



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



ANÁLISIS ESTRUCTURAL, IMPLICANCIAS TECTÓNICAS Y GEOLOGÍA DEL MARGEN SUROCCIDENTAL DE LA COMUNA DE TALCAHUANO, REGIÓN DEL BIOBÍO

Memoria para optar al título de geólogo

Diego Nicolás Rodríguez Estrada

Profesor Patrocinante: Dr. Jorge Andrés Quezada Flory

Profesores Comisión: Sr. Ramiro Ulises Bonilla Parra

Dra. María Verónica Pineda Mascayano

Concepción, 2022

“Yo tenía monumentos de bronce, de piedras preciosas, e inscripciones de arcilla.

Los dejé en los cimientos para tiempos futuros”

Asarhaddon (713 a.C. – 669 a.C.), rey de Asiria.

ÍNDICE

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. Trabajos anteriores	4
1.4. Nomenclatura estratigráfica.....	12
1.4.3. Definiciones relativas a unidades litoestratigráficas	12
1.4.4. Definiciones relativas a discontinuidades	14
1.5. Nomenclatura y definiciones estructurales.....	16
1.5.1. Elementos planares.....	16
1.5.2. Elementos lineales.....	18
1.6. Clima y vegetación	19
1.6.1. Clima	19
1.6.2. Vegetación.....	21
1.7. Geomorfología.....	22
1.8. Agradecimientos	26
2. MARCO GEOLÓGICO	27
2.1. Rocas metamórficas.....	27
2.1.1. Serie Occidental	27
2.1.2. Serie Oriental.....	29
2.2. Rocas intrusivas.....	31

2.2.2. Plutón Hualpén.....	31
2.3. Rocas estratificadas	32
2.3.1. Formación Quiriquina	32
2.3.2. Formación Pilpilco	34
2.3.3. Formación Curanilahue.....	36
2.3.4. Formación Cosmito.....	38
2.3.5. Formación Cerro Alto	40
2.3.6. Formación Boca Lebu	42
2.3.7. Formación Trihueco	44
2.3.8. Formación Millongue.....	45
2.3.9. Formación Ranquil.....	46
2.3.10. Estratos Molino el Sol.....	48
2.3.11. Formación Tubul.....	49
2.4. Depósitos semiconsolidados y no consolidados.....	50
2.4.1. Formación Andalién.....	50
2.4.2. Formación Huachipato	51
2.4.3. Depósitos recientes.....	52
2.5. Marco estructural.....	53
2.5.1. Estructuras regionales	53
2.5.2. Estructuras de relevancia local.....	55
2.5.3. Estructuras en el área de estudio	59
2.6. Marco geotectónico y evolución del margen andino.....	61
3. METODOLOGÍA.....	65
3.1. Generalidades	65
3.1.1. Etapas de trabajo	65
3.1.2. Bucle de retroalimentación	66

3.2. Metodología de terreno.....	69
3.2.1. Sistemática de trabajo en terreno	69
3.3. Metodología de laboratorio	69
3.4. Geología estructural.....	73
3.4.1. Detección de lineamientos	73
3.4.2. Correlación entre lineamientos y estructuras	74
3.5. Fundamentos matemáticos y del análisis computacional	75
3.5.1. Modelo de deformación	75
3.5.3. Algoritmo principal y optimización	77
3.5.6. Comparación con otros métodos.....	77
4. CAMPAÑA DE TERRENO	86
4.1. Cerro San Miguel	88
4.1.1. SMI – 1	88
4.1.2. SMI – 2.....	91
4.1.3. SMI – 3.....	94
4.1.4. SMI – 4.....	95
4.1.5. SMI – 5.....	97
4.1.6. SMI – 6.....	98
4.1.7. SMI – 7.....	100
4.1.8. SMI – 8.....	103
4.1.9. SMI – 9.....	105
4.1.10. SMI – 10.....	111
4.1.11. SMI – 11.....	113
4.1.12. SMI – 12.....	114
4.1.13. SMI – 13.....	116
4.2. Cerro Perales	117

4.2.1. PER – 1.....	117
4.2.2. PER – 2.....	119
4.2.3. PER – 3.....	120
4.2.4. PER – 4.....	130
4.2.5. PER – 5.....	132
4.2.6. PER – 6.....	133
4.3. Cerro San Martín	134
4.3.1. SMA – 1	134
4.3.2. SMA – 2	135
4.3.3. SMA – 3	137
4.3.4. SMA – 4	138
4.3.5. SMA – 5	140
4.3.6. SMA – 6	152
4.3.7. SMA – 7	153
4.3.8. SMA – 8	156
4.3.9. SMA – 9	158
4.3.10. SMA – 10	161
4.3.11. SMA – 11	162
4.4. Complejo deportivo Huachipato.....	163
4.4.1. CDH – 1	163
4.4.2. CDH – 2	166
4.5. Cerro La U	167
4.5.1. LAU – 1.....	167
4.5.2. LAU – 2.....	168
4.5.3. LAU – 3.....	169
4.5.4. LAU – 4.....	170
4.5.5. LAU – 5.....	172

4.5.6. LAU – 6.....	176
4.5.7. LAU – 7.....	180
4.5.8. LAU – 8.....	181
4.5.9. LAU – 9.....	182
4.5.10. LAU – 10.....	183
4.5.11. LAU – 11.....	185
4.5.12. LAU – 12.....	186
4.6. Cerro Las Pulgas.....	187
4.6.1. LPU – 1	187
5. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN	188
5.1. Demarcación y análisis de lineamientos.....	188
5.2. Periodos deformacionales y rasgos estructurales relativos a la bioliticronoestratigrafía	191
5.3. Análisis estructural y tectonoestratigráfico	204
5.3.1. Análisis de estructuras tectónicamente relevantes	204
5.3.2. Análisis cronotectonoestratigráfico y eventos deformacionales	208
6. CONCLUSIONES	225
7. REFERENCIAS	226
ANEXO 1: MODELO DE DEFORMACIÓN Y MÉTODO DE INVERSIÓN TECTÓNICO	245
ANEXO 2: COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS.....	271
ANEXO 3: DEFINICIÓN DE UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS Y ASIGNACIÓN A PUNTOS VISITADOS.....	299
Definición preliminar de Formación Quiriquina.....	300
Asignaciones según la definición preliminar de Formación Quiriquina	300
Definición de Formación Quiriquina.....	301

Asignaciones según la definición de Formación Quiriquina.....	301
Caracterización estratigráfica general de la Formación Quiriquina	301
Definición de Formación Pilpilco.....	302
Asignaciones según la definición de Formación Pilpilco.....	302
Caracterización estratigráfica general de la Formación Pilpilco	302
Definición de Formación Curanilahue	303
Asignaciones según la definición de Formación Curanilahue.....	303
Caracterización estratigráfica general de la Formación Curanilahue	304
Definición de los Estratos Barrio Industrial	304
Asignaciones según la definición de los Estratos Barrio Industrial	304
Caracterización estratigráfica general de los Estratos Barrio Industrial.....	305
Definición de los Estratos Las Higueras.....	305
Asignaciones según la definición de los Estratos Las Higueras.....	305
Caracterización estratigráfica general de los Estratos Las Higueras	306
ANEXO 4: PALEONTOLOGÍA.....	307
Taxones de trabajos anteriores	308
Paleontología sistemática	309
Subclase Elasmobranchii	309
ANEXO 5: MUESTRAS	328
ANEXO 6: CORTES TRANSPARENTES	343
ANEXO 7: MAPA GEOLÓGICO – ESTRUCTURAL.....	351

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.....	3
1.2. Mapa y perfiles geológicos de Schultz (1964).....	5
1.3. Imagen del cuadro estratigráfico propuesto por Galli (1967).....	6
1.4. Mapa geológico y georeferenciado para la zona de estudio, Galli (1967).....	7
1.5. Columnas estratigráficas de Biró (1982).....	8
1.6. Columna estratigráfica para la isla Quiriquina de Frutos y otros (1982).....	9
1.7. Correlación secuencial de las columnas estratigráficas elaboradas para distintos sectores en las cercanías de Concepción, Salazar y otros (2015).....	11
1.8. Imagen del elemento planar N50°E / 80°NW, Griem (2016).....	16
1.9. Imagen del elemento planar 320/80 (DD/D), Griem (2016).....	17
1.10. Representación en notación RHR de diferentes elementos planares.....	18
1.11. Gráfico de temperaturas mensuales promedio.....	19
1.12. Gráfico de barras con las precipitaciones mensuales promedio.....	20
1.13. Asociación florística en los cerros del área de estudio.....	21
1.14. Mapa geomorfológico de la región del Biobío.....	22
1.15. Mapa de las unidades geomorfológicas principales propuestas por Mardones (1978) para la bahía de Concepción.....	23
1.16. Distribución de los principales cerros presentes en el área de estudio.....	25
2.1. Distribución de las series Occidental y Oriental, según Glodny y otros (2008).....	27
2.2. Génesis de los duplex tectónicos característicos del basamento, y en específico, de la Serie Oriental, Martin y otros (1999).....	30
2.3. Correlación de columnas estratigráficas del Paleógeno Inferior en la Bahía de Arauco, Bahía de Concepción e Isla Quiriquina propuesta por Inostroza (2018).....	39
2.4. Correlación bioestratigráfica para las muestras de diferentes localidades agrupadas en las respectivas formaciones del Mioceno de Chile surcentral, Finger (2013).....	47
2.5. Imagen satelital con el trazado de las principales fallas a escala regional	54
2.6. Perfiles geológicos de los cerros islas en la comuna de Concepción, Quezada (1996).....	55
2.7. Estructuras extensionales referidas previamente, en el mapa geológico georeferenciado de Galli (1967).....	56
2.8. Ubicación del trazado de la Falla San Vicente.....	57
2.9. Modelo geológico – estructural planteado por Galli (1967).....	58
2.10. Ubicación del trazado de la Falla Hualpencillo.....	59
2.11. Ubicación del trazado de la falla referida.....	60
2.12. Mecanismo focal resultante de los datos estructurales respectivos a fallas inversas del Mioceno superior en la zona del arco volcánico, Reuther y otros (2003).....	63

2.13.	Mapa esquemático de la colisión respectiva a la zona de fractura de Mocha durante el periodo temporal Plioceno superior – Holoceno, Folguera y otros (2009).....	64
3.1.	Zona de recolección de información para ambas formaciones y además para la relación estratigráfica interformacional.....	66
3.2.	Esquema de las zonas de recolección de información para ambas formaciones y además para la relación estratigráfica interformacional.....	67
3.3.	Esquema del flujo de trabajo con recursividad en las últimas dos etapas de terreno y de gabinete con laboratorio.....	68
3.4.	Clasificación textural para rocas sedimentarias, modificada de Nichols (2009).....	70
3.5.	Escala textural de esfericidad y redondeamiento elaborada por Powers (1953).....	70
3.6.	Diferentes estilos de fábricas para rocas sedimentarias.....	71
3.7.	Clasificación adicional para el contacto entre los granos o tipo de empaquetamiento.....	71
3.8.	Escala de selección de Compton (1962).....	71
3.9.	Clasificación composicional para areniscas, de Folk y otros (1970).....	72
3.10.	Clasificación de Dunham (1962).....	72
3.11.	Diagrama de manejo de información para la clasificación de fallas geológicas a partir de información de terreno y un conjunto de lineamientos (georeferenciados).....	74
3.12.	Comparación de los modelos deformacionales de Anderson (1905) y Riedel (1929).....	75
3.13.	Esquema del modelo AMCR.....	76
3.14.	Resultado de la optimización a partir del conjunto de datos AVB.....	82
3.15.	Resultado de la optimización a partir del conjunto de datos TYM.....	83
3.16.	Resultado de la optimización a partir del conjunto de datos MD1.....	84
3.17.	Resultado de la optimización a partir del conjunto de datos KAM.....	85
4.1.	Distribución de los puntos de muestreo de información.....	86
4.2.	Distribución de los puntos formales.....	87
4.3.	Afloramiento SMI – 1.....	89
4.4.	Lutitas arenosas, SMI – 1.....	90
4.5.	Areniscas conglomerádicas marrones anaranjadas, SMI – 1.....	90
4.6.	Afloramiento SMI – 2.....	91
4.7.	Detalle del contacto entre las areniscas amarillas grisáceas con abundantes concreciones y las areniscas verdes grisáceas de grano fino.....	92
4.8.	Detalle de la falla inversa, SMI – 2.....	93
4.9.	Afloramiento SMI – 3.....	94
4.10.	Afloramiento SMI – 4.....	95
4.11.	Capa de lutitas bajo las areniscas conglomerádicas granodecrecientes y detalle de las lutitas.....	96
4.12.	Afloramiento SMI – 5.....	97
4.13.	Afloramiento SMI – 6.....	98
4.14.	Afloramiento SMI – 7.....	100
4.15.	Filitas de intenso plegamiento.....	101

4.16.	Zona de daño estructural (en tonalidades rojas) delimitada lateralmente por un plano de orientación 335/82.....	102
4.17.	Cantera existente en el punto SMI – 8.....	103
4.18.	Afloramiento SMI – 9.....	105
4.19.	Concreción fosilífera encontrada en las areniscas grises concrecionarias, finas e interdigitantes.....	106
4.20.	Bloque rodado de areniscas finas que contienen un nivel de coquina.....	107
4.21.	Contacto entre las areniscas muy finas de color verde marrón grisáceo bajo las areniscas finas grises amarillentas con estratificación cruzada en artesa.....	108
4.22.	Falla inversa del afloramiento SMI – 9.....	110
4.23.	Afloramiento SMI – 10.....	111
4.24.	Filitas intensamente plegadas.....	112
4.25.	Estratificación cruzada en artesa.....	112
4.26.	Afloramiento SMI – 11.....	113
4.27.	Mosaico de imágenes correspondiente al afloramiento SMI – 12.....	114
4.28.	Contacto por falla normal entre las areniscas amarillas grisáceas y las filitas.....	115
4.29.	Facies sedimentaria interdigitante de areniscas blancas grisáceas.....	115
4.30.	Afloramiento SMI – 13.....	116
4.31.	Afloramiento PER – 1.....	117
4.32.	Plegamiento de arrastre asociado a la falla normal	118
4.33.	Afloramiento PER – 2.....	119
4.34.	Afloramiento PER – 3.....	120
4.35.	Areniscas concrecionarias amarillas verdosas bajo el estrato correspondiente a las areniscas verdes con dientes de elasmobranquios.....	121
4.36.	Molde externo de ammonoideo indeterminado.....	122
4.37.	Traza fósil de Skolithos isp.....	122
4.38.	Engranamiento o interdigitación entre areniscas y las areniscas verdes masivas de grano fino granodecrecientes a muy fino	123
4.39.	Areniscas medias naranjas del extremo septentrional de la porción meridional, PER – 3.....	124
4.40.	Porción septentrional del conjunto de afloramientos correspondientes a PER – 3.....	125
4.41.	Faceta de morfología erosiva en el contacto entre las areniscas grises amarillentas concrecionarias bajo las areniscas verdes finas concrecionarias con dientes de elasmobranquios	126
4.42.	Contacto entre las areniscas verdes finas concrecionarias bajo los conglomerados polimícticos.....	127
4.43.	Detalle de la bioturbación rellena con material conglomerádico.....	128
4.44.	Trazas fósiles correspondientes a Skolithos isp. y Ophiomorpha isp.....	128
4.45.	Contacto entre las areniscas verdes grisáceas concrecionarias granodecrecientes bajo el segundo estrato de conglomerados polimícticos.....	129
4.46.	Traza fósil correspondientes a Ophiomorpha isp. en la litofacies superior de las areniscas verdes grisáceas de grano fino.....	129
4.47.	Afloramiento PER – 4.....	130
4.48.	Plano de falla en el extremo N del afloramiento PER – 4.....	131

4.49.	Detalle sobre uno de los niveles conglomerádicos dentro de las areniscas verdes amarillentas finas con dientes de elasmobranquios.....	131
4.50.	Afloramiento PER – 5.....	132
4.51.	Afloramiento PER – 6.....	133
4.52.	Afloramiento SMA – 1.....	134
4.53.	Extremo occidental del afloramiento SMA – 2.....	135
4.54.	Deformación en el extremo oriental de SMA – 2.....	136
4.55.	Afloramiento SMA – 3.....	137
4.56.	Afloramiento SMA – 4.....	138
4.57.	Fósiles y deformación en SMA – 4.....	139
4.58.	Extremo oriental de SMA – 5.....	140
4.59.	Afloramiento principal del extremo occidental de SMA – 5.....	140
4.60.	Detalle de las areniscas en el talud correspondiente al extremo oriental del afloramiento SMA – 5.....	141
4.61.	Detalle de las arenas marrones amarillentas no consolidadas, con una base correspondiente a acumulaciones de bivalvos.....	142
4.62.	Contacto entre las areniscas amarillas grisáceas de grano fino bioturbadas bajo las areniscas verdes grisáceas de grano fino con niveles conglomerádicos discontinuos y dientes de elasmobranquios.....	143
4.63.	Contacto entre las areniscas verdes grisáceas de grano fino con niveles conglomerádicos y dientes de elasmobranquios bajo los conglomerados polimicticos verdes anaranjados.....	144
4.64.	Vista parcial de las areniscas del extremo occidental de SMA – 5.....	145
4.65.	Vista en perfil que contiene a la sección mostrada en la figura 4.62.....	146
4.66.	Contacto entre las areniscas grises verdosas concrecionarias y granodecrecientes bajo las areniscas grises verdosas granodecrecientes de granulometría gruesa en la base a muy fina en techo.....	146
4.67.	Tramo superior de las areniscas grises verdosas granodecrecientes de granulometría gruesa en la base a muy fina en techo.....	147
4.68.	Areniscas naranjas grisáceas de grano fino.....	147
4.69.	Areniscas blancas grisáceas conglomerádicas e intraclásticas.....	148
4.70.	Intraclasto de las areniscas naranjas grisáceas de grano fino contenido en las areniscas blancas grisáceas.....	149
4.71.	Gradación al N correspondiente a las areniscas medias a finas de color blanco grisáceo.....	149
4.72.	Areniscas medias grises marrones con laminación paralela.....	150
4.73.	Falla normal de orientación 20/87.....	151
4.74.	Afloramiento SMA – 6.....	152
4.75.	Extremo septentrional de SMA – 7.....	153
4.76.	Areniscas grises claras masivas, zona meridional de SMA – 7.....	154
4.77.	Estructuras principales en el afloramiento SMA – 7.....	155
4.78.	Areniscas amarillas grisáceas de grano fino.....	156
4.79.	Areniscas marrones rojizas de grano medio con intraclastos de lutitas.....	157
4.80.	Areniscas marrones rojizas de grano medio, con líticos volcánicos.....	157
4.81.	Afloramiento SMA – 9.....	158
4.82.	Manto de carbón en las areniscas naranjas grisáceas.....	159
4.83.	Intraclastos en las areniscas rojas marrones conglomerádicas.....	160

4.84.	Afloramiento SMA – 10.....	161
4.85.	Afloramiento SMA – 11 y lutitas arenosas grises.....	162
4.86.	Afloramiento CDH – 1.....	163
4.87.	Falla 71/80.....	164
4.88.	Falla normal y dextral de orientación 5/86.....	165
4.89.	Afloramiento CDH – 2.....	166
4.90.	Afloramiento LAU – 1.....	167
4.91.	Afloramiento LAU – 2.....	168
4.92.	Afloramiento LAU – 3.....	169
4.93.	Tramo central de la secuencia sedimentaria correspondiente al afloramiento LAU – 4.....	170
4.94.	Falla inversa de orientación 4/77.....	171
4.95.	Imagen del talud meridional del corte ferroviario correspondiente a LAU – 5.....	172
4.96.	Secuencia sedimentaria parcial del afloramiento LAU – 5.....	173
4.97.	Rodado de las areniscas conglomerádicas naranjas grisáceas de grano grueso, junto a otros dos pertenecientes a las areniscas naranjas grisáceas granodecrecientes.....	174
4.98.	Lutitas blancas bajo manto de carbón.....	174
4.99.	Principales estructuras en LAU – 5.....	175
4.100.	Afloramiento LAU – 6.....	176
4.101.	Mantos de carbón discontinuos, areniscas grises rojizas, conglomerádicas e intraclásticas de grano grueso.....	177
4.102.	Intraclastos de tamaño conglomerado en el estrato con mantos de carbón.....	177
4.103.	Contacto entre las areniscas areniscas concrecionarias verdes anaranjadas abundantemente bioturbadas, bajo las areniscas grises verdosas de grano fino con laminación paralela.....	178
4.104.	Arenas no consolidadas grises oscuras de grano medio.....	178
4.105.	Vista en perfil de las últimas litofacies sedimentarias correspondientes a LAU – 6.....	179
4.106.	Areniscas blancas de grano medio.....	180
4.107.	Afloramiento LAU – 8.....	181
4.108.	Afloramiento LAU – 9.....	182
4.109.	Afloramiento LAU – 10.....	183
4.110.	Areniscas blancas amarillentas de grano fino, con restos vegetales e intraclastos de lutitas grises claras.....	184
4.111.	Afloramiento LAU – 11.....	185
4.112.	Afloramiento LAU – 12.....	186
4.113.	Afloramiento LPU – 1.....	187
5.1.	Lineamientos (en rojo) dentro del área de estudio.....	188
5.2.	Diagrama roseta correspondiente a los lineamientos demarcados.....	190
5.3.	Nivel conglomerádico con líticos de la UVD.....	193
5.4.	Intraclasto de lutitas grises oscuras en el estrato sobre la SEP2, adyacente a un intraclasto de la Formación Pilpilco.....	195
5.5.	Contactos entre las formaciones Quiriquina, Pilpilco y Curanilahue.....	198
5.6.	Areniscas conglomerádicas con mantos de carbón e intraclastos de lutitas grises claras y areniscas de la Formación Curanilahue.....	199

5.7.	Contacto entre los Estratos Barrio Industrial sobre la Formación Curanilahue....	201
5.8.	Cuadro resumen de las unidades litoestratigráficas acotadas al área de estudio.....	203
5.9.	Inversión de esfuerzos en las estructuras activas durante el Maastrichtiano.....	209
5.10.	Inversión de esfuerzos en las estructuras activas durante el Thanetiano (calculado en este caso en el modo por defecto).....	212
5.11.	Inversión de esfuerzos en las estructuras activas durante el Thanetiano (calculado en este caso en el modo de compatibilidad con tectónica de rumbo).....	213
5.12.	Inversión de esfuerzos en las estructuras activas durante el Thanetiano superior – Ypresiano inferior (calculado en este caso en el modo por defecto).....	214
5.13.	Inversión de esfuerzos en las estructuras activas durante el Thanetiano superior – Ypresiano inferior (calculado en este caso en el modo de compatibilidad con tectónica de rumbo).....	215
5.14.	Inversión de esfuerzos en las estructuras activas durante el Lutetiano – Priaboniano (calculado en este caso en el modo por defecto).....	216
5.15.	Inversión de esfuerzos en las estructuras activas durante el Lutetiano – Priaboniano (calculado en este caso en el modo de compatibilidad con tectónica de rumbo).....	217
5.16.	Inversión de las cinemáticas inferidas del Mioceno superior.....	218
5.17.	Inversión de esfuerzos en las fallas de actividad inferida en el Plioceno.....	219
5.18.	Inversión de esfuerzos en las fallas de actividad compresiva, de temporalidad inferida en el Mioceno superior, o en cambio en el Plioceno superior – Pleistoceno (modo por defecto).....	220
5.19.	Inversión de esfuerzos en las fallas de actividad compresiva, de temporalidad inferida en el Mioceno superior, o en cambio en el Plioceno superior – Pleistoceno (modo de compatibilidad con tectónica de rumbo).....	221
5.20.	Inversión de esfuerzos en las fallas de la última configuración tectónica (modo por defecto).....	222
5.21.	Inversión de esfuerzos en las fallas de la última configuración tectónica (modo de compatibilidad con tectónica de rumbo).....	223
5.22.	Diagrama de la evolución tectónica planteada.....	224

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
3.1. Conjunto de datos AVB.....	78
3.2. Conjunto de datos TYM.....	79
3.3. Conjunto de datos MD1.....	80
3.4. Conjunto de datos KAM.....	81
3.5. Coeficiente L_k por conjunto de datos.....	85
4.1. Folioaciones principales del Basamento Metamórfico en la transecta estructural.....	99
5.1. Lineamientos del área de estudio.....	191
5.2. Fallas tectónicamente activas durante la depositación de Formación Quiriquina (Maastrichtiano).....	211
5.3. Fallas tectónicamente activas durante la depositación de Formación Pilpilco (Thanetiano).....	214
5.4. Fallas tectónicamente activas durante la depositación de Formación Curanilahue (Thanetiano superior – Ypresiano inferior).....	216
5.5. Fallas tectónicamente activas durante la depositación de los Estratos Barrio Industrial (Lutetiano – Priaboniano).....	218
5.6. Fallas tectónicamente activas durante la última configuración tectónica.....	224

RESUMEN

El área de estudio comprendida bajo el presente trabajo, corresponde al conjunto de cerros y elevaciones topográficas que se ubican dentro del margen occidental de la comuna de Talcahuano y sus alrededores más inmediatos, correspondiendo a la franja entre la porción meridional de la península de Tumbes y al norte de la comuna de Hualpén.

El núcleo de este estudio es el análisis de los rasgos estructurales y, a su vez y complementariamente, la descripción de la geología del sector junto a sus implicancias para el conocimiento geológico, tanto a escala local como, ponderadamente, en un marco de procesos geológicos de trascendencia regional. En virtud de lo anterior, se presentan también una serie de nuevos métodos de tratamiento de datos, requeridos por la escala de trabajo.

Trabajos previos realizados sobre estos afloramientos, a mayor escala, lograron clasificarlos como partes de un cerro isla con rocas de las formaciones Quiriquina y Cosmito sobre el Basamento Metamórfico, pero no procedieron a desarrollar mayor detalle. Sin embargo, la evidencia demuestra una compleja estructura y evolución geológica, e inclusive con implicancias para la geología regional y la evolución tectónica de la bahía de Concepción.

Entre los principales resultados, se tiene el descubrimiento y clasificación del conjunto de fallas que afectan a las rocas del sector, su asociación con los afloramientos de las formaciones mencionadas previamente u otras unidades, descripción de piezas paleontológicas, así como el descubrimiento de nuevos afloramientos fosilíferos de rocas estratificadas del Mioceno, y la clasificación de nuevos taxones de elasmobranquios que previamente habían sido descritos con poca especificidad.

Otro aspecto del presente estudio es la vinculación de caracteres geológicos variados e integración a las estructuras vistas en terreno dentro del modelo estructural y de evolución tectónica planteado, concluyendo la existencia de varios episodios extensionales generadores de cuencas, como también eventos compresivos, con inversiones parciales de las mencionadas cuencas, y además, se logra establecer la importancia de las estructuras con desplazamiento en el rumbo, a nivel local, y la relación de toda la información anteriormente señalada con los procesos tectónicos regionales.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo general

Realizar un estudio geológico y estructural del margen suroccidental de Talcahuano asociado con un análisis sobre datos geotectónicos de carácter regional, a partir de los cuales y junto con datos empíricos observados en terreno, elaborar modelos tectonoestratigráficos – estructurales.

1.1.2. Objetivos específicos

- Efectuar una descripción, mapeo y modelamiento geológico – estructural del área en cuestión, a escala 1:8.000.
- Reconocer y catalogar los rasgos estructurales para realizar un análisis cinemático y, eventualmente, dinámico sobre los mismos.
- Identificar las diferentes fases de deformación a nivel local, y su correlación con eventos tectónicos regionales.
- Inferir una evolución geológica para el área de estudio, por medio de la realización de esbozos sobre las principales etapas y cambios significativos.
- Correlacionar, diferenciar y ordenar las unidades estratificadas en los diferentes afloramientos a partir de una descripción detallada de las litologías en muestras de mano y/o cortes transparentes.
- Clasificar las piezas paleontológicas correspondiente a los elasmobranquios presentes en el área de estudio, y analizar sus implicancias cronoestratigráficas y tectonoestratigráficas.

1.2. Ubicación y accesos

El área de estudio de esta memoria corresponde al margen suroccidental de la comuna de Talcahuano, donde se encuentran los cerros Las Pulgas, San Martín, San Miguel, Perales, y el cerro La U, el más septentrional. Además, la superficie en cuestión incluye las inmediaciones más próximas a estos cerros, y se encuentra situada desde el extremo norte de la comuna de Hualpén, hasta aproximadamente 1,75 km al S del límite y escarpe meridional de la península de Tumbes. Esta zona también se encuentra acotada al W por el puerto industrial de San Vicente, y al E por el Canal Ifarle.

Más precisamente, el polígono de trabajo está delimitado por las coordenadas geográficas $36^{\circ}44'06''S$ y $36^{\circ}46'52''S$, y los $73^{\circ}04'59''W$ hasta los $73^{\circ}08'02''W$ grados, minutos y segundos de latitud y longitud respectivamente. De manera equivalente, la zona de estudio se encuentra acotada entre las abscisas 666.640 y 671.021, y en las ordenadas, entre los 5.932.816 hasta los 5.927.849, medidas en metros, dentro de la porción meridional, en la zona 18 H del sistema de coordenadas universal transversal de mercator (UTM) (Figura 1.1 c).

La accesibilidad a los afloramientos está en su mayor parte controlada por las avenidas, calles y pasajes de la urbanización, siendo el margen oriental de estos cerros el más viable para campañas de terreno y que además contiene la mayor parte de los senderos que permiten ascender por los mismos. Los accesos más occidentales son mucho más escasos y están en su mayor parte entorpecidos debido a la presencia de numerosas industrias y zonas de propiedad privada.

Las infraestructuras viales más importantes para el tránsito automovilístico son la Avenida Cristóbal Colón, dentro de la porción oriental del área en cuestión, Avenida Gran Bretaña, en el margen occidental, y la Avenida Las Golondrinas, en el límite meridional.

Además, de forma particular el desplazamiento por el conjunto de cerros en la zona central del área de estudio se encuentra facilitado por diversos senderos y caminos informales realizados por industrias forestales aledañas para el transporte de material y monitoreo de las plantaciones de pino insigne. De manera añadida, existen senderos despejados de vegetación, que han sido demarcados para la accesibilidad a la mantención de las líneas de alta tensión.

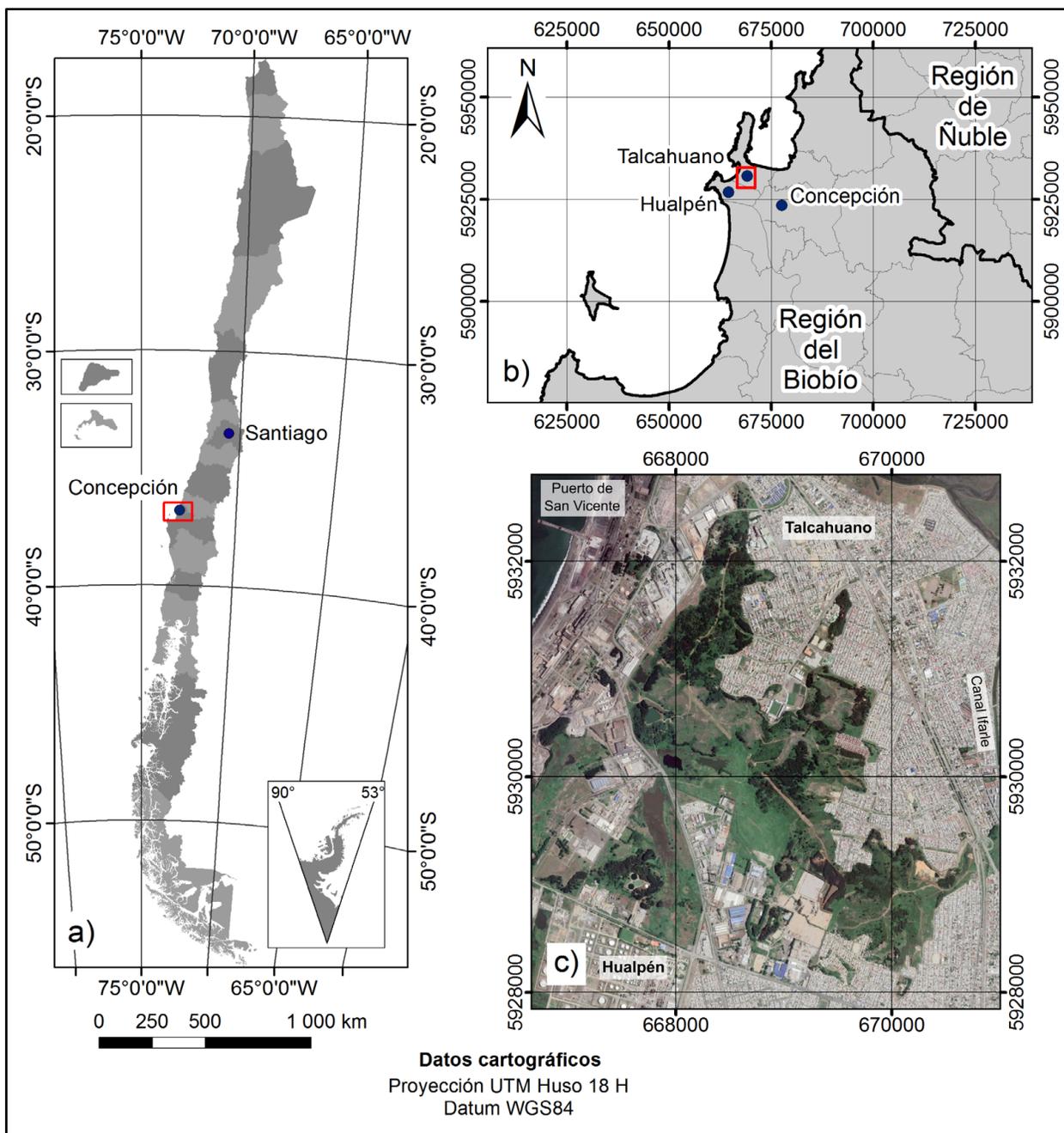


Figura 1.1: Mapa de ubicación de la zona de estudio. a) Mapa de Chile continental, insular y antártico. El área en rojo indica el detalle a escala regional. b) Mapa regional, el rectángulo en rojo indica el área de estudio. c) Imagen satelital de la zona en cuestión.

1.3. Trabajos anteriores

Crosnier (1851) clasifica el carbón aflorante en las cercanías del puerto de Talcahuano de edad Terciaria, sin hacer distinción con respecto a los estratos del Cretácico aflorantes en la zona costera.

Hupé (1854) y Philippi (1887) abordan aspectos remitidos principalmente a la clasificación de fósiles, logrando separar aquellos del Cretácico superior con respecto a los del Terciario, y recabando información de los alrededores de la ciudad de Concepción a un nivel más regional.

Steinmann (1895) desarrolla estudios centrados en la isla Quiriquina, donde se realiza un perfil geológico en el sector occidental de la isla. También define la localidad tipo del “piso Quiriquiniano”, quedando acotado en ese momento con una edad dentro del Senoniano, y además, establece la discontinuidad estratigráfica entre el Cretácico Superior y el Terciario.

Machado (1912) informa sobre trabajos dentro de un pique minero en el sector del Portón de Talcahuano, en la zona del actual Cerro David Fuentes, encontrando dos mantos de carbón.

De manera independiente, según Brügger (1913), Lemaître (1910) publica el resultado de sondajes realizados nuevamente en sector del Portón de Talcahuano añadiendo que existen dos mantos con un espesor de 0,3 m y otro más profundo de 0,1 m.

Tavera (1942) comienza una sucesiva clasificación de mayor formalidad y rigor científico para las capas sedimentarias. Define, en la zona de Arauco, la unidad “Piso Boca – Lebu”, de carácter marino y aparentemente correlacionable a las capas marinas del “Piso Concepción”, predominantemente continental, seguido del “Piso Millongue”, depositado en un ambiente marino. Todos los pisos anteriores tendrían una edad restringida del Paleoceno al Eoceno. Sobre las unidades nombradas previamente quedaría el Mioceno, en “discordancia”.

Muñoz – Cristi (1946) define un nuevo cuadro estratigráfico del Paleógeno en la península de Arauco, con el “Piso Curanilahue”, encontrándose sobre el “Piso Quiriquina” y quedando dividido en los cuatro horizontes.

Tanto Tavera (1947) como Sylvester y Sangüeza (1948) correlacionan los estratos del Paleógeno encontrados en el sector de Cosmito, pertenecientes al “Piso Concepción”, con el “Piso Curanilahue”, definido un año antes.

Muñoz – Cristi (1956) redefine con mayor formalidad las unidades mencionadas como pisos por este mismo autor en 1946, quedando su categoría estratigráfica como formaciones.

Schultz (1964) realiza estudios con el fin de explorar la geología regional del área de Concepción y alrededores. En los mismos, inicialmente se postula que, a pesar de tener datos de estratificación con manteos notoriamente no horizontales, el “Piso de Quiriquina” (Figura 1.2 en color verde), los estratos de Cosmito pertenecientes al “Grupo Concepción” (Figura 1.2 en color anaranjado) se dispondrían dentro de Talcahuano en un monoclinal, prácticamente horizontal, con pequeñas variaciones locales, estando ambas unidades en “discordancia erosiva”, infrayaciendo y en contacto con los sedimentos cuaternarios (Figura 1.2 en color amarillo).

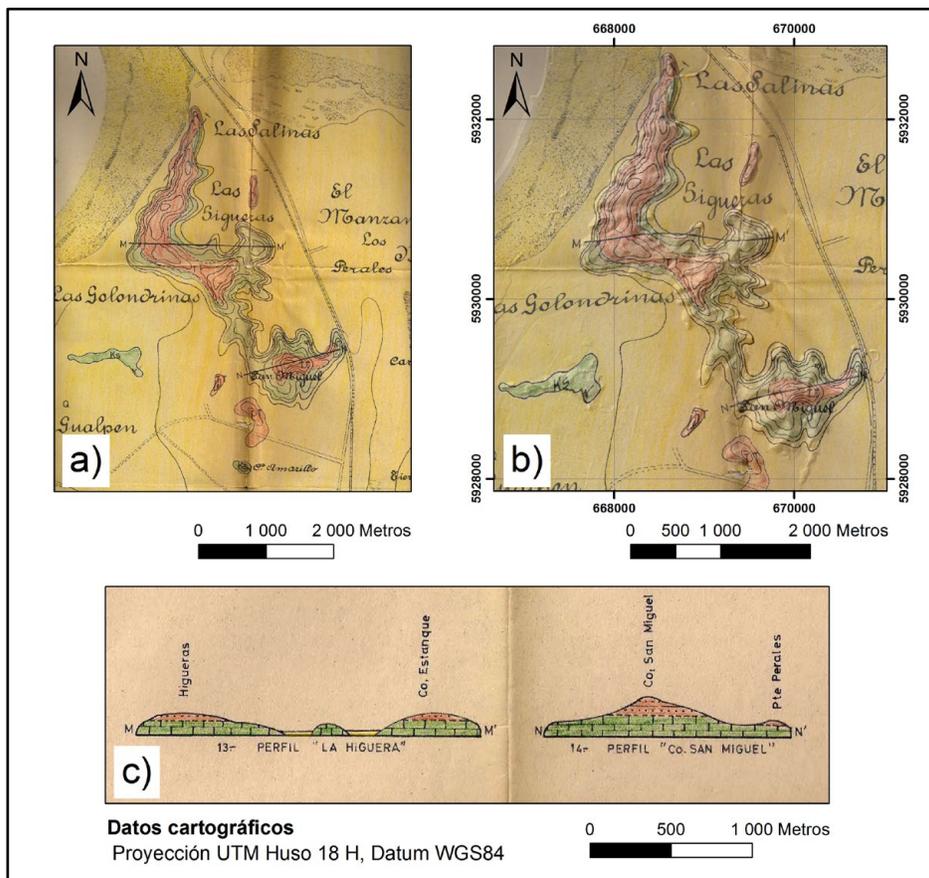


Figura 1.2: Mapa y perfiles geológicos de Schultz (1964). a) Mapa geológico de la zona occidental de Talcahuano (sin referencia geográfica). b) Mapa anteriormente mencionado, acotado al área de estudio, georeferenciado y sobre un detalle topográfico. c) Perfiles geológicos M – M’ y N – N’. En verde el autor representa al “Piso de Quiriquina” y en tonalidades anaranjadas al “Grupo Concepción”.

Galli (1967) analiza el suelo de fundación y subsuelo de la ciudad de Concepción, estableciendo un nuevo cuadro estratigráfico para las rocas sedimentarias de Concepción y Talcahuano (Figura 1.3), y con la precisión suficiente como para definir y re describir al Basamento Metamórfico (*sensu* Veyl, 1961) del sector (Figura 1.4 en color púrpura oscuro), separándose a un nivel regional las mencionadas rocas metamórficas, en “rocas de metamorfismo regional” y “rocas de metamorfismo

de contacto”. También, describe las formaciones Quiriquina, Cosmito, Tumbes, Andalién y Huachipato (Figura 1.4 en colores verde, amarillo verdoso, y rosa pálido las formaciones Quiriquina, Cosmito y Huachipato, respectivamente), estableciéndose las “discordancias” (*sensu* Galli, 1967), entre el Basamento Metamórfico y Formación Quiriquina, entre Formación Cosmito con respecto a las formaciones Andalién y Tumbes, y finalmente las formaciones Andalién y Tumbes también estarían discordantes con respecto a la Formación Huachipato, planteando además la posibilidad de que exista un periodo de emersión y erosión entre la depositación de las formaciones Quiriquina y Cosmito. Según las descripciones del autor, las discordancias previamente referidas corresponderían en su totalidad a discordancias angulares (véase subcapítulo de nomenclatura estratigráfica), excepto claramente, la superficie de depositación las rocas sedimentarias sobre las rocas metamórficas, tratándose en aquel caso de una inconformidad.

Tabla 1. Las formaciones geológicas del área de Concepción y Talcahuano.

ERA	PERIODO	EPOCA	EDAD	FOSILES	FORMACION	ROCAS Y RELACION ESTRATIGRAFICA	AMBIENTE DE SEDIMENTACION	ESPESOR (METROS)
CENOZOICO	Cuaternario	Reciente		Trochammina inflata Ammonia beccarii es gr parkinsoniana Buccella peruviana Charophyta sp. Restos de plantas (especialmente semillas) Restos de moluscos Balanus sp.	Huachipato	Arena Limo Arcilla Turba	Continental, marino y mixto	Muy variable
						Material derrumbado Coluvia Relleno artificial		
		Pleistoceno				DISCORDANCIA		
	Terciario	Plioceno			Tumbes y Andalién	Arenisca, principalmente gravosa (Formación Tumbes) Arenisca y conglomerado (Formación Tumbes)	Marino epicontinental y continental costanero (Formación Tumbes) Continental pedimontano (Formación Andalién)	15 (Formación Tumbes) 30 (Formación Andalién)
		Eoceno		Restos de plantas	Cosmito	Lutita Taba Arenisca Conglomerado Carbón	Continental costanero	300
MESOZOICO	Cretácico	Superior	Campaniano y Maestrichtiano	Cardium acuticostatum Pecten delicatulus Trigonia hanetiana Patella ovata Niphtus (Eutrochoceras) subplicatus Grossouvrites gemmatus Maorites densicostatus Platysurus chilensis etc.	Quiriquina	Arcosa Subarcosa Conglomerado	Marino epicontinental	50
PRECAMBRIICO (?) PALEOZOICO					Basamento Cristalino	Filita Esquisto cuarzo micáceo Roca córnea Silexita	Miogeosinclinal	Desconocido

Figura 1.3: Imagen del cuadro estratigráfico propuesto por Galli (1967). En el mismo, se describen diferentes características de las formaciones Quiriquina, Cosmito, Tumbes, Andalién y Huachipato.

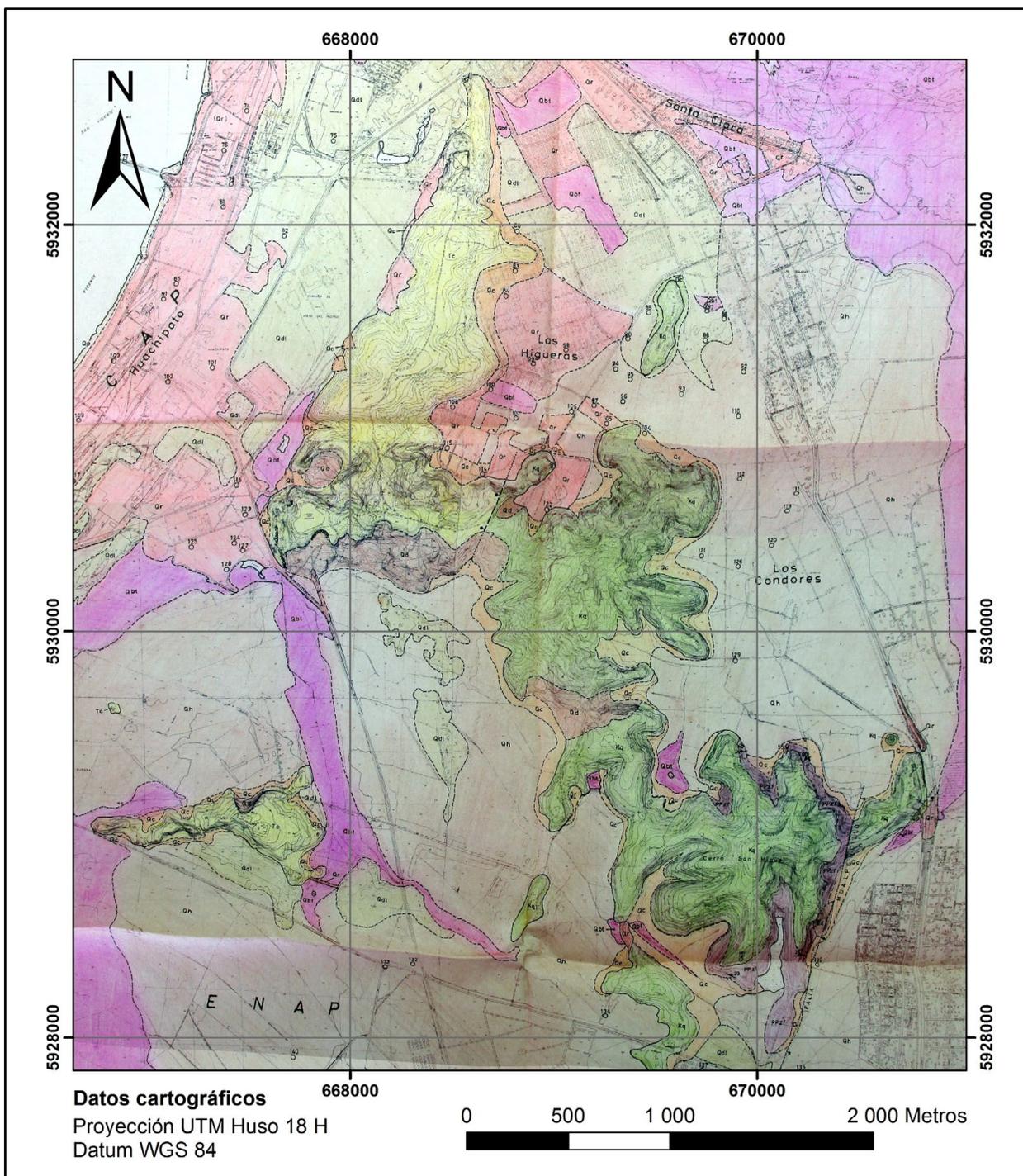


Figura 1.4: Mapa geológico y georeferenciado para la zona de estudio, Galli (1967). En tonalidades púrpuras azuladas el autor representa a las rocas metamórficas, en color verde a la Formación Quiriquina, y en tonalidades amarillas verdosas a las capas de la Formación Cosmito.

De manera agregada, en este escrito se explicita que las fallas más importantes, y que limitan a los principales bloques alzados, estarían activas y acomodando deformación extensional, debido a la evidencia aportada por las nivelaciones del Instituto Geográfico Militar antes y después de los terremotos de 1939 y 1960. Además, se describe que habría una fosa tectónica con fallas normales bajo los sedimentos de la Formación Huachipato (Saint Amand, 1959 en Galli, 1967).

Biró (1982) define formalmente a la Formación Quiriquina, asignándole su localidad tipo en bahía Las Tablas, al NW de la isla que lleva el mismo nombre de la Formación. En específico, a esta unidad le asigna una edad Campaniano – Maastrichtiano, en base al contenido fósil. También, establece la parlocalidad tipo en Cocholgüe, realizando una columna estratigráfica, tanto en esta localidad como en bahía Las Tablas (Figura 1.5).

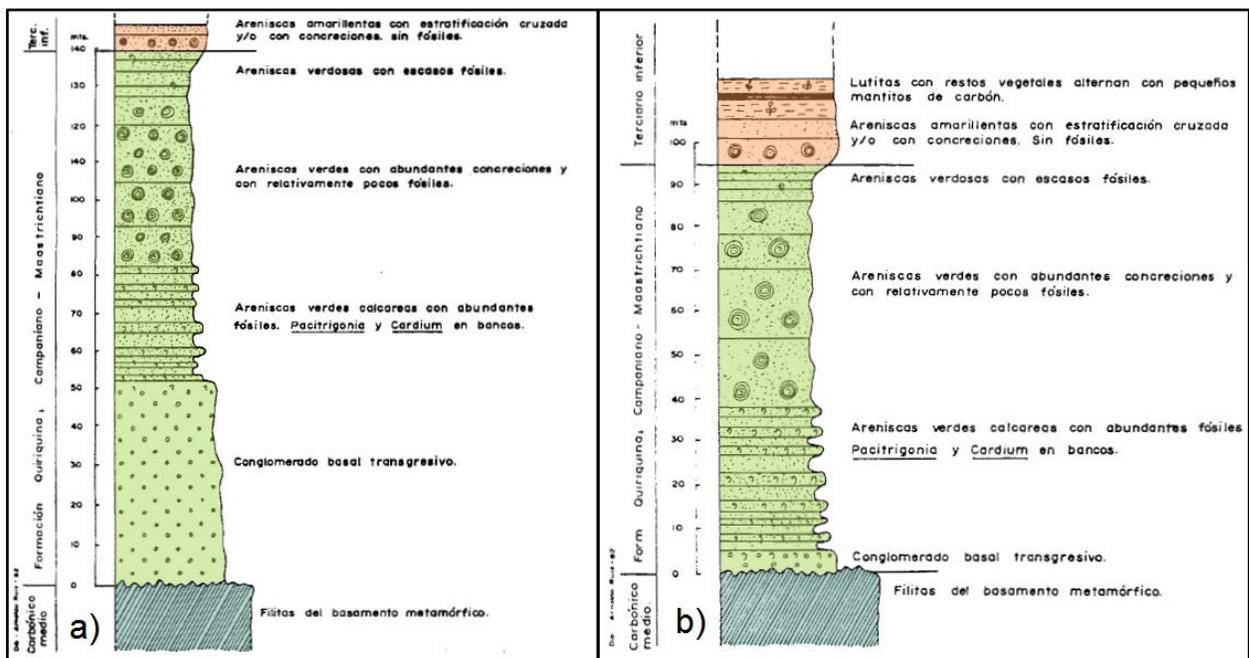


Figura 1.5: Columnas estratigráficas de Biró (1982), modificadas para incluir el color de cada unidad según su edad. a) Columna en bahía Las Tablas. b) Columna en Cocholgüe.

Frutos y otros (1982) describen la geología de la isla Quiriquina, definiendo las formaciones Punta del Faro y Cerro Alto, detallando además sobre la Formación Quiriquina y sedimentos no consolidados ubicados en las terrazas de abrasión junto con material cuaternario. Estratigráficamente, los autores plantean que Quiriquina se encuentra sobre las filitas de Punta del Faro en “discordancia”, mientras que la Formación Cerro Alto es situada sobre Quiriquina, sin señalarse en específico su relación de contacto, pero mencionando, que en el techo de Quiriquina existirían marcas de remoción de material y “oquedades hechas por gusanos”.

Dando aún más detalle a las rocas estratificadas, se presenta una columna estratigráfica de las unidades en cuestión (Figura 1.6). Los autores realizan, además, un mapeo geológico de la isla Quiriquina mostrando la distribución de las unidades y las principales estructuras presentes.

En este trabajo se menciona, de igual manera, que las litologías del Basamento Metamórfico, correspondientes a filitas, esquistos y metaarenitas presentes en la isla y agrupadas bajo el nombre de Formación Punta del Faro serían parte de la Serie Oriental (*sensu* Aguirre y otros, 1972).

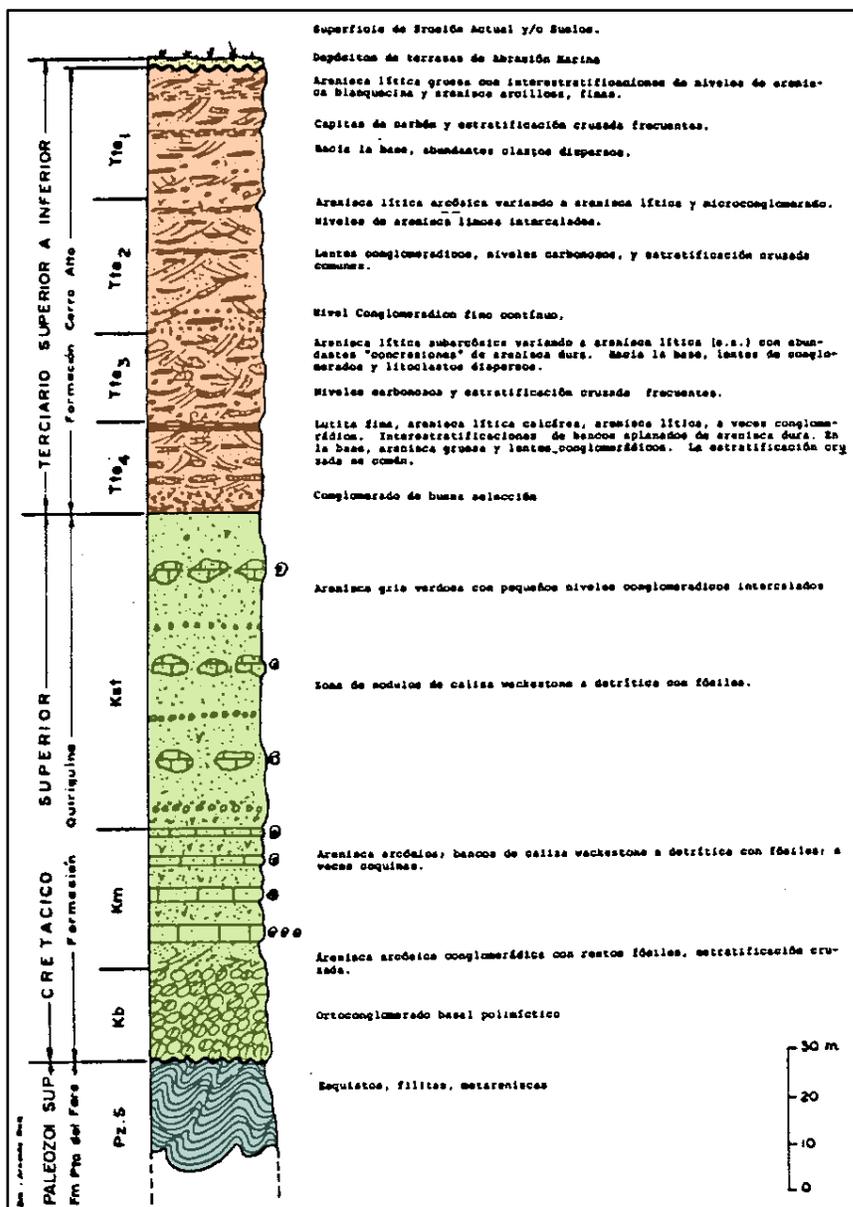


Figura 1.6: Columna estratigráfica para la isla Quiriquina de Frutos y otros (1982), modificada para incluir el color de cada unidad según su edad.

Pineda (1983) examina la geología de la península de Arauco junto con aspectos paleogeográficos asociados a la depositación de las unidades sedimentarias.

Quezada (1996) menciona los aspectos geológicos y geotécnicos de la ciudad de Concepción, enfocados al área de la geología urbana. Además, confirma la existencia de fallas normales de alto ángulo limitando los principales bloques alzados en el área cercana a Concepción y muestra las relaciones entre la geología con las diferentes actividades humanas.

Martínez – Pardo y otros (1997) analizan la bioestratigrafía micropaleontológica de las formaciones Curanilahue y Boca – Lebu, estableciendo que ambas unidades tendrían una edad acotada al Paleoceno – Eoceno inferior.

Lavenu y Cembrano (1999) establecen las direcciones de extensión y compresión de Chile sur central, dividiendo latitudinalmente en 3 zonas el área de estudio y reconociendo eventos de deformación desde medianos del Mioceno al Cuaternario.

Reuther y otros (2003) describen los principales cambios en el régimen de esfuerzos desde el Mioceno, para el arco y antearco ente las latitudes de Concepción y Valdivia.

Stinnesbeck y otros (2003) exponen los detalles geológicos más relevantes acerca de la Formación Quiriquina en su localidad tipo.

Moreno (2004) investiga sobre la dinámica de la deformación ubicada en el bloque del antearco de Chile central, caracterizando las estructuras y aspectos tectónicos del “bloque de Arauco”.

Salazar (2004) estudia la estratigrafía y paleontología de la Formación Quiriquina, estableciendo zonaciones bioestratigráficas y afinidades paleobiogeográficas.

Jara (2007) realiza un análisis neotectónico de las estructuras existentes en la isla Santa María.

Isla y otros (2012) logra caracterizar la evolución del sistema deltaico asociado al río Biobío durante el Holoceno en la bahía de Concepción.

Salazar y otros (2015) describen la estratigrafía secuencial y las facies sedimentarias de la Formación Quiriquina, integrando información de diversas localidades en donde aflora esta unidad. Además, correlaciona secuencialmente las diferentes secciones dentro de la formación elaborando columnas en cada una de las localidades (Figura 1.7).

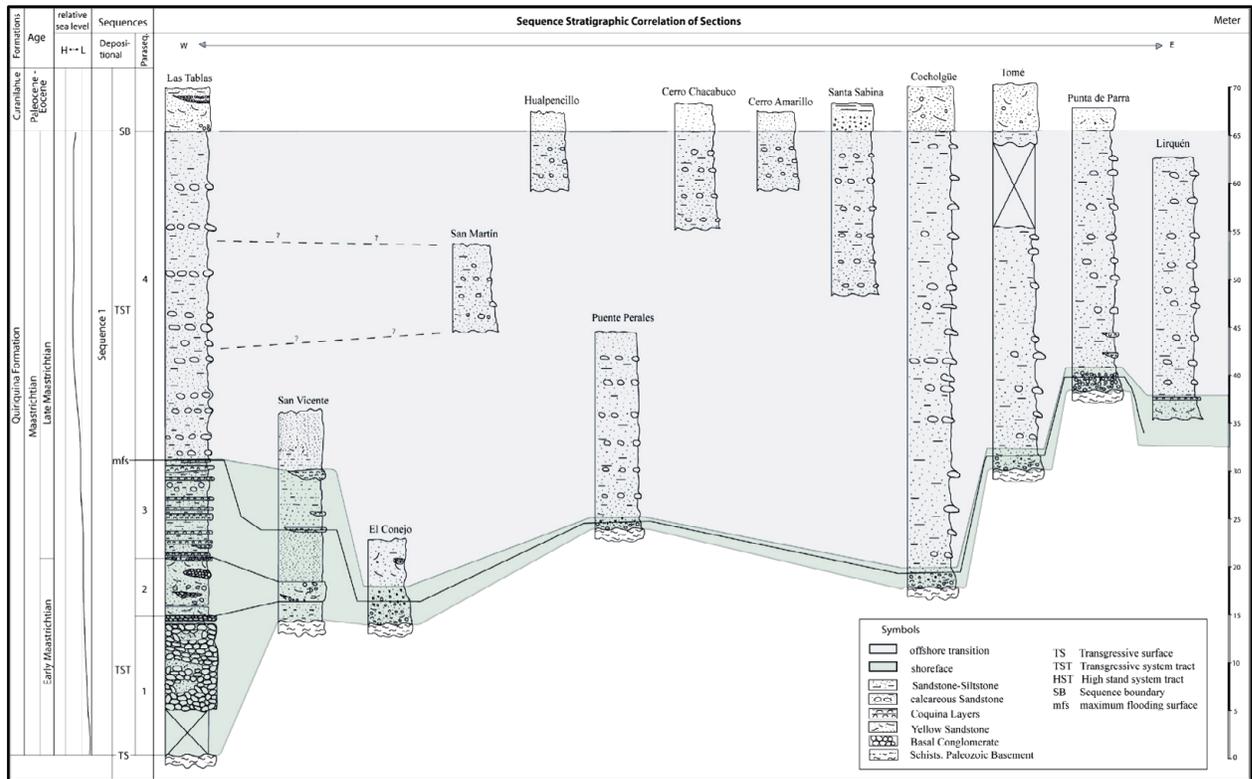


Figura 1.7: Correlación secuencial de las columnas estratigráficas elaboradas para distintos sectores en las cercanías de Concepción, Salazar y otros (2015).

Molina (2017) describe los principales rasgos estructurales y geomorfológicos presentes en el área carbonífera de Coronel.

Anavalón (2018) analiza la evolución tectosedimentaria de los depósitos pliocenos y pleistocenos ubicados en la depresión intermedia, en latitudes que abarcan entre Chillán y Temuco.

Erices (2018) caracteriza icnológicamente los estratos de la Formación Quiriquina, refiriendo con detalle los icnogéneros presentes y clasificándolos dentro de distintas icnofacies.

Inostroza (2018) realiza un estudio estratigráfico de las formaciones aflorantes en la bahía de Concepción y en la zona norte de la provincia de Arauco.

Geología de Campo II, al menos desde inicios de siglo estudia y efectúa cada año levantamientos geológicos en la zona costera de la región del Biobío.

1.4. Nomenclatura estratigráfica

Con el fin de evitar subjetividades, se define una nomenclatura estratigráfica siguiendo las reglas sugeridas por la *International Commission on Stratigraphy*, que será utilizada a lo largo del presente trabajo en función de los trabajos de Hedberg (1980), Murphy y Salvador (1999), Reguant y Ortiz (2001), y Catuneanu (2006). Para facilitar la descripción de algunos rangos temporales, se utilizan los adjetivos “inferior” y “superior” para subdividir los pisos cronoestratigráficos, de ser necesario. Además, se explicitan las definiciones utilizadas de las unidades litoestratigráficas y sus discontinuidades.

1.4.3. Definiciones relativas a unidades litoestratigráficas

Unidad litoestratigráfica: Cuerpo rocoso definido y reconocido en base a sus características litológicas o a la combinación de sus propiedades litológicas y sus relaciones estratigráficas. Una unidad litoestratigráfica puede estar formada por rocas sedimentarias, ígneas o metamórficas. Las unidades litoestratigráficas se definen y reconocen por sus rasgos físicos observables y no por su edad inferida, ni por el lapso de tiempo que representan, ni por su historia geológica, ni por la manera como se formaron. La extensión geográfica de una unidad litoestratigráfica está controlada exclusivamente por la continuidad de sus rasgos litológicos diagnósticos.

Unidades litoestratigráficas formales: El “Grupo” consta de dos o más formaciones; la “Formación” corresponde a la unidad primaria de la litoestratigrafía; el “Miembro” es la subdivisión litológica de una formación con nombre propio; la “Capa” o “Nivel” es el horizonte distintivo con nombre propio en un miembro o formación y el “Flujo” se define como la capa más pequeña que se puede distinguir en una secuencia volcánica.

Formación: Unidad formal primaria de la clasificación litoestratigráfica. Las formaciones son las únicas unidades litoestratigráficas formales con las que la litología de una sucesión debe quedar completamente subdividida. El contraste de litología entre formaciones, exigido para justificar su establecimiento, varía con la complejidad de la geología de una región y con el detalle requerido para la cartografía geológica y para poder deducir su historia geológica. No justifica ni es útil la creación de una formación que no pueda dibujarse a la escala de los mapas realizados en una

determinada región. El espesor de las formaciones puede oscilar entre menos de uno a varios miles de metros.

Miembro: Unidad litoestratigráfica formal de rango inferior a la formación. Tiene propiedades litológicas que la distinguen de las partes adyacentes de la formación. No hay una norma que fije la extensión y espesor de un miembro. Una formación no debe ser dividida en miembros a no ser que sea útil. Algunas formaciones pueden estar completamente divididas en miembros, mientras que otras pueden designárseles miembros sólo en algunas partes. Un miembro se puede extender de una formación a otra. Los “lentes” y las “lenguas”, “engranes” o “indentaciones” son formas especiales de miembros (o de formaciones). Un lente es un cuerpo rocoso de forma discoidal o lenticular que tiene una litología o rasgos litológicos distintos de la unidad que lo incluye. Una lengua, engrane o indentación es una proyección de una unidad litoestratigráfica que se extiende más allá del cuerpo principal.

Grupo: Conjunto de dos o más formaciones contiguas o asociadas que tienen en común propiedades litológicas significativas y diagnósticas. Las formaciones no se deben incluir en grupos a no ser que ello sea útil para la simplificación de la clasificación estratigráfica en determinadas regiones o intervalos. La potencia o espesor de una sucesión estratigráfica no es un factor válido para definir una unidad como grupo en lugar de como formación. Las formaciones que integran un grupo no tienen por qué ser necesariamente las mismas en todas partes.

Inconformidades e hiatos: Las sucesiones estratigráficas de parecida composición litológica, pero separadas por inconformidades regionales o hiatos importantes se han de cartografiar como unidades litoestratigráficas distintas. Los hiatos locales o menores, las disconformidades o inconformidades en el interior de una sucesión de composición litológica parecida no son motivo suficiente para reconocer más de una unidad litoestratigráfica.

1.4.4. Definiciones relativas a discontinuidades

Unidad limitada por discontinuidades: Cuerpo rocoso limitado por arriba y por abajo por discontinuidades significativas, concretamente definidas en una sucesión estratigráfica, a poder ser de extensión regional o interregional. Los criterios diagnósticos usados para establecer e identificar una unidad limitada por discontinuidades, es la existencia de dos discontinuidades como límite superior e inferior. Una unidad limitada por discontinuidades puede incluir cualquier número de otros tipos de unidades estratigráficas.

Diastema: Interrupción breve de la sedimentación con poca o nula erosión antes de reiniciarse la sedimentación. Los diastemas no son una base apropiada para establecer unidades limitadas por discontinuidades.

Hiato o *hiatus*: Intervalo de tiempo no representado por rocas, generalmente de mayor magnitud que un diastema. En general, y también particularmente en el presente trabajo, al encontrarse entre dos unidades litoestratigráficas debería representar un límite interformacional.

Inconformidad: Superficie de erosión entre cuerpos rocosos que representan un hiato o interrupción temporal significativos. Para los efectos de este trabajo, se entiende como inconformidad la relación de contacto de rocas estratificadas depositadas sobre rocas ígneas o metamórficas.

Disconformidad: Discontinuidad en la cual, los planos de estratificación, encima y debajo de la ruptura estratigráfica son prácticamente paralelos. Además, la superficie erosiva representada por esta discontinuidad se aprecia en terreno de forma notoriamente irregular.

De manera efectiva, se considerará esta discontinuidad notoriamente irregular si es que a escala de afloramiento o conjunto de afloramientos presenta variaciones o irregularidades de orden métrico o mayores que hagan notar de manera generalizada la ausencia de una recta o plano, único o predominante, de discontinuidad paralelo a la estratificación de ambas unidades.

Paraconformidad: Discontinuidad en la cual, los planos de estratificación, encima y debajo de la ruptura estratigráfica son prácticamente paralelos. De forma específica, se discernirá la existencia de una paraconformidad si existe evidencia de erosión o un hiato, y la discontinuidad constituye, de manera generalizada y a escala de afloramiento o conjunto de afloramientos, un plano paralelo

a los planos de estratificación o laminación de ambas unidades, con irregularidades poco notorias, aisladas y cuya escala no superen ni alcancen el orden métrico, además de no alterar de manera significativa la expresión en terreno del plano de contacto entre unidades.

Discordancia angular: Discontinuidad en la cual los planos de estratificación, encima y debajo de la discontinuidad estratigráfica se orientan formando un ángulo entre ellos.

Este tipo de discordancia hace referencia netamente a la relación geométrica entre los planos de estratificación de ambas unidades, sin embargo, se entenderá como discordancia planiangular a la discordancia angular con una geometría de contacto (plano de discordancia) de la misma naturaleza que la definida para la paraconformidad.

De manera similar, al hablar de una discordancia angular erosiva se comprende como el tipo de discordancia angular en que la discontinuidad presenta una superficie como la descrita para la disconformidad.

Definidas estas clasificaciones, al mencionarse discordancia angular, se entenderá, como ya se había mencionado previamente, a la relación geométrica entre las actitudes de las distintas unidades de rocas sedimentarias y en sentido no específico, pudiendo tratarse de una discordancia planiangular, o en cambio una discordancia angular erosiva.

Conformidad: Ausencia de hiato significativo o perturbación entre la depositación de las unidades, sólo ocurriendo un cambio de ambiente sedimentario o un diastema.

Continuidad: Depositación ininterrumpida de las unidades sedimentarias.

1.5. Nomenclatura y definiciones estructurales

Se definen y detallan, en este apartado, las principales notaciones estructurales utilizadas o referenciadas de alguna forma a lo largo del presente trabajo. En un conjunto, se realiza esta elaboración a partir de Hoepfener (1959), Hobbs y otros (1981), Ramsay y Huber (1987), además de Griem (2016).

1.5.1. Elementos planares

Notación americana o de cuadrantes: El N representa el punto de referencia desde el cual se referencia la línea de rumbo correspondiente al elemento planar, formando un ángulo α que puede orientarse hacia el W o al E, medido a partir del N. Luego, se tiene que la dirección de manto (de inclinación β) debe ser perpendicular al rumbo, designándose su dirección de manto de manera relativa mediante alguno o la combinación de los puntos cardinales.

De esta manera, un plano con un rumbo cercano a la dirección NE – SW y con un manto hacia el NW podría representarse (asumiendo $\alpha = 50^\circ$ y $\beta = 80^\circ$) en esta notación como N50°E / 80°NW (Figura 1.8). Se entiende, desde aquí en adelante, simplemente como notación americana a este tipo de caracterización para elementos planares.

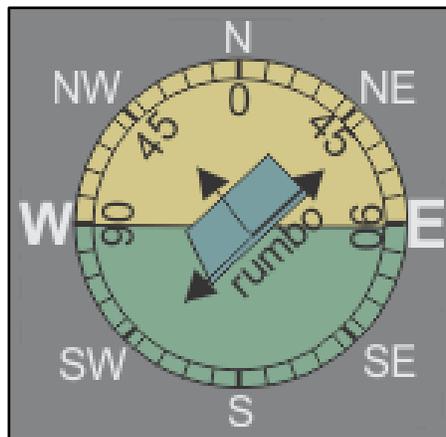


Figura 1.8: Imagen del elemento planar N50°E / 80°NW, Griem (2016).

Notación de dirección de inclinación y manto (*Dip direction / Dip*): El primer número en esta notación determina la dirección de manto del plano, medido en un ángulo azimutal desde el N y en sentido horario. En cambio, el segundo número indica el ángulo de manto del plano en sí mismo. De esta forma, el plano referido en la notación anterior queda representado por 320/80 (Figura 1.9), además se entenderá esta forma de notación desde este punto como DD/D.

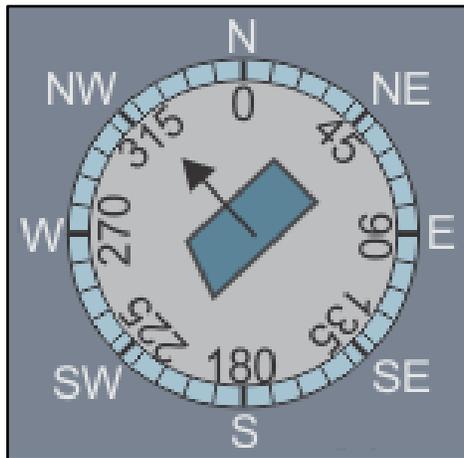


Figura 1.9: Imagen del elemento planar 320/80 (DD/D), Griem (2016).

Notación Azimutal con regla de la mano derecha (RHR): La lógica de esta notación radica en hacer un símil entre el rumbo del plano en cuestión como el pulgar de la mano derecha y el resto de la mano demarca perpendicularmente dirección del manto, teniendo además que en una vista en planta la palma de la mano debe estar boca abajo (o de manera equivalente, que el ángulo formado desde el pulgar hacia el resto de la mano se desarrolle en sentido horario). De esta manera, si orientamos el rumbo del elemento planar midiendo un ángulo azimutal desde el N en sentido horario, bajo las condiciones anteriores, se cumple la condición de que el azimut del rumbo es siempre 90° menor (Figura 1.10) que la dirección de manto (excepto si el azimut del rumbo es mayor a 270°). De esta manera, si un plano que se designa en DD/D como 320/80, en notación azimutal es equivalente a 230/80. Para el resto del presente trabajo, se entiende por RHR la notación preferencial, y de la misma forma, de no especificarse una notación específica, se dará por entendido que se alude a la notación RHR.



Figura 1.10: Representación en notación RHR de diferentes elementos planares, junto con su equivalencia a la notación DD/D, Griem (2016).

1.5.2. Elementos lineales

Notación de *trend* y *plunge*: Representa al lineal en función de su dirección de buzamiento (*trend*), medido como ángulo azimutal, y su ángulo de manto o buzamiento (*plunge*).

Notación de *rake*: Es utilizada en caso de que los elementos lineales estén inscritos en un plano. El *rake* se define como el ángulo formado desde un extremo del plano (pudiendo referenciarse a algún punto cardinal) hasta la traza del elemento lineal en el plano, de esta forma, el *rake* está restringido a tener entre 0° a 180° . También puede definirse la orientabilidad del *rake* en función de la regla de la mano derecha, estableciendo el extremo de referencia la dirección azimutal del plano en notación RHR. Posteriormente, si se ubica en una vista en planta, el *rake* tendría un aumento al avanzar en sentido horario. Esto tiene un símil con la apertura de la mano de manera paulatina si se mantiene el pulgar como el rumbo azimutal y se mantienen el resto de las condiciones de la notación RHR, además de asumir el resto de la mano como la dirección del lineal. De usar la primera forma de esta notación se especifica el punto cardinal o la combinación de los mismos, mientras que de usar la segunda opción se señala, en el presente trabajo, que se trata de la notación *rake* RHR.

1.6. Clima y vegetación

1.6.1. Clima

Según la información climática expuesta por Rioseco y Tesser (2015), al área de estudio le corresponde un clima templado cálido con lluvias invernales y alta humedad atmosférica, en el que las precipitaciones en el mes más seco son inferiores a la tercera parte de las precipitaciones durante el mes más lluvioso. Además, señalan que la temperatura media del mes más cálido es inferior a los 22°C y existen al menos cuatro meses, con temperaturas medias que superan los 10°C. Las temperaturas más altas son alcanzadas en verano y las más bajas en invierno, con marcada estacionalidad, lo que es apreciable en la estación meteorológica del aeropuerto Carriel Sur, ubicada aproximadamente a 1 km al E del área de estudio (Figura 1.11).

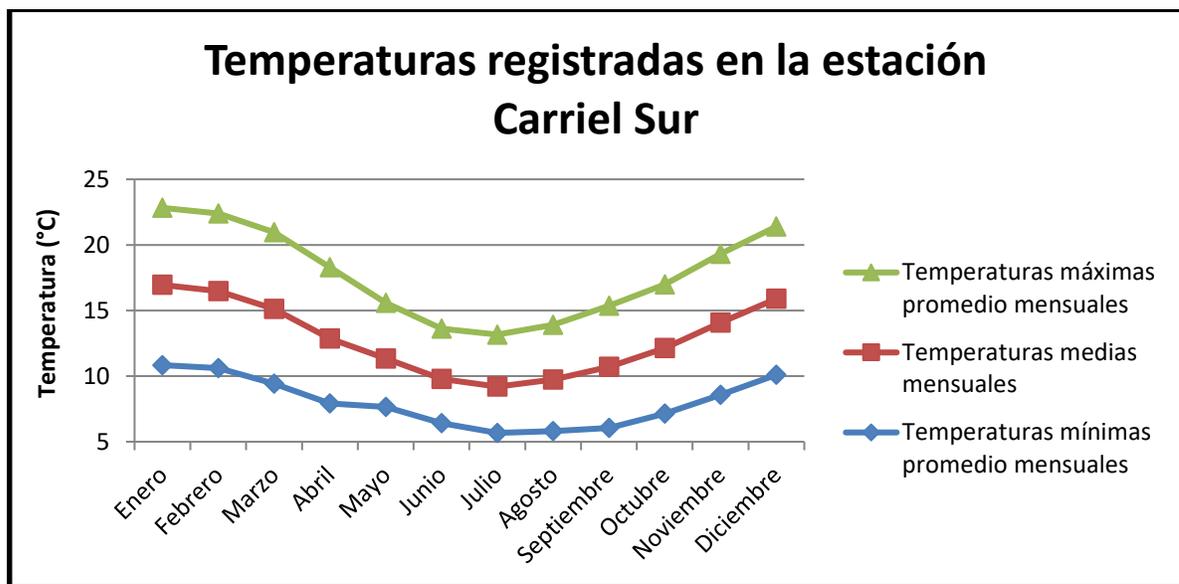


Figura 1.11: Gráfico de temperaturas mensuales promedio máximas, medias y mínimas registradas durante el periodo temporal 1967 – 2019, en la estación meteorológica del aeropuerto Carriel Sur.

También es apreciable que, la variación térmica se registra de mayor amplitud durante los meses de verano y de mayor temperatura máxima, mientras que este mismo parámetro se ve reducido durante los meses de invierno, junto con las medias de temperaturas.

En cuanto a la pluviometría, revisando los datos y la descripción aportada de parte del Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia, la Biblioteca del Congreso Nacional de Chile, junto con Rioseco y Tesser (2015), es posible señalar que las precipitaciones tienden a oscilar entre 1.000 mm anuales

hasta 1.200 mm, dándose este régimen latitudinal y longitudinal de precipitaciones en un marco regional que demarca un aumento de las mismas hacia las zonas más meridionales y orientales de las zonas costeras.

En efecto, cuando se analiza la base de datos de la estación meteorológica previamente referida en la figura 1.9, se obtiene una precipitación anual promedio cercana a 1.037 mm, tomando en cuenta el periodo 1967 – 2019.

Cuando se detallan las variaciones a nivel mensual, emerge también un patrón estacional de lluvias con un marcado aumento en cantidad de las mismas durante los meses de menor temperatura (Figuras 1.11 y 1.12). También se logra confirmar el supuesto planteado por Rioseco y Tesser (2015) referente a la cantidad de precipitación de los meses más y menos lluviosos, teniendo el segundo menos de un tercio de las precipitaciones del primero, siendo explícitamente según los datos estudiados, el mes más lluvioso junio, con un promedio de 216,86 mm mensuales, contrastando con el mes de menor precipitaciones, enero, con 14,68 mm en promedio.

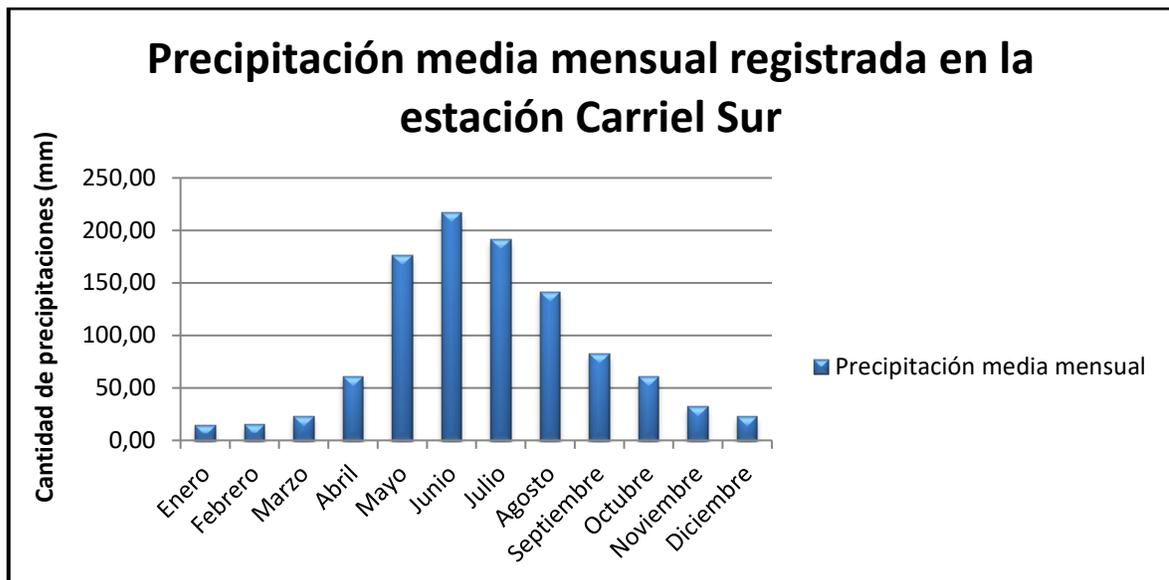


Figura 1.12: Gráfico de barras con las precipitaciones mensuales promedio registradas durante el periodo temporal 1967 – 2019, en la estación meteorológica del aeropuerto Carriel Sur.

1.6.2. Vegetación

Se tiene la presencia de la comunidad vegetal “Bosque Caducifolio de Concepción” (*sensu* Gajardo, 1994) dominando localmente por la asociación *Cytisus monspessulanus* – *Sarothamnus scoparius*. Dentro de las especies observadas en terreno, se encuentran: *Cytisus monspessulanus*, *Sarothamnus scoparius*, *Aristotelia chilensis*, *Rubus ulmifolius*, *Francoa appendiculata*, *Pinus radiata* y *Eucalyptus globulus*.

Cabe destacar que la distribución de pino y eucalipto (*Pinus radiata* y *Eucalyptus globulus*, respectivamente) se encuentran principalmente acotada a las zonas de actividad forestal, medularmente en las zonas central y meridional de los cerros contenidos en la zona de estudio.

También, según Gajardo (1994), la asociación *Cytisus monspessulanus* – *Sarothamnus scoparius* (Figura 1.13) sería diagnóstica de una flora con especies invasoras, siendo coherente con la presencia frecuente de zarzamora (*Rubus ulmifolius*).

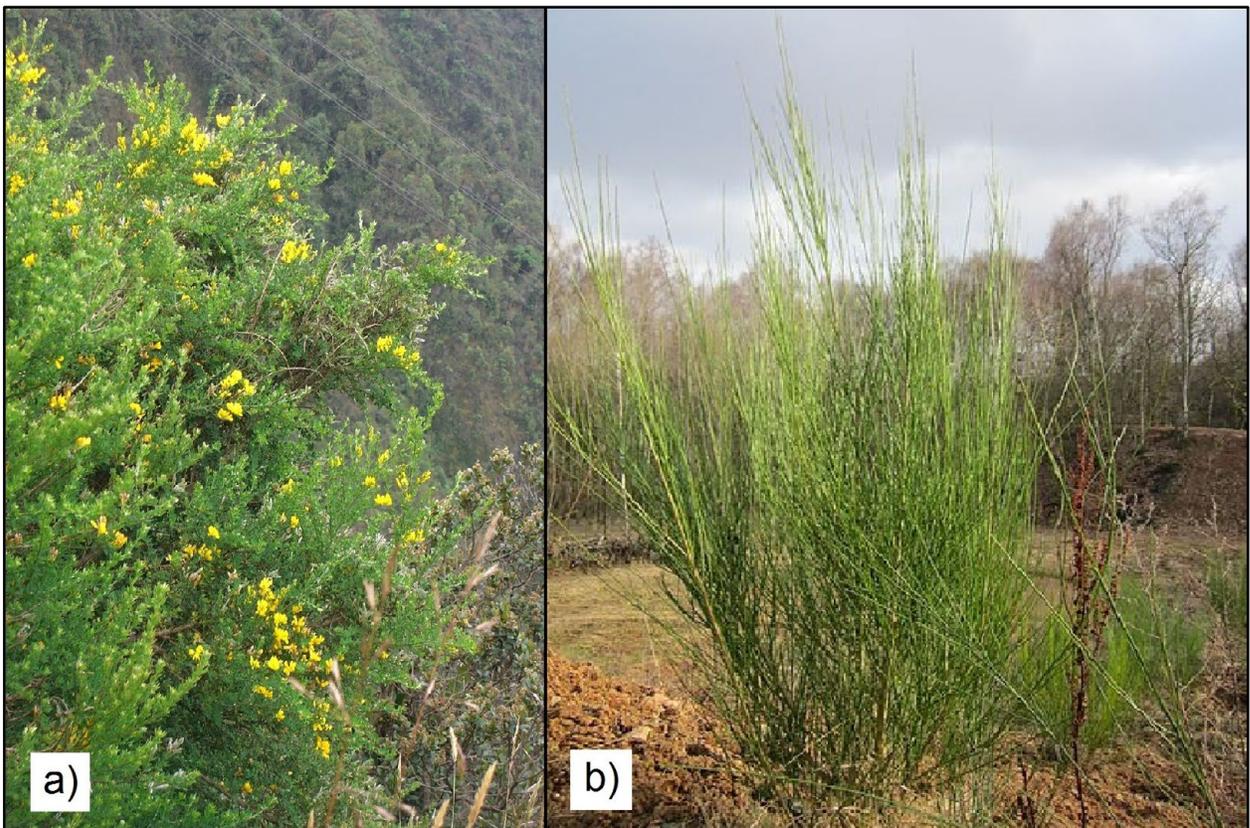


Figura 1.13: Asociación florística en los cerros del área de estudio. a) *Cytisus monspessulanus*. b) *Sarothamnus scoparius*.

1.7. Geomorfología

Según las divisiones geomorfológicas de la región del Biobío definidas por Börgel (1983), el área de estudio se enmarca en los llanos de sedimentación fluvial y/o aluvional (Figura 1.14).

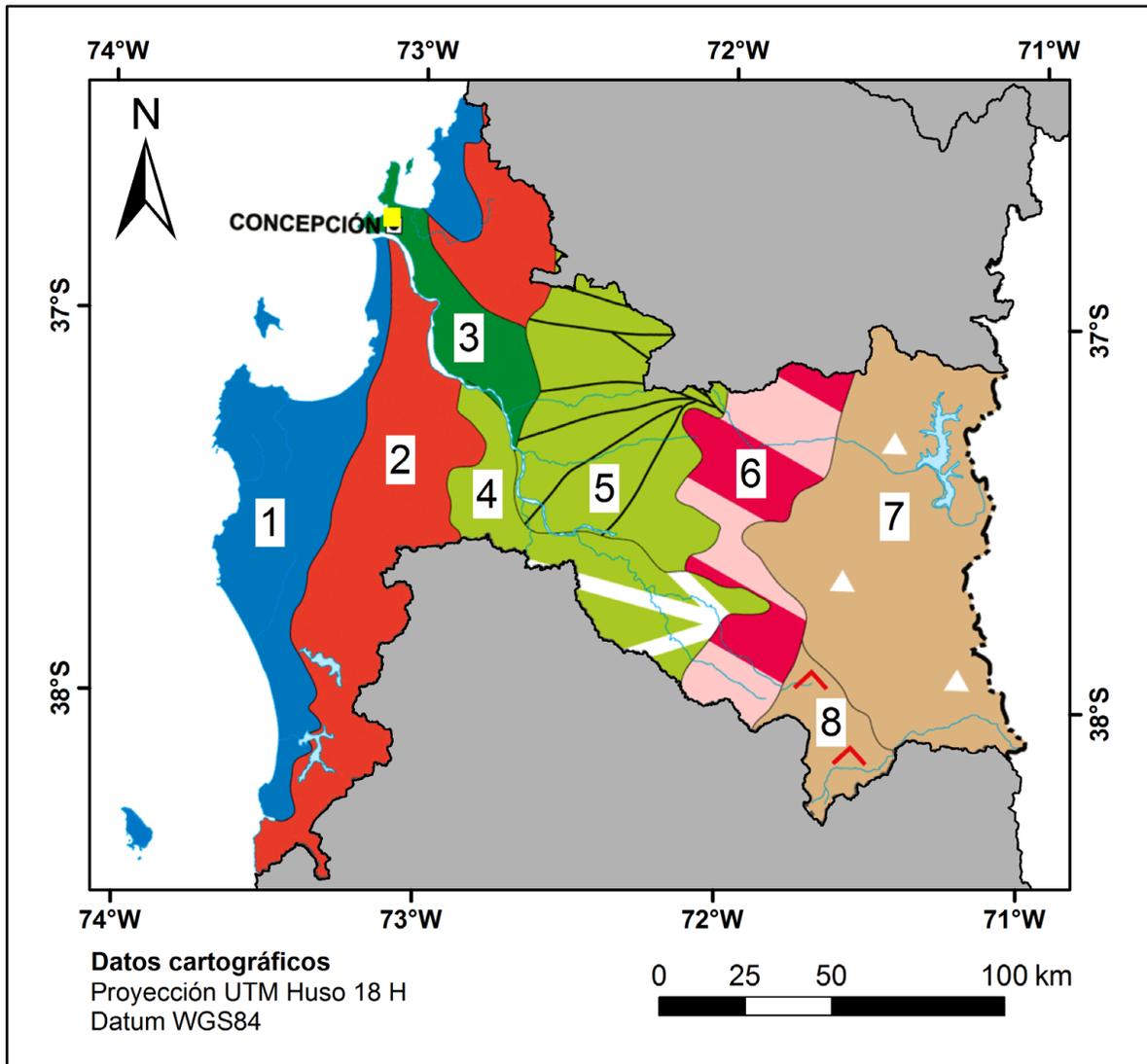


Figura 1.14: Mapa geomorfológico de la región del Biobío, elaborado por el Instituto Geográfico Militar, en base a las descripciones de Börgel (1983). El área de estudio se encuentra señalada en amarillo al NNW de la ciudad de Concepción. 1) Planicie marina y/o fluvio-marina. 2) Cordillera de la costa. 3) Llanos de sedimentación fluvial y/o aluvional. 4) Llano central con morrenas y conos. 5) Llano central fluvio – glacio – volcánico. 6) Precordillera. 7) Cordillera andina de retención crinovial. 8) Cordillera volcánica activa.

Si se analiza de manera más específica, dentro de los mencionados llanos de sedimentación fluvial y/o aluvional, es posible señalar que esta unidad geomorfológica ha estado influenciada en gran medida por los sedimentos transportados a través del río Biobío. Más aún, según el modelo

propuesto por Isla y otros (2012) la expresión geomorfológica actual de los niveles rasos entre los cerros de Concepción y Talcahuano habría sido consecuencia directa de la evolución holocena del sistema deltaico del río Biobío y su respectiva interacción con la transgresión holocena.

Desde un punto de vista focalizado a la bahía de Concepción y al golfo de Arauco septentrional, Mardones (1978) describe tres unidades geomorfológicas principales para la bahía de Concepción (Figura 1.15), refiriéndose en primer lugar al “horst occidental de granito y pizarras paleozoicas”, luego describe el bloque correspondiente a la “Cordillera de la Costa” para finalmente redactar acerca del “graben de Concepción y la llanura de arenas negras del Biobío”.

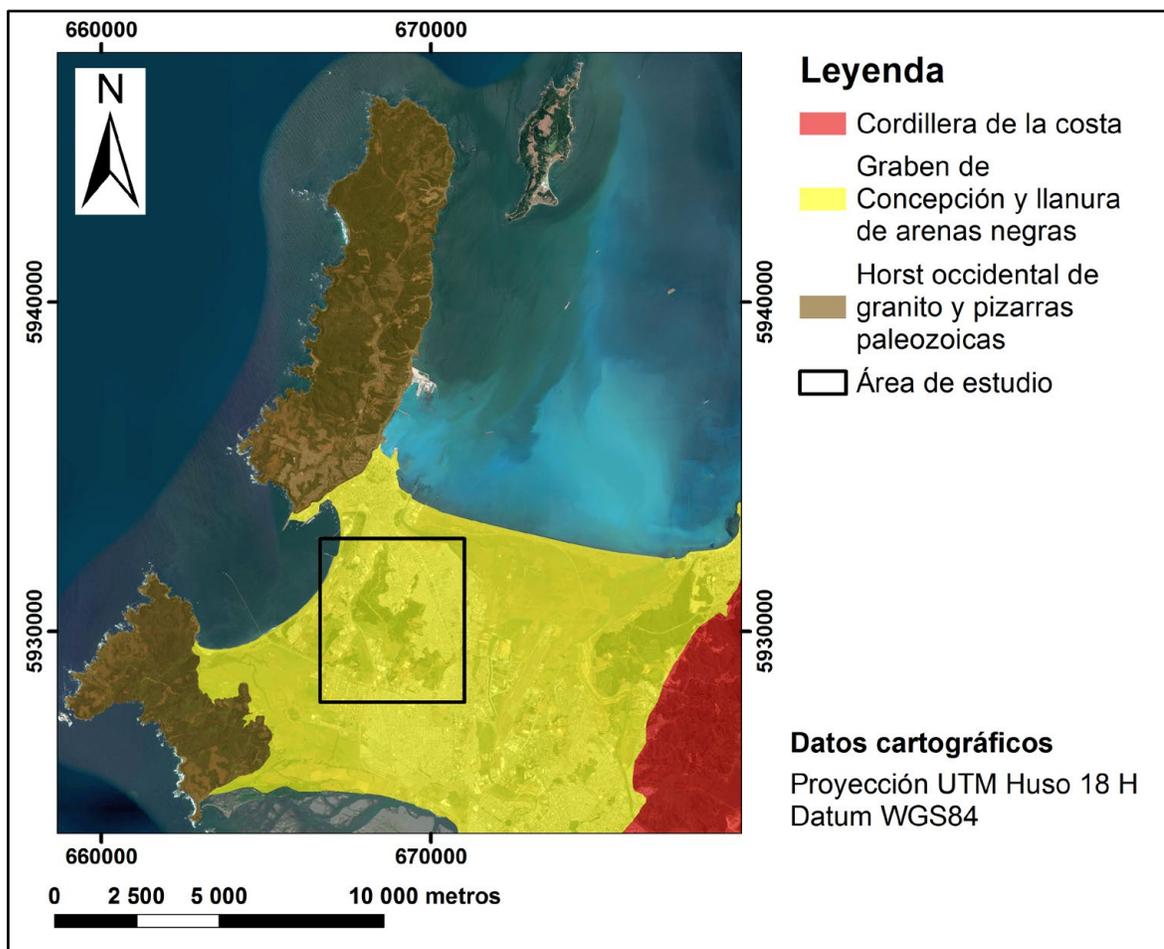


Figura 1.15: Mapa de las unidades geomorfológicas principales propuestas por Mardones (1978) para la bahía de Concepción, sobreimpuestas a una imagen satelital de la zona.

Según el autor previamente mencionado, la primera unidad agrupa a los bloques de las penínsulas de Tumbes y la de Hualpén. La península de Tumbes presenta un relieve disimétrico y amesetado, las mayores alturas están restringidas a las cercanías del escarpe oriental de este rasgo topográfico.

La traza del escarpe oriental es en su mayor parte rectilínea, donde también el mencionado escarpe cae en alto ángulo hacia la bahía de Concepción. En cambio, el escarpe occidental la topografía apenas sobrepasa los 100 m sobre el nivel del mar, con pendientes menos inclinadas y convexas en su base. La traza del escarpe referido es también de carácter irregular, con ensenadas de fondos estrechos y penínsulas formadas por terrazas casi horizontales.

En el caso de la península de Hualpén, el autor referido con anterioridad señala que la parte más topográficamente accidentada de la misma corresponde a los cerros Teta norte y Teta sur, con una morfología cónica y alturas que pueden superar los 200 m sobre el nivel del mar. En el borde occidental existen dos niveles aterrazados junto con un acantilado de trazado muy irregular, mientras que el margen oriental corresponde a una terraza marina disectada por quebradas y que define un contacto irregular pero notorio con la llanura de sedimentación fluvio-marina, con escarpes interiores trabajados por la transgresión holocena.

Nuevamente, según Mardones (1978) tanto el graben de Concepción como, más a nivel general, la llanura de arenas negras del Biobío, estarían asociadas a fosas tectónicas expresadas geomorfológicamente en una terraza fluvial interior, relativamente alta y estrecha, junto con una llanura deltaica modelada por factores eólicos y marinos, siendo este control más preponderante en el margen occidental de la misma. Esta llanura fluvio-marina correspondería a un sistema deltaico emergido en asociación a diferentes conjuntos de cerros islas. En cuanto a estos últimos, se pueden clasificar en dos grupos, uno de estos grupos que se dispone en dirección NNE – SSW y que contiene a los altos topográficos que se encuentran distribuidos entre la ciudad de Concepción hasta el sector de Cosmito, corresponde a los cerros Chacabuco, La Pólvora, Chepe y de Cosmito. El segundo conjunto se encuentra localizado en Talcahuano y la porción más septentrional de Hualpén, agrupando a los cerros San Martín, San Miguel, Perales, y el cerro La U (Figura 1.16), se encuentran ordenados en dirección NNW – SSE. Más al E se encuentra la cordillera de la costa, unos de los principales rasgos de relieve del margen andino, que se conecta de manera escalonada al graben de Concepción. Dentro de su morfología es remarcable el hecho de que al norte del río Biobío esta unidad geomorfológica apenas sobrepase los 200 m sobre el nivel del mar, a diferencia de la situación registrada al S del río en cuestión, donde las cotas máximas de cada uno de los relieves pueden alcanzar más de 300 m sobre el nivel del mar, exhibiendo ambos tramos la presencia de taludes y pendientes de alto ángulo. Además, existen dos valles que disectan de

manera importante el límite entre la cordillera de la costa con la llanura fluvio-marina occidental, siendo los valles del río Andalién, de escala relativa menor comparada al segundo valle, del río Biobío. Esta cadena de elevaciones topográficas registra un importante desarrollo de suelos sobre roca intrusiva paleozoica, sobre lo cual ha incidido el desarrollo humano condicionando la estabilidad de los sedimentos acumulados en los taludes de manera decisiva.

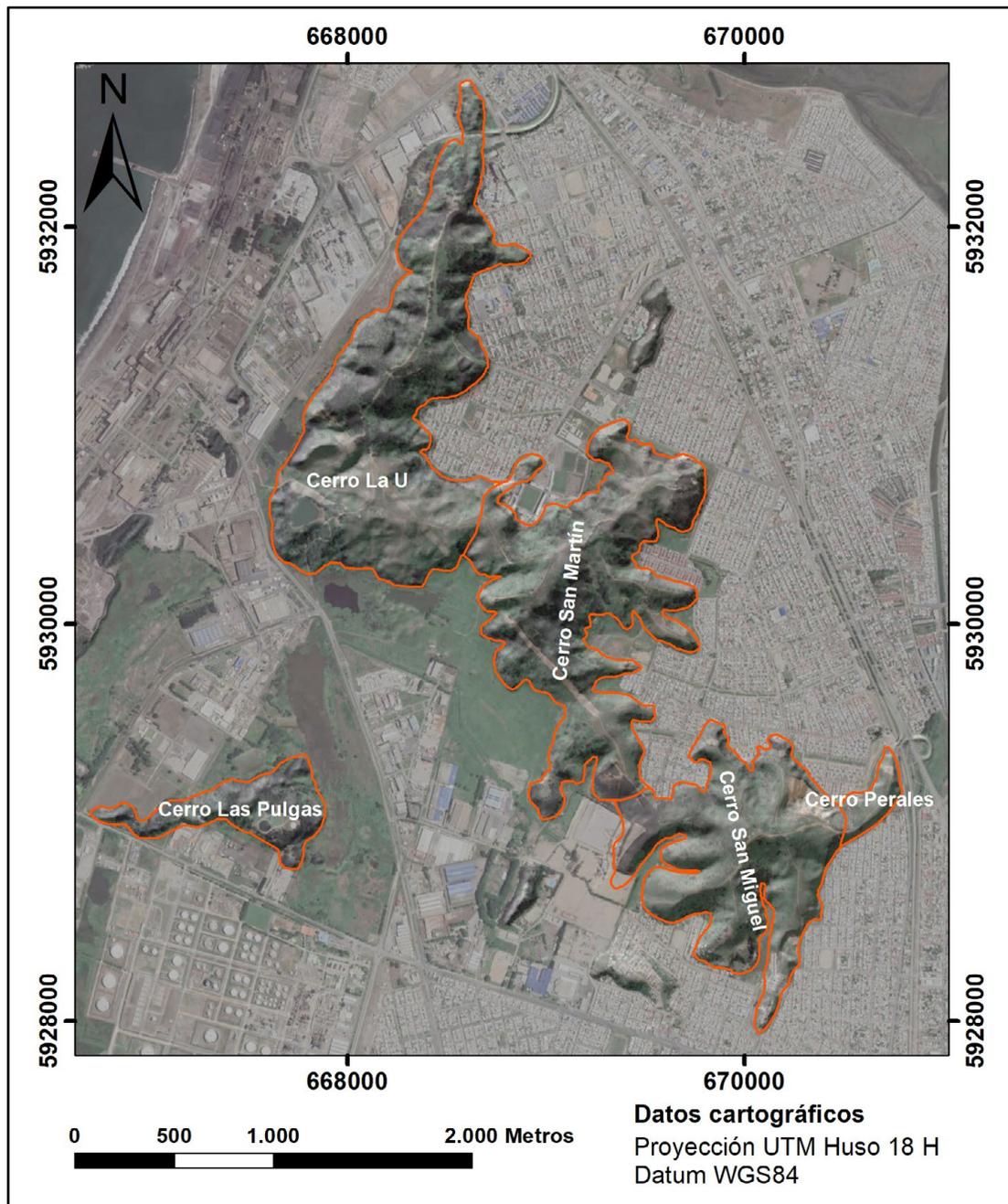


Figura 1.16: Distribución de los principales cerros presentes en el área de estudio.

1.8. Agradecimientos

En primer lugar, he de reconocer el gran aporte de mi profesor guía, Dr. Jorge Quezada Flory, por su ayuda logística y en terreno, además del brindarme la oportunidad de desarrollar formalmente este proyecto.

También quiero destacar la contribución de los profesores Msc. Abraham González Martínez, Dr. Luis Arturo Quinzio Sinn, Sr. Ramiro Bonilla Parra, Dra. María Verónica Pineda Mascayano, Dr. Alfonso Encinas Martín, Msc. Sylvia Palma Heldt y Dr. Klaus Bataille Bollweg al momento de responder consultas, aportar antecedentes y conocimiento específico necesario sobre el tema en cuestión. Al mismo tiempo, agradezco la colaboración de todos los funcionarios del Departamento de Ciencias de la Tierra, en especial de Luis Vásquez Rivas, aportando todos ellos en los aspectos técnicos e ideas de análisis de datos.

Me gustaría agradecer también a Paz Butikofer por todo el apoyo en general, la ayuda en exploraciones de diversos afloramientos e interesantes ideas, así como también a Andrés Cáceres, por su ayuda de logística y compañía en varios días de terreno. De la misma forma, quisiera destacar a Isaac Navarro, por su colaboración en el avistamiento de taxones vegetales e identificación de litofacies, aspectos técnicos de terreno y diferentes detalles de la geología de las rocas aflorantes; a Felipe Cid por su colaboración en recorridos por afloramientos metamórficos; a Eduardo Vargas por la participación en campañas de terreno al interior de los cerros; a Álvaro Cárdenas por la colaboración en la campaña de terreno y el muestreo sistemático; a Diego Volosky por sus aportes en temáticas de geología regional; a Ricardo Aguilera por su ayuda en diversos aspectos geológicos de los afloramientos y elementos logísticos variados; y a Boris Ulloa por su ayuda con bibliografía relativa a elasmobranquios. También quisiera expresar mi gratitud a los científicos y científicas que me han precedido y que realizaron los estudios necesarios para posibilitar la existencia de este proyecto, ayudando a iluminar los caminos de la ciencia.

Finalmente agradezco a mi familia, explícitamente a mi padre y hermano, por todo el apoyo no solo durante la realización de la presente memoria, sino que a lo largo de todo mi proceso universitario.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Rocas metamórficas

2.1.1. Serie Occidental

La Serie Occidental conforma parte del Basamento Metamórfico y se distribuye de manera discontinua entre los 34°S y los 43°S, agrupándose en dos tramos (Figura 2.1), el primero, va desde los 34°S hasta los 36°S mientras que el segundo y más meridional abarca aproximadamente desde los 38°S a los 43°S. A su vez, existen múltiples afloramientos fuera de estas dos secciones, como en la península de Tumbes, al N de Talcahuano o en la península de Hualpén (Hervé, 1977; Gajardo, 1981; Glodny y otros, 2008).

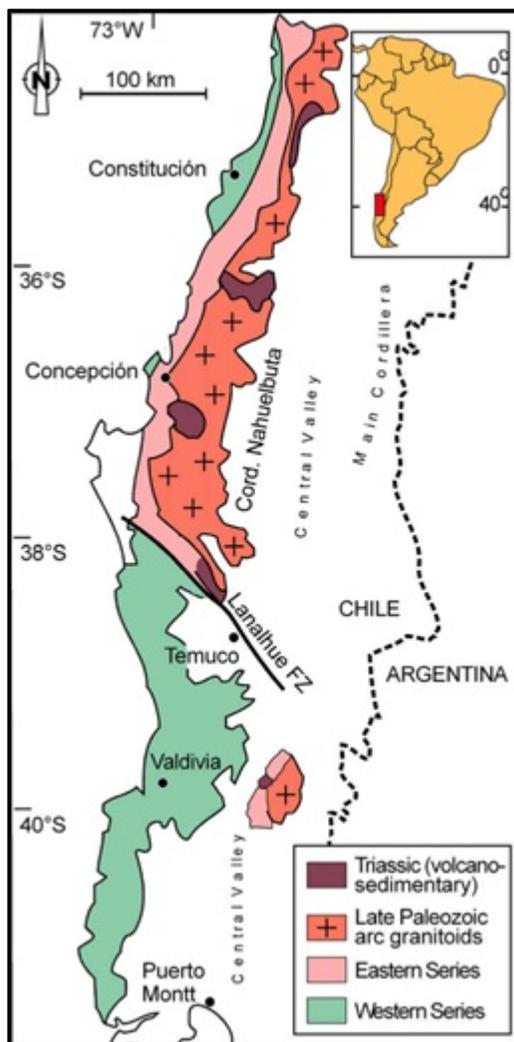


Figura 2.1: Distribución de las series Occidental y Oriental, según Glodny y otros (2008).

Se reconocen dos unidades dentro de la Serie Occidental, la Unidad Nahuelbuta está constituida fundamentalmente por esquistos micáceos grises, metacherts ferruginosos y bandas sulfuradas locales; y la Unidad Tirúa, compuesta por esquistos verdes, micáceos y metacherts manganíferos. Además, existen diversos cuerpos ultramáficos serpentinizados (Hervé, 1977).

El protolito de esta serie ha sido identificado como basaltos y secuencias pelíticas de fondo oceánico con corteza oceánica, afectada por metamorfismo de alto P/T que ocurre durante el Devónico – Triásico (Aguirre y otros, 1972). Sin embargo, otros autores estiman que tanto el *peak* metamórfico como la mayor parte del metamorfismo en sí, para la serie en cuestión, ocurriría entre el Carbonífero al Pérmico inferior más antiguo (Willner y otros, 2005).

La Serie Occidental exhibe facies metamórficas, como ya se había mencionado con anterioridad, de alto P/T. Más en detalle, se han reconocido facies de esquistos verdes, junto con apariciones locales de rocas con facies de esquistos azules (Willner y otros, 2005; Muñoz – Montecinos y otros, 2020).

Según Willner y otros (2004) existen condiciones de 600°C – 760°C y 11 kbar – 16,5 kbar para el *peak* metamórfico, siendo la mineralogía producida por esta fase obliterada en su mayor parte por el metamorfismo retrógrado descrito con más detalle y posteriormente, por Willner (2005), que calcula condiciones acotadas a 350°C – 400°C y 7 kbar – 11 kbar.

En su conjunto, la Serie Occidental representa la sección frontal de un prisma acrecionario extinto del antearco, ensamblado por acreción basal, que ha estado activo desde el Paleozoico superior al Triásico (Hervé y otros, 1988; Martin y otros, 1999; Glodny y otros, 2005; Willner y otros 2005). Localmente las rocas están intruidas por stock triásicos, como por ejemplo en Hualpén (Vásquez, 2001).

Estructuralmente, la Serie Occidental está fuertemente deformada, presentando una foliación de tipo milonítica y desarrollo de bandas de cizallamiento a escala mesoscópica. Esta corresponde a una esquistosidad penetrativa S_1 constituida por un fino bandeamiento de alternancias de dominios micáceos y feldespático – micáceos con bandas cuarcíferas. A la foliación principal S_1 se superpone una foliación secundaria S_2 que se manifiesta como clivajes espaciados no siempre presentes (Ardiles, 2003). También esta serie presenta una foliación dominante, en su mayoría subhorizontal, ligeramente penetrativa, que está relacionada con estructuras rectas de ángulo bajo.

Esta foliación está sobrepuesta en algunos lugares por plegamiento y por zonas de cizalle milonítico coplanar (Glodny y otros, 2005). El crecimiento mineral y los ejes de plegado, así como las variaciones de composición, generalmente muestran una tendencia NW – SE (Kato, 1985; Godoy y Kato, 1990; Martin y otros, 1999; Glodny y otros, 2005). Las características regionales de la Serie Occidental incluyen además diversas zonas de *mélange* y de cizalle frágil – dúctil con orientación NNE – SSW en latitudes cercanas a Pichilemu, junto con marcados pliegues de esquistosidad con tendencias NW – SE y planos S_2 entre el área de la península de Arauco (38°S) a la isla de Chiloé (42°S) (Kato y Godoy, 2015).

2.1.2. Serie Oriental

Estas rocas corresponden a esquistos, filitas, gneises y metarenitas, aflorando principalmente en una franja con dirección NNE – SSW acotada entre los 34°S y los 38°S (Figura 2.1) (Aguirre y otros, 1972; Hervé, 1977; Glodny y otros, 2008).

Se interpreta como una secuencia detrítica – turbidítica de rocas de origen continental depositada en la plataforma de antearco. Está compuesta principalmente por metagrauvacas formadas por corrientes de turbidez y, en menor medida, por lentes de rocas calcosilicatadas, las que representan la retrocuña del prisma de acreción. En ella se preservan rasgos sedimentarios originales, por ejemplo: pliegues sinsedimentarios, trazas fósiles y estratificación (Hervé, 1988; Cartes, 2004).

Su protolito es determinado en base a las mencionadas trazas fósiles, en el sector de Punta de Parra – Lirquén. Se encuentran en planos de estratificación relictos (S_0) formados por la intercalación de metapelitas y metapsamitas, específicamente dentro de las capas de metapelitas. Estas corresponden principalmente a pistas o huellas formadas por el desplazamiento de animales sobre el sustrato, pudiendo identificarse 3 tipos: Repichnia (huellas de locomoción), Cubichnia (huellas de descanso) y Pascichnia (huellas de alimentación). La evidencia que proporcionan permite atribuir el ambiente de deposición de la serie a uno marino de baja energía, de profundidades mayores a 2.000 m, y a la ocurrencia de corrientes de turbidez (Bandel y Quinzio, 1999; Cartes, 2004).

El metamorfismo en una primera etapa de tipo Barroviano, con un P/T de grado medio y evidenciado por la ocurrencia de porfiroblastos de estauroлита, granate y biotita. Con posterioridad

se sobrepone un evento de metamorfismo tipo Buchan asociado a la intrusión del Batolito Costero del Sur, de bajo P/T que además responsable de la formación de las zonas de biotita, andalucita, sillimanita y la zona de migmatita, los cuales constituyen la aureola de contacto. El rango de presión se estima aproximadamente entre los 4 kbar y 6 kbar, mientras que la temperatura máxima se ha acotado entre los 650°C y 700°C. Las facies metamórficas que caracterizan a la Serie Oriental abarcan desde las facies de esquistos verdes hasta las de anfibolita (Hervé, 1977; Hervé, 1977; Vázquez, 2001).

Hervé (1977) describe a la Serie Oriental desde un punto de vista estructural y regional entre la isla Quiriquina y Santa Juana, mostrando un plegamiento de primer orden con ejes de orientación predominante NW junto a otras tendencias de pliegues de carácter local y subordinado.

Esta serie ha sufrido dos eventos de metamorfismo regional; la foliación S_1 ocurre durante la acreción frontal asociada al inicio de la subducción y se dispone de forma paralela a S_0 . El segundo evento relacionado a un metamorfismo regional de contacto es contemporáneo a S_2 , la foliación es leve y no logra obliterar la foliación anterior, su causa es la continua sedimentación en el prisma de acreción, con su consecuente apilamiento antiformal y confección de *duplex* tectónicos. Estos *duplex* se habrían desarrollado principalmente, al menos, durante el Pérmico superior y se relacionarían a su vez con la existencia repetitiva de pliegues que direccionan sus ejes en dirección NW (Figura 2.2) (Martin y otros, 1999; Glodny y otros, 2008).

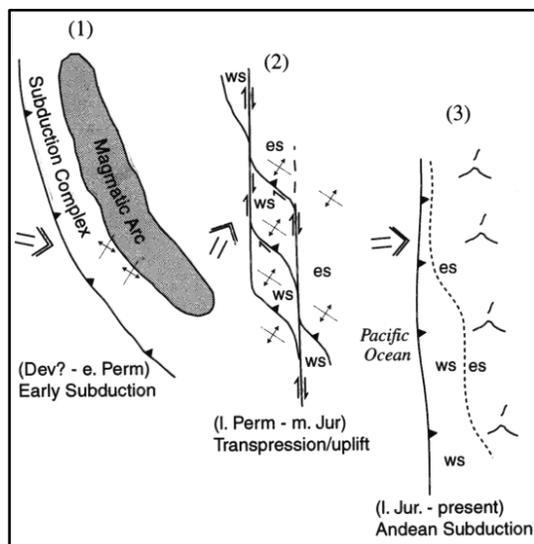


Figura 2.2: Génesis de los *duplex* tectónicos característicos del basamento, y en específico, de la Serie Oriental, Martin y otros (1999). Según el autor, la etapa (1) abarca entre algún punto del Devónico hasta el Pérmico inferior con la instauración del prisma acrecionario y la intrusión de los cuerpos ígneos del Paleozoico superior. Posteriormente en (2) se forman los *duplex* y los pliegues con ejes en dirección NW dentro de un contexto transpresivo a partir del Pérmico superior hasta el Jurásico, cambiando a un estado geodinámico andino mostrado en (3). Además, “ws” representa a la Serie Occidental y “es” denota a la Serie Oriental.

2.2. Rocas intrusivas

Las rocas ígneas intrusivas presentes en los alrededores del área de estudio comprenden las intrusiones del Triásico superior conocidas como Plutón Hualpén.

2.2.2. Plutón Hualpén

Unidad intrusiva de Triásico superior, aflorante en las penínsulas de Hualpén y de Tumbes. Además de estos afloramientos principales, Dávila y otros (1979) señalan la presencia de un stock triásico ubicado en la localidad de La Estrella (34°15'S). Los afloramientos de estas rocas coinciden con áreas donde, al norte de los 38°S, afloran esquistos de la Serie Occidental (Creixell, 2001).

La mayor parte de estas rocas comprenden granitos, monzogranitos y tonalitas porfídicas, con diques aplíticos y andesíticos (Creixell, 2001).

Este cuerpo ígneo plutónico intruye a esquistos de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico y en La Estrella intruye a rocas del Batolito Costero del Sur (Hervé y otros, 1988). El contacto intrusivo es tajante y discordante respecto a las estructuras de la roca hospedante. La aureola de contacto tiene una extensión menor a 1 km, con neocrystalización en esquistos con mica blanca en la matriz, además de una recrystalización generalizada en la textura de la roca. Las características anteriores, típicas de plutones epizonales, sumado a la presencia de cavidades miarolíticas y la ocurrencia de cordierita intercrecida con cuarzo, sugieren que el Plutón Hualpén se emplazó a una baja profundidad (Creixell, 2001).

Para los afloramientos más cercanos al área de estudio, en la península de Hualpén, Hervé y otros (1988) obtuvieron dataciones por el método K – Ar en biotitas que arrojan una edad de 215 ± 4 Ma. Lucassen y otros (2004), en esta misma localidad, obtienen mediante el método de Rb – Sr para la totalidad de la roca dos dataciones correspondiendo en ambos casos su mayor rango de edad posible a 222 ± 5 Ma.

Geoquímicamente, Vásquez y otros (2011) estudia los intrusivos del Triásico superior en la costa de Chile central entre los cuales incluye al Plutón Hualpén, y los describe isotópicamente a nivel regional, obteniendo para las rocas intrusivas triásicas de Hualpén y Constitución rangos de ϵNd_i entre -1 y -3 , además de una razón $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ entre 0,704 y 0,706.

2.3. Rocas estratificadas

2.3.1. Formación Quiriquina

Definida formalmente por Biró (1982), que abarca la secuencia siliciclástica del Cretácico superior aflorante en varias localidades de Chile surcentral. En específico, los afloramientos se concentran en la zona costera de la región del Biobío generalmente en franjas elongadas con orientación preferencial NE – SW a NNE – SSW.

La localidad tipo se encuentra en la bahía Las Tablas ubicada al noroeste de la isla Quiriquina, y la parlocalidad tipo, en Cocholgüe, al norte de Tomé (Biró, 1982). En esta localidad, diversos autores mencionan espesores diferentes para la Formación Quiriquina: 75 m por Hünicken y Covacevich (1975) sin incluir el conglomerado basal; 139,21 m por Biró (1982) (Figura 1.5); 120 m de espesor máximo por Frutos y otros (1982) (Figura 1.6); 65 m por Stinnesbeck (1986) y 66,5 m por Salazar (2004).

Históricamente se ha dividido el estratotipo de la Formación Quiriquina en cuatro litofacies. De base a techo, la primera litofacies corresponde a 15 m de conglomerado basal polimíctico, con clastos de esquistos, metaarenitas, cuarcita además de escasos fósiles. La segunda litofacies consta de 6,5 m de areniscas amarillas con laminación cruzada planar y lentes conglomerádicos intercalados con menores cantidades de fósiles (Salazar y otros, 2015). La tercera está conformada por 10 m de areniscas verdes glauconíticas interestratificadas con coquinas de hasta 30 cm de espesor, con abundantes fósiles, ricos en bivalvos (Salazar, 2004) dominadas por *Pacitrigonia hanetiana* y *Cardium acuticostatum* (Biró, 1982; Salazar y otros, 2015). La última litofacies comprende 35 m de arenisca limosa de color verde, con niveles de cuerpos concrecionarios calcareníticos de entre 0,2 m y 1 m de diámetro, alineados paralelos a la estratificación, con fósiles dominados por ammonites, en mayor medida de *Eubaculites carinatus* (Salazar, 2004). Sin embargo, estos cefalópodos se hallan ausentes en los 2 m a 3 m finales de la formación (Stinnesbeck, 1986; Salazar, 2004; Salazar y otros, 2010).

La Formación Quiriquina se deposita en un ambiente marino costero predominantemente intermareal producto de la rápida transgresión marina durante el Cretácico superior (Galli, 1967; Gajardo, 1981; Biró, 1982).

Según Salazar y otros (2015) el conglomerado basal transgresivo sugiere facies de *shoreface* de alta energía que rellenan un fuerte paleorelieve; las areniscas amarillas indican un ambiente de *shoreface* medio a superior con un corto período de relativa quietud; las capas de coquina representan tempestitas que alcanzan el nivel de base de olas de tormentas, en condiciones de alta energía, a menos de 20 m de profundidad. Finalmente, las últimas areniscas finas habrían sido depositadas en el *shoreface* medio, denotado por la bioturbación pervasiva de las capas, señal de una influencia muy limitada de las olas de tormenta y las de buen tiempo (Buatois y Encinas, 2011).

Erices (2018) en base a una caracterización estratigráfica e icnológica de la Formación Quiriquina en la provincia de Concepción, propone un ambiente de sedimentación para los tramos iniciales de aguas costeras superficiales agitadas, de alta energía, evidenciado por la icnofacies de *Trypanites*, representada por el icnotaxón *Gastrochaenolites* isp. que se materializa en el contacto de la Serie Oriental bajo la Formación Quiriquina. Posteriormente, en los primeros estadios de transgresión se habría desarrollado en ambientes de *foreshore* a *shoreface* superior, con icnofacies de *Skolithos*. A continuación, existe la ocurrencia de una sección con granulometría ligeramente más fina que indica según el autor, facies de *shoreface* inferior. Ulteriormente, se tienen icnofacies de *Cruziana*, pudiendo representar tanto el *shoreface* inferior como la transición a un ambiente más bien de plataforma seguido de una lenta transición a condiciones más afines al *offshore*, dándose en los tramos intermedios a finales de esta formación, como ya se había mencionado con anterioridad, bioturbación pervasiva y transición de condiciones de *shoreface* inferior a *offshore* o el límite entre ambos.

García (1968) encuentra taxones pertenecientes al Maastrichtiano – Daniano, a partir de material obtenido de un sondaje en las cercanías de Lebu. Posteriormente, Biró (1982) restringe la edad de la Formación Quiriquina al Campaniano – Maastrichtiano en base al contenido fósil de ammonoideos presente en la unidad, en cambio, Frutos y otros (1982) señala una edad del Maastrichtiano posiblemente inferior, mientras que tanto Hünicken y Covacevich (1975) como Stinnesbeck (1986) proponen una edad contenida en el Maastrichtiano. Salazar (2004) acota la edad de la formación entre la parte superior del Maastrichtiano inferior y/o el comienzo del Maastrichtiano superior hasta la última parte del Maastrichtiano superior, sin llegar al final del mismo. En función de estos antecedentes, Inostroza (2018) en su memoria de título le asigna una edad Maastrichtiano – Paleoceno ya que incluye a la Formación Pilpilco como parte de Quiriquina.

A pesar de no existir análisis o dataciones sobre los zircones detríticos contenidos en rocas de la Formación Quiriquina *sensu stricto*, se han estudiado los mismos en rocas de la Formación Punta Topocalma (34°S), también de la parte tardía del Cretácico superior (Pérez y Reyes, 1980) arrojando una edad probable de $71,9 \pm 0,9$ Ma para la depositación de esta última unidad, parte de la cual podría ser coetánea con las litofacias inferiores de Formación Quiriquina (Encinas y otros, 2014).

En conjunto Buatois y Encinas (2011), Otero y otros (2014) e Inostroza (2018) señalan que la Formación Quiriquina sobreyace en inconformidad a las rocas del Basamento Metamórfico y los granitoides triásicos, e infrayace en aparente concordancia a la Formación Curanilahue. Sin embargo, Pineda (1983) plantea la existencia de una paraconformidad implicando un periodo de emersión epirogénica y erosión entre Quiriquina y Formación Pilpilco. Además, tanto Frutos y otros (1982), Salazar (2004) y Erices (2018) muestran evidencia de un periodo de erosión interfomacional.

Salazar (2004) correlaciona sobre la base del contenido de ammonioideos la Formación Quiriquina con la Formación López de Bertodano, de la isla Seymour, en la península Antártica. El tramo superior de esta última formación ha sido datado como Maastrichtiano superior – Daniano inferior (Bowman y otros, 2016).

2.3.2. Formación Pilpilco

Definida inicialmente por Muñoz – Cristi (1946) como “Horizonte Pilpilco” y posteriormente elevada por el mismo autor en 1968 a la categoría de Formación Pilpilco. Su localidad tipo está referida al sector del río Pilpilco, al sur de Curanilahue (Pineda, 1983).

Esta formación se dispone en el sector oriental de Arauco, al norte de Ramadilla, en las minas de Lota (Muñoz – Cristi, 1946; Frutos, 1967); en la región de Laraquete (Muñoz – Cristi, 1946); y en los sondajes al S de la localidad de Arauco y al oeste de Carampangue (Muñoz – Cristi, 1968). Al sur de Ramadilla, la Formación Pilpilco ha sido reconocida por Muñoz – Cristi (1946) en los ríos Nahuelan y Carampangue, así como en sondajes en las localidades de Colico Sur, valle del río Trongol, valle del río Pilpilco, en la región de Cuyinco, y de Antihuala.

Litológicamente, esta unidad está compuesta en su mayor parte de areniscas verdes de grano medio a grueso, arcillosas, de carácter marino – litoral (Muñoz – Cristi, 1946). En la península de Arauco es posible observar dos zonas de sedimentación característica: Un sector corresponde a las secuencias reconocidas en las minas de Lota a Ramadilla, donde la base de la Formación Pilpilco muestra ambientes de sedimentación continentales, con presencia de brechas, conglomerados y areniscas conglomerádicas, que gradualmente pasan a arcillas las cuales a su vez gradan a areniscas verdes de grano fino a medio localmente conglomerádicas y arcillosas. La otra localidad, corresponde a los estratos reconocidos al S de Ramadilla, los cuales comienzan con un conglomerado fino o areniscas conglomerádicas marinas, sobre los cuales alternan areniscas de grano fino a medio con otras de grano grueso (Pineda, 1983). García (2004) señala que la potencia máxima de la unidad es de 180 m y su ambiente es marino – litoral producto de una transgresión marina sobre una plataforma completamente peniplanizada.

En una primera instancia, Tavera (1942) asigna esta formación al Eoceno inferior por su contenido fosilífero. Sin embargo, dentro de la formación se encuentra el género *Palaeohypotodus*, que sugiere una edad correspondiente al Paleoceno (Cappetta, 1987). Además, la sobreimposición de los rangos estratigráficos de los géneros *Paraorthacodus* y *Rhinoptera* (Jurásico superior – Paleoceno y Paleoceno – Reciente, respectivamente) encontrados en los sectores de Puente Perales y cerro San Miguel en Talcahuano por Muñoz – Ramírez y otros (2007; 2008) corroboran la edad Paleoceno para estas rocas. Geología de Campo II (2009) identificó la presencia de *Palaeogaleus* sp. que tiene un rango estratigráfico acotado al Campaniano – Thanetiano (Cappetta, 1987). Específicamente en el afloramiento de Puente Perales, existen dientes del taxón *Striatolamia* sp. que Cappetta (1987) ha señalado que pertenece al Thanetiano – Eoceno superior.

La Formación Pilpilco descansa en inconformidad sobre el Basamento Metamórfico y en paraconformidad sobre la Formación Quiriquina, e infrayace concordantemente a los sedimentos portadores de carbón asignados a la Formación Curanilahue (Pineda, 1983). Tavera (1942) señala la presencia de una discontinuidad entre Quiriquina y Pilpilco en base a la existencia de un contacto irregular entre estas formaciones, en dos sondajes hechos tanto en el río Pilpilco como en las proximidades de Colico. Inostroza (2018) sugiere que las rocas paleógenas se depositaron concordantemente a las del Cretácico, y además, incluye a Formación Pilpilco como la parte superior de Formación Quiriquina.

2.3.3. Formación Curanilahue

Esta formación fue definida por Muñoz – Cristi (1956) para referirse a una secuencia de areniscas y lutitas fosilíferas, de origen marino y continental, asociadas a conglomerados y capas de carbón que definía anteriormente como “Piso de Concepción” (Muñoz – Cristi, 1946).

Su localidad tipo está ubicada en Curanilahue, al W de la Cordillera de la Costa, al interior de la península de Arauco. Los afloramientos de esta unidad dentro de la península de Arauco se distribuyen tanto en el río Carampangue como en Colico, Trongol, Pilpilco, y Antihuala.

La existencia de esta formación sobre los niveles marino previos marca el comienzo de un ciclo continental de depositación y, además, esta formación en cuestión consta de 3 miembros; Lota, Intercalación y Colico (Muñoz – Cristi, 1946).

En específico, los miembros definidos por Muñoz – Cristi (1946) consisten en dos miembros continentales en los tramos inferior y superior, quedando un miembro marino al centro y entre estos miembros continentales.

El Miembro Lota, de origen continental, consiste en areniscas gruesas basales sobre las que se depositan areniscas medias a finas con intercalaciones de arcillas asociadas a siete mantos de carbón, el espesor máximo es de 175 m y se acuña hacia el W. Posteriormente, se tiene la presencia del Miembro Intercalación, de origen marino y que sobreyace al Miembro Lota, estando además compuesto de areniscas verdes glauconíticas de buena selección con escasos foraminíferos y un espesor máximo de 70 m acuñadas hacia el E.

El Miembro Colico, que a su vez se encuentra sobre el Miembro Intercalación, tiene un espesor máximo de 110 m y expone similar ambiente sedimentario, litología y acuñamiento que el Miembro Lota, pero pierden importancia los mantos carboníferos.

En el área metropolitana de Concepción, Chotin (1969) describe las rocas paleógenas aflorantes como parte del Miembro Lota, y donde tanto la estratificación cruzada, la ausencia o escasez de fósiles marinos, la presencia de fósiles vegetales y de lignitos, junto con la heterogeneidad en el tamaño de los elementos clásticos podrían sugerir un ambiente de sedimentación litoral a continental.

Pineda (1983) menciona que la Formación Curanilahue es una secuencia principalmente regresiva y esto permitió la ocurrencia de mantos de carbón en el sector oriental de la cuenca de Arauco.

Elgueta y Arcos (1993) propusieron un modelo de sedimentación de delta fluvial para la Formación Curanilahue. Mientras que Muñoz – Cristi (1956) establece una sedimentación en franjas aparentemente paralelas a la línea de paleocosta, con profundización de los ambientes marinos de oriente a occidente. Finalmente, Elgueta y Arcos (1993) coinciden con Muñoz – Cristi (1968) en que el aporte de sedimentos hacia la cuenca probablemente fue a través de una o más corrientes de agua.

A la Formación Curanilahue se le asigna una edad Eoceno inferior por el contenido fosilífero de gastrópodos y bivalvos presentes en el Miembro Intercalación (Tavera, 1942; Muñoz – Cristi, 1956) y sus fósiles más frecuentes son *Turritella angusta* y *Tellina subfalcata* (Pineda, 1983). Ulteriormente, Martínez – Pardo y otros (1997) señalan edad Paleoceno superior – Eoceno inferior mediante evidencia microfosilífera en Formación Boca Lebu e intercalaciones marinas de la Formación Curanilahue, en específico asigna el límite Paleoceno – Eoceno de aquella época (57,8 Ma) al biohorizonte de primera aparición de *Pseudohastigerina wilcoxensis* quedando, según el autor, muy próximo al límite entre el Miembro Intercalación y el Miembro Colico.

La Formación Curanilahue sobreyace en concordancia a Pilpilco y/o a Quiriquina e infrayace concordantemente a la Formación Boca Lebu, siendo ambos contactos de carácter transicional (Pineda, 1983).

La unidad en cuestión es, además, correlacionada con la Formación Cosmito por Galli (1967), debido a las similitudes litológicas (García, 1968), de ambiente sedimentario y también en base a los antecedentes aportados por Tavera (1947) sobre los taxones fósiles presentes en tanto la zona de Arauco como al NNW de Concepción.

Independientemente, Frutos y otros (1982) correlacionan a la Formación Curanilahue con la Formación Cerro Alto, definida por estos e identificada solo por estos autores en la isla Quiriquina.

2.3.4. Formación Cosmito

Unidad definida por Galli (1967) cuya localidad tipo se ubica en el sector de Cosmito, aproximadamente 5 km al N de Concepción, en donde se ha estimado una potencia cercana a los 300 m (Muñoz – Cristi, 1953 en Galli, 1967).

Sus afloramientos están ubicados en Villa Cocholgüe, entrada a Cocholgüe, Punta Montecristo, Miramar, Cosmito, Penco y en los cerros de Concepción y Talcahuano (Galli, 1967; Inostroza, 2018).

La petrografía de esta unidad se encuentra dominada por lutitas y areniscas, en donde las primeras presentan carácter fisible además de estar localmente asociadas a mantos de carbón y restos vegetales, mientras que las areniscas pueden presentar estratificación cruzada. Las areniscas se pueden clasificar composicionalmente como subarcosas, con clastos andesíticos de granulometría variable entre fina a media. De manera supeditada, existen también conglomerados, y niveles conglomerádicos dentro de las areniscas. El ambiente de sedimentación está definido como depósitos lagunares, asociados a pantanos y dunas litorales, principalmente de baja energía (Galli, 1967).

La edad se encuentra acotada al Eoceno, debido a que la Formación Cosmito es correlacionable con la Formación Curanilahue, en base a relaciones litológicas, estratigráficas y a la evidencia fósil encontrada en intercalaciones marinas de ambas formaciones. Entre los taxones fósiles que permitieron establecer esta correlación se puede señalar a *Mytilus* sp., *Cyelas carbonaria*, *Paludina* sp. y *Tellina carbonaria* (Tavera, 1942; Tavera, 1947; Sylvester y Sangüeza, 1948; Galli, 1967).

Los estratos de esta unidad se encuentran levemente inclinados, en discontinuidad erosiva sobre Formación Quiriquina e infrayaciendo en discordancia angular a la Formación Andalién y/o Huachipato (Galli, 1967).

Inostroza (2018) correlaciona todas las rocas del Paleógeno inferior de Concepción (Formación Cosmito) e isla Quiriquina (Formación Cerro Alto) con los niveles continentales del Miembro Lota de Formación Curanilahue (Figura 2.3) en base a las afinidades paleopalínológicas como en el desarrollo de las litofacies.

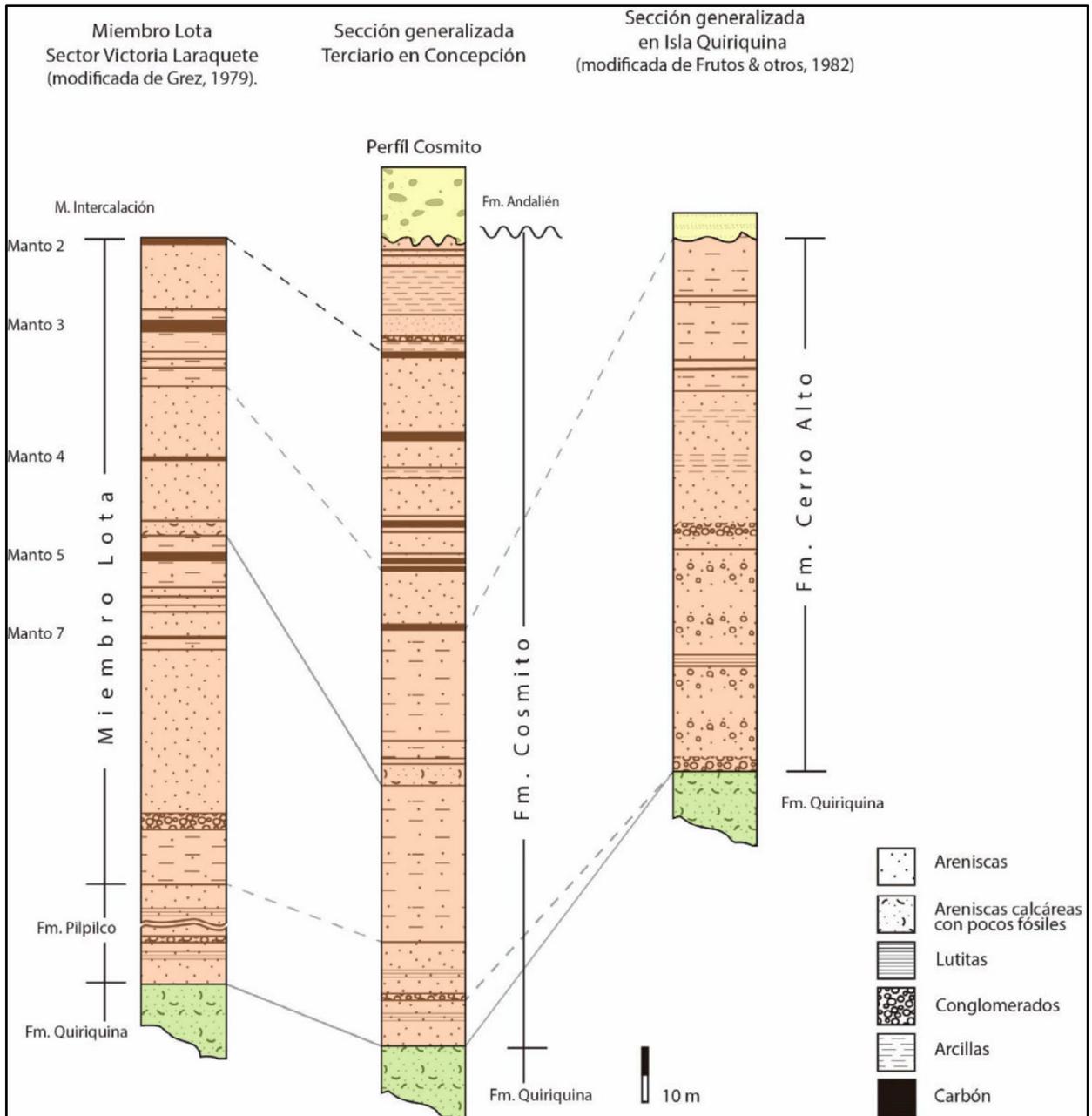


Figura 2.3: Correlación de columnas estratigráficas del Paleógeno Inferior en la Bahía de Arauco, Bahía de Concepción e Isla Quiriquina propuesta por Inostroza (2018), modificada para incluir el color de las unidades según su edad.

2.3.5. Formación Cerro Alto

Definida informalmente por Frutos y otros (1982) en la isla Quiriquina. Los afloramientos están distribuidos en Punta Amarilla y Las Chilcas, en ensenada de Los Cuervos y en todo el sector sur de la isla Quiriquina.

Frutos y otros (1982) dividen a esta formación en 4 Miembros (Figura 1.6), pero su litología a grandes rasgos corresponde a areniscas arcosas con frecuente estratificación cruzada, con intercalaciones de conglomerados y niveles carbonosos además de estructuras de paleocanales, presenta un espesor máximo de 90 m.

Comenzando en orden estratigráficamente ascendente, el Miembro 1 (“Tte₄” *sensu* Frutos y otros, 1982) consiste en una arenisca lítica calcárea, gris verdosa, con variaciones hacia granulometrías más gruesas, en niveles conglomerádicos. Petrográficamente, las areniscas de este primer miembro contienen clastos andesíticos redondeados junto con cuarzos angulosos, plagioclasas, biotita cloritizada, glauconita, trazas de muscovita y opacos. La matriz presente es más bien escasa y de carácter carbonatada. A techo se distingue una lutita con estratificación cruzada, mientras que algunos metros sobre la base de la subunidad existe un marcado nivel conglomerádico de 80 cm de potencia y clastos que promedian 5 cm de diámetro, quedando entre la base en *sensu stricto* y el nivel conglomerádico mencionado previamente, areniscas gruesas con lentes conglomerádicos y frecuente estratificación cruzada. La potencia máxima visible señalada por los autores para este miembro comprende alrededor de 15 m a 20 m.

El Miembro 2 (“Tte₃” *sensu* Frutos y otros, 1982) consiste en una arenisca lítica subarcósica tipo wackestone con matriz carbonatada y que además puede variar a mayor contenido de líticos. Posee color de meteorización amarillo y su grano es medio a grueso presentando, además, frecuentes “concreciones de una arenisca más dura” según lo señalado por los autores y que también estas “concreciones” estarían dispersas dentro de la arenisca con dimensiones que superan los 10 cm de diámetro. En las cercanías de la base de este miembro, las areniscas exhiben mayor carácter conglomerádico con clastos de líticos de hasta 4 cm de diámetro. Los niveles conglomerádicos son raramente continuos y se agrupan generalmente en cuerpos lenticulares paralelos a la estratificación. Son característicos los niveles carbonosos y la estratificación cruzada en las areniscas. Más en específico, los clastos de estas sedimentitas comprenden fragmentos andesíticos muy alterados, “grandes” líticos de intrusivos granodioríticos con estructura “myrmekítica”, cuarzo

anguloso, plagioclasas poco alteradas, muscovita y glauconita en una matriz carbonatada micrítica subordinada. Los niveles más líticos de las areniscas en cuestión contienen también clastos de rocas metamórficas y biotita cloritizada con una matriz reducida y limonita recubriendo los granos. El espesor máximo de este miembro es de 19,5 m.

La siguiente subunidad corresponde al Miembro 3 (“Tte₂” *sensu* Frutos y otros, 1982), conformado por una arenisca “lítica – arcósica” de color gris y grano fino a medio, con estratificación cruzada, intercalaciones de areniscas limosas de aproximadamente 10 cm de espesor, niveles carbonosos, restos vegetales y frecuentes lentes conglomerádicos. Cerca de la base se ubica un conglomerado de, aproximadamente, 50 cm de potencia. Los granos abarcan líticos de rocas metamórficas, andesitas poco alteradas, granitoides con estructura “myrmekítica”, clastos de cuarzos de variadas características, plagioclasas, glauconita, clorita y biotita muy alterada. La arenisca en sí misma presenta mala selección pudiendo variar localmente desde un conglomerado fino hasta la arenisca “lítica – arcósica” mencionada con anterioridad, más hacia techo. El espesor máximo de este miembro se ha establecido en 29 m.

El último tramo de esta formación corresponde al Miembro 4 (“Tte₁” *sensu* Frutos y otros, 1982) se puede clasificar y describir como una arenisca lítica con meteorización de color amarillo y estratificación cruzada, compuesta de granos gruesos y bien seleccionados. La composición de los clastos contiene cuarzo anguloso, plagioclasa, biotita cloritizada, glauconita, opacos y escasa muscovita junto con líticos de andesíticos, granitoides poco alterados y una matriz es muy escasa. La subunidad en cuestión presenta intercalaciones de una arenisca blanquecina, de poca potencia, con capas de carbón y niveles de areniscas finas arcillosas de aproximadamente 1 m de potencia. Este miembro contiene en su base “concreciones” y abundantes clastos de diferentes tamaños dispersos en la arenisca. El espesor máximo de este último miembro ha sido calculado en 29,5 m.

Su ambiente de sedimentación, según los mismos autores, es margino – litoral, correspondiendo a la desembocadura de un río, tipo estuario, ancho, de lecho muy plano y poco profundo. La presencia de troncos y restos vegetales carbonizados permite suponer un sepultamiento en condiciones reductoras. Los depósitos detríticos de esta formación resultaron de la erosión de relieves jóvenes, manifestando una tectónica activa en el área. Por su composición, se distinguen dos zonas de aporte: una distal, desde la proto – cordillera de los Andes, con transporte fuerte de tipo fluvial y una zona proximal, desde el basamento, cercano a la desembocadura y con poco transporte. Estos

sedimentos habrían estado, durante cortos periodos, sujetos a una acción marina costera y a una redistribución del material.

De manera agregada y en el mismo trabajo que define a esta formación, los autores proponen que debido a las características litoestratigráficas de la Formación Cerro Alto se puede correlacionar con la Formación Curanilahue (específicamente con el Miembro Lota) definida por Muñoz – Cristi (1956) presente en la provincia de Arauco (Frutos y otros, 1982). De igual forma, Inostroza (2018) correlaciona esta secuencia con la Formación Curanilahue y con la porción inferior de Formación Cosmito (Figura 2.3), asignándola al Eoceno.

Frutos y otros (1982) afirman que sobreyace en forma aparentemente concordante a la Formación Quiriquina, pero mencionan también marcas de remoción de material y oquedades aparentemente hechas por gusanos en el contacto interformacional.

De manera independiente, Salazar (2004) reconoce evidencia de una discontinuidad erosiva entre la Formación Cerro Alto y Quiriquina a partir de la geometría mostrada en algunos sectores del contacto interformacional.

2.3.6. Formación Boca Lebu

Definida por Muñoz – Cristi (1956) en el sector de Boca Lebu, donde aflora su sección superior con limolitas y areniscas muy finas, arcillosas y fosilíferas, que contienen niveles de concreciones calcáreas.

La localidad tipo se ubica al sur de la desembocadura del río Lebu, y su espesor varía entre 510 m a 680 m (Pineda, 1983).

Esta formación se distribuye en toda la zona de Arauco, en el sector oriental en franjas paralelas en río Carampangue, río Curanilahue, estero Paso Hondo, río Trongol y río Pilpilco.

En el sector occidental, los afloramientos se pueden seguir a lo largo de la costa sur de Lebu y al sur de Punta Lavapié, en Raimenco (Tavera, 1942; Muñoz – Cristi, 1946 y 1968; García, 1968, en Pineda, 1983).

La sección principal está dominada por limolitas y areniscas grises verdosas con un moderado contenido de fósiles marinos, en tanto que la base está representada litológicamente por areniscas

tobáceas con niveles de arcillas. Hacia techo aumenta el tamaño de grano junto con el contenido de restos vegetales (Muñoz – Cristi, 1946).

Pineda (1983) señala que esta formación es una secuencia transgresiva, en la zona oriental, tiene un nivel basal de areniscas con restos vegetales, seguidas de areniscas arcillosas fosilíferas. En el sector occidental el nivel base desaparece y el de areniscas fosilíferas grada lateralmente a lutitas fosilíferas.

García (1968) le asigna una edad Eoceno inferior, en base a la presencia de fósiles encontrados por Tavera (1942), y además citados por el primer autor, como *Nassa araucana*, *Tellina carbonaria* var. *complanata*, *Turritella landbecki* y *Mytilus striatus*.

Martínez – Pardo y otros (1997) señalan una edad comprendida entre el Paleoceno superior – Eoceno inferior para la Formación Boca Lebu mediante el estudio de microfósiles.

Según los autores previamente mencionados, el biohorizonte de primera aparición de *Pseudohastigerina wilconxensis* marcaría el límite Paleoceno – Eoceno dentro de la parte superior de esta secuencia, restringiendo la mayor parte de la Formación Boca Lebu, así como todos los mantos carboníferos del Miembro Lota al Paleoceno superior.

El sector oriental de la formación se encuentra concordante sobre la Formación Curanilahue e infrayace de igual forma a la Formación Trihueco mientras que en la zona occidental sobreyace de manera concordante a Formación Quiriquina y del mismo modo, infrayace a Formación Trihueco (Muñoz – Cristi, 1956).

En algunos sondajes se ha encontrado, además, a esta formación en contacto con el Basamento Metamórfico y Quiriquina según lo señalado por García (1968).

Además, Pineda (1983) señala que la Formación Boca Lebu engrana lateralmente con las formaciones Pilpilco y Curanilahue, todos estos contactos y cambios formacionales se encuentran ubicados en la península de Arauco.

2.3.7. Formación Trihueco

Definida por Muñoz – Cristi (1956) cuya localidad tipo se encuentra en los alrededores de la antigua mina Trihueco y consiste en una secuencia continental con intercalaciones marinas.

La parlocalidad tipo corresponde a una secuencia que aflora en la costa norte de Lebu, entre “Las Cuevas” y Punta Millongue, el cual exhibe un espesor de 290 m (Oestemer, 1966 en Pineda, 1983). También existen afloramientos en los sectores del río Curanilahue, estero Paso Hondo, río Trongol, río Pilpilco, estero Cuyinco, entre Punta Lavapié y Punta Chicaucura, entre Boca Lebu a Punta Bocarripe y en el curso inferior del río Lebu (Muñoz – Cristi, 1946; García, 1968 en Pineda, 1983).

La litología corresponde a areniscas de color gris azulada, gris verdoso y amarillo claro en partes alteradas, además hay alternancias de limolitas, lutitas y areniscas de grano fino a conglomerádicas, que incluyen restos vegetales e intercalaciones de capas calcáreas fosilíferas, lutitas pardas carbonosas y mantos de carbón que disminuyen hacia el oriente, donde abundan “pizarras carbonosas” y areniscas conglomerádicas (Muñoz – Cristi, 1956).

Le Roux y Elgueta (1997) indican que esta unidad es de carácter regresiva y con transgresiones locales de segundo orden. En particular, detallan un ambiente de depositación que incluye el desarrollo e interacción de sistemas de islas barreras sobre plataformas de granulometrías fangosas. Destacan también la repetición de subambientes sedimentarios debido a las variaciones en el nivel eustático del mar.

La Formación Trihueco es de edad Eoceno medio, obtenida a partir del contenido fosilífero en sus intercalaciones marinas, en donde sus fósiles más usuales son *Turritella landbecki*, *Hercoglossa cf. peruviana*, *Pseudoliva retusa*, *Mactra* sp. (Pineda, 1983).

La Formación Trihueco sobreyace concordantemente a la Formación Boca Lebu e infrayace de igual forma a la Formación Millongue. No obstante, en algunos puntos alrededor de Lebu, se ha observado a la Formación Ranquil apoyada directamente sobre la Formación Trihueco en una discordancia angular, desarrollada sobre una superficie irregular de bloques fallados y quedando expuestos diferentes niveles de las formaciones previas a Ranquil (Tavera, 1942; García, 1968; Pineda, 1983).

2.3.8. Formación Millongue

Definida por Muñoz – Cristi (1956) estableciendo su localidad tipo en Punta Millongue, la cual se encuentra ubicada en la costa, al norte de Lebu, donde aflora con un espesor de 500 m aproximadamente.

La formación corresponde a una secuencia transgresiva que comienza con un conglomerado basal, sobre el que se disponen areniscas de grano grueso, medio y fino, arcillas arenosas y arcillas con bancos tobáceos (Tavera, 1942). Esta secuencia se distribuye en dos franjas paralelas: una oriental, que aflora en el valle del río Pilpilco, en Trongol, Curanilahue, estero Chupalla, río Cupaño y quebrada Ranquilco; y una occidental que corresponde a afloramientos costeros en Punta Lavapié, Punta Carnero, Caleta Viel, Punta Millongue, Punta Bocarripe, Chimpel y Punta Morguilla (Gallardo, 1995 en Carvajal, 2018).

A partir de evidencia paleontológica se desprende que la depositación ocurrió en aguas templadas (10°C – 15°C) con un ambiente de cuenca “bacinal” de profundidad creciente que pasa de aguas someras en la base a epibatiales en el techo (Martínez, 1968 en Marchant, 1989). Zambrano (2013) indica que además de ser una secuencia transgresiva, la base de la Formación Millongue representa un marcado cambio en el desarrollo del ambiente de sedimentación que pasa desde un *shoreface* de características mareales a una intercalación de condiciones de *shoreface* a *offshore* dominados por el oleaje, para luego gradar más hacia el techo a un establecimiento de condiciones de *offshore* dominado por el oleaje *sensu stricto*.

Tavera (1942) a partir de contenido macrofaunístico, le asigna una edad que corresponde a la parte superior del Eoceno medio a Eoceno superior. Mediante microfauna se otorga a la Formación Millongue un rango de edad que abarca desde el límite superior del Eoceno medio hasta la base del Eoceno superior (Martínez, 1968 en Pineda, 1983). Es frecuente en esta unidad encontrar niveles fosilíferos (García, 1968). Los fósiles más frecuentes de la formación son *Turritella landbecki*, *Cancer araucanus* y *Pinna wenzel* (Pineda, 1983).

La secuencia sobryace de manera concordante a la Formación Trihueco de forma transicional, e infrayace en discordancia angular a la Formación Ranquil (Tavera, 1942).

2.3.9. Formación Ranquil

Definida por Tavera (1942) y redefinida por García (1968) que establece su localidad tipo en la costa de Arauco, en los alrededores de Caleta Ranquil, 11 km al N de Lebu. En este sector la formación exhibe alrededor de 100 m de espesor, sin embargo, mediante sondajes se determina un espesor máximo de 688 m de areniscas marinas de grano fino y arcillolitas con glauconita y abundante microfauna, con además clastos monominerales de cuarzo y ocasionalmente pirita (Hitze y otros, 1981 en Carvajal, 2018).

Según Pineda (1983) corresponde a una secuencia transgresiva que se deposita sobre diferentes secciones del Eoceno.

García (1968) describe que la Formación Ranquil se compone por bancos de conglomerado fino arenoso de color gris claro, que se alternan con bancos de variadas areniscas, algunas con contenido fosilífero. Frecuentes diques de arenisca poco consolidada cortan la secuencia en variadas direcciones y hacia la parte superior dominan los sedimentos finos.

Tavera (1942) y García (1968) le asignan una edad correspondiente al Mioceno para esta formación y basándose en los taxones fósiles de la misma, que contiene a *Dentalium lebuensis*, *Venus volckmann*, *Tellina lebuensis*, *Anatina araucana*, *Hemychenopus arauanus*, *Dentalium sulcosum* y *Micraster valdivianum*, según Pineda (1983).

Finger (2013) explicita y caracteriza los foraminíferos presentes en las unidades rocosas del Mioceno de Chile surcentral. Específicamente, parte de su trabajo trata de Ranquil a partir de muestras referenciadas dentro de la zona costera de la región del Biobío, especialmente de Arauco. Este autor señala indirectamente una edad de la Formación Ranquil (Figura 2.4) que abarcaría a grandes rasgos al Mioceno, así como que también esta formación se habría depositado en un ambiente marino profundo. Además, cita explícitamente una muestra de lutita gris proveniente de la isla Quiriquina (“MS – 10”) desde donde también obtiene material microfósilífero de esta misma formación. Adicionalmente, sugiere que es posible correlacionar la Formación Ranquil con otras secuencias costeras de edad similar como la Formación Navidad al sur de la ciudad de Santiago o Lacui en la zona de Chiloé. La Formación Ranquil sobreyace en discordancia angular erosiva a las diferentes formaciones del Eoceno, e infrayace de la misma forma a la Formación Tubul (Pineda,

1983). Inostroza (2018) señala que esta formación se encuentra en paraconformidad con la Formación Millongue.

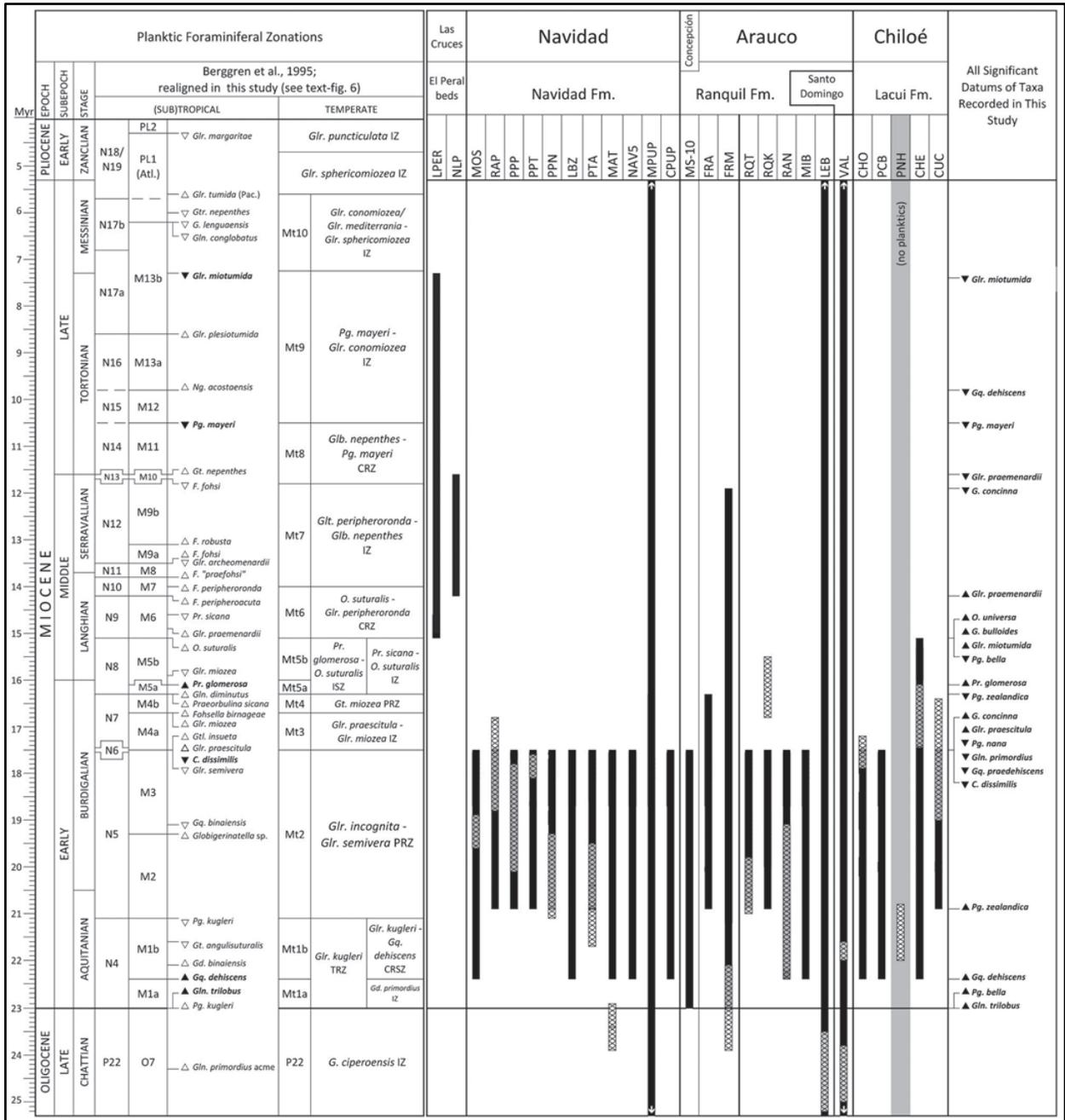


Figura 2.4: Correlación bioestratigráfica para las muestras de diferentes localidades agrupadas en las respectivas formaciones del Mioceno de Chile surcentral, Finger (2013).

2.3.10. Estratos Molino el Sol

González – Bonorino (1970) define a los estratos Molino el Sol como arenas silíceas provenientes de la desintegración por meteorización de las rocas graníticas del basamento. Su localidad tipo se encuentra en el sector de Molino el Sol en el yacimiento del mismo nombre (Mendoza, 2001). Mendoza (2001) también define informalmente a esta unidad, como aquella compuesta por arenas silíceas de color pardo amarillento a rojizo, semiconsolidadas, con contenidos de arcillas variables, altamente meteorizadas y erosionadas, que afloran en una franja de dirección N20°E a lo largo del área costera de la Región del Biobío y de la península de Arauco.

Respecto a su litología en la localidad tipo, es posible apreciar tres niveles de arenas de tamaño muy grueso a medio en la base con estratificación cruzada de bajo ángulo, un nivel de arena fina con estratificación cruzada y un último nivel en el techo de arenas finas masivas. En todas estas capas existen niveles centimétricos de arenas con alto contenido de hematita, gibbsita y clastos de gibbsita con granos de cuarzo. Estos niveles se encuentran totalmente cementados en algunos sectores, dándole gran competencia a las arenas con capas que representarían paleosuelos (Mendoza, 2001).

En cuanto a su ambiente de depositación y edad, González – Bonorino (1970) sugiere que los sedimentos fueron transportados por agentes fluviales y eólicos, para posteriormente ser depositados en ambientes marinos y continentales fluviales. Por su parte Gajardo (1981) y CORFO – INTEC (1996) en Mendoza (2001) destacan que éstos se habrían depositado durante el Mioceno medio coincidiendo con un evento climático cálido y una etapa de transgresión marina.

Mendoza (2001) afirma que esta formación constituye un paleoborde costero de probable edad Mioceno superior – Plioceno inferior a partir de contenido de polen en niveles carbonosos y arcillosos. En tanto, Geología de Campo II (2003) afirma que serían restos de depósitos clásticos subacuáticos proveniente de la meteorización de cuerpos intrusivos de la cordillera de la Costa y les asigna una edad Terciario superior – Cuaternario inferior. Finalmente, existen evidencias de una paleoflora subtropical del Mioceno – Plioceno que indica un aumento de la temperatura al sur de Sudamérica, originada en un evento cálido húmedo. Por tanto, Hinojosa (2005) le asigna una edad Plioceno para esta unidad.

La relación de contacto con rocas paleógenas que le infrayacen en el sector de Coronel queda definida por una discordancia angular erosiva, mientras que su límite superior es una superficie actual de erosión (Mendoza, 2001). En algunos sectores está cubierta por depósitos continentales del Pleistoceno (Encinas y otros, 2006).

Esta unidad sedimentaria se correlaciona con la Formación La Cueva (Cecioni, 1968) del Plioceno superior, que aflora en la costa de la Región de O'Higgins.

2.3.11. Formación Tubul

Definida por García (1968) su localidad tipo se ubica en la costa sur del golfo de Arauco, cerca de la desembocadura del río Tubul, constituyendo terrazas costeras que caen abruptamente al mar. Corresponde a una secuencia sedimentaria transgresiva con un espesor de 100 m constituida de bancos de areniscas arcillosa y limolitas, generalmente de carácter fosilífero (García, 1968). La Formación Tubul se distribuye en dos sectores: el sector norte desde Punta Pichicui y alrededores de Arauco hasta la latitud del estero La Chupalla y Villa Alegre. Luego los afloramientos se interrumpen y reaparecen en el sector meridional, al sur de los Álamos, a lo largo de las quebradas Ranquilco y el Tique, del estero Licauquén y áreas de las minas de Trihueco (Pineda, 1983).

Según Biró (1979) la Formación Tubul se divide en dos miembros, el Miembro inferior estaría compuesto por areniscas calcáreas muy finas y fosilíferas, mientras que el Miembro superior, está constituido por areniscas limosas masivas, muy finas, con escasos fósiles e impresiones de hojas. Las impresiones de hojas están tanto en la parte inferior como superior de la formación y permiten establecer que el ambiente de sedimentación era rápido, tranquilo y muy cercano a la costa, tal vez lagunar y de ninguna manera mar abierto y/o lejano a la costa (Biró, 1979). A partir de contenidos de microfauna en la parte basal, la secuencia ha sido asignada al Plioceno medio (Martínez y Osorio, 1968 en Pineda, 1983). Sin embargo, Valdovinos y Nielsen (2006) realizan dataciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a partir de *Zygochlamys patagonica* obteniendo como resultado una edad correspondiente al Plioceno inferior. Las principales especies de foraminíferos son: *Globigerina pachyderma*, *Globorotalia grassaformis*, *Uvigerina bifurcata*, *Angulogerina angulosa* y *Nonionella auris* (Martínez y Osorio, 1968 en Pineda, 1983). La Formación Tubul se dispone de manera horizontal, sobreyaciendo en discordancia angular a las formaciones Trihueco, Millongue y Ranquil e infrayaciendo a los depósitos del Pleistoceno (Pineda, 1983).

2.4. Depósitos semiconsolidados y no consolidados

2.4.1. Formación Andalién

Unidad definida por Galli (1967) y cuya localidad tipo está ubicada en las serranías bajas distribuidas entre cerro Verde, situado al oeste de Concepción, y la ciudad de Penco, dislocadas por las fallas La Pólvora y Chacabuco.

Las rocas de esta formación agrupan areniscas y conglomerados “orogénicos”, muy descompuestos. La matriz del conglomerado es arenítica mediana a gruesa y los fenoclastos corresponden a rocas metamórficas e ígneas, entre las cuales se reconocen filita, micacita, metacuarcita, silexita y rocas graníticas. Además, se reconoce estratificación de los depósitos con carácter torrencial (Galli, 1967).

Galli (1967) también señala que tanto la composición de los clastos referida con anterioridad, así como su distribución adyacente a la Cordillera de la Costa en su margen occidental en las comunas de Concepción y Penco, serían indicadores de una tectónica en algún grado activa e “inestable” que también tendría algún alcance relativo a los procesos de erosión originadores de los sedimentos de esta secuencia.

García (2004) reporta afloramientos en los sectores de cerro Bellavista en la comuna de Penco, Lomas de San Sebastián, cerros de Cosmito y laguna Redonda, compuestos por secuencias de conglomerados, areniscas de grano grueso y areniscas conglomerádicas.

En cuanto a su espesor, Galli (1967) calcula una potencia alrededor de 30 m, mientras que Quezada (1996) estima 5 m en un corte ubicado a 500 m al E del aeropuerto Carriel Sur. Sin embargo, García (2004) reporta el mayor espesor registrado, alcanzando hasta cerca de 70 m en la localidad de Penco.

Los materiales sedimentarios, se depositaron en un ambiente de pie de monte continental (Galli, 1967), en tanto, Quezada (1996) basado en la esfericidad y variabilidad del tamaño de los clastos del conglomerado, propone un origen fluvial con alternancia del régimen del río entre periodos de alta energía y otros más cortos de baja energía.

Galli (1967), citando también información de Brügger (1950), estima una edad Plioceno a Pleistoceno, dada la comparación con formaciones rocosas en Arauco, que cubren una terraza, entre 50 y 100 m más alta que la meseta pliocena adyacente.

García (2004) estima una edad Oligoceno – Mioceno basándose en las relaciones de contacto y sus interpretaciones de las fases compresivas propuestas por Frutos y Cisternas (1994).

La formación se dispone en discordancia angular sobre rocas paleógenas y más antiguas (Galli, 1967). Quezada (1996) señala que sobreyace en discordancia angular y de erosión a las rocas de las formaciones Quiriquina y Curanilahue, y está cubierta por sedimentos no consolidados de las “arenas del Biobío”, o constituye la actual superficie de erosión.

Estudios posteriores realizados por García (2004) establecen que la Formación Andalién sobreyace en discordancia angular a la Formación Cosmito e infrayace de la misma forma a sedimentos de la Formación Huachipato.

Esta secuencia se correlaciona, además, con rocas de la Formación Tubul, en la península de Arauco, de edad pliocena (Galli, 1967).

2.4.2. Formación Huachipato

Unidad definida informalmente por Galli (1967) para referirse a los sedimentos distribuidos en su área tipo, la planicie costera entre el puerto de San Vicente, el río Biobío, el puerto de Talcahuano, el escarpe occidental de la Cordillera de la Costa y la península de Tumbes. Recibe su nombre por la planta siderúrgica de Huachipato, ubicada a 3 km al W del puerto de Talcahuano.

Esta secuencia consiste en arenas con granulometría que oscila entre muy gruesa a arenas limosas, y de manera menos frecuente, existe presencia de limos. Su color es negro castaño a gris oscuro y los clastos son angulares a subredondeados con moderada a buena selección. Estos clastos, en su mayor parte, son fragmentos de rocas volcánicas basálticas de geometría irregular, vidrio volcánico, granos monominerales de magnetita, plagioclasa, hematita y en menor medida olivino, micas y cuarzo (Galli, 1967).

La mayor potencia reportada para la Formación Huachipato es de 40 m (Galli, 1967) mientras que modelamientos gravimétricos han mostrado un espesor máximo, dentro de la ciudad de Concepción, que llegaría hasta los 160 m (Galli, 1967; Vivallos y otros, 2010 en Erices, 2018).

El ambiente de sedimentación, debido al hallazgo de fósiles tanto marinos y continentales, se define como marino y mixto, que localmente se interdigitan con material coluvial y sedimentos provenientes de remociones en masa (Galli, 1967).

Según Galli (1967) su edad iría desde el Pleistoceno superior al Reciente, debido a la presencia del foraminífero *Bucella peruviana*, con un rango temporal entre 0,0115 Ma y 0,009 Ma.

La formación tiene sus capas en una actitud horizontal a subhorizontal hacia el oeste, sobreyaciendo en inconformidad al Basamento Metamórfico y al Batolito Costero del Sur, y se encuentra en discordancia angular sobre las formaciones Quiriquina, Cosmito y Andalién (Galli, 1967). Además, García (2004) señala que Huachipato está en concordancia infrayaciendo a los depósitos del Cuaternario.

2.4.3. Depósitos recientes

En el área de estudio, abarcan depósitos marinos de época reciente, además de otras acumulaciones de sedimentos de origen coluvial – aluvial. Los primeros, son reconocidos por Galli (1967) como “Arena de playa” describiéndolos en primer lugar, por su ubicación adyacente a la línea de costa. Además, el mismo autor señala que estos sedimentos litorales aunque a grandes rasgos serían similares a los encontrados en la Formación Huachipato, habrían algunas diferencias mineralógicas y texturales, derivadas de la interacción de los clastos con la mecánica del oleaje.

Los depósitos marinos recientes consisten entonces, según Galli (1967), en arena limpia y uniforme, de grano medio a muy grueso, color negro castaño a gris oscuro, composicionalmente inmadura. Los clastos se componen de magnetita, olivino, plagioclasas, restos de conchas y líticos basálticos. En algunas zonas pueden darse, además, mayores concentraciones de olivino y magnetita.

En cuanto a los depósitos coluviales – aluviales recientes del área de estudio, también son abordados con alta especificidad por Galli (1967), agrupándolos como “Arena coluvial y de relleno de cárcavas” y también como “Materiales derrumbados”.

2.5. Marco estructural

2.5.1. Estructuras regionales

Las estructuras regionales de mayor trascendencia para la dinámica y caracteres geológicos regionales del antearco, corresponden a las zonas de falla de Liquiñe – Ofqui, Biobío y de Lanalhue (Figura 2.5).

La primera corresponde a un sistema de fallas con principal orientación NNE – SSW, múltiples *duplex* tectónicos y ramificaciones estructurales. La Zona de Falla de Liquiñe – Ofqui recorre más de 1.000 km, aproximadamente desde los 38°S hasta los 47°S, a lo largo del arco volcánico, mostrando un comportamiento dextral y desplazando el bloque del antearco hacia el NNE (Cembrano y otros, 1996; Lavenu y Cembrano, 1999; Adriasola y otros, 2006; Rosenau y otros, 2006; Sánchez y otros, 2013).

La Zona de Falla de Lanalhue demarca el contacto entre la Serie Occidental (SW) y la Serie Oriental (NE), además, su geometría comprende tanto un rumbo NW – SE (Figura 2.5) como una dirección de manto al NE y mantiene un desplazamiento acumulado de carácter sinistral (Glodny y otros, 2008; Ramos y otros, 2018).

En cuanto a la Zona de Falla Biobío, Bohm y otros (2002) plantea su existencia en base al análisis de sismicidad cortical y, también, con métodos de sísmica a escala regional. Se caracteriza por un rumbo NW – SE y por recorrer la mayor parte del antearco entre latitudes que corresponden a Concepción y la isla Mocha (Figura 2.5, en celeste y siguiendo la traza del río Biobío).

En específico, esta zona de falla presenta una acumulación de eventos sísmicos corticales, así como un marcado cambio en las elevaciones a ambos lados de la misma, marcando un ascenso del bloque meridional en relación al septentrional (Bohm y otros, 2002). De manera agregada, otros autores plantearían un desplazamiento sinistral e inverso para la Zona de Falla Biobío (Melnick y otros, 2006 en Pérez – Flores y otros, 2017). Siravo y otros (2020) acotan superiormente la edad mínima de la deformación sinistral de esta zona de falla, sugiriendo una data previa al Oligoceno superior.

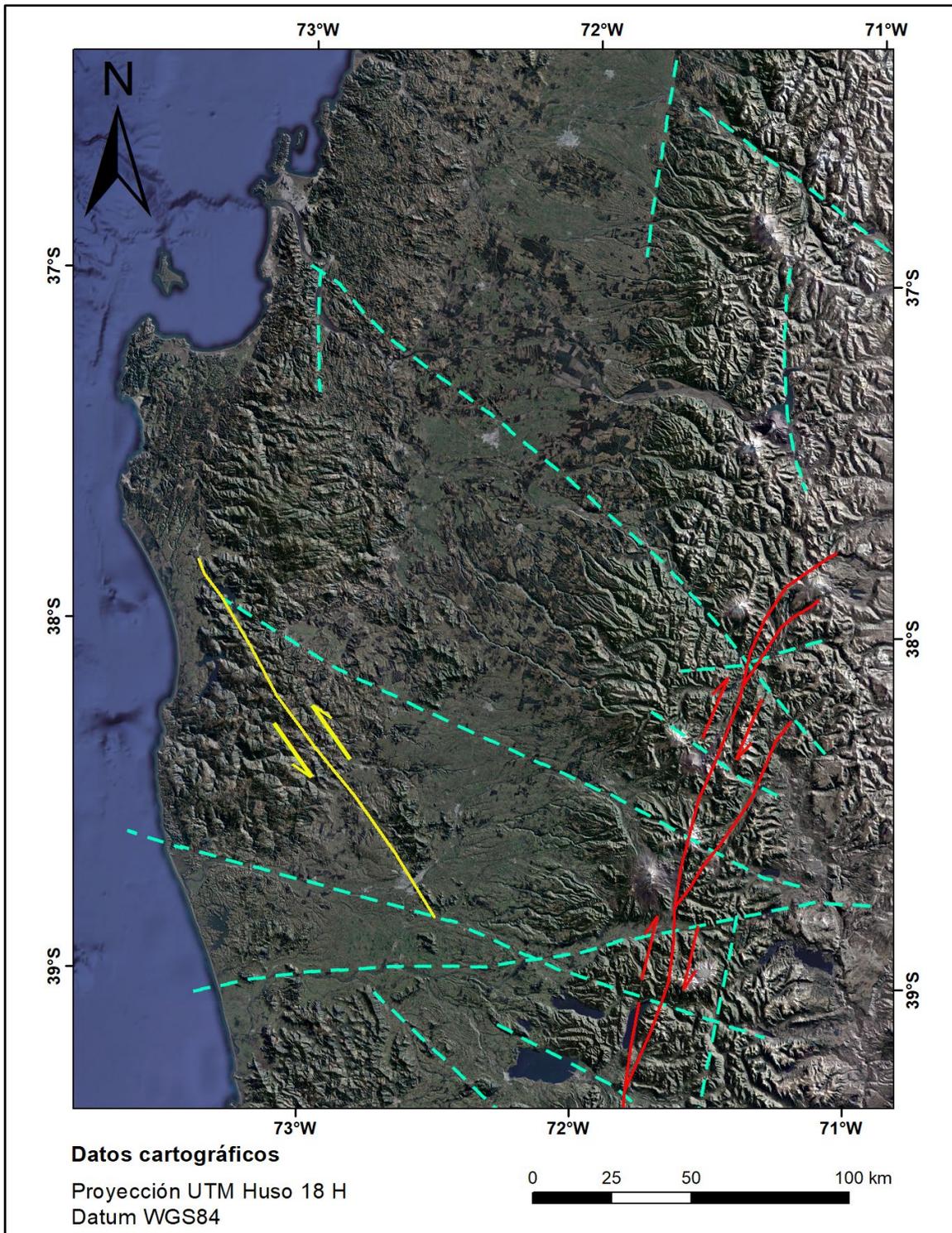


Figura 2.5: Imagen satelital con el trazado de las principales fallas a escala regional. Las fallas detalladas con anterioridad se aprecian con trazo continuo, tratándose de la Zona de Falla de Liquiñe – Ofqui (en rojo y con movimiento dextral) y la Zona de Falla de Lanalhue (en amarillo, sinistral), en tanto que otras estructuras de alcance regional se representan con un trazo celeste discontinuo. Cembrano y otros (1996), Bohm y otros (2002), Lepez (2002), Glodny y otros (2008), Cembrano y Lara (2009), Pérez – Flores y otros (2016), Ramos y otros (2018), Santibáñez y otros (2018), Siravo y otros (2020).

2.5.2. Estructuras de relevancia local

Galli (1967) y Quezada (1996) reconocen las principales estructuras en el área urbana de Concepción, reconociendo las fallas Chacabuco, La Pólvora, Chepe, Lo Pequeño y Caracol. Todas estas estructuras tendrían comportamiento normal, serían de alto ángulo, con rumbo aproximado NE – SW, y presentarían un rechazo vertical y deslizamiento entre decenas a cientos de metros (Figura 2.6). Geología estructural (2017) mide un plano de falla, correspondiente a la Falla Chacabuco, con orientación 75/72 en notación RHR (equivalente a N72°E / 72°S).

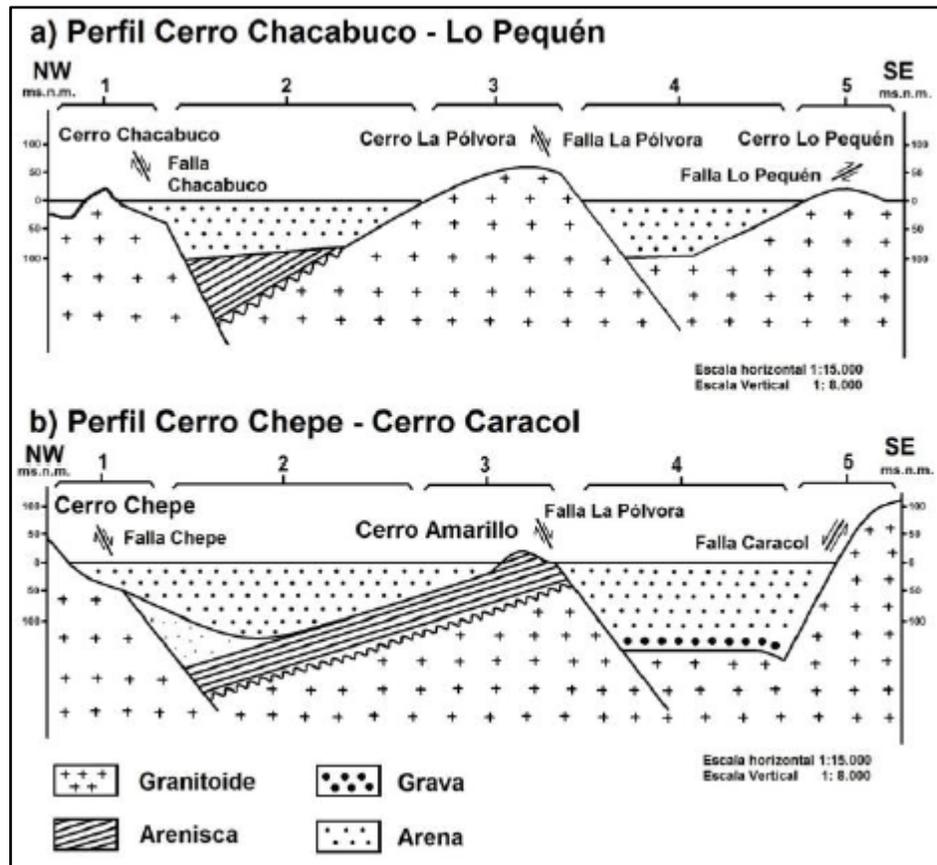


Figura 2.6: Perfiles geológicos de los cerros islas en la comuna de Concepción, Quezada (1996).

También en las cercanías de Concepción, en el sector conocido como Lomas de San Sebastián, Geología estructural (2017) reconoce estructuras extensionales que se encuentran en un afloramiento de la Formación Andalién. En específico, miden la zona de daño de una estructura extensional asociada a un hemigraben, reconociendo una orientación 85/65 en notación RHR (N85°E / 65°S). En las cercanías de este afloramiento, Galli (1967) identifica y mapea fallas

normales de rumbo cercano a la dirección N – S (Figura 2.7), afectando a rocas de la Formación Cosmito y limitando la extensión lateral de la Formación Andalién.

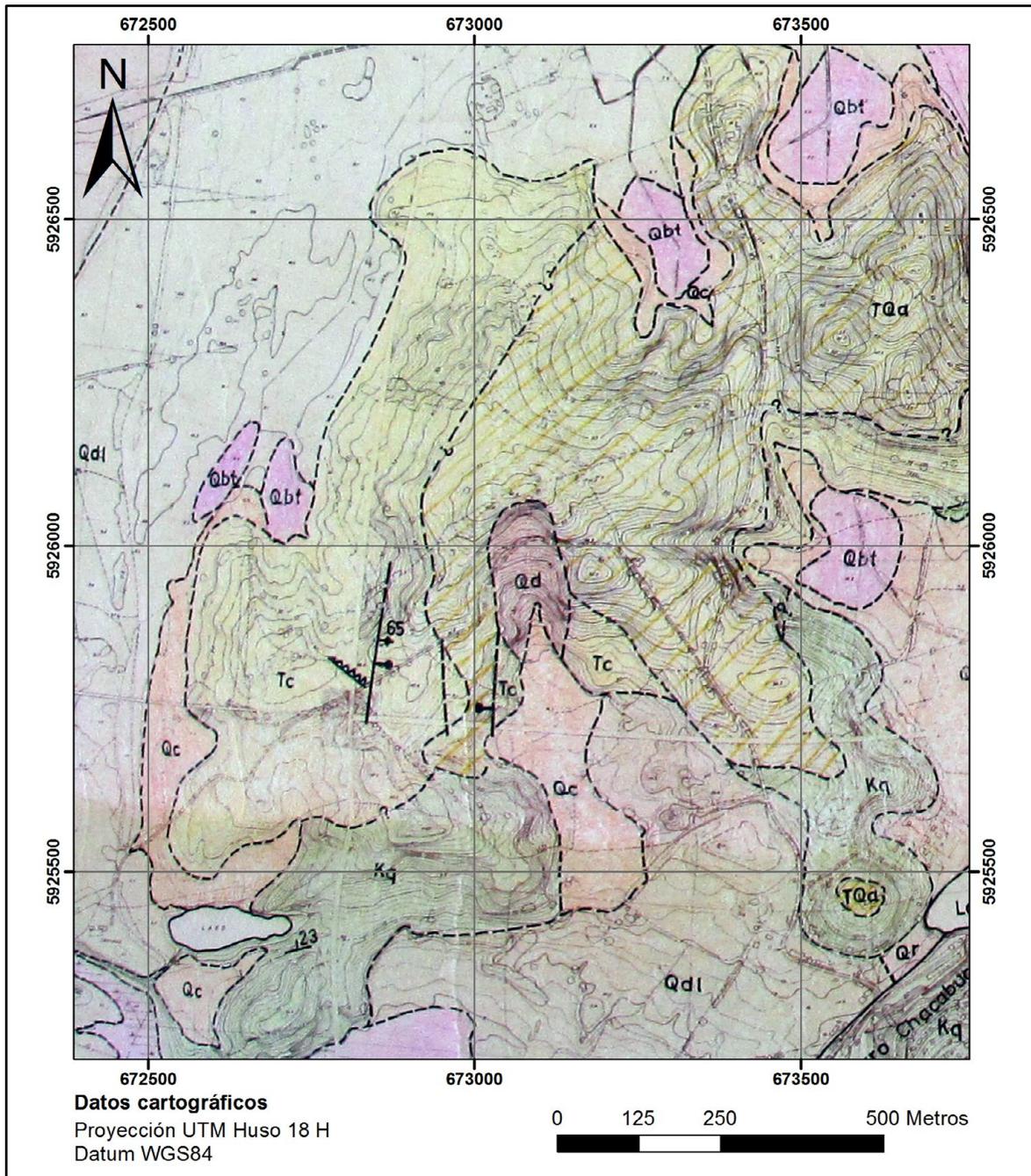


Figura 2.7: Estructuras extensionales referidas previamente, en el mapa geológico georeferenciado de Gallí (1967). “Kq” representa a Formación Quiriquina, “Tc” a Formación Cosmito y “TQa” a Formación Andalién.

También Galli (1967) detalla sobre la Falla San Vicente, que marca el escarpe y límite meridional oriental de la península de Tumbes (Figura 2.8). Según el mismo autor, la zona de salbanda de falla tendría una orientación 53/80 en notación RHR (N53°E / 80°SE). De manera agregada, propone un modelo estructural que integra las principales estructuras de Concepción y la zona oriental de Talcahuano (Figura 2.9), además de extrapolar parte de la geología superficial a profundidad. En específico, el modelado en cuestión reitera el supuesto de una alta angularidad para la totalidad de las fallas, así como su comportamiento normal.

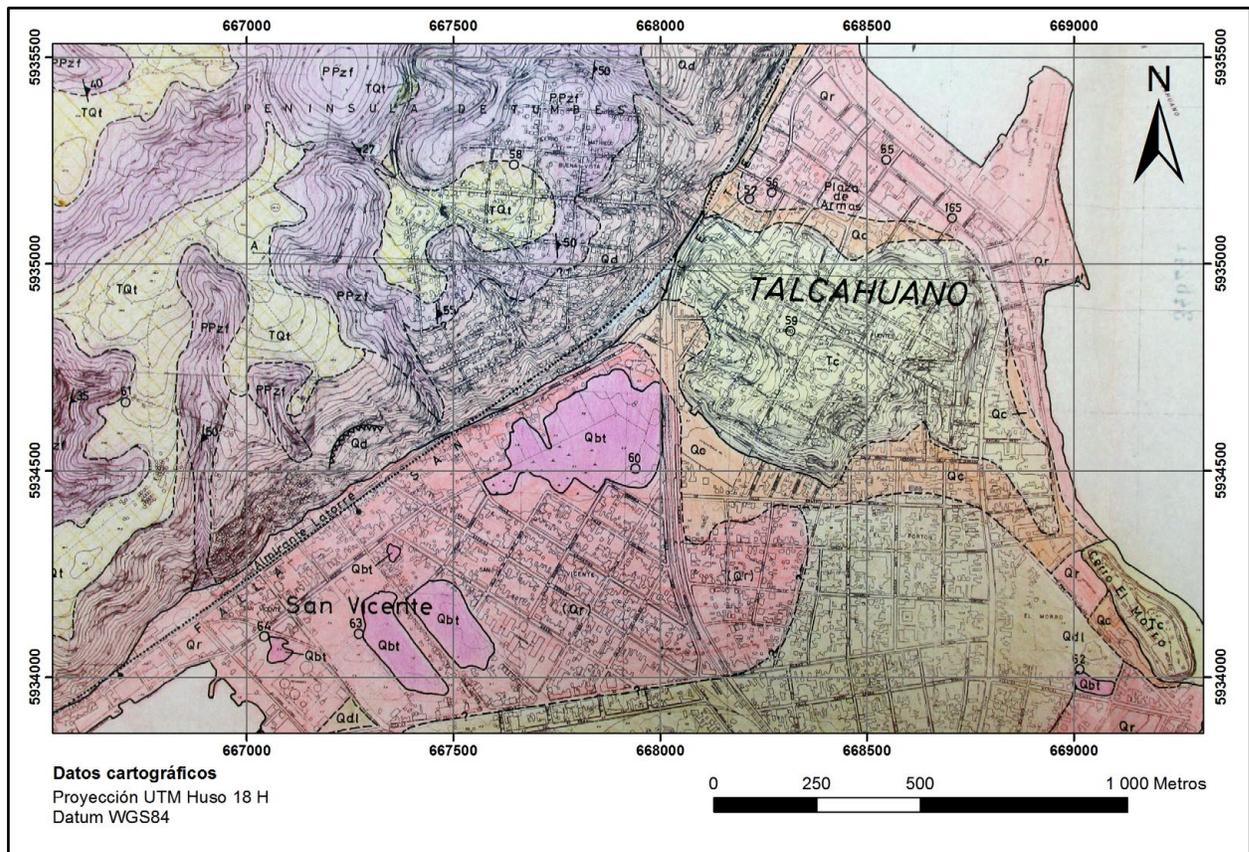


Figura 2.8: Ubicación del trazado de la Falla San Vicente, en el mapa geológico georeferenciado de Galli (1967).

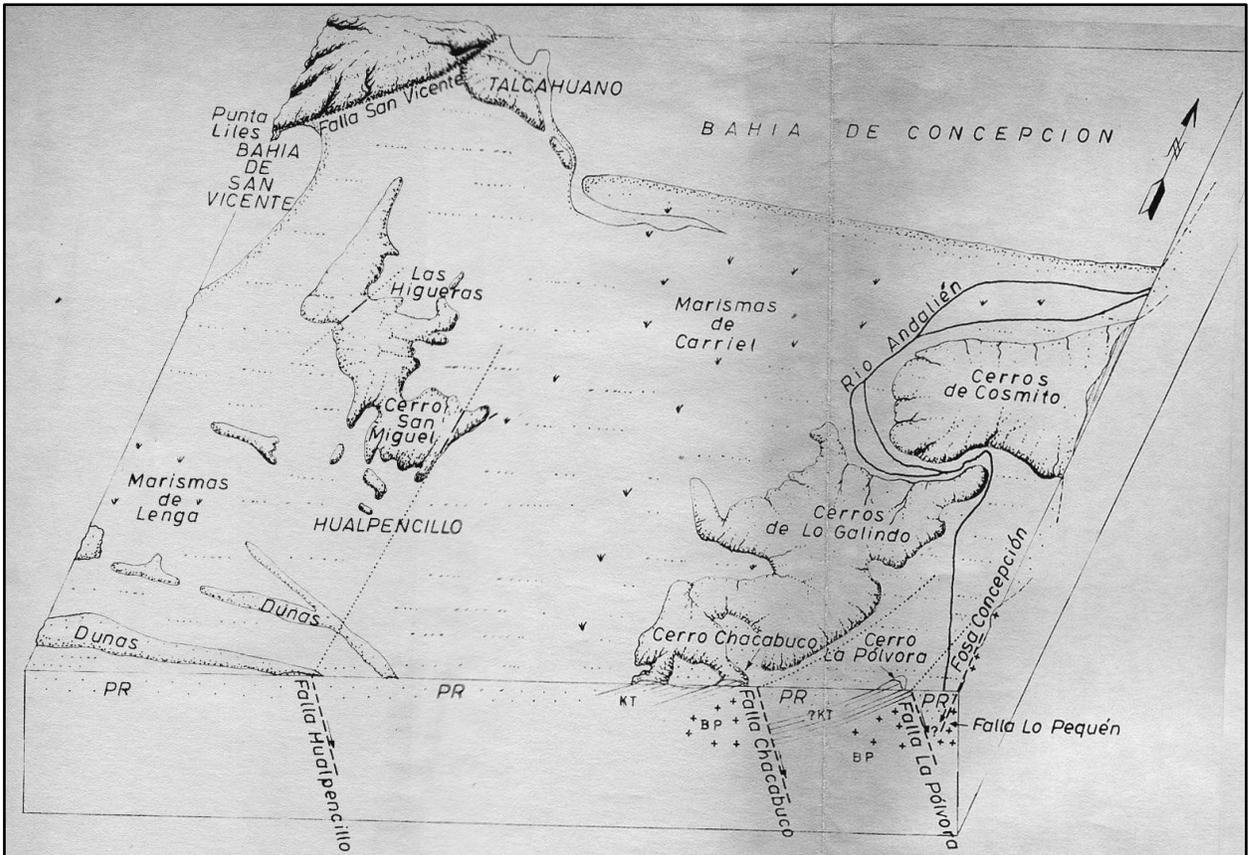


Figura 2.9: Modelo geológico – estructural planteado por Galli (1967) para las comunas de Concepción y Talcahuano.

En las cercanías de Tomé, específicamente en la localidad de caleta Cocholgüe, Geología estructural (2017) reconoce evidencia de deformación extensional. Dentro de las fallas observadas en terreno se mide una falla con orientación 260/50 en notación RHR ($N80^{\circ}E / 50^{\circ}N$), la que afecta a un afloramiento de Formación Curanilahue (*sensu* Geología estructural, 2017) y también se distingue en la plataforma de abrasión una falla de rumbo $N20^{\circ}W$. Además, Geología estructural (2017) encuentra evidencia en la comuna de Coronel (playa Blanca), mediante fallas de rumbo que deforman a areniscas de ambiente marino del Grupo Lebu, de una dirección compresiva de rumbo aproximado $N30^{\circ}W$, que además se asocia en esas estructuras con cizalle sinistral. Al S de Coronel, Molina (2017) reconoce varios conjuntos de fallas afectando al Miembro Lota de la Formación Curanilahue, y evidenciando una sedimentación sintectónica en conjuntos de fallas que se distribuyen en las orientaciones 72/48 y 75/79 en notación RHR ($N72^{\circ}E / 48^{\circ}N$ y $N75^{\circ}E / 79^{\circ}N$), y fallamiento normal subvertical, posterior a la sedimentación con rumbo $N55^{\circ}E$. En uno de esos afloramientos, Geología estructural (2017) observa fallas normales con componente en el rumbo, y de rumbo cercano a la E – W.

2.5.3. Estructuras en el área de estudio

Las principales estructuras definidas históricamente, dentro del sector abordado, corresponden a fallas normales de alto ángulo. La estructura más distintiva del área de estudio se conoce con el nombre de Falla Hualpencillo (Figura 2.10), de comportamiento normal y mapeada por Galli (1967).

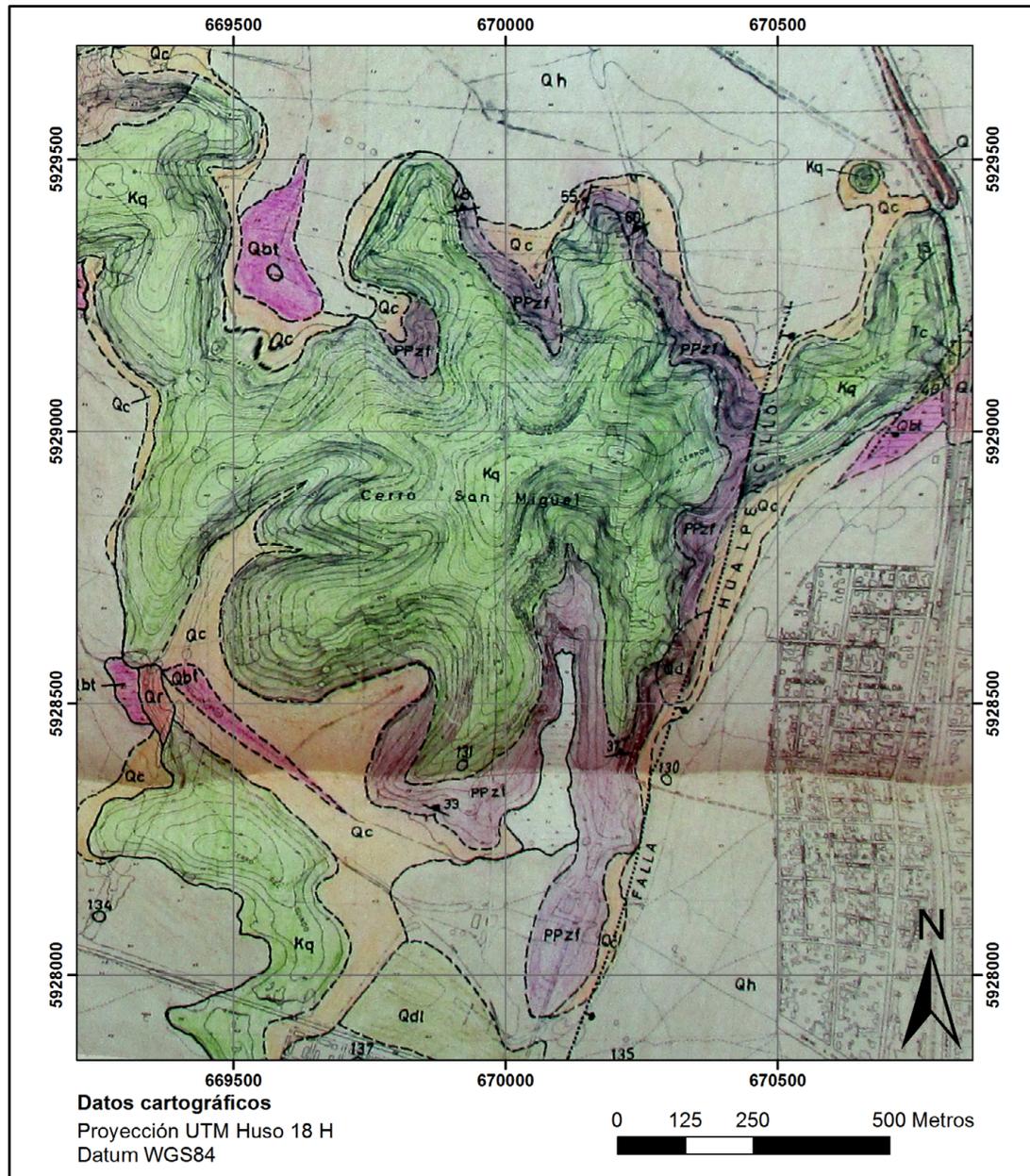


Figura 2.10: Ubicación del trazado de la Falla Hualpencillo en el mapa geológico georeferenciado de Galli (1967).

También, el mismo autor infiere en las cercanías de la estructura previamente detallada una nueva falla normal, al SE del cerro Perales (Figura 2.10), que pondría en contacto a la Formación Cosmito (SE) con la Formación Quiriquina (NW).

La tercera estructura descrita en el área de estudio *sensu stricto*, es una falla ubicada al W del estadio Higueras (Figura 2.11), de comportamiento normal y que además marcaría el contacto entre la Formación Cosmito (NW) y la Formación Quiriquina (SE).

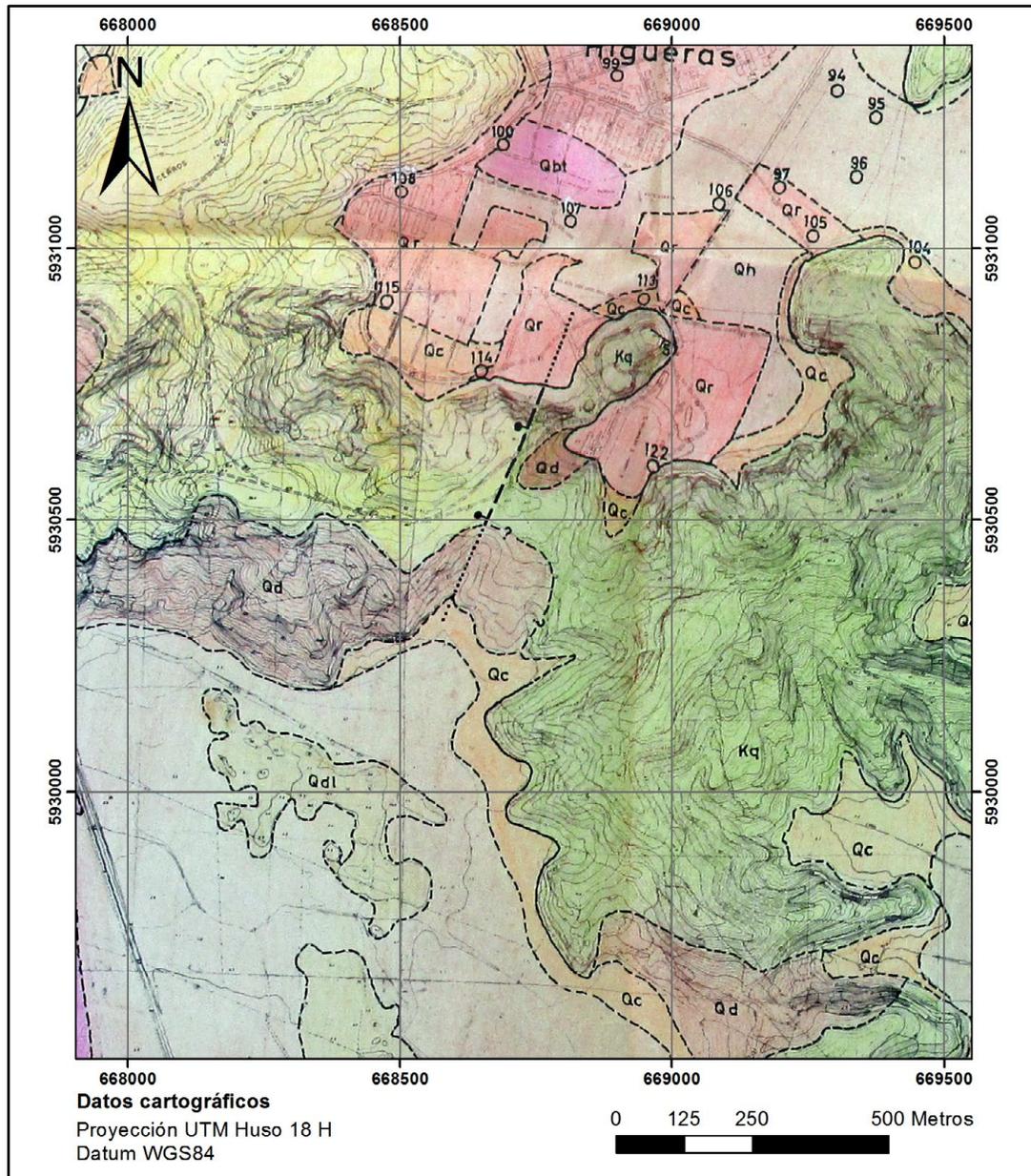


Figura 2.11: Ubicación del trazado de la falla referida, en el mapa geológico georeferenciado de Galli (1967).

2.6. Marco geotectónico y evolución del margen andino

La primera mitad del Cretácico superior está representada en territorio chileno por unidades sinorogénicas, cerca de la frontera con Argentina entre los 34°30'S y los 35°30'S. Además, existen granitoides que han sido catalogados dentro de esta edad, aflorando en una serie de franjas con orientación NNE – SSW, estando también ubicados principalmente en la precordillera y cordillera principal entre los 35°30'S y 37°S (Aguirre y otros, 2009; Fennell y otros, 2019). Publicaciones más actualizadas plantean que luego de un periodo compresivo, comienza una fase extensional que ha sido documentada desde los 35°S hasta los 38°S a finales del Cretácico Superior. Este periodo tectónico estaría marcado por una cuenca en el eje del arco volcánico que acomodaría tanto deformación extensional como de rumbo, mientras que en el antearco se desarrollarían cuencas de hemigraben con orientación N – S, y en el antepaís una disminuida subsidencia regional con, además, deformación extensional (Ianelli y otros, 2018; Muñoz – Gómez y otros, 2018; Fennell y otros, 2019; Fennell y otros, 2020; Martos y otros, 2020).

De manera aproximadamente contemporánea, en la sección del antearco entre los 33°S y 38°S actuales, se depositan sedimentos sinextensionales (Wenzel, 1972; Becerra y otros, 2013) de ambiente marino. Los mismos se distribuyen de N a S, en el Cretácico superior de Algarrobo (~33°S), del Maastrichtiano inferior (Suárez y Marquadt, 2003); la Formación Punta Topocalma (~34°S), del Campaniano superior – Maastrichtiano inferior (Encinas y otros, 2014); la Formación Chanco (~35°S), del Campaniano – Maastrichtiano (Tavera, 1988; Suárez y otero, 2009); y la Formación Quiriquina (36°30'S – 38°S), del Maastrichtiano (Salazar, 2004).

Es entonces cuando se desarrolla una tectónica compresiva a inicios del Cenozoico (Fase Larámica *sensu* Frutos, 1988; Fase Incaica I *sensu* Charrier y otros, 2007), al menos entre los 36°S y 38°S, visibilizada en la deformación de diferentes unidades sedimentarias del antepaís, la discordancia que marca el límite superior del Grupo Malargüe y el cambio de ambiente marino a continental dentro de la Formación Pircala (Cuenca Neuquina), además de interrumpirse la sedimentación en el antearco dentro de las latitudes ya mencionadas (Pineda, 1983; Cobbold y Rossello, 2003; Sánchez, 2015; Fennell y otros, 2019; Hurley, 2019).

En la cuenca de Arauco la siguiente unidad sedimentaria corresponde a la Formación Pilpilco, de carácter predominantemente marino y correspondiente al Paleoceno superior (Martínez – Pardo y

otros, 1997; Muñoz – Ramírez y otros, 2007; Muñoz – Ramírez y otros, 2008). Esta formación, también, marca el inicio del ciclo sedimentario al menos parcialmente sinextensional (Becerra y otros, 2013; Molina, 2017; Geología Estructural, 2018; Geología Estructural, 2019) correspondiente al Grupo Lebu (Paleoceno superior – Eoceno superior), dentro del cual además se encuentran las formaciones Curanilahue, Boca Lebu, Trihueco y Millongue (Inostroza, 2018).

A continuación, se desarrolla una etapa sin sedimentación y de inversión de algunas de las cuencas locales en la zona de Arauco, durante el Eoceno más superior al Oligoceno (Becerra y otros, 2013), y en el antepaís (36°S – 38°S), este periodo temporal coincide con un hiato generalizado (Zollner y Amos, 1973; Narciso y otros, 2004; Rovere y otros, 2004; Narciso y otros, 2007; Fennell y otros, 2019; Fennell y otros, 2020).

Con posterioridad existe un periodo temporal en el que predomina la deformación extensional dentro del margen andino al menos entre los 36°S y 39°S , cuyo comienzo se restringe entre fines del Oligoceno al Mioceno inferior y abarca hasta mediados del Mioceno (Jordan y otros, 2001; Potent, 2003; Ramos y Kay, 2006; Charrier y otros, 2007; Encinas y otros, 2012; Fennell y otros, 2019). Lavenu y Cembrano (1999) describen una compresión de orientación NE – SW contemporánea a una extensión NW – SE, para el antearco alrededor de los 34°S , que además podría extenderse más hacia el S, durante el Mioceno medio. Independientemente, Becerra y otros (2013) describen una inversión tectónica a la que se superpone una subsidencia extensional de escala regional causante de fallas normales de “mediana escala” para la cuenca de Arauco, durante la depositación de Formación Ranquil. Según el autor, además, este carácter extensional no habría perdurado hasta el final del ciclo sedimentario de esta formación.

También en este periodo temporal y en similares latitudes, el arco registra deformación extensional focalizada en la cuenca de Cura Mallin, junto con la desfocalización de la posición del arco en sí mismo y el aumento del gradiente térmico en el antearco (Radic y otros, 2002; Burns y otros, 2006; Folguera y otros, 2010; Spagnuolo y otros, 2012), en tanto que en el territorio argentino también existe evidencia de unidades sedimentarias controladas por tectónica extensional (Spagnuolo y otros, 2012; Fennell y otros, 2019).

Durante el Mioceno superior y al menos entre los 35°S y 39°S , ocurre un episodio compresivo (Fase Quechua *sensu* Hurley, 2019) que interrumpe la sedimentación en el antearco, invierte algunas de las cuencas previamente desarrolladas en este mismo sector y reactiva las estructuras

compresivas del arco y el antepaís con un acortamiento orientado aproximadamente en la E – W a ENE – WSW (Figura 2.12) (Lavenu y Cembrano, 1999; Reuther y otros, 2003; Ramos y Kay, 2006; Rovere, 2008; Becerra y otros, 2013; Fennell y otros, 2019).

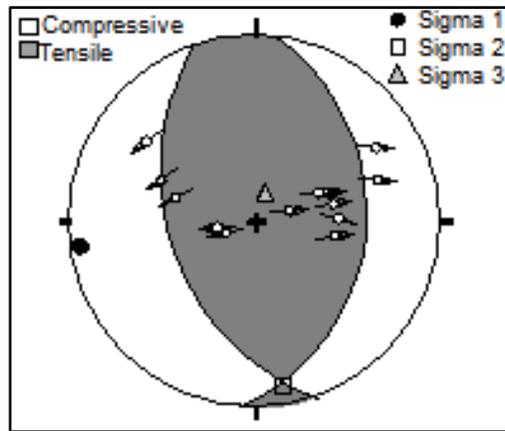


Figura 2.12: Mecanismo focal resultante de los datos estructurales respectivos a fallas inversas del Mioceno superior en la zona del arco volcánico, Reuther y otros (2003).

Lavenu y Cembrano (1999) señalan que, en primer lugar, en algún punto dentro del Plioceno – Pleistoceno la interacción del movimiento dextral de la Zona de Falla de Liquiñe – Ofqui junto con el tramo del margen andino correspondiente al *flat – slab* entre los 27°S y 33°S desencadenaría una compresión del bloque del antearco en Chile central cercano a la dirección NNE – SSW. También plantean que desde el Plioceno inferior al Holoceno existen dos segmentos del antearco externo dentro de los 36°S y 38°S con algunas características geotectónicas distintas, un tramo septentrional entre los 36°S hasta los 37°S, y otro meridional entre los 37°S y 38°S.

El segmento septentrional posee una tectónica extensional en el antearco y con subsidencia asociada a la depositación de sedimentos en el área de Concepción (Formación Andalién) y desarrollo de fallas normales, que luego es detenida por la colisión oblicua (Figura 2.13), en estas latitudes, de la zona de fractura de Mocha durante el Plioceno superior – Pleistoceno inferior (Galli, 1967; Lavenu y Cembrano, 1999; Reuther y otros, 2003; Folguera y otros, 2009), en tanto que en el arco y el antepaís correspondiente a este segmento se mantienen las condiciones extensionales durante el Plioceno y el Pleistoceno, evidenciado con la depositación de la Formación Cola de Zorro asociada a fallas normales (Rojas – Vera y otros, 2014; Hurley, 2019). También dentro de esta porción septentrional del antearco externo, en el Pleistoceno superior habría comenzado la depositación de la Formación Huachipato asociada a estructuras extensionales en el área metropolitana de Concepción y sus alrededores (Galli, 1967; Quezada, 1996; Geología de Campo II, 2010).

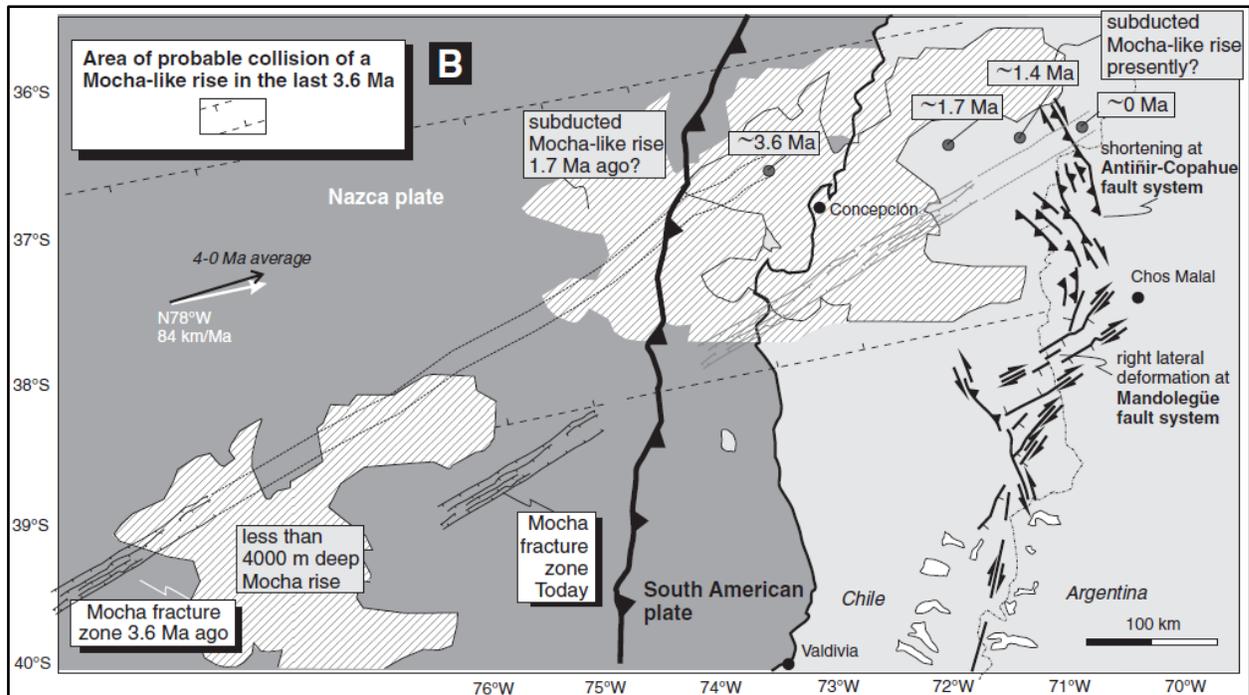


Figura 2.13: Mapa esquemático de la colisión respectiva a la zona de fractura de Mocha durante el periodo temporal Plioceno superior – Holoceno, Folguera y otros (2009).

El segmento meridional del antearco externo, existen fallas normales con rumbo cercano a la N – S y NNE – SSW de edad y/o activadas durante el Plioceno – Pleistoceno, que se asocian localmente, a la depositación de Formación Tubul (Lavenu y Cembrano, 1999; Becerra y otros, 2013), además, la colisión de la zona de fractura de Mocha habría ocasionado el alzamiento Pleistoceno – Holoceno de la península de Arauco (Folguera y otros, 2009).

3. METODOLOGÍA

3.1. Generalidades

3.1.1. Etapas de trabajo

A grandes rasgos se distinguen 3 etapas para la realización del estudio presente, designadas como “etapa gabinete 1”, “etapa de terreno” y “etapa de gabinete 2 y laboratorio” que además se detallan a continuación.

Estas etapas no se limitan a un procedimiento lineal de cada una de ellas, en el orden establecido, sino que se abordarán con un bucle de retroalimentación de información, el cual se detallará en el siguiente apartado del trabajo.

De manera similar se abordará el control de la calidad de información utilizada en la última etapa referida, más adelante.

- **Etapa de gabinete 1:** En esta etapa se realiza una recopilación y revisión bibliográfica tanto de los trabajos que abordan la geología local del área de estudio, como también las publicaciones referidas a la tectonoestratigrafía y geotectónica entre los 35°S y 38°S.
- **Etapa de terreno:** En esta fase se procede con un reconocimiento físico del área de estudio, con énfasis en los afloramientos ubicados en los límites exteriores y flancos de mayor pendiente o cortes de caminos que demarcan a los cerros dentro de la zona de estudio. Además, se realiza un muestreo de las litologías para posteriormente ser agrupadas en los anexos correspondientes.
- **Etapa de gabinete 2 y laboratorio:** Se desarrolla un análisis combinado, basado en las observaciones en terreno, respaldado con un procesamiento computacional de distintas fuentes de información, complementándose también de caracteres geológicos de alcance regional, observaciones paleontológicas, y procesos geodinámicos comprobados por fuentes independientes.

Además, en esta etapa es posible incorporar actividades de laboratorio *sensu stricto*, como la descripción de cortes transparentes en un microscopio petrográfico y revisión de litologías mediante lupa.

3.1.2. Bucle de retroalimentación de información

Debido a las características del terreno estudiado, así como la precisión marcada en un comienzo como la esperada dentro de los resultados, un esquema lineal que siguiera las etapas definidas previamente no sería apto para un levantamiento geológico de alto detalle debido al sesgo involuntario en la localización del muestreo de información geológica ocasionado, al menos parcialmente, debido a la naturaleza fractal de la deformación frágil. Para ilustrar este hecho, se introduce el concepto de elaboración propia: “La paradoja del hemigraben”, descrita esquemáticamente a continuación.

Supongamos una secuencia sedimentaria arbitraria “Formación X” (Figura 3.1, naranja) que yace bajo otra secuencia arbitraria horizontal “Formación Y” (Figura 3.1, amarillo), en discordancia angular (planiangular) definida en un afloramiento o conjunto de afloramientos visitados tras una campaña de terreno determinada con extracción de información focalizada a un área determinada (Figura 3.1, verde), dentro de un corte (quebrada) de gran escala que permita ver hasta la base preliminar de X y en diferentes tramos debido a la topografía y nivel del curso de agua respectivo.

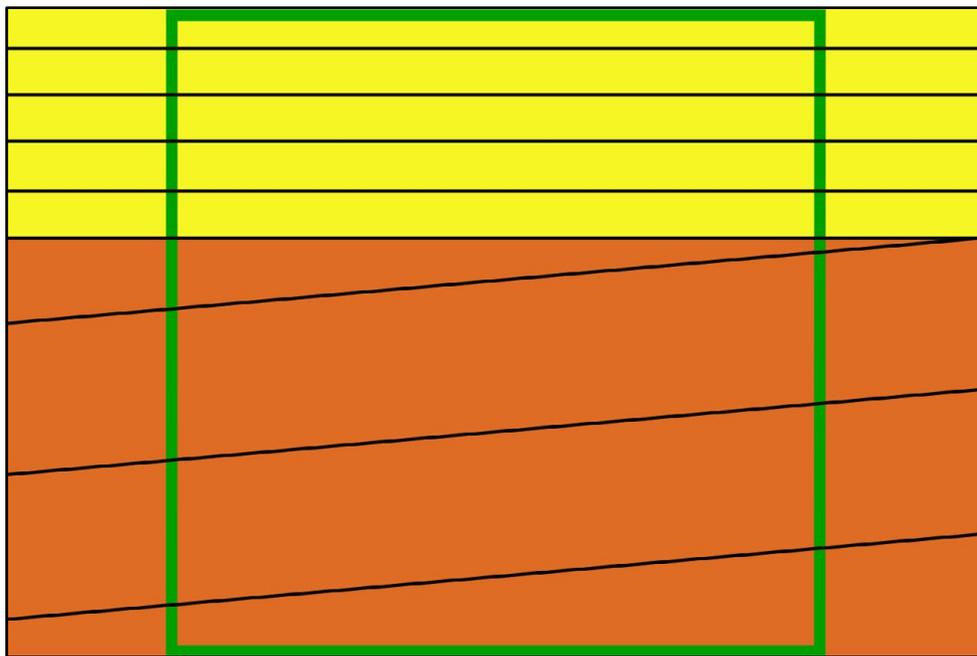


Figura 3.1: Zona de recolección de información para ambas formaciones y además para la relación estratigráfica interformacional. En naranja, la Formación X; en amarillo, la Formación Y; en verde, la zona de muestreo de información.

Con posterioridad, se decide extender el muestreo de información a 4 zonas alrededor de la inicial (Figura 3.2), mostrando ambas unidades horizontales, y una tendencia de mediana escala a la paraconformidad interformacional, en desmedro de la discordancia angular, ocasionada localmente por un hemigraben de actividad previa a la Formación X (Figura 3.2).



Figura 3.2: Esquema de las zonas de recolección de información para ambas formaciones y además para la relación estratigráfica interformacional. En naranja, la Formación X; en amarillo, la Formación Y; en verde, las zonas de muestreo de información, en donde la inicial se encuentra rellena de tonalidades más verdes. La inclinación de las capas relativas al hemigraben ocasiona la discordancia angular de carácter local.

A continuación, se podría realizar un levantamiento geológico regional en el cual, de nuevo, podría resultar que el manto de las capas de la Formación X sea producto de una estructura (hemigraben u otra) dentro del nuevo levantamiento afectando un comportamiento regional de las capas, o alguna estructura de mayor escala *sensu stricto*.

De lo anterior además resulta evidente que se podría continuar el proceso de elevación de la escala de referencia con incertidumbre de algunas de las variables estratigráficas en cuestión hasta que el contexto geológico lo permita, o se logre conocer la base de X. En función de lo anterior, se estima que un flujo lineal entre las 3 etapas de trabajo citadas podría generar un sesgo importante en la recolección de datos geológicos de terreno, acentuándose esta situación en la medida que las rocas posean una historia deformacional más compleja.

Como solución parcial al sesgo involuntario de recolección de datos, se propone y utiliza un flujograma de trabajo con mecanismo de bucle entre las últimas 2 etapas (Figura 3.3), a partir de lo que se consigue acentuar la precisión y el detalle de los datos obtenidos en terreno, así como de los modelados geológicos que puedan desprenderse de los mismos.

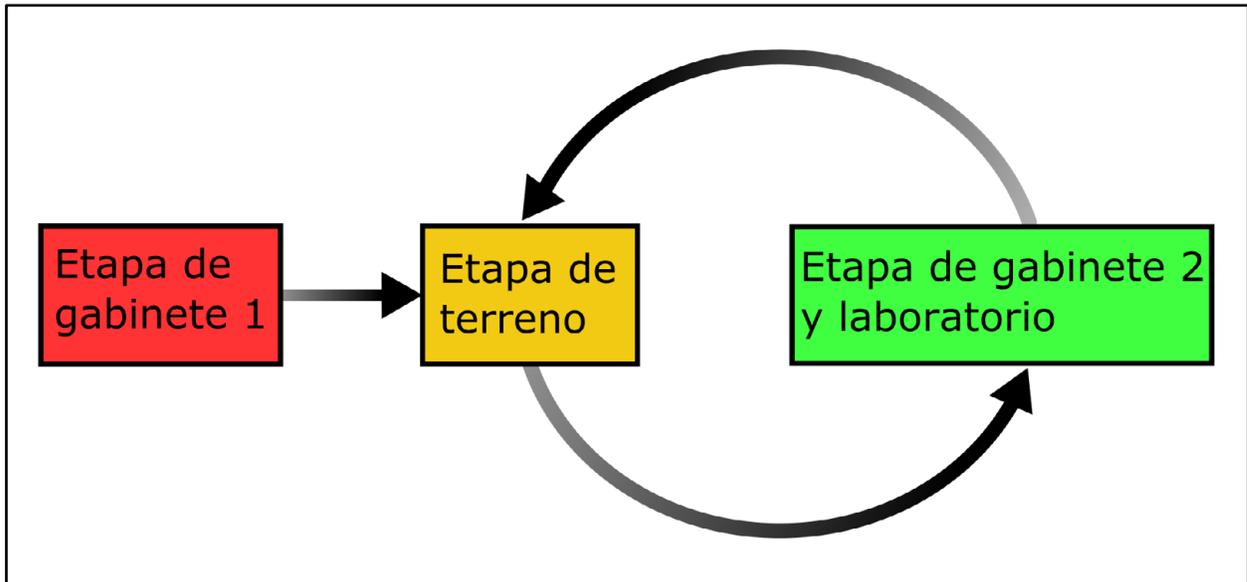


Figura 3.3: Esquema del flujo de trabajo con recursividad en las últimas dos etapas de terreno y de gabinete con laboratorio.

A partir del gráfico anterior, si definimos una iteración como el avance y vuelta entre la segunda y tercera etapa, queda implícita la consecuencia de la organización del trabajo referida para definir una proporcionalidad directa entre la cantidad de iteraciones y la calidad junto con el nivel de detalle relativo al conjunto de observaciones.

Cabe destacar, además, que la condición explicitada en el párrafo anterior se sostiene si, necesariamente, los puntos de muestreo de información para las nuevas iteraciones forman una distribución no sesgada con respecto a los anteriores o al área de estudio en sí misma.

Finalmente, el bucle entre las etapas recursivas acaba cuando se alcanza un nivel de especificidad suficiente y/o esperada en el planteamiento de objetivos inicial. En particular para el presente, se mantiene el bucle hasta conseguir una densidad de información geológica en las escalas de trabajo señaladas en los objetivos inicialmente.

3.2. Metodología de terreno

3.2.1. Sistemática de trabajo en terreno

Se ejecutan salidas diarias principalmente durante el lapso de diciembre marzo a distintos puntos dentro del área de estudio. La movilización se efectúa tanto por medio de los buses de transporte interurbano del gran Concepción, como también a pie mediante los accesos habilitados y senderos forestales.

Se puede sintetizar el trabajo de campo en la visita de los afloramientos, seguida de una inspección minuciosa de estructuras en los mismos y exploración de las zonas aledañas, buscando y describiendo caracteres geológicos capaces de vincularse con el resto de afloramientos, y de manera similar, con ciertos aspectos o condiciones determinadas para la geotectónica regional. En específico, lo anterior implica la realización de columnas estratigráficas, inspección de estructuras, búsqueda de afloramientos, medición de la actitud de las capas y tanto el hallazgo como el trazado a grandes rasgos de los contactos litológicos y/o litoestratigráficos. Sumado a lo anterior, para ciertos afloramientos que lo permitan, se recolectan muestras de las rocas aflorantes para ser rotuladas y clasificadas con posterioridad. Cabe destacar, que las mediciones estructurales son enfocadas en la identificación de fallas geológicas, en desmedro de diaclasas y otras estructuras de menor escala, debido a los objetivos de trabajo planteados.

3.3. Metodología de laboratorio

La metodología en la sub – etapa de laboratorio se concentra en la clasificación sólo granulométrica de las muestras recolectadas en terreno, y en detalle de los cortes transparentes realizados a partir del muestreo inicial. Además, se catalogan las piezas fósiles de relevancia suficiente dentro del análisis geológico propuesto.

En específico para las rocas sedimentarias siliciclásticas (cortes transparentes) se utiliza para su clasificación genérica de tamaño de grano la escala de Wentworth (1922), modificada tal que se utiliza el nombre “lutita” para agrupar a las fangolitas *sensu stricto*, sin embargo, en este trabajo tanto estos dos términos como también “limolitas” serán considerados equivalentes y designarán a las rocas con clastos que mayoritariamente estén en la granulometría correspondiente a fango. Para

fines prácticos, se prioriza la utilización del término “lutita”, y para la clasificación textural se emplea una propuesta modificada a partir de Nichols (2009) junto con Powers (1953) (Figuras 3.4 y 3.5).

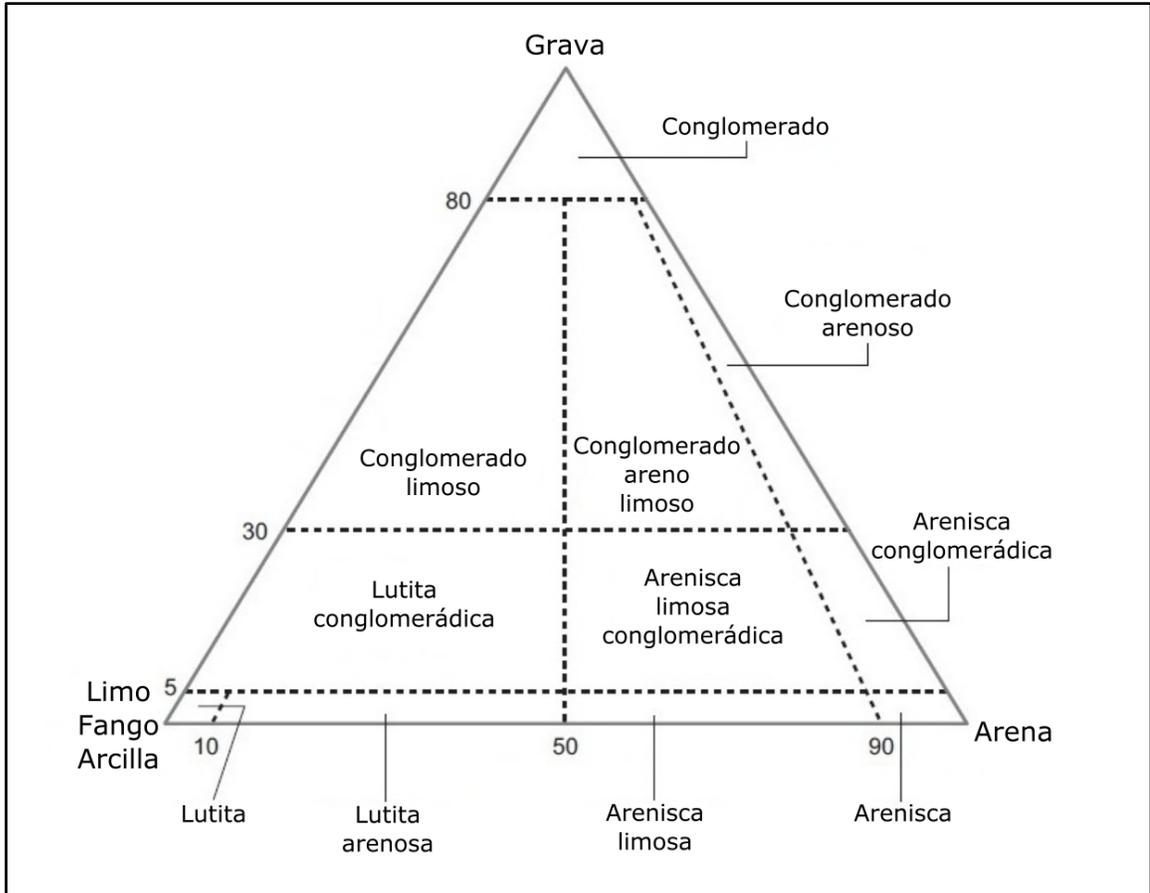


Figura 3.4: Clasificación textural para rocas sedimentarias, modificada de Nichols (2009). Los ejes del diagrama ternario representan las abundancias relativas porcentuales de grava, arena y finos.

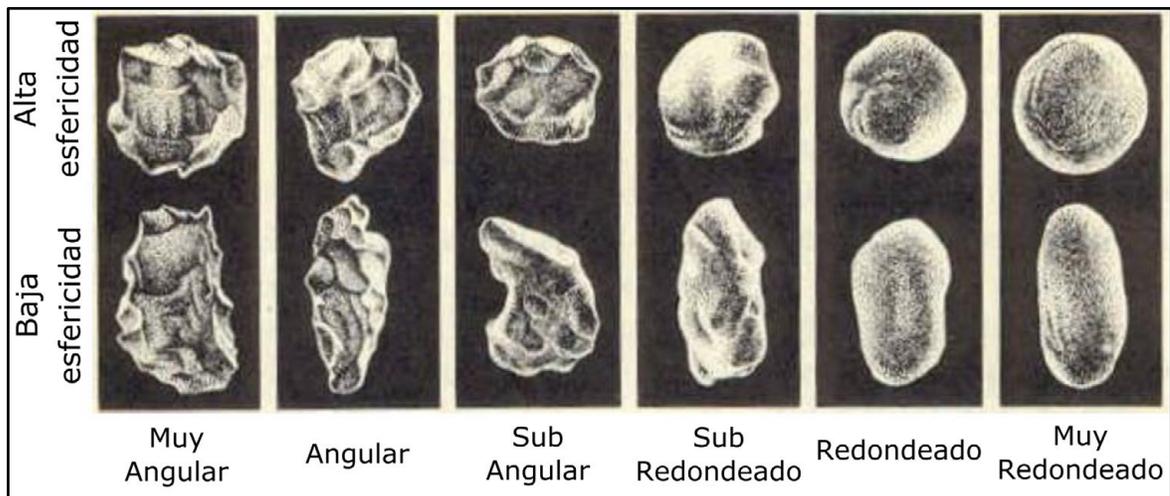


Figura 3.5: Escala textural de esfericidad y redondeamiento elaborada por Powers (1953).

Adicionalmente, se utilizan la clasificación de fábrica (Figura 3.6) “grano soportada” o “matriz soportada”, junto con una clasificación adicional para el contacto entre los granos (Figura 3.7) y para la selección, se utiliza la escala de Compton (1962) (Figura 3.8).

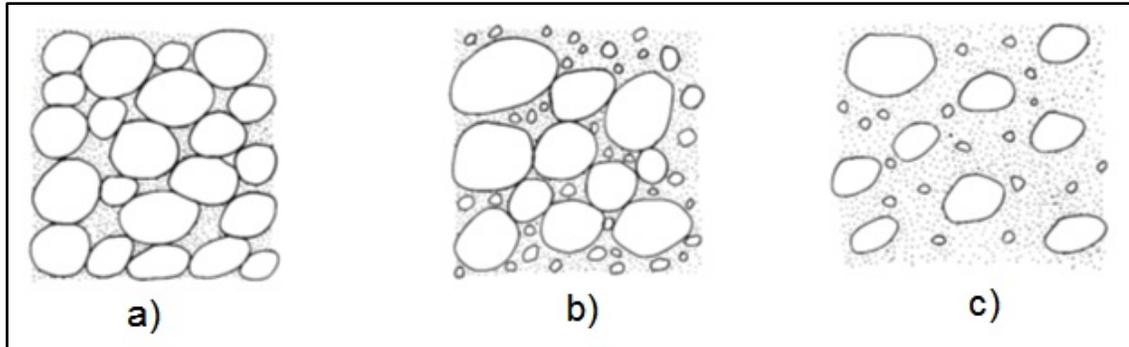


Figura 3.6: Diferentes estilos de fábricas para rocas sedimentarias. En específico, a) y b) representan fábricas grano soportadas y c) corresponde a una matriz soportada.

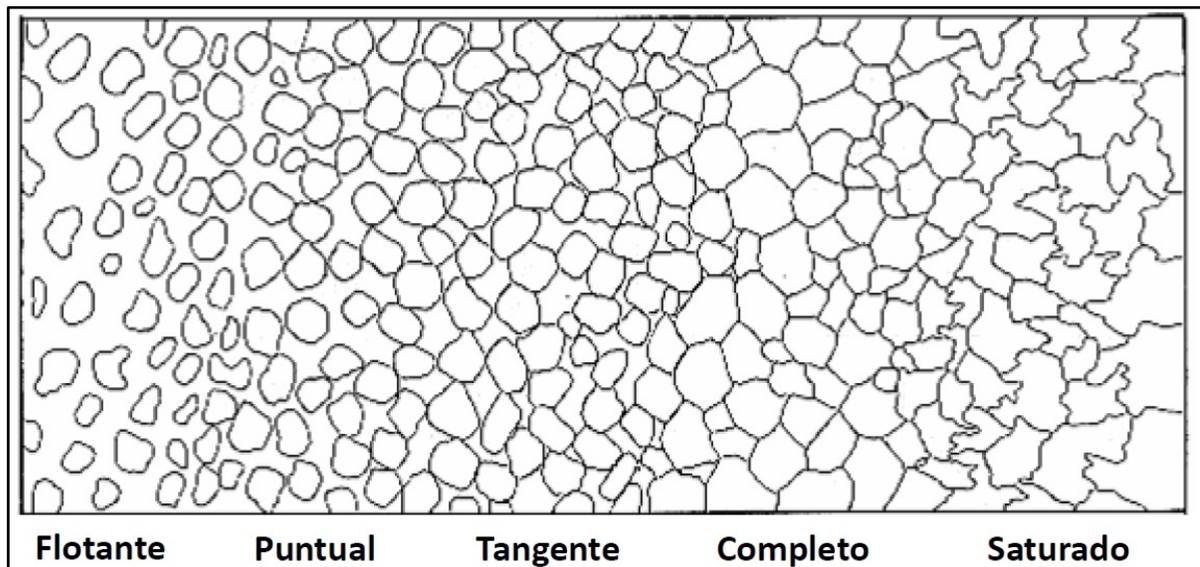


Figura 3.7: Clasificación adicional para el contacto entre los granos o tipo de empaquetamiento.

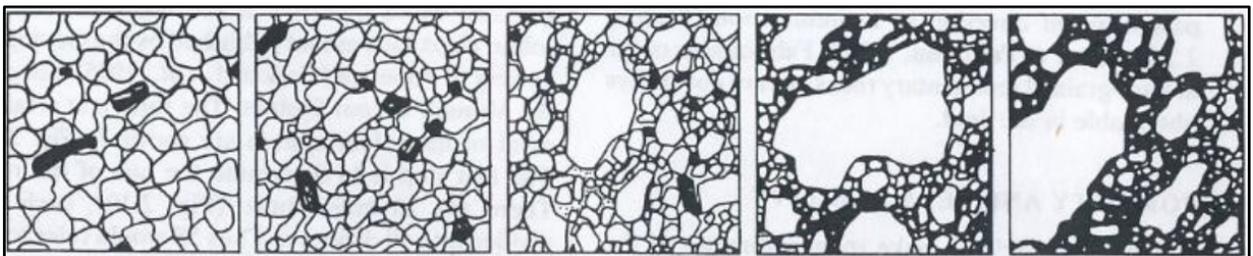


Figura 3.8: Escala de selección de Compton (1962), de izquierda a derecha, se observan selecciones “muy buena”, “buena”, “moderada”, “mala”, y “muy mala”.

Composicionalmente se sigue la clasificación de Folk y otros (1970) para areniscas (Figura 3.9).

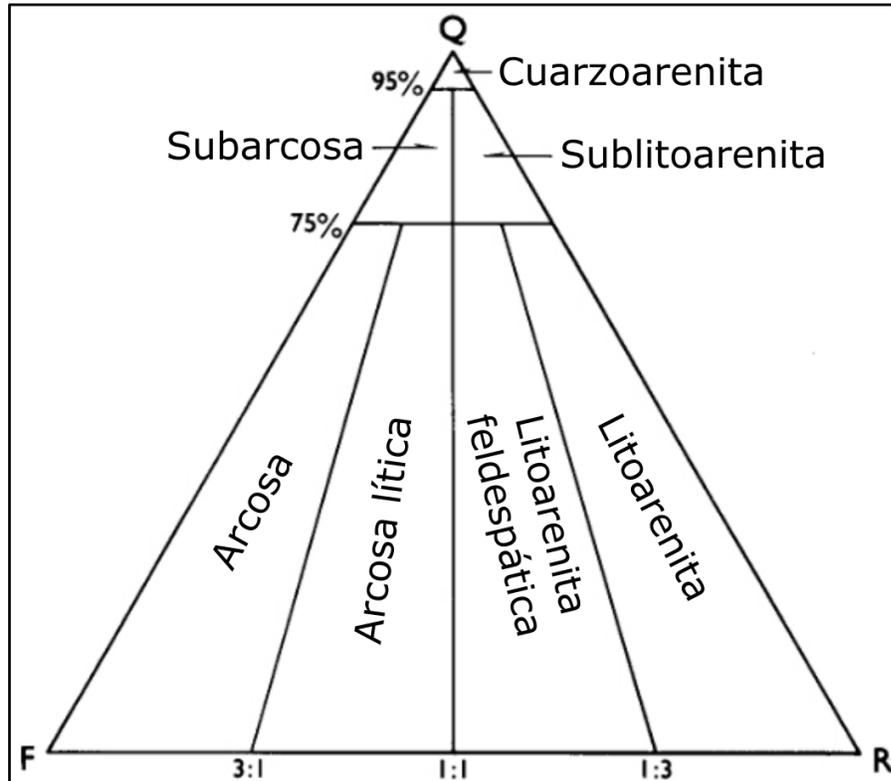


Figura 3.9: Clasificación composicional para areniscas, de Folk y otros (1970). El extremo superior “Q” representa los granos de cuarzo, “R” agrupa a los fragmentos de roca (líticos) y “F” incorpora sólo a los clastos de feldespatos monominerales.

Para las rocas con más del 50% de componentes carbonatados, se utiliza la clasificación textural de Dunham (1962) exhibida en la figura 3.10, simplificando la descripción de los granos, indicando si existe matriz micrítica, microesparítica o esparítica, junto al grado de lavado esparítico.

Textura deposicional reconocible				Componentes originales unidos durante el desarrollo de una bioconstrucción	Textura deposicional no reconocible
Componentes originales no unidos durante la sedimentación			Esqueleto clasto-soportado sin barro micrítico		
Con barro micrítico		Esqueleto grano-soportado		Grainstone	Boundstone
Esqueleto matriz-soportado	Esqueleto grano-soportado		Packstone		
< 10 % granos Mudstone	> 10 % granos Wackestone				

Figura 3.10: Clasificación de Dunham (1962).

3.4. Geología estructural

La metodología usada en el apartado estructural, radica en la identificación de lineamientos relativos a rasgos geomorfológicos mediante geoprocesamiento digital, y la correlación de estos caracteres lineales con estructuras y/o evidencias de deformación en un determinado conjunto de afloramientos, en terreno.

3.4.1. Detección de lineamientos

A partir de un modelo de elevación digital (*DEM*), se realizan cuatro imágenes de *Hillshade* (herramienta de geoprocesamiento) en Arcgis 10.6, usando algún determinado ángulo de elevación de la fuente de luz (preferentemente, entre 25° a 35°) y con cuatro diferentes azimuts de la fuente lumínica (0°, 90°, 180° y 270°).

El siguiente paso es utilizar un análisis visual para lograr comparar entre las distintas imágenes y los contrastes de las mismas.

Además, se realiza una ponderación cualitativa manual para evitar que lineamientos poco elongados, pero muy marcados sean considerados, tratando de mantener las condiciones de objetividad en el conjunto dado de lineamientos preliminares.

Finalmente, los cuatro conjuntos de polilíneas obtenidos a partir del procedimiento anterior se someten a una inspección manual para asegurar la correlación de las mismas con rasgos lineales del área de estudio *sensu stricto*, con el fin de disminuir la posibilidad de obtener entre los lineamientos resultantes algún falso positivo o descarte equívoco producto de la adición de imágenes en la etapa inicial.

También, se reducen las polilíneas conseguidas a líneas rectas para establecer objetivamente un conjunto adicional de lineamientos simplificados para su representación en un diagrama roseta en función de su azimut.

3.4.2. Correlación entre lineamientos y estructuras

Con el objetivo de disminuir la subjetividad en el trazado de estructuras, se combinan los resultados conseguidos desde la extracción de lineamientos dentro del área de estudio con los detalles observacionales de la etapa de terreno.

Específicamente para el caso de las fallas geológicas, su correspondencia con ciertos lineamientos queda supeditada a que si en el mismo afloramiento o afloramientos adyacentes se obtienen dos observaciones independientes de desplazamiento, deformación o algún tipo de cizalle alrededor de un plano o zona de daño estructural; si alguna evidencia como lo anteriormente descrito es encontrada en dos puntos distintos a lo largo del lineamiento o afloramientos adyacentes; si existe una sola evidencia reconocida en terreno y antecedentes bibliográficos; además de si existe una evidencia y algún rasgo topográfico y/o geomorfológico que respalde algún movimiento en la falla.

De manera similar, si solo se encontrara alguna de las alternativas explicitadas, sin ninguna más vinculada a algún determinado lineamiento, se procederá a evaluar la factibilidad geológica de la existencia de la estructura como rasgo geológico heredado o activo concluyendo en el descarte de la posibilidad relativa a la existencia de alguna falla relevante para la escala de estudio, o por el contrario, se establece a la estructura como falla inferida. A continuación, se muestra un diagrama resumen de lo anteriormente expuesto (Figura 3.11). Cabe destacar la posibilidad de encontrar evidencia de cizalle no asociada a un rasgo morfológico actual, para lo cual se buscará información adicional para extrapolar la estructura en cuestión. Para el análisis computacional, en la práctica este proceso implica mantener el azimut del lineamiento (o sumarle 180° según corresponda para la notación azimutal) y otorgarle el manto del plano a nivel de afloramiento con respecto al cual se correlaciona.

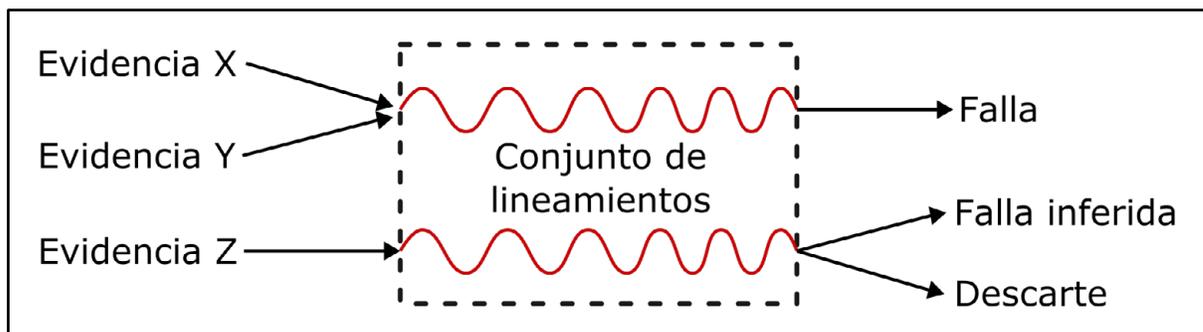


Figura 3.11: Diagrama de manejo de información para la clasificación de fallas geológicas a partir de información de terreno y un conjunto de lineamientos (georeferenciados).

3.5. Fundamentos matemáticos y del análisis computacional

3.5.1. Modelo de deformación

Con la finalidad de calcular la orientación de los esfuerzos principales, se utiliza un modelo de deformación y algoritmos capaces de combinar tanto las direcciones de compresión y extensión junto a las fallas de distinto comportamiento que responden a su geometría relativa, a la configuración vectorial de los esfuerzos principales, a las dinámicas de la deformación en la corteza más superior y, además, con escasa información de terreno relacionada a tectónica principalmente no radial.

Al comparar los modelos de deformación propuestos por Anderson (1905) y Riedel (1929), se marca una diferencia entre un modelo controlado por el ángulo de fractura específico a un plano único de deslizamiento, en contraste a un concepto de fractura multidireccional con diversas relaciones angulares entre cada uno de los elementos de fractura y/o deformación dentro de un contexto de cizalle generalizado (Figura 3.12).

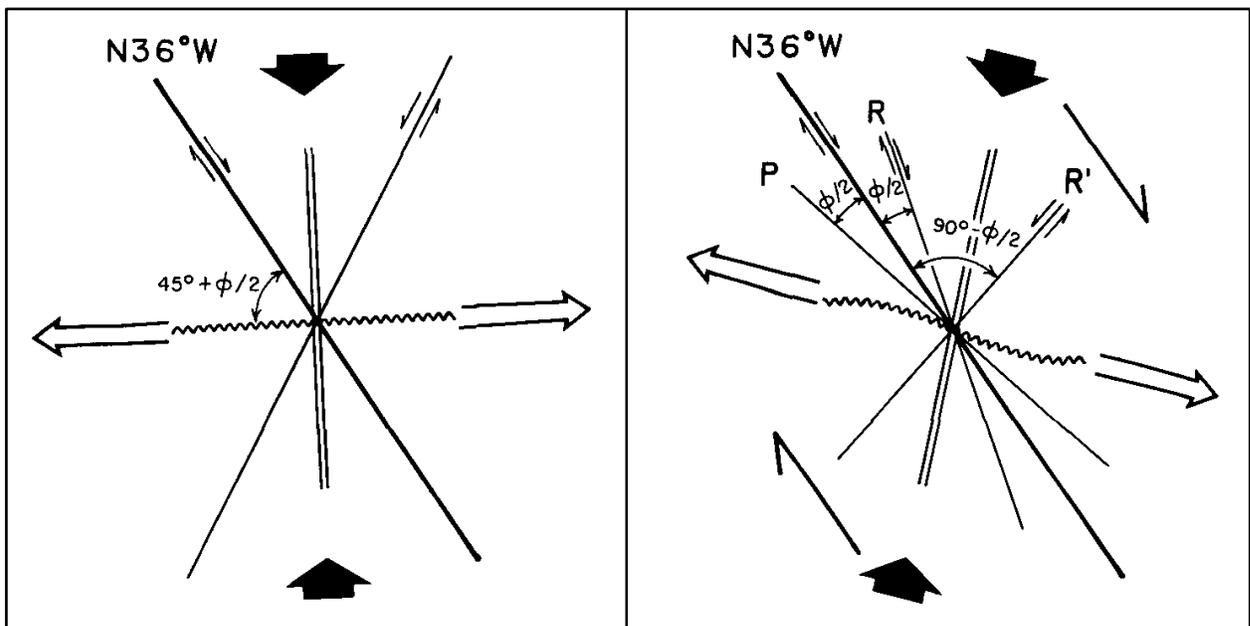


Figura 3.12: Comparación de los modelos de deformación de Anderson (1905), ubicado en la mitad izquierda, y Riedel (1929), a la derecha. La falla marcada con mayor grosor en ambos casos, y con la misma orientación, sirve para ilustrar a una misma estructura principal, proveniente de dos configuraciones de esfuerzos principales distintas. Extraído de Sylvester (1988).

Para amalgamar los aspectos fundamentales de estos dos modelos, se confecciona un modelo teórico híbrido de deformación denominado AMCR, en el cual se cumplen tanto las relaciones angulares de las estructuras asociadas al modelo de Riedel (1929), como también el criterio de Mohr – Coulomb que es utilizado en el planteamiento de Anderson (1905).

Las relaciones angulares del modelo AMCR presentan una doble simetría con respecto a las direcciones de compresión y extensión (σ_1 y σ_3 respectivamente, en figura 3.13) teniendo, además, variabilidad con respecto al ángulo de roce interno.

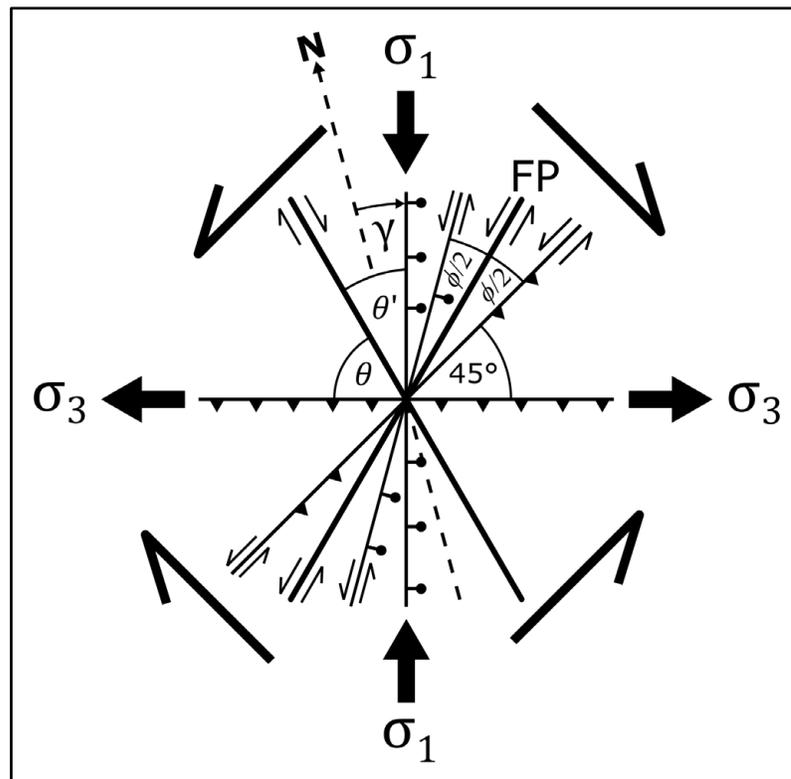


Figura 3.13: Esquema del modelo AMCR. En la imagen, “FP” designa a la falla principal de rumbo NE – SW, con estructuras subsidiarias en un régimen tectónico de rumbo (vista en planta) en donde la simetría se obtiene al asociar también las fracturas subsidiarias con la falla conjugada NW – SE a FP (ambas de mayor grosor). Nótese el uso particular en esta ilustración de $\phi = 30^\circ$.

Las características específicas del modelo de deformación son explicitadas en el anexo 1, correspondiente al modelo utilizado y el algoritmo para obtener una estimación tectónica a partir del mismo.

3.5.3. Algoritmo principal y optimización

El algoritmo utilizado para realizar la inversión de los datos se basa en una particularidad de las configuraciones tectónicas no radiales, siendo esto que existe un σ_2 definido en el estado de esfuerzos, y que además al rotar el sistema completo hasta dejar este vector vertical, todos los elementos estructurales se enmarcan en una tectónica de rumbo en este sistema rotado. Cuando resulte necesario, el algoritmo se expresa mediante instrucciones del lenguaje de programación *Python* versión 3.9.6 y las fórmulas o ecuaciones matemáticas en el anexo 1.

3.5.6. Comparación con otros métodos

Se realiza una comparación con el método de cálculo de esfuerzos a partir de Angelier (1990) y los mismos datos presentes en aquel trabajo. Evidentemente, debido a la naturaleza del algoritmo desarrollado, los datos de estrías han de ser convertidos primero al formato de ingreso correspondiente (utilizando los rangos angulares del *rake* en descritos en el anexo 1), para luego operar sobre los mismos y comparar los resultados.

Angelier (1990) utiliza cuatro conjuntos de datos obtenidos en, a su vez, cuatro sitios de muestreo distintos, con esfuerzos direccionados de manera variable. Los conjuntos de datos son denominados por este autor como “AVB” (Agia Varvara, Creta, Grecia), “TYM” (Tymbaki, Creta, Grecia), “MD1” (Arroyo Montado, Baja California, México) y “KAM” (Kamogawa, península de Boso, Japón). Las cinemáticas se expresan en letras N, R, S y D representando los movimientos normal, inverso, sinistral y dextral respectivamente (en diferentes combinaciones).

Para poder comparar la similitud o diferencia entre las soluciones, se establece el comparador numérico “ L_k ” definido en la ecuación 3.1:

$$L_k = \sum_{i=1}^3 \frac{\langle \sigma_i, \tilde{\sigma}_i \rangle^2}{3} \quad (3.1)$$

Nótese que esto implica que ambos vectores han de estar en coordenadas [x, y, z] para verificar la validez de la ecuación anterior. Una vez definido el coeficiente de comparación, se explicitan los cuatro conjuntos de datos en las tablas 3.1, 3.2, 3.3 y 3.4, teniendo ya el formato de ingreso (regla de la mano derecha y cinemáticas).

Tabla 3.2: Conjunto de datos AVB

Azimut	Manteo	Cinemática principal	Cinemática secundaria	Cinemática híbrida
239	71	N	D	
225	64	N	D	
222	70	N	D	
227	63	N		
44	56	N		
72	65	N		
63	70	N		
226	61	N		
250	73	N		
252	72	N		
233	86	N	D	
240	74	N	D	
227	77	N	D	
235	65	N	D	
75	52	N	S	
219	85	N	D	
222	71	N	D	
239	63	N	D	
229	58	N	D	
227	57	N	D	
84	56	N	S	
229	40	N	D	
69	51	N	S	
77	32	N	S	
232	54			ND
59	67	N	S	
227	65	N	D	
61	86	N	S	
227	74			ND
211	69			ND
59	65	N		
56	56	N		
250	80	N		

Tabla 3.3: Conjunto de datos TYM

Azimut	Manteo	Cinemática principal	Cinemática secundaria	Cinemática híbrida
47	61	N		
38	59	N		
272	80	N	S	
234	68	N	S	
227	63	N	S	
292	88	N	S	
256	78	N	S	
48	60	N		
259	71	N		
69	56	N		
51	70	N	D	
218	50	N		
60	51	N		
81	62	N	D	
238	62	N		
216	61	N	S	
36	60	N	D	
39	63	N		
70	72	N	S	
51	53	N		
191	47	N		
239	45	N	S	
114	74	N	D	
207	42	N		
216	56	N		
39	77			ND
59	61	N	D	
250	58	N	D	
63	67	N		
30	58	N	D	
32	69	N		
43	63	N		
25	68	N		
251	48	N		
250	69	N		
197	68	N		
276	70	N	S	
269	71	N		

Tabla 3.4: Conjunto de datos MD1

Azimut	Manteo	Cinemática principal	Cinemática secundaria	Cinemática híbrida
33	64			ND
203	50	N	S	
165	37	N	S	
353	50	N	D	
150	66	D	N	
133	45			ND
163	55			ND
118	54	N	D	
118	54			ND
123	52	D	N	
158	71	N	D	
303	68			ND
141	69	N		
165	75	N	S	
141	66			ND
323	66			ND
343	70			ND
178	64	N	D	
348	58	D	N	
148	64	N	D	

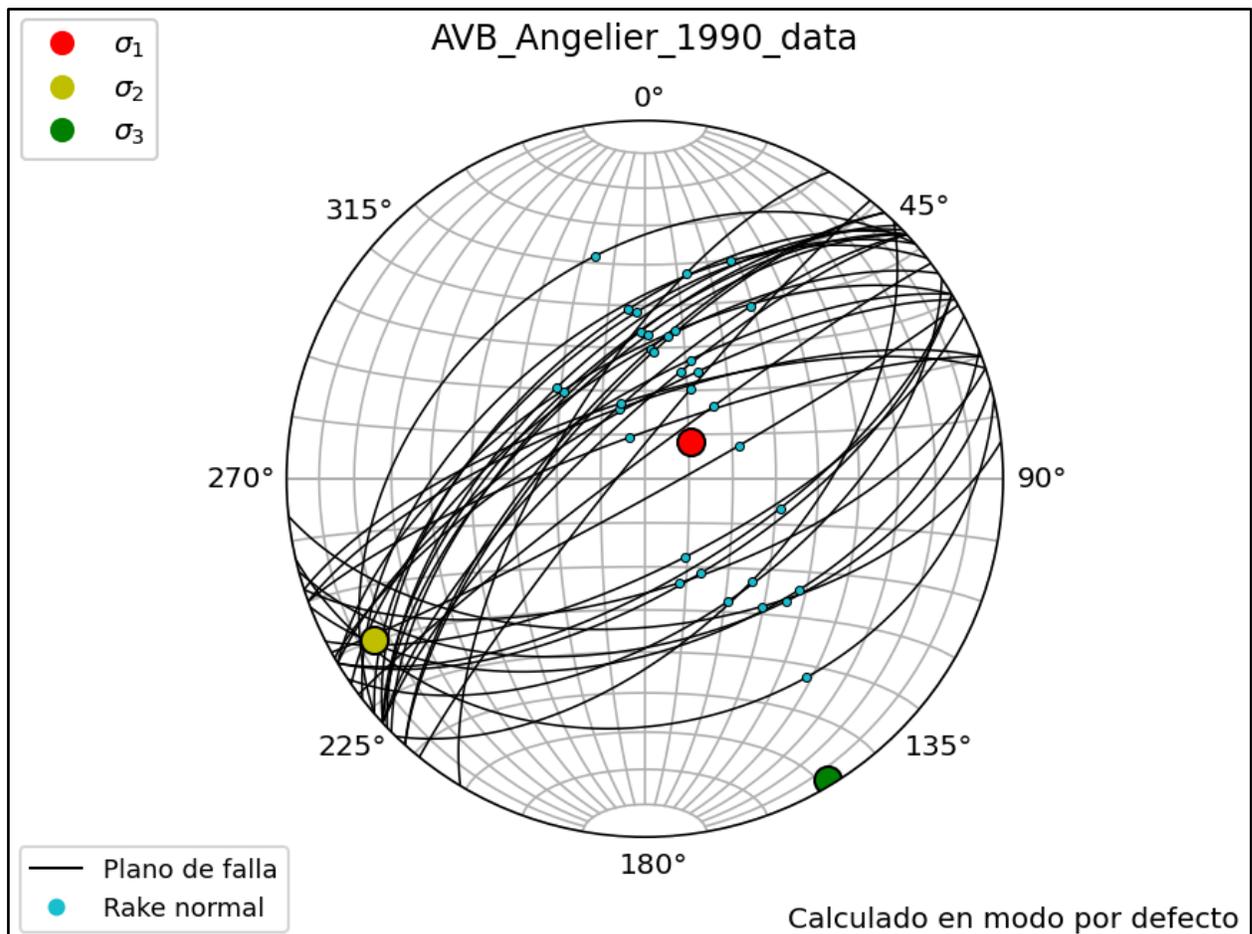
Tabla 3.5: Conjunto de datos KAM

Azimut	Manteo	Cinemática principal	Cinemática secundaria	Cinemática híbrida
56	66	N	S	
59	67	N	S	
31	55	N	S	
60	52	N		
359	36	N		
322	70	N	S	
297	55	N	S	
240	67	D	N	
272	60	N		
304	64	N	S	
46	39	D	N	
58	40	N	S	
335	51	N	D	
301	73			ND
294	70	N	S	
64	28			ND
318	35	N		
340	40	N	S	
330	43	N	S	
96	50	N		
40	40	N	D	
116	29	N	S	
310	35	N		
340	40	N	S	
316	82	N	S	
101	28	N	D	
51	52	D	N	
321	85	N		
325	78	N		
302	77	N		
348	76	N	S	
307	77	N	S	
52	23			ND
299	46	N		
260	77	N	D	
324	17			NS
324	17	N	D	
296	49	N		
283	68	N		
54	44	N	D	
249	50	N	D	
296	60	N		
269	57	N	D	

Tabla 3.5: Conjunto de datos KAM (continuación)

Azimut	Manteo	Cinemática principal	Cinemática secundaria	Cinemática híbrida
229	46			ND
59	51			ND
64	60	N	D	
67	42	N	D	
73	45	N		
60	43	N	D	
281	85			ND

Realizando la inversión de los datos con el algoritmo en cuestión, se obtienen los resultados para cada uno de los conjuntos de datos. En específico, los datos AVB representan una tectónica extensional con un ángulo de roce interno de $39,015^\circ$; σ_1 con *trend* y *plunge* correspondiente a $51,189^\circ$ y $76,802^\circ$; σ_2 $239,142^\circ$ y $13,075^\circ$; y por último σ_3 está direccionado $148,733^\circ$ y $1,763^\circ$ (Figura 3.14). Además, la solución otorga un 97,678% de correlación entre los datos y la optimización.

**Figura 3.14:** Resultado de la optimización a partir del conjunto de datos AVB.

El conjunto de datos TYM representa una tectónica extensional con un ángulo de roce interno de $39,792^\circ$; σ_1 correspondiente a un *trend* de $227,61^\circ$ y un *plunge* de $84,284^\circ$; σ_2 se orienta con $54,47^\circ$ y $5,675^\circ$; en tanto que σ_3 está direccionado $324,402^\circ$ y $0,678^\circ$ (Figura 3.15). En este caso, la solución otorga un 96,469% de correlación entre los datos y la optimización.

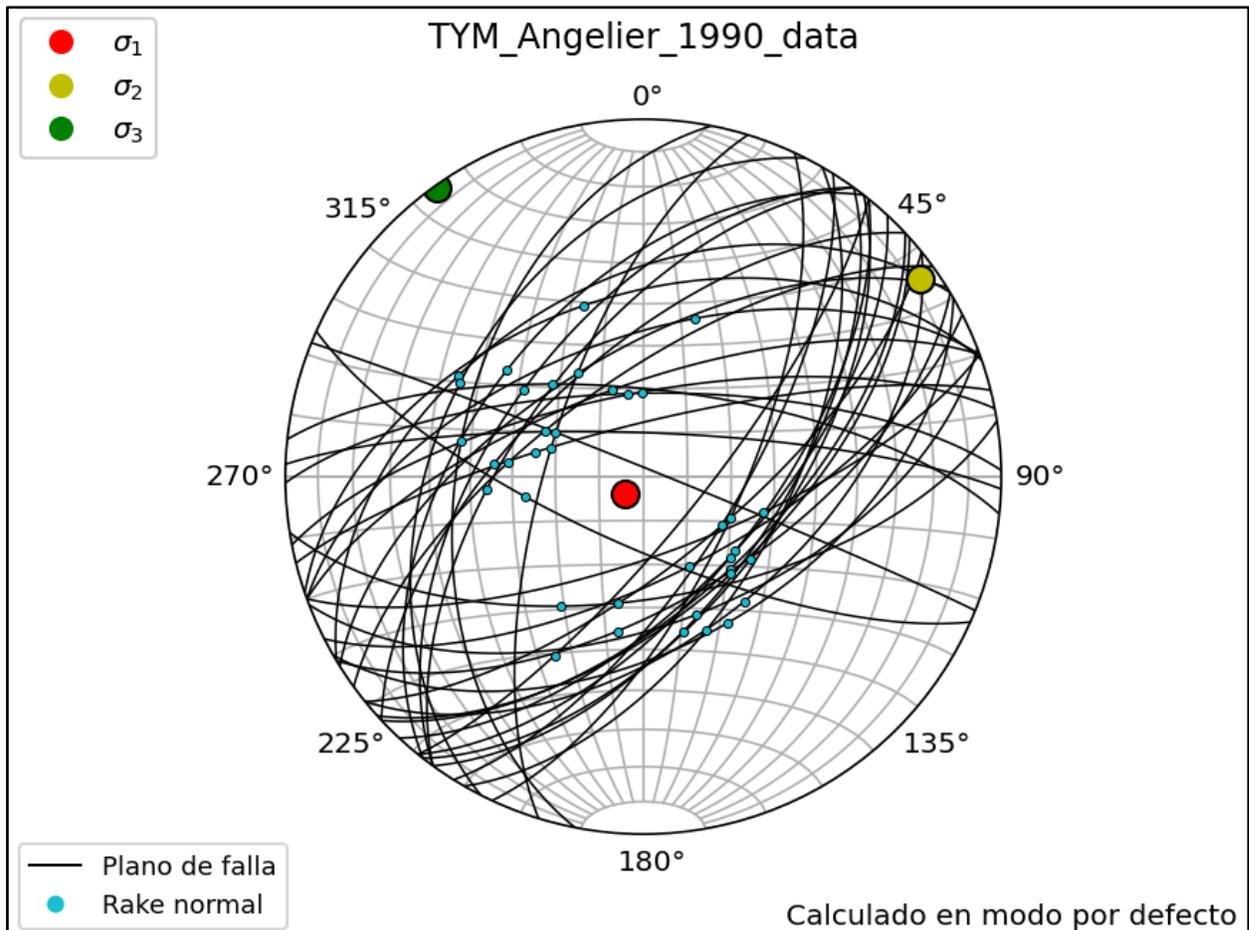


Figura 3.15: Resultado de la optimización a partir del conjunto de datos TYM.

Los datos MD1 representan una tectónica extensional con posible componente radial. El ángulo de roce interno radialmente corregido es de $34,883^\circ$; σ_1 correspondiente a un *trend* de $2,697^\circ$ y un *plunge* de $71,565^\circ$; σ_2 se orienta con $186,215^\circ$ y $18,402^\circ$; mientras que σ_3 está direccionado $95,864^\circ$ y $1,055^\circ$ (Figura 3.16). En este caso particular, la solución otorga un 72,5% de correlación entre los datos y la optimización.

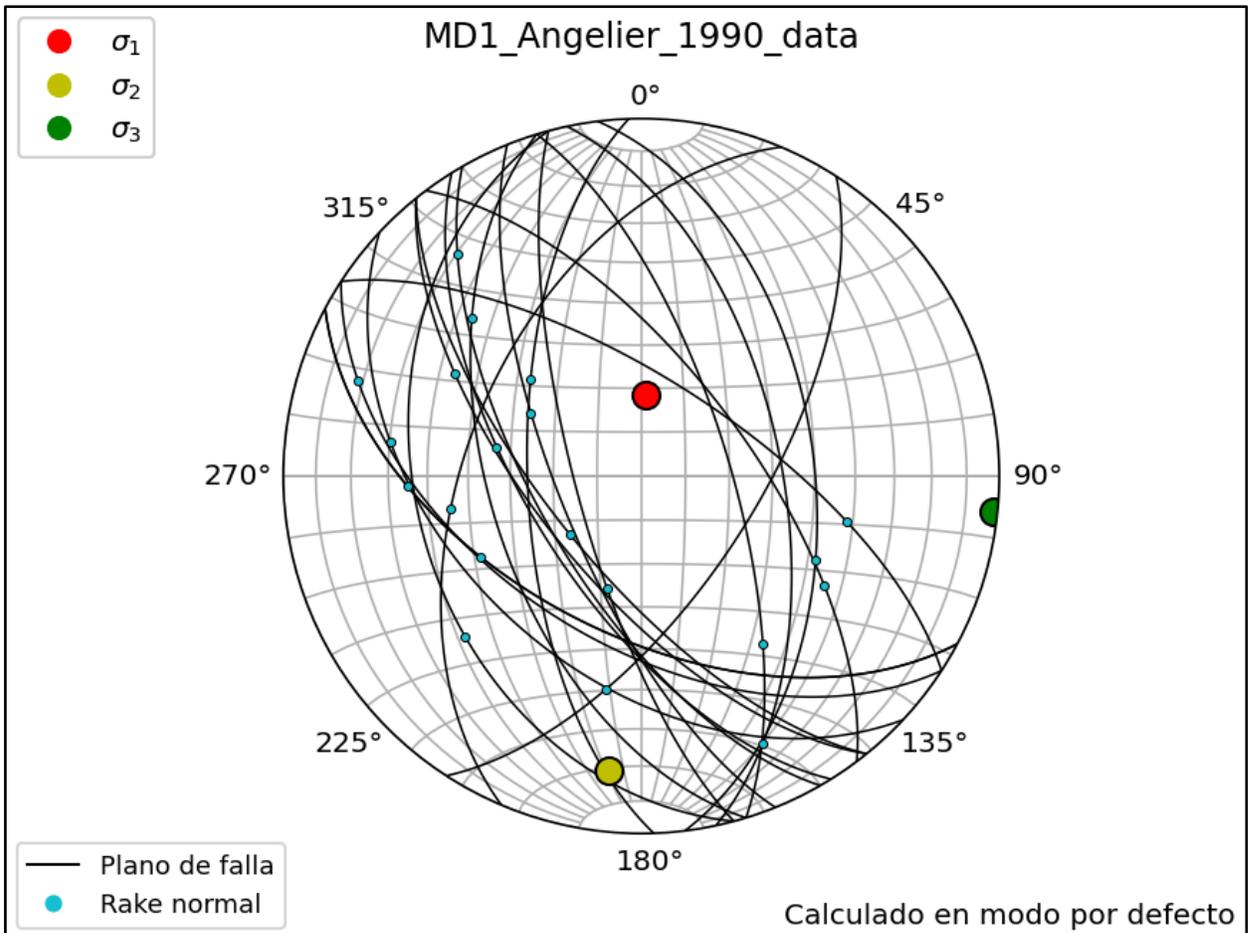


Figura 3.16: Resultado de la optimización a partir del conjunto de datos MD1.

Finalmente, el último conjunto de datos en cuestión, designado por Angelier (1990) con el nombre de KAM, el cual representa una tectónica extensional con posible componente radial. El ángulo de roce interno radialmente corregido es de $36,73^\circ$; en tanto que para los esfuerzos principales obtenidos a partir del algoritmo se obtiene un σ_1 correspondiente a un *trend* de $288,419^\circ$ y un *plunge* de $82,568^\circ$; σ_2 se orienta con $105,845^\circ$ y $7,425^\circ$; mientras que σ_3 está direccionado $195,888^\circ$ y $0,33^\circ$ (Figura 3.17). Se obtiene, además, una correlación entre los datos y la optimización correspondiente a $95,195\%$. Una vez obtenidos estos resultados, es posible comparar los mismos con los publicados en Angelier (1990) mediante el coeficiente numérico descrito en la ecuación 3.43, consiguiéndose al aplicar de forma reiterativa esta ecuación sobre los 4 conjuntos de datos a comparar, los valores representados en la tabla 3.8 y ordenados según cada uno de estos conjuntos.

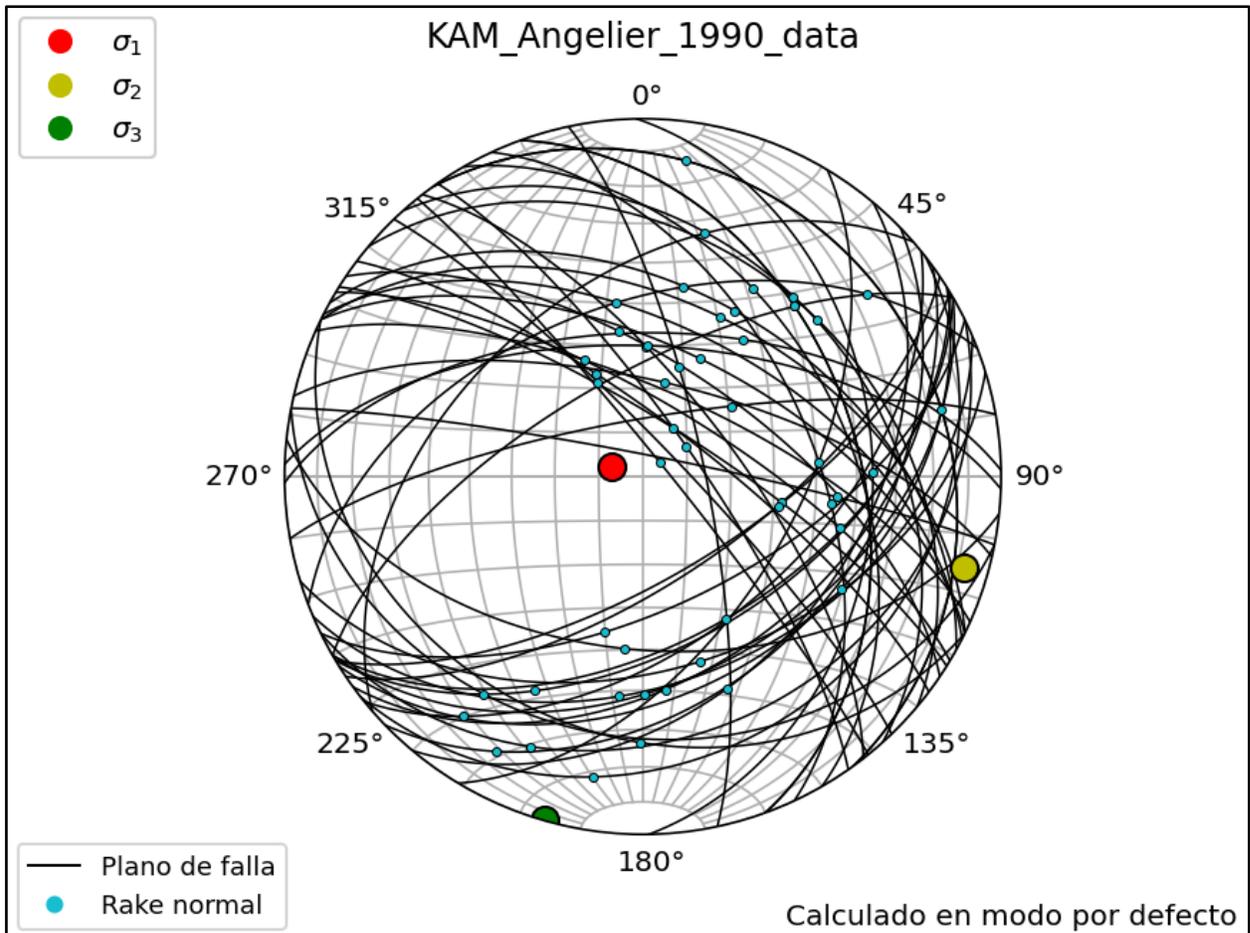


Figura 3.17: Resultado de la optimización a partir del conjunto de datos KAM.

Tabla 3.6: Coeficiente L_k por conjunto de datos.

Conjunto de datos	L_k
AVB	0,98658218888651
TYM	0,9960996277243019
MD1	0,9850830142683478
KAM	0,9495330272331858
Promedio	0,9793244645280863

Debido a la estructura matemática de la ecuación 3.1, L_k solo puede variar entre 0 a 1, marcando este último valor la máxima similitud. Como consecuencia de lo anterior y en función de los resultados de la tabla 3.5 es posible afirmar que, para los conjuntos de datos en cuestión, ambos métodos son numéricamente congruentes según el coeficiente L_k y las bases de datos utilizadas por Angelier (1990).

4. CAMPAÑA DE TERRENO

Desde todos los puntos de extracción de información (Figura 4.1) se designan puntos con un sistema de prefijos de tres letras antes de los números de cada punto (Figura 4.2), según el cerro en donde esté el punto en cuestión. Al cerro San Miguel se le designa el prefijo “SMI”, al cerro Perales “PER”, al cerro Las Pulgas “LPU”, al cerro San Martín “SMA”, y al cerro La U “LAU”. Para la elevación topográfica cercana y al N del complejo deportivo Huachipato, se le etiqueta con el prefijo “CDH”. Los espesores de los estratos se dan ya trigonométricamente corregidos.

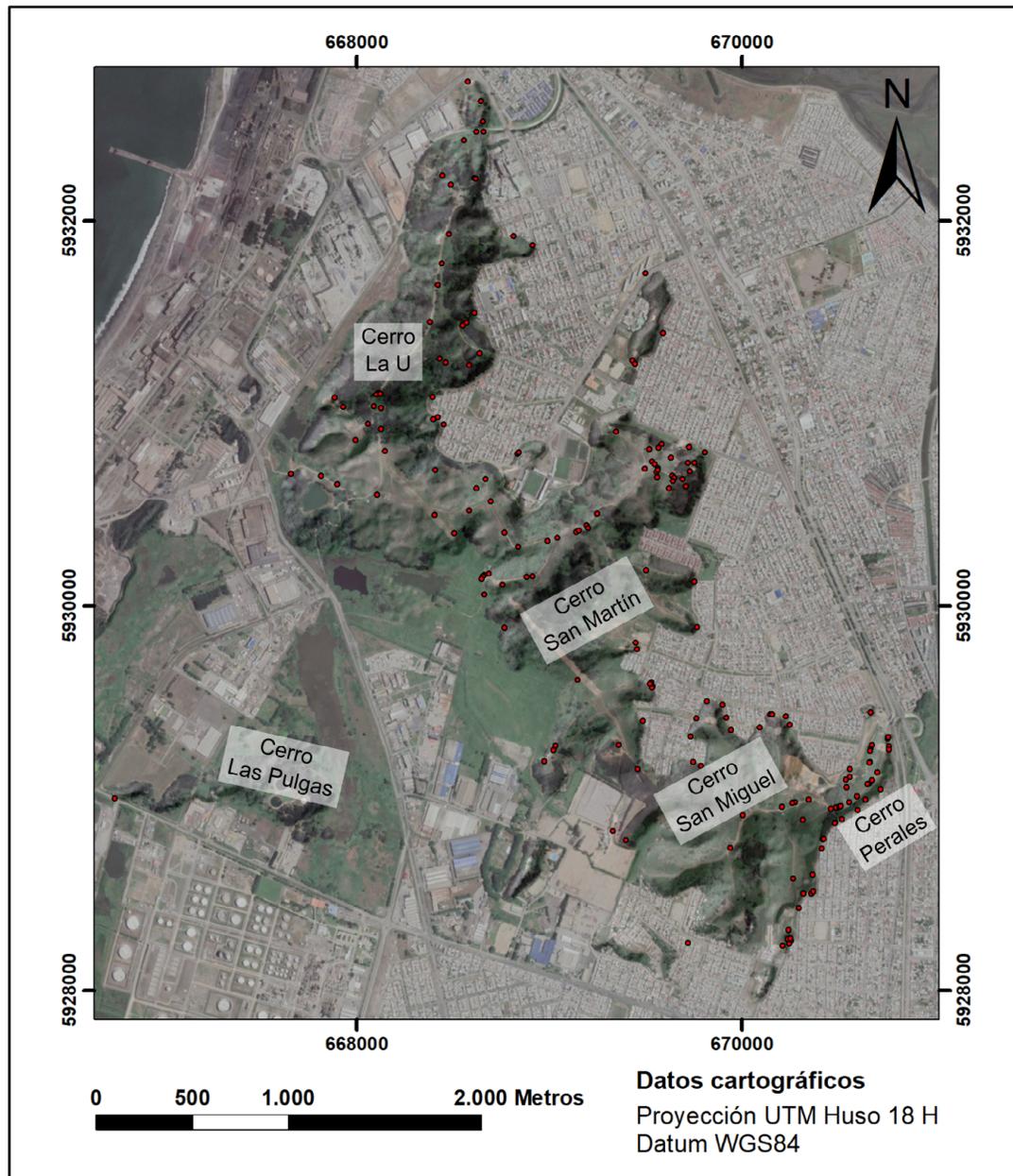


Figura 4.1: Distribución de los puntos de muestreo de información, marcados en color rojo.

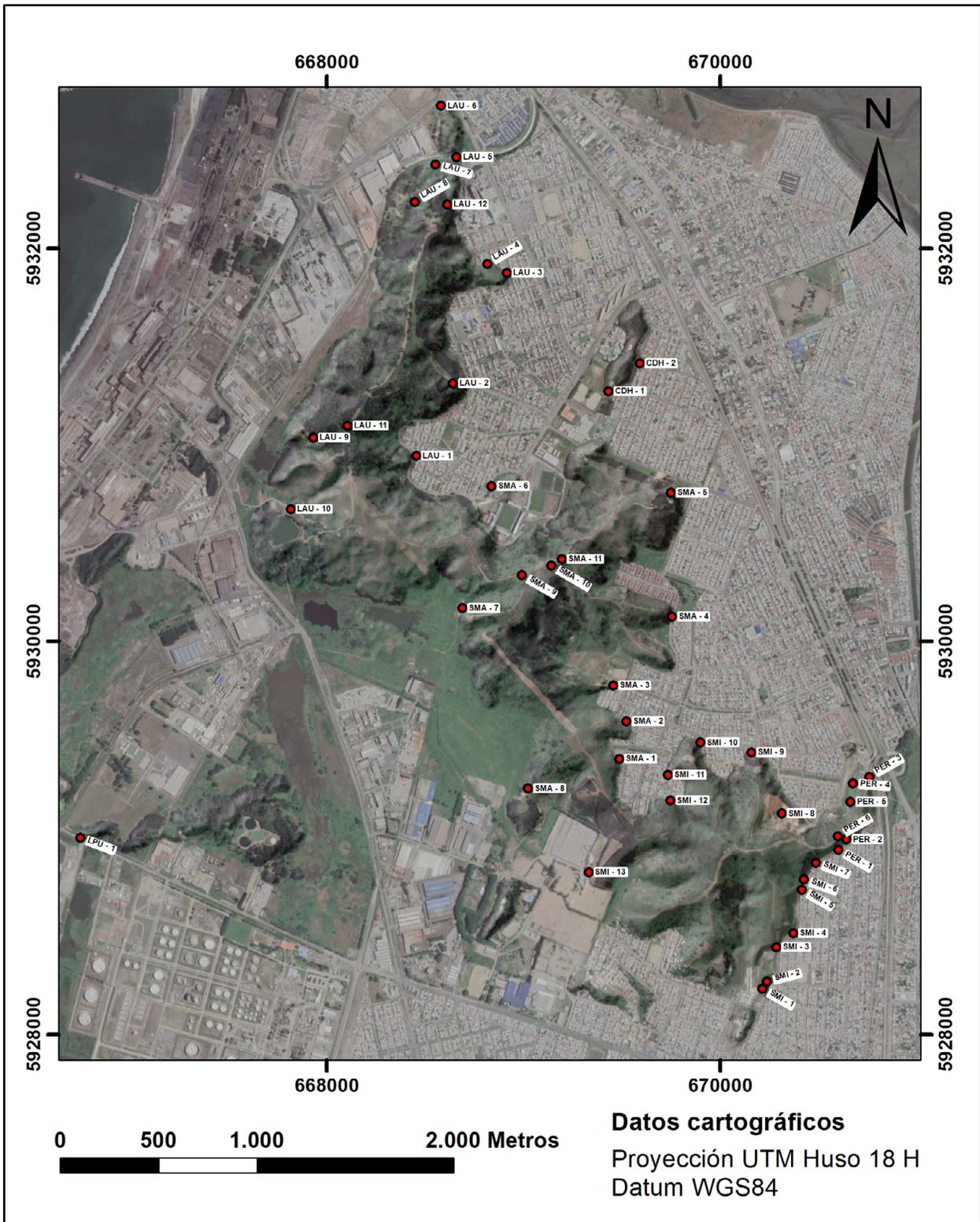


Figura 4.2: Distribución de los puntos formales, simbolizados en color rojo con borde negro.

4.1. Cerro San Miguel

4.1.1. SMI – 1

El afloramiento se encuentra en las coordenadas 670.212 E y 5.928.234 N, en un corte de paso interior cercano a un conjunto habitacional. Corresponde a una secuencia (Anexo 2, de columnas estratigráficas), de base a techo, compuesta por: 3,55 m areniscas grises granodecrecientes medias a muy finas con restos vegetales, 4,9 m de lutitas arenosas blancas con improntas de hojas no identificables, 2,47 m de areniscas finas grises amarillentas con restos vegetales (Muestra SMI – 1.1, anexo 5) y, 2,65 m de areniscas conglomerádicas marrones anaranjadas semiconsolidadas de grano fino con líticos de cuarzo y metamórficos de grano grueso a granulometría conglomeradica, además este último estrato tiene una base erosiva. Los restos vegetales en el estrato basal están frecuentemente carbonizados.

Este afloramiento es dislocado en su zona oriental por una falla normal de orientación 357/68 (N3°W / 68°E) y que además presenta una zona de daño decimétrica alrededor de su plano de falla principal. Las litofacies que representan al estrato de areniscas finas grises amarillentas con restos vegetales aumentan su espesor al E de la estructura debido a la actividad de la misma durante el periodo correspondiente a la sedimentación de estas capas.

Al W del plano de falla, el estrato correspondiente a las areniscas conglomerádicas marrones anaranjadas (sin una estratificación marcada) aumenta localmente su espesor por la orientación de los estratos inferiores y debido al desplazamiento normal acumulado de la falla (Figura 4.3). La secuencia descrita anteriormente se encuentra aflorante con una actitud de 170/9 (N10°W / 9°W) y tanto las areniscas grises granodecrecientes como las lutitas arenosas (Figura 4.4) solo se encuentran al E y adyacentes a la falla normal, mientras que al W (Anexo 2) hay 10,9 m de areniscas grises amarillentas, siendo la columna de litología homogénea hasta las areniscas marrones anaranjadas (Figura 4.5), con un espesor de 6,3 m que sobreyace a las areniscas grises amarillentas en el extremo occidental del afloramiento.

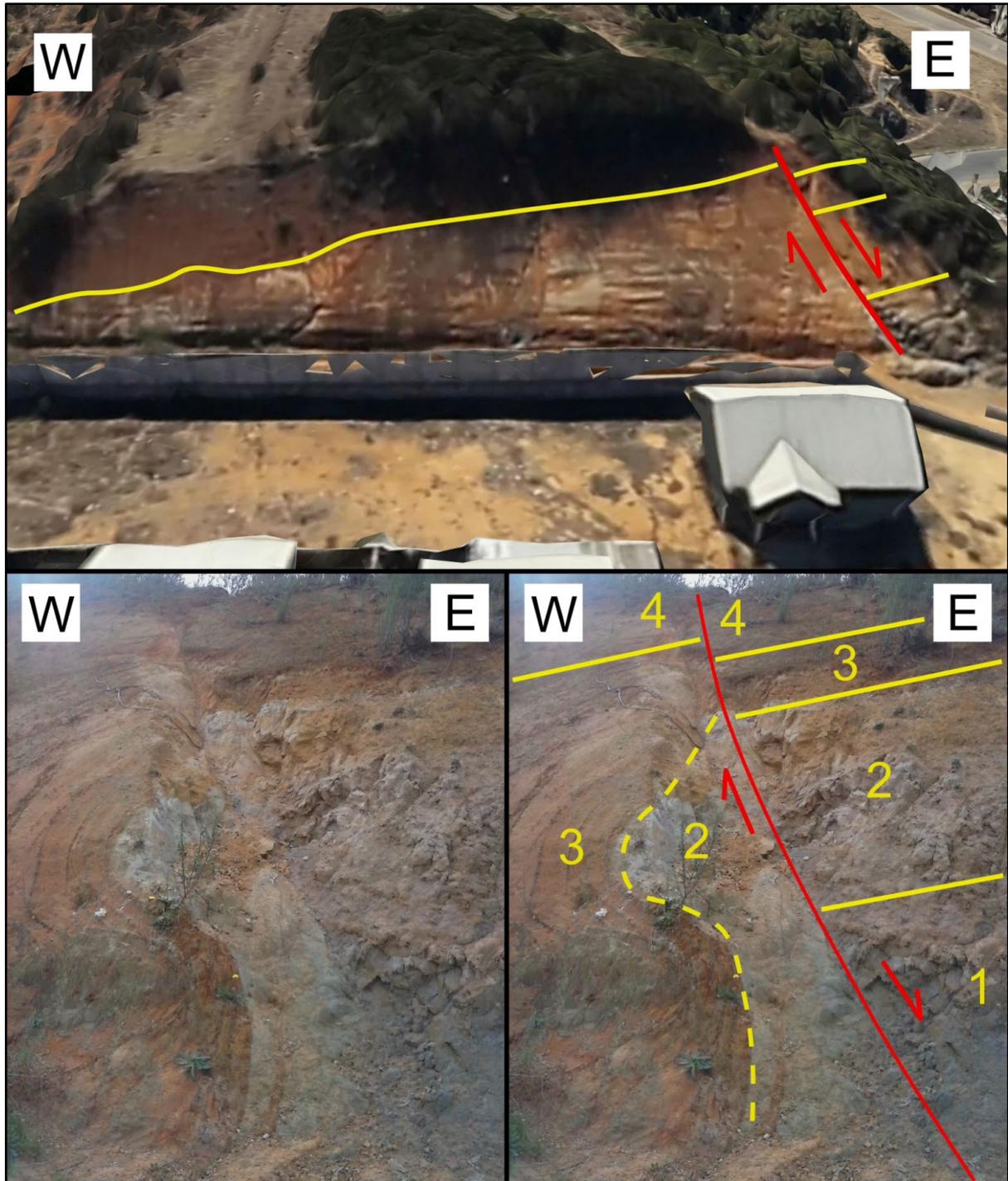


Figura 4.3: Afloramiento SMI – 1. La imagen superior corresponde a una vista tridimensional obtenida desde *Google Earth*, en tanto que abajo a la izquierda se exhibe la zona adyacente a la falla, y abajo a la derecha el trazado de la misma con el número 1 representando a las areniscas grises granodecrecientes, el 2 a las lutitas arenosas blancas, el 3 a las areniscas finas grises amarillentas y el 4 a las areniscas conglomerádicas marrones anaranjadas y semiconsolidadas, la línea segmentada muestra un contacto irregular entre 2 y 3, por actividad sinsedimentaria de la falla.



Figura 4.4: Lutitas arenosas, SMI – 1. La mitad derecha de la figura exhibe, además, fracturas riedel asociadas al desplazamiento normal de la falla en el centro de la imagen.



Figura 4.5: Areniscas conglomerádicas marrones anaranjadas, SMI – 1.

4.1.2. SMI – 2

El afloramiento está ubicado en las coordenadas 670.237 E y 5.928.269 N, en un corte de camino adyacente a la calle “Aviación” (Figura 4.6).

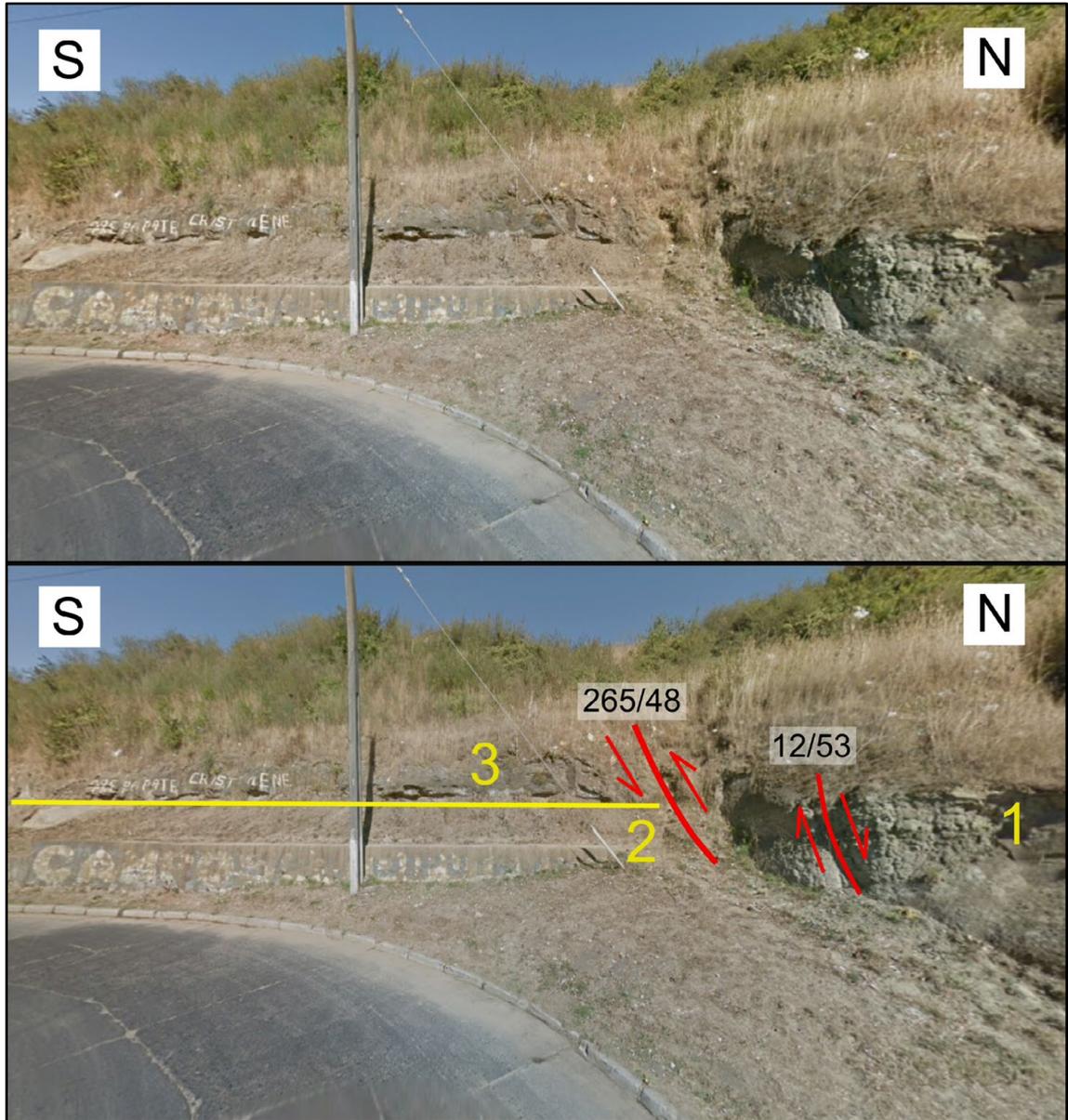


Figura 4.6: Afloramiento SMI – 2.

La roca expuesta consiste en una sucesión de sedimentitas, que consta de 3,2 m areniscas grises de granocrecientes, de grano fino a medio (Figura 4.6, número 1) con bioturbaciones indeterminadas, incipiente laminación paralela y estratificación cruzada en artesa, visibles solo en el extremo NE del afloramiento. Cerca del centro del afloramiento existe una falla inversa que disloca

estratigráficamente ambas partes del afloramiento (Figura 4.6). La estratigrafía del sector SW se compone de 3,3 m de areniscas amarillas grisáceas con abundantes concreciones fosilíferas y laminación paralela (Figura 4.6, número 2), la cual se encuentra bajo 2 m de areniscas verdes grisáceas de grano fino con niveles de arenisca media a gruesa (Figura 4.6, número 3; Figura 4.7), laminación paralela poco marcada, trazas poco frecuentes de *Ophiomorpha* isp., y fragmentos de dientes fósiles pertenecientes a elasmobranquios. La falla inversa posee una orientación 265/48 (N85°E / 48°N; Figura 4.8), alzando el costado NE, el que también es afectado por una falla normal, con orientación 12/53 (N12°E / 53°E). Al S de la falla inversa, las rocas no muestran signos de deformación y además en todo el afloramiento se verifica la actitud de las capas en 170/9 (N10°W / 9°W). La estratigrafía específica es exhibida en el anexo 2.

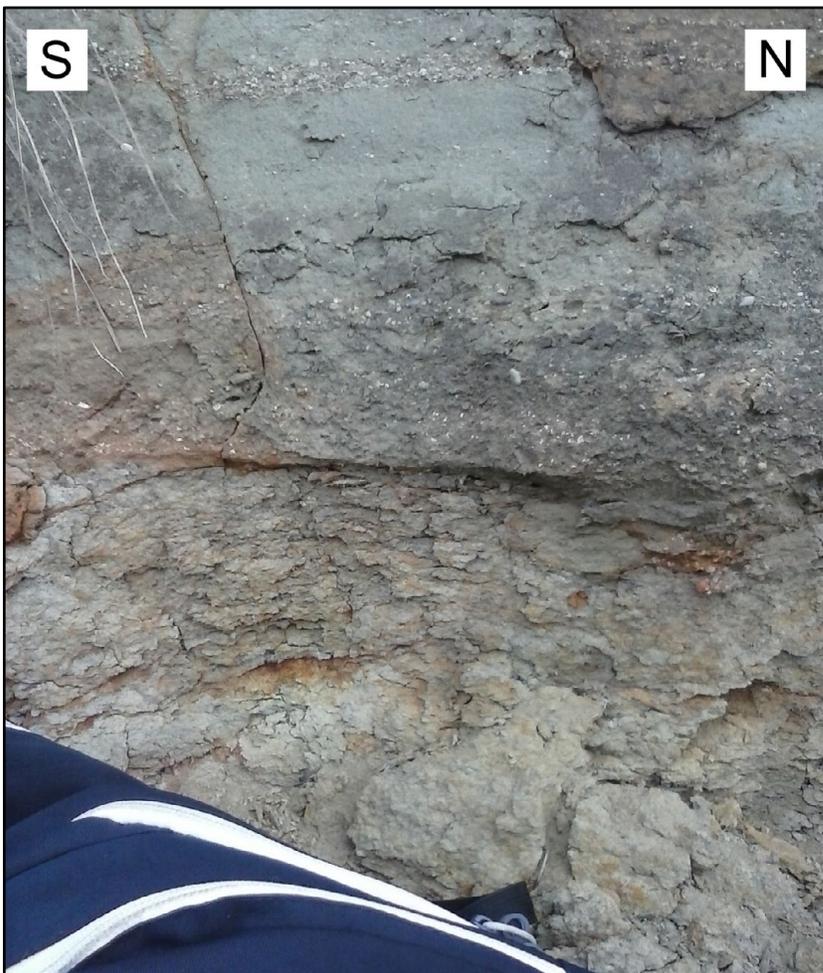


Figura 4.7: Detalle del contacto entre las areniscas amarillas grisáceas con abundantes concreciones y las areniscas verdes grisáceas de grano fino, destacando en la zona superior los niveles de arenisca media a gruesa y que además contienen los trozos de dientes fósiles de elasmobranquios. En el borde derecho y central de la imagen se aprecia una estructura erosiva de escala centimétrica, rellena por el proceso sedimentario de las areniscas superiores.

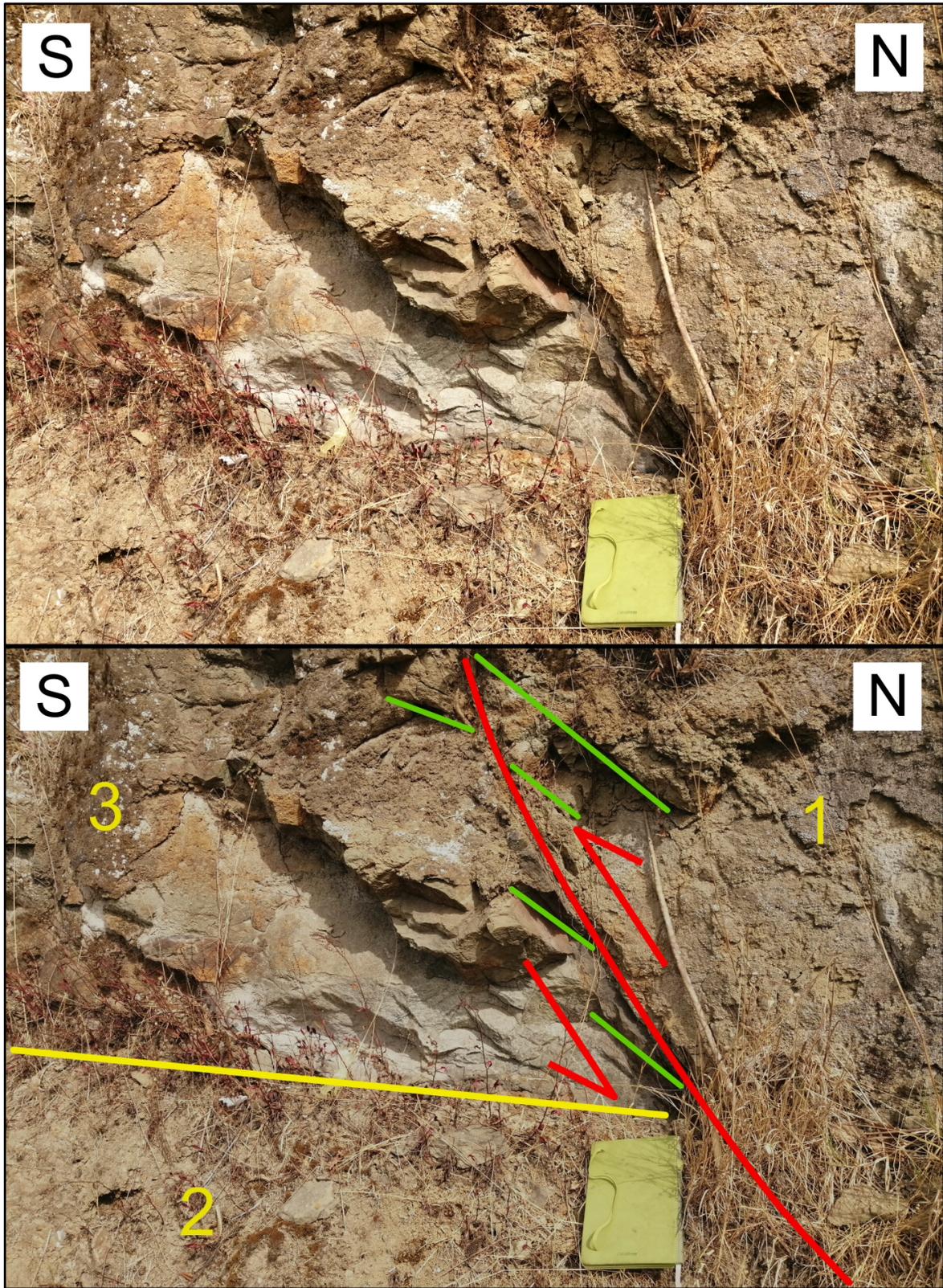


Figura 4.8: Detalle de la falla inversa, SMI – 2, la numeración es correlativa a la existente para las litologías de la figura 4.6. Las fracturas riedel asociadas (verde) muestran el sentido de desplazamiento inverso.

4.1.3. SMI – 3

El lugar está ubicado en las coordenadas 670.284 E y 5.928.446 N, en un corte cercano a la calle “Aviación” (Figura 4.9). Las rocas aflorantes consisten específicamente en filitas con cuarzo de segregación, sometidas a un avanzado estado de meteorización, sobre las que existe una capa de areniscas conglomerádicas anaranjadas de grano fino con líticos de cuarzo y metamórficos, esporádicos y de grano grueso a conglomerado, que infrayacen a su vez areniscas rojas verdosas de grano fino y aspecto masivo (Figura 4.9, número 3; Muestra SMI – 3.1, anexo 5).

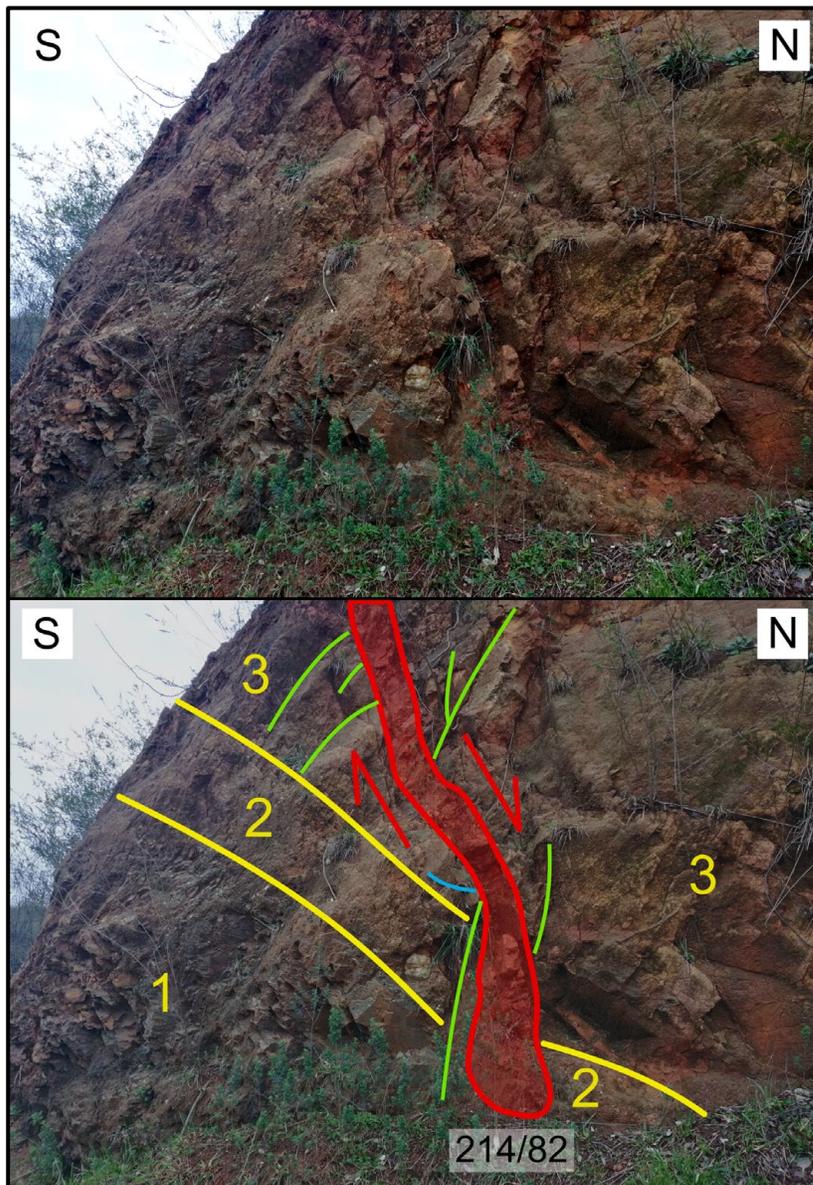


Figura 4.9: Afloramiento SMI – 3. La numeración corresponde a las litologías presentes, siendo el número 1 las filitas con cuarzo de segregación, el 2 representa el nivel de areniscas conglomerádicas anaranjadas, en tanto que el 3 engloba a las areniscas rojas verdosas de grano fino. En tonalidades rojas se destaca una zona de daño correspondiente a una falla normal, en tonalidades verdes fracturas riedel sintéticas, y en celeste una fractura riedel antitética.

Las metamorfitas tienen una foliación principal casi completamente obliterada por la meteorización. El contacto entre las unidades metamórficas y sedimentarias (Figura 4.9) posee una orientación de 282/39 (N12°W / 39°N), siendo también visible, muy subordinadamente, como la actitud de las capas superiores. La secuencia estratigráfica (Anexo 2) sobre las filitas consta de 1 m de areniscas conglomerádicas bajo 5.2 m de areniscas de grano fino. El afloramiento está dislocado parcialmente por una falla normal de orientación 214/82 (N34°E / 82°NW).

4.1.4. SMI – 4

El afloramiento (Figura 4.10) se encuentra en las coordenadas 670.370 E y 5.928.517 N, en un talud remarcado por retroexcavadora sobre un escarpe. El extremo occidental del lugar alberga filitas del Basamento Metamórfico, en contacto por falla que ocasiona el descenso del bloque oriental, en el que aflora 1,4 m de areniscas amarillas marrones de grano medio y estratificación cruzada en artesa bajo 10 cm de lutitas con improntas de hojas que se acuñan lateralmente, y que infrayacen a 1,85 m de areniscas conglomerádicas marrones naranjas de grano medio que a techo gradan a grano fino, con intraclastos de las lutitas sobre las que se posicionan (Figura 4.11).

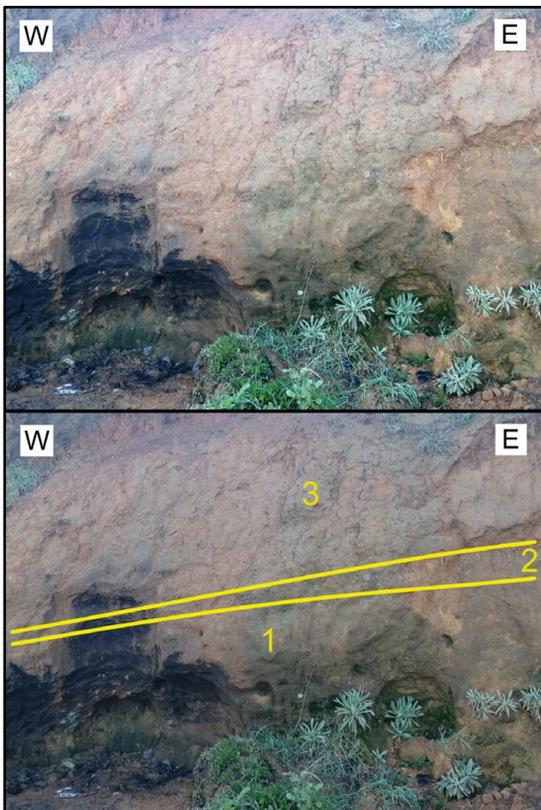


Figura 4.10: Afloramiento SMI – 4. El número 1 representa a las areniscas amarillas marrones de grano medio, el 2 a la capa de lutitas, y el 3 a las areniscas conglomerádicas granodecrecientes.

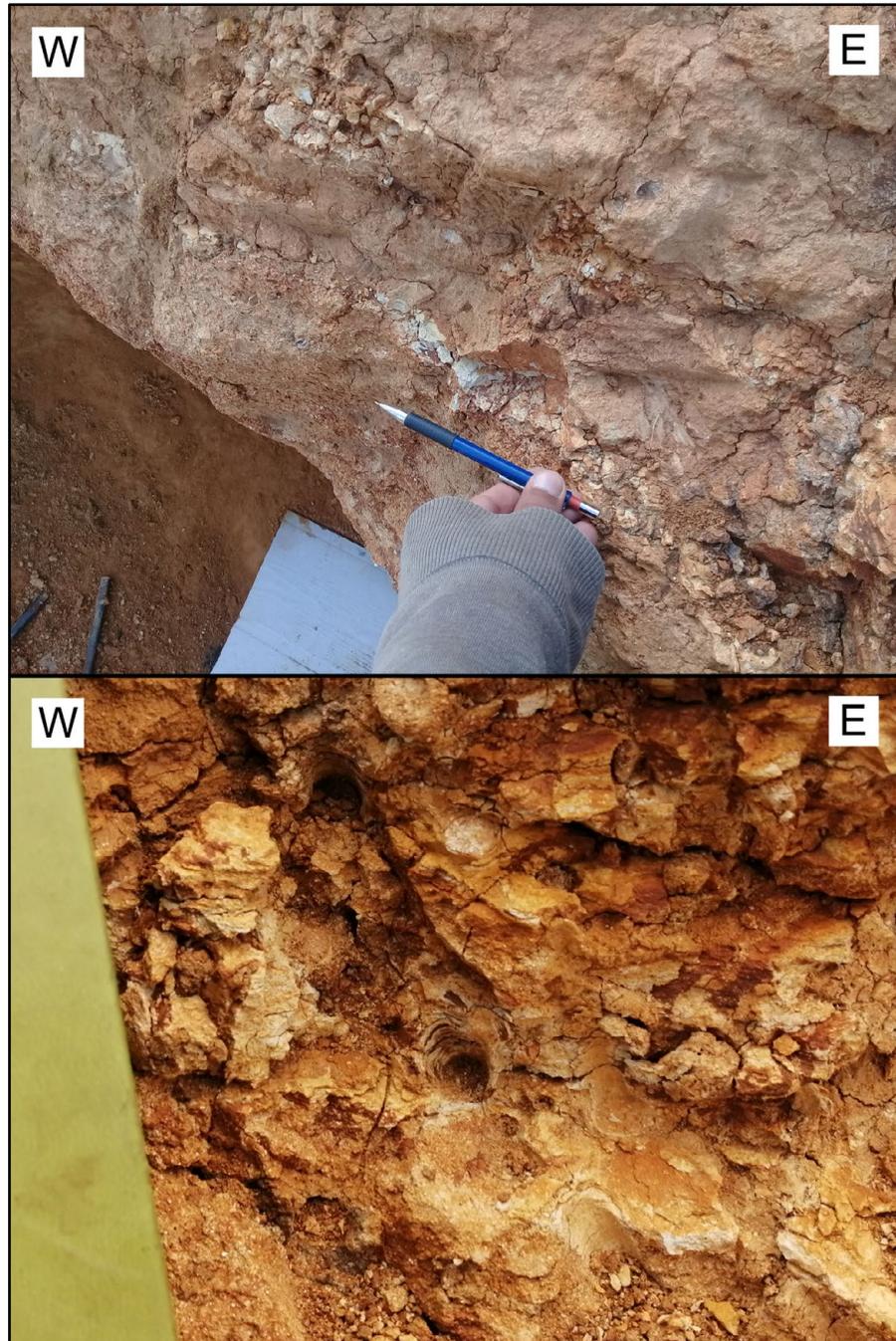


Figura 4.11: Capa de lutitas bajo las areniscas conglomerádicas granodecrecientes (imagen superior), correspondiendo la imagen inferior al detalle de las lutitas.

Adicionalmente, las rocas estratificadas tienen una actitud con orientación $214/23$ ($N34^{\circ}E / 23^{\circ}NW$) y representándose en detalle la sucesión sedimentaria del lugar, con los espesores mencionados con anterioridad, en la columna estratigráfica en el anexo 2, donde además se precisa el sentido del acuñaamiento de la capa de lutitas, teniendo mayor espesor en la zona oriental del afloramiento descrito.

4.1.5. SMI – 5

El afloramiento se encuentra en las coordenadas 670.413 E y 5.928.738 N, en el que se encuentran filitas del Basamento Metamórfico.

La foliación principal de las filitas tiende a obliterarse por meteorización al N del afloramiento y además presenta un marcado componente de manto al N (Figura 4.12), pero sin poder precisarse una orientación preferencial específica. Aproximadamente 100 m al S del afloramiento existe un talud en el que afloran metaarenitas, no pudiendo precisarse la naturaleza del contacto (neto, gradual o por falla) debido a la cobertura vegetal y a los residuos domiciliarios acumulados en el acceso al talud. Cabe destacar, la presencia de cuarzo de segregación al interior de las filitas, disponiéndose en planos subverticales y que intersectan de forma oblicua o casi perpendicular a la foliación.



Figura 4.12: Afloramiento SMI – 5. En la zona inferior de la imagen es posible identificar las bandas subverticales correspondientes al cuarzo de segregación, en tonalidades grises a blancas e interrumpiendo la foliación característica de las metamorfitas de manera oblicua a localmente subperpendicular.

A partir de los rodados presentes en el lugar y en los alrededores del mismo, se infiere la existencia de alguna unidad sedimentaria de grano medio a fino por sobre el nivel del afloramiento, sin embargo, no es posible reconocer con certeza más aspectos de la roca sedimentaria original debido al avanzado estado de meteorización.

4.1.6. SMI – 6

El lugar está en las coordenadas 670.423 E y 5.928.790 N, en un talud adyacente a la calle “Aviación” (Figura 4.13).

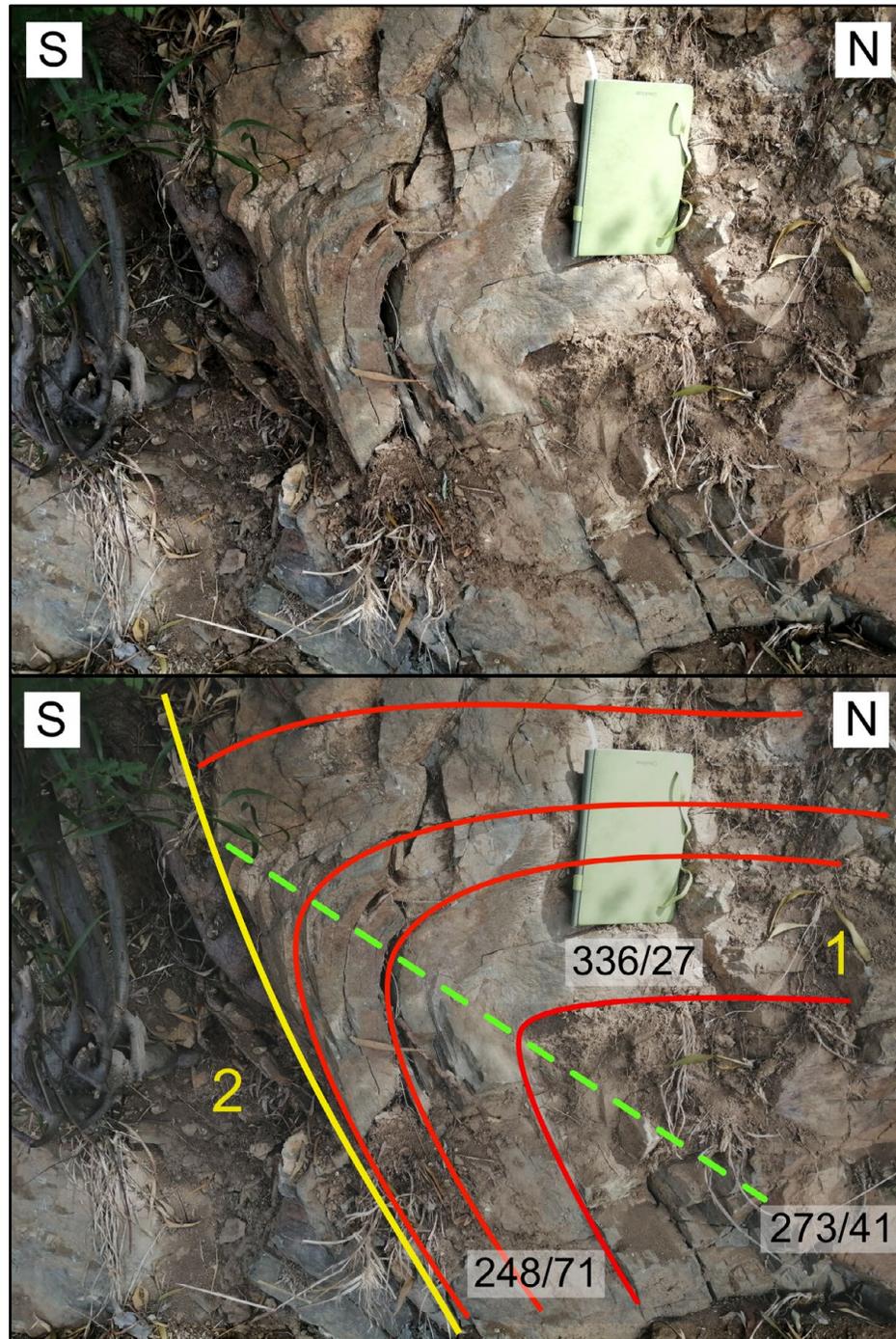


Figura 4.13: Afloramiento SMI – 6. La línea amarilla representa el contacto entre las metaarenitas (1) y las filitas (2), en tanto que la demarcación segmentada corresponde al plano axial 273/41 entre los limbos (en rojo) 248/71 (S) y 336/27 (N).

Las rocas aflorantes corresponden a metaarenitas (Muestra SMI – 6.1, anexo 5) pertenecientes, a su vez, al Basamento Metamórfico y de marcada foliación principal y plegamiento bien desarrollado a través de todo el afloramiento que se encuentran en contacto a las filitas descritas en puntos anteriores, ubicándose al S estas últimas. La geometría del contacto posee tendencia a ser subparalela al limbo S del pliegue adyacente a las metaarenitas (248/71; N68°E / 71°NW), sin posibilidad de comprobación debido al material derrumbado y acumulado sobre el afloramiento, así como también a consecuencia de la cobertura vegetal. Aproximadamente 50 m al N del afloramiento principal, reaparecen las filitas, continuando su presencia septentrionalmente hasta SMI – 7.

De forma adicional, se realiza una transecta estructural entre este punto y el siguiente (SMI – 7) midiendo las foliaciones presentes en las metamorfitas, obteniendo los resultados que se muestran en la tabla 4.1. Los datos en la mencionada tabla están ordenados en base a un recorrido de S a N e incluyen, a su vez, a los planos referenciados en la figura 4.13 para ilustrar el pliegue en el afloramiento descrito.

Tabla 4.1: Foliaciones principales del Basamento Metamórfico en la transecta estructural

Medición	Azimut	Manteo
1	248	71
2	336	27
3	310	19
4	0	28

4.1.7. SMI – 7

El afloramiento está localizado en las coordenadas 670.485 E y 5.928.875 N, en un corte de camino de ascenso al nivel aterrazado del cerro (Figura 4.14).

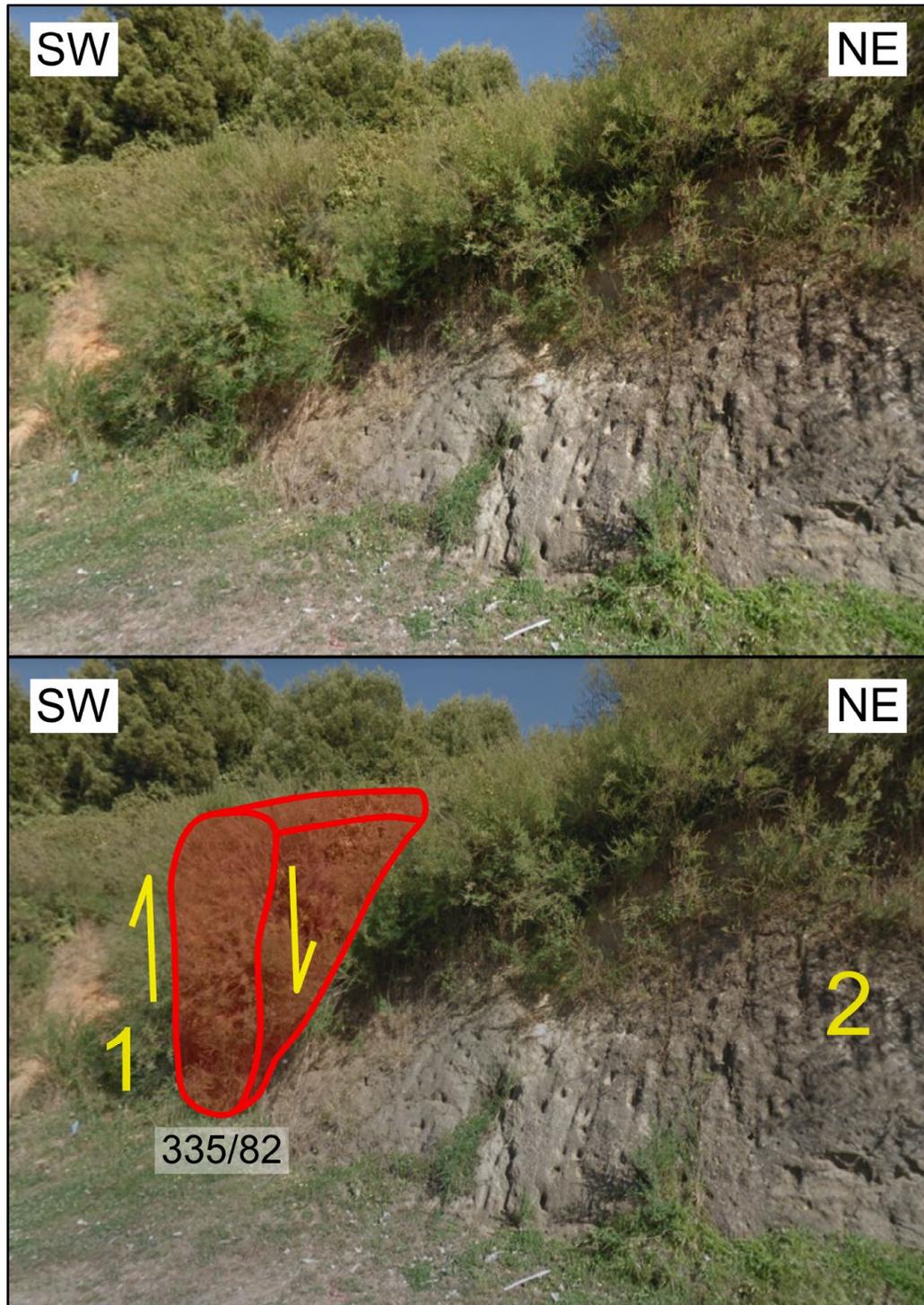


Figura 4.14: Afloramiento SMI – 7. En rojo se marca la zona de falla y en amarillo la cinemática.

Las rocas existentes en el lugar comprenden a filitas del Basamento Metamórfico (extremo SW, número 1 en figura 4.14) en contacto por falla con areniscas concrecionarias amarillas grisáceas de grano fino (extremo NE, número 2 en figura 4.14). El rasgo estructural que pone en contacto ambas unidades corresponde a una falla normal, visible en terreno como una zona de daño cubierta por vegetación, de espesor métrico y con orientación 335/82 (N25°W / 82°NE; Figura 4.14, en tonalidades rojas). Las filitas muestran un alto nivel de deformación y son cubiertas por un nivel centimétrico de suelo originado a partir de su meteorización *in situ* (Figura 4.15).



Figura 4.15: Filitas de intenso plegamiento (al S de la zona de daño).

La zona de daño estructural se identifica debido al fracturamiento de la roca debido al desplazamiento alrededor de la misma. En particular, cuenta con clastos de las dos litologías aflorantes y con una cobertura vegetal de alta densidad, que imposibilita una descripción más

minuciosa. Los planos que bordean a la zona en cuestión poseen una orientación aproximada de 335/82 (N25°W / 82°NE) y limitan de manera marcada con las rocas adyacentes en base a su nivel de meteorización (Figura 4.16).

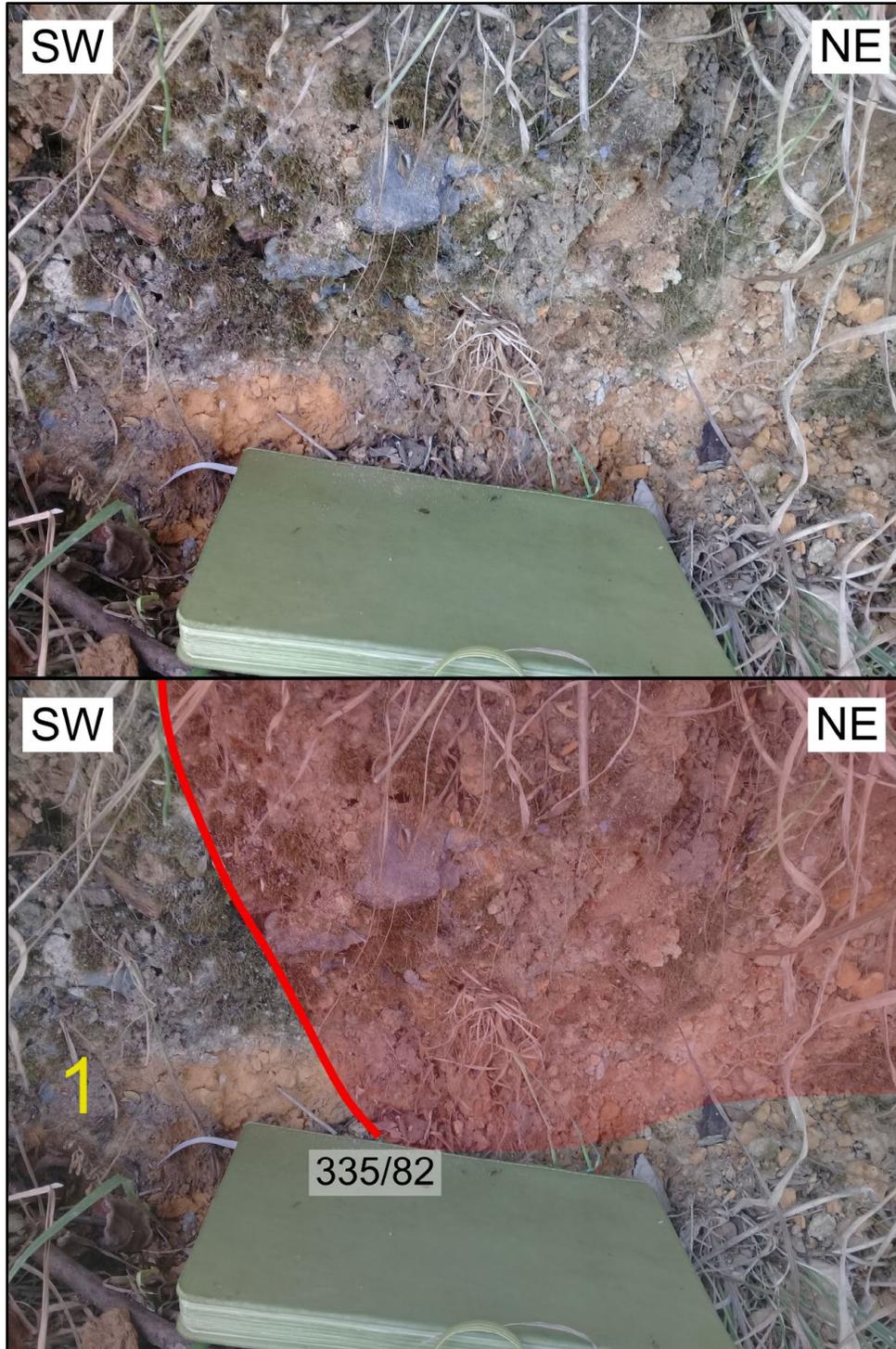


Figura 4.16: Zona de daño estructural (en tonalidades rojas) delimitada lateralmente por un plano de orientación 335/82. El número 1 representa a las filitas meteorizadas.

4.1.8. SMI – 8

El lugar está situado en las coordenadas 670.311 E y 5.929.125 N, en medio de la faena correspondiente a una cantera (Figura 4.17).

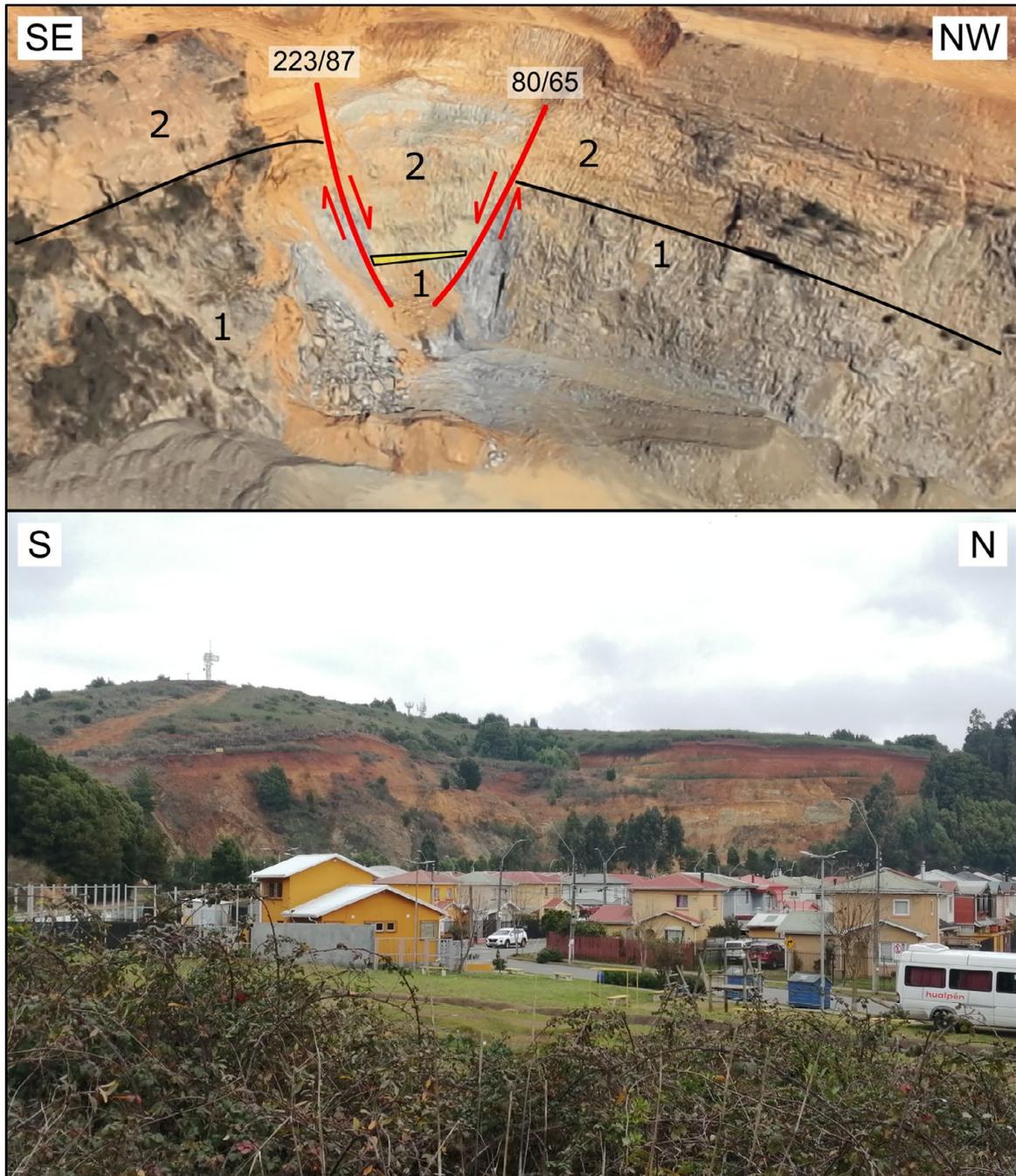


Figura 4.17: Cantera existente en el punto SMI – 8. En la imagen superior (extraída de *Google Earth*) se exhibe el graben originado a partir de la acción de dos fallas normales de orientación 223/87 y 80/65, en tanto que las numeraciones se corresponden a las filitas del Basamento Metamórfico (1) y areniscas finas masivas con moldes de *Cardium acuticostatum*, en tanto que la zona destacada amarilla muestra la distribución de un nivel de conglomerados. En la imagen inferior se ve una vista actual de la cantera.

La estratigrafía del lugar (Anexo 2) consiste en 0,3 m de un conglomerado basal que yace directamente sobre las filitas y cuyo espesor disminuye a medida que las capas se alejan de la estructura con orientación 223/87 (N43°E / 87°NW), en tanto que sobre esta capa existen 20,4 m de areniscas finas masivas con moldes de *Cardium acuticostatum* y fragmentos de moldes de gastrópodos.

Los espesores corregidos que se describen para el afloramiento son, en este caso, calculados en base a la actitud de las capas medida en el siguiente punto (SMI – 9, 235/20), debido al carácter masivo y casi sin estructuración interna, y el contacto irregular (inconformidad) de la unidad sedimentaria sobreyacente al Basamento Metamórfico.

Teniendo en cuenta, además, la geometría del contacto que a grandes rasgos y obviando los sectores irregulares que aportan incertidumbre a la medición de la actitud *in situ*, existe una coincidencia aproximada con la caracterización geométrica del punto ulterior, de forma más notoria en el extremo NW del afloramiento, como se puede evidenciar en la figura 4.15.

El afloramiento correspondiente a la cantera ha acomodado la deformación extensional en dos estructuras relevantes, una de las cuales representa un plano de falla subvertical y que además controla al menos parcialmente el desarrollo de la depositación relativa a los conglomerados. De manera adicional, si lo anterior es contrastado con la evidencia en terreno relacionada a la estructura orientada 80/65 (N80°E / 65°S), es posible inferir una temporalidad distinta a la falla mencionada en primer lugar, o bien, hubieran tenido actividad deformacional como consecuencia de cambios en los regímenes tectónicos, durante periodos temporales diferentes entre sí.

Hacia el techo de la secuencia y la parte más superior del afloramiento, se mantienen las características de la arenisca, salvo que el proceso de meteorización es más intenso y oblitera en un mayor grado la evidencia fósil.

Similarmente, el color de la arenisca pasa de verde con tonalidad gris supeditada, a amarillo verdoso, y finalmente a marrón amarillento levemente rojizo como consecuencia de la meteorización.

4.1.9. SMI – 9

El afloramiento está localizado en las coordenadas 670.157 E y 5.929.436 N, en un talud recientemente remarcado a consecuencia de faenas y obras residenciales (Figura 4.18).

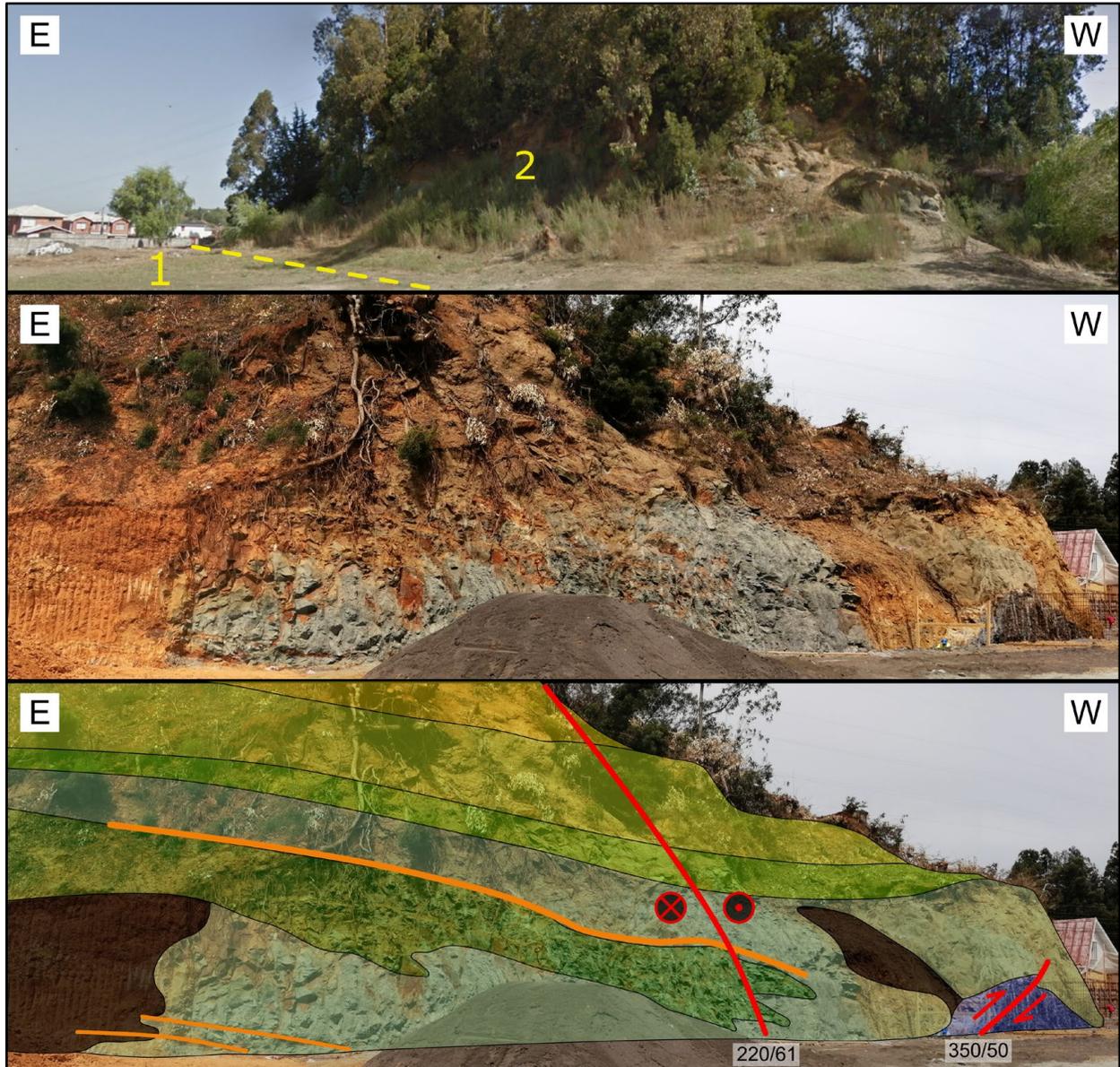


Figura 4.18: Afloramiento SMI – 9. La imagen superior muestra al lugar antes de la intervención, separándose la zona donde afloran las filitas (1) y la zona en donde afloran las rocas sedimentarias (2). En la imagen central se exhibe una vista al talud con la roca fresca y en la porción occidental de la imagen superior. La imagen inferior delimita las distintas litofacies aflorantes, en donde (de base a techo) los tonos azulados corresponden a las filitas, la zona de tonalidades celeste verdosas representa a areniscas de grano fino con niveles lenticulares de coquina, la coloración verdosa más oscura indica areniscas finas concrecionarias con marcados niveles de coquina, los trazados anaranjados demarcan a los tramos de arenisca de grano medio, el nivel verde es de areniscas muy finas, en tanto que el área verde amarillenta engloba a areniscas de grano fino bioturbadas con fósiles dispersos, el sector amarillo contiene areniscas masivas de grano fino y las zonas oscurecidas son cubiertas por relleno puesto para homogeneizar la superficie del talud como parte de las obras de construcción. La cinemática de las fallas se marca en rojo.

En la zona SE de SMI – 9 afloran filitas pertenecientes al Basamento Metamórfico, con pequeñas zonas de cuarzo de segregación, las que además presentan una alta resistencia tanto a la meteorización como a la fractura mecánica (Muestra SMI – 9.1, anexo 5), siendo el resto de rocas existentes de carácter casi exclusivamente sedimentarias, reapareciendo las filitas solo en el extremo W del afloramiento. Por sobre las filitas (columna en anexo 2) se distribuyen 4,5 m de areniscas verdes grisáceas de grano fino, con estratificación cruzada en artesa en sectores dispersos, conteniendo además niveles lenticulares de coquina acotados lateralmente, y fósiles de *Cardium acuticostatum* muy dispersos fuera de estos niveles de coquina (Muestra SMI – 9.2, anexo 5). Además, en esta litofacies existen niveles acotados de areniscas con un tamaño de grano medio, con coloración ligeramente más rojiza (Figura 4.18). Por sobre las areniscas verdes mencionadas con anterioridad hay 2,1 m (espesor máximo) de una interdigitación correspondiente a areniscas finas grises (Figura 4.18) levemente concrecionarias (Figura 4.19), con diversos niveles acotados lateralmente de areniscas con grano medio, y además con frecuentes niveles de coquina.



Figura 4.19: Concreción fosilífera encontrada en las areniscas grises concrecionarias, finas e interdigitantes. Nótese la presencia de un baculítico en la zona inferior de la concreción.

La paleontología de los niveles de coquina es relativamente homogénea (Figura 4.20), con fósiles de *Cardium acuticostatum* que predominan en cantidad, acompañados de especímenes del género *Mactra*, y en menor medida, gastrópodos o fragmentos de los mismos.



Figura 4.20: Bloque rodado de areniscas finas que contienen un nivel de coquina.

Sobre la interdigitación concrecionaria existe una capa rojiza a naranja, relativamente continua, de 0,6 m que contiene areniscas de grano medio, con mayor abundancia relativa de micas y fragmentos de moluscos disgregados a un tamaño de grano similar al de los componentes siliciclásticos. Sobreyaciendo a las areniscas medias se encuentran nuevamente las areniscas verdes grisáceas, con una potencia de 2,3 m, pero esta vez con laminación paralela, conteniendo en su base un nivel continuo de coquina. Hacia techo se marca de forma más notoria la laminación paralela, siendo el contacto superior con una capa de aproximadamente un metro de areniscas disgregables y muy finas de color verde marrón grisáceo con laminación paralela incipiente.

Cubriendo superiormente a las areniscas muy finas (Figura 4.21) afloran 3,1 m de areniscas finas grises amarillentas con estratificación cruzada en artesas, trozos de material vegetal carbonoso, abundante presencia de trazas fósiles de *Ophiomorpha* isp. y un nivel basal de coquina continuo de potencia decimétrica. Hacia techo los niveles de coquina se hacen más acotados lateralmente y también respecto a su espesor. Finalmente, el estrato superior del afloramiento consiste en 5,2 m de areniscas finas amarillas grisáceas con tonos marrones de meteorización, fósiles de *Cardium acuticostatum* dispersos y de poca frecuencia, logrando reconocerse cerca de la base estratificación cruzada en artesas marcada incipientemente y contrastando con el resto del estrato, que muestra una apariencia masiva con leve tendencia hacia la laminación paralela.



Figura 4.21: Contacto entre las areniscas muy finas de color verde marrón grisáceo bajo las areniscas finas grises amarillentas con estratificación cruzada en artesas.

La geología estructural del afloramiento se puede sintetizar en que las capas conforman, en la práctica, un homoclinal de orientación 235/20 (N55°E / 20°NW), el que se puede corroborar observando la distribución de las unidades y de los planos de estratificación en la figura 4.18, siendo la actitud de las capas localmente interrumpida y/o distorsionada como consecuencia de la interdigitación de litofacies.

Se reconocen dos estructuras independientes cinemáticamente: una de las cuales corresponde a una falla de rumbo con desplazamiento dextral y que además posee una geometría orientada en 220/61 (N40°E / 61°NW), cortando a toda la secuencia sedimentaria del afloramiento con un desplazamiento decimétrico; la segunda estructura es una falla inversa de orientación 350/50 (N10°W / 50°E) que afecta principalmente a las filitas del Basamento Metamórfico y de manera parcial a la primera litofacies sobreyacente de la secuencia sedimentaria descrita para el afloramiento, en donde cambia su patrón deformacional.

Como se había indicado anteriormente, el manto con bajo ángulo al NW de las secuencias se puede corroborar en la medida que, incluso, las observaciones se distancian al SE, llegando hasta los alrededores del punto SMI – 8 (cantera).

En particular, la falla inversa muestra una zona de daño centimétrica al interior de las filitas y una distribución de la deformación de manera casi homogénea, una vez que la estructura es examinada en la parte basal de las areniscas (sector W del afloramiento). Esta distribución en la deformación culmina a mediados de la primera litofacies sedimentaria (de base a techo) con una zona de daño que contiene variados planos de cizalle seguido por un sector de muy suave plegamiento en el ápice de la deformación.

La presencia de dos conjuntos de fracturas anexas indica la inversión de la estructura o cambio de su cinemática dominante. En específico, las fracturas riedel referenciadas muestran tanto un posible movimiento normal, como un desplazamiento inverso en la estructura, al encontrarse en orientación y sentido sintético para ambas cinemáticas alrededor de la estructura principal. Esta distintiva respuesta reológica es más notoria en la zona basal de las areniscas, en donde la figura 4.22 señala tanto la ubicación y las orientaciones de la zona de daño, el contacto entre las filitas y la arenisca, la transición de la transferencia deformacional por sobre el contacto en el plano de falla principal y las fracturas riedel anexas en cuestión.

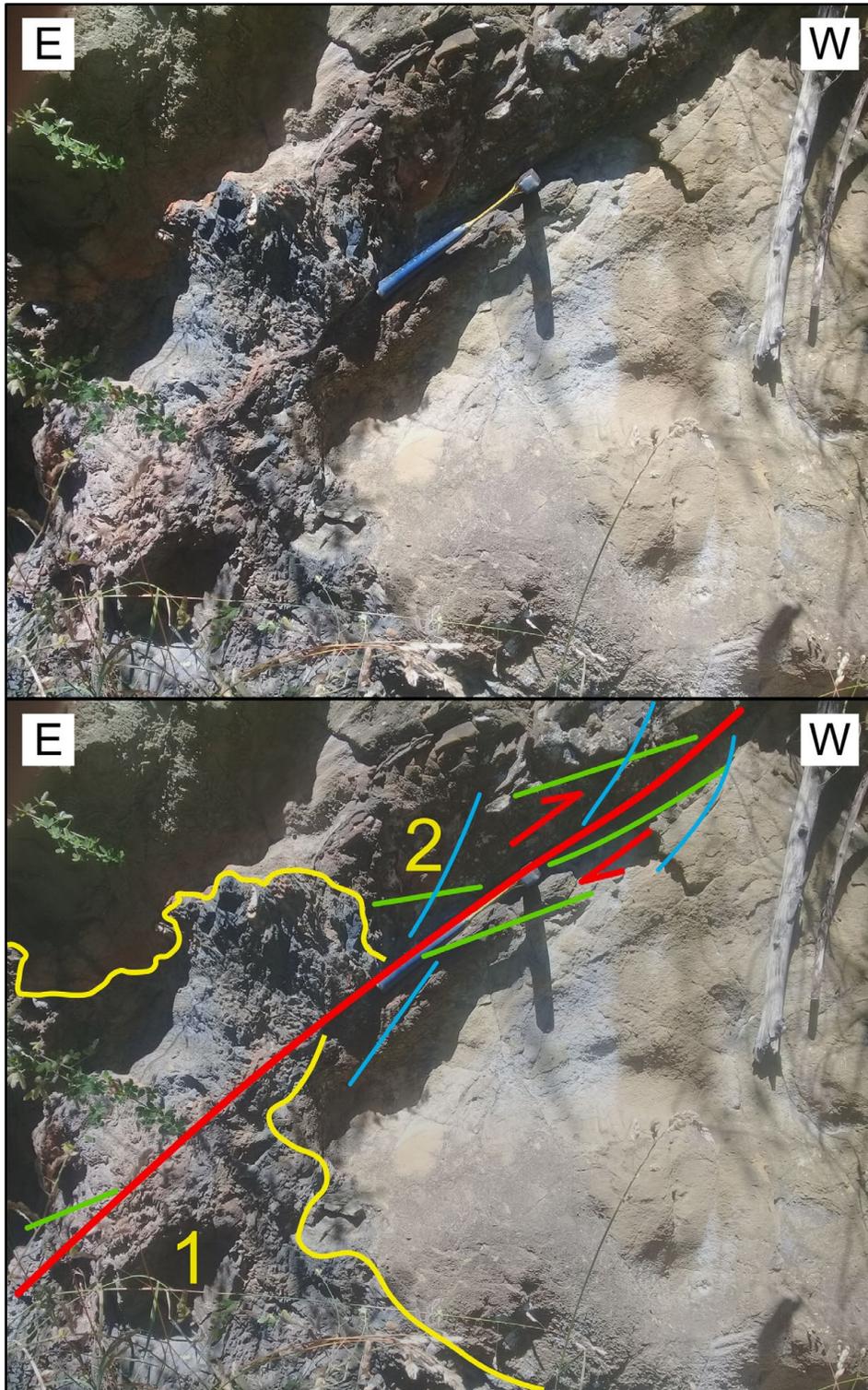


Figura 4.22: Falla inversa del afloramiento SMI – 9. En rojo se exhibe el plano de falla principal y/o la zona de daño en las filitas, así como también a la cinemática de la falla. En amarillo se marca el límite entre el Basamento Metamórfico (1) y las areniscas (2). Los trazos verdes muestran las fracturas riedel sintéticas al movimiento inverso y los celestes indican las fracturas relacionadas sintéticamente a la cinemática normal.

4.1.10. SMI – 10

La ubicación del punto está representada por las coordenadas 669.899 E y 5.929.486 N. La morfología del afloramiento se puede sintetizar en un talud muy cubierto por vegetación en las cercanías de zonas residenciales (Figura 4.23).



Figura 4.23: Afloramiento SMI – 10. El número 1 indica la presencia de filitas, en tanto que el 2 denota areniscas amarillas grisáceas de grano fino.

La base de las rocas aflorantes consiste en filitas con un intenso plegamiento (Figura 4.24) y cuarzo de segregación, las que a su vez, infrayacen a areniscas de grano fino, color amarillo grisáceo con zonas marrones (alrededor de las fracturas) y estratificación cruzada en artesa (Figura 4.25). Adicionalmente, es posible identificar la presencia de *Cardium acuticostatum* muy esporádicamente dentro del paquete de areniscas (Anexo 2) y siendo además la única evidencia fósil presente en las sedimentitas. El contacto entre las dos litologías es notoriamente irregular y tiende a profundizarse hacia dentro del afloramiento, en tanto que la actitud de las capas se encuentra moderadamente obliterada, tendiendo a una orientación 55/22 (N55°E / 22°SE).



Figura 4.24: Filitas intensamente plegadas.



Figura 4.25: Estratificación cruzada en arena.

4.1.11. SMI – 11

La posición del afloramiento está en las coordenadas 669.732 E y 5.929.323 N. Las rocas existentes en el lugar corresponden a una secuencia de areniscas verdosas de grano fino (Figura 4.26), notándose además cerca de la base una zona lenticular de coquina (con presencia exclusiva de *Cardium acuticostatum*), siendo además de escala métrica. Además, la actitud de las capas está orientada en 145/15 (N35°W / 61°SW).



Figura 4.26: Afloramiento SMI – 11. La numeración en orden creciente indica las distintas litologías, existiendo en base areniscas amarillas verdosas de grano fino, bajo un estrato de mayor competencia compuesto de areniscas verdes grisáceas de grano fino, sobreyaciendo finalmente a este nivel, areniscas amarillas verdosas de grano fino.

La estratigrafía específica de la secuencia aflorante (Anexo 2) comprende 2,3 m correspondientes a areniscas finas, con estratificación cruzada en artesa esporádicamente distribuida, y una capa

lenticular de coquina cerca de la base, de escala métrica. Sobre el mencionado estrato se haya un nivel de 0,6 m clasificable como areniscas de grano fino, con una coloración verde grisácea, y tanto una mayor competencia como resistencia a la meteorización en contraste a las litologías infrayacentes y suprayacentes. La litofacies superior de la secuencia de areniscas corresponde a 3,4 m de areniscas amarillas verdosas y de grano fino.

4.1.12. SMI – 12

La ubicación geográfica del afloramiento está definida por las coordenadas 669.746 E y 5.929.191 N. La geología del punto específico consiste en areniscas amarillas grisáceas, de grano fino y aspecto masivo que sobreyacen, en una superficie de erosión, a filitas del Basamento Metamórfico (Figura 4.27).



Figura 4.27: Mosaico correspondiente al afloramiento SMI – 12. La numeración comprende en primer lugar a las filitas, en tanto que el número 2 representa a las areniscas amarillas grisáceas.

La foliación principal de las filitas posee un manteo al E, relativamente homogéneo y de bajo ángulo. En la zona occidental hay una falla normal de orientación 180/68 (N0°E / 68°W), la que además de tener un desplazamiento de escala métrica y una zona de daño decimétrica (Figura 4.28), afecta exclusivamente a las filitas y a la base de las areniscas que las sobreyacen.



Figura 4.28: Contacto por falla normal entre las areniscas amarillas grisáceas y las filitas.

En el extremo occidental del afloramiento, existe una facies sedimentaria local e interdigitante (areniscas blancas grisáceas) a las areniscas amarillas grisáceas, que se exhibe en la figura 4.29.



Figura 4.29: Facies sedimentaria interdigitante de areniscas blancas grisáceas.

4.1.13. SMI – 13

El punto se ubica en las coordenadas 669.330 E y 5.928.827 N. El acceso está restringido por los costados del cerro, sin embargo, es posible observar desde un cerro contiguo (Figura 4.30) y por sobre el nivel aterrizado del afloramiento areniscas de grano medio localmente conglomerádicas, color rojizo a naranja y mala selección que sobreyacen a una secuencia sedimentaria clástica de color blanco grisáceo, sin poder precisar en mayor detalle esta litología debido a las mencionadas dificultades de acceso. Además, se aprecia una serie de fallas normales que dislocan la secuencia sedimentaria, hundiendo el contacto litológico al S de las mismas.

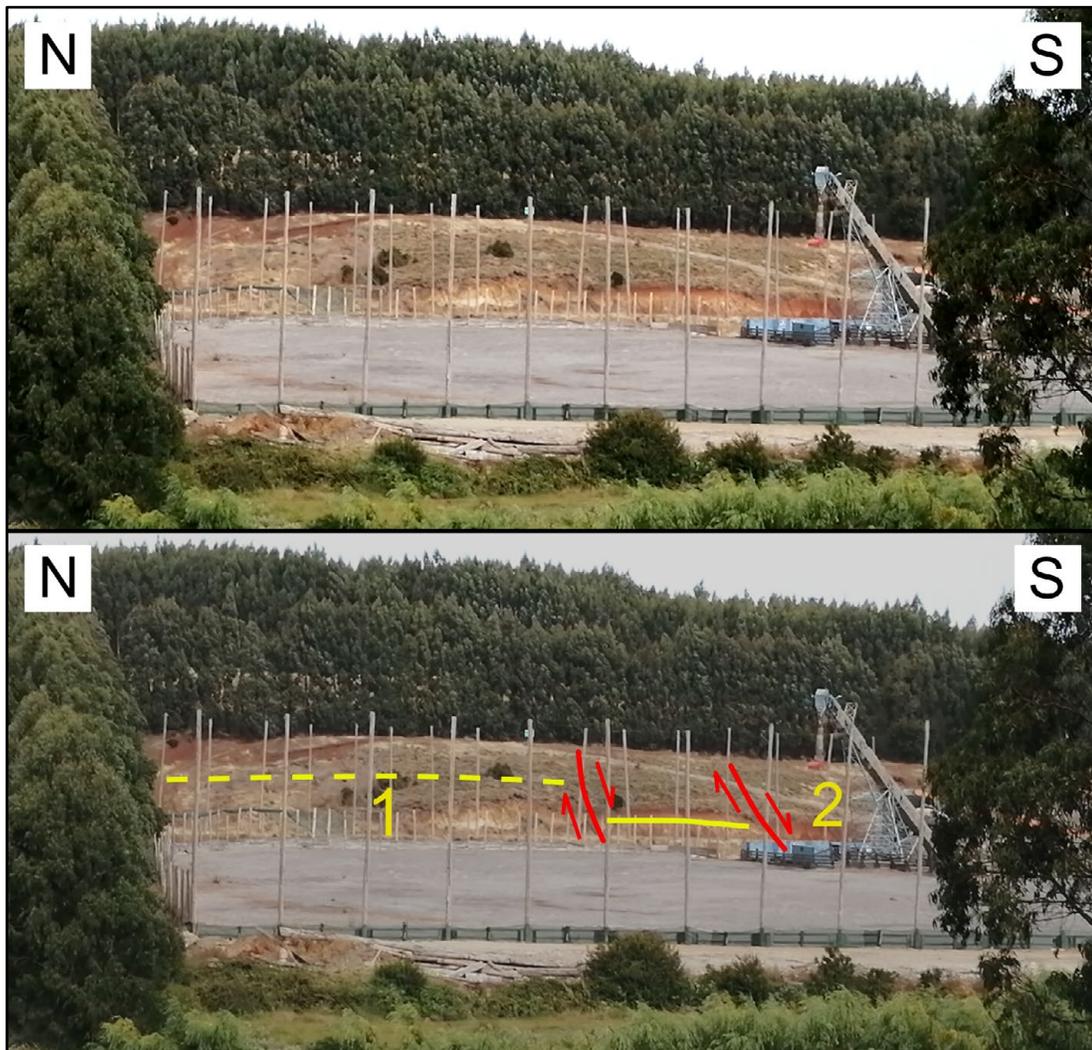


Figura 4.30: Afloramiento SMI – 13. La numeración indica, en orden estratigráfico, a la litología clástica de color blanco a grisáceo (1) infrayacente a las areniscas conglomerádicas de color rojo a naranja. En rojo, se marcan las fallas que desplazan a la secuencia sedimentaria.

4.2. Cerro Perales

4.2.1. PER – 1

La ubicación geográfica del lugar se encuentra en las coordenadas 670.600 E y 5.928.940 N. Las sedimentitas aflorantes consisten en areniscas amarillas grisáceas de grano fino, que contienen un plano de falla con cinemática normal y plegamiento de arrastre por extensión (Figura 4.31).



Figura 4.31: Afloramiento PER – 1.

El plegamiento de arrastre asociado a la cinemática normal se vuelve de mayor prominencia a medida que la roca se encuentra más al SE del talud. En la medida que se avanza hacia el borde del talud se puede inferir debido a la mayor meteorización una acción de daño estructural por cizalle, como es posible observar en la figura 4.32 (imagen superior). El plegamiento de arrastre se evidencia por la rotación de los fósiles contenidos en los niveles de las areniscas, siendo poco frecuente la presencia de bivalvos que debido a la acción de esta respuesta reológica ante el cizalle, culminan con su eje de elongación mayor ya sea subvertical, o subparalelo a paralelo con el plano de falla principal (Figura 4.32, imagen inferior). Del borde del afloramiento se logra medir un plano de falla asociado a al inicio de la zona de daño con orientación 45/85 (N45°E / 85°SE).



Figura 4.32: Plegamiento de arrastre asociado a la falla normal. La imagen superior muestra los planos de estratificación subparalelos al plano de falla en las cercanías del mismo, en tanto que la imagen inferior exhibe un ejemplar de *Cardium acuticostatum* rotado junto con los estratos producto del cizalle (destacado en rojo).

4.2.2. PER – 2

El afloramiento se encuentra en las coordenadas 670.641 E y 5.928.993 N. Las rocas sedimentarias corresponden a areniscas amarillas rojizas de grano fino, que contienen un plano de falla con aparente cinemática normal (Figura 4.33).



Figura 4.33: Afloramiento PER – 2.

Las areniscas contienen moldes dispersos de *Cardium acuticostatum*, siendo además masivas con una leve tendencia a la laminación paralela en la forma de planos de discontinuidad. En el extremo meridional del afloramiento y bajo la cubierta vegetal, existe una falla de cinemática normal y orientación geométrica 325/61 (N35°W / 61°NE).

De manera adyacente y al N de la estructura, se aprecia un leve plegamiento de arrastre que afecta a las areniscas amarillas rojizas de grano fino. Además, en la zona del trazado de la falla que se exhibe en la figura 4.33 se encuentra un plano de falla con índices cinemáticos que indican desplazamiento de carácter normal.

4.2.3. PER – 3

El área se posiciona alrededor del punto que posee coordenadas 670.756 E y 5.929.312 N, en la zona conocida como “Puente Perales”, que contiene a un corte de camino exhibido en la figura 4.34. El afloramiento consiste en una secuencia de rocas sedimentarias que presentan un manteo de componente principal NE y se dividen en dos cuerpos rocosos, uno principal y adyacente al camino que une Talcahuano y Hualpén, y otro más al N de esta parte principal. La actitud de las capas en la porción meridional del afloramiento se orienta en paralelismo a 330/12 (N30°W / 12°NE), en tanto que la parte septentrional registra una orientación correspondiente a 325/7 (N35°W / 7°NE).



Figura 4.34: Afloramiento PER – 3 (porción meridional), en Puente Perales.

La estratigrafía específica del sector meridional (Anexo 2) es, de base a techo: 11,7 m de areniscas concrecionarias amarillas verdosas de grano fino (Figura 4.35; Muestra PER – 3.1, anexo 5) y que contienen diverso contenido fosilífero de bivalvos, gastrópodos y también ammonoideos (Figura 4.36); sobre las que existe un espesor máximo de 2,1 m de areniscas verdes, granulometría fina (Muestra PER – 3.2, anexo 5), con estratificación cruzada hacia techo, trazas de *Skolithos* isp. poco frecuentes (Figura 4.37), nódulos de pirita, conteniendo también niveles lenticulares centimétricos

y discontinuos de conglomerados en los que además hay dientes de elasmobranquios (Muestra PER – 3.3, anexo 5). Estas areniscas verdes granodecrecientes se encuentran engranando lateralmente (Figura 4.38) con un máximo de 1 m de areniscas verdes masivas de grano fino concrecionarias que localmente a techo gradan a muy finas, con trazas de *Skolithos* isp. poco frecuentes y dientes de elasmobranquios; sobreyaciendo a esto hay un estrato de espesor máximo correspondiente a 2,7 m de areniscas medias naranjas con niveles continuos de arenisca con granulometría gruesa a conglomerádica (Figura 4.39; Muestra PER – 3.4, anexo 5).

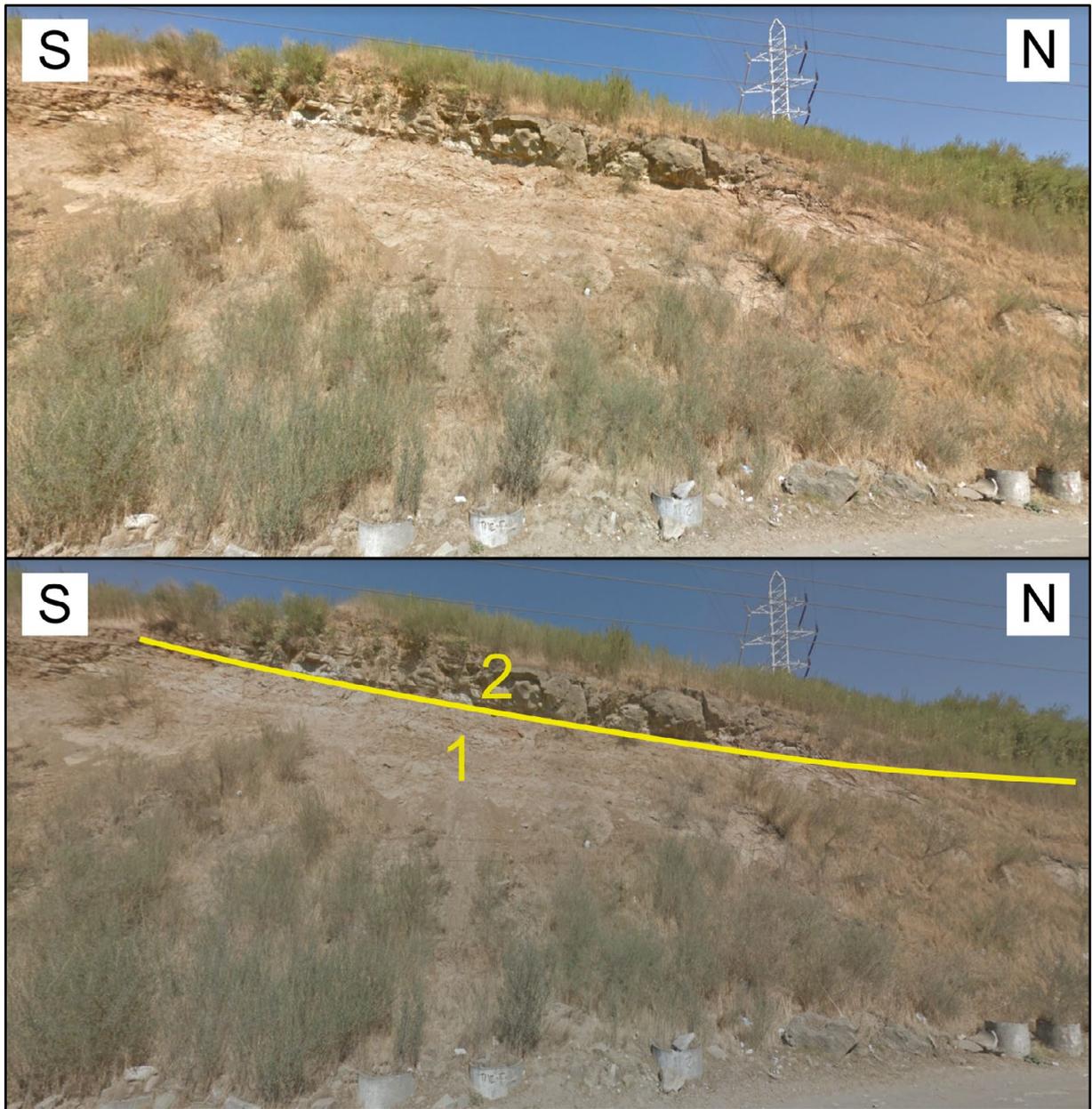


Figura 4.35: Areniscas concrecionarias amarillas verdosas (1) bajo el estrato correspondiente a las areniscas verdes con dientes de elasmobranquios (2).



Figura 4.36: Molde externo de ammonoideo indeterminado, perteneciente a las areniscas concrecionarias amarillas verdosas.



Figura 4.37: Traza fósil de *Skolithos* isp. de las areniscas verdes con dientes de elasmobranquios.

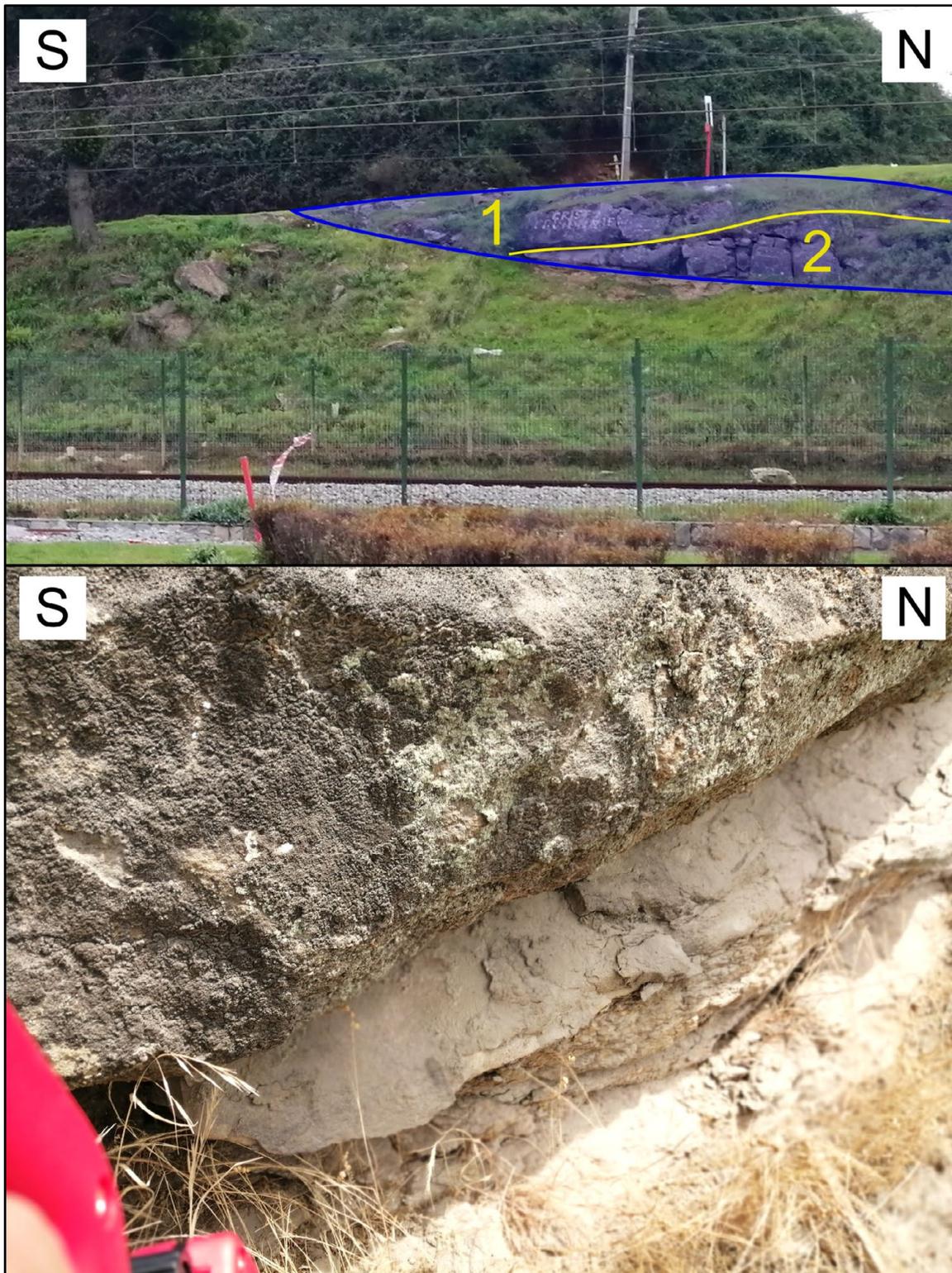


Figura 4.38: La imagen superior muestra el engranamiento o interdigitación entre las areniscas verdes dientes de elasmobranquios (1) y las areniscas verdes masivas de grano fino granodecrecientes a muy fino (2). La imagen inferior enfoca el detalle del engranamiento cerca de la base e inicio del mismo.



Figura 4.39: Areniscas medias naranjas del extremo septentrional de la porción meridional. La imagen superior muestra el aspecto general y la inferior exhibe el detalle sobre uno de los niveles de mayor granulometría.

La porción septentrional se encuentra en forma de un afloramiento aislado (Figura 4.40) de la porción principal, más al S. El detalle de la estratigrafía (Anexo 2), de base a techo, consta de: 5,4 m de areniscas grises amarillentas poco concrecionarias, cubiertas parcialmente por vegetación, de grano fino con laminación paralela y niveles de mayor coloración marrón; 1,3 m de areniscas verdes finas, concrecionarias y con estratificación cruzada, bioturbaciones indeterminadas, dientes de elasmobranquios además de niveles conglomerádicos discontinuos y escasos, encontrándose el estrato sobre una base erosiva (Figura 4.41); un espesor máximo de 0,3 m correspondientes a un estrato de conglomerados polimícticos (Figura 4.42), con dientes de elasmobranquios, y que se acuñan lateralmente con las areniscas que les sobreyacen, a la vez que en su base se observan bioturbaciones que rellenas de esta litología en las areniscas infrayacentes (Figura 4.43), también existiendo en esta superficie de base algunas geometrías de erosión e intraclastos de las areniscas verdes inferiores (Figura 4.42); una potencia máxima de 0,7 m correspondientes a areniscas verdes grisáceas concrecionarias granodecrecientes, con una variación de una granulometría media en la base a fina en el techo, niveles conglomerádicos, dientes de elasmobranquios y trazas fósiles de *Skolithos* isp. y *Ophiomorpha* isp. (Figura 4.44); un espesor máximo de 0,5 m correspondientes a un estrato de conglomerados polimícticos que se interdigitan en acuñamiento hacia techo con las areniscas que le sobreyacen (Figura 4.45); 1,9 m de areniscas verdes grisáceas de grano fino con niveles conglomerádicos discontinuos y trazas de *Ophiomorpha* isp (Figura 4.46).



Figura 4.40: Porción septentrional del conjunto de afloramientos correspondientes a PER – 3.

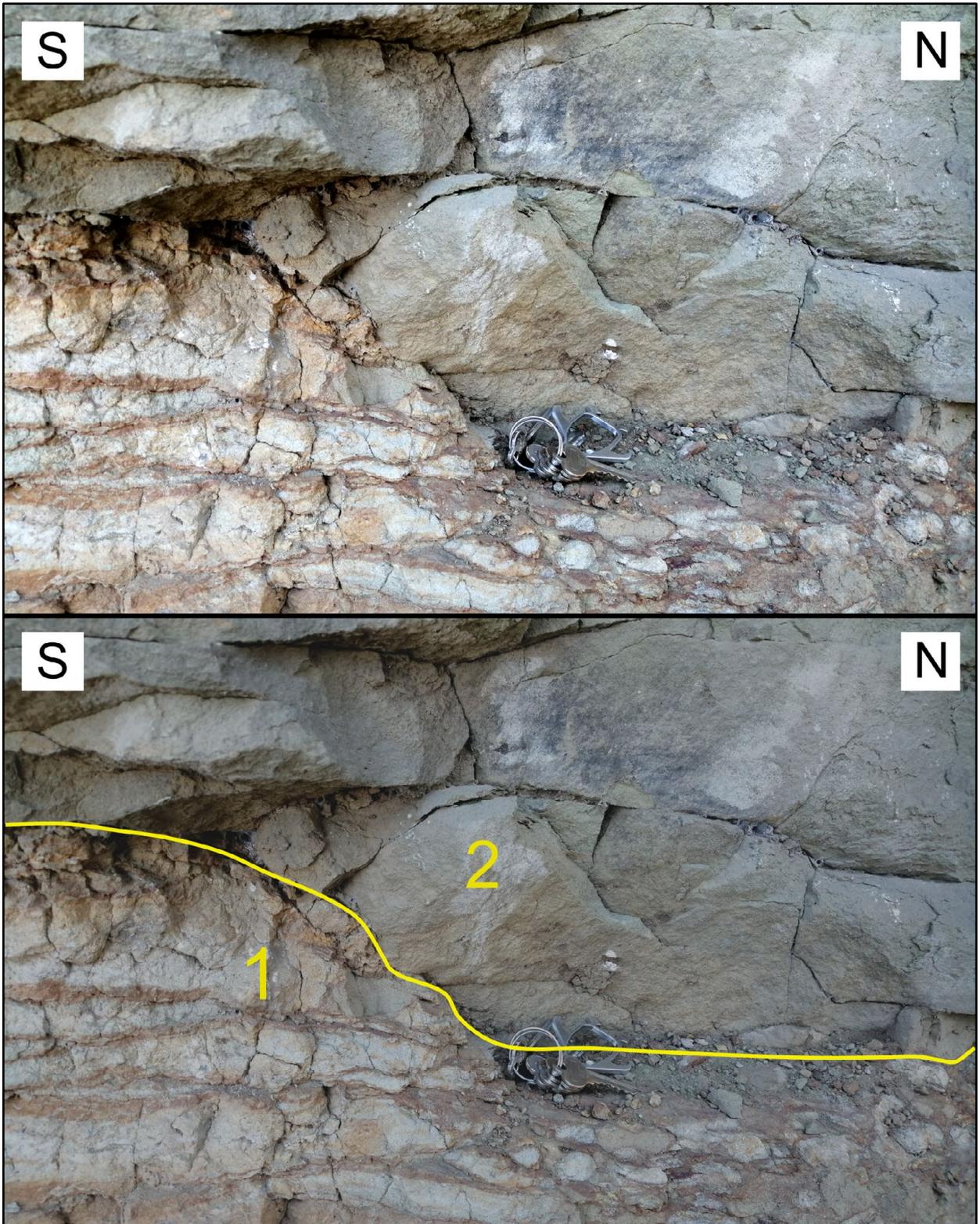


Figura 4.41: Faceta de morfología erosiva en el contacto entre las areniscas grises amarillentas concrecionarias (1) bajo las areniscas verdes finas concrecionarias con dientes de elasmobranquios (2).

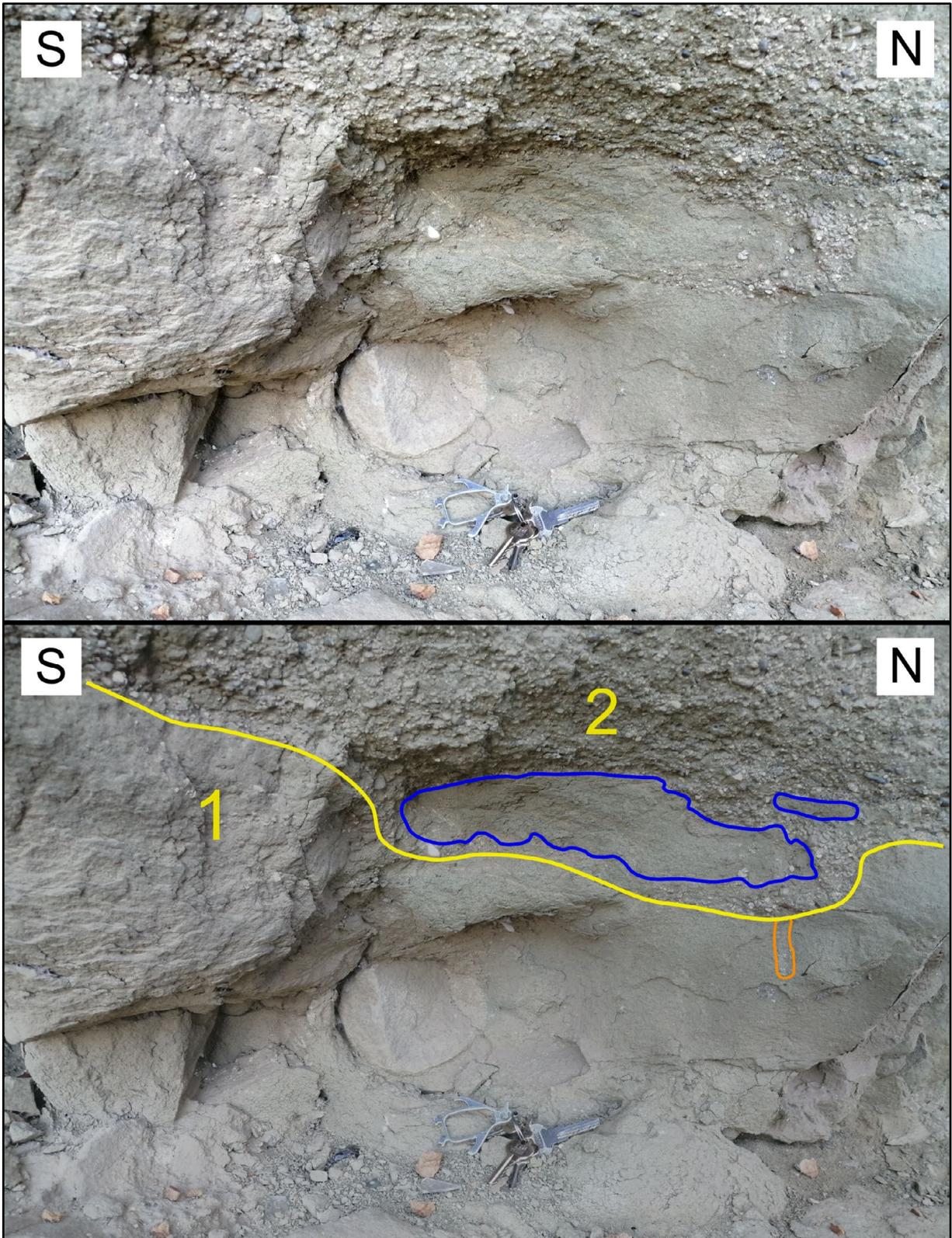


Figura 4.42: Contacto entre las areniscas verdes finas concrecionarias (1) bajo los conglomerados polimícticos (2). En azul se demarca los intraclastos de la litología inferior alojados en la superior, y en naranja se identifica a una bioturbación indeterminada rellena con material conglomerádico del estrato superior.



Figura 4.43: Detalle de la bioturbación rellena con material conglomerádico.

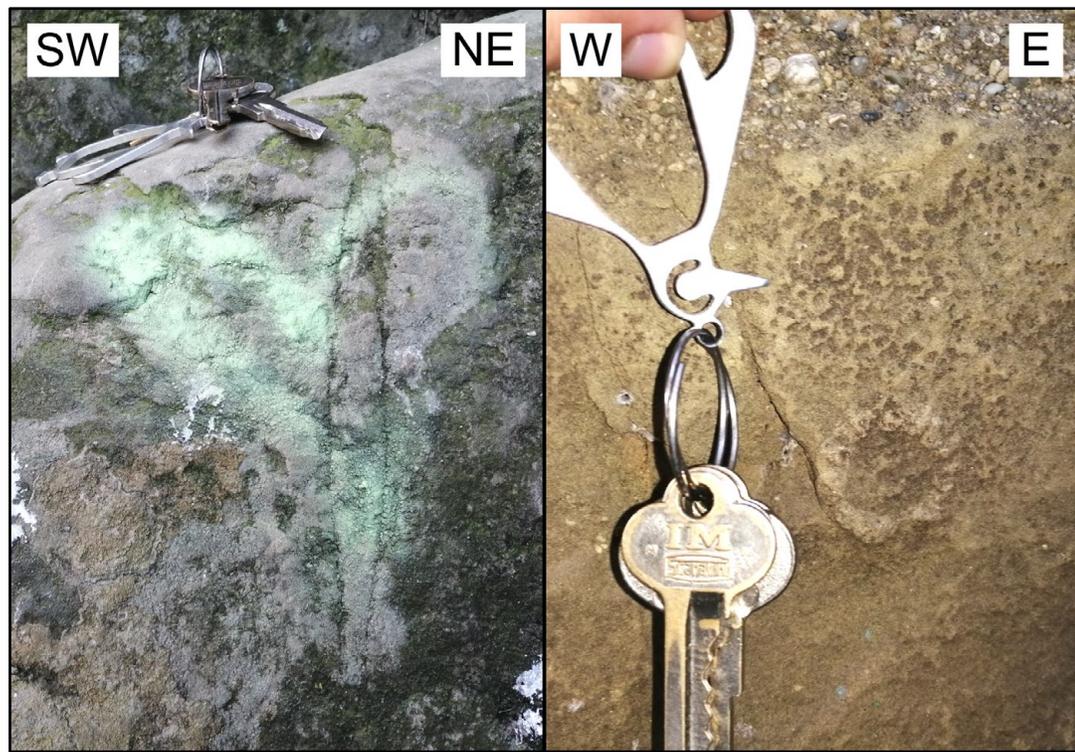


Figura 4.44: Trazas fósiles correspondientes a *Skolithos* isp. (izquierda) y *Ophiomorpha* isp. (derecha), ubicadas en las areniscas verdes grisáceas concrecionarias granodecrecientes.

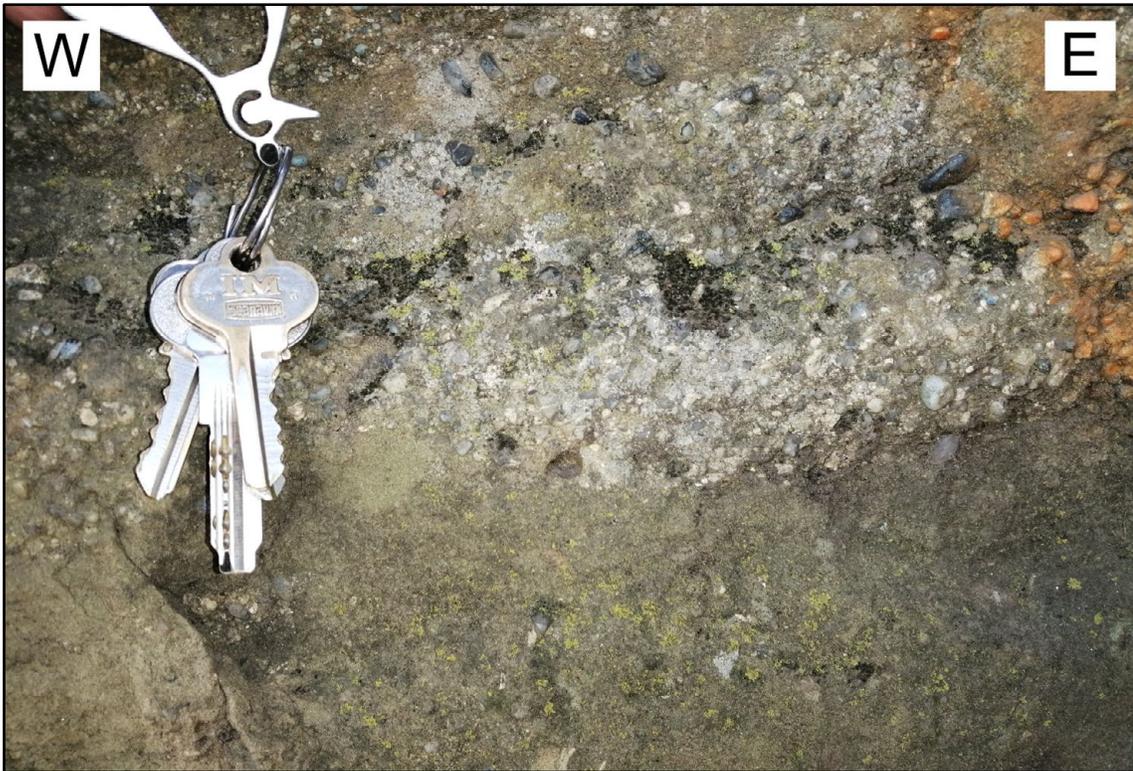


Figura 4.45: Contacto entre las areniscas verdes grisáceas concrecionarias granodecrecientes bajo el segundo estrato de conglomerados polimícticos.

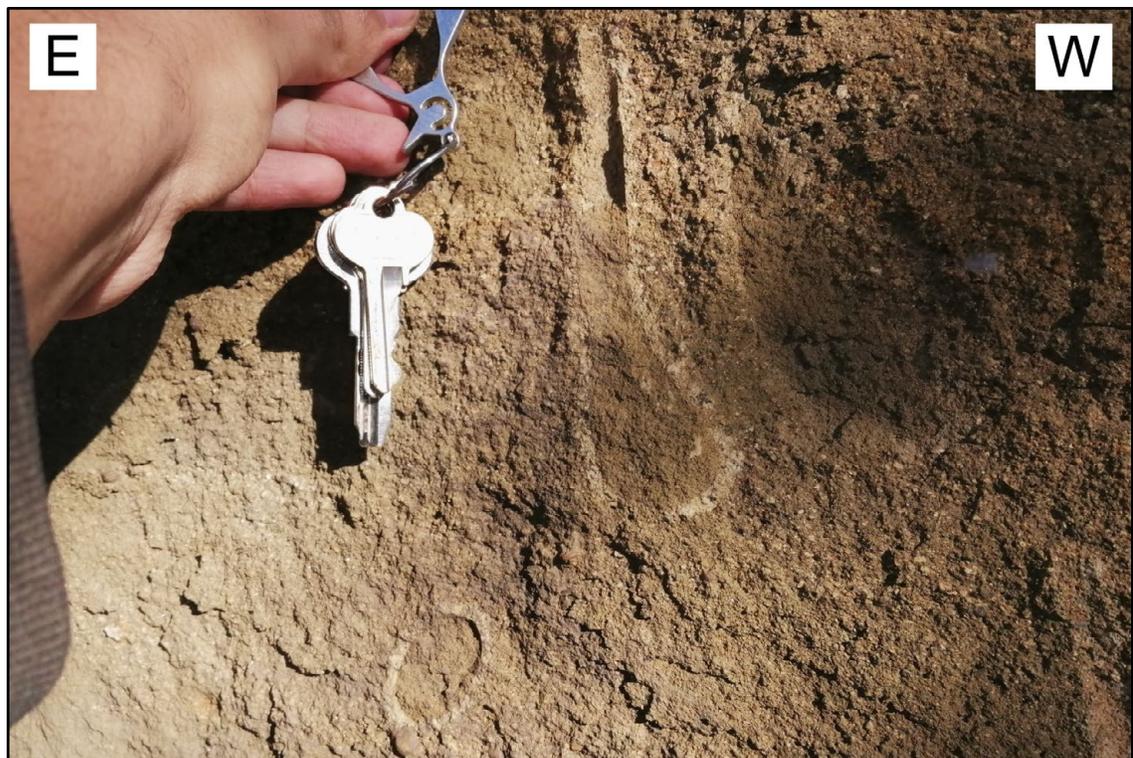


Figura 4.46: Traza fósil correspondientes a *Ophiomorpha* isp. en la litofacies superior de las areniscas verdes grisáceas de grano fino.

4.2.4. PER – 4

El punto se ubica geográficamente en las coordenadas 670.674 E y 5.929.279 N, aproximadamente a unos 80 m al W de la porción meridional del conjunto de afloramientos correspondiente a Puente Perales, en donde las rocas aflorantes corresponden a una secuencia de areniscas (Figura 4.47).



Figura 4.47: Afloramiento PER – 4.

En la zona septentrional de la roca expuesta existe una falla normal con trituramiento por cizalle, con un plano de movimiento orientado en la dirección 255/55 ($N75^{\circ}E / 55^{\circ}NE$), haciendo descender estratigráficamente el bloque al N de la estructura (Figura 4.48). La estratigrafía detallada del afloramiento (Anexo 2) consiste en: una base de un espesor máximo aproximado 0,8 m de areniscas grises verdosas de grano fino, levemente concrecionarias y fosilíferas; sobre una superficie levemente erosiva, se disponen 1,6 m de areniscas verdes amarillentas finas con niveles conglomerádicos y dientes de elasmobranquios (Figura 4.49). La actitud de las capas se encuentra en orientación equivalente a la indicada en PER – 3.



Figura 4.48: Plano de falla en el extremo N del afloramiento PER – 4. Al costado septentrional se distingue la zona de daño estructural.



Figura 4.49: Detalle sobre uno de los niveles conglomerádicos dentro de las areniscas verdes amarillentas finas con dientes de elasmobranquios.

4.2.5. PER – 5

El punto geográfico correspondiente al afloramiento se ubica en las coordenadas 670.661 E y 5.929.185 N. La litología que caracteriza al lugar corresponde a areniscas verdes grisáceas de grano fino con aparente estratificación cruzada en artesas y que hacia techo gradacionalmente se convierten en areniscas grises amarillentas de grano fino y laminación paralela, con una actitud de las capas que grada de una dirección de manto al NE en el costado septentrional a una dirección de manto dirigida al SE en la porción meridional (Figura 4.50). Salvo algunos moldes aislados de *Cardium acuticostatum* y restos de materia vegetal, no se reconoce material paleontológico relevante.



Figura 4.50: Afloramiento PER – 5.

4.2.6. PER – 6

El afloramiento se ubica en un nivel aterrazado del cerro Perales, y geográficamente lo representan las coordenadas 670.598 E y 5.929.009 N. La litología específica del sector consiste en aproximadamente medio metro de espesor correspondiente a lutitas fisibles (Figura 4.51) que además poseen abundantes improntas de hojas (Figura 4.51; Muestra PER – 6.1, anexo 5).



Figura 4.51: Afloramiento PER – 6. La imagen superior muestra el aspecto meteorizado de las rocas, en tanto que la fotografía inferior tiene una porción fresca con improntas de hojas.

4.3. Cerro San Martín

4.3.1. SMA – 1

La porción del cerro San Martín relativo al punto SMA – 1 se posiciona en las coordenadas 669.485 E y 5.929.403 N.

Las rocas expuestas corresponden a areniscas verdes amarillentas de grano fino, levemente concrecionarias y con una actitud correspondiente a $325/25$ ($N35^{\circ}W / 25^{\circ}NE$; Figura 4.52). Hacia techo, las areniscas poseen laminación paralela y una tonalidad más grisácea y amarillenta.



Figura 4.52: Afloramiento SMA – 1.

4.3.2. SMA – 2

La roca aflorante relativa a este punto se encuentra en las coordenadas 669.522 E y 5.929.595 N. La litología correspondiente a este afloramiento consiste en areniscas amarillas grisáceas de grano fino y concrecionarias. En la porción occidental del lugar (Figura 4.53) la actitud de las capas es un homoclinal de orientación 210/34 (N30°E / 34°NW), en tanto que la dirección de los planos de estratificación en el extremo oriental del afloramiento, están coplanares a 9/58 (N9°E / 58°E) debido a la deformación asociada a una zona de daño con planos de cizalle con desplazamiento normal paralelos a subparalelos con orientación 7/73 (N7°E / 73°E; Figura 4.54).



Figura 4.53: Extremo occidental del afloramiento SMA – 2.

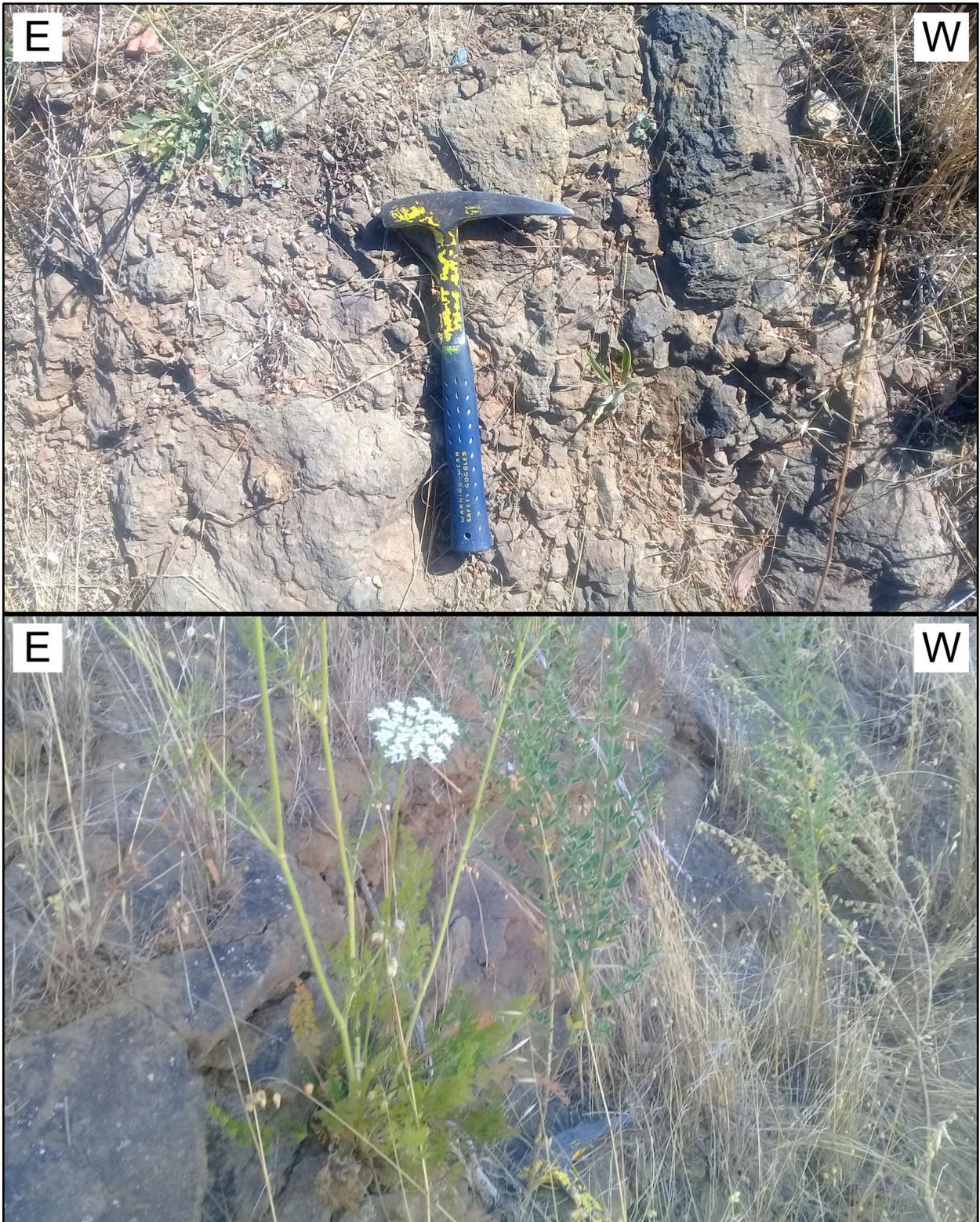


Figura 4.54: Deformación en el extremo oriental de SMA – 2. La imagen superior muestra las fracturas paralelas con desplazamiento normal y orientación 7/73, en tanto que la inferior exhibe el plegamiento de arrastre en las cercanías de los planos de fractura.

4.3.3. SMA – 3

El afloramiento (Figura 4.55) está ubicado en las coordenadas 669.455 E y 5.929.777 N. La columna estratigráfica (Anexo 2) corresponde a, de base a techo: 2,3 m de areniscas fosilíferas verdes grisáceas de grano fino, concrecionarias con *Cardium acuticostatum*, gastrópodos indeterminados y fragmentos de material vegetal carbonizado y un color amarillento al meteorizarse; 1,1 m de areniscas grises claras de grano fino localmente marrones con moldes de *Cardium acuticostatum*. La actitud de estas capas de areniscas, se alinea coplanarmente con respecto al plano 63/23 (N63°E / 23°SE).



Figura 4.55: Afloramiento SMA – 3, imagen extraída de *Google Earth*. La línea roja marca el contacto entre las dos litologías del lugar, correspondiendo el número 1 a las areniscas fosilíferas verdes grisáceas de grano fino, concrecionarias, en tanto que el número 2 representa a las areniscas grises claras de grano fino.

4.3.4. SMA – 4

Las rocas correspondientes a este punto afloran en las coordenadas 669.753 E y 5.930.128 N. En el lugar (Figura 4.56) existen sedimentitas clasificables como areniscas grises amarillentas de grano fino con moldes de *Cardium acuticostatum* (Figura 4.57; Muestra SMA – 4.1, anexo 5) y material vegetal carbonizado. La actitud de las capas se orienta coplanarmente a 153/16 (N27°E / 16°SW) y, además, en el extremo S del sector hay una serie de fracturas con desplazamiento aparentemente inverso y orientación 192/60 (N12°E / 60°NW; Figura 4.57), conjugándose con el talud principal a medida que los planos se proyectan al S y curvándose junto con el borde mismo del talud.



Figura 4.56: Afloramiento SMA – 4.

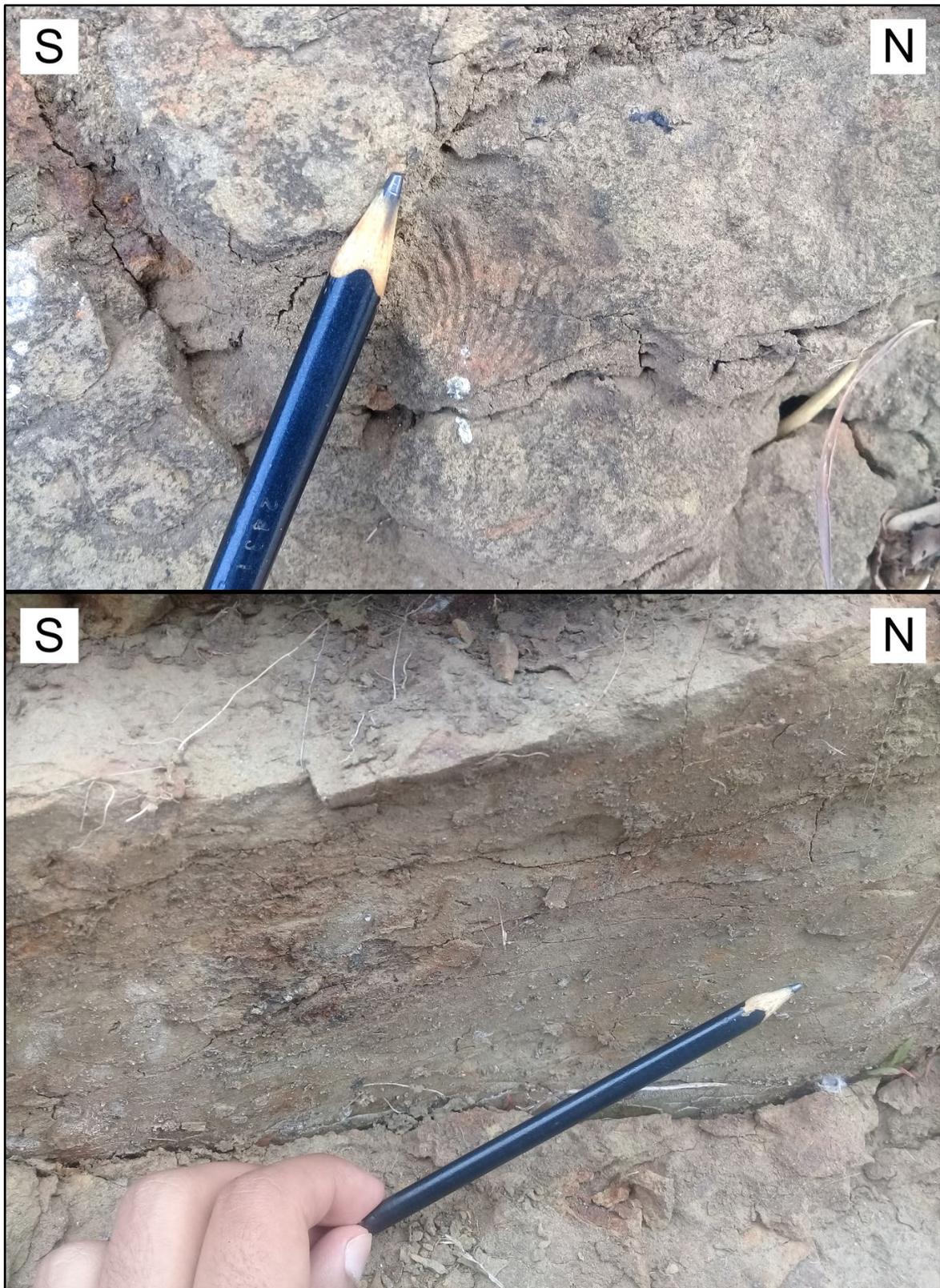


Figura 4.57: Fósiles y deformación en SMA – 4. La imagen superior muestra un molde externo de *Cardium acuticostatum*, en tanto que la inferior uno de los planos de cizalle con cinemática inversa descritos con anterioridad.

4.3.5. SMA – 5

Debido a la naturaleza particular de las rocas sedimentarias expuestas, este punto contiene la zona del cerro San Martín entre de las coordenadas: 669.806 E y 5.930.798 N; 669.346 E y 5.930.906 N; además de 669.721 E y 5.930.459 N. Para optimizar la descripción, se subdivide esta porción del área de estudio en un extremo oriental (Figura 4.58) y un extremo occidental (Figura 4.59).



Figura 4.58: Extremo oriental de SMA – 5.



Figura 4.59: Afloramiento principal del extremo occidental de SMA – 5.

El talud contiguo al borde de la calle del extremo oriental contiene una secuencia de areniscas con dirección de manto principal al S (Figura 4.60), y que de base a techo contiene aproximadamente: 5,7 m de areniscas verdes fosilíferas de grano fino, que poseen bivalvos y gastrópodos; 1,4 m de areniscas grises de grano fino con niveles de coquina compuestos de bivalvos; un espesor máximo de 2,7 m de areniscas finas concrecionarias y fosilíferas con ammonoideos, bivalvos y gastrópodos. Al pie del cerro se encuentran una serie de niveles correspondientes a arenas marrones amarillentas no consolidadas con espesor decimétrico que interdigitan a finos provenientes de los deslizamientos y remociones en masa, siendo estas arenas paquetes sedimentarios granodecrecientes desde la granulometría gruesa a fina, que presentan localmente una base transgresiva correspondiente a acumulaciones de bivalvos (Figura 4.61).



Figura 4.60: Detalle de las areniscas en el talud correspondiente al extremo oriental del afloramiento SMA – 5, notándose además el componente de manto al S. La imagen exhibe el contacto entre las areniscas verdes fosilíferas de grano fino (1, meteorizadas a tonalidades marrones amarillentas), bajo las areniscas grises de grano fino con niveles de coquina (2).



Figura 4.61: Detalle de las arenas marrones amarillentas no consolidadas, con una base correspondiente a acumulaciones de bivalvos.

El talud del cerro San Martín que se encuentra adyacente a la calle “Alto Horno” (Figura 4.59), representa el principal afloramiento del extremo occidental de SMA – 5 (dislocado estratigráficamente del extremo oriental por una falla). La secuencia de este sector específico (Anexo 2) está compuesta de: 10,8 m de areniscas fosilíferas grises verdosas de grano fino concrecionarias con ammonoideos, bivalvos, gastrópodos y restos vegetales; 1,6 m de areniscas amarillas grisáceas de grano fino sin concreciones y de abundantes bioturbaciones, localmente engranando con las areniscas inferiores; sobre una superficie localmente con morfologías erosivas (Figuras 4.62 y 4.64) 0,8 m de espesor máximo (disminuyendo al W) de areniscas verdes grisáceas de grano fino, con niveles conglomerádicos discontinuos, intraclastos de roca sedimentaria meteorizada y dientes de elasmobranquios (Muestra SMA – 5.1, anexo 5); un espesor máximo de 0,3 m de conglomerados polimícticos verdes anaranjados con intraclastos (areniscas verdes infrayacentes y lutitas grises oscuras) y dientes de elasmobranquios (Figura 4.64; Muestra SMA – 5.2, anexo 5), que se encuentran sobre una base levemente erosiva con bioturbaciones rellenas en su base de material conglomerádico (Figuras 4.63 y 4.64), pudiendo gradar a conglomerados

arenosos y localmente a areniscas conglomerádicas gruesas; 1,7 m de areniscas grises verdosas concrecionarias granodecrecientes con granulometría muy gruesa en la base a fina en techo y niveles discontinuos conglomerádicos y/o de mayor granulometría engranando en base con los conglomerados polimícticos (Figuras 4.63 y 4.64; Muestra SMA – 5.3, anexo 5); 1 m de areniscas grises verdosas concrecionarias y granodecrecientes de granulometría media en la base a fina en techo (Figuras 4.65 y 4.66); 2,5 m de areniscas grises verdosas granodecrecientes de granulometría gruesa en la base a muy fina en techo, con laminación paralela (Figura 4.67); 3,8 m de areniscas naranjas grisáceas de grano fino, laminación paralela incipiente y niveles discontinuos de mayor granulometría que contienen intraclastos de lutitas y areniscas amarillas a marrones (Figura 4.68).

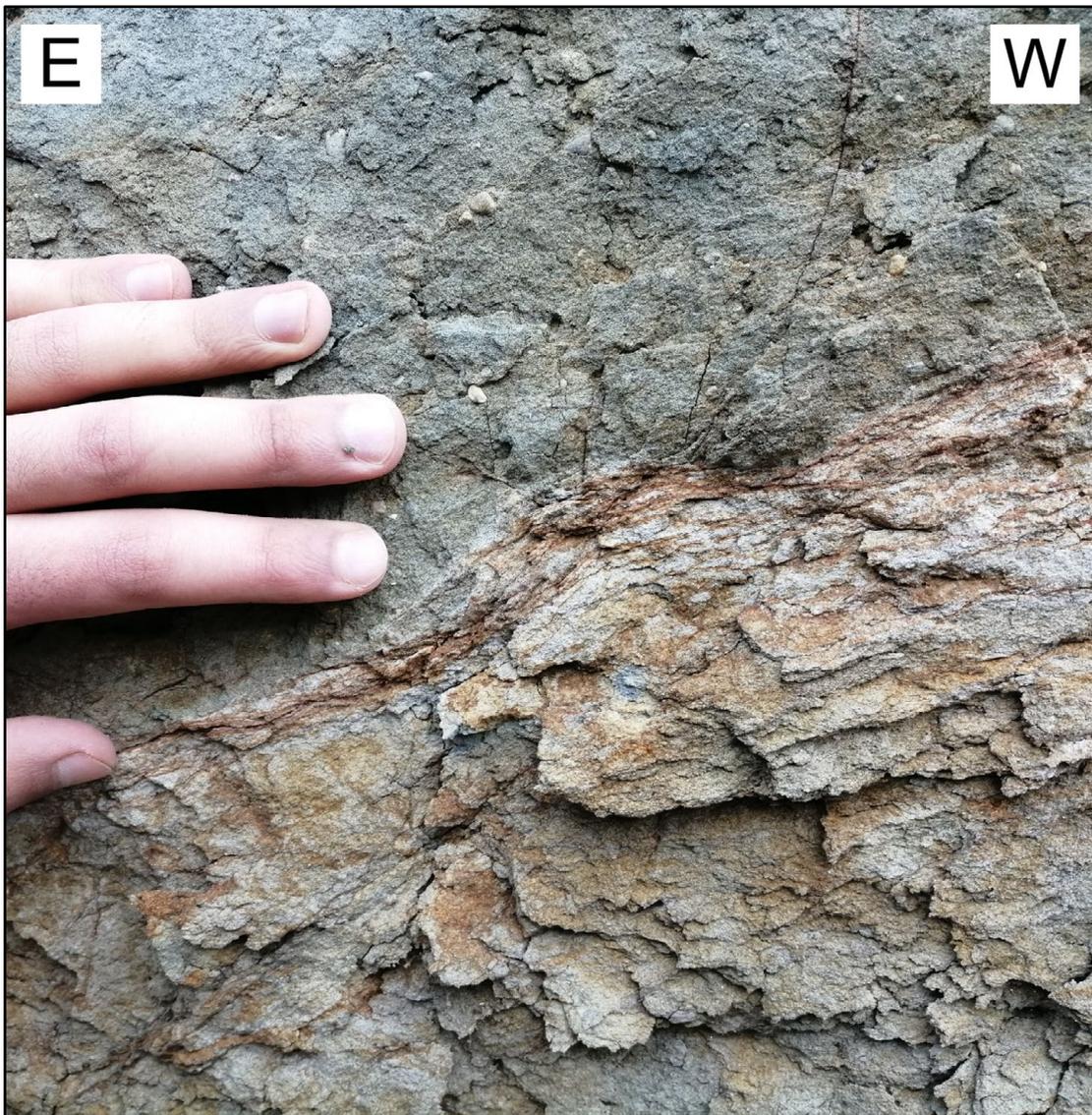


Figura 4.62: Contacto entre las areniscas amarillas grisáceas de grano fino bioturbadas bajo las areniscas verdes grisáceas de grano fino con niveles conglomerádicos discontinuos y dientes de elasmobranquios.

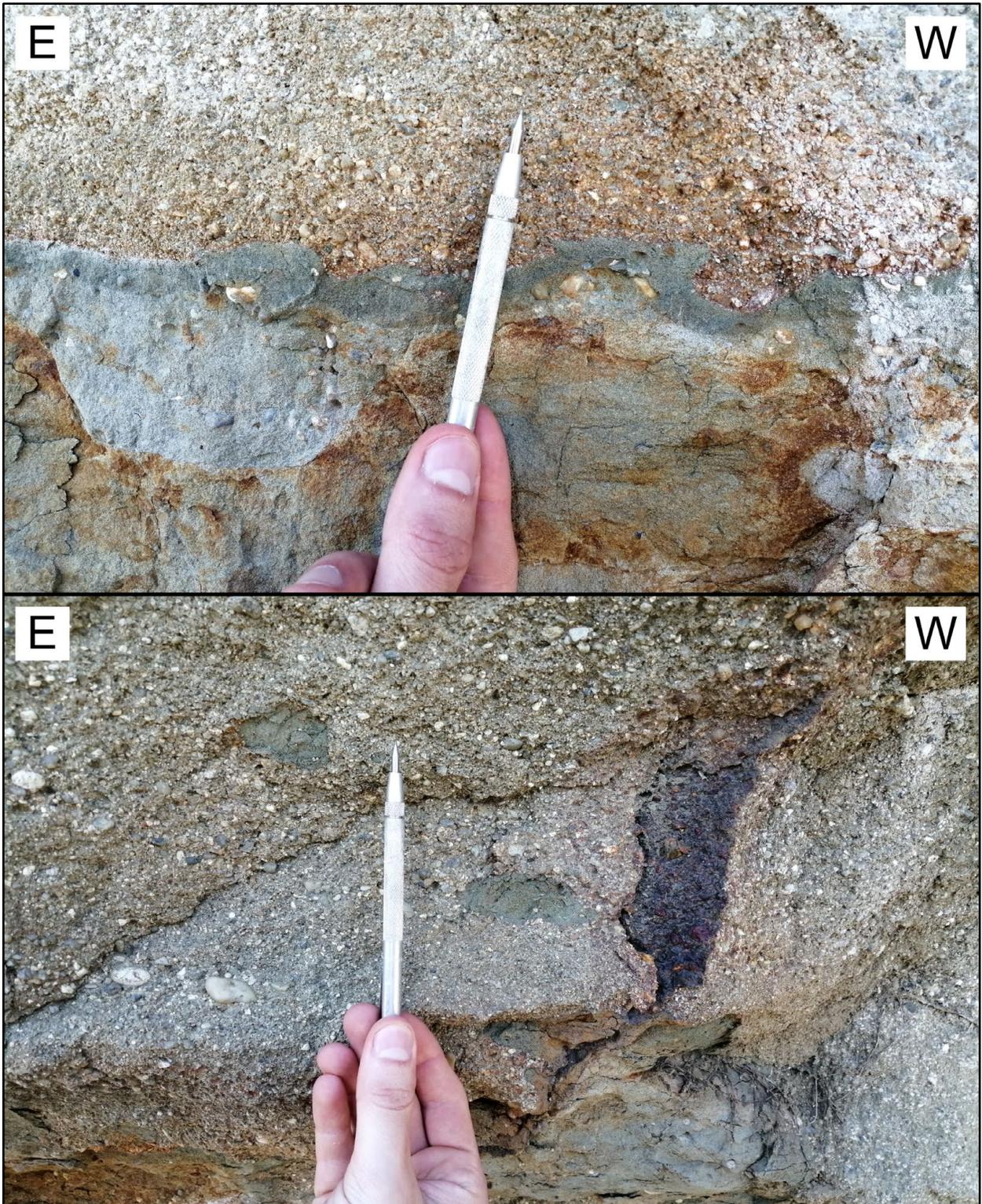


Figura 4.63: Contacto entre las areniscas verdes grisáceas de grano fino con niveles conglomerádicos y dientes de elasmobranquios bajo los conglomerados polimicticos verdes anaranjados. La imagen superior muestra la superficie con morfologías locales de erosión, y la inferior exhibe los intraclastos de las areniscas infrayacentes sobre una superficie irregular correspondiente al contacto.

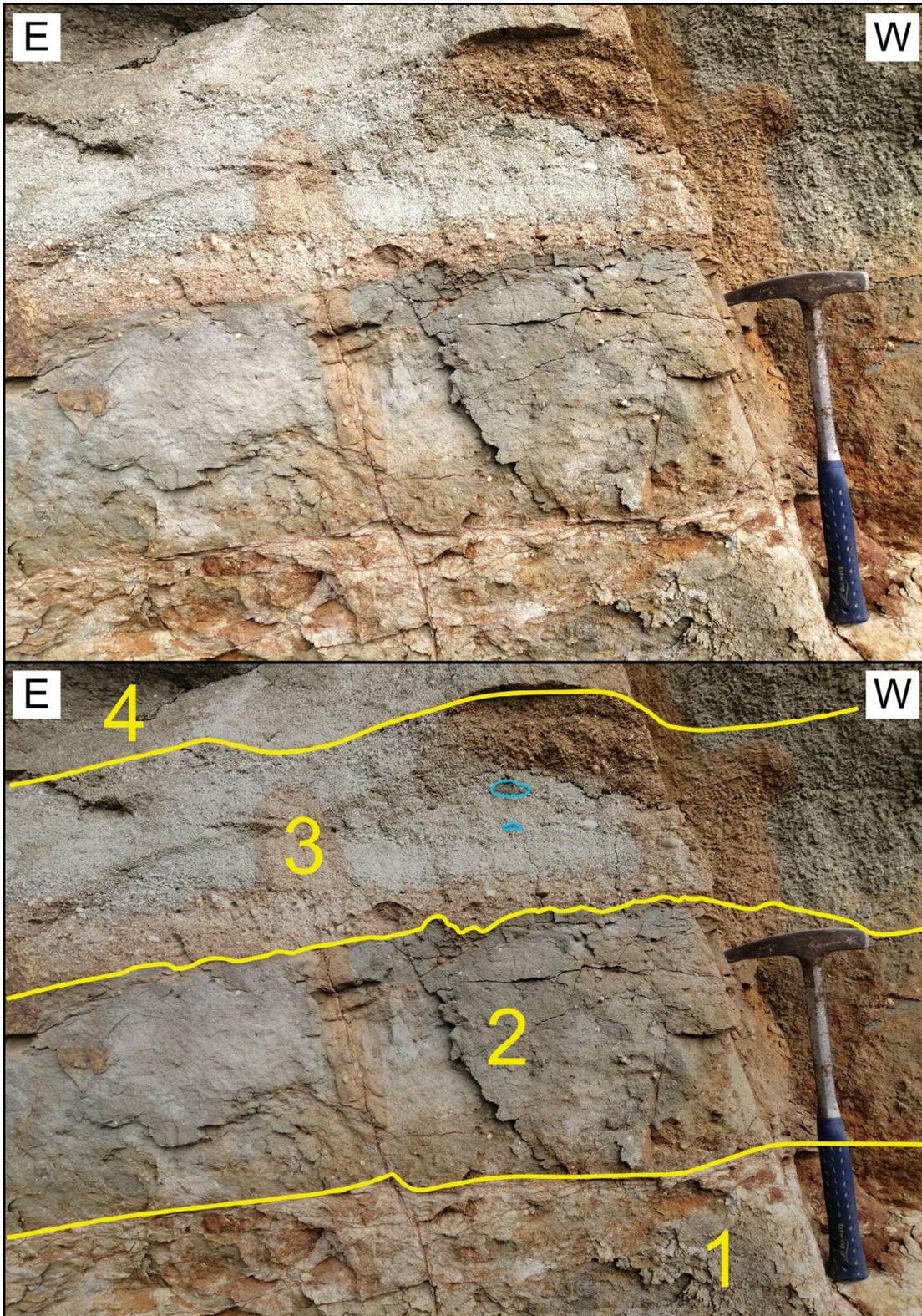


Figura 4.64: Vista parcial de las areniscas del extremo occidental de SMA – 5. En amarillo se marcan los contactos, y la numeración comprende la secuencia desde las areniscas amarillas grisáceas de grano fino bioturbadas (1) hasta las areniscas grises verdosas granodecipientes de granulometría muy gruesa en la base a fina en techo (4). En tonalidad azulada se muestran los intraclastos en los conglomerados.



Figura 4.65: Vista en perfil que contiene a la sección mostrada en la figura 4.64.



Figura 4.66: Contacto entre las areniscas grises verdosas concrecionarias y granodecrecientes bajo las areniscas grises verdosas granodecrecientes de granulometría gruesa en la base a muy fina en techo.



Figura 4.67: Tramo superior de las areniscas grises verdosas granodecrecientes de granulometría gruesa en la base a muy fina en techo.



Figura 4.68: Areniscas naranjas grisáceas de grano fino.

De manera irregular y sobreyaciendo directamente a las areniscas grises verdosas como a las areniscas naranjas grisáceas, existe una secuencia granodecreciente compuesta de areniscas blancas grisáceas y semiconsolidadas con tonalidades de meteorización que abarcan desde los matices rosados hasta los grises anaranjados. Su distribución se haya al S del afloramiento principal relativo al extremo occidental de SMA – 5, sobre una superficie de erosión irregular con variaciones de al menos el orden métrico.

Esta secuencia también cuenta con un componente de manteo principal al S, siendo la actitud de las capas aparentemente coplanar con las areniscas inferiores y teniendo como base un nivel que consta de un espesor máximo aproximado de 1,6 m, correspondiente a areniscas blancas grisáceas conglomerádicas e intraclásticas (Figuras 4.69 y 4.70; Muestra SMA – 5.4, anexo 5), de grano grueso a medio y con laminación paralela incipiente, restos vegetales (sin carbonizar), así como también escasos fragmentos de bivalvos. Por cambio lateral de facies sedimentarias este nivel gradua al N hacia las areniscas medias a finas (Figura 4.71), en tanto que al S le sobreyacen a estas areniscas gradacionalmente 1,1 m correspondiente a areniscas medias grises marrones con laminación paralela (Figura 4.72), las que a su vez gradan hacia areniscas blancas de grano fino con esporádica estratificación cruzada en artesa en base a grano muy fino en techo, con un espesor máximo que ronda los 2,7 m.



Figura 4.69: Areniscas blancas grisáceas conglomerádicas e intraclásticas.



Figura 4.70: Intraclasto de las areniscas naranjas grisáceas de grano fino contenido en las areniscas blancas grisáceas que, a su vez, contiene un intraclasto de areniscas blancas.



Figura 4.71: Gradación al N correspondiente a las areniscas medias a finas de color blanco grisáceo.



Figura 4.72: Areniscas medias grises marrones con laminación paralela.

La geología estructural del sector correlativo a SMA – 5 comprende, en primer lugar, a la actitud de las capas, que se orienta coplanarmente a 60/11 (N60°E / 11°SE) en el afloramiento principal del extremo occidental, luego al SSE el manto aumenta hasta los 60/27 (N60°E / 27°SE), en tanto que más al SE, en el nivel aterrazado del extremo oriental, la estratificación corresponde a 75/21 (N75°E / 21°SE).

El segundo elemento a describir engloba a la deformación frágil registrada en el lugar, en donde existe una falla normal, que corta a todas las litologías, de orientación 20/87 (N20°E / 87°SE; Figura 4.73) y además, una serie de escarpes con orientación ENE – WSW que coinciden tanto con dislocamientos en la secuencia sedimentaria, como con los cambios en la actitud de las capas a medida que se desarrolla una transecta desde el NW al SE, y avanzando desde el afloramiento principal del extremo occidental hacia el extremo oriental.

Finalmente, en el área más occidental del extremo W las litologías están parcialmente o totalmente cubiertas por sedimentos recientes de remociones en masa.



Figura 4.73: Falla normal de orientación 20/87. Las fracturas oblicuas a la falla cerca del techo de la secuencia sedimentaria visible corresponden a fracturas riedel relativas al desplazamiento de la estructura principal.

4.3.6. SMA – 6

El afloramiento (Figura 4.74) se encuentra en las coordenadas 668.836 E y 5.930.792 N. Las rocas expuestas comprenden una sucesión de areniscas (Anexo 2) que de base a techo se reconocen como: 0,3 m de areniscas gris amarillenta de grano fino (número 1, Figura 4.74), luego 0,2 m de areniscas blancas de grano medio con restos vegetales (Muestra SMA – 6.1, anexo 5; número 2, Figura 4.74), y por último 3,7 m de areniscas verdes amarillentas de grano medio (número 3, Figura 4.74). La actitud de las capas en el sector se encuentra coplanar a 38/13 (N38°E / 13°SE).



Figura 4.74: Afloramiento SMA – 6. La imagen superior muestra la vista general. La inferior exhibe el detalle de las areniscas blancas de grano medio con restos vegetales.

4.3.7. SMA – 7

El afloramiento (Figura 4.75) está localizado en las coordenadas 668.687 E y 5.930.170 N, en la ladera occidental del cerro San Martín. En este punto afloran areniscas grises amarillentas fosilíferas y con abundante deformación frágil. La actitud de las capas es coplanar con 60/21 (N60°E / 21°SE), sin embargo, en la zona más septentrional del afloramiento la orientación de la estratificación grada de forma local a 237/29 (N57°E / 29°NW), debido a la cercanía con una zona deformacionalmente relevante, ubicada alrededor de 50 m al N. Las litologías del sector comprenden de base a techo: 5,7 m de areniscas grises amarillentas concrecionarias con laminación paralela junto a moldes de bivalvos y gastrópodos (Muestra SMA – 7.1, anexo 5) bajo 2,1 m de areniscas grises claras masivas de grano fino (Figura 4.76), con las que además está interdigitando.



Figura 4.75: Extremo septentrional de SMA – 7.



Figura 4.76: Areniscas grises claras masivas, zona meridional de SMA – 7.

La geología estructural del lugar tiene como patrón distintivo la deformación frágil, en base a fallas de alto ángulo y escala métrica, siendo uno de los planos de falla principales del afloramiento correspondiente a la orientación 299/83 (N61°W / 83°NE) con cinemática inversa y aflorante en la porción oriental del extremo septentrional de SMA – 7, en tanto que también se identifica una segunda estructura independiente a la previamente mencionada y coplanar con respecto a 264/62 (N84°E / 29°NW) que además corta a la parte más oriental del afloramiento, pero que no se logra determinar alguna cinemática definida.

Ambas estructuras se representan en la figura 4.77, en donde se muestran dos vistas en detalle y con perspectivas distintas de la zona oriental afloramiento para enfocar de mejor forma a la deformación del sector. El detalle de la estratigrafía relativa a SMA – 7 se exhibe en la columna estratigráfica presente en el anexo 2.

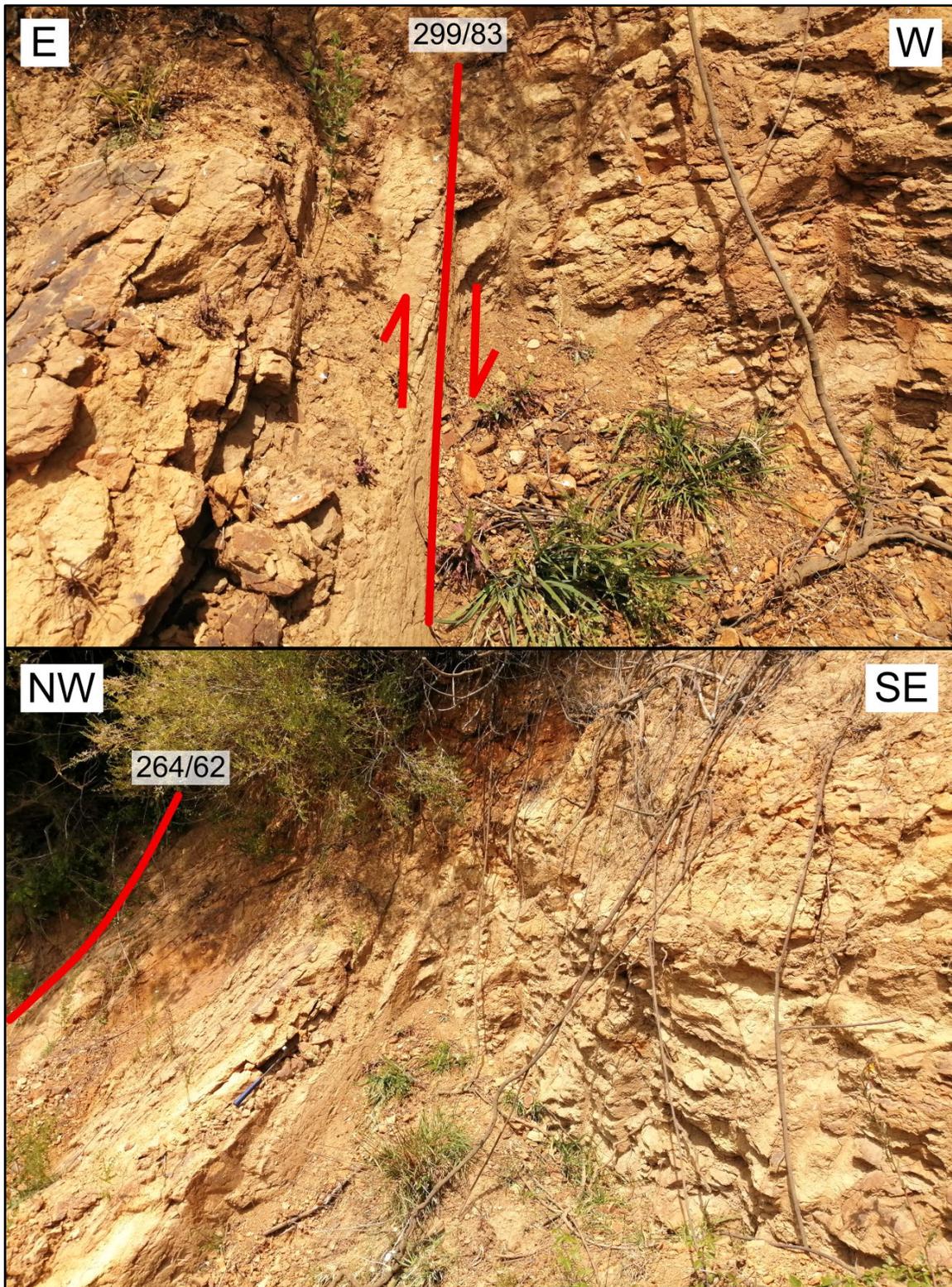


Figura 4.77: Estructuras principales en el afloramiento SMA – 7. La imagen superior muestra el plano de falla normal con orientación 119/87, en tanto que la inferior exhibe a la estructura 264/62.

4.3.8. SMA – 8

El punto SMA – 8 está en las coordenadas 669.022 E y 5.929.252 N, donde hay areniscas marrones rojizas de grano medio con mala selección y clastos de lutitas (Figura 4.78; Muestra SMA – 8.1, anexo 5). Unos 70 m al SW, hay areniscas marrones rojizas de grano medio, con lóticos volcánicos de mayor granulometría (Figura 4.79) y con una actitud de 46/30 (N46°E / 30°SE). A 20 m al N del punto, existen areniscas amarillas grisáceas de grano fino con vestigios de laminación paralela (Figura 4.80) con un leve plegamiento de arrastre hacia el S.



Figura 4.78: Areniscas marrones rojizas de grano medio con intraclastos de lutitas.



Figura 4.79: Areniscas marrones rojizas de grano medio, con lóticos volcánicos.



Figura 4.80: Areniscas amarillas grisáceas de grano fino. La imagen superior muestra el aspecto general del afloramiento, en tanto que la inferior posee la perspectiva en detalle de la litología.

4.3.9. SMA – 9

El lugar se encuentra referenciado geoespacialmente por las coordenadas 668.990 E y 5.930.338 N. El afloramiento consiste en un plano de desplazamiento (12/68; N12°E / 68°SE) asociable a un contacto por falla de dos litologías (Figura 4.81), al NE hay areniscas rojas marrones conglomerádicas de grano medio con intraclastos de lutitas arenosas grises claras y de areniscas.

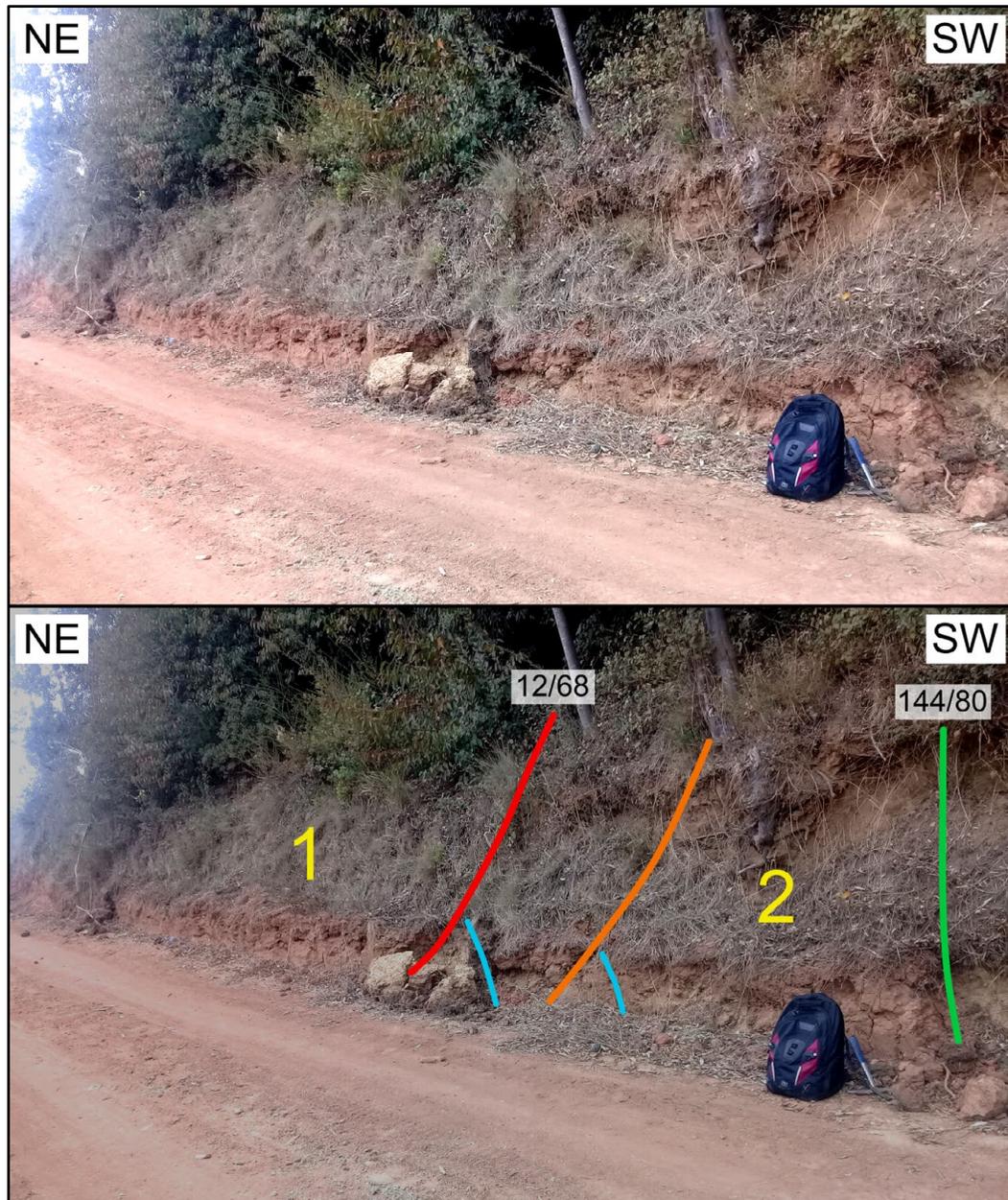


Figura 4.81: Afloramiento SMA – 9. La numeración indica a las areniscas rojas marrones conglomerádicas (1) y a las areniscas naranjas grisáceas (2). En rojo se destaca a la falla principal con fracturas riedel antitéticas en tonos azules, un plano subparalelo en naranja y una estructura posiblemente correlacionada con algún evento cinemático de esta falla, en verde.

Unos 30 m al SW existen areniscas naranjas grisáceas de grano fino, con un delgado manto de carbón (Figura 4.82) además de escasos intraclastos sedimentarios. De manera adicional, hay una fractura asociada a la falla principal con orientación 144/80 (N36°W / 80°SW), cuya génesis podría deberse a algún evento de cizalle relacionado a la estructura principal. Inmediatamente al SW de la estructura 12/68 existe una zona de daño que abarca hasta un plano subparalelo a esta orientación (Figura 4.81). Las fracturas riedel antitéticas asociadas a la falla con orientación 12/68 permiten inferir una cinemática inversa acontecida con posterioridad a la litificación de los sedimentos.



Figura 4.82: Manto de carbón en las areniscas naranjas grisáceas. La imagen superior muestra el aspecto general del lugar en donde aflora, en tanto que la inferior exhibe el detalle del manto.

Entre los intraclastos existentes en las areniscas rojas marrones conglomerádicas hay líticos metamórficos, de lutitas con improntas de hojas y areniscas blancas amarillentas (Figura 4.83).

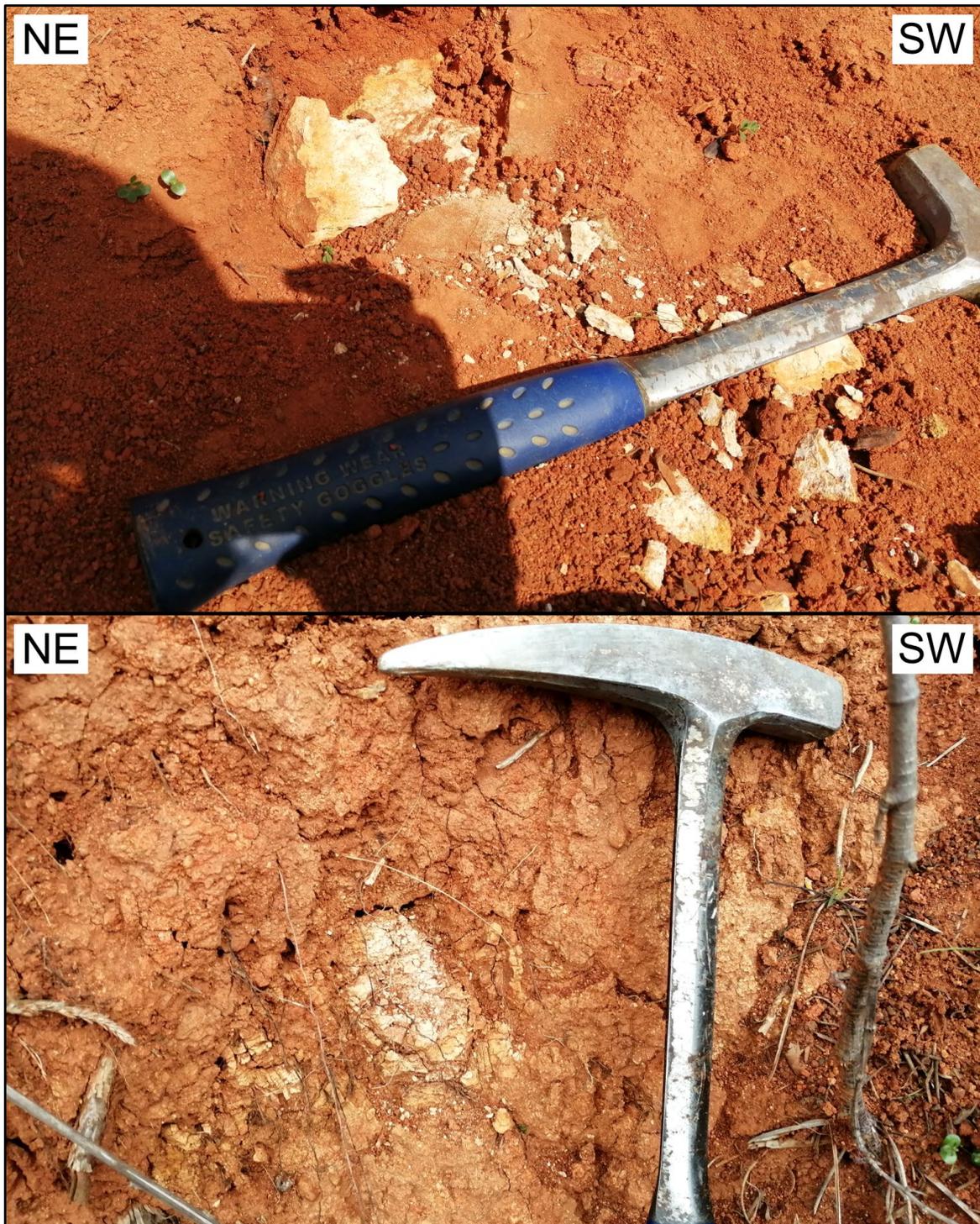


Figura 4.83: Intraclastos en las areniscas rojas marrones conglomerádicas. La fotografía superior exhibe un intraclasto de lutitas con improntas de hojas, en tanto que la gráfica inferior muestra un intraclasto de areniscas blancas amarillentas.

4.3.10. SMA – 10

El afloramiento está ubicado en las coordenadas 669.141 E y 5.930.386 N. En el mismo (Figura 4.84) existen areniscas naranjas grisáceas de grano fino, representando además una litología equivalente a la encontrada en el extremo occidental relativo al punto SMA – 9, solo que sin la presencia de mantos de carbón. La posición estratigráfica de estas areniscas se ubica aparentemente por debajo de las areniscas rojas marrones conglomerádicas, debido al componente de manto al SW que muestran las capas en el lugar.



Figura 4.84: Afloramiento SMA – 10.

4.3.11. SMA – 11

El lugar está situado en las coordenadas 669.193 E y 5.930.420 N, en el inicio del nivel aterrazado más alto en cerro San Martín (Figura 4.85). Existen en este afloramiento (Anexo 2) 1,2 m de areniscas blancas grisáceas granodecrecientes de grano fino en base a muy fino en techo, bajo 0,4 m de lutitas grises arenosas tobáceas y fosilíferas (Muestra SMA – 11.1, anexo 5), con bivalvos y en menor medida, gastrópodos (Figura 4.85). La actitud de las capas es 143/29 (N37°W / 29°SW), con una base de erosión irregular por sobre areniscas naranjas grisáceas de grano fino.



Figura 4.85: La imagen superior exhibe el aspecto del afloramiento SMA – 11, en tanto que la inferior enfoca el detalle de una muestra correspondiente a las lutitas arenosas grises.

4.4. Complejo deportivo Huachipato

4.4.1. CDH – 1

El afloramiento (Figura 4.86) está en las coordenadas 669.431 E y 5.931.275 N. Las sedimentitas del lugar (Anexo 2) corresponden a areniscas muy finas concrecionarias grises verdosas que infrayacen (Figura 4.86) a areniscas verdes grisáceas finas con pocas concreciones, meteorización amarillenta, bioturbaciones indeterminadas y moldes de *Cardium acuticostatum*.

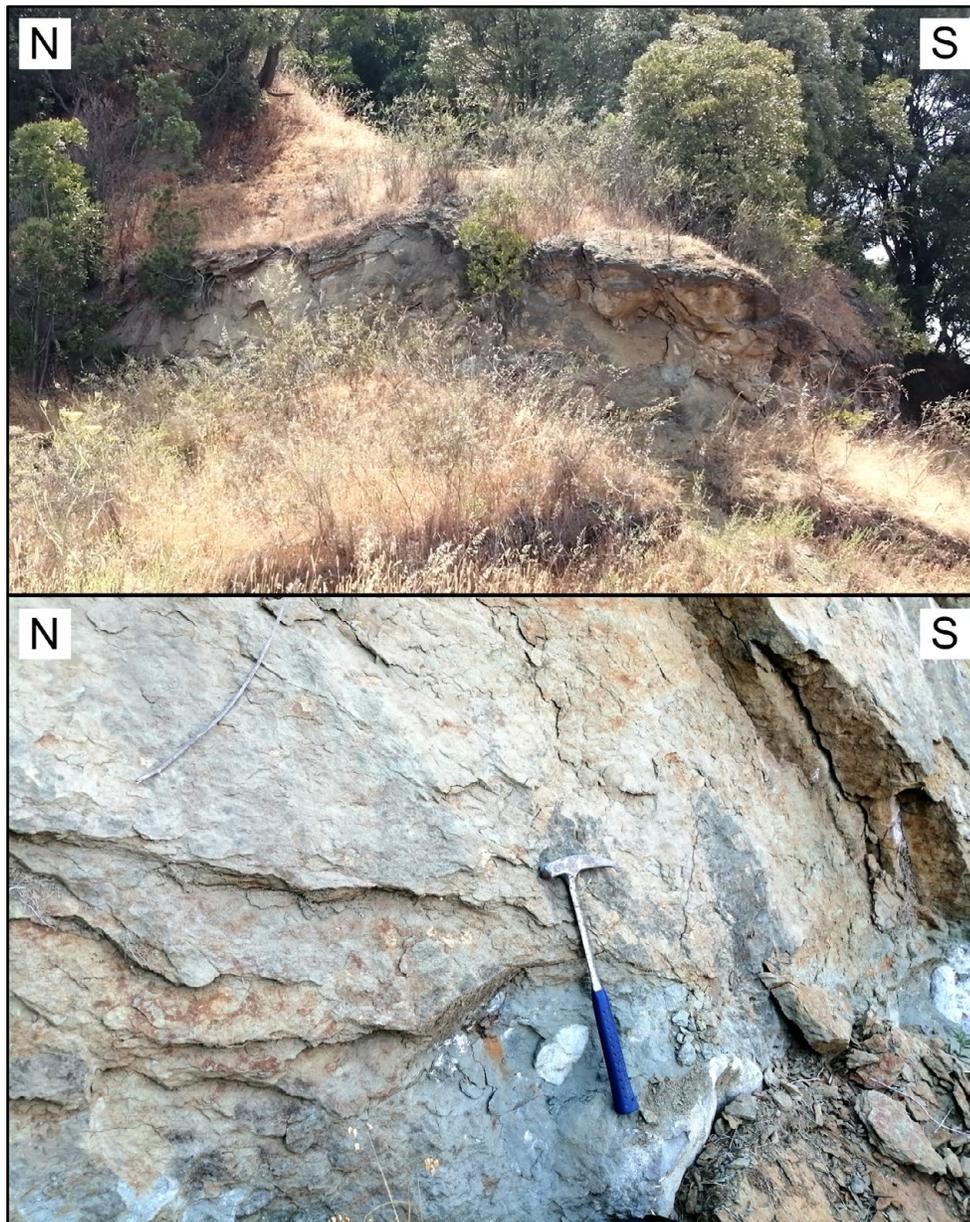


Figura 4.86: Afloramiento CDH – 1. La imagen superior muestra el aspecto general del lugar, en tanto que la inferior exhibe el contacto entre ambas litologías referenciadas.

En el límite SE del afloramiento se identifica plegamiento de arrastre (por extensión) asociado a un carácter estructural (Figura 4.87) aproximadamente coplanar a 71/80 (N71°E / 80°SE; zona de daño irregular) con fracturas riedel de desplazamiento de rumbo sinistral (cinemática predominante) con actitud 234/83 (N54°E / 86°NW). Además, existe en las cercanías una falla normal que se orienta coplanarmente a 5/86 (N5°E / 86°E), sin embargo, provocando una deformación de cizalle dextral en la topografía del afloramiento (Figura 4.88). La actitud de las capas es subhorizontal con leve manteo al E.

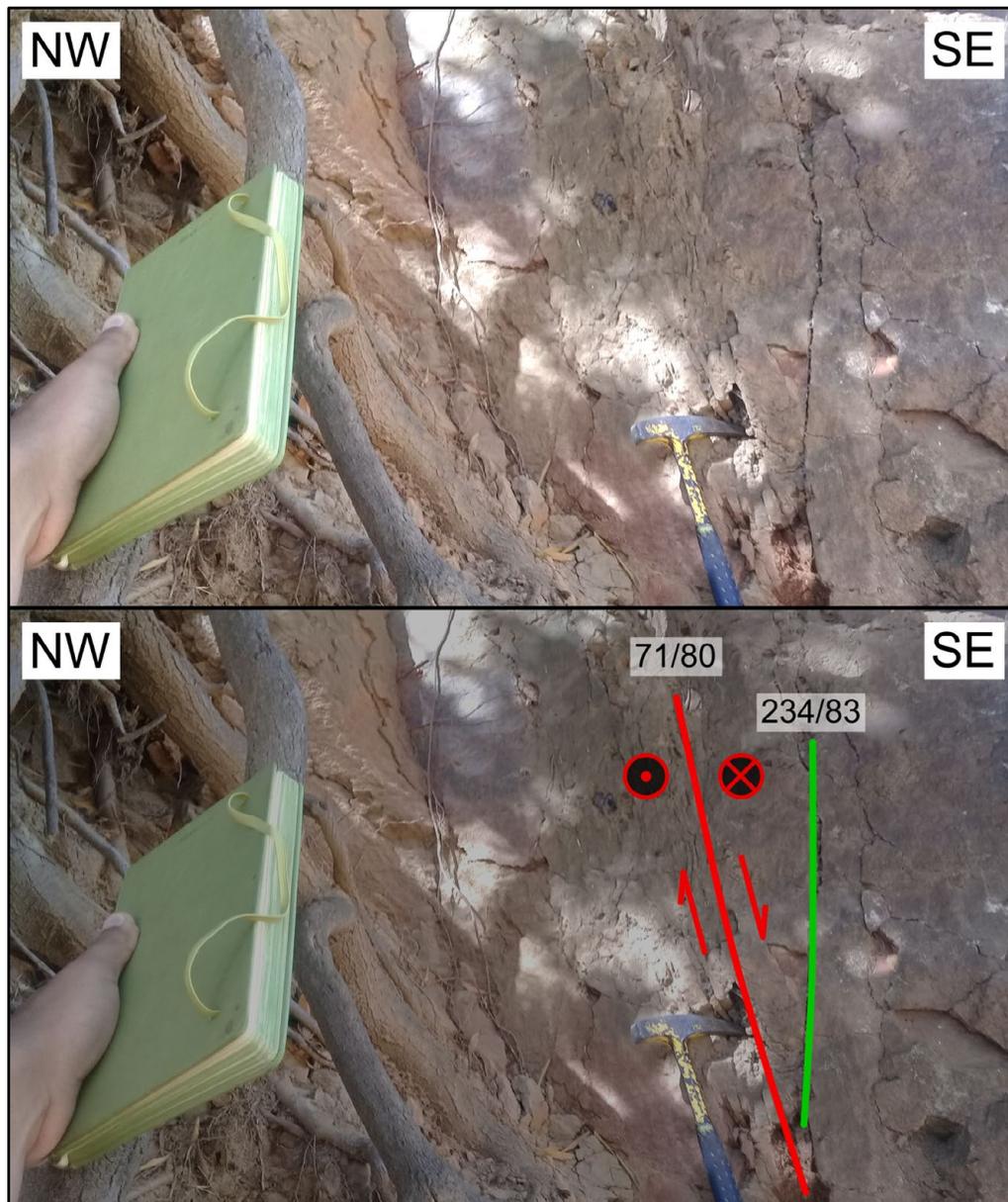


Figura 4.87: Apariencia en terreno (arriba) y cinemática de la falla 71/80 (abajo). En la imagen inferior, el color rojo representa la traza de la falla y su cinemática, en tanto que el color verde demarca la fractura riedel asociada.

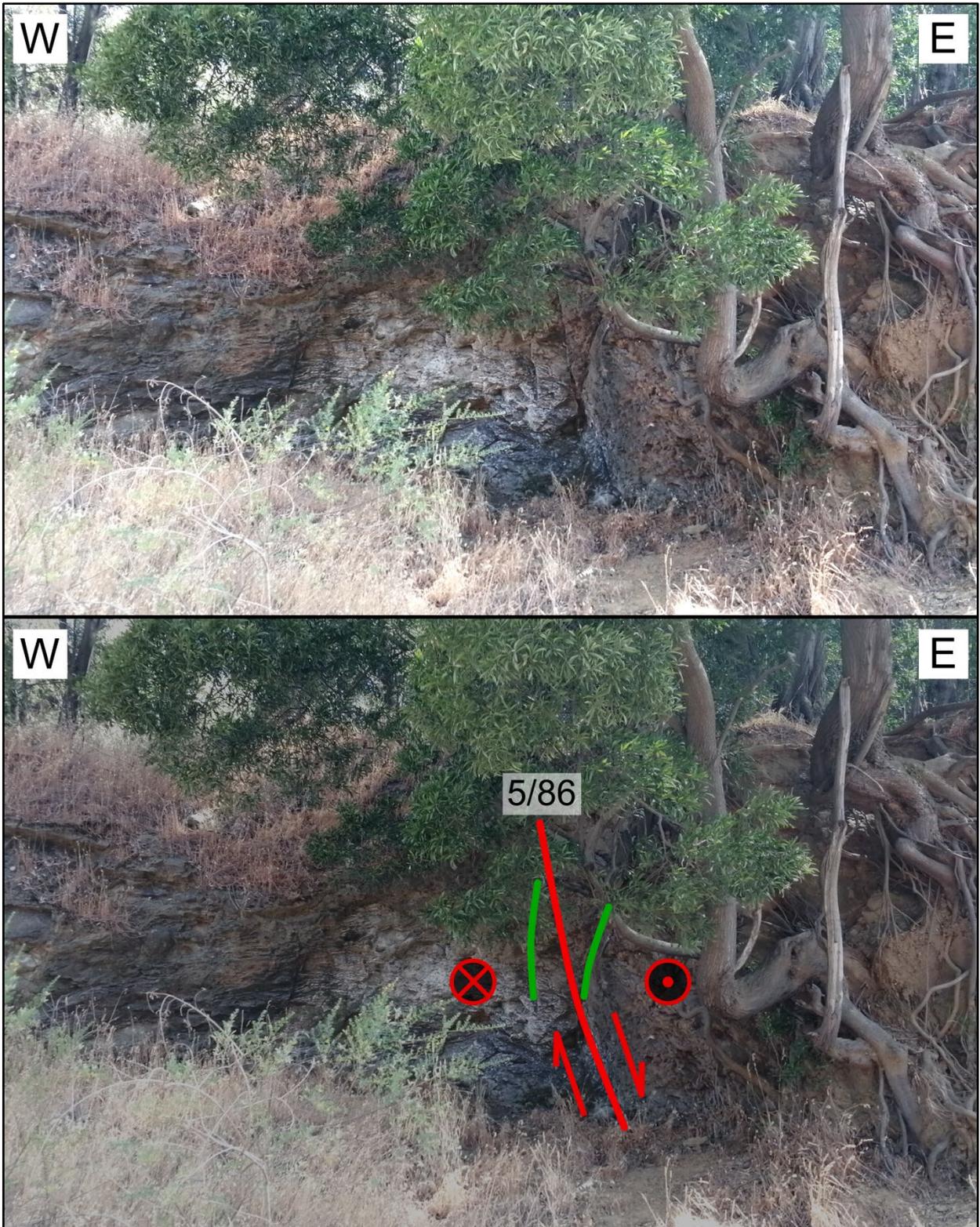


Figura 4.88: Falla normal y dextral de orientación 5/86. La imagen superior muestra el aspecto general del afloramiento que contiene a la estructura, en tanto que en la inferior se detalla la cinemática de la falla y su traza (en rojo), junto con las fracturas riedel en verde.

La estratigrafía detallada del lugar puede resumirse en un estrato basal de 3,2 m de areniscas muy finas concrecionarias grises verdosas, que contienen fósiles de bivalvos, gastrópodos y ammonoideos, en interdigitación con las litofacies superiores. Por sobre las areniscas muy finas concrecionarias, hay 8 m de areniscas finas verdes grisáceas bioturbadas, con meteorización amarillenta, con moldes de *Cardium acuticostatum* y escasas concreciones.

4.4.2. CDH – 2

El punto se ubica geográficamente en las coordenadas 669.590 E y 5.931.417 N. La secuencia de sedimentitas aflorantes (Figura 4.89; anexo 2) tiene, de base a techo: 2,4 m de areniscas grises amarillentas de grano fino, de litología similar al estrato superior del punto CDH – 1; 2,9 m de areniscas grises verdosas de grano fino y con niveles conglomerádicos discontinuos.

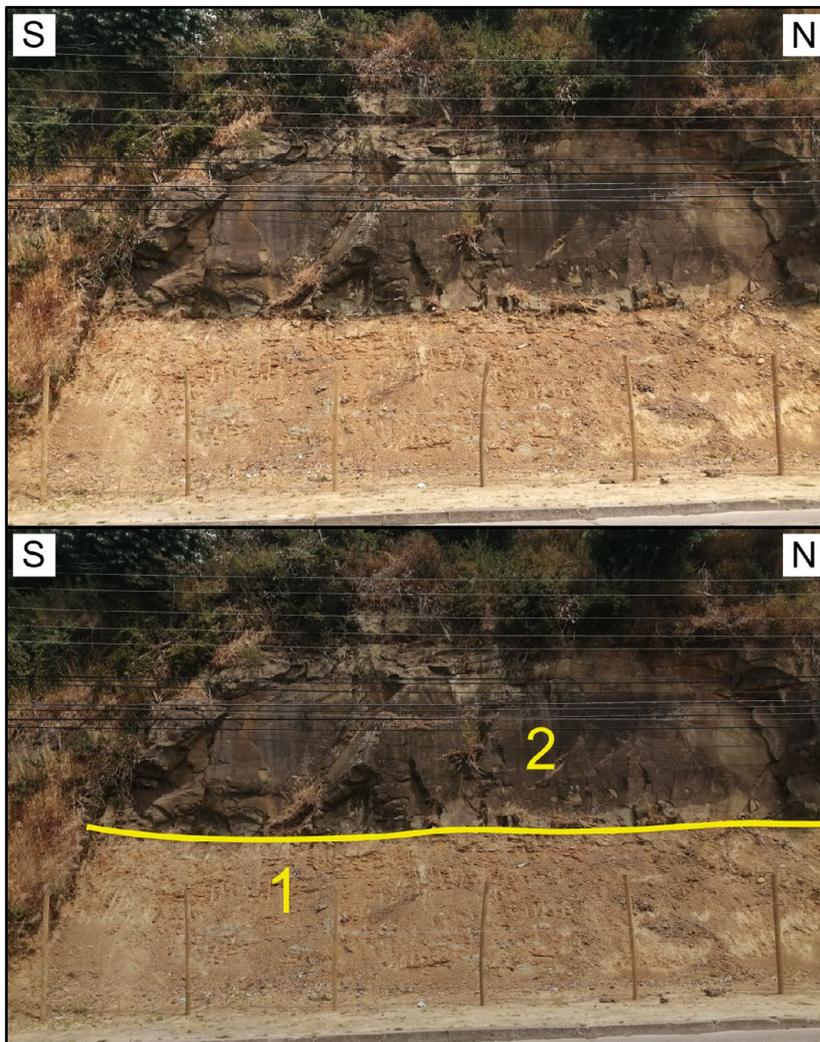


Figura 4.89: Afloramiento CDH – 2. La imagen superior muestra el aspecto general del afloramiento, en tanto que la inferior destaca el contacto entre las areniscas grises amarillentas (1) con las areniscas grises verdosas con niveles conglomerádicos discontinuos (2).

4.5. Cerro La U

4.5.1. LAU – 1

El afloramiento se ubica en las coordenadas 668.453 E y 5.930.945 N. En el lugar existe una secuencia de rocas sedimentarias (Anexo 2) correspondientes a areniscas y lutitas (número 1, Figura 4.90), que infrayacen a un estrato de areniscas con intraclastos de lutitas (número 2, Figura 4.90).

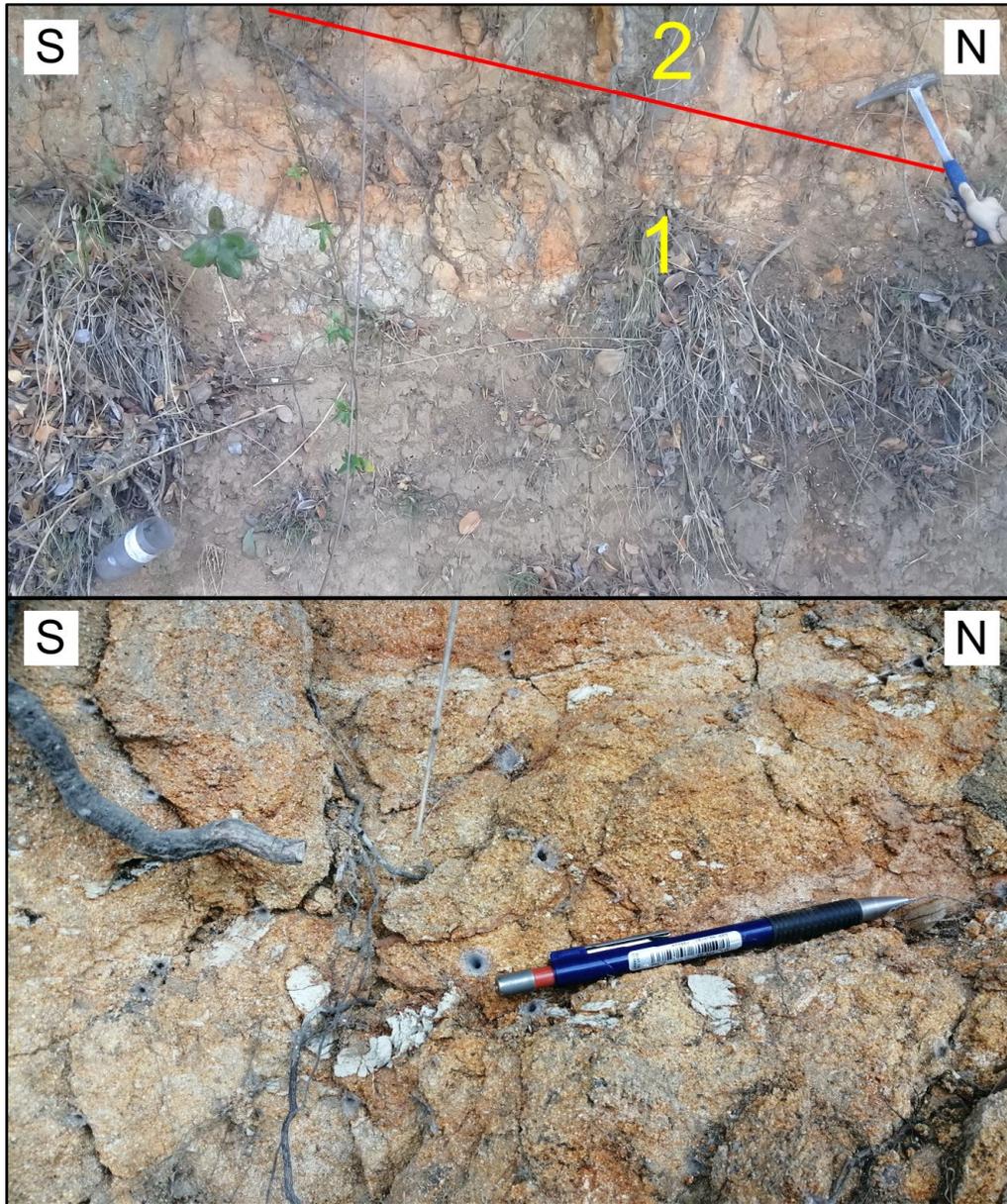


Figura 4.90: Afloramiento LAU – 1. En la imagen superior se exhibe el aspecto general del lugar, en tanto que la imagen inferior muestra el detalle de las areniscas con intraclastos de lutitas.

La estratigrafía del afloramiento completo, de base a techo, contiene: 0,4 m de areniscas blancas granodecrecientes de grano fino a muy fino; 0,1 m de lutitas arenosas blancas grisáceas; 0,3 m de areniscas naranjas de grano medio (Muestra LAU – 1.1, anexo 5); 0,4 m de areniscas grises amarillentas granodecrecientes de grano medio a fino; 2,6 m de areniscas naranjas conglomerádicas granodecrecientes de grano grueso a medio con intraclastos de lutitas. La actitud de las capas en el afloramiento LAU – 1 es coplanar a 274/22 (N86°W / 22°N).

4.5.2. LAU – 2

El afloramiento se encuentra en las coordenadas 668.640 E y 5.931.315 N. Existen areniscas blancas de grano medio, con intraclastos de lutitas (Figura 4.91) en actitud 280/23 (N80°W / 23°N) y sobre una base erosiva e irregular que sobreyacen a areniscas naranjas de grano medio.

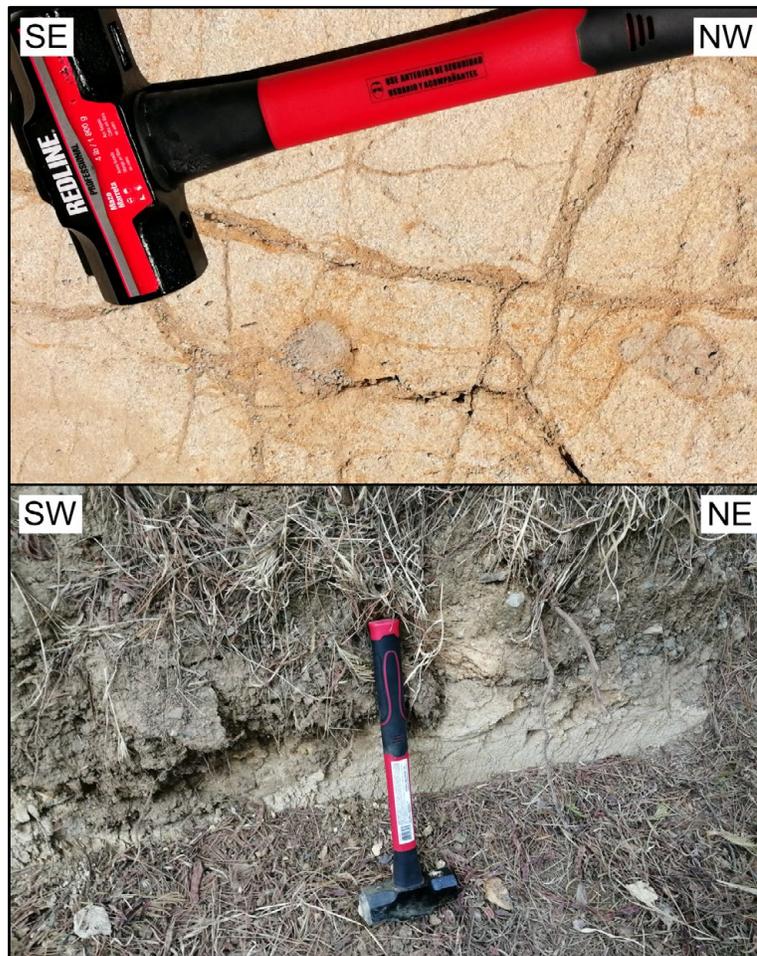


Figura 4.91: Afloramiento LAU – 2. La imagen superior muestra los intraclastos de lutitas, en tanto que la inferior exhibe el aspecto de un corte de camino forestal en esta litología.

4.5.3. LAU – 3

La ubicación geográfica del lugar (Figura 4.92) está referenciada por las coordenadas 668.913 E y 5.931.877 N. Las rocas sedimentarias aflorantes corresponden a areniscas verdes amarillentas granodecrecientes con laminación paralela incipiente, variando desde granulometría gruesa en base, a grano medio hacia techo (Figura 4.92).



Figura 4.92: Afloramiento LAU – 3. La imagen superior exhibe el aspecto general del lugar, en tanto que en la gráfica inferior se expone la litología en detalle.

4.5.4. LAU – 4

La localización del punto está en las coordenadas 668.814 E y 5.931.922 N. La secuencia (Figura 4.93; anexo 2), de base a techo, corresponde a: 1,2 m de areniscas naranjas grisáceas de grano medio con estratificación cruzada planar y niveles conglomerádicos discontinuos (Muestra LAU – 4.1, anexo 5); un manto de carbón de espesor máximo centimétrico; un máximo de 0,2 m correspondiente a areniscas grises verdosas de grano fino; 3,3 m de areniscas granodecipientes verdes grisáceas, con granulometría gruesa en base a fina en techo.



Figura 4.93: Tramo central de la secuencia sedimentaria correspondiente al afloramiento LAU – 4. A la izquierda y en la zona inferior se distinguen las areniscas rojas de grano medio que infrayacen a las areniscas grises verdosas de grano fino y existiendo entre ambas el manto de carbón. A la derecha de la imagen es distinguible la presencia de las areniscas granodecipientes verdes grisáceas sobreyaciendo a las areniscas grises verdosas de grano fino.

En cuanto a la geología estructural del lugar, las capas poseen una actitud coplanar a 255/17 (N75°E / 17°NW), en tanto que en el extremo occidental del afloramiento existe deformación compresiva (Figura 4.94).

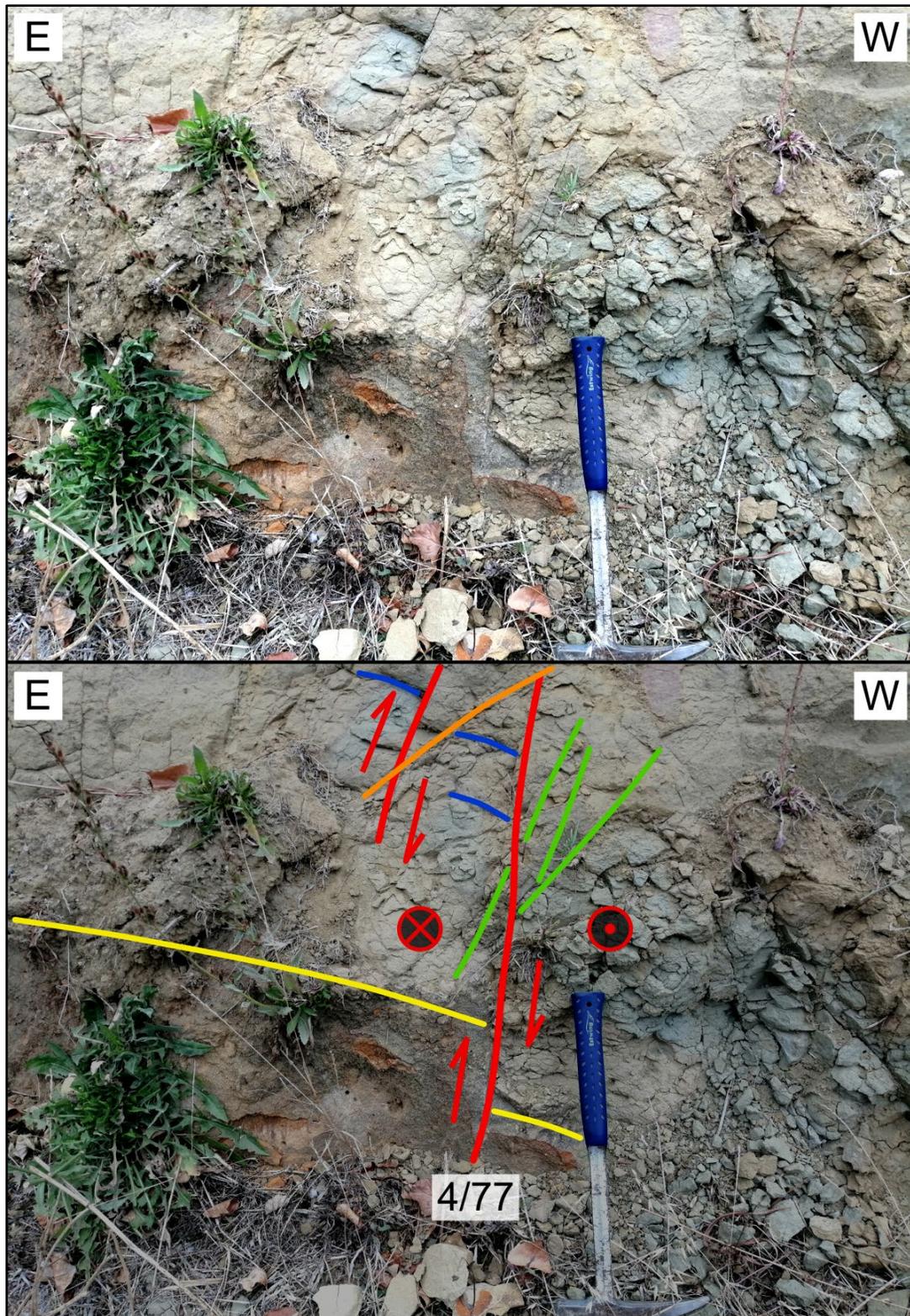


Figura 4.94: Falla inversa de orientación 4/77 (medido en la parte más inferior de la falla). La imagen superior al afloramiento. En la inferior: en rojo se marca su traza, continuación y cinemáticas; en verde las fracturas riedel sintéticas; en azul las antitéticas; en naranja un riedel sintético de transferencia y en amarillo el nivel guía. Debido a la diferencia en los saltos a lo largo de la falla, se infieren dos eventos compresivos, el primero sinsedimentario y el segundo con un componente supeditado dextral.

4.5.5. LAU – 5

El lugar está situado en las coordenadas 668.658 E y 5.932.467 N, en un corte realizado para el paso de una línea ferroviaria por medio del cerro (Figura 4.95).



Figura 4.95: Imagen del talud meridional del corte ferroviario correspondiente a LAU – 5.

La estratigrafía del afloramiento (Figura 4.96, en el talud septentrional; anexo 2) posee, de base a techo: 12,8 m de areniscas grises verdosas concrecionarias granodecipientes, con una base de granulometría media alcanzando a techo una granulometría fina, con dientes de elasmobranquios e interdigitaciones de granulometría media de mayor frecuencia al W (Muestra LAU – 5.1, anexo 5); un espesor máximo de 0,4 m correspondiente a areniscas conglomerádicas naranjas grisáceas de grano grueso con mantos de carbón discontinuos; aproximadamente 1,7 m de areniscas naranjas grisáceas granodecipientes, de grano grueso en base a fino en el techo, conglomerádicas a base, con restos vegetales carbonizados, mantos de carbón discontinuos (Figura 4.97; Muestra LAU – 5.2, anexo 5), intraclastos de areniscas amarillas tanto como de areniscas rojas y lutitas, además de poseer laminación paralela a techo; 1,4 m de areniscas blancas amarillentas de grano medio y moderada selección, con estratificación cruzada planar, restos vegetales e intraclastos de areniscas;

1,8 m de areniscas rojas anaranjadas de grano fino, localmente conglomerádicas; 1,3 m de areniscas blancas amarillentas de grano fino; 0,1 m de espesor máximo correspondiente a una capa de lutitas blancas infrayaciendo a una capa lenticular de carbón (Figura 4.98); 3,4 m de areniscas blancas amarillentas de grano medio con intraclastos de areniscas.

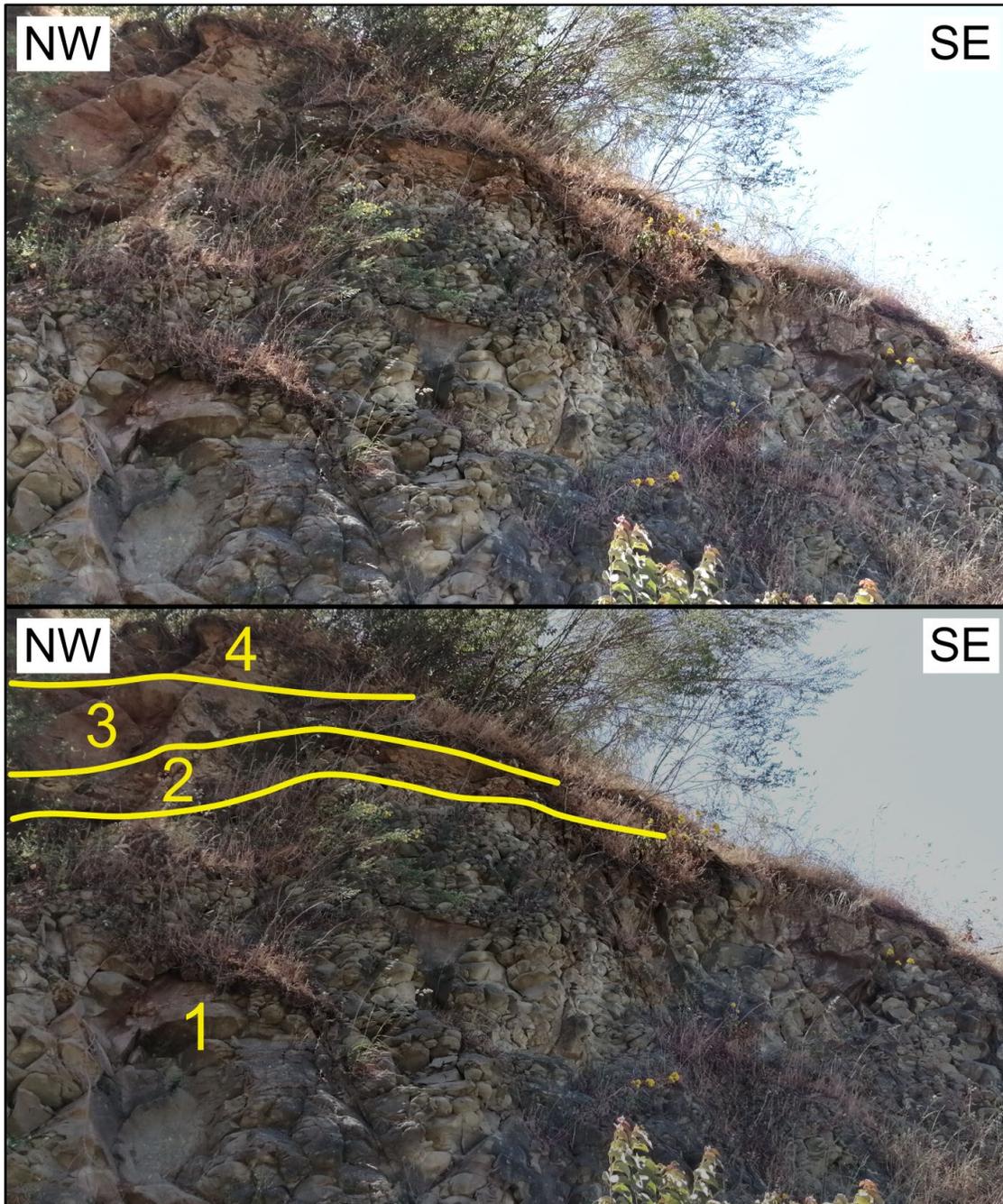


Figura 4.96: Secuencia sedimentaria parcial del afloramiento LAU – 5 (vista levemente inclinada del talud septentrional). De base a techo la secuencia consiste en: areniscas grises verdosas concrecionarias y granodecrecientes (1), las areniscas conglomerádicas naranjas grisáceas de grano grueso (2), areniscas naranjas grisáceas granodecrecientes (3), areniscas blancas amarillentas de grano medio (4).



Figura 4.97: Rodado de las areniscas conglomerádicas naranjas grisáceas de grano grueso (arriba e izquierda), junto a otros dos pertenecientes a las areniscas naranjas grisáceas granodecrecientes.



Figura 4.98: Lutitas blancas (área central inferior) bajo manto de carbón (costado derecho, entre líneas rojas).

En lo relativo a la geología estructural del lugar, la estratificación se orienta coplanarmente con respecto a 203/11 (N23°E / 11°NW). Además, existen dos estructuras principales (Figura 4.97) en el afloramiento, la primera tiene una orientación geométrica de 13/76 (N13°E / 76°SE) y desplaza tanto a la secuencia sedimentaria con cinemática inversa (Figuras 4.95 y 4.99) con un componente en el rumbo dextral debido a la presencia de fracturas subsidiarias en la zona superior del talud. La segunda estructura es de rumbo subparalelo al escarpe oriental, pero con un menor manteo, correspondiendo a un plano 6/64 (N6°E / 64°SE) y fractura riedel que podría marcar una cinemática inversa de una falla de mayor ángulo con manteo al E que alza el bloque correspondiente al afloramiento, falla que sin embargo acumula deformación normal.

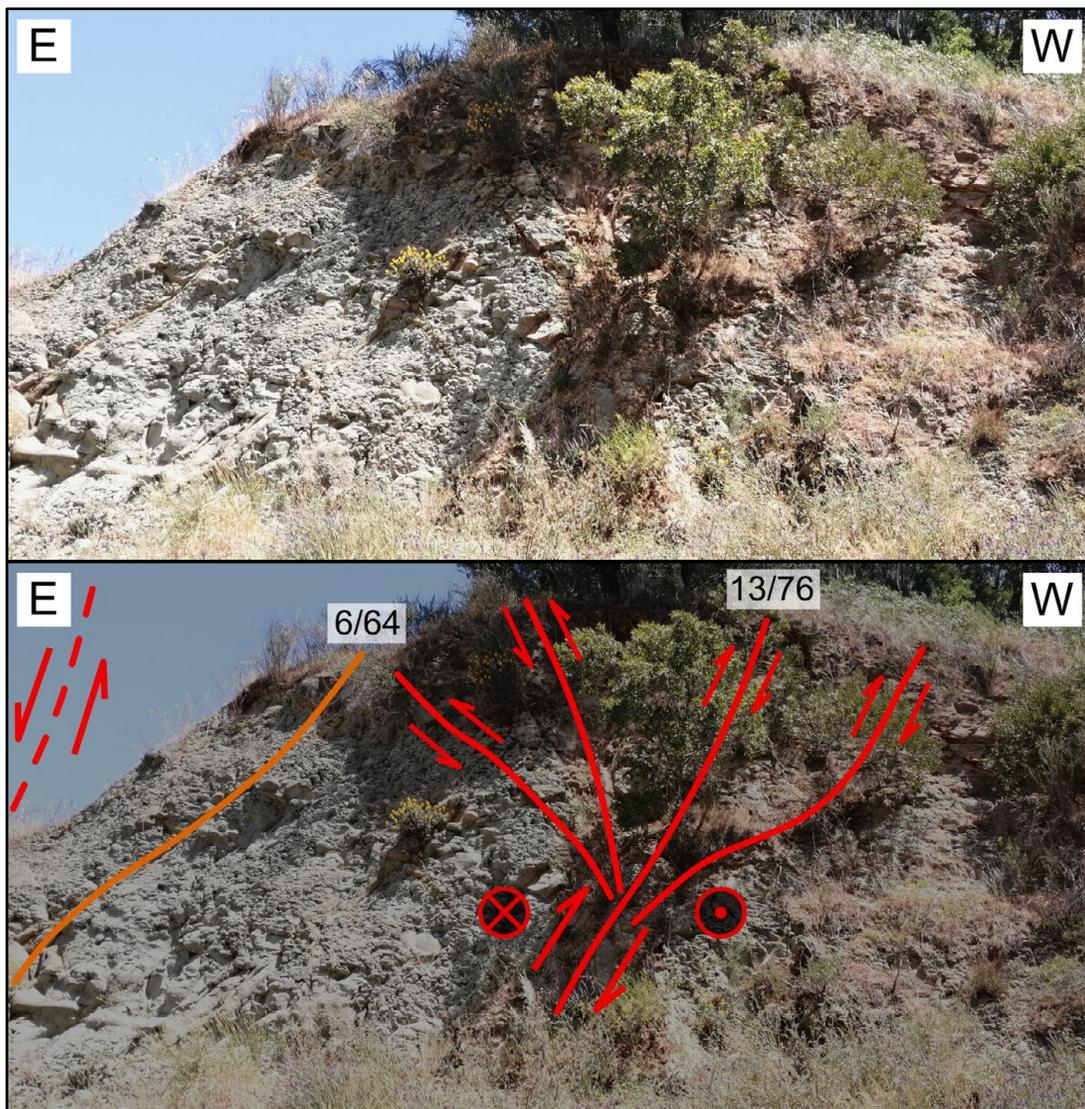


Figura 4.99: Principales estructuras en LAU – 5. De E a W se distinguen: La falla con deformación normal acumulada con mayor ángulo que la fractura riedel 6/64, quedando más al W la falla inversa ramificada por su componente en el rumbo, la que posee una zona de daño principal coplanar a 13/76.

4.5.6. LAU – 6

La ubicación geográfica del afloramiento está definida por las coordenadas 668.579 E y 5.932.727 N, en el extremo más septentrional del conjunto de cerros presente en el área de estudio. En el lugar (Figura 4.100) existe una secuencia sedimentaria (anexo 2) correspondiente a diferentes areniscas.



Figura 4.100: Afloramiento LAU – 6.

La sucesión de rocas sedimentarias (que posee la misma actitud que en LAU – 5) está compuesta, de base a techo, por: 6,3 m de areniscas concrecionarias grises verdosas granodecipientes, que gradan desde una granulometría media en base a fina en el techo (Muestra LAU – 6.1, anexo 5); 0,3 m de areniscas grises anaranjadas de grano fino; 1,9 m de areniscas grises verdosas de grano fino (número 1, Figura 4.100); un espesor máximo de 1 m correspondiente a areniscas grises rojizas, conglomerádicas e intraclásticas de grano grueso, con estratificación cruzada planar y mantos de carbón discontinuos de espesor centimétrico (Figura 4.101; Muestra LAU – 6.2, anexo 5), intraclastos de areniscas y lutitas que llegan hasta la escala decimétrica (Figura 4.102), restos vegetales e interdigitación con las areniscas que le sobreyacen, acuñaándose localmente por completo; 1,6 m de areniscas concrecionarias verdes anaranjadas de grano fino, con abundantes

bioturbaciones de *Ophiomorpha* isp. y *Thalassinoides* isp., además de estratificación cruzada planar (número 2, Figura 4.100); 2,8 m de areniscas grises verdosas de grano fino, con laminación paralela y bioturbaciones indeterminadas (número 3, Figura 4.100; Figuras 4.103 y 4.105). Adicionalmente, al S del afloramiento principal y al pie de la ladera W del cerro se reconocen arenas no consolidadas de color gris oscuro y grano medio, con laminación paralela (Figura 4.104).



Figura 4.101: Mantos de carbón discontinuos, areniscas grises rojizas, conglomerádicas e intraclásticas de grano grueso.



Figura 4.102: Intraclastos de tamaño conglomerado en el estrato con mantos de carbón.



Figura 4.103: Contacto entre las areniscas areniscas concrecionarias verdes anaranjadas abundantemente bioturbadas, bajo las areniscas grises verdosas de grano fino con laminación paralela.



Figura 4.104: Arenas no consolidadas grises oscuras de grano medio.



Figura 4.105: Vista en perfil de las últimas litofacies sedimentarias correspondientes a LAU – 6, existiendo de base a techo: areniscas grises rojizas, conglomerádicas e intraclásticas de grano grueso; areniscas concrecionarias verdes anaranjadas de grano fino, con abundantes bioturbaciones y por último las areniscas grises verdosas de grano fino, con laminación paralela y bioturbaciones indeterminadas (extremo superior derecho).

4.5.7. LAU – 7

El lugar correspondiente al punto LAU – 7 está ubicado en las coordenadas 668.551 E y 5.932.427 N. En el afloramiento se reconocen areniscas blancas de grano medio con intraclastos de areniscas amarillas y rojizas (Figura 4.106).

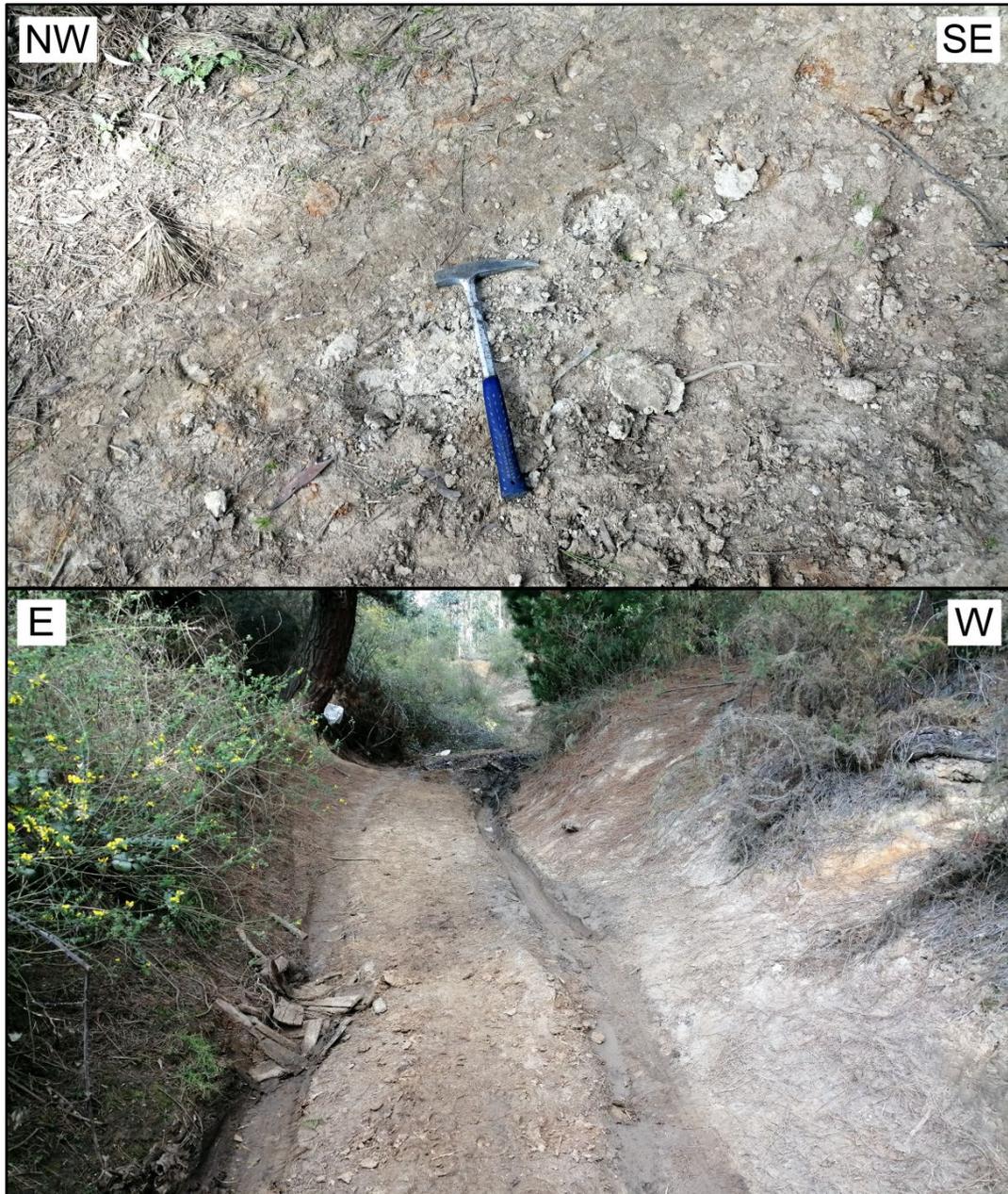


Figura 4.106: Areniscas blancas de grano medio. En la imagen superior se exhibe el afloramiento principal, en tanto que la inferior muestra el extremo más meridional del afloramiento, algunas decenas de metros más al S.

4.5.8. LAU – 8

La posición del afloramiento se encuentra las coordenadas 668.447 E y 5.932.238 N, adyacente a la ubicación de un vertedero informal de desechos domiciliarios y escombros de construcción. En el lugar (Figura 4.107) existe una secuencia de areniscas (Anexo 2) que varían su granulometría entre grano fino a medio y cuya orientación geométrica de la estratificación es subparalela a la señalada en LAU – 5 y LAU – 6.



Figura 4.107: Afloramiento LAU – 8.

La columna estratigráfica del punto LAU – 8 y de los sectores inmediatamente aledaños está compuesta, de base a techo, por: 2,3 m de areniscas finas grises amarillentas con abundantes restos vegetales y laminación paralela; 1,5 m de areniscas finas rojas marrones con escasos niveles conglomerádicos; 3,1 m de areniscas naranjas grisáceas granodecrescentes, en las que el tamaño de grano varía desde medio a base hasta llegar a fino en el techo; 0,7 m de areniscas blancas anaranjadas de grano medio con laminación paralela.

4.5.9. LAU – 9

El afloramiento (Figura 4.108) está ubicado en las coordenadas 667.930 E y 5.931.037 N. Las sedimentitas aflorantes consisten en una secuencia de areniscas (Anexo 2) de distintas granulometrías y colores al margen de un talud adyacente a un camino forestal.



Figura 4.108: Afloramiento LAU – 9.

La estratigrafía específica de este punto y sus alrededores, de base a techo se compone de: 1,6 m de areniscas rojas conglomerádicas de grano fino; 2,8 m de areniscas blancas amarillentas de grano medio; 1,2 m de areniscas rojas de grano fino con estratificación cruzada planar y restos vegetales parcialmente carbonizados (Muestra LAU – 9.1, anexo 5); 2 m de areniscas blancas anaranjadas granodecipientes, con granulometría en base media a techo fina, y además con laminación paralela (Muestra LAU – 9.1, anexo 5); 0,4 m de areniscas rojas de grano fino; 3,3 m de areniscas blancas granodecipientes desde grano medio en base a fino en el techo, y con restos vegetales; 1,9 m de areniscas blancas de grano medio; 1,4 m de areniscas naranjas de grano medio; 3,1 m de areniscas blancas anaranjadas de grano grueso; 1,7 m de areniscas rojas de grano medio con laminación paralela. La actitud de las capas, en este caso, es subparalela a la orientación geométrica presente en el punto LAU – 2.

4.5.10. LAU – 10

La ubicación geográfica del lugar se encuentra en las coordenadas 667.816 E y 5.930.675 N, en una zona con plantaciones forestales cercanas a un estanque de agua (Figura 4.109). Las rocas del sector son una secuencia de areniscas (Anexo 2) de diferentes granulometrías, a tramos conglomerádicas y ocasionalmente con restos vegetales.



Figura 4.109: Afloramiento LAU – 10.

Los estratos que integran a la secuencia sedimentaria, de base a techo, son: 1,9 m de areniscas rojas de grano medio con restos vegetales; 5,1 m de areniscas blancas amarillentas de grano fino, con laminación paralela, restos vegetales e intraclastos de areniscas y lutitas grises claras con mayor granulometría (Figura 4.110); 1,4 m de areniscas rojas de grano fino; 7,5 m de areniscas conglomerádicas rojas de grano fino; 5,6 m de areniscas blancas amarillentas de granulometría media. La geología estructural del afloramiento no comprende deformación frágil, sin embargo, la estratificación de las capas sedimentarias está bien definida en los tramos con laminación paralela, y además orientada coplanarmente con respecto a 75/21 (N75°E / 21°SE).

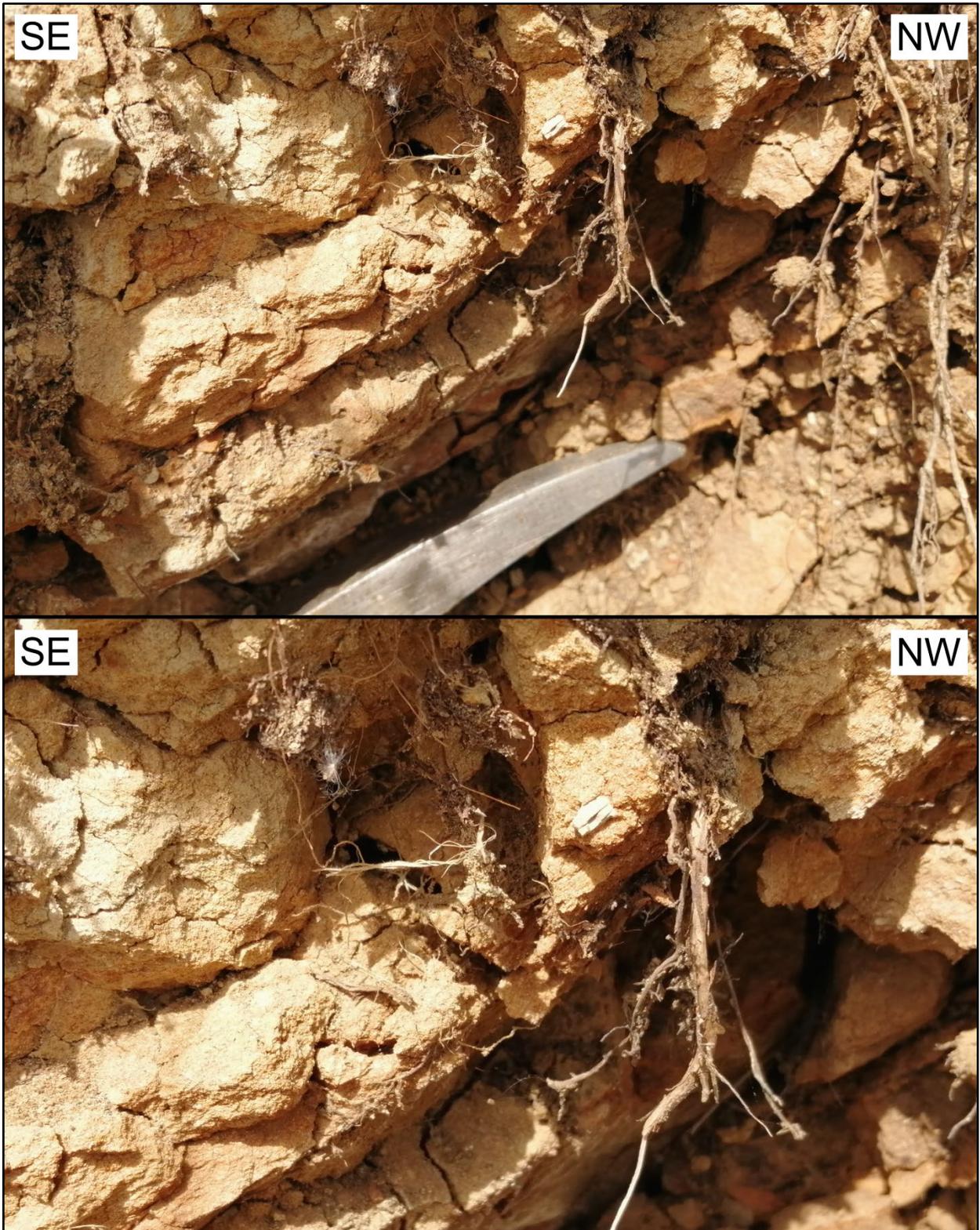


Figura 4.110: Areniscas blancas amarillentas de grano fino, con restos vegetales e intraclastos de lutitas grises claras. La imagen superior muestra la apariencia general de las areniscas, en tanto que la inferior exhibe el detalle de un intraclasto de lutita.

4.5.11. LAU – 11

El afloramiento se encuentra en las coordenadas 668.104 E y 5.931.099 N. En el mismo existen areniscas naranjas de grano fino, con escasos intraclastos sedimentarios y laminación paralela incipiente, que afloran en un escarpe de orientación ENE – WSW (Figura 4.111).



Figura 4.111: Afloramiento LAU – 11. La imagen superior muestra el aspecto general del lugar, en tanto que la inferior exhibe el detalle de la litología presente, y correspondiente a las areniscas naranjas de grano fino.

4.5.12. LAU – 12

El punto se ubica geográficamente en las coordenadas 668.611 E y 5.932.224 N. En el lugar afloran dos litologías, existiendo un contacto entre areniscas finas grises anaranjadas con abundantes restos vegetales (al E; Muestra LAU – 12.1, anexo 5), que infrayacen a areniscas rojas de grano fino (al W), como se exhibe en la figura 4.112.



Figura 4.112: Afloramiento LAU – 12.

4.6. Cerro Las Pulgas

4.6.1. LPU – 1

El afloramiento está localizado en las coordenadas 666.745 E y 5.929.001 N. Las rocas aflorantes (Figura 4.113) consisten en areniscas concrecionarias grises verdosas granodecrecientes (Muestra LPU – 1.1, anexo 5), las que a base poseen una granulometría media y que a techo gradan hacia grano fino, presentándose en la base además niveles centimétricos de mayor granulometría, llegando al tamaño de grano grueso. La actitud de las capas en el lugar es de 224/8 (N44°E / 8°NW), y además existen diversas fracturas riedel que indican la cercanía a una zona de falla.



Figura 4.113: Afloramiento LPU – 1. La imagen superior muestra el aspecto general del afloramiento, y el inferior el detalle de la litología.

5. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN

5.1. Demarcación y análisis de lineamientos

Una vez realizados los Hillshade en las direcciones mencionadas en la metodología, se procede a marcar los lineamientos, quedando representados en la figura 5.1, con un Hillshade de base con un azimut oblicuo de 315° y una inclinación de 22° .

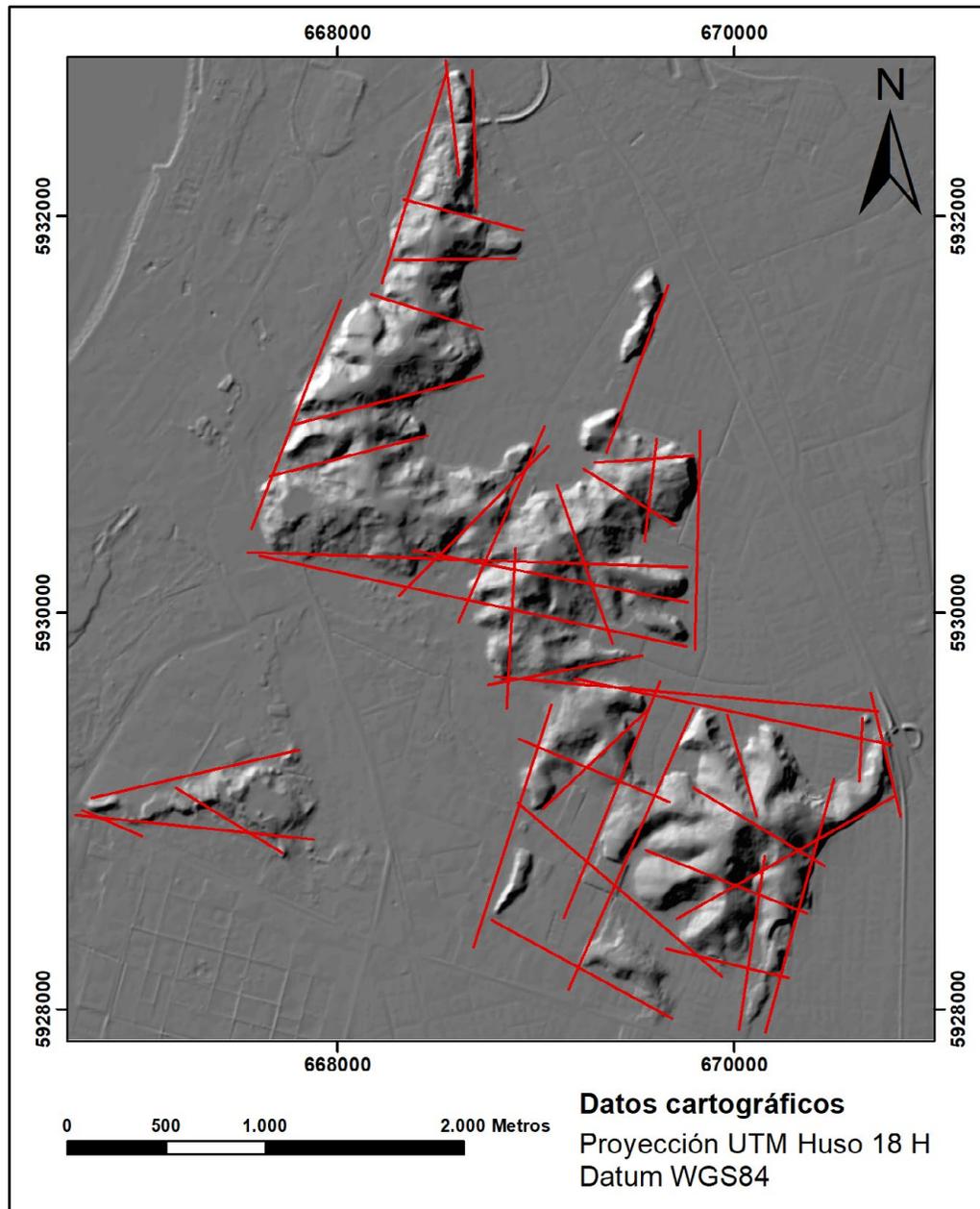


Figura 5.1: Lineamientos (en rojo) dentro del área de estudio.

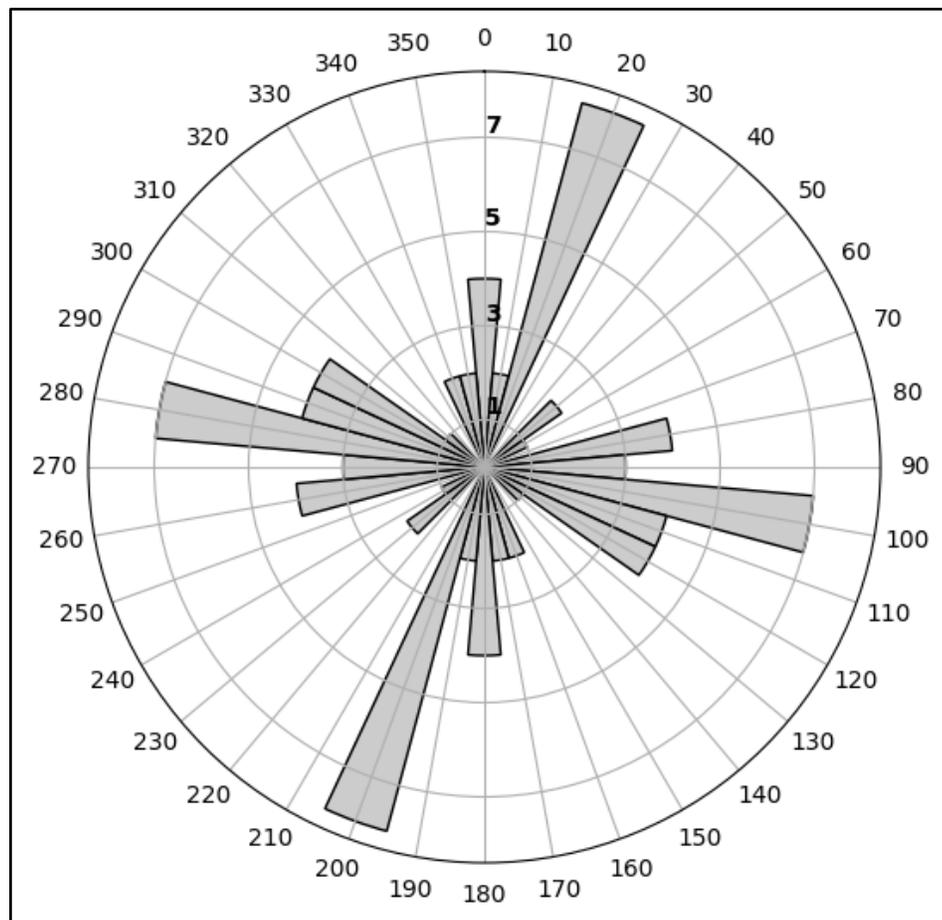
A partir de esta identificación, se organizan los datos de forma tabulada en la tabla 5.1 y en el diagrama roseta de la figura 5.2.

Tabla 5.1: Lineamientos del área de estudio.

Lineamiento	Azimut
1	195
2	167
3	182
4	188
5	240
6	103
7	111
8	121
9	163
10	95
11	102
12	119
13	130
14	204
15	202
16	227
17	113
18	198
19	259
20	183
21	181
22	160
23	187
24	122
25	200
26	266
27	102
28	92
29	101
30	225
31	204
32	201
33	255
34	255

Tabla 5.1: Lineamientos del área de estudio (continuación).

Lineamiento	Azimut
35	108
36	269
37	104
38	178
39	173
40	197
41	257
42	96
43	113
44	122

**Figura 5.2:** Diagrama roseta correspondiente a los lineamientos demarcados.

De lo anterior se infiere que existen dos grupos principales de lineamientos, uno en la NNE – SSW y otro en la dirección WNW – ESE, pudiendo corresponder a rasgos estructurales. Además, existen una serie de grupos con menor trascendencia, en la N – S, ENE – WSW y en la NE – SW.

5.2. Periodos de deformacionales y rasgos estructurales relativos a la bioliticronoestratigrafía

A la fecha presente, el análisis de las unidades sedimentarias en el área de estudio encuentra sus divisiones más utilizadas en el trabajo de Galli (1967). En función de las observaciones realizadas en terreno y de autores previos, se comienza a referenciar las unidades litoestratigráficas consecutivas para luego determinar la edad de las mismas con la finalidad de discutir su relación con los periodos de deformacionales en el área de estudio y acotar la edad relativa de la deformación. Se asignan nuevas unidades de ser necesario o incorporando a las unidades de la zona de Arauco mencionadas por Pineda (1983), debido a la falta de definiciones certeras. Para el caso específico del Basamento Metamórfico, se infiere la pertenencia a la Serie Oriental debido a la presencia de metaarenita en el área.

Como punto de partida, la Formación Quiriquina es la primera unidad presente en el área. Para poder designar con precisión un entendimiento cabal sobre que representa en el conjunto de rocas sedimentarias aflorantes en la zona estudiada la designación arbitraria de Formación Quiriquina y la deformación relacionada a ésta, es necesario revisar los elementos intrínsecos y extrínsecos que posibilitan la designación de un estrato rocoso o conjunto de estratos a esta unidad litoestratigráfica, considerando autores anteriores en una descripción analítica de cada planteamiento o inferencia.

Considerando las definiciones previas de la unidad, se procede a establecer (por construcción) una definición preliminar, arbitraria y excluyente con la mayor objetividad posible para la identificación de Formación Quiriquina solo en el área de estudio, y que también permita la inferencia de conclusiones a partir de operaciones de lógica matemática simple que permitan probar o descartar distintas hipótesis (Anexo 3).

Revisando en particular los cambios en la caracterización estratigráfica dentro del área de estudio para indagar acerca de los tramos de rocas sedimentarias más idóneos y más coherentes con las descripciones bibliográficas de las litofacies inferiores de Formación Quiriquina, se decide asignar como punto inicial a las rocas sedimentarias en SMI – 8, asignándose en detalle los diferentes tramos en distintos afloramientos a la Formación Quiriquina en el anexo 3.

Llegado a este punto es necesario plantear el límite superior de la Formación Quiriquina, en base a la definición preliminar. Se establece el límite superior como la primera superficie de erosión

encontrada después del tramo de litofacies correspondiente a las areniscas concrecionarias más superiores de Formación Quiriquina.

Cabe destacar que, sobre las areniscas concrecionarias más superiores de Formación Quiriquina, en los puntos SMA – 5, CDH – 1 y CDH – 2 existe una litofacies en interdigitación con las areniscas concrecionarias y sobre las mismas (con algunas trazas fósiles y escasos moldes de *Cardium acuticostatum*) y que, al encontrarse de esa forma, también se considera parte de la Formación Quiriquina.

Sobre la superficie de erosión, hay areniscas verdes finas con niveles locales conglomerádicos (en PER – 3 y SMA – 5) y dientes de elasmobranquios. La muestra SMA – 5.2 posee un clasto, parcialmente cubierto por la matriz, que está retrabajado y meteorizado asignable a la Formación Quiriquina, en una matriz fresca lo que implica a su vez la existencia de un hiato con una superficie de erosión relativamente plana.

Para fortalecer aún más esta hipótesis, en cortes transparentes (Anexo 6) pertenecientes al estrato de litología similar al que posee dientes de elasmobranquios, pero en PER – 3, muestran glauconita retrabajada y oxidada (bordes angulosos y color marrón) en una matriz fresca, lo que implica también un hiato erosivo, debido a que esto deja implícita la necesidad de un periodo temporal con una tectónica diferenciada con respecto al periodo subsidente y que ocasiona la denudación, erosión, meteorización y retrabajo del sedimento asociado a los últimos tramos de la Formación Quiriquina.

Al analizar las diferencias litológicas entre la Formación Quiriquina y este estrato superior, se denota también un aumento en la cantidad relativa de líticos volcánicos y de las características de los mismos, sugiriendo así un cambio en el aporte de sedimentos a la cuenca.

En específico, dentro de los niveles conglomerádicos comienza la presencia de una litología correspondiente a alguna unidad volcánica dacítica (o dacítica – andesítica) de color blanco (de ahora en adelante UVD; Figura 5.3) con escasos fenocristales de cuarzo, plagioclasa y anfíbol, que comenzó a ser aportante de sedimentos de la cuenca en este nuevo ciclo sedimentario.



Figura 5.3: Nivel conglomerádico con líticos de la UVD (blancos, con fenocristales de anfíbol y plagioclasa), arenisca fina con niveles conglomerádicos locales de PER – 3 (extremo S).

Al corroborar que la ausencia de líticos de esta unidad volcánica es sistemática en las muestras previamente asignadas de Formación Quiriquina (solo existiendo escasos líticos volcánicos andesíticos, de color oscuro) se procede a definir formalmente a Formación Quiriquina en el anexo 3. A su vez, una vez determinada la superficie de erosión para su límite superior con las areniscas de grano fino con dientes de elasmobranquios, se le designa con el nombre de “superficie de erosión paleocena 1”, y con las siglas “SEP1”.

La edad exacta de la Formación Quiriquina se entenderá a grandes rasgos como del Maastrichtiano, debido a que si bien Salazar (2004) muestreó solo sobre el conglomerado basal, las edades que obtuvo son como máximo una edad de la parte superior del Maastrichtiano inferior para las litofacies inferiores, luego asumiendo aunque sea un diastema entre el conglomerado y las areniscas sobreyacentes, se interpreta como a lo más una interrupción breve si es que no hay continuidad perfecta, por lo que implica que lo más razonable a esa parte basal es asignarla al Maastrichtiano inferior, y por consiguiente toda la formación quedaría acotada al Maastrichtiano.

El periodo deformacional asociado a la Formación Quiriquina y durante el Maastrichtiano, sería de carácter principalmente extensional, como queda demostrado por la actividad de estructuras como la Falla Hualpencillo. En el extremo NE del punto SMI – 2, existe una estructura paralela a

subparalela con respecto al escarpe principal que en Galli (1967) y este trabajo se considera como el escarpe de la Falla Hualpencillo. El cambio de facies de la Formación Quiriquina en SMI – 8 con una litofacies similar al segundo tramo definido por Salazar y otros (2015) con un espesor de más de 20 m, mientras que en otros puntos posee una variación mucho más marcada a la profundización, al igual que en SMI – 9, inducen a inferir que SMI – 8 representa el bloque alzado en un contexto de tectónica activa, actuando la Falla Hualpencillo como falla normal. Esta falla, junto a otras estructuras menores cercanas a la NNE – SSW que condicionaron las facies de la unidad sinsedimentariamente (como el conglomerado basal) o el espesor de la Formación Quiriquina, implican a grandes rasgos una extensión direccionada en la WNW – ESE.

La siguiente unidad litoestratigráfica a definir es la Formación Pilpilco, la definición correspondiente a esta unidad litoestratigráfica se realiza en el anexo 3.

La deformación asociada a la temporalidad intermedia entre la Formación Quiriquina y la Formación Pilpilco tiene una cantidad reducida de evidencia, abarcando la interrupción sedimentaria asociada contemporáneamente a fallas inversas con desplazamientos menores a la escala métrica y/o posibles inversiones parciales de estructuras cercanas a la N – S.

La edad de Formación Pilpilco en el área de estudio puede ser estimada a partir de las edades otorgadas para los fósiles en el anexo 4 (anexo de paleontología). En particular, al contener capas superiores (Formación Curanilahue) el elasmobranquio y ejemplar retrabajado de *Striatolamia striata* (Selandiano – Thanetiano), por sí acota la edad posible al Paleoceno, debido a que los dientes de elasmobranquios de cualquier capa superior evidencian retrabajo junto a intraclastos de la Formación Pilpilco, a la vez que esto es coherente con la asociación faunística descrita por Muñoz y otros (2007), llegando a conclusiones similares. La intersección de esto con el rango de *Pachyscyllium gilberti* (Thanetiano – Priaboniano) señalan una edad del Thanetiano. Lo anterior es respaldado por fósiles que en menor detalle sugieren una edad máxima del Paleoceno superior al restringir la edad mínima al final del Thanetiano, como es el caso de *Paraorthacodus eocaenus* (Selandiano superior – Ypresiano inferior) y *Anomotodon novus* (Selandiano – Lutetiano). Cabe destacar además que, si no se considerara a *Paraorthacodus eocaenus* como forma sinónímica de *Paraorthacodus clarkii*, poseería una primera aparición durante el Thanetiano, también indicando así esta edad para la secuencia, y para cualquier consideración una edad máxima correspondiente a la base del Thanetiano e implicando así que SEP1 representa un hiato del Daniano – Selandiano.

Finalmente, por el espesor de la unidad, es posible que la misma solo considere una porción del Thanetiano, sea el Thanetiano superior o Thanetiano inferior. El límite superior de la Formación Pilpilco está marcada por una superficie irregular (Figura 4.76), con variaciones bajo el orden métrico, y coincidiendo con las descripciones que autores previos plantean como el límite superior de Formación Quiriquina. A la misma se le denomina como “superficie de erosión paleocena 2”, con las siglas “SEP2”.

La deformación contemporánea a la Formación Pilpilco, en el Thanetiano, evidencia aproximadamente una extensión direccionada aproximadamente en la N – S y una compresión perpendicular, siendo la extensión de intensidad similar a la compresión según los cambios de facies sedimentarias en PER – 3. Sin embargo, reactivaciones con acortamiento lateral en la E – W en un intervalo temporal posterior a la Formación Pilpilco y anterior a la Formación Curanilahue podrían distorsionar estas interpretaciones, dificultando la precisión de una caracterización tectónica o deformacional al conocimiento de esta temporalidad. La estructura más relevante activa durante el Thanetiano corresponde a la zona central del lineamiento y escarpe asociado a la falla 12/68 de SMA – 9 hasta (al menos) el punto CDH – 2 con cinemática inversa y aumentando el espesor de la Formación Pilpilco al W del lineamiento.

El evento deformacional asociado a la SEP – 2 solo es descriptible a grandes rasgos como más compresivo que la tectónica previa, debido a la falta de evidencia directa.

Por sobre la SEP2 existen areniscas de mayor granulometría (o conglomerados) que las areniscas de grano fino en la zona superior de Formación Pilpilco, y que además contienen intraclastos de esta unidad (Figura 4.62), sin encontrarse meteorizados en roca moderadamente meteorizada y porosa. Lo anterior induce a concluir que SEP2 puede representar un diastema y no un hiato, sin embargo, en estas areniscas o conglomerados existen intraclastos también de lutitas grises oscuras (Figura 5.4) que no se correlacionan con ningún afloramiento en el área de estudio, así como dientes de tiburón retrabajados de la Formación Pilpilco, concluyéndose la existencia de un hiato de menor escala (que alcanza a erosionar completamente a las lutitas grises oscuras), cuando se compara frente al hiato de SEP1, que cubre el Daniano – Selandiano. Es necesario aclarar que un argumento que refuerza la noción de la SEP2 representando un hiato es que por el tamaño de los intraclastos correspondientes a las lutitas grises oscuras en comparación a la energía del flujo tractivo en el que se habrían depositado las areniscas que interdigitan con los conglomerados sobre la SEP2.



Figura 5.4: Intraclasto de lutitas grises oscuras en el estrato sobre la SEP2, adyacente a un intraclasto de la Formación Pilpilco.

La siguiente unidad litoestratigráfica (sobre SEP2) en el área de estudio se denomina como Formación Curanilahue. Los estratos que abarcan a esta formación eran consignados previamente por Galli (1967) como los tramos inferiores de la Formación Cosmito y por Erices (2018) con un significado de sus tramos basales similar a la de este trabajo, pero sin abarcar detalle en lo que ocurre a techo de esta unidad. Nuevamente, la definición y asignaciones están el anexo 3.

La edad de estas capas no ha sido abordada con precisión. Sin embargo, tanto Tavera (1947) como Sylvester y Sangüeza (1948) correlacionan con los estratos del Paleógeno en el sector de Cosmito, con el “Piso Curanilahue” (alrededor del Manto 5, en el Miembro Lota de la Formación Curanilahue, en Lota), mediante similitudes faunísticas a nivel específico. En base a esos argumentos, ya expuestos en el marco geológico, la edad de la Formación Curanilahue en el área de estudio estaría ligada a la edad de la Formación Curanilahue en la península de Arauco, Lota y Coronel (asumiendo un componente principal de subsidencia regional sincrónica).

Para suplir esta aparente falta de información, se utiliza una reinterpretación (con calibraciones más actuales) de algunos detalles planteados por Martínez – Pardo y otros (1997), en donde se

referencia que desde la Formación Boca Lebu (zona basal según el esquema de los autores) se verifica la presencia de los foraminíferos *Globanomalina chapmani* y *Pseudohastigerina wilcoxensis*, siendo la edad de la última ocurrencia del primer foraminífero aproximadamente 54,4 Ma (Pearson y otros, 2005) y la edad correspondiente a la primera aparición del segundo espécimen de aproximadamente 55,4 Ma (Pearson y otros, 2005).

En una porción mayoritaria pero indeterminada de la Formación Boca Lebu, Martínez – Pardo y otros (1997) recolectan al nanoplankton calcáreo *Tribrachiatulus orthostylus*, que posee un rango cronoestratigráfico correspondiente a 53,67 Ma – 50,66 Ma (Agnini y otros, 2014), además del taxón *Discoaster diastypus*, cuya primera aparición ocurre a los 54,13 Ma (Agnini y otros, 2014).

En los tramos finales de la Formación Boca Lebu en la localidad tipo mencionada por los autores reconocen la presencia de *Discoaster lodoensis*, cuyo rango temporal cubre los 53,1 Ma – 48,37 Ma (Agnini y otros, 2014). Lo anterior implica que con una adecuada certidumbre se puede afirmar que, al menos, casi la totalidad de la Formación Boca Lebu se encuentra acotada al Ypresiano, y una porción relevante (al menos la mitad) debería de estar acotada al Ypresiano inferior.

Si a lo anterior le añadimos la condicionante de la equivalencia lateral entre la Formación Boca Lebu y el Miembro Intercalación de la Formación Curanilahue en Lota y Coronel (Martínez – Pardo, 1968), implica que la cota superior del Miembro Lota, y por ende de la Formación Curanilahue en el área de estudio (más aún por la correlación que no la sitúa cerca del techo del Miembro Lota), es el Ypresiano inferior.

Para el acotamiento inferior de la Formación Curanilahue, Martínez – Pardo y otros (1997) estiman la primera aparición de *Discoaster multiradiatus* (56 Ma, según Agnini y otros, 2014) al interior del Miembro Lota. Esto implica que el mismo podría abarcar la porción final o superior del Thanetiano, lo que es coherente con la edad del Thanetiano asignada a la Formación Pilpilco con espesor disminuido y el hiato de menor escala que la separa de la Formación Curanilahue en el área de estudio, implicando que la edad más idónea para la Formación Curanilahue corresponde al Thanetiano superior – Ypresiano inferior. En la figura 5.5 se ilustran los contactos interformacionales descritos con anterioridad.



Figura 5.5: La imagen superior representa los contactos entre las formaciones Quiriquina, Pilpilco y Curanilahue en SMA – 5, en tanto que la inferior muestra el límite entre Quiriquina y Pilpilco en el extremo N de PER – 3.

El periodo deformacional correspondiente a la depositación de la Formación Curanilahue (Thanetiano superior – Ypresiano inferior) se caracteriza por la apertura de cuencas tipo hemigraben con fallas normales cercanas a la E – W, y fallas inversas de escala supeditada

aproximadamente orientadas en la N – S (LAU – 4), y algunas con mayor desplazamiento como en SMI – 1.

El límite superior de la Formación Curanilahue está marcado por una superficie de erosión relativamente plana y sin grandes ondulaciones, que para efectos de este informe se denomina como “superficie de erosión eocena”, con las siglas “SEE”. El conjunto de afloramientos que posee esta superficie marcada más nítida en comparación al resto de afloramientos son los puntos LAU – 5 y LAU – 6, en los que esta superficie erosiva está bajo areniscas conglomerádicas con mantos de carbón discontinuos e intraclastos de Formación Curanilahue meteorizados. En particular, la figura 5.6 muestra el aspecto de algunos intraclastos de lutita y areniscas de la Formación Curanilahue en una matriz correspondiente a las areniscas referenciadas con anterioridad.



Figura 5.6: Areniscas conglomerádicas con mantos de carbón e intraclastos de lutitas grises claras y areniscas de la Formación Curanilahue.

Sobre la SEE, se disponen una serie de estratos, con la misma angularidad de sus capas en relación a la Formación Curanilahue, y que abarcan también a las areniscas conglomerádicas con mantos de carbón discontinuos e intraclastos de Formación Curanilahue. Debido a que nunca han sido escindidos formalmente de la Formación Cosmito o Formación Curanilahue que otros autores han

descrito en la zona, se les denomina como “Estratos Barrio Industrial”, debido a la cercanía geográfica del margen occidental del cerro La U con el mencionado sector de Talcahuano, en las cercanías del puerto de San Vicente y la siderúrgica de Huachipato. Esta unidad se define y asigna en el anexo 3. Cabe destacar que en la mayor parte de afloramientos en donde está visible la SEE, el primer nivel de los estratos Barrio Industrial resulta ser una arenisca conglomerádica con intraclastos de lutitas grises claras, con mayor granulometría, o bien, los clastos conglomerádicos o de mayor tamaño están acotados a niveles conglomerádicos discontinuos.

La presencia de mantos de carbón y los estudios anteriores que asignan una edad contenida en el Eoceno junto al modelamiento térmico de Kuhn y otros (2010) implican una edad al menos pre – miocena inferior. Al examinar los ciclos de subsidencia regionales, al descartar el Oligoceno mediante estos datos queda necesariamente una edad cercana al Eoceno medio – Eoceno superior.

Más en detalle, cuando comparamos este hecho con los cambios de facies sedimentarias y de las variaciones en las columnas reportadas por Leroux y Elgueta (1997), la opción más razonable es que, ante la imposibilidad de tratarse de una sedimentación inmediata después del Ypresiano inferior por el hiato evidente al que corresponde la SEE y la inconsistencia con la variación general del ciclo sedimentario de Formación Trihueco, corresponda al ápice del ciclo transgresivo de Millongue y luego su inmediato cambio a la regresión. La diferencia en la consolidación de las unidades, el marcado cambio en el ambiente de sedimentación en cuanto a la energía del cuerpo fluvial y/o la carga de sedimentos en el mismo junto a la tendencia a la somerización general son otros argumentos que fortalecen el planteamiento de un hiato. En la Formación Trihueco, Leroux y Elgueta (1997) reportan la existencia de: *Globigerina senni* (actual *Subbotina senni*) que posee un rango correspondiente a 50,6 Ma – 38 Ma (Pearson y otros, 2005); *Acarinina boredermanni* (actual *Igorina boredermanni*) con un rango de 55,5 Ma – 43,8 Ma (Pearson y otros, 2005); *Acarinina soldadoensis* con un rango de 56,6 Ma – 49 Ma (Pearson y otros, 2005) y *Acarinina primitiva* con un rango aproximado de 50,8 Ma – 39 Ma (Pearson y otros, 2005). Esto implica que la edad máxima representativa de la zona muestreada es aproximadamente de 50,6 Ma en el Ypresiano superior, pudiendo extenderse al menos hasta el Lutetiano inferior. Lo anterior, si se conjuga que según Leroux y Elgueta (1997) hay presencia en la Formación Millongue de *Orbulinoides beckmanni*, acotado al menos entre 40,6 Ma a 40 Ma (Pearson y otros, 2005), implica que la cota inferior de la parte basal de la Formación Millongue estaría al menos en el Lutetiano.

Al no tener mayor certeza sobre el límite superior, a los Estratos Barrio Industrial se les asignará una edad de Lutetiano – Priaboniano.

La deformación del Lutetiano – Priaboniano se infiere que en al menos algún punto temporal debió de poseer un elemento extensional predominante, direccionado ligeramente más oblicuo a la N – S con respecto al eje extensional del Thanetiano e Ypresiano. Los cambios laterales y verticales de litofacies implican que la subsidencia tectónica por estructuras regionales y/o locales aumentó durante el inicio de la sedimentación, para posteriormente decaer paulatinamente. Estructuras que posibilitaron subsidencia extensional focalizada en este periodo comprenden a la Falla San Vicente o la falla de orientación 255/55 en PER – 4.

El límite superior de los Estratos Barrio Industrial queda marcado por una superficie irregular con variaciones métricas o mayores, que se le designa como “superficie de erosión oligocena – miocena”, con la sigla “SEOM”. El límite inferior, correspondiente a la SEE, es ahora ilustrado ya que se tienen completamente definidos a los Estratos Barrio Industrial y se han delimitado la naturaleza de la SEE y las capas entre las cuales se demarca esta superficie. Para tales efectos, se utiliza la figura 5.7 con la finalidad de representar el límite preciso en el punto LAU – 5 de la Formación Curanilahue con respecto a los Estratos Barrio Industrial.

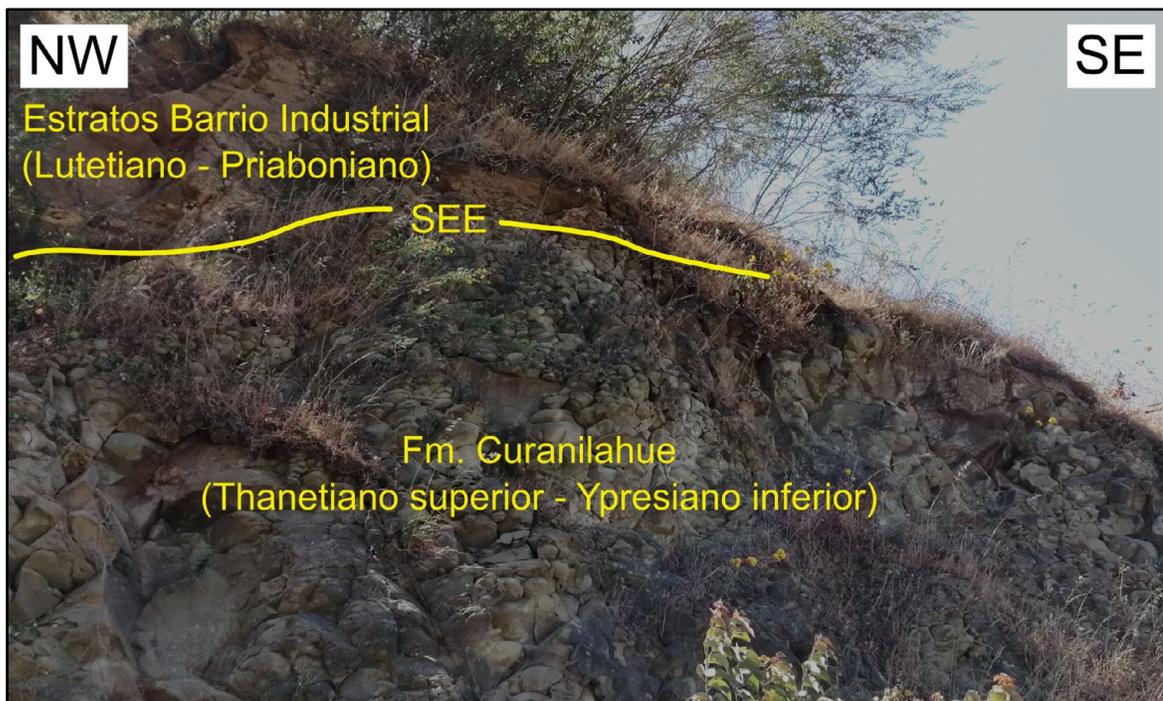


Figura 5.7: Contacto entre los Estratos Barrio Industrial sobre la Formación Curanilahue, en LAU – 5.

Por sobre la SEOM, existen areniscas blancas con intraclastos de la Formación Curanilahue y Estratos Barrio Industrial (SMA – 5) y lutitas arenosas grises y fosilíferas (SMA – 11). A esta unidad litoestratigráfica, se le denomina como “Estratos Las Higueras”, debido a que los mejores afloramientos se dan en las cercanías de este sector. Su definición y asignaciones están en el apartado del anexo 3.

Debido a que las capas están aproximadamente con la misma angularidad que las unidades paleógenas, se infiere que los Estratos Las Higueras son previos al Plioceno, desde el cual las unidades en la costa de Arauco están subhorizontales u horizontales.

A su vez, debido a la ausencia de material vegetal carbonizado, así como un grado de consolidación menor que las unidades paleógenas, se infiere que esta unidad es posterior a la subsidencia de a inicios del Mioceno, y obviamente, también del alzamiento a finales del Mioceno inferior, propuestos por Kuhn y otros (2010). Todo lo anterior implica una edad del Mioceno medio a Mioceno superior, asignándose el rango de (dividiendo al Mioceno en 3 grupos de 2 pisos cronoestratigráficos) Langhiano – Mesiniano.

En las zonas deprimidas del área de estudio, existe la Formación Huachipato. La misma, solo pudo ser distinguida con claridad en la zona más al NW del área de estudio, cerca del afloramiento LAU – 6. Corresponden a areniscas grises de grano medio, semiconsolidadas gradando localmente a no consolidadas y con buena selección.

A falta de mejores antecedentes, se mantendrá la edad sugerida por Galli (1967), correspondiente a Pleistoceno superior – Reciente, manteniendo también el ambiente de sedimentación propuesto por el autor. Por sobre y engranando a la Formación Huachipato, existen diferentes sedimentos recientes coluviales – aluviales y de origen eólico – marino, identificados también por Galli (1967). La Formación Huachipato se encuentra por sobre un paleorelieve originado principalmente por el último pulso deformacional, en el que predomina la extensión con la activación con cinemática normal o predominantemente normal de la Falla Hualpencillo o la estructura 12/68 de SMA – 9 y CDH – 2.

Finalmente, la figura 5.8 muestra un resumen del ordenamiento cronoestratigráfico planteado en esta sección y en los anexos referenciados, así como en el resto del estudio.

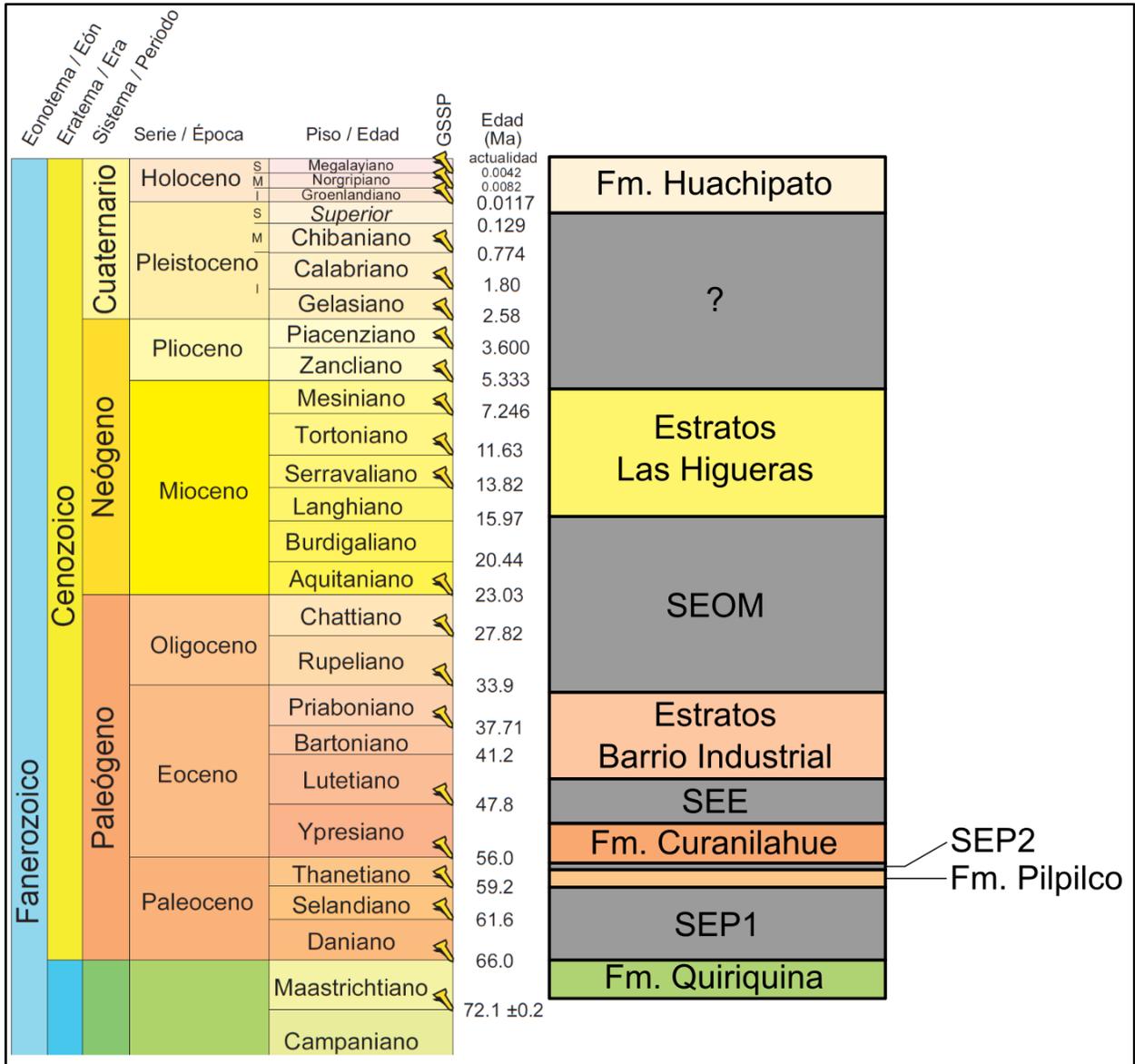


Figura 5.8: Cuadro resumen de las unidades litoestratigráficas acotadas al área de estudio (Anexo 7) y abordadas en este apartado, exhibiéndose en comparación a los pisos cronoestratigráficos. Los límites máximos y mínimos de cada unidad son los expresados en el análisis, pudiendo las unidades en cuestión no abarcar la totalidad del tiempo ilustrado en la figura, como se había señalado con anterioridad para el caso de la Formación Pilpilco.

5.3. Análisis estructural y tectonoestratigráfico

5.3.1. Análisis de estructuras tectónicamente relevantes

Las estructuras tectónicamente relevantes, son establecidas para efectos de este trabajo como aquellas fallas que pueden ser asociadas con una cierta temporalidad, al afectar o controlar alguna característica de las unidades litoestratigráficas previamente establecidas.

La primera estructura es la Falla Hualpencillo, denominada así por Galli (1967). Al analizar la posición de la secuencia sedimentaria a ambos lados de la misma, es corroborable que el bloque descendido corresponde al bloque oriental, en base a la diferencia en la actitud de las capas y la posición relativa de la columna estratigráfica entre los puntos PER – 3, PER – 4 y PER – 5 con respecto a SMI – 8 y SMI – 9. Además, esto sería coherente con el hallazgo en SMI – 4 de areniscas correspondientes al contacto entre la Formación Curanilahue y los Estratos Barrio Industrial, al E de un afloramiento del Basamento Metamórfico.

En el extremo NE del punto SMI – 2, existe una estructura paralela a subparalela con respecto al escarpe principal que en Galli (1967) y este trabajo se considera como el escarpe de la Falla Hualpencillo. Así, esta estructura tiene una orientación 12/53, mientras que en SMI – 1 la estructura subsidiaria a la Falla Hualpencillo posee una orientación 357/68, siendo de un mayor desplazamiento que la estructura en SMI – 2 y además con múltiples reactivaciones, en base al efecto en las facies sedimentarias de la Formación Curanilahue en SMI – 1. En función de estos efectos y al evidente lineamiento definido anteriormente, a esta estructura se le otorga un manteo similar al de la estructura más relevante y subsidiaria a la misma, en SMI – 1, en tanto que un azimut correlacionable con su propio lineamiento. En consecuencia, la Falla Hualpencillo será considerada con una geometría tal que su orientación general en el área de estudio sea 15/68.

En cuanto a su historia tectónica, evidentemente al cambio de facies de la Formación Quiriquina en SMI – 8 con una litofacies similar al segundo tramo definido por Salazar y otros (2015) por un espesor de más de 20 m sin mayores cambios, en tanto que la secuencia en SMI – 3, SMI – 4 y SMI – 5 posee una variación mucho más marcada a la profundización, al igual que en SMI – 9, inducen a inferir que SMI – 8 representa el bloque alzado en un contexto de tectónica activa y subsidencia regional, actuando la Falla Hualpencillo como falla normal. Con posterioridad, se infiere a partir del afloramiento SMI – 1 que la falla en el lugar habría tenido comportamiento

inverso durante la depositación de Formación Curanilahue, debido a la diferencia de las facies sedimentarias, siendo principalmente areniscas al W, en tanto que lutitas de un ambiente de menor subsidencia en un sistema fluvial al E, lo que induce a concluir que la Falla Hualpencillo actuó al menos localmente como falla inversa, conservando entonces la orientación 357/68 para esta reactivación inversa. Con posterioridad, al encontrarse la falla elevando el bloque W, se establece que el plano 15/68 también posee una cinemática normal para al menos la edad de depositación correspondiente a la Formación Huachipato. La siguiente estructura se trata del riedel subsidiario a la Falla Hualpencillo en el afloramiento SMI – 3, que con una cinemática normal y una orientación 214/82 se tomará como un indicio de la cinemática normal predominante de la Falla Hualpencillo actual, pero con un menor componente dextral.

La falla inversa 265/48 en SMI – 2 es considerada como de temporalidad actual, pero con una actividad normal durante la depositación de los Estratos Barrio Industrial, debido a la aparición aislada de esta unidad al N de la estructura y las facies sedimentarias claramente marinas adyacentes a la misma, en el costado N de la falla.

La falla 335/82 en SMI – 7 es interpretada como una estructura tectónicamente independiente de la Falla Hualpencillo, pero que, sin embargo, se propagó a partir de la misma al consistir esta en un límite mecánico para la continuidad de las litologías y para las variables reológicas que controlan el fracturamiento. Debido al contacto que produce entre el Basamento Metamórfico y la Formación Quiriquina, es catalogada como una falla de cinemática normal, siendo de una temporalidad posterior a la activación inversa de la Falla Hualpencillo, pero anterior a su última actividad tectónica.

La falla 223/87 en SMI – 8 es considerada como una estructura de cinemática normal sinsedimentaria a la Formación Quiriquina (condiciona el aumento de espesor del conglomerado basal) que luego de un periodo de actividad en el Maastrichtiano, habría sido reactivada con posterioridad, también con un componente normal. En tanto que la falla normal de orientación 80/65 sería de una temporalidad posterior, infiriéndose una correlación con el ciclo sedimentario de la Formación Curanilahue, debido a la falta de afloramientos de esta formación en el cerro San Miguel, al N de este afloramiento.

En SMI – 9, la falla de rumbo dextral 220/61 es considerada de cinemática actual debido al fracturamiento que ocasiona en la Formación Quiriquina, siendo además coherente con evidencia

obtenida en la Falla Hualpencillo. La estructura aislada 350/50 y de cinemática inversa, debido al patrón deformacional a su alrededor y solo afectar sus alrededores (falla ciega) es considerada como directamente posterior a la depositación de la Formación Quiriquina, cuando esta se encontraba semiconsolidada y permitía esta característica, sin ser necesario así un alto gradiente térmico para esto. Es posible que en el proceso existieran lapsos más bien distensionales que actuaran en la falla por los riedels asociados, pero más allá de eso las certezas de esos movimientos al quedar acumulado el desplazamiento inverso, es incierto.

La falla 180/68 en SMI – 12 es claramente de una cinemática normal sinsedimentaria por las facetas erosivas alrededor de la misma, por la zona triturada y por el aumento efectivo de espesor de la Formación Quiriquina.

La falla 45/85 en PER – 1 es considerada de cinemática normal por el plegamiento de arrastre asociado a la misma, evidenciada en los *Cardium acuticostatum* rotados en las cercanías de la zona de cizalle. La temporalidad de esta cinemática ha de ser anterior a la temporalidad de la última configuración tectónica de la Falla Hualpencillo, por la incidencia del relieve, más marcada por la delimitación del escarpe de la última falla mencionada, además teniendo actividad sinsedimentaria a los Estratos Barrio Industrial (facies sedimentarias de mayor subsidencia y afloramientos en SMI – 1 y SMI – 2 al S del lineamiento). En PER – 2, la falla 325/61 debe de tener una edad de su actividad mayor inclusive que la falla en PER – 1, debido a la no incidencia en el relieve.

En PER – 3, cerca del extremo N de la porción meridional aflora una zona de daño que pone en contacto a la Formación Pilpilco con la Formación Curanilahue, al N. Esta sería la continuación lateral de la estructura visible en PER – 4 y de orientación 255/55, de temporalidad posterior a la depositación de la Formación Curanilahue, pero anterior a la configuración tectónica que logró generar la elevación del bloque estructural correspondiente a Puente Perales.

El marcado lineamiento al N del cerro San Miguel, es interpretado como una falla inversa con una componente supeditada sinistral (debido a la orientación de los lineamientos en cuestión), de alto ángulo y con azimut de 102° con manteo al S. Esta falla debería de tener un componente normal acumulado en cuanto al desplazamiento relativo de los estratos, debido a la posición de la Formación Quiriquina en el extremo N de PER – 3. En SMA – 4, la falla 192/60 se considera la continuación y terminación subsidiaria de una zona estructural relevante en el área, coincidiendo con uno de los lineamientos marcados. Manteniendo el manteo de la estructura al comprobarse en

terreno la continuidad del rasgo estructural, se infiere una falla actual de carácter inverso 281/60 y asociada a mayor subsidencia y extensión paleógena para la Formación Curanilahue (facies marinas en SMA – 5).

La falla presente en SMA – 5 de orientación 20/87 tendría una cinemática normal actual, y una cinemática inversa en el Thanetiano, debido al acuñaamiento de la Formación Pilpilco en dirección a esta estructura.

En SMA – 7, la falla inversa de orientación 299/83 se considera como actual o inmediatamente anterior a la configuración tectónica actual, sin descartar que a profundidad se evidencie que acumule algún componente normal, debido a que las litofacies presentes de la Formación Quiriquina no permiten una mejor interpretación de esto.

La estructura 264/62 (SMA – 7) se correlaciona al lineamiento de azimuth 91°, y que se interpreta como una continuación de la falla inversa de orientación 281/60 con distinta orientación. Entonces y debido a la presencia de mayor espesor que en otros lugares de los Estratos Barrio Industrial, se interpreta que durante su depositación la falla 264/62 se comportaba de forma normal, en tanto que la zona de falla paralela al azimuth de 91°, con una orientación otorgada de 271/62 tendría una predominante cinemática inversa en la actualidad. Además, se interpreta el plano 264/62 también como un riedel, siendo así la falla 271/62 inversa con un componente supeditado sinistral, mientras que durante la depositación de los Estratos Barrio Industrial y la Formación Curanilahue también habría tenido cinemática normal, y también cierta incidencia en el manto de componente principal S de las unidades al N de la falla.

En SMA – 9 existe una estructura coplanar a 12/68 que, debido a la falta de incidencia topográfica, se infiere una actividad y acumulación de componente normal previo a las condiciones tectónicas actuales. También, debido a las fracturas riedel asociadas se infiere al menos un periodo de cinemática inversa, posterior a la depositación de los Estratos Barrio Industrial. Es posible correlacionar esta estructura (12/68 en SMA – 9) con una prolongación del lineamiento que bordea al punto CDH – 2 (Anexo 7), asignándose una falla de orientación azimuthal 200°. Por tanto, se interpreta una falla de orientación 20/68 con cinemática inversa y supeditado componente dextral en la depositación de Formación Pilpilco, debido al aumento de espesor de esta unidad en CDH – 2. Esta falla (20/68) acumularía una deformación normal debido a la acomodación de extensión en la tectónica actual, y a la presencia de la estructura asociada de orientación 71/80 que posee un

componente normal inferido durante el Thanetiano, en una subcuena tipo *pull – apart*. Además, debido a las facies sedimentarias de Formación Quiriquina en SMA – 5, se infiere una cinemática normal durante el Maastrichtiano para la falla coplanar a 20/68.

En CDH – 1, la falla 71/80 posee un componente híbrido entre cinemática sinistral y normal, en tanto que a su vez se infiere un comportamiento a grandes rasgos normal durante la depositación de Formación Pilpilco por los riedels asociados, así como también por el afloramiento de esta unidad más al N y con espesor mayor al de SMA – 5. La falla 5/86 se interpreta de cinemática predominantemente normal, con un supeditado componente dextral debido a los patrones de deformación alrededor de la misma y al desplazamiento topográfico, infiriéndose además actividad de esta índole en la tectónica actual.

En LAU – 4, la falla 4/77 posee un componente inverso sinsedimentario a la Formación Curanilahue, y una reactivación posterior de componente inverso y supeditadamente dextral que no deja evidencia en la topografía. En LAU – 5, la estructura coplanar a 13/76, por el desplazamiento de los estratos y la topografía, así como por las ramificaciones alrededor de la misma, es interpretada como una falla inversa con componente supeditado dextral, de una temporalidad anterior o temporalmente cercana a la configuración tectónica actual.

5.3.2. Análisis cronotectonoestratigráfico y eventos deformacionales

En este apartado se procede a analizar la tectónica inferible de las estructuras locales, relevantes para el área de estudio o para el contexto tectónico regional. Se utiliza el azimut de un lineamiento en reemplazo del azimut propio de la falla, si es que a lo largo de la traza de la falla se mantuvo la tectónica, complementando así los datos de los planos de falla a nivel de afloramiento para disminuir el sesgo de selección.

Durante el Maastrichtiano, se habría generado una subsidencia regional en la cuenca de antearco que abarca desde la bahía de Concepción hasta el S de la península de Arauco. Autores como Ianelli y otros (2018), Muñoz – Gómez y otros (2018) así como también Fennell y otros (2019) reivindican esta teoría a nivel regional y considerando en general al antearco de Chile central como parte de un sistema de hemigrábenes capaces de absorber deformación extensional, a la vez que propiciar la

depositación de Formación Quiriquina en un contexto de tectónica extensional a transtensional en el arco.

En particular, como ya se había mencionado los cambios en los ciclos sedimentarios internos de la gradación a granulometrías más finas en esta unidad y los cambios laterales de facies asociados a condicionantes locales implican un control tectónico, si bien no es la principal fuente de subsidencia, si en aspectos de las condiciones ambientales que incidieron en la sedimentación. Considerando la evidencia recolectada en terreno, es muy posible la existencia de un régimen tectónico extensional, o al menos, transtensional a extensional. Para el cálculo computacional, se utilizan los datos agrupados en la tabla 5.2, con el formato utilizado cuando se definió el programa y sus similitudes con otros algoritmos. Los resultados se muestran en la figura 5.9.

Tabla 5.2: Fallas tectónicamente activas durante la depositación de Formación Quiriquina (Maastrichtiano)

Azimut	Manteo	Cinemática principal	Cinemática secundaria	Cinemática híbrida
15	68	N		
223	87	N		
180	68	N		
20	68	N		

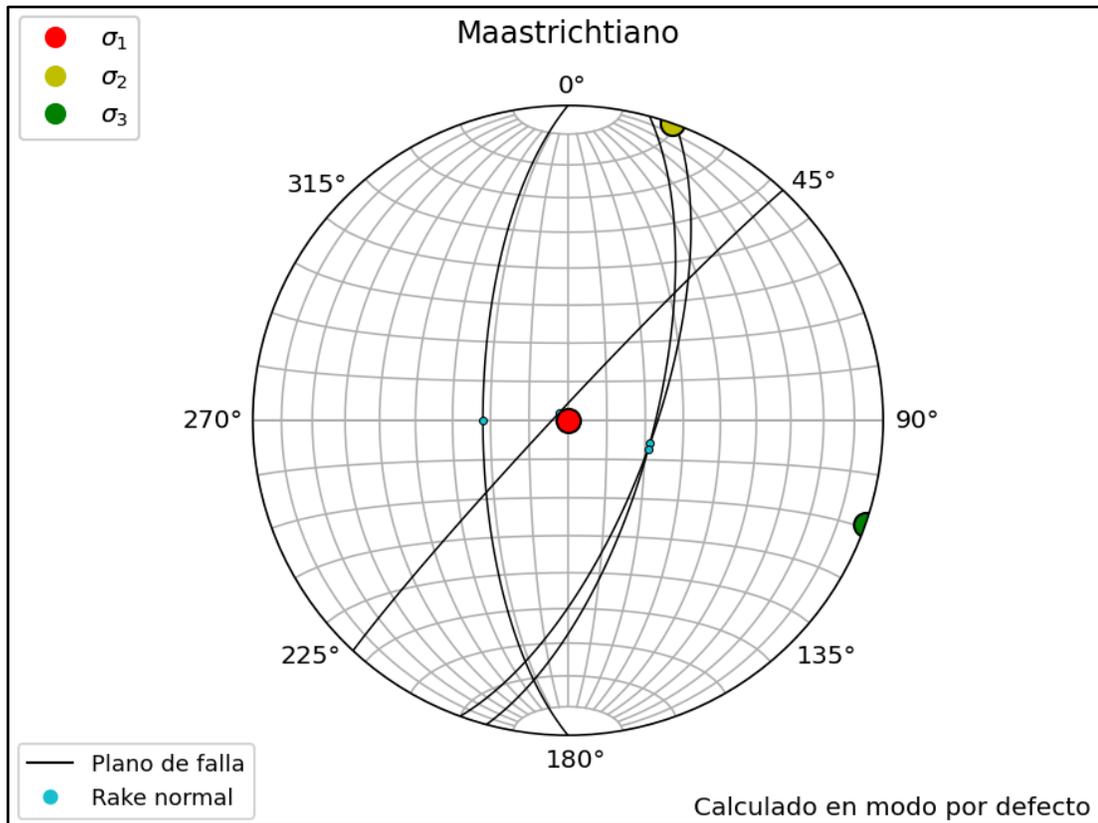


Figura 5.9: Inversión de esfuerzos en las estructuras activas durante el Maastrichtiano.

El resultado numérico se compone de un σ_1 vertical, un σ_2 horizontal con azimut de $19,2^\circ$ y un σ_3 también horizontal pero direccionado con un azimut de $109,2^\circ$. A partir de lo anterior, es evidente que si al menos una parte de los lineamientos NNE – SSW corresponde a fallas, estas tendrían una génesis durante el Maastrichtiano, en donde la extensión se direcciona en la WNW – ESE, siendo reactivadas posteriormente.

La asociación de esta tectónica extensional con respecto a las litofacies de la Formación Quiriquina se encuentra en función de la tasa de subsidencia regional y la posición relativa del depocentro con respecto a las fallas normales NNE – SSW, que durante el Maastrichtiano generan subsidencia local y focalizada. La relación planteada entre las fallas normales y las litofacies representativas del área de estudio, con la deformación típica propuesta para este evento tectónico extensional y para la cuenca, es una serie de hemigrábenes en cadena con fallas normales de orientación NNE – SSW que se enmarcan en una subsidencia regional que fue acrecentándose durante el Maastrichtiano, ocasionando además que la litofacies del conglomerado basal haya tenido un mayor control depositacional de las fallas locales, en tanto que la siguiente litofacies de areniscas grises amarillentas se encuentra de forma prácticamente transversal en los afloramientos del área de estudio. La subsidencia regional (posiblemente de una o varias fallas maestras) habría incidido en la tendencia a la profundización del ambiente sedimentario, siendo esta subsidencia parcialmente modificada por las estructuras locales, ya sea para aumentar la subsidencia y el ritmo de profundización, o como por ejemplo para mantener la litofacies de las areniscas grises amarillentas, en SMI – 8, o también para incidir en la reiteración de varios ciclos de profundización, como lo referencia Erices (2018) y se verifica en el área de estudio (SMI – 9).

A finales del Maastrichtiano la subsidencia regional disminuye su intensidad, depositándose la última litofacies, que sobreyace a los estratos de areniscas finas concrecionarias. Este último conjunto de estratos bioturbados tendría una menor diversidad y menos abundancia fosilífera, pero también fue mostrada por Salazar (2004) y asignada a la parte superior del Maastrichtiano por el autor. A su vez, se encuentra en interdigitación lateral parcial con respecto a la litofacies infrayacente, y su espesor aumenta en las zonas en donde la subsidencia era localmente menor debido a la existencia de estructuras extensionales que ocasionaran un leve alzamiento relativo del bloque en cuestión (CDH – 1).

Al final del Maastrichtiano o a inicios del Paleoceno, habría comenzado una tectónica compresiva, que perduraría al menos hasta la parte alta del Selandiano, o tendría al menos un último pulso de compresión durante el Selandiano. Para esta tectónica, habría poca a nula deformación absorbida en la cuenca, por lo que la misma se habría acumulado en la inversión parcial solo de las fallas maestras o en el sistema del arco y trasarco, ocasionando un alzamiento de bloque sólido o rígido en el antearco. De una u otra forma, la deformación durante este periodo habría sido muy acotada al interior de la cuenca o dentro de los depocentros correspondientes a la Formación Quiriquina, siendo la única estructura compresiva legítimamente asignable a esta configuración tectónica coplanar a 350/50, sugiriendo una compresión E – W a ENE – WSW. Esta configuración tectónica sería la responsable, además, de ocasionar la existencia de la SEP1.

La tectónica compresiva referenciada coincide con la fase tectónica “Larámica” *sensu* Frutos (1981), y podría tener alguna correlación con respecto a la fase tectónica “K – T” en el sentido de Charrier y otros (2014). Sin embargo, esta última opción es menos razonable, debido a que Charrier y otros (2014) definen esta fase al límite entre el Cretácico Superior y el Paleoceno, en tanto que la evidencia sugiere que la subsidencia asociada al ciclo sedimentario de la Formación Quiriquina podría haber continuado hasta el final del Maastrichtiano o inicios del Daniano, debido a los intraclastos de la unidad en la Formación Pilpilco, indicando una continuidad en la sedimentación y posterior erosión, junto a un cambio paleogeográfico y al menos una inversión parcial de los depocentros durante el Paleoceno, también coherente con la glauconita retrabajada y meteorizada en la Formación Pilpilco.

Al final del Selandiano o en el Thanetiano, comienza la depositación de la Formación Pilpilco. Esta unidad litoestratigráfica aflora en las cercanías y en la dirección de manteo de estructuras aproximadamente E – W, y en la dirección opuesta al manteo de fallas N – S a NNE – SSW. En específico, la variación de espesores de esta unidad a lo largo de las estructuras asociadas a los escarpes y/o lineamientos confirman que los mayores espesores se vinculan más concluyentemente en función de la inversión parcial de fallas NNE – SSW, que se encontraban activas durante el Maastrichtiano. Más aún, hacia los bordes de estas fallas y en las cercanías de las estructuras cercanas a la E – W, los espesores tienden a disminuir, pero se mantiene la presencia de la unidad (CDH – 2 con respecto a SMA – 5, y en PER – 3). De lo anterior se concluye que durante el Thanetiano, los movimientos de compresión tuvieron mayor incidencia en subsidencia local,

ocasionando la depositación de un mayor espesor de Formación Pilpilco, infiriéndose así una tectónica a grandes rasgos, de rumbo a transpresiva, o bien tectónica de rumbo a transtensional (por el cambio lateral de facies en PER – 3) siendo truncada la sedimentación por un evento transpresivo a compresivo (previo a la Formación Curanilahue) con inversión parcial de las estructuras que controlan la depositación de Formación Quiriquina al finalizar el ciclo sedimentario de la Formación Pilpilco, que también sería coherente con los intraclastos de granulometría muy fina a lutítica encontrados en la base de la Formación Curanilahue. Para ilustrar esto y comprobarlo numéricamente, se utilizan los datos de la tabla 5.3 para la inversión de esfuerzos, resultando las figuras 5.10 y 5.11.

Tabla 5.3: Fallas tectónicamente activas durante la depositación de Formación Pilpilco (Thanetiano)

Azimut	Manteo	Cinemática principal	Cinemática secundaria	Cinemática híbrida
357	68	R		
20	87	R		
20	68	R	D	
71	80	N		

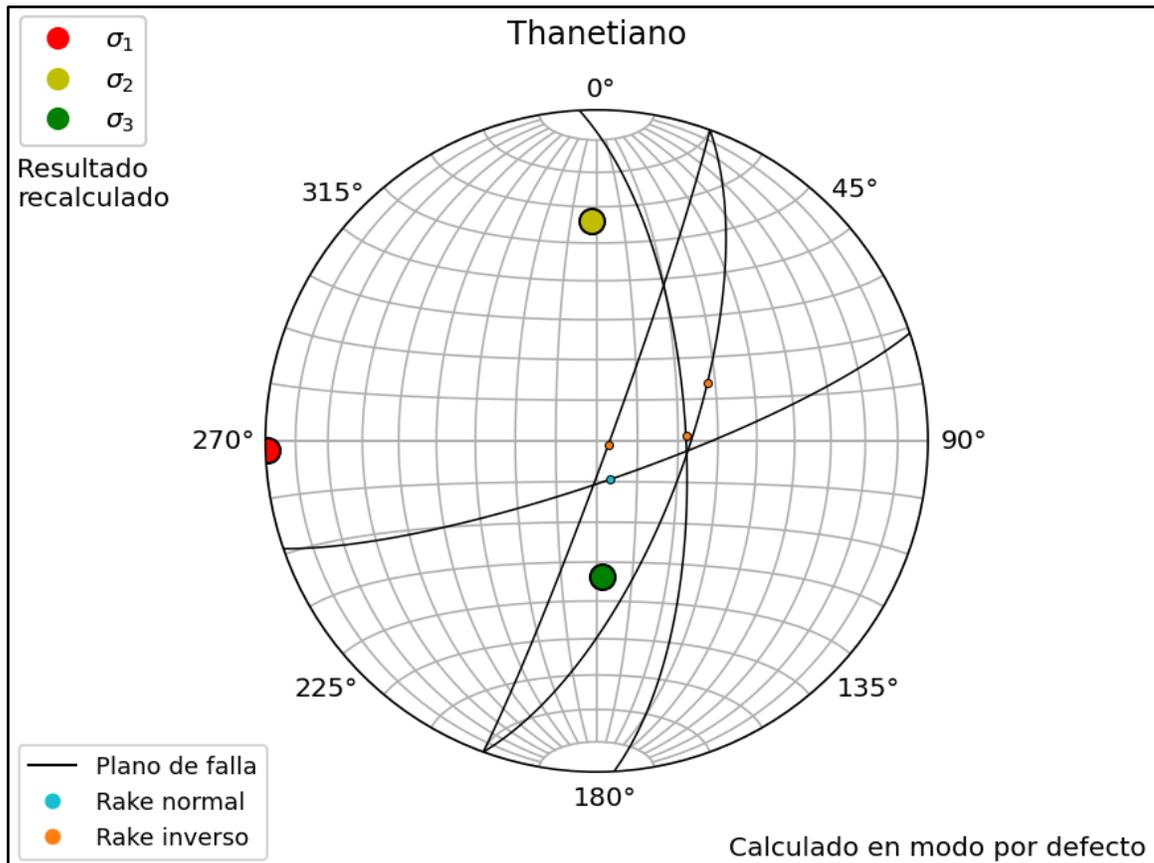


Figura 5.10: Inversión de esfuerzos en las estructuras activas durante el Thanetiano (calculado en este caso en el modo por defecto).

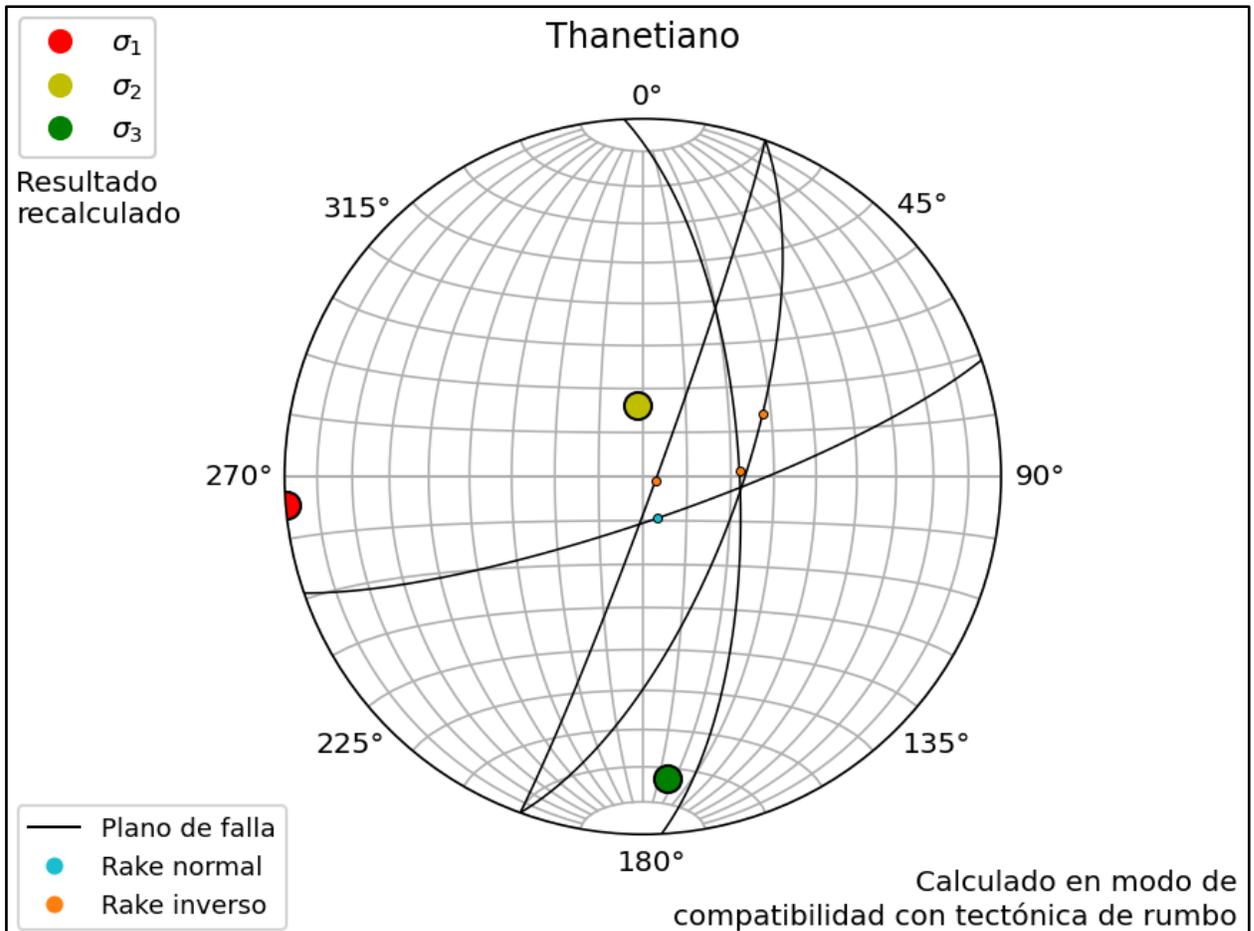


Figura 5.11: Inversión de esfuerzos en las estructuras activas durante el Thanetiano (calculado en este caso en el modo de compatibilidad con tectónica de rumbo).

Numéricamente, el primer resultado obtiene: un σ_1 orientado en 268,4/0,4; un σ_2 colineal a 358,7/33,7 y un σ_3 paralelo al lineal 177,7/56,3. El segundo resultado obtiene direcciones de estos vectores 265,5/0, 355,8/73,7 y 175,5/16,3 respectivamente. Cabe destacar que en el primer resultado el programa reporta una tectónica compresiva a transpresiva, en tanto que en la segunda muestra una tectónica de rumbo.

Una vez acabado el ciclo sedimentario de la Formación Pilpilco, ocurre un hiato asociado a la SEP2. Como ya se había comentado, pudiera deberse a un pulso deformacional transpresivo a compresivo. En función del cambio lateral de facies en PER – 3 y la angularidad con que ocurre, se infiere que al menos, había un contexto menos compresivo durante la sedimentación de la Formación Pilpilco respecto al periodo temporal asociado a la SEP2.

Para el ciclo sedimentario de la Formación Curanilahue, se infiere una tectónica de rumbo a transtensión, por los cambios laterales de facies entre las zonas cercanas a las fallas

aproximadamente E – W (SMA – 5 con respecto a LAU – 1) en combinación de las estructuras localmente compresivas y sinsedimentarias, pero de menor escala (LAU – 4). Para la inversión de esfuerzos se utilizan los datos de la tabla 5.4 añadiendo a su vez las estructuras extensionales sinsedimentarias (72/48 y 75/79, en Coronel) de Molina (2017), y resultando las figuras 5.12 y 5.13.

Tabla 5.4: Fallas tectónicamente activas durante la deposición de Formación Curanilahue (Thanetiano superior – Ypresiano inferior)

Azimut	Manteo	Cinemática principal	Cinemática secundaria	Cinemática híbrida
357	68	R		
80	65	N		
281	60	N		
271	62	N		
4	77	R		
72	48	N		
75	79	N		

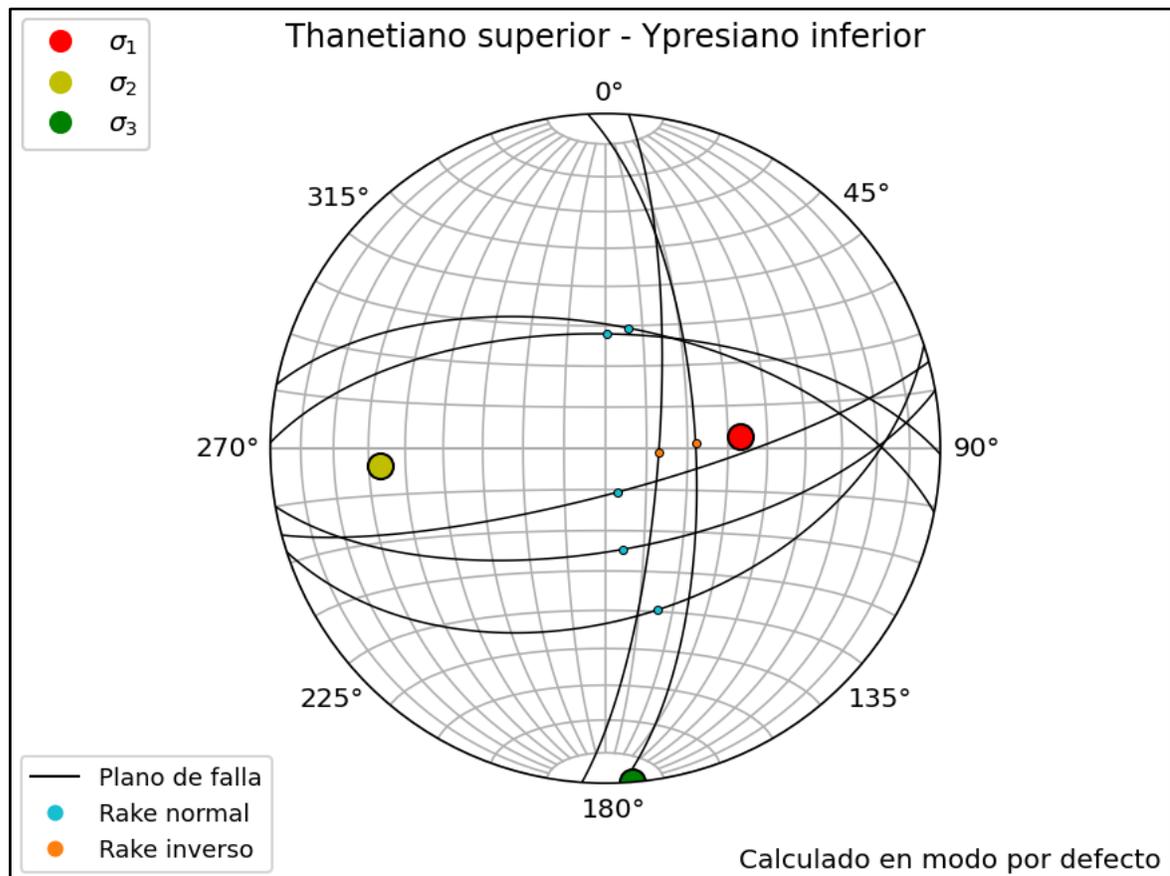


Figura 5.12: Inversión de esfuerzos en las estructuras activas durante el Thanetiano superior – Ypresiano inferior (calculado en este caso en el modo por defecto).

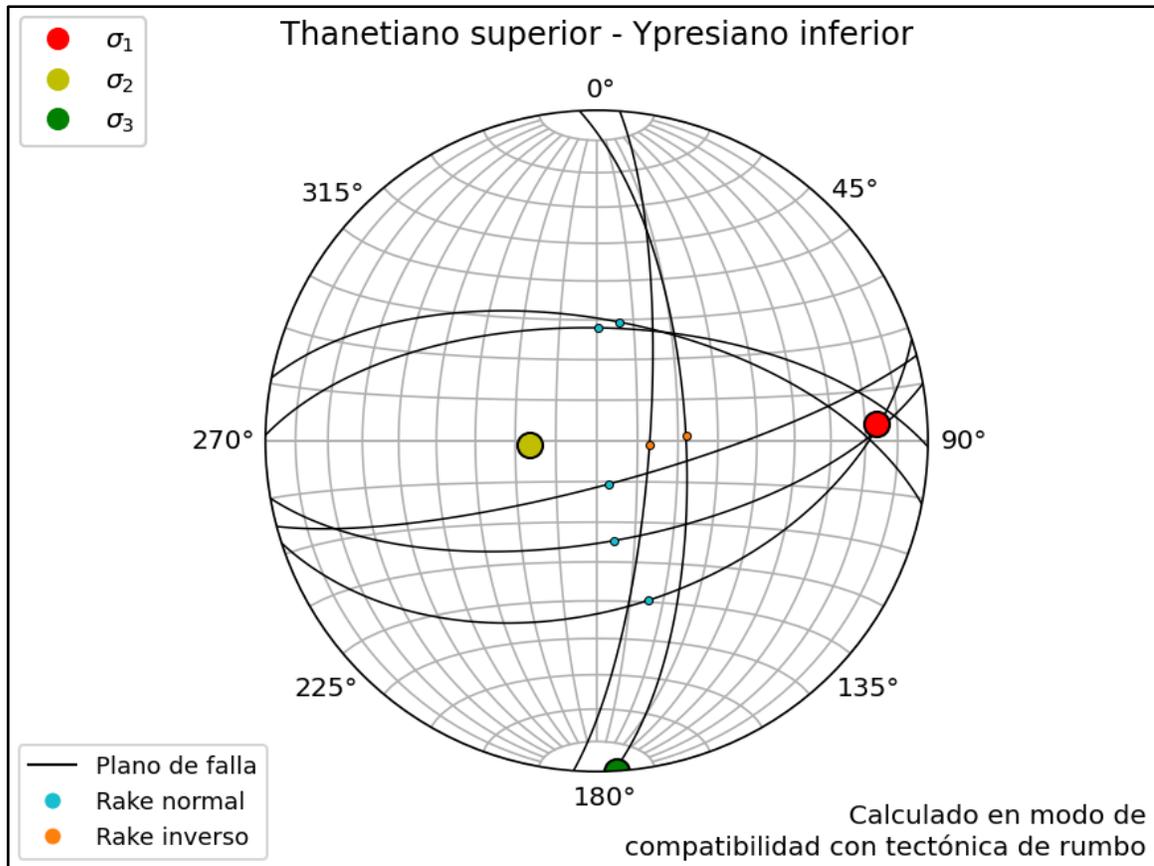


Figura 5.13: Inversión de esfuerzos en las estructuras activas durante el Thanetiano superior – Ypresiano inferior (calculado en este caso en el modo de compatibilidad con tectónica de rumbo).

El primer resultado tiene el siguiente conjunto de esfuerzos: un σ_1 orientado en 84,8/56,9; un σ_2 colineal a 265,6/33,1 y un σ_3 paralelo al lineal 175,3/0,4. El segundo resultado obtiene direcciones de estos vectores 86,6/16,5, 266,7/73,5 y 176,6/0 respectivamente. Este resultado numérico es coherente con los cambios laterales de facies identificados en el presente trabajo (SMA – 5 y LAU – 1). Durante el hiato correspondiente a la SEE, se infiere una tectónica de rumbo a transpresiva, debido a la sedimentación continua en esa edad de la Formación Trihueco (con una marcada regresión) en la península de Arauco (Leroux y Elgueta, 1997), en tanto que en la bahía de Concepción, según los resultados se detendría la subsidencia, o habría alzamiento y erosión. Este periodo (aproximadamente Ypresiano superior – Lutetiano) coincide, además, con la fase tectónica “Incaica I” *sensu* Frutos (1981). En el ciclo sedimentario de los Estratos Barrio Industrial, se estima un pulso decreciente de tectónica extensional a transtensional, debido a las litofacies basales transgresivas, en contraste con respecto a los tramos superiores que marcan una leve tendencia a la somerización, o al mantenimiento del equilibrio entre la subsidencia y el aporte de sedimentos (LAU – 9). Las estructuras activas durante la depositación de los Estratos Barrio Industrial son

ordenadas en la tabla 5.5, resultando las figuras 5.14 y 5.15. La gradación a ambiente marino en la unidad dentro del extremo N del área de estudio implica que la Falla San Vicente (Galli, 1967) acumuló tectónica extensional, provocando subsidencia en el bloque al S de la península de Tumbes (en el Eoceno y sinsedimentariamente a los Estratos Barrio Industrial). La estructura en PER – 4 y de orientación 255/55 con cinemática normal se infiere como cotectónica a este ciclo debido a la similitud con la media de la dirección azimutal de las demás fallas y relaciones de corte.

Tabla 5.5: Fallas tectónicamente activas durante la deposición de los Estratos Barrio Industrial (Lutetiano – Priaboniano)

Azimut	Manteo	Cinemática principal	Cinemática secundaria	Cinemática híbrida
265	48	N		
53	80	N		
45	85	N		
255	55	N		
271	62	N		
281	60	N		
264	62	N		

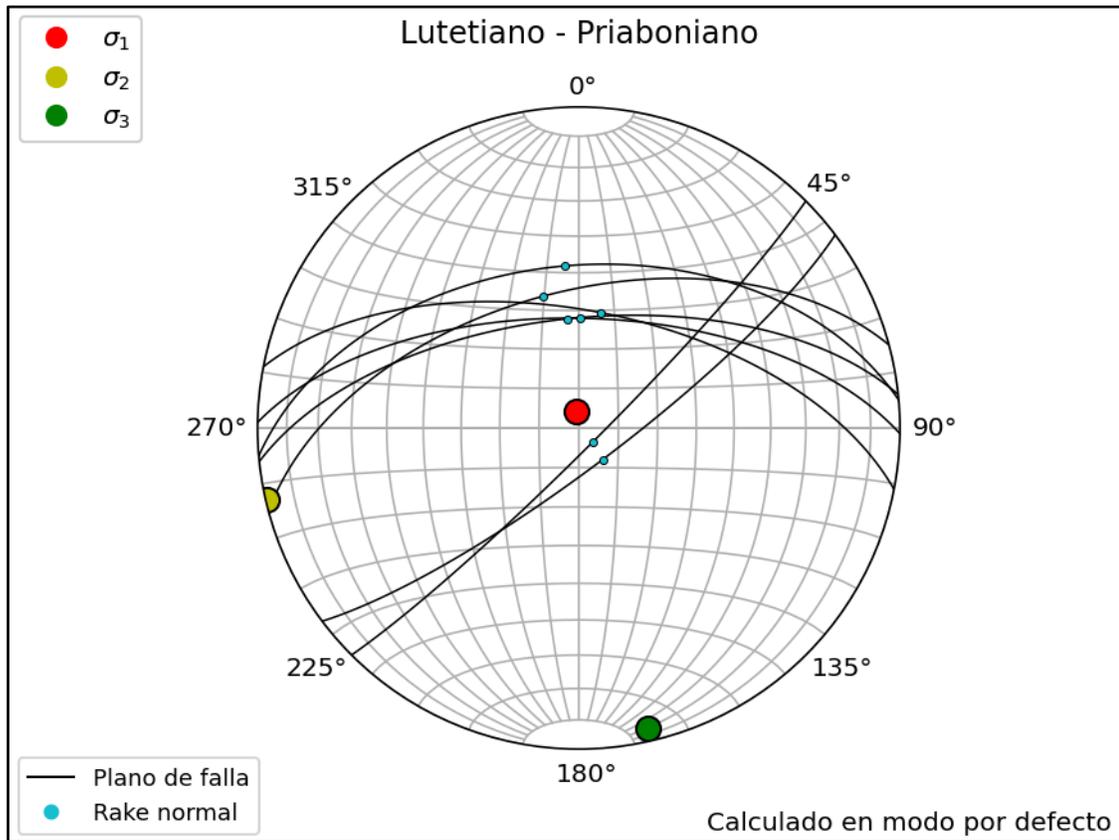


Figura 5.14: Inversión de esfuerzos en las estructuras activas durante el Lutetiano – Priaboniano (calculado en este caso en el modo por defecto).

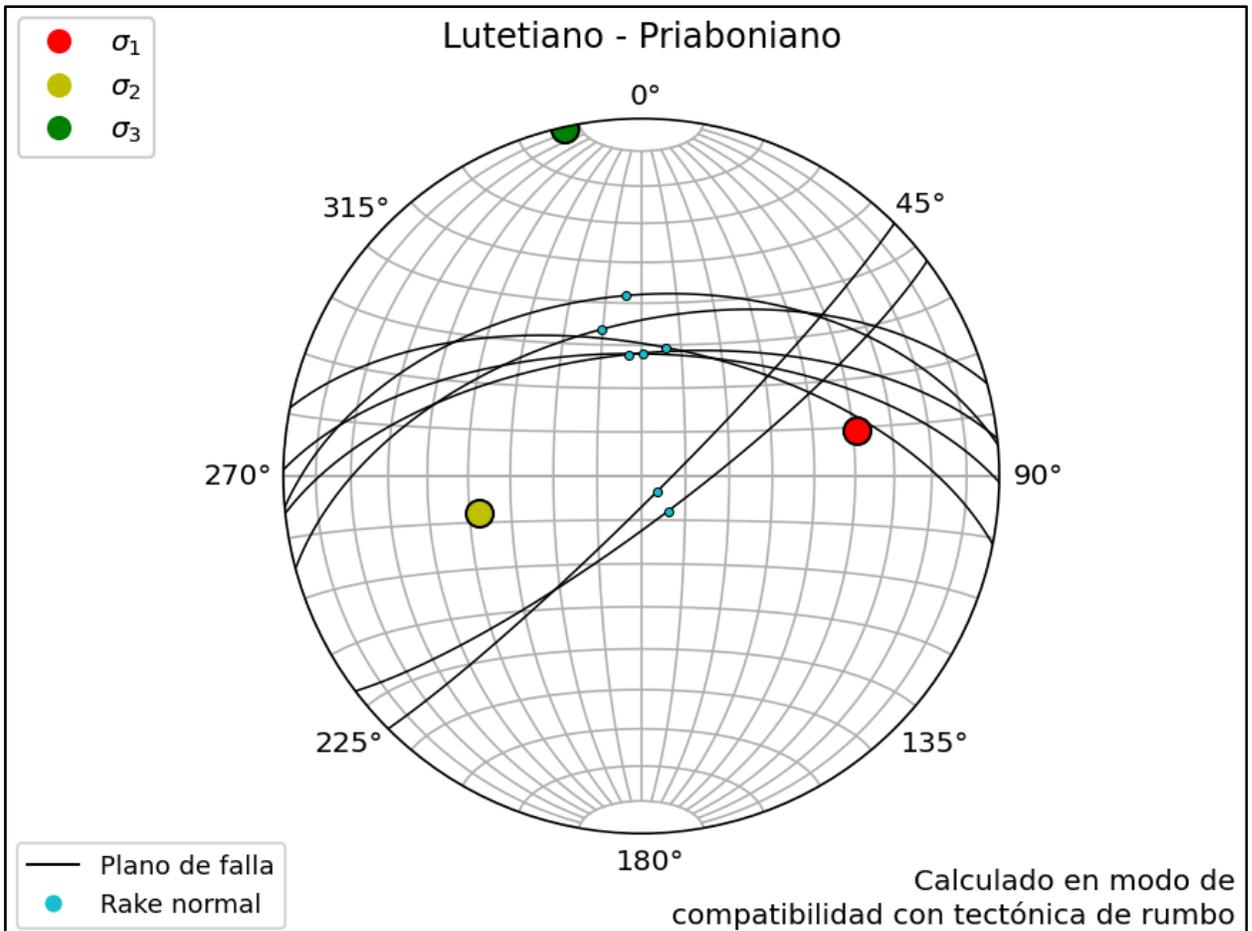


Figura 5.15: Inversión de esfuerzos en las estructuras activas durante el Lutetiano – Priaboniano (calculado en este caso en el modo de compatibilidad con tectónica de rumbo).

La ubicación del eje extensional en la NNW – SSE coincide parcialmente con los resultados de Potent (2003) del control tectónico sobre la sedimentación del Eoceno superior en la cuenca de Arauco, mediante la interpretación de un perfil sísmico. El primer resultado tiene el siguiente conjunto de esfuerzos: un σ_1 orientado en 350,5/85,6; un σ_2 colineal a 257/0,3 y un σ_3 paralelo al lineal 167/4,4. El segundo resultado obtiene direcciones de estos vectores 78/38,4, 257,1/51,6 y 347,7/0,5 respectivamente.

Para el hiato asociado a la SEOM, se infieren condiciones compresivas, con al menos un periodo extensional durante el Mioceno inferior, debido a la cantidad de autores que reportan estas condiciones en el orógeno andino (Jordan y otros, 2001; Potent, 2003; Ramos y Kay, 2006; Charrier y otros, 2007; Encinas y otros, 2012; Fennell y otros, 2019). A mediados del Mioceno habría un alzamiento posterior a la subsidencia ya referenciada (Kuhn y otros, 2010), lo que marcaría la última etapa de la SEOM como superficie de erosión activa.

En el ciclo sedimentario de los Estratos Las Higueras, sólo se puede acotar el rasgo tectónico (en un aparente contexto extensional a transtensional) a que el eje extensional debería de haber estado moderadamente oblicuo con respecto a las fallas aproximadamente E – W y con respecto a las fallas heredadas NNE – SSE, debido a la distribución de los afloramientos. A finales del Mioceno, ocurre la principal fase tectónica basculante de los estratos presentes en el área de estudio. Si bien a grandes rasgos no se ha tratado el mecanismo de basculamiento por trabajos previos, en el presente trabajo se propone que una compresión de suficiente intensidad (sin plegamiento por el gradiente térmico) y direccionada ENE – WSW (coincidente con Reuther y otros, 2003) en un contexto tectónico de rumbo a transpresivo podría gatillar la reactivación distensiva con componente en el rumbo de las fallas cercanas a la E – W y reactivación de rumbo para las fallas NNE – SSW, siendo capaz además de explicar la mayor parte de las direcciones de manteo N – S a NW – SE de las unidades previamente tratadas. Aún así, hay un componente de basculamiento que direcciona los manteos parcialmente en la E – W y NE – SW que sigue sin una explicación concluyente, más que hipotetizar sobre alguna compresión cenozoica NW – SE o alguna distensión, no evidenciables. Para aproximar numéricamente la dirección de compresión, se utilizan las fallas 271/62 y 264/62 con cinemática normal supeditadamente sinistral (cinemáticas inferidas a partir de las direcciones de manteo en comparación al rumbo de la falla), obteniéndose la figura 5.16.

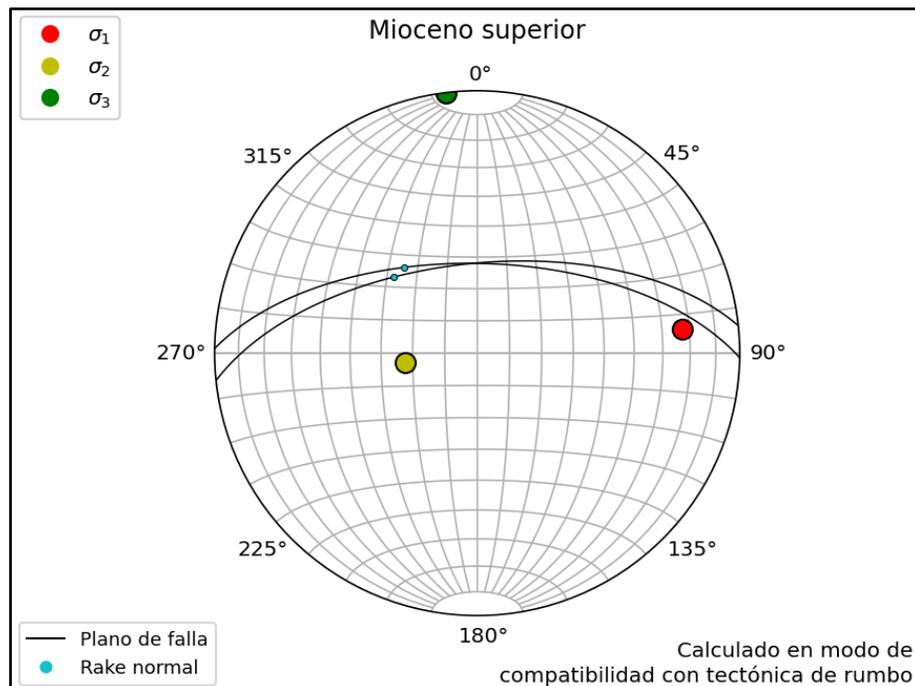


Figura 5.16: Inversión de las cinemáticas inferidas del Mioceno superior.

Direccionando así la compresión teórica inferida para esta configuración tectónica en un azimut de 83° (σ_1 en 83,2/22,6; σ_2 en 262,7/67,4 y σ_3 en 353,1/0,2).

Con posterioridad, habría existido una fase extensional, con acción del conjunto de fallas N – S a NNW – SSE y algunas NNE – SSW, que no son compatibles con ningún otro evento o temporalidad por direccionalidad y relaciones de corte. Este evento podría haber ocurrido en algún punto del Plioceno, en función de que precede a los últimos dos eventos deformacionales, siendo solo reconocible por algunas estructuras relictas que cortan a todas las unidades consolidadas con cinemática normal y el conjunto de lineamientos analizados también posee un grupo subordinado N – S a NNW – SSE. Usando los datos de fallas normales 335/82 y 12/68, resulta la figura 5.17.

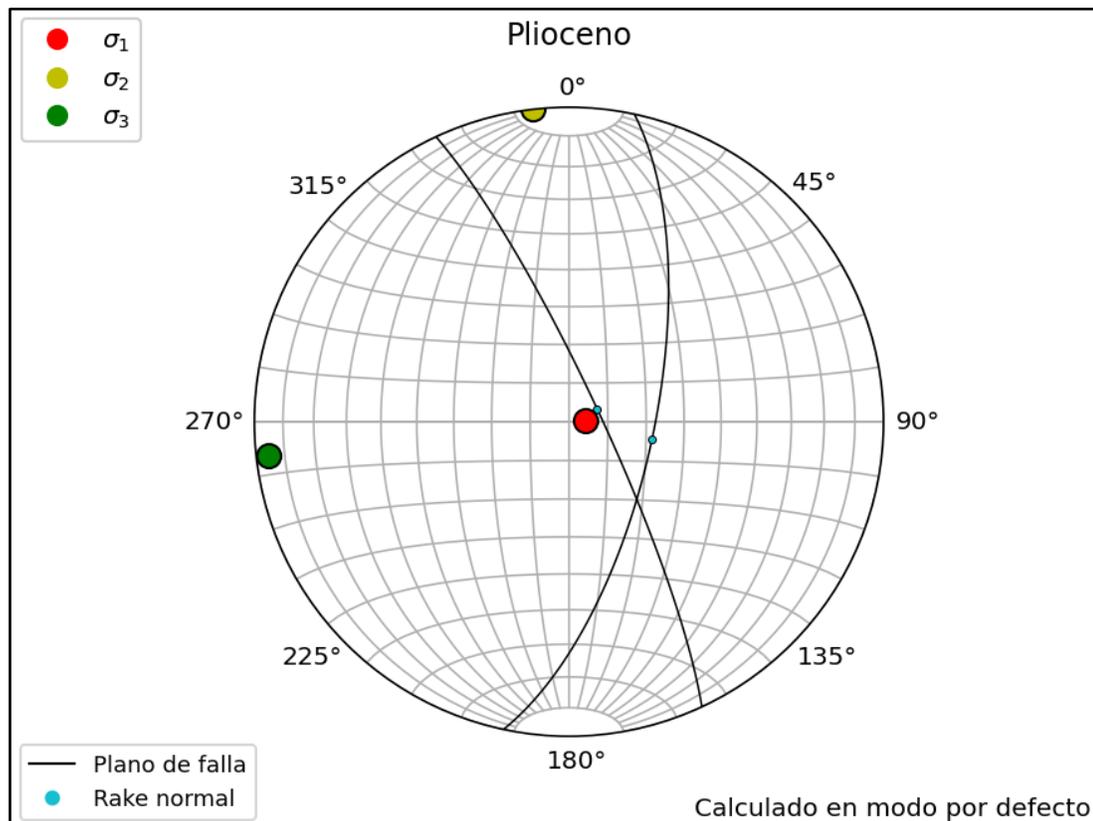


Figura 5.17: Inversión de esfuerzos en las fallas de actividad inferida en el Plioceno.

En la inversión anterior, σ_1 está orientado en 83,6/85,6; un σ_2 colineal a 353,5/0 y un σ_3 paralelo al lineal 263,5/4,4. La estimación de una tectónica extensional podría correlacionarse con la tectónica extensional planteada por Rojas – Vera y otros (2014) o Hurley (2019) durante el Plioceno en el arco volcánico, o las fallas extensionales que afectan a la base de los sedimentos pliocenos ilustradas, pero no interpretadas por Becerra y otros (2013).

En algún momento entre el Plioceno superior y Pleistoceno, se habría registrado el último evento compresivo, transpresivo o de rumbo que ocasiona alzamiento general, y posiblemente erosión parcial o total (tomando en cuenta a la Formación Andalién) de posibles sedimentos de la distensión previa, además de localmente afectar la topografía, pero supeditadamente respecto a la última configuración tectónica. Si bien el resultado es coherente, podría también tratarse de facetas deformacionales del Mioceno superior que se conservaron excepcionalmente mejor con respecto a los procesos erosivos que otras estructuras contemporáneas.

Para graficar esta tectónica, se usan los datos de la falla inversa 299/83, y las inversas con componente dextral 4/77 y 13/76. El resultado del cálculo las figuras 5.18 y 5.19.

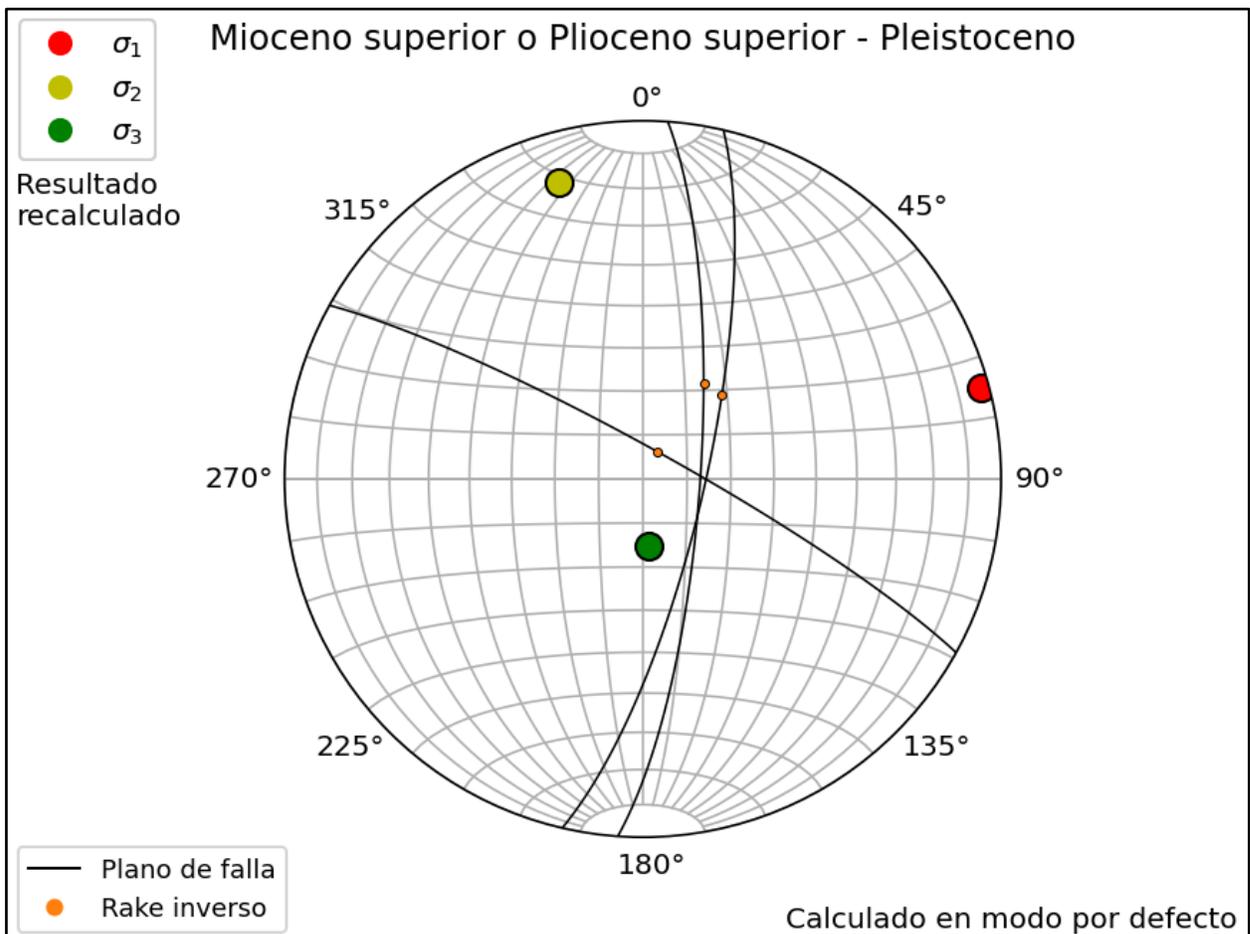


Figura 5.18: Inversión de esfuerzos en las fallas de actividad compresiva, de temporalidad inferida en el Mioceno superior, o en cambio en el Plioceno superior – Pleistoceno (modo por defecto).

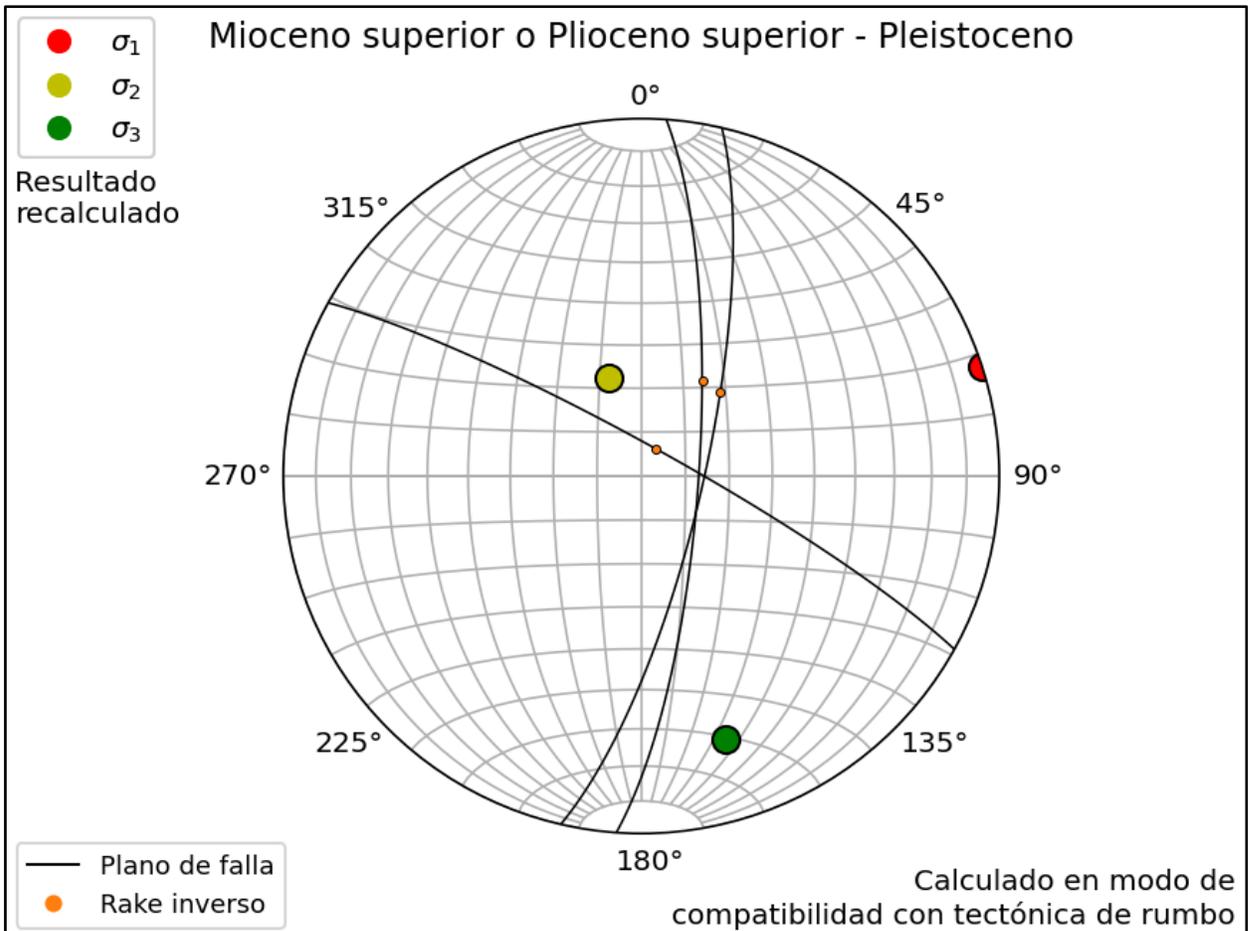


Figura 5.19: Inversión de esfuerzos en las fallas de actividad compresiva, de temporalidad inferida en el Mioceno superior, o en cambio en el Plioceno superior – Pleistoceno (modo de compatibilidad con tectónica de rumbo).

El primer resultado tiene el siguiente conjunto de esfuerzos: un σ_1 orientado en $75/2,5$; un σ_2 colineal a $344,3/14,9$ y un σ_3 paralelo al lineal $174,4/74,9$. El segundo resultado obtiene direcciones de estos vectores $72,2/0,2$, $341,7/66,3$ y $162,3/23,7$ respectivamente.

Para la configuración tectónica actual, se tiene una configuración transtensional, con movimientos en el rumbo, fallas inversas que corresponden a reactivaciones de estructuras previas de cinemática normal, y fallas normales que predominan el acomodamiento deformacional en comparación al resto de estructuras.

En la tabla 5.6 se ordenan los datos a usar para la inversión de la última configuración tectónica (se infiere una edad del Pleistoceno – Reciente), resultando las figuras 5.20 y 5.21.

Tabla 5.6: Fallas tectónicamente activas durante la última configuración tectónica

Azimut	Manteo	Cinemática principal	Cinemática secundaria	Cinemática híbrida
12	53	N		
357	68	N		
15	68	N	D	
265	48	R		
220	61	D		
20	87	N		
20	68	N		
71	80			NS
5	86	N	D	
271	62	R		
281	60	R		

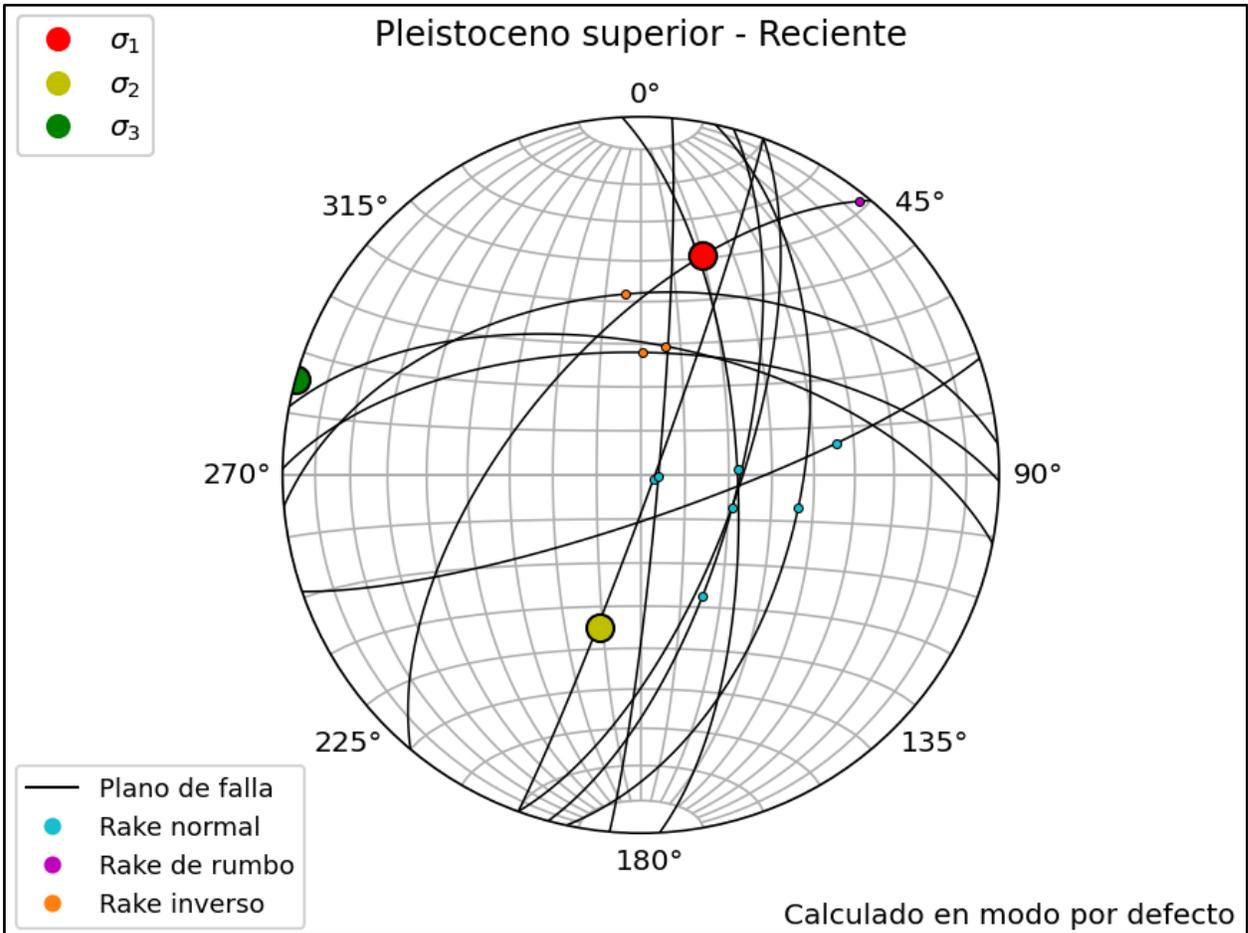


Figura 5.20: Inversión de esfuerzos en las fallas de la última configuración tectónica (modo por defecto).

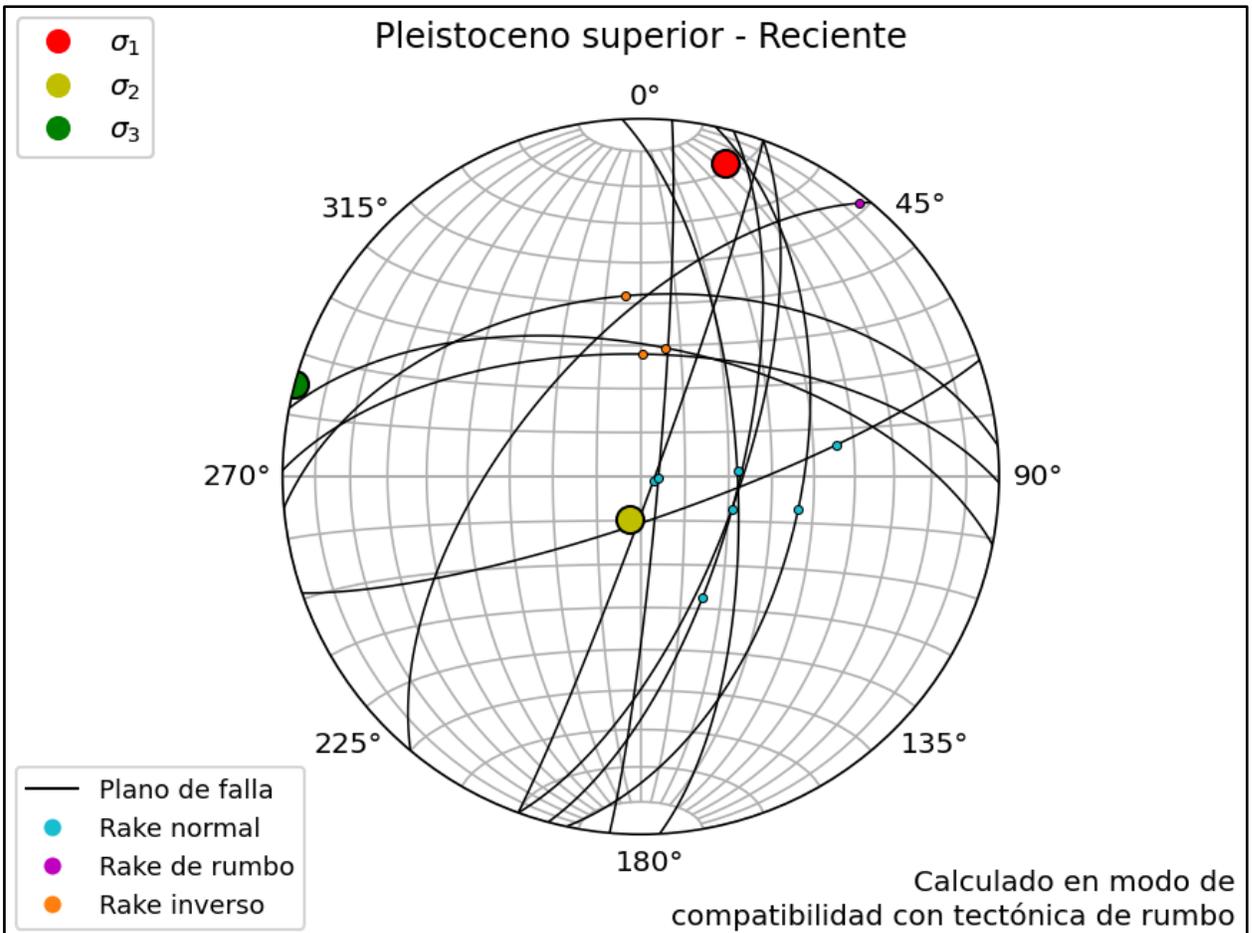


Figura 5.21: Inversión de esfuerzos en las fallas de la última configuración tectónica (modo de compatibilidad con tectónica de rumbo).

El primer resultado tiene el siguiente conjunto de esfuerzos: un σ_1 orientado en 15,8/36,4; un σ_2 colineal a 195,3/53,6 y un σ_3 paralelo al lineal 285,6/0,2. El segundo resultado obtiene direcciones de estos vectores 14,9/10,1, 194,6/79,9 y 284,9,3/0,1 respectivamente. La dirección horizontal del esfuerzo compresivo resulta similar a la obtenidas por Lavenu y Cembrano (1999), validando los resultados de estos autores en la zona de estudio, al menos en lo referido a dirección horizontal de este esfuerzo.

Para resumir los cambios tectónicos planteados, se realiza un esquema cronotectónico (Figura 5.22) con la información planteada, calculada e inferida en este apartado del trabajo.

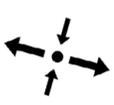
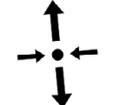
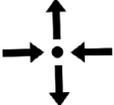
Reciente - Pleistoceno		Transtensión
Pleistoceno - Plioceno superior	?	?
Plioceno		Extensión
Mioceno superior		Transpresión a tectónica de rumbo
Mioceno superior - Mioceno medio	?	Extensión a transtensión
Mioceno inferior - Oligoceno	?	Extensión y pulsos compresivos
Priaboniano - Lutetiano		Extensión a transtensión
Lutetiano - Ypresiano superior	?	Transpresión a tectónica de rumbo
Ypresiano inferior - Thanetiano superior		Tectónica de rumbo a transtensión
Thanetiano superior	?	Compresión a transpresión
Thanetiano		Transpresión, tectónica de rumbo o transtensión
Selandiano - Daniano	 ?	Compresión
Maastrichtiano		Extensión

Figura 5.22: Diagrama de la evolución tectónica planteada. La columna de la izquierda representa el periodo temporal para cada fila, la columna central muestra una representación gráfica del estado relativo de los esfuerzos compresivos y extensionales, en tanto que la columna a la derecha exhibe las inferencias sobre el contexto tectónico generalizado en el área. Los signos de interrogación representan incertidumbre relativa o absoluta con respecto a un periodo temporal, o tectónica en cuestión.

6. CONCLUSIONES

Los patrones estructurales presentes en el área de estudio, bajo una agrupación detallada, representan diversos episodios alternantes de contextos extensionales, compresivos y con movimientos en el rumbo con reactivaciones alternadas de estructuras principales y actividad reactivante, alternada y/o esporádica de fallas subordinadas de menor escala.

El conjunto de elasmobranquios identificados es correlacionable con la fauna del Paleoceno superior de Europa (diversas formaciones en la cuenca anglo – belga) como en Estados Unidos (Formación Aquia o Formación Cannonball).

Se establece la presencia de al menos tres unidades litoestratigráficas distintas en lo que previamente se conocía como Formación Cosmito, correspondiendo a las formaciones Pilpilco, Curanilahue y Estratos Barrio Industrial, separándose por superficies de erosión. En el caso de la Formación Pilpilco, se logra poner una cota máxima de su edad al Thanetiano, y una completamente acotada edad de la unidad dentro de este piso cronoestratigráfico.

En base a la serie de datos recolectados en terreno, es posible corroborar y establecer la presencia de un hiato sedimentario entre la Formación Quiriquina y la Formación Pilpilco, abarcando el periodo temporal correspondiente al Daniano – Selandiano.

Existe al menos un conjunto de estratos presentes en el área de estudio que estarían acotados, al menos, a la segunda mitad del Mioceno. Este conjunto se describe por primera vez en este informe y se le otorga el nombre de Estratos Las Higueras.

Se concluye que la tectónica influyente para la depositación de unidades sedimentarias abarca un rango entre las configuraciones tectónicas netamente extensionales hasta contextos que posean al menos algún componente en el rumbo.

La configuración tectónica actual, cercana a la transtensión, posee una compresión direccionada en la NNE – SSW que se superedita a una extensión WNW – ESE reactivante de algunas fallas normales sinsedimentarias al ciclo depositacional de la Formación Quiriquina. La compresión NNE – SSW también invierte solo parcialmente algunas fallas que datan del Paleoceno superior – Eoceno, pero en la mayoría de los casos como un efecto subsidiario al ayudar en el acomodo de la deformación extensional o de rumbo.

7. REFERENCIAS

- ADRIASOLA, A.; THOMSON, S.; BRIX, M.; HERVÉ, F. & STÖCKHERT, B. 2006. Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos region of Chile, 41° – 42°15'S. *International Journal of Earth Sciences*. Vol. **95**: 504 – 528.
- AGASSIZ, L. 1843. Recherches sur les poissons fossiles. *Jent and Gassmann*, Vol. **3**.
- AGNINI, C.; FORNACIARI, E.; RAFFI, I.; BACKMAN, J.; RIO, D. & PÄLIKE, H. 2014. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on Stratigraphy*. Vol **47**, (2): 137 – 141.
- AGUIRRE, L.; CALDERÓN, S.; VERGARA, M.; OLIVEROS, V.; MORATA, D. & BELMAR, M. 2009. Edades isotópicas de rocas de los valles Volcán y Tinguiririca, Chile central. Congreso Geológico Chileno N° 12. Actas **S8-001**. Santiago.
- AGUIRRE, L.; HERVÉ, F. & GODOY, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile: an outline. *Krystallinikum*. N° **9**: 7 – 19.
- AGUIRRE – URRETA, B.; TUNIK, M.; NAIPAUER, M.; PAZOS, P.; OTTONE, E.; FANNING, M. & RAMOS, V. 2011. Malargüe Group (Maastrichtian – Danian) deposits in the Neuquén Andes, Argentina: Implications for the onset of the first Atlantic transgression related to Western Gondwana break – up. *Gondwana Research*, Vol. **19**: 482 – 494.
- ÁLVAREZ, P.; GIAMBIAGI, L. B.; GODOY, E. & RAMOS, V. 2002. Tectosedimentary evolution of Triassic – Jurassic extensional basins in the high Andes of Argentina and Chile (32–34 SL). 5° International Symposium on Andean Geodynamics. Actas **1**: 27 – 30. Toulouse.
- ANAVALÓN, A. 2018. Evolución tectonosedimentaria de los depósitos plio – pleistocenos del valle central de Chile, entre los 36°50'S y 38°50'S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 133 pp., Concepción.
- ANDERSON, E. 1905. The dynamics of faulting. *Transactions of the Edinburgh Geological Society*. Vol. **8**: 387 – 402.
- ANGELIER, J. 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress — III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*. Vol. **103**: 363 – 376.
- ARAMBOURG, C. 1952. Les vertébrés fossiles des gisements de phosphates (Maroc – Algérie – Tunisie). *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*. N° **92**: 1 – 372.
- ARDILES, M.; BURÓN, P.; ECHTLER, H.; FIGUEROA O. & GLODNY, J. 2003. Análisis estructural y petrográfico de la Serie Occidental del basamento metamórfico a la latitud de Quidico (38°08' a 38°21' S), Cordillera de Nahuelbuta, Chile. Congreso Geológico chileno N° 10. Concepción.

- ASURMENDI, E.; SÁNCHEZ, M. & FENNELL, L. 2017. Neuquén Group (Upper Cretaceous): A case of underfilled – overfilled cycles in an Andean foreland basin, Neuquén basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **80**: 444 – 459.
- AUBRY, M. 2000. Where should the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Paleocene/Eocene boundary be located?. *Bulletin de la Société géologique de France*. Vol. **171**, (4): 461 – 476.
- BANDEL, K. & QUINZIO, L. 1999. Paleozoic trace fossil from the Cordillera Costal near Concepcion, connected to a review of the Paleozoic history of central Chile. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*. N° **211**, (1 – 2): 171 – 200.
- BECERRA, J.; CONTRERAS–REYES, E. & ARRIAGADA, C. 2013. Seismic structure and tectonics of the southern Arauco Basin, south – central Chile (~ 38°S). *Tectonophysics*. Vol. **592**: 53 – 66.
- BIRÓ, L. 1979. Contribución al conocimiento de la Formación Tubul. In Plioceno Superior, Provincia de Arauco (37°14' Lat. Sur), Chile. Congreso Geológico Chileno N° 2. Actas **3**: H33 – H44. Arica.
- BIRÓ, L. 1982. Revisión y redefinición de los "estratos de Quiriquina", Campaniano – Maastrichtiano, en su localidad tipo, en la isla Quiriquina, 36°37' lat. sur, Chile, Sudamérica, con un perfil complementario en Cocholgüe. Congreso Geológico Chileno N° 3. Actas **1**: A29 – A64. Concepción.
- BIZAMA, G. 1998. Geología del cuadrángulo Yumbel (37°00' – 37°15' S, 72°30' – 72°45' W). VIII Región del Biobío, Chile. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Concepción, Depto. Ciencias de La Tierra (Inédito) 120 pp., Concepción.
- BOHM, M.; LÜTH, S.; ECHTLER, H.; ASCH, G.; BATAILLE, K.; BRUHN, C.; RIETBROCK, A. & WIGGER, P. 2002. The Southern Andes between 36° and 40° S latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics*. Vol. **356**, (4): 275 – 289.
- BÖRGEL, R. 1983. Geomorfología: Geografía de Chile. Instituto Geográfico Militar: 182 pp. Santiago.
- BOWMAN, V.; INESON, J.; RIDING, J.; CRAME, J.; FRANCIS, J.; CONDON, D.; WHITTLE, R. & FERRACCIOLI, F. 2016. The Paleocene of Antarctica: Dinoflagellate cyst biostratigraphy, chronostratigraphy and implications for the palaeo–Pacific margin of Gondwana. *Gondwana Research*. Vol. **38**: 132 – 148.
- BRÜGGEN, J. 1913. Informe sobre las exploraciones geológicas de la región carbonífera del sur de Chile. *Sociedad nacional de Minería*. Serie 3, N° **192**: 49 – 84.
- BRÜGGEN, J. 1950. Fundamentos de la geología de Chile. Instituto Geográfico Militar: 374 pp. Santiago.
- CAPPETTA, H. 1987. Chondrichthyes II Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchii. Handbook of Paleichthyology. Vol. **3B**: 1–193.
- CAPPETTA, H. 2012. Handbook of Paleichthyology: Chondrichthyes. Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchii: Teeth. *Verlag Dr. Friedrich Pfeil*. Vol. **3E**: 1 – 512.

- CAPPETTA, H. & CASE, G. 1975. Contribution à l'étude des Sélaciens du groupe Monmouth (Campanien–Maestrichtien) du New Jersey. *Palaeontographica*. N° **151**, (1 – 3): 1 – 46.
- CAPPETTA, H. & CASE, G. 2016. A selachian fauna from the middle eocene (Lutetian, Lisbon formation) of Andalusia, Covington county, Alabama, USA. *Palaeontographica*. N° **307**, (1 – 6): 43 – 103.
- CAPPETTA, H. & NOLF, D. 2005. Révision de quelques Odontaspididae (Neoselachii: Lamniformes) du Paléocène et de l'Eocène du Bassin de la Mer du Nord. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Science de la Terre*. N° **75**: 237 – 266.
- CARLSEN, A. W. & CUNY, G. 2014. A study of the sharks and rays from the Lillebælt Clay (Early – Middle Eocene) of Denmark, and their palaeoecology. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*. Vol. **62**: 39 – 88.
- CARTES, N. 2004. Petrografía y ambiente de depositación de las metapelitas paleozoicas con huellas fósiles entre Tomé y Lirquén VIII Región del Bío– Bío. Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 115 pp. Concepción.
- CARVAJAL, D. 2018. Estudio del Potencial Económico para desarrollo de pequeña y mediana minería del prospecto Cayucupil, Región del BioBío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 77 pp. Concepción.
- CASE, G. 1994. Fossil fish remains from the late Paleocene Tuscahoma and early Eocene Bashi formations of Meridian, Lauderdale County, Mississippi. Part II. Teleosteans. *Palaeontographica*. N° **230**, (4 – 6): 97 – 138.
- CASE, G. 1996. A new selachian fauna from the lower Hornerstown Formation (early Paleocene/Montian) of Monmouth County, New Jersey. *Palaeontographica*. N° **242**, (1 – 3): 1 – 14.
- CASIER, E. 1942. Contributions à l'étude des poissons fossiles de la Belgique. III. Quelques espèces nouvelles ou peu connues du Landénien marin. *Bulletin du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique*. Tomo **18**, (60): 1 – 12.
- CASIER, E. 1946. La faune ichthyologique de l'Yprésien de la Belgique. *Memoirs of the Royal Belgian Museum of Natural Sciences*. N° **104**: 3 – 267.
- CASIER, E. 1967. Le Landénien de Dormaal (Brabant) et sa faune ichthyologique. *Mémoires (Institut royal des sciences naturelles de Belgique)*. N° **156**: 1 – 66.
- CECCIONI, G. 1968. El Terciario de Chile, Zona Central. Sociedad Geológica de Chile. Editorial Andrés Bello: 280 pp. Santiago.
- CEMBRANO, J. & LARA, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*. Vol. **471**, (1–2): 96 – 113.
- CEMBRANO, J.; HERVÉ, F. & LAVENU, A. 1996. The Liquiñe–Ofqui fault zone: A long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*. Vol. **259**, (1 – 3): 55 – 66.

- CHARRIER, R.; RAMOS, V.; TAPIA, F. & SAGRIPANTI, L. 2015. Tectono–stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37 S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications*. Vol. **399**, (1): 13–61.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The geology of Chile* (Moreno, T. & Gibbons, W. editores). Geological Society of London: 21–114. London.
- CHOTIN, P. 1969. Sur la geologie de la province de Concepcion (Chili); la region de Tome. *Bulletin de la Société Géologique de France*. Serie 7, Vol. **11**: 556–560.
- CICIMURRI, D. & KNIGHT, J. 2019. Late Eocene (Priabonian) elasmobranchs from the Dry Branch Formation (Barnwell Group) of Aiken County, South Carolina, USA. *PaleoBios*. Vol. **36**: 1 – 31.
- CINGOLANI, C. & RAMOS, V. 2017. Pre – Carboniferous Tectonic Evolution of the San Rafael Block, Mendoza Province. *Pre–carboniferous Evolution of the San Rafael Block* (Cingolani, C. editor). Springer: 239 – 255. Argentina.
- COBBOLD, P. & ROSSELLO, E. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*. Vol. **20**, (5): 429 – 443.
- COMPTON, R. 1962. *Manual of field geology*. John Wiley & Sons: 378 pp. New York.
- CREIXELL, C. 2001. Petrología y Geotermobarometría de las Rocas Intrusivas de la Cordillera de la Costa entre los 36°30' S y 38°00' S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 149 pp. Concepción.
- CREIXELL, C.; PARADA, M.; MORATA, D.; VÁSQUEZ, P.; PÉREZ DE ARCE, C. & ARRIAGADA, C. 2011. Middle–Late Jurassic to Early Cretaceous transtension and transpression during arc building in central Chile: evidence from mafic dike swarms. *Andean geology*. Vol. **38**, (1): 37 – 63.
- CRISTI, J. 1946. Estado actual del conocimiento sobre la geología de la provincia de Arauco. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile*. Vol. **3**, (3): 30 – 63.
- CROSNIER, L. 1851. Description du terrain tertiaire a lignites des environs de Concepcion, sur la cote du Chili, précédé de quelques observations sur la géologie du Chili. *Annales des Mines*. Serie 4, Vol. **19**: 185 – 239.
- CVANCARA, A. & HOGANSON, J. 1993. Vertebrates of the cannonball formation (Paleocene) in North and South Dakota. *Journal of Vertebrate Paleontology*. Vol. **13**, (1). 1 – 23.
- DARWIN, C. 1846. *Geological observations on South America*. Smith, Elder and Co.: 279 pp. London.
- DÁVILA, A.; HERVÉ, F. Y MUNIZAGA, F. 1979. Edades K/Ar en granitoides de la Cordillera de la Costa de la provincia de Colchagua, VI Región, Chile Central. Congreso Geológico Chileno N° 2: F107 – F120. Arica.

- DECKART, K.; HERVÉ ALLAMAND, F.; FANNING, M.; RAMÍREZ, V.; CALDERÓN, M. & GODOY, E. 2014. U–Pb geochronology and Hf–O isotopes of zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, south – central Chile. *Andean geology*. Vol. **41**, (1): 49 – 82.
- DIEDRICH, C. 2012. Eocene (Lutetian) shark–rich coastal paleoenvironments of the southern North Sea Basin in Europe: biodiversity of the Marine Fürstenau Formation including early White and Megatooth Sharks. *International Journal of Oceanography*. Vol. **2012**, (93): 1 – 22.
- DUNHAM, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*. N° **1**: 108 – 121.
- EASTMAN, C. 1901. Pisces (of Eocene of Maryland). *Maryland Geological Survey*. N° **1**: 98 – 115.
- ELGUETA, S. & ARCOS, R. 1993. Geología y modelo de sedimentación de la secuencia Cretácico – Terciaria de la Cuenca de Arauco. Empresa Nacional del Petróleo: 32 pp. Santiago.
- ENCINAS, A.; FINGER, K.; BUATOIS, L. & PETERSON, D. 2012. Major forearc subsidence and Deep – marine Miocene sedimentation in the present Coastal Cordillera and Longitudinal Depression of south – central Chile (38°30' S – 41°45' S). *GSA Bulletin*. Vol. **124**, (7–8): 1262 – 1277.
- ENCINAS, A.; LE ROUX, J.; BUATOIS, L.; NIELSEN, S.; FINGER, K.; FORTANIER, E. & LAVENU, A. 2006. Nuevo esquema estratigráfico para los depósitos marinos mio–pliocenos del área de Navidad (33°00' – 34°30'S), Chile central. *Revista geológica de Chile*. Vol. **33**, (2): 221–246.
- ENCINAS, A.; STINNESBECK, W. & VALENCIA, V. 2014. First radiometric age (U–Pb, LA–ICP–MS, on detrital zircons) from the Punta Topocalma Formation: insights on Late Cretaceous marine deposition in central Chile. *Andean Geology*. Vol. **41**, (2): 436 – 445.
- ERICES, J. 2018. Estratigrafía e Icnología de los estratos de la formación Quiriquina que afloran en el área costera de la Provincia de Concepción, Región del BioBío, Chile evolución ecosedimentaria del sustrato. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 197 pp. Concepción.
- FENNELL, L.; IANNELLI, S.; ENCINAS, A.; NAIPAUER, M.; VALENCIA, V. & FOLGUERA, A. 2019. Alternating contraction and extension in the Southern Central Andes (35° – 37° S). *American Journal of Science*. Vol. **319** (5): 381 – 429.
- FENNELL, L.; NAIPAUER, M.; BORGHI, P.; SAGRIPANTI, L.; PIMENTEL, M. & FOLGUERA, A. 2020. Early Jurassic intraplate extension in west – central Argentina constrained by U – Pb SHRIMP dating: Implications for the opening of the Neuquén basin. *Gondwana Research*. Vol. **87**: 278 – 302.
- FINGER, K. 2013. Miocene foraminifera from the south – central coast of Chile. Micropaleontology Project Incorporated. Vol. **59**, (4 – 5): 341 – 492.

- FOLGUERA, A.; RAMOS, V.; ZAPATA, T. & SPAGNUOLO, M. 2007. Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts ($36^{\circ}30' - 37^{\circ}S$). *Journal of Geodynamics*. Vol. **44**, (3 – 5): 129 – 148.
- FOLGUERA, A.; RAMOS, V. & MELNICK, D., 2002. Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos ($36^{\circ} - 39^{\circ}S$) en los últimos 30 millones de años. *Andean Geology*. Vol. **29**: 151 – 165.
- FOLGUERA, A.; VERA, E.; BOTTESI, G.; VALCARCE, G. & RAMOS, V. 2010. The Loncopué Trough: A Cenozoic basin produced by extension in the southern Central Andes. *Journal of Geodynamics*. Vol. **49**, (5): 287 – 295.
- FOLK, R.; ANDREWS, P. & LEWIS, D. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand journal of geology and geophysics*. Vol. **13**, (4): 937 – 968.
- FRANSZECE, J. & SPALLETTI, L. 2001. Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre–break–up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **14**, (3): 257 – 270.
- FRANZESE, J.; SPALLETTI, L.; PÉREZ, I. & MACDONALD, D. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina ($32^{\circ} - 54^{\circ}S$). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **16**, (1): 81 – 90.
- FRUTOS, J. 1988. Evolución de las trayectorias de esfuerzo en la tectónica de los Andes Meridionales. Congreso Geológico Chileno N° 5. Actas **1**: 261 – 281. Santiago.
- FRUTOS, J.; MENCARINI, P.; PINCHEIRA, M.; BOURRET, Y. & ALFARO, G. 1982. Geología de la Isla Quiriquina. Congreso Geológico Chileno N° 3. Actas **3**: F307 – F338. Concepción.
- FRUTOS, J. & CISTERNAS, M. 1994. Analisis tectónico – Estructural en los Andes del Sur de Chile Durante el Cenozoico. Congreso Geológico Chileno N° 7. Actas **1**: 32 – 37. Concepción.
- FUENTES, S. 2016. Petrogénesis de las unidades volcanogénicas Hualqui y Milipilún, a los $37^{\circ} - 37^{\circ}25'S$ y $72^{\circ}25' - 73^{\circ} O$, región del Biobío, Chile Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 159 pp. Concepción.
- GAJARDO, A. 1981. Geología de la Hoja Concepción – Chillán, escala 1: 250.000, Región del Bío Bío. Mapas Geológicos Preliminares de Chile. N° **4**. Instituto de Investigaciones Geológicas: 32 pp. Santiago.
- GAJARDO, R. 1994. La vegetación natural de Chile. Clasificación y distribución geográfica. Editorial Universitaria: 165pp. Santiago.
- GALARZA, B.; ZAMORA VALCARCE, G.; FOLGUERA, A.; & BOTTESI, G. 2009. Geología y evolución tectónica del frente cordillerano a los $36^{\circ} 30'S$: bloques de Yihuinhuaca y Puntilla de Huincán. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **65**, (1): 170 – 191.

- GALLI, C. 1967. Geología urbana y suelo de fundación de Concepción y Talcahuano, Chile. Informe final del proyecto de investigación N° 75 de la Comisión de Investigación Científica de la Universidad de Concepción (Inédito): 248 pp. Concepción.
- GARCÍA, F. 1968. Estratigrafía de Chile Central. El Terciario de Chile, Zona Central (Ceccioni, G. editor). Sociedad Geológica de Chile. Editorial Andrés Bello: 25 – 57. Santiago.
- GARCÍA, Y. 2004. Aplicación de los métodos Círculo de Mohr y Programa Reactiva 2.4 en el análisis del stress de las estructuras mayores del área de la ciudad de Concepción, VIII Región del Bío–Bío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 119 pp. Concepción.
- GARRIDO, A. 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie*. Vol. **12**, (2): 121 – 177.
- GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2004. Geología de los Cuadrángulos Coronel y Santa Juana entre los 37°15' y 37°00' Latitud Sur y los 73°15' y 72°45' Longitud Oeste. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 281 pp. Concepción.
- GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2009. Geología del sector costero provincia de Concepción, región del Biobío, Chile. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 247 pp. Concepción.
- GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2010. Geología de las hojas Talcahuano, Tomé, Concepción y Hualqui entre los 36°29' – 36°50' Latitud Sur y los 73°45' – 73°13' Longitud Oeste, Región del Biobío, Chile. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 261 pp. Concepción.
- GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2017. Geología del sector al norte del río Biobío, entre los 36°30' y 36°50' latitud sur y los 73°16' y 72°55' longitud oeste, región del Biobío, Chile. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 160 pp. Concepción.
- GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2019. Geología del sector norte de la provincia de Concepción entre los 36°31' – 36°50' latitud sur y 72°55' – 73°13' longitud oeste, región del Biobío, Chile. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 192 pp. Concepción.
- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL. 2017. Geología urbana de la comuna de Concepción. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito). Concepción.
- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL. 2018. Geología estructural de Santa Juana, Coronel y Lota. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito). Concepción.
- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL. 2019. Geología estructural de Santa Juana, Patagual, Playa Blanca. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 25 pp. Concepción.
- GIANNI, G.; NAVARRETE, C. & SPAGNOTTO, S. 2019. Surface and mantle records reveal an ancient slab tear beneath Gondwana. *Scientific reports*. N° **9** (1): 1 – 10.

- GLODNY, J.; ECHTLER, H.; COLLAO, S.; ARDILES, M.; BURÓN, P. & FIGUEROA, O. 2008. Differential late paleozoic active margin evolution in south–central chile (37°S – 40°S) – the lanalhue fault zone. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **26**, (4): 397 – 411.
- GLODNY, J.; ECHTLER, H.; FIGUEROA, O.; FRANZ, G.; GRÄFE, K.; KEMNITZ, H.; KRAMER, W.; KRAWCZYK, C.; LOHRMANN, J.; LUCASSEN, F.; MELNICK, D.; ROSENAU, M. & SEIFERT, W. 2006. Long – term geological evolution and mass – flow balance of the South – Central Andes. *The Andes: Active Subduction Orogeny* (Oncken, O. y otros editores). Springer: 591 pp. Berlin.
- GLODNY, J.; LOHRMANN, J.; ECHTLER, H.; GRÄFE, K.; SEIFERT, W.; COLLAO, S. & FIGUEROA, O. 2005. Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge: insights from combined isotope tectonochronology and sandbox modelling of the South–Central Chilean forearc. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **231**, (1 – 2): 23 – 39.
- GODOY, E. & KATO, T. 1990. Late Paleozoic serpentinites and mafic schists from the Coast Range accretionary complex, central Chile: their relation to aeromagnetic anomalies. *Geologische Rundschau*. N° **79** (1): 121 – 130.
- GONZÁLEZ, J.; OLIVEROS, V.; CREIXELL, C.; VELÁSQUEZ, R.; VÁSQUEZ, P. & LUCASSEN, F. 2018. The Triassic magmatism and its relation with the Pre–Andean tectonic evolution: Geochemical and petrographic constrains from the High Andes of north central Chile (29°30' – 30° S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **87**: 95 – 112.
- GONZÁLEZ – BONORINO, F. 1970. Series Metamórficas del Basamento Cristalino de la Cordillera de la Costa. Chile Central. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 68 pp. Santiago.
- GRIEM, W. 2016. Contenido Apuntes Geología Estructural.
- GURR, P. 1962. A new fish fauna from the Woolwich Bottom Bed (Sparnacian) of Herne Bay, Kent. *Proceedings of the Geologists' Association*. Vol. **73**, (4): 419 – 447.
- HEDBERG, H. 1980. Guía estratigráfica internacional. Guía para la clasificación, terminología y procedimientos estratigráficos. Editorial Reverté, SA: 205 pp. Barcelona.
- HERVÉ, F. 1977. Petrology of the crystalline basement of the Nahuelbuta mountains south central Chile. Comparative Studies on the Geology of the Circum – Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile (Ishikawa, T. & Aguirre, L. editores). Japan society for the promotion of science: 1 – 55. Tokyo.
- HERVÉ, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes Journal of International Geoscience*. Vol. **11**, (3): 183 – 188.
- HERVÉ, F.; MUNIZAGA, F.; PARADA, M.; BROOK, M.; PANKHURST, R.; SNELLING, N. & DRAKE, R. 1988. Granitoids of the Coast Range of central Chile: geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **1**, (2): 185 – 194.
- HINOJOSA, L. 2005. Cambios climáticos y vegetacionales inferidos a partir de paleofloras cenozoicas del sur de Sudamérica. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **32**, (1): 95 – 115.

- HOBBS, B.; MEANS, W. & WILLIAMS, P. 1981. Geología Estructural. Ediciones Omega: 518 pp. Barcelona.
- HOEPPENER, R. 1959. Zur Tektonik des SW – Abschnittes der Moselmulde. *Geologische Rundschau*. Vol. **46**, (2): 318 – 348.
- HÜNICKEN, M. & COVACEVICH, V. 1975. Baculitidae en el Cretácico Superior de la Isla Quiriquina, Chile y consideraciones paleontológicas y estratigráficas. Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía N°1. Actas **2**: 141 – 172. Tucumán.
- HUPÉ, L. 1854. Zoologia. Historia física y política de Chile (Gay, C. editor). Maulde y Renot: 499 pp. Paris.
- HURLEY, M. 2019. Geología y estructura de un sector andino comprendido entre los 36°10' y 36°42' de latitud sur: evolución tectónica del norte de la cordillera neuquina. Tesis de Grado, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: 152 pp. Buenos Aires.
- IANNELLI, S.; FENNELL, L.; LITVAK, V.; PAZ, L.; ENCINAS, A. & FOLGUERA, A. 2018. Geochemical and tectonic evolution of Late Cretaceous to early Paleocene magmatism along the Southern Central Andes (35° – 36°S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **87**: 139 – 156.
- INOSTROZA, A. 2018. Discusión estratigráfica de las formaciones Quiriquina, Pilpilco, Curanilahue, Cosmito y Cerro Alto de la Provincia de Concepción y Norte de la Provincia de Arauco, Región del BíoBío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 131 pp. Concepción.
- ISLA, F.; QUEZADA, J.; MARTÍNEZ, C.; FERNÁNDEZ, A. & JAQUE, E. 2012. The evolution of the Bío Bío delta and the coastal plains of the Arauco Gulf, Bío Bío Region: the Holocene sea – level curve of Chile. *Journal of Coastal Research*. Vol. **28**, (1): 102 – 111.
- JARA, J. 1967. Palinología de los niveles carboníferos del terciario de Arauco: tesis de prueba para optar al título de geólogo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología (Inédito): 132 pp. Santiago.
- JARA, J. 2007. Análisis neotectónico de isla Santa María, Región del Bio–Bio, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 189 pp. Concepción.
- JORDAN, T.; BURNS, W.; VEIGA, R.; PÁNGARO, F.; COPELAND, P.; KELLEY, S. & MPODOZIS, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid – Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*. Vol. **20**, (3): 308 – 324.
- KATO, T. 1985. Pre – Andean orogenesis in the Coast Ranges of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **96**, (7): 918 – 924.
- KATO, T. & GODOY, E. 2015. Middle to late Triassic mélangé exhumation along a pre–Andean transpressional fault system: coastal Chile (26° – 42°S). *International Geology Review*. Vol. **57**, (5 – 8): 606 – 628.

- KENT, B. 1999. Sharks from the Fisher/Sullivan Site. In: Weems, R. & Grimsley, G., Early Eocene Vertebrates and Plants from the Fisher/Sullivan Site (Nanjemoy Formation) Stafford County, Virginia. *Virginia Division of Mineral Resources*. N° **152**: 11 – 37.
- KORDIKOVA, E.; POLLY, P.; ALIFANOV, V.; ROČEK, Z.; GUNNELL, G. & AVERIANOV, A. 2001. Small vertebrates from the Late Cretaceous and early Tertiary of the northeastern Aral Sea Region, Kazakhstan. *Journal of Paleontology*. Vol. **75**, (2): 390 – 400.
- KUHN, P.; ECHTLER, H.; LITTKE, R. & ALFARO, G. 2010. Thermal basin modelling of the Arauco forearc basin, south central Chile – Heat flow and active margin tectonics. *Tectonophysics*. Vol. **495**, (1 – 2), 111 – 128.
- LACOVARA, K. & GALLAGHER, W. 2006. From the K/T to the beach: the coastal deposits of southern New Jersey. *Science Notes*. N° **18**: 1 – 32.
- LAVENU, A. & CEMBRANO, J. 1999. Compressional – and transpressional – stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra – arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*. Vol. **21**, (12): 1669 – 1691.
- LAWVER, L.; GAHAGAN, L. & COFFIN, M. 1992. The development of paleoseaways around Antarctica. *Antarctic Research Series*. Vol. **56**: 7 – 30.
- LE ROUX, J. & ELGUETA, S. 1997. Paralic parasequences associated with Eocene sea – level oscillations in an active margin setting: Trihuco Formation of the Arauco Basin, Chile. *Sedimentary Geology*. Vol. **110**, (3 – 4): 257 – 276.
- LEANZA, H. 2005. Las principales discordancias del Jurásico Superior y el Cretácico de la Cuenca Neuquina. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Buenos Aires*. Vol. **57**: 147 – 155.
- LEANZA, H. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie*. Vol. **11**, (2): 145 – 184.
- LÉPEZ, L. 2002. Análisis Estructural del Triásico de Santa Juana al sur y occidente del Río Bío – Bío, VIII Región, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad de Concepción, Depto. Ciencias de la Tierra (Inédito): 161 pp. Concepción.
- LERICHE, M. 1902. Les poissons tertiaires de la Belgique. *Mémoires du Musée royal d'histoire naturelle de Belgique*. Tomo **2**: 5 – 48.
- LERICHE, M. 1905. Les poissons éocènes de la Belgique. *Mémoires du Musée Royal d'Histoire Naturelle de Belgique*. Tomo **3**: 49 – 228.
- LUCASSEN, F.; TRUMBULL, R.; FRANZ, G.; CREIXELL, C.; VÁSQUEZ, P.; ROMER, R. & FIGUEROA, O. 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36° – 41°S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **17**, (2): 103 – 119.
- MACHADO, M. 1912. El carbón de Chile i su distribución geográfica. *Boletín del Museo Nacional de Chile*. N° **4**: 114 – 130.

- MAISCH, H.; BECKER, M. & GRIFFITHS, M. 2019. Chondrichthyans from the Lower Clayton Limestone Unit of the Midway Group (Paleocene) near Malvern, Arkansas, USA, with comments on the K/Pg boundary. *PalZ*. Vol. **94**, (3): 561 – 593.
- MALONEY, K.; CLARKE, G.; KLEPEIS, K. & QUEVEDO, L. 2013. The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. *Tectonics*. Vol. **32**, (5): 1049 – 1065.
- MARDONES, M. 1978. El sitio geomorfológico de las ciudades de Concepción y Talcahuano. Concepción: Instituto de Antropología. Historia y Geografía. Universidad de Concepción (Inédito): 67pp. Concepción.
- MARQUES, F.; CABRAL, F.; GERYA, T.; ZHU, G. & MAY, D. 2014. Subduction initiates at straight passive margins. *Geology*. Vol. **42**, (4): 331 – 334.
- MARTIN, M.; KATO, T.; RODRIGUEZ, C.; GODOY, E.; DUHART, P.; MCDONOUGH, M. & CAMPOS, A. 1999. Evolution of the late Paleozoic accretionary complex and overlying forearc – magmatic arc, south central Chile (38° – 41° S): Constraints for the tectonic setting along the southwestern margin of Gondwana. *Tectonics*. Vol. **18**, (4): 582 – 605.
- MARTÍNEZ – PARDO, R. 1968. Necesidad de una nueva comprensión de los esquemas estratigráficos clásicos sobre el Terciario de Chile Central. El Terciario de Chile, Zona Central (Ceccioni, G. editor). Sociedad Geológica de Chile. Editorial Andrés Bello: 95 – 104. Santiago.
- MARTÍNEZ – PARDO, R.; MARTÍNEZ – GUZMÁN, R. & VILCHES–GUZMAN, G. 1997. El límite Paleoceno – Eoceno en la Cuenca carbonífera de Arauco – Concepción, Chile Central. Congreso Geológico Chileno N° 8. Actas **1**: 530 – 533. Concepción.
- MARTINI, E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. *Proceedings of the 2nd Planktonic Conference*. Vol **2**: 739 – 785.
- MARTOS, F. E.; FENNELL, L. M.; BRISSON, S.; PALMIERI, G.; NAIPAUER, M. & FOLGUERA, A. 2020. Tectonic evolution of the northern Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **103**.
- MENDOZA, J. 2001. “Distribución, caracterización, génesis y características tectónicas de las arenas silíceas del área costera de la octava región, entre Coliumo y Los Álamos. Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción (Inédito): 181 pp. Concepción.
- MESCUA, J.; SURIANO, J.; SCHENCMAN, L.; GIAMBIAGI, L.; SRUOGA, P.; BALGORD, E. & BECHIS, F. 2020. Controls on Deposition of the Tordillo Formation in Southern Mendoza (34° – 36° S): Implications for the Kimmeridgian Tectonic Setting of the Neuquén Basin. Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes (Kietzmann, D. & Folguera, A. editores). Springer: 127 – 157. Cham.
- MOGI, K. 1967. Effect of the intermediate principal stress on rock failure. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **72**, (20): 5117 – 5131.

- MOLINA, P. 2017. Estudio Geológico Estructural en el área carbonífera de Coronel VIII región del BioBío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 98 pp. Concepción.
- MORENO, M. 2004. Dinámica del Antearco Externo en la zona del Bloque de Arauco, 37° – 38°S, Octava Región, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 140 pp. Concepción.
- MORENO, T. & GIBBONS, W. 2007. The geology of Chile. Geological Society of London: 440 pp. London.
- MPODOZIS, C. & RAMOS, V. 1990. The Andes of Chile and Argentina. Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources (Erickson, G.; Pinochet, T. & Reinemund, J. editores). Joseph J Vizzario: 59 – 90. Houston.
- MUÑOZ, M.; TAPIA, F.; PERSICO, M.; BENOIT, M.; CHARRIER, R.; FARÍAS, M. & ROJAS, A. 2018. Extensional tectonics during Late Cretaceous evolution of the Southern Central Andes: Evidence from the Chilean main range at ~ 35° S. *Tectonophysics*. Vol. **744**: 93 – 117.
- MUÑOZ – CRISTI, J. 1953. Rasgos geológicos generales de las provincias de Concepción Arauco. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción*. Vol. **2**: 22 – 36.
- MUÑOZ – CRISTI, J. 1956. Handbook of South American Geology, Chile. *Geological Society of America Memoirs*, Vol. **65**: 187 – 214.
- MUÑOZ – CRISTI, J. 1968. Contribución al conocimiento geológico de la región situada al sur de Arauco y participación del material volcánico en los sedimentos eocenos. El Terciario de Chile, Zona Central (Ceccioni, G. editor). Sociedad Geológica de Chile. Editorial Andrés Bello: 63 – 93. Santiago.
- MUÑOZ – MONTECINOS, J.; ANGIBOUST, S.; CAMBESES, A. & GARCÍA-CASCO, A. 2020. Multiple veining in a paleo-accretionary wedge: The metamorphic rock record of prograde dehydration and transient high pore – fluid pressures along the subduction interface (Western Series, central Chile). *Geosphere*. N° **16**, (3): 765 – 786.
- MUÑOZ, C.; ZAMBRANO, Z.; MONTOYA, G. & MOYANO, H. 2007. Dientes de tiburones y rayas (Chondrichthyes, Elasmobranchii) de la Formación Quiriquina aflorante en Talcahuano, Chile Central. *Boletín de la Sociedad de Biología de Concepción*. Tomo **78**: 7 – 22.
- MUÑOZ, C.; MOYANO, H. & PALMA – HELDT, S. 2008. Dientes fósiles de tiburones y rayas presentes en el área de la Bahía de Concepción, VIII Región, Chile Central. Simposio de Paleontología de Chile N° 1: 69 – 73.
- MURPHY, M. & SALVADOR, A. 1999. International subcommission on stratigraphic classification of IUGS international commission on stratigraphy – international stratigraphic guide – an abridged version. *Episodes*. Vol. **22**, (4): 255 – 271.
- NAIPAUER, M.; TAPIA, F.; MESCUA, J.; FARÍAS, M.; PIMENTEL, M. & RAMOS, V. 2015. Detrital and volcanic zircon U – Pb ages from southern Mendoza (Argentina): An insight

- on the source regions in the northern part of the Neuquén Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. **64**: 434 – 451.
- NARCISO, V.; SANTAMARÍA, G. & ZANETTINI, J. 2004. Hoja geológica 3769 – I “Barrancas” Provincias de Mendoza y Neuquén. *Boletín del Servicio Geológico y Minero Argentino*. N° **253**: 1 – 60.
- NARCISO, V.; ZANETTINI, J.; SANTAMARÍA, G. & MALLIMACCI, H. 2007. Hoja geológica 3769 – II, Agua Escondida, provincias de Mendoza y La Pampa. *Boletín del Servicio Geológico y Minero Argentino*. N° **300**: 1 – 39.
- NAVARRETE, C.; GIANNI, G.; ECHAURREN, A.; KINGLER, F. & FOLGUERA, A. 2016. Episodic Jurassic to lower Cretaceous intraplate compression in Central Patagonia during Gondwana breakup. *Journal of Geodynamics*. Vol. **102**: 185 – 201.
- NICHOLS, G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons: 432 pp. Chichester.
- NISHIMURA, T. 1971. On the geology of the Magellan geosyncline. *Reports of the Geological Survey of Hokkaido*. N° **44**: 45 – 53.
- NOLF, D. 1988. Fossiles de Belgique: dents de requins et de raies du tertiaire de la Belgique. Institut royal des sciences naturelles de Belgique: 186 pp. Bruxelles.
- OGG, J. 2020. Geomagnetic polarity time scale. *Geologic Time Scale 2020* (Gradstein, F.; Ogg, J.; Schmitz, M. & Ogg, G. editores). Elsevier: 159 – 192.
- OLIVEROS, V.; GONZÁLEZ, J.; VARGAS, M.; VÁSQUEZ, P.; ROSSEL, P.; CREIXELL, C.; SEPÚLVEDA, F. & BASTIAS, F. 2018. The early stages of the magmatic arc in the Southern Central Andes. *The Evolution of the Chilean – Argentinean Andes* (Folguera A. y otros editores). Springer: 165 – 190. Cham.
- OLIVER, C. 1936. Comentarios sobre los peces fósiles de Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*. N° **40**: 306 – 323.
- OTERO, R. & SOTO – ACUÑA, S. 2015. New chondrichthyans from Bartonian–Priabonian levels of Río de Las Minas and Sierra Dorotea, Magallanes Basin, Chilean Patagonia. *Andean Geology*. Vol. **42**, (2): 268 – 283.
- OTERO, R.; SOTO–ACUÑA, S.; O’KEEFE, F.; O’GORMAN, J.; STINNESBECK, W.; SUÁREZ, M.; RUBILAR–ROGERS, D.; SALAZAR, C. & QUINZIO, L. 2014. *Aristonectes quiriquinensis*, sp. nov., a new highly derived elasmosaurid from the upper Maastrichtian of central Chile. *Journal of Vertebrate Paleontology*. Vol. **34**, (1): 100 – 125.
- PARADA, M. 1990. Granitoid plutonism in central Chile and its geodynamic implications: a review. *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Vol. **241**: 51 – 66.
- PARRAS, A.; CASADÍO, S. & PIRES, M. 1998. Secuencias depositacionales del Grupo Malargüe y el límite Cretácico – Paleógeno, en el sur de la provincia de Mendoza, Argentina. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina*. Vol. **5**, (1): 61 – 69.
- PASCAL, C. & CLOETINGH, S. 2009. Gravitational potential stresses and stress field of passive continental margins: Insights from the south-Norway shelf. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **277**, (3 – 4): 464 – 473

- PEARSON, P.; OLSSON, R.; HUBER, B.; HEMLEBEN, C. & BERGGREN, W. 2005. Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera. Cushman Foundation for Foraminiferal Research: 508 pp. Greenville.
- PÉREZ-D'ANGELO, E. & REYES, R. 1980. Buchotrigonia (Buchotrigonia) topocalmensis (Trigoniidae; Bivalvia) del Cretácico Superior de Chile. *Revista Geológica de Chile*. N° 9: 37 – 55.
- PÉREZ-FLORES, P.; VELOSO, E.; CEMBRANO, J.; SÁNCHEZ-ALFARO, P.; LIZAMA, M. & ARANCIBIA, G. 2017. Fracture network, fluid pathways and paleostress at the Tolhuaca geothermal field. *Journal of Structural Geology*. Vol. 96: 134 – 148.
- PHILIPPI, R. 1887. Los fósiles terciarios i cuaternarios de Chile. Brockhaus: 377 pp. Leipzig.
- PINEDA, V. 1983. Evolución Paleogeográfica de la Península de Arauco durante el Cretácico Superior – Terciario. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica (Inédito): 239 pp. Santiago.
- POTENT, S. 2003. Cinemática y dinámica de procesos neógenos de deformación de sistemas de subducción de la Zona Centro-Sur de Chile al norte de los Andes Patagónicos (37° – 40°S). Tesis para obtener el Grado de Doctor en Ciencias, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Hamburgo: 169 pp. Hamburgo.
- POWERS, M. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*. Vol. 23, (2): 117 – 119.
- PURDY, R. 1998. Chondrichthyan fishes from the Paleocene of South Carolina. *Transactions of the American philosophical society*. Vol. 88, (4): 122 – 146.
- QUEZADA, J. 1996. Geología urbana y ambiental de la ciudad de Concepción. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito).
- RAMOS, C.; MECHIE, J. & STILLER, M. 2018. Reflection seismic images and amplitude ratio modelling of the Chilean subduction zone at 38.25°S. *Tectonophysics*. Vol. 747: 115 – 127.
- RAMOS, V. 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30° – 33°S latitude). *Tectonics of the Southern Central Andes* (Reutter, K.; Scheuber, E. & Wigger, P. editores). Springer: 249 – 261. Berlin.
- RAMOS, V. 2010. The tectonic regime along the Andes: Present – day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*, Vol. 45, (1): 2 – 25.
- RAMOS, V. & KAY, S. 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35° – 39°S latitude). *Geological Society of America, Special Paper*. Vol. 407: 1 – 18.
- RAMOS, V.; NAIPAUER, M.; LEANZA, H. & SIGISMONDI, M. 2019. The Vaca Muerta Formation of the Neuquén Basin: An Exceptional Setting along the Andean Continental Margin. *AAPG Memoir*. N° 120: 1 – 13.
- RAMSAY, J. & HUBER, M. 1987. Modern Structural Geology. Vol. 2: Folds and Fractures. *Geological Magazine*. Vol. 125, (3): 316 – 317.

- REGUANT, S. & ORTIZ, R. 2001. Guía estratigráfica internacional. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, Vol. **14**, (3 – 4): 270 – 293.
- REGUERO, M.; MARENSSI, S. & SANTILLANA, S. 2012. Weddellian marine/coastal vertebrates diversity from a basal horizon (Ypresian, Eocene) of the Cucullaea I Allomember, La Meseta formation, Seymour (Marambio) Island, Antarctica. *Revista Peruana de Biología*. Vol. **19**, (3): 275 – 284.
- REUTHER, C.; POTENT, S. & BONILLA, R. 2003. Crustal stress history and geodynamic processes of a segmented active plate margin: South – Central Chile: the Arauco Bío – Bío trench arc system. Congreso geológico chileno N° 10.
- RIEDEL, W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen ein Beitrag zum Problem der Fiederspatten. *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*. N° **8**: 354 – 368.
- RING, U.; WILLNER, A.; LAYER, P. & RICHTER, P. 2012. Jurassic to Early Cretaceous postaccretional sinistral transpression in north – central Chile (latitudes 31° – 32°S). *Geological Magazine*. Vol. **149**, (2): 208 – 220.
- RIOSECO, R. & TESSER, C. 2015. Cartografía Interactiva de los climas de Chile. Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile.
- RODRIGUES, O. 1840. Des lois géométriques qui régissent les déplacements d'un système solide dans l'espace, et de la variation des coordonnées provenant de ces déplacements considérés indépendants des causes qui peuvent les produire. *Journal de Mathématiques Pures et Appliquées*. N° **5**: 380 – 440.
- ROSENAU, M.; MELNICK, D. & ECHTLER, H. 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*. Vol. **25**, (4): 1 – 16.
- ROSSEL, P.; ECHAURREN, A.; DUCEA, M.; MALDONADO, P. & LLANOS, K. 2020. Jurassic segmentation of the early Andean magmatic Province in southern central Chile (35 – 39° S): Petrological constraints and tectonic drivers. *Lithos*. Vol. **364** – **365**.
- ROVERE, E. 2008. Evolución magmatotectónica cenozoica del noroeste de Neuquén (37°00' – 38°00' S, Argentina) Tesis de Grado, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: 305 pp. Buenos Aires.
- ROVERE, E.; CASELLI, A.; TOURN, S.; LEANZA, H.; HUGO, C.; FOLGUERA, A.; ESCOSTEGUY, L.; GEUNA, S.; GONZÁLEZ, R.; COLOMBINO, J. & DANIELI, J. 2004. Hoja Geológica 3772 – IV, Andacollo, Provincia del Neuquén. *Boletín del Servicio Geológico y Minero Argentino*. N° **298**: 1 – 104.
- SAGRIPANTI, L.; BOTTESI, G.; NAIPAUER, M.; FOLGUERA, A. & RAMOS, V. 2011. U/Pb ages on detrital zircons in the southern central Andes Neogene foreland (36° – 37°S): Constraints on Andean exhumation. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **32**, (4): 555 – 566.
- SALAZAR, C. 2004. Ammonites del Maastrichtiano de la Formación Quiriquina, VIII Región del Bío-Bío, Chile Sistemática, Bioestratigrafía y afinidades paleobiogeográficas. Memoria

- para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 155 pp. Concepción.
- SALAZAR, C.; STINNESBECK, W. & QUINZIO, L. 2010. Ammonites from the Maastrichtian (Upper Cretaceous) Quiriquina Formation in central Chile. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*. Tomo **257**, (2): 181 – 236.
- SALAZAR, C.; STINNESBECK, W.; QUINZIO, L. & ÁLVAREZ, M. 2015. Sequence Stratigraphy affinities of the Quiriquina Formation (Late Cretaceous) from central Chile. Congreso Geológico Chileno N° 14: 700 – 703.
- SALIM, B. & MESSAOUD, H. 2018. Fossil Fish Teeth in Phosphatic Series of Jebel Dyr (Algerian–Tunisian Border Area). *Open Journal of Geology*. Vol. **8**, (12): 1069 – 1083.
- SAMONDS, K.; ANDRIANAVALONA, T.; WALLETT, L.; ZALMOUT, I. & WARD, D. 2019. A middle – late Eocene neoselachian assemblage from nearshore marine deposits, Mahajanga Basin, northwestern Madagascar. *Plos one*. N° **14**, (2): 1 – 20.
- SÁNCHEZ, N. 2015. Evolución tectónica de las estructuras andinas en la región del río Neuquén (~ 37°20'S): faja corrida y plegada de Chos Malal, provincia de Neuquén. Tesis para optar al Título de Doctor. Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología: 220 pp. Bahía Blanca.
- SÁNCHEZ, P.; PÉREZ–FLORES, P.; ARANCIBIA, G.; CEMBRANO, J. & REICH, M. 2013. Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems: the intra – arc Liquiñe – Ofqui fault system, Southern Andes. *International Geology Review*. Vol. **55**, (11): 1384 – 1400.
- SANTIBÁÑEZ, I.; CEMBRANO, J.; GARCÍA–PÉREZ, T.; COSTA, C.; YÁÑEZ, G.; MARQUARDT, C.; ARANCIBIA, G. & GONZÁLEZ, G. 2018. Crustal faults in the Chilean Andes: geological constraints and seismic potential. *Andean Geology*. Vol. **46**, (1): 32 – 65.
- SCHULTZ, A. 1964. Geología Regional de Concepción. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 116 pp. Santiago
- SCHWARZ, E.; SPALLETTI, L. & HOWELL, J. 2006. Sedimentary response to a tectonically induced sea – level fall in a shallow back – arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*. Vol. **53**, (1): 55 – 81.
- SCIVETTI, N. & FRANZESE, J. 2019. Late Triassic–Late Jurassic subsidence analysis in Neuquén Basin central area. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **94**.
- SIÑA, A. & PARADA, M. 1985. Los granitoides de Rocas de Santo Domingo; antecedentes de terreno, petrográficos y de química de elementos mayores para una mezcla de magmas. Congreso Geológico Chileno N° 4. Actas **3**: 512 – 530. Antofagasta.
- SIRAVO, G.; SPERANZA, F.; HERNANDEZ-MORENO, C. & DI CHIARA, A. 2020. Orogen-Parallel Transition From a Decoupled Fore-Arc Sliver to Andean-Type Mountain Chain: Paleomagnetic and Geologic Evidence From Southern Chile (37° – 39° S). *Tectonics*. Vol. **39**, (2): 1 – 23.

- SMITH, R.; SMITH, T. & STEURBAUT, E. 1999. Les élastomobranques de la transition Paléocène–Eocène de Dormaal (Belgique): implications biostratigraphiques et paléobiogéographiques. *Bulletin de la Société géologique de France*. Tomo **170**, (3): 327 – 334.
- SPAGNUOLO, M.; LITVAK, V.; FOLGUERA, A.; BOTTESI, G. & RAMOS, V. 2012. Neogene magmatic expansion and mountain building processes in the southern Central Andes, 36–37°S, Argentina. *Journal of Geodynamics*. Vol. **53**: 81–94.
- STEINMANN, G. 1895. Die Cephalopoden der Quiriquina–Schichten. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, Paläontologie*: 64 – 94.
- STERN, R. 2004. Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **226**, (3 – 4): 275 – 292.
- STINNESBECK, W. 1986. Faunistic and paleocological conditions of the Quiriquina Formation (Maastrichtian) of central Chile. *Palaeontographica*. Vol. **194**: 99 – 237.
- STINNESBECK, W.; QUINZIO, L.; BONILLA, R. & SALAZAR, C. 2003. La Formación Quiriquina en su localidad tipo, Isla Quiriquina. Congreso Geológico Chileno N° 10. Guía Excursión Intracongreso EIC Vol. 4. Concepción.
- SUÁREZ, M. & OTERO, R. 2008. Nuevos hallazgos de vertebrados marinos en el Campaniano – Maastrichtiano de Loanco, VII Región. Simposio de Paleontología de Chile N° 1: 78 – 82.
- SUÁREZ, M. & MARQUARDT, C. 2003. Revisión preliminar de las faunas de peces elasmobranquios del Mesozoico y Cenozoico de Chile. Congreso Geológico Chileno N° 10. Concepción.
- SYLVESTER, A. 1988. Strike – slip faults. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **100**, (11): 1666 – 1703.
- SYLVESTER, C. & SANGÜESA, C. 1948. Contribución a la Geología de la Bahía de Concepción. *Revista Minerales*. N° **25**: 53 – 57.
- TAVERA, J. 1942. Contribución al estudio de la estratigrafía y paleontología del Terciario de Arauco. *Anales del Primer Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología*. Vol. **2**: 580 – 632.
- TAVERA, J. 1947. Correlaciones geológicas entre el Terciario carbonífero de la parte sur de la Bahía de Arauco y Terciario Carbonífero de Concepción. *Boletín Minero*. N° **570**: 597 – 598.
- TAVERA, J. 1988. Formación Quiriquina. Localidades para la formación. Estratotipos y fauna (latitudes 33°21' – 37°50'). Departamento de Geología, Universidad de Chile (Inédito): 212 pp.
- TORSVIK, T. & COCKS, L. 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research*. Vol. **24**, (3 – 4): 999 – 1030.
- VALCARCE, G.; ZAPATA, T. & RAMOS, V. 2011. La faja plegada y corrida del Agrio. Congreso geológico argentino N° 18. Neuquén.

- VALDOVINOS, C. & NIELSEN, S. 2006. Mollusks of the Tubul Formation (South – Central Chile): Implications for the Early Pleistocene climate of the Southeastern Pacific. Congreso Geológico Chileno N°11. Actas **1**: 135 – 138. Antofagasta.
- VANDENBERGHE, N.; LAGA, P.; ETIENNESTEURBAUT, J. & VAIL, P. 1998. Tertiary Sequence Stratigraphy at the Southern Border of the North Sea Basin in Belgium. *SEPM Society for Sedimentary Geology*. N° **60**: 119 – 154.
- VÁSQUEZ, P. 2001. Petrología y geotermobarometría del basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa de Chile, entre los 36°30'S y 38°00'S. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 172 pp. Concepción.
- VASQUEZ, P.; GLODNY, J.; FRANZ, G.; FREI, D. & ROMER, R. 2011. Early Mesozoic Plutonism of the Cordillera de la Costa (34° – 37°S), Chile: constraints on the onset of the Andean Orogeny. *The Journal of Geology*. Vol. **119**, (2): 159 – 184.
- VERA, E.; FOLGUERA, A.; VALCARCE, G.; BOTTESI, G. & RAMOS, V. 2014. Structure and development of the Andean system between 36° and 39°S. *Journal of Geodynamics*. Vol. **73**: 34 – 52.
- VEYL, C. 1961. Contribución al conocimiento de la geología regional de la Provincia de Concepción. *Revista Minerale*s. N° **72**: 21 – 71.
- WARD, D. & WIEST, R. 1990. A checklist of Palaeocene and Eocene sharks and rays (Chondrichthyes) from the Pamunkey Group, Maryland and Virginia, USA. *Tertiary Research*. Vol. **12**, (2): 81 – 88.
- WENTWORTH, C. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The journal of geology*. Vol. **30**, (5): 377 – 392.
- WILLNER, A. 2005. Pressure–temperature evolution of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in North – Central Chile (34° – 35°30' S). *Journal of Petrology*. Vol. **46**, (9): 1805 – 1833.
- WILLNER, A.; GLODNY, J.; GERYA, T.; GODOY, E. & MASSONNE, H. 2004. A counterclockwise PTt path of high–pressure/low – temperature rocks from the Coastal Cordillera accretionary complex of south – central Chile: constraints for the earliest stage of subduction mass flow. *Lithos*. Vol. **75**, (3 – 4): 283 – 310.
- WILLNER, A.; THOMSON, S.; KRÖNER, A.; WARTHO, J.; WIJBRANS, J. & HERVÉ, F. 2005. Time markers for the evolution and exhumation history of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in North – Central Chile (34° – 35°30' S). *Journal of Petrology*. Vol. **46**, (9): 1835 – 1858.
- WINKLER, T. 1874. Mémoire sur quelques restes de poissons du système heersien. *Archives du Musée Teyler*. Vol. **4**, (1): 1 – 15.
- ZAMBRANO, P. 2013. Change from tide – dominated to wave – influenced shoreface systems in the transition Trihueco – Millongue Formation (Middle Eocene), Arauco Basin, Chile Central: An effect of paleoseismic – eustatic events.

- ZAVALA, C.; ARCURI, M.; DI MEGLIO, M.; ZORZANO, A. & OTHARÁN, G. 2020. Jurassic Uplift Along the Huincul Arch and Its Consequences in the Stratigraphy of the Cuyo and Lotena Groups. Neuquén Basin, Argentina. Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes (Kietzmann, D. & Folguera, A. editores). Springer: 53 – 74. Cham.
- ZOLLNER, W. & AMOS, A. 1973. Descripción geológica de la hoja 32b, Chos Malal: Provincia de Neuquén, Carta Geológico Económica de la República Argentina. *Boletín del Servicio Geológico Minero Argentino*. N° **143**: 1 – 107.

**ANEXO 1: MODELO DE DEFORMACIÓN Y MÉTODO DE INVERSIÓN
TECTÓNICO**

En el modelo AMCR se cumplen tanto las relaciones angulares de las estructuras asociadas al modelo de Riedel (1929), como también el criterio de Mohr – Coulomb que es utilizado en el planteamiento de Anderson (1905), criterio que a su vez determina la relación matemática entre el ángulo de roce interno (ϕ) y el ángulo de fractura (θ) medido desde la dirección del menor esfuerzo (σ_3) y mayor esfuerzo (σ_1), en las ecuaciones 1 y 2 respectivamente:

$$\theta = 45^\circ + \phi/2 \quad (1)$$

$$\theta' = 45^\circ - \phi/2 \quad (2)$$

Las relaciones angulares del modelo AMCR presentan una doble simetría con respecto con respecto a las direcciones de compresión y extensión (σ_1 y σ_3 respectivamente, en figura anexa 1) teniendo, además, variabilidad con respecto al ángulo de roce interno.

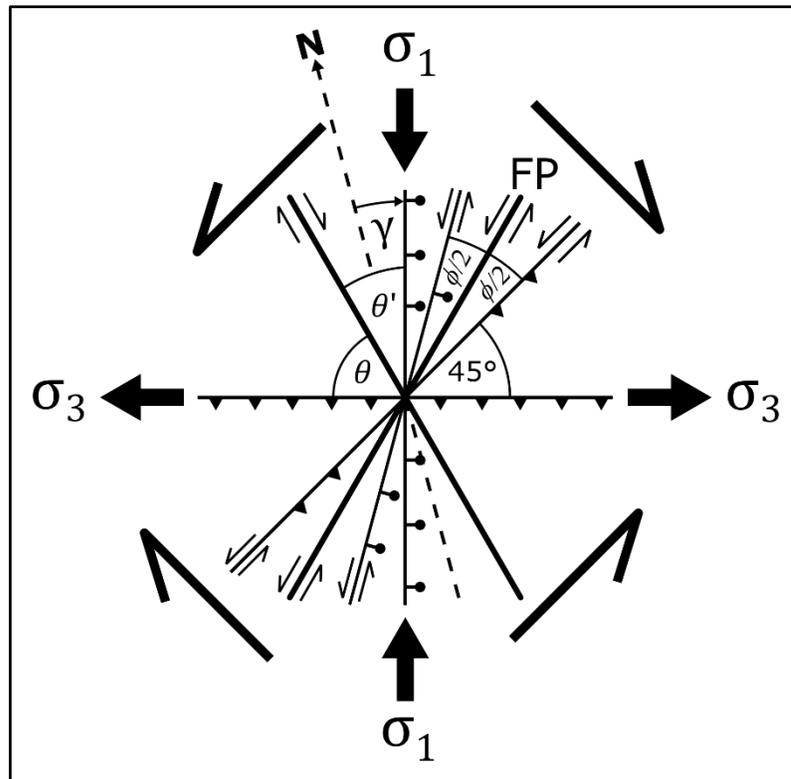


Figura anexa 1: Esquema del modelo AMCR. En la imagen, “FP” designa a la falla principal de rumbo NE – SW, con estructuras subsidiarias en un régimen tectónico de rumbo (vista en planta) en donde la simetría se obtiene al asociar también las fracturas subsidiarias con la falla conjugada NW – SE a FP (ambas de mayor grosor). Nótese el uso particular en esta ilustración de $\phi = 30^\circ$.

Si se considera el cizalle horizontal de las fallas, es evidente que el mismo debe de tener una simetría radial (Figura anexa 1) dentro del modelo AMCR. Más aún, existe una correlación opuesta entre el aumento o disminución de cizalle horizontal y la disminución o aumento del desplazamiento en el manto teórico al registrarse variación en la orientación de los esfuerzos principales. Con el fin de cuantificar estos cambios, se definen los coeficientes “DSR” (*Dip – slip ratio*, o razón de desplazamiento en el manto) y “SHR” (*Shear ratio*, o razón de cizalle) que poseen ambos un rango de -1 a 1 . La definición numérica de DSR y SHR conlleva delimitar el sistema de deformación en base a otros dos parámetros (dos grados de libertad) que sean capaces de representar todas las orientaciones posibles en el plano (en una primera instancia, asumiendo σ_2 vertical). Se definen estos como el ángulo de roce interno del modelo (ϕ), y un ángulo de fase azimutal (γ) que determina la rotación del sistema completo (Figura anexa 1) siendo este último ángulo colineal con la dirección de σ_1 . Adicionalmente, se fija a DSR el cumplimiento de que en alguna falla principal y fracturas riedel sintéticas a FP, se cumplan las siguientes ecuaciones:

$$DSR (FP) = 0 \quad (3)$$

$$DSR (Riedel) = -0,25 \quad (4)$$

Considerando un plano de falla teórico con diferentes desplazamientos, es posible elaborar un establecimiento más detallado de DSR, si evaluamos como variable el *rake* del vector de desplazamiento en el plano de falla. Si se redefine un ángulo de *rake* teórico (r_t) como el ángulo menor entre el rumbo de la falla y el vector de desplazamiento en el plano de falla, medido en el plano de falla, se puede obtener la ecuación 5 para el cálculo del valor absoluto de DSR en una falla arbitraria dividiendo la medida de este *rake* teórico por los 90° máximos que podría alcanzar esta variable:

$$|DSR (r_t)| = r_t/90^\circ \quad (5)$$

La ecuación 5 si bien tiene una aplicabilidad numérica, no entrega un criterio para diferenciar fallas normales o inversas, por lo que se les concede un valor menor que 0 para una falla con algún componente normal, y mayor que 0 para fallas con componente inverso.

De lo anterior, se desprende claramente que el DSR de una falla normal es -1 , y el de una falla inversa 1 , siendo estos los valores mínimos y máximos que permite el cumplimiento de la ecuación 5, coherentemente con lo que se menciona previamente en la definición de este parámetro. La

ecuación 5 también implica que para el caso específico de las fallas de rumbo (fallas principales) DSR sea igual a 0, debido a que el *rake* en cualquier falla que sea solo de rumbo siempre será igual a 0. De todas las ecuaciones y consideraciones anteriores, es ya posible plantear una función matemática, fórmula o ecuación que permita obtener el valor de DSR en base a valores arbitrarios de ϕ y el ángulo de fase γ , según la orientación de una falla.

En primer lugar, se define la función F1, con un azimut de la falla α , y sobre un posible rango azimutal correspondiente al conjunto matemático $[0,360)$ en la ecuación 6:

$$F1(\alpha) = \sin(\alpha - 45^\circ + \phi/2 - \gamma) \cdot \sin(\alpha + 45^\circ - \phi/2 - \gamma) \quad (6)$$

Cabe destacar que particularmente se cumple que:

$$F1(\gamma \pm (45^\circ - \phi/2)) = 0 \quad (7)$$

Representando la ecuación 7 ambas posibilidades de cizalles dextrales o sinestrales para las fallas de rumbo con DSR igual a 0 al encontrarse a un ángulo igual a el ángulo de fractura (medido desde σ_1 o desde el azimut γ) verificando así la ecuación 3. A continuación para cumplir con los requisitos implícitos y explícitos de la ecuación 4 se definen los coeficientes “dmin” y “dmax” como los valores absolutos del mínimo y máximo alcanzados en el conjunto recorrido de F1, y los parámetros C1 y C2 como elementos numéricos dependientes solo de ϕ en forma polinomial de séptimo grado. A partir de estos cuatro constructos se elabora una segunda función F2 (Ecuación 8) que normaliza a F1 para que los valores máximos y mínimos de esta función correspondan a 1 y -1, respectivamente, y para que ambas funciones F1 y F2 multiplicadas sean igual a DSR (Ecuación 9).

$$F2(\alpha) = \frac{\sqrt{|\cos(\alpha - \gamma)|^{2 \cdot C2} + |\sin(\alpha - \gamma)|^{2 \cdot C2}}}{\sqrt{(|\cos(\alpha - \gamma)|^{C1}/dmax)^2 + (|\sin(\alpha - \gamma)|^{C1}/dmin)^2}} \quad (8)$$

$$DSR(\alpha) = F1(\alpha) \cdot F2(\alpha) \quad (9)$$

Con respecto a C1 y C2, se realiza el ajuste de un polinomio para estos valores con respecto a ϕ , en el que se toma un conjunto de valores optimizados computacionalmente a cada grado (Tabla anexa 1) para acercarse numéricamente a la condición aritmética de la ecuación 3.4, considerándose además por simetría un DSR igual a 0,25 tanto para un riedel antitético como también para una fractura P.

Tabla anexa 1: Valores de los coeficientes C1 y C2 para distintos valores de ϕ

ϕ	C1	C2
10	1,94626151	0,89742068
11	1,39656361	0,48044273
12	1,12031626	0,45031886
13	0,89990385	0,43353684
14	0,70387406	0,4196317
15	0,50855432	0,40785739
16	0,49402994	0,6700651
17	0,48029682	0,81373001
18	0,42087345	0,90083191
19	0,39452475	1,01124203
20	0,34357364	1,08820334
21	0,31563949	1,18038434
22	0,28755441	1,26502461
23	0,2478473	1,33145747
24	0,22381623	1,4072894
25	0,20141495	1,47915954
26	0,17329792	1,54015854
27	0,15623007	1,60732744
28	0,13536909	1,66624584
29	0,12342428	1,72989624
30	0,11356394	1,79163124
31	0,10149206	1,84772699
32	0,09598187	1,90670403
33	0,09215385	1,96426821
34	0,08697585	2,01746049
35	0,08643381	2,0723704
36	0,08473315	2,12343247
37	0,08655876	2,17554906
38	0,08906089	2,22592284
39	0,09034107	2,27281974
40	0,09349566	2.31944676
41	0,09626642	2,36381293
42	0,0966382	2,40356203
43	0,09616841	2,44086105
44	0,08871159	2,46947361
45	0,06120649	2,47668389
46	0,09138959	2,53933384
47	0,03988186	2,52082567
48	0,017316	2,53489364
49	0,02023822	2,56407323
50	0,02391053	2,59302404

Usando los datos de la tabla anexa 1, se calcula los polinomios más similares a las series de datos de C1 y C2 obteniendo los coeficientes ordenados en grado creciente según la definición polinomial general $P(\phi)$, dentro de la ecuación 10:

$$P(\phi) = \sum_{i=0}^n (P_i \cdot \phi^i) \quad (10)$$

Posteriormente, fijando el límite superior de la sumatoria igual a 7, resultan los valores presentes en la tabla anexa 2 ordenados por $C1_i$ y $C2_i$ para cada polinomio $C1(\phi)$ y $C2(\phi)$ respectivamente (utilizando ϕ en grados).

Tabla anexa 2: Coeficientes polinomiales de C1 y C2

i	$C1_i$	$C2_i$
0	29,3097954	35,0894648
1	-6,83129937	-9,40420425
2	$6,80110269 \cdot 10^{-1}$	1,02472187
3	$-3,66994941 \cdot 10^{-2}$	$-5,8693588 \cdot 10^{-2}$
4	$1,15260703 \cdot 10^{-3}$	$1,93817126 \cdot 10^{-3}$
5	$-2,10660245 \cdot 10^{-5}$	$-3,71120171 \cdot 10^{-5}$
6	$2,07900815 \cdot 10^{-7}$	$3,83126225 \cdot 10^{-7}$
7	$-8,5719527 \cdot 10^{-10}$	$-1,65097437 \cdot 10^{-9}$

En cuanto a la similitud del polinomio con respecto a los datos, $C1(\phi)$ tiene un coeficiente de determinación r^2 (que varía entre 0 y 1) igual a 0,99773, en tanto que a $C2(\phi)$ le corresponde un valor de 0,99833 para su ajuste polinomial. Debido a la cercanía a 1 de ambos coeficientes de determinación se puede argumentar que existe un buen nivel de similitud entre los datos iniciales y los polinomios con los coeficientes explicitados.

Las figuras anexas 2 y 3 grafican a los polinomios definidos con anterioridad junto a sus series de datos, mostrando la precisión del ajuste que se realiza y además, la tendencia general de estas funciones algebraicas. La distribución de la exactitud del polinomio es relativamente homogénea en el caso de $C1(\phi)$, mientras que para $C2(\phi)$, el error estadístico es un poco más acentuado bajo los 15° debido a las variaciones abruptas en los valores de los datos base de C2.

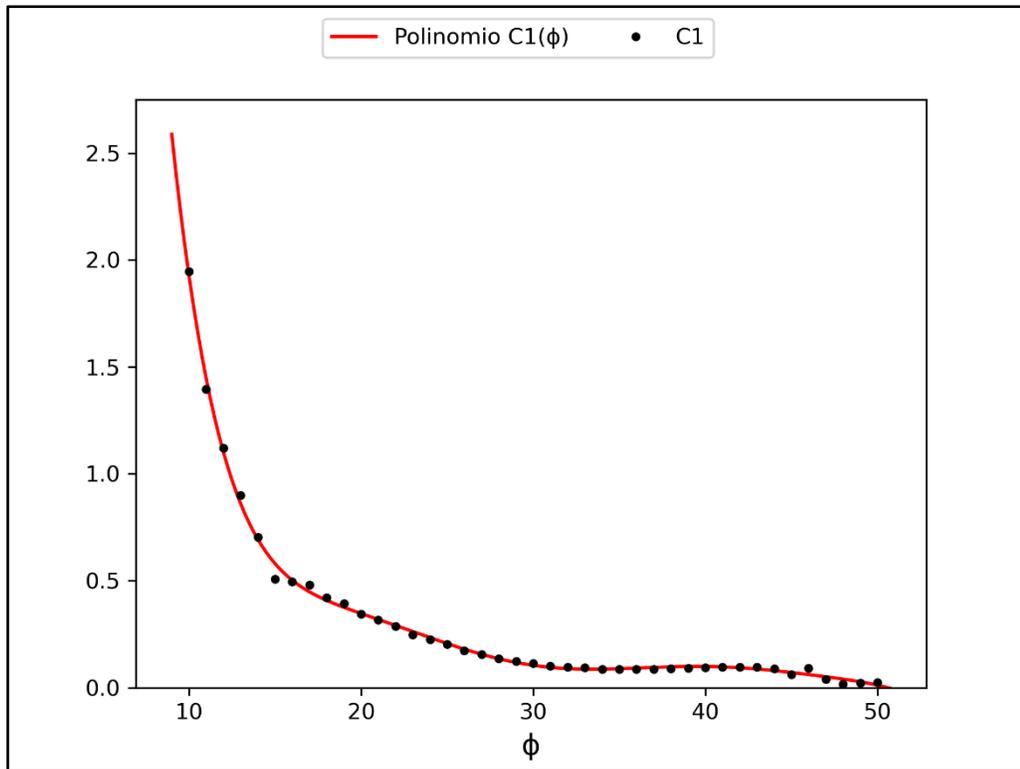


Figura anexa 2: Ajuste polinomial para $C1(\phi)$.

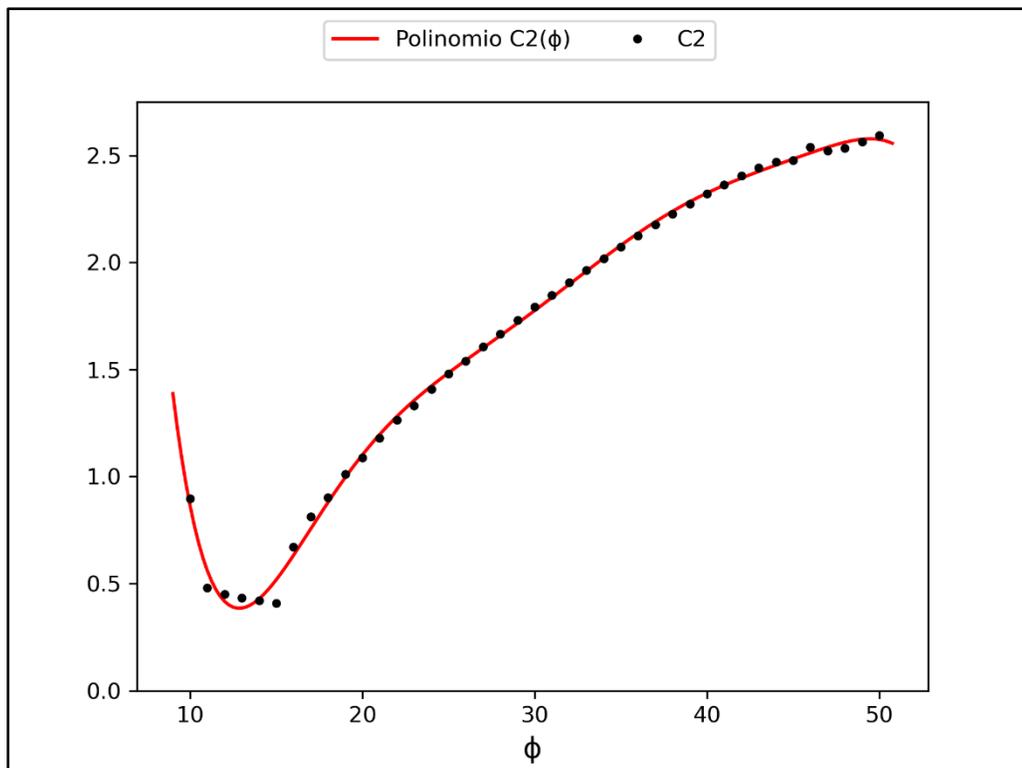


Figura anexa 3: Ajuste polinomial para $C2(\phi)$.

El valor absoluto de SHR puede ser obtenido directamente a partir de DSR, debido a que al aumentar SHR disminuye DSR y viceversa, junto a la limitación del cumplimiento de la ecuación 5, se llega a la ecuación 11.

$$|SHR(r_t)| = 1 - |DSR| = (90^\circ - r_t)/90^\circ \quad (11)$$

Para establecer una variación de signos en SHR y convertirla en una función biyectiva sobre los primeros 180° posteriores al ángulo azimutal γ se adopta la convención de signos que cataloga al cizalle dextral como positivo y al sinistral como negativo. Para definir una expresión analítica continua capaz de cumplir con estos requisitos, se emplea una función por tramos para que los primeros 90° posteriores a γ SHR sea menor que 0 y posteriormente mayor que 0 hasta los 180° , en la ecuación modular a tramos 12. Homológamente al caso de DSR, con α en $[0,360)$ y n entero de valor mayor o igual a 0:

$$SHR(\alpha) = \begin{cases} -(1 - |DSR|) \cdot \frac{\sin(2 \cdot (\alpha - \gamma))}{|\sin(2 \cdot (\alpha - \gamma))|} & \forall \alpha \not\equiv \gamma + n \cdot 180^\circ \pmod{360} \\ 0 & \alpha \equiv \gamma + n \cdot 180^\circ \pmod{360} \end{cases} \quad (12)$$

En lo relativo al formato de ingreso y formato de entrada relativo a los datos, debido a las condiciones de interperismo y meteorización, la identificación de lineamientos o estrías en el plano de falla que indican la dirección del cizalle es poco frecuente.

En vistas de lo anterior, se clasifican a las fallas en 16 categorías que se definen para abarcar los comportamientos cinemáticos para los que se necesitan solo los índices cinemáticos convencionales: normal, normal nor – sinistral, normal – sinistral, sinistral sinestro – normal, sinistral, sinistral sinestro – inverso, inverso – sinistral, inverso reverso – sinistral, inverso, inverso reverso – dextral, inverso – dextral, dextral dextro – inverso, dextral, dextral dextro – normal, normal – dextral y normal nor – dextral.

Para facilitar el ingreso de datos, se utiliza un archivo de plantilla Excel “.csv” para alojar los datos de las estructuras, en el que las columnas de información se dividen en azimut y ángulo de manteo (con regla de la mano derecha), comportamiento principal de la falla, comportamiento supeditado y una columna adicional para cuando hay “comportamiento híbrido” en cantidades similares entre

dos cinemáticas, una de rumbo y otra de manteo. Al describir la cinemática de cada falla se usan letras mayúsculas, con las cinemáticas normal, inversa, sinistral y dextral correspondiendo a N, R o I, S y D respectivamente.

Cabe destacar que para diferenciar correctamente las secuencias de datos, se deja vacía la casilla de la última columna si no es el comportamiento de la estructura, al igual que las dos casillas anteriores en caso contrario.

Si la cinemática corresponde a un comportamiento híbrido, se le otorgan las dos letras comenzando con la de su componente de desplazamiento en el manteo.

El primer elemento a definir para la configuración tectónica, al iniciar el algoritmo funcional del programa, es la orientación del elemento lineal (o vector) de σ_2 previamente a la rotación. Con tal finalidad, se calculan conjuntos de vectores σ_2 alrededor de un valor central perpendicular al vector de desplazamiento específico para cada falla, todos estos elementos vectoriales contenidos, además, dentro del plano de falla.

Como el comportamiento cinemático de las estructuras ingresa con carácter cualitativo no es posible saber de manera trivial el vector de desplazamiento en el plano de falla, por lo que se define un ángulo de *rake* (regla de la mano derecha) y vector de desplazamiento del bloque colgante para cada una de las fallas según las 16 categorías posibles aplicables a cada uno de los datos.

En la figura anexa 4 se muestran los distintos valores de *rake* (r) y vectores de desplazamientos posibles para las consideraciones mencionadas con anterioridad, considerando un plano de falla arbitrario visto desde la dirección de manteo y además, con el azimut bajo la regla de la mano derecha fijo al extremo derecho de la misma figura, resultando a la vez una diferencia angular entre cada una de las cinemáticas definidas de $22,5^\circ$ que posibilita la existencia de las 16 posibilidades en el total de 360° .

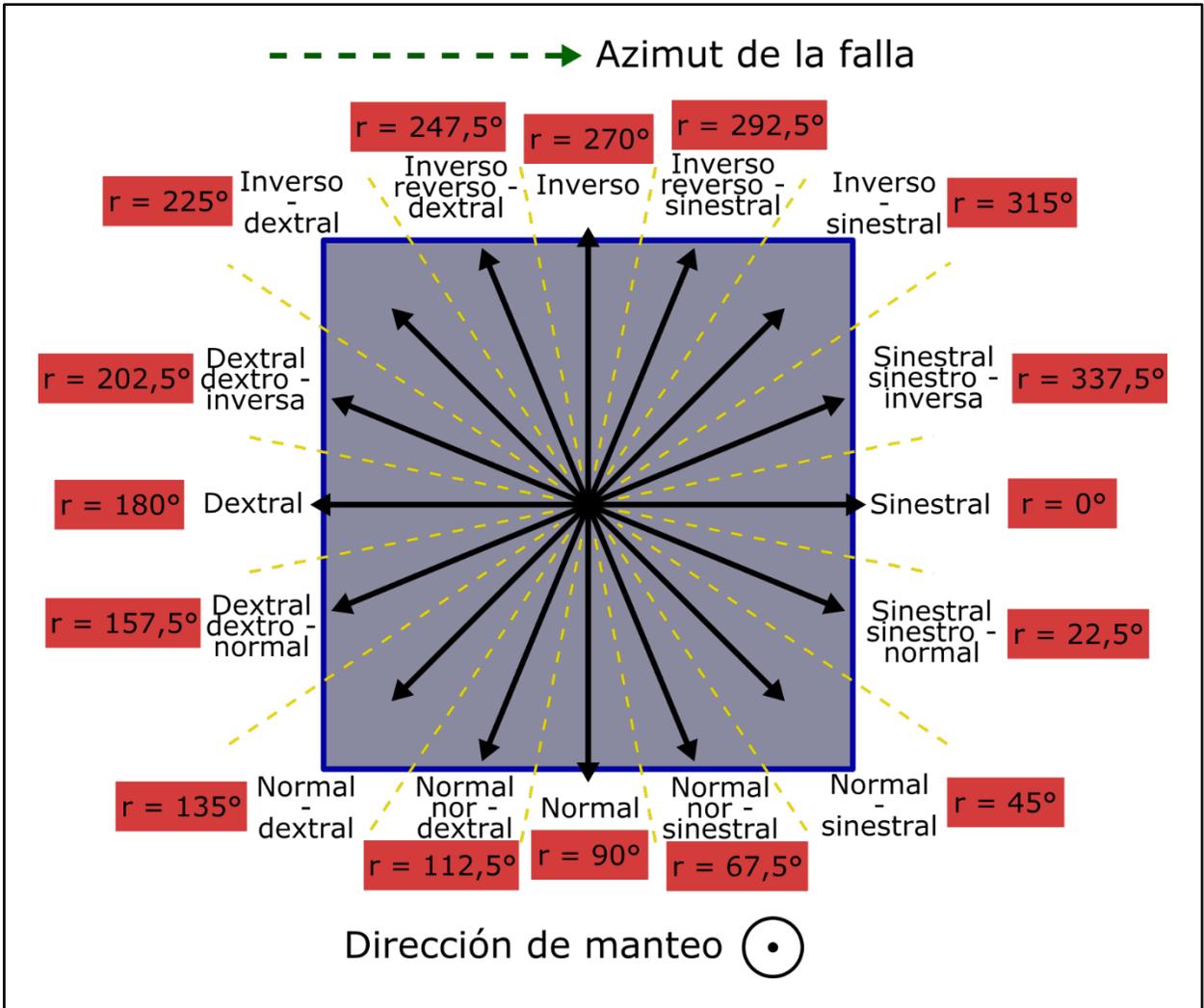


Figura anexa 4: Vectores de desplazamiento del bloque colgante y *rake* teórico asociado a los mismos en un plano de falla subvertical hipotético. La flecha verde indica el azimut bajo la regla de la mano derecha (hacia la derecha) mientras que la dirección de manto apunta hacia el exterior de la figura y el escrito, en tanto que las líneas discontinuas amarillas delimitan las zonas de influencia para cada tipo de cinemática relacionados a los vectores de desplazamiento.

A partir de los vectores de desplazamiento calculados para cada falla se crean conjuntos de vectores nominales de σ_2 con un vector central perpendicular a la dirección de cizalle en los desplazamientos con un *rake* r_{σ_2} y rodeado, además, por otros 16 vectores con un límite máximo de alejamiento al vector central de sus *rake* correspondiente a $r_{\sigma_2} \pm 11,25^\circ$ para compensar el ingreso en variables discretas de los datos. A su vez estos 17 elementos vectoriales se encuentran separados por $1,40625^\circ$ y deben ser perpendiculares al vector normal al plano de falla, en tanto que el vector central representativo de σ_2 es también perpendicular al cizalle como se había mencionado previamente.

Para transformar el *rake* de una falla en *trend* y *plunge* de un elemento lineal se utilizan ecuaciones de corrección para el azimut (*Az*) y manteo (*Dip*) de la falla, correspondiendo a las siguientes fórmulas matemáticas:

$$Trend = Az + \arctan(\tan(rake) \cdot \cos(Dip)) \quad (13)$$

$$Plunge = \arcsin(\sin(rake) \cdot \sin(Dip)) \quad (14)$$

Nótese además que si el *trend* resultante es mayor o igual a 360°, es suficiente con restarle esta misma cantidad para acotar los ángulos de *trend* al interior del conjunto [0,360).

El sistema de coordenadas utilizado para orientar los vectores de componentes [x, y, z] en base al *trend* y *plunge* de los elementos lineales define como positivas las direcciones N y E, además de cumplir con las siguientes ecuaciones de transformación de sistema coordinado, considerando a la variable “x” en la dirección E – W, en tanto que a la variable “y” queda en la N – S:

$$x = \sin(trend) \cdot \cos(plunge) \quad (15)$$

$$y = \cos(trend) \cdot \cos(plunge) \quad (16)$$

$$z = -\sin(plunge) \quad (17)$$

Aplicando estas operaciones matemáticas, el conjunto total de vectores nominales σ_2 es convertido a coordenadas [x, y, z] para luego definir la optimización necesaria para el cálculo de un σ_2 representativo de este conjunto. Se establece posteriormente la sumatoria S_{sq} según la ecuación 18 a la vez que se considera un vector unitario arbitrario (*w*) junto con el conjunto total de vectores σ_2 B.

$$S_{sq}(w) = \sum_{v_i \in B} \langle w, v_i \rangle^2 \quad (18)$$

Debido a que las rutinas de optimización en la librería *Scipy* de *Python* están configuradas para minimizar el valor de funciones escalares, se define un coeficiente a minimizar que disminuya en la medida que S_{sq} aumenta, representado en la siguiente ecuación:

$$L = 1/S_{sq} \quad (19)$$

Teniendo ya un coeficiente de carácter escalar, se está en condiciones de definir la rutina de optimización *sensu stricto* para hallar el vector representativo de σ_2 . Manteniendo las condiciones de un módulo igual a 1 para el vector w con todos sus componentes cartesianos acotados en el rango $[-1, 1]$, se utiliza el optimizador numérico global “*shgo*” de la librería *Scipy*, del que se obtiene el vector w con el mejor ajuste con una tolerancia de 10^{-8} .

Una vez obtenido este vector que se le denomina como w_{opt} , se establece una corrección para evitar el sesgo en el *plunge* de un σ_2 resultante subhorizontal en una muestra de datos, por ejemplo, de una tectónica de rumbo. Esta corrección se establece a partir de un parámetro escalar característico del muestreo de datos representativo de la configuración tectónica particular del sistema, en donde a cada falla se le asigna un valor igual a su DSR teórico (ecuación 5) según la clasificación ilustrada en la figura anexa 4 y la convención de signos para DSR, promediando posteriormente todos estos valores. Designando este promedio como “*macro*” se puede calcular un coeficiente para la corrección (*ratio macro*) en la coordenada vertical de w_{opt} y el que además, queda establecido por la siguiente fórmula:

$$ratio\ macro = \frac{1}{\tan(|macro| \cdot 90^\circ) + 0,001} \quad (20)$$

Posteriormente se procede a la corrección usando el vector $-w_{opt}$ (z mayor que 0), denominado como w_t , junto con el coeficiente *ratio macro* y considerando además las coordenadas cartesianas de este vector como $[x_{wt}, y_{wt}, z_{wt}]$, la matemática de la corrección está representada por las siguientes ecuaciones:

$$mod_h = \sqrt{(x_{wt})^2 + (y_{wt})^2} \quad (21)$$

$$\tilde{z} = (1 - |macro|) \cdot (ratio\ macro \cdot mod_h) + (|macro|) \cdot z_{wt} \quad (22)$$

$$\tilde{\sigma}_2 = [x_{wt}, y_{wt}, \tilde{z}] \quad (23)$$

A continuación, el módulo del componente vertical de σ_2 es reajustado, elevándose a la potencia correspondiente de 1,175 con el fin de asegurar una variación más realista de los manteos de bajo ángulo de σ_2 (extensión o compresión). El vector resultante de la ecuación 23 tras el reajuste se normaliza y usa como punto de partida para realizar el ajuste en función del modelo AMCR y correcciones adicionales previas, denominándose como σ_{2a} . De manera independiente, se realizan

otras optimizaciones para abarcar los casos en que existan fallas de rumbo, ya sean dextrales, sinestrales, o algunas de estas dos cinemáticas combinadas con los movimientos en el manteo de la falla. Cabe destacar que cada corrección vectorial es posible realizarla si y solo si existen los tipos de estructuras que definen cada recorreción particular.

En esta parte del algoritmo es necesaria definir, además, el coeficiente R de los esfuerzos principales y correspondiente a la forma del elipsoide de deformación correspondiente a estos. Al no existir una descripción en trabajos anteriores acerca del acotamiento de este valor en base a métodos que no involucren la resolución matricial del tensor de esfuerzos, el valor de R queda definido preliminarmente por la fórmula 24 con una dependencia lineal del índice *macro*. En este punto el algoritmo principal se ramifica en dos posibilidades adicionales de cálculo, dependiendo además su uso de una variable booleana activable e integrada dentro del algoritmo, cuya finalidad es recorrer el manteo del σ_2 final a discreción del usuario para evitar un diagnóstico errado de alguna tectónica de rumbo con un muestreo de datos que sobrerrepresente una de las opciones de cinemáticas con desplazamiento en el manteo, ya sea normal o inversa y que en la sección presente se denomina como “compatibilidad a tectónica de rumbo”. Debido al posible uso del modo compatible con la tectónica de rumbo, si esta opción está activa es necesario redefinir el índice *macro*, el cual queda establecido con la fórmula de transformación 25. Cabe destacar que además de lo anterior, de estar activa la compatibilidad deben de recalcularse tanto $macro_{abs}$ como R , según sus fórmulas propias en función del nuevo *macro*.

$$R = (macro+1)/2 \quad (24)$$

$$macro' = macro/2 \quad (25)$$

Para las optimizaciones del cizalle asociado a tectónica de rumbo, se utilizan los datos de azimut pertenecientes a las fallas que posean, ya sea, una cinemática predominantemente sinistral o principalmente dextral. En el caso de que las fallas de rumbo posean un componente dextral o sinistral, se les añade o resta 15° según corresponda (la mitad del ángulo de roce interno promedio de gran parte de las rocas) a modo de compensar la diferencia angular de la distribución de fracturas riedel según el modelo de fracturas del mismo autor, y que también implica una corrección según lo expuesto anteriormente sobre el modelo AMCR en la figura anexa 1.

Por separado, ambos conjuntos de datos azimutales correspondientes a las fallas de influencia dextral y sinistral son convertidos a dos conjuntos de vectores horizontales [x, y] (ecuaciones 15 y 16, asumiendo *plunge* igual a 0) para proceder con una optimización de similares características que la realizada con respecto a las ecuaciones 18 y 19. Una vez obtenidos los vectores promedios por medio de este algoritmo de optimización, se procede a estimar el vector que azimutalmente bisecta a ambos mediante suma vectorial normalizada y el producto escalar entre ellos dos, el último cual si es menor a 0 significa que los vectores se encuentran en cuadrantes distintos, debiendo usar en la suma el opuesto de uno de ellos. Posteriormente, si se trata con una tectónica compresiva, se utiliza el vector perpendicular al resultante previo.

Si en el conjunto de datos solo existen fallas de rumbo de predominancia dextral o sinistral, sin encontrarse ambas cinemáticas a la vez, ocasiona la necesidad de conjugar teóricamente según el modelo AMCR a las fallas correspondientes. Debido a la cardinalidad eventual de datos introducidos, se conjuga el azimut promedio correspondiente y obtenido con anterioridad para alguna de las cinemáticas de rumbo, utilizando una ponderación basada en el índice *macro* original para obtener un valor de ángulo de roce interno preliminar (φ_{ini}). Cabe destacar que si el modo de compatibilidad a tectónica de rumbo no se encuentra activada (modo por defecto), se utilizará la ecuación 26, siendo la opción correspondiente a la ecuación 27 utilizada si esta opción está activa, y numéricamente correspondiente debido a la definición utilizada para asignar *macro`* en la fórmula 25.

$$\varphi_{ini} = 30^{\circ} - 10^{\circ} \cdot macro \quad (26)$$

$$\varphi_{ini} = 30^{\circ} - 5^{\circ} \cdot macro = 30^{\circ} - 10^{\circ} \cdot macro` \quad (27)$$

Las ecuaciones previamente definidas pueden obtenerse a partir del análisis elaborado por Mogi (1967) sobre los efectos de la orientación y magnitud relativa de σ_2 en la mecánica de ruptura y reología de diferentes materiales rocosos. Reinterpretando los datos tabulados y de manera gráfica aportados por este autor, es posible inferir una diferencia aproximada de 10° entre los ángulos de ruptura ocasionados por configuraciones de esfuerzos compresivas y extensionales, siendo de mayor valor para el último de estos. Desde esta diferencia angular, medido en variados tipos de rocas, es posible combinar esta inferencia con la fórmula para obtener en ángulo de roce interno en función del ángulo de ruptura (θ) medido con respecto a σ_3 :

$$\varphi = 2 \cdot \theta - 90^\circ \quad (28)$$

Desde ambas consideraciones matemáticas se puede concluir que el módulo máximo del rango perteneciente al ángulo de roce interno debe situarse en alrededor de 20° para las variaciones que abarquen los estados tectónicos entre la compresión y extensión. Centrando la media, como ya se había señalado, en 30° para el ángulo de roce interno es posible agregar un rango de $\pm 10^\circ$ alrededor de este valor, y ponderando este margen en función y correlación lineal del índice *macro* según la convención de signos necesaria para obtener mayores valores en tectónicas extensionales, se llega directamente a la fórmula 26.

Para la conjugación teórica de las fallas de rumbo, se utiliza precisamente la ecuación 29 que muestra la separación angular (μ) de las fallas dextrales y sinestrales según la variable angular φ_{ini} , siendo la forma en si de la expresión matemática consecuencia del planteamiento del modelo AMCR.

$$\mu = 90^\circ - \varphi_{ini} \quad (29)$$

El vector horizontal de coordenadas [x,y] obtenido a partir de las conjugaciones de la tectónica de rumbo es denominado con el nombre de σ_{2stxy} .

Seguido a esto se realiza una nueva optimización, esta vez asociada a las direcciones particulares de extensión y compresión como cinemática predominante (si y solo si existen fallas predominantemente normales o inversas), en donde para cada dato particular de falla se calcula un vector particular correlacionado a la dirección horizontal aproximada de estas direcciones. Para el caso de las fallas completamente normales o inversas, esta orientación geométrica está acotada perpendicularmente al rumbo azimutal de la estructura. En cuanto a la desviación angular respectiva a las fallas normales e inversas que supeditadamente poseen un componente de desplazamiento en el rumbo, si se trata de fallas normales se añade o resta $4,5^\circ$ (mitad del 5% de una circunferencia como error mínimo aceptable en una estructura subparalela a las fallas normales) según corresponda a la cinemática del desplazamiento de rumbo para reajustar teóricamente el azimut de la extensión al azimut de una falla normal hipotética. Para las fallas inversas que han de corregirse dentro de esta consideración se utiliza un ángulo de $19,42^\circ$, correspondiente a la diferencia angular calculada entre los azimuts de las fallas inversas e inversas con algún componente de rumbo supeditado con la resolución de 4096 elementos en la grilla del

modelo AMCR asociado a un ángulo de roce interno promedio de 30° . A continuación, y una vez ya obtenidas las direcciones de extensión de las fallas con una cinemática de manteo predominante, se procede a su correlación geométrica respecto a la dirección horizontal de σ_2 , siendo ésta una dirección perpendicular a la dirección de extensión en un contexto extensional, y perpendicular a la dirección de compresión en un contexto compresivo. En caso de existir tanto fallas de predominancia normal como inversa, se utiliza la suma normalizada del vector perpendicular mencionado para cada tectónica dominante con la dirección de compresión (en tectónica extensional) o con la de extensión (para sistemas compresivos), y si numéricamente los datos indican una tectónica completamente de rumbo (*macro* igual a 0), se mantiene la algorítmica de la tectónica extensional. La dirección perpendicular al vector resultante (en coordenadas [x,y]) de este bloque del algoritmo principal se denomina como $S2XY_{temp}$.

A continuación, se realizan dos optimizaciones adicionales de carácter similar a la anterior, pero con el fin de aproximar directamente las direcciones perpendiculares a la extensión o colineales con la compresión teórica sobre fallas que posean un comportamiento híbrido y otra optimización para las fallas con un comportamiento supeditado de rumbo (sin añadir a las fallas totalmente normales o inversas).

La separación angular se mantiene para las fallas con componente de rumbo supeditado dentro de los casos normales e inversos, solo difiriendo los vectores resultantes para cada falla en 90° con respecto a las estructuras de la cinemática correlativa en la optimización anterior. Al vector final que emerge como solución de esta optimización se le denomina como $S2XY_{minim}$. Para el caso de la optimización correspondiente a las fallas que posean una cinemática híbrida entre el desplazamiento de rumbo y en el manteo la lógica de la algorítmica se mantiene, sin embargo, las separaciones angulares utilizadas para el caso corresponden a $9,73^\circ$ para el caso de fallas normales y un ángulo de $31,65^\circ$ para las fallas inversas. El vector resultante de la optimización correspondiente a las fallas híbridas se le asigna el nombre de $S2XY_{hy}$. Si el índice *macro* es mayor a 0 (tectónica compresiva) ambos vectores [x,y] son convertidos a su perpendicular.

Para ponderar las diferentes direcciones preliminares de σ_2 en el vector final y utilizado para el resto del algoritmo, el primer paso es combinar algebraicamente al vector $\sigma_{2\alpha}$ (orientado de una forma que su componente vertical sea positiva) obtenido tras el reajuste de la ecuación 3.23 con $S2XY_{temp}$. Antes de la primera ponderación, para orientar el vector $S2XY_{temp}$ se calcula el valor del

producto interior entre esta entidad algebraica y las componentes horizontales del vector $\sigma_{2\alpha}$ en un nuevo conjunto vectorial normalizado $[x,y]$ que se le etiqueta con el nombre de $\sigma_{2\alpha xy}$. Si el producto interior en cuestión es menor a 0 el vector $S2XY_{temp}$ es multiplicado por -1 , procediendo tras esta comprobación a ponderar a $S2XY_{temp}$ y $\sigma_{2\alpha xy}$ mediante la ecuación 30.

$$\sigma_{2\beta xy} = (1 - |\text{macro}'|^2) \cdot S2XY_{temp} + |\text{macro}'|^2 \cdot \sigma_{2\alpha xy} \quad (30)$$

El vector $\sigma_{2\beta xy}$ es a continuación normalizado, y por construcción es elaborado el vector $\sigma_{2\beta}$ en base a los componentes de $\sigma_{2\beta xy}$ multiplicados por el coseno del *plunge* correspondiente a $\sigma_{2\alpha}$, como se muestra en la fórmula 31.

$$\sigma_{2\beta} = [x_{\sigma_{2\beta xy}} \cdot \cos(\text{plunge}), y_{\sigma_{2\beta xy}} \cdot \cos(\text{plunge}), \sin(\text{plunge})] \quad (31)$$

De manera adicional, es creado desde el vector $\sigma_{2\beta xy}$ un nuevo elemento vectorial al que se le otorga el nombre de *radial*_{dir}, el que es perpendicular al vector mencionado en primer lugar y se orienta mediante el producto interior de $\sigma_{2\alpha xy}$ con el mismo *radial*_{dir}, en donde si el producto en cuestión es mayor a 0, *radial*_{dir} es multiplicado por -1 .

El siguiente paso consiste en corregir al vector $\sigma_{2\beta}$ según un posible componente radial supeditado a la base de datos principal. Para estos efectos, en primer lugar $\sigma_{2\beta}$ es reorientado para que su componente vertical sea menor a 0 (multiplicado por -1). El siguiente paso es determinar un indicador numérico que permita mesurar la variabilidad del componente tectónico radial supeditado y no directamente relacionado con fallas de componente predominante normal, por lo que se escoge como punto de partida el valor obtenido de la evaluación para la función a optimizar sobre el vector resultante en la optimización para obtener $\sigma_{2\alpha}$, al que se le denomina *radiality*, y con la finalidad de normalizar las variaciones de este índice numérico, se define un nuevo índice, denominado como *const*₁, según lo expresado en la ecuación 32.

$$\text{const}_1 = (\text{radiality} - 0,0018)/3 \quad (32)$$

Para poder vincular estas medidas numéricas con la ponderación necesaria para acomodar la corrección vectorial se utilizan las ecuaciones 33 y 34, en donde se define una variable numérica adicional, con el nombre de *desV*_{opts2h}, y una medida de la cercanía teórica del sistema con una tectónica completamente extensional o compresiva, otorgándole a este último indicador el nombre de *esp*₁. Adicionalmente se utiliza para la fórmula 34 el índice *DSR*_{absm}, el cual queda definido

como la sumatoria de los valores en valor absoluto de DSR dividido por la cantidad de fallas en el conjunto de datos.

$$desv_{opts2h} = 23 \cdot const_1 \cdot 10^{(1000 \cdot const_1)} \cdot 0,975^{(macro`+1)} \quad (33)$$

$$esp_1 = macro`_{abs} / DSR_{absm} \quad (34)$$

Con estas dos entidades numéricas ya establecidas, se procede a establecer un valor único para ponderar la suma algebraica de los vectores $\sigma_{2\beta}$ (ya reorientado) y $radial_{dir}$. Este valor se le asigna el nombre de $disc_{hs}$ y su composición algebraica queda determinada por el producto de $desv_{opts2h}$ y esp_1 , como se puede distinguir en la fórmula 35.

$$disc_{hs} = desv_{opts2h} \cdot esp_1 \quad (35)$$

De forma adicional, se limita cualquier valor mayor a 1 de $disc_{hs}$ como igual a 1, para evitar la indeterminación a infinito para valores particulares de ciertos conjuntos de datos completamente radiales, además, el valor de $disc_{hs}$ es elevado al cuadrado si existen tanto fallas predominantemente normales como fallas predominantemente inversas, debido a la improbabilidad que ambas estén asociadas a una configuración tectónica radial. La ponderación en la suma vectorial queda entonces representada por la estructura algebraica en la ecuación 36, reconsiderando un nuevo vector $\sigma_{2\beta xy}$ normalizado de coordenadas [x,y] colineal y con el mismo sentido horizontal que $\sigma_{2\beta}$, junto con un el mencionado $radial_{dir}$.

$$new_{s2xy} = disc_{hs} \cdot radial_{dir} + (1 - disc_{hs}) \cdot \sigma_{2\beta xy} \quad (36)$$

El vector new_{s2xy} es entonces normalizado y se calcula el producto interior entre este vector normalizado y $\sigma_{2\beta xy}$ que, si resulta menor que 0, new_{s2xy} es multiplicado por -1 . Ya orientado este vector, se realiza una corrección al *plunge* del σ_2 teórico, para lo que se recrea la lógica algorítmica en la ecuación 31 para completar la tridimensionalidad del vector, con la excepción de multiplicar el módulo del seno correspondiente al *plunge* por -1 para respetar la reorientación previa. Si el modo de compatibilidad de rumbo está activo, el valor absoluto mínimo del módulo de la tercera componente vectorial se fija en la mitad de la raíz cuadrada de dos, añadiéndose un factor que verticaliza a σ_2 en función, a su vez de la tercera componente del vector $\sigma_{2\beta}$, según lo muestra la ecuación 37 que logra definir el valor de la tercera componente del vector modificado.

$$z' = (\sqrt{2}/2) + (1 - \sqrt{2}/2) \cdot |z_{\sigma_{2\beta}}|^{0,25} \quad (37)$$

En base a la ecuación anterior, la redefinición del vector $news_{2xy}$ se puede homologar en función de la expresión algebraica 31 y así definir un nuevo vector σ_2 temporal, denominado en particular $\sigma_{2\gamma}$, según lo explicitado en la fórmula 38 si consideramos el arcoseno de z' como $plunge'$.

$$\sigma_{2\gamma} = [x_{news_{2xy}} \cdot \cos(plunge'), y_{news_{2xy}} \cdot \cos(plunge'), -z'] \quad (38)$$

A continuación, se realiza una nueva comprobación con respecto a la alineación horizontal de $\sigma_{2\gamma}$ con la perpendicular de las fallas normales y colineal a las fallas inversas si $macro$ es mayor que 0, o en cambio perpendicular a las fallas inversas y colineal con las fallas normales si $macro$ es negativo. Para estos efectos se recurre a un submuestreo de los datos de fallas, en donde se estructura un conjunto de datos azimutales correspondientes a la dirección de rumbo azimutal de cada falla normal y la perpendicular a cada falla inversa. La cinemática específica de las fallas consideradas a incluirse dentro de este subconjunto de datos son las fallas de desplazamiento neto en el manto, las que poseen un componente subordinado en el rumbo y las de comportamiento híbrido. De manera inmediata se calculan los vectores correspondientes a la dirección azimutal señalada para cada falla para determinar la suma de todos los valores absolutos provenientes de los productos interiores de los vectores con respecto al vector normalizado de dirección horizontal de $\sigma_{2\gamma}$ ($\sigma_{2\gamma xy}$). Esta sumatoria es posteriormente dividida por la cantidad de datos en el subconjunto en cuestión, obteniendo el promedio de los valores absolutos obtenidos previamente (dot_{mean}), y de manera adicional, se fija un límite para el valor del producto interior absoluto promedio definido por la ecuación 39.

$$dot_{lim} = 0,5 + (\sqrt{2}/2 - 0,5) \cdot (macro + 1)/2 \quad (39)$$

Cabe destacar la variación según el índice $macro$ se debe a la diferencia angular promedio obtenida a partir de las orientaciones asociadas al modelo de deformación AMCR, como límites máximos de la variación radial previa y corrección auxiliar en caso de que la radialidad calculada previamente sea anómalamente alta a partir del optimizador numérico, y, además, desde los datos ingresados al programa. Desde lo anterior, se establece que ya sea si dot_{mean} es menor a dot_{lim} al mismo tiempo que $macro$ es menor a 0, o independientemente, si dot_{mean} es mayor a dot_{lim} y $macro$ es mayor a 0, se fija la dirección horizontal del σ_2 preliminar como la perpendicular a $\sigma_{2\gamma xy}$ y se reorienta este vector $[x,y]$ para que su producto interior con respecto a $\sigma_{2\beta xy}$ sea mayor a 0.

Finalmente, mediante una algorítmica completamente homóloga a la exhibida en la ecuación 38 es posible construir un nuevo σ_2 preliminar cuya dirección horizontal coincida con el vector [x,y] previamente definido, otorgándole el nombre de $\sigma_{2\delta}$.

Una vez obtenido $\sigma_{2\delta}$ es necesario aplicar una nueva corrección, esta vez correspondientes a la realineación de los componentes horizontales de σ_2 con las direcciones particulares del vector que son implícitas a las fallas con movimientos predominantes en el rumbo. Para estos fines, se utiliza un vector normalizado de componentes [x,y] horizontalmente colineal a $\sigma_{2\delta}$ al que se le asigna el nombre de $\sigma_{2\delta xy}$, y que es ponderado con el vector σ_{2stxy} mediante la fórmula 40. En caso de ser necesario, se reorienta colinealmente a si mismo el vector σ_{2stxy} para que el producto punto de este con $\sigma_{2\delta xy}$ sea mayor a 0. Además, para definir la ponderación de la trascendencia de los datos con desplazamiento predominante en el rumbo, se usa el coeficiente $coef_{st}$ que está definido como la cantidad de fallas con un componente mayoritario de desplazamiento en el rumbo dividido la cantidad total de fallas.

$$\sigma_{2\epsilon xy} = coef_{st} \cdot \sigma_{2stxy} + (1 - coef_{st}) \cdot \sigma_{2\delta xy} \quad (40)$$

El vector obtenido es posteriormente normalizado y nuevamente, mediante un algoritmo equivalente a la fórmula 38, se obtiene el vector tridimensional $\sigma_{2\epsilon}$.

El último paso para establecer σ_2 es recorrer con respecto a las direcciones de extensión y compresión de las estructuras que solo engloban cinemáticas híbridas y de un componente reducido de rumbo. Para esto se utilizan los vectores definidos con anterioridad, $S2XY_{minim}$ y $S2XY_{hy}$, siendo el primer paso la reorientación para que su producto interior con $\sigma_{2\epsilon xy}$ sea mayor a 0. Si existen estructuras híbridas pero no hay presencia de fallas con un componente supeditado en el manto, se utiliza un índice de ponderación hy_c , el cual está definido como la cantidad de fallas híbridas en su cinemática dividida por la cantidad total de fallas. Para estos casos, la ponderación se estructura según la fórmula 41.

$$\sigma_{2\zeta xy} = hy_c \cdot (1 - |macro|) \cdot S2XY_{hy} + (1 - hy_c \cdot (1 - |macro|)) \cdot \sigma_{2\epsilon xy} \quad (41)$$

En el caso de que existan solo fallas con un componente supeditado en el manto, se utiliza un índice de ponderación min_c , el cual equivale a la cantidad de fallas correspondientes en su cinemática, nuevamente dividida por la cantidad total de fallas. Para estos casos, la ponderación se representa numéricamente según la fórmula 42.

$$\sigma_{2\zeta xy} = \min_c \cdot (1 - |\text{macro}|) \cdot S2XY_{\text{minim}} + (1 - \min_c \cdot (1 - |\text{macro}|)) \cdot \sigma_{2\epsilon xy} \quad (3.42)$$

Si existen ambos tipos de estructuras se realiza una ponderación mixta, comenzando con una combinación lineal entre los vectores $S2XY_{\text{minim}}$ y $S2XY_{\text{hy}}$, para posteriormente el resultado de este procedimiento algebraico ponderarlo con respecto a $\sigma_{2\epsilon xy}$. En primera instancia, se deben ponderar de forma relativa los elementos vectoriales $S2XY_{\text{minim}}$ y $S2XY_{\text{hy}}$, fijando los ponderadores como hy_c y \min_c divididos cada uno por la suma de estos y resultando así en HY_c y MIN_c , respectivamente. Estos dos parámetros (ambos mayores a 0) cumplen además la condición aritmética correspondiente a la ecuación 43.

$$MIN_c + HY_c = 1 \quad (43)$$

Siendo, en este caso, la ponderación corresponde a la expuesta en la fórmula algebraica y vectorial 44.

$$S2XY_{\text{pond}} = MIN_c \cdot S2XY_{\text{minim}} + HY_c \cdot S2XY_{\text{hy}} \quad (44)$$

El vector $S2XY_{\text{pond}}$ es normalizado, y se construye un ponderador propio para combinar las direcciones vectoriales de $S2XY_{\text{pond}}$ y $\sigma_{2\epsilon xy}$. Para tal finalidad se utiliza como base los índices hy_c y \min_c , además del valor absoluto de macro según lo indica la igualdad algebraica 45.

$$\text{pond}_{hy\text{min}} = (\min_c + hy_c) \cdot (1 - |\text{macro}|) / 2 \quad (45)$$

Definiendo así este indicador numérico la combinación vectorial destinada a amalgamar, como ya se había mencionado, a los vectores $S2XY_{\text{pond}}$ y $\sigma_{2\epsilon xy}$. La algorítmica relacionada a esta operación es similar a las ponderaciones previas, y se describe en la igualdad 46.

$$\sigma_{2\zeta xy} = \text{pond}_{hy\text{min}} \cdot S2XY_{\text{pond}} + (1 - \text{pond}_{hy\text{min}}) \cdot \sigma_{2\epsilon xy} \quad (46)$$

Cubriendo ya todas las posibilidades en relación a la existencia de estas clasificaciones respectivas, el vector $\sigma_{2\zeta xy}$ es normalizado y además se realiza un procedimiento matemático, nuevamente, homólogo con el desarrollado en la ecuación 38 para obtener el σ_2 definitivo. El vector σ_2 resultante es rotado 90° con respecto al origen en sentido horario, obteniendo el vector de rotación para el sistema, quedando así designado como “axis”. Este constructo vectorial *axis* será utilizado también para realizar algunas correcciones angulares adicionales según corresponda en diferentes instancias.

Para establecer la rotación de vectores $[x,y,z]$ se utiliza la fórmula de rotación vectorial obtenida a partir de Rodrigues (1840), la que es expresada en la ecuación 47 sobre un vector arbitrario V que es rotado con un ángulo ang alrededor de un eje ax , ambos arbitrarios también.

$$V' = V \cdot \cos(\pm ang) + (V \times ax) \cdot \sin(\pm ang) + ax \cdot \langle V, ax \rangle \cdot (1 - \cos(\pm ang)) \quad (47)$$

Una vez corregido y normalizado σ_2 de componentes $[x_{\sigma_2}, y_{\sigma_2}, z_{\sigma_2}]$, se procede a la rotación completa del sistema, para lo que se utiliza el ángulo complementario del *plunge* de σ_2 como ángulo de rotación y *axis* como eje de la misma, teniendo como resultado el vector $[0,0,1]$. Para tal fin se usa una fórmula matemática homóloga en forma y sentido algorítmico a 47, con la excepción del ángulo, que se reemplaza por el resultado de la ecuación 48, denominado como *rang*.

$$rang = 90^\circ - \arcsin(z_{\sigma_2}) \quad (48)$$

A continuación, se calculan los vectores unitarios normales a las fallas y vectores de cizalle según la convención establecido en la figura anexa 4, siendo ambos conjuntos a su vez rotados de manera equivalente a la descrita en el párrafo anterior para convertir, mediante la rotación, a σ_2 en $[0,0,1]$.

Una vez rotado el sistema completo se cumplen los requerimientos para el ajuste de los datos según el modelo de deformación AMCR. Para realizar el ajuste se recalcula el *rake* asociado a los vectores rotados con su nueva cinemática, pudiendo esta vez abarcando una variabilidad continua debido a la rotación ejecutada con anterioridad, pero utilizando la definición del *rake* teórico a la que también alude la ecuación 5. Una vez obtenida esta variable angular se pueden calcular los coeficientes DSR y SHR para cada falla en el sistema rotado, asignando el signo y valor de SHR mediante un ángulo que se designa como δ_{az} (menor o igual a 360°) y que representa la diferencia angular azimutal entre el azimut de la dirección de cizalle (*sensu* figura anexa 4) y el azimut de la falla rotada, utilizado además (si δ_{az} es distinto a 90° o 270°) en la siguiente ecuación:

$$SHR = -(1 - |DSR|) \cdot \frac{\cos(\delta_{az})}{|\cos(\delta_{az})|} \quad (49)$$

Adicionalmente, se define un valor de SHR igual a 0 si es que δ_{az} corresponde a 90° o 270° , debido a que evidenciaría una cinemática normal o inversa y al mismo tiempo indeterminaría la ecuación 49.

Con los parámetros DSR y SHR ya calculados para todo el conjunto de fallas rotadas, se utiliza nuevamente el optimizador numérico global “*shgo*” de la librería *Scipy* para disminuir el error angular promedio por falla de cada evaluación de los parámetros de ángulos de fase y roce interno según el modelo de deformación particular elaborado según ambos valores, al comparar los rumbos azimutales del conjunto de fallas en los datos rotados con los ángulos azimutales teóricos de esta misma variable calculados a partir del DSR y SHR empírico de cada falla rotada en el modelo de deformación evaluado.

Para hacer medible el error global de cada evaluación de los parámetros reológicos (ángulo de fase y de roce interno) en función del conjunto de datos de fallas, se define la separación angular horizontal de las fallas en los datos con su contraparte teórico del modelo con los parámetros evaluados como valor base. Estas separaciones angulares son sumadas para poder obtener una medida global sobre todo el conjunto de datos para medir la similitud del modelo ajustado con respecto al conjunto de fallas. Cabe destacar que por la naturaleza del modelo en sí, es posible que para el rango de parámetros designados para la optimización, no sea posible encontrar los valores específicos o solo un valor específico para obtener el módulo de la separación angular debido a la naturaleza discreta de la grilla angular base de 4096 elementos. Para asegurar la máxima correlación posible entre el modelo evaluado y los datos disponibles, se establece una diferencia de 90° para la falla que solo encuentre un resultado, en tanto que de no encontrar ninguna referencia de los valores se le adjudica un valor de separación angular de 180° .

Adicionalmente y aprovechando las características particulares del modelo AMCR, es posible generalizar el criterio inferido de Anderson (1905), del que se puede inferir un esfuerzo principal vertical a subvertical para los estados de esfuerzos adyacentes a la superficie. La generalización implica considerar que si el marco teórico del autor define a uno de los esfuerzos principales verticales o subverticales implica que los otros dos estén horizontales a subhorizontales, por lo que se fija solo uno de los esfuerzos subhorizontales a horizontal, permitiendo una variación continua de la orientación geométrica de los otros dos. Lo anterior implica a su vez que debe de haber al menos un esfuerzo principal que sea horizontalmente colineal con el σ_2 ya fijado anteriormente, lo que también trae como consecuencia que precisamente uno de los esfuerzos principales sea colineal a este esfuerzo de magnitud intermedia. Para que numéricamente se correlacione esta consideración con los resultados de la optimización, se añade un ponderador adicional dentro del cálculo de la

variable de retorno al finalizar la misma, utilizando la proyección horizontal normalizada del vector asignado a σ_2 con anterioridad, designándolo como σ_{2xy} .

La matemática específica que se encuentra aludida con respecto a este nuevo ponderador, consiste en utilizar el producto interior entre los vectores σ_{2xy} y el ente vectorial correspondiente al ángulo de fase azimutal, γ . La ecuación que define este último vector, que se le designa con el nombre de V_γ , está representada en la fórmula 50.

$$V_\gamma = [\sin(\gamma), \cos(\gamma)] \quad (50)$$

Una vez calculado el producto interior entre σ_{2xy} y V_γ al mismo se le asigna el nombre de $dot_{\sigma\gamma}$ y el ponderador de la optimización basado en el valor de $dot_{\sigma\gamma}$ queda definido por la igualdad 3.51 y con el nombre de $pond_{\sigma\gamma}$.

$$pond_{\sigma\gamma} = 0,75 - 0,25 \cdot (dot_{\sigma\gamma})^2 \quad (51)$$

Finalmente, el valor de retorno de la función a optimizar $psum$, se estructura como el producto entre $pond_{\sigma\gamma}$ y la sumatoria de las desviaciones angulares referenciadas con anterioridad, a la que se le designa como sum . Esta relación algebraica queda de manifiesto en la siguiente ecuación:

$$psum = pond_{\sigma\gamma} \cdot sum \quad (52)$$

Para acotar el espacio en el que el algoritmo *shgo* de *Scipy* buscará la optimización, se utiliza como elemento referencial el azimut de la proyección horizontal de σ_2 por razones similares a las aludidas previamente cuando se detalla sobre la generalización del modelo inferible de Anderson (1905). Alrededor de este azimut que se designa como $Azim_{\sigma\gamma}$, se establece una zona de búsqueda para la optimización que rodee a este azimut, con un radio mínimo correspondiente a 0,25 grados azimutales, en base a los cuales se les añade un radio adicional variable en función del índice macro, siendo la fórmula 53 una representación de los valores azimutales límite inferior y superior alrededor de $Azim_{\sigma\gamma}$.

$$lims = Azim_{\sigma\gamma} \pm (0,25 + 4,25 \cdot |macro|^3) \quad (53)$$

Para lograr acotar el rango de búsqueda para el ángulo de roce interno, se procede a centrar el radio de búsqueda al valor de ángulo de roce interno ϕ_{ini} para mantener la coherencia con respecto a las inferencias realizadas sobre el trabajo de Mogi (1967). Se fija además un radio correspondiente a

un grado alrededor de esta referencia angular, estableciendo también como límite máximo superior los 40° y como mínimo inferior los 20°, con la finalidad de no alcanzar las zonas extremas de los polinomios ajustados al modelo de deformación en función el ángulo de roce interno, ya que en las mismas el ajuste acumula mayor error estadístico del ajuste, como se exhibe en las figuras anexas 2 y 3.

Una vez obtenidos los valores de ángulo de roce interno y ángulo de fase que optimizan el valor de $psum$, se convierte el ángulo azimutal en un vector $[x,y,z]$ horizontal, el cual es rotado a la inversa de la rotación utilizada para ajustar el conjunto de fallas al modelo AMCR. Una vez con este vector, se le designa como σ_1 , y dado que el vector que representa a σ_2 ya se ha determinado, basta con aplicar el producto vectorial entre σ_1 y σ_2 para obtener σ_3 . Debido a que un cierto conjunto de datos con las cinemáticas invertidas puede, bajo esta lógica y la ponderación asociada a la ecuación 53 junto con el modo de fijar el espacio de búsqueda de soluciones, entregar resultados numéricamente similares, se introducen correcciones finales al resultado de las orientaciones de los esfuerzos principales.

En el ámbito del error angular y corrección de resultados, el error angular promedio ponderado optimizado, que se denomina como $psum_{op}$, es normalizado en referencia a una base de datos estándar que se establece como la base de datos con mayor incongruencia posible. Este conjunto de datos es concebido como dos fallas normales perpendiculares entre sí, correspondiendo inferencialmente a una extensión de carácter radial, siendo una configuración tectónica que se encuentra fuera del alcance del algoritmo, que tolera solo un componente radial supeditado. Para ajustar aritméticamente el error angular promedio, se utilizan los parámetros $disc_{hs}$, $macro$ y $psum_{op}$ en la forma descrita dentro de la ecuación 54. A partir de $macro$ y $disc_{hs}$ se definen las variables $macro2$ y $disc2_{hs}$ respectivamente, que son equivalentes a $macro$ y $disc_{hs}$, salvo que si el valor absoluto de estas originalmente era menor a 0,05 se les fija como valor mínimo este valor.

$$Error_{ang} = \sqrt{|macro2|} \cdot disc2_{hs} \cdot psum_{op} \quad (54)$$

El resultado de la fórmula recién definida, al ser evaluada en la base de datos con mayor incongruencia posible, corresponde a 13,9664. Esta cifra es utilizada para dividir a la expresión algebraica 54 y posteriormente se multiplica por 90 debido al error máximo posible de los contextos radiales al tener máxima incertidumbre con respecto a las direcciones de compresión y extensión

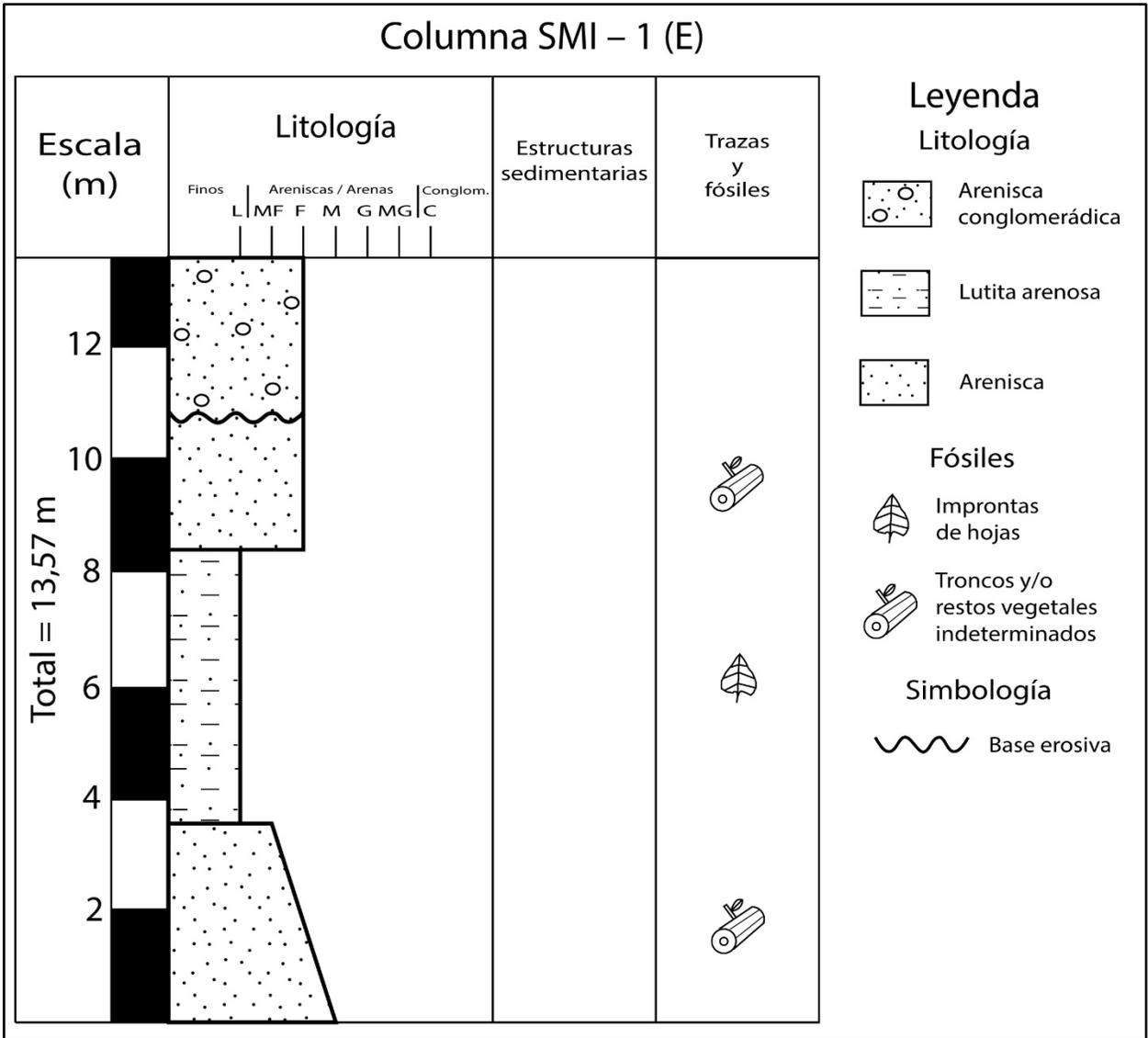
posibles en un plano perpendicular a σ_2 . La elaboración matemática final del error angular promedio se muestra en la ecuación 55.

$$Er_{ang} = 90 \cdot Error_{ang}/13,9664 \quad (55)$$

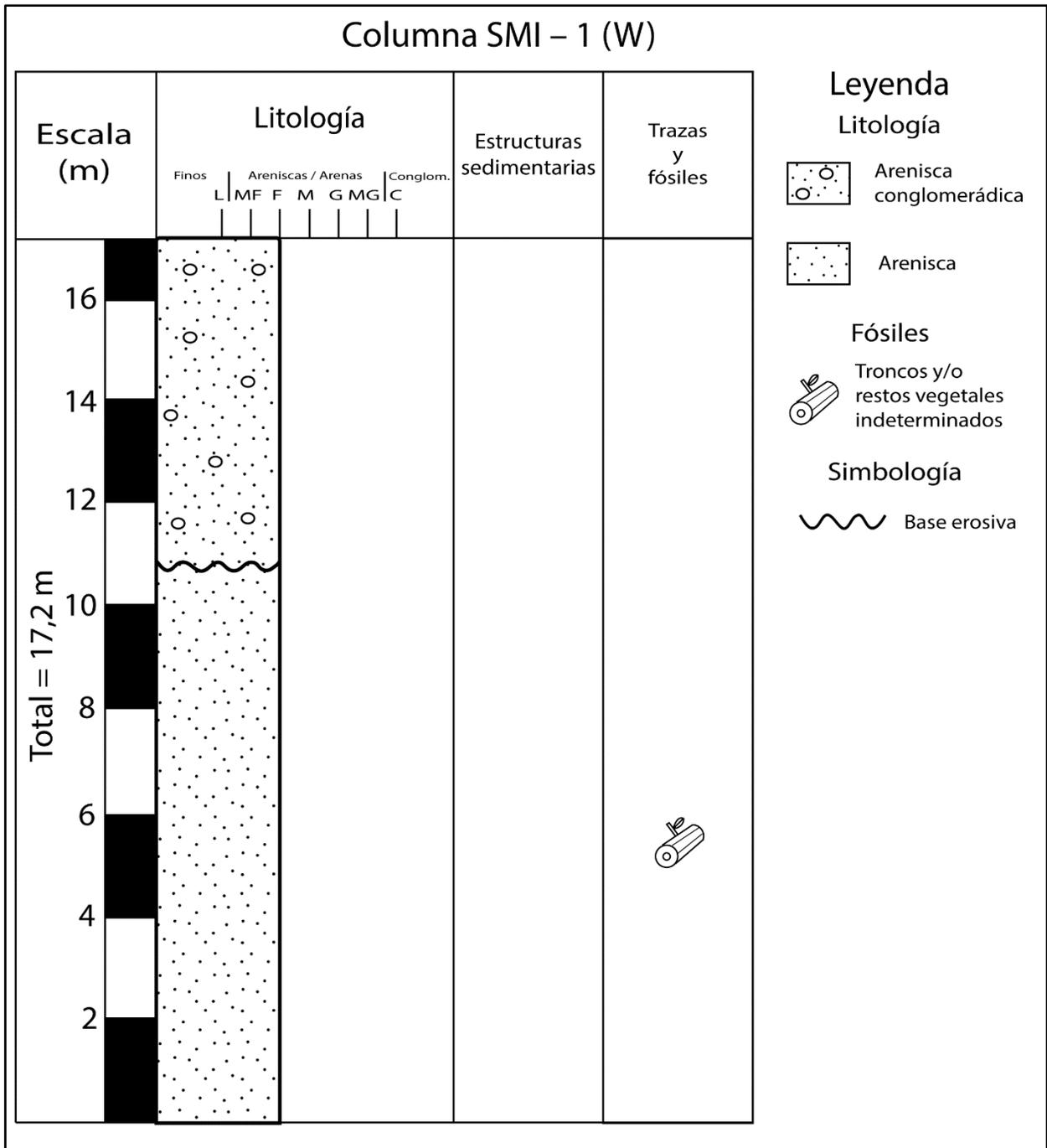
Para la corrección de resultados, se utilizan dos formas de verificación mutuamente excluyentes. La primera se aplica si es que *macro* es menor o igual a 0 e implica que, si el manto de σ_1 es menor que el manto de σ_3 , los vectores que representan a estos esfuerzos principales son intercambiados. De forma similar, si *macro* es mayor a 0 y si el manto de σ_1 es mayor que el manto de σ_3 , también son intercambiados. Al ocurrir cualquiera de estas dos posibilidades, se activará una marca en la visualización de salida que reflejará esto como un resultado recalculado.

En cuanto a la configuración del optimizador numérico de la librería *Scipy*, llamado *shgo*, posee variadas opciones de configuración, que eventualmente pueden llegar a cambiar los resultados obtenidos por el método numérico. Específicamente, la configuración relevante utilizada para este comando consiste en primer lugar dejar como *bounds* los acotamientos específicos descritos para cada optimización. Al momento de optimizar funciones para obtener vectores se fijan los resultados como vectores de módulo unitario, sean de componentes [x,y] o [x,y,z]. La cantidad de elementos de muestreo por iteración se fija en 256 elementos, con excepción del optimizador para obtener la dirección preliminar de σ_2 con todos los datos de falla, para la que se fija el muestreo con 512 elementos; y también se modifica para la optimización final que obtiene el ángulo de fase azimutal y de roce interno con 128 elementos, debido al rango más acotado de variabilidad posible. Se utiliza el método de muestreo “sobol”, el método de optimización de mínimos cuadrados secuenciales y la tolerancia de la evaluación de la función de 0,00000001. Para la optimización final se usa una tolerancia de 0,001 debido a que, nuevamente, los intervalos de búsqueda de resultados son relativamente mucho más acotados en cuanto al abanico de soluciones numéricamente relevantes.

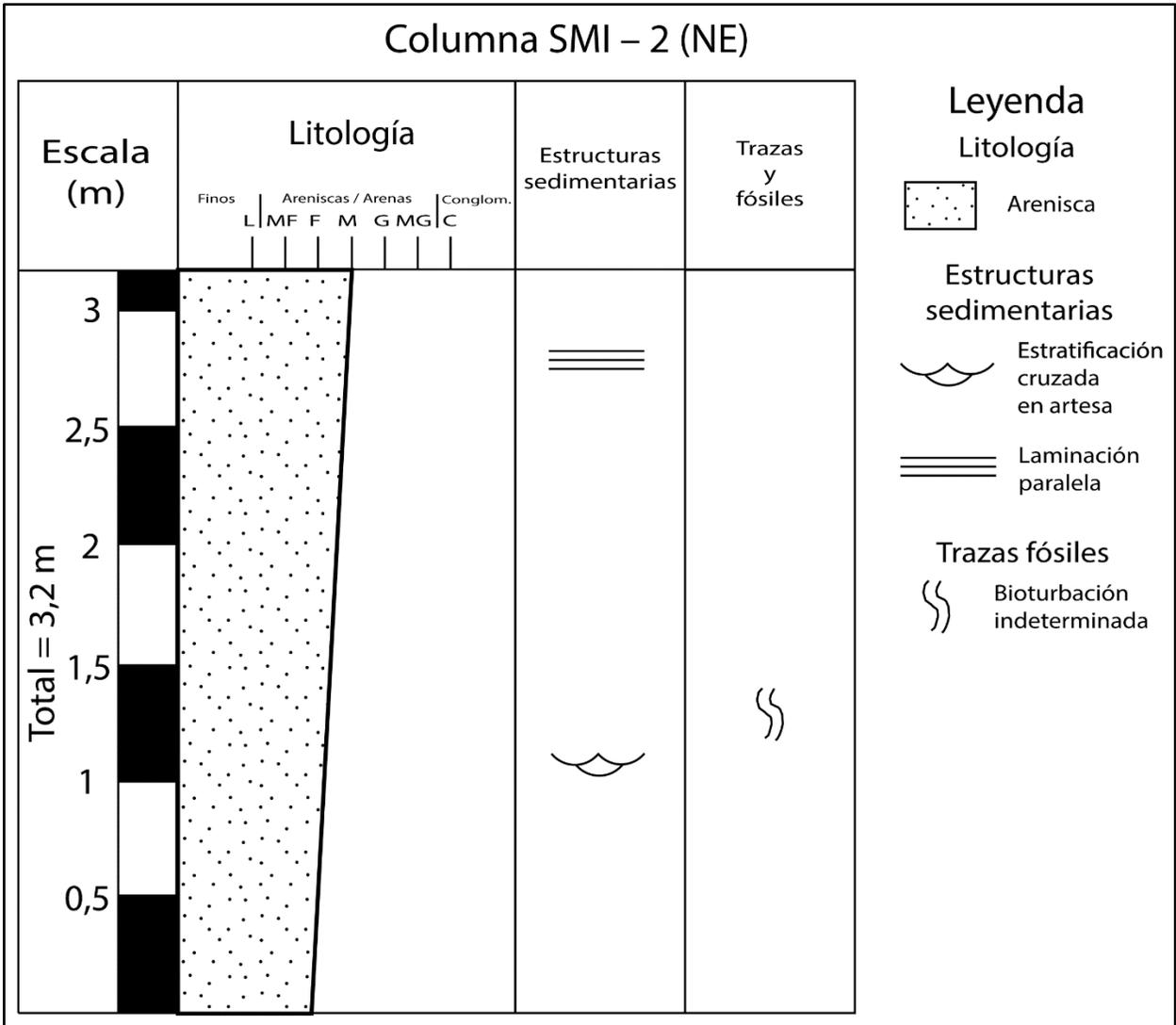
ANEXO 2: COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS



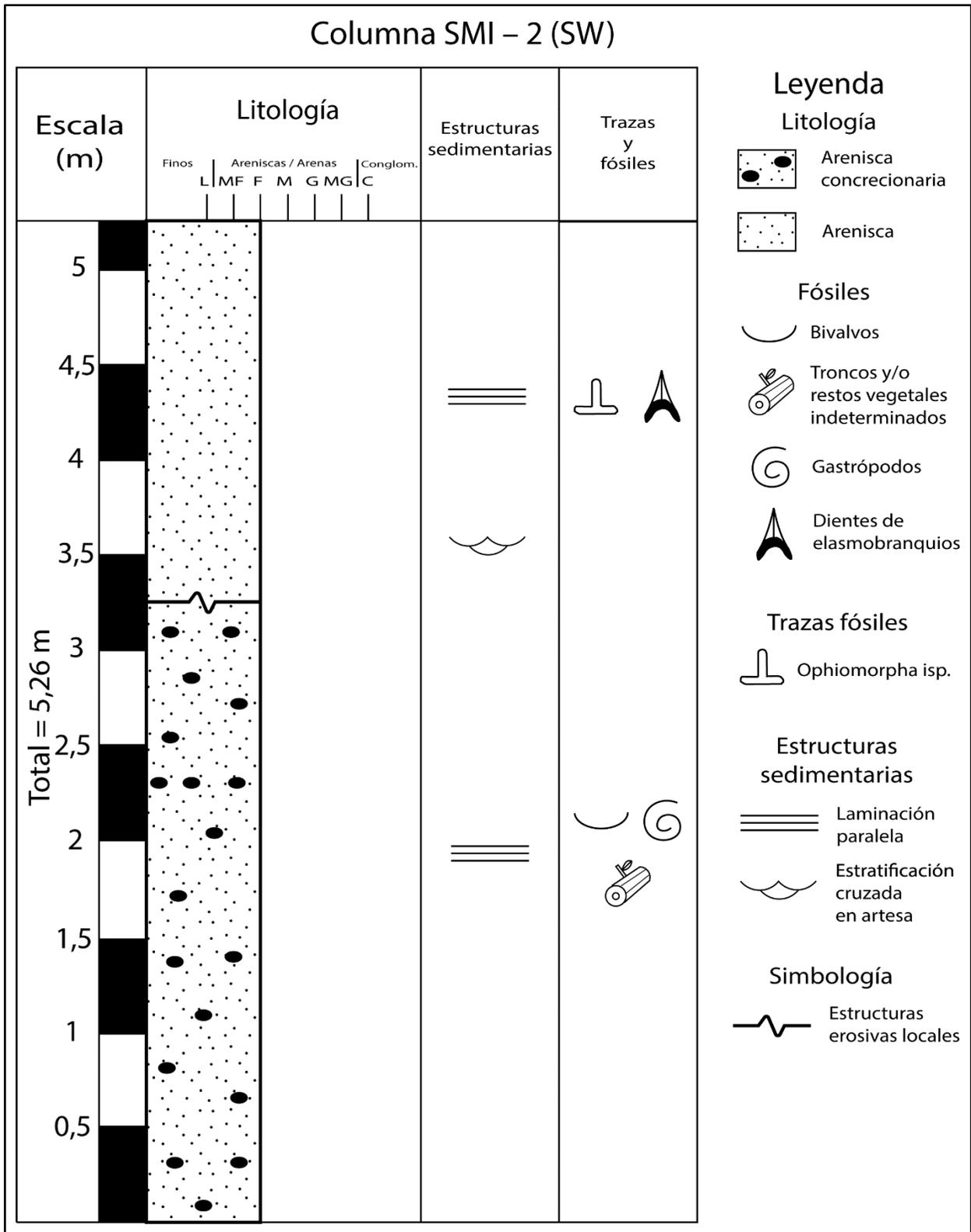
Columna SMI – 1 (E): Columna estratigráfica del costado oriental relativo al afloramiento SMI – 1. Nótese que el espesor del último estrato es de solo 2,65 m debido a que ese es su espesor máximo en el costado oriental, a pesar de que adyacente al W de la falla, hay un espesor menor y que en el extremo W del afloramiento aumenta considerablemente la potencia de este estrato, superando los 6 m.



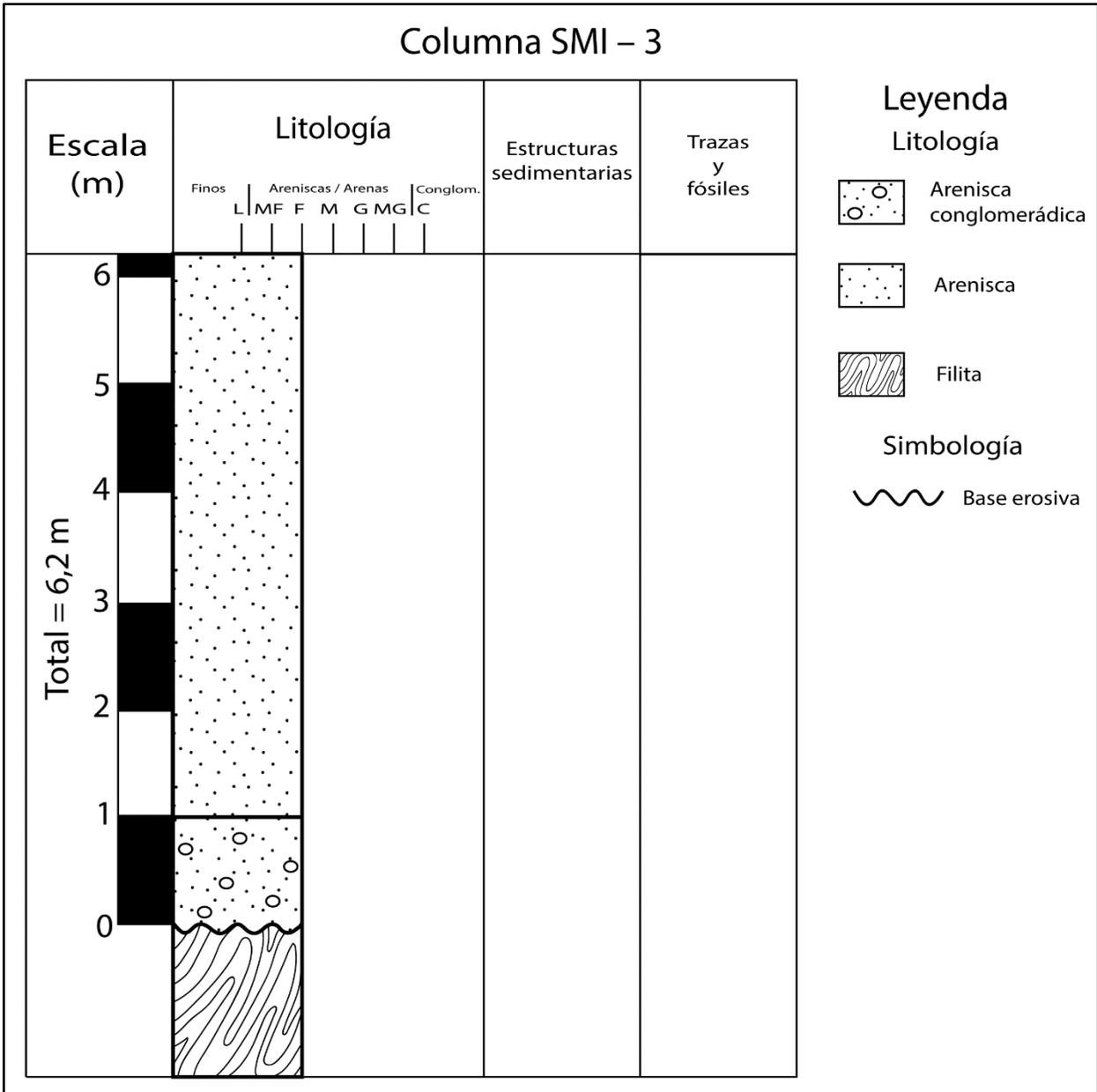
Columna SMI – 1 (W): Columna estratigráfica del costado occidental relativo al afloramiento SMI – 1.



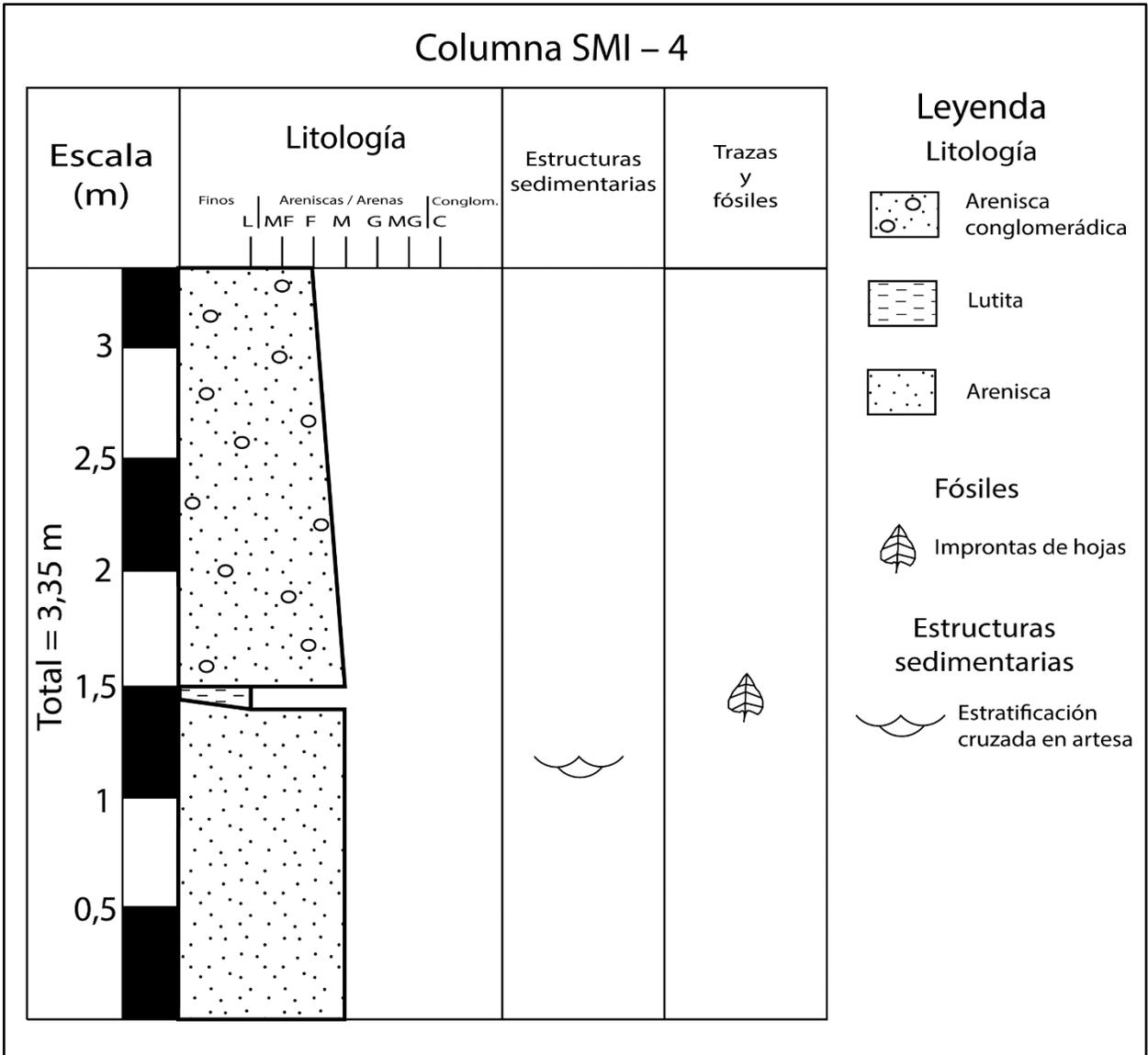
Columna SMI – 2 (NE): Columna estratigráfica del extremo NE de SMI – 2. El material fosilífero se encuentra contenido, en su mayor parte dentro de las concreciones, las que a su vez se encuentran presentes de manera esporádica. Las bioturbaciones están de manera transversal en la arenisca, sin embargo, su mayor concentración e intensidad se registra en los niveles inmediatamente superiores a la zona estratigráfica que contiene la estratificación cruzada en artesa.



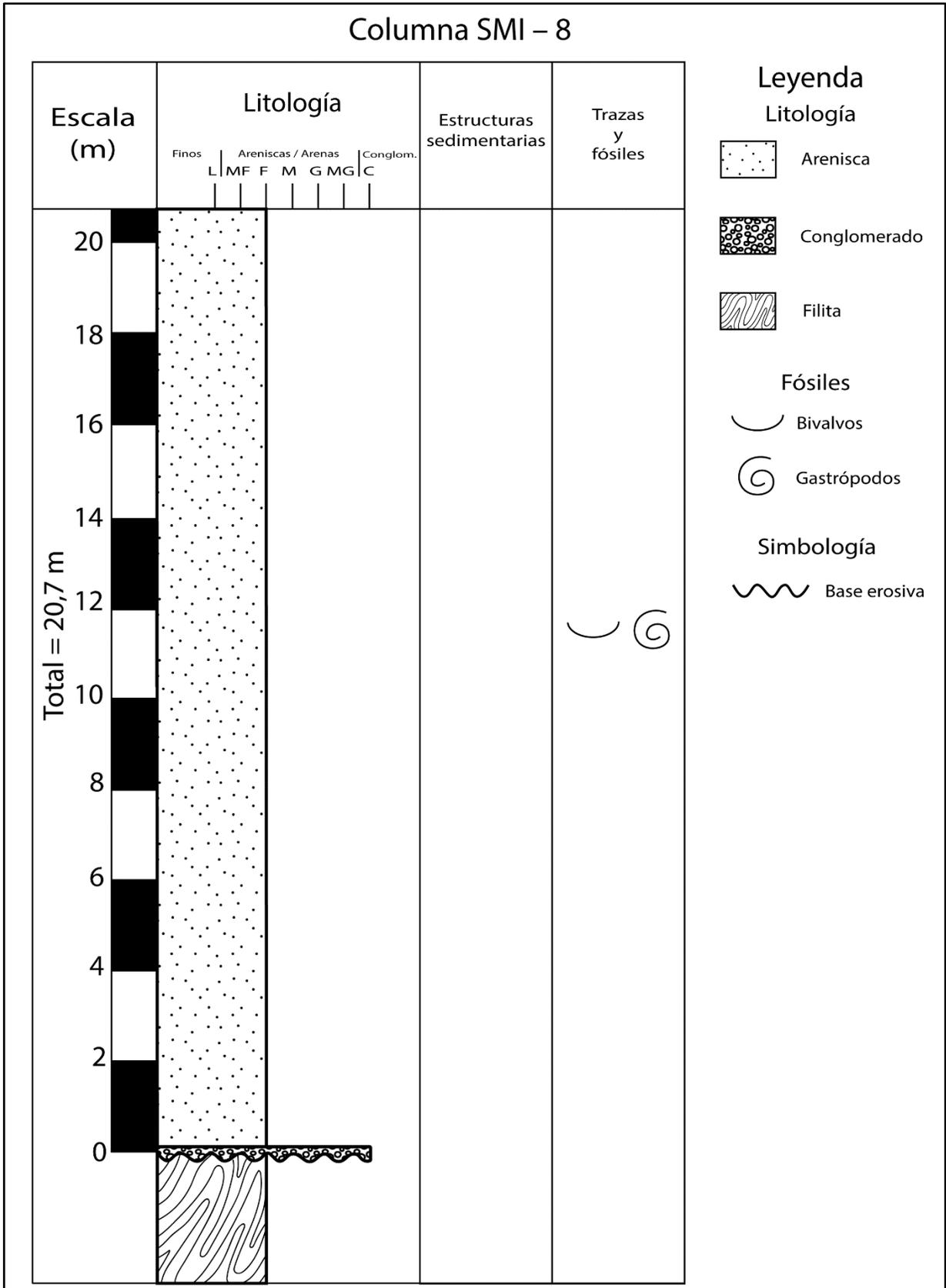
Columna SMI – 2 (SW): Columna estratigráfica del extremo SW de SMI – 2.



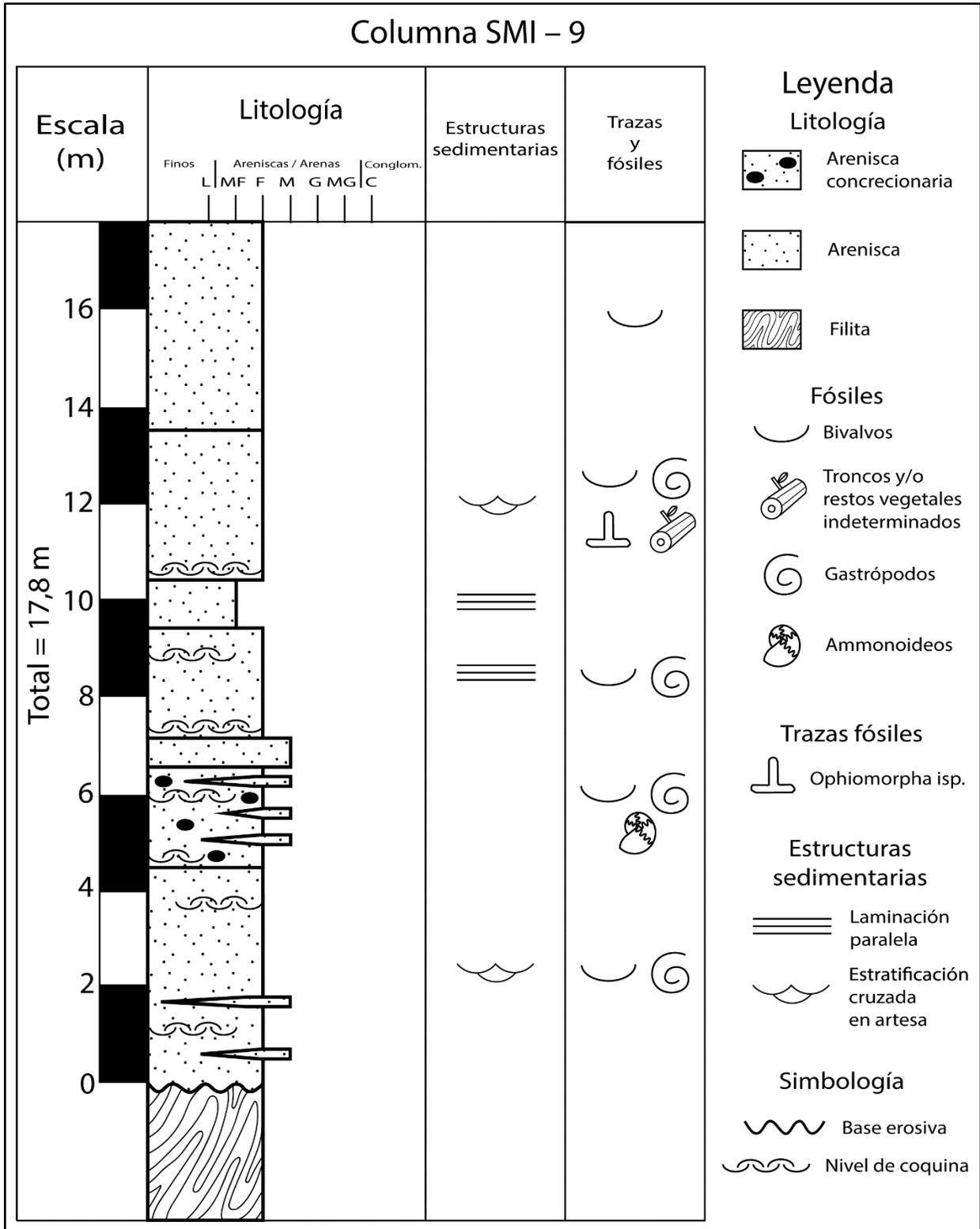
Columna SMI – 3: Columna estratigráfica del punto SMI – 3.



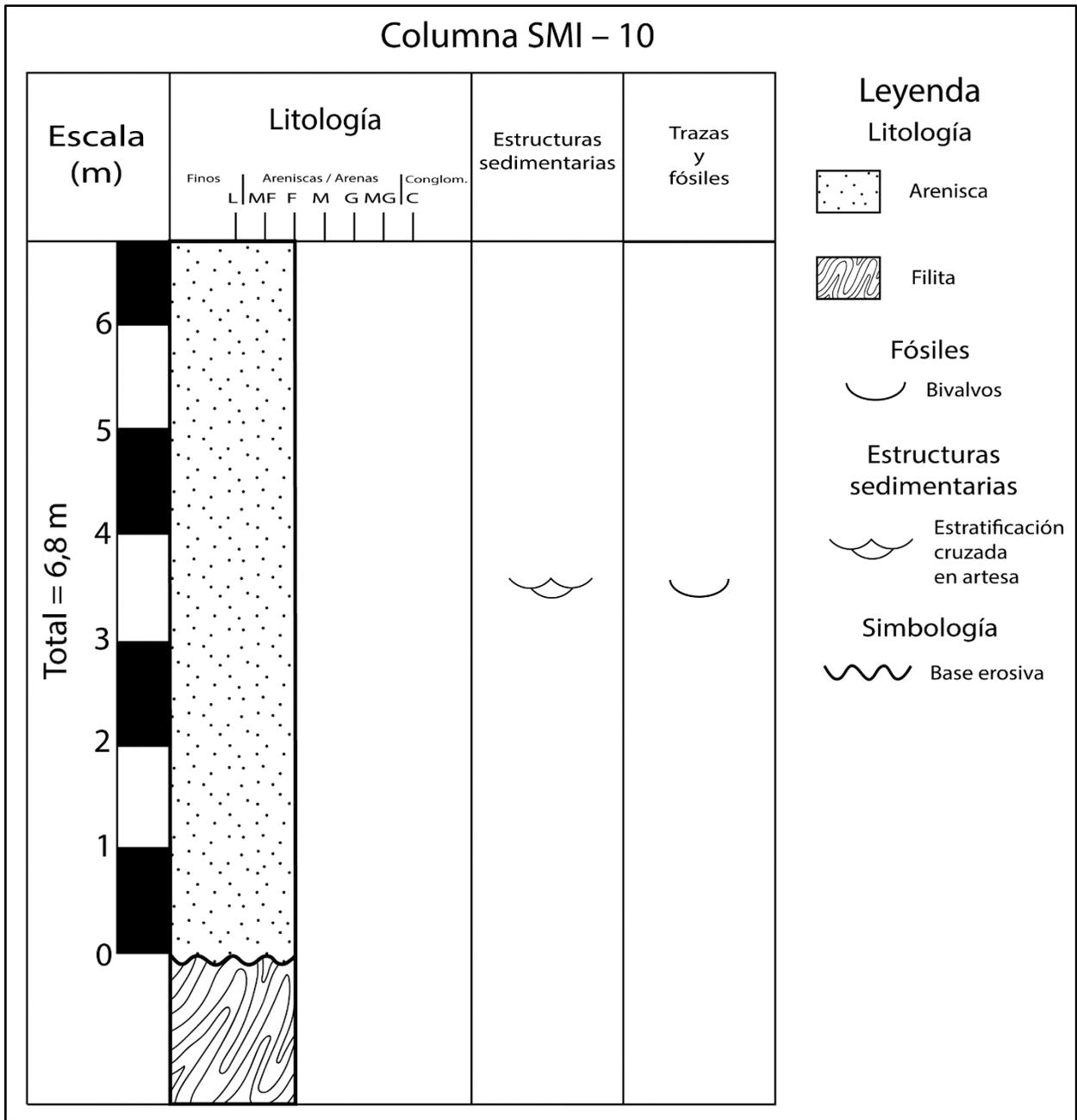
Columna SMI – 4: Columna estratigráfica del punto SMI – 4. El acuñaamiento del nivel correspondiente a las lutitas es relativo a las areniscas infrayacentes, siendo además en estas últimas la estratificación cruzada en artesa de mayor notoriedad en los últimos tramos de la arenisca.



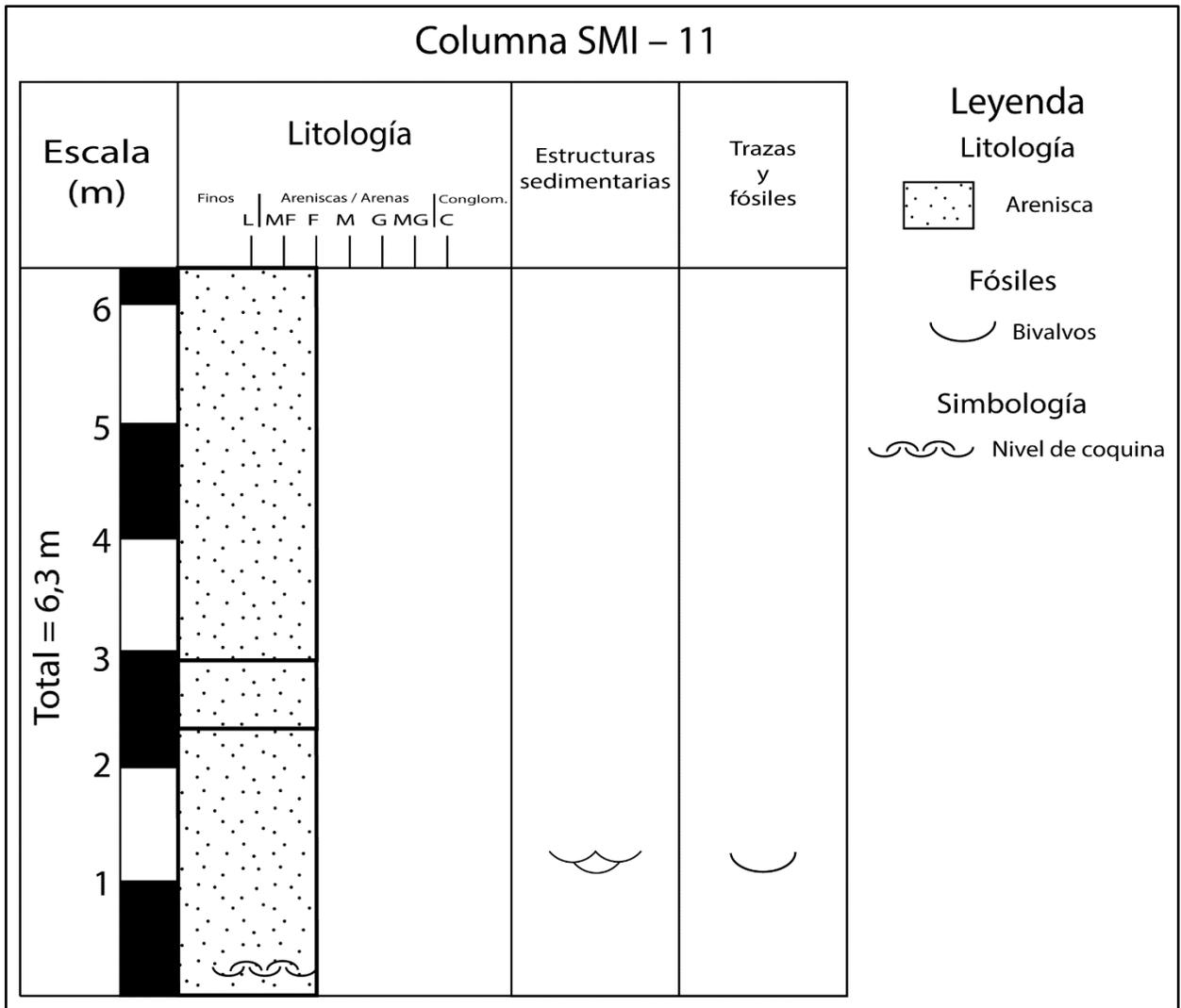
Columna SMI – 8: Columna estratigráfica del punto SMI – 8.



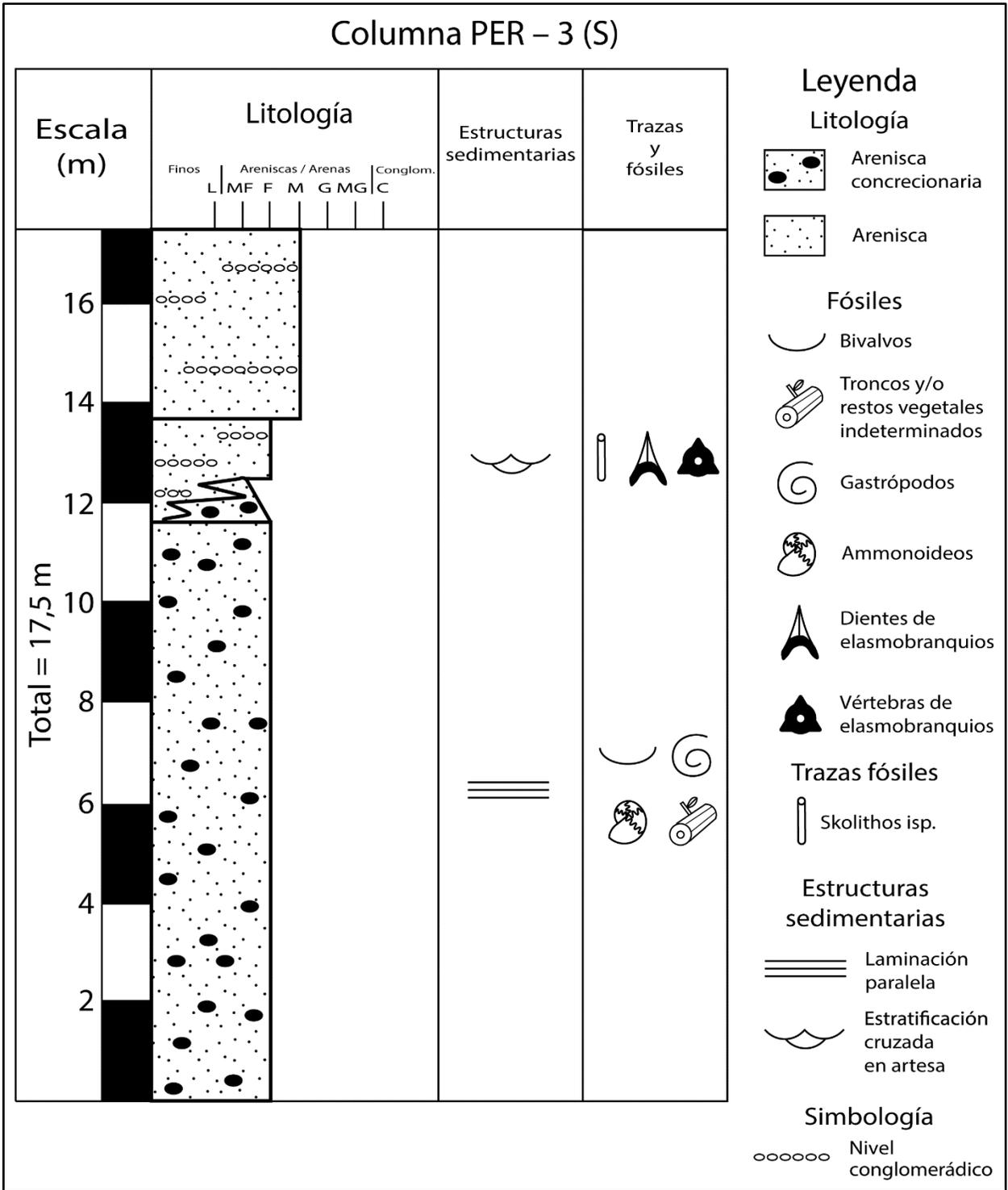
Columna SMI – 9: Columna estratigráfica del punto SMI – 9.



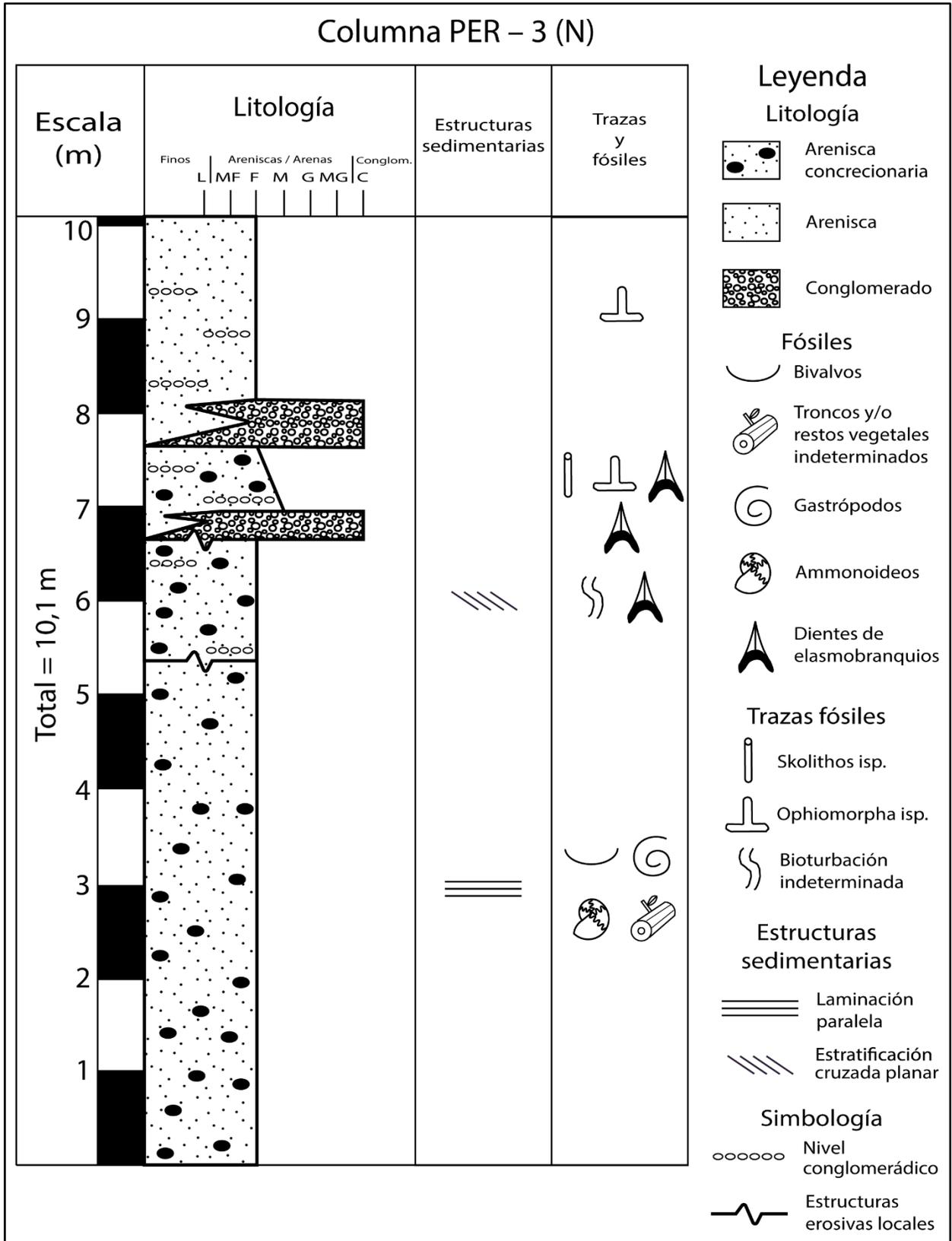
Columna SMI – 10: Columna estratigráfica del afloramiento SMI – 10.



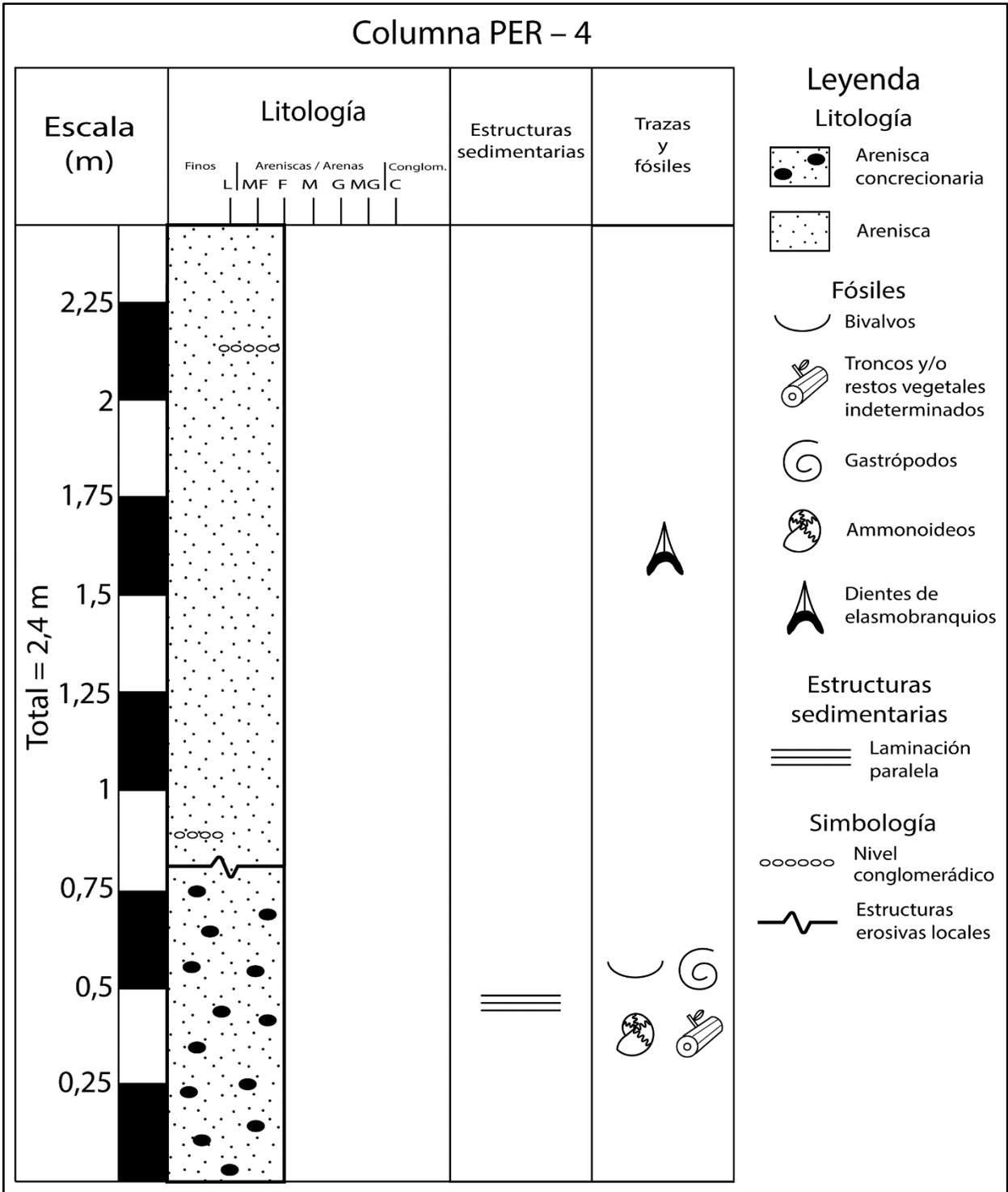
Columna SMI – 11: Columna estratigráfica del punto SMI – 11.



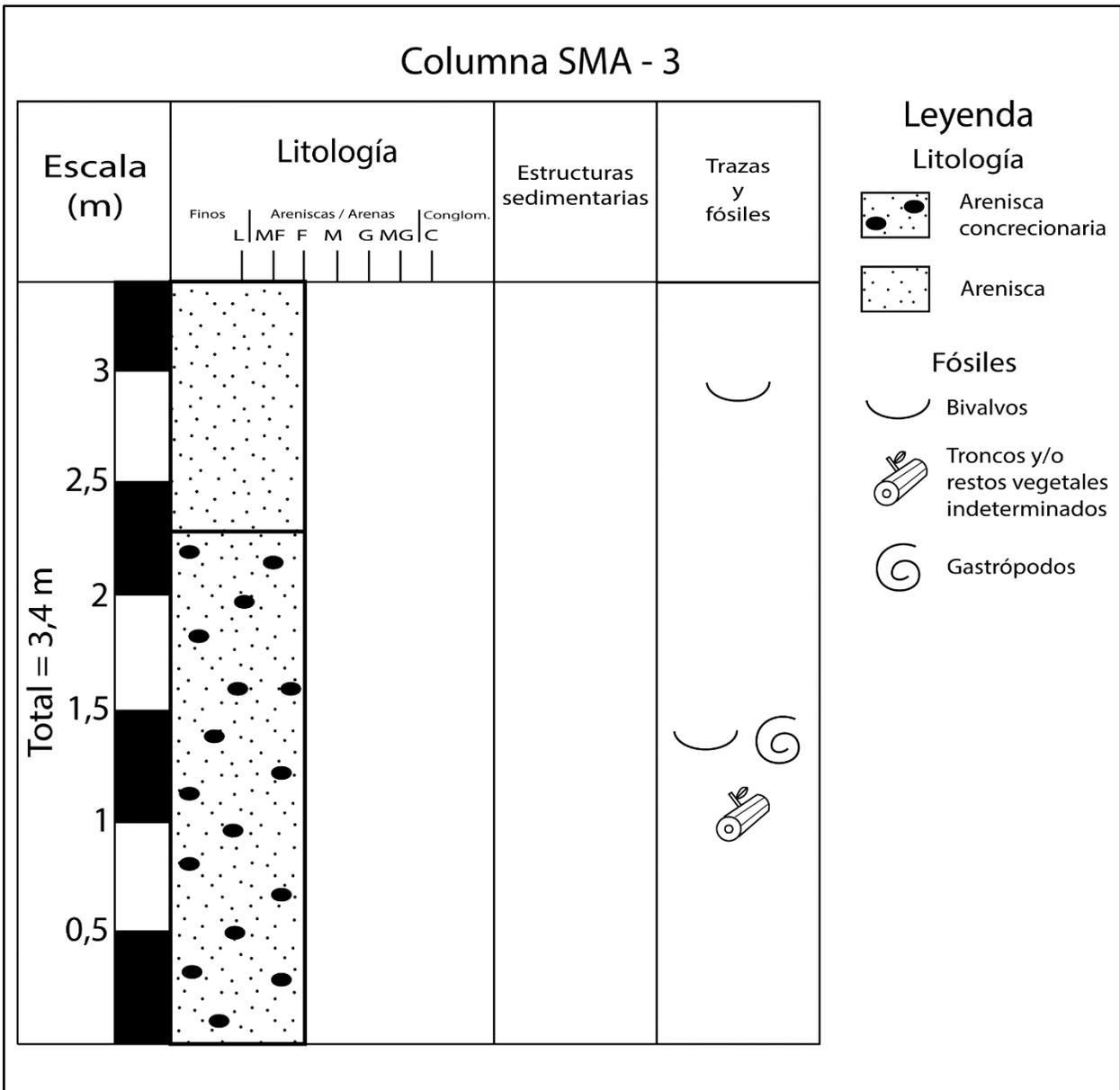
Columna PER – 3 (S): Columna estratigráfica correspondiente a la porción meridional de PER – 3.



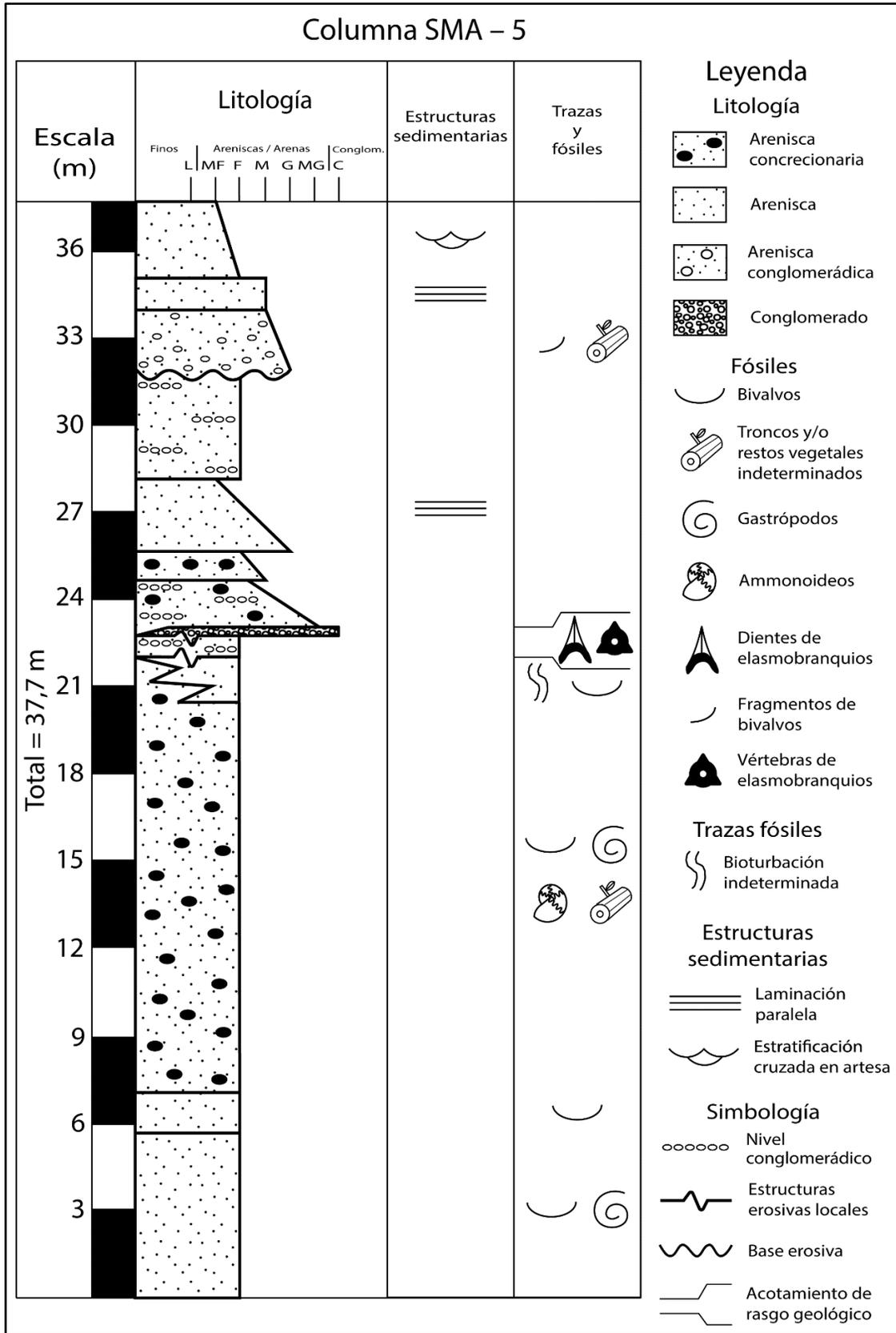
Columna PER – 3 (N): Columna estratigráfica correspondiente a la porción septentrional de PER – 3.



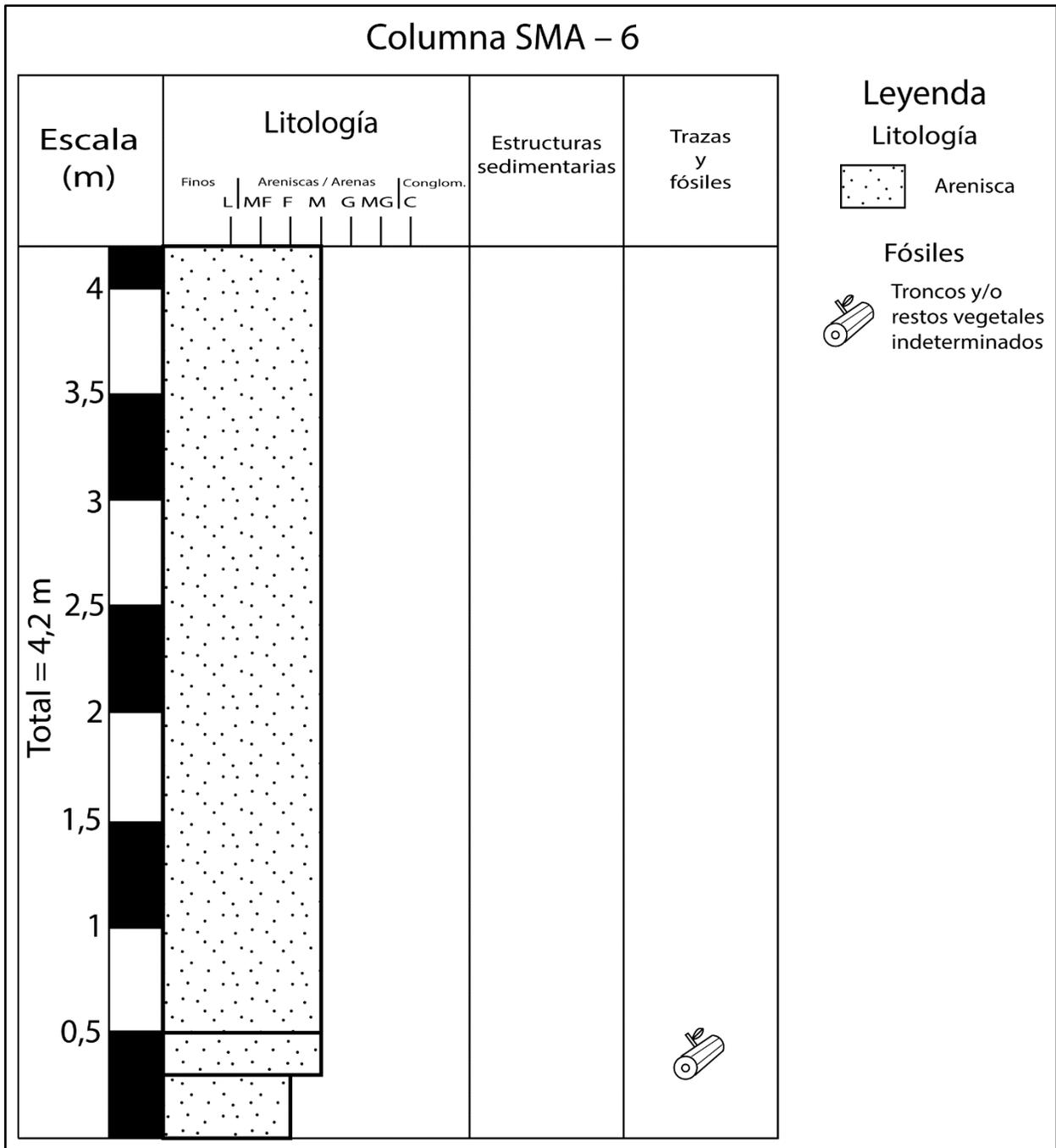
Columna PER - 4: Columna estratigráfica del punto PER - 4.



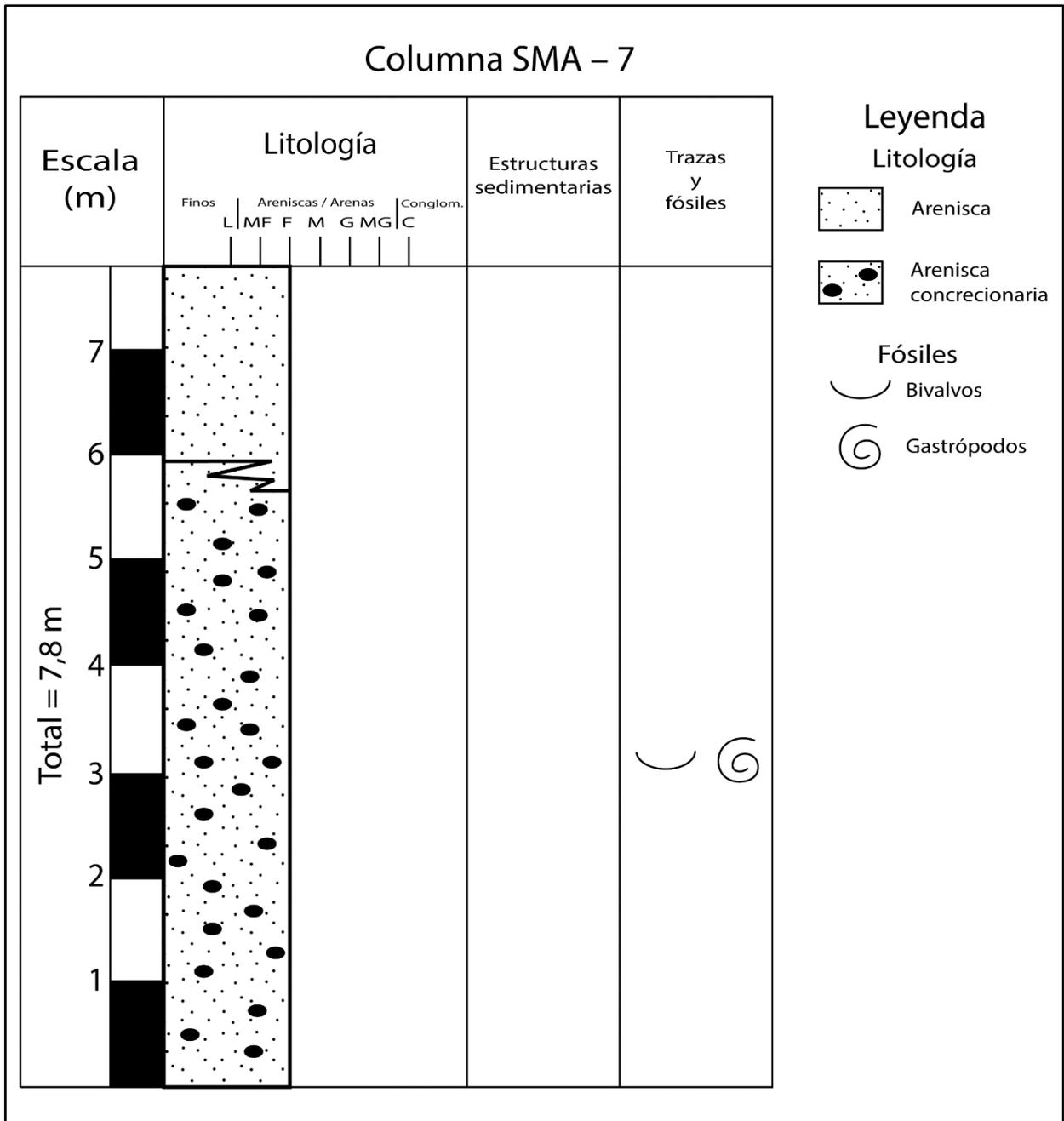
Columna SMA – 3: Columna estratigráfica del punto SMA – 3.



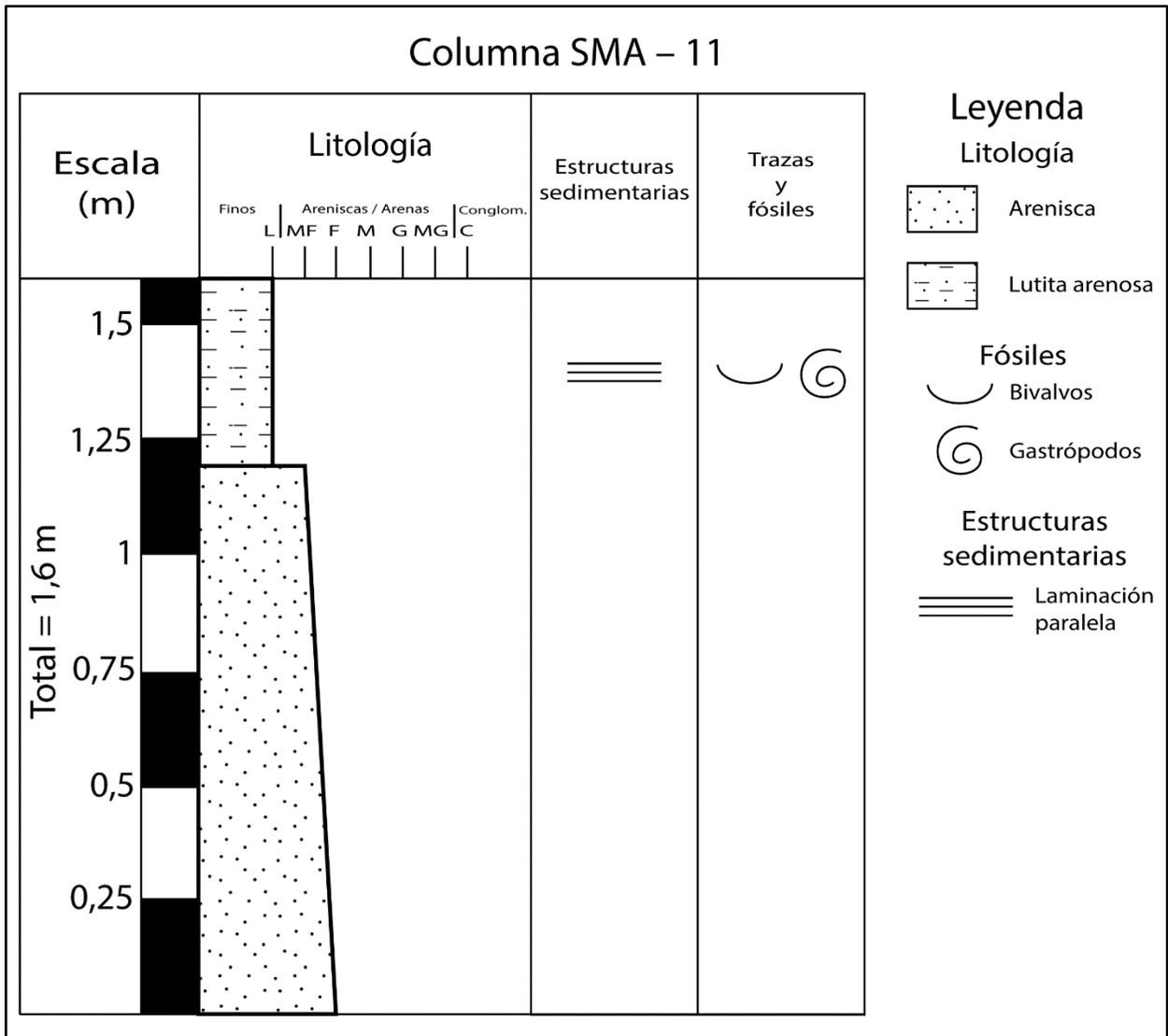
Columna SMA – 5: Columna estratigráfica del punto SMA – 5.



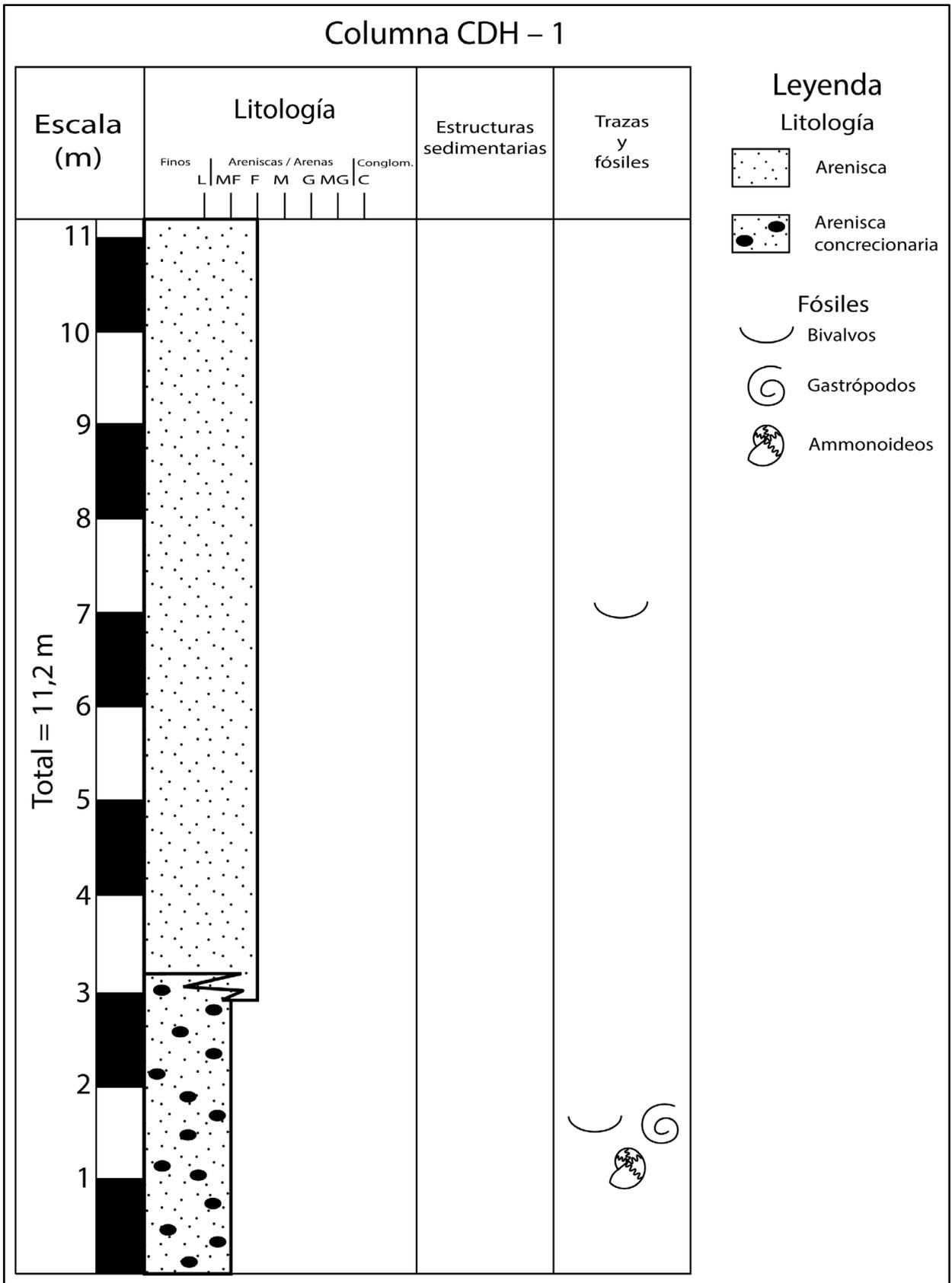
Columna SMA – 6: Columna estratigráfica del punto SMA – 6.



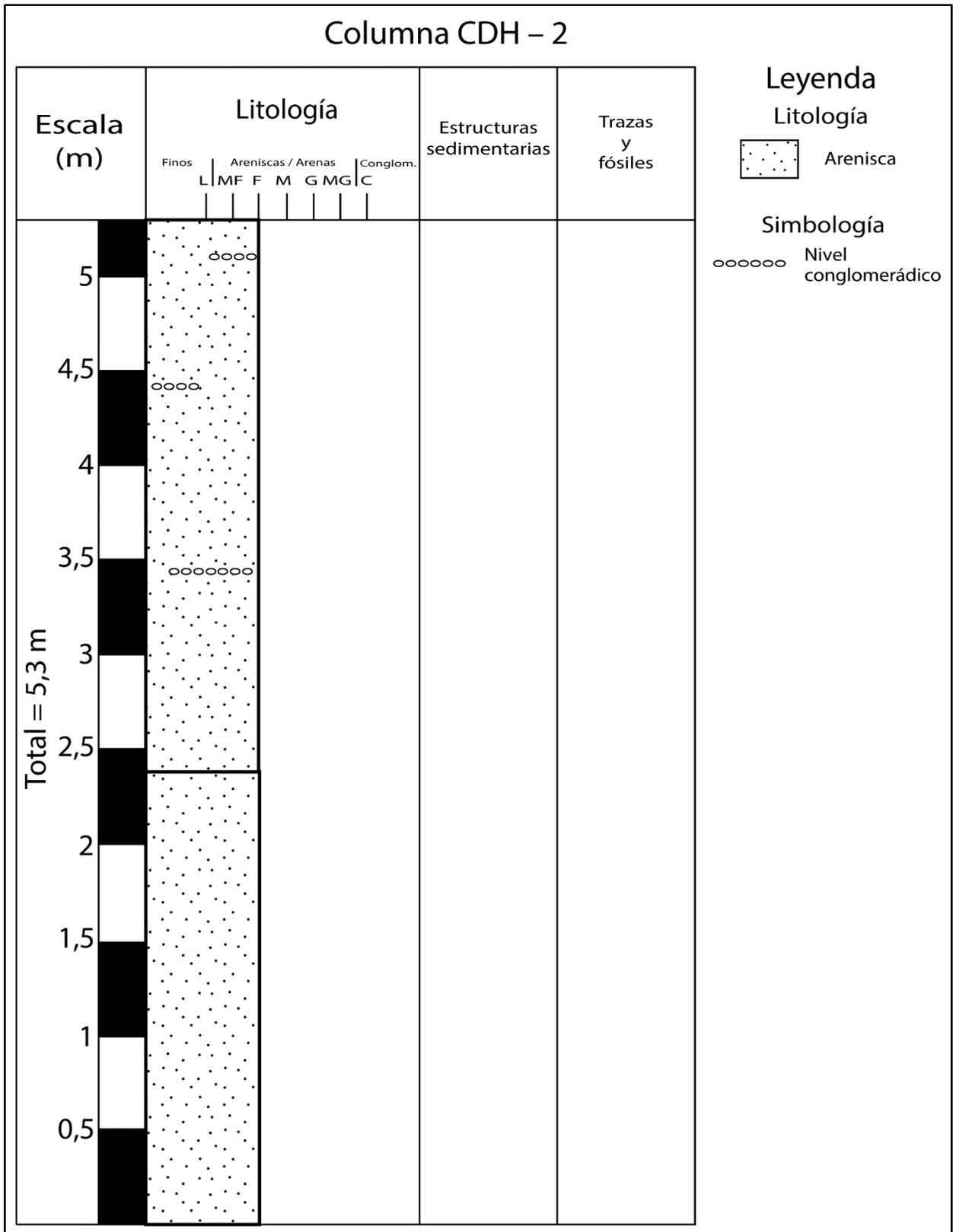
Columna SMA – 7: Columna estratigráfica del punto SMA – 7.



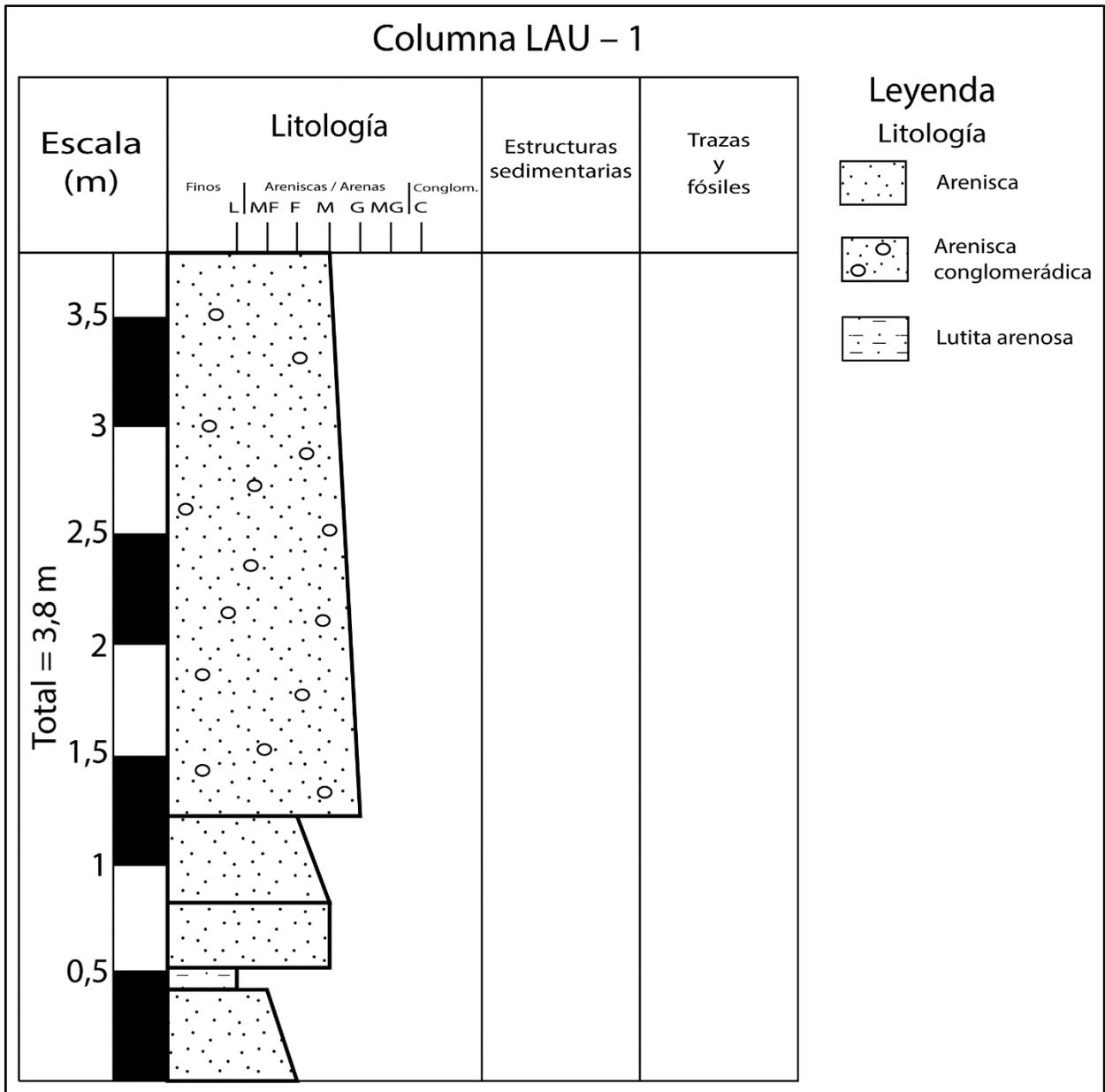
Columna SMA – 11: Columna estratigráfica del punto SMA – 11.



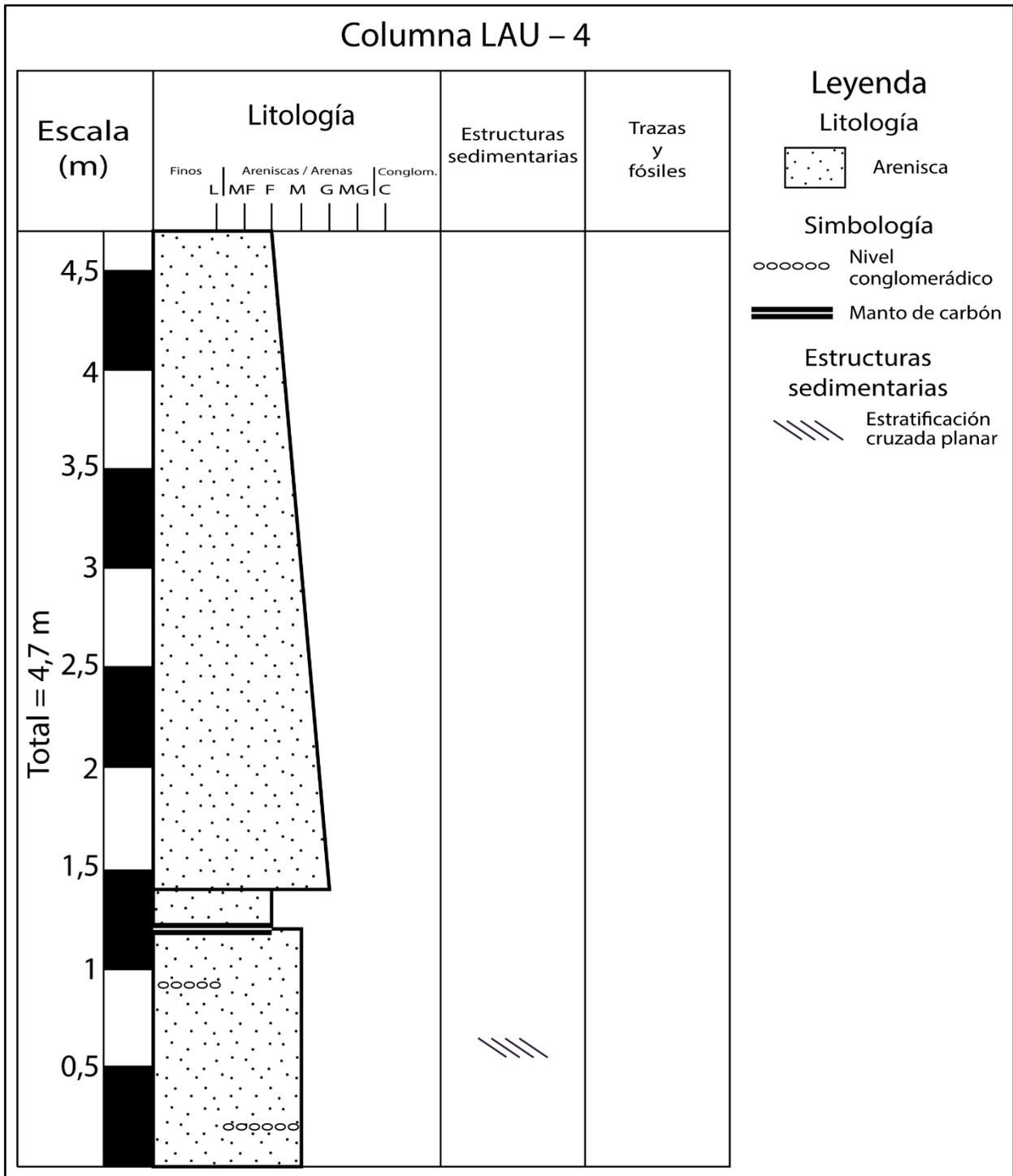
Columna CDH – 1: Columna estratigráfica del punto CDH – 1.



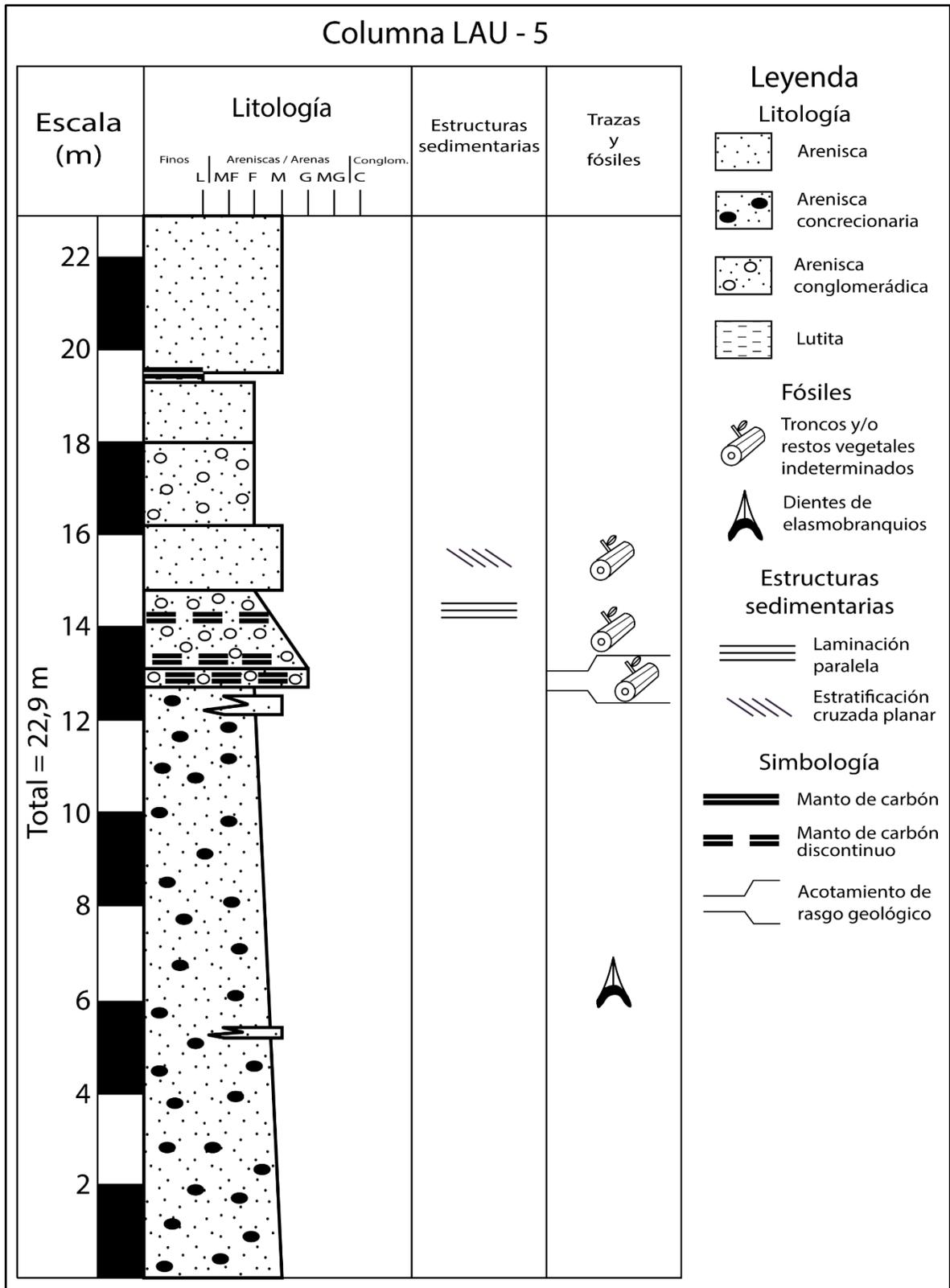
Columna CDH – 2: Columna estratigráfica del punto CDH – 2.



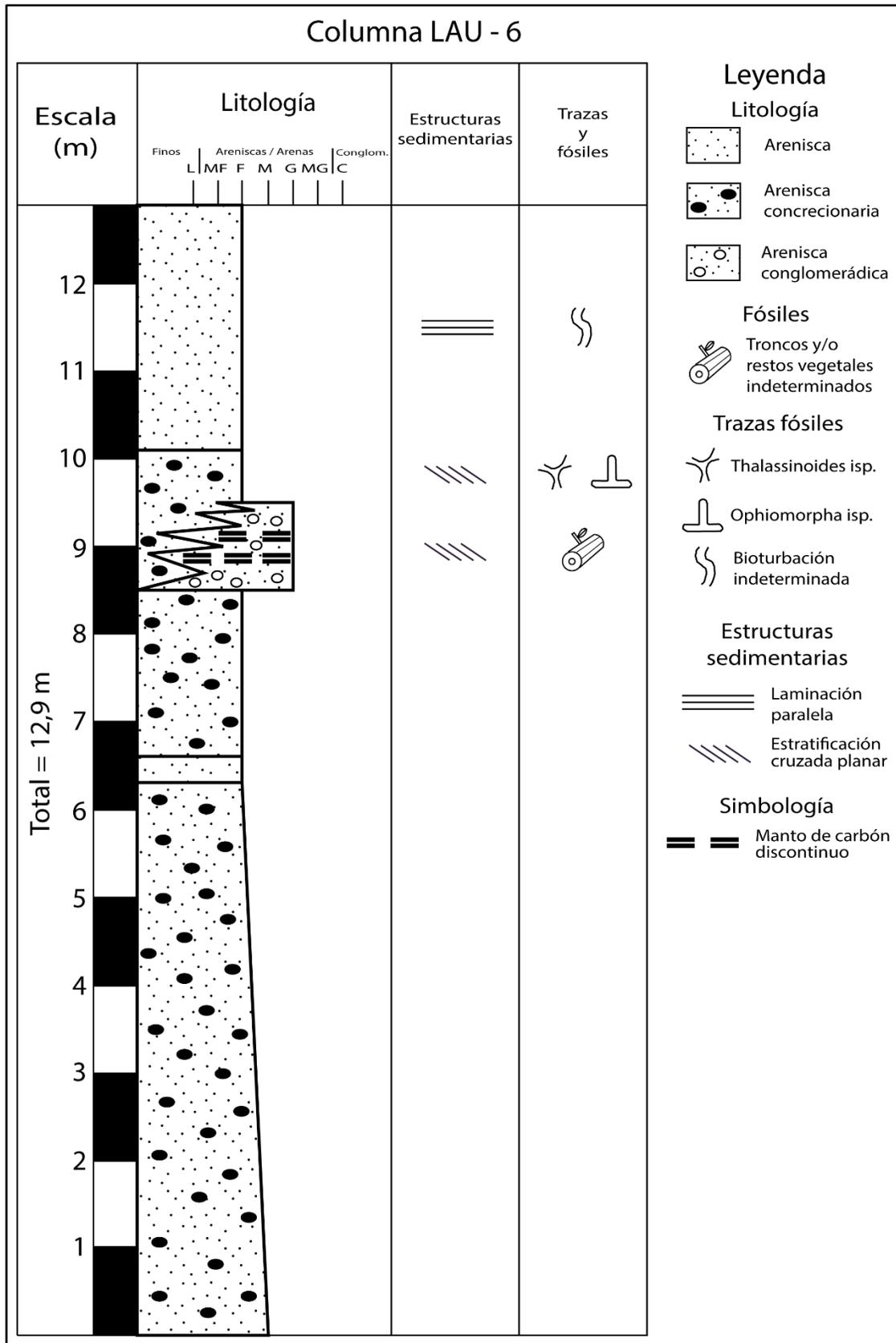
Columna LAU – 1: Columna estratigráfica del punto LAU – 1.



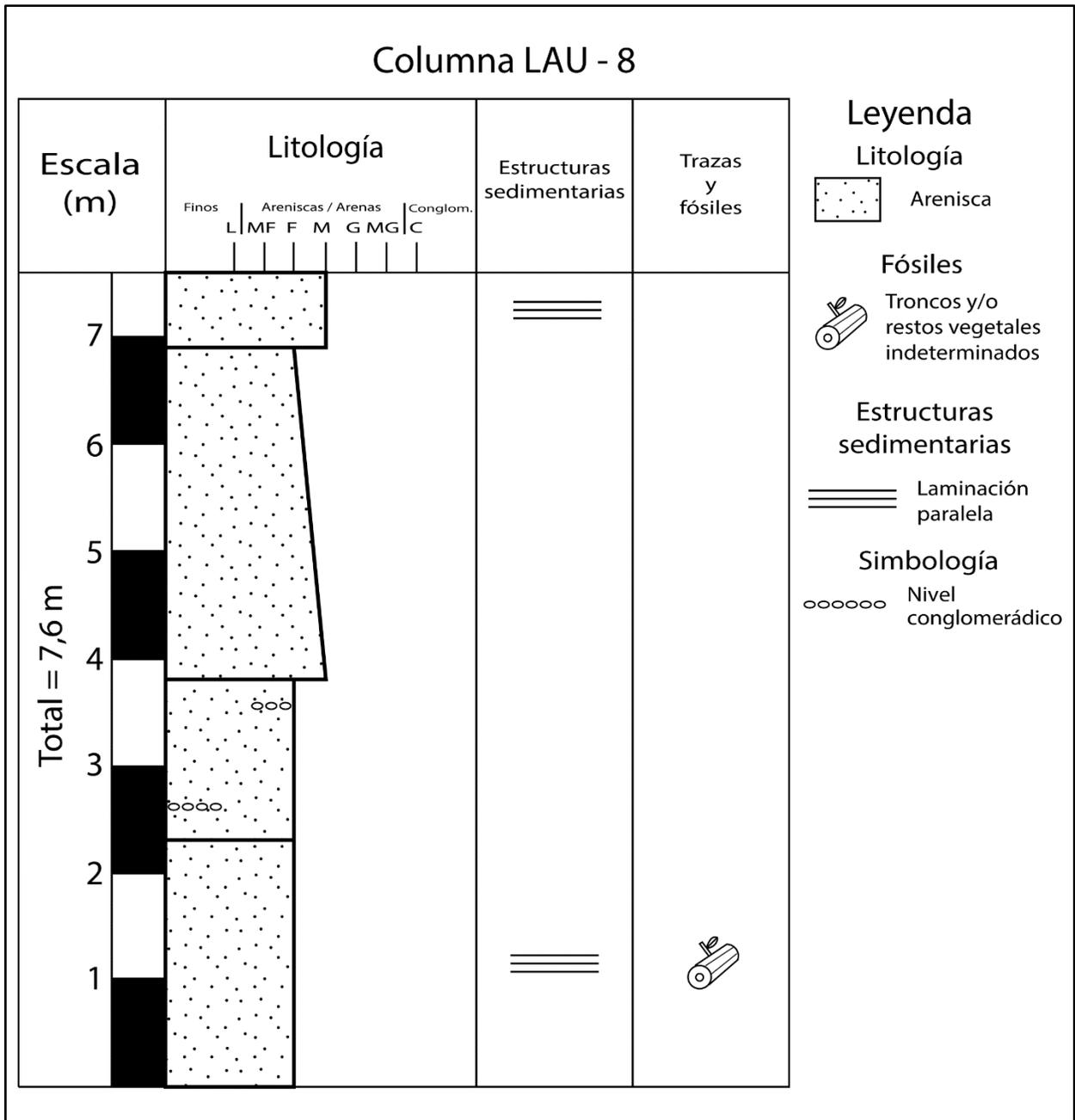
Columna LAU – 4: Columna estratigráfica del punto LAU – 4.



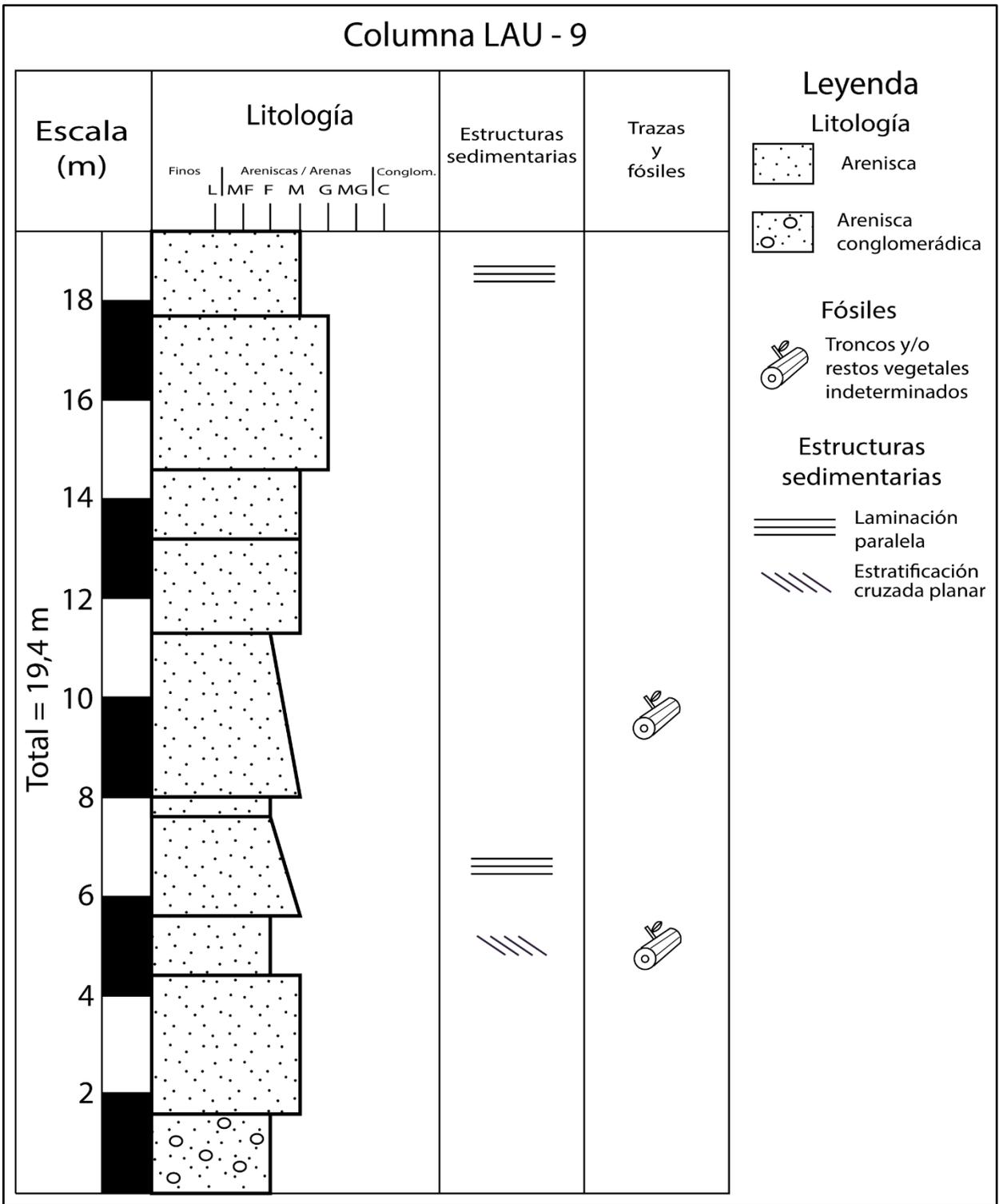
Columna LAU - 5: Columna estratigráfica del punto LAU - 5.



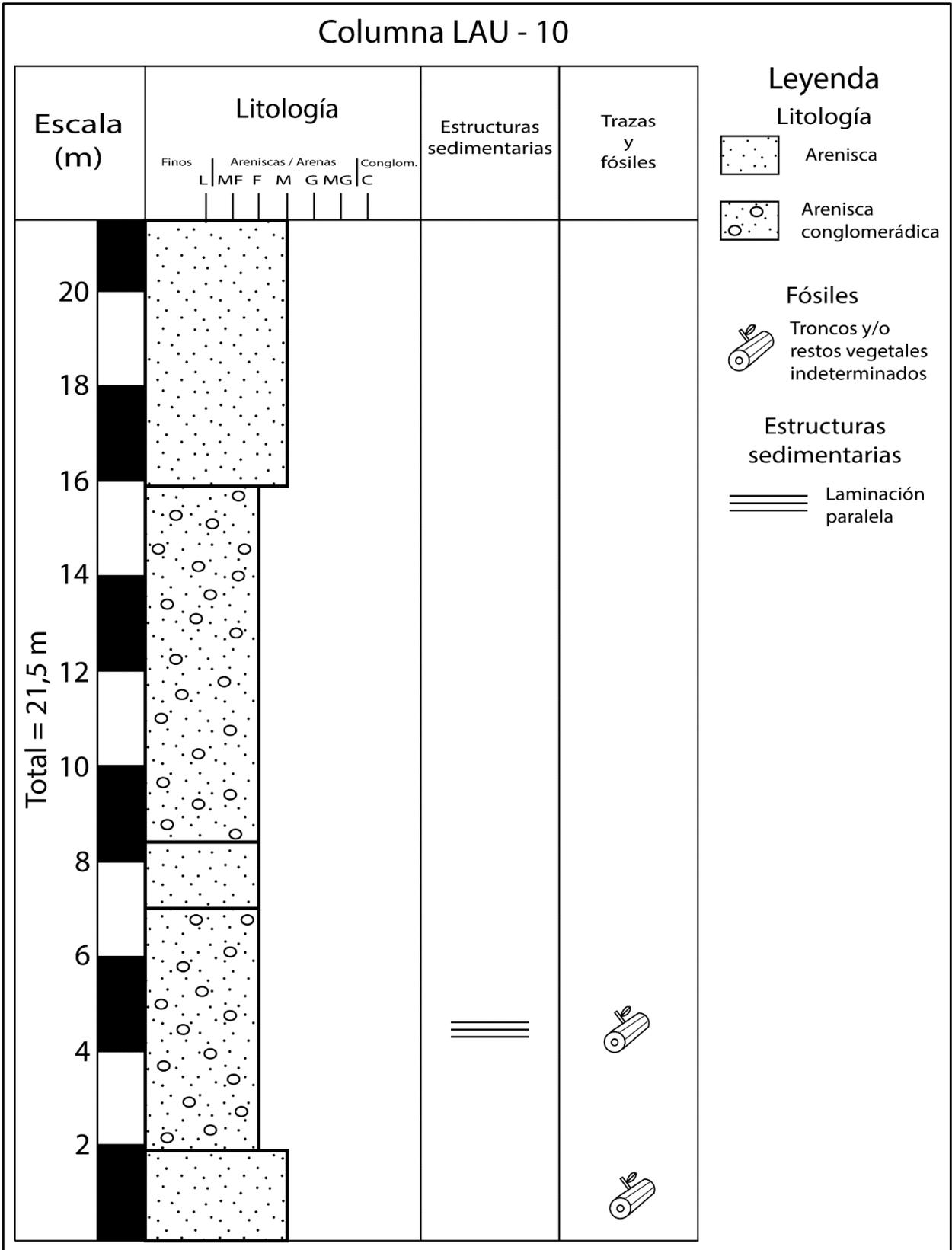
Columna LAU - 6: Columna estratigráfica del punto LAU - 6.



Columna LAU - 8: Columna estratigráfica del punto LAU - 8.



Columna LAU - 9: Columna estratigráfica del punto LAU - 9.



Columna LAU - 10: Columna estratigráfica del punto LAU - 10.

**ANEXO 3: DEFINICIÓN DE UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS Y
ASIGNACIÓN A PUNTOS VISITADOS**

Definición preliminar de Formación Quiriquina

“Unidad litoestratigráfica de rocas sedimentarias que se encuentra de manera estricta en inconformidad por sobre el Basamento Metamórfico y bajo el suelo reciente o algún hiato con otra unidad sedimentaria. Esta unidad litoestratigráfica se caracteriza por: un estrato de granulometría estable, o en cambio uno o más sucesiones de estratos con granulometría estable individual, pero decrecimiento o mantenimiento granulométrico interestratigráfico; un rango granulométrico que puede oscilar entre los conglomerados y las areniscas muy finas; fase ligante con algún posible componente calcáreo; al menos una o interdigitarse lateralmente a una porción fosilífera con niveles continuos, locales o parciales concrecionarios o de coquinas; presencia de glauconita, ya sea fresca u oxidada, en los estratos de la misma o en su defecto o a la vez, granulometría conglomerádica; ausencia de glauconita re TRABAJADA, o intraclastos sedimentarios; no interdigitarse lateralmente con algún estrato individualmente granocreciente”.

Asignaciones según la definición preliminar de Formación Quiriquina

El punto SMI – 8 posee de base a techo y por sobre el Basamento Metamórfico, un conglomerado basal polimíctico de espesor decimétrico, que se encuentra directamente bajo más de 20 m de areniscas amarillas con moldes de *Cardium acuticostatum* y algunos gastrópodos. La asignación de esta parte de los sedimentos aflorantes a la Formación Quiriquina subyace en la presencia de *Cardium acuticostatum*, el mantenimiento del tamaño de grano relativamente estable al interior de cada litofacies tanto en este punto específico como en su afloramiento adyacente y parcialmente interdigitante, en SMI – 9. La característica que permite establecer la pertenencia a la unidad de los estratos en SMI – 9 y en consecuencia también en SMI – 8, es la presencia de baculítidos en las concreciones de un nivel interdigitante que se acuña hacia el W y los niveles de coquina intraestratigráficos, satisfaciendo la definición.

En el punto SMI – 9, es posible verificar la aparición de una litología equivalente al tramo superior de la penúltima litofacies de la columna en SMI – 9, pero en el punto PER – 5 y con mayor tendencia a la laminación paralela hacia techo, extendiendo la asignación a PER – 5.

Con argumentos similares se asignan las rocas pertenecientes a los puntos PER – 2, PER – 1, SMI – 10, SMI – 11, SMI – 12, SMA – 3 y SMA – 4, adjudicándole también por interpretación de cambio lateral la clasificación de pertenencia a Formación Quiriquina de SMA – 1 y SMA – 2.

Nuevamente de inferencia interpretativa sobre bases argumentativas similares, es posible asignar el punto SMA – 7 también a Formación Quiriquina. En el punto SMA – 5, se asigna el primer estrato (sector occidental) de base a techo a la Formación Quiriquina, además de todas las litofacies inferiores a este estrato (sector oriental).

Definición de Formación Quiriquina

“Unidad litoestratigráfica de rocas sedimentarias que se encuentra de manera estricta en inconformidad por sobre el Basamento Metamórfico y bajo el suelo reciente o algún hiato con otra unidad sedimentaria. Esta unidad litoestratigráfica se caracteriza por: un estrato de granulometría estable, o en cambio uno o más sucesiones de estratos con granulometría estable individual o crecimiento granulométrico local, pero decrecimiento o mantenimiento granulométrico interestratigráfico; un rango granulométrico que puede oscilar entre los conglomerados y las areniscas muy finas; fase ligante con algún posible componente calcáreo; al menos una o interdigitarse lateralmente a una porción fosilífera con niveles continuos, locales o parciales concrecionarios o de coquinas; presencia de glauconita autógena, ya sea fresca u oxidada, en los estratos de la misma o en su defecto o a la vez, granulometría conglomerádica; ausencia de glauconita retrabajada, líticos de la UVD o intraclastos sedimentarios”.

Asignaciones según la definición de Formación Quiriquina

Con esta redefinición, se engloban todos los afloramientos y estratos previamente asignados, así como también se puede asignar el estrato basal del extremo SW y NE de SMI – 2, junto con SMI – 3.

Caracterización estratigráfica general de la Formación Quiriquina

Uno o varios ciclos sedimentarios interestratigráficamente granodecrecientes, y con gradiente granulométrica nula intraestratigráfica. Los ambientes sedimentarios correspondientes a la Formación Quiriquina poseen una tendencia a la disminución de la energía del medio, en función de un conjunto de variables que controlaron los cambios de energía y subsidencia en forma de pulsos discretos que hacen variar los ambientes sedimentarios y se enmarcan en un contexto marino somero energéticamente dominado por el oleaje. La secuencia principal es generalmente fosilífera y posee un conglomerado basal, que se acuña lateralmente con fallas normales que controlan su aparición, bajo areniscas amarillas grisáceas de grano fino con estratificación cruzada en artesa con

escasos niveles de areniscas medias, que a su vez infrayace a estratos de arenisca media de espesor submétrico contenidos en estratos de areniscas de grano fino y niveles de coquina que se acuñan lateralmente. Por sobre estas litofacies existen areniscas finas que a base poseen un nivel de coquina, de estructuración masiva a estratificación cruzada en artesa en zonas aisladas, que gradan a areniscas finas y localmente muy finas, concrecionarias que se interdigitan superiormente con un estrato de areniscas finas masivas con escaso material fosilífero y mayor intensidad de bioturbaciones, pudiendo a techo mostrar laminación paralela.

Definición de Formación Pilpilco

“Unidad litoestratigráfica de rocas sedimentarias que se encuentra de manera estricta en paraconformidad por sobre la Formación Quiriquina y bajo el suelo reciente o algún hiato con otra unidad sedimentaria. Esta unidad litoestratigráfica se caracteriza por: granulometría exclusiva de tamaño correspondiente a arenisca, excepto en los niveles conglomerádicos discontinuos, o en algunos clastos de tamaño conglomerados dispersos alrededor de estos niveles; con dientes de elasmobranquios o en interdigitación lateral con estratos que posean dientes de elasmobranquios; presencia de glauconita autógena, ya sea fresca u oxidada, en los estratos; glauconita retrabajada; líticos de la UVD en los niveles conglomerádicos; intraclastos sedimentarios de litologías solo asignables a la Formación Quiriquina; fase ligante con algún posible componente calcáreo y ningún componente hematítico autógeno”.

Asignaciones según la definición de Formación Pilpilco

Esta formación es distintiva en las columnas estratigráfica de los puntos donde aflora, tratándose de las locaciones SMI – 2 (extremo SW), PER – 3 (ambos extremos), PER – 4, SMA – 5 y CDH – 2.

Caracterización estratigráfica general de la Formación Pilpilco

La estratigrafía de esta formación en el área de estudio es relativamente simple en comparación a la Formación Quiriquina. El conjunto de afloramientos posee un estrato que no supera los 5 m de areniscas finas con niveles conglomerádicos discontinuos, dientes de elasmobranquios y bioturbaciones de *Ophiomorpha* isp. o *Skolithos* isp. en baja abundancia, pudiendo esta litofacies estar en interdigitación lateral y parcialmente por sobre un estrato de similares características, pero concrecionario y de leve menor consolidación. El ambiente de sedimentación para esta formación

se puede establecer como marino costero, en condiciones reductoras, energéticamente dominado por el oleaje y además con influencia de tormentas ocasionales.

Definición de Formación Curanilahue

“Unidad litoestratigráfica de rocas sedimentarias que se encuentra de manera estricta en paraconformidad por sobre la Formación Pilpilco y bajo el suelo reciente o algún hiato con otra unidad sedimentaria. Esta unidad litoestratigráfica se caracteriza por: dientes de elasmobranquios retrabajados o en interdigitación lateral con estratos que posean dientes de elasmobranquios retrabajados; posible presencia de glauconita autógena, ya sea fresca u oxidada, en los estratos; glauconita retrabajada; líticos de la UVD; intraclastos sedimentarios de litologías solo asignables a la Formación Quiriquina o Formación Pilpilco; fase ligante con algún posible componente calcáreo o en su defecto hematítico autógeno; lutitas con restos vegetales”.

Asignaciones según la definición de Formación Curanilahue

La asignación de tramos estratigráficos para designar a la Formación Curanilahue comienza en los puntos SMA – 5 y PER – 3. En el primer caso (SMA – 5) desde la SEP2 hasta el límite y contacto entre las areniscas grises verdosas granodecrecientes de granulometría gruesa en la base a muy fina en techo bajo las areniscas naranjas grisáceas de grano fino. También es necesario integrar a la asignación el estrato basal de la columna relativa al punto LAU – 5. En el caso de PER – 3, para su extremo S existe una porción de areniscas con componente hematítico autógeno en su fase ligante, específicamente aflorante en la puntilla más septentrional del extremo S de PER – 3. También se asigna dentro de esta formación a las litofacies inferiores del punto LAU – 6 que están bajo el estrato interdigitante conglomerádico con carbón; a todas las capas de LPU – 1, LAU – 3, LAU – 4, SMI – 4 (bajo las areniscas conglomerádicas), SMI – 13 y SMA – 6, las areniscas amarillas grisáceas de grano fino de SMA – 8 y las capas bajo el estrato conglomerádico de SMI – 1. Quedan además designadas como Formación Curanilahue las lutitas con improntas de hojas en el punto PER – 6, los estratos bajo las areniscas con intraclastos de lutitas claras de LAU – 1, y los estratos basales de LAU – 8 y LAU – 12.

Caracterización estratigráfica general de la Formación Curanilahue

El ambiente de sedimentación correspondiente de la Formación Curanilahue se asigna como una gradación e interdigitación entre las zonas con una mayor subsidencia a las que poseían una menor, comenzando por un ambiente marino costero, energéticamente dominado por el oleaje y con influencia de tormenta (SMA – 5), que en zonas intermedias grada a deltaico con alto aporte de sedimentos (debido a la escasez de mantos de carbón registrados) y que ocasionalmente podría haber formado parte de un sistema estuarino (areniscas blancas en SMA – 6 con restos vegetales y glauconita autógena en corte transparente), relegando a las zonas de menor subsidencia un ambiente fluvial de baja energía (en comparación a un sistema fluvial trenzado), comparable a algún punto medio o híbrido entre un sistema fluvial meandriforme y anastomosado, debido a la relativa escasez de lutitas, en desmedro de una granulometría general más afín con las areniscas, indicando una mayor energía que la del sistema meandriforme *sensu stricto*. Las secuencias sedimentarias correspondientes a la Formación Curanilahue son de litofacies variables, con estratos granodecrecientes de areniscas grises verdosas en algunas zonas que sedimentaron a mayor subsidencia, que se engranan lateralmente con depósitos fluviales que tienden a la baja energía con areniscas blancas, amarillas y rojasa de grano fino a medio, y algunos tramos de finos.

Definición de los Estratos Barrio Industrial

“Unidad litoestratigráfica de rocas sedimentarias que se encuentra de manera estricta en paraconformidad por sobre la Formación Curanilahue o unidades más antiguas, sobre el Basamento Metamórfico por inconformidad y bajo el suelo reciente o algún hiato con otra unidad sedimentaria. Esta unidad litoestratigráfica se caracteriza por: glauconita retrabajada; líticos de la UVD; intraclastos sedimentarios de litologías solo asignables a la Formación Pilpilco o Formación Curanilahue; fase ligante con componente hematítico autógeno o interdigitación con estratos que posean componente hematítico autógeno; posibles interdigitaciones laterales con algún estrato individualmente granocreciente”.

Asignaciones según la definición de los Estratos Barrio Industrial

A los Estratos Barrio Industrial se les asigna las capas que están por sobre la Formación Curanilahue en los puntos LAU – 6, LAU – 5, LAU – 1, LAU – 8 y SMA – 5 (bajo las areniscas blancas). Además, también se extiende la continuidad de esta unidad hacia los puntos

correspondientes a: el extremo S de SMA – 8, LAU – 9, LAU – 10, LAU – 11, LAU – 12, SMI – 4 (areniscas conglomerádicas), SMA – 9 y SMA – 10.

Caracterización estratigráfica general de los Estratos Barrio Industrial

El ambiente sedimentario de los Estratos Barrio industrial consiste en un río trezado de arenas en su zona distal (por la granulometría y estratos granodecrecientes, estructuras sedimentarias y material vegetal), con variaciones locales a porciones deltaico – lagunares y aún más acotadamente a sectores que representan un ambiente marino costero que energéticamente está dominado por el oleaje (LAU – 6). Por sobre la base transgresiva de areniscas conglomerádicas, existe una capa asociada a mayor subsidencia (de abundantes bioturbaciones en LAU – 6 y de areniscas blancas con abundante materia vegetal en LAU – 5) sobre la cual la secuencia en LAU – 6 prosigue con laminación paralela y escasez de bioturbaciones. Esto implica que salvo la base transgresiva, esta sería una secuencia de somerización. En la secuencia típica, esta unidad posee estratos de areniscas de grano fino, medio a grueso localmente conglomerádicas e intraclásticas (principalmente a base) y/o granodecrecientes, que engranan lateralmente con areniscas marinas y deltaicas de grano grueso, medio a fino.

Definición de los Estratos Las Higueras

“Unidad litoestratigráfica de rocas sedimentarias que se encuentra de manera estricta en disconformidad por sobre los Estratos Barrio Industrial o unidades más antiguas y bajo el suelo reciente o algún hiato con otra unidad sedimentaria. Esta unidad litoestratigráfica se caracteriza por: un estrato de granulometría estable o granodecreciente, o en cambio uno o más sucesiones de estratos con granulometría estable individual o granodecrecientes, con decrecimiento o mantenimiento granulométrico interestratigráfico; líticos de la UVD; intraclastos sedimentarios de litologías solo asignables a los Estratos Barrio Industrial o Formación Curanilahue; sin interdigitaciones laterales con algún estrato individualmente granocreciente”.

Asignaciones según la definición de los Estratos Las Higueras

A esta unidad se le asigna las areniscas blancas grisáceas de SMA – 5 y las lutitas arenosas grises y fosilíferas en SMA – 11 y las capas que existen en los puntos LAU – 2 y LAU – 7.

Caracterización estratigráfica general de los Estratos Las Higueras

Los Estratos Las Higueras consisten en una secuencia de ambiente marino costero, energéticamente dominado por el oleaje en una secuencia de profundización con fragmentos pertenecientes a bivalvos, materia vegetal sin carbonizar y fósiles marinos de bivalvos y gastrópodos a techo. En la base, existen conglomerados arenosos y areniscas conglomerádicas, que engranan a areniscas blancas de grano grueso que gradan a areniscas de grano medio que localmente poseen intraclastos, laminación paralela y escasas bioturbaciones para relegar al techo de la secuencia a areniscas de grano fino que gradan a muy fino y lutitas arenosas fosilíferas.

ANEXO 4: PALEONTOLOGÍA

Taxones de trabajos anteriores

Tabla anexa 3: Elasmobranquios referenciados en el área de estudio

Taxón	Lista de autores correspondientes
<i>Carcharias</i> sp.	Oliver (1936); Muñoz y otros (2007); Geología de Campo II (2009); Geología de Campo II (2017); Geología de Campo II (2019)
<i>Palaeogaleus</i> sp.	Muñoz y otros (2007); Geología de Campo II (2009)
<i>Striatolamia</i> sp.	Geología de Campo II (2009)
<i>Mylobatis</i> sp.	Geología de Campo II (2017)
<i>Palaeohypotodus rutoti</i>	Muñoz y otros (2007) (inferido de <i>Palaeohypotodus</i> sp.)
<i>Squalus</i> sp.	Muñoz y otros (2007)
<i>Squatina</i> sp.	Muñoz y otros (2007)
<i>Cretorectolobus</i> sp.	Muñoz y otros (2007)
<i>Scapanorhynchus</i> sp.	Muñoz y otros (2007)
<i>Galeorhinus</i> sp.	Muñoz y otros (2007)
<i>Paraorthacodus</i> sp.	Muñoz y otros (2007)
<i>Dasyatis</i> sp.	Muñoz y otros (2007)
<i>Rhinoptera</i> sp.	Muñoz y otros (2007)

Paleontología sistemática

Para el ordenamiento sistemático de los fósiles encontrados en el trabajo presente, se siguen las jerarquías y el orden utilizado por Cappetta (2012), exhibiendo a los taxones indeterminados en su nivel de identificación correspondiente, antes de enlistar a las jerarquías más específicas, en la medida que el orden jerárquico lo amerite.

Subclase Elasmobranchii

Elasmobranchii indet. (Figura anexa 5)



Figura anexa 5: Elasmobranchii indeterminado. Al costado izquierdo de la imagen se encuentra un conjunto de fotografías correspondientes a una vértebra encontrada en PER – 3, en tanto que a la derecha se encuentra una de las superficies de la vértebra encontrada en SMA – 5.

Ubicación estratigráfica: La pieza paleontológica encontrada en PER – 3 proviene del estrato de areniscas finas con niveles conglomerádicos y dientes de elasmobranquios, representado en la columna PER – 3 (S). La vértebra de SMA – 5 proviene del estrato de areniscas finas con niveles conglomerádicos y dientes de elasmobranquios, descrito en la columna de este mismo punto.

Descripción: Ambas piezas presentan una superficie cóncava en sus caras o bases principales con surcos concéntricos, dejando en la superficie lateral una superficie lisa que puede alternar con zonas en donde existen septos y cavidades. En la vértebra obtenida en la locación SMA – 5, solo es

apreciable una de las caras, en tanto que la proveniente de PER – 3 en una de sus caras posee tres zonas radialmente simétricas en donde el margen exterior está sobresalido levemente al exterior (primera fila del conjunto izquierdo, fotografía izquierda, en la figura anexa 5) mientras que la cara opuesta solo posee dos de estos márgenes extendidos al exterior (primera fila del conjunto izquierdo, fotografía derecha, en la figura anexa 5).

Discusión: En la vértebra del punto PER – 3, la presencia de septos y cavidades en la superficie lateral de la vértebra podría indicar que pertenece a un lamniforme indeterminado (Kent, 1999).

Cohorte Euselachii

Subcohorta Neoselachii

Superorden Squalomorpii

Orden Hexanchiformes

Suborden Hexanchoidei

Familia Paraorthacodontidae

Paraorthacodus eocaenus (*sensu* Leriche, 1902; Figura anexa 6)

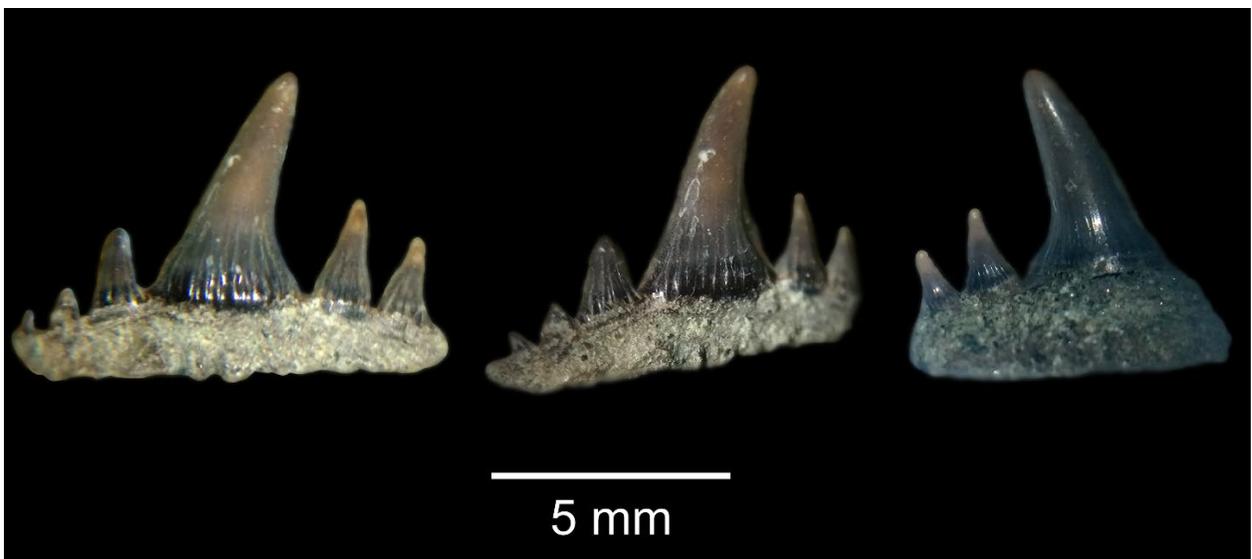


Figura anexa 6: Diente lateral de *Paraorthacodus eocaenus*. La fotografía izquierda muestra una vista labial, en tanto que la central exhibe una vista oblicua, y finalmente la del extremo derecho visibiliza la cara labial de una porción del fósil.

Ubicación estratigráfica: El fósil proviene del estrato de areniscas finas con niveles conglomerádicos y dientes de elasmobranquios, representado en la columna correspondiente al punto SMA – 5.

Descripción: Se distingue una cúspide principal de aspecto cónico, alargado y moderadamente inclinado en el eje longitudinal. Se ubican a ambos lados de la cúspide dos pares de dentículos laterales de menor tamaño que la cúspide, pero bien desarrollados, claramente separados de la cúspide y entre sí, a los que se añade además un dentículo adicional de menor envergadura. Los dentículos laterales, a su vez, también cuentan con aspecto cónico y una ornamentación bien marcada de crestas longitudinales, las que están en ambas caras tanto de estos dentículos laterales, como de la cúspide principal. En la base de la corona se distingue una franja esmaltada que recorre simétricamente ambos costados de esta zona en la cara labial, siendo interrumpida por la cúspide. La raíz es de aspecto macizo y posee protuberancias en la cara labial, y además en la lingual pero menos marcadas. En la base de la raíz existen surcos transversales poco notorios, estando el surco mejor marcado al centro de la raíz.

Discusión: La presencia de crestas longitudinales en ambas caras del diente (Figura anexa 6) satisface el criterio diagnóstico de Leriche (1902) para esta especie (denominada originalmente por el autor como “*Synechodus eoacaenus*”). Además, esta pieza paleontológica resulta anatómicamente similar a los especímenes de *Synechodus eoacaenus* descritos por Casier (1967), y al diente de *P. eoacaenus* caracterizado en Cvancara y Hoganson (1993). Considerando válida, también, la observación realizada por Cappetta (2012) de considerar a *P. eoacaenus* una forma sinónímica de *Paraorthacodus clarkii* (*sensu* Eastman, 1901), este taxón también estaría referenciado el mismo autor que define a *P. clarkii*, siendo además enlistada su presencia por Ward y Wiest (1990). *Paraorthacodus eoacaenus* se diferencia de *Synechodus hesbayensis* (*sensu* Casier, 1943), presente en sedimentos paleocenos de Rusia y Bélgica, a partir de sus dentículos y cúspide más elongados y separados entre sí (Cvancara y Hoganson, 1993). En Chile, no existe registro de esta especie, siendo esta la primera vez que se describe en el país, así como también en toda Sudamérica.

Rango cronoestratigráfico: *P. eoacaenus* es mencionado por Cappetta (2012) solo en el Thanetiano de Bélgica, Inglaterra, Rusia y Francia, radicado principalmente en la cuenca paleógena anglo – belga. Sin embargo, Smith y otros (1999) explicitan la existencia de este taxón en la Formación Bois – Gilles de la localidad de Dormaal, en Bélgica, donde estos autores señalan una edad de la

paleofauna correspondiente a la biozona nanoplanctónica NP – 9 perteneciente a la biozonación de Martini (1971), la que a su vez tiene como base la primera aparición del organismo nanoplanctónico *Discoaster multiradiatus* (Martini, 1971 en Agnini y otros, 2014) que ocurre a los 56 Ma (Agnini y otros, 2014). Al estar la Formación Bois – Gilles acotada inferiormente por los 56 Ma, según el estudio geomagnético de Ogg (2020) y las divisiones actualizadas de los pisos cronoestratigráficos, la Formación Bois – Gilles correspondería al Ypresiano inferior, siendo su cota superior unidades litoestratigráficas como la Formación Woolwich (Smith y otros, 1999). Además, en función de su sinonimia con *P. clarkii* y las menciones auténticas de *P. eocaenus*, este taxón estaría presente en las formaciones Aquia (Selandiano superior – Thanetiano; Ward y Wiest, 1990; Weems y Grimsley, 1999) y Cannonball (Paleoceno superior; Cvancara y Hoganson, 1993), ambas en Estados Unidos. En consecuencia, se considera un rango Selandiano superior – Ypresiano inferior.

Superorden Galeomorphii

Orden Lamniformes

Familia Mitsukurinidae

Anomotodon novus (*sensu* Winkler, 1874; Figura anexa 7)



Figura anexa 7: Diente lateral superior de *Anomotodon novus*. La fotografía izquierda muestra la vista labial de la pieza dental, al centro se distingue la vista lingual enfocada en la cúspide y las raíces, en tanto que a la derecha se exhibe una vista lingual levemente oblicua enfocada en el surco alimenticio parcialmente relleno de la matriz arenosa.

Ubicación estratigráfica: El fósil proviene del estrato de areniscas finas con niveles conglomerádicos y dientes de elasmobranquios, representado en la columna correspondiente al punto SMA – 5.

Descripción: El diente posee una cúspide, sin dentículos laterales, y un borde cortante que se extiende por sobre las raíces hacia los extremos mesiales y distales. La cúspide tiene una moderada curvatura longitudinal, con una superficie sin ornamentaciones ni crestas longitudinales a excepción de su zona basal en la cara lingual, donde tiene una serie de estrías, bien separadas y cuya longitud no excede un tercio de la cúspide en cuestión. Las raíces son notoriamente asimétricas, en donde la raíz mesial (raíz derecha en la fotografía izquierda de la figura anexa 7) es de aspecto elongado, y de mayor longitud que la raíz distal, la que posee un aspecto más achatado y con mayor diámetro transversal. La raíz mesial está alineada subparalelamente a la cúspide, en tanto que la distal está oblicua y subparalela a base de la corona. En la superficie entre el borde inferior de las raíces y la base de la corona existe una zona esmaltada, cuya silueta del margen exterior de la misma sigue la forma del margen exterior de las raíces. El surco alimenticio se encuentra leve a moderadamente marcado, siendo rellenado parcialmente por la matriz de arenisca fina. La protuberancia lingual está moderadamente desarrollada y en la base de la corona existe una protuberancia de material esmaltado que sigue la dirección de la raíz mesial hacia el centro del diente.

Discusión: La existencia de una cúspide sin dentículos laterales, la continuidad del borde cortante hasta la zona inicial de las raíces, la evidente asimetría de las mismas y las estrías de tamaño y notoriedad reducidas en la cara lingual permiten asignar la pieza paleontológica al género *Anomotodon*, y en específico, a un diente lateral (Cappetta, 2012). Se puede descartar una atribución del fósil al género *Isurus* debido a la cúspide más delgada y con mayor inclinación longitudinal, mientras que se puede descartar al género *Isoholamna* debido a la falta de dentículos laterales, y finalmente también se descarta tanto al género *Scapanorhynchus* así como también *Striatolamia* debido a la ausencia de dentículos laterales y pliegues bien marcados en la cara lingual de la cúspide. La asignación a nivel específico de *A. novus* queda satisfecha por la inclinación y curvatura longitudinal de la cúspide, junto con la silueta de las raíces que lo distinguen de *Anomotodon plicatus* (*sensu* Arambourg, 1952), además, la morfología general de la pieza dental es coincidente con las descripciones y láminas expuestas por Winkler (1874) y Leriche (1905) al

detallar sobre el taxón “*Oxyrhina nova*”, que posteriormente autores como Nolf (1988) o Smith y otros (1999) utilizan para referirse a la clasificación actual correspondiente a *Anomotodon novus*. Se concluye la pertenencia del fósil a la fila superior de *A. novus* debido a que en la lámina de Leriche (1905) que utiliza para ilustrar la dentadura de *Oxyrhina nova*, solo en la fila superior de la dentadura los dientes laterales se inclinan longitudinalmente en la magnitud de la pieza dental en cuestión, lo que se repite también para el resto de especies del género *Anomotodon*. En Chile, no existe registro de esta especie, siendo esta la primera vez que se describe o referencia en el país.

Rango cronoestratigráfico: *A. novus* es referenciado en el Selandiano, Thanetiano y Eoceno inferior de la cuenca paleógena anglo – belga por Smith y otros (1999), siendo uno de los elasmobranquios más frecuentes. Independientemente, se ha reportado la presencia de este taxón en el Thanetiano de la frontera entre Algeria y Tunisia (Salim y Messaoud, 2018), el Eoceno inferior de la Formación Nanjemoy en Estados Unidos (Kent, 1999) y, además, en el Lutetiano correspondiente a la Formación Fürstenau, en Alemania (Diedrich, 2012). En función de los antecedentes previamente descritos, se le otorga un rango de Selandiano – Lutetiano.

Striatolamia striata (sensu Winkler, 1874; Figura anexa 8)

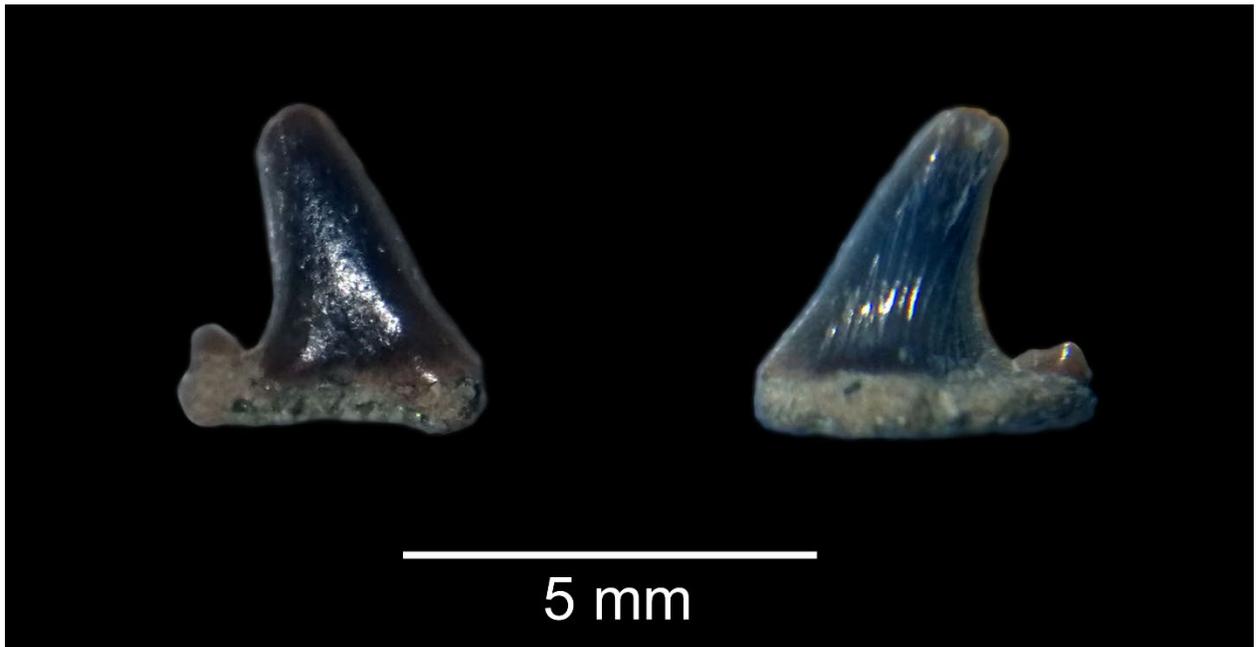


Figura anexa 8: Diente lateral de *Striatolamia striata*. La fotografía izquierda muestra la vista labial (levemente oblicua) del mismo, en tanto que la imagen izquierda exhibe el punto de vista lingual para esta pieza dental.

Ubicación estratigráfica: El fósil proviene del estrato de areniscas finas concrecionarias que corresponde a la base de la columna del punto LAU – 5.

Descripción: El diente posee una cúspide triangular levemente curvada en el eje longitudinal hacia el dentículo lateral, que posee una silueta aproximadamente triangular y aspecto achatado, con ligeras ondulaciones en su forma. La cúspide tiene en su cara lingual marcados y abundantes pliegues que recorren la totalidad del largo, en tanto que el borde cortante llega hasta la raíz, ya sea en el extremo de la cúspide o por el costado correspondiente al dentículo lateral. A su vez, la cúspide también posee su zona apical dañada, de manera similar a las raíces que se encuentran ausentes en una línea de base relativamente plana, por lo que se infiere un proceso de retrabajo para la pieza dental. La anatomía de la raíz vestigial en la base de la corona evidencia una protuberancia lingual bien o moderadamente desarrollada.

Discusión: La existencia de una cúspide con dentículos laterales, la continuidad del borde cortante hasta la zona inicial de las raíces y los pliegues bien marcados en la cara lingual permiten asignar la pieza paleontológica al género *Striatolamia*, y en específico, a un diente lateral de *Striatolamia striata*, descartando una posible clasificación como *Striatolamia macrota*, debido al menor tamaño comparativo de *S. striata* en relación a *S. macrota* y a la presencia de pliegues bien marcados y continuos en la cara lingual, los que tienden a suavizarse o ausentarse en las piezas dentales laterales de *S. macrota* (Cappetta, 2012). El achatamiento y las ondulaciones en el dentículo lateral lo diferencian de un hipotético diente lateral de alguna especie del género *Carcharias* (Cappetta, 2012). En Chile, no existe registro de esta especie, siendo esta la primera vez que se describe o referencia en el país.

Rango cronoestratigráfico: La primera aparición de *S. striata* ha sido reportada en el Selandiano correspondiente a la Formación Heers (“*Sables d’ Orp*” en Smith y otros, 1999) llegando al menos hasta el Ypresiano (Smith y otros, 1999), sin embargo, no realizan una diferenciación explícita con respecto a *S. macrota*. Nolf (1988) señala que *S. striata* estaría acotada al Paleoceno, en tanto que *S. macrota* es un taxón que aparece en el Eoceno inferior, lo que es coherente con las referencias cronoestratigráficas explicitadas por Cappetta (2012). Ward y Wiest (1990) bajo la nomenclatura taxonómica de *S. macrota* describen la aparición de al menos algún integrante del género *Striatolamia* en todo el Paleoceno y Eoceno inferior de la costa atlántica de Estados Unidos. Kordikova y otros (2001) reportan la presencia de *S. striata* en el Paleoceno superior de

Kazakhstan, con una descripción e imágenes que permiten confirmar la veracidad de la asignación paleontológica. En síntesis, debido a la falta de correlaciones litocronoestratigráficas que logren restringir de una manera precisa los rangos temporales, y evidenciando un cambio anatómico entre ambas especies relacionado al menos con el inicio del Eoceno según las descripciones de los distintos autores, se considerará como válidos los planteamientos de Cappetta (2012) y Nolf (1988) de acotar superiormente a *S. striata* al final del Paleoceno. Se le otorga entonces un rango de Selandiano – Thanetiano.

Familia Odontaspididae

Odontaspididae indet. (Figura anexa 9)



Figura anexa 9: Dientes lateral inferior y sinfisario de Odontaspididae indeterminado. El conjunto de tres imágenes a la izquierda representa las vistas (labial, lingual y mesial) de la pieza dental lateral inferior, en tanto que la imagen a la derecha exhibe el aspecto del diente sinfisario.

Ubicación estratigráfica: El fósil proviene del estrato de areniscas finas con niveles conglomerádicos y dientes de elasmobranquios del punto SMA – 5.

Descripción: El diente lateral posee una cúspide con un ápice redondeado y suave, acompañada de dos dentículos laterales de forma triangular y bordes suaves. La forma transversal de la cúspide es más bien aplanada y con una suave sinuosidad en su camino desde la base de la corona al extremo apical. El borde cortante es continuo en la mayor parte de la cúspide, al llegar a las cercanías de la base de la corona, el borde en cuestión comienza a suavizarse de forma gradual para conectar con una superficie suave con los dentículos laterales. Las raíces son simétricas y en la zona labial más

cercana a la base de la cúspide la base de la corona se separa en dos niveles, que tienden a juntarse de forma progresiva a medida que se acerca el extremo de cualquiera de las raíces. Las raíces a su vez poseen una textura notoriamente estriada, y la protuberancia lingual está moderadamente desarrollada con un surco alimenticio poco notorio. El ápice de la cúspide se encuentra levemente dañado con una cavidad parcialmente rellena por la matriz. El diente sinfisial posee una cúspide cónica que hacia la zona apical se aplana gradacionalmente hacia una forma de hoja, teniendo también la raíz con textura estriada y con una serie de protuberancias en la zona cercana a la base de la corona.

Discusión: La morfología general de las piezas dentales podría indicar la pertenencia a los géneros *Carcharias*, debido a la ausencia parcial o completa de pliegues en la cara lingual de la cúspide y la ligera sinuosidad en la cúspide, pero también los dentículos laterales no son tan elongados como la morfología tipo de este género. Los mismos son además triangulares, anchos y no poseen, como ya se había mencionado previamente, una forma notoriamente alargada, siendo así similares también a las descripciones originales de *Sylvestrilamia teretidens* (Cappetta y Nolf, 2005), sin embargo, las raíces no muestran la bifurcación en dos niveles tan marcados ni los dentículos laterales se encuentran tan continuamente unidos por una prolongación del borde cortante con la base de la cúspide principal. Un detalle propio de este taxón pareciera ser las estrías fuertemente marcadas en las raíces, lo que lo diferencia de todas las demás piezas paleontológicas encontradas en los afloramientos referidos. De una mayor complejidad resulta argumentar una cercanía o correspondencia con el género *Striatolamia*, debido a la ausencia de pliegues en la cara labial de la cúspide, sólo siendo cercana la silueta de los dentículos laterales no considerando, además, la mencionada prolongación del borde cortante por el esmalto de borde suave. Razones similares a las expuestas previamente también descartan alguna relación con los géneros *Anomotodon* o *Scapanorhynchus*. Maisch y otros (2019) clasifican dientes del género *Carcharias* de aspecto similar en lo referido a dentículos laterales como *Carcharias* cf. *whitei*, sin embargo, se nota un desarrollo más elongado de la cúspide y raíces no tan coherentes con la pieza dental en cuestión. Debido a la falta de estudios rigurosos con respecto a la fauna de elasmobranquios presente en la zona de estudio, no sería razonable aducir algún grado de heterodoncia con respecto a algunos de los géneros o especies referenciadas por otros autores o en el listado presente, por lo cual, lo más razonable es consignarle una clasificación como un representante indeterminado de la familia Odontaspidae, siendo esta la familia más idónea por los aspectos morfológicos referidos.

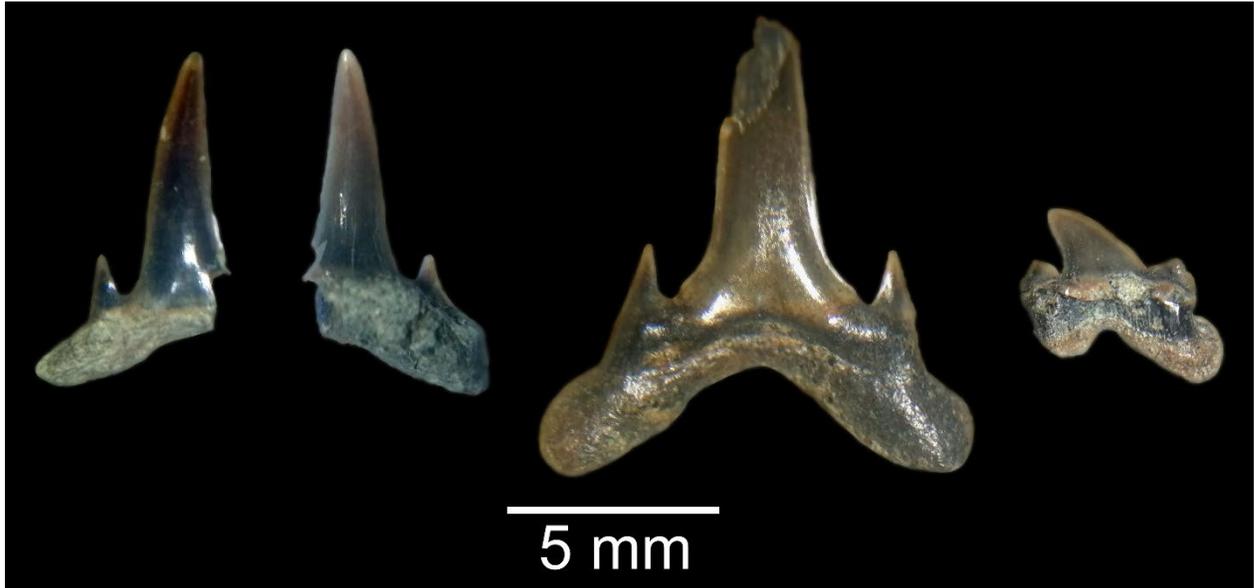
Carcharias sp. (Figura anexa 10)

Figura anexa 10: Piezas dentales (parcialmente fracturadas) pertenecientes a *Carcharias* sp., correspondiendo de izquierda a derecha, a las vistas labiales y linguales de un diente lateral inferior, seguidas por la vista labial de otro lateral inferior, y por último se exhibe un diente posterior en vista labial.

Ubicación estratigráfica: La primera pieza dental proviene del estrato de areniscas finas con niveles conglomerádicos y dientes de elasmobranquios del punto PER – 3, en tanto que las otras dos son originarias del estrato con características similares en SMA – 5.

Descripción: El primer diente lateral posee una cúspide de forma triangular, elongado, con un ápice en punta y una leve curvatura en sentido longitudinal cerca de la zona apical. Además, en el mismo existen pliegues levemente marcados en la cara lingual, que no superan un tercio de la longitud total de la cúspide y que tienden a ser moderadamente más notorios en las zonas más mesiales y distales de la parte basal de la cúspide. En la base de la vista labial existe una depresión triangular en la zona inferior de la cúspide, en tanto que la raíz se encuentra elongada longitudinalmente, con una marcada protuberancia lingual, sin distinguirse el surco alimenticio por el relleno de la matriz arenosa. El dentículo lateral es triangular y elongado, unido por un pequeño tabique de borde suave correspondiente al enamelóide. El segundo diente lateral inferior es sólo visible en vista lingual debido a diversas fracturas internas que imposibilitan la extracción de la matriz. La cúspide está fracturada sin su parte apical, en tanto que en la base posee una leve depresión de silueta triangular. Los dentículos laterales apuntan en la misma dirección y están unidos con la cúspide por una fina capa del enamelóide, en tanto que la base de la corona se

encuentra separada notoriamente de las raíces por un surco deprimido. Las raíces están elongadas hacia los extremos mesiales y distales con una silueta levemente lobular. El diente posterior posee una cúspide notoriamente curvada en el sentido longitudinal y dos dentículos laterales de forma triangular y relativamente achatados, con una leve tendencia tanto a divergir como a tener sinuosidades en su forma conectados con la cúspide con una estrecha zona con presencia del esmalte. Entre la base de la corona y las raíces existe una zona deprimida con una serie de pliegues, que además contactan por medio de un surco aún más deprimido con las raíces, e independientemente, se alcanza a distinguir la silueta de un surco alimenticio bien marcado desde la perspectiva de la imagen presente en la anexa 10.

Discusión: El conjunto de características mencionados con anterioridad refleja de forma clara una serie de piezas dentales pertenecientes al género *Carcharias*. En particular, la presencia de pliegues poco marcados en la cara lingual y una silueta triangular deprimida en la cara labial de las cúspides tienen un correlato directo con las características señaladas o ilustradas por Cappetta y Nolf (2005). Dentro del trabajo de estos autores, incluyen una clasificación a la cual le otorgan el nombre de *Carcharias* sp. (*sensu* Cappetta y Nolf, 2005) que coincide en casi todos los aspectos morfológicos con respecto a los dientes descritos con anterioridad, sin embargo, la tendencia a la bifurcación de los dentículos laterales de un par a dos pares los diferencia. En tanto, una especie nueva y descrita en ese mismo trabajo por ambos autores bajo el nombre de *Sylvestrilamia teretidens* logra describir de mejor forma los cambios en las características de los dentículos laterales a medida que se comparan las piezas dentales laterales o posteriores, con la única excepción de que la elongación de los dentículos laterales de *Sylvestrilamia teretidens* es consecutivamente menor en todas las posiciones de las piezas dentales comparadas. De lo anterior se desprende la necesidad de elaborar estudios sistemáticos para lograr un análisis comparado de diversas posiciones dentales para esclarecer de mejor forma si algunos de estos dientes comprenden una variación de *Sylvestrilamia teretidens*, o bien, si en su conjunto pudieran comprender una especie morfológica no descrita con anterioridad.

Rango cronoestratigráfico: La primera aparición del género *Carcharias* ocurre en el Cenomaniano, según lo señalado por Cappetta (2012) sobre el rango temporal de ocurrencia relativa a este género. En consecuencia, se le asigna un rango temporal correspondiente al Cenomaniano – Reciente.

Palaeohypotodus rutoti (sensu Winkler, 1874; Figura anexa 11)



Figura anexa 11: Diente lateral de *Palaeohypotodus rutoti*.

Ubicación estratigráfica: La pieza dental proviene del estrato de areniscas finas con niveles conglomerádicos y dientes de elasmobranquios del punto PER – 3.

Descripción: El diente lateral posee una cúspide de forma triangular, elongada, con un ápice en punta y una moderada curvatura en sentido longitudinal. Además, en la base de la cúspide principal existen marcados pliegues o crestas longitudinales, los que dan paso en la zona adyacentemente más apical a una zona ligeramente más deprimida. Los dentículos laterales están conectados con la cúspide, y existen vestigios de un segundo par de dentículos laterales, como la zona dañada a la base del dentículo lateral derecho, en su extremo derecho. Las raíces están elongadas y se encuentran en un ángulo oblicuo con respecto a la base de la corona, estando la corona derecha parcialmente fracturada y con una parte faltante. No es posible observar detalles de la cara lingual debido al estado de fragilidad de la muestra, imposibilitando que cualquier extracción desde la matriz arenosa.

Discusión: Si bien Cappetta (2012) restringe como criterio explícito de pertenencia dentro de las características del género *Palaeohypotodus* la presencia de al menos dos pares de dentículos laterales bien definidos, esto no hace distinciones especiales para otros tipos de piezas dentales

aparte de la morfología típica de los puestos anteriores. Aún más, diversos autores ya han descrito o ilustrado la presencia del segundo par de dentículos laterales muy disminuido (en dientes laterales) y con uno de estos dentículos más disminuido que otro como en la pieza dental en la figura anexa 11, como por ejemplo Gurr (1962), Nolf (1988), Case (1996), Purdy (1998) además de Carlsen y Cuny (2014). La morfología de las raíces, a su vez, resulta también coincidente con una posición lateral, y en específico, en las que poseen la característica previamente referida. La presencia de crestas longitudinales bien marcadas lo distingue de *Palaeohypotodus bronni*, según los esquemas de las piezas dentales ilustrados por Nolf (1988), en tanto que la morfología y siluetas de las raíces como de la cúspide principal lo distinguen de los géneros *Jaekelotodus* e *Hypotodus*. Es la primera vez que se describe esta especie en Chile central, aun así, ya se había mencionado la presencia del género *Palaeohypotodus* en el área de estudio del presente trabajo por parte de Muñoz y otros (2007), en tanto que para un nivel específico el taxón *Palaeohypotodus rutoti* solo había sido referido en Chile continental para los estratos correspondientes al Eoceno superior (Bartoniano – Priaboniano) de Río de Las Minas y Sierra Dorotea, en la región de Magallanes (Otero y Soto – Acuña, 2015). Independientemente, también ha sido referenciado en el Ypresiano correspondiente a la Formación La Meseta, localizada en la isla de Seymour, en la Antártica (Reguero y otros, 2012).

Rango cronoestratigráfico: La primera aparición del taxón ocurre en el Daniano, al interior de la Formación Ciply (Vandenberghe y otros, 1998; Smith y otros, 1999). Las referencias de aparición de este taxón a partir del Daniano comprenden tanto el Selandiano como el Thanetiano (Smith y otros, 1999; Cappetta, 2012), llegando además hasta el Ypresiano, tal como lo explicitan Smith y otros (1999) o Reguero y otros (2012). Si bien no hay más registros de *Palaeohypotodus rutoti* como un taxón presente en rocas sedimentarias marinas que se encuentren cronoestratigráficamente por sobre el Ypresiano o Eoceno inferior, e inclusive, sin que Cappetta (2012) enliste al menos una mención del taxón para rocas o sedimentos más jóvenes que el Thanetiano, Otero y Soto – Acuña (2015) reportan la única aparición de *P. rutoti* por sobre la medianía del Eoceno, y en específico como ya se había además mencionado, en las localidades de Río de Las Minas y Sierra Dorotea, en la región de Magallanes, donde se presentan en rocas del Bartoniano – Priaboniano. En consecuencia, y asumiendo una identificación correcta del taxón por parte de Otero y Soto – Acuña (2015), se le asigna el rango temporal correspondiente al Daniano – Priaboniano.

Familia Cretoxyrhinidae

Cretolamna sp. (Figura anexa 12)

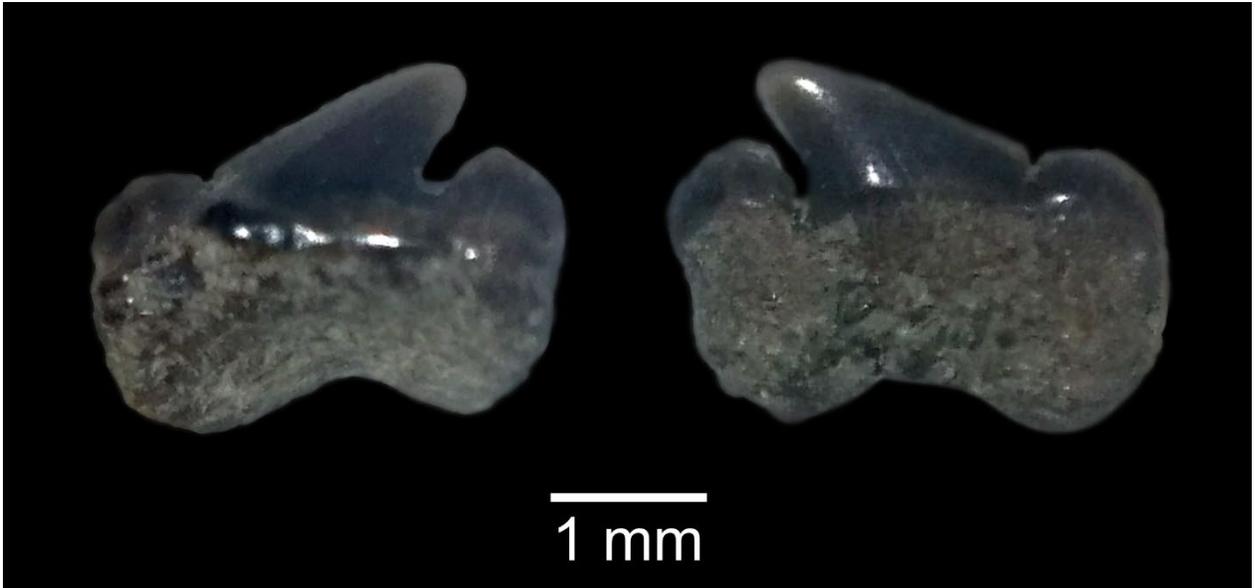


Figura anexa 12: Diente de *Cretolamna* sp., perteneciente además a una posición posterior.

Ubicación estratigráfica: La pieza dental proviene del estrato de areniscas finas con niveles conglomerádicos y dientes de elasmobranquios del punto PER – 3.

Descripción: El diente posee una cúspide de forma triangular, inclinada longitudinalmente y acompañada de dos dentículos laterales. El aspecto general de la corona es más ancho que largo, en tanto que las raíces se extienden hacia la base en una proyección recta a partir de los bordes mesiales y distales de la corona en cuestión, con una base cóncava. La protuberancia lingual está levemente desarrollada, sin poseer un surco alimenticio. En la base de la cara lingual relativa a la cúspide principal existen estrías muy levemente marcadas, predominando en la cúspide una textura más bien suave.

Discusión: Cappetta (2012) describe las principales características que permiten la identificación del género *Cretolamna* como una corona triangular, más ancha en su base, uno a tres pares de dentículos laterales, corona delgada y convexa con un enameloides suave, la protuberancia lingual bien marcada sin surco alimenticio, los lóbulos de la raíz (o raíces) son alargados en dirección recta hacia la base con un borde marginal recto y zona basal moderadamente cóncava. En base a la descripción realizada por Cappetta (2012) y los caracteres intrínsecos descritos del diente exhibido en la figura anexa 12, se determina asignar la pieza dental al género en cuestión.

Rango cronoestratigráfico: Cappetta (2012) acota el rango temporal de este género al rango Albiano – Priaboniano y, en consecuencia, se le asignará esta temporalidad.

Orden Carcharhiniformes

Carcharhiniforme indet. (Figura anexa 13)

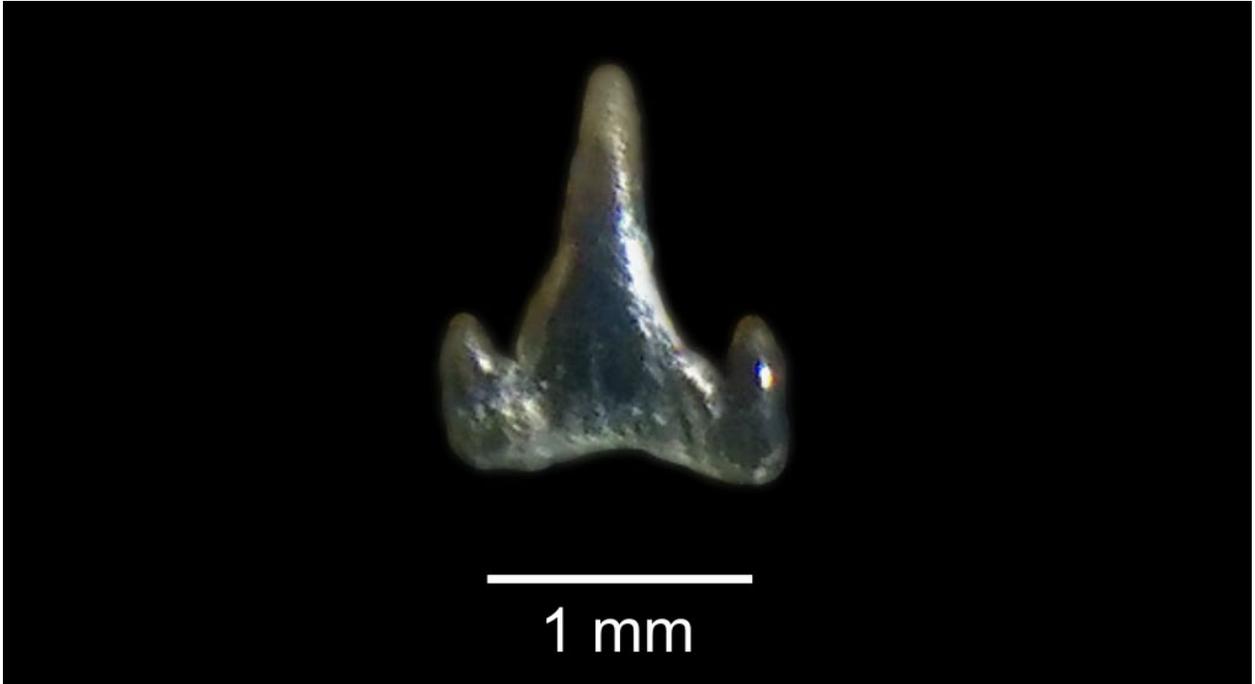


Figura anexa 13: Diente anterior de Carcharhiniforme indeterminado.

Ubicación estratigráfica: La pieza dental proviene del estrato de areniscas finas con niveles conglomerádicos y dientes de elasmobranquios del punto SMA – 5.

Descripción: El diente posee una cúspide de forma triangular acompañada de dos dentículos laterales. La corona es levemente convexa y en la base de la misma en cara labial se distinguen estrías moderadamente notorias. Los dentículos laterales se encuentran casi completamente conectados con la base de la cúspide principal. La zona correspondiente a la raíz está fracturada y no está presente en este fósil.

Discusión: En base a las características del diente, así como por las descripciones de Cappetta (2012) de las familias dentro del orden Carcharhiniformes, esta pieza dental podría clasificarse dentro de la familia Scyliorhinidae, sin embargo, a falta de la raíz o un ejemplar de mejor tamaño

para comparar los rasgos morfológicos, se determina otorgarle la clasificación de Carchariniforme indeterminado.

Familia Scyliorhinidae

Subfamilia Premontreinae

Pachyscyllium gilberti (*sensu* Casier, 1946; Figura anexa 14)



Figura anexa 14: Diente anterior de *Pachyscyllium gilberti*. La imagen izquierda muestra la vista labial del diente, en tanto que la fotografía de la derecha exhibe la vista basal, levemente oblicua.

Ubicación estratigráfica: La pieza dental proviene del estrato de areniscas finas con niveles conglomerádicos y dientes de elasmobranquios del punto SMA – 5.

Descripción: El diente posee una cúspide principal elongada y con terminación en punta, siendo acompañada por un par de dentículos laterales elongados y de silueta cónica a triangular. La cúspide se inclina hacia el extremo lingual, y en cara labial la base de la corona presenta marcados pliegues que se atenúan moderadamente en la zona central basal de la cúspide. Los dentículos laterales también tienen una ornamentación correspondiente a pliegues, pero menos marcados, y se encuentran unidos solo en su zona inferior con la base ornamentada de la cúspide. Las raíces

son macizas, con algunos poros en su superficie y de aspecto aplanado, en un ángulo oblicuo con respecto a la corona. Al medio de la zona basal del fósil, se extiende un marcado surco que atraviesa la totalidad de la zona basal del diente, en una dirección transversal. En una vista desde la base del diente, las raíces adquieren aspecto de dos lóbulos que se extienden de forma angosta hacia el extremo lingual.

Discusión: La pieza dental cumple con los requisitos para poder ser asignada al género *Pachyscyllium*, referenciado por Cappetta (2012). A nivel específico, tanto la descripción original de Casier (1946) como las ilustraciones de Nolf (1988) permiten asignar al diente dentro de la especie *Pachyscyllium gilberti*. En detalle, Casier (1946) detalla, bajo el nombre de “*Scyliorhinus gilberti*”, sobre los dientes anteriores que poseen una corona más bien delgada, elongada, con un ápice que acaba en punta, bordes afilados y con ornamentación correspondiente a pliegues en la cara labial. Además, señala la presencia de una depresión que separa la raíz con respecto la corona en sí misma. De manera agregada, este mismo autor también compara el tamaño de este taxón con respecto a *Abdounia minutissima* (*sensu* Winkler, 1874), siendo *Pachyscyllium gilberti* de un tamaño notoriamente menor que *A. minutissima*.

Rango cronoestratigráfico: Cappetta (2012) referencia a Casier (1946) para mencionar su presencia en el Ypresiano de Bélgica, en tanto que Smith y otros (1999) describen su presencia desde el Thanetiano al Ypresiano en la cuenca anglo – belga y siendo su primera aparición al interior de la unidad litoestratigráfica de “*Sables de Chalons sur Vesles*”. Case (1994) lo referencia en el Paleoceno superior de Mississippi, en Estados Unidos, en tanto que Cicimurri y Knight (2019) reportan su presencia en el Priaboniano de Carolina del Sur, nuevamente en Estados Unidos. La única mención previa al Thanetiano de *Pachyscyllium gilberti* la realiza Case (1996), en un afloramiento de New Jersey, en Estados Unidos, las descripciones de las piezas dentales relativas a esta especie no resultan concluyentes al mismo tiempo que asigna diversas especies presentes en la cuenca anglo – belga solo a partir del Thanetiano o Selandiano, en el Daniano (Formación Hornerstown), como por ejemplo *Syvestrilamia teretidens* o *Palaeogaleus vincenti*. Sin embargo, la edad precisa de la Formación Hornerstown sigue siendo aún materia de debate, pudiendo haber además influencia de retrabajo en la aparición de ciertos taxones fósiles más antiguos o una mal identificación del tramo estratigráfico muestreado. Más aún, Case (1996) nombra la presencia de concreciones de vivianita (fosfato férrico hidratado) en la zona de muestreo que el señala como la

parte inferior de la Formación Hornerstown pero que, en cambio, autores más recientes indican como la parte superior de esta unidad litoestratigráfica y contacto con la Formación Vincentown (Thanetiano), pudiendo implicar así un error en el nivel de muestreo (Lacovara y Gallagher, 2006). En base a los detalles explicitados, se decide no tomar en cuenta el hallazgo sugerido por Case (1996) en el Daniano. Con respecto a la unidad litoestratigráfica *Sables de Chalons sur Vesles*, estudios de precisión a inicios de este siglo, como los de Aubry (2000), permiten acotar la base de esta unidad a, como máximo, la base de la magnetocrona C26n, que según la recalibración de Ogg (2020) debiera tener una edad que coincide con el inicio del Thanetiano. En consecuencia, el rango cronoestratigráfico de *Pachyscyllium gilberti* considerado es Thanetiano – Priaboniano.

Superorden Batomorphii

Orden Myliobatiformes

Myliobatiforme indet. (Figura anexa 15)

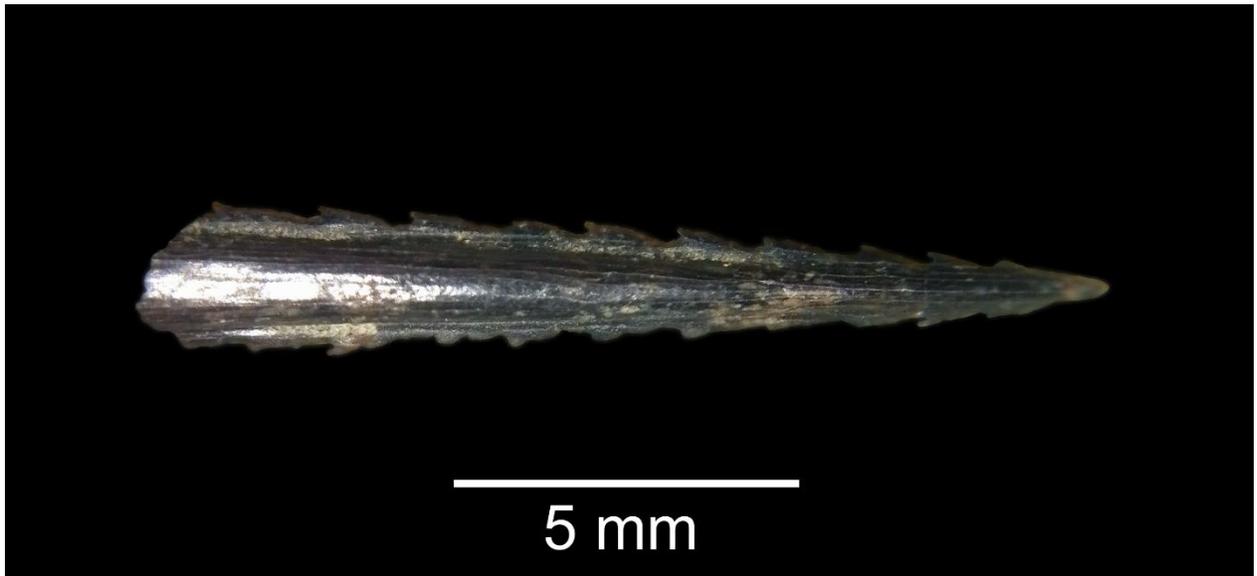


Figura anexa 15: Aguijón de Myliobatiforme indeterminado.

Ubicación estratigráfica: La pieza paleontológica proviene del estrato de areniscas finas con niveles conglomerádicos y dientes de elasmobranquios del punto SMA – 5.

Descripción: El fósil corresponde a la porción terminal de un aguijón de raya marina o mantarraya. Se encuentra parcialmente fracturado en su zona basal, en tanto que posee una zona terminal que

acaba en punta. A lo largo del agujón, existen diversas estructuras sobresalientes en forma aserrada, con terminaciones en punta y que apuntan hacia la zona basal del agujón. Además, esta pieza contiene estrías que recorren longitudinalmente al agujón, en tanto que en la zona central hay una zona de sobrerrelieve, que nuevamente, recorre longitudinalmente al fósil hasta la zona terminal, en donde se fusiona con el nivel que recorre adyacente al borde aserrado.

Discusión: La morfología del agujón refleja la forma típica de los agujones pertenecientes a al orden Myliobatiformes. En específico, existen algunas similitudes en el patrón aserrado en los costados del fósil con agujones paleógenos, descritos y pertenecientes a la familia Myliobatidae (Nolf, 1988; Maisch y otros, 2019; Samonds y otros, 2019).

ANEXO 5: MUESTRAS



Muestra SMI - 1.1: Arenisca de grano fino.



Muestra SMI - 3.1: Arenisca de grano fino.



Muestra SMI - 6.1: Metaarenita.



Muestra SMI - 9.1: Filita.



Muestra SMI – 9.2: Arenisca de grano fino.



Muestra PER – 3.1: Concreción (arenisca de grano fino).



Muestra PER – 3.2: Arenisca de grano fino.



Muestra PER – 3.3: Conglomerado arenoso (nivel conglomerádico).



Muestra PER - 3.4: Arenisca de grano medio.



Muestra PER - 6.1: Lutita.



Muestra SMA - 4.1: Arenisca de grano fino.



Muestra SMA - 5.1: Arenisca de grano fino.



Muestra SMA – 5.2: Conglomerado arenoso.



Muestra SMA – 5.3: Arenisca de grano grueso.



Muestra SMA - 5.4: Arenisca de grano grueso.



Muestra SMA - 6.1: Arenisca de grano medio.



Muestra SMA – 7.1: Arenisca de grano fino.



Muestra SMA – 8.1: Arenisca de grano medio.



Muestra SMA – 11.1: Lutita arenosa.



Muestra LAU – 1.1: Arenisca de grano medio.



Muestra LAU - 4.1: Arenisca de grano medio.



Muestra LAU - 5.1: Arenisca de grano fino.



Muestra LAU - 5.2: Arenisca de grano medio.



Muestra LAU - 6.1: Concreción (arenisca de grano fino).



Muestra LAU – 6.2: Arenisca conglomerádica de grano grueso.



Muestra LAU – 9.1: Contacto entre arenisca de grano fino (abajo) y arenisca de grano medio (arriba).



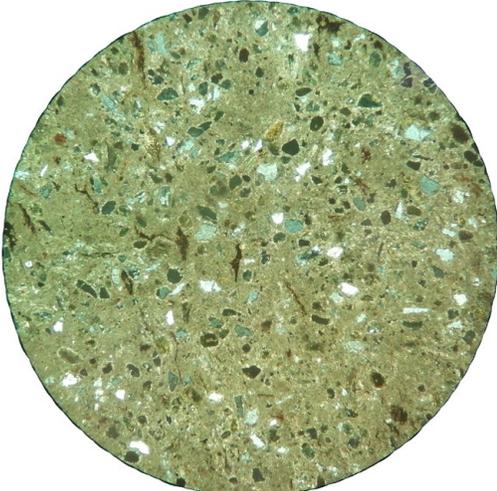
Muestra LAU - 12.1: Arenisca de grano fino.

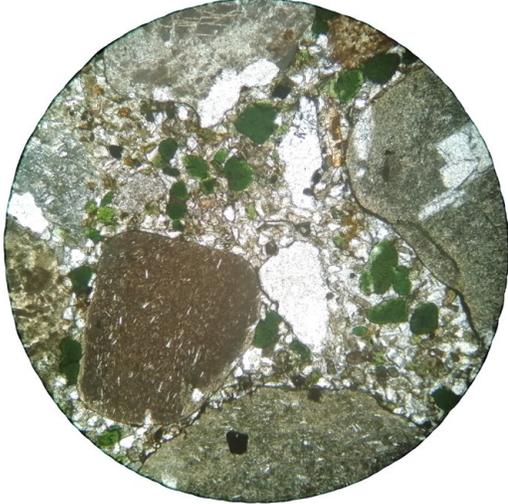
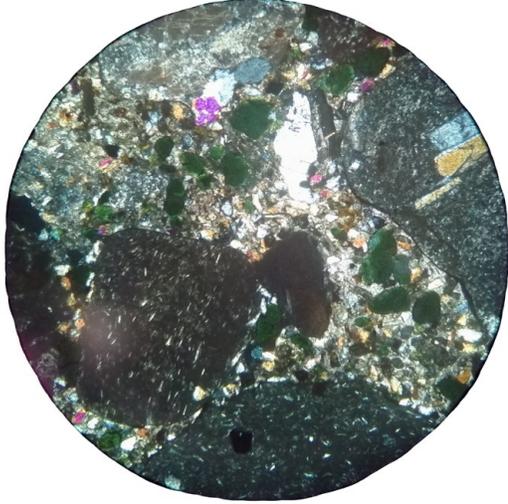


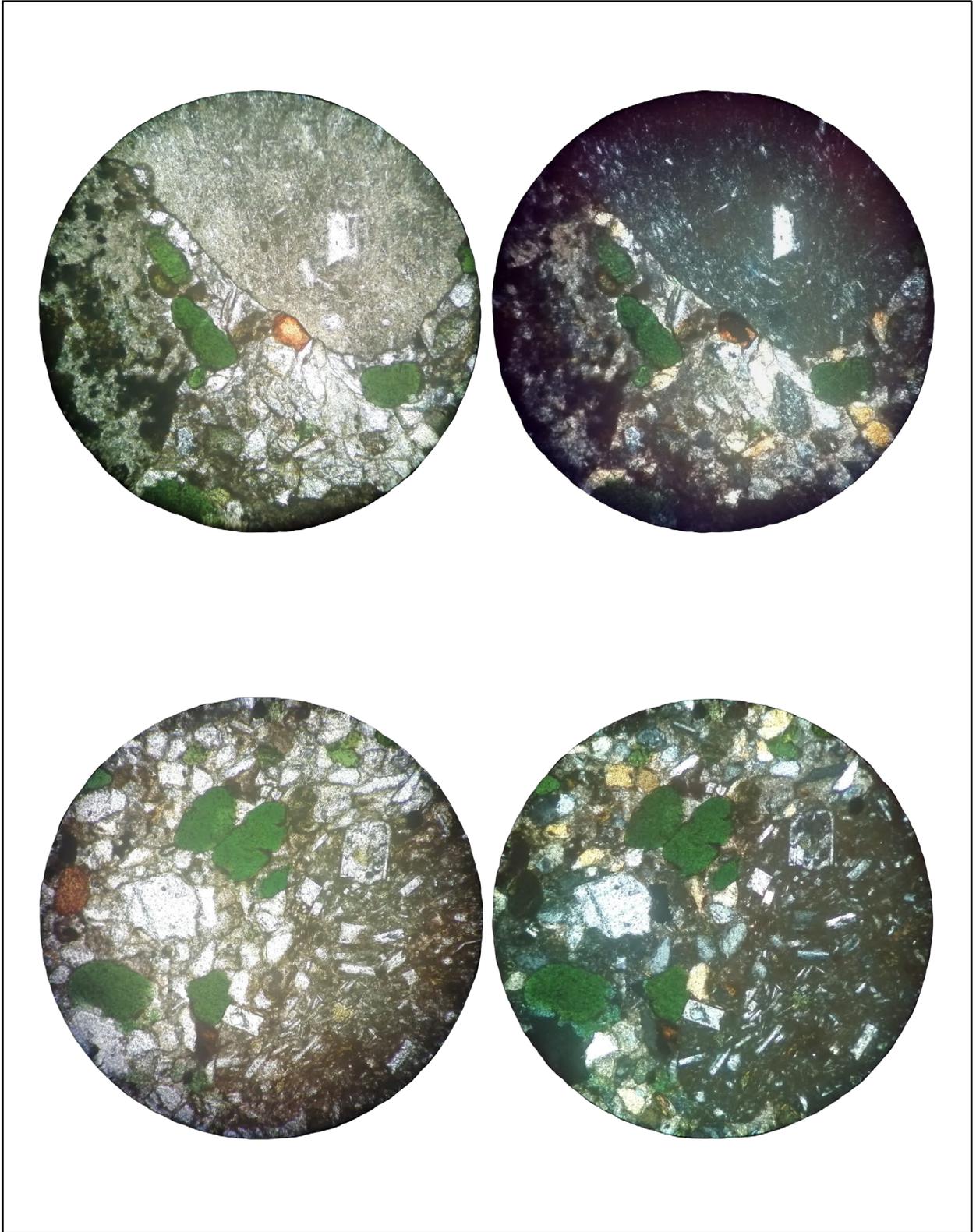
Muestra LPU - 1.1: Arenisca de grano medio.

ANEXO 6: CORTES TRANSPARENTES

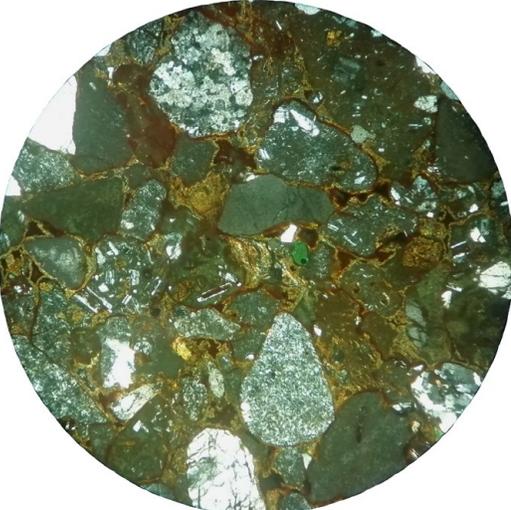
Muestra equivalente	SMI – 9.2		
Ubicación estratigráfica	Estrato basal de SMI – 9 (Formación Quiriquina)		
Clasificación textural (Nichols, 2009)	Arenisca (grano fino)	Objetivo: 4x (Diámet. visib. 4 mm)	Luz: N. paralelos
Clasificación composicional (Folk y otros, 1970)	Subarcosa		
Fábrica	Grano soportada		
% clastos/matriz/cemento	98/0/2		
% grava/arena/finos	0/97/3		
Selección clastos	Muy buena		
Esfericidad clastos	Alta		
Redondez clastos	Subangular		
Selección matriz	–		
Esfericidad matriz	–		
Redondez matriz	–		
Composición % granos			
Cuarzo 64%	Líticos volc. 1%		
Glauconita 12%	Opacos 1%		
Plagioclasa 11%			
Micas 6%			
Líticos metamorf. 3%			
Microclina 2%			
Madurez composicional	3,76 (madura)		
Contacto	Completo a tangente		
Cementos	Carbonático (tipo B)		
Observaciones	Las glauconitas poseen tonos verdes a marrones debido a la meteorización de la muestra original. Las micas corresponden en casi su totalidad a biotitas parcialmente cloritizadas, junto a muscovitas poco frecuentes. Los líticos volcánicos comprenden andesitas o en su defecto, a andesitas basálticas.		

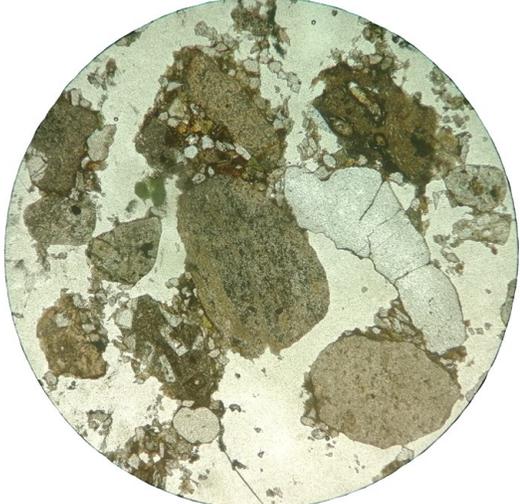
Muestra equivalente	Concreción de Formación Quiriquina		
Ubicación estratigráfica	Tercer estrato en SMA – 5 (areniscas concrecionarias, Formación Quiriquina)		
Clasificación textural (Dunham, 1962)	Wackestone	Objetivo: 4x (Diámet. visib. 4 mm)	Luz: N. paralelos
% clastos terrígenos/bioclastos	92/8		
Fábrica	Matriz soportada		
% clastos/matriz/cemento	36/62/2		
Redondez clastos	Subangular		
Tipo de matriz	Micrítica		
		Objetivo: 4x (Diámet. visib. 4 mm)	Luz: N. cruzados
Composición % granos			
Cuarzo 72%	Líticos metamorf. 1%		
Glauconita 12%			
Plagioclasa 8%			
Fragm. esq. indet. 8%			
Micas 4%			
Líticos volc. 3%			
Grado de lavado	No lavada		
Contacto	Flotante		
Cementos	Carbonático (tipo A)		
Observaciones	Los clastos terrígenos y los bioclastos (fragmentos esqueléticos indeterminados) se encuentran en una matriz micrítica, localmente microesparítica, y en algunos casos parcialmente rodeados de cemento carbonático. En las micas, la biotita predomina por sobre la muscovita.		

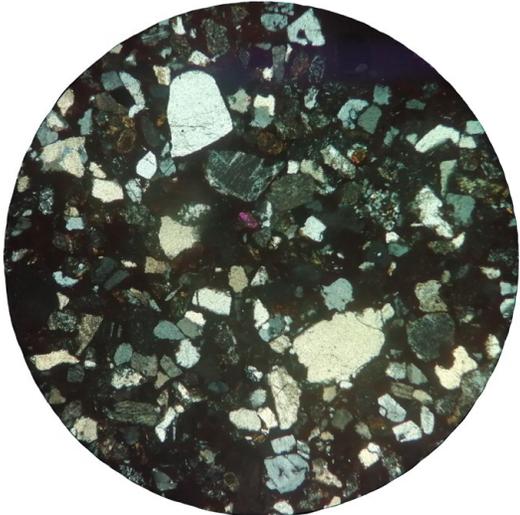
Muestra equivalente	Arenisca de Formación Pilpilco (nivel conglomerádico)				
Ubicación estratigráfica	Segundo estrato de PER – 3 (areniscas con niveles conglomerádicos, Formación Pilpilco)				
Clasificación textural (Nichols, 2009)	Conglomerado arenoso	Objetivo: 4x (Diámet. visib. 4 mm)	Luz: N. paralelos		
Clasificación composicional (Folk y otros, 1970)	–				
Fábrica	Matriz soportada				
% clastos/matriz/cemento	41/58/1				
% grava/arena/finos	34/65/1				
Selección clastos	Moderada				
Esfericidad clastos	Alta				
Redondez clastos	Subredondeada				
Selección matriz	Buena				
Esfericidad matriz	Alta			Objetivo: 4x (Diámet. visib. 4 mm)	Luz: N. cruzados
Redondez matriz	Subredondeada				
Composición % granos					
Cuarzo 45%	Micas 2%				
Líticos volc. 23%	Glaucionita retrab. 1%				
Glaucionita 14%	Opacos 1%				
Plagioclasa 9%					
Líticos metamorf. 3%					
Líticos intrusivos 2%					
Madurez composicional	1,22 (madura)				
Contacto	Flotante a Puntual				
Cementos	Arcilloso (tipo A) y Carbonático (tipo B)				
Observaciones	El corte transparente se encuentra con un grosor ligeramente mayor al estándar, ocasionando la aparición de colores anómalos para algunos minerales en nicoles cruzados. Los líticos volcánicos están contenidos en su mayoría en los clastos, en desmedro de su presencia en la matriz y corresponden a andesitas, y escasas dacitas. En el corte existe además glauconita retrabajada, con algunos bordes angulosos ocasionales y tonalidades marrones rojizas.				



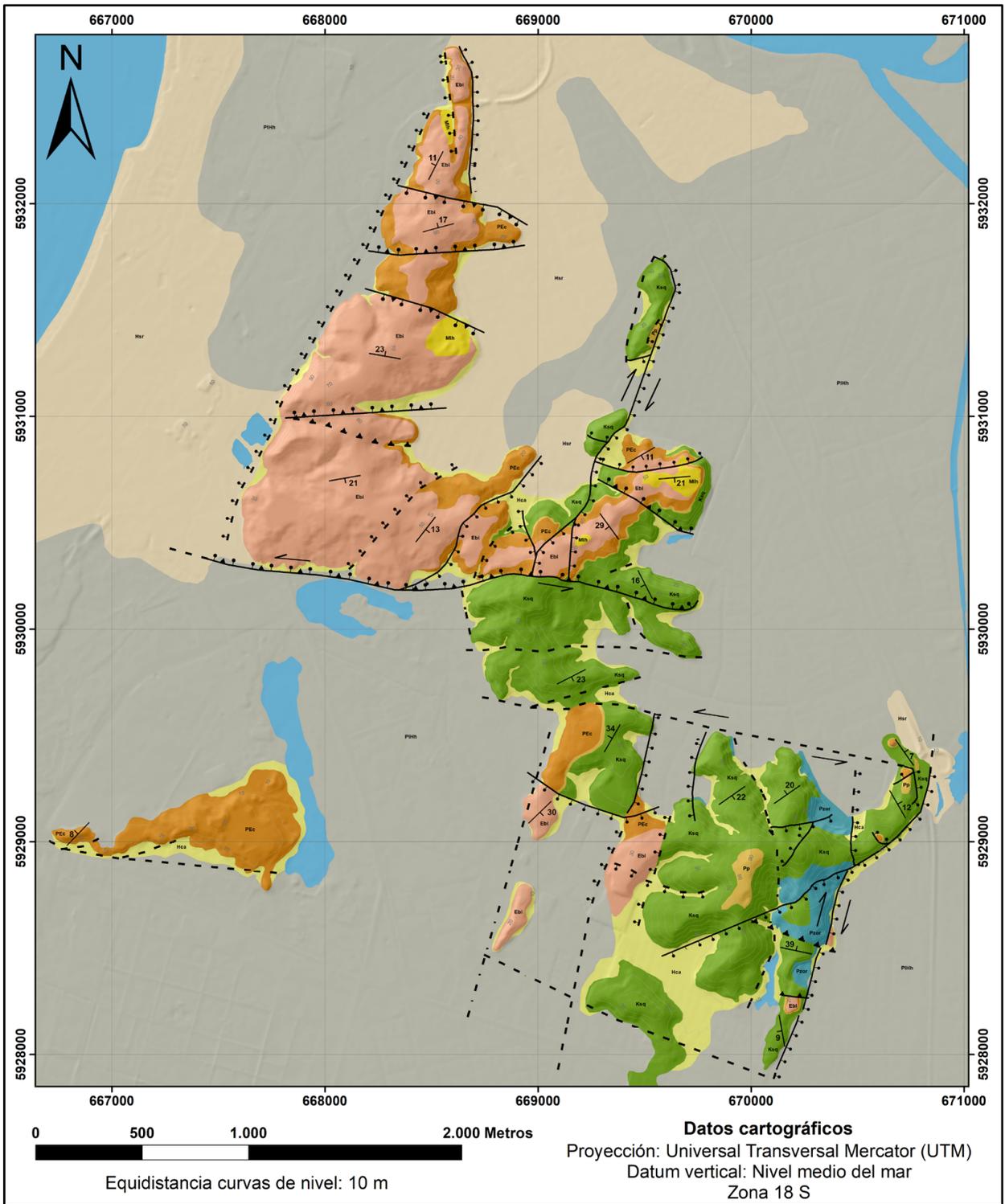
Detalle corte transparente de Formación Pilpilco: En la imagen se muestran dos zonas con granos de glauconita retrabajada, en la primera fila cercana al centro del retículo e inferior a un lítico de la UVD, en tanto que en la fila inferior está en el extremo izquierdo. Las fotografías están en aumento 10x (2 mm de diámetro visible).

Muestra equivalente	Arenisca de Formación Curanilahue		
Ubicación estratigráfica	Sexto estrato de SMA – 5 (estrato conglomerádico, Formación Curanilahue)		
Clasificación textural (Nichols, 2009)	Arenisca conglomerádica (grano grueso)	Objetivo: 4x (Diámet. visib. 4 mm)	Luz: N. paralelos
Clasificación composicional (Folk y otros, 1970)	Litoarenita		
Fábrica	Grano soportada		
% clastos/matriz/cemento	97/0/3		
% grava/arena/finos	12/88/0		
Selección clastos	Moderada		
Esfericidad clastos	Baja		
Redondez clastos	Subredondeada		
Selección matriz	–		
Esfericidad matriz	–		
Redondez matriz	–		
Composición % granos			
Cuarzo 55%	Líticos volcanocl. 1%		
Líticos volc. 25%	Micas 1%		
Plagioclasa 6%	Glaucionita retrab. 1%		
Líticos metamorf. 5%	Opacos 1%		
Glaucionita 3%			
Líticos intrusivos 2%			
Madurez composicional	1,41 (madura)		
Contacto	Tangente a completo		
Cementos	Hematítico (tipo A y B) y Arcilloso (tipo B)		
Observaciones	Los líticos volcánicos están contenidos en su mayoría en los clastos, en desmedro de su presencia en la matriz y corresponden a andesitas, y escasas dacitas. En el corte existe además glauconita retrabajada, con tonalidades marrones rojizas. El cemento hematítico está tanto envolviendo parcialmente algunos clastos como de relleno entre los mismos.		

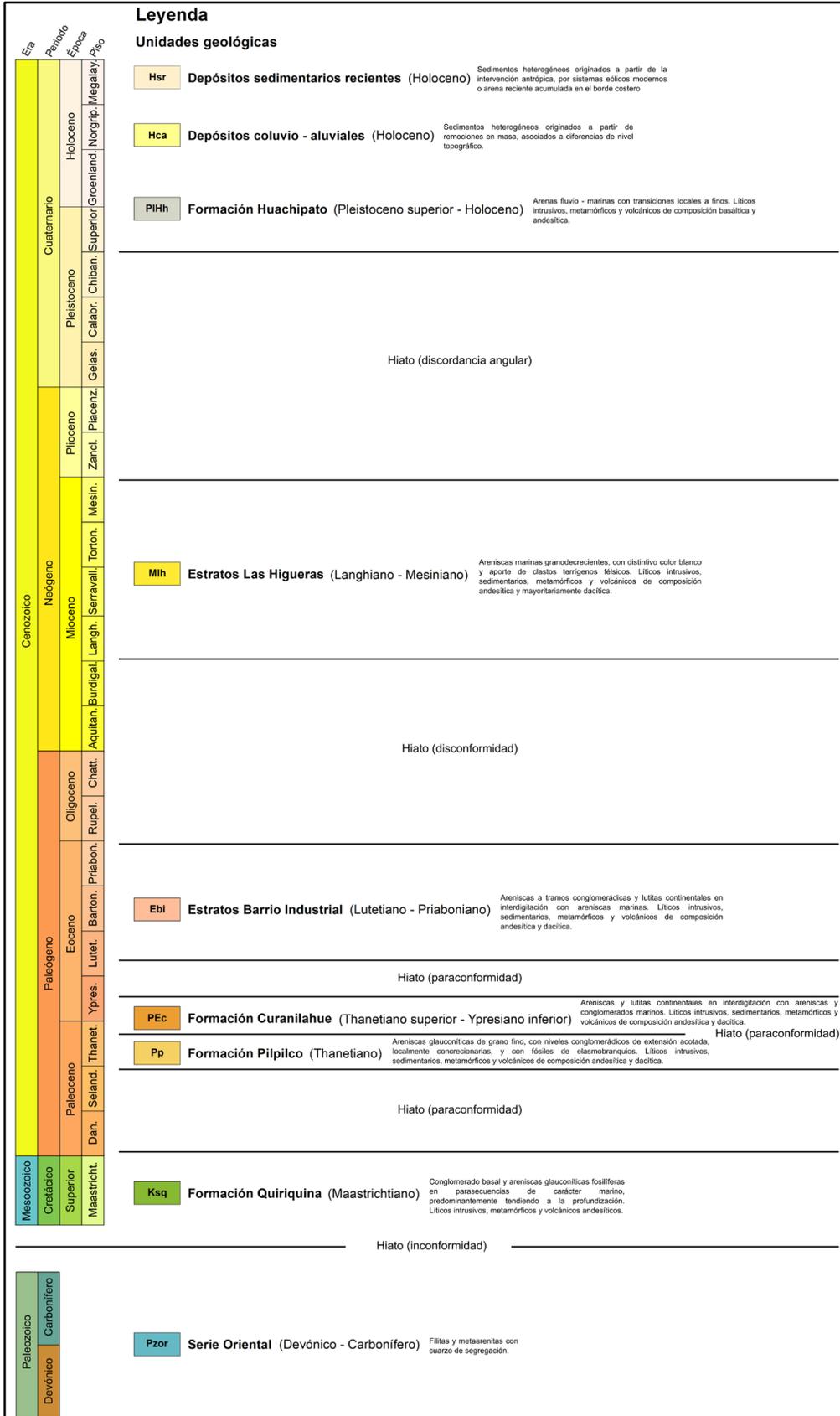
Muestra equivalente	SMA – 5.3				
Ubicación estratigráfica	Noveno estrato de SMA – 5 (areniscas granodecrecientes, Formación Curanilahue)				
Clasificación textural (Nichols, 2009)	Arenisca (grano grueso)	Objetivo: 4x (Diámet. visib. 4 mm)	Luz: N. paralelos		
Clasificación composicional (Folk y otros, 1970)	Litoarenita feldespática				
Fábrica	Grano soportada				
% clastos/matriz/cemento	43/55/2				
% grava/arena/finos	0/95/5				
Selección clastos	Moderada				
Esfericidad clastos	Baja				
Redondez clastos	Subredondeada				
Selección matriz	Buena				
Esfericidad matriz	Alta			Objetivo: 4x (Diámet. visib. 4 mm)	Luz: N. cruzados
Redondez matriz	Subredondeada				
Composición % granos					
Cuarzo 56%	Ortoclasa 3%				
Líticos volc. 18%	Glauconita retrab. 2%				
Plagioclasa 7%	Líticos intrusivos 1%				
Micas 4%	Opacos 1%				
Glauconita 4%					
Líticos metamorf. 4%					
Madurez composicional	1,70 (madura)				
Contacto	Puntual				
Cementos	Arcilloso (tipo B)				
Observaciones	Se han desprendido algunas partes del corte transparente, correspondientes en su mayoría a la matriz. Los líticos volcánicos están principalmente contenidos en los clastos, en desmedro de su presencia en la matriz y corresponden a andesitas, y escasas dacitas. La biotita predomina por sobre la muscovita.				

Muestra equivalente	SMA – 6.1				
Ubicación estratigráfica	Segundo estrato de SMA – 6 (areniscas blancas, Formación Curanilahue)				
Clasificación textural (Nichols, 2009)	Arenisca (grano medio)	Objetivo: 4x (Diámet. visib. 4 mm)	Luz: N. paralelos		
Clasificación composicional (Folk y otros, 1970)	Litoarenita feldespática				
Fábrica	Grano soportada				
% clastos/matriz/cemento	80/11/9				
% grava/arena/finos	0/96/4				
Selección clastos	Moderada				
Esfericidad clastos	Alta				
Redondez clastos	Subangular				
Selección matriz	Buena				
Esfericidad matriz	Alta			Objetivo: 4x (Diámet. visib. 4 mm)	Luz: N. cruzados
Redondez matriz	Subangular				
Composición % granos					
Cuarzo 60%	Líticos intrusivos 2%				
Plagioclasa 12%	Glauconita retrab. 2%				
Líticos volc. 10%	Glauconita 1%				
Líticos metamorf. 5%	Opacos 1%				
Ortoclasa 4%					
Micas 3%					
Madurez composicional	1,82 (madura)				
Contacto	Puntual a tangente				
Cementos	Hematítico (tipo A) y Arcilloso (tipo B)				
Observaciones	Los líticos volcánicos están nuevamente contenidos en su mayoría en los clastos, en desmedro de su presencia en la matriz y corresponden a andesitas. La biotita predomina por sobre la muscovita.				

ANEXO 7: MAPA GEOLÓGICO – ESTRUCTURAL



Mapa geológico – estructural del área de estudio.



Leyenda del mapa geológico – estructural.

Simbología

— Curvas de nivel

 Cuerpo de agua

—|— Estratificación

 Desplazamiento sinestral

 Desplazamiento dextral

▲ ▲ ▲ Falla inversa inferida

⚏ ⚏ Falla normal inferida

 Falla normal parcialmente invertida

- - - Falla inferida

▲▲▲ Falla inversa

⚏⚏⚏ Falla normal

Simbología del mapa geológico estructural.