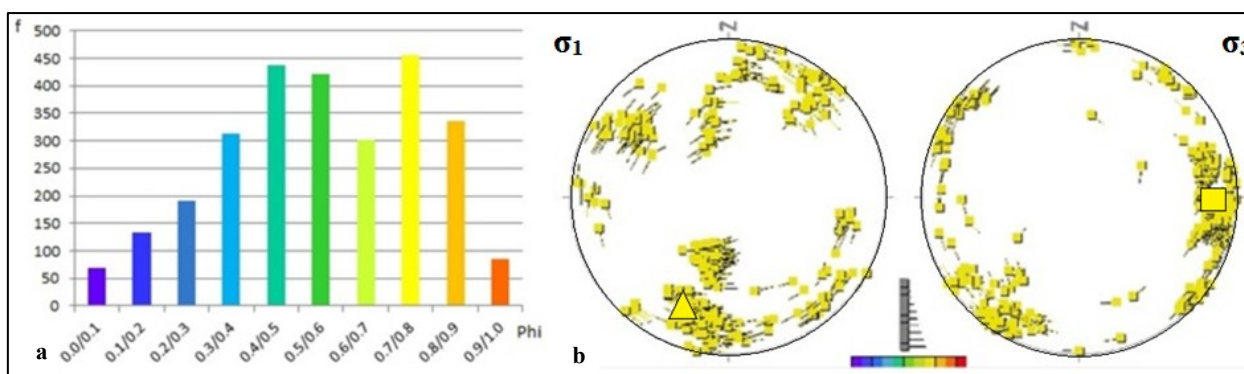


Figura 7.46. Dinámica en UJS: a) Histograma de frecuencia. b) Distribución de esfuerzos principales.

7.5.3. Unidad Cretácico Inferior (UCI)

Se analizan un total de (N_{41}) fallas principales en *software* MIM, que entrega una distribución para esfuerzos máximos considerando una moda de 0,81 (Figura 7.47. a): σ_1 128 / 51 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$); σ_2 214 / 3 ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$) y σ_3 301 / 39 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$), con un valor de $\Phi = 0,82$ correspondiente a un régimen tectónico tensional uniaxial, según (Ritz, 1994). La aplicación de los esfuerzos se direccionan NNW – SSE y NE – SW (Figura 7.47. b).

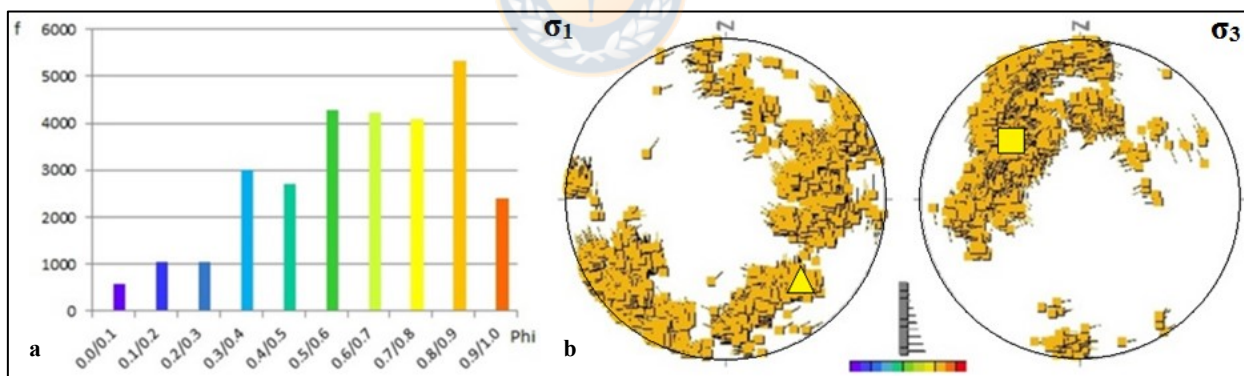


Figura 7.47. Dinámica en UCI: a) Histograma de frecuencia para Φ . b) Distribución de esfuerzos principales.

7.5.4. Unidad Cretácico Superior (UCS)

Se analizan un total de (N_{18}) mediciones en fallas principales. Según la dispersión de datos para esta unidad, es posible definir un *cluster* de esfuerzo acotado conforme a una relación bimodal del valor Φ en el rango (0,7 – 0,8), donde:

σ_1 154 / 41 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$); σ_2 246 / 2 ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$) y σ_3 339 / 49 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$) con $\Phi = 0,71$ (Figura 7.48. a) correspondiente a un régimen compresional, según (Ritz, 1994). La aplicación del esfuerzo mayor local se direcciona NW – SE (Figura 7.48. b), vinculado a fallas de naturaleza transcurrente tipo riedel NE – SW.

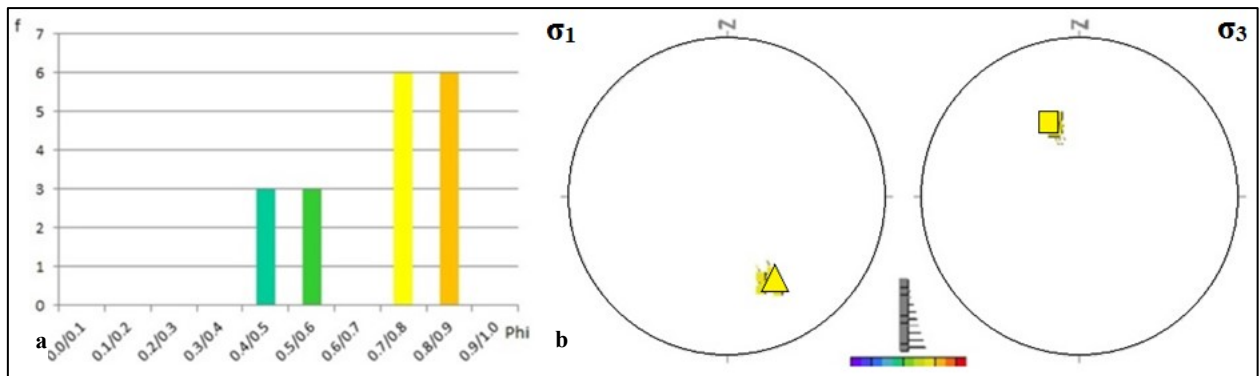


Figura 7.48. Dinámica en UCS: a) Histograma de frecuencia para Φ . b) Distribución de esfuerzos principales.

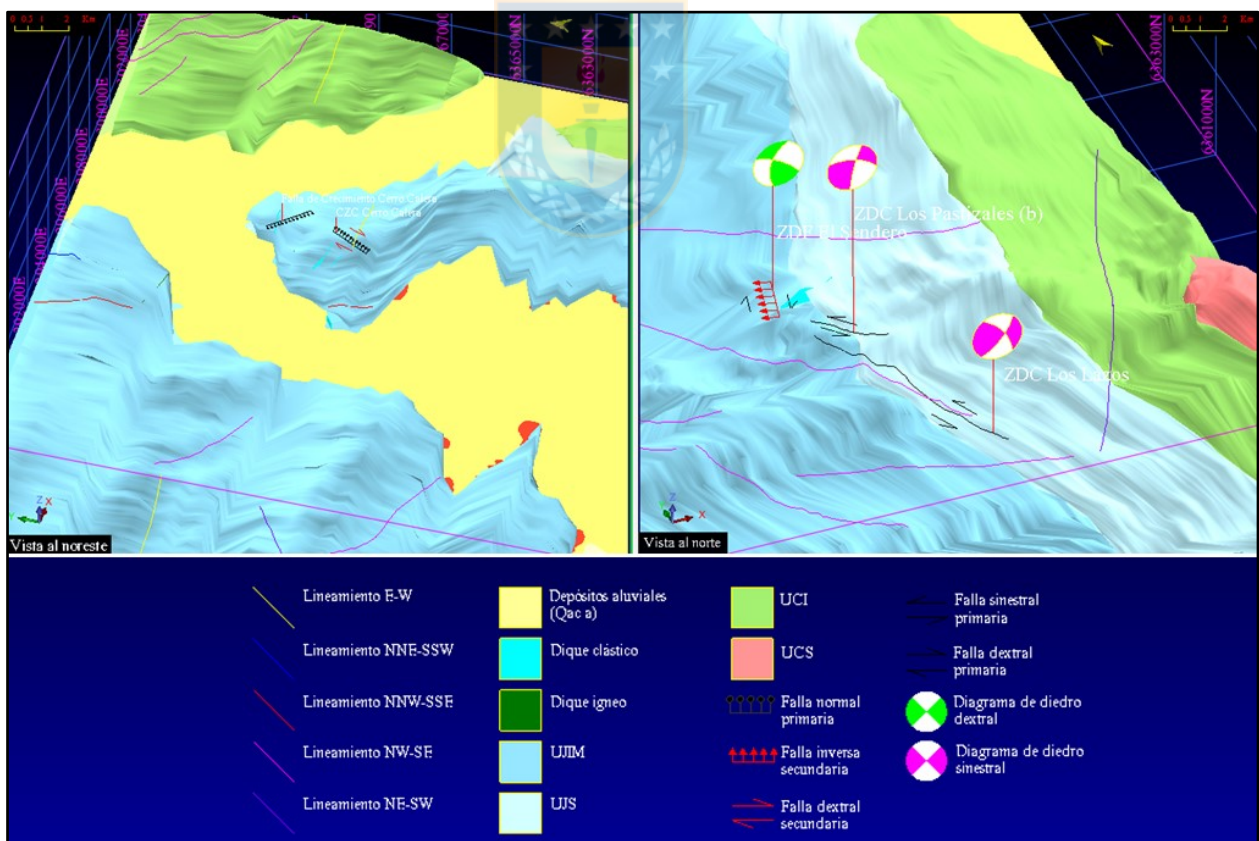


Figura 7.49. Resumen estructural por unidad de deformación durante régimen F_1 .

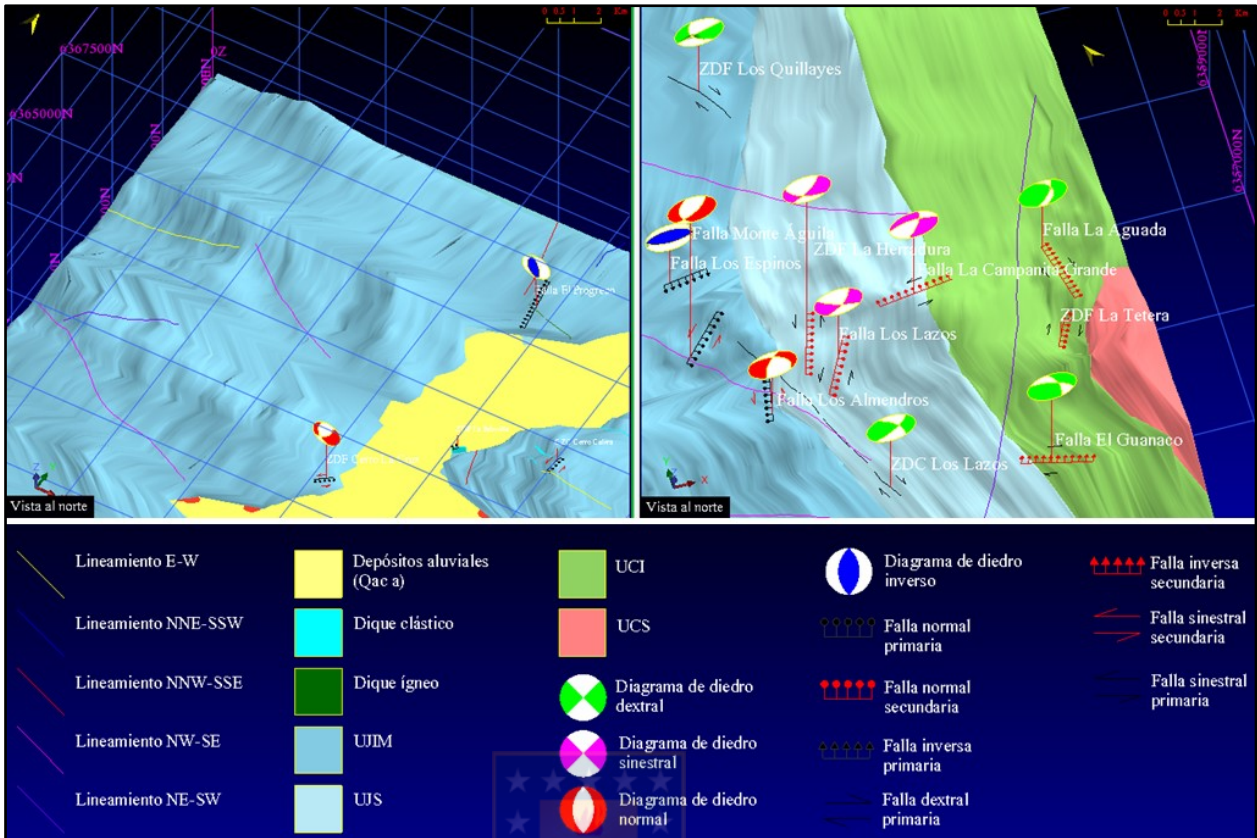


Figura 7.50. Resumen estructural por unidad de deformación durante régimen F_2 .

7.6. DINÁMICA REGIONAL

La población de fallas principales se procesan en *software* MIM, que entrega una distribución para esfuerzos máximos considerando una distribución unimodal de 0,3 (Figura 7.51. a): σ_1 8 / 12 ($\sim \sigma_{\text{subhorizontal}}$); σ_2 105 / 29 ($\sim \sigma_{\text{oblicuo}}$) y σ_3 258 / 60 ($\sim \sigma_{\text{subvertical}}$) con un valor de $\Phi = 0,27$ correspondiente a un régimen tectónico compresional (F_2), según (Ritz, 1994). La aplicación de los esfuerzos se direccionan N – S, según *cluster* (dominante) asociado a una leve dispersión en la sección angular NNW – SSE a NNE – SSW, sin embargo, se asocia una mayor cantidad de estructuras que prevalecen en la zona de estudio generadas cuando la compresión es en dirección NNE – SSW (Figura 7.51. b).

El datum correspondiente al esfuerzo mayor asociado a la fase tectónica (F_1), se obtiene mediante iteración, donde $\Phi = 0,31$ (régimen tensional) (Figura 7.51. a), con σ_1 160 / 50 (σ_{oblicuo}) y σ_3 223 / 13 ($\sigma_{\text{subhorizontal}}$).

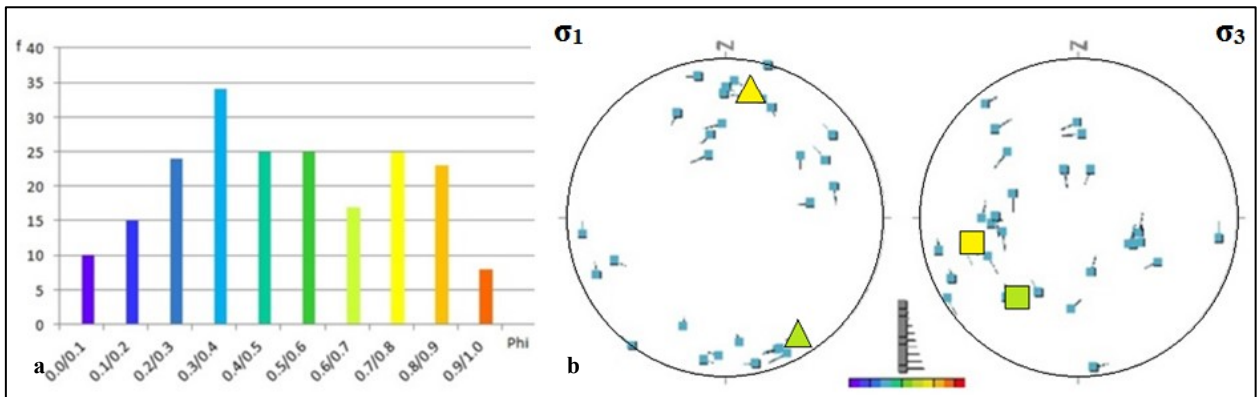


Figura 7.51. Dinámica regional: **a)** Histograma de frecuencia para Φ (stress ratio). **b)** Cluster dominante y vecindad para la distribución de esfuerzos principales a nivel regional durante régimen F_1 y F_2 .

La integración de los análisis cinemáticos, dinámicos y de todos los elementos estructurales (fallas principales, vetillas y diques), en un modelo 3D, demuestran que la zona tiene una configuración compleja, tras una mayor cantidad de estructuras principales acopladas con el régimen tectónico actual, sin embargo, existen elementos que dada su orientación y geometría están completamente desacoplados al campo de esfuerzo moderno, como es el caso de rasgos asociados al vector σ_1 NW – SE (ítem 8.1.).

Para poder mostrar gráficamente los esfuerzos impuestos para cada sitio específico, es necesario conocer el arreglo estructural local. Para esto, se asocian las fallas más importantes (por criterio de respuesta positiva al esfuerzo impuesto, ejes de deformación y el orden de la falla en relación a sus índices cinemáticos) con los lineamientos de la zona de estudio.

El resultado final se muestra en (Anexo de figuras A12 y A13), donde se aprecia el arreglo estructural obtenido con la metodología mencionada anteriormente, y los diagramas de esfuerzo impuestos a cada sitio estructural y el régimen local.

Cabe mencionar, que el tratamiento de diques y vetillas no fue incorporado, puesto que conforman un *Datum* con escasos datos, y que al ser tratados no dieron resultados concluyentes, ya que Dips necesita alto número de datos para poder entregar una respuesta gráfica.

8. DISCUSIÓN

Las fallas activas encontradas en cada sitio estructural no tendrían gran relevancia si es que no se hubiera realizado una categorización de las mismas, esto con el objetivo de que puedan ser interpretadas como una medida válida de los lineamientos planteados (Figura 7.49 y 7.50.).

Posterior al análisis individual de cada sitio, se debe discutir sobre la distribución geométrica de las fallas propuestas, con el fin de establecer el régimen tectónico y la dinámica imperante para la zona de estudio.

A la latitud de los 33° S, el ángulo de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana es de ~ N 5° E (NNE - SSW), mientras que los esfuerzos obtenidos corresponden a un σ_1 NW – SE de dirección N 20° W y σ_1 NNE – SSW de azimut N 8° E.

Ambos esfuerzos se ajustan geoméricamente con el modelo Riedel (Sylvester, 1988), como se observa en la (Figura 8.4.), que grafican las fallas y su dinámica ajustadas a cada esfuerzo. Estos esfuerzos tienen gran relevancia dentro de la configuración actual de la Cordillera de la Costa, pero que en algunos casos es un reflejo de procesos pre – andinos, es por este motivo que se deben analizar en forma independiente para comprender su relación.

En falla Monte Águila, posterior a la litificación de la unidad Jurásico Inferior a Medio (UJIM), cuando comienza a operar la fase compresional cuaternaria en el actual antearco, σ_1 local se orienta NNW – SSE, acompañado del último incremento deformacional que construye el flexuramiento monoclinal con la particularidad y notorio alzamiento en el Pleistoceno, tales planos de anisotropía ceden por medio de fallas extensionales localizadas hacia zonas apicales.

En falla Cerro La Cruz, finalmente la creación de la ZDF homónima asociada a ésta estructura, se atribuye a una dirección de σ_1 NNE – SSW de edad Pleistoceno superior a Holoceno, encontrándose actualmente activa con rellenos de arcilla ferrosa depositada por agua meteórica.

En falla El Progreso, el hallazgo de un dique diorítico, característico de sistemas alimentadores en sistemas volcánicos, durante el Bajociano, señala una dirección NW – SE para σ_1 , cuya zona

de dilatación se asocia con los principales lineamientos geomorfológicamente expresados a través de ensenadas, propio de la fase F_1 . Finalmente el régimen transtensional se asocia a la fase estructural F_2 de edad Pleistoceno.

En zona de falla El Sendero, el sistema es contemporáneo a ZDF Cerro La Cruz, cuyo par alcanza el mismo grado de dinamometamorfismo y régimen de deformación.

8.1. RÉGIMEN TECTÓNICO σ_1 NW – SE

Corresponde al primer evento F_1 regional. Son pocos los afloramientos expuestos formados durante este régimen tectónico, sin embargo, es notorio el desfase de la orientación regional existente en σ_1 . Se caracterizan por localizarse hacia la base de las unidades jurásicas, en sitios donde los procesos de erosión fluvial prevalecen a aquellos de acumulación. Conforme al esquema (Anexo de figuras A12) y en una descripción desde su extremo norte a sur, destacan:

- La intrusión de diques dioríticos y la abertura de venas T en Formación Ajial, de orientación NW – SE. Se emplean como marcadores de esfuerzo (F_1 regional).
- Se confirma el desarrollo de un eje extensional NW – SE, tras el hallazgo de fallas de crecimiento en Formación Cerro Calera, localizadas hacia la pared opuesta del valle en Puntilla de López. Luego esta misma tendencia se expresa como eje anticlinal en F_2 regional.
- La edad relativa cúlmine de este régimen, se registra por la formación de un conjunto de diques clásticos, orientados NW – SE en Cerro Calera, luego de la regresión y cierre de la cuenca.
- A pesar que en sitio La Palmilla existe un estado de esfuerzo concordante, sin embargo, es local, hacia unidades más antiguas en la zona de charnela, por lo que prevalece la cinemática del fallamiento inverso (extraño al régimen), activo a partir de la F_2 regional. Adicionalmente, la diferencia se denota por el cambio de orientación en un segundo *set* de diques clásticos NE – SW, con menor grado de compactación y desarrollo de meteorización esferoidal en igual litotipo a diferencia de los precedentes.

- Dada su disposición espacial, la traza del CZC Cerro Calera es considerada como falla riedel antitética (Figura 8.4.). Por tanto, para F_1 se deduce una cinemática global sinistral. Pruebas de campo que apoyan dicha tesis, son el hallazgo de tal cinemática en ZDC Los Lazos.
- Fallas de estratificación sinistral actúan a manera de estructuras riedel, que igualmente a zonas de fracturamiento NW – SE, son precursoras de la incisión de ensenadas en el tramo del valle La Calera – Quillota.
- En conglomerado regresivo de Formación Cerro Calera, persiste la ZDF El Sendero, cuya cinemática dextral inversa se atribuye a la actividad de sistemas riedel antitéticos. La deformación es homogénea en el sitio, demostrada por la formación contemporánea de intraclastos sigmoidales (Fotografía 6.7. c).
- Casos en donde ocurre deformación heterogénea, es necesario descifrar la secuencia cinemática. Tal es el caso de la ZDC Los Pastizales (a), que a pesar de no corresponder con el patrón del elipsoide de deformación para F_1 , se atribuye su estructura a nivel local basado sólo en la disposición de grietas en échelon como resultado del cizalle entre estratos. La temporalidad del dispositivo de arrastre se restringe, ya que es cortado por dique andesítico WNW – ESE, cuya litología es propia de unidades del Jurásico Superior. Ahora bien, lo antedicho se encuentra más completo en la ZDC Los Pastizales (b), donde échelon NNE – SSW, cuya falla principal genera cambios de facies en sedimentos semiconsolidados, por lo que se descarta su atribución durante F_2 regional, no así, cuando su cinemática se invierte a dextral asociada a échelon NNW – SSE que cortan a los anteriormente señalados.
- En sitio 1, ocurren fallas de estratificación NW – SE sinestrales bajo la categoría de sistemas riedel sintéticos (Fotografía 6.23.).

El estilo estructural de primer orden corresponde a estructuras de hemigraben que no involucran el basamento paleozoico, esto a nivel de afloramiento, sin embargo, es necesario complementar con alguna otra técnica que permita conocer como es su geometría en profundidad. Éstas fallas maestras invertidas, son una prueba de una reactivación positiva de las cuencas extensionales del mesozoico y por tanto, un marcador regional del inicio del levantamiento andino asociado a la fase compresiva F_2 . Como aquellas fallas se localizan hacia la zona de charnela en un sinclinal de

orientación NE – SW, son consideradas como las más antiguas, esto hace que desarrollen una mayor actividad, que se traduce en un mayor rechazo, que no es posible determinar exactamente, dado que el bloque colgante que contiene depósitos de caída, marcadores del nivel topográfico, se encuentran truncados por depósitos coluviales recientes, a diferencia del fallamiento neotectónico de *slip* cercano a los 15 cm. En consecuencia, tales estructuras son las que generan un mayor acortamiento cortical y corresponden a fallas de inversión caracterizadas por poseer un alto ángulo en un contexto de reactivación de fallas normales que favorecen la inyección de diques clásticos de areniscas subyacentes a lavas en Formación Ajial, localizadas hacia el borde de la cuenca. En este afloramiento tipo, finalmente podemos restringir el inicio del régimen compresivo que está vinculado a ejes de plegamiento NE – SW, en tanto, la otra dirección NNW – SSE, es la más notoria, conformando la arquitectura monoclinal sinorogénica actual, buzante al NE.

El afloramiento de talud en paso superior La Palmilla es un buen ejemplo de estructuras de acortamiento cortical, que incluye un sinclinal de inversión, cuyo frente de limbo se encuentra en discordancia con depósitos continentales sinorogénicos del cuaternario y fallas normales invertidas con vergencia al SE. Esto indica que la deformación extensional previa juega un rol importante en el crecimiento del cinturón orogénico andino.

La edad de las estructuras extensionales reconocidas en terreno, están restringidas por la edad del relleno en las estructuras de hemigraben. Además, la disposición de las formaciones en paraconformidad, se interpreta que la deformación extensional continúa ininterrumpidamente hasta el Cretácico Inferior.

La evidencia de los ejes de plegamiento inicialmente NE – SW, seguido de la dirección NNW – SSE, representa una evidencia de primer orden de la fase deformativa contraccional en el área de estudio. Por otra parte, la disposición discordante del relleno fluvial indica un tercer episodio de igual régimen que afecta a todo el antearco, sin embargo, en el área de estudio queda restringido por los únicos remanentes de terrazas fluviales pertenecientes a la Formación Confluencia, por tanto, la última fase comienza a operar a fines del Mioceno y principio del Plioceno.

El cambio de régimen extensional a compresional se interpreta, mediante la determinación de la edad en la traza de fisión del apatito, obtenida a consecuencia de la exhumación del Plutón

Caleu, cuya unidad más contemporánea y empobrecida isotópicamente, *stock* La Campana, intruye cuando el régimen extensional es máximo. De igual manera el metamorfismo de muy bajo grado característico que afectó las cuencas subsidentes del Jurásico y Cretácico Inferior que afloran en la Cordillera de la Costa tienen una edad mínima de metamorfismo prógrado a los 93 Ma. (Morata et al., 2005).

Un estudio realizado por (Boyce, 2015), supone que el crecimiento monoclinal estaría asociado al desarrollo y posterior inversión de una subcuenca, que acomodó los depósitos volcánicos de la Formación Veta Negra, con remanentes de pliegues subsidiarios apretados que no modifican mayormente su disposición. Su construcción funciona a manera de un anticlinal de colapso, tras la actividad de un nivel lítrico asociado a la ZDF Los Perros, con potencia cercana a los 400 m en promedio y en el que se ha observado cinemática de inversión. Sin embargo, este estudio no sostiene de igual manera la idea de aquel estilo y geometría en profundidad causante de su génesis. Primero, porque aunque la traza de la ZDF Los Perros bordea al cuerpo intrusivo, sin embargo, no controla el emplazamiento de la unidad más antigua y oriental del plutón Caleu, cuyo reservorio posee una geometría de *sill* (Parada, 2005), por lo que se descarta, una conexión a través de una geometría lítrica, como es el caso del emplazamiento asistido de intrusivos del Paleoceno en la vertiente occidental de la Cordillera de Domeyko que compromete basamento (López et al., 2019). Al intruir plutón Caleu en Formación Cerro Morado, origina alteración hidrotermal y mineralización en la roca caja, esto provoca una disminución en su resistencia hacia el contacto, condición preliminar para favorecer la acomodación de fallamiento inverso que habría favorecido a la exhumación del intrusivo en un régimen compresional. Al norte de Río Aconcagua el monoclinal El Melón, si bien es cierto, posee un mayor manteo, carece de un aumento del espesor de los estratos en la vecindad de la ZDF Los Perros, acompañada por un fallamiento inverso en el bloque colgante con vergencia este, por lo que es incoherente asignarla a una estructura anticlinal de *roll – over*.

El metamorfismo prógrado diastatermal en la zona de estudio alcanza hasta la facie esquistos verdes, con cruce de la isógrada 300 °C, correspondiente al inicio de la plasticidad del cuarzo. Dicho límite reológico sería favorable para el desarrollo de un plano despegue o *detachment*.

Esta estructura y su geometría están controladas por la estratificación reológica de la litósfera continental, que se registra en metasecuencias jurásicas actualmente expuestas hacia el contacto con la Unidad Cavilolén. Además, esta estructura cumple un rol fundamental en el desarrollo andino, ya que controla la transferencia de deformación y de *stress* desde la zona de subducción hacia el continente. Más aún, el nivel de despegue facilita el traspaso de acortamiento en profundidad, desde las zonas que presentan un gran acortamiento hacia las zonas que no presentan mayor deformación. Este modo de deformación en cizalle simple es el responsable del alzamiento del antearco y por tanto, valida la aplicación del modelo Riedel para las estructuras resultantes en superficie.

Observaciones de campo demuestran que los depósitos *syn – rift* del primer ciclo andino para la zona de estudio en el flanco occidental de la Cordillera de La Costa, preserva dos eventos transgresivos asociados a arcos magmáticos, donde hacia el miembro basal las secuencias sedimentarias se inician con la depositación de areniscas masivas, sin embargo, únicamente en el Miembro Inferior de Formación Ajial se desarrollan metapsamitas. Paralelamente el dinamometamorfismo alcanza hasta el límite reológico del inicio de la plasticidad de la plagioclasa a los 450° C, que origina la formación de anfíbolita mediante un cizalle paralelo a los estratos hacia la zona de charnela de la estructura monoclinial, entre sucesiones contrastantes en composición y densidad. Esta condición sería gatillante en la construcción del plegamiento, asistido por un nivel de despegue dúctil. Además hacia el flanco occidental las secuencias sedimentarias se encuentran limitadas hacia el oeste por el bloque batolítico jurásico y al este por el bloque plutónico Caleu, que al inicio de la fase Peruana actúan de pilares en compresión causando un mayor manteo hacia el oeste, en tanto, la débil zona de alteración que acomoda la ZDF Los Perros inversa, resulta en un margen de atenuación de los esfuerzos que se traduce en una disminución del buzamiento de los estratos hacia el oriente.

El nivel de conglomerado es de tipo regresivo, pues cambian las condiciones de depositación marina sublitoral de Miembro La Cruz a Litoral en Miembro Los Rodeos. Esto se diferencia, a manera de ejemplo, de un conglomerado basal sinorogénico, por tratarse de una discordancia, que necesariamente debe estar ligada a un cambio en el régimen tectónico. La diferencia está en que las condiciones marinas persisten transformándose en más someras, sin embargo, ese cambio

es drástico, que actúa bajo un mismo régimen extensional, pues se registran variaciones en su potencia desde centimétrica a cercana a los 2 m. Este marcador es de gran importancia, porque la energía necesaria para desarrollar su granulometría y potencia, debe ser la consecuencia de otro proceso complementario al relleno progresivo de la cuenca. El conglomerado está compuesto de cuarzo y feldespatos, o sea los minerales típicos de una cuenca marginal abortada (sial), por ende, el retiro del mar, sin generación de relieves importantes, debe estar relacionado a movimientos de epirogénesis, previo a la migración del arco y continentalización hacia el este.

El inicio del fallamiento en sitio Los Pastizales (a) y (b), queda restringido por la intrusión del dique andesítico NW – SE, asociado al régimen F_1 . La presencia de vetas en échelon con relleno masivo, indica que el material a cristalizado en cavidades abiertas, observándose cristales euhedrales. Estas características son propias de un nivel estructural semi – dúctil, dónde a tal profundidad, las fracturas abiertas pueden existir sólo si la presión de fluido al interior de la fractura es suficiente alta como para mantener las paredes de las fracturas separadas.

El dispositivo inicial obedece a una cinemática riedel sinestral que aún persistía durante la depositación de Formación Horqueta, o sea, durante el Jurásico Superior, ya que existe desplazamiento de niveles conglomerádicos, que en sectores su contacto se encuentra limitado por la zona de cizalle y hacia su punto de término causa estructuras de colapso.

En sitio (b) la inversión sinestral a dextral es indicada por la presencia de 2 sistemas échelon, el primero NNE – SSW y el último NNW – SSE, dónde sólo representan la dirección de extensión y acortamiento máximo localizado. Ambos, cruzan el límite de la zona de cizalle, con formación incipiente como vetas rectas, inicialmente a 45° del rumbo de la falla principal, por lo que en este nivel estructural no existe demasiada deformación progresiva acumulada desde la etapa temprana, por lo que no necesariamente una falla más antigua desarrolle mayor actividad, de lo contrario, se observaría un mayor crecimiento y rotación de las estructuras.

Las fracturas en échelon posteriormente son reutilizadas por el movimiento general de la falla transcurrente principal, dónde sólo mediante las relaciones de corte, es posible ordenar temporalmente cuál de ellas es asignable al último estado de la actividad de la falla, en este caso, el sistema (b) de dirección NNW – SSE.

Una observación muy importante a considerar, es que para un mismo sistema riedel NW – SE que afecta a una misma litología, existe evidencia de circulación de fluidos ricos en sílice, sin embargo, éste precipita en diferentes espacios. En el dispositivo (b) la superficie de la zona de cizalle principal es limpia, en tanto, en el arreglo estructural (a) la fricción genera fibras de crecimiento que señalan una inversión de la cinemática. Para que se genere fricción, se requiere llevar el sistema a un nivel estructural superficial donde predomina la deformación frágil, manteniendo como remanente estructuras creadas a niveles más profundos.

Es así que, en el distrito Los Pastizales y Los Lazos queda documentado que la inversión de riedel sinestral a dextral alcanza hasta el nivel estructural semi – dúctil, con el desarrollo de estructuras *fringes*.

8.2. RÉGIMEN TECTÓNICO σ_1 NNE – SSW

Pertenece al último evento F_2 regional, que como tal, se refleja en un mayor número de discontinuidades preservadas (~ 80 %), algunas de ellas acomodadas en fallas formadas durante el régimen anterior, por ejemplo, en ZDC Los Pastizales (b). El dispositivo regional consiste principalmente en una red de sistemas riedel, cuya cinemática de inversión obedece al ciclo sísmico de subducción.

El elipsoide de deformación corresponde a una cinemática regional dextral, destacando aquellos riedel sintéticos:

- ZDF Los Quillayes; falla La Tetera; sitio 5; falla de estratificación dextral inversa La Aguada, como claro ejemplo de los mecanismos de engrosamiento / alzamiento cortical y falla El Guanaco.

A su vez, en conjugación riedel antitéticos:

- Falla Monte Águila; falla Cerro La Cruz; fallas sinestrales normales en sitios 1, 2, 3 (falla Los Lazos), falla La Campanita Grande, inversión sinestral en CZC Cerro Calera y ZDF La Herradura.

Por otra parte, aquellas fallas sin componente oblicua para una descripción de norte a sur en la zona de estudio, se tiene:

- El desacople de falla El Progreso, se asocia a su localización cercana a la zona de charnela, donde esfuerzos locales acumulan compresión hacia la unidad más antigua de la secuencia mesozoica.
- Falla inversa Los Espinos de orientación E – W.
- Falla normal NE – SW en flanco W de *stock* La Campana, en cuya proximidad existe dique diorítico de igual orientación.

La existencia de un estado de esfuerzo regional σ_1 NNE – SSW, es compatible con el régimen tectónico impuesto por la convergencia de las placas Nazca y Sudamericana (Tabla 8.1.), resultante en una baja partición parcial. Su radio de esfuerzo (Φ): 0,3 evidencia un régimen compresivo (Ritz, 1994) para el antearco, con una leve influencia en su componente oblicua de rumbo.

En unidades del Jurásico Inferior a Medio (UJIM), sistemas extensionales son transversales a los sistemas de hemigraben creados en la primera fase (F_1), dispuestos paralelamente al eje de esfuerzo principal, sin embargo, desarrollan una componente secundaria sinistral, que cambia a una cinemática oblicua traspuesta a medida que aumenta el buzamiento de las capas, a partir del nivel más competente localizado en la base de la unidad Jurásico Superior (UJS). Hacia el oeste de dicho nivel aflora La unidad Cavilolén, cuya respuesta cinemática en superficie sería de carácter normal sinistral, en cambio hacia los bordes comienza a operar una cinemática sinistral normal que persisten hacia el contacto con el Plutón Caleu, si bien es cierto, aquellas que se acomodan hacia el contacto en el sistema de diques (cuarzo – hematita) del sitio La Herradura, dichos cuerpos se emplazan a manera de *job* dilatacionales cuando el eje del arco Jurásico Superior se encontraba activo. Esto indica que operaban sistemas transcurrentes en zonas debilitadas termalmente durante el régimen F_1 y que han servido de estructuras heredadas para el acentuamiento de los lineamientos de erosión NE – SW, tras el crecimiento de la estructura monoclinial. Por otra lado, el retiro drástico del mar en el Bajociano ha sido durante una subducción oblicua que persiste hacia el Jurásico Superior, indicada por un eje de acortamiento

máximo N 20° W, pero con una disminución en el ángulo de subducción para que el arco migrara hacia el este, correlacionado con un aumento en la velocidad de convergencia en adición con movimientos epirogénicos provocados tras la inyección de magmatismo intenso que genera presión hacia la superficie.

La ZDC Los Lazos y ZDF Los Quillayes dextrales derivan de estructuras NW – SE pre – andinas, esta cinemática aún persiste como primaria hacia el borde occidental de *stock* La Campana, pero tras la presión ejercida hacia un bloque rígido se genera la inversión en los bordes con vergencia al oeste, comenzando a actuar ésta componente secundaria en fallas tales como, La Aguada y El Guanaco. En Falla La Aguada es posible constatar que no se trata de fallamiento lístrico, sino más bien de estratificación, es decir, éste último factor es la condición de primer orden para el despegue y posterior cizalle entre las diferentes capas y que se puede observar en el bandeamiento composicional del plegamiento de la Formación Lo Prado. Esto se correlaciona en el lado occidental de Plutón Caleu, donde Falla Los Perros no es vinculable con la suposición de (Boyce, 2015), al considerarla como una estructura lístrica que facilita el emplazamiento de la unidad más antigua, pues su bloque colgante con vergencia al este posee una mayor edad que la estructura, por tanto, se encontraba enfriado a manera de sill (acomodado por la estratificación), cuando la falla es creada al inicio del régimen compresivo F₂. Fallas inversas con vergencia al norte son las más contemporáneas, por ser perpendiculares al eje compresivo mayor del último régimen de esfuerzo, la que aún preserva la fábrica S / C en salbanda, por lo que actualmente el flanco occidental de la Cordillera de La Costa se encuentra en compresión NNE – SSW, que es acompañada por transcurrencia en los sistemas de riedel con geometría en “V”, coincidentes con los lineamientos NW – SE y NE – SW respectivamente. Esto es corroborable con la distribución de la solución en mecanismos focales para los principales eventos sísmicos Mw > 5.0, que refleja una transpresión en el antearco y compresión hacia la plataforma continental, evidencia de una partición parcial al norte de los 33° S (Figura 2.2.).

En la zona no existen evidencias de un plano de cizalle principal regional vinculado a una estructura lístrica en profundidad de la que señala la literatura relacionada a la construcción de la estructura monoclinas, esta hipótesis es coherente con lo observado en el área de estudio, donde existe un gran fallamiento discreto compatible con un estado de esfuerzos σ_1 NNE – SSW.

Las características anteriores se ajustan al modelo Riedel, según esta premisa, todas las vetillas extensionales, que para el área de estudio poseen orientación NNE – SSW, corresponden a fracturas T rellenas por cuarzo y cuarzo – epidota.

La inconsistencia entre los ejes de deformación P y T con los esfuerzos principales (σ_1 / σ_3), observada, a modo de ejemplo en sitio 1 y Los Pastizales, se debe a una deformación heterogénea, con registro de más de un estado de esfuerzo expresado según las fases F₁ y F₂.

La correspondencia sólo del último estado de esfuerzo regional obtenido en este trabajo (σ_1 NNE – SSW) con aquel determinado por (Lavenu y Cembrano, 1999), para la zona de antearco en área norte (sitios 3 / 5 / 13), se debe a que éste trabajo considera el estudio de rocas más antiguas (Jurásico Medio – Cenomaniano), que de manera preliminar, posiblemente incorporasen fases de deformación más recientes, en cambio el estudio anterior, se restringen a unidades bien datadas para episodios cuaternarios, hacia el sector del flanco oriental de la Cordillera de la Costa.

Dado el factor de heterogeneidad en la deformación, no es posible que a partir de diagramas de diedros (análisis cinemático) se estime la orientación de los esfuerzos principales, que sólo se obtiene, gracias al método de inversión múltiple aplicado en los respectivos sitios estructurales.

8.3. MODELO CINEMÁTICO REGIONAL

Tras una deformación heterogénea regional, es erróneo considerar la orientación promedio de los ejes cinemáticos, por lo que es necesario precisar este modelo hacia el flanco occidental de la Cordillera de la Costa, con el fin de obtener otro más realista, establecido por el vector desplazamiento de la placa oceánica y la orientación del margen.

El modelo busca determinar qué porcentaje de la convergencia, se acomoda en dicho orógeno. La perspectiva considera dos extremos de la acomodación por convergencia oblicua, ya sea, con o sin partición (Figura 8.1.).

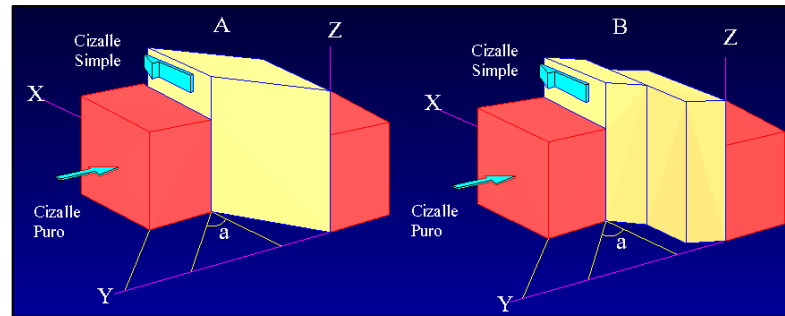


Figura 8.1. Esquema de la partición, bajo régimen de subducción oblicua: (a) ángulo entre fosa y vector movimiento placa oceánica. (A) no particionado. (B) completamente particionado. (Teyssier y otros, 1995).

A su vez, (Fossen & Tikoff, 1993) plantean que la transición entre la transpresión dominada por cizalle simple y cizalle puro ocurre cuando $\alpha = 20^\circ$. En la zona, el vector de convergencia tiene una orientación N 80° E (Somoza & Ghidella, 2005) y el margen N 5° E, asociado a un valor α de 75° (convergencia oblicua). Lo anterior, se apoya según un radio de esfuerzo (0,27), cuyo bloque de antearco sufre compresión en un contexto de régimen transpresional localizado hacia el arco.

El modelo cinemático de (Teyssier y otros, 1995) determina el porcentaje de partición de la convergencia (componente transcurrente), incluye el parámetro α y una variable θ_p , que corresponde al ángulo entre el margen y el eje de acortamiento máximo (P). Sin embargo, solo cuando la convergencia es ortogonal al margen, vale decir 90° , el valor de $\alpha = \theta_p$, en todos los demás casos la convergencia es oblicua, el eje P es refractado en relación a la dirección del movimiento de placas. El ángulo de refracción aumenta linealmente como una función de $\frac{1}{2}(90 + \alpha)$. Por lo tanto, para el área de estudio el valor promedio de θ_p es 83° . Según los valores de α y θ_p obtenidos, se establece una relación que permite determinar un porcentaje de partición para el área de estudio de un 15 % (Figura 8.2.).

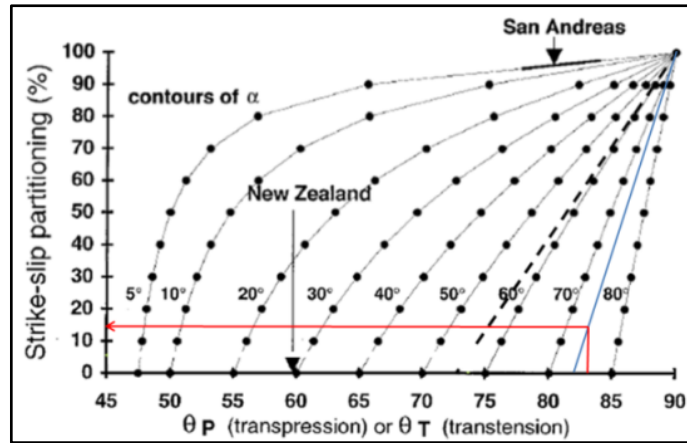


Figura 8.2. Modelo cinemático: Se relaciona el ángulo entre el eje P con el margen de placa (θ_p) y el vector movimiento de la placa oceánica, para obtener el valor de partición en la convergencia (Teyssier y otros, 1995).

Por lo tanto, la subducción oblicua produce una partición parcial expresada por una deformación a través de fallas transcurrentes discretas y normales invertidas con cierta componente de rumbo secundaria (Figura 8.3.). Otra evidencia de la partición en el área de estudio, corresponde a la orientación del esfuerzo mayor (σ_1), que no coincide con el vector de convergencia, ni con el eje de acortamiento máximo (Figura 8.4.). Si el antearco fuera homogéneo (presencia de un paleoarco Jurásico – Cretácico) y la convergencia no estuviera particionada, ambos ejes deberían coincidir.

Por otro lado, cabe mencionar que el modelo no considera debilidades termales en el intra – arco, por tratarse de una zona volcánica inactiva y que las fallas de rumbo locales, como las registradas en el área de estudio, pueden acomodar deformación.

A su vez, el nivel de despegue que facilita el traspaso de acortamiento en profundidad, desde esta zona, que no presenta mayor deformación en superficie, comparado con el gran acortamiento hacia el arco (Faja corrida y plegada del Aconcagua), es el responsable del alzamiento del arco y subsidencia hacia el antearco externo (*offshore*), acompañada por una fuerte erosión tectónica del margen (ausencia de algún cinturón metamórfico), gatillado por el establecimiento de una subducción plana (*Ridge* Juan Fernández) en su actual posición a los $32^\circ 30' S$ aproximadamente a 6 Ma (Farías, 2007). Los contrastes reológicos asociados a la rigidez litosférica se encuentran

fuertemente controlados por el estado termal de las rocas, por ende, hacia la fosa el gradiente geotermal disminuye, mientras que hacia el arco aumenta. Esto hace distinguir y asignar el análisis para un bloque rígido deformado a través de sistemas de fallas discretas para la zona de antearco.

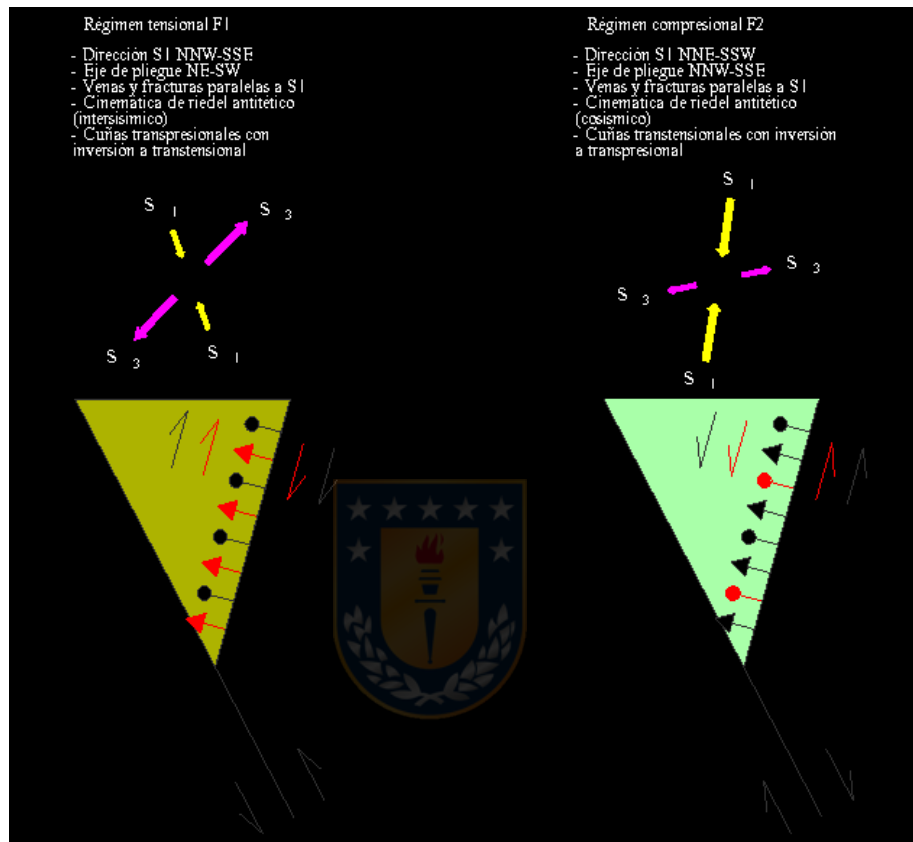


Figura 8.3. Modelo estructural integral para el área de estudio.

8.4. TEMPORALIDAD RELATIVA

En la zona existen distintos episodios para generación de vetas y diques, atribuibles a los dos régimen tectónicos determinados. Para este trabajo, se registran orientaciones principales de vetillas NW – SE y NE – SW. Aquellas rellenas de cuarzo sintaxial, se desarrollan por migración de sílice derivada de litologías ricas en cuarzo, sometidas a dinamometamorfismo, donde fracturas en échelon, vetillas, y sistemas de diques con dirección NW – SE, son las más antiguas, al estar paralelas a esfuerzo mayor σ_1 , de dirección NW – SE, perteneciente a la fase extensional

F₁, tal es el caso, de metaconglomerados en el área de confluencia entre Estero Pucalán y Río Aconcagua. Por otra parte, vetillas rellenas de cuarzo – epídota, con textura masiva, son derivadas de actividad hidrotermal en lavas andesíticas, donde aquellas de dirección NW – SE, son más antiguas, al ser cortadas y desplazadas por estructuras idénticas de dirección NE – SW, como es el afloramiento en la zona de cizalle Los Pastizales (sitio b).

La existencia de fallas con reactivación inversa, indica la existencia de procesos tectónicos que actúan alternadamente en el tiempo, asociados al ciclo sísmico de subducción, de ahí una prueba que explique el desacople de ciertas fallas al arreglo tectónico actual, pues durante el período intersísmico se comportan como estructuras transtensionales, sin embargo, en la etapa co y postsísmica se produce una rotación en los esfuerzos principales que genera reactivaciones transpresivas en fallas. En tanto, aquellas fallas originalmente inversas acontecen cambios en la componente oblicua desde dextral a sinistral.

En sitio 1, aquellas fallas inversas que poseen reactivación oblicua dextral a sinistral son más recientes, entre los criterios a considerar, se tiene que éstas son estériles, su estilo de deformación es frágil, que da origen a superficies planas y su longitud termina próximo a la vecindad en fallas de estratificación sinistral, esto en virtud de que en las inmediaciones el campo de esfuerzo se modifica, de tal manera que la orientación del esfuerzo es paralelo al sistema de falla más antiguo.

En consecuencia, aquellas fallas de estratificación sinistral son las primeras en desarrollarse y por tanto registran mayor actividad, éstas se diferencian por poseer un estilo de deformación frágil – dúctil, con formación de grietas en échelon en sistemas riedel sintéticos sinestrales (NW – SE) y por la circulación de fluidos hidrotermales a través de la superficie de falla. Contemporáneamente a éstas, se forma el sistema riedel antitético dextral (NE – SW) con geometría de la superficie de falla sinuosa.

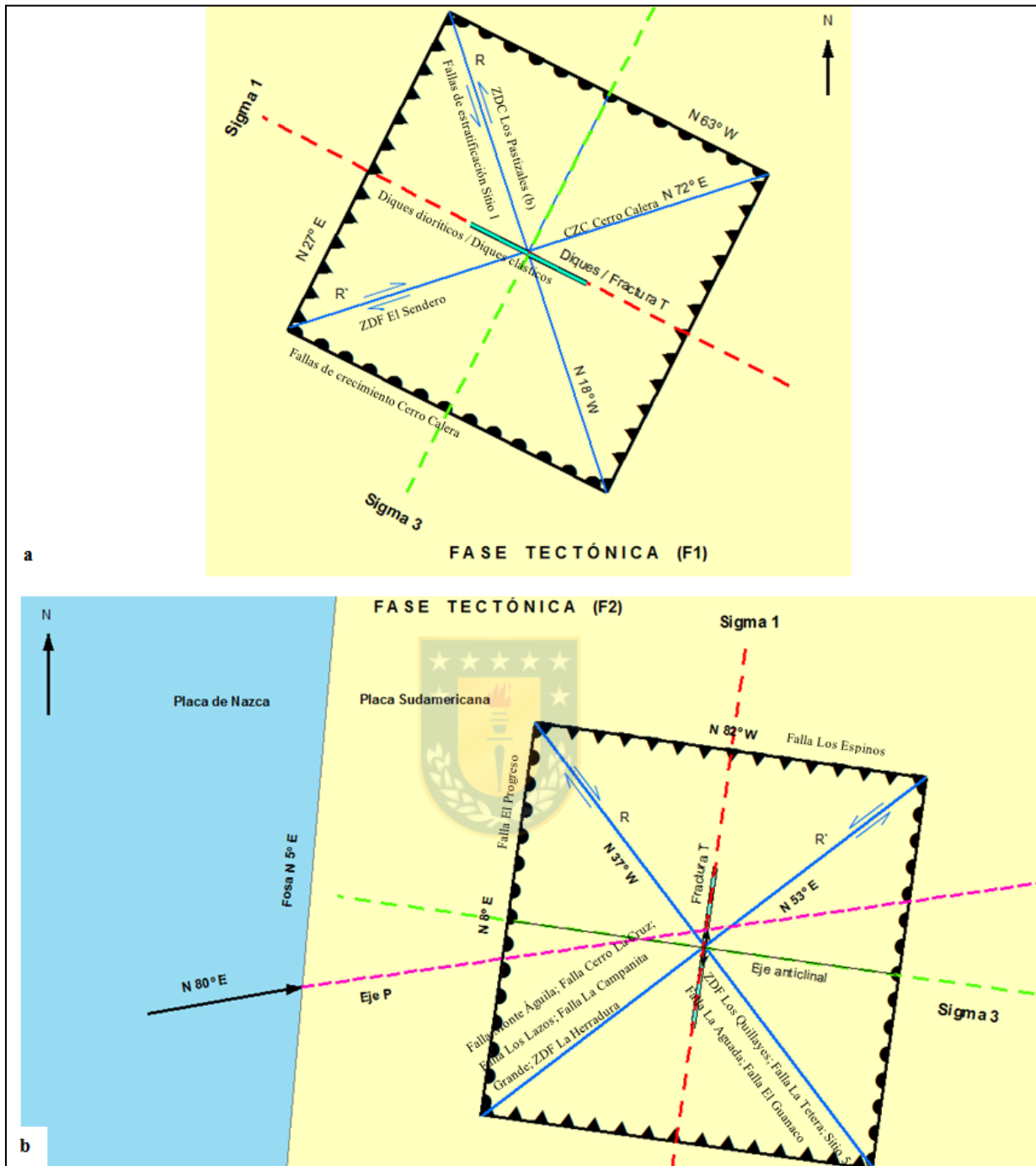


Figura 8.4. Diagrama de deformación para cada fase tectónica: **a)** Aproximación cinemática para régimen extensional (F_1). **b)** La cinemática en fallas se establece según su relación con σ_1 : fallas inversas / normales (perpendiculares y paralelas a él respectivamente), mientras fallas de rumbo se originan a 45° (cizalle máximo). Basado en (Vallejo y otros, 2002).

Además de rotar los esfuerzos durante un terremoto de subducción, también se produce el movimiento hacia la fosa de la placa continental. Esto señala una contracción volumétrica para el

flanco occidental de la Cordillera de la Costa acompañada de sobrepresión de fluidos (Fotomicrografía 6.4.), donde cada evento sísmico contribuye a la creación de relieve mediante una deformación permanente acumulada desde el inicio de la F₂ regional.

Estudios sostienen que en los Andes de Chile central, un episodio compresivo mayor se manifiesta por una inversión tectónica a partir de los 22 a 16 Ma (Mioceno inferior) con alzamiento hacia límite (Mio – Plioceno), entre los 8 a 4 Ma. A su vez, mediante dataciones por trazas de fisión en apatito contenidos en niveles volcánicos se registra la evolución del relieve, señala que la incisión en la alta Cordillera Principal ocurre varios millones de años después del alzamiento de superficie, entre los 2 a 6 Ma (Plioceno) (Farías, 2007). Por tanto, se propone que la curvatura del Río Aconcagua en la zona de estudio no es de origen tectónico *sensu stricto*, sino más bien, el resultado del desarrollo de una red de drenaje controlada fuertemente por la configuración litológica (García, 2020). Este desarrollo proviene de la respuesta erosiva al gran alzamiento de superficie del Mioceno superior, con formación de la terraza superior (Anexo de figuras A11) de Formación Confluencia (Plioceno), constituida sólo por clastos provenientes de la sección del Valle del Aconcagua para esta zona de estudio. Este marcador geomórfico se complementa con el hallazgo de un remanente de peneplanicie alzada correspondiente a la superficie S₁₄ ubicada al oeste de El Melón (Escribano, 2008). Con ello se restringe una edad máxima para el evento tectónico F₂ (límite Plioceno – Pleistoceno) (Tabla 8.1. / 8.2.).

La fase F₂ es potenciada por un sistema de pilar en compresión o bloque rígido a manera de barrera natural para la deformación tectónica observada en granitoides jurásicos al norte de Río Maipo. Desde una perspectiva regional, el desarrollo de tal bloque rígido al sur de los 33,5° S constituye un elemento condicionador de la posterior evolución segmentada del margen continental.

El concepto de pilar en compresión, se entiende en este caso como el resultado de la interacción de dos medios con propiedades reológicas diferentes sometidos a una tectónica compresional. Bajo estas condiciones, el bloque más competente o rígido al sur de la anomalía Melipilla habría influido en el alzamiento y estilo de deformación del núcleo plutónico jurásico entre los ríos Aconcagua y Maipo (Yáñez & otros, 1998).

Tabla 8.1. Parámetros de subducción para Nazca (Farallón) – América del Sur. Adaptado de (Somoza & Ghidella, 2005).

Lat. 32° S							
Inter. (Ma)	Veloc. (cm/año)	Edad (Ma)	Época	Azimet V_c	θ	σ_1	Fase tectónica
005 - 11	10,8	2.58	Pleistoceno	80	85	N 8° E	F ₂
		5.3	Plioceno				F _{ci}
011 - 16	12,6	20	Mioceno	82,1	87		
16 - 26	13,9	26	Oligoceno	77,7	83	s / r	s / u
28 - 33	5,8	34	Eoceno	47,2	68		
33 - 40	6,1	42		54,7	73		
40 - 47	6,5	45		50,9	70		
47 - 56	3,3	56	Paleoceno	107,9	81		
56 - 68	?	66					
68 - 72		72	Cretácico Superior	?	s / r	N 63° W	F ₁
		100	Cretácico Inferior				
	174	Jurásico Medio					

V_c : vector convergencia; s/r: sin registro; s/u: sin unidades geológicas; F_{ci}: inicio de la compresión (deformación ligada al orógeno andino); F₁/F₂: fases tectónicas 1 y 2; ?: indica que las reconstrucciones predicen divergencia entre Farallón y Sudamérica.

Tabla 8.2. El ciclo tectónico andino: subdivisiones en etapas, sub – etapas y eventos tectónicos que marcan su desarrollo. Adaptado para la zona de estudio en (Charrier *et al.*, 2009).

Edad (Ma)	Era	Período	Ciclo Tectónico	Etapas	Subetapas	Stress	Evento tectónico	Fase tectónica	Registro geológico
2,58	CEHOZOICO	CUATERNARIO	ANDINO	TERCERA	SEGUNDA	Transpresión		F2	Sistemas de fallas estéril (e.g. sitio 1) Partición de la deformación (e.g. Falla Los Perros / Falla Pocuro)
		PRIMERA			Orogénea Pehuenche	(F _{ci}) Fase Compresiva Mayor	Deposición de Formación Confluencia Remanentes de penneplanicies de erosión (e.g. El Melón) Inicio alzamiento andino		
23		NEÓGENO		SEGUNDA	SEGUNDA	Compresión	Orogénea Incaica	Fase Compresiva menor	
66	PALEÓGENO	PRIMERA			Orogénea Larámica		Eje de plegamiento NNW -SSE (Kpa)		
100,5	MESOZOICO	CRETÁCICO		PRIMERA	SEGUNDA		Orogénea Peruana o Sub - Hercínica	F1	Inicio intrusión (Kilc)
145	JURÁSICO			PRIMERA	PRIMERA	Extensión	Subsidencia termal Subsidencia tectónica	Epirogénesis	Conglomerado regresivo CC
			Subsidencia termal Subsidencia tectónica				F1	Diques sedimentarios CC	

Esta compresión de sentido NNE – SSW está condicionada por una tectónica de placas con un estilo de convergencia oblicua de sentido dextral durante el Cuaternario, período en que se particiona la deformación con transpresión hacia la zona de intrarco (falla Pocuro).

9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

9.1. CONCLUSIONES

La estructura y petrografía estudiada permiten concluir que tras un largo período de extensión que abarca desde el inicio del ciclo andino hasta el Cretácico Inferior, se habría iniciado en Chile central con la compresión de la cuenca, mayormente a partir del Mioceno, el desarrollo de la estructura monoclinial buzante al NE, que forma parte del flanco oriental del anticlinal asimétrico con erosión en la zona de charnela que da origen al Valle de Quillota, donde según la dinámica regional, es de esperar encontrar estructuras compresivas restringidas hacia la unidad Jurásico Inferior a Medio (UJIM).

Posterior a la intrusión de *stock* La Campana en el Cenomaniano, los mayores efectos de la deformación a raíz del continuo proceso de acortamiento, se registran a manera de plegamiento en secuencias intercaladas correspondientes a las formaciones Cerro Calera y Lo Prado. La extensión de la deformación dúctil y la tendencia en la dirección de los ejes de plegamiento, refleja la influencia tectónica de la fase Subhercínica a partir del Cretácico Superior con alzamiento generalizado en el límite Mioceno – Plioceno y consecuente acumulación de conglomerados sinorogénicos, correspondientes a las terrazas fluviales de Boco, constituidas por clastos de las unidades en la zona de estudio.

El desarrollo de un mayor grado en el cierre de los ángulos interlimbales, próximos a la aureola de contacto La Campana, señala la actuación de esfuerzos derivados a raíz de la intrusión.

Su gran extensión areal (10.5 km²) y mayor resistencia a los esfuerzos críticos de cizalle, le permite actuar de barrera compresional (bloque rígido) para los depósitos de la primera y segunda etapa del ciclo andino, evidencia de ello, es la diferencia en el estilo de plegamiento en areniscas basales de las formaciones Cerro Calera y Lo Prado.

En el dominio occidental se desarrolla plegamiento por despegue (*detachment folds*), que da cuenta a cerca del mecanismo por el cual se deforma y construye la Cordillera de la Costa. Por lo

mismo, no es posible vincular un alzamiento por propagación de falla inversa u alguna otra estructura profunda como ocurre en la Cordillera de los Andes, sin embargo, la influencia de lineamientos NW – SE asociados a corredores estructurales heredados, permiten la intrusión de diques, pero no es criterio para postular su control sobre la mena, así como su alojamiento en puntos triples de intersección en fallas correspondiente al modelo de (Caddey, 2001) para el yacimiento El Soldado, sino más bien, hacia unidades jurásicas la mineralización ocurre diseminada en manto o vetillas, con sobreimposición de un sistema neotectónico estéril.

Se documenta una etapa *pre / syn rift* activa, en estructuras contenidas en unidades de relleno sedimentario marino (ej. Fallas de crecimiento Cerro Calera), formadas bajo un régimen trastensional, demostrado por la cinemática en diques sedimentarios en Miembro Los Rodeos (Jlr). El empleo de diques es un excelente marcador de la deformación finita a razón de corresponder a cuerpos que se generan en un intervalo de tiempo relativamente más corto en comparación a fallas activas que trascienden fases tectónicas, solucionando de esta manera la problemática de la menor frecuencia de fallas sin desarrollo de *rake*.

Diques dioríticos en sector El Progreso, así como Unidad Cavilolén intruyen durante la F₁ regional, conforme a un flujo magmático orientado NW – SE, dada la disposición de *roof pendant* en la localidad de San Pedro.

Por otra parte, el hallazgo de un quiebre en la mineralogía metamórfica, se vincula a una paraconformidad que separa el dominio oriental del occidental en la Cordillera de la Costa.

El sistema de fallas estériles asociadas a F₂, representa una respuesta transitoria de los materiales, cuya cinemática se encuentra regulada por el ciclo sísmico de subducción, no así la construcción de la estructura monoclinial NE, con plano de despegue el basamento cristalino jurásico, que adquiere una deformación permanente.

Actualmente la compresión dirigida NNE – SSW, se relaciona al efecto de particionamiento de la deformación que genera un desplazamiento del antearco hacia el norte.

Sitio 1, es el afloramiento que posee la mayor concentración de fallas con *rake*, debido a una correlación directa con el tipo de litología (brechas fuertemente silicificadas), más susceptibles de ser afectadas por un estilo de deformación frágil con preservación de índices cinemáticos tras la meteorización y por localizarse en la franja de la megaestructura, donde se adquieren los mayores buzamientos de los estratos del orden de 75° al NE. Por ende, el factor litológico y estructural son claves para la identificación de sitios cinemáticos con *rake*, donde finalmente las relaciones entre el fallamiento discreto a nivel regional, se deducen a partir del modelo tridimensional analizado en el afloramiento tipo (Sitio 1).

Se concluye que la mayor parte del universo de fallas analizadas, su relleno no proviene por hidrotermalismo, sino más bien, por dinamometamorfismo, dado que no existe un halo en la roca caja, ni tampoco mineralogía de mena. Así pues, la presencia de relleno clorítico, se encuentra vinculado a fallas que afectan a niveles tobáceos pardo rojizos, con alto contenido en hierro, en cambio un relleno (Qz – Ser +/- óxidos de hierro) en litologías ricas en sílice.

9.2. RECOMENDACIONES

Producto de las observaciones registradas en terreno y a diferencias encontradas respecto a la etapa pre – terreno, se recomienda:

- a) Realizar ensayos triaxiales, en especial para litotipos del Miembro Santa Teresita (MST) y averiguar, porqué algunos son susceptibles de fallamiento, acompañada de la construcción de una columna estratigráfica asociada a parámetros geomecánicos (observando modo de fractura y esfuerzo crítico), con el fin de obtener una aproximación del *peak* de los esfuerzos regionales, datos cruciales para su ingreso en *softwares* modeladores.
- b) Una manera de discriminar los sistemas de diques, es realizar un estudio petrográfico más acabado, caracterizar aquellos plutones de edad Jurásico Superior, estacionados a niveles inferiores de la cadena orogénica, que va desde Cerro La Calera hasta el sector Las Campanas y su vínculo con la mineralización de Cu – Fe y Cu (Au). De esta manera, se distingue y precisa su asignación a las superunidades propuestas por (Rivano *et al.*, 1985) y (Gana *et al.*, 1994).

REFERENCIAS

- ABALOS, A.; ALKORTA, A. & IRIBAR, V. 2008. Geological and isotopic constraints on the structure of the Bilbao anticlinorium Basque-Cantabrian basin, North Spain. *Journal of Structural Geology*. Nº 11, Vol. **30**: 1.354-1.367.
- AGUIRRE, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile. Boletín Nº 9. Santiago.
- AGUIRRE, L.; FÉRAUD, G.; MORATA, D.; VERGARA, M. & ROBINSON, D. 1999. Time interval between volcanism and burial metamorphism and rate of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting. *Tectonophysics*. Vol. **313**: 433-447.
- ALISTE, N.; PÉREZ, E. & CARTER, W. 1960. Definición y edad de la Formación Patagua, provincia de Aconcagua, Chile. *Revista Minerale*s. Vol. **71**: 40-50.
- BARRIENTOS, M.; CANALES, S.; VELOZO, L. & TESSER, C. 2004. Principios y Métodos de la Fotointerpretación. Servicio Aerofotogramétrico Fuerza Aérea de Chile: 103 pp. Santiago.
- BORIC, R. & MUNIZAGA, F. 1994. Geocronología Ar-Ar y Rb-Sr del depósito estratoligado de cobre El Soldado (Chile central). *Revista Comunicaciones*, Universidad de Chile. Vol. **45**: 135-148. Santiago.
- BOYCE, D. 2015. Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen andino en Chile central durante el Cretácico medio – tardío: el registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas. Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile: 304 pp. Santiago.
- BURKHARD, M. 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural Geology*. Nº 3-5, Vol. **15**: 351-368.
- CADDEY, S. 2001. Structural investigation and ore control of the El Soldado copper-deposit central Chile. Informe inédito Compañía Minera Disputada de Las Condes: 40 pp. El Melón.
- CAMUS, F. 2003. Geología de los Sistemas Porfíricos en los Andes de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería: 267 pp. Santiago.
- CANCINO, A. 1992. Contribución a la petrología e interpretación tectónica de las rocas volcánicas triásicas y jurásicas de la región central de Chile (33°-34°S). Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile: 259 pp. Santiago.

- CARRIZO, D.; GONZÁLEZ, G. & DUNAI, T. 2008. Constricción neógena en la Cordillera de la Costa, norte de Chile: neotectónica y datación de superficies con ^{21}Ne cosmogénico. *Revista Geológica de Chile*. N° 1, Vol. **35**: 1-38. Santiago.
- CEMBRANO, J. & SANHUEZA, A. 1997. Análisis estructural de rocas deformadas en zonas de alto *strain*. Departamento de Geología Universidad de Chile.: 23 pp. Santiago.
- CHARRIER, R.; FARÍAS, M. & MAKSAEV, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. N° 1. Vol. **65**: 5-35. Buenos Aires.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRIGUEZ, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W. editors). The Geological Society: 21-114. Londres.
- CORVALÁN, J. & MUNIZAGA, F. 1972. Edades radiométricas de rocas intrusivas y metamórficas de la Hoja Valparaíso – San Antonio. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile. *Boletín* N° 28: 0-40. Santiago.
- COVACEVICH, V. 1975. Faunas fósiles del área Cuesta El Melón-Limache. Informe Paleontológico Interno N° 4. 14 pp. Santiago.
- COVACEVICH, V. 1987. Faunas fósiles de la Hoja Quillota. Informe laboratorio de paleontología (inédito). Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile: 57 pp. Santiago.
- COVACEVICH, V. & PIRACÉS, R. 1976. Hallazgo de ammonites del Bajociano superior en la Cordillera de la Costa de Chile central entre la Cuesta El Melón y Limache. *Congreso Geológico Chileno*, N° 1. Vol. **1**: 67-82 . Santiago.
- DUNHAM, R. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. *American Association of Petroleum Geologists*. Vol. **1**: 108-121.
- ESCRIBANO, J. 2008. Superficies de bajo relieve en la cordillera de Chile central entre los 32°30'–33°30'S y su relación con el alzamiento andino. Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile: 89 pp. Santiago.
- ESPIÑEIRA, D. 1989. Geología del Complejo Plutónico Papudo-Quintero: aspectos cronológicos y geoquímicos. Memoria para optar el Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile: 146 pp. Santiago.

- FARÍAS, M. 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile central durante el Neógeno. Tesis de grado de Doctor en Ciencias Mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile: 236 pp. Santiago.
- FERRILL, D.; MORRIS, A.; EVANS, M.; BURKHARD, M.; GROSHONG, R. & ONASCH, C. 2004. Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. *Journal of Structural Geology*. N° 8, Vol. **26**: 1.521-1.529.
- FLEUTY, M. 1964. The description of folds. *Proceedings of the geologists' Association*. Vol. **75**: 461-494. London.
- FOCK, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de Los Andes de Chile central entre los 33°-34°S. Tesis de Grado de Magister en Ciencias Mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile: 178 pp. Santiago.
- FOLK, R. 1962. Spectral subdivision of limestone type. *American Association of Petroleum Geologists*. Vol. **1**: 62-84.
- FOLK, R. 1968. Petrology of Sedimentary Rock. University of Texas, Austin. Hemphill's.
- FOSSSEN, H. y TIKOFF, B. 1993. The deformation matrix for simultaneous pure shear, simple shear, and volume change, and its application to transpression/transension tectonics. *Journal of Structural Geology*. Vol. **15**: 413-425.
- GAJARDO, R. 1994. La vegetación natural de Chile: clasificación y distribución geográfica. Editorial Universitaria: 165 pp. Santiago.
- GANNA, P. & ZENTILLI, M. 2000. Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de la Costa de Chile central. Congreso Geológico Chileno N° 9, Vol. **2**: 664-668, Puerto Varas.
- GANNA, P.; WALL, R. & GUTIÉRREZ, A. 1996. Mapa geológico del área de Valparaíso-Curacaví, región de Valparaíso y Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapa Geológico, N° 1, Escala 1:250.000. Santiago.
- GANNA, P.; WALL, R.; GUTIÉRREZ, A. & YAÑEZ, G. 1994. Geología de la Cordillera de la Costa, regiones de Valparaíso y Metropolitana, al oeste de los 71°00'W. Congreso Geológico Chileno, N° 7. Vol. **1**: 43-46. Concepción.
- GARCÍA, O. (20 de Septiembre, 2016). Comentario de la discusión ante la presencia de estructuras sedimentarias. Mensaje enviado a ogarcia@udec.cl.
- GARCÍA, O. 2020. Análisis estructural asociado a examen de roca en Valle de Aconcagua entre (32°59'00"-32°45'00") latitud sur y (71°06'00"-71°20'00") longitud oeste, Región de

- Valparaíso, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 205 pp., Concepción.
- GAWLICK, S. & MILLER, H. 1997. Paleogeografía del borde de una cuenca tras arco jurásica (V. Región, Chile) y su importancia para el desarrollo de sedimentos calcáreos. Congreso Geológico Chileno, N° 8, Vol. 1: 489-493. Antofagasta.
- GHIDELLA, M. & SOMOZA, R. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. N° 60, Vol. 4: 797-809. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ-MIERES, R. & SUPPE, J. 2006. Relief and shortening in detachment fold. *Journal of Structural Geology*. N° 10, Vol. 28: 1.785-1.807.
- HASLER, K. 2007. Petrogénesis del magmatismo bimodal y metamorfismo de muy bajo grado del Cretácico Inferior de la Cordillera de la Costa, Chile central (33°20'-34°00'S). Tesis de Grado de Magister en Ciencias Mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile: 281 pp. Santiago.
- HEMMER, A. & BIANCHI, E. 1935. Informe geológico minero de las minas de la Sociedad Aurífera de Ocoa. Boletín Minero y Petrológico, N° 5: 42 pp. Santiago.
- HIGGINS, M. 1971. Cataclastic rocks. *United States Geological Survey (U.S.G.S.) professional paper*. Vol. 687: 1-109. California.
- HOBBS, B.; MEANS, W. & WILLIAMS, P. 1976. An outline of structural geology. John Wiley & Sons Ltd.: 115 pp. New York.
- KAY, S.; MPDOZIS, C.; RAMOS, V. & MUNIZAGA, F. 1991. Magma source variations for mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over shallowing subduction zone and through a thickening crust in the Main Andean Cordillera (28° S – 33° S). Andean magmatism and its tectonic setting. *Geological Society of America*, Special Paper N° 265: 113-137.
- KENNEDY, L. & LOGAN, J. 1998. Microstructures of cataclasites in limestone on shale thrust fault: implications for low-temperature recrystallization of calcite. *Tectonophysics*. Vol. 295: 167-186.
- KLEY, J.; MONALDI, C. & SALFITY, J. 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics*. Vol. 301: 75-94.

- KLOHN, C. 1960. Geología de la cordillera de Los Andes de Chile central, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile. Boletín N° 8: 95 pp. Santiago.
- KÖEHN, D.; BONS, P.; HILGERS, C. & PASSCHIER, C. 2003. Development of antitaxial strain fringes during non-coaxial deformation: an experimental study. *Journal of Structural Geology*. N° 2, Vol. 25: 263-275.
- LAMB, S. & DAVIS, P. 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*. Vol. 425: 792-797.
- LÓPEZ, C.; MARTÍNEZ, F.; MAKSYMOWICZ, A.; GIAMBIAGI, L & RIQUELME, R. 2019. What is the structure of the forearc region in the Central Andes of northern Chile? An approach from field data and 2-D reflection seismic data. *Tectonophysics*. Vol. 769: 1-40.
- MAKSAEV, V. 2001. Reseña metalogénica de Chile y de los procesos que determinan la metalogénesis andina. Departamento de Geología, Universidad de Chile: 63 pp. Santiago.
- McCLAY, K. R. 1987. The Mapping of Geological Structures. John Wiley & Sons Ltd.: 161 pp. Chichester.
- McCLAY, K. & BUCHANAN, P. 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. *Thrust Tectonics*. Springer Ltd.: 93-104 pp. London.
- MERCIER, J. & VERGELY, P. 1999. Tectónica. Limusa Editores: 253 pp. México D.F.
- MORATA, D.; AGUIRRE, L.; FÉRAUD, G. & BELMAR, M. 2005. Geodynamic implications of the regional very low grade metamorphism in the Lower Cretaceous of the Coastal Range in central Chile. International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), N° 6: 531-534. Barcelona.
- MORATA, D.; VARAS, M.; HIGGINS, M.; VALENCIA, V. & VERHOORT, J. 2010. Episodic emplacement of the Illapel Plutonic Complex (Coastal Cordillera, central Chile): Sr and Nd isotopic, and zircon U-Pb geochronological constraints. In South American Symposium on Isotope Geology, No.7: Brasilia (Brasil).
- MOREL, R. 1981. Geología del sector norte de la Hoja Gualleco entre los 35°00'-35°10'S, Provincia de Talca, VII Región, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile: 149 pp. Santiago.

- MUNIZAGA, F. & VICENTE, J. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (La. 32° - 33° S): datos radiométricos K – Ar. *Revista Geológica de Chile*, N° 16: 3 – 31. Santiago.
- MUÑOZ-CRISTI, J. 1938. Geología de la región de Longotoma y Guaquén en la provincia de Aconcagua. *Boletín de Minas y Petrografía*. Vol. VIII, N° 81, Santiago.
- MUÑOZ-CRISTI, J. & KARZULOVIC, J. 1958. Geología de la región de Santa Cruz. Instituto de Geología de la Universidad de Chile. Informe inédito: 85 pp. Santiago.
- NASI, C. 1981. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico en Cordillera de la Costa al sureste de Melipilla (Chile central). Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile: 246 pp. Santiago.
- NICHOLS, G. 1999. *Sedimentology and stratigraphy*. Blackwell Science Publishing Ltda.: 355 pp. Oxford.
- NIEMEYER, H. 2008. *Geología Estructural*. Ril Editores: 292 pp. Santiago.
- PARADA, M. 1991. Geochemistry of the Triassic to Jurassic Plutonism of central Chile (30°-33°S): petrogenetic implications and a tectonic discussion. *Geological Society of America, Special Paper*. N° 265: 99-112.
- PARADA, M.; FÉRAUD, G.; FUENTES, F.; AGUIRRE, L.; MORATA, D. & LARRONDO, P. 2005. Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile. *Journal of the Geological Society of London*. Vol. **162**: 273-287. Londres.
- PARADA, M.; RIVANO, S.; SEPÚLVEDA, P.; HERVÉ, F.; PUIG, A.; MUNIZAGA, F.; BROOK, M.; PANKHURST, R. & SNELLING, N. 1988. Mesozoic Cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile (30°30'-32°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*. N° 3, Vol. **1**: 249-260.
- PASSCHIER, C. & TROUW, R. 2005. *Microtectonics*. Springer Ltd.: 366 pp. Stúrtz.
- PETFORD, N. & JERRAM, D. 2011. *The Field Description of Igneous Rocks*. John Wiley & Sons Ltd.: 233 pp. Chichester.
- PETIT, J. P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*. N° 5, Vol. **9** : 597-608.

- PIÑAN-LLAMAS, A. & SIMPSON, C. 2009. Primary structure influence on compositional banding in psammites: Examples from the Puncoviscana Formation, north-central Argentina. *Journal of Structural Geology*. N° 1, Vol. **31**: 55-71.
- PIRACÉS, R. 1976. Estratigrafía de la Cordillera de la Costa entre la cuesta El Melón y Limache, provincia de Valparaíso, Chile. Congreso Geológico Chileno, N° 1. Vol. **1**: 65-82. Santiago.
- PIRACÉS, R. 1979. Velocidades de depositación de las secuencias mesozoicas en los Andes a la latitud de Chile central: su relación con los eventos magmáticos y tectónicos. Congreso Geológico Chileno N° 2. Actas **1** F: 83-106. Arica.
- PIRACÉS, R. & MAKSAEV, V. 1977. Geología de la Hoja Quillota, V región, Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile: 144 pp. Santiago.
- POBLET, J. & McCLAY, K. 1996. Geometry and kinematics of single-layer detachment folds. *American Association of Petroleum Geologists*. N° 7, Vol. **80**: 1.085-1.109.
- RAMOS, A. 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*. Vol. **45**: 2-25.
- RANKIN, L. 2003. Structural control of mineralization of the Soldado Cu deposit and district. AngloAmerican Chile. Informe inédito: 144 pp. El Melón.
- RITZ, J. F. 1994. Determining the slip vector by graphical construction: use of a simplified representation of the stress tensor. *Journal of Structural Geology*. Vol. **16**: 737-741.
- RIVANO, S. 1996. Geología de las Hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería: 232 pp. Santiago.
- RIVANO, S. & SEPÚLVEDA, P. 1991. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 69, 1 mapa 1:250.000.
- RIVANO, S.; SEPÚLVEDA, P.; BORIC, R. & ESPÍÑEIRA, D. 1993. Hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, N° 73, Escala 1:250.000. Santiago.
- RIVANO, S.; SEPÚLVEDA, P.; HERVÉ, M. & PUIG, A. 1985. Geocronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31°-32°S, Chile. *Revista Geológica de Chile*. N° 21: 63-74. Santiago.
- ROBINSON, D.; BEVINS, R.; AGUIRRE, L. & VERGARA, M. 2004. A reappraisal of episodic burial metamorphism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **146**: 513-528.

- RODRÍGUEZ, M. 2008. Evolución de la erosión y relieve del antearco de Chile central (33°-34°S) durante el Neógeno mediante el análisis de minerales pesados detríticos y la geomorfología. Tesis de Grado de Magíster en Ciencias Mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile: 146 pp. Santiago.
- ROTEVATN, A.; TORABI, A.; FOSSEN, H. & BRAATHEN, A. 2008. Slipped deformation bands: A new type of cataclastic deformation bands in Western Sinai, Suez rift, Egypt. *Journal of Structural Geology*. N° 11, Vol. **30**: 1.317-1.331.
- ROWLAND, S.; DUEBENDORFER, E. & SCHIEFELBEIN, I. 2007. Structural analysis and synthesis a laboratory course in structural geology. Blackwell Publishing Ltda.: 322 pp. Oxford.
- SCHMID, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments of the IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks. *Geology*. Vol. **9**: 41-43.
- SOMOZA, R. & GHIDELLA, M. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. N° 4, Vol. **60**: 797-809. Buenos Aires.
- STRECKEISEN, A. 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie Monatshefte*: 1-15.
- SYLVESTER, A. 1988. Strike-slip Faults. *Geological Society of America Bulletin*, Centennial Article, Vol. **100**: 1.666-1.703. California.
- TAVERA, J. 1960. El Plioceno de Bahía Horcón en la provincia de Valparaíso. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*. Instituto de Geología, Universidad de Chile. Publicación N° **18**: 349-365. Santiago.
- TEYSSIER, C.; TIKOFF, B. y MARKLEY, M. 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*. Vol. **23**: 447-450.
- 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, Chile. Boletín N° **2**: 1-86. Santiago.
- THOMPSON, A. & THOMPSON, J. 2011. Atlas of Alteration a Field and Petrographic Guide to Hydrothermal Alteration Minerals. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division: 119 pp. St. John`s, Newfoundland.


- TIDY, E. 1970. Geología del distrito minero La Campana, provincia de Valparaíso. Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile: 280 pp. Santiago.
- TIKOFF, B. & TEYSSIER, C. 1994. Strain modeling of displacement field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*. N° 11, Vol. **16**: 1.575-1.588.
- TUCKER, M. 1988. Técnicas de sedimentología. Blackwell Publishing Ltda.: 394 pp. Oxford.
- UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN, 1994. Apuntes Geología de Campo I. Inédito: 125 pp. Concepción.
- VALLEJO, L.; FERRER, M.; ORTUÑO, L. & OTEO, C. 2002. Ingeniería Geológica. Pearson Educación: 744 pp. Madrid.
- VERA, J. A. 1994. Estratigrafía Principios y Métodos. Editorial Rueda: 803 pp. Madrid.
- VERGARA, M.; LEVI, B.; NYSTRÖM, J. & CANCINO, A. 1995. Jurassic and early cretaceous island arc volcanism, extension and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **107**: 1.427-1.440.
- VERNON, R. 2004. A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press: 650 pp. Cambridge.
- VITALE, S. & MAZZOLI, S. 2008. Heterogeneous shear zone evolution: The role of shear strain hardening/softening. *Journal of Structural Geology*. N° 11, Vol. **30**: 1.383-1.395.
- VITALE, S. & MAZZOLI, S. 2009. Finite strain analysis of a natural ductile shear zone in limonites: Insights into coaxial vs. non-coaxial deformation partitioning. *Journal of Structural Geology*. N° 1, Vol. **31**: 104-113.
- WALL, R.; GANA, P. & GUTIÉRREZ, A. 1996. Mapa geológico del área de San Antonio-Melipilla, regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapa Geológico, N° 2, Escala 1:100.000. Santiago.
- XYPOLIAS, P. 2009. Some new aspects of kinematics vorticity analysis in naturally deformed quartzites. *Journal of Structural Geology*. N° 1, Vol. **31**: 3-10.
- YAMAJI, A. 2000. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*. Vol. **22**: 441-452.
- YÁÑEZ, G.; RANERO, R.; VON HUENE, R. & DÍAZ, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°): The role of the Juan Fernández Ridge

in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **106**: 6.325-6.345.

YÁÑEZ, G.; GANA, P. & FERNÁNDEZ, R. 1998. Origen y significado geológico de la anomalía Melipilla, Chile central. *Revista Geológica de Chile*. N° 2, Vol. **25**: 175-198. Santiago.

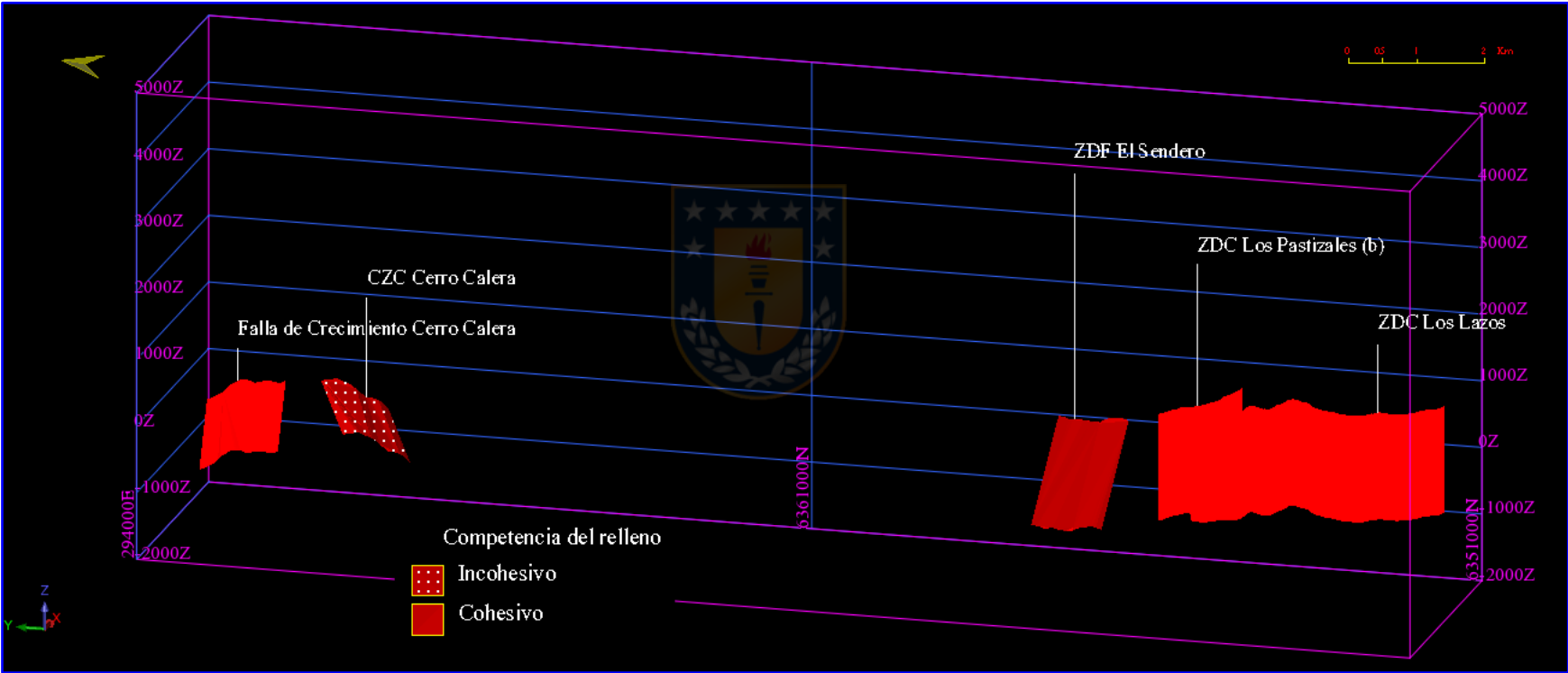
YARDLEY, B.W. 1989. *An introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Scientific & Technical: 248 pp. Harlow.



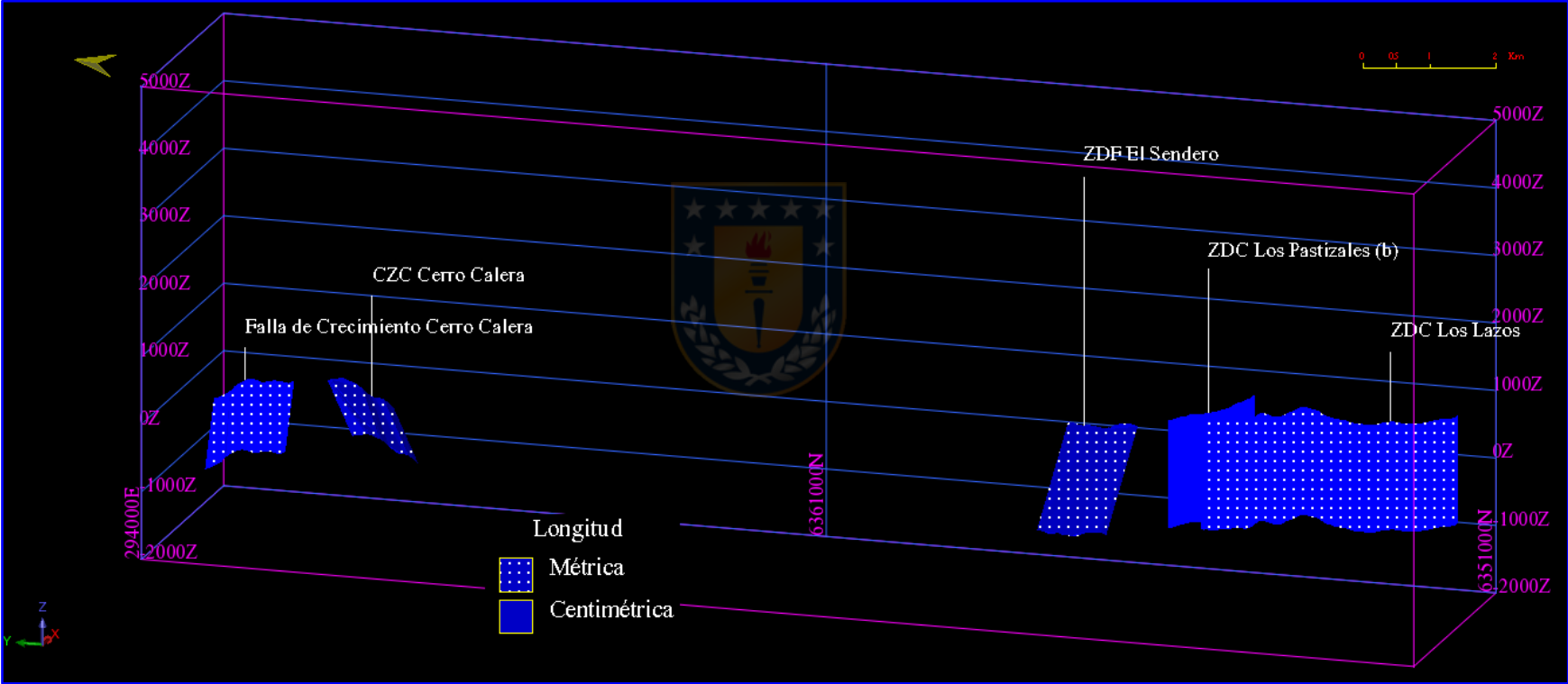
ANEXO

DE FIGURAS

A1. CATEGORIZACION DE FALLAS PARA RÉGIMEN F₁

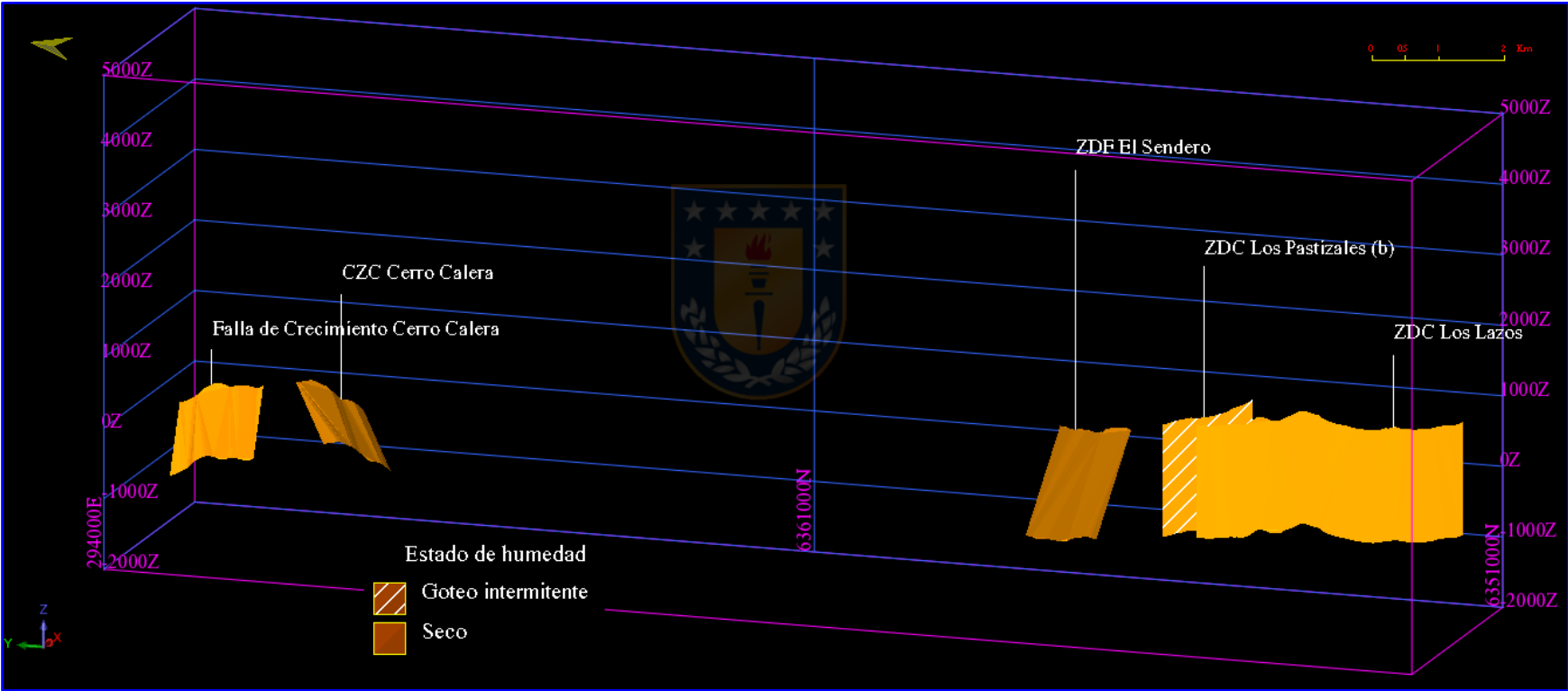
A1.1. COMPETENCIA DEL RELLENO



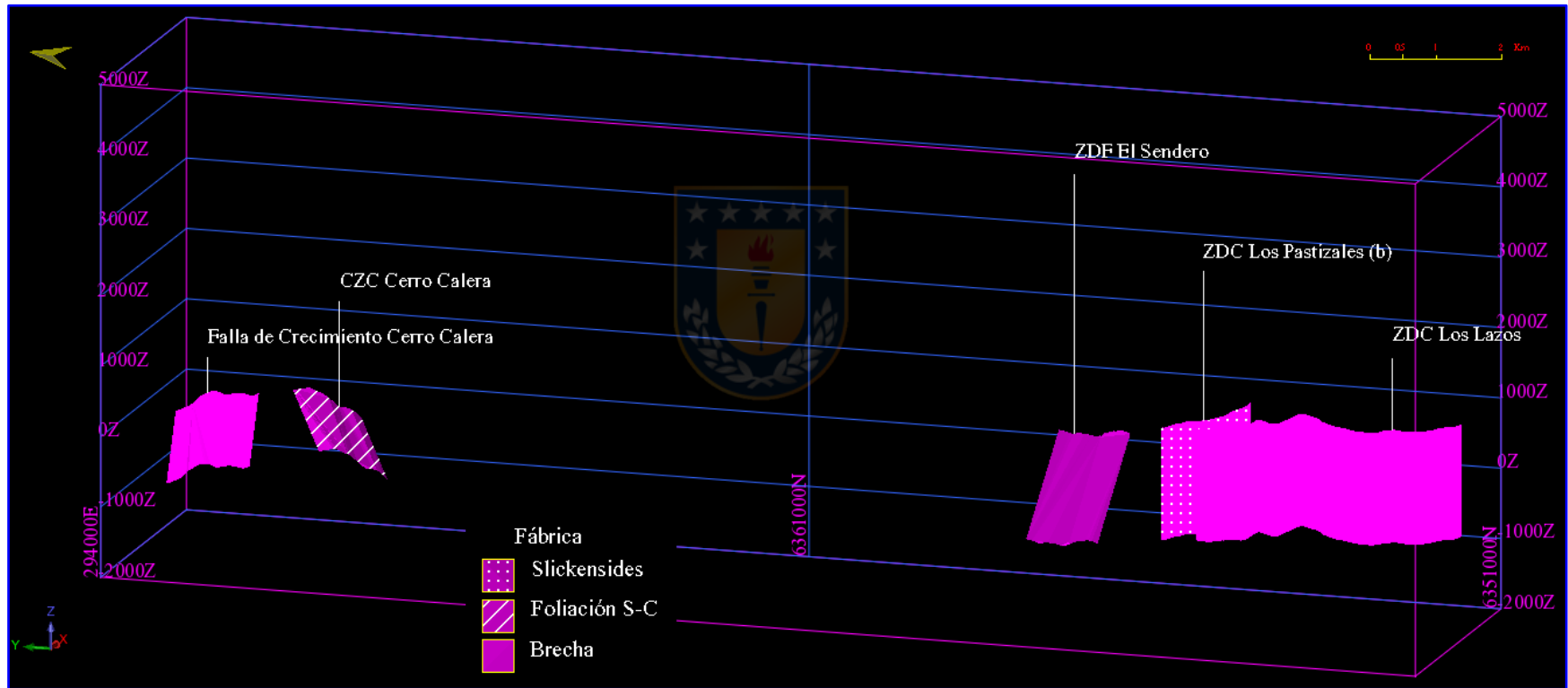
A1.2. LONGITUD



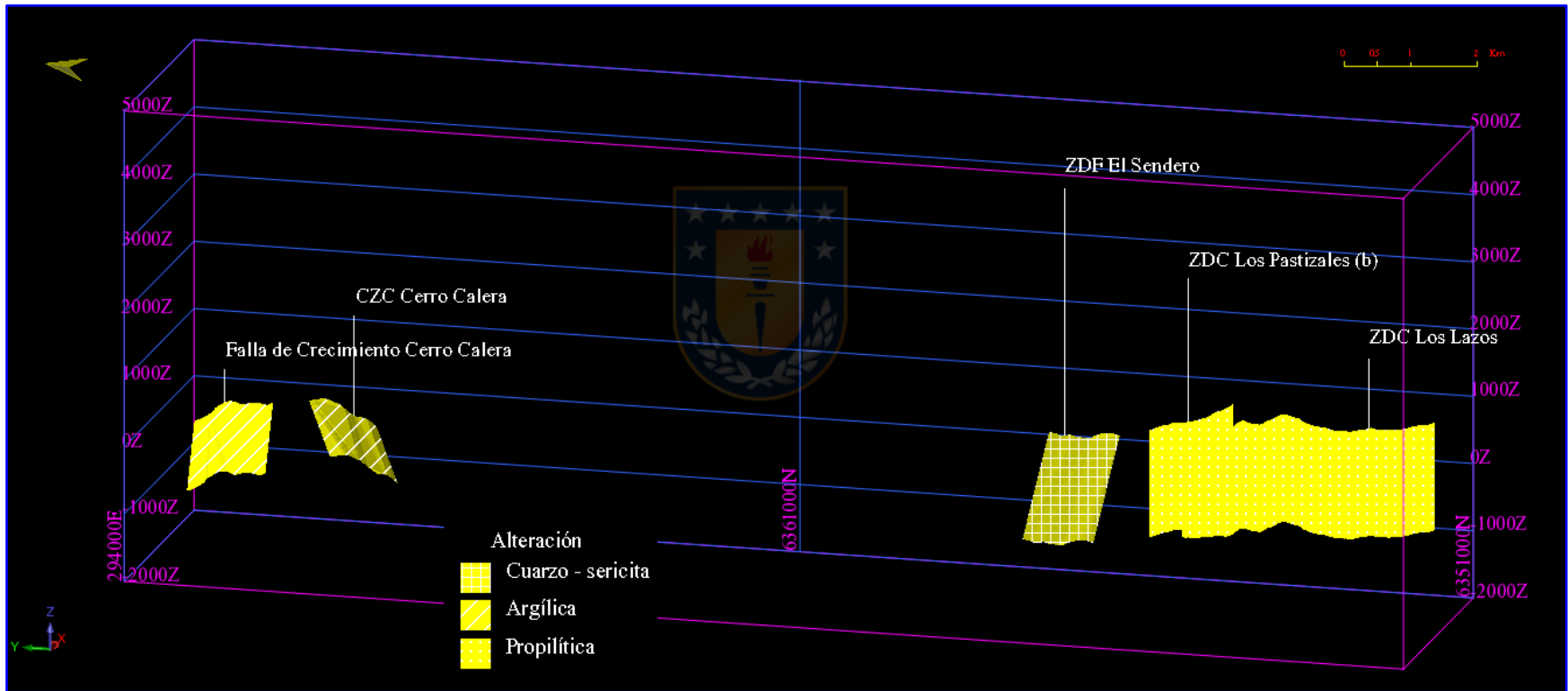
A1.3. ESTADO DE HUMEDAD



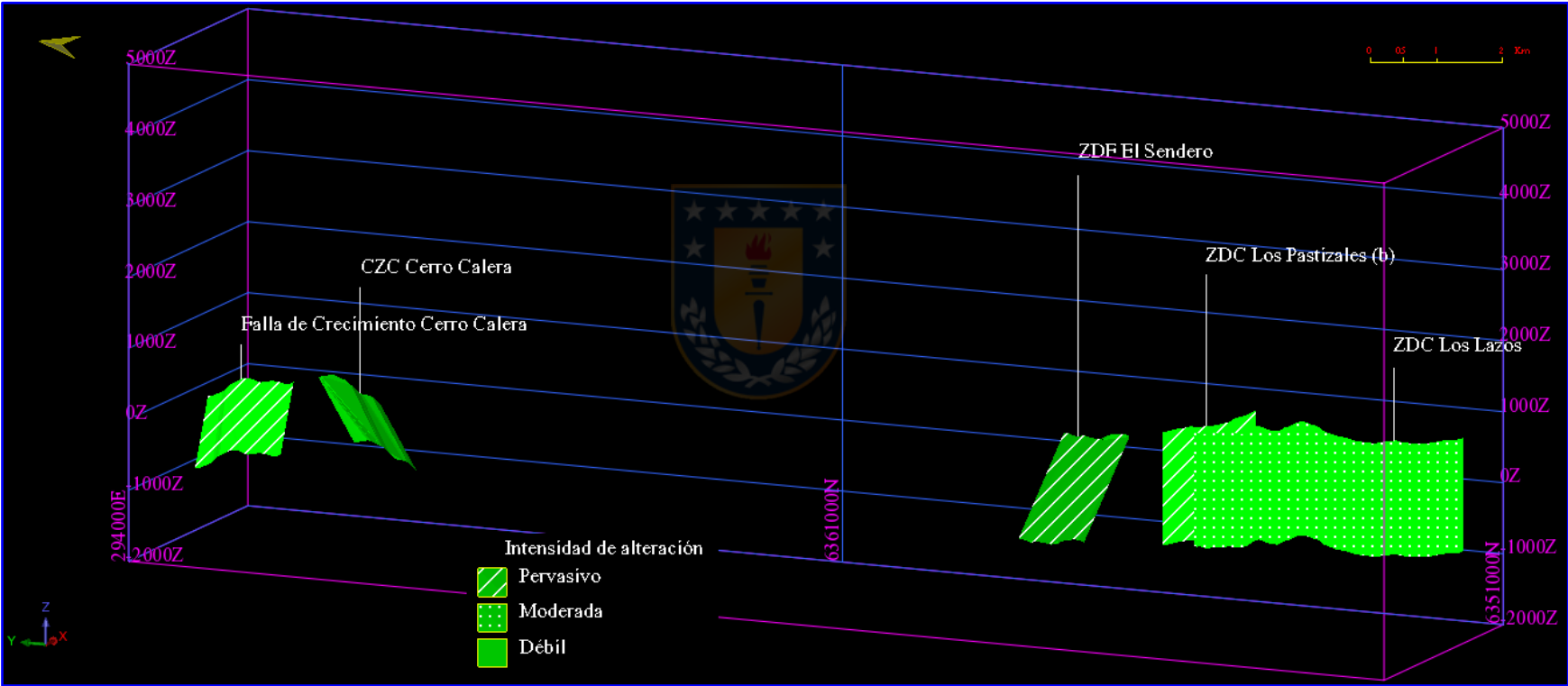
A1.4. FÁBRICA



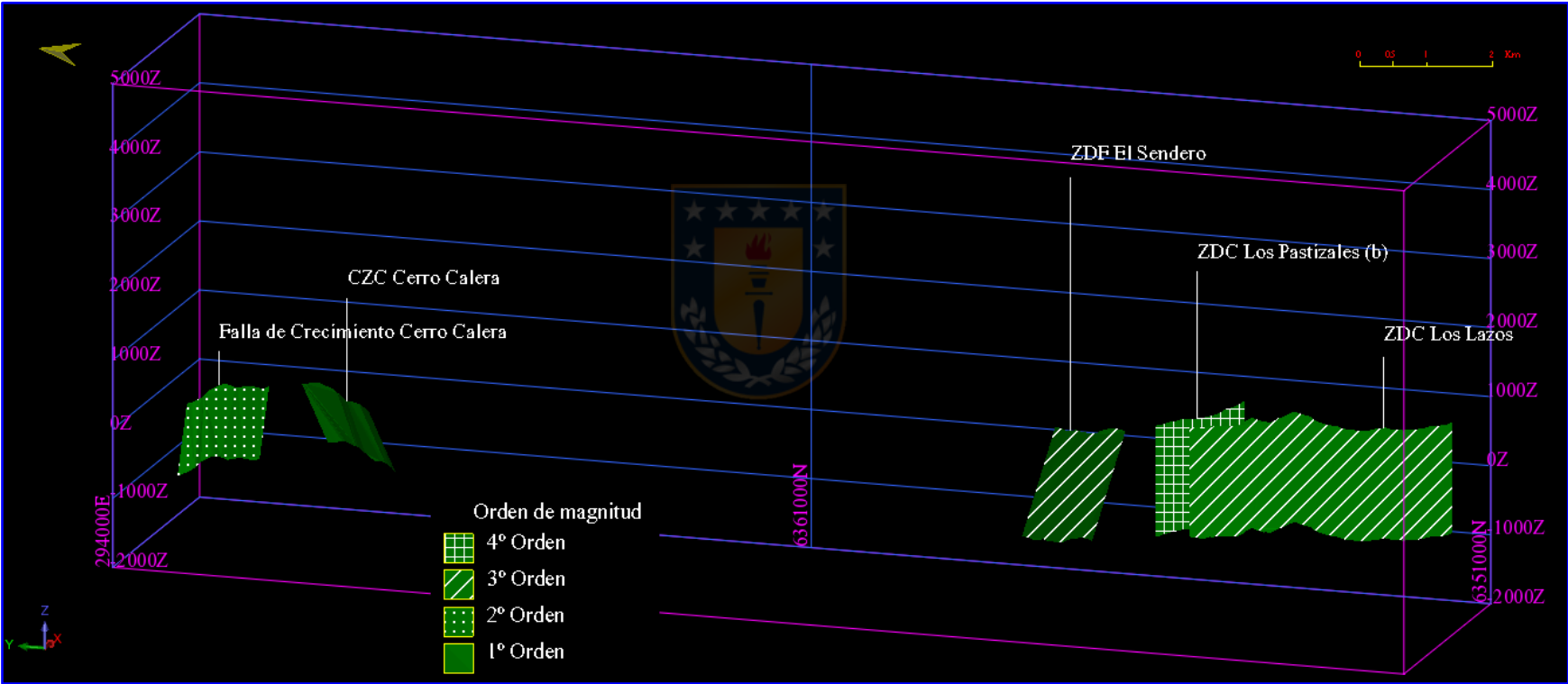
A1.5. ALTERACIÓN



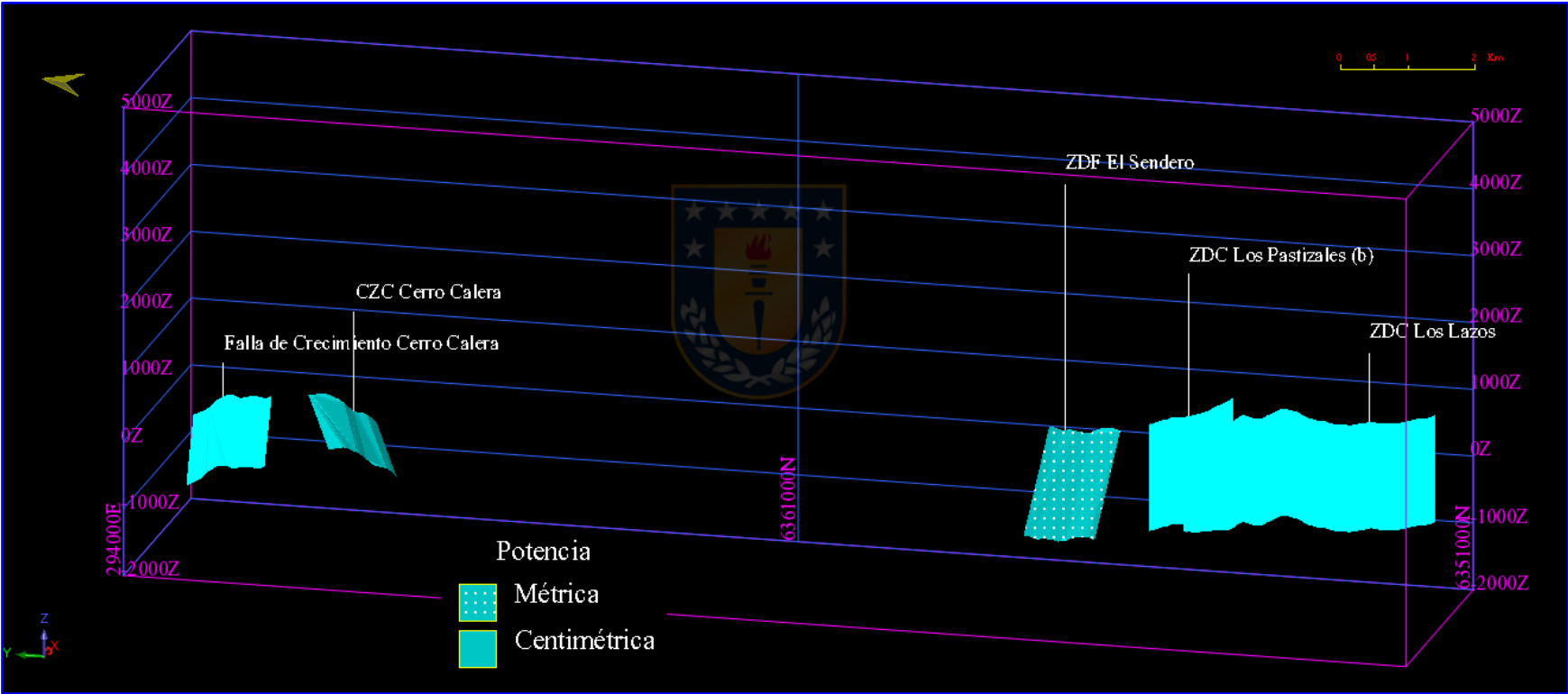
A1.6. INTENSIDAD DE ALTERACIÓN



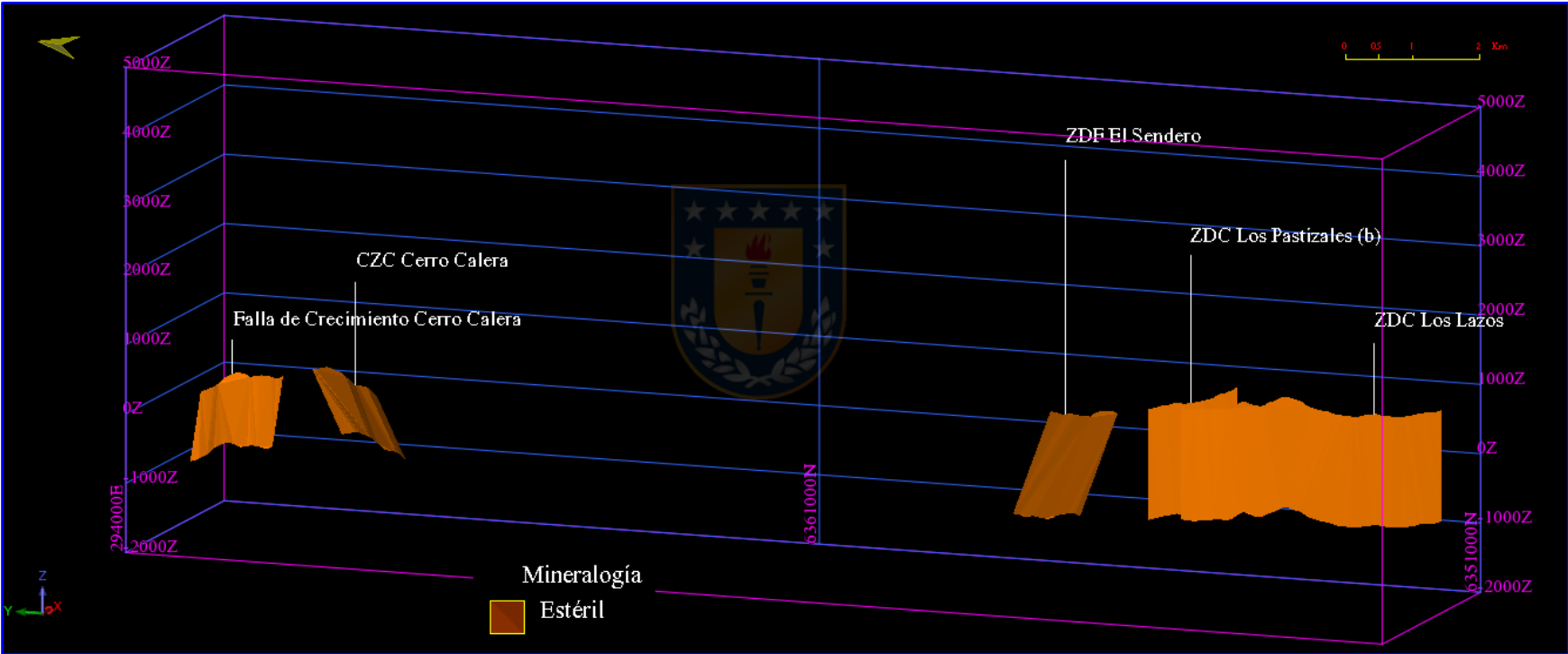
A1.7. ORDEN DE MAGNITUD



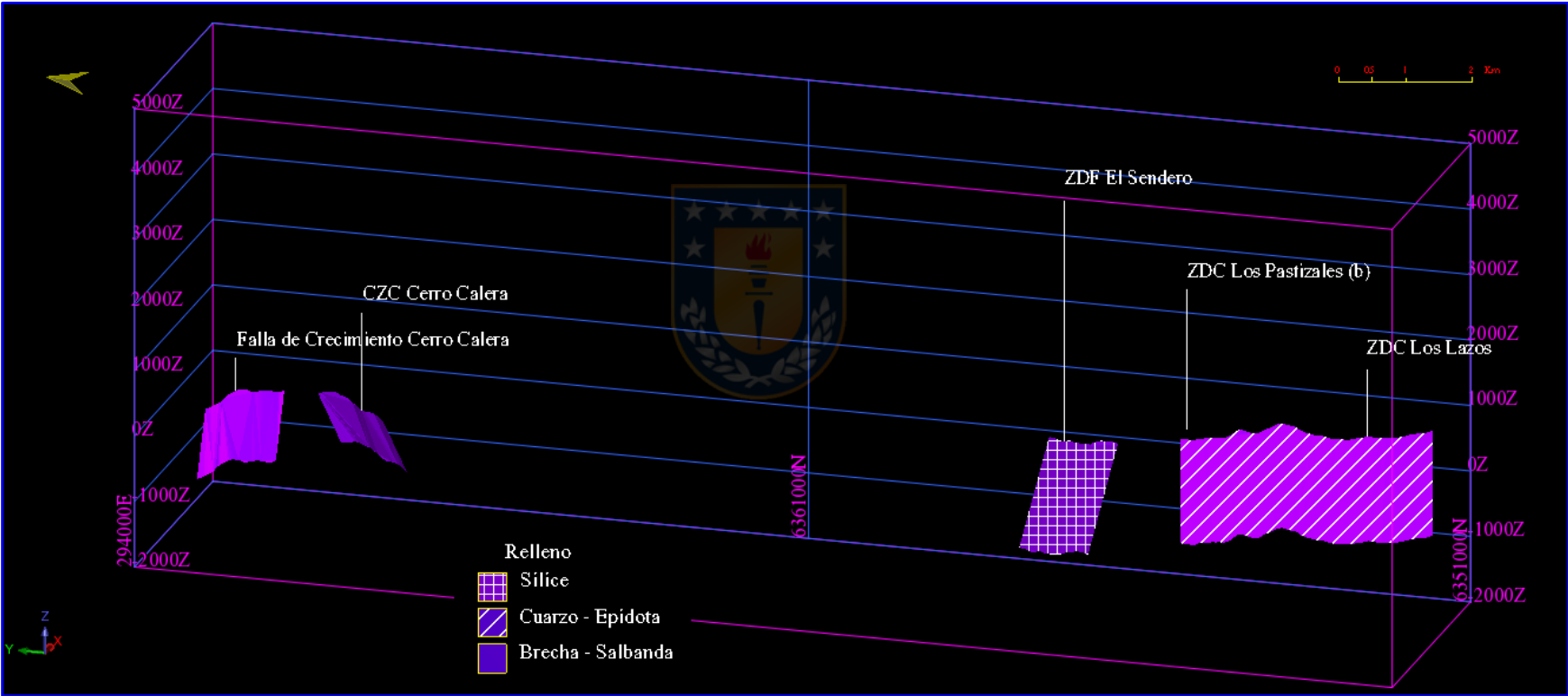
A1.8. POTENCIA



A1.9. MINERALOGÍA

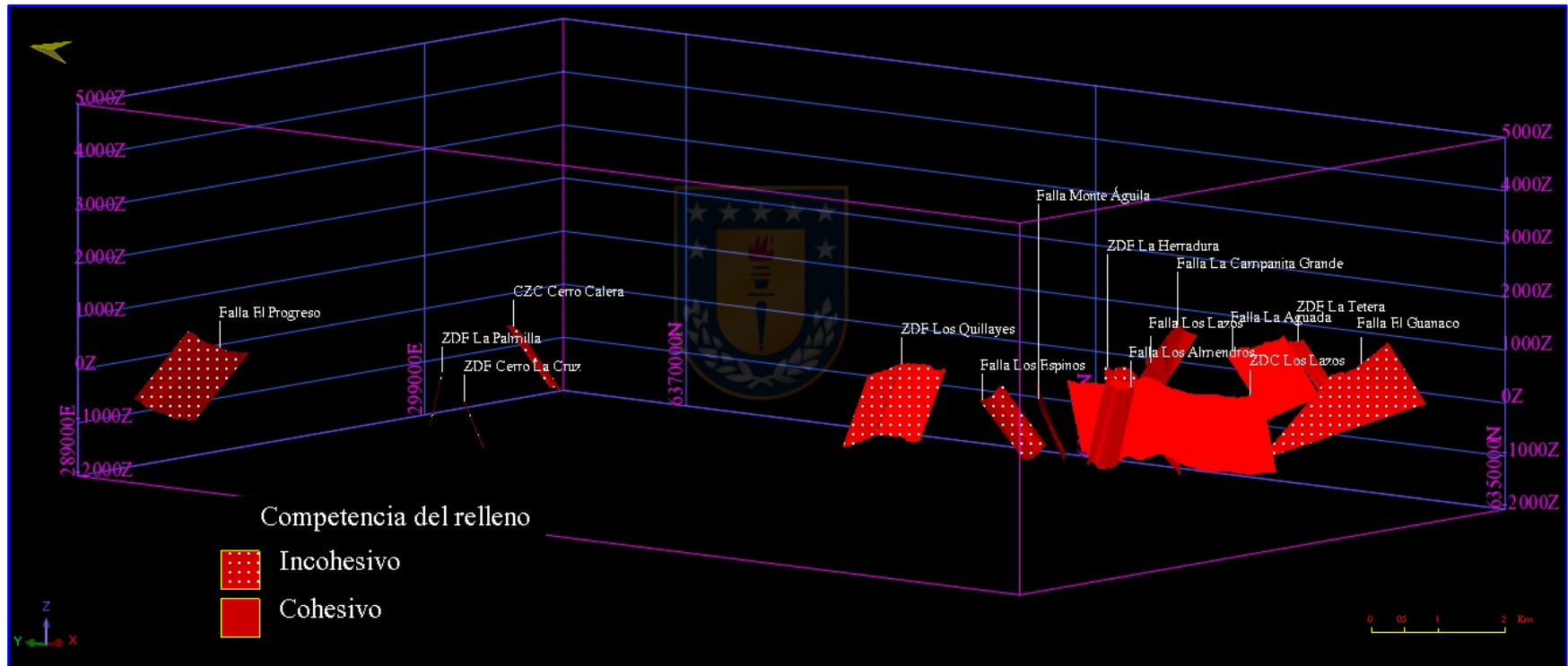


A1.10. TIPO DE RELLENO

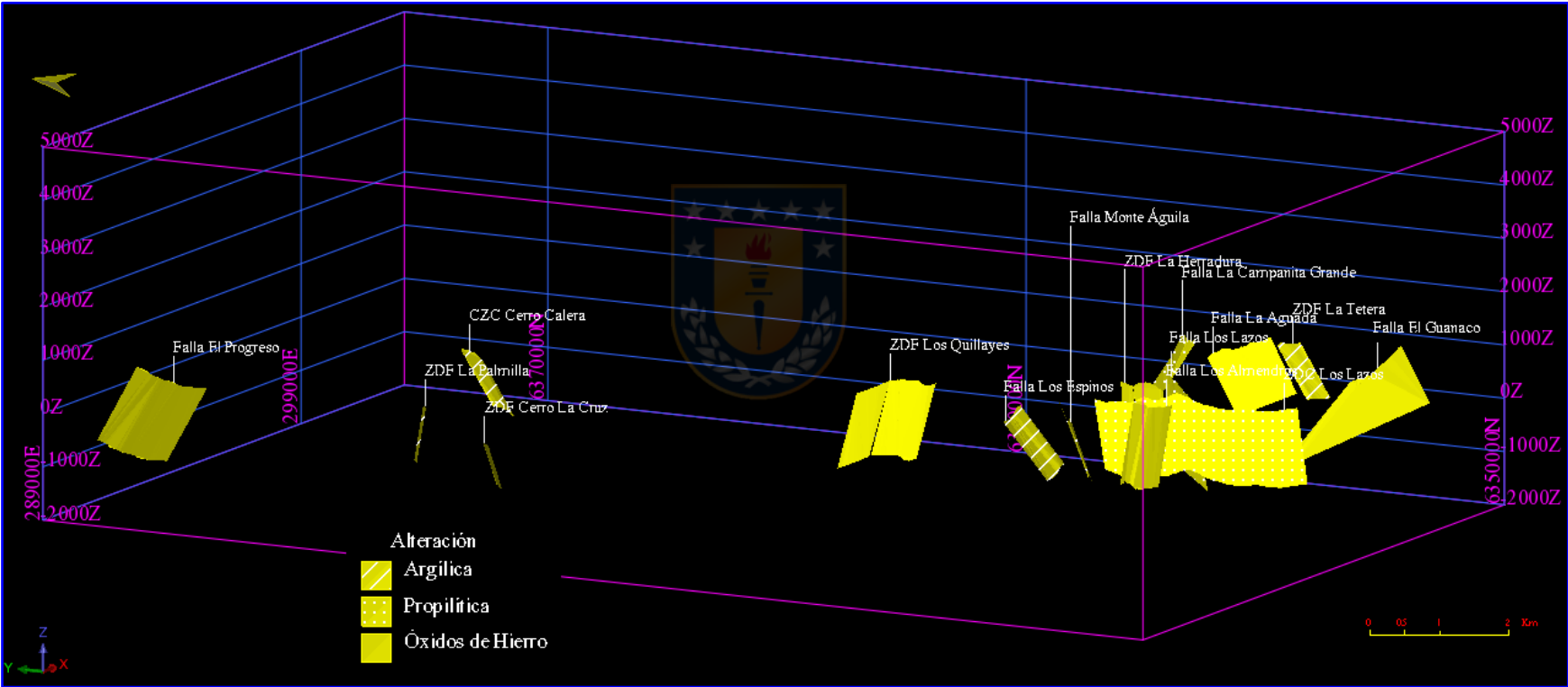


A2. CATEGORIZACIÓN DE FALLAS PARA RÉGIMEN F₂

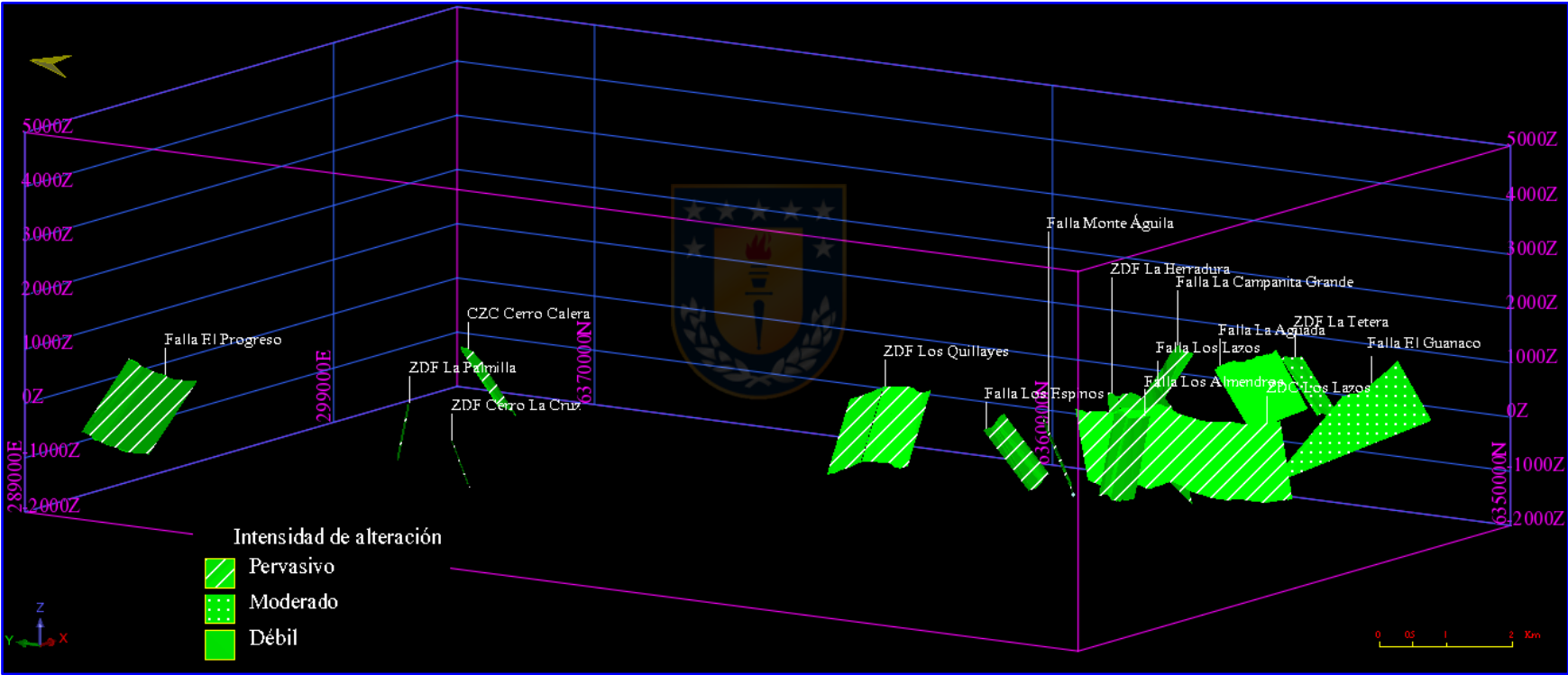
A2.1. COMPETENCIA DEL RELLENO



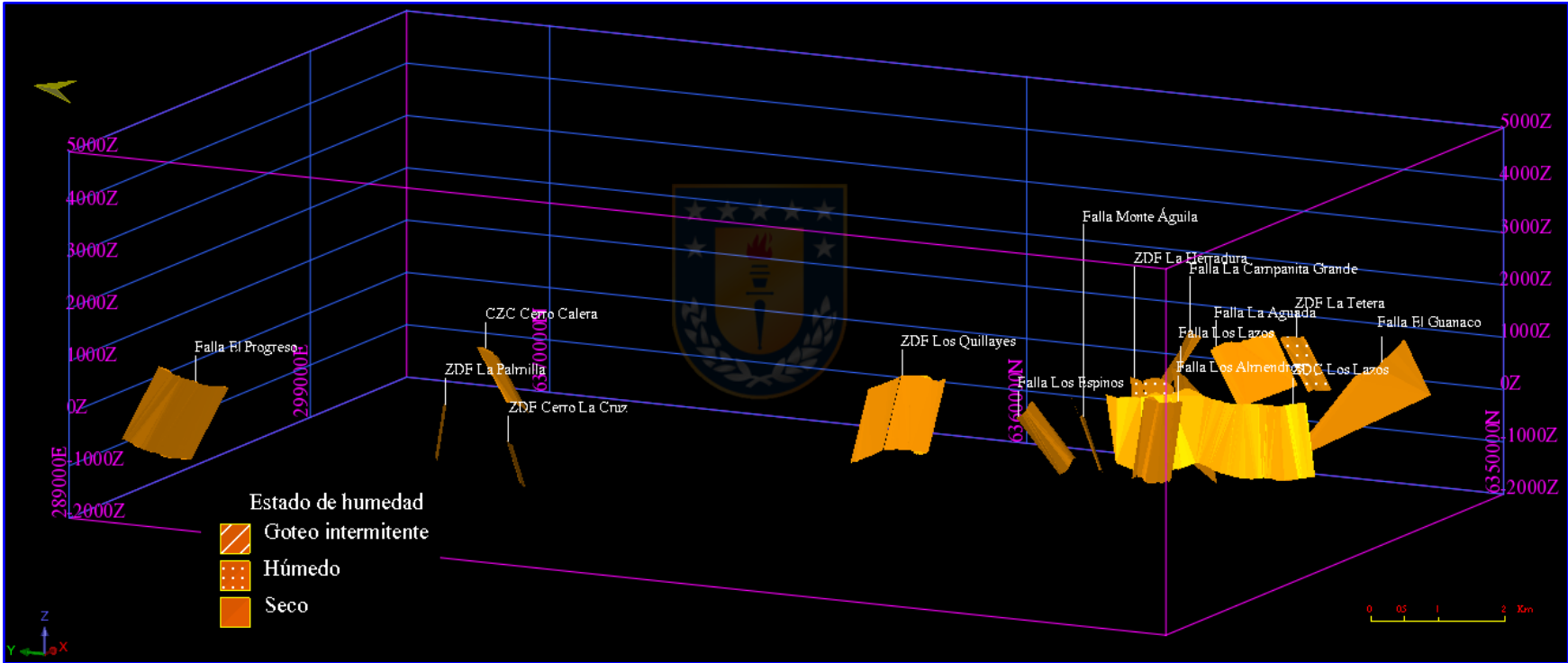
A2.2. ALTERACIÓN



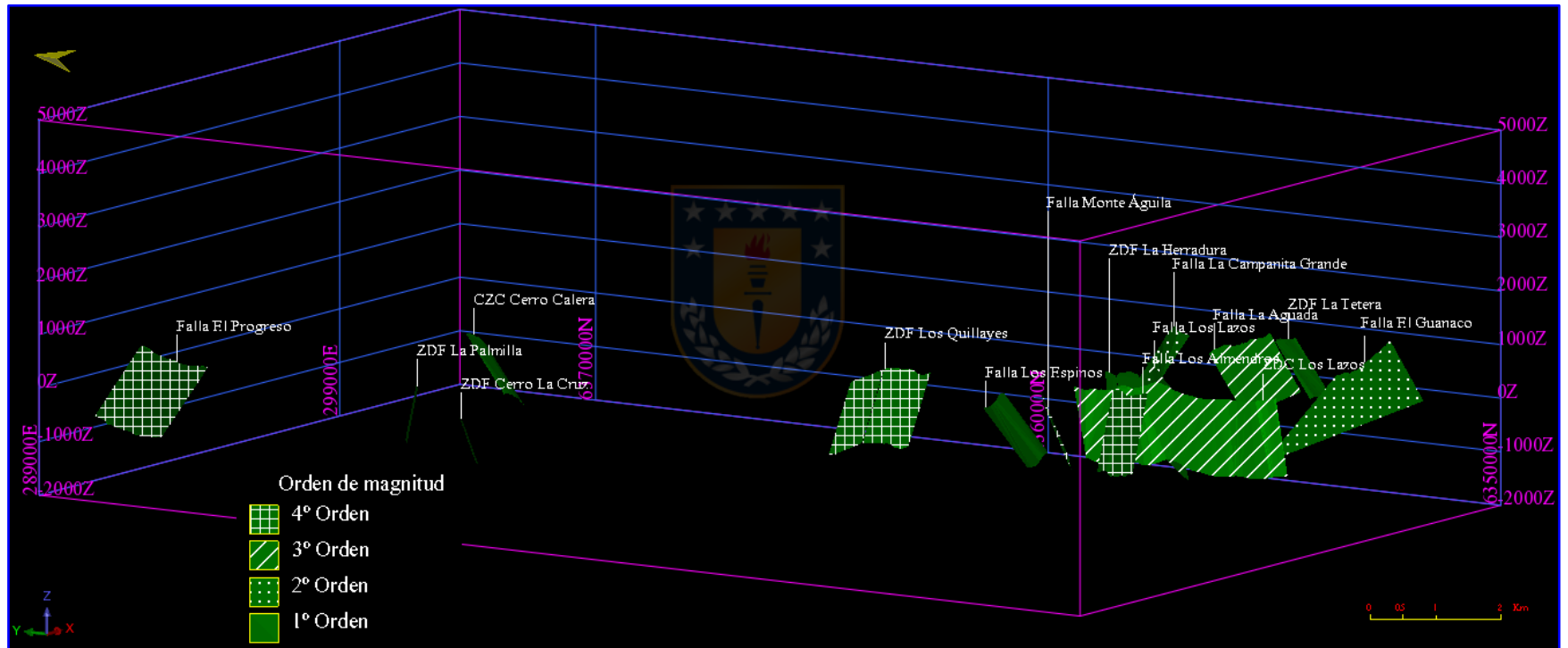
A2.3. INTENSIDAD DE ALTERACIÓN



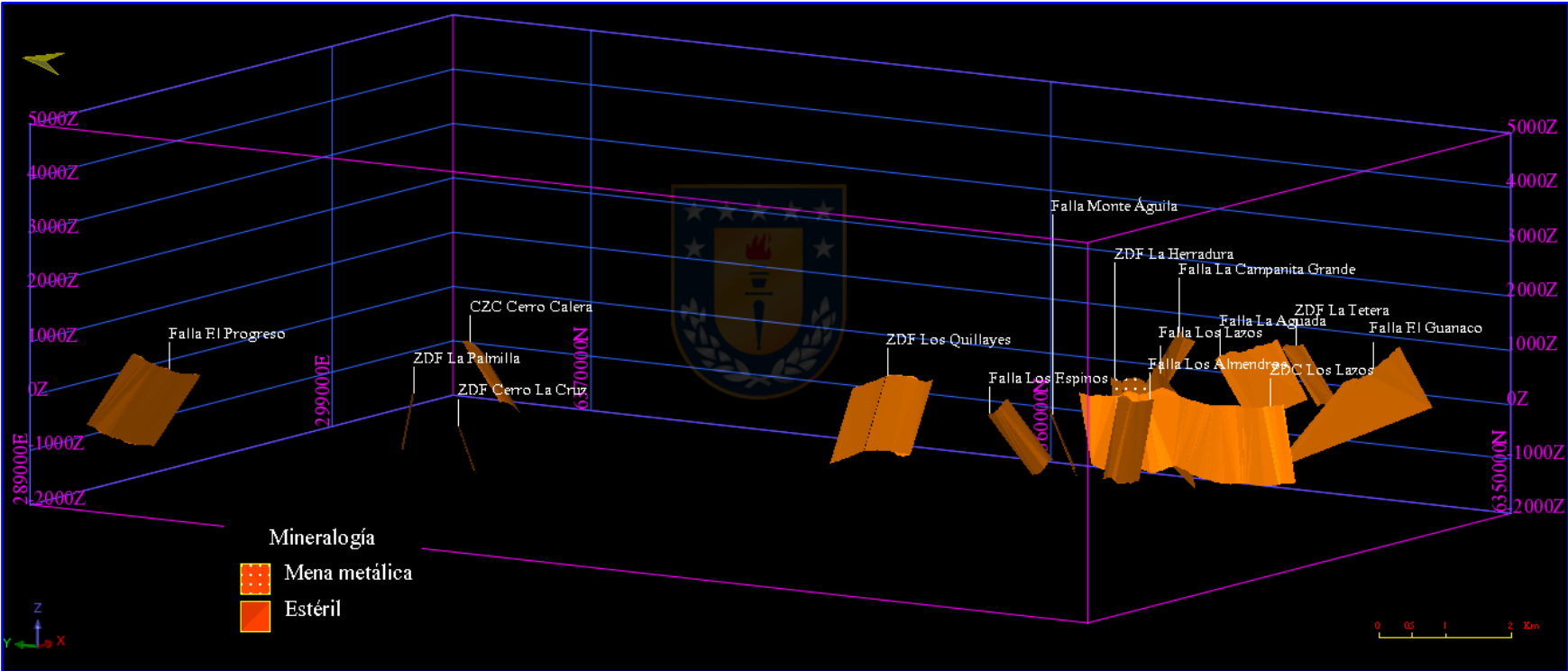
A2.4. ESTADO DE HUMEDAD



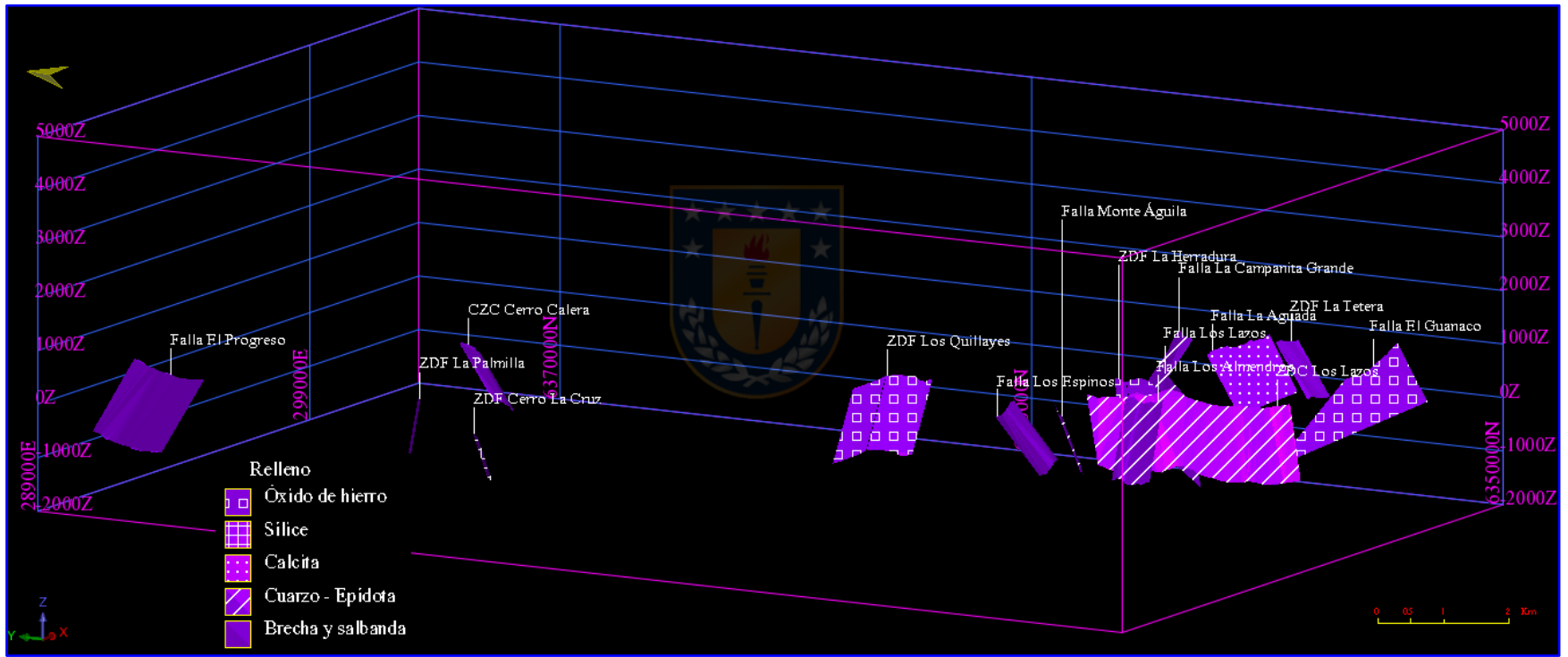
A2.5. ORDEN DE MAGNITUD



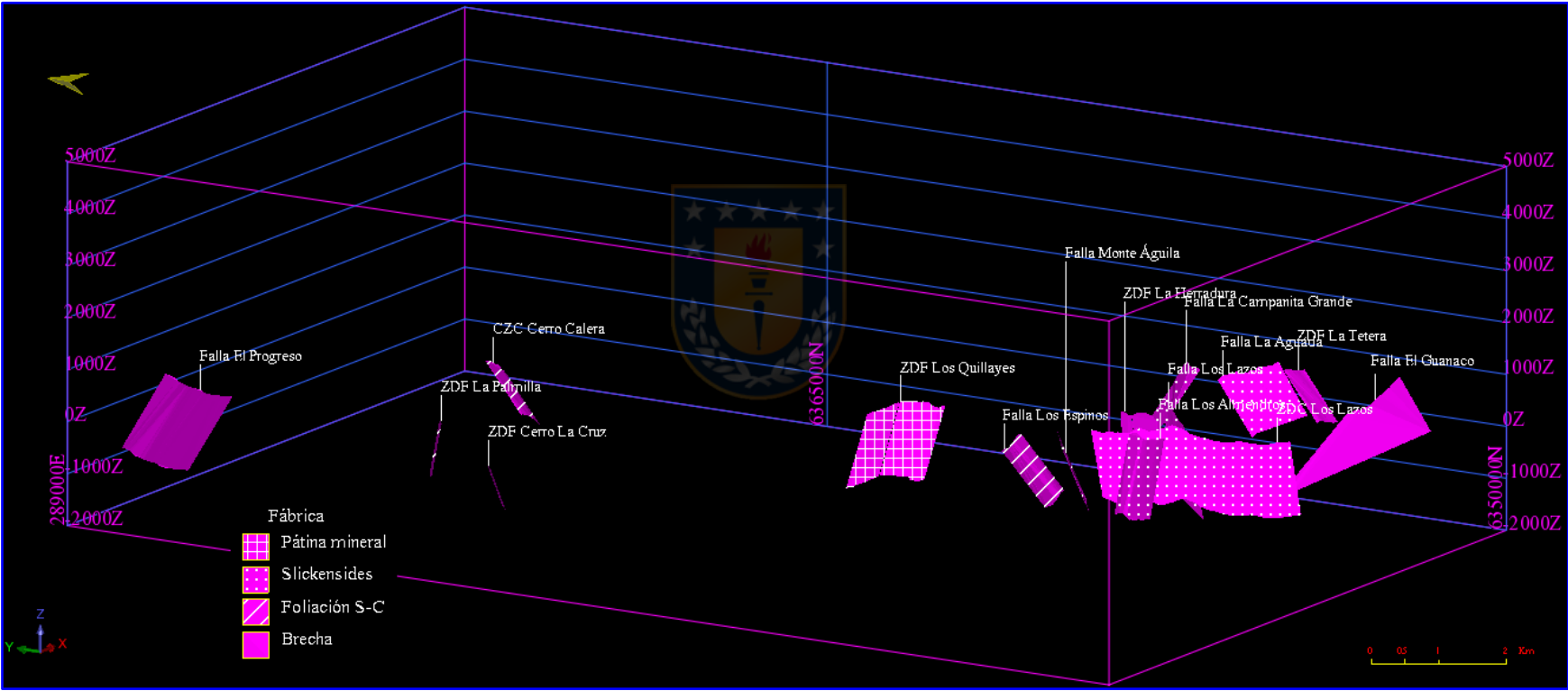
A2.6. MINERALOGÍA



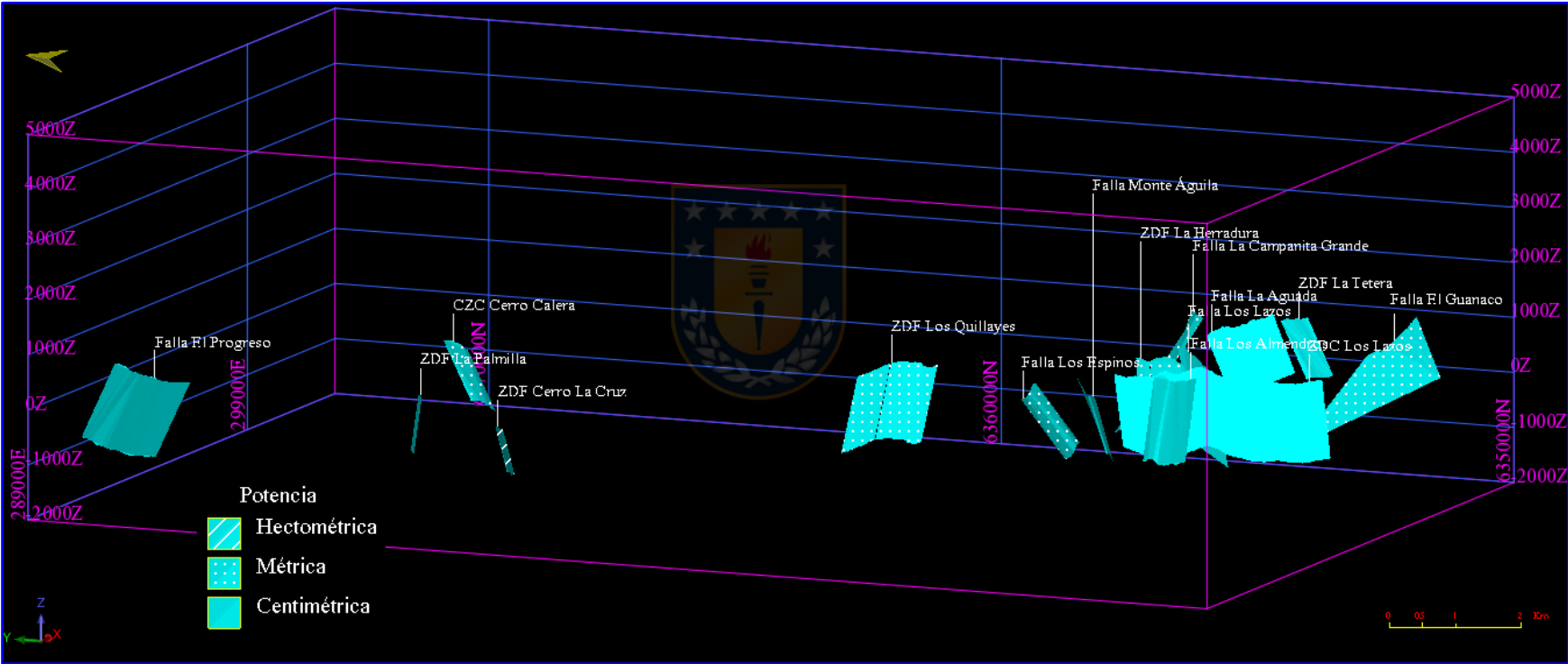
A2.7. RELLENO



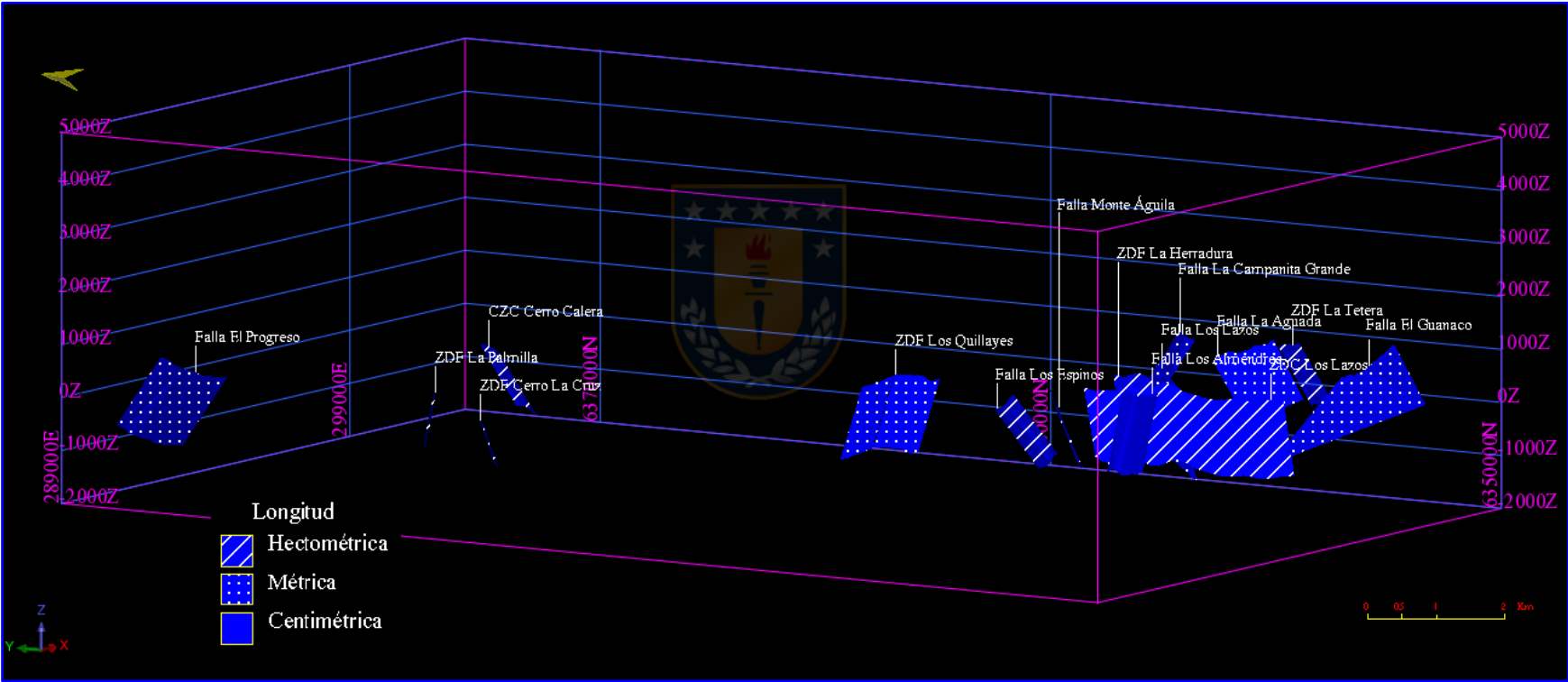
A2.8. FÁBRICA



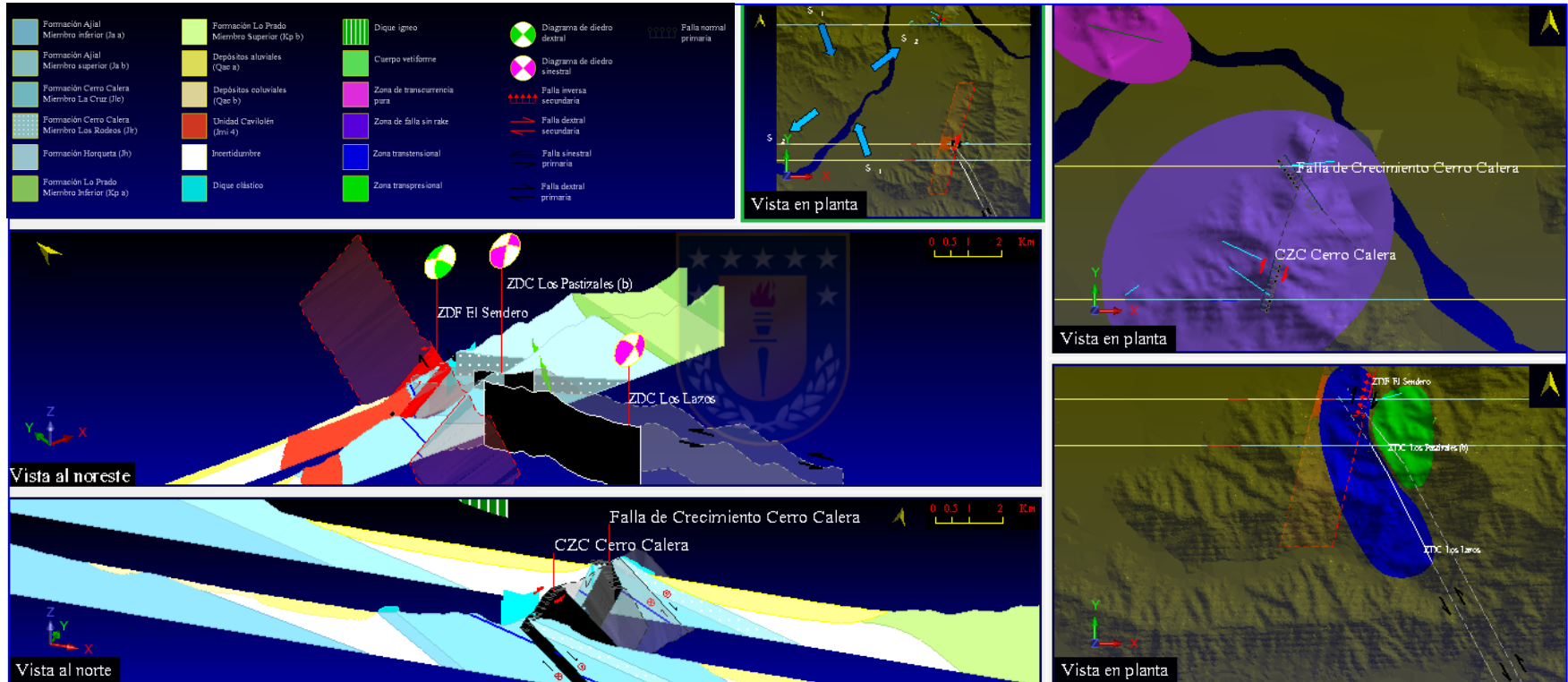
A2.9. POTENCIA



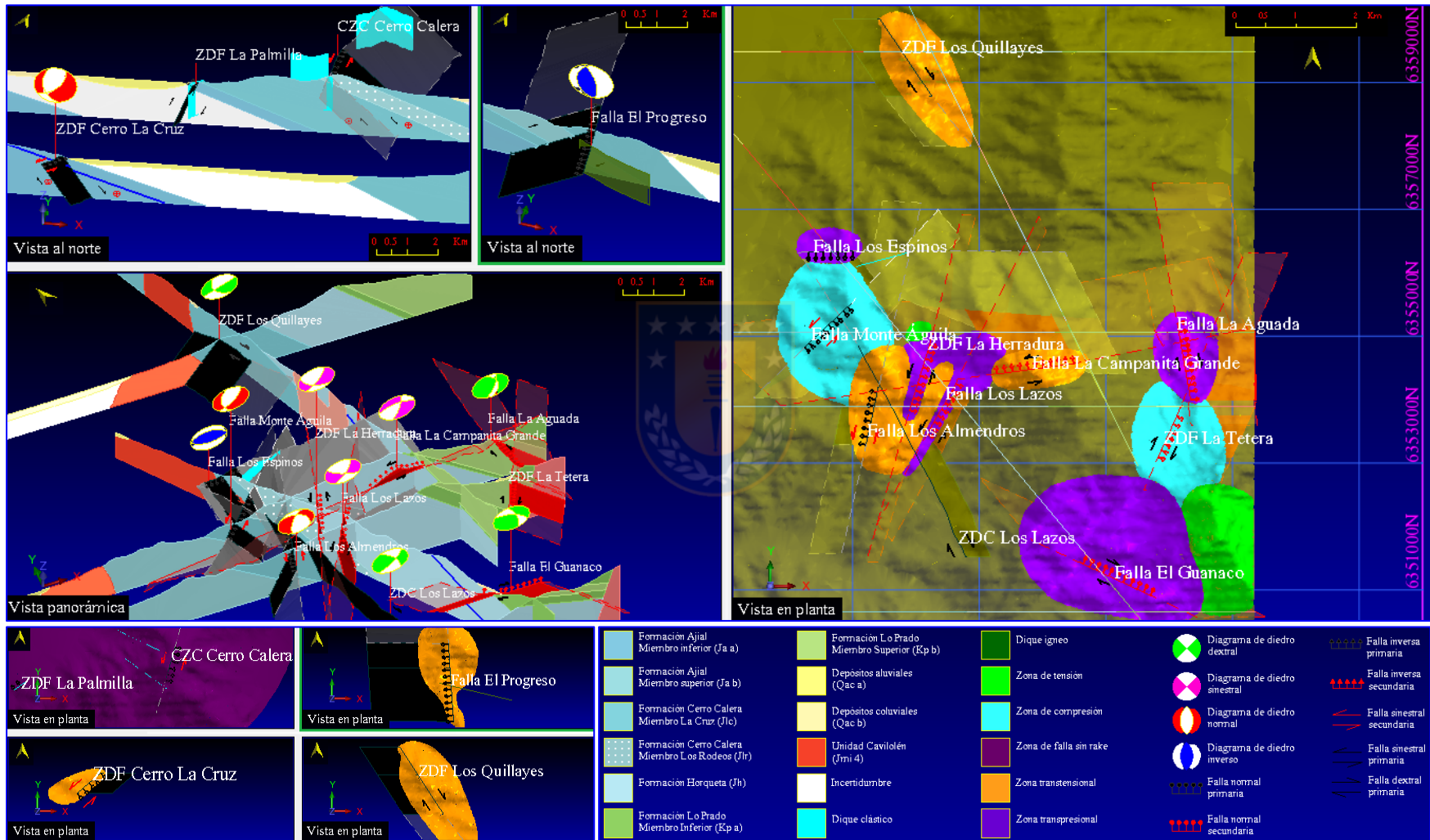
A2.10. LONGITUD



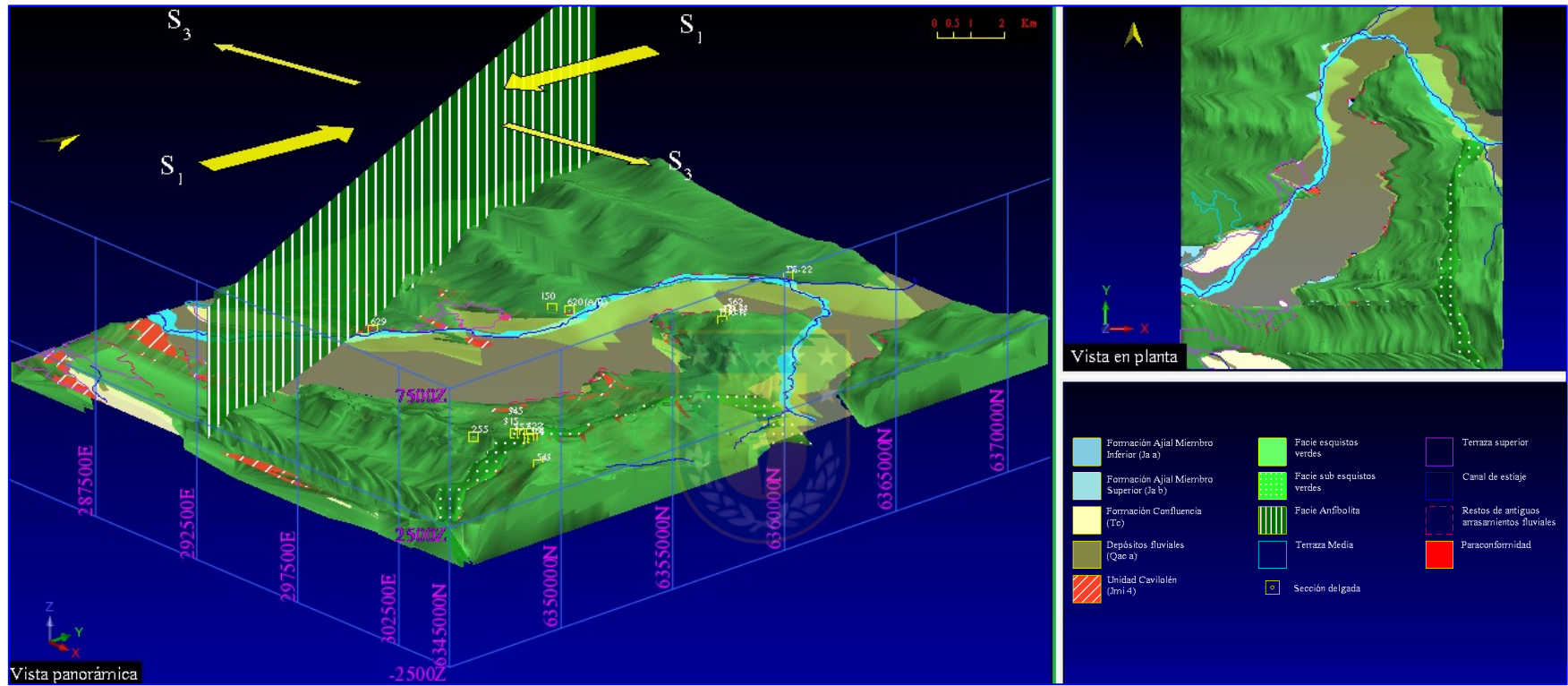
A3. ZONAS DE ESFUERZO DURANTE RÉGIMEN F₁



A4. ZONAS DE ESFUERZO DURANTE RÉGIMEN F₂

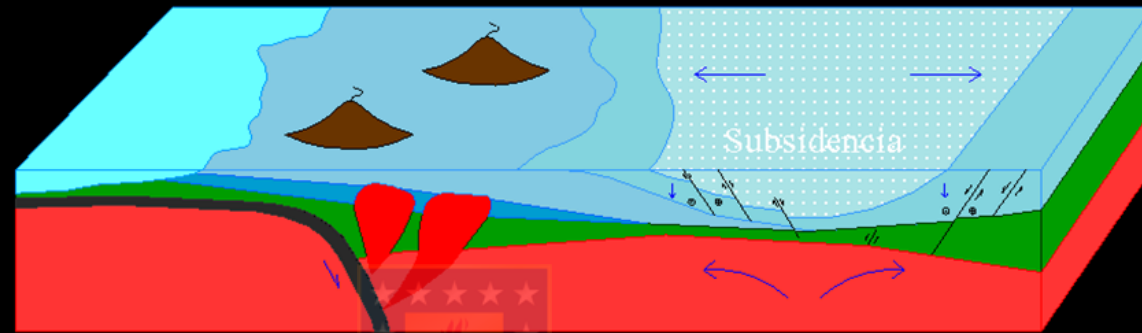


A5. FACIES METAMÓRFICAS



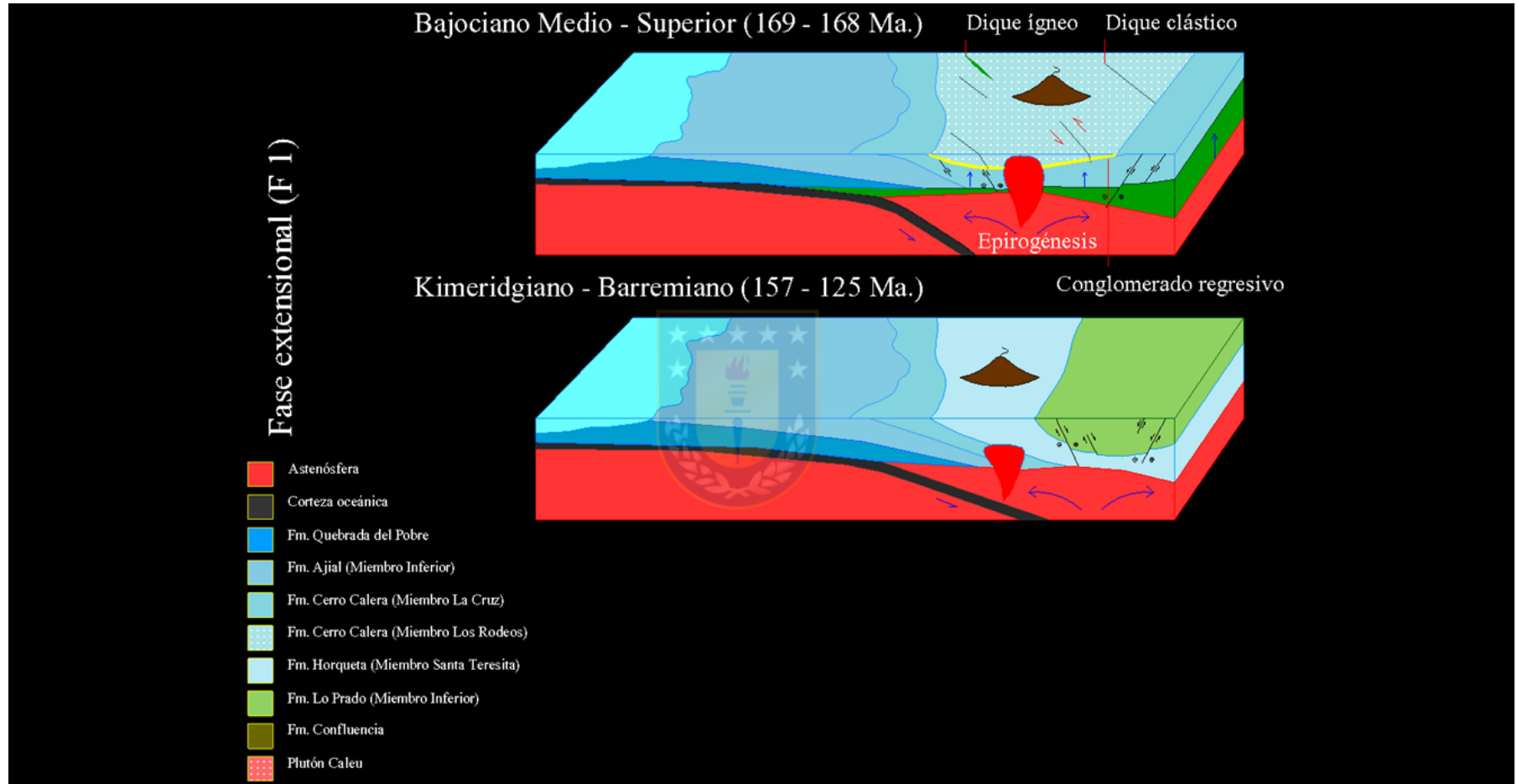
A6.1. EVOLUCIÓN TECTÓNICA

Sinemuriano - Bajociano Inferior (199 - 170 Ma.)

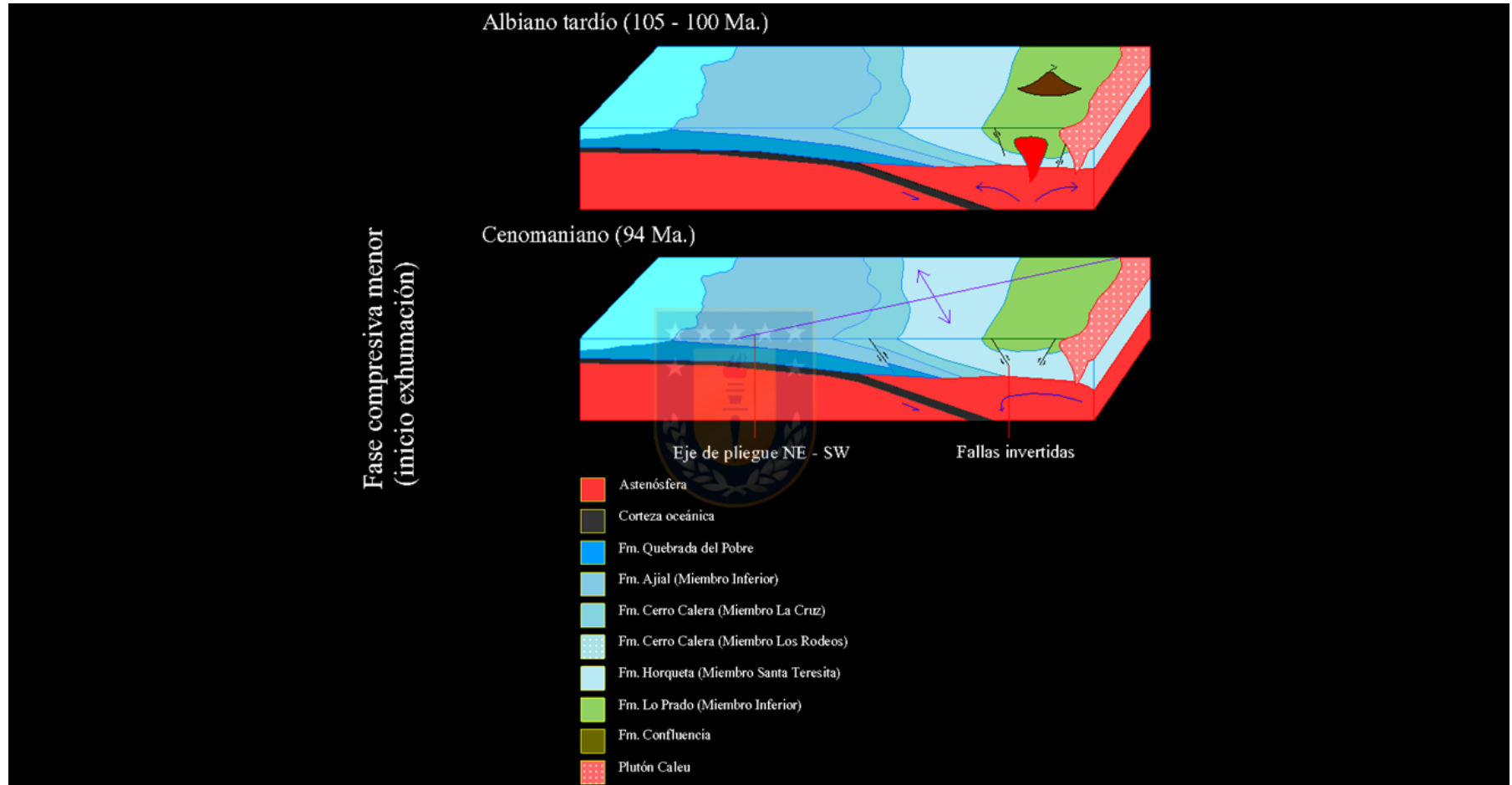


- Astenósfera
- Corteza oceánica
- Fm. Quebrada del Pobre
- Fm. Ajial (Miembro Inferior)
- Fm. Cerro Calera (Miembro La Cruz)
- Fm. Cerro Calera (Miembro Los Rodeos)
- Fm. Horqueta (Miembro Santa Teresita)
- Fm. Lo Prado (Miembro Inferior)
- Fm. Confluencia
- Plutón Caleu

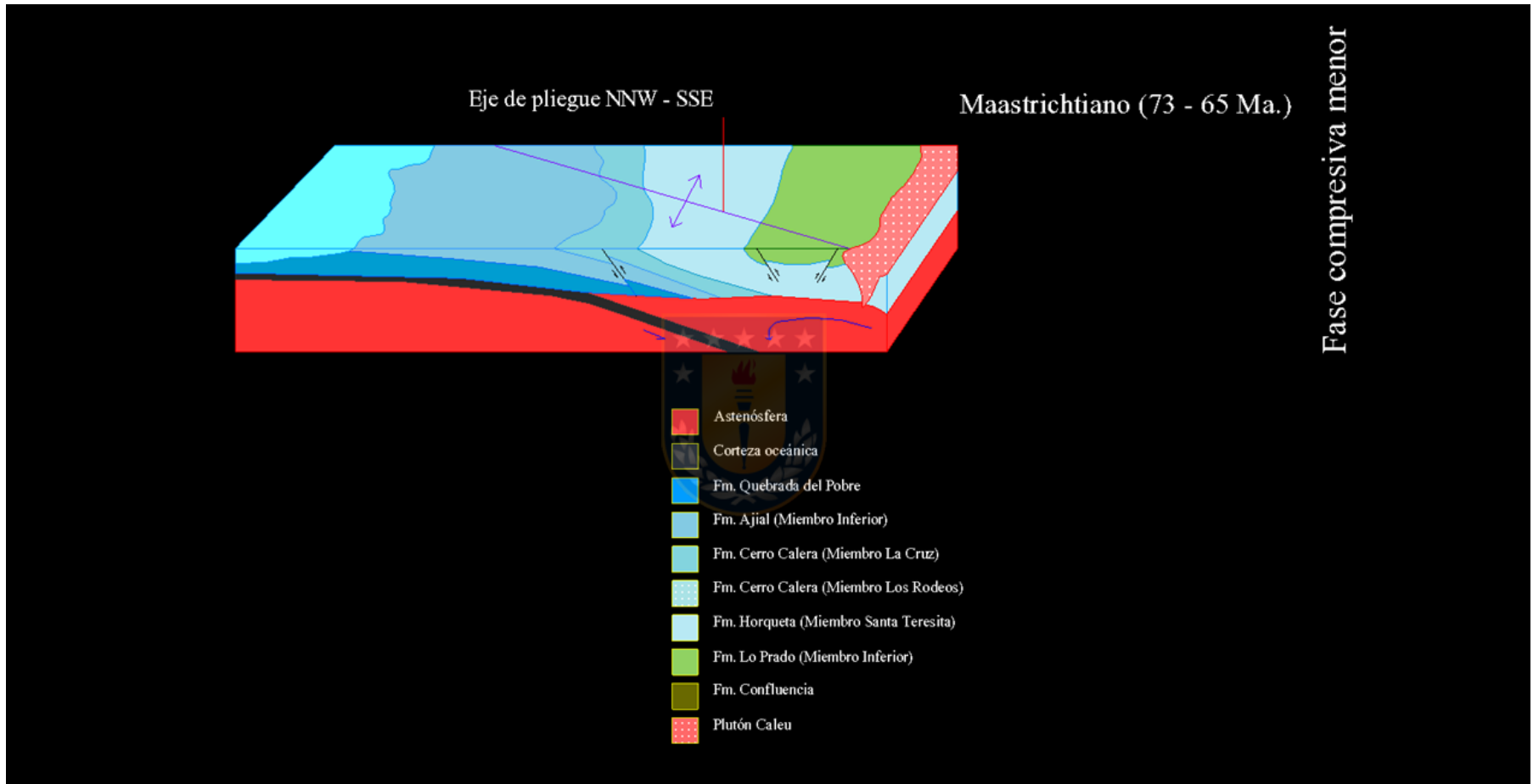
A6.2. EVOLUCIÓN TECTÓNICA



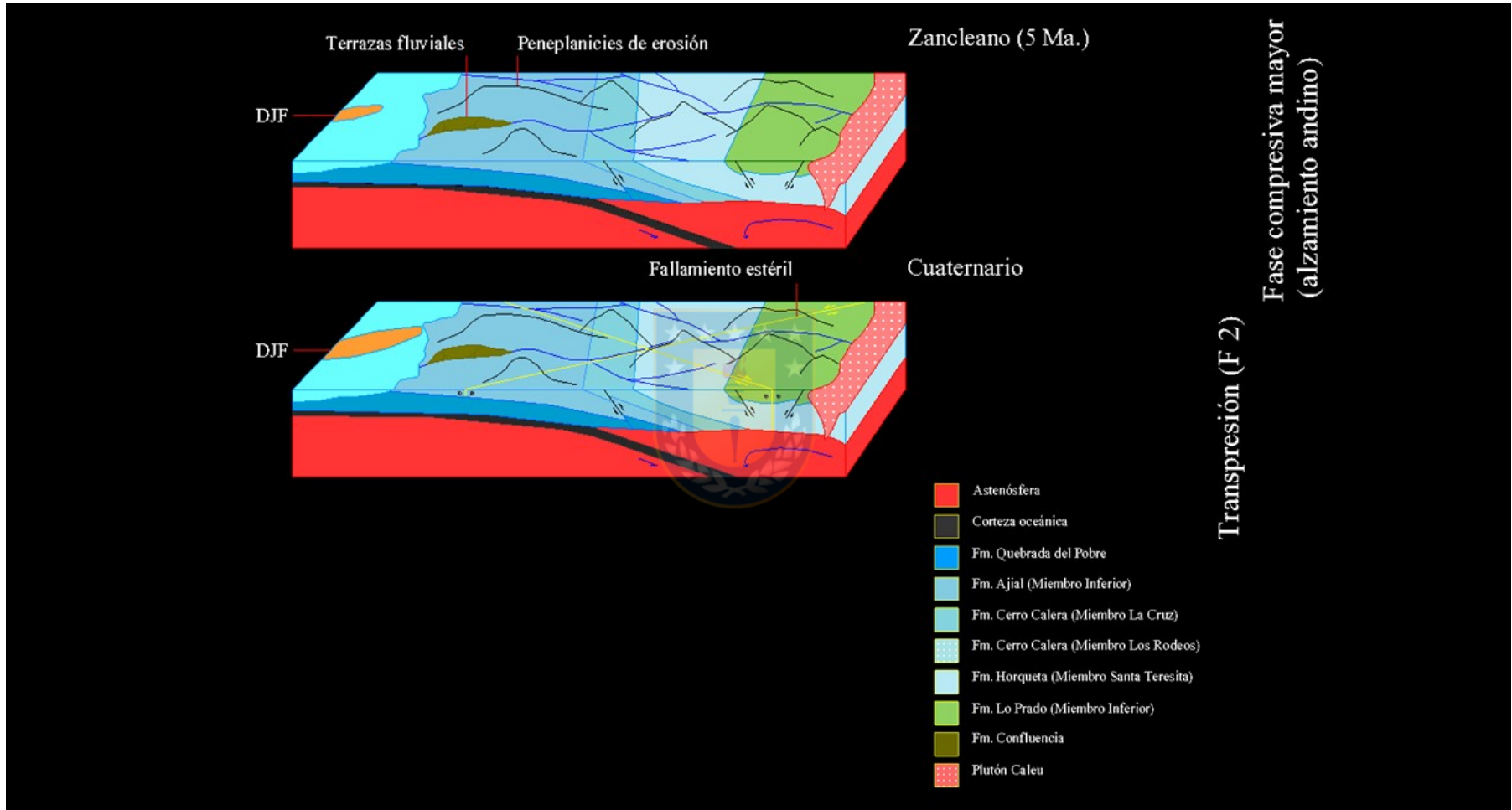
A6.3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA

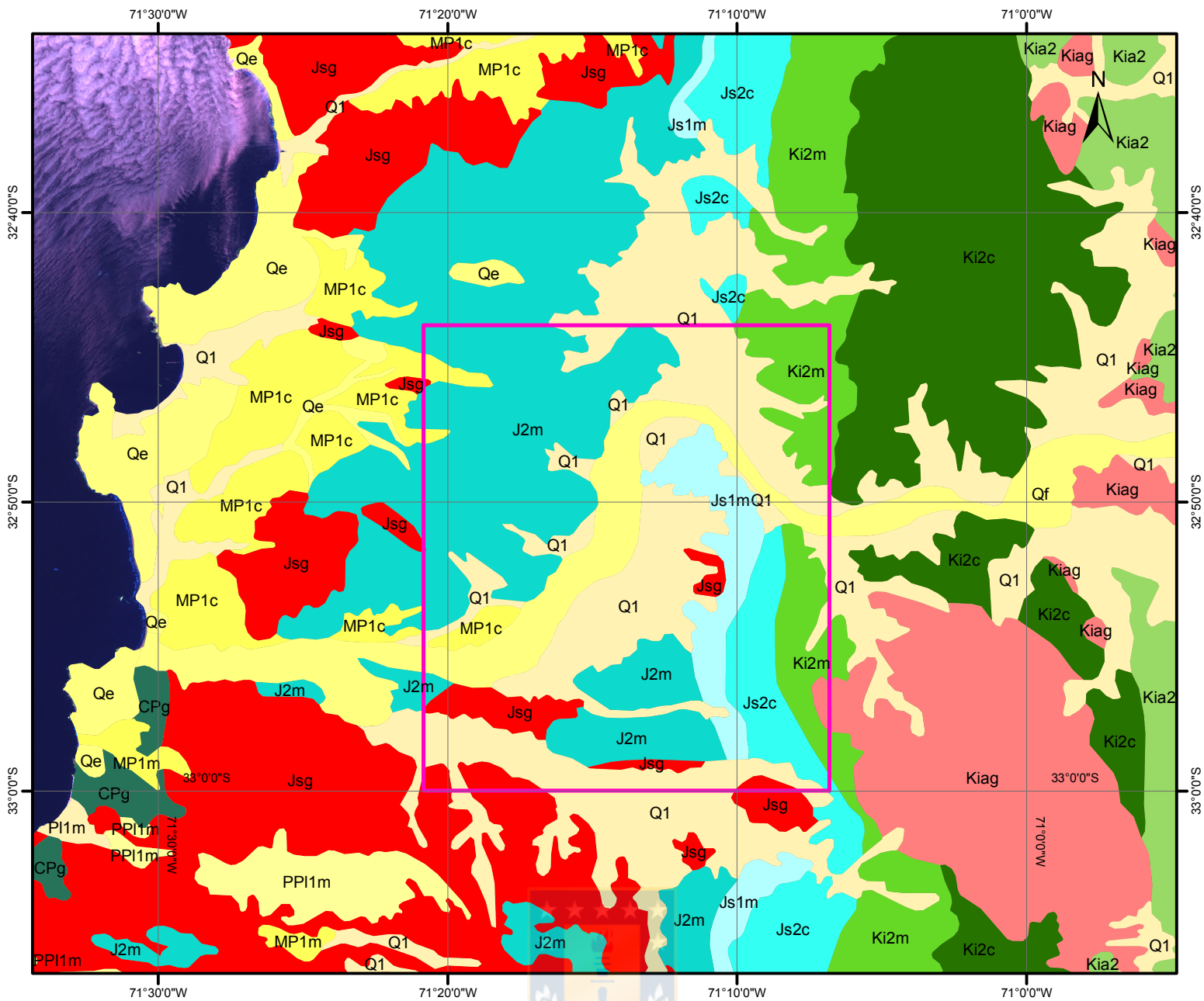


A6.4. EVOLUCIÓN TECTÓNICA

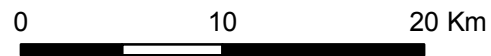


A6.5. EVOLUCIÓN TECTÓNICA





















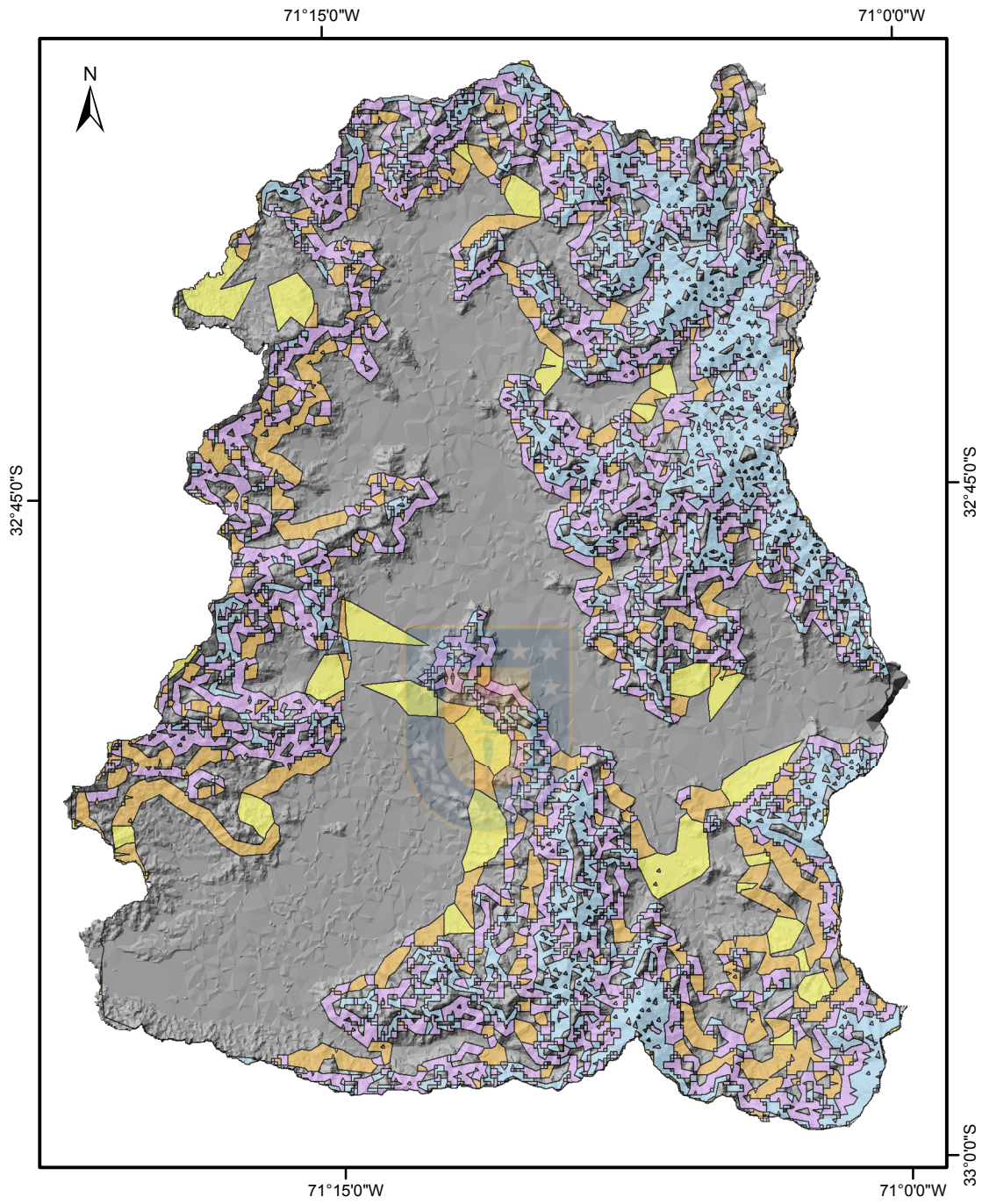
Fuente: base de datos Geología Andina UdeC, 2012.



LEYENDA

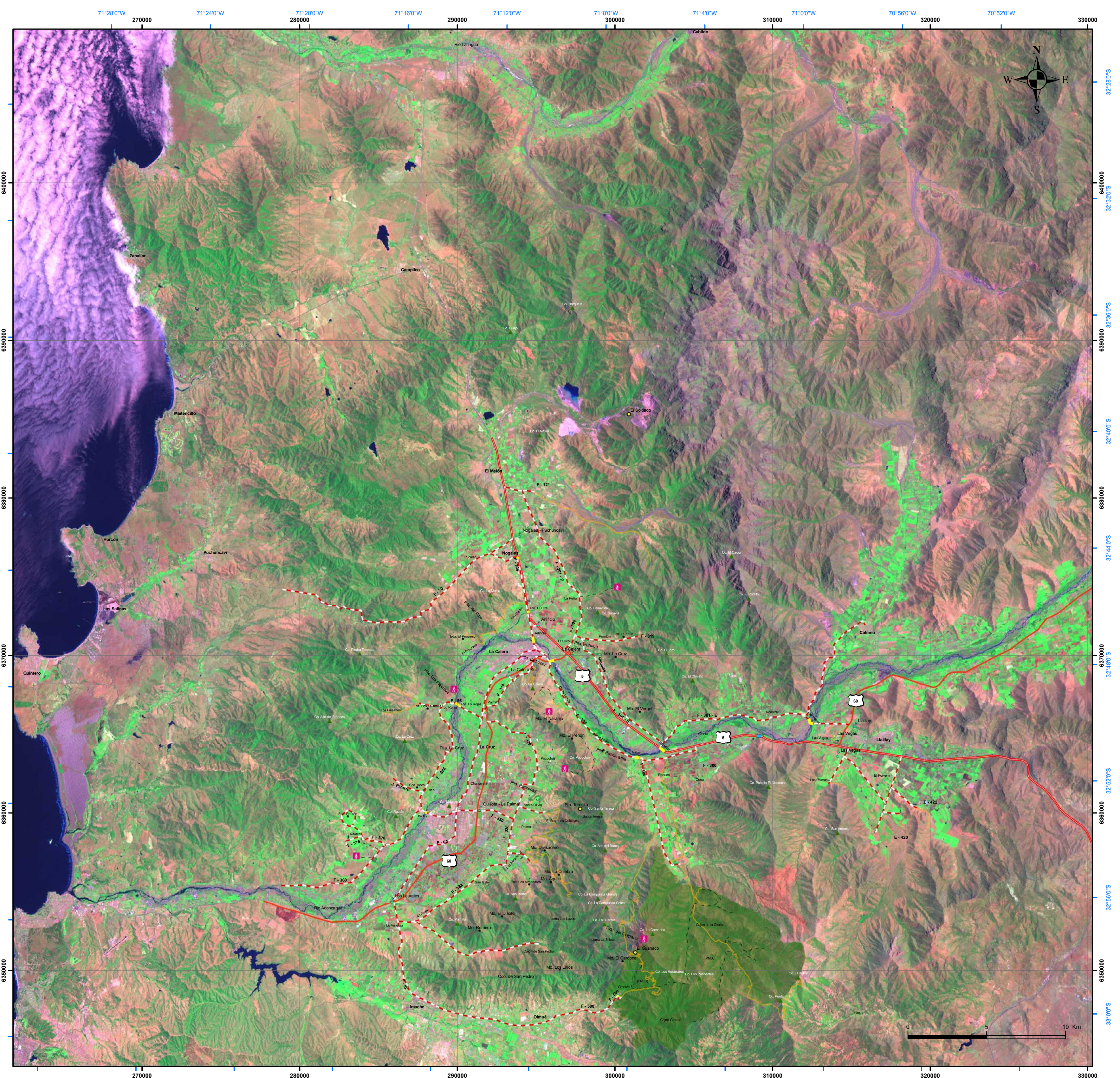
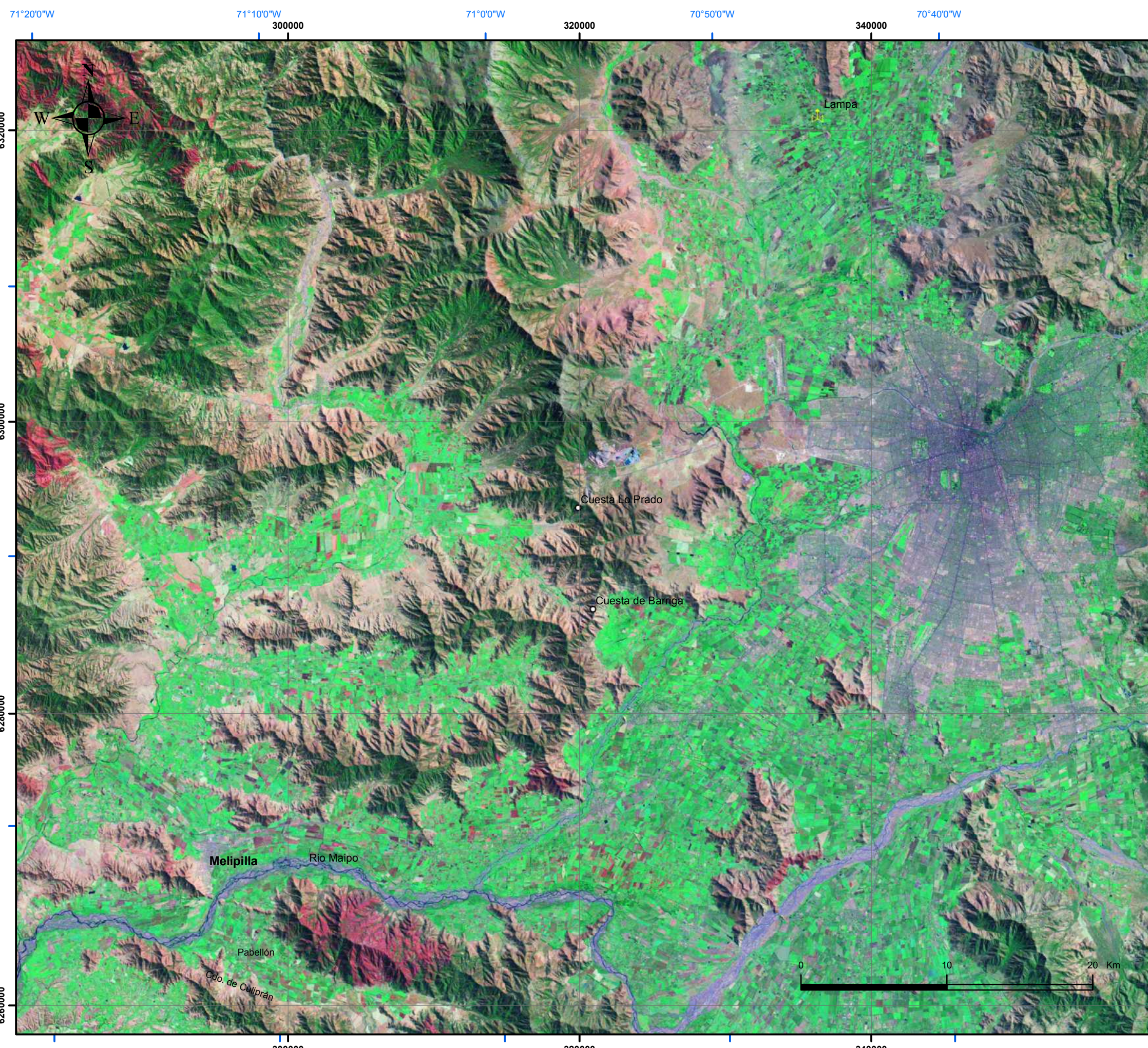
- | | | |
|--|---|---|
|  Formación Ajjal (J2m) |  Formación Confluencia (MP1c) |  Plutón Carbonífero - Pérmico (Cpg) |
|  Formación Cerro Calera (Js1m) |  Formación Horcón (Qe) |  Plutón Jurásico Medio - Superior (Jsg) |
|  Formación Horqueta (Js2c) |  Secuencias sedimentarias transgresivas (MP1m) |  Plutón Cretácico Inferior - Superior (Kiag) |
|  Formación Lo Prado (Ki2m) |  Depósitos terrazas marinas (PPI1m) |  Área de estudio |
|  Formación Veta Negra (Ki2c) |  Depósitos fluviales (Qf) | |
|  Formación Las Chilcas (Kia2) |  Depósitos coluviales y aluviales (Q1) | |

A8. Mapa de pendientes



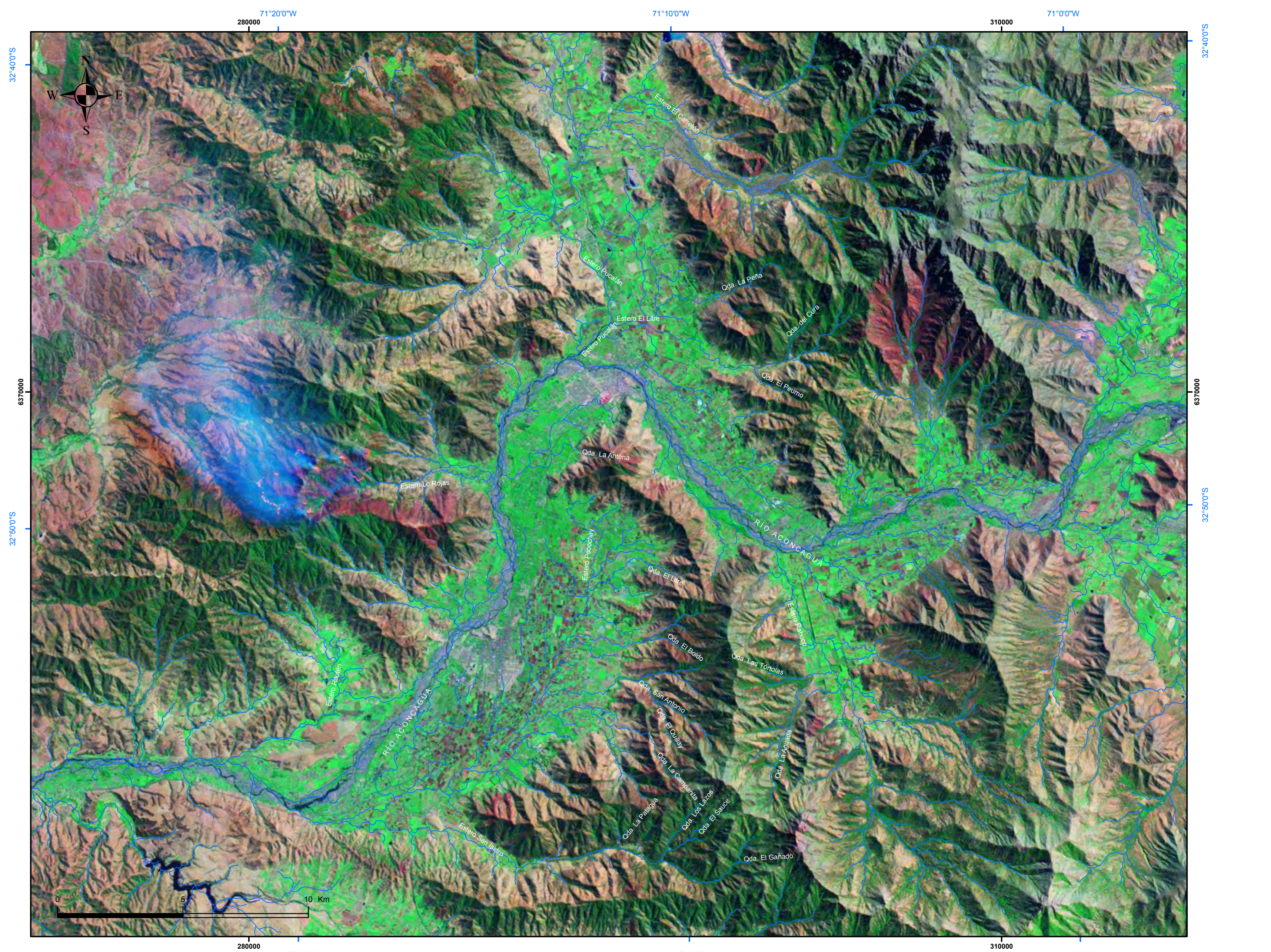
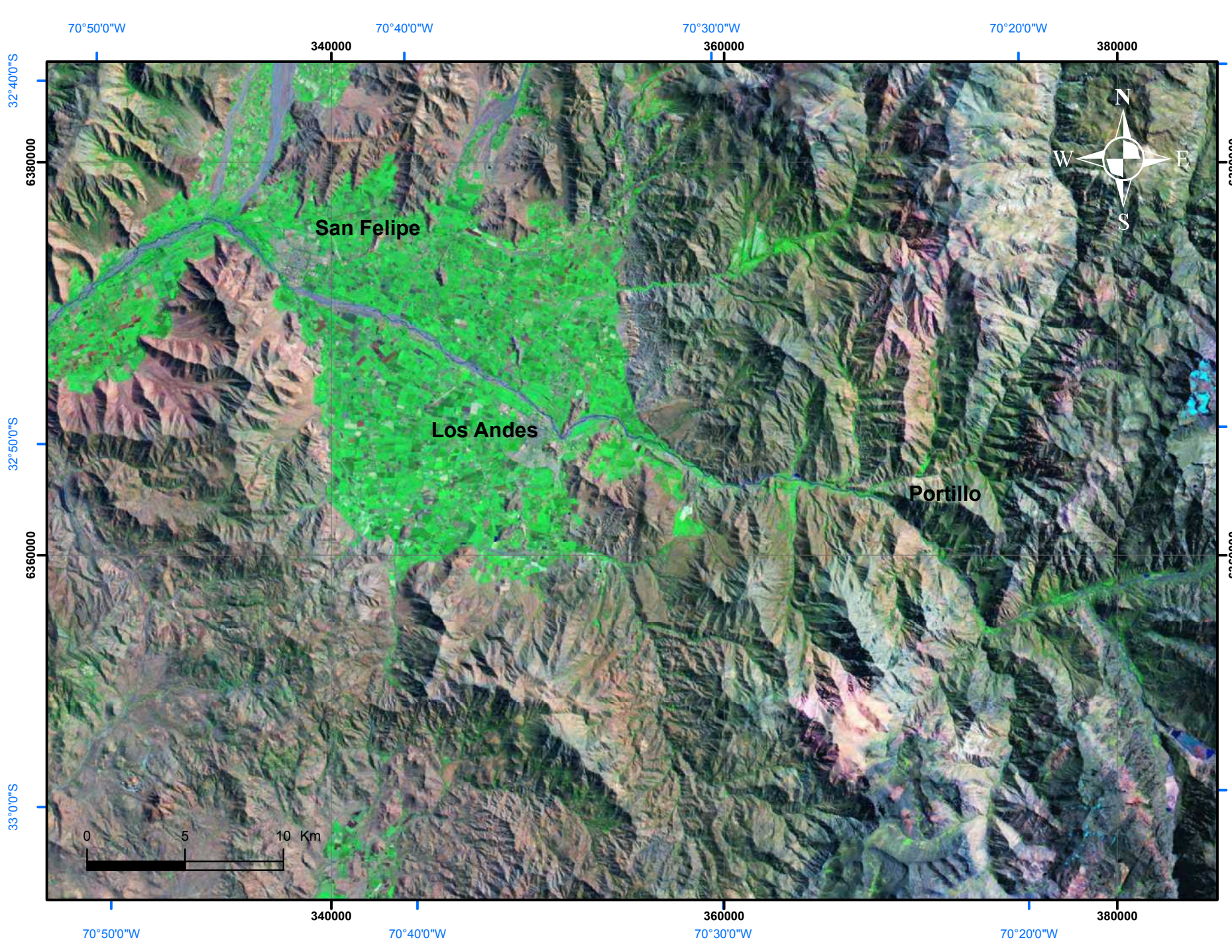
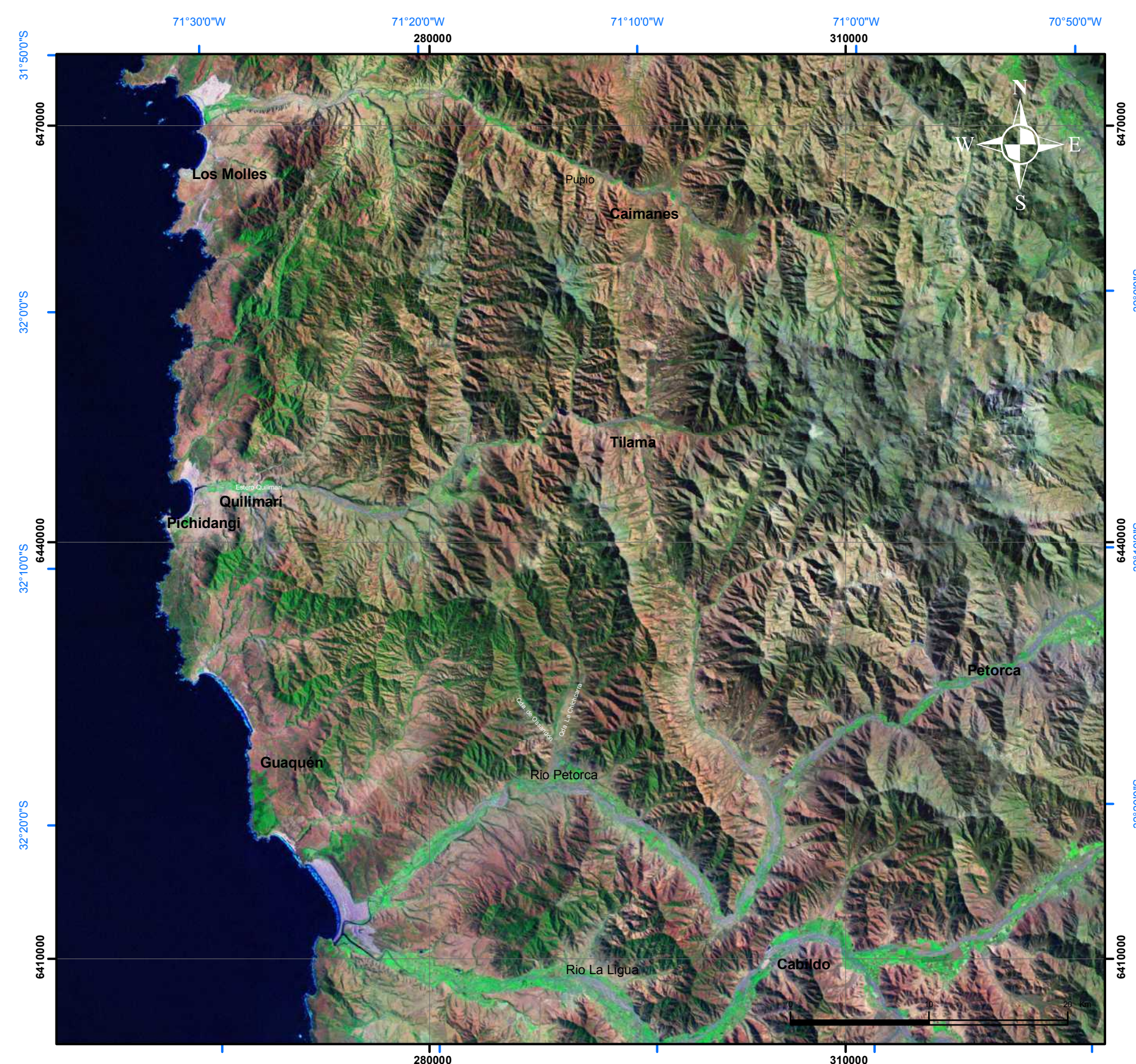
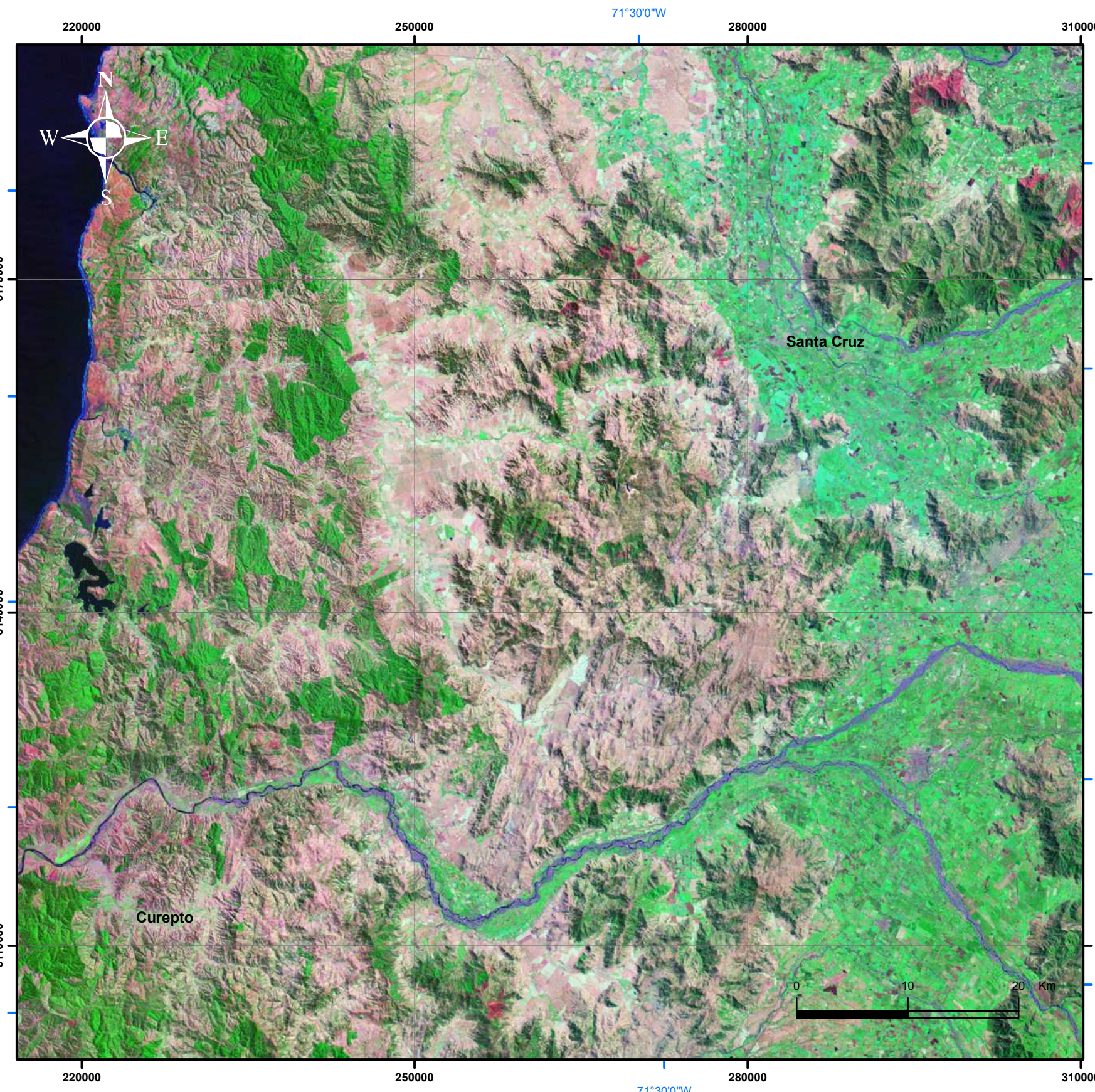
Leyenda

Pendiente (grados)	
0 - 5	10 - 20
5 - 10	20 - 30
	30 - 90



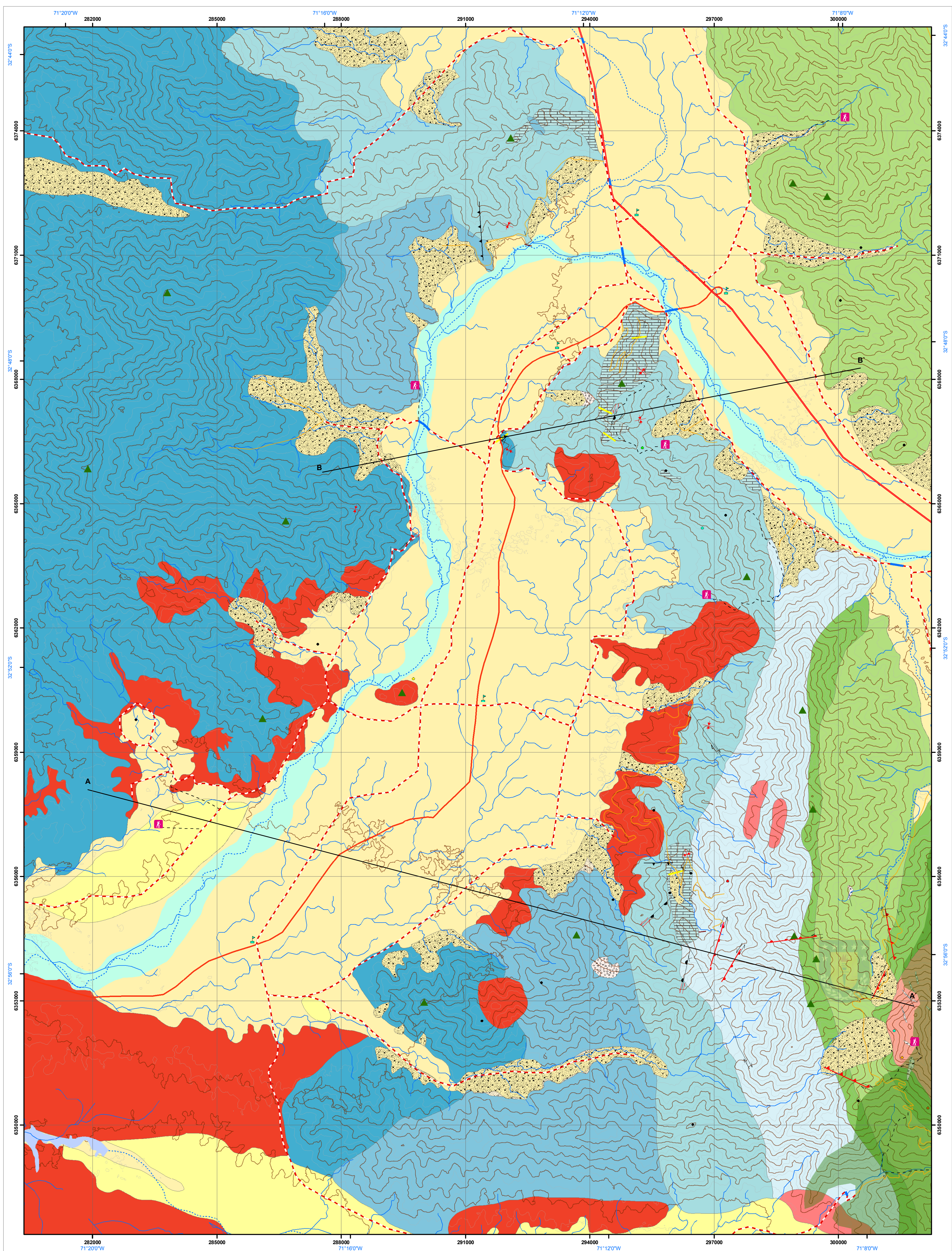
SIMBOLOGÍA

- Enlace
- Superficie ligera transitable todo el año
- Autopista con separador
- Sendero
- Parque Nacional La Campana (PNLC)
- Peaje
- Puentes
- Superficie ligera transitable en tiempo seco
- Autopista con dos o más vías
- Traza sendero
- Cerros
- Túnel



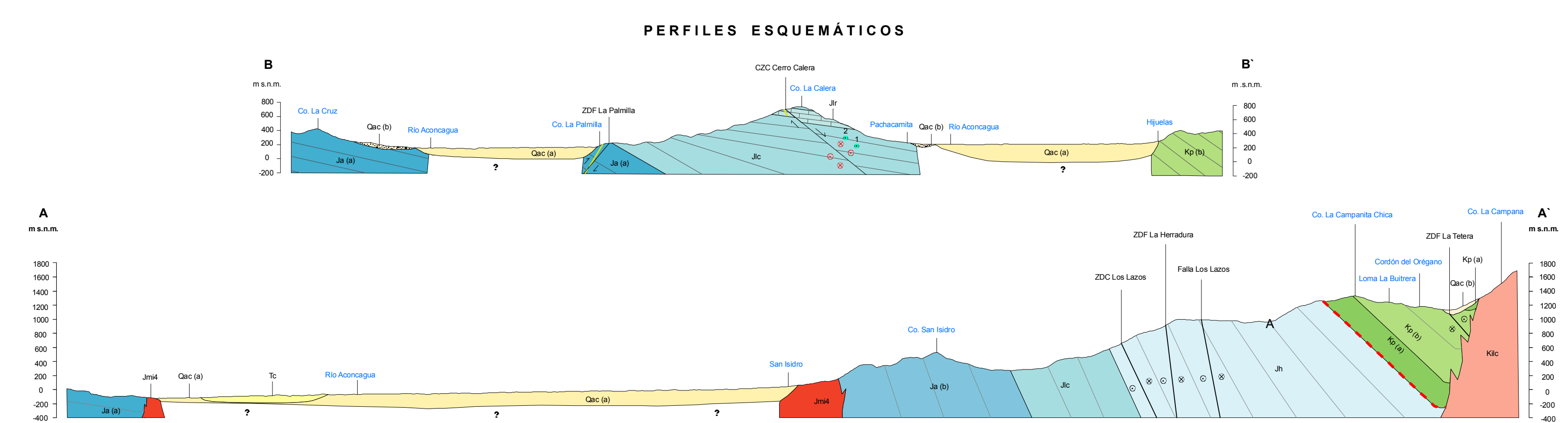
SIMBOLOGÍA

- Red hidrográfica



SIMBOLOGÍA

Entlace	Parque Nacional La Campana (PNLC)	Autopista con separador	Curvas de nivel secundarias (50 m)	Eje anticlinal	Diques sedimentarios	Au	Cu-(Ag)
Cerros	Lecho Mayor Rio Aconcagua	Autopista con dos o más vías	Falla dextral	Componente oblicua sinistral	Diques igneos	Cu	Cu-Au-Ag
Sendero	Embalse El Aramo	Red hidrográfic	Falla sinistral	Componente oblicua dextral	Cuerpos vetiformes	Fe	Cu-Au-Zn
Traza sendero	Superficie ligera transitable todo el año	Canal de estaje	Falla inversa	Componente oblicua normal	Rumbo y manteo estratificación	Fe-Au	
Puente	Superficie ligera transitable en tiempo seco	Curvas de nivel principales (100 m)	Falla normal	Componente oblicua inversa		Cu	Cu-Au



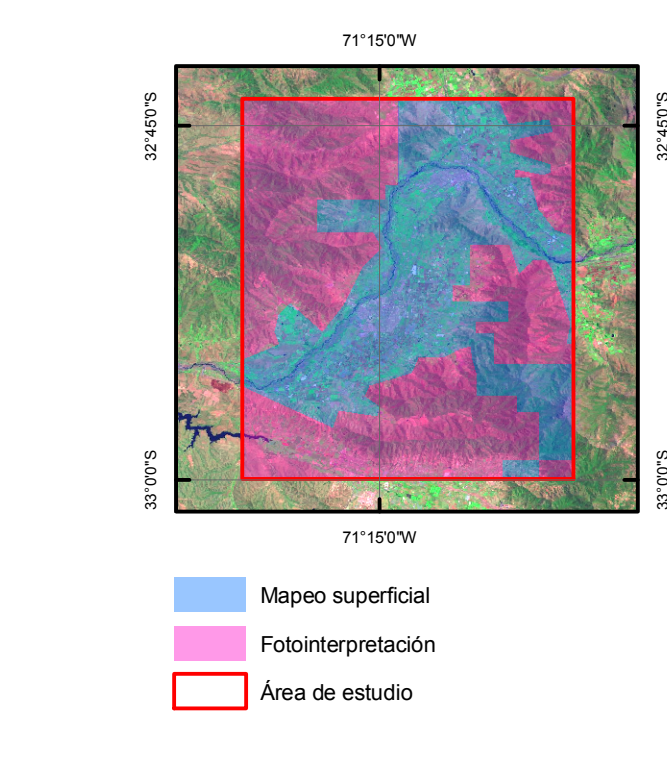
SIMBOLOGÍA

Fase estructural local	Componente oblicua transcurriente	Componente oblicua transcurriente	Dique sedimentario	?	Incertidumbre
○	○	○	—	—	—
○	○	○	—	—	—
○	○	○	—	—	—

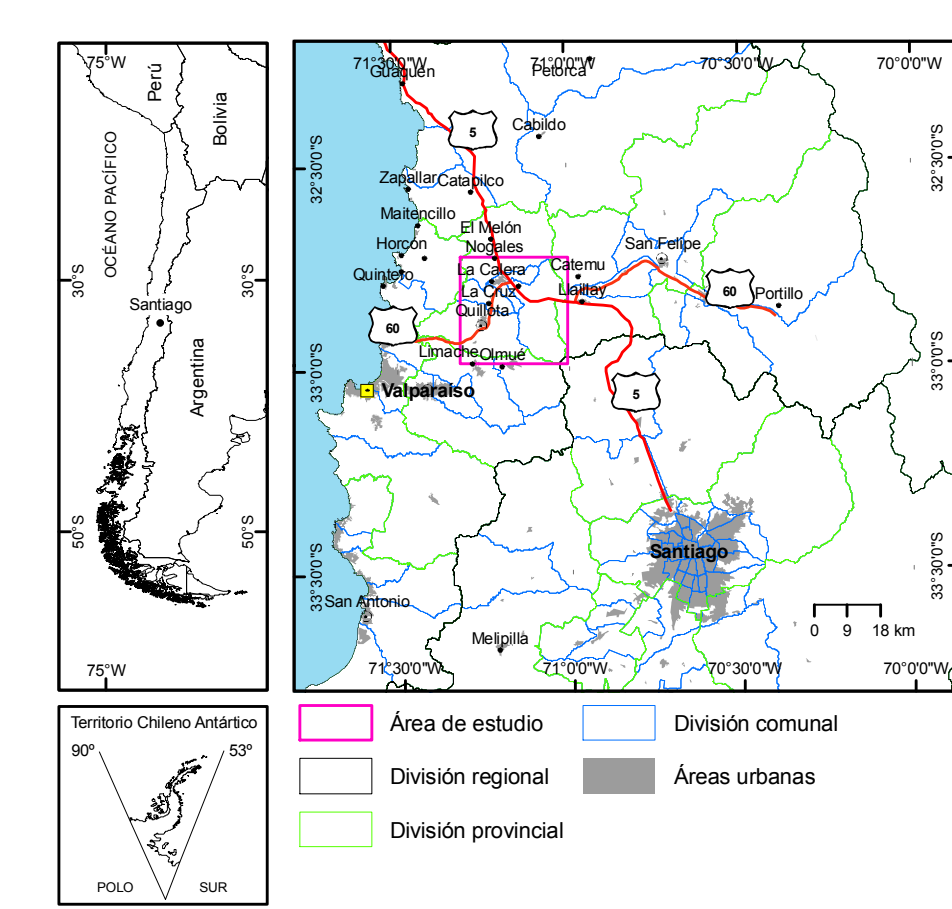
LEYENDA

SECUENCIAS SEDIMENTARIAS		SECUENCIAS VOLCANOSEDIMENTARIAS	ROCAS INTRUSIVAS
Cenozoico	Holoceno	Sedimentos fluviales, coluviales y depósitos de relleno de valles	
	Pleistoceno	Qac	(c) Depósitos gravitacionales (Holoceno)
		Qb	(b) Depósitos coluviales, escombros de ladera (Pleistoceno)
		Qa	(a) Depósitos fluviales Rio Aconcagua (Cuaternario)
	Plioceno	Tc	Formación Confluencia (Plioceno) Conglomerados, areniscas y limonitas poco consolidadas
		Mioceno	
	Paleógeno	Oligoceno	
		Eoceno	
		Paleoceno	
	Mesozoico	Cretácico	Superior
Inferior			Formación Lo Prado (Bajoceno - Santameo) (b) Lavas andesíticas y brechas volcánicas (a) Intercalaciones de niveles sedimentarios marinos tosillíferos
Jurásico		Superior	Unidad Chalinga (Límite Cretácico Inferior - Superior) Dioritas y granodioritas de grano medio a grueso
	Medio	Formación Horqueta (Jurásico Superior) (MS1) Miembro Santa Teresa (superior) predominantemente liras y capullos proclíticos ácidos e intermedios	
	Inferior	Formación Ajaí (Pliensbachiano - Bajoplioceno) (b) Lavas y depósitos proclíticos ácidos e intermedios (a) Predominantemente areniscas	
		Superunidad Mincha / Casablanca Unidad Casablanca / Limache (Jurásico Medio a Superior) Granodioritas y tonalitas de grano fino a medio	
		Formación Cerro Calera (Bajoplioceno medio a superior) (Jb) Miembro Los Rodeos: predominantemente calizas (Jc) Miembro La Cruz: predominantemente areniscas	

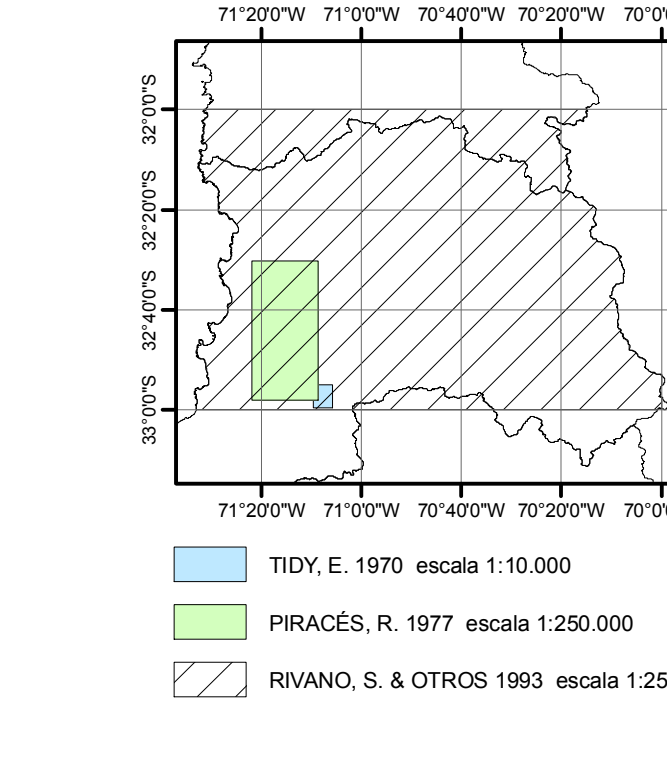
CONFIANZA DE LA INFORMACIÓN



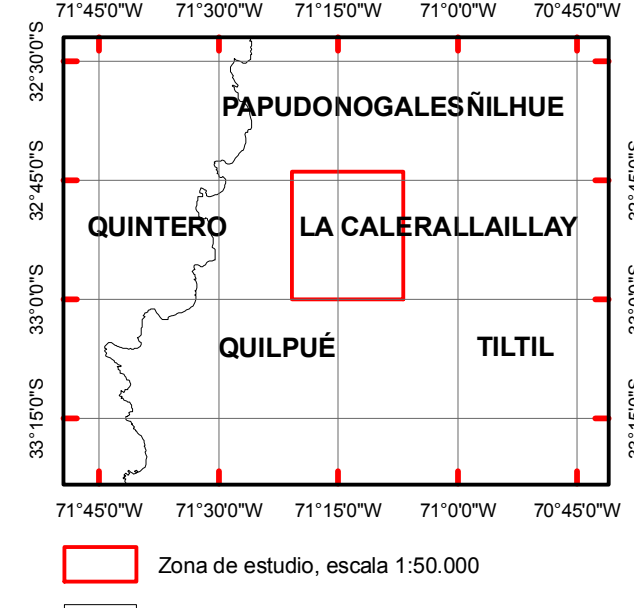
LOCALIZACIÓN



ESTUDIOS ANTERIORES



CUADRO SITUACIÓN HOJAS VECINAS



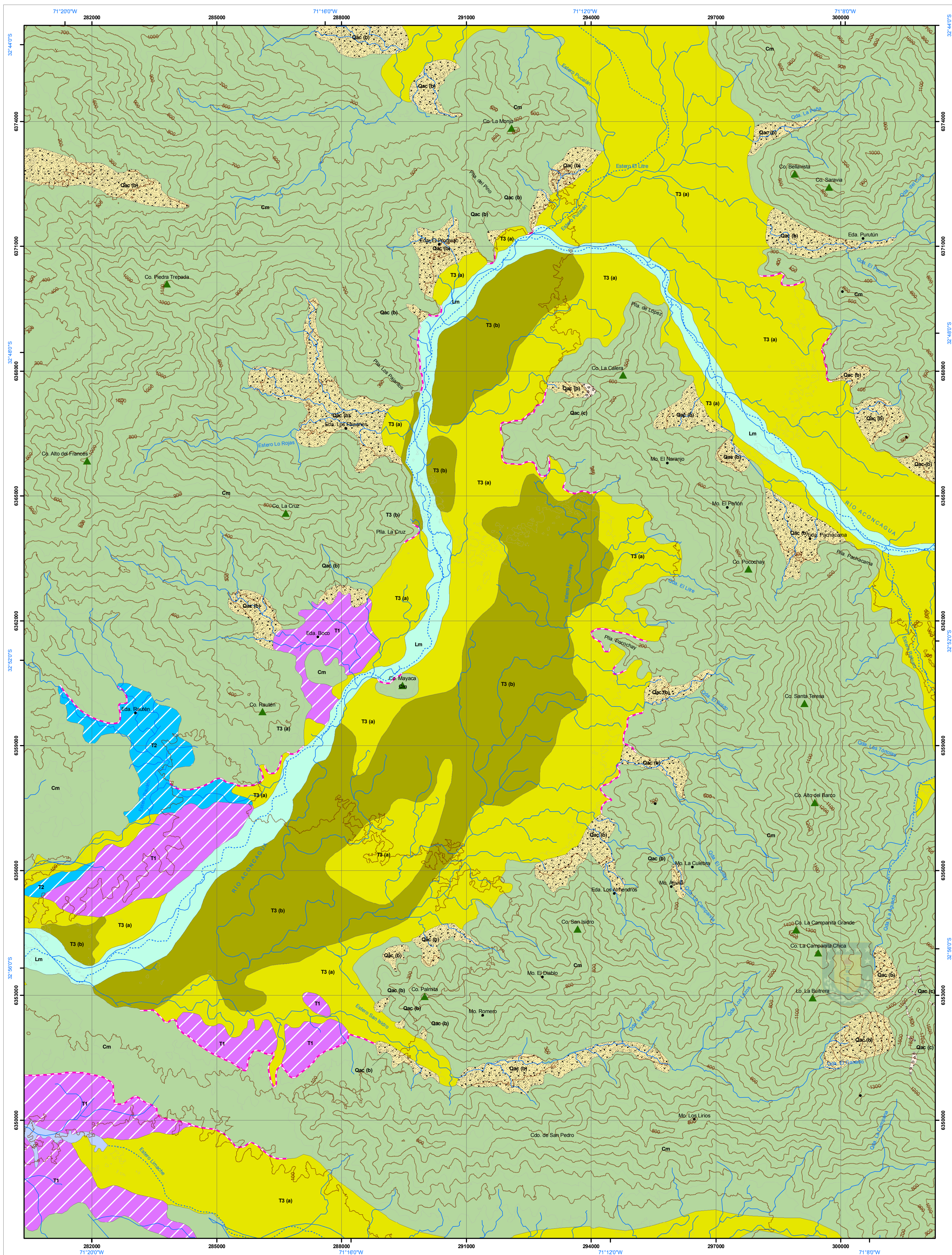
Universidad de Concepción
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento Ciencias de la Tierra

GEOLOGÍA DEL ÁREA LA CALERA - QUILLOTA ENTRE LOS 32°59'-32°45' S Y 71°06'-71°20' W

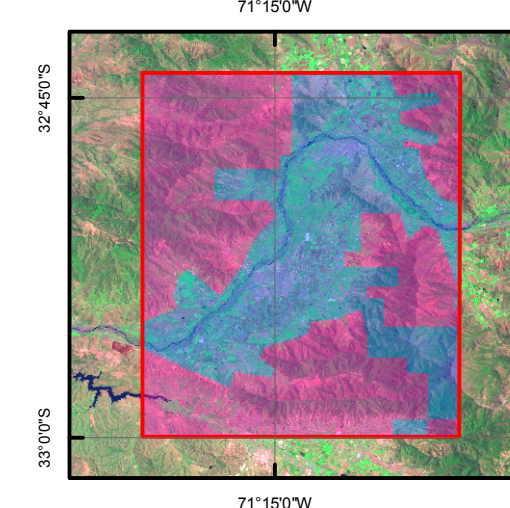
PROVINCIAS DE QUILLOTA MARGA - MARGA Y SAN FELIPE
REGION DE VALPARAISO CHILE

Autor
Oswaldo Elías García Rojas

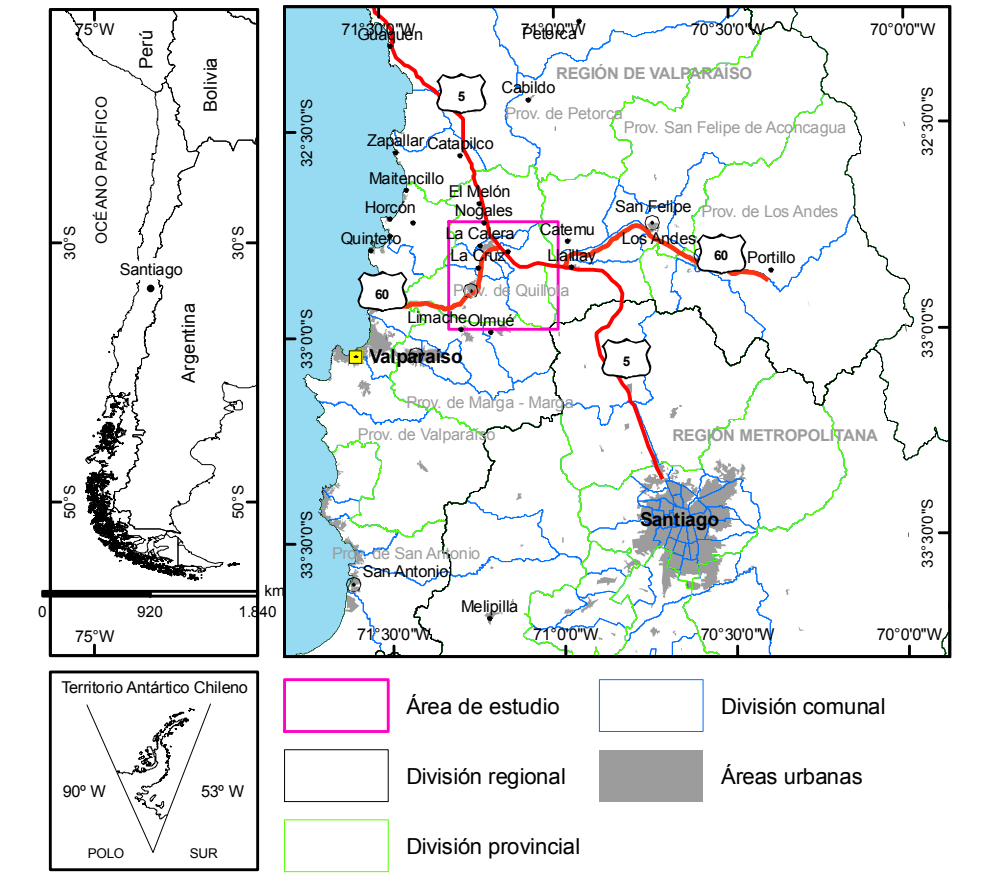
Mapa Geológico Escala 1:50.000 2020



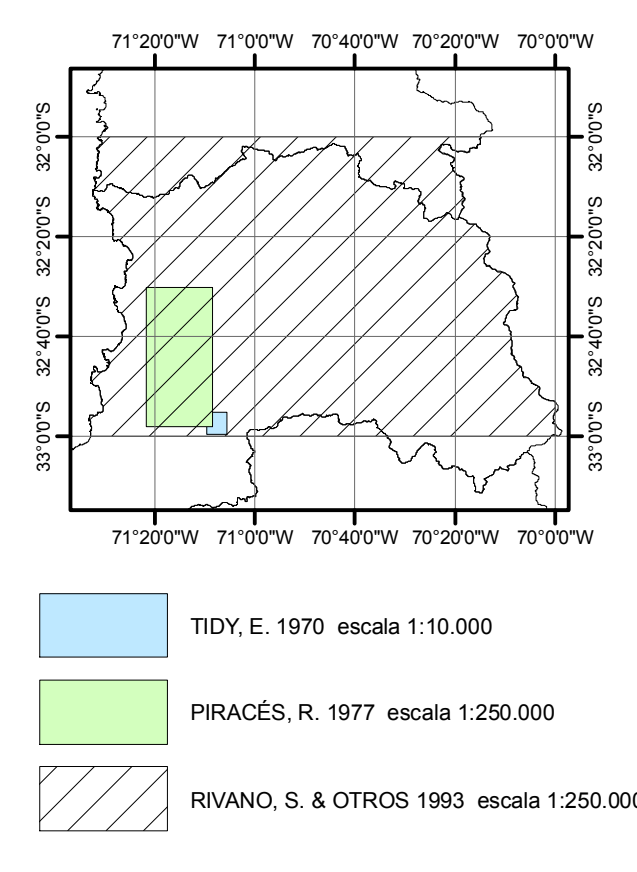
CONFIANZA DE LA INFORMACIÓN



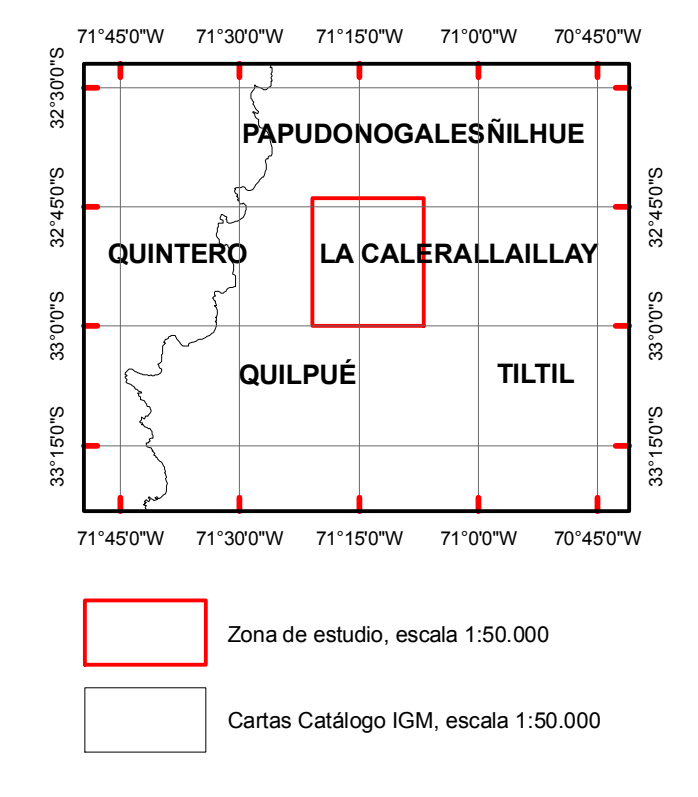
LOCALIZACIÓN



ESTUDIOS ANTERIORES

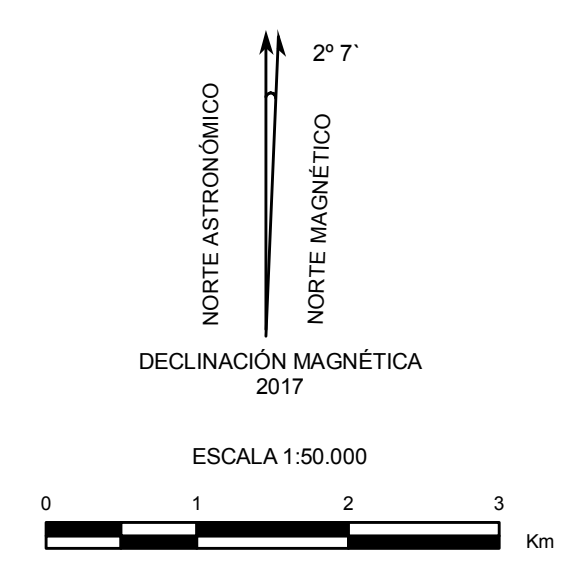


CUADRO SITUACIÓN HOJAS VECINAS



SIMBOLOGÍA

- | | | |
|----------------------------------|--|---------------------------|
| Cerros | Lecho Mayor Rio Aconcagua | Depósitos gravitacionales |
| Red hidrográfica | Terraza Superior | Depósitos coluviales |
| Canal de estiaje | Terraza Media | Cordones montañosos |
| Restos de antiguos arrasamientos | Terraza inferior y fondo principal del valle | |
| Embalse El Aromo | Piso 2° de la terraza inferior | |



Datos cartográficos
 Proyección Universal Mercator
 Origen de las abscisas (E) meridiano 75° W - 500 km
 Origen de las ordenadas (N) 10.000 km al sur del Ecuador

Datos geodésicos
 WGS 1984 zona 19 sur

Fotografía aérea
 Proyecto GEOTEC (SAF) escala 1:70.000
 Línea de vuelo N° 4 (2.148 - 2.153)
 Línea de vuelo N° 5 (2.107 - 2.112)
 Línea de vuelo N° 6 (1.094 - 1.100) Año 1996

Normas utilizadas
 Carta Cronoestratigráfica Internacional v. 2016
 (International Commission on Stratigraphy)

Universidad de Concepción
 Facultad de Ciencias Químicas
 Departamento Ciencias de la Tierra

**GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA
 LA CALERA - QUILLOTA
 ENTRE LOS 32°59'-32°45' S
 Y 71°06'-71°20' W**

PROVINCIAS DE QUILLOTA
 MARGA - MARGA Y SAN FELIPE
 REGIÓN DE VALPARAISO
 CHILE

Autor
Oswaldo Elias Garcia Rojas

Territorio Antártico Chileno

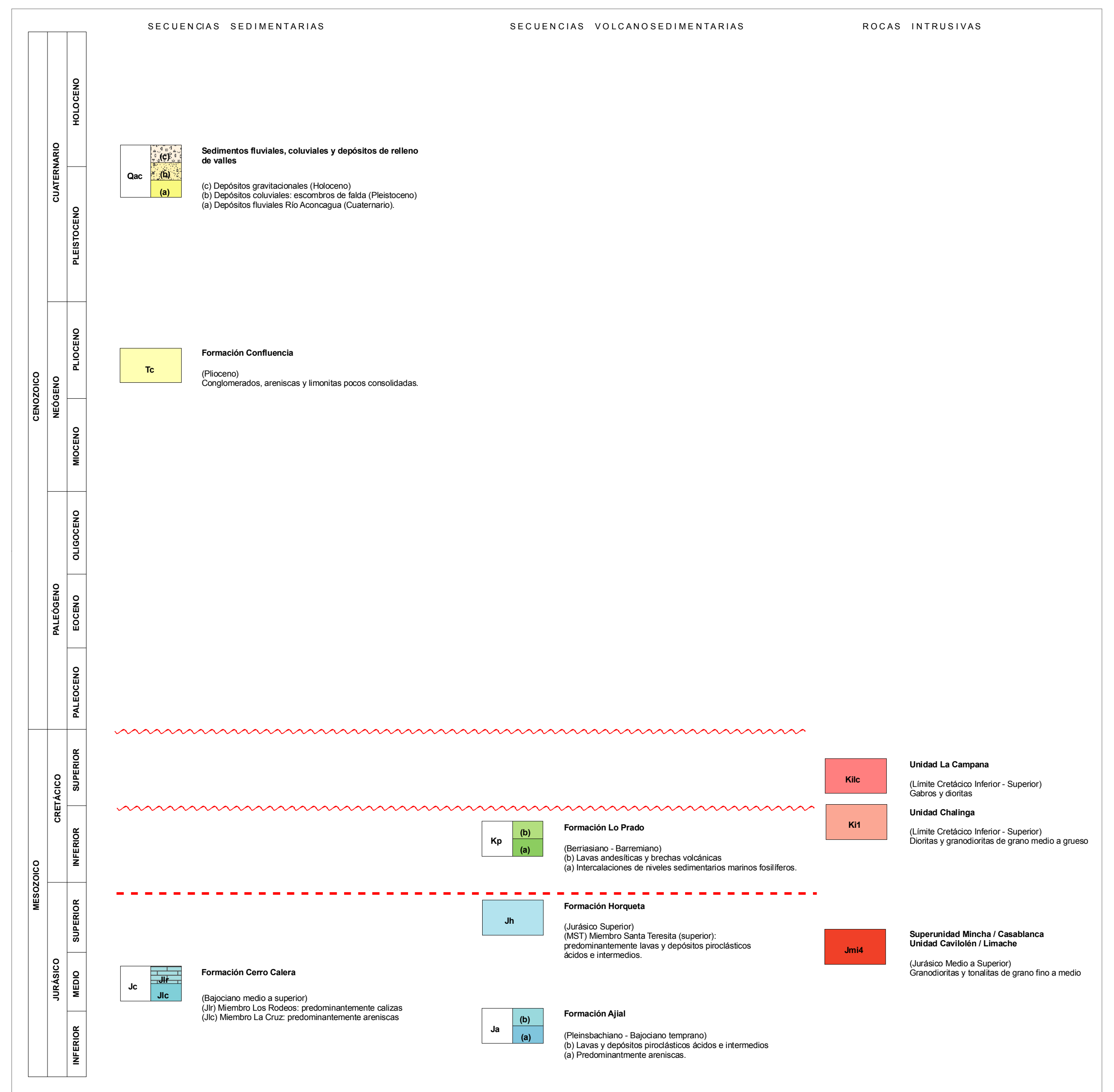
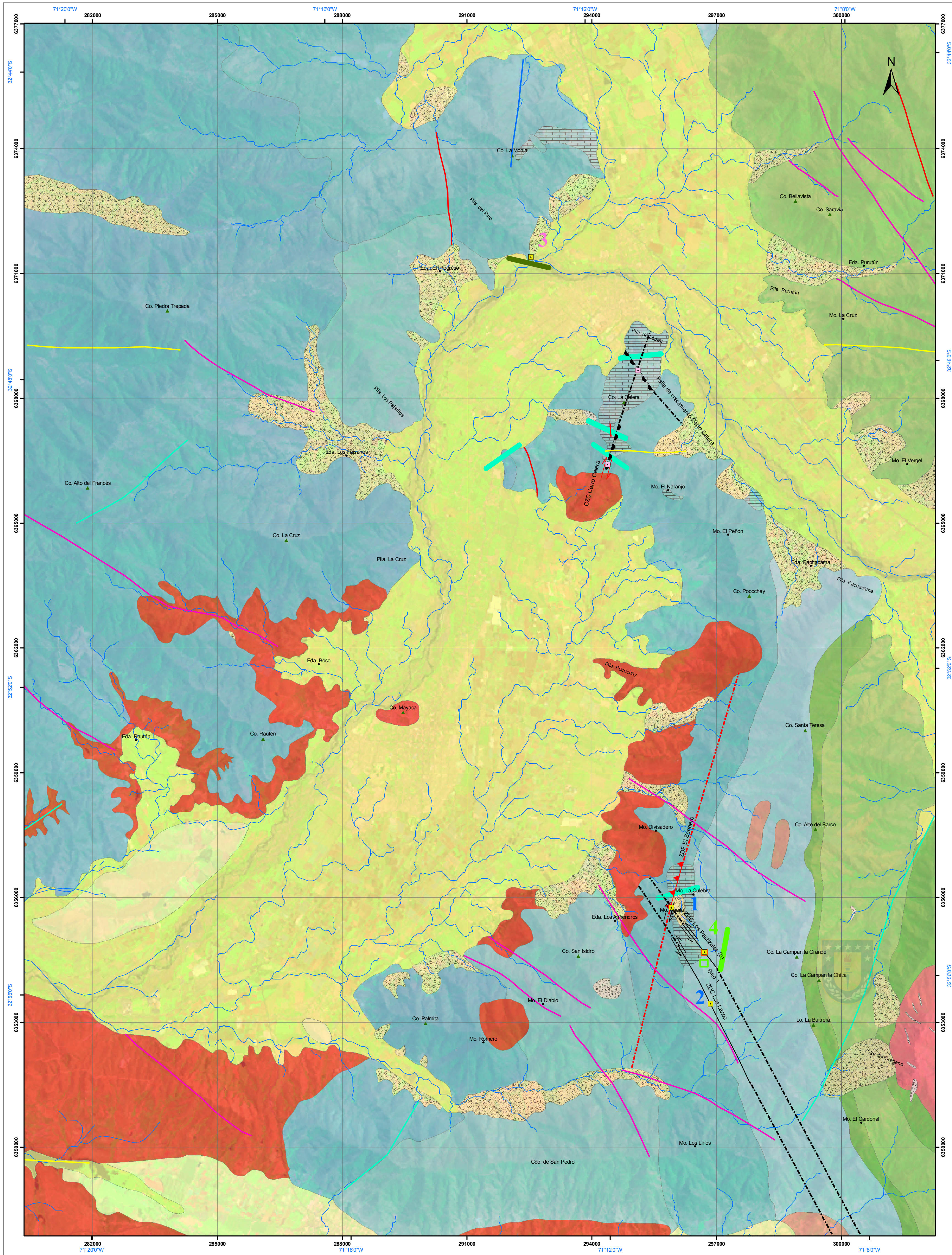
60° W 50° W

POLO SUR

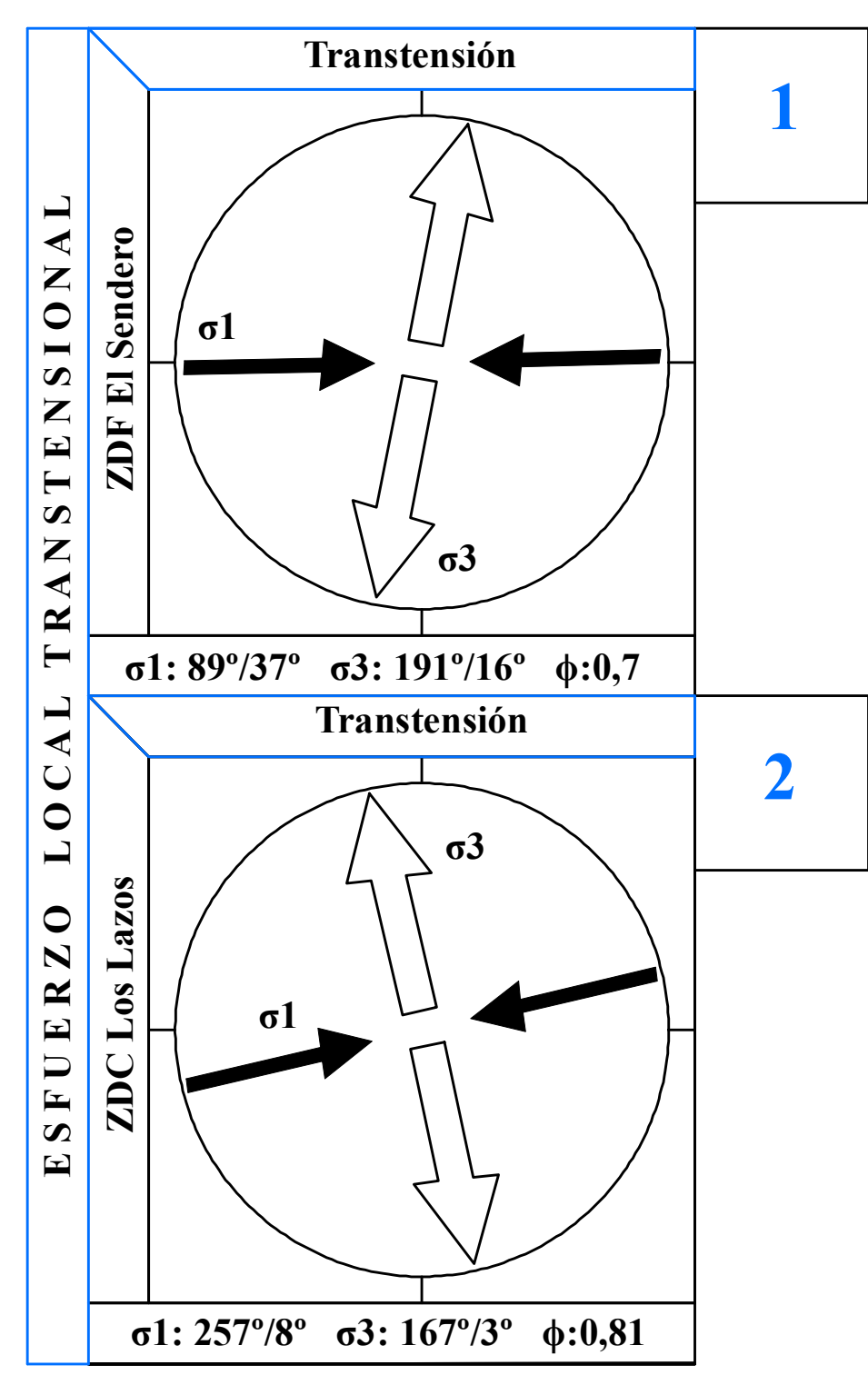
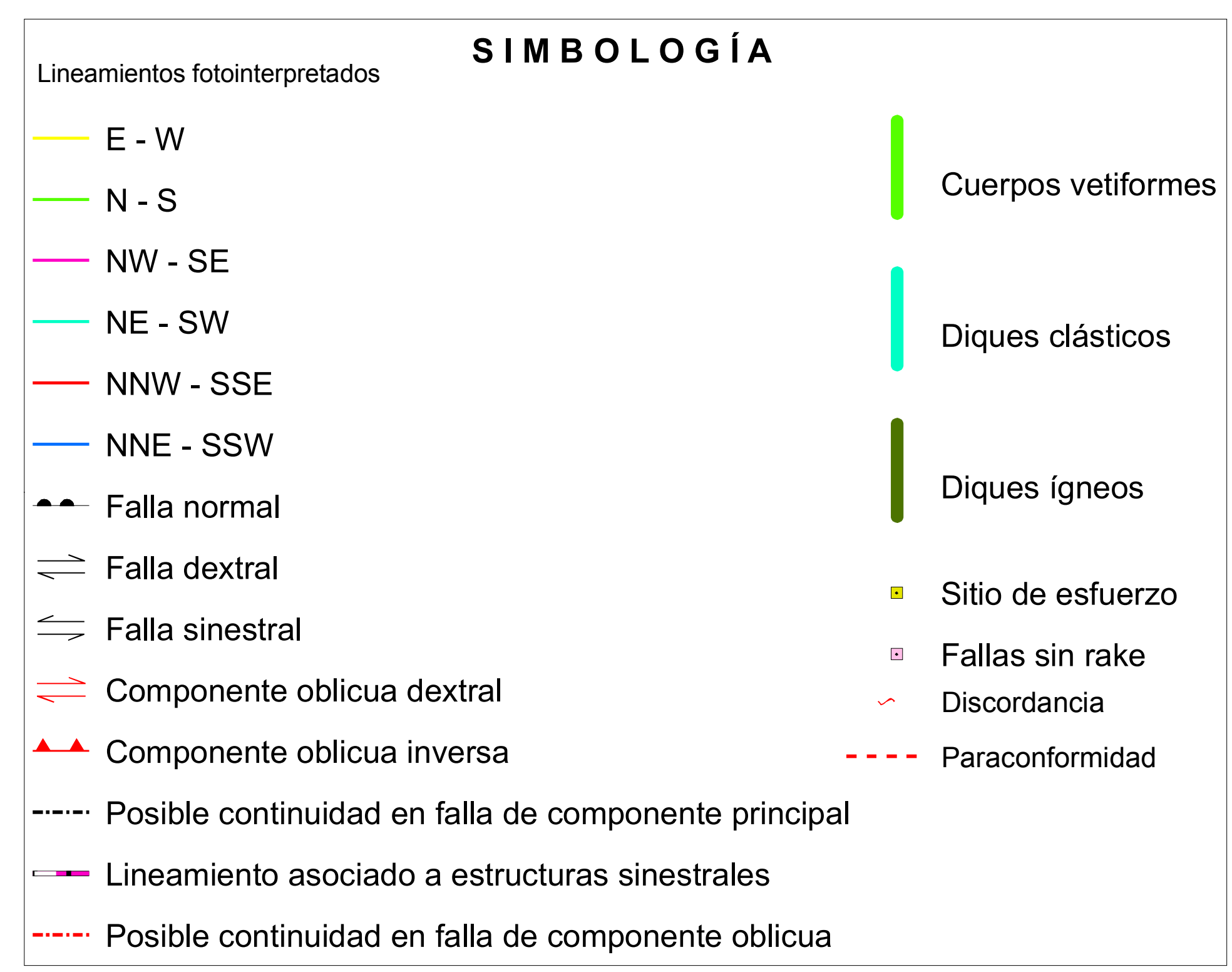
Mapa Geológico

Escala 1:50.000
2020

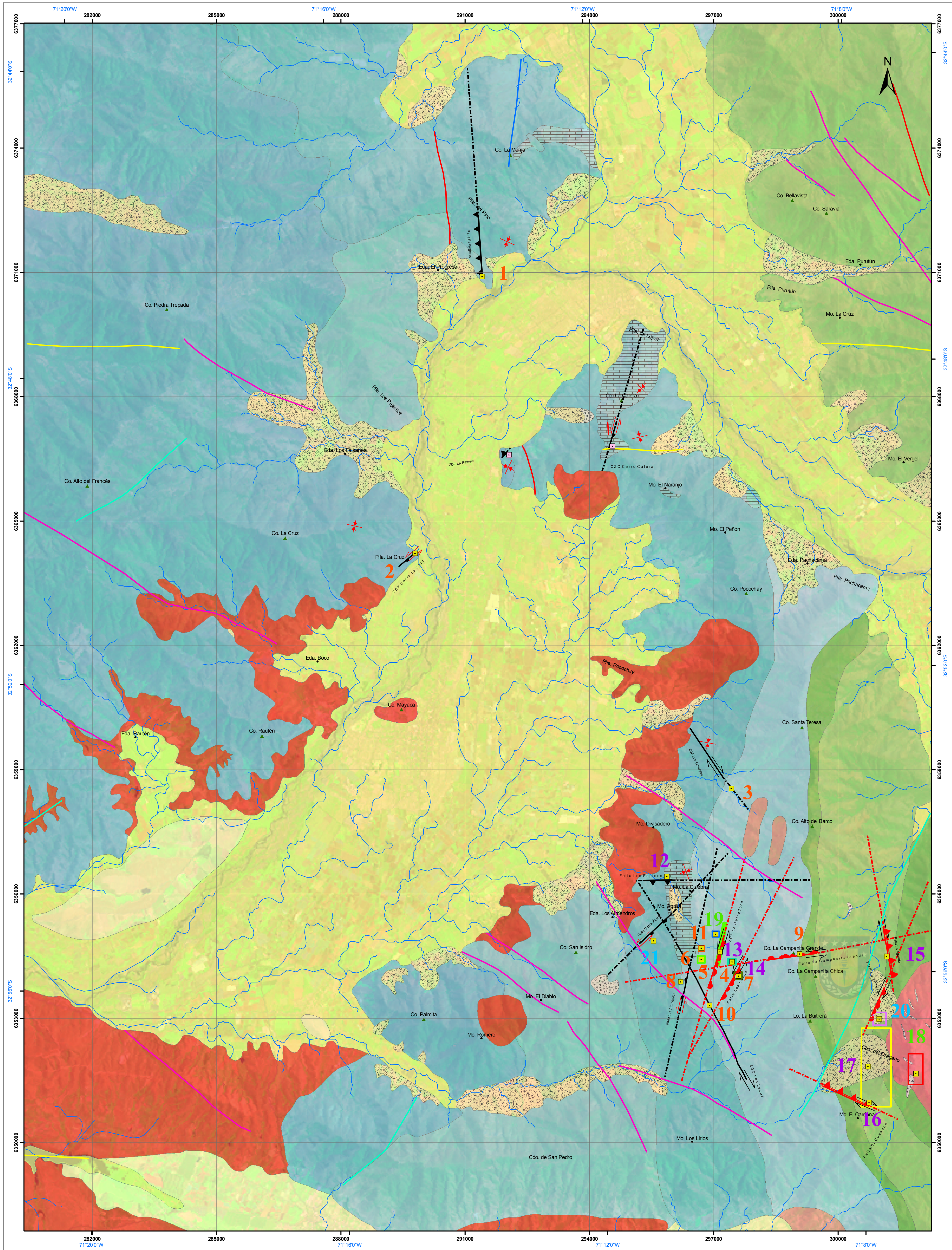
ESCALA 1:50.000



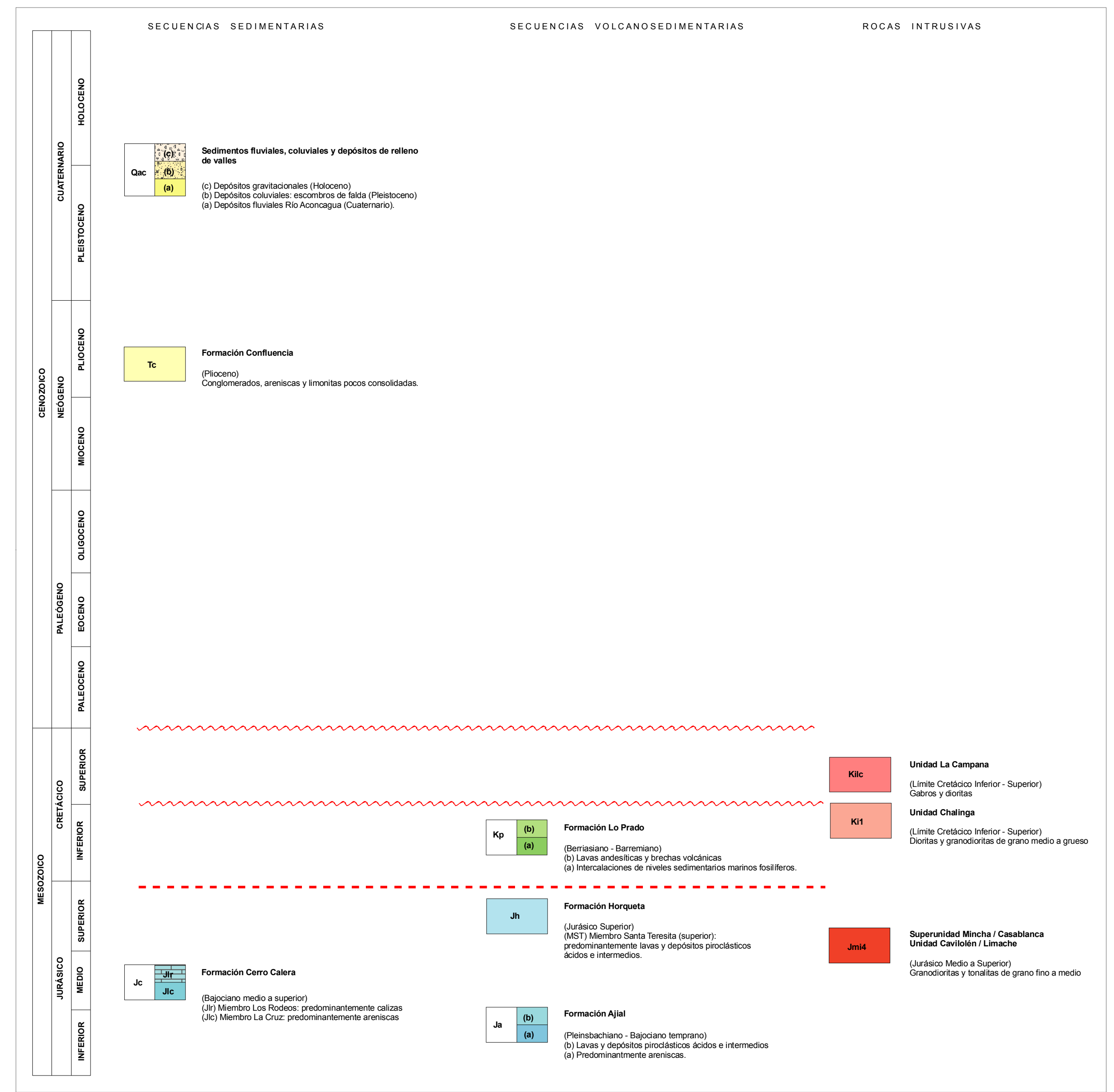
ESCALA 1:50.000



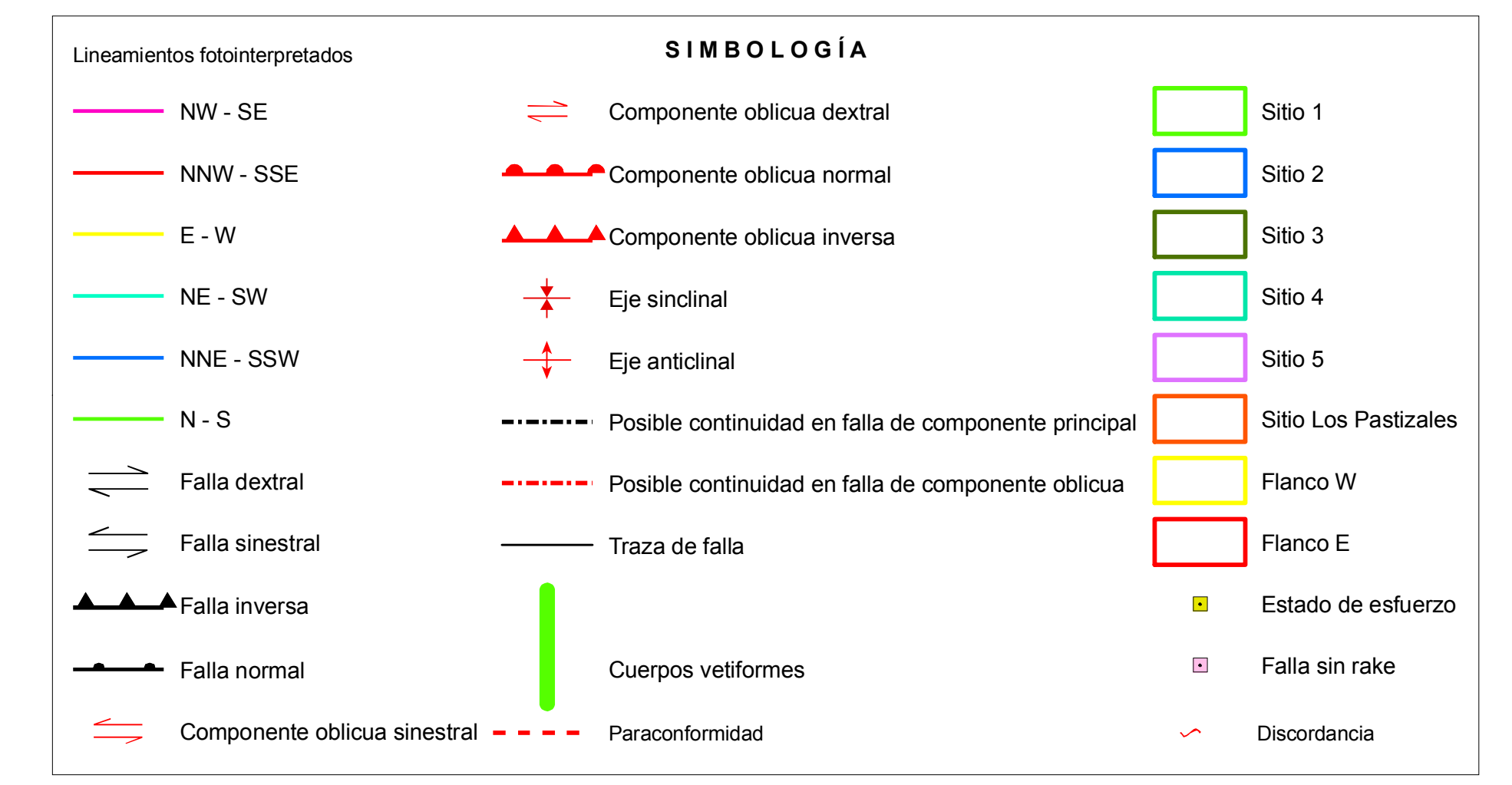
ESCALA 1:50.000



LEYENDA



ESCALA 1:50.000



ESTADOS DE ESFUERZOS

