



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



**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

Jorge Alejandro Erices Ramírez

Profesor Patrocinante: Dra. María Verónica Pineda Mascayano

Profesores Comisión: Dra. María Eugenia Cisternas Silva

Msc. Sylvia Cecilia Palma Heldt

Concepción, 2018

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. OBJETIVOS	1
1.1.1. Objetivo general	1
1.1.2. Objetivos específicos	1
1.2. UBICACIÓN Y ACCESOS	2
1.3. MÉTODO DE TRABAJO	5
1.3.1. Etapa preliminar	5
1.3.2. Etapa de terreno	6
1.3.3. Etapa de laboratorio y gabinete	7
1.4. GEOMORFOLOGÍA	12
1.4.1. Drenaje	14
1.5. CLIMA	16
1.5.1. Flora y fauna	18
1.6. TRABAJOS ANTERIORES	20
1.7. AGRADECIMIENTOS	26
2. MARCO GEOLÓGICO	28
2.1. GENERALIDADES	28
2.2. ROCAS METAMÓRFICAS	30
2.2.1. Generalidades	30
2.2.2. Serie Occidental (Pzsoc)	30
2.2.3. Serie Oriental (Pzsor)	31
2.3. ROCAS INTRUSIVAS	34
2.3.1. Generalidades	34
2.3.2. Granitoides de Concepción (Pzsgc)	34
2.3.3. Monzogranito Hualpén (Trsh)	35
2.4. ROCAS ESTRATIFICADAS	36
2.4.1. Generalidades	36
2.4.2. Cretácico	37
2.4.2.1. Formación Quiriquina (Ksq)	37
2.4.3. Paleógeno	40
2.4.3.1. Formación Curanilahue (Pgc)	40
2.4.4. Neógeno	44
2.4.4.1. Formación Andalién (PliPla)	44
2.4.5. Cuaternario	45
2.4.5.1. Depósitos litorales (PIHl)	45

2.4.5.2. Depósitos fluviales del río Biobío (PIHfb)	47
2.4.5.3. Depósitos fluviales del río Andalién y otros esteros (PIHfa)	48
2.4.5.4. Arenas con bastante limo (PIHal)	48
2.4.5.5. Depósitos aluviales y coluviales (PIHac)	49
2.4.5.6. Humedales y marismas (Hhm)	49
2.4.5.7. Depósitos antrópicos (Han)	49
2.5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	50
2.5.1. Discontinuidades	50
3. ESTRATIGRAFÍA DE LAS SECCIONES	53
3.1. LOCALIDADES	53
3.2. BAHÍA LAS TABLAS, ISLA QUIRIQUINA	55
3.2.1. Generalidades	55
3.2.2. Sección estratigráfica local	57
3.3. CALETA COCHOLGÜE, TOMÉ	62
3.3.1. Generalidades	62
3.3.2. Sección estratigráfica local	64
3.4. CERRO LA GLORIA, SAN VICENTE	70
3.4.1. Generalidades	70
3.4.2. Sección estratigráfica local	72
3.5. CERROS SAN MIGUEL-SAN MARTÍN, TALCAHUANO	77
3.5.1. Generalidades	77
3.5.2. Sección estratigráfica compuesta	80
3.6. SUBIDA A PLAYA ROCOTO, BOCA NORTE	85
3.6.1. Generalidades	85
3.6.2. Sección estratigráfica compuesta	87
3.7. LITOFACIES	91
3.7. 1. Generalidades	91
3.7. 2. F1: Conglomerado de guijarros y guijas	91
3.7. 3. F2: Conglomerado arenoso	92
3.7. 4. F3: Arenisca conglomerádica interestratificada con conglomerado arenoso	92
3.7. 5. F4: Arenisca gruesa-muy gruesa granular o ligeramente granular	93
3.7. 6. F5: Arenisca gruesa fangosa	93
3.7. 7. F6: Arenisca fina-media con niveles conglomerádicos	93
3.7. 8. F7: Arenisca fina de buena a muy buena selección	94
3.7. 9. F8: Arenisca fina con laminación cruzada en surco	94
3.7.10. F9: Arenisca fina con bioclastos de tamaño gránulo-guijas	95
3.7.11. F10: Arenisca fina con restos carbonosos	96
3.7.12. F11: Arenisca fina intercalada con limolita	96

4. ESTUDIO DE LAS TRAZAS FÓSILES	97
4.1. ICNOLOGÍA SISTEMÁTICA	97
4.1. 1. Icnogénero <i>Artichnus</i> ZHANG, UCHMAN, CHODYŃ & BROMLEY, 2008	97
4.1. 2. Icnogénero <i>Bergaueria</i> PRANTL, 1945	100
4.1. 3. Icnogénero <i>Gastrochaenolites</i> LEYMERIE, 1842	101
4.1. 4. Icnogénero <i>Macaronichnus</i> CLIFTON & THOMPSON, 1978	104
4.1. 5. Icnogénero <i>Ophiomorpha</i> LUNDGREN, 1891	106
4.1. 6. Icnogénero <i>Palaeophycus</i> HALL, 1847	111
4.1. 7. Icnogénero <i>Planolites</i> NICHOLSON, 1873	113
4.1. 8. Icnogénero <i>Rhizocorallium</i> ZENKER, 1836	114
4.1. 9. Icnogénero <i>Schaubcylindrichnus</i> FREY & HOWARD, 1981	116
4.1.10. Icnogénero <i>Skolithos</i> HALDEMAN, 1840	117
4.1.11. Icnogénero <i>Teichichnus</i> SEILACHER, 1955	119
4.1.12. Icnogénero <i>Teredolites</i> LEYMERIE, 1842	121
4.1.13. Icnogénero <i>Thalassinoides</i> EHREMBERG, 1944	124
4.1.14. Icnogénero <i>Zoophycos</i> MASSALONGO, 1855	128
4.1.15. Icnofósiles con nomenclatura abierta	129
4.2. TAFONOMÍA DE TRAZAS FÓSILES	130
5. EVOLUCIÓN ECOSEDIMENTARIA DEL SUSTRATO	133
5.1. ASOCIACIONES DE TRAZAS FÓSILES	133
5.1.1. Generalidades	133
5.1.2. Icnofacies	135
5.1.2.1. Icnofacies de <i>Skolithos</i>	136
5.1.2.2. Icnofacies de <i>Cruziana</i>	137
5.1.2.3. Icnofacies de <i>Glossifungites</i>	139
5.1.2.4. Icnofacies de <i>Trypanites</i>	141
5.2. PALEOECOLOGÍA Y PALEOAMBIENTES	141
5.2.1. Parámetros paleoecológicos	141
5.2.1. 1. Oxigenación	141
5.2.1. 2. Salinidad	143
5.2.1. 3. Sustrato y profundidad	145
5.2.1. 4. Energía hidrodinámica	149
5.2.1. 5. Tasa de sedimentación	150
5.2.1. 6. Aporte de nutrientes	151
5.2.2. Paleoambientes de sedimentación	152
6. CONCLUSIONES	156
REFERENCIAS	160
ANEXO COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS	182

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1. 1	Mapa de ubicación del área de estudio	3
1. 2	Tipos de fábrica presente en los sedimentos y rocas	8
1. 3	Diagrama ternario para la clasificación textural de sedimentos y rocas terrígenas de Folk y otros (1970)	8
1. 4	Cartografía geológica consultada para el área de estudio	10
1. 5	Mapa geomorfológico de la Región del Biobío	12
1. 6	Mapa geomorfológico del área de estudio	14
1. 7	Climas de la Región del Biobío	16
1. 8	Diagrama ombrotérmico de la estación meteorológica Carriel Sur	17
1. 9	Iconofósiles ilustrados por Philippi (1887), sin escala	25
2. 1	Mapa geológico del área de estudio	29
2. 2	Representación estereográfica equiangular	51
2. 3	Diagrama de densidad de polos	51
3. 1	Imágen satelital del área septentrional de la Isla Quiriquina	56
3. 2	Fotografía aérea vertical de la zona comprendida entre Punta del Arco y Punta Montecristo, Tomé	63
3. 3	Imágen satelital del extremo suroccidental de la península de Tumbes	71
3. 4	Fotografía aérea vertical de los cerros San Miguel, San Martín y La U	78
3. 5	Fotografía aérea vertical de la porción meridional de la península de Hualpén	86
4. 1	Bosquejo de <i>Schaubcylindrichnus coronus</i> sobre la Fotografía 4.11 ...	116
5. 1	Iconofacies de <i>Skolithos</i>	137
5. 2	Iconofacies de <i>Cruziana</i>	138
5. 3	Clasificación preservacional de Seilacher (1964) y Martinsson (1970)	140
5. 4	Modelo de asociaciones de trazas fósiles oxígeno-controlados	143
5. 5	Clasificación de sustratos xílicos de Savdra y otros (1993)	147
6. 1	Arquitectura WSW-ENE de las facies sedimentarias de la Formación Quiriquina	157

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía		Página
1. 1	Flora y fauna del área de estudio	19
3. 1	Vista general ESE-WNW del afloramiento de bahía Las Tablas, isla Quiriquina	57
3. 2	Tramos inferiores de la unidad, Bahía Las Tablas	58
3. 3	Parte superior de la Formación Quiriquina, Bahía Las Tablas	61
3. 4	Sección paratipo de la Formación Quiriquina, Caleta Grande de Cocholgüe, Tomé	64
3. 5	Contacto por inconformidad entre la Serie Oriental del Basamento Metamórfico (Pzsr) y el conglomerado transgresivo (B1) de la	

	Formación Quiriquina (Ksq)	65
3. 6	Concreciones calcáreas fosilíferas, Caleta Grande de Cocholgue	67
3. 7	Límite superior de la Formación Quiriquina, Caleta Grande de Cocholgue	69
3. 8	Vista general NE-SW del afloramiento de cerro La Gloria, al interior del recinto portuario de San Vicente, Talcahuano	72
3. 9	Inconformidad entre las rocas de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico (Pzsoc) y la Formación Quiriquina (Ksq) sobreyacente, sector de San Vicente	73
3.10	Sección media del afloramiento de San Vicente	75
3.11	Banco tabular de coquina de mayor continuidad lateral del tramo C4	76
3.12	Afloramientos representativos de la Formación Quiriquina, cerro San Miguel, Talcahuano	79
3.13	Secciones basales a medias dentro del sector de Denavi Sur	81
3.14	Parte superior de la Formación Quiriquina en los cerros San Miguel y San Martín	84
3.15	Afloramientos representativos de la parte inferior a media de la Formación Quiriquina, Santuario de la Naturaleza Península de Hualpén	85
3.16	Secciones basales de cerro del Conejo y playa Desembocadura	88
3.17	Iconofábrica de <i>Ophiomorpha irregulaire-Thalassinoides</i>	90
4. 1	Trazas discretas de cf. <i>Artichnus</i> isp.	99
4. 2	Trazas de terminación basal semiesférica de <i>Bergaueria perata</i>	100
4. 3	Asociación monoespecífica de <i>Gastrochaenolites</i> isp.	103
4. 4	<i>Gastrochaenolites</i> cf. <i>torpedo</i> y <i>Thalassinoides</i> isp. en sustrato firme	105
4. 5	Iconoasociación de <i>Macaronichnus segregatis</i> en arenisca gruesa	105
4. 6	<i>Ophiomorpha</i> isp. y <i>O. irregulaire</i>	107
4. 7	Ejemplares de <i>Ophiomorpha nodosa</i>	110
4. 8	Secciones de tres ejemplares horizontales de <i>Palaeophycus tubularis</i>	112
4. 9	Intensa bioturbación de <i>Planolites</i> isp.	113
4.10	Iconoasociación monoespecífica de <i>Rhizocorallium</i> cf. <i>jenense</i>	115
4.11	<i>Schaubcylindrichnus coronus</i>	116
4.12	<i>Skolithos linearis</i> y <i>S.</i> cf. <i>verticalis</i>	118
4.13	<i>Teichichnus rectus</i> y <i>T.</i> cf. <i>zigzag</i>	121
4.14	<i>Teredolites clavatus</i> y <i>T. longissimus</i>	122
4.15	Ocurrencias de <i>Thalassinoides</i>	126
4.16	Sección vertical de cf. <i>Zoophycos</i> isp.	129

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
1. 1	Tabla de tamaño de grano de Wentworth	7
1. 2	Nomenclatura y terminología aplicada a las clases texturales	9
1. 3	Esquema de clasificación del Índice de Bioturbación (IB)	11
3. 1	Afloramientos reconocidos de la Formación Quiriquina en el Área Metropolitana de Concepción, al norte del río Biobío	54

4. 1	Nomenclatura según Gámez-Vintaned & Liñan (1996), utilizada en el presente trabajo	98
5. 1	Relación entre icnocenosis, trazas fósiles, sustrato, tipos tróficos, categorías etológicas e icnofacies	134
5. 2	Relaciones entre los tipos de sustrato, icnofacies marinas y ambientes sedimentarios más frecuentes	135



RESUMEN

Se caracterizan, desde el punto de vista icnológico, los estratos de la Formación Quiriquina que afloran en el área costera de la Provincia de Concepción, Región del Biobío, Chile. Con este propósito, se levantaron perfiles de detalle en las localidades tipo y paratipo de la unidad, y en los cerros isla del Gran Concepción.

La Formación Quiriquina representa depósitos transgresivos maastrichtianos (Cretácico Superior), que sobreyacen en inconformidad a un zócalo, de edad paleozoica, constituido por rocas metamórficas de las series Occidental y Oriental del Basamento Metamórfico, y rocas plutónicas de los Granitoides de Concepción. A su vez, la sobreyace en ligera discordancia planiangular la Formación Curanilahue, del Paleógeno.

La sucesión sedimentaria es siliciclástica y comprende facies de conglomerados de distinta granulometría, areniscas gruesas intercaladas o no con horizontes conglomerádicos, y un potente paquete de areniscas finas, de buena a muy buena selección, limpias o con abundante matriz limosa y restos carbonosos, que fueron depositadas en un ambiente de costa dominada por el oleaje, con eventos de tormenta progresivamente más débiles.

Las rocas presentan una abundante fauna fósil, por lo que han sido muy estudiadas desde 1840, y también se hallan en ellas huellas de actividad orgánica. La icnofauna, que a primera vista podría parecer monotípica, comprende, por lo menos, 23 icnotaxa: cf. *Artichnus* isp., *Bergaueria perata*, *Gastrochaenolites* isp., *G.* cf. *torpedo*, *Macaronichnus segregatis*, *Ophiomorpha* isp., *O. irregulaire*, *O. nodosa*, *Palaeophycus heberti*, *P. tubularis*, *Planolites* isp., *Rhizocorallium* cf. *jenense*, *Schaubcylindrichnus coronus*, *Skolithos linearis*, *S.* cf. *verticalis*, *Teichichnus rectus*, *T.* cf. *zigzag*, *Teredolites clavatus*, *T. longissimus*, *Thalassinoides* isp., *T.* cf. *paradoxicus*, *T. suevicus* y cf. *Zoophycos* isp.

Del estudio sistemático se desprenden cuatro asociaciones de trazas fósiles, dos de ellas sustratocontroladas. Estas últimas, las icnofacies de *Trypanites* y de *Glossifungites*, caracterizan los límites inferior y superior de la Formación Quiriquina, respectivamente. La icnofacies de *Trypanites* comprende una icnoasociación monoespecífica de *Gastrochaenolites* isp., los cuales representan la colonización de bivalvos litófagos que horadaron un sustrato filítico, previamente litificado y exhumado, en un ambiente de costa rocosa, con una profundidad de hasta unos pocos metros. Los primeros estadios de la transgresión, denotados por las facies conglomerádicas, comprenden los mayores tamaños de grano disponibles en la playa y se habrían depositado en ambientes de más alta energía: en el *foreshore* a *shoreface* superior, y carecen completamente de bioturbación. Las primeras areniscas de la unidad están caracterizadas por domicilios permanentes, con funciones de alimentación, elaborados por organismos suspensívoros, y estructuras estrictamente de alimentación de animales depositívoros; los cuales conforman una icnofacies de *Skolithos*, todavía en un ambiente de *foreshore* a *shoreface* superior, dominado por una tasa de sedimentación/bioturbación alta en condiciones energéticas elevadas. Le sucede una icnofacies de *Cruziana* desarrollada sobre un sustrato blando, de arena fina, de buena a muy buena selección, con un progresivo decrecimiento de la proporción de arena/fango y aumento de restos carbonosos. Esta sugiere un ambiente entre el *shoreface* inferior y la zona de transición a la plataforma u *offshore*, con aguas eurihalinas estables (*i.e.*, agua de mar normal), una disminución en la energía del medio y menores cantidades de oxígeno intersticial. En efecto, la ocurrencia de una icnofauna variada, de tipos tróficos detritívoros, depositívoros y carnívoros, se manifiestan aquí donde abunda la materia orgánica. La posible presencia de cf. *Artichnus* isp. es indicativa de una profundidad por debajo del nivel de base de las olas de tormenta. Por último, una icnofacies de *Glossifungites* oblitera la icnofábrica de sustrato blando más próxima al límite superior de la formación, y sugiere exposición subaérea del fondo marino bioturbado por un descenso generalizado del nivel del mar, previo a la depositación de la Formación Curanilahue.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo general

Caracterizar desde el punto de vista icnológico los estratos que forman parte de la Formación Quiriquina, aflorantes en el área costera de la Provincia de Concepción, Región del Biobío, Chile; y conjuntamente con el análisis de facies, determinar los parámetros paleoecológicos y las condiciones paleoambientales que controlaron la distribución espaciotemporal de la icnofauna.

1.1.2. Objetivos específicos

- Interpretar las condiciones depositacionales y energéticas de la Formación Quiriquina mediante el estudio de litofacies.
- Identificar y caracterizar las pistas fósiles presentes en estas capas y en los límites inferior y superior de la unidad, a partir del estudio sistemático de las estructuras etológicas.
- Evaluar la fidelidad icnológica y la visibilidad de las trazas fósiles emplazadas en los distintos tipos de sustratos, y estimar los factores tafonómicos que modelaron el aspecto final de la icnofauna.
- Constituir asociaciones de icnofósiles para realizar una aproximación sinecológica al tipo de comunidad endobentónica que los originó.
- Acotar los parámetros paleoecológicos (energía, sustrato, oxigenación, salinidad, tasa de sedimentación/erosión, aporte de nutrientes y batimetría) que ejercieron control sobre la fauna bentónica, y determinar las variaciones verticales en la Formación Quiriquina.
- Comparar los resultados paleoecológicos y paleoambientales obtenidos en la presente investigación, con estudios previos basados en fósiles de invertebrados.

1.2. UBICACIÓN Y ACCESOS

La zona de estudio se ubica en la conurbación del Gran Concepción, inmediatamente al norte del río Biobío, Provincia de Concepción, Región del Biobío, Chile. Se extiende entre los paralelos 36°35' y 36°50' S y los meridianos 73°14' y 72°57' W (Figura 1.1). Sus coordenadas UTM, datum WGS 84, Huso 18H, corresponden a 5.922.000-5.950.000 m N y 658.000-683.000 m E. Comprende, por tanto, parte de las hojas cartográficas de Talcahuano, Tomé, Concepción y Hualqui del Instituto Geográfico Militar de Chile (I.G.M.) a escala 1:50.000.

Al área metropolitana de Concepción, distante a 515 km de Santiago, se puede llegar desde la ruta 5 Sur o Panamericana, principal vía de comunicación terrestre del país. El acceso norte a Concepción corresponde a una carretera de doble calzada con estándar de autopista (ruta CH-152 o autopista del Itata), que cubre 75,1 km lineales, de oriente a poniente, desde el km 413 de la ruta 5 Sur (*ca.* 11 km al sur de Chillán) hasta el enlace con la ruta CH-150, en la ciudad de Penco. Por su parte, la ruta CH-150 es la autovía que conecta Tomé con Concepción, generalmente en buen estado, y considera 30 km de doble calzada en su tramo principal y 3 km de calzada simple, en el denominado baipás Penco.

Desde el sur, en cambio, se puede hacer ingreso por la autopista Valles del Biobío (ruta CH-146); la cual recorre 72,3 km, de oriente a poniente, desde el km 460 de la ruta 5 Sur, comuna de Cabrero (*ca.* 32 km al norte de Los Ángeles), hasta la rotonda General Bonilla de Concepción. La autorruta, recientemente construida, se desarrolla como una carretera de doble calzada de dos pistas por sentido. Otra opción es el camino de la Madera (ruta CH-156), con 108,4 km de longitud, que permite acceder a San Pedro de la Paz (cruce ruta CH-160) desde la localidad de Coihue (*ca.* 23 km al suroeste de Los Ángeles). Si bien esta última presenta las mismas características funcionales que su equivalente meridional, las condiciones del camino no siempre son óptimas.

Alternativamente, la ruta CH-160 comunica Lebu, capital de la Provincia de Arauco, con Concepción; y en su trazado pasa por las comunas de Los Álamos, Curanilahue, Lota, Coronel y San Pedro de la Paz. Está constituida, en la mayor parte de su extensión, por aproximadamente 110 km de doble calzada de dos pistas por sentido.

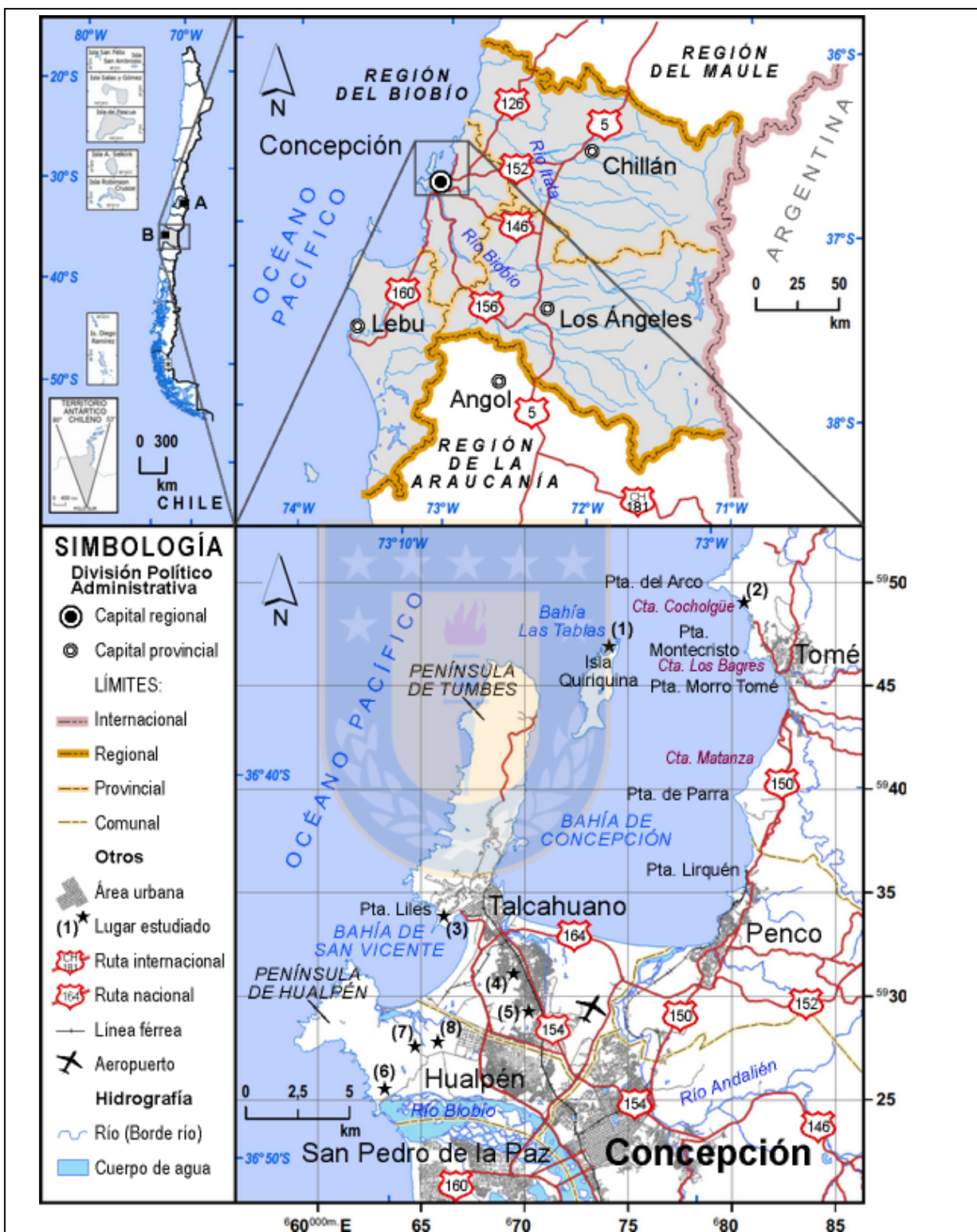


Figura 1.1: Mapa de ubicación del área de estudio. (A): Santiago, (B): Concepción. Las secciones estudiadas comprenden (1): Bahía Las Tablas, isla Quiriquina; (2): Caleta Grande de Cocholgue, Tomé; (3): cerro La Gloria en Punta Liles, sector de San Vicente, Talcahuano; (4) cerros San Miguel y (5): San Martín, Talcahuano; (6) subida a playa Rocoto, Boca Norte, y (7): cerros del Conejo y (8): de Las Pulgas, Hualpén.

La isla Quiriquina tiene entrada restringida al ser una base militar controlada por la Armada de Chile. Para hacer arribo a territorio insular se navega en un remolcador desde el Molo 500 de la Base Naval de Talcahuano, que recorre 11 km hasta el muelle Norte, en la ensenada Punta Arenas, lugar donde están localizadas las instalaciones de la Escuela de Grumetes “Alejandro Navarrete Cisterna”. De aquí al sector de bahía Las Tablas (36°36'41" S, 73°3'16" W), localidad tipo de la Formación Quiriquina, situada a 3 km al norte de la isla, se puede llegar a pie por un camino de tierra en regular estado. Para descender a la playa existe un sendero poco delimitado, en parte, cubierto por vegetación.

La buena conectividad de la red vial intercomunal permite una aproximación relativamente fácil a los distintos afloramientos de la Formación Quiriquina, particularmente en los cerros de Concepción (*e.g.*, Chepe, Chacabuco, Lo Galindo, Amarillo y La Pólvara), Talcahuano (*e.g.*, San Miguel-La U, San Martín, La Gloria y David Fuentes), Penco (*e.g.*, los taludes artificiales en las rutas CH-150, CH-152 y CH-164) y Hualpén (*e.g.*, cerro Amarillo). En el caso de aquellos ubicados dentro del Santuario de la Naturaleza Península de Hualpén [*i.e.*, los cerros del Conejo y de Las Pulgas (*sensu* Philippi, 1887; de aquí en adelante, a menos que se indique lo contrario), y en la llamada Meseta de Hualpén, Boca Norte], se puede acceder principalmente desde calle Ramuntcho y luego, si procede, se toma el camino que va a la desembocadura del río Biobío. La ruta a esta última incluye carpetas asfaltadas, de ripio y de tierra. El traslado entre Penco y Talcahuano es más corto y expedito por la ruta CH-164 o Interportuaria, carretera de calzada simple de dos pistas por sentido que se extiende 11,9 km por el borde costero de la bahía de Concepción, desde la intersección entre la autopista del Itata y la ruta CH-150 hasta el sector Las Industrias y su empalme con avenida Colón.

Aproximadamente a 3 km lineales al noreste del centro de Tomé se ubican la caleta de pescadores de Cocholgüe, lugar donde está definida la localidad paratipo de la Formación Quiriquina (36°35'10" S, 72°58'58" W). La calle de acceso corresponde a la ruta O-274, vía de una calzada bidireccional, normalmente en buen estado. Los más de 5 km de litoral, entre Punta Morro Tomé y el sector septentrional de Caleta Grande de Cocholgüe, se pueden recorrer a pie con marea baja.

Si bien desde Santiago hay vuelos diarios a Concepción —los cuales llegan al aeropuerto Carriel Sur—, por vía marítima no existe un servicio continuo o expreso a los puertos de la región.

1.3. MÉTODO DE TRABAJO

El presente estudio se desarrolló en tres etapas, detalladas a continuación:

1.3.1. Etapa Preliminar

En esta fase se realizó la búsqueda e integración de la información bibliográfica; recopilación, digitalización y georreferenciación de mapas geológicos locales y regionales del área de trabajo; y preparación de mapas topográficos en ArcGIS 10.1, a partir de una geodatabase perteneciente al estudio denominado “Imágenes y cartografía base para el área metropolitana de Concepción, Región del Biobío” (MINVU, 2013), a escala 1:10.000, proporcionada mediante solicitud de información por la Ley de Transparencia a la DIRPLAN del Ministerio de Obras Públicas.

En forma paralela, se solicitaron los permisos para ingresar a estudiar la mejor sección expuesta del afloramiento de la Formación Quiriquina en el cerro La Gloria, ubicada dentro de las instalaciones del terminal portuario de la bahía de San Vicente (SVTI, San Vicente Terminal Internacional). Asimismo, para recorrer el sector de bahía Las Tablas, al NW de la isla Quiriquina —localidad tipo de esta unidad litoestratigráfica—, se gestionó un pase especial con el director de la Escuela de Grumetes “Alejandro Navarrete Cisterna”.

Finalmente, se recopilaron los materiales necesarios para el trabajo de terreno, tales como:

- Brújula estructural marca Krantz
- Navegador GPS marca Garmin, modelo e-Trex
- Lupas mineralógicas marca Bausch and Lomb de 10X y 20X
- Lápiz rayador con punta de tungsteno e imán
- Geoflex marca C-True, escalas 1:250, 1:1.000 y 1:2.000
- Mapera con pinzas para abrochar mapas y transparencias
- Transparencias y marcadores de punta fina
- Huinchas para medir marca Redline, de 8 y 30 m

- Bolsas plásticas
- Cinta de enmascarar 3M
- Cámara fotográfica digital marca Canon, modelo SX170 IS
- Papel periódico
- Martillo Estwing
- Ácido clorhídrico diluido al 10%
- Libreta (cuaderno empastado de 100 hojas con cuadriculado de 5 mm)
- Mapera con pinzas para abrochar mapas y transparencias
- Marcador permanente para muestras
- Chaleco reflectante y antiparras o lentes de seguridad
- Bototos y gorro para el sol

1.3.2. Etapa de terreno

Esta etapa consistió en 20 días efectivos de terreno, ejecutados en salidas diarias llevadas a cabo durante el año 2015, entre los meses de marzo y diciembre. La movilización se efectuó en taxibuses del transporte público interurbano del Gran Concepción, Concepción-Tomé, buses urbanos de recorrido Bellavista-Cocholgüe y taxis colectivos Tomé-Cocholgüe. El traslado a la isla Quiriquina se realizó en un remolcador de la Armada de Chile el día 30 de mayo de 2015.

El trabajo de campo se basó en el levantamiento de perfiles de detalle, con énfasis en la identificación y caracterización *in situ* de trazas fósiles, y el mapeo geológico de los afloramientos de bahía Las Tablas, isla Quiriquina; Caleta Grande de Cocholgüe, Tomé; cerro La Gloria, sector de San Vicente, Talcahuano; cerros San Miguel y San Martín, Talcahuano; subida a playa Rocoto, en el sector de Boca Norte, y los cerros del Conejo y de Las Pulgas, Hualpén. En cada localidad visitada se recolectó y rotuló las muestras de roca, se tomó fotografías, y se realizaron descripciones litológicas y mediciones estructurales.

1.3.3. Etapa de laboratorio y gabinete

En esta fase se realizó la descripción y clasificación de 67 muestras de rocas sedimentarias, seleccionadas durante las salidas de campo. Para el estudio petrográfico de las muestras de mano se utilizó una lupa binocular Olympus de 10X, 14X y 20X, ácido clorhídrico diluido al 10%, lápiz rayador con punta de tungsteno y una cámara digital marca Canon modelo SX170 IS.

Los elementos texturales del armazón de las rocas fueron caracterizados con base en la escala granulométrica de Wentworth (1922) (Tabla 1.1), junto con los métodos comparativos de estimación visual de la redondez y esfericidad de Powers (1982) y del grado de selección de Compton (1962). La fábrica se clasificó típicamente en clastosoportada y matrizsoportada, conforme se tocan los clastos o no, aunque también se incluyó una categoría intermedia (Figura 1.2).

Tabla 1.1: Tabla de tamaño de grano de Wentworth. Modificada de Wentworth (1922).

Milímetros (mm)	Phi (ϕ)	Clase de tamaño Wentworth	Clase mayor	Tipo de roca
4096	-12,0	Bloque	Grava	Conglomerado o Brecha
256	-8,0	Guijarro		
64	-6,0	Guija		
4	-2,0	Gránulo		
2,00	-1,0	Arena muy gruesa	Arena	Arenisca
1,00	0,0	Arena gruesa		
0,50	1,0	Arena media		
0,25	2,0	Arena fina		
0,125	3,0	Arena muy fina		
0,0625	4,0	Limo grueso	Fango	Fangolita
0,031	5,0	Limo medio		
0,0156	6,0	Limo fino		
0,0078	7,0	Limo muy fino		
0,0039	8,0	Arcilla		
0,00006	14,0			

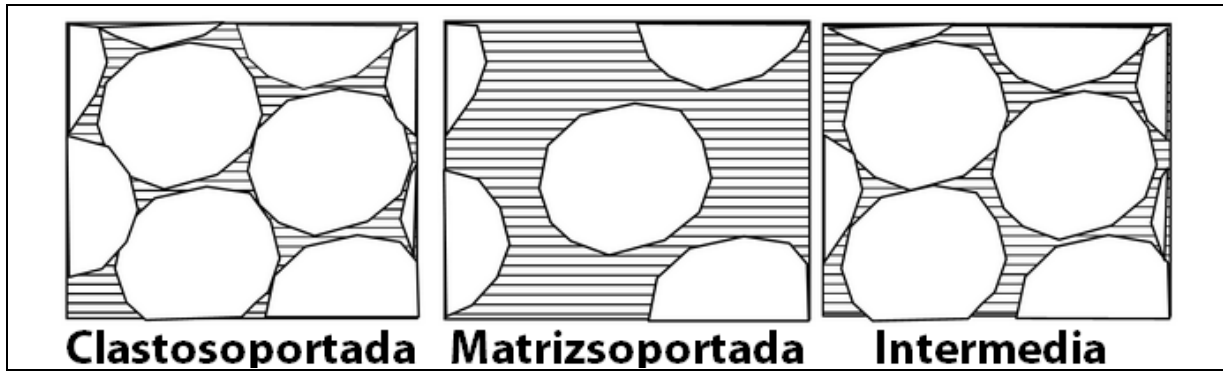


Figura 1.2: Tipos de fábrica presente en los sedimentos y rocas.

En la determinación de los tipos litológicos se usaron las clasificaciones texturales de Folk y otros (1970) para rocas sedimentarias detríticas (Figura 1.3, Tabla 1.2), y composicionales de Boggs (1987) para conglomerados y brechas; Pettijohn y otros (1987) para areniscas terrígenas; y Potter y otros (2005) para fangolitas.

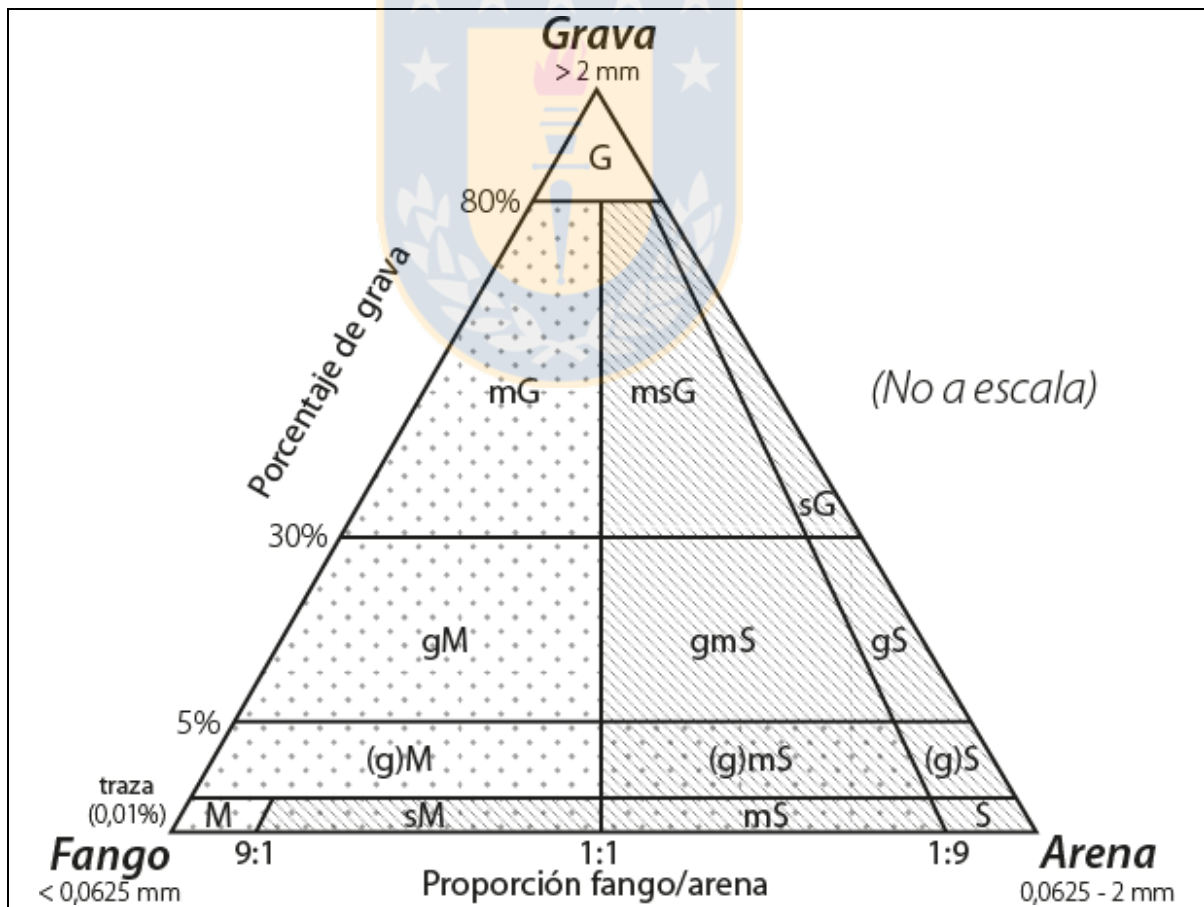


Figura 1.3: Diagrama ternario para la clasificación textural de sedimentos y rocas terrígenas de Folk y otros (1970). Las clases están definidas por el porcentaje de grava y la proporción fango/arena.

Tabla 1.2: Nomenclatura y terminología aplicada a las clases texturales delineadas en la Figura 1.3. Adaptado de Folk y otros (1970) y Farrell y otros (2012).

	Código	Materiales no consolidados	Materiales consolidados
Grava	G	Grava	Conglomerado
	sG	Grava arenosa	Conglomerado arenoso
	mG	Grava fangosa	Conglomerado fangoso
	msG	Grava areno fangosa	Conglomerado areno lodoso
Arena	S	Arena (especificar selección)	Arenisca (especificar selección)
	gS	Arena gravosa	Arenisca conglomerádica
	mS	Arena fangosa	Arenisca fangosa
	gmS	Arena fango conglomerádica	Arenisca fangosa conglomerádica
	(g)mS	Arena fangosa ligeramente gravosa	Arenisca fangosa ligeramente conglomerádica
	(g)S	Arena ligeramente gravosa	Arenisca ligeramente conglomerádica
Fango	M	Fango	Fangolita (especificar estructura)
	sM	Fango arenoso	Fangolita arenosa
	gM	Fango gravoso	Fangolita conglomerádica
	(g)M	Fango ligeramente gravoso	Fangolita ligeramente conglomerádica

Para el estudio de la diagnosis y el tratamiento parataxonómico de los icnofósiles se consultaron publicaciones especializadas, entre ellas: Häntzschel (1962; 1975), Alpert (1974), Bromley & Frey (1974), Fürsich (1974a), Clifton & Thompson (1978), Frey y otros (1978), Frey & Howard (1981); Pemberton & Frey (1982), Howard & Frey (1984), Kelly & Bromley (1984), Pemberton y otros (1988), Keighley & Pickerill (1995), Miller (1995), Pickerill y otros (2003), Zhang y otros (2008), López-Cabrera & Olivero (2014) y Knaust (2017; 2018). Para la clasificación según aspectos toponómicos o estratinómicos se tomaron los esquemas propuestos por Seilacher (1964), Martinsson (1970) y, en el caso particular del icnogénero *Teredolites*, Savdra y otros (1993). La nomenclatura etológica se halla acorde a las categorías de Bromley (1996), elaboradas previamente por Seilacher (1953; 1964).

Por su parte, los fósiles se identificaron según su morfología, hasta el mínimo taxón posible, sobre la base del Tratado de Paleontología de Invertebrados de Knight y otros (1960) y Cox y otros (1969; 1971), y los trabajos de d'Orbigny (1842), Gay (1854), Philippi (1887), Steinmann y otros (1895), Wilckens (1904), Hünicken & Covacevich (1975), Stinnesbeck (1986), Förster & Stinnesbeck (1986) y Bandel & Stinnesbeck (2000).

Se integraron los datos de campo en planillas de Microsoft Excel 2007 y se importaron como tablas de atributos geográficos en ArcGIS 10.1 para la preparación de los mapas geológicos. La cartografía utilizada y presentada en este estudio se trabajó en el sistema de coordenadas Universal Transversal Mercator (UTM), datum Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS 84), Huso 18 H.

Entre la cartografía geológica consultada (Figura 1.4) se distinguen los trabajos de carácter preliminar de Veyl (1961) y Gajardo (1981); las memorias de título de Cartes (2004), García (2004) y Salazar (2004); los mapas a escala 1:50.000 de Chotin (1969) y aquellos confeccionados por los cursos de Geología de Campo II (2005; 2007; 2008; 2009; 2010; 2013) de la Universidad de Concepción. Por último, se incluyen los levantamientos específicos realizados por Galli (1967), Galli & Lemke (1967), Frutos y otros (1982) y Vivallos y otros (2010).

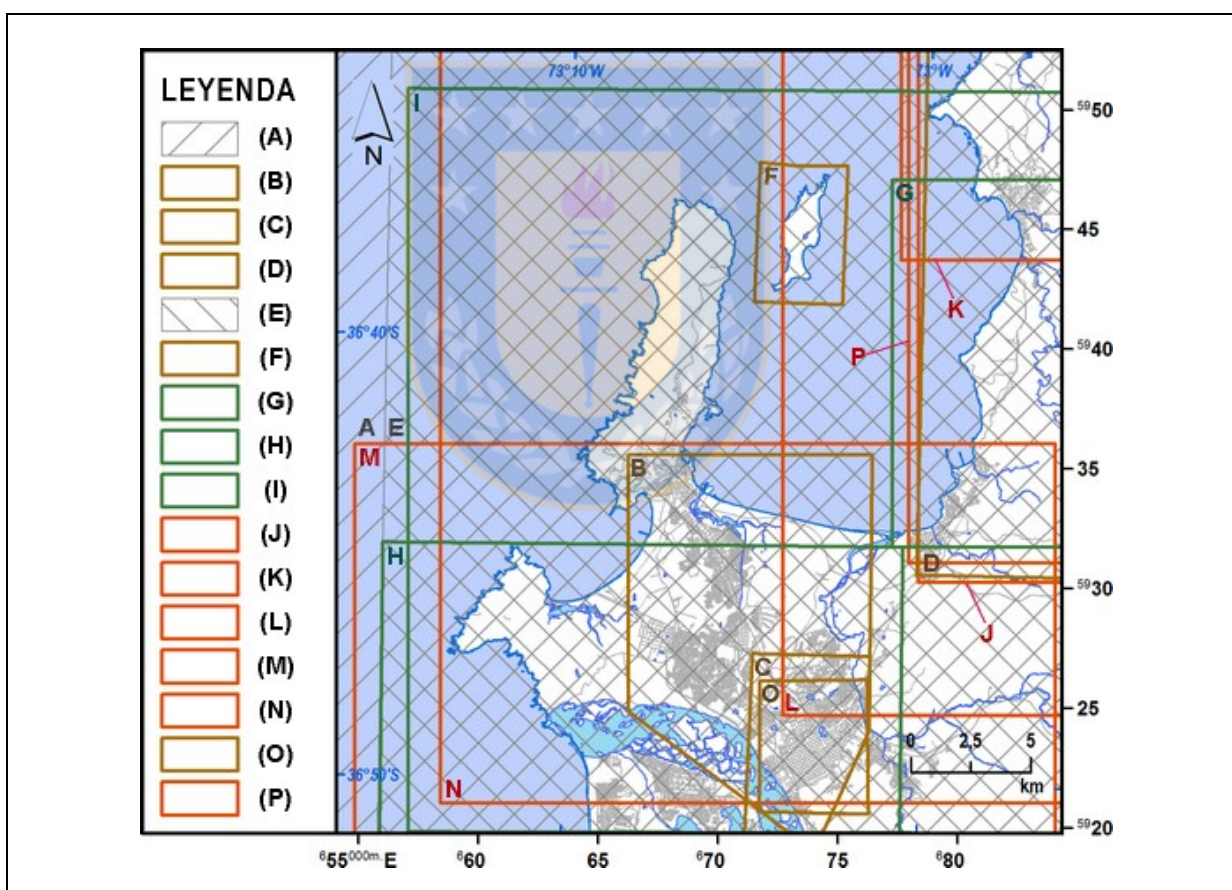


Figura 1.4: Cartografía geológica consultada para el área de estudio. (A): Veyl (1961), a escala aproximada 1:23.000; (B): Galli (1967), a escala 1:5.000; (C): Galli & Lemke (1967), a escala 1:10.000; (D): Chotin (1969), a escala 1:50.000; (E): Gajardo (1981), a escala 1:250.000; (F): Frutos y otros (1982), a escala aproximada 1:15.000; (G): Cartes (2004), a escala aproximada 95.000; (H): García (2004), a escala 1:50.000; (I): Salazar (2004), a escala aproximada 1:221.000; (J-N): Geología de Campo II (2005; 2007; 2008; 2009 y 2010, respectivamente), a escala 1:50.000; (O): Vivallos y otros (2010), a escala 1:20.000; (P): Geología de Campo II (2013), a escala 1:50.000.

Las fotografías se manipularon con ayuda del programa ImageJ 1.49 del National Institute of Health (NIH) de Estados Unidos. Esta aplicación permite calibrar las imágenes y medir posiciones en el espacio (*e.g.*, estimación del tamaño de partícula, cuantificación semiautomática de la moda mineral, morfometría de estructuras etológicas, cálculo del espesor aflorante), así como también dibujar una escala gráfica.

Adicionalmente, se confeccionaron columnas estratigráficas con el fin de visualizar espaciotemporalmente las distintas facies definidas para la Formación Quiriquina. A partir de la información levantada en terreno y la generada en la presente etapa, se utilizaron Strater 5 y el editor de gráficos vectoriales, Adobe Illustrator CC 2017. En las secciones transversales, además de la clasificación textural de las rocas y la naturaleza de las trazas fósiles, se representó el índice de bioturbación (IB) según el esquema de Taylor & Goldring (1993) modificado de Reineck (1963), el cual asigna siete categorías donde 0 representa sedimento no bioturbado y 6, completamente retrabajado (Tabla 1.3).

Tabla 1.3: Esquema de clasificación del Índice de Bioturbación (IB). Propuesto originalmente por Reineck (1963) y modificado por Taylor & Goldring (1993).

Índice de bioturbación (IB)	Porcentaje bioturbado	Clasificación
0	0	Sin bioturbación
1	1-4	Escasa bioturbación, estratificación distintiva y pocas trazas discretas y/o estructuras de escape
2	5-30	Baja bioturbación, estratificación clara, baja densidad de trazas, estructuras de escape normalmente comunes
3	31-60	Moderada bioturbación, límites de estratificación netos, trazas discretas y rara superposición
4	61-90	Alta bioturbación, límites de estratificación indistintos y alta densidad de trazas con superposición común
5	91-99	Intensa bioturbación, estratificación completamente perturbada (apenas visible), retrabajo limitado, excavaciones posteriores discretas
6	100	Completa bioturbación, sedimento retrabajado debido a la superposición reiterada de las trazas

1.4. GEOMORFOLOGÍA

De acuerdo a la zonificación geomorfológica de Börgel (1984), la Región del Biobío se halla entre dos agrupaciones denominadas “Región central de las cuencas y del llano fluvio-glacio-volcánico” y “Región central lacustre y del llano glacio-volcánico”. La primera se extiende latitudinalmente entre los ríos Aconcagua y Biobío; y la segunda, en el mismo sentido, desde este último curso fluvial hasta el canal de Chacao. Asimismo, Borgel (1984) identifica nueve unidades morfológicas en la Región del Biobío (Figura 1.5), las cuales se distribuyen predominantemente en franjas paralelas con orientación NNE-SSW y corresponden, de oeste a este, a (1) Planicie marina y/o fluvio-marina, (2) Llanos de sedimentación fluvial y/o aluvional, (3) Cordillera de la Costa, (4) Cuenca granítica marginal, (5) Llano central con morrenas y conos, (6) Llano central fluvio-glacio-volcánico, (7) Cordillera andina de retención crionival, (8) Precordillera y (9) Cordillera volcánica activa. Dado que el área de estudio se ubica en el margen occidental de la Provincia de Concepción, se reconocen las primeras tres formas básicas mencionadas, las que se describen localmente.

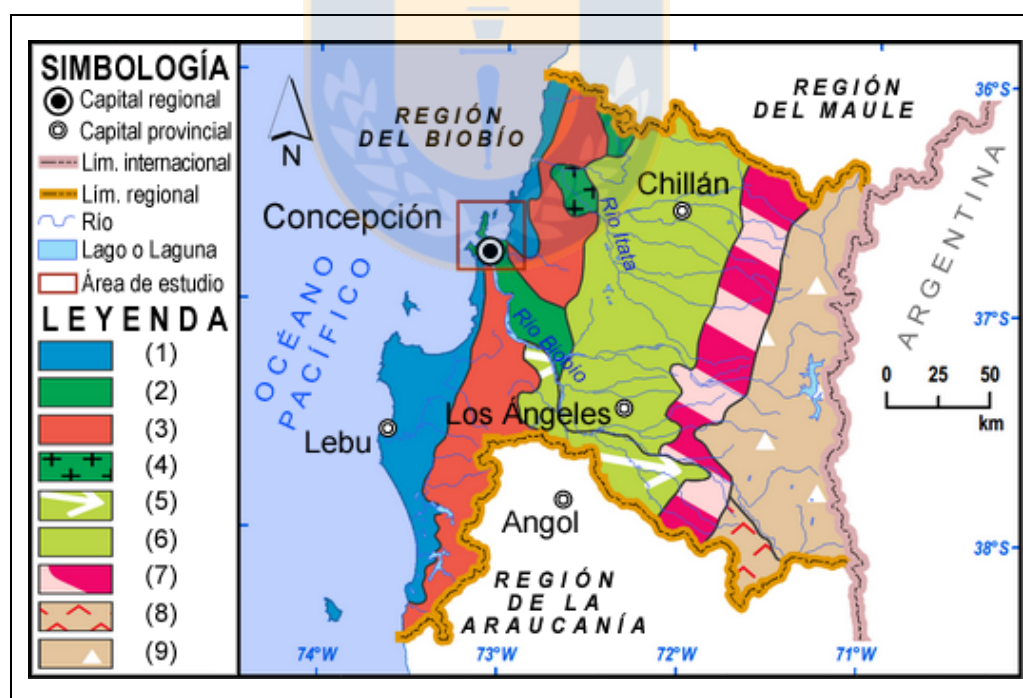


Figura 1.5: Mapa geomorfológico de la Región del Biobío. (1): Planicie marina y/o fluvio-marina, (2): Llanos de sedimentación fluvial y/o aluvional, (3): Cordillera de la Costa, (4): Cuenca granítica marginal, (5): Llano central con morrenas y conos, (6): Llano central fluvio-glacio-volcánico, (7): Cordillera andina de retención crionival, (8): Precordillera, (9): Cordillera volcánica activa. Modificado de Börgel (1984).

Planicie marina y/o fluviomarina. Esta forma fisiográfica corresponde a terrazas marinas labradas, predominantemente, en rocas sedimentarias mesozoicas-cenozoicas, aunque también están presentes en terrenos constituidos por rocas metamórficas neopaleozoicas (como es el caso de la porción septentrional de la Meseta de Hualpén) (Figura 1.6). Están distribuidas en forma casi continua, de norte a sur, adosadas a la parte occidental de la cordillera de la Costa de Tomé y Penco, o en forma discontinua como cerros isla (*e.g.*, los cerros San Miguel-La U, La Pólvara, Chacabuco, Los Castaños, entre otros) en Talcahuano, Hualpén y Concepción. Se manifiestan con cimas peniplanizadas, con altos topográficos que varían desde los 9,3 m s.n.m., como en el cerro de Las Pulgas, y pueden llegar a los 188 m s.n.m., como en el cerro Centinela de Talcahuano —aunque en este último presenta un escaso desarrollo, por lo que no se muestra en la Figura 1.6—. La cota media de esta unidad morfológica es de 54 m s.n.m. y cubre aproximadamente 90 km² en la zona de estudio, con una mayor extensión latitudinal en el sector de Punta del Arco. Fuera del área de trabajo, al sur del río Biobío, en la península de Arauco, las planicies litorales alcanzan los 100 m s.n.m. y se amplían hacia el oeste entre 40 y 60 km.

Llanos de sedimentación fluvial y/o aluvional. Se disponen aledaños al curso distal del río Biobío, cercano a su desembocadura, y comprenden tanto las arenas negras de la antigua llanura fluviodeltaica del río Biobío, provenientes de la actividad del Volcán Antuco, como las arenas amarillentas del paleocauce del río Andalién. En el mapa geomorfológico del área de estudio (Figura 1.6) se distinguen 87,6 km² de planicie fluviomarina, que incluye la plataforma litoral producida durante la transgresión flandriense, y casi 11 km² de la terraza superior del río Biobío. Este tipo de relieve cubre prácticamente la totalidad del núcleo de la conurbación del Gran Concepción.

Cordillera de la Costa. Presenta formas muy diferenciadas al norte y al sur del río Biobío pues, al norte, tiene las características de un macizo en estado de madurez: se diluye en una serie compleja de lomajes suaves, fuertemente meteorizados, que promedian los 164 m de altitud y abarcan alrededor de 200 km², en el margen oriental del cuadrángulo de trabajo y en la mitad septentrional de la península de Hualpén. La cota máxima apenas sobrepasa los 400 m en el cerro Los Varones (sector oriental de Penco). La situación cambia radicalmente al sur del Biobío, ya que los cordones montañosos se elevan sobre los 1.000 m s.n.m., en el tramo conocido como cordillera de Nahuelbuta.

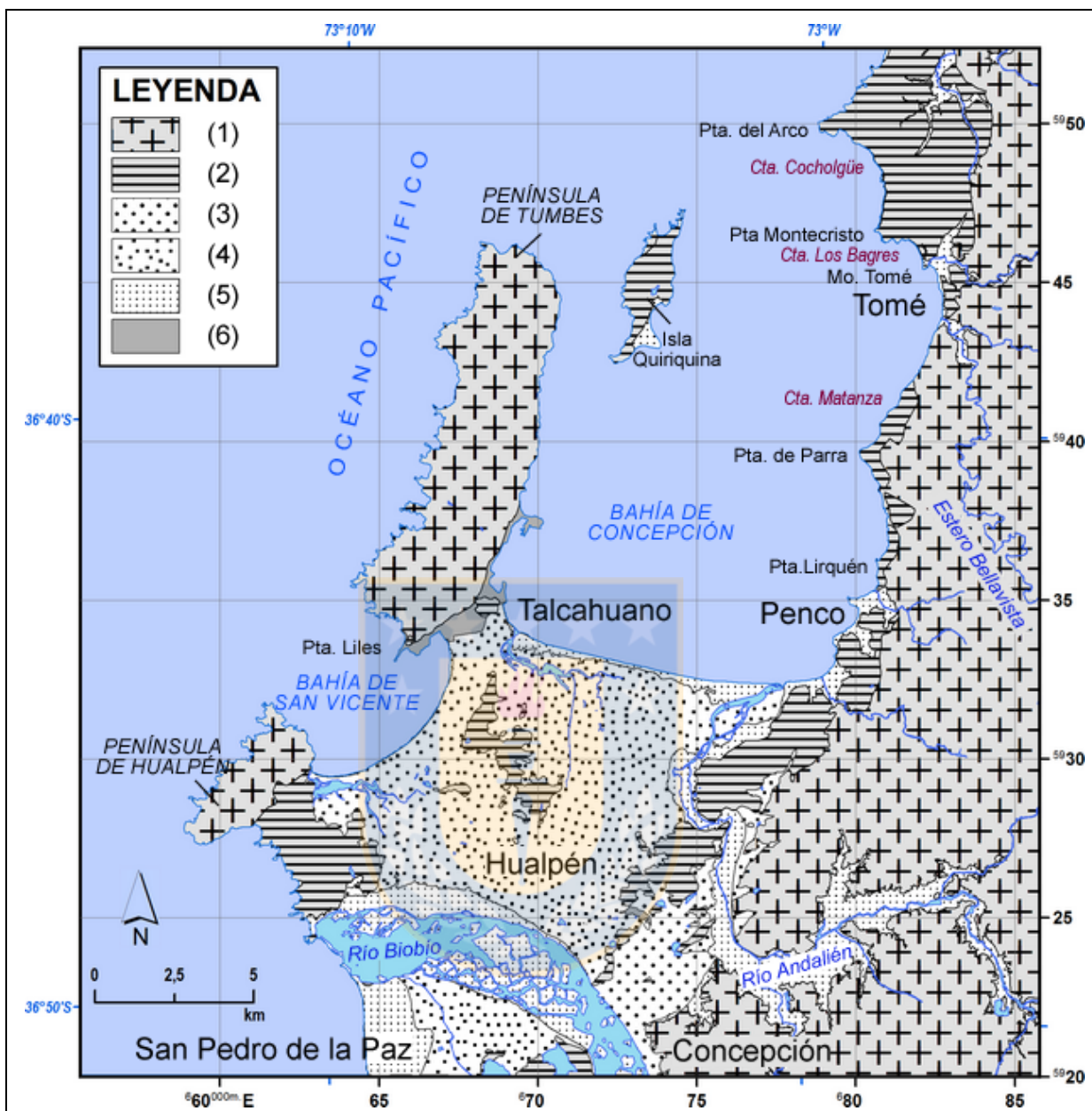


Figura 1.6: Mapa geomorfológico del área de estudio. (1): Cordillera de la Costa y *horst* occidentales (Granito y pizarras paleozoicas), (2): Escaleras tectónicas modeladas por terrazas marinas y cerros isla (predominantemente en rocas sedimentarias), (3): Terraza superior del Biobío (4): Planicie fluvio-marina del Biobío y terraza litoral (transgresión flandriense), (5): Borde aluvial y marino recientes, (6): Áreas de relleno importantes. Modificado de Mardones (1978).

1.4.1. Drenaje

La red de drenaje, orientada hacia el golfo de Arauco, la bahía de San Vicente y la bahía de Concepción, corresponde principalmente a las hoyas de los ríos Biobío y Andalién y, en menor medida, el estero Bellavista. El sistema hidrográfico del río Biobío, de régimen pluvionival, está

localizado en el margen meridional de la zona de estudio y nace en la cordillera de los Andes, en los lagos Icalma y Galletué, Región de la Araucanía. Su longitud alcanza los 380 km y cubre una superficie de 24.029 km². En su desembocadura en el Océano Pacífico, sus caudales medios mensuales fluctúan entre 180 y 220 m³/s en los meses de marzo y abril, aunque presenta sus máximos flujos entre junio y julio, con caudal máximo medio mensual de 2.200 m³/s (Matus & Novoa, 2005; Valdovinos & Parra, 2006).

Por su parte, la hoya del río Andalién, de régimen estrictamente pluvial, está ubicada en el sector suroriental del área de trabajo, en la vertiente de barlovento de la cordillera de la Costa y tiene un origen local, producto de la unión de los esteros Poñén y Curapalihue, en el sector de Puente Siete, comuna de Florida. Desde su nacimiento y hasta su desembocadura en el mar, en la bahía de Concepción, alcanza una longitud de 36 km y drena una superficie de 780 km², con un caudal promedio anual de 14 m³/s y caudales mínimos de 10 m³/s en período estival, y máximos de hasta 700 y 1.500 m³/s, en épocas de grandes crecidas (MOP, 1980; Jaque, 2008).

Si bien existen cursos de agua exorreicos menores (*e.g.*, los esteros Penco, Lirquén, Nachur, Collén y Coliumo), que nacen en la vertiente occidental de la cordillera de la Costa, el estero Bellavista es el de mayor recorrido (*i.e.*, alrededor de 26 km desde la unión de los esteros Primera Agua y Agua Amarilla). Su cuenca alcanza una superficie de 119,7 km² (MOP, 1980).

El área metropolitana de Concepción se caracteriza, además, por su riqueza en ecosistemas lacustres, cuyos mayores referentes lo constituyen dos humedales de tipo marisma: Rocuant-Andalién y Lengua (Rojas y otros, 2015). El primero comprende una zona de influencia marina de aproximadamente 10 km de extensión, situada inmediatamente al sur de la cabeza de la bahía de Concepción; y cuyas aguas provienen de napas subterráneas que mantienen la zona de humedales, infiltraciones desde los ríos Andalién y Biobío, y el agua de mar que se introduce por la boca del canal El Morro (Centro EULA-Chile, 2000). En cambio, el segundo se ubica en la porción meridional de la bahía de San Vicente, y forma parte del Santuario de la Naturaleza Península de Hualpén. El Rocuant-Andalién corresponde a una marisma de cerca de 5 km, conectada a la bahía de San Vicente por el estero Lengua, cuya boca se ubica en la esquina SW de la bahía; y se alimenta de agua pluvial, freática y marina que se interna a través del estero Lengua (Centro EULA-Chile, 2000).

1.5. CLIMA

En la Región del Biobío predominan los climas mediterráneos templados, distinguiéndose tres subclimas de acuerdo a la duración de la estación seca y la influencia oceánica (Figura 1.7): (1) Templado cálido con estación seca de 4 a 5 meses, (2) Templado cálido con estación seca corta (menos de 4 meses) y (3) Templado lluvioso con influencia mediterránea. El primero de estos se encuentra en la mitad septentrional de la región, hasta más o menos la latitud de la comuna de San Pedro de la Paz y, por lo tanto, comprende el área metropolitana de Concepción. Del mismo modo, se distribuye desde la zona costera hacia el interior de la Provincia de Ñuble, hasta una estrecha franja en la frontera con Argentina. El clima templado cálido con estación seca de 4 a 5 meses, conocido también como clima mediterráneo con estación seca corta, está caracterizado por temperaturas medias inferiores a 13 °C, con 12 °C de amplitud térmica anual y 13 °C para la oscilación diaria valores que son más bajos en la zona costera y se incrementan hacia la precordillera. Las precipitaciones anuales superan los 1.000 mm, pero en la alta cordillera la pluviosidad es mucho mayor, de carácter nival y sobrepasa los 3.000 mm. El total que cae en los meses más lluviosos (*i.e.*, mayo a agosto) no alcanza el 70% del total anual. Solamente los meses de diciembre a marzo son secos, con totales mensuales inferiores a 40 mm.



Figura 1.7: Climas de la Región del Biobío. (1): Templado cálido con estación seca de 4 a 5 meses, (2): Templado cálido con estación seca corta (menos de 4 meses) y (3): Templado lluvioso con influencia mediterránea.

En la zona de estudio, la principal característica del clima templado cálido es una estación seca más corta, que alcanza alrededor de 4 meses. Efectivamente, el diagrama ombrotérmico de la estación meteorológica Carriel Sur de Concepción, construido para los últimos 25 años (1991-2015) (Figura 1.8), pone de manifiesto un período de déficit hídrico que va de diciembre a marzo, ya que el valor de las precipitaciones mensuales promedio (en mm) se halla por debajo de la curva que representa el doble de las temperaturas medias mensuales (en °C). Asimismo, del climograma se deduce que la oscilación térmica mensual varía aproximadamente de 7 °C en junio, a 12 °C en enero. Por último, la pluviometría muestra una gran variabilidad espacial y altitudinal; por ejemplo, de las estaciones meteorológicas que registraron por lo menos un 50% de los datos interanuales de agua caída, en el lapso comprendido entre 1916 y 2015, las precipitaciones promedio anuales fueron: 686,0 mm en Punta Tumbes; 726,7 mm en Punta Hualpén; 791,8 mm en isla Quiriquina; 1073,8 mm en Concepción (Carriel Sur); 1.160,6 mm en cerro Caracol; 1.270,2 mm en Concepción (Universidad de Concepción); y 1.529,7 mm en Nonguén.

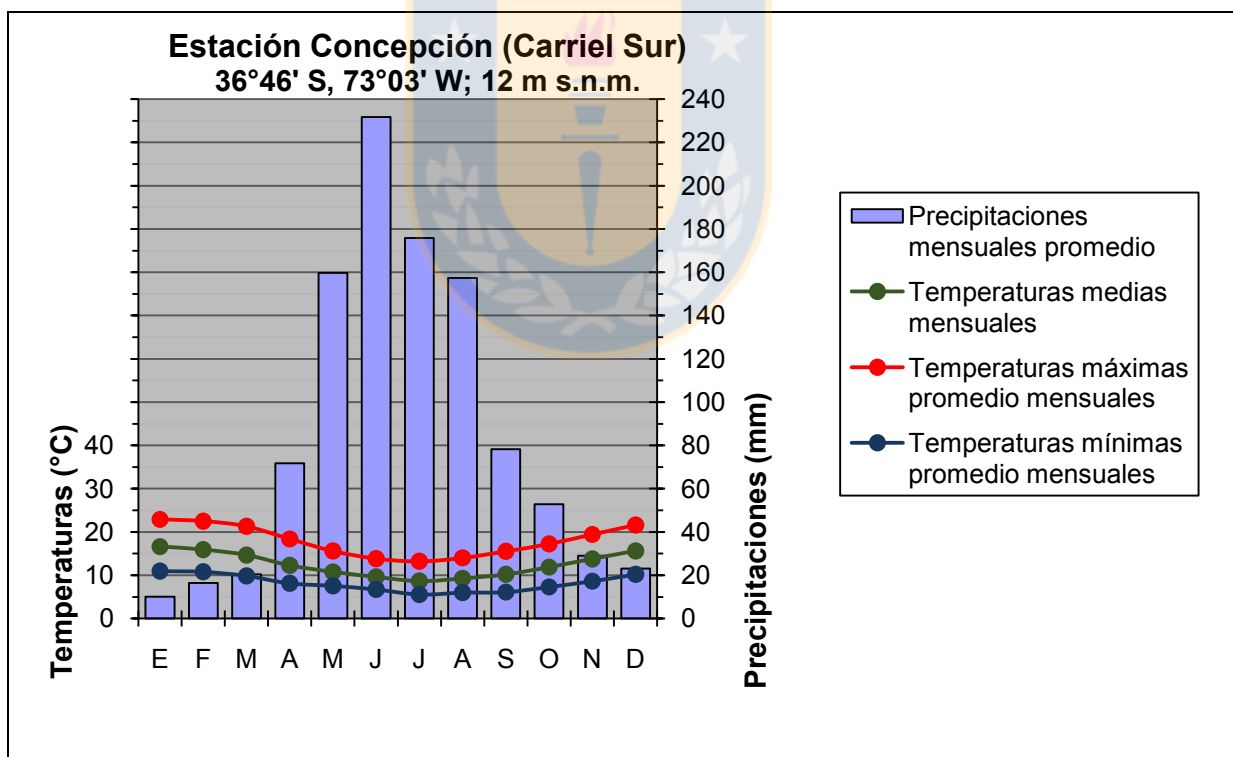
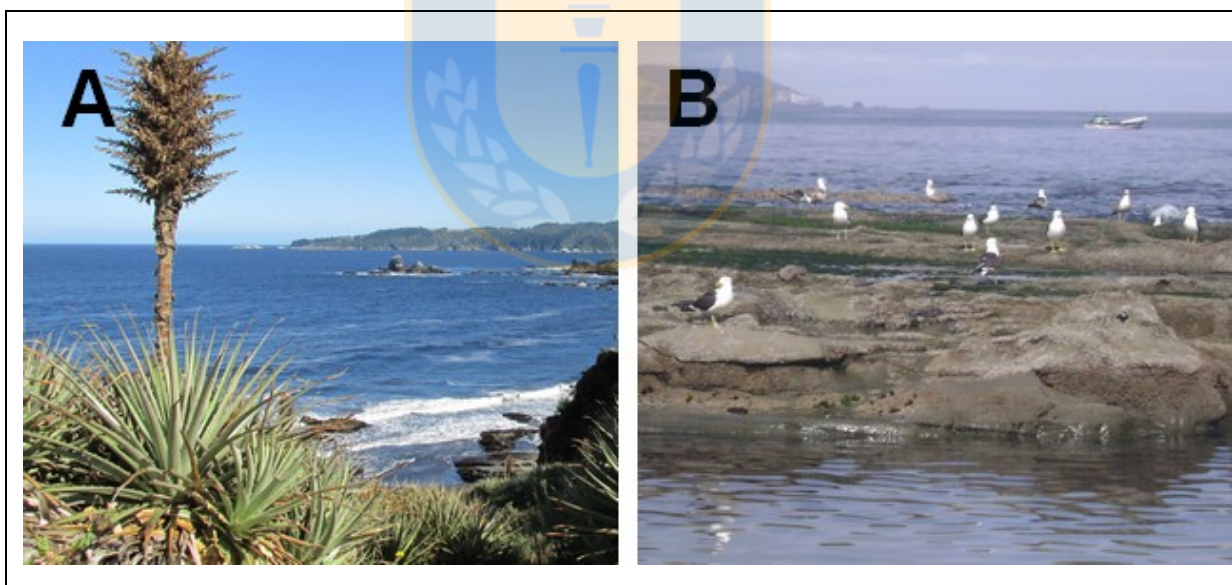


Figura 1.8: Diagrama ombrotérmico de la estación meteorológica Carriel Sur de Concepción. El climograma de tres curvas cubre una serie de tiempo comprendida entre enero de 1991 y diciembre de 2015. Las barras representan las precipitaciones mensuales promedio de la serie, la línea verde señala las temperaturas medias mensuales; y las líneas roja y azul, las temperaturas máximas y mínimas promedio mensuales, respectivamente. Elaboración propia a partir de los datos de los anuarios meteorológicos/climatológicos de la Dirección Meteorológica de Chile (DMC, 1991-2015).

1.5.1. Flora y Fauna

La flora terrestre de la zona de estudio se caracteriza por la presencia de la comunidad vegetal “Bosque Caducifolio de Concepción” (*sensu* Gajardo, 1994), que antes cubría la cordillera de la Costa en la región y que fue reemplazada casi en su totalidad por cultivos agrícolas y plantaciones forestales, principalmente pinos y eucaliptos (*Pinus radiata* y *Eucalyptus globulus*, respectivamente). Sin embargo, en las Áreas de Protección de Recursos de Valor Natural (*e.g.*, el Santuario de la Naturaleza Península de Hualpén y la Reserva Nacional Nonguén) y en los Parques de Nivel Intercomunal (*e.g.*, el Parque Tumbes y los cerros isla del Gran Concepción) —denominados así en el Plan Regulador Metropolitano de Concepción— aún persisten algunos remanentes de ejemplares nativos arbóreos, tales como boldos, peumos, olivillos, litres, maquis, pitras, laureles, queules, canelos, araucarias, quebrachos, ulmos, pitaos, notros, arrayanes, maitenes, coigües, huillipataguas, quillayes, entre otros; además de elementos arbustivos, como rosas mosqueta, chaguales (Fotografía 1.1, A), chauras, capachitos, palquis, saturejas, quilas y colihues; y plantas trepadoras, como copihues y coguileras (CONAMA, 2001; Orellana, 2010).



Fotografía 1.1: Flora y fauna del área de estudio. (A): Matorral nativo costero dominado por chagual (*Puya chilensis*), Morro Pompón, desembocadura del río Biobío. (B): Gaviotas (*Larus dominicanus*) en el intermareal rocoso de Caleta Grande de Cocholgue.

Las vegetación herbácea presenta un carácter fundamentalmente ruderal y consiste principalmente de gramíneas (*e.g.*, agrostis, ojo de hormiga y quila chica), asteráceas (*e.g.*, hierba del chancho y cardo), orquídeas, llantencillo, vinagrillo, hierba azul, nabo, calle-calle, palito

amargo, entre otras (Geotécnica Consultores, 2000; Orellana, 2010). En los humedales palustres predominan las plantas helófitas, como las totoras, cortaderas, juncos y junquillos; mientras que en los humedales de tipo marisma son comunes las praderas o “espartales” de las halófitas esparto y/o suculenta (Rojas y otros, 2015).

Con respecto a la fauna, el grupo de las aves es el más numeroso y diverso: se pueden observar especies de hábitos esteparios y de afinidad antropófila, como jilgueros, chirigües, chincoles y loicas; otras asociadas a bosques y matorrales o arboledas y arbustales, como carpinteros, tapaculos, picaflones, cazamoscas, rayaditos, tijerales, codornices, zorzales, canasteros y tórtolas; de sectores húmedos dulceacuícolas, taguas, zambullidores, patos, garzas y cisnes de cuello negro; junto con aves insectívoras asociadas a humedales, entre ellas, cazamoscas, churretes, emberizados, triles, chercanes y golondrinas; y algunos depredadores, como bailarines, tiuques, halcones, gavilanes, jotes, cernícalos y búhos (Centro EULA-Chile, 2000). Por su parte, el litoral presenta avifauna limícola, como chorlos, perritos y playeros; y otras aves marinas, como gaviotas (Fotografía 1.1, B), gaviotines, rayadores y los pingüinos de Humboldt y Magallanes (Centro EULA-Chile, 2000; CONAMA; 2001). De los mamíferos, el chungungo y el lobo marino común corresponden a las especies más frecuentes en los roqueríos costeros. Entre la fauna mastozoológica terrestre se encuentran roedores múridos (ratón orejado de Darwin, ratón oliváceo y varias especies de ratas) y cricétidos (ratón de cola larga y *Abrothrix* sp.), además de lagomorfos lepóridos (liebres y conejos); y en menor medida, coipos, zorros culpeo, monitos del monte y pudúes (Centro EULA-Chile, 2000; Geotécnica Consultores, 2000). Entre los anfibios están presentes los anuros (ranita de antifaz, rana grande chilena, sapo de cuatro ojos y ranita de Darwin); y entre los reptiles, las lagartijas del género *Liolaemus* y las culebras (culebra de cola corta y culebra de cola larga) (Centro EULA-Chile, 2000; CONAMA, 2001).

Los recursos hidrobiológicos explotados por la pesquería artesanal e industrial ocupan diferentes tipos de hábitats. En los ambientes rocosos expuestos se hallan preferentemente locos, erizos, piures, picorocos, jaibas mora, jaibas reina, jaibas panchote, lapas, pejesapos y cochayuyo; en el litoral rocoso semiexpuesto, algas chascas, chicoreas de mar, luga-luga, choros, cholgás, blanquillos y cabrillas común; en los fondos de arena y grava, almejas, jaibas reina, jaibas peluda, jaibas remadora, navajuelas, huepos, culengues, caracoles rubio, caracoles trumulco, lenguados,

pejegallos, pejerreyes de mar y pelillo; y en la columna de agua, calamares, sardinas común, anchovetas y corvinas (Centro EULA-Chile, 2000).

1.6. TRABAJOS ANTERIORES

Los estudios más antiguos en las rocas de la Formación Quiriquina corresponden a trabajos de índole esencialmente paleontológica y se remontan a la década de 1840. A continuación, se detallan las contribuciones más importantes que han permitido sentar las bases del conocimiento geológico, paleontológico y bioestratigráfico de las sedimentitas marinas cretácicas del área de Concepción:

- **d’Orbigny (1842)** describe más de una decena de pelecípodos y gastrópodos fósiles, recogidos en la parte meridional de la isla Quiriquina, y sugiere una edad terciaria para las areniscas portadoras.
- **Darwin (1846)** realiza algunas observaciones geológicas en torno a las rocas de la bahía de Concepción y, sobre la base de los ejemplares recolectados por Belcher y Kent en Tomé, reporta el hallazgo de “*un ammonite de [casi un metro] [En el original, aproximadamente tres pies] de diámetro, [...] vértebras silicificadas de algún animal muy grande*” (p. 126) y al menos seis especímenes de moluscos; entre ellos, un ejemplar de *Baculites vagina*, a partir del cual asigna tentativamente una edad cretácica para las capas con concreciones.
- **Gay (1848)** da a conocer el primer plesiosaurio hallado en el Nuevo Mundo, el *Plesiosaurus chilensis*, precisamente en la isla Quiriquina.
- **Gay (1854)** agrega nuevas descripciones de moluscos provenientes de las “gredas verdosas” de la isla Quiriquina y Concepción. Desafortunadamente, varios de los nombres propuestos por Hupé, en la obra de Gay (1854), han entrado en sinonimia con los fósiles reportados por d’Orbigny (1842).
- **Gabb (1860)** describe quince especies de moluscos cretácicos encontrados en Talcahuano.
- **Pissis (1865; 1873; 1875)** distingue, dentro de la “formación de las lignitas” —según Pissis (1875, p. 94), de edad cretácica superior-pleistocena— una parte inferior de areniscas de

grano fino con *Baculites*, *Trigonia*, *Cardium* y dientes de peces; y otra, sobreyacente, que comprende facies heterolíticas con restos vegetales.

- **Mallard & Fuchs (1875)** comparan las areniscas inferiores descritas por Pissis (1875) con las capas de caliza pisolítica del Cretácico Superior, que se halla en los alrededores de París. Asimismo, sostienen que “el terreno lignífero de Concepción [...] [constituye] el equivalente americano de la arcilla plástica parisiense” (p. 393), del Eoceno inferior.
- **Steinmann (1884)** corrobora la opinión de Pissis (1875) y sugiere una edad cretácico superior para las capas con ammonites y plesiosaurios. El autor emplea por primera vez la denominación “*Quiriquina-Schichten*” para este conjunto de estratos (p. 199).
- **Philippi (1887)** reconoce depósitos cretácicos equivalentes en Algarrobo, con *Trigonia hanetiana*, *Cardium acuticostatum* y *Plesiosaurus chilensis*, y proporciona información adicional sobre las localidades fosilíferas ubicadas dentro de la bahía de Concepción.
- **Steinmann (1895)** estudia minuciosamente las capas fosilíferas de la isla Quiriquina y propone como “*locus typicus*” del “Piso Quiriquiniano”, representativo del “Senoniano tardío”, al sector de “*Saurierbucht*” o “bahía de los Saurios”, en la costa suroccidental insular.
- **Steinmann y otros (1895)**, a través de ammonites, sugieren las primeras relaciones indopacíficas con la fauna fósil de Quiriquina.
- **Wilckens (1904)** hace una revisión de la fauna de moluscos, junto con algunos celenterados y vertebrados.
- **Lambrecht (1929)**, sobre la base de un tarsometatarso hallado en San Vicente, describe el ave gaviforme *Neogaeornis wetzeli*: la primera de su clase reportada para el Cretácico del Hemisferio Sur. Este mismo fue posteriormente reestudiado por Olson (1992).
- **Wetzel (1930)** expone en detalle la abundante fauna fósil y complementa la lista de Wilckens (1904) con bivalvos y gastrópodos; además, distingue en las “*Quiriquina-Schichten*” tres subdivisiones: (1) un conglomerado basal, (2) un banco fosilífero principal y (3) una zona de nódulos con *Baculites*.

- **Broili (1930)** determina material vertebral proveniente de la isla Quiriquina como *Cimoliasaurus andium*, una especie de plesiosaurio elasmosáurido.
- **Oliver-Schneider (1936)** efectúa una síntesis de los peces fósiles de Chile, basándose en estudios previos y en sus propias recolecciones, y complementa con nuevas localidades en las que halló restos ictiológicos en Talcahuano (caletas La Gloria, Infiernillo y Tumbes; corte de Perales, paso del Burro) e isla Quiriquina (bahía Cucaracha y El Frontón).
- **Oliver-Schneider (1940)** compara y actualiza la nomenclatura utilizada por Philippi (1887), a través de la descripción de nuevos ejemplares extraídos en el cerro de Las Pulgas, Hualpén; y aporta con algunas observaciones geológicas del lugar.
- **Hoffstetter y otros (1957)**, en el Léxico Estratigráfico Internacional, asignan las “Capas o Estratos de Quiriquina” al Maastrichtiano.
- **Wetzel (1960)** complementa la revisión entregada anteriormente (Wetzel, 1930) con tubos de gusanos, pelecípodos, un escafópodo y un crinoideo.
- **Veyl (1961)** mapea la Provincia de Concepción, a escala aproximada 1:23.000, y entrega en detalle una lista de los afloramientos de las rocas del “Senoniano”.
- **Galli (1967)** nombra por primera vez como formación a los “Estratos de Quiriquina”; no obstante, su trabajo se limita a una descripción petrográfica de las rocas expuestas principalmente en San Vicente, y a hacer una síntesis basándose en los trabajos previos.
- **Casamiquela (1969)** reporta el ejemplar de plesiosaurio elasmosáurido, *Aristonectes* sp., proveniente de la isla Quiriquina.
- **Chotin (1969)** realiza el levantamiento geológico de la Hoja Tomé, a escala 1:50.000, e ilustra tres columnas de las “Areniscas de la Quiriquina”, aunque sin escala.
- **Hünicken & Covacevich (1975)**, en un trabajo de paleontología sistemática de la familia Baculitidae, sugieren que los especímenes de *Baculites* sp., citados por primera vez en los niveles inferiores de la unidad, *Baculites* ? sp. y *Eubaculites lyelli*, de la parte superior de la zona de nódulos con *Baculites*, restringen la edad de la Formación Quiriquina al Maastrichtiano.

- **Pérez & Reyes (1978)** estudia las trigonias del Cretácico Superior de Chile y destaca a *Pacitrigonia hanetiana*, cuyo lectotipo procede de la isla Quiriquina, como un fósil índice del Campaniano tardío-Maastrichtiano temprano; opinión posteriormente corroborada por Reyes & Pérez (1979) y Maeda y otros (1981).
- **Biró-Bagóczy (1982a)** propone formalmente la denominación de Formación Quiriquina (Campaniano-Maastrichtiano) como unidad litoestratigráfica, y designa su localidad tipo en el sector de bahía Las Tablas; y Cocholgüe, como parlocalidad tipo.
- **Biró-Bagóczy (1982b)** describe treinta y ocho ejemplares del ammonite *Hoploscaphites constrictus*, procedentes de Cocholgüe y Dichato-Playa Blanca, los cuales indican el maastrichtiano, por lo menos para la parte superior de la unidad.
- **Biró-Bagóczy (1982c)** realiza una descripción complementaria del coleoideo *Naefia neogaeia*, a través de materiales hallados en distintos lugares de la Provincia de Concepción.
- **Frutos y otros (1982)** distinguen cuatro unidades geológicas en la isla Quiriquina y, en particular, la formación homónima es detallada e ilustrada con una columna estratigráfica e identificada en un mapa geológico a escala 1:15.000.
- **Gasparini & Biró-Bagóczy (1986)** identifican una mandíbula de la tortuga marina *Osteopygis* sp., de la parte superior de la Formación Quiriquina, localidad de Lirquén; descubrimiento que permite ampliar el área de distribución geográfica de este género a Sudamérica (previamente referidos exclusivamente a América del Norte).
- **Stinnesbeck (1986)** realiza un completo estudio paleoecológico de la Formación Quiriquina, sobre la base de siete asociaciones originales de moluscos (trece de los cuales son nuevos taxa) y criterios litológicos.
- **Förster & Stinnesbeck (1987)** describen dos nuevas especies de crustáceos decápodos, recolectados en las coquinas de la sección de Las Tablas: *Callianassa saetosa* y *Homolopsis chilensis*.
- **Salazar (2004)**, determina 28 especies de ammonoideos y, basándose en la comparación bioestratigráfica global de las tres biozonas de ammonites definidas por el autor, restringe

la edad de la Formación Quiriquina a la parte superior del Maastrichtiano inferior y/o comienzo del Maastrichtiano superior, hasta la parte más alta del Maastrichtiano superior.

Los estudios paleobotánicos *sensu lato* de la Formación Quiriquina han sido abordados por Doubinger (1972; 1975), Takahashi (1977a, b; 1978; 1979), Stinnesbeck (1986, p. 115), Torres & Biró-Bagóczy (1986), Nishida (1985), Nishida y otros (1990), Leppe y otros (1997; 1998a, b), Palma-Heldt y otros (1998) y Palma-Heldt & Quinzio-Sinn (2006). Sobre la base del análisis de la palinoflora observada en distintos afloramientos de esta unidad, Palma-Heldt & Quinzio-Sinn (*op. cit.*) sugieren para el Maastrichtiano “la presencia de un estrato arbóreo, dominado por araucarias y podocarpáceas, con helechos y hongo epífitos, [en] un ambiente húmedo y clima de tipo subtropical” (p. 231).

En el último tiempo la producción científica ha estado asociada principalmente a paleontología sistemática de gastrópodos (Bandel & Stinnesbeck, 2000; Muñoz-Ramírez & Moyano, 2006); ammonoideos y nautiloideos (Salazar y otros, 2003; 2010; 2013; Salazar, 2004; Bandel & Stinnesbeck, 2006; Nielsen & Salazar, 2011); dientes fósiles y algunos restos óseos de peces condriactios y actinopterigios (Suárez, 2000; Brito & Suárez, 2003; Suárez & Cappetta, 2004; Muñoz-Ramírez, 2006; Muñoz-Ramírez y otros, 2007; 2008; González y otros, 2010; Groz y otros, 2012; Otero & Suárez, 2017); mosasaurios (Jiménez-Huidobro y otros, 2015; Frey y otros, 2016); los plesiosaurios elasmosáuridos *Mauisaurus* y *Aristonectes* (Suárez & Fritis, 2002; Otero y otros, 2010a; 2012; 2014a, b; 2015; Otero & O’Gorman, 2013), sumado a las ponencias en el II y IV Simposio de Paleontología de Chile (Otero y otros, 2010b; Otero, 2014a; Ossa-Fuentes & Otero, 2014; Suazo-Lara & Otero, 2014).

En cuanto al estudio de las estructuras biogénicas, se describen a continuación algunas contribuciones al conocimiento icnológico de las rocas de los alrededores de Concepción:

- **Philippi (1887)** es el primero en mencionar la ocurrencia de “miles de anillos, un poco más claros que la roca, [de entre 17 y 20 mm de diámetro], lisos en el interior [y] verru[g]osos e[x]teriormente, [...] [en] seccion lon[g]itudinal, [y otros] anillos [que] son la seccion transversal de otros tantos tubos del largo de unos diez a doce centímetros” (p. 221); a los que bautiza como *Holothurites ? quiriquinae* (Figura 1.9, A-B) y sugiere un posible origen a partir de holoturoideos. En los mismos bancos de arenisca de la isla Quiriquina, encuentra

numerosos ejemplares de una supuesta naturaleza algal, “con ramificaciones cortas y lisas [...] [y que] forma masas del diámetro de unos ocho centímetros” (p. 232), que nombra como *Sphaerococeites quiriquinae* (Figura 1.9, C).

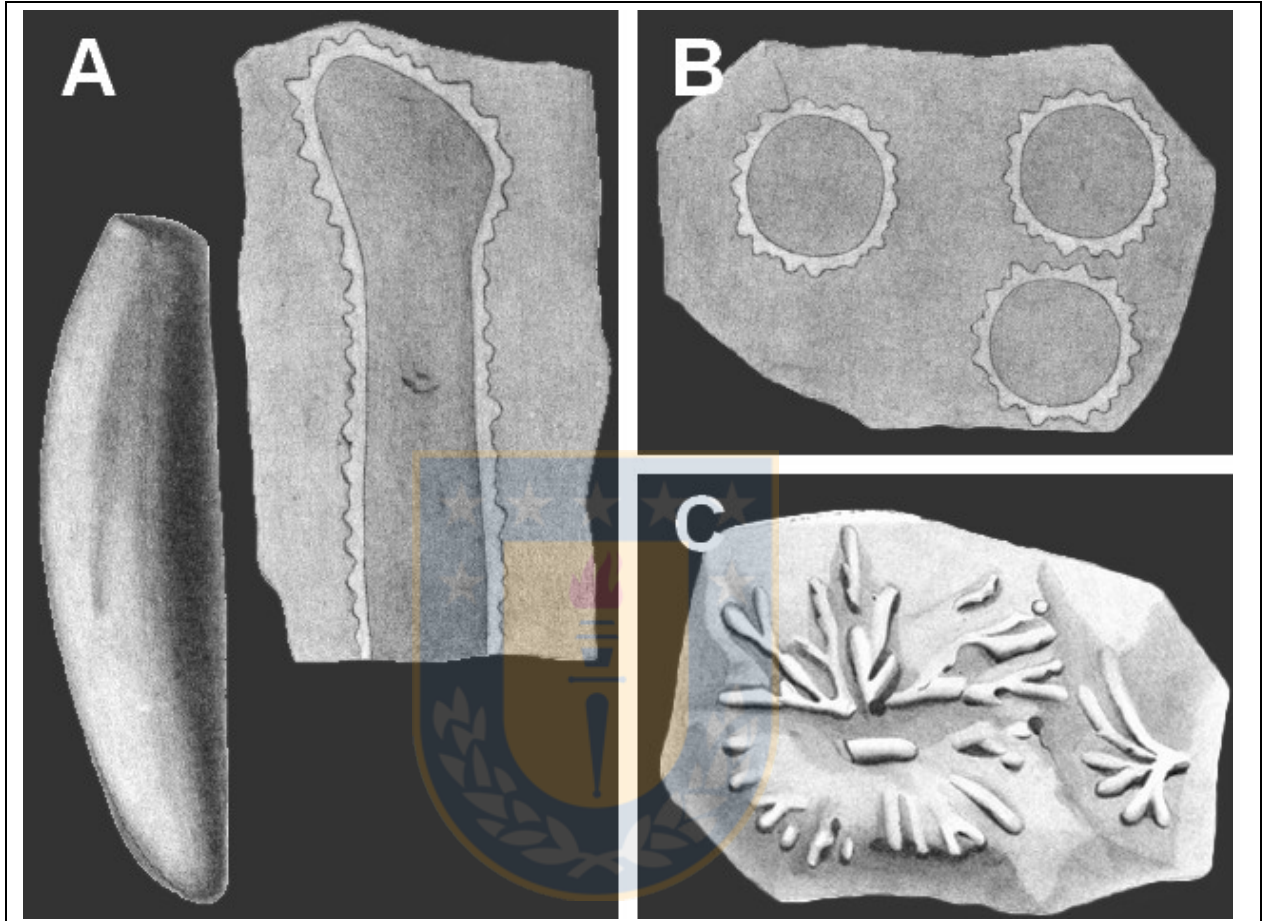


Figura 1.9: Icnofósiles reconocidos por Philippi (1887), quien los ilustró sin escala. (A): *Holothurites quiriquinae*: a la izquierda, molde interno liso; a la derecha, sección longitudinal. (B): Secciones transversales de *Holothurites quiriquinae*. (C): *Sphaerococeites quiriquinae*.

- **Stinnesbeck (1986, p. 126-127)** hace una breve síntesis icnológica de la sección de Las Tablas, y señala el alto grado de bioturbación de gran parte de las capas, principalmente por *Ophiomorpha* isp. y excavaciones similares a *Teichichnus* isp. Asimismo, menciona la presencia de tubos verticales truncados en el contacto entre las formaciones Quiriquina y Curanilahue, con *Rhizocorallium* isp. y posibles estructuras de bivalvos litófagos en la interfase litológica (p. 127).

- **Förster & Stinnesbeck (1987, p. 53)** recalcan el carácter de “pista elite” de *Ophiomorpha* isp. dentro del estratotipo de esta unidad, producto de la intensa actividad excavadora de crustáceos talasinideos.
- **Bandel & Quinzio-Sinn (1999)** reportan el hallazgo de huellas fósiles en las pizarras laminadas de la Serie Oriental del Basamento Metamórfico, al norte de Lirquén; y sugieren como organismos productores a crustáceos isópodos, ostrácodos y quelicerados merostomados en un ambiente lacustre.
- **Cartes (2004)** propone una icnofacies de Nereites para la asociación de trazas fósiles encontradas en las metapelitas de la zona de Tomé y Lirquén, y reinterpreta el ambiente de sedimentación como marino profundo, con aporte esporádico de sedimentos del talud debido a corrientes de turbidez.
- **Buatois & Encinas (2011)** destacan la ocurrencia de agrupaciones de perforaciones de *Gastrochaenolites* isp., en el contacto entre las rocas de la Serie Oriental del Basamento Metamórfico y los primeros depósitos transgresivos de la Formación Quiriquina, particularmente en la localidad de Cocholgüe; y atribuyen esta asociación monoespecífica a una icnofacies de Trypanites depauperada. Asimismo, sugieren un ambiente de depositación de *shoreface* superior a medio para estas rocas (p. 208).
- **Otero (2014b)** estudia las marcas de mordidas en algunos especímenes de plesiosaurios elasmosáuridos provenientes de la Formación Quiriquina, y expone evidencias de carroñeo por parte de tiburones de plataforma somera y mosasaurios. En ese sentido, corresponde señalar que, si bien las señales de mordeduras no siempre han sido incluidas dentro de las trazas fósiles, Hasiotis y otros (2007) enfatizan su rol como parte del registro icnológico de los vertebrados, ya que representan evidencias de comportamiento sobre un medio biológico (*i.e.*, huesos) y pueden ser usadas para interpretar la naturaleza del predador e identificar su conducta trófica.

1.7. AGRADECIMIENTOS

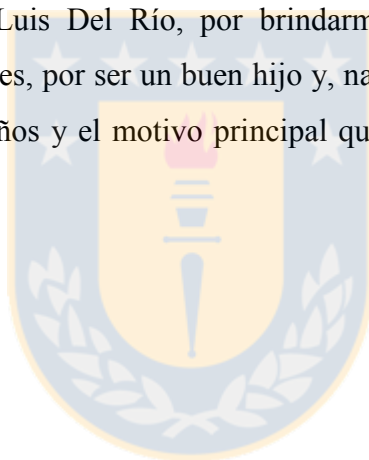
Quiero expresar mis más sinceros agradecimientos a las siguientes personas por la ayuda recibida en la elaboración de mi memoria de título:

A mi profesora guía, Dra. María Verónica Pineda, y a aquellas que formaron parte de la comisión revisora, Dra. María Eugenia Cisternas y Msc. Sylvia Palma-Heldt, por su tiempo, disposición y sus observaciones críticas en pos de mejorar la versión final de la presente memoria.

Al profesor Ramiro Bonilla y al señor Gerardo Flores por su disposición en guiarme y señalarme una gran cantidad de afloramientos de la Formación Quiriquina, algunos de los cuales formaron parte importante del desarrollo de este trabajo.

A los doctores Christian Salazar, Carlos Muñoz-Ramírez y Zulma Gasparini por su desinteresada ayuda al facilitarme algunos artículos y comentarios.

Por último, deseo reconocer el apoyo emocional y económico que recibí durante el desarrollo de mi pregrado, por parte de mi familia. En ese sentido, destacar el arduo trabajo de mis padres, María Alejandra Ramírez y Luis Del Río, por brindarme una mejor educación. Asimismo, agradecer a Miguel Ángel Erices, por ser un buen hijo y, naturalmente, una parte fundamental de mi vida estos últimos nueve años y el motivo principal que me animó día a día a estudiar para entregarle un mejor futuro.



2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. GENERALIDADES

En la cordillera de la Costa y en las penínsulas de Tumbes y Hualpén afloran las rocas más antiguas del área de estudio (Figura 2.1), las que corresponden a metamorfitas neopaleozoicas de alto y bajo P/T: las series Occidental y Oriental del Basamento Metamórfico, respectivamente. Mientras que esta última se halla intruida por los Granitoides de Concepción del Carbonífero-Pérmico, la Serie Occidental lo está por el Monzogranito Hualpén del Triásico Superior. El metamorfismo de contacto es espacialmente significativo en la Serie Oriental, con zonas de biotita, andalucita y sillimanita desarrolladas hacia el intrusivo.

En la zona costera entre Dichato y Lirquén, en las serranías bajas adosadas a la cordillera de la Costa y en los cerros isla que se erigen en la “Fosa de Concepción y Talcahuano” (*sensu* Galli, 1967), se emplazan en relación de inconformidad y/o por falla con las rocas del zócalo cristalino, las sedimentitas de la Formación Quiriquina, unidad de edad maastrichtiana, rica en fósiles marinos. Sobre ella, en ligera discordancia planiangular, se encuentra la Formación Curanilahue del Paleógeno, representada por una alternancia de rocas de ambiente marino con secciones continentales (Pineda, 1983). A esta última le sobreyace, en discordancia angular, arenisca y conglomerado polimíctico de la Formación Andalién del Plioceno al Pleistoceno superior.

En el Cuaternario se producen sucesivos pulsos de solevantamiento del continente que, junto a la transgresión Biobío y regresión posterior, quedaron registrados como terrazas litorales y fluviales (Galli, 1967) y cuya acumulación continúa hasta la actualidad: los depósitos litorales y los depósitos fluviales del río Biobío, respectivamente. Los últimos representan la sedimentación episódica de arenas basálticas negras y limos subordinados, provenientes de la actividad eruptiva del Volcán Antuco. En contraste, los depósitos fluviales del río Andalién y otros esteros —que yacen en concordancia sobre las arenas basálticas del Biobío— están constituidos predominantemente por arenas finas limosas y arcillosas, de color claro, que trae el río Andalién y los esteros Bellavista, Penco, Lirquén, Nachur, Collén y Coliumo. A veces, coronan las “arenas del Biobío” (*sensu* Quezada, 1996) las arenas limosas, fundamentalmente en forma de dunas eólicas, o materiales pobremente drenados que conforman los depósitos de humedales y marismas, en zonas topográficamente deprimidas o en antiguos cursos de inundación del río

Biobío. Por último, se intercalan con las unidades de origen fluvial, en forma de interdigitaciones o lentes, los depósitos aluviales y coluviales.

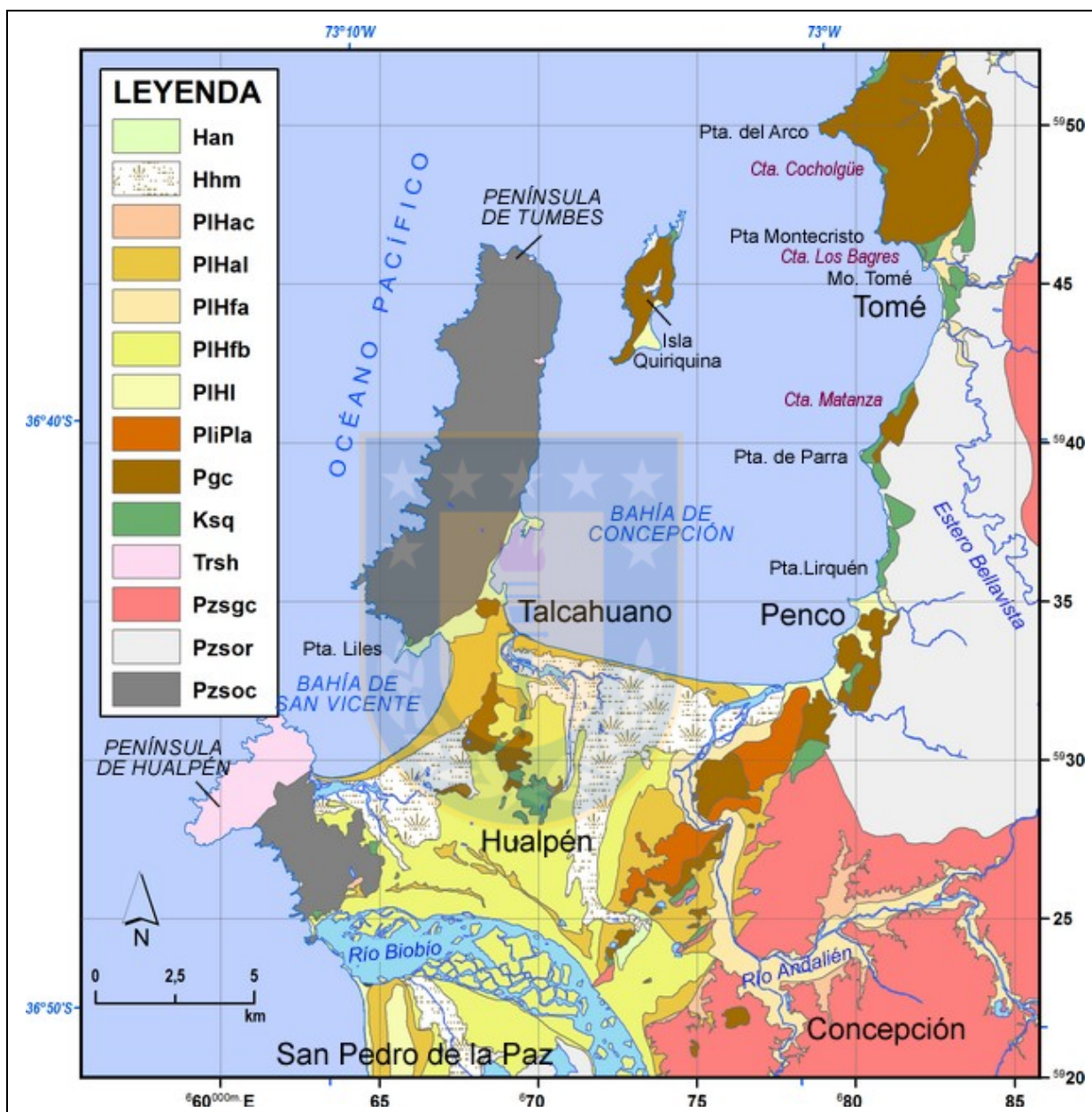


Figura 2.1:

Mapa geológico del área de estudio. Las unidades, ordenadas de la más antigua a la más reciente, corresponden a: Serie Occidental (Pzsoc), Serie Oriental (Pzsor), Granitoides de Concepción (Pzsgc), Monzogranito Hualpén (Trsh), Formación Quiriquina (Ksq), Formación Curanilahue (Pgc), Formación Andalién (PliPla), depósitos litorales (PIHI), depósitos fluviales del río Biobío (PIHfb), depósitos fluviales del río Andalién y otros esteros (PIHfa), arenas limosas (PIHal), depósitos aluviales y coluviales (PIHac), depósitos de humedales y marismas (Hhm), depósitos antrópicos (Han). Modificado de Galli (1967), Galli & Lemke (1967), Chotin (1969), Frutos y otros (1982), Cartes (2004), Salazar (2004), Geología de Campo II (2005; 2008; 2013), Vivallos y otros (2010) y Ramírez y otros (2012).

2.2. ROCAS METAMÓRFICAS

2.2.1. Generalidades

Las rocas metamórficas del área de estudio forman parte del Basamento Metamórfico de la cordillera de la Costa, que se extiende entre los 34° y 41° de latitud S, y constituye una franja de unos 800 km de largo y alrededor de 30 km de ancho promedio (González-Bonorino, 1970). Sobre la base de antecedentes estructurales y petrográficos, Aguirre y otros (1972) definieron para el Basamento Metamórfico, la Serie Occidental, caracterizada por un metamorfismo de alto P/T y la Serie Oriental, producto de un metamorfismo de bajo P/T. En conjunto, las dos series conforman un “Cinturón Metamórfico Pareado” (*sensu* Miyashiro, 1961), reflejo de un complejo de subducción neopaleozoico (Hervé y otros, 2013).

2.2.2. Serie Occidental (Pzsoc)

Definición, distribución y relaciones de contacto. Esta serie fue definida como un conjunto de micaesquistos, metabasitas (esquistos verdes), metacherts y serpentinitas, que afloran entre Pichilemu y Chiloé, con equivalentes incluso más al sur (Aguirre y otros, 1972; Glodny y otros, 2008). En los alrededores de Concepción, las rocas corresponden predominantemente a filitas y, en menor medida, micaesquistos, pizarras y metachert; las cuales están afectadas por un metamorfismo de tipo regional de bajo grado y, localmente, por metamorfismo de contacto posterior (Vásquez, 2001).

La Serie Occidental se encuentra distribuida a lo largo de la península de Tumbes, en la porción meridional de la Meseta de Hualpén y, subordinadamente, en las faldas del cerro San Miguel (*e.g.*, en la cantera homónima y en algunos sectores colindantes con las zonas residenciales de villa Ensenada y las poblaciones La Herradura, Valle San Eugenio y Carlos Condell). Veyl (1961), que previamente advirtió dos tipos diferentes de metamorfitas en la Provincia de Concepción, incluye en este subgrupo aquellas rocas expuestas en la parte noroccidental de la isla Quiriquina.

La Serie Occidental está intruida por el Monzogranito Hualpén en la península del mismo nombre y en la de Tumbes; sin embargo, las aureolas de contacto del plutón y de los diques asociados son de pequeña extensión, limitándose a algunas pocas decenas de metros (Vásquez, 2001). Yace en contacto por inconformidad y por falla con la Formación Quiriquina —observado

particularmente en Boca Norte y en los cerros La Gloria y San Miguel—. En este último, también se infiere una relación estructural con la Formación Curanilahue. Por último, se halla cubierta por depósitos de edad cuaternaria.

Litología. Las filitas pueden presentar textura granolepidoblástica, o bien, si se encuentran cerca del intrusivo, granoblástica o porfiroblástica con matriz granolepidoblástica; alternancia entre bandas ricas en cuarzo y plagioclasa, y otras más ricas en mica blanca y clorita; estar interestratificadas con cuarzoesquistos granolepidoblásticos, con nódulos de cuarzo y albita y, ocasionalmente, porfiroblastos pretectónicos de granate (Vásquez, 2001; Geología de Campo II, 2009). Normalmente, la mineralogía comprende abundante mica blanca, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (albita-oligoclasa), clorita férrica y minerales opacos; y los minerales accesorios varían entre zircón, apatito, epidota y turmalina (Vásquez, 2001). Localmente, se observan estructuras tipo *kink bands*.

Edad y correlaciones. Según Willner y otros (2008), las rocas sedimentarias del protolito de la Serie Occidental habrían sido depositadas en el lapso comprendido desde el Mississippiano Medio (Viseano, *ca.* 335 Ma) hasta el Pennsylvaniano Superior (Kasimoviano, *ca.* 305 Ma). Alrededor de los 320 Ma se da inicio a la subducción y, consecuentemente, a los procesos de deformación por acreción basal, los que tienen un *peak* de metamorfismo entre los 319±17 y 292±2 Ma, y habrían estado activos cerca de 100 Ma (Willner y otros, 2005). El fin de la acreción está evidenciado por la intrusión tardía de granitos posttectónicos (*i.e.*, el Monzogranito Hualpén), entre los 220±5 y 215±4 Ma (Hervé y otros, 1988; Lucassen y otros, 2004), al retirarse el *slab* subductante (Willner y otros, 2005).

Consideraciones sobre el protolito. Los protolitos de la Serie Occidental han sido interpretados como corteza oceánica y secuencias sedimentarias pelíticas de fondo oceánico (Vásquez, 2001). Representa un prisma acrecionario de antearco paleozoico (Willner y otros, 2005; Glodny y otros, 2008), afectado por un metamorfismo de facies de esquistos verdes, con manifestaciones locales de alta presión (*i.e.*, facies de esquistos azules) (Collao & Alfaro, 2000).

2.2.3. Serie Oriental (Pzso)

Definición, distribución y relaciones de contacto. La Serie Oriental consiste principalmente en metagrauvascas, pizarras, filitas, esquistos, rocas córneas y, subordinadamente, gneises

migmatíticos asociados a granitoides y rocas calcosilicatadas (Aguirre y otros, 1972). En la zona de Tomé las rocas incluyen filitas, pizarras, micaesquistos, esquistos de andalucita y *hornfels*.

En el área de estudio aparece como una franja casi continua, con una orientación predominante NNE-SSW, de aproximadamente 25 km de longitud, distribuida desde el margen nororiental del cuadrángulo de trabajo (*i.e.*, al sur de Dichato) hasta la localidad de Bellavista, en Penco. En este último sector, los afloramientos aparecen típicamente cortados por rocas plutónicas. Además, la Serie Oriental se encuentra expuesta en el extremo septentrional de la isla Quiriquina, entre Punta del Faro y Los Chilcos y en el centro de la misma (Frutos y otros, 1982).

La Serie Oriental está intruida (y en contacto por falla) por los Granitoides de Concepción en el baipás Penco y en las rutas CH-150 y CH-152. Subyace en inconformidad a la Formación Quiriquina —relación observada, además de estas dos autovías, en la costa de Tomé (*e.g.*, Caleta Grande de Cocholgüe, Playa El Morro y Punta de Parra), y reportada por Frutos y otros (1982) para el sector de Punta del Faro, en la isla Quiriquina—. Se halla en contacto por falla con la Formación Curanilahue, al norte del arco litoral de Caleta Grande de Cocholgüe y en Punta de Parra. Además, está cubierta por depósitos de edad cuaternaria.

Litología. En Tomé e isla Quiriquina, las filitas y pizarras poseen típicamente una textura lepidoporfidoblástica, y la mineralogía principal consiste en cuarzo, mica blanca, sericita, clorita, andalucita (quiasolita), biotita y minerales opacos; entre los cuales pueden haber abundantes relictos de pirita (Cartes, 2004) y nódulos piritosos (Frutos y otros, 1982). Por efecto del metamorfismo regional de contacto, normalmente presentan porfiroblastos de andalucita y/o biotita (probablemente pseudomorfizada a clorita), lo que les da una apariencia moteada (Cartes, 2004). En aquellos lugares donde la deformación térmica es menor (*e.g.*, Lirquén), se reconocen metasedimentitas laminadas (metapelitas y metapsamitas), con textura granolepidoblástica; con alternancia de bandas oscuras ricas en filosilicatos, con alto contenido de grafito y cristales de pirita de entre 0,5 y 1 cm; y otras, más claras, constituidas principalmente por cuarzo (Vásquez, 2001; Cartes, 2004). Por último, existen ocurrencias de rocas córneas, de textura poiquiloblástica, las cuales poseen una mineralogía similar a las metamorfitas laminadas (Cartes, 2004; Geología de Campo II, 2010). Los esquistos tienen textura porfidoblástica y granolepidoblástica, y se componen de mica blanca, andalucita y, en menor proporción, cordierita, cuarzo, clorita y biotita. La alteración más común es a sericita y clorita, y tiene un carácter pervasivo (Cartes, 2004). Las

metaturbiditas presentan estructuras primarias bien preservadas, tales como: superficies de estratificación S_0 , laminación paralela y cruzada, estratificación gradada, ondulitas y huellas fósiles (Bandel & Quinzio-Sinn, 1999; Cartes, 2004; Geología de Campo II, 2009; 2010).

Edad y correlaciones. El protolito de la Serie Oriental se habría depositado en el Carbonífero inferior, ligeramente antes del de la Serie Occidental, pero ambos previo al emplazamiento del Batolito Costero (*ca.* 320-305 Ma) que intruye a la primera (Hervé y otros, 2013). En efecto, Willner y otros (2008) sugieren edades comprendidas entre el Devónico Superior (Fammeniano, *ca.* 365) y el Mississippiano Medio (Viseano, *ca.* 345). Tan pronto se inicia la subducción, alrededor de los 320 Ma, se generó el evento principal de metamorfismo (*i.e.*, regional durante la acreción frontal); y a los 305 Ma, con la intrusión del Batolito Costero del Sur, se superpuso un pervasivo metamorfismo regional de contacto tipo Buchan, de corta data, que habría durado hasta los 295 Ma (Willner y otros, 2005; Glodny y otros, 2008). Sobre la base de la posición geográfica y las similitudes petrográficas, geoquímicas y estructurales, así como a algunas edades K-Ar devónicas y carboníferas, Franzese (1995) correlaciona la Serie Oriental con el Complejo Piedra Santa, localizado en el área norpatagónica occidental, Provincia de Neuquén, Argentina; las cuales, en conjunto, habrían formado un mismo cinturón metamórfico, vinculado al arco magmático neopaleozoico del Gondwana suroccidental. Asimismo, Duhart y otros (2001) señalan equivalencias con el Complejo Metamórfico Trafún, que se encuentra en la Región de Los Ríos, y tiene una posición intermedia entre los afloramientos chilenos y los argentinos.

Consideraciones sobre el protolito. Las rocas correspondientes a la Serie Oriental han sido interpretadas como una secuencia detrítica de origen continental (Hervé, 1988), que se habría depositado en un ambiente marino pelágico, en el cual el talud aportaba esporádicamente sedimentos debido a corrientes de turbidez o a través de cañones submarinos (Cartes, 2004). La Serie Oriental representa una retrocuña de subducción débilmente deformada, afectada por metamorfismo regional de contacto, de tipo Barroviano, generado por la intrusión del Batolito Costero del Sur (Hervé, 1988). El grado de metamorfismo llega hasta las facies anfíbolita o granulita inferior (Hervé, 1977). Los intrusivos generan en las rocas metamórficas un metamorfismo regional de contacto, cuyo gradiente en la cordillera de Nahuelbuta es de tipo Buchan, y se expresa en tres zonas de metamorfismo creciente hacia el batolito: zonas de biotita, andalucita y sillimanita, respectivamente (Vásquez, 2001).

2.3. ROCAS INTRUSIVAS

2.3.1. Generalidades

Las rocas intrusivas del área de estudio forman parte del Batolito Costero del Sur (BCS) de Hervé y otros (1987), que aflora en forma continua en la cordillera de la Costa del centro-sur de Chile, entre los 32°30' y los 38°00' de latitud S (Creixell, 2001). Este último autor (p. 28) distingue, en las inmediaciones de la ciudad de Concepción, un conjunto de granitoides de composición altamente diferenciada que agrupa en una subunidad denominada Granitoides de Concepción, y que corresponde al margen occidental del BCS. En menor proporción, se encuentran plutonitas mesozoicas del Monzogranito Hualpén.

2.3.2. Granitoides de Concepción (Pzsgc)

Definición, distribución y relaciones de contacto. La unidad Granitoides de Concepción consta de monzogranitos de biotita y tonalitas de biotita y mica blanca, expuestos al noreste del río Biobío (Creixell, 2001). En los alrededores de Concepción comprenden tonalitas, granodioritas y granitos subordinados, los cuales, en general, se observan completamente meteorizados y los feldespatos descompuestos (Vivallos y otros, 2010).

Esta unidad se encuentra distribuida, amplia- y continuamente, a lo largo de las estribaciones occidentales de la cordillera de la Costa, limitada al sur por el río Biobío, en el margen meridional del cuadrángulo de trabajo. Además, existen ocurrencias en la mayoría de los cerros isla de la comuna de Concepción (*e.g.*, en los cerros Chepe, El Golf, Chacabuco, Lo Galindo y La Pólvara).

Los Granitoides de Concepción intruyen a la Serie Oriental del Basamento Metamórfico, por lo que generan tres zonas de metamorfismo de contacto: zonas de biotita, de andalucita y de sillimanita (Creixell, 2001; Vásquez, 2001). Naturalmente, el grado metamórfico aumenta hacia el contacto con los intrusivos. También se hallan en contacto por falla con estos últimos; específicamente, en algunos cortes de las rutas CH-150 y CH-152 (Geología de Campo II, 2010). Asimismo, se disponen en inconformidad con respecto a las formaciones Quiriquina (*e.g.*, en los cerros Chacabuco, Lo Galindo y La Pólvara) y Curanilahue (*e.g.*, en los cerros Caracol y Lo Pequén). Por último, están cubiertos por los depósitos semi- a no consolidados del Cuaternario.

Litología. Las tonalitas son esencialmente de biotita y, en menor medida, de biotita y anfíbol; tienen textura alotromórfica a hipidiomórfica granular de grano medio, con cristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa (que pueden alcanzar hasta 8 mm); además de cuarzo, biotita, muscovita y minerales opacos (Creixell, 2001; Geología de Campo II, 2009; 2010). Las plagioclasas están intensamente alteradas a sericita, arcillas, prehnita, clorita, cuarzo, calcita, epidota y zoisita; y las biotitas, a clorita y esfeno (García, 2004). Por su parte, los granitos se caracterizan por una textura alotromórfica granular, y están constituidos por plagioclasa, microclina en grandes cristales subhedrales (cerca de los 5 mm) o anhedrales de menor tamaño, cuarzo, biotita, muscovita y minerales accesorios como circón y apatito (Creixell, 2001; García, 2004). En los granitos, las plagioclasas se hallan muy alteradas a sericita, sausalita y arcillas (Creixell, 2001). En general, estas rocas se encuentran muy meteorizadas, con un manto de alteración que puede llegar a los 100 m (Quezada, 1996).

Edad y correlaciones. Se han determinado edades K/Ar de 310 ± 20 Ma (Nishimura, 1971), para los granitoides que afloran cerca de Concepción; 294 ± 2 Ma, mediante isótopos de Rb-Sr (Hervé y otros, 1988); y 306 ± 6 Ma, por el método de Rb-Sr, en roca total (Lucassen y otros, 2004). Por lo tanto, es posible asignarlas al Carbonífero-Pérmico.

Génesis. Las rocas intrusivas paleozoicas se generaron a partir de magmas calcoalcalinos producidos en un ambiente de margen continental activo (Creixell, 2001). En particular, los Granitoides de Concepción cristalizaron a temperaturas entre 600 y 800 °C y bajo presiones cercanas a los 5 kbar, lo que indica un emplazamiento mesozonal a profundidades entre 15 y 19 km (Creixell, 2001).

2.3.3. Monzogranito Hualpén (Trsh)

Definición, distribución y relaciones de contacto. Cuerpo plutónico, con forma de stock, que aflora principalmente en los cerros Tetas del Biobío, península de Hualpén, y corresponde a monzogranitos de biotita, con algo de turmalina, que intruyen a esquistos pelíticos de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico (Creixell, 2001; Geología de Campo II, 2009). Se han documentado, además, ocurrencias de monzogranito y diques aplíticos y microtonalíticos en la península de Tumbes (Geología de Campo II, 2009; 2010). Como se mencionó previamente, las

aureolas de contacto del plutón y de los diques asociados son de pequeña extensión, limitándose a algunas pocas decenas de metros (Vásquez, 2001).

Litología. Los monzogranitos son rocas de textura alotromórfica granular, de grano medio a grueso, color gris claro en muestra fresca y rosado en muestra meteorizada (Creixell, 2001). La mineralogía primaria está compuesta por cuarzo y ortoclasa anhedral, plagioclasa subhedral, biotita moderadamente alterada a clorita, mica blanca y turmalina (1-5%); como mineral accesorio aparece monazita y, subordinadamente, apatito, circón y minerales opacos (Creixell, *op. cit.*). Las aplitas ocurren como diques de poco espesor, de menos de 50 cm, leucocráticos y de grano fino, con agregados radiales de turmalina (Geología de Campo II, 2009).

Edad y correlaciones. Se han efectuado tres dataciones para las rocas del Monzogranito Hualpén: la primera es una edad K-Ar de 215 ± 4 Ma, en biotita (Hervé y otros, 1988); mientras que las restantes han entregado 220 ± 5 y 222 ± 2 Ma, respectivamente, por el método de Rb-Sr en roca total (Lucassen y otros, 2004). De lo anterior se deduce una edad triásica superior.

Génesis. El Monzogranito Hualpén tiene una composición altamente diferenciada, características de emplazamiento epizonal y una reducida extensión, lo que permite establecer la presencia de un magmatismo triásico en la cordillera de la Costa de la Región del Biobío (Creixell, 2001). Los diques microtonalíticos, que cortan tanto al Monzogranito Hualpén como al Basamento Metamórfico, corresponderían a la última etapa del magmatismo; y los diques apliticos, a una fase residual de la diferenciación magmática (Creixell, 2001; Geología de Campo II, 2010).

2.4. ROCAS ESTRATIFICADAS

2.4.1. Generalidades

El relleno sedimentario de la “Fosa de Concepción y Talcahuano” (*sensu* Galli, 1967), caracterizado por secuencias predominantemente siliciclásticas, se inicia en el Cretácico tardío y abarca hasta el Reciente. El primer episodio se denota por la depositación de conglomerados subordinados sucedidos por capas de areniscas, pertenecientes a la Formación Quiriquina, la cual refleja un evento marino transgresivo durante el Maastrichtiano (Stinnesbeck, 1986). A estas últimas, le sobreyacen areniscas, en parte conglomerádicas, y arcillolitas asociadas a mantos carboníferos de la Formación Curanilahue, evidencia de un ambiente marino-litoral (Pineda,

1983), que habría prevalecido durante el Paleógeno. Luego, en discordancia angular, se disponen los conglomerados fluviales de la Formación Andalién, asignados tentativamente al Plioceno. Por último, conforman los llanos de sedimentación fluvial y/o aluvional del Gran Concepción, un conjunto genética- y petrográficamente heterogéneo de depósitos semi- a no consolidados: depósitos litorales, depósitos fluviales del río Biobío, depósitos fluviales del río Andalién y otros esteros, arenas limosas, depósitos aluviales y coluviales, humedales y marismas y depósitos antrópicos.

2.4.2. Cretácico

2.4.2.1. Formación Quiriquina (Ksq)

Definición, distribución y relaciones estratigráficas. Biró-Bagóczy (1982a) propone formalmente la denominación de Formación Quiriquina para aquellas capas fosilíferas del Cretácico Superior, que se encuentran en la franja costera de la Región del Biobío, especialmente entre Dichato y Concepción.

La localidad tipo está ubicada en bahía Las Tablas, en el margen septentrional de la isla Quiriquina; y la parlocalidad tipo, en Cocholgüe, al norte de Tomé, por ser el lugar de mejor desarrollo fuera de la isla y tener un acceso relativamente bueno (Biró-Bagóczy, 1982a). Si bien se expone en forma discontinua entre los 33° y 39° de latitud S (Salazar y otros, 2010), se reconoce típicamente en los acantilados que bordean la bahía de Concepción. Al norte del río Biobío, al interior de las comunas del Gran Concepción, aparece en los cerros isla de la conurbación y en las terrazas marinas escalonadas que están adhosadas al zócalo paleozoico. En vista de planta, los afloramientos de la Formación Quiriquina se disponen normalmente elongados con una orientación preferente NE-SW a NNE-SSW.

La Formación Quiriquina sobreyace en inconformidad a las rocas del Basamento Metamórfico: se apoya sobre la Serie Oriental en Caleta Grande de Cocholgüe, Playa El Morro, Punta de Parra y en algunos cortes de las rutas CH-150 y CH-152. Frutos y otros (1982) mencionan esta misma relación para el sector de Punta del Faro, en la isla Quiriquina. Con la Serie Occidental se halla, además, en contacto por falla —lo que se puede observar en el sector de Boca Norte y en los cerros La Gloria y San Miguel—. Del mismo modo, se dispone en contacto inconforme con los Granitoides de Concepción en los cerros Chepe, Chacabuco, Lo Galindo, La Pólvara y, según

Sylvester & Sangüesa (en Veyl, 1961), también en el Pique Elena, una antigua mina de carbón de Lirquén. Infrayace en ligera discordancia planiangular a la Formación Curanilahue en bahía Las Tablas, Caleta Cocholgüe, Playa El Morro, los cerros Chacabuco y San Miguel (*e.g.*, corte de Perales, Plaza San Eugenio y en el flanco septentrional frente a la población Huachicoo). Subyace a los depósitos de edad cuaternaria.

Litología y potencia. Stinnesbeck (1986), Salazar (2004) y Salazar y otros (2010; 2015), han dividido la sección estratigráfica levantada en el estratotipo de la Formación Quiriquina en cuatro litofacies, las cuales, de base a techo, corresponden a: (1) Conglomerado Basal, (2) Areniscas Amarillas, (3) Niveles de Coquina y (4) Areniscas Limosas con Concreciones Calcareníticas. Los primeros 15 m de la litofacies (1) corresponden a un conglomerado polimíctico, con clastos angulares a redondeados de esquistos, metaareniscas y cuarcita; y cuya parte superior lo constituye un horizonte arenoso de 0,3 m de potencia, con estratificación cruzada planar y clastos imbricados (Salazar y otros, 2015). La litofacies (2) consta de 6,5 m de arenisca amarilla con laminación cruzada planar y lentes conglomerádicos intercalados (Salazar y otros, 2015). Destaca un nivel centimétrico constituido casi exclusivamente por pequeños fragmentos de biotita (Salazar, 2004). La litofacies (3) está conformada por 10 m de arenisca verde glauconítica interestratificada con bancos resistentes de coquina de 5 a 20 cm (Stinnesbeck, 1986) o 30 cm de espesor (Salazar, 2004), cuya asociación paleofaunística está dominada por *Pacitrignia hanetiana* y *Cardium (Bucardium) acuticostatum* (Biró-Bagóczy, 1982a; Salazar y otros, 2015). La litofacies (4) comprende 35 m de arenisca limosa, de color verde, con niveles de cuerpos concrecionarios calcareníticos de entre 0,2 y 1 m de diámetro, alineados paralelos a la estratificación (Salazar y otros, 2015). Los fósiles de esta facies difieren considerablemente de las capas coquináceas ricas en bivalvos, puesto que aquí predominan los ammonites (en mayor medida, *Eubaculites carinatus*) (Salazar, 2004); sin embargo, estos cefalópodos se hallan ausentes en los 2 a 3 m finales de la formación, en los cuales solo se encuentran icnofósiles y algunos bivalvos comedores de detritos (Stinnesbeck, 1986; Salazar, 2004; Salazar y otros, 2010).

En el sector de San Vicente, Galli (1967) describe composicionalmente las areniscas de la Formación Quiriquina, y sugiere una naturaleza arcósica y subarcósica para estas rocas. Se trata de areniscas de grano muy fino a medio, con un armazón constituido predominantemente por

cuarzo, feldespatos y, en menor cantidad, micas, filita, líticos volcánicos, glauconita y minerales pesados como apatito, zircón, titanita, piroxenos, epidota y magnetita. Según Galli (*op. cit.*), como cemento se encuentra calcita, óxido de hierro y antigorita.

En el sector de Las Tablas, 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-Bagóczy (1982a); 65 m por Stinnesbeck (1986); 66,5 m por Salazar (2004); y poco más de 113 m en el presente trabajo. Del mismo modo, en Caleta Grande de Cocholgue, los espesores calculados varían ampliamente: 95,60 m por Biró-Bagóczy (1982a); 47 m por Stinnesbeck (1986); 50,9 m por Buatois & Encinas (2011); y 37,27 m en el presente trabajo. Galli (1987) sugiere un máximo de 50 m en el área de Concepción y Talcahuano. Sin embargo, las mayores potencias reportadas para la formación han sido de 1.000 m frente a Talcahuano (Mordojovich, 1975), 1.160 m (Chávez & Bonilla, 1976) y 1.300 m en la Cuenca de Arauco (Elgueta & Arcos, 1994).

Edad y correlaciones estratigráficas. Biró-Bagóczy (1982a) asigna a la Formación Quiriquina una edad campaniana-maastrichtiana, sobre la base de la asociación faunística de ammonoideos. Luego, con nuevos antecedentes de estos cefalópodos, Hünicken y Covacevich (1975) y Stinnesbeck (1986) acotan la unidad al piso Maastrichtiano. Salazar (2004) va más allá y señala que la de la Formación Quiriquina abarcaría “desde la parte superior del Maastrichtiano inferior y/o el comienzo del Maastrichtiano superior hasta la parte superior del Maastrichtiano superior, pero no llega hasta el final del Maastrichtiano”.

La Formación Quiriquina se correlaciona con los Estratos de la Quebrada Municipalidad y las formaciones Punta Topocalma y Chanco, regiones de Valparaíso, O'Higgins y del Maule (Encinas y otros, 2014); y del mismo modo, con las formaciones Dorotea y Fuentes, en la Región de Magallanes, en el ámbito de la cordillera Patagónica (Otero y otros, 2015). Salazar (2004) señala equivalencias bioestratigráficas con la parte alta de la Formación López de Bertodano de la isla Seymour, península Antártica; la Formación Miria de Australia Occidental; la Formación Valudayur del distrito Pondicherry, sur de India; y con las secciones del área franco-hispana del golfo de Vizcaya.

Nuevos estudios incluyen dentro de la Formación Quiriquina al conjunto completo de 120 m de rocas con abundantes fósiles marinos, que aflora en el sector costero de Faro Carranza, localidad de Loanco, Región del Maule (Suárez & Otero, 2008; Otero, 2015; Castro y otros, 2016a, b).

Ambiente de depositación. La Formación Quiriquina tiene un origen marino (Gajardo, 1981) o marino costanero, más bien intermareal (Biró-Bagóczy, 1982a), producto de la transgresión rápida del mar en el Cretácico tardío en los flancos occidentales de la actual cordillera de la Costa (Wetzel, 1930; Galli, 1967), en relación con una erosión activa sobre esta última (Chotin, 1969). Según Salazar y otros (2015), el conglomerado basal transgresivo sugiere facies de *shoreface* de alta energía que rellenan un fuerte paleorrelieve; las areniscas amarillas indican un ambiente de *shoreface* medio a superior con un corto período de relativa quietud, denotado por el delgado nivel rico en biotita; 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 a muy 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 & Encinas, 2011).

2.4.3. Paleógeno

2.4.3.1. Formación Curanilahue (Pgc)

Definición, distribución y relaciones estratigráficas. El Piso de Curanilahue fue definido originalmente en la Provincia de Arauco por Muñoz-Cristi (1946), como una secuencia marino-continental con mantos de carbón y una potencia de 500 m. La Formación Curanilahue coincide con el Piso de Curanilahue (Martínez-Pardo & Martínez-Guzmán, 1997), el cual se subdivide en los horizontes Pilpilco, Lota, Intercalación y Colico (Muñoz-Cristi, 1954 en Chotin, 1969). En la zona de estudio estarían representados los dos primeros (Chotin, 1969) y, para efectos del presente trabajo, se han agrupado bajo la denominación de Formación Curanilahue, en el mismo sentido de Céspedes (1977 en Martínez-Pardo & Martínez-Guzmán, 1997). Similarmente, se consideran equivalentes las formaciones Cerro Alto de Frutos y otros (1982) y Cosmito de Galli (1967).

La facies Pilpilco (o Formación Pilpilco *sensu* Muñoz-Cristi, 1968) corresponde a areniscas verdes de grano medio a grueso, arcillosas, de carácter marino-litoral, con una buena representación en el río homónimo, al sur de Curanilahue (Pineda, 1983). Por su parte, la facies Lota (o Miembro Lota de la Formación Curanilahue *sensu* Muñoz-Cristi, 1956), de origen continental, está constituida por areniscas gruesas basales, en parte conglomerádicas, y areniscas

de grano medio a fino con intercalaciones de arcillas asociadas a mantos de carbón, de mayor desarrollo en la región del mismo nombre (Pineda, 1983).

En la zona de trabajo, los afloramientos se distribuyen en forma discontinua en las bahías de Concepción y Coliumo, desde más al norte de Punta del Arco, por el noreste, hasta los sectores de Laguna Redonda y la parte somital del cerro Caracol, al sur. Así, por ejemplo, se halla expuesta en los acantilados de la isla Quiriquina y del litoral de la comuna de Tomé (*e.g.*, en Caleta Cocholgüe, Punta Montecristo, Caleta Montecristo, Caleta Los Bagres y Punta de Parra), en los cerros isla del área metropolitana de Concepción y en parte de las estribaciones occidentales de la cordillera de la Costa de Penco (*e.g.*, en los cerros de Cosmito y cerro Verde).

La información de subsuperficie de la Cuenca de Arauco indica que las capas de la Formación Curanilahue reposan en inconformidad sobre el zócalo metamórfico (Muñoz-Cristi, 1968; Pineda, 1983). Además, se infiere relación por falla con la Serie Occidental del Basamento Metamórfico en los sectores de Boca Norte y en la Cantera San Miguel; y con la Serie Oriental, al norte del arco litoral de Caleta Grande de Cocholgüe. Asimismo, reposa en contacto inconforme sobre los Granitoides de Concepción en los cerros Caracol y La Virgen. Sobreyace en ligera discordancia planiangular a la Formación Quiriquina en bahía Las Tablas, Caleta Cocholgüe, Playa El Morro; en la parte superior del cerro San Miguel, frente a la población Huachicoop, en la Plaza San Eugenio y en el corte de Perales; en el cerro Chacabuco, y tentativamente en Boca Norte. También se infiere un contacto por falla con las rocas cretácicas en el cerro La U (porción septentrional del cerro San Miguel). Por último, está cubierta parcialmente por rocas sedimentarias y sedimentos del Plioceno y Cuaternario (Galli, 1967).

Litología y potencia. En el área de trabajo, los afloramientos de rocas paleógenas incluyen arcosas gruesas a conglomerádicas y conglomerado; arcosas finas, más o menos arcillosas; arcillolitas y niveles carbonosos (Chotin, 1969; Frutos y otros, 1982; Vivallos y otros, 2010). Las litologías de la facies Pilpilco comprenden areniscas de grano fino a medio, de color verdoso oscuro, con algunas capas de arcillas intercaladas y, en ciertos casos, de conglomerados finos (Muñoz-Cristi, 1968). La facies Lota, en cambio, está constituida exclusivamente por una secuencia continental de areniscas arcósicas de grano fino a grueso, en parte conglomerádicas, de color gris ceniciento; y conglomerados finos, con intercalaciones de arcillas y tres mantos de

carbón, antiguamente explotados en Lota y Schwager (Muñoz-Cristi, 1968; Grez-Armanet, 1979).

La transición entre la facies Pilpilco y la facies Lota se evidencia tanto por el paso del color verde al gris ceniciento, como por el aumento en las intercalaciones de arcilla en las areniscas verdes o, en ciertos casos, aparece señalada por un conglomerado (Muñoz-Cristi, 1968). Normalmente, la transición es gradual y también se manifiesta por una disminución continua del material andesítico para llegar a estar subordinado (Muñoz-Cristi, 1968). En ese sentido, este autor señala que “en la [Facies] Pilpilco es característica la gran abundancia de material andesítico fresco entre los sedimentos; en cambio, los sedimentos de los distintos miembros de la Formación Curanilahue están constituidos principalmente por clastos derivados de porfiritas y queratófidos fuertemente caolinizados [...] [Finalmente], la participación de andesitas frescas es muy subordinada” (p. 64).

Al norte del río Biobío, las sedimentitas paleógenas presentan características análogas a las del golfo de Arauco, pero con espesores mucho más reducidos y con menor número mantos de carbón, de menor potencia y de inferior calidad (Veyl, 1961). En efecto, en Lirquén, Sylvester & Sangüesa (1948 en Veyl, 1961) describen aproximadamente 100 m de areniscas y arcillas pertenecientes a la facies Pilpilco y, más o menos 60 m de areniscas, arcillas y tres mantos de carbón, asimilables a la facies Lota. En contraste, Muñoz-Cristi (1968) y Grez-Armanet (1979) calculan alrededor de 150 m y 180 m para las facies Pilpilco en la Cuenca de Arauco, respectivamente. En la facies Lota, particularmente en la comuna homónima, Veyl (1961) y Grez-Armanet (1979) mencionan potencias que oscilan entre 175 m y 180 m. Más al norte, en las minas de Cosmito, Sylvester & Sangüesa (1948 en Veyl, 1961) estiman en 300 m las rocas del Terciario inferior.

Edad y correlaciones estratigráficas. La Formación Curanilahue (*sensu* Muñoz-Cristi, 1956) es asignada al Eoceno inferior, sobre la base del contenido fosilífero del Miembro Intercalación (Tavera, 1942 en Pineda, 1983). Asimismo, basándose en el foraminífero *Fronidularia capitana*, una forma restringida a la parte inferior de la Formación Chacra de Perú, Martínez-Pardo (1968 en Muñoz-Cristi, 1968; Martínez-Pardo, 1968a) sugiere una edad eocena media o eocena inferior media para el Miembro Intercalación de la Formación Curanilahue. Por lo tanto, dada las relaciones de engrane lateral entre los horizontes Lota e Intercalación divisadas según el

modelo de Martínez-Pardo (1968a), la edad mínima para las capas del Paleógeno de Concepción sería Eoceno medio. Por otra parte, Groeber (1956 en Martínez-Pardo, 1968b) y Hoffstetter y otros (1957) han sugerido edades paleocena inferior o paleocena *sensu lato* para la formación completa. Por último, Muñoz-Ramírez y otros (2008) y González y otros (2010) calculan una edad paleocena para el ensamble de dientes de elasmobranquios provenientes del conglomerado suprayacente a la Formación Quiriquina, en el cerro San Miguel. En consecuencia y, dado que la facies Pilpilco de la Formación Curanilahue sobreyace en ligera discordancia planiangular a la Formación Quiriquina, se propone una edad máxima paleocena inferior.

Se considera como equivalentes a la Formación Curanilahue las siguientes dos unidades: 1) las “areniscas arcósicas con frecuente estratificación cruzada, con intercalaciones de conglomerado y niveles carbonosos”, denominadas Formación Cerro Alto por Frutos y otros (1982, p. F324), en la isla Quiriquina; 2) las “lutitas, areniscas, conglomerado y carbón [...] que en la mayor parte de los afloramientos se presentan muy alteradas, con un color amarillento rojizo característico”, designadas como Formación Cosmito en el área de Concepción, por Galli (1967, p. 44-45).

Ambiente de depositación. La facies Pilpilco tiene un carácter posiblemente costanero controlado, en su mayor parte, por el aporte de ríos que vendrían desde el interior (Muñoz-Cristi, 1968). Posterior a la depositación de la facies Pilpilco se registra una etapa regresiva, que es la responsable de la sedimentación de la facies Lota (Pineda, 1983). En esta última, el ambiente imperante era de tipo parálico, esto es, constituido por un sistema lagunar y pantanoso, localizado entre una superficie peniplanizada y una barra arenosa que detenía el avance del mar (Stach y otros, 1975 en Grez-Armanet, 1979). Más tarde, Elgueta & Arcos (1994) propusieron un modelo de sedimentación de delta fluvial (facies de delta medio, frente deltaico a prodelta y plataforma marina) para la depositación de la Formación Curanilahue (*sensu* Muñoz-Cristi, 1956), como franjas aparentemente paralelas a la línea de paleocosta, con profundización de los ambientes marinos de oriente a occidente. Finalmente, Elgueta & Arcos (1994) 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.

En relación a las rocas aflorantes en el Gran Concepción, Galli (1967) señala que estas presentan características de depósitos lagunares-costaneros asociados a pantanos y dunas litorales, formados en un ambiente de baja energía y sedimentados en una cuenca marginal-cratónica,

donde predominaron los movimientos epirogénicos negativos. Además, Galli (*op. cit.*) agrega que la glauconita redondeada indica erosión de la subyacente Formación Quiriquina y, por lo tanto, que la procedencia de los clastos está asociada a erosión de rocas sedimentarias más antiguas formadas, lo cual estaría reafirmado por la presencia de granos de feldespatos frescos asociados, junto a otros muy descompuestos. En el caso particular de la facies Lota en el área metropolitana de Concepción, la estratificación cruzada, la ausencia o escasez de fósiles marinos, la presencia de fósiles vegetales y de lignitos, así como la heterogeneidad en el tamaño de los elementos clásticos sugieren un ambiente de sedimentación muy litoral y aún continental (Chotin, 1969).

2.4.4. Neógeno

2.4.4.1. Formación Andalién (PliPla)

Definición, distribución y relaciones estratigráficas. Se denomina Formación Andalién a una secuencia de arenisca y conglomerado, muy meteorizados, que se exponen como una franja SW-NE relativamente discontinua de afloramientos en las serranías bajas distribuidas entre los cerros Verde, al W de Concepción, y Bellavista, al NW de Penco. Esta unidad fue definida por Galli (1967) en el sector donde el río Andalién bordea por el NE la ciudad de Concepción.

Según Galli (1967), la Formación Andalién se dispone en discordancia angular sobre las rocas del Terciario inferior y más antiguas. Efectivamente, García (2004) reconoce esta relación de angularidad con la Formación Cosmito (*i.e.*, Formación Curanilahue), a la que sobreyace en los afloramientos de Laguna Redonda, Lomas de San Sebastián, Cosmito y cerro Bellavista. Por otra parte, Quezada (1996) señala que la Formación Andalién es cubierta por los sedimentos inconsolidados denominados “arenas del Biobío” (*i.e.*, depósitos fluviales del río Biobío), o bien, constituye la actual superficie de erosión.

Litología y potencia. Corresponde a areniscas, arcillolitas conglomerádicas y conglomerados polimícticos, muy descompuestos, con clastos de filitas, esquistos micáceos, cuarcitas, rocas graníticas y areniscas (Galli, 1967; Quezada, 1996; García, 2004; Vivallos y otros, 2010). La matriz del conglomerado es arena media a gruesa (Galli, 1967); los fenoclastos van desde angulares a subredondeados y la fábrica varía de clasto- a matrizsoportada (García, 2004). Las rocas presentan argilización y oxidación notorias, lo que les proporciona un color rojizo (Quezada, 1996). Si bien este Quezada (*op. cit.*) sugiere, “en un corte ubicado a 500 m al este del

aeropuerto Carriel Sur [...] [un] espesor estimado de 5 m” (p. 51), Galli (1967) calcula, para los depósitos de la Formación Andalién, una potencia de alrededor de 30 m. García (2004) va más allá y señala que los afloramientos localizados en Penco pueden llegar a los 70 m.

Edad y correlaciones estratigráficas. Galli (1967) estima tentativamente una edad pliocena a pleistocena, basándose en las relaciones estratigráficas con otras unidades de la zona. La correlación entre la Formación Andalién y rocas equivalentes a la Formación Tubul, distribuida en la costa de Arauco, apoya una edad máxima pliocena (Galli, *op. cit.*). Asimismo, los sedimentos más antiguos de la Formación Huachipato (*i.e.*, depósitos fluviales del río Biobío), asignados al Pleistoceno superior, sugieren una edad mínima pleistocena inferior para la depositación de la Formación Andalién.

Ambiente de depositación. Galli (1967) interpreta la estratificación de los depósitos como torrencial y sugiere que los materiales sedimentarios se depositaron en un ambiente pedemontano y continental, derivados de un área tectónicamente inestable, en proceso de erosión, compuesta por rocas metamórficas y graníticas. Luego, sobre la base de la esfericidad y la variabilidad del tamaño de los clastos del conglomerado, en niveles o capas subhorizontales, Quezada (1996) propone un origen posiblemente fluvial, con alternancia del régimen del río entre períodos de alta energía y otros, más cortos, de baja energía. Efectivamente, en los sucesivos trabajos de la asignatura de Geología de Campo II (2008, 2009, 2010, 2013) se ha postulado una génesis fluvial para estos depósitos, cuyas asociaciones de facies están vinculadas normalmente a flujos de alta energía.

2.4.5. Cuaternario

2.4.5.1. Depósitos litorales (PIHI)

Definición, distribución y relaciones estratigráficas. Constituyen cordones litorales paralelos a la línea de costa (Ramírez y otros, 2012) o acumulaciones en el interior de ensenadas pequeñas, que bordean las bahías de Concepción y San Vicente. Están distribuidos en una zona angosta limitada por los niveles de la bajamar y de las más altas mareas (Galli, 1967). Si bien el grueso de estos depósitos lo comprenden sedimentos arenosos, este último autor señala también la presencia, “en las proximidades de los acantilados de San Vicente y de El Morro de Talcahuano, [...] [de] grandes rodados de hasta varios metros de diámetro, en partes mezclados con arena” (p.

70). En particular, las playas de bloques y cantos se vuelven abundantes en algunas playas festoneadas de las penínsulas de Tumbes y Hualpén, y sobre todo en la costa rocosa de Tomé.

Sobreyacen a todas las unidades precuaternarias, con excepción de la Formación Andalién. En el sector de la boca norte de la desembocadura del río Biobío, depósitos aterrizados de poco espesor, cubren discordantemente las areniscas de la Formación Quiriquina. Se encuentran cubiertos por depósitos de arenas limosas y depósitos aluviales y coluviales, con los cuales pueden también intercalarse.

Litología y potencia. En los depósitos litorales se aprecian facies de arenas negras y claras, además de facies de gravas bioclásticas. Las primeras corresponden principalmente a arenas de grano fino a grueso, de color negro castaño a gris oscuro, con bajo contenido de limos (Galli, 1967; Ramírez y otros, 2012). Los granos son angulares a bien redondeados, mineralógicamente inmaduros, constituidos por magnetita y fragmentos basálticos con magnetita, líticos basálticos, plagioclasas y restos de conchas marinas (Galli, 1967).

Las facies de arenas claras, de un color normalmente pardo amarillento, debido al predominio de cuarzo y feldespato sobre los minerales máficos (*e.g.*, micas, anfíboles, hematita, magnetita, piroxeno), se observa en la mayoría de las playas de la península de Hualpén, y desde la de Penco hacia el norte. Esta facies comprende arenas de granulometría variable, de finas a gruesas, con una selección moderada a buena, y composicionalmente son medianamente heterogéneas.

La facies de gravas bioclásticas están representadas por depósitos rudíticos aterrizados, parcialmente edafizados, matriz- a clastosoportados, moderadamente seleccionados. Composicionalmente, contienen proporciones variables (entre 20 y 60%) de fragmentos de valvas de pelecípodos (principalmente ostreoideos), gastrópodos y crustáceos cirrípedos subordinados; además de clastos angulares de cuarcita y filitas, en una matriz de arena fina, algo limosa. También se encuentran acumulaciones reconocidas en el estrán de algunas playas encajadas de la península de Hualpén, formadas casi exclusivamente por guijas bien redondeadas, bien seleccionadas, constituidas por bioclastos (55-63%), líticos metamórficos (25-30%) y cuarcita (12-15%); carentes de matriz.

Edad y correlaciones estratigráficas. La edad máxima de los depósitos aterrizados se asigna al Pleistoceno temprano, dado que serían resultado de la interacción entre el alzamiento tectónico y las variaciones glacioeustáticas del nivel del mar, características de esta época (*e.g.*, Quezada y

otros, 2007). En contraste, dado que la sedimentación continúa hasta la actualidad, la edad mínima es el Reciente.

Ambiente de depositación. Constituyen depósitos de playa acumulados principalmente por la acción de olas y corrientes en el *nearshore*. Los materiales pueden provenir del aporte de ríos o esteros, erosión de acantilados, transporte sedimentario longitudinal, entre otras fuentes naturales o antropogénicas. Ahora bien, la exposición tierra adentro de estos, en forma de terrazas marinas, es explicable por los sucesivos sollevamientos del borde costero y el descenso del nivel de mar.

2.4.5.2. Depósitos fluviales del río Biobío (PIHfb)

Definición, distribución y relaciones estratigráficas. Corresponden a arenas negras a grises, de grano muy fino a grueso, con algo de limo; de pobre selección y subredondeadas (Vivallos y otros, 2010). Se distribuyen en la llanura situada entre las bahías de Concepción y San Vicente, en la ribera del río Biobío y los escarpes de la cordillera de la Costa y de la península de Tumbes (Galli, 1967). Si bien Galli (*op. cit.*) propone el nombre de Formación Huachipato para parte de estos depósitos, en el presente trabajo se prefiere utilizar la denominación genética para incluir los materiales que actualmente transporta el río Biobío. Sobreyacen, en discordancia angular, a las unidades precuaternarias; además, se hallan interestratificados con los depósitos litorales y los depósitos aluviales y coluviales.

Litología y potencia. Constan de arenas, cuyos granos están compuestos principalmente por fragmentos líticos de basalto y granos de feldespatos subordinados, aunque también se puede encontrar magnetita, hematita, vidrio volcánico, micas, olivino y cuarzo. En general, la arena fina se intercala con capas de limo y arcilla, y con gravas angulosas a subredondeadas poligénicas (Galli, 1967). El espesor máximo reconocido es 40 m pero probablemente alcanza los 160 m, debajo del centro de Concepción (Galli, *op. cit.*).

Edad y correlaciones estratigráficas. Martínez-Pardo (comunicación epistolar en Galli, 1967) reconoce tres biofacies superpuestas de foraminíferos, cuyo período máximo de desarrollo habría tenido lugar entre el Pleistoceno más joven y el Reciente. Los depósitos fluviales del río Biobío se pueden correlacionar con los depósitos de arenas del cono del río Laja (Quezada, 1996), cuyos granos están formados por material piroclástico de composición andesítica y basáltica (Ferraris, 1981); y con la unidad informal de “sedimentos de valles actuales”, denominada así por Gajardo

(1981). Del mismo modo, son equivalentes a las terrazas fluviales de arenas negras, que afloran en el curso inferior del río Biobío, con una altitud máxima que alcanza los 100 m s.n.m. en el sector de Buanuraqui, al SE del área de estudio (Geología de Campo II, 2015).

Ambiente de depositación. Dado que el río Biobío desembocaba en la bahía de Concepción y, posteriormente, en la bahía de San Vicente, se conformó en la “Fosa de Concepción y Talcahuano” (*sensu* Galli, 1967) un sistema fluvial-deltaico. Luego, el río cambió su curso, dirigiéndose hacia el golfo de Arauco, donde se encuentra su actual desembocadura (Quezada, 1996). Los materiales provienen de la remoción de arenas basálticas desde la Depresión Central; las cuales se interpretan como depósitos de flujos piroclásticos turbulentos, que acompañaron a la erupción freatomagmática que provocó la avalancha volcánica de Antuco y cuyos productos invadieron inicialmente gran parte del tramo superior del Valle del Laja (Thiele y otros, 1998).

2.4.5.3. Depósitos fluviales del río Andalién y otros esteros (PIHfa)

Corresponde normalmente a arenas finas limosas y arcillosas, pobremente seleccionadas, sin cementación, de color castaño amarillento; compuestas principalmente por cuarzo, feldespatos y líticas plutónicas (Galli, 1967; Vivallos y otros, 2010). Están distribuidas localmente en el lecho y en las terrazas bajas formadas por el río Andalién (Galli, 1967). En ciertas partes varía a arena muy gruesa (Galli, 1967) y/o a gravas (Quezada, 1996). Sobreyacen concordantemente a los depósitos fluviales del río Biobío, se disponen en inconformidad con los Granitoides de Concepción o engranan lateralmente con los depósitos aluviales y coluviales.

2.4.5.4. Arenas limosas (PIHal)

Principalmente depósitos constituidos por arenas finas a medias, con limos subordinados (Vivallos y otros, 2010). Se exponen principalmente en áreas cercanas a las playas de las bahías de San Vicente y Concepción, a la ribera del río Biobío, y en Carriel, Nueva Pampa, Lorenzo Arenas y Talcahuano; donde forman franjas de varios kilómetros de largo y montículos de forma irregular (Galli, 1967). La arena de dunas es limpia, muy uniforme y permeable, tiene un color castaño amarillento oscuro, gris pardo y gris oliva; en su mayor parte formada por arena movilizada desde la superficie de la Formación Huachipato (*i.e.*, depósitos fluviales del río Biobío), a la que suprayace (Galli, 1967).

2.4.5.5. Depósitos aluviales y coluviales (PIHac)

Formados por gravas y arenas, con alto contenido de limos y arcillas; producto de la erosión y meteorización de rocas metamórficas, sedimentarias e intrusivas (Vivallos y otros, 2010; Ramírez y otros, 2012), y movimientos de remoción en masa mayores, pasados y recientes (Quezada, 1996). Se encuentran en muchas laderas como sedimentos inconsolidados, muy heterogéneos, y se observan en los cauces de las quebradas actuales. Los clastos rudíticos, de composición muy variada, son angulares a muy angulares y presentan normalmente muy pobre selección. Hacia la base de algunos cerros aumenta el espesor de los depósitos (Galli, 1967). Engranán entre sí depósitos coluviales y aluviales. Además, se han podido reconocer como interdigitaciones y lentes dentro de las “arenas del Biobío” (*i.e.*, depósitos fluviales del río Biobío) (Quezada, 1996), y se intercalan con depósitos fluviales del río Andalién y otros esteros (Vivallos y otros, 2010).

2.4.5.6. Depósitos en humedales y marismas (Hhm)

Corresponden a arcillas, limos y arenas finas a muy finas, con alto contenido de materia orgánica. Se han depositado por obturación del drenaje en zonas topográficamente deprimidas o en antiguos cursos de inundación del río Biobío (Vivallos y otros, 2010). Se hallan distribuidos en el sector de Rocuant-Andalién (1.183,4 ha), Lenga (480,4 ha), San Andrés (Parque Central) (44,9 ha), Paicaví (Lorenzo Arenas) (24,9 ha), Cuatro Esquinas (24,3 ha) y Laguna Verde (9,9 ha) (Rojas y otros, 2015). Mientras los dos primeros sectores mencionados son considerados humedales de tipo marisma, ya que presentan aguas salobres; los restantes corresponden a sistemas palustres, ya que están formados por pantanos de agua dulce y, además, tienen un origen fluvial, a partir de la depresión del paleocauce formado por el río Biobío (Parra y otros, 2004 en Rojas y otros, 2015). Los sedimentos de esta unidad sobreyacen a los depósitos fluviales del río Biobío y a los depósitos aluviales y coluviales.

2.4.5.7. Depósitos antrópicos (Han)

Contienen, entre otros materiales, arenas, limos, arcillas, escombros de construcción, basura, restos de materia orgánica y escorias de fundición (Vivallos y otros, 2010; Ramírez y otros, 2012). El relleno artificial ha sido aplicado en áreas donde la superficie freática está muy cerca de la superficie, donde las aguas fluviales inundan frecuentemente, donde se ha ganado terreno a los ríos o al mar, o en sitios muy indeseables para fundar viviendas, industrias o vías de acceso

(Galli, 1967). Los espesores pueden sobrepasar los 12 m en algunos terraplenes (Galli, 1967; Vivallos y otros, 2010; Ramírez y otros, 2012).

2.5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los rasgos estructurales más representativos de la zona de estudio corresponden a sistemas de fallas normales, diversos tipos de plegamientos y un intenso fracturamiento polidireccional. Los dos últimos afectan principalmente al Basamento Metamórfico. Con exclusión de algunos sectores específicos, los estratos de la secuencia prepliocena tienen una actitud regional monoclinal con un buzamiento de 10 a 15° al WNW (Elgueta & Arcos, 1994). Sin embargo, del análisis estructural de 101 datos de estratificaciones de las rocas de las formaciones Quiriquina y Curanilahue, al norte del río Biobío, se deduce un manteo promedio ligeramente inferior, de específicamente 9° al W, y un manteo de 2° E (Figuras 2.2-2.3). Por su parte, las capas de la Formación Andalién se disponen subhorizontales (Quezada, 1996).

La deformación frágil presenta su mejor desarrollo en el borde costero de la región y en los cerros isla de la conurbación del Gran Concepción. Los sistemas de fallas principales son NE-SW a NNE-SSW y NW-SE (García, 2004). Si bien los primeros son más notorios, ya que controlan la orientación de muchos de los acantilados litorales, y son los responsables de la rotación de los bloques de la “Fosa de Concepción y Talcahuano” (*sensu* Galli, 1967), los segundos están más bien asociados al Lineamiento Biobío (*e.g.*, Léppez, 2002) y a estructuras de menor rechazo.

2.5.1. Discontinuidades

Las rocas sedimentarias de las formaciones Quiriquina y Curanilahue se disponen en relación de inconformidad sobre un zócalo cristalino, constituido por metamorfitas de las series Occidental y Oriental del Basamento Metamórfico y plutonitas de los Granitoides de Concepción. Sobre este último actuaron, por lo menos, dos eventos deformacionales que plegaron las rocas de la Formación Santa Juana; a saber, las fases tectónicas Subhercínica o Peruana y Larámica o Mochica (Geología de Campo II, 2015). Esta última, la formación Santa Juana, de edad triásica superior (Cárnico-Nórico) (Leppe y otros, 2006), si bien no aflora en el área de estudio ni se halla en relación directa con las sedimentitas marinas de la Formación Quiriquina, sobreyace a los

Granitoides de Concepción y a la Serie Oriental del Basamento Metamórfico (Geología de Campo II, 2015).

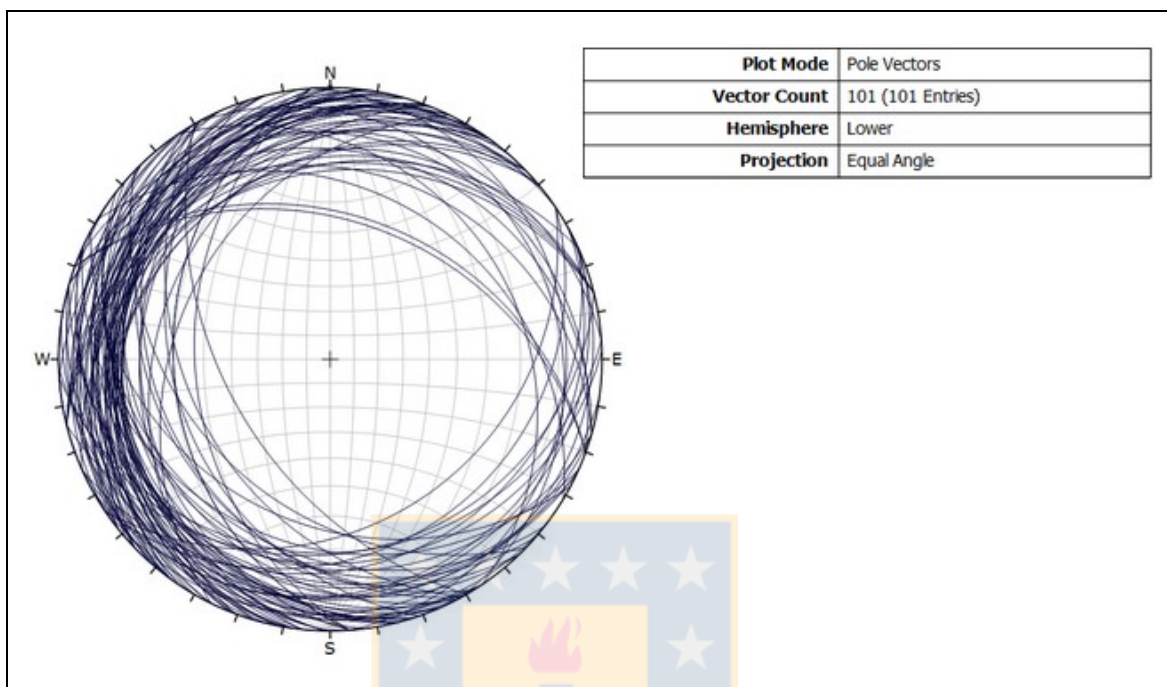


Figura 2.2: Representación estereográfica equiangular. Planos medidos en las unidades sedimentarias cretácicas-paleógenas del área de estudio (n=101), hemisferio inferior.

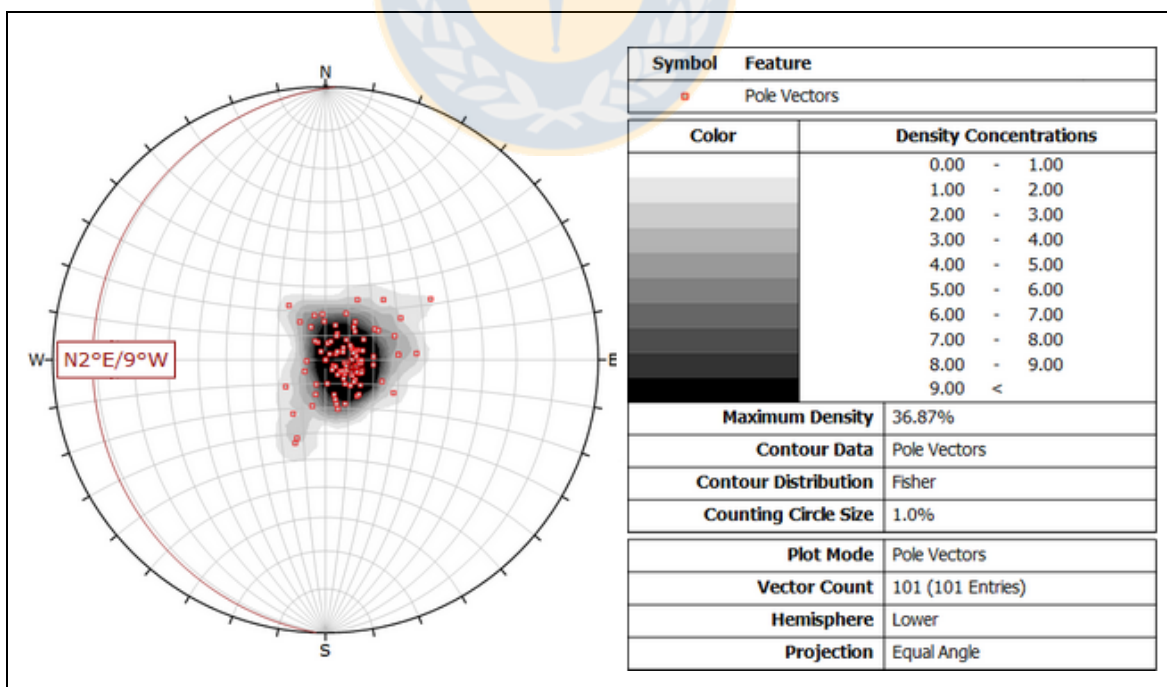


Figura 2.3: Diagrama de densidad de polos. Planos medidos en la cobertura sedimentaria prepliocena dentro de la zona de estudio (n=101), hemisferio inferior. En rojo se exhibe, además, el vector promedio o resultante N2°E/9°W.

Por otra parte, entre la Formación Quiriquina y la Formación Curanilahue, varios autores dan cuenta de la existencia de una discordancia de erosión (*i.e.*, una disconformidad) (Steinmann, 1895; Hünicken & Covacevich, 1975), una “pseudoconcordancia” (Galli, 1967; Quezada, 1996) o “aparente concordancia” (Frutos y otros, 1982), o directamente de una paraconformidad (García, 2004; Salazar, 2004; Buatois & Encinas, 2011). Inclusive, se ha propuesto una relación de continuidad con concordancia entre ambas unidades litoestratigráficas (Geología de Campo II, 2010). Pese a las diversas interpretaciones, en este trabajo se reconoce la hipótesis de una discontinuidad, particularmente una discordancia planiangular, debido a que normalmente se reconoce una falta de paralelismo —aunque de muy bajo ángulo— entre los materiales finicretácicos y las rocas del Paleógeno. Por otra parte, y con respecto al conjunto inferior, la superficie de discordancia corresponde a una superficie de no depositación y/o de erosión y truncación “de menor envergadura” (por convención, inferior al metro *sensu* Vera-Torres, 1994), por lo que, a escala de afloramiento, podría asimilarse con una paraconformidad.

Por último, una discordancia angular separa a la Formación Andalién de la Formación Curanilahue, y otra a los depósitos fluviales del río Biobío de la Formación Andalién o las unidades prepliocenas (Galli, 1967). Quezada (1996) especifica que ambas discontinuidades son también erosivas. Este último autor señala que “desde mediados del Paleógeno hasta el Plioceno, se sucedieron importantes movimientos tectónicos, correspondientes a la orogénesis Incaica I (Eoceno), Incaica II (Oligoceno), Quechua I (Mioceno) y Quechua II (Plioceno), produciéndose movimientos epeirogénicos y sollevamientos. [Más aún], durante el Plioceno-Pleistoceno, se desarrolla una tectónica de fallas en extensión, que posiblemente originaron estructuras tipo horst y graben, [los] que configuraron los rasgos morfológicos que se observan en la actualidad” (p. 73).

3. ESTRATIGRAFÍA DE LAS SECCIONES

3.1. LOCALIDADES

Durante el Maastrichtiano se desarrollaron pequeñas cuencas marinas de antearco, de orientación NW, junto al margen occidental de una protocordillera de la Costa, las cuales fueron rellenadas por sedimentos detríticos (Riccardi, 1988). Estas rocas se distribuyen de forma discontinua, a lo largo de la costa pacífica del centro y centro-sur de Chile, entre Algarrobo y la península de Arauco (Gajardo, 1981). Particularmente en esta última extensión de tierra, la zona de Antihuala, comuna de Los Álamos, constituye la expresión más meridional de la Formación Quiriquina (Flores, G., comunicación personal, 2015). Otros depósitos marinos del Cretácico Superior han sido poco estudiados y sus edades bioestratigráficas no se han determinado con precisión; entre ellos, los Estratos de la Quebrada Municipalidad, en Algarrobo (*ca.* 33° de latitud S); la Formación Punta Topocalma, en la localidad homónima (*ca.* 34° de latitud S); y los niveles de la Formación Chanco, entre la estancia El Parrón y Curanipe (*ca.* 35° de latitud S) (Encinas y otros, 2014). Sin embargo, las más completas y mejores secuencias conocidas por su contenido faunístico son aquellas expuestas en la bahía de Concepción (Salazar, 2004) (Tabla 3.1).

En consecuencia, en el presente trabajo se describen detalladamente cinco localidades ubicadas dentro del área metropolitana de Concepción, donde afloran materiales siliciclásticos especialmente ricos en fósiles, asignados a la Formación Quiriquina, representados en tres secciones estratigráficas simples y dos secciones estratigráficas compuestas. Las secciones estratigráficas simples comprenden: (1) el holoestratotipo de esta unidad, definido en el sector de bahía Las Tablas, en la isla Quiriquina, comuna de Talcahuano; (2) su paraestratotipo, en Caleta Grande de Cocholgüe, Tomé; y (3) la porción suroccidental del cerro La Gloria, al interior del recinto portuario de San Vicente, Talcahuano. Las secciones compuestas, debido a que representan áreas progresivamente mayores, han resultado del levantamiento de al menos cuatro cortes reales, complementarios. En ese sentido, estas últimas se construyeron sobre la base de la ordenación vertical y correlación de distintos cortes parciales situados en: (4) las faldas de los cerros San Miguel y San Martín, Talcahuano; y (5) en la subida al camino que va a playa Rocoto, conjuntamente con los cerros del Conejo y de Las Pulgas, Hualpén.

Tabla 3.1: Afloramientos reconocidos de la Formación Quiriquina en el área metropolitana de Concepción, al norte del río Biobío. Se exceptúan aquellos estudiados en el presente trabajo.

Concepción
Cerro Chepe, población Lorenzo Arenas N° 1
Cerro Amarillo, en las afueras del Liceo Juan Martínez de Rozas
Cerro La Pólvara, población homónima y Universidad San Sebastián
Cerro Chacabuco, en el corte de calle Paicaví, al norte de calle El Carmen
En el cerro que conecta el sector El Golf con la población Laguna Redonda
En el flanco septentrional del cerro Los Castaños, por avenida Alonso de Ribera, y en los taludes escalonados de su falda suroccidental, Conjunto Habitacional Lo Méndez
Taludes escalonados en el sector de Barrio Modelo, cerros de Lo Galindo
Talcahuano
En Los Chilcos y en el margen occidental de la isla Quiriquina, entre Punta Piedra y Los Viejos (Biró-Bagóczy, 1982a; Frutos y otros, 1982; Stinnesbeck, 1986)
Cerro David Fuentes, población del mismo nombre
En la parte central de la península de Tumbes (Biró-Bagóczy, 1982a)
Hualpén
Cerro Amarillo, población Armando Alarcón del Canto
En el cerro que se encuentra a un costado del camino de acceso al Club de Aeromodelos de Concepción
Penco
Entre el km 74,4 y 74,8 de la autopista del Itata, cerca del enlace Penco (ruta CH-150)
Avenida Pedro Aguirre Cerda, en los alrededores del mirador de Lirquén
Playa La Cata, Lirquén
Cortes discontinuos del cerro Verde, en el baipás Penco, entre el paso inferior Los Pataguas y Villarrica. Biró-Bagóczy (1982a) comunica que aflora también al interior de Fanaloza.
Primeros 300 m del trébol vial entre la ruta CH-150 y CH-164, ramal Penco-Talcahuano de la ruta Interportuaria
Cantera Fundo Landa, sector Cosmito (Veyl, 1961)
Pique Elena, Lirquén (Veyl, 1961)
Tomé
Punta de Parra, principalmente en el borde costero entre la playa del mismo nombre y Caleta Matanza
Playa El Morro
Cerro Alegre, población homónima
Cerro Navidad
Punta del Arco o Lobería (Biró-Bagóczy, 1982a)
Playa Blanca de Coliumo
Corte de aproximadamente de 0,22 km de la ruta CH-150, entre las quebradas de La Perdiz y Honda, sector de San José

3.2. BAHÍA LAS TABLAS, ISLA QUIRIQUINA

3.2.1. Generalidades

El holoestratotipo de la Formación Quiriquina se encuentra definido en la sección de Las Tablas (Figura 3.1; Fotografía 3.1), localizada en el extremo septentrional de la isla Quiriquina, comuna de Talcahuano. Corresponde a una bahía abierta hacia el norte, en la cual se ha desarrollado una playa de bolsillo asociada a acantilados marinos mayormente estabilizados —aunque afectos a algunos procesos gravitacionales—, con un estrán rocoso en la zona distal. En estos escarpes y en los escollos de la zona intermareal está expuesta una secuencia de rocas sedimentarias cretácicas y paleógenas, basculadas entre 15 y 20° al W y dislocadas por fallas normales de poco rechazo.

Si bien la base de la Formación Quiriquina no se pudo observar directamente en terreno, debido a la marea alta durante la visita a la isla, varios autores (*e.g.*, Hünicken & Covacevich, 1975; Biró-Bagoczky, 1982a; Frutos y otros, 1982; Stinnesbeck, 1986; Salazar, 2004) han señalado que esta se dispone en inconformidad con las filitas de la Formación Punta del Faro de Frutos y otros (1982), equivalente a la Serie Oriental del Basamento Metamórfico.

Los depósitos finicretácicos tienen una actitud homoclinal NS/20°W y un espesor total de 113,2 m (Anexo columnas, Las Tablas). De base a techo, consisten en: (A1) hasta 22,5 m de conglomerado de guijarros y conglomerado de guijas **G**; (A2) 6,3 m de arenisca gruesa ligeramente granular (**g**)**S**, normalmente con laminación paralela; (A3) 4,4 m de arenisca fina muy bien seleccionada **S**, con laminación cruzada planar de bajo ángulo y horizontes de conglomerado de guijas arenoso **sG**; (A4) 29,5 m de arenisca muy fina ligeramente guijosa (**g**)**S**, con intercalaciones centi- a decimétricas de bancos tabulares de coquina; y (A5) 50,5 m de arenisca fina ligeramente granular (**g**)**S** que varía a una arenisca fina fangosa moderadamente seleccionada **mS**, con niveles de concreciones calcáreas fosilíferas. En términos generales, la fábrica original de los tramos de areniscas se halla ligera- a pervasivamente obliterada por bioturbación, la cual aumenta progresivamente hacia la parte superior de la unidad.

En ligera discordancia planiangular, sobreyacen entre 1,5 y 2,6 m de arenisca gruesa muy bien seleccionada **S**, con laminación cruzada planar de bajo ángulo. Este estrato da comienzo a la Formación Curanilahue o Miembro 4 de la Formación Cerro Alto de Frutos y otros (1982), la cual aflora en esta localidad con una potencia máxima de 20 m.

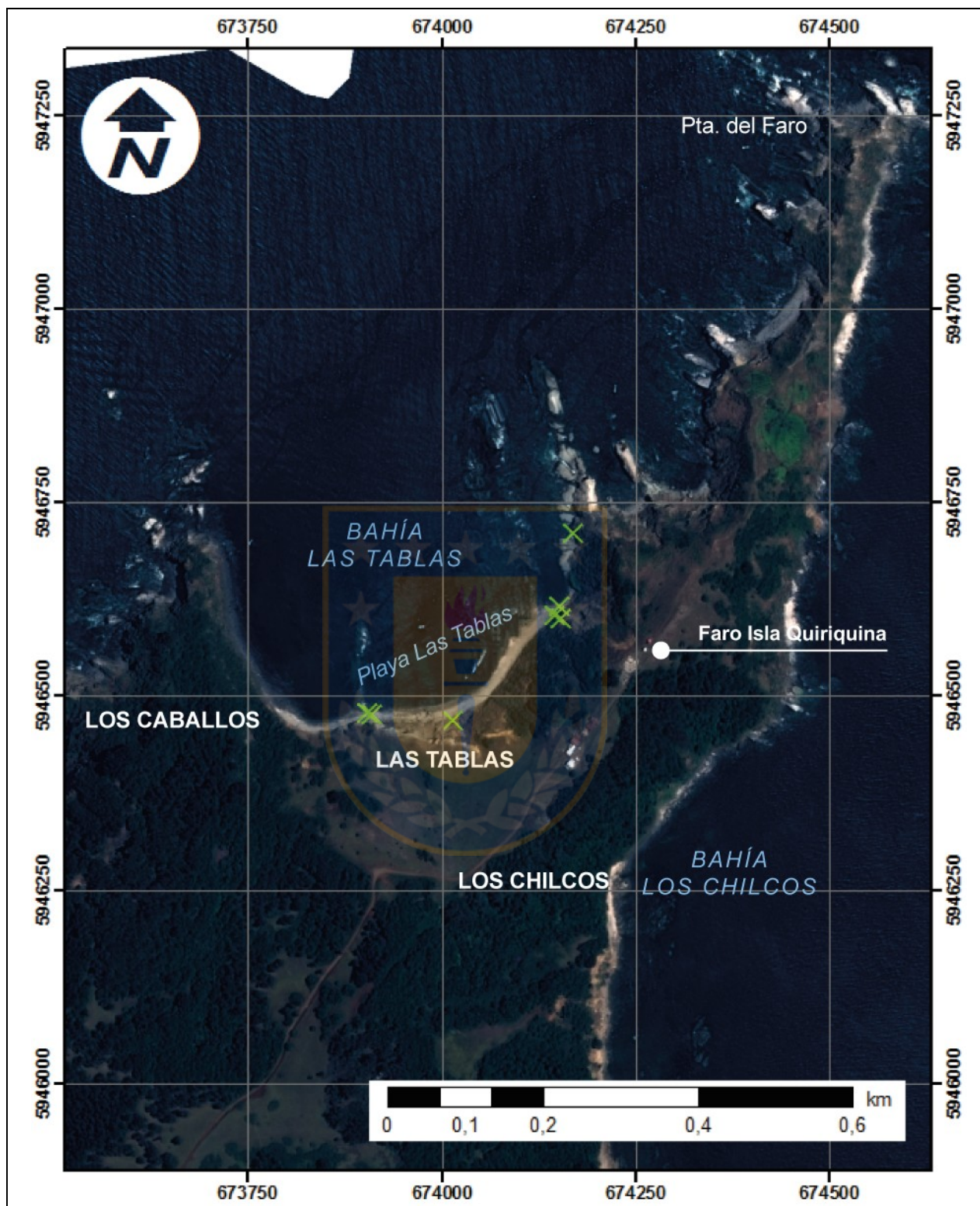


Figura 3.1: Imágen satelital del área septentrional de la Isla Quiriquina. Las cruces verdes indican los puntos de muestreo de rocas de la Formación Quiriquina. Las ortofotos fueron obtenidas mediante sistema Pléiades entre los días 28 de noviembre y 9 de diciembre de 2012, para el estudio denominado “Imágenes y cartografía base para el área metropolitana de Concepción, Región del Biobío” (MINVU, 2013).



Fotografía 3.1: Vista general ESE-WNW del afloramiento de bahía Las Tablas, isla Quiriquina. La línea segmentada blanca corresponde al contacto entre las formaciones Quiriquina (Ksq) y Curanilahue (Pgc); las flechas amarillas, a la interfase entre los distintos tramos (A1-A5) de la sección estratigráfica.

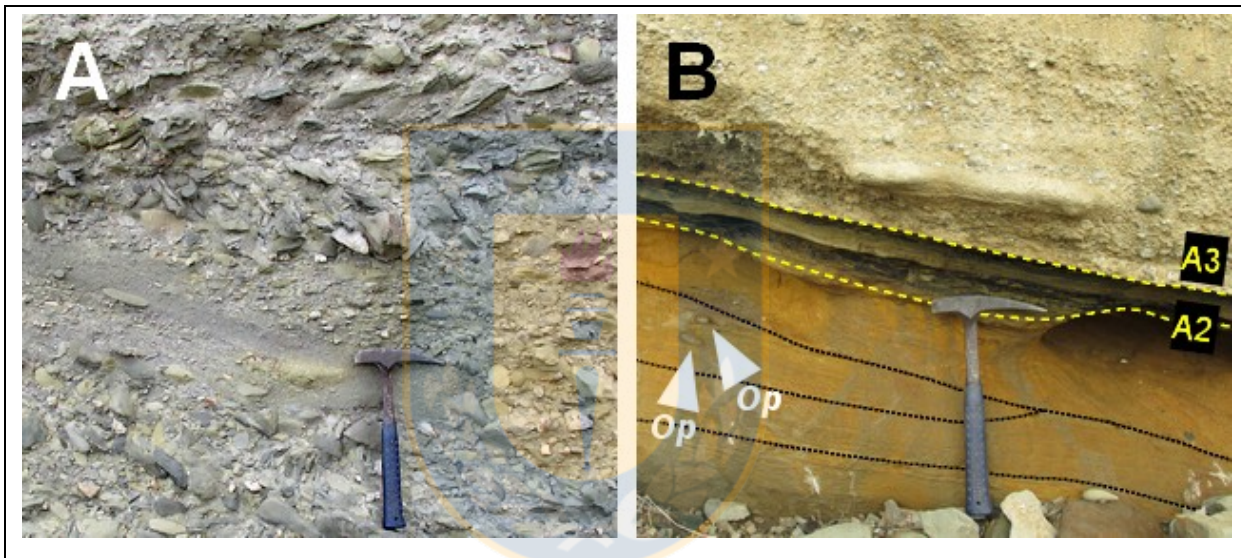
3.2.2. Sección estratigráfica local

Límite inferior. Filitas de la Serie Oriental del Basamento Metamórfico.

Tramo A1. Hasta 22,5 m de conglomerado de guijarros y conglomerado de guijas **G**. Ambos tienen fábrica clastosoportada, normalmente entre 7,5 y 12% de matriz arenosa o areno-fangosa y cemento carbonatado. Las clastos presentan muy pobre selección y corresponden principalmente a fragmentos subdiscoidales redondeados y, ocasionalmente, prismoidales subredondeados, de metamorfitas de bajo a medio grado (micasquistos y filitas porfiroblásticas, metaareniscas de grano fino y esquistos de grafito subordinados), de hasta 240 mm de longitud en su eje mayor; cuarcita subprismoidal, subangular a subredondeado, de hasta 185 mm de largo; y rocas intrusivas intermedias a ácidas, esféricas y subredondeadas a redondeadas, de hasta 165 mm de diámetro. Localmente, existe imbricación de los fenoclastos, en patrones bidireccionales, y ocurrencia de capas de conglomerado de gránulos **G** con estratificación cruzada planar (Fotografía 3.2, A).

Tramo A2. Hasta 6,2 m de arenisca gruesa ligeramente granular (**g**)**S**, clastosoportada y bien seleccionada, color amarillo pardo (10YR 6/6). El armazón está constituido por granos de cuarcita, feldespatos (feldespato potásico y plagioclasa) y líticos metamórficos y biotita en menor proporción; en formas predominantemente subdiscoidales a esféricas y subangulares. La moda es

de 0,57 mm y el tamaño máximo, de 4 mm. La matriz, de naturaleza limosa, alcanza el 5%. Si bien la roca es fácilmente deleznable, los óxidos e hidróxidos de Fe (e.g., hematita, limonitas) que ocurren como partículas en la matriz envuelven y unen los granos entre ellos, en los puntos de contacto. Aunque la primera parte del tramo está cubierta, en el último metro se observa laminación paralela y, luego, en los 10 a 16 cm superiores, sobre una superficie de erosión basal, existen *sets* con laminación cruzada en surco (Fotografía 3.2, B). La capa se halla ocasionalmente interrumpida por secciones de madrigueras horizontales y verticales de *Ophiomorpha nodosa*, y en forma muy local, sobre una asociación monotípica representada por *Macaronichnus segregatis* que, localmente, puede constituir hasta un 35% de la icnofábrica total de la roca.



Fotografía 3.2: Tramos inferiores de la unidad, Bahía Las Tablas. (A): Estructuras tractivas en el tramo pefítico inferior. (B): De base a techo: arenisca gruesa amarilla con laminación paralela y estratificación cruzada en surco (A2), con trazas discretas de *Ophiomorpha nodosa* (Op); sucedida por una delgada capa de arenisca micácea; sobreyacida, a su vez, por un horizonte de conglomerado de guijas arenoso (A3). La línea segmentada amarilla indica contacto litológico; y la línea punteada negra, superficie de erosión basal que separa *sets* de láminas.

Los últimos 7 a 12 cm del tramo están dominados por una arenisca gruesa fangosa moderadamente seleccionada **mS**, medianamente coherente y de baja densidad, caracterizada por una gran cantidad de biotita (39 a 50%, conforme varía la fábrica de matrizsoportada a intermedia). Esta se expone con un color negro (N2), ligeramente alterado a rojo muy oscuro (5R 2/2), en niveles milimétricos a centimétricos con laminación paralela o ligeramente ondulada. Los granos que conforman el esqueleto son discoidales y subangulares, evidentemente vinculado con la propia estructura cristalina de las micas.

Tramo A3. En contacto plano neto, sobreyacen 4,4 m de arenisca fina muy bien seleccionada **S**, con laminación cruzada planar de bajo ángulo y distintos niveles de conglomerado de guijas arenoso **sG**. La arenisca es coherente y de alta densidad, color verde claro (10G 6/2) que intemperiza a oliva grisáceo claro (10Y 6/2). La fábrica es intermedia; la matriz, limosa (5%); el cemento, calcáreo (20%). Los granos, subangulares a subredondeados y prismoidales a esféricos, corresponden a cuarcita, glauconita, bioclastos, feldespatos, líticos metamórficos y micas. La moda es de 0,20 mm y el diámetro mayor alcanza los 0,38 mm.

Los niveles conglomerádicos están constituidos por abundantes clastos de cuarcita y, subordinadamente, líticos metamórficos, volcanoclásticos e intrusivos, y fósiles de gastrópodos marinos (*e.g.*, *Gyrodes* sp.). Predominan las formas subprismoidales a esféricas y redondeadas. Si bien la moda de los componentes terrígenos es de 8,5 mm, cerca del límite inferior del tramo se halla un guijarro de tamaño excepcional, cuya longitud alcanza los 138 mm. De los horizontes de conglomerado matrizsoportado, el de mayor espesor se encuentra en la base de la capa y tiene una potencia variable entre 0,38 y 0,50 m. Asimismo, entre los 2,15 y 2,30 m iniciales del tramo se exponen algunos bancos decimétricos ricos en bioclastos [*e.g.*, *Dentalium chilensis*, *Dentalium* sp., *Gyrodes* sp., *Ostrea* sp., *Cardium (Bucardium) acuticostatum*, fragmentos de valvas parcialmente descalcificadas de pelecípodos y otros restos indeterminados], los que en conjunto constituyen acumulaciones decimétricas lateralmente discontinuas.

El límite superior está coronado por una zona, más o menos continua, de bancos fosilíferos de 15 a 30 cm de espesor, caracterizada por los elementos faunísticos *Dentalium* sp., *Turritella* sp., *Cardium (Bucardium) acuticostatum*, *Ampullina australis*, *Baculites* sp. y algunos clastos esféricos y bien redondeados de cuarcita y rocas metamórficas.

Tramo A4. Sobre una superficie de estratificación plana y neta, se disponen 29,5 m de arenisca muy fina ligeramente guijosa (**gS**), coherente y de moderada densidad, con un color verde grisáceo (5G 5/2) característico debido a la presencia de glauconita. La roca es clastosoportada, con escasa matriz limosa (2,5%) y cemento carbonatado (15%). Los granos que conforman el armazón (82,5%) están muy bien seleccionados, son esféricos y subangulares a subredondeados, y tienen una moda de 0,11 mm. Composicionalmente, la litología es similar a la arenisca fina del tramo A3; sin embargo, la fracción gruesa está representada casi exclusivamente por bioclastos (*e.g.*, fragmentos fósiles de *Chlamys chilensis* y otras partículas esqueletales de pelecípodos y

gastropodos indeterminados), además de restos macroscópicos de madera fósil de hasta 10 mm de longitud. La icnocenosis está compuesta por *Thalassinoides* cf. *paradoxicus* y *Ophiomorpha* isp. y al menos un par de ejemplares de *Palaeophycus heberti*.

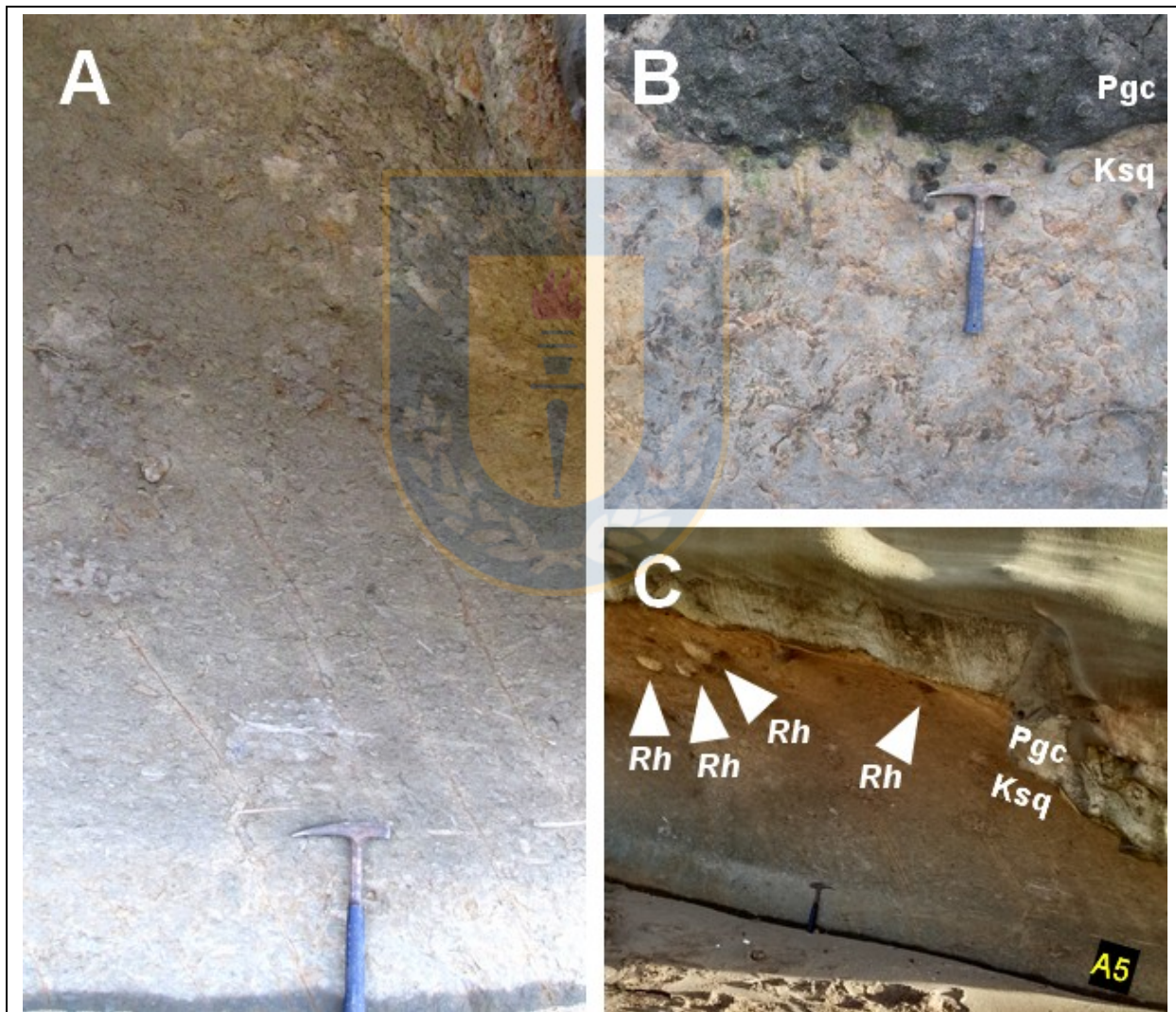
En la arenisca se intercalan 10 bancos tabulares de coquina, de entre 5 y 20 cm de espesor. La asociación de cuerpos fósiles está caracterizada principalmente por la ocurrencia de *Cardium (Bucardium) acuticostatum*, *Pacitrignia hanetiana*, *Cymbophora araucana*, *Aphrodina quiriquinae*, entre otros.

Tramo A5. 44,5 m de arenisca fina ligeramente granular (**g**)**S**, medianamente coherente y de alta densidad, color gris verdoso (5G 6/1) que intemperiza en tonos gris pardo claro (10YR 6/2) a pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2); la fábrica es clastosoportada, con matriz limosa (5%) y no reacciona al HCl. El esqueleto presenta buena selección y sus componentes terrígenos son subprismoidales a subdiscoidales y subredondeados. La roca presenta briznas carbonosas e hilos de carbón (5%) de hasta 7 mm de longitud y alrededor de 3% de componentes aloquímicos fósiles, entre ellos, un pequeño cefalotórax de un crustáceo braquiuro y otros fragmentos de bivalvos y gastropodos (?) indeterminados, distribuidos al azar.

En contacto difuso, le suceden, por lo menos, 6 m de arenisca fina fangosa bien seleccionada **mS**, medianamente coherente y de moderada densidad, color verde claro (5G 7/2) alterada levemente a pardo amarillento (10YR 5/4); clastosoportada, con matriz limosa (10%) y sin efervescencia al HCl. La moda es de 0,22 mm y el tamaño máximo llega a 1,3 mm. En general, el tramo está delineado por, al menos, una decena de horizontes de cuerpos concrecionarios carbonatados. La bioturbación se vuelve mucho más evidente en los últimos 3 m de la unidad (Fotografía 3.3, A), destacándose en un moteado indistinto trazas de *Ophiomorpha* isp., *Planolites* isp., *Thalassinoides* isp., unos pocos especímenes de *Palaeophycus tubularis* y otros posiblemente de cf. *Zoophycos* isp. y cf. *Artichmus* isp.

Límite superior. En contacto neto e irregular, sobreyacen entre 1,5 y 2,6 m de arenisca gruesa muy bien seleccionada **S**, poco coherente y de baja densidad, color verde claro (5G 7/2); de fábrica clastosoportada, con escasa matriz (1%, limosa) y sin evidencia de una fase ligante ortoquímica. La esfericidad de los granos comprende todo el espectro de su clasificación: de prismoidales a discoidales; mientras que la redondez varía entre subangular y angular. El

armazón está constituido por cuarcita (66%), feldespatos (14%), micas (10%), líticos metamórficos (8%), líticos intrusivos (1%) y magnetita (1%); con una moda de 0,60 mm y un tamaño máximo de 1,10 mm. La capa presenta laminación cruzada planar de bajo ángulo. El límite inferior corresponde a una superficie de estratificación “con pistas de organismos” (*sensu* Vera-Torres, 1994), con ondulaciones decimétricas y *gutter casts*. Las trazas fósiles del contacto se exhiben en hiporelieves positivos localmente restringidos, y comprenden tubos verticales cortos como *Bergaueria perata* y otros igen. et isp. indet. (Fotografía 3.3, B), pequeños *Skolithos* cf. *verticalis* y excavaciones subhorizontales de *Rhizocorallium* cf. *jenense* (Fotografía 3.3, C).



Fotografía 3.3: Parte superior de la Formación Quiriquina, Bahía Las Tablas. (A): Intensa bioturbación de los últimos 2 m de la unidad, con predominio de estructuras horizontales. (B): Vista basal de la superficie de contacto entre las formaciones Quiriquina (Ksq) y Curanilahue (Pgc), con *Bergaueria perata* en hiporelieve positivo. (C): Asociación monoespecífica de *Rhizocorallium* cf. *jenense* (*Rh*) en la interfase interformacional.

3.3. CALETA COCHOLGÜE, TOMÉ

3.3.1. Generalidades

Entre Punta Montecristo y Caleta Chica de Cocholgüe, comuna de Tomé, la línea de costa tiene un trazado más o menos rectilíneo, de tendencia NNE-SSW, aproximadamente paralela al rumbo de las rocas sedimentarias que afloran en los acantilados y escollos rocosos del borde costero. A medida que se avanza en dirección septentrional, los escollos de la zona intermareal se vuelven progresivamente más abundantes, en detrimento del litoral arenoso, y pasan a constituir una verdadera plataforma de abrasión marina. En particular, desde la localidad de Caleta Grande de Cocholgüe, hacia el norte, la costa es un poco más irregular y está orientada en sentido NW-SE. Precisamente, cerca de 1 km al N de esta caleta de pescadores está definido el paraestratotipo de la Formación Quiriquina (Figura 3.2) (Fotografía 3.4, A-B).

El zócalo sobre el que se apoya la Formación Quiriquina está constituido por filitas de la Serie Oriental del Basamento Metamórfico y, por tanto, el contacto corresponde a una inconformidad. La superficie de discontinuidad contiene perforaciones de bivalvos endolíticos.

La secuencia cretácica se dispone en una actitud promedio $N40^{\circ}W/9^{\circ}SW$ y su potencia alcanza los 37,3 m (Anexo columnas, Cocholgüe). De base a techo consta de: (B1) hasta 0,9 m de conglomerado de guijas **G** sucedido por un conglomerado de guijas arenoso **sG** granodecreciente; (B2) 5,9 m de arenisca fina granular **gS** que varía a una arenisca fina ligeramente granular a guijosa (**g**)**S**; (B3) 8,4 m de arenisca fina ligeramente granular a guijosa (**g**)**S**, limitada en la base y muro por cuerpos concrecionarios carbonatados continuos de hasta 1 m de diámetro; (B4) 16,7 m de arenisca fina ligeramente granular a guijosa (**g**)**S** con niveles de concreciones calcáreas fosilíferas discontinuas; y (B5) 5,4 m de arenisca fina bien seleccionada **S**. En general, las capas se hallan intensamente bioturbadas.

En ligera discordancia planiangular ($N13-23^{\circ}W/14^{\circ}W$), sobreyacen hasta 7,7 m de arenisca gruesa bien seleccionada, con laminación cruzada planar de bajo ángulo. Esta constituye la base de un paquete de rocas de al menos 13,2 m de potencia, que incluye lutitas negras con abundantes restos vegetales y delgadas capas de carbón, asimilables a la facies Lota de la Formación Curanilahue. Las actitud de estas rocas es monoclinal, de rumbo $N52^{\circ}W$ y manteos variables desde los 17 a los $34^{\circ}S$.

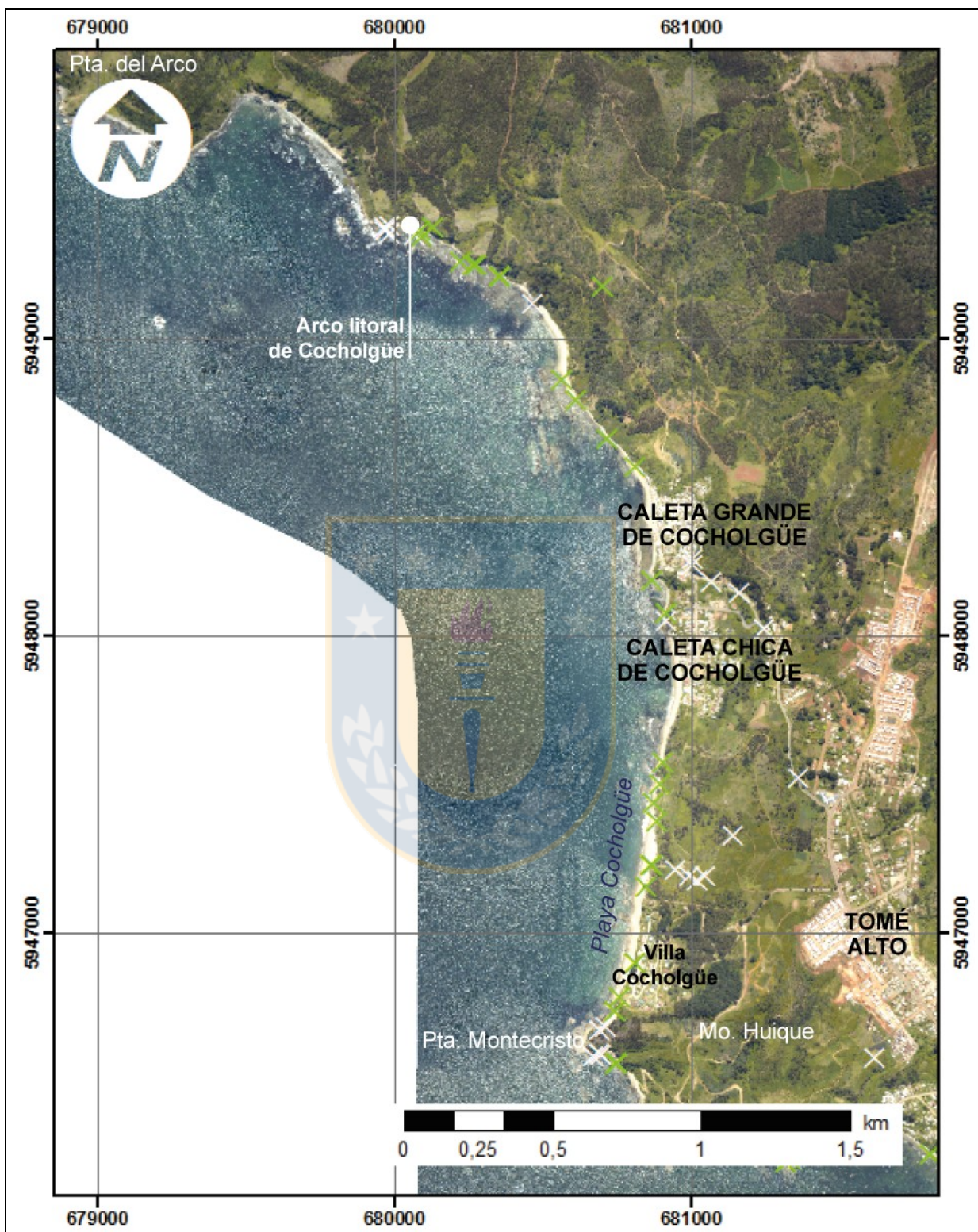
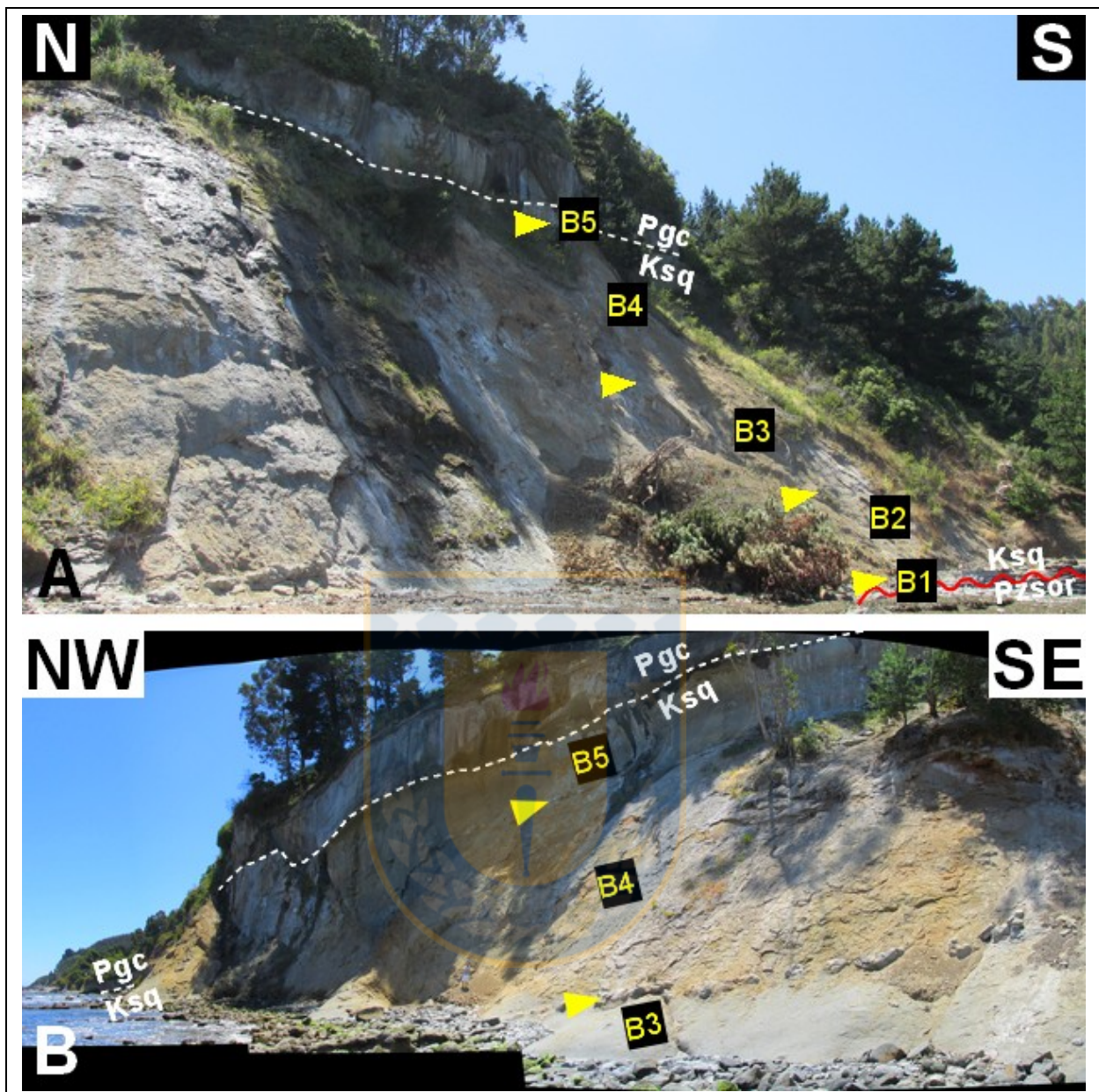


Figura 3.2: Fotografía aérea vertical de la zona comprendida entre Punta del Arco y Punta Montecristo, Tomé. Las cruces verdes indican los puntos de muestreo de rocas de la Formación Quiriquina. Las ortofotos fueron obtenidas mediante sistema LIDAR entre los días 27 y 29 de octubre de 2012, para el estudio denominado “Imágenes y cartografía base para el área metropolitana de Concepción, Región del Biobío” (MINVU, 2013).



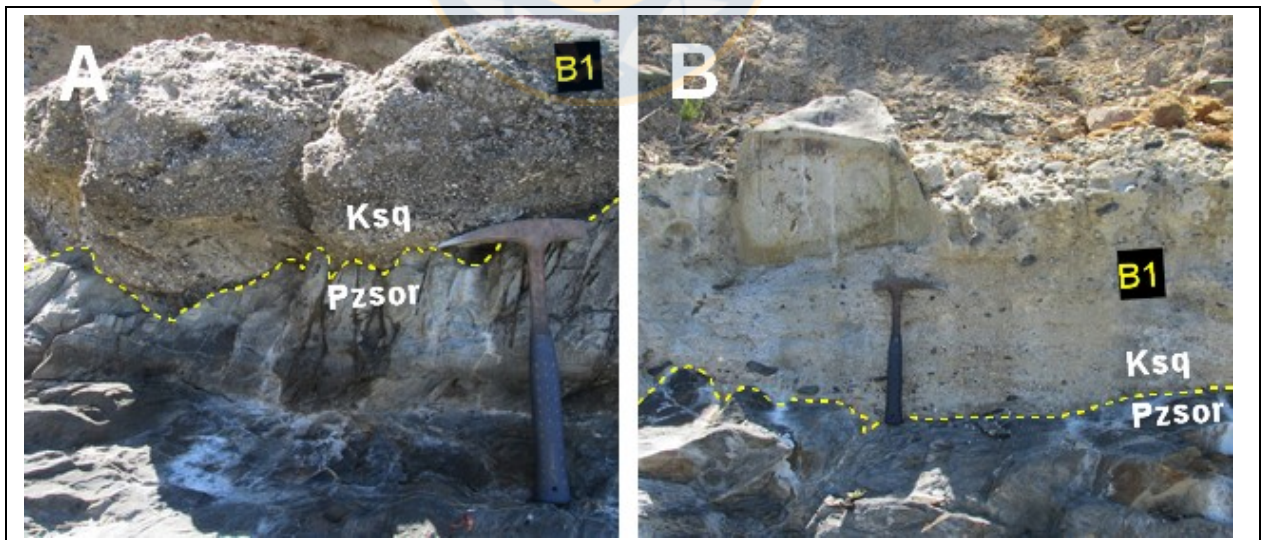
Fotografía 3.4: Sección paratipo de la Formación Quiriquina, Caleta Grande de Cocholgüe, Tomé. (A): Vista general N-S, en el sector norte de la caleta. (B): Fotomosaico NW-SE de la parte media a superior del perfil de Cocholgüe. La línea sinusoidal roja indica la inconformidad entre la Serie Oriental del Basamento Metamórfico (Pzsof) y la Formación Quiriquina suprayacente. En ambas fotografías, la línea segmentada blanca corresponde al contacto entre las formaciones Quiriquina (Ksq) y Curanilahue (Pgc). Asimismo, las flechas amarillas señalan la transición entre los tramos B1-B5 de la sección estratigráfica.

3.3.2. Sección estratigráfica local

Límite inferior. Filitas de la Serie Oriental del Basamento Metamórfico. La superficie hospeda una asociación de perforaciones referidas al icnogénero *Gastrochaenolites*.

Tramo B1. En contacto erosivo, sobreyacen hasta 0,9 m de orto- y paraconglomerado polimíctico, coherentes y de alta densidad, constituidos por un armazón de cuarcita, líticos metamórficos, bioclastos [entre ellos, fragmentos de *Ostrea* sp., cuerpos fósiles de *Inoceramus (Endocostea) biroi*, *Trochus* sp. y otros restos de pelecípodos indeterminados] y escasos clastos de feldespato, líticos intrusivos y micas. La matriz es arenosa y los clastos están fuertemente cementados por carbonato de calcio.

Texturalmente, el tramo es muy heterogéneo, tanto vertical- como lateralmente. En efecto, los primeros 40 cm corresponden a un conglomerado de guijas **G** (Fotografía 3.5, A), de fábrica intermedia y localmente clastosoportada, de pobre selección y con una distribución bimodal con tamaños promedio de 5 y 12 mm, respectivamente. Los últimos 50 cm están dominados por un conglomerado de guijas arenoso **sG**, con granoclasificación inversa, fábrica matriz- clastosoportada, de muy pobre selección. Los materiales que conforman el esqueleto varían esencialmente en el rango de las guijas, y particularmente sobre los 16 mm. Excepcionalmente, se exhibe un bloque de 45 cm (Fotografía 3.5, B). Los componentes terrígenos rudíticos, como cuarzita y líticos de filitas, mantienen su carácter “redondeado a bien redondeado” a lo largo de todo el tramo; no obstante, la esfericidad varía, hacia techo, desde clastos que son esencialmente esféricos a gravas discoidales a esféricas.



Fotografía 3.5: Contacto por inconformidad entre la Serie Oriental del Basamento Metamórfico (PzSor) y el conglomerado transgresivo (B1) de la Formación Quiriquina (Ksq). (A): Conglomerado de guijas sobre filitas. (B): Conglomerado de guijas arenoso con granoclasificación inversa, que contiene un bloque de 45 cm de longitud en su eje mayor. La línea segmentada amarilla señala el contacto litológico.

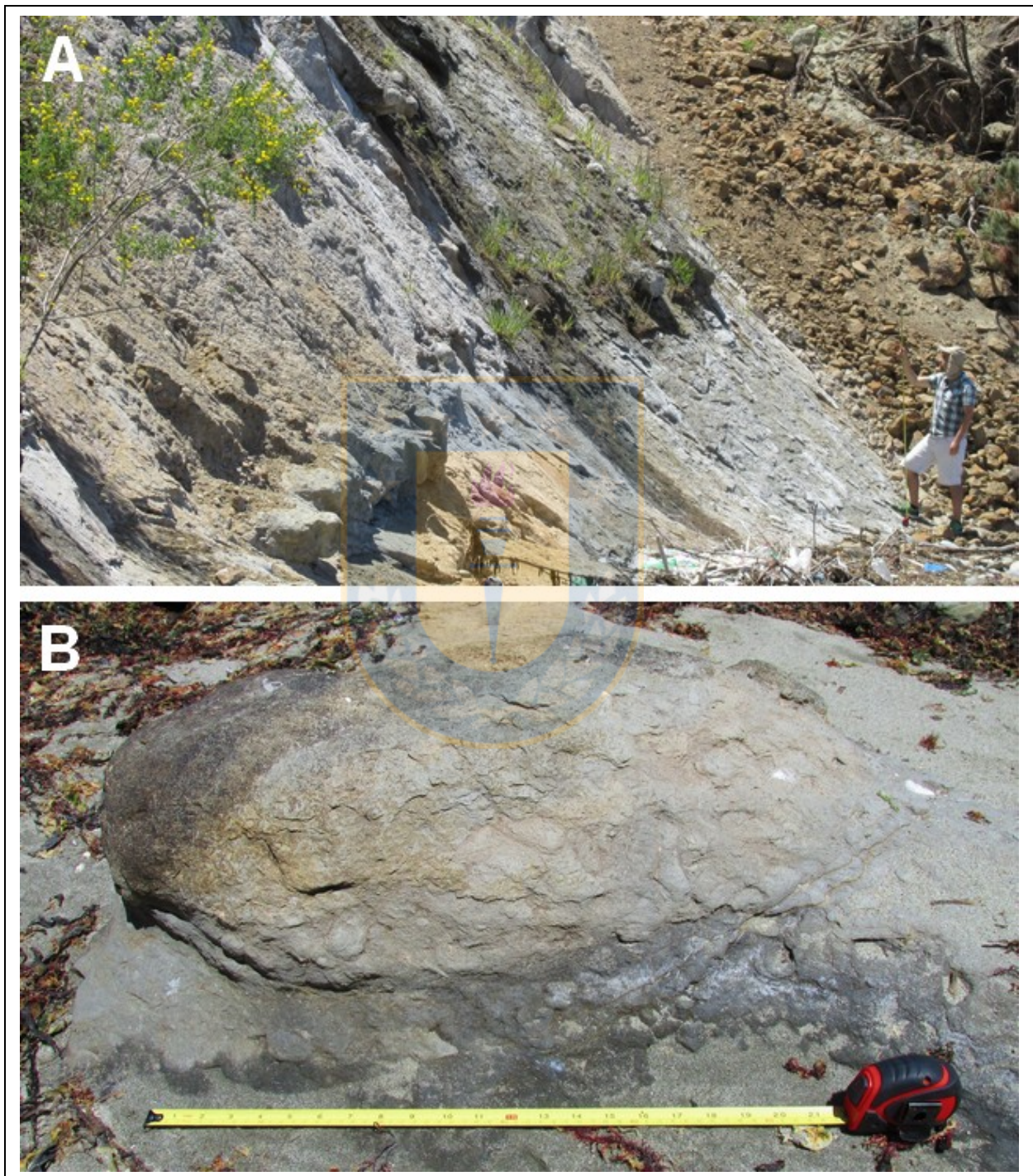
El conglomerado clastosoportado superior engrana lateralmente con una capa de arenisca muy gruesa granular **gS**, con estratificación cruzada planar delineada por delgados niveles milimétricos, granocrecientes, de conglomerado de gránulos **G** y conglomerado de guijas **G**.

Tramo B2. En contacto difuso, se disponen 5,9 m de arenisca fina granular **gS** que varía a arenisca fina ligeramente granular (**gS**), poco coherente y de moderada densidad, fosilífera, de color gris verdoso oscuro (5G 4/1). La roca está caracterizada por el desarrollo de un pequeño manto de alteración, de 10 cm de espesor, por lo que se exhibe pervasivamente en un color oliva (5Y 4/4) con tonos amarillo pardo (10YR 6/6) y pardo amarillento (10YR 5/4). La roca es de fábrica clastosoportada, de distribución bimodal, moderadamente seleccionada y con matriz de naturaleza limosa (1%). Los componentes de la fracción psamítica varían de subprismoidales a subdiscoidales y subangulares a subredondeados, y tienen una moda de 0,2 mm. En los constituyentes psefíticos (5%), subprismoidales y subredondeados, predominan los clastos de tamaño gránulo (entre ellos, cuerpos fósiles), aunque pueden alcanzar los 12 mm de diámetro.

A los 1,5 m aparecen las primeras concreciones calcáreas con fósiles, las cuales presentan formas más o menos elipsoidales y esféricas, de aproximadamente 15 cm de diámetro. Luego, a los 3 m se expone el nivel más importante de cuerpos concrecionarios, tabulares e irregulares, relativamente continuos, que incluso pueden alcanzar un metro de diámetro (Fotografía 3.6, A). A los 2,85 m del límite superior del tramo, la fuerte resistencia a la erosión de otro horizonte concrecionario da lugar a una plataforma de abrasión marina. En esta última, la visibilidad de las trazas aumenta considerablemente por acción de los procesos neumáticos, hidráulicos y químicos de las olas sobre la superficie rocosa (Figura 3.6, B). La icnocenosis está dominada aparentemente por una asociación monoespecífica de *Ophiomorpha* isp.

Tramo B3. En contacto difuso, 8,4 m de arenisca fina ligeramente guijosa (**gS**), coherente y de alta densidad, color gris verdoso (5G 5/1) que intemperiza en tonos oliva claro (5Y 6/4) a amarillo pardo (10YR 6/6) y negro (N2); clastosoportada, muy bien seleccionada y con una matriz limosa (1%). Los granos del armazón son subprismoidales a subdiscoidales y subangulares a angulares. Desde la base del tramo, directamente a los 1,1; 3,8 y 8,4 m, se disponen tres horizontes concrecionarios; siendo, este último, el más importante en cuanto al tamaño de los cuerpos carbonatados —muchas veces en formas coalescentes— y a su buena continuidad lateral. En las capas, *Ophiomorpha* isp. se exhibe nuevamente como una traza fósil de elite, aunque

caracterizada por galerías con diámetros progresivamente mayores —en comparación con las huellas de las capas infrayacentes—, en un entramado irregular; y aparecen algunos especímenes aislados de *Thalassinoides* isp.



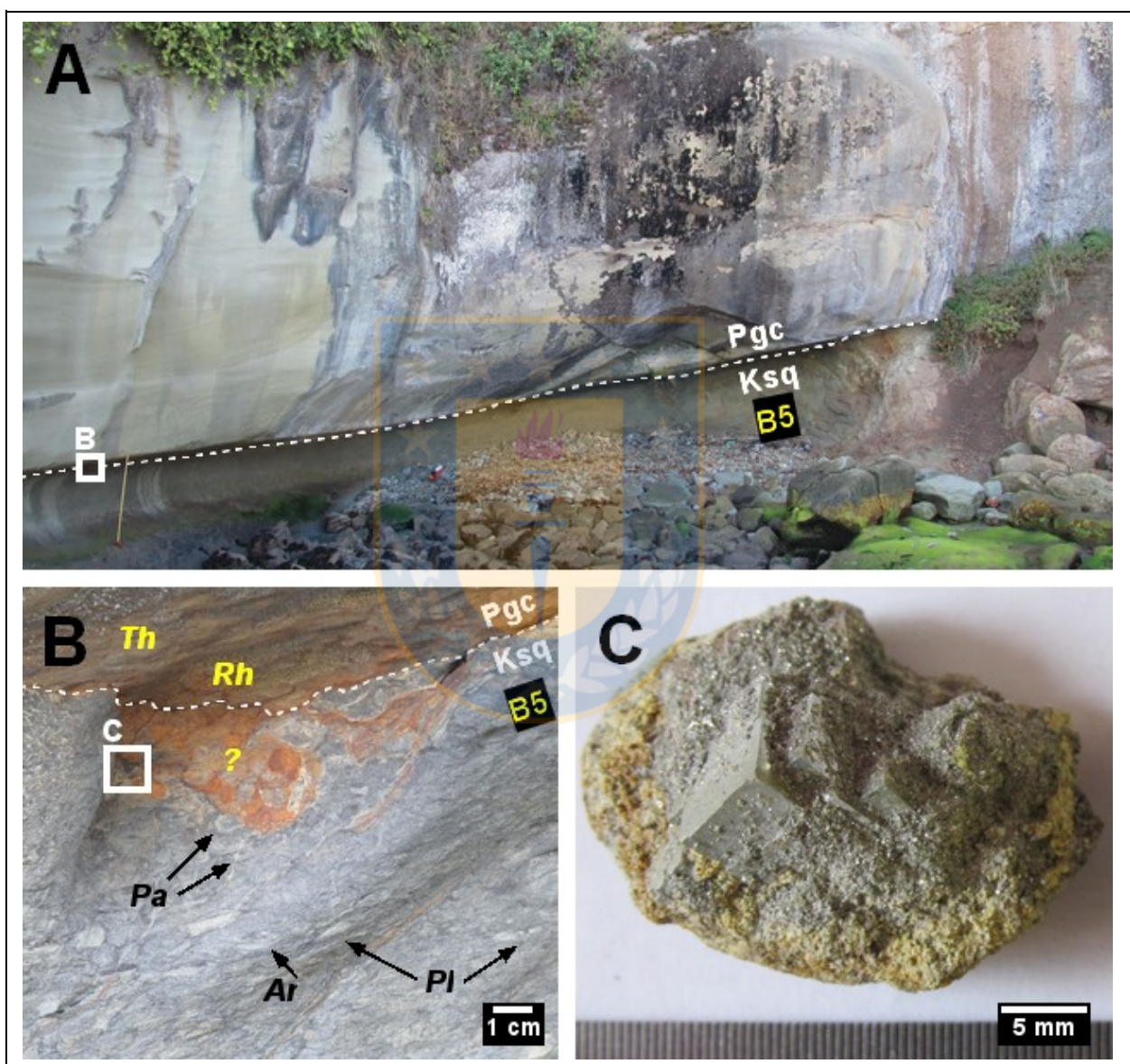
Fotografía 3.6: Concreciones calcáreas fosilíferas, Caleta Grande de Cocholgüe. (A): Nivel de concreciones de hasta 1 m de longitud en su eje mayor, tramo B2. (B): Concreción elipsoidal del mismo horizonte de la fotografía anterior. La huincha comprende 55 cm.

Tramo B4. En contacto difuso, 16,7 m de arenisca fina ligeramente granular a guijosa (**g**)**S**, medianamente coherente y de alta densidad, color gris verdoso (5G 5/1), levemente alterada en tonos amarillo pardo (10YR 6/6) a pardo amarillento (10YR 5/4); clastosoportada, bien seleccionada y con una matriz limosa (1%). Los granos del esqueleto son subprismoidales a subesféricos y subangulares a angulares. Ocasionalmente, presenta cemento calcáreo (hasta 10%); sin embargo, generalmente no reacciona al HCl. El tramo está constituido por al menos 8 niveles concrecionarios carbonatados, fosilíferos, relativamente continuos y paralelos a la estratificación. Además de fósiles marinos, en las concreciones se encuentran restos xílicos perforados por bivalvos (*i.e.*, *Teredolites clavatus*) y frecuentemente se hallan estructuras biogénicas realzadas diagenéticamente (*e.g.*, *Ophiomorpha* *isp.*, *Thalassinoides* *isp.*, *Teichichnus* *cf. zigzag*, *Palaeophycus heberti*, entre otros).

Tramo B5. En contacto difuso, 5,4 m de arenisca fina muy bien seleccionada **S** (Fotografía 3.7, A-B), coherente y de alta densidad, color azul claro (5B 6/2) a verde grisáceo (5GY 5/2), con facetas progresivamente alteradas en tonos amarillo pardo (10YR 6/6) a pardo rojizo oscuro (10R 4/3) y rojo oscuro (5R 2/2). La roca es clastosoportada, con granos subprismoidales a esféricos y subangulares a subredondeados, y una matriz de naturaleza limosa (5%). Presenta abundantes (4-10%) briznas carbonosas e hilos de carbón, color negro grisáceo (N2), de hasta 7 cm de largo. A los 0,15 m del techo se halló una concreción ligeramente elipsoidal. La capa, completamente bioturbada, está dominada por un moteado casi indistinto de galerías milimétricas, predominantemente subhorizontales a inclinadas, entre las cuales se han podido identificar trazas discretas de *Ophiomorpha* *isp.*, *Thalassinoides* *isp.*, *Palaeophycus tubularis* y *cf. Artichnus* *isp.* (Fotografía 3.7, B). Adicionalmente, en los últimos 4 cm de la capa se hallaron algunos nódulos (de hasta 3 x 2 x 1,7 mm) de pirita cristalina, parcialmente limonitizados, con caras cúbicas ligeramente estriadas y, en menor medida, octaédricas (Fotografía 3.7, C).

Límite Superior. En contacto plano y neto, sobreyacen hasta 7,7 m de arenisca gruesa bien seleccionada **S** (Fotografía 3.7, A), poco coherente y de baja densidad, color verde claro (variable entre 5G 7/2 y 10GY 7/2); de fábrica clastosoportada, con matriz limosa (2,5%) y sin evidencia de una fase cementante ortoquímica. Los granos del esqueleto son subprismoidales a esféricos y subangulares a angulares, y corresponden a cuarcita (67%), feldespatos (19%, con un predominio de las variedades blanquecinas por sobre las rosáceas; incluso presentan algunos clastos con

textura pertítica), líticos metamórficos de pizarras y filitas (11%), micas (1%), líticos intrusivos (1%) y magnetita (1%). Como estructura de ordenamiento interno se observa laminación cruzada planar de bajo ángulo. Directamente en el contacto interformacional se registran algunas estructuras verticales como *Gastrochaenolites* cf. *torpedo*, *Thalassinoides* isp. y *Rhizocorallium* cf. *jenense* (Fotografía 3.7, B).



Fotografía 3.7: Límite superior de la Formación Quiriquina, Caleta Grande de Cocholgüe. (A): Contacto plano neto entre las formaciones Quiriquina (Ksq) y Curanilahue (Pgc). (B): Vista ampliada del recuadro B de la fotografía anterior; sección intensamente bioturbada del tramo B5. Se reconocen trazas de *Palaeophycus heberti* (*Pa*), *Planolites* isp. (*Pl*), cf. *Artichnus* isp. (*Ar*), *Rhizocorallium* cf. *jenense* (*Rh*), *Thalassinoides* isp. (*Th*). (C): Concreción de pirita hallada en los últimos centímetros de la Formación Quiriquina, en la zona del recuadro C. La línea segmentada blanca señala el contacto interformacional.

3.4. CERRO LA GLORIA, SAN VICENTE

3.4.1. Generalidades

El cerro La Gloria se encuentra ubicado en el extremo suroccidental de la península de Tumbes, sector de San Vicente, comuna de Talcahuano (Figura 3.3). Geomorfológicamente, esta larga extensión de tierra forma parte de la “Cordillera de la Costa y *horst* occidentales” (*sensu* Mardones, 1978), y está modelada por terrazas y disectada por grandes quebradas y acantilados. El corte más completo está expuesto en el talud de una antigua plataforma de abrasión marina y está localizado dentro del recinto portuario de San Vicente (SVTI S.A.) (Fotografía 3.8). Desde este último punto (coordenadas UTM 5.933.624 m N y 665.842 m E) se ha podido levantar una columna estratigráfica, la que se puede seguir, además, bordeando el camino que va a las instalaciones de Chec Chile S.P.A. Igualmente, detrás de la planta de tratamiento de aguas servidas de Empresa de Servicios Sanitarios del Bío Bío (ESSBIO S.A.), colindante al sur con el terminal marítimo, aflora el mismo paquete de rocas pero con una potencia mucho más reducida.

La Formación Quiriquina se dispone en inconformidad sobre filitas y pizarras de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico y, también, en contacto por falla. La traza de esta última, encontrándose cubierta por depósitos aluviales y coluviales, se infiere en una quebrada de dirección NE-SW y probablemente representa una estructura subsidiaria de la Falla San Vicente de Galli (1967), de rumbo similar.

Las capas yacen en actitud N30°W/8°SW y tienen una potencia total de 44,1 m (Anexo columnas, San Vicente). De base a techo, la secuencia sedimentaria consiste de: (C1) 0,5 m de conglomerado de guijas **G**, granodecreciente; (C2) 9,8 m de arenisca fina ligeramente guijosa (**g**)**S** sucedida por 2,7 m de arenisca fina muy bien seleccionada **S**, las cuales engranan lateralmente con una arenisca fina fangosa ligeramente guijosa (**g**)**mS**; (C3) 2,4 m de arenisca fina a media ligeramente guijosa (**g**)**S** con niveles de conglomerado de gránulos a guijas arenoso **sG** y arenisca media granular a guijosa **gS**; (C4) 8,2 m de arenisca fina muy bien seleccionada **S**, suprayacida por 5 m de arenisca fina bien seleccionada **S** que grada a una arenisca fina ligeramente guijosa (**g**)**S**, ambas coronadas por estratos tabulares de coquina de 0,3 m de espesor; (C5) 7 m de arenisca fina bien seleccionada **S**; (C6) 4,1 m no accesibles, sobreyacidos por 3,8 m de arenisca muy fina a fina moderadamente seleccionada **S**. Su límite superior corresponde a suelo reciente.

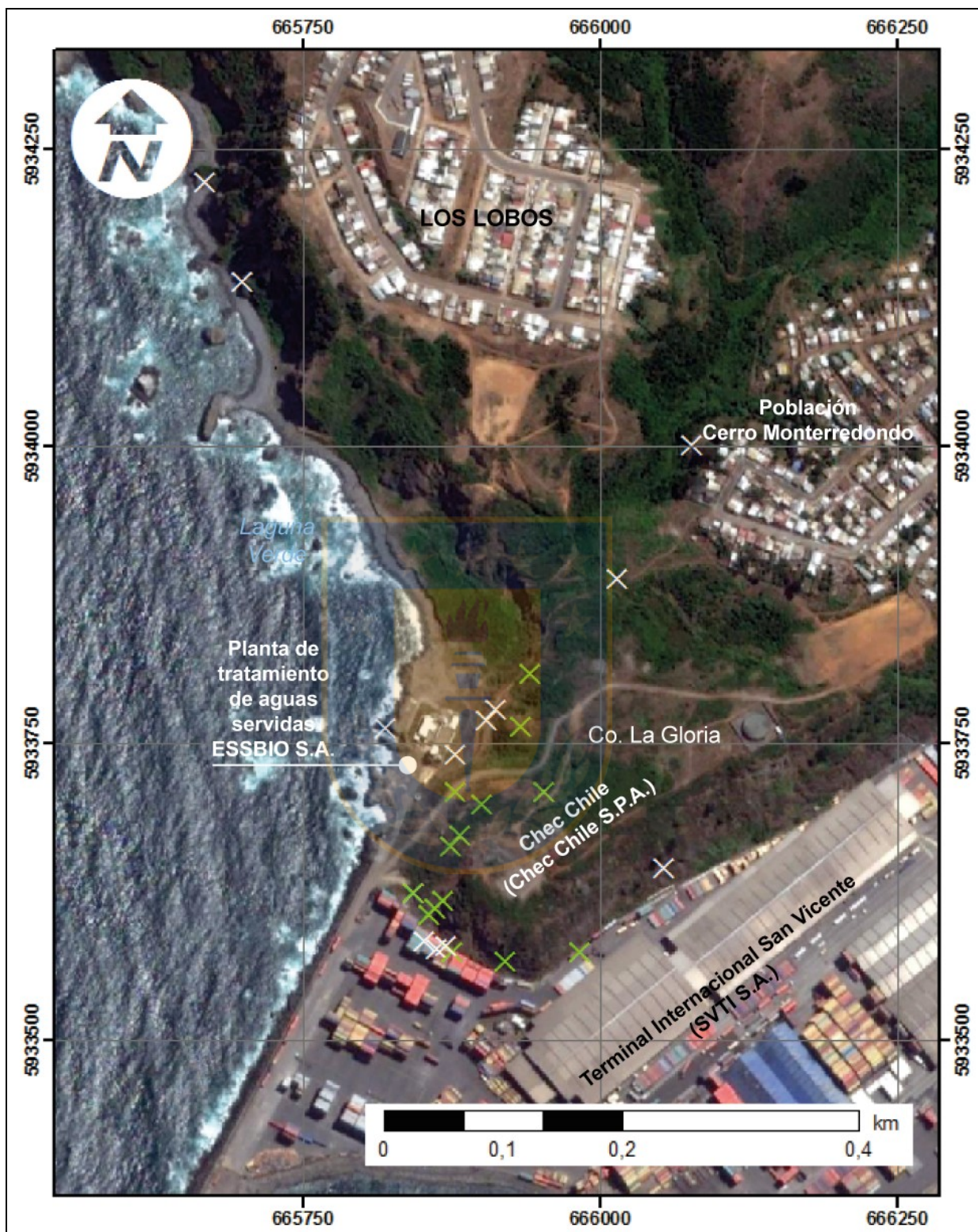
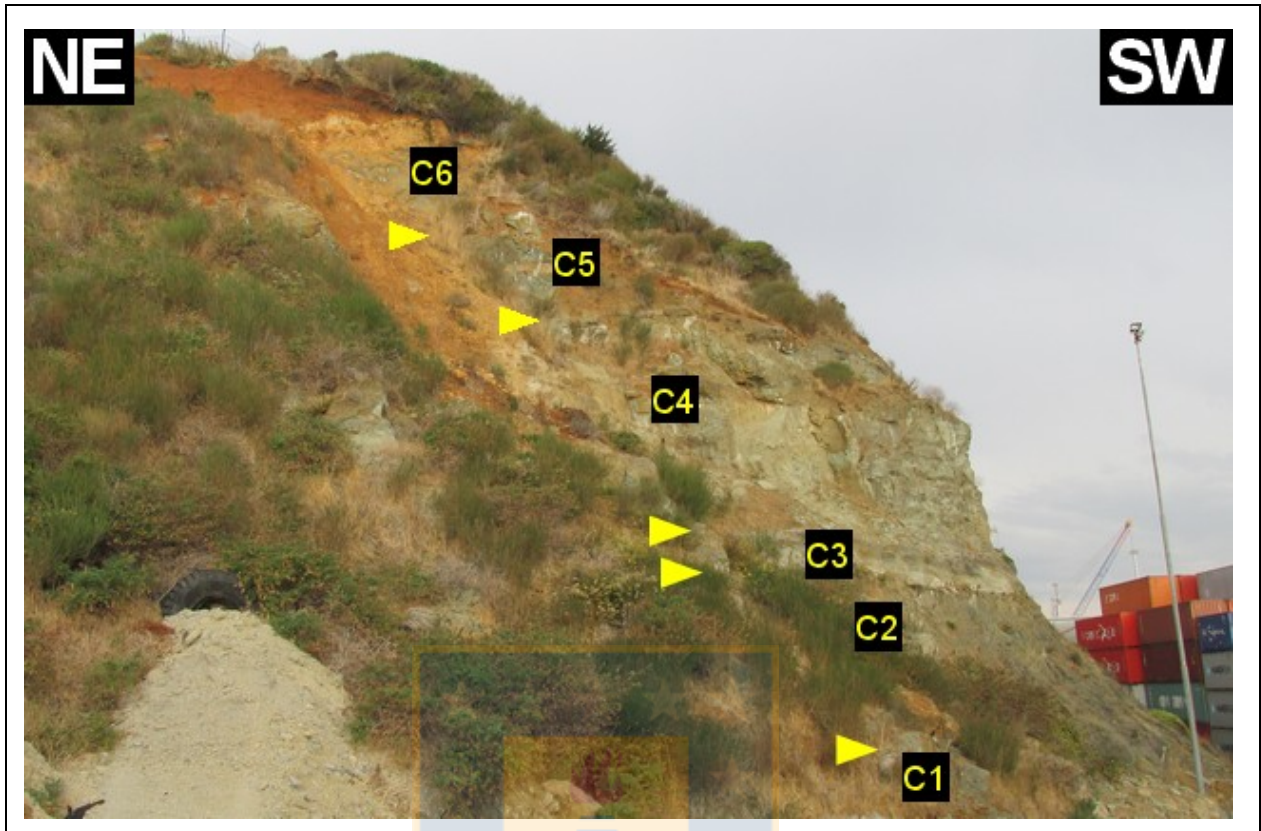


Figura 3.3: Imágen satelital del extremo suroccidental de la península de Tumbes. Las cruces verdes indican los puntos de muestreo de rocas de la Formación Quiriquina; las blancas, de otras rocas o sedimentos. Las ortofotos corresponden a imágenes históricas tomadas de Google Earth del día 11 de enero de 2013.

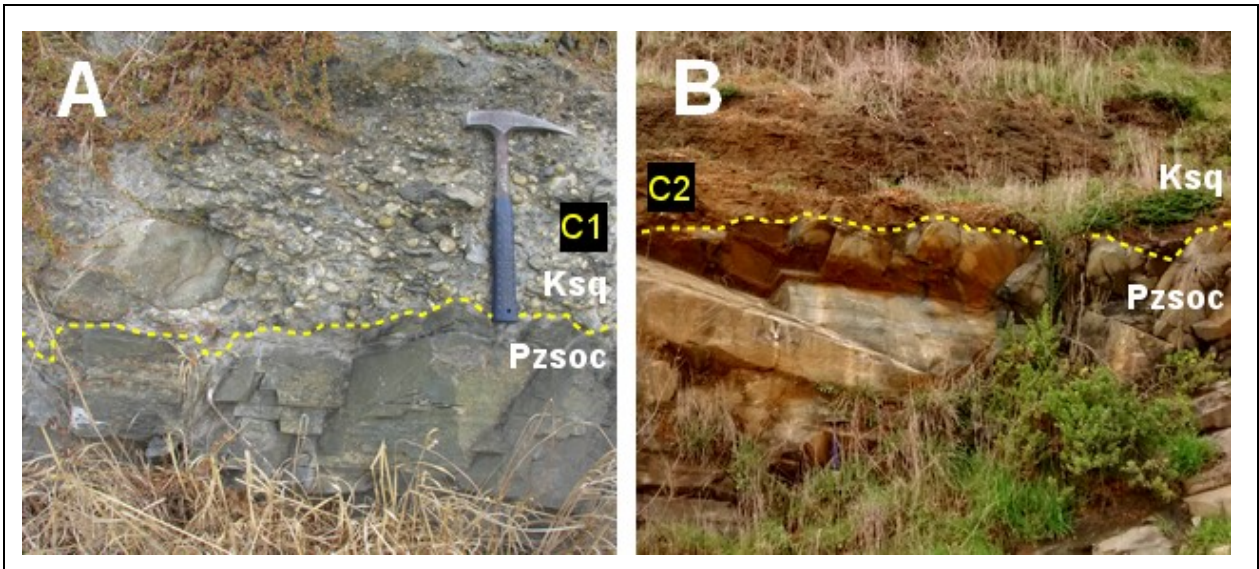


Fotografía 3.8: Vista general NE-SW del afloramiento de cerro La Gloria, al interior del recinto portuario de San Vicente, Talcahuano. Las flechas amarillas señalan la transición entre los tramos C1-C6 de la sección estratigráfica.

3.4.2. Sección estratigráfica local

Límite inferior. Inconformidad sobre filitas y pizarras de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico (Fotografía 3.9, A-B).

Tramo C1. Estrato granodecreciente de 0,5 m de espesor, de conglomerado de guijas **G**, clastosoportado, con matriz arenofangosa (12%) y cemento calcáreo (Fotografía 3.8, A). El armazón está constituido predominantemente por clastos de micaesquistos y cuarcita y, en menor medida, metachert y esquisto de grafito. Conforme disminuye el tamaño de grano hacia techo, lo hace la selección: de pobre a moderada. La esfericidad y la redondez varían ampliamente según la naturaleza de los clastos, observándose granos discoidales y subangulares a subredondeados, en las rocas metamórficas foliadas; y subprismoidales a esféricos, redondeados a bien redondeados, en las cuarcitas. Un poco más al norte, el conglomerado se reduce hasta desaparecer y, sobre las filitas, se apoyan directamente las areniscas del tramo C2 (Fotografía 3.9, B).



Fotografía 3.9: Inconformidad entre las rocas de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico (Pzsoc) y la Formación Quiriquina (Ksq) sobreyacente, sector de San Vicente. (A): Conglomerado de guijas del tramo C1, granodecreciente, sobre filitas; al interior del terminal internacional de San Vicente. (B): Arenisca fina fangosa ligeramente guijosa del tramo C2 directamente sobre filitas, detrás de la planta de tratamiento de aguas servidas de ESSBIO S.A. La línea segmentada amarilla indica contacto litológico.

Tramo C2. En contacto difuso, al menos 9,8 m de arenisca fina ligeramente guijosa (**g**)**S**, medianamente coherente y de densidad moderada, color verde amarillo grisáceo (5GY 7/2) que intemperiza progresivamente en tonos verde grisáceo (5GY 5/2) a negro (N2); de fábrica intermedia, con matriz limosa (5%) y cemento calcáreo (7,5%), este último denotado por una fuerte reacción al HCl. La selección es generalmente muy buena, los clastos son esféricos y subangulares a subredondeados, con una media de 0,15 mm y un tamaño máximo de 15 mm. La fracción gravosa está representada exclusivamente por fragmentos bioclásticos.

Le suceden 2,7 m de arenisca fina muy bien seleccionada **S**, deleznable y de moderada densidad, color gris verdoso claro (5G 8/1) con una delgada corteza de alteración (hasta 0,7 mm) en tonos naranja amarillento claro (10YR 8/6) y naranja grisáceo (10YR 7/4). La fábrica es clastosoportada, con escasa matriz (1%, limosa) y muy poco cemento carbonatado. La esfericidad y la redondez de los granos que conforman el esqueleto de ambas rocas es similar; esto es, granos subprismoidales a esféricos y subangulares.

Engrana lateralmente una arenisca fina fangosa ligeramente guijosa (**g**)**mS**, medianamente coherente y de alta densidad, color verde azul grisáceo (5BG 5/2) descompuesta moderadamente

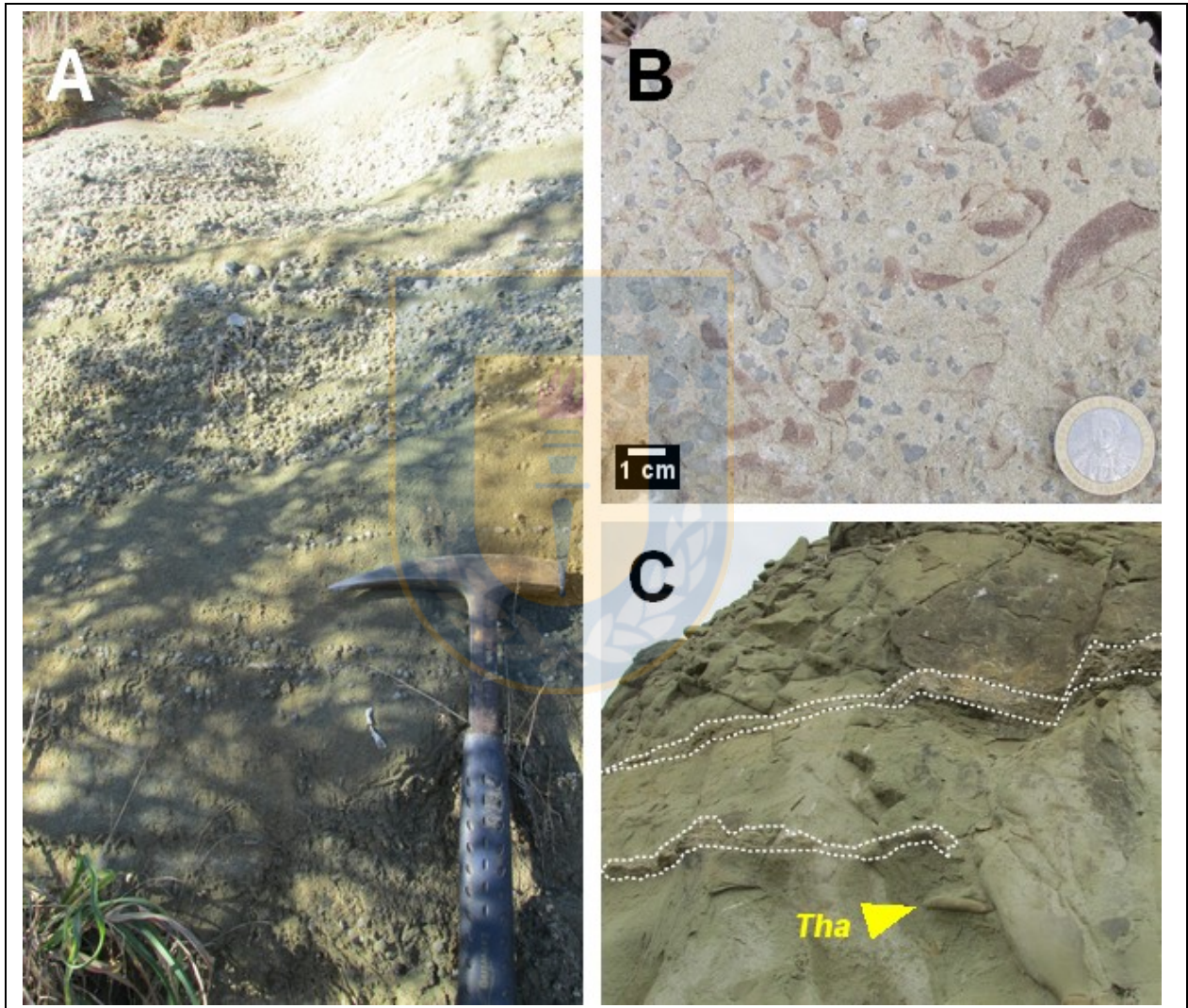
a rojo oscuro (5R 2/2) con halos de alteración limoníticos de tonos amarillo grisáceo (5Y 8/4) a naranja amarillento oscuro (10YR 6/6), en torno a pequeñas discontinuidades. La fábrica es matrizsoportada; la selección, buena; y los clastos son predominantemente subprismoidales y subangulares, con una media de 0,18 mm. La capa presenta algunas concreciones calcáreas esféricas de entre 7 y 12 cm de diámetro y, ocasionalmente, bioclastos de hasta 30 mm de longitud (entre ellos, un cuerpo fósil de *Cytherea auca*) y escasos tubos verticales de *Skolithos linearis*.

Tramo C3. En contacto plano neto, 2,4 m de arenisca fina a media ligeramente guijosa (**gS**), medianamente coherente y de alta densidad, color gris verdoso claro (5G 8/1) a verde amarillo grisáceo (5GY 7/2). La roca es clastosoportada, de buena selección y está conformada por granos subprismoidales a esféricos y subredondeados a redondeados. El tamaño promedio se encuentra en torno a los 0,26 mm de diámetro. La matriz es apenas distinguible (1%, limosa).

La arenisca se halla interestratificada con al menos 10 niveles amalgamados de conglomerado de gránulos a guijas arenoso **sG** y arenisca media granular a guijosa **gS** (Fotografía 3.10, A). La roca es siempre matrizsoportada y su armazón está constituido por partículas subdiscoidales a esféricas y subredondeadas a redondeadas, moderadamente seleccionadas, de cuarcita, fragmentos de valvas de pelecípodos, líticos metamórficos y, subordinadamente, feldespato potásico. Si bien los clastos de cuarcita es el constituyente mayor, algunas superficies de estratificación son particularmente ricas en fósiles (Fotografía 3.10, B) [entre ellos, *Mytilus primigenius*, *Ceroniola australis*, *Corbula chilensis* y *Cardium (Bucardium) acuticostatum*]. La distribución de los clastos psefiticos es polimodal y estos pueden alcanzar los 40 mm en su eje mayor.

Tramo C4. En contacto plano neto, 8,2 m de arenisca fina muy bien seleccionada **S**, ligeramente coherente y de moderada densidad, color verde claro (10GY 7/2) que intemperiza progresivamente en tonos oliva (5Y 4/4) a pardo rojizo (5YR 4/4); clastosoportada y prácticamente sin matriz. Los granos son esféricos a subdiscoidales y angulares, con una moda de 0,15 mm y un diámetro mayor que apenas alcanza los 0,5 mm. A 1,5 m del techo se halla un delgado horizonte, de 6 a 7 cm de espesor, con madrigueras horizontales de *Thalassinoides suevicus*. Adicionalmente, se han reconocido dos ejemplares aislados de *Schaubcylindrichnus coronus*.

La arenisca está coronada por un delgado estrato tabular de 0,3 m de coquina (Fotografía 3.10, C; Fotografía 3.11). Esta última representa una calcirudita, puesto que la conforman fundamentalmente bioclastos (40-45% de fragmentos fósiles) de tamaño guijas a guijarros; caracterizados principalmente por los elementos paleofaunísticos *Chlamys (Mixtipecten) chilensis*, *Cardium (Bucardium) acuticostatum*, *Pacitrignonia hanetiana* y *Gyrodes euryomphalus*. La matriz es arenosa y la fase cementante consiste en carbonato de calcio.

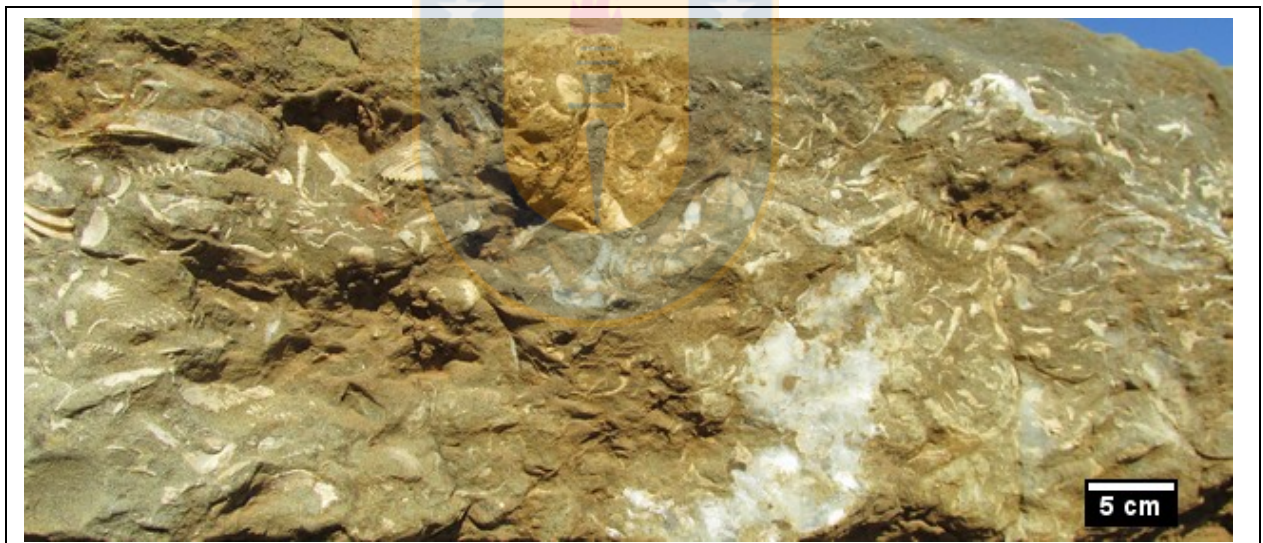


Fotografía 3.10: Sección media del afloramiento de San Vicente. (A): Arenisca fina a media ligeramente guijosa con niveles conglomerádicos, tramo C3. (B): Muestra de arenisca media guijosa. (C): Estratos decimétricos de coquina (en líneas punteadas blancas) y galerías de *Thalassinoides suevicus* (*Tha*) en una arenisca fina muy bien seleccionada, tramo C4.

Le suceden, en contacto plano neto, 5 m de arenisca fina bien seleccionada S, coherente y de baja densidad, color verde claro (10GY 7/2); clastosoportada, con una matriz limosa (5%). El

esqueleto está conformado por granos esféricos a subdiscoidales y angulares a subangulares, con una media de 0,20 mm y un tamaño máximo de 0,35 mm. En los últimos 1,7 m del tramo ocurren algunos cambios texturales: la roca tiene un aspecto aborregado y corresponde a una arenisca fina ligeramente guijosa (**g**)S, poco coherente y de alta densidad, color verde claro (10G 6/2) levemente alterada en tonos que van desde el pardo amarillento (10YR 5/4) al pardo muy oscuro (10YR 2/2). La selección, el porcentaje de matriz y la forma de los clastos son similares a los de la arenisca subyacente. El diámetro medio de la fracción predominante es de 0,14 mm. La participación de las partículas tamaño grava está dada exclusivamente por fragmentos esqueletales y cuerpos fósiles de bivalvos marinos, los cuales pueden alcanzar los 23 mm. Presenta entre 2,5 y 5% de briznas carbonosas, color negro (N1), de 1 a 3 cm de largo. La capa se halla intensamente bioturbada, con galerías de *Ophiomorpha* isp. de entre 5,5 y 15 mm de diámetro, sobre un denso moteado de trazas indefinidas.

Sobre esta última se encuentra otro nivel de coquina de 0,3 m de potencia, similar al primero.



Fotografía 3.11: Banco tabular de coquina de mayor continuidad lateral del tramo C4. El nivel está constituido por un armazón bioclástico de entre 40 y 45% de fragmentos fósiles.

Tramo C5. En contacto plano neto, sobreyacen 7 m de arenisca fina bien seleccionada S, coherente y de alta densidad; color verde claro (10G 6/2) comparativamente más oscura que la arenisca que la precede y aquella a cual infrayace. La roca es clastosoportada, con matriz limosa (2,5%) y no reactiva al HCl. Los granos son subprismoidales a esféricos y angulares a subangulares, con una media de 0,18 mm y un tamaño máximo de 1 mm. En los últimos 2,6 m

está expuesto un horizonte de concreciones calcáreas, fosilíferas, de aproximadamente 0,7 m de espesor. Se reconoce un ejemplar horizontal de *Palaeophycus heberti*.

Tramo C6. 4,1 m no accesibles. La capa tiene un color verde claro en afloramiento y se asemeja a la del tramo A5 de la sección de bahía Las Tablas.

En contacto marcadamente erosivo, le sobreyace un estrato acanalado de hasta 3,8 m de arenisca fina a muy fina moderadamente seleccionada S, ligera- a medianamente coherente y de moderada densidad; presenta color verde claro (10GY 7/2) que intemperiza fuertemente a amarillo pardo (10YR 6/6) con algunas facetas rojo oscuro (10R 3/6) y negro (N2). La roca es clastosoportada, con matriz limosa (5%) y no efervesce al ser atacada en frío con HCl diluído al 10%. Los granos son subprismoidales a esféricos y angulares a subangulares, con una media de 0,18 mm y un tamaño máximo de 0,4 mm. Como estructura de ordenamiento interno, la capa presenta laminación cruzada en artesa. En los últimos metros se halla un horizonte con numerosos moldes de *Cardium (Bucardium) acuticostatum* o, más probablemente, la expresión de un nivel de concreciones carbonatadas muy descompuestas.

Límite superior: Suelo reciente.

3.5. CERROS SAN MIGUEL-SAN MARTÍN, TALCAHUANO

3.5.1. Generalidades

El cerro San Miguel corresponde a un cerro isla o *inselberg* que se erige por sobre la planicie de Talcahuano-San Vicente, comuna de Talcahuano (Figura 3.4). Su porción septentrional también se conoce como cerro La U; y su extremo meridional, cerro San Eugenio, Perales o Macera. Se dispone elongado en dirección NW-SE, con tres estribaciones orientadas NE-SW. De la segunda ramificación se desprende, como una delgada loma aterrazada de poco más de 30 m de altitud, el cerro San Martín; ubicado entre la villa del mismo nombre y la población Corvi. El relieve actual del cerro San Miguel deriva de la forma original de los bloques tectónicos —cuyas fallas están sugeridas por las vertientes más pronunciadas, normalmente en los flancos orientales—, a pesar de que las laderas muestran aspectos de abrasión marina y de remoción en masa (Galli, 1967).

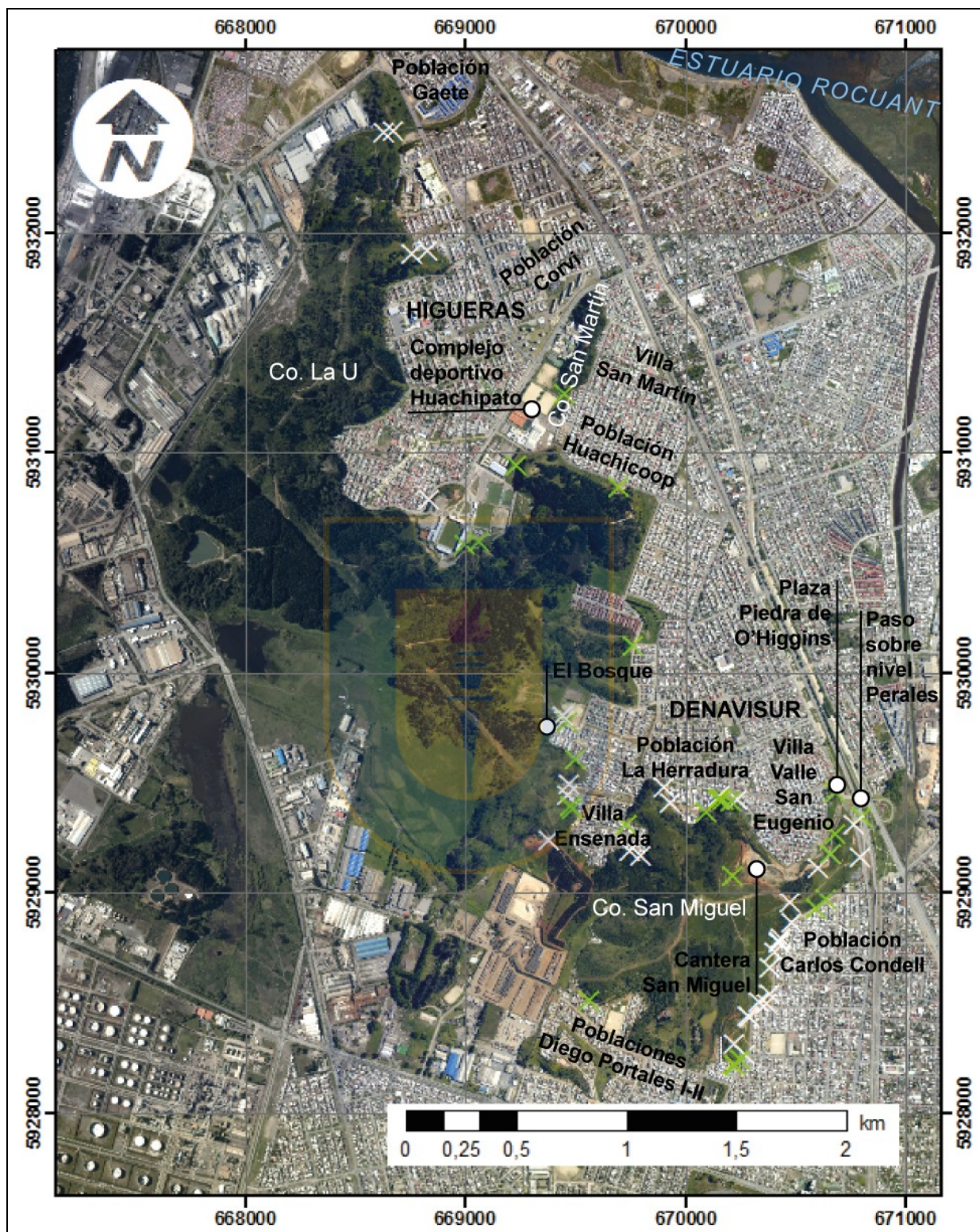
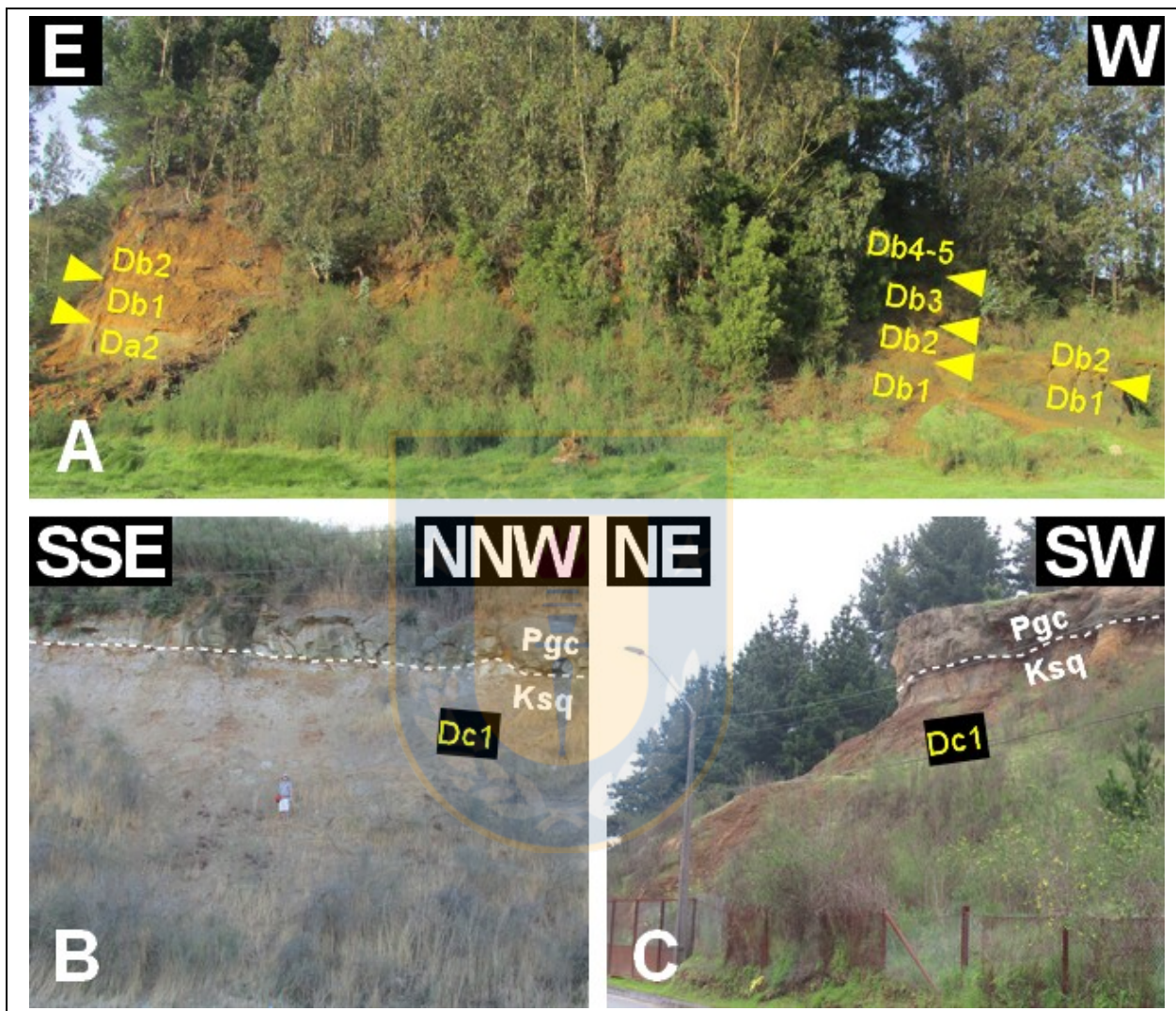


Figura 3.4: Fotografía aérea vertical de los cerros San Miguel, San Martín y La U. Las cruces verdes indican los puntos de muestreo de rocas de la Formación Quiriquina; las blancas, de otras rocas o sedimentos. Las ortofotos fueron obtenidas mediante sistema LIDAR entre los días 27 y 29 de octubre de 2012, para el estudio denominado “Imágenes y cartografía base para el área metropolitana de Concepción, Región del Biobío” (MINVU, 2013).

Aquí, las formaciones Quiriquina y Curanilahue se encuentran como afloramientos más o menos discontinuos (Fotografía 3.12, A-C), desde Gaete, por el norte; hasta el sector colindante con las poblaciones Diego Portales I y II, por el sur.



Fotografía 3.12: Afloramientos representativos de la Formación Quiriquina, cerro San Miguel, Talcahuano. (A): Corte que exhibe la parte inferior a media de la Formación Quiriquina (Ksq), en la intersección entre las calles Lago Llanquihue y Lago Lanalhue, a un costado de la población La Herradura. (B): Contacto entre las formaciones Quiriquina (Ksq) y Curanilahue (Pgc), avenida Colón, próximo al paso sobre nivel Perales. (C): Sección de avenida Alto Horno, contiguo a la población Huachicoop. La línea segmentada blanca señala el contacto interformacional; las flechas amarillas, la transición entre los tramos Da2, Db1-Db5 y Dc1.

El límite inferior, labrado en las rocas metamórficas de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico (*i.e.*, filitas fuertemente plegadas en estructuras tipo “chevrón” y esquistos grises con segregaciones de cuarzo) está expuesto frente a la intersección entre las calles Lago

Llanquihue y Lago Lanalhue, al llegar a la población La Herradura. La misma relación por inconformidad (y también por falla) aparece un poco más al sur, en el graben de la cantera San Miguel, propiedad de Cementos Biobío S.A. En términos generales, el zócalo metamórfico, que constituye la base de la Formación Quiriquina, se hace más evidente hacia el sudeste de villa Ensenada, hacia el sur de Valle San Eugenio y al oeste de la población Carlos Condell.

Se ha construido una sección estratigráfica compuesta, a partir de cinco perfiles de detalle en las localidades contiguas a las poblaciones Valle San Eugenio, Huachicoop y San Martín. En resumen, la columna generalizada del cerro San Miguel alcanza los 38 m de potencia (Anexo columnas, San Miguel) y consta, de base a techo, de los siguientes tramos: (Da1) 2,5 m de conglomerado de gránulos arenoso **sG**; (Da2) 4,7 m de arenisca fina muy bien seleccionada **S**; (Db1) 2 m de arenisca muy fina a fina bien seleccionada **S**; (Db2) 2 m de arenisca fina muy bien seleccionada **S**; (Db3) 1,7 m de arenisca fina muy bien seleccionada **S**; (Db4) 1 m arenisca muy fina muy bien seleccionada **S**; (Db5) 6,1 m de arenisca fina bien seleccionada **S**; (Dc1) hasta 18 m de arenisca fina muy bien seleccionada **S**, con concreciones calcáreas fosilíferas. La estratificación de este conjunto es variable entre los distintos afloramientos, con rumbos muy diversos y manteos que van desde los 3 a los 26° típicamente al W; probablemente, debido a las fases de deformación frágil distensiva que afectaron al macizo rocoso y que se manifiestan con fallas normales de dirección N-S a NE-SW, y que dislocan tanto al basamento como a la cobertura mesocenoica.

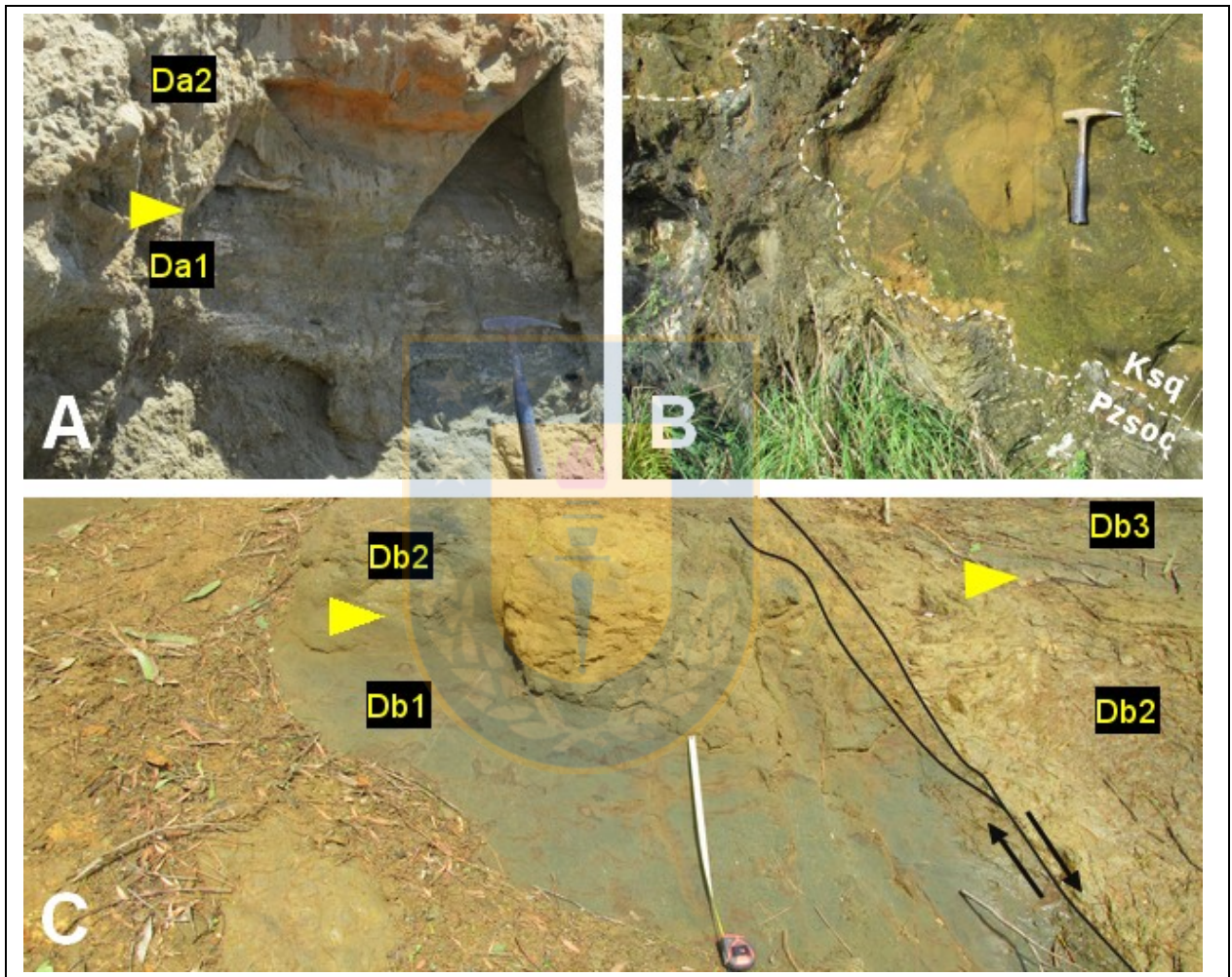
Sobre la Formación Quiriquina, se dispone una arenisca fina muy bien seleccionada **S**, de entre 3 y 4,5 m de espesor. En particular, esta se exhibe en el corte de cerro de avenida Cristóbal Colón, cerca del paso sobre nivel Perales, y en el montecillo de la plaza Piedra de O'Higgins. El mismo contacto interformacional se halla, también, en avenida Alto Horno, frente a la población Huachicoop. En contraste, en esta última localidad, la Formación Curanilahue comienza con 2,1 m de conglomerado de gránulos a guijas arenoso **sG**; y luego, da lugar a 1,2 m de la arenisca fina de Perales. La sucesión paleógena comprende hasta 20 m (Geología de Campo II, 2009).

3.5.2. Sección estratigráfica compuesta

Límite inferior. Filitas y esquistos grises de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico.

Tramo Da1. En el graben de la cantera San Miguel, se disponen en contacto erosivo y directamente sobre las metamorfitas, cerca de 2,5 m de conglomerado de gránulos arenoso **sG**

(Fotografía 3.13, A), granodecreciente, ligeramente coherente y de alta densidad; de fábrica matrizsoportada a intermedia, con matriz arenosa (60%). El armazón está compuesto por clastos de cuarcitas, líticos metamórficos y, subordinadamente, restos fósiles fragmentarios. La fracción psefitica está representada por partículas subprismoidales a subdiscoidales, subangulares a subredondeadas, las cuales varían en tamaño entre los 2 y 30 mm, con una moda de 3 mm.



Fotografía 3.13: Secciones basales a medias dentro del sector de Denavi Sur. (A): Conglomerado arenoso (Da1) en contacto difuso con una arenisca fina (Da2), cantera San Miguel. (B): Inconfomidad (línea segmentada blanca) entre filitas de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico (Pzsoc) y areniscas finas de la Formación Quiriquina (Ksq). (C): Tramo Db1 dominado por *Ophiomorpha* isp. Las flechas amarillas señalan la transición entre tramos.

Tramo Da2. En contacto difuso sobre el conglomerado arenoso o directamente sobre las filitas (Fotografía 3.13, B), hasta 4,7 m de arenisca fina muy bien seleccionada S, poco a medianamente coherente y de moderada densidad, color verde amarillo grisáceo (5GY 7/2). La roca es clastosoportada, con una matriz limosa (entre 1 y 5%). Los granos son subsféricos, subangulares

a subredondeados, tienen una moda de 0,19 mm y un diámetro máximo de 0,22 mm. La roca puede aparecer fuertemente alterada con un color amarillo claro (5Y 8/4), con laminación cruzada en surco delineada en tonos pardo muy claro (10YR 7/4).

Tramo Db1. Se infieren al menos 2 m de arenisca muy fina a fina bien seleccionada **S**, medianamente coherente y de moderada densidad, color oliva claro (10Y 5/4) aunque algo alterada en superficie a pardo rojizo (5YR 4/4). La roca es clastosoportada, con escasa matriz (limosa, 1%) y los granos que conforman el esqueleto (99%), subprismoidales a esféricos y redondeados, varían esencialmente entre los 0,08 y 0,20 mm. Ocasionalmente se hallan restos fósiles. Hacia techo abundan las galerías de *Ophiomorpha* isp. y *Ophiomorpha irregulaire* (Fotografía 3.13, C). La capa presenta, además, pequeñas concreciones subsféricas de entre 3 y 8 cm de diámetro. El tramo está coronado por cuerpos concrecionarios calcáreos fosilíferos, esféricos y elípticos, de hasta 0,5 m.

Tramo Db2. En contacto difuso, 2 m de arenisca fina muy bien seleccionada **S**, ligera- a fuertemente coherente (conforme aumenta el grado de cementación) y de alta densidad, color verde claro (5GY 7/2) fuertemente alterada en tonos rojo suave (10R 4/2) y pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2). La roca es clastosoportada, con poca matriz (1%, limosa); y los granos, esféricos y subangulares, tienen una moda de 0,18 mm. Presenta restos carbonosos (2,5-5%), color negro (N1), de entre 0,5 y 8 mm. La capa exhibe una alternancia de bancos de coquinas centimétricas muy descompuestas, constituidas casi exclusivamente por *Cardium (Bucardium) acuticostatum* y restos subordinados de gastrópodos indeterminados. La bioturbación se vuelve particularmente alta hacia el techo de la capa y, entre las abundantes secciones de estructuras horizontales indefinidas, se distinguen algunos ejemplares de *Thalassinoides* isp.

Tramo Db3. Le suceden 1,7 m de arenisca fina muy bien seleccionada **S**, color verde claro (5G 7/4) que intemperiza levemente con tonos oliva (5Y 4/4) en sus facetas alteradas. Mientras que la roca es clastosoportada, la matriz, de naturaleza limosa, apenas alcanza el 1% modal. Los clastos que constituyen el armazón son esencialmente esféricos y subangulares, con una moda de 0,18 mm y un diámetro máximo de 0,28 mm. Presencia de bivalvos. A 40 cm del techo se intercala con un delgado horizonte, rico en briznas y guías carbonosas, aparentemente sin fósiles.

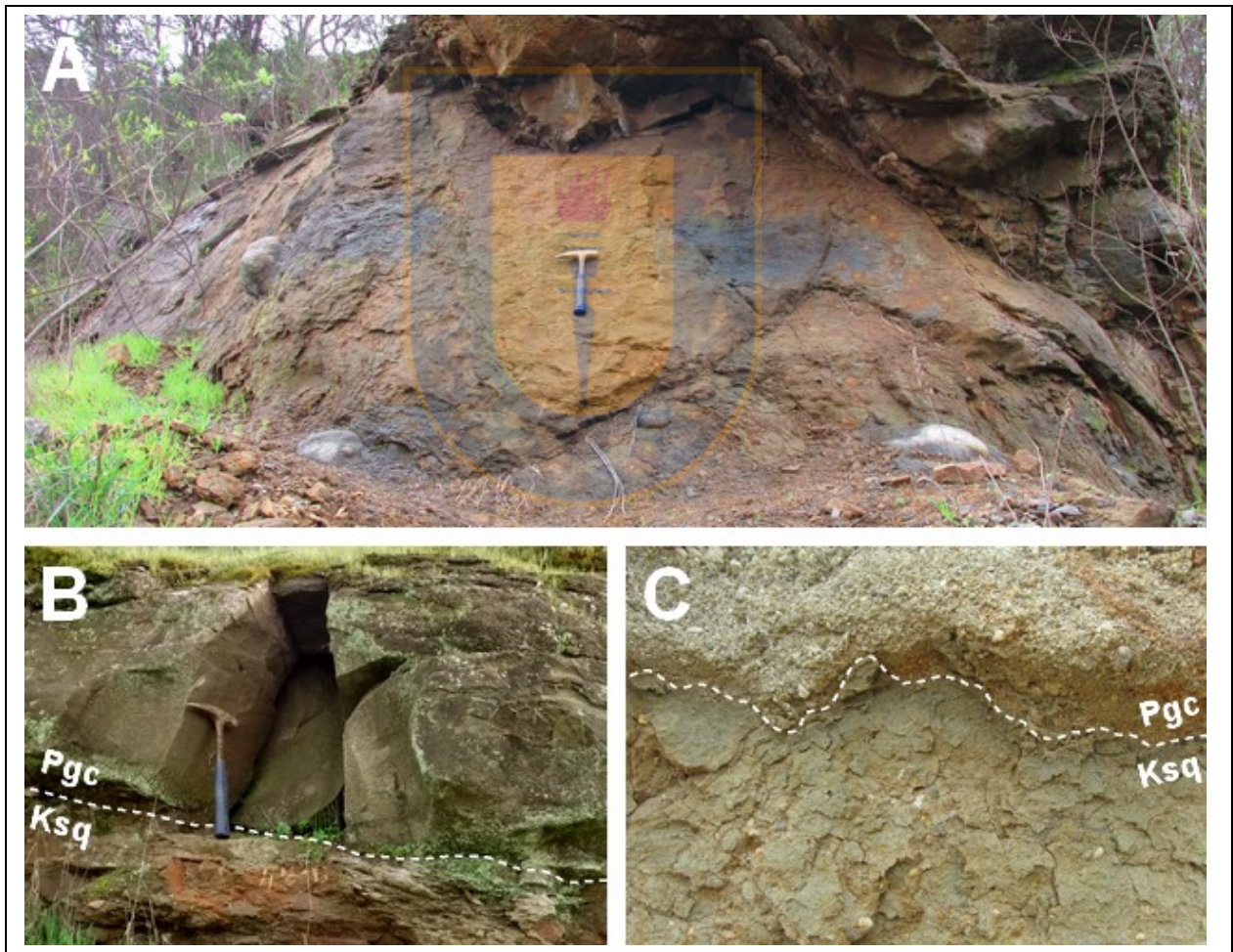
Tramo Db4. En contacto plano neto, 1 m de arenisca muy fina muy bien seleccionada **S**, deleznable y de baja densidad, color verde amarillo grisáceo (5GY 7/2) con una ligera alteración en tonos amarillo pardo (10YR 6/6); clastosoportada y con una matriz limosa (6%). La moda de los clastos es de 0,08 mm, con un diámetro máximo de 0,13 mm. Los granos son subprismoidales a esféricos y subangulares.

Tramo Db5. 6,1 m de arenisca fina bien seleccionada **S**, disgregable y de baja densidad; pervasivamente alterada a limonitas, por lo que se exhibe con un color amarillo pardo (10YR 6/6) a amarillo rojizo (5YR 6/8), y láminas pardo muy claro (10YR 8/2). La roca es clastosoportada, con una matriz limosa (4%) y con una fase ligante ortoquímica no reactiva al HCl. Los granos del armazón (96%) son principalmente subprismoidales y subangulares, con una moda de 0,20 mm y un diámetro máximo de 0,35 de mm. La capa presenta estratificación cruzada en surco y algunos cuerpos fósiles de bivalvos, como *Cardium (Bucardium) acuticostatum*.

Tramo Dc1. Sin contacto aparente, alrededor de 18 m de arenisca fina muy bien seleccionada **S**, medianamente coherente y de alta densidad, color verde grisáceo (5GY 5/2); clastosoportada con matriz limosa (2,5%). Los clastos son subprismoidales a esféricos y subangulares, con una moda de 0,20 mm. A 3,5 - 4,7 y 6,2 m del límite superior del tramo hay niveles de concreciones carbonatadas, con formas más o menos elipsoidales y esféricas, de aproximadamente 20 cm de diámetro (Fotografía 3.14, A). En los últimos dos metros se encontró una concreción que contiene restos de madera fósil con perforaciones asignadas a *Teredolites longissimus*. A 1,8 m del techo, la roca corresponde a una arenisca fina guijosa **gS**, bien seleccionada, poco coherente y de baja densidad, color verde claro (5GY 7/2) fuertemente alterada en tonos pardo amarillento (10YR 5/4) y pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2); clastosoportada, con matriz limosa (1-2,5%). Los granos son subprismoidales a esféricos y subangulares, con una moda de 0,24 mm. Briznas carbonosas (hasta 5%) ocurren a lo largo de todo el tramo. Entre la icnofauna también destacan *Ophiomorpha* isp., *Thalassinoides* cf. *paradoxicus*, *Teichichnus rectus* y cf. *Artichnus* isp.

Límite Superior. En contacto irregular y normalmente neto, entre 3 y 4,5 m de arenisca fina muy bien seleccionada **S** (Fotografía 3.14, B) de la Formación Curanilahue, coherente y de alta densidad; color verde claro (10GY 7/2), en roca fresca, con una delgada corteza de meteorización en tonos oliva claro (10Y 5/4) que varía progresivamente a pardo rojizo grisáceo oscuro (10R 2/2) y amarillo (5Y 7/6). La fábrica es clastosoportada, con matriz limosa (1%) y con cemento no

reactivo al HCl. Presenta una moda de 0,15 mm y un diámetro máximo de 0,5 mm. Los granos son esféricos y angulares a subangulares. En el afloramiento de avenida Alto Horno, frente a la población Huachicoo, la Formación Quiriquina subyace directamente, en contacto irregular, a unos 2,1 m de conglomerado de gránulos a guijas arenoso **sG** (Fotografía 3.14, C), medianamente coherente y de alta densidad, de fábrica intermedia a matrizsoportada, bien seleccionado y con matriz arenosa (65%). Los clastos tienen una moda de 3 mm y un tamaño que puede alcanzar los 17,5 mm. El conglomerado engrana lateralmente con un estrato granodecreciente de arenisca gruesa granular **gS** y arenisca gruesa ligeramente granular (**g**)**S**, poco coherente y de alta densidad; clastosoportada, con escasa matriz (1%, limosa). La moda ronda los 0,90 mm y el tamaño máximo es de 17 mm.



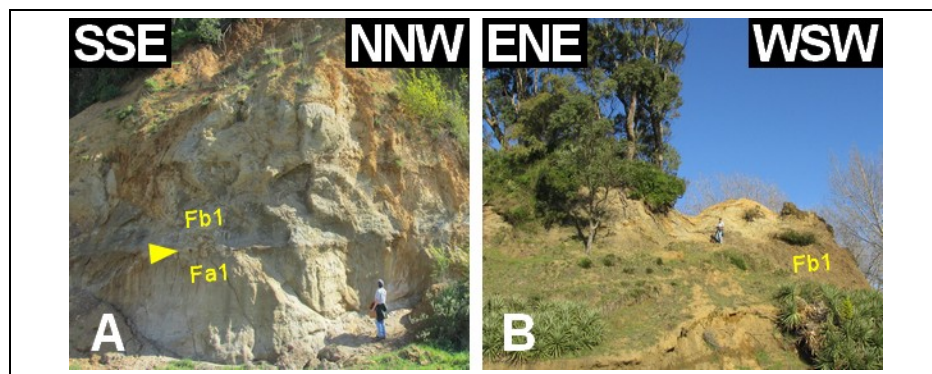
Fotografía 3.14: Parte superior de la Formación Quiriquina en los cerros San Miguel y San Martín. (A): Sección del cerro San Martín con concreciones calcáreas, tramo Dc1. (B): Contacto entre arenisca conglomerádica de la Formación Quiriquina (Ksq) y conglomerado de la Formación Curanilahue (Pgc), avenida Alto Horno. (C): Areniscas de Quiriquina (Ksq) y Curanilahue (Pgc), avenida Colón. La línea segmentada blanca señala el contacto interformacional.

3.6. SUBIDA A PLAYA ROCOTO, BOCA NORTE

3.6.1. Generalidades

Según Mardones (1978), la península de Hualpén forma parte de la “Cordillera de la Costa y *horst* occidentales” y comprende “Escaleras tectónicas modeladas por terrazas y cerros isla”. En efecto, el camino de tierra que lleva a playa Rocoto, en el sector de la boca norte de la desembocadura del río Biobío, está construido en una antigua plataforma de abrasión marina. El lavado pluvial de la superficie del terreno, a un costado del camino, permite reconocer hasta 34,6 m de sedimentitas de la Formación Quiriquina. Las rocas están inclinadas 8° al SE y tienen un rumbo $N60^\circ E$. El límite superior de la Formación Quiriquina se encuentra cubierta por depósitos recientes, en un sendero que atraviesa la ladera del acantilado costero contiguo (coordenadas UTM 5.924.985 m N y 662.992 m E), las primeras areniscas reposan en inconformidad sobre filitas y esquistos grises de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico.

Para complementar el perfil de Boca Norte, se levantaron secciones locales en otros dos sitios, dentro del fundo Santa Eloísa, Santuario de la Naturaleza “Península de Hualpén”. Estos cortes se hallan en los cerros del Conejo y de Las Pulgas (Fotografía 3.15, A-B), de aproximadamente 11 y 19 m de potencia, respectivamente. El primero forma parte de la misma meseta de Hualpén; y el segundo, se configura como un pequeño cerro isla en medio de la llanura (Figura 3.5). La actitud de las capas en el cerro del Conejo es $N10W/8^\circ NE$; y en Las Pulgas, $N70-80^\circ E/19^\circ SE$.



Fotografía 3.16: Afloramientos representativos de la parte inferior a media de la Formación Quiriquina, sector Santuario de la Naturaleza Península de Hualpén. (A): Cerro del Conejo. (B): Cerro de Las Pulgas. La flecha amarilla señala la transición entre los tramos Fa1 y Fb1.

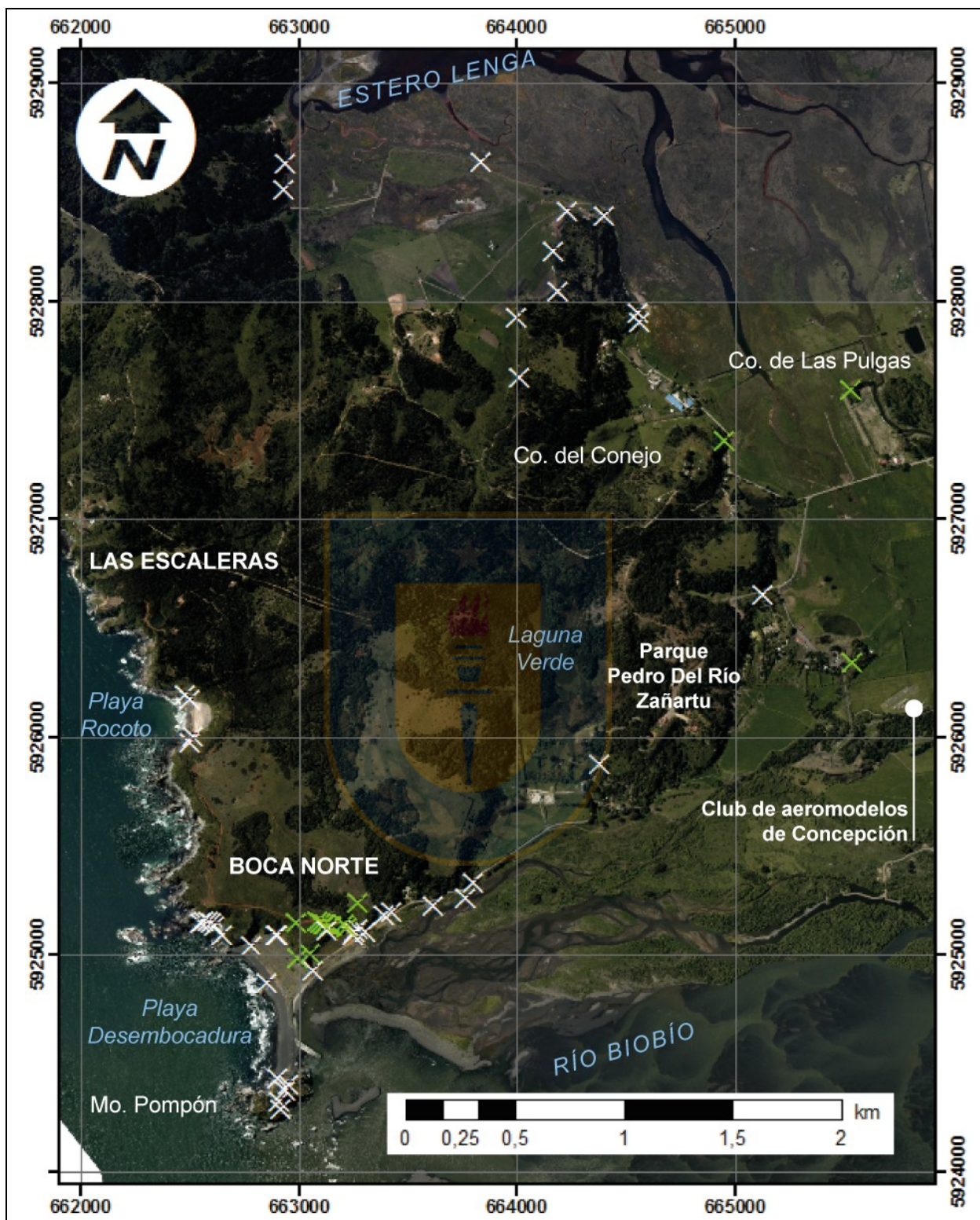


Figura 3.5:

Fotografía aérea vertical de la porción meridional de la península de Hualpén. Las cruces verdes indican los puntos de muestreo de rocas de la Formación Quiriquina; las blancas, de otras rocas o sedimentos. Las ortofotos fueron obtenidas mediante sistema LIDAR entre los días 27 y 29 de octubre de 2012, para el estudio denominado “Imágenes y cartografía base para el área metropolitana de Concepción, Región del Biobío” (MINVU, 2013).

Con los datos de estas tres localidades (Figura 3.5) se construyó una sección estratigráfica compuesta, representativa de la Formación Quiriquina en la península de Hualpen, de aproximadamente 38,3 m de espesor (Anexo columnas, Boca Norte). De base a techo, esta consiste en: (Ea1) 3,7 m de arenisca gruesa guijosa **gS** con niveles de conglomerado de guijas arenoso **sG**; (Eb1) 3,4 m de arenisca fina bien seleccionada **S** sucedida por 7,9 m de arenisca fina muy bien seleccionada **S**; (Eb2) 3,3 m de arenisca fina muy bien seleccionada **S** con relictos de laminación cruzada, y varía a una arenisca fina ligeramente guijosa (**gS**); (Eb3) aproximadamente 20 m de arenisca fina fangosa **mS** interestratificada con capas estratocrecientes de limolita arenosa fina **sM**.

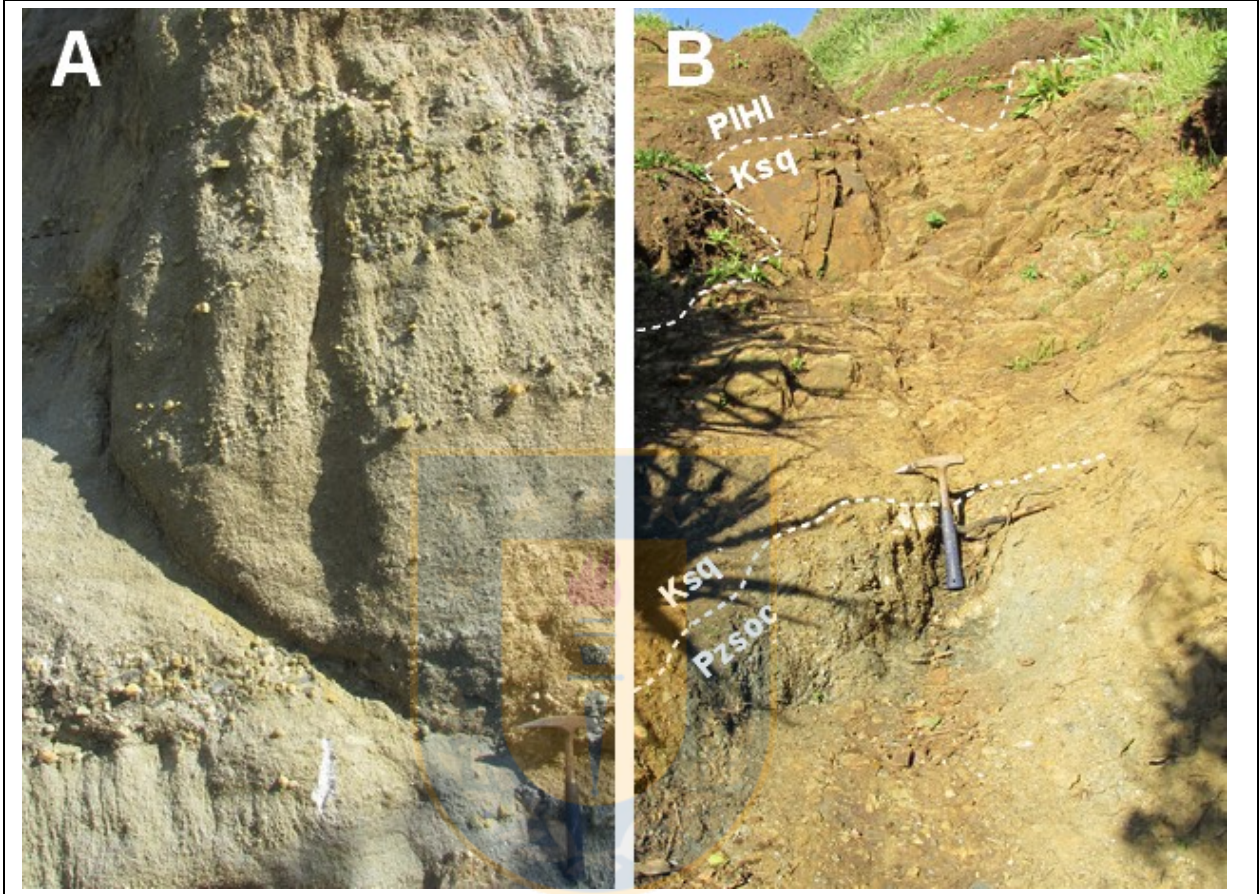
3.6.2. Sección estratigráfica compuesta

Límite inferior. Filitas y esquistos grises de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico.

Tramo Ea1. Hasta 3,7 m de arenisca gruesa guijosa **gS**, coherente y de alta densidad, de un color característicamente blanco (N9) el cual se torna ligeramente verde claro (5G 7/4), en afloramiento; clastosoportada, con escasa matriz y granos esencialmente esféricos y subredondeados. La arenisca está cruzada por al menos cuatro horizontes de conglomerado de guijas arenoso **sG**, de entre 15 y 90 cm de espesor (Fotografía 3.16, A). Estos últimos presentan fábrica clastosoportada y selección moderada; y su armazón, de distribución granulométrica polimodal, está constituido fundamentalmente por clastos subdiscoidales y subredondeados de cuarcita y filitas. En particular, los líticos metamórficos pueden alcanzar los 15 cm de longitud en su eje mayor. Como estructura de ordenamiento interno, se exhibe estratificación cruzada planar de bajo ángulo. Además, cerca de la base del tramo y a los 90 cm, se hallan dos delgados lentes de arcillolita, color gris verdoso (5G 6/1); de 25 y 5 cm de potencia, respectivamente.

Tramo Eb1. En contacto erosivo sobre las metamorfitas de la Serie Occidental, en el sector de Boca Norte (Fotografía 3.16, B) y, en contacto difuso sobre las areniscas conglomerádicas del tramo Fa1, en el cerro del Conejo, sobreyacen hasta 3,4 m de arenisca fina bien seleccionada **S**, medianamente coherente y de moderada a alta densidad; color verde claro (10G 6/2) alterada en superficie a pardo amarillento (10YR 5/4) y pardo muy oscuro (10YR 2/2). La roca es clastosoportada y con una matriz limosa (2,5%). Los granos son subprismoidales a esféricos y subangulares, con una moda de 0,18 mm, mientras que las partículas de mayor tamaño alcanzan los 0,35 mm. Los clastos están constituidos predominantemente por cuarcita y glauconita y, en

menor medida, feldspatos, líticos metamórficos, micas y minerales pesados. En algunos planos de estratificación ocurren trazas discretas de tubos subverticales referidos al icnogénero *Ophiomorpha*.



Fotografía 3.16: Secciones basales de cerro del Conejo y playa Desembocadura. (A): Arenisca gruesa guijosa con estratificación cruzada planar, delineada por niveles de conglomerado, tramo Ea1, cerro del Conejo. (B): Contacto por inconformidad entre esquistos grises de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico (Pzsoc) y areniscas finas de la Formación Quiriquina (Ksq), y más arriba, por discordancia angular entre estas últimas y los depósitos litorales (PIHI) aterrazados, de arenas negras con bioclastos de tamaño guijas; sendero de la playa Desembocadura que conecta con el camino que va a playa Rocoto. La línea segmentada blanca indica contacto litológico.

En contacto difuso, le suceden 7,9 m de arenisca fina muy bien seleccionada S, ligeramente coherente y de moderada densidad; color gris verdoso claro (5G 8/1) a verde claro (10GY 7/2), en secciones frescas, que intemperiza fuertemente con tonos amarillo rojizo (7,5YR 6/8) y pardo amarillento (10YR 5/4 y 10YR 6/6). La fábrica es clastosoportada, de matriz limosa (5%) y su armazón está conformado por un 95% de granos, los cuales son subprismoidales a esféricos y subangulares. La moda está en torno a 0,13 mm y el diámetro máximo alcanza los 0,45 mm. Si

bien la roca se halla, por lo general, pervasivamente alterada, en la parte basal del afloramiento de cerro de Las Pulgas se han podido extraer muestras frescas de un color gris verdoso claro (5GY 8/1) con fósiles de pelecípodos marinos [entre ellos, *Cardium (Bucardium) acuticostatum* y *Pacitrignia hanetiana*]. Asimismo, la capa de arenisca presenta algunas concreciones calcáreas fosilíferas, muy descompuestas, con *Eubaculites vagina*. Excepcionalmente, se ha encontrado una traza horizontal aislada de *Palaeophycus tubularis*.

Tramo Eb2. 3,3 m de arenisca fina muy bien seleccionada **S**, poco coherente y de baja densidad; alterada a limonitas, lo que le confiere un color pardo muy claro (10YR 7/4) generalizado en la capa. La roca es clastosoportada y con matriz limosa (2,5%). Los detritos del esqueleto (97,5%) son esféricos y subangulares, y corresponden a cuarcita, feldespatos, líticos metamórficos y, subordinadamente, micas y minerales pesados. Presenta algunos indicios de laminación cruzada, la cual está delineada en láminas de color amarillo rojizo (7,5YR 6/6).

Hacia la mitad superior del tramo, y en contacto difuso, la roca es una arenisca fina ligeramente guijosa (**gS**), de baja coherencia y moderada densidad; color pardo muy claro (10YR 7/4) con un intenso moteado blanquecino (N9), lo que denota una argilización selectiva de los feldespatos. La matriz (7,5%) es fangosa y, el armazón, de fábrica intermedia y de buena selección, está conformado por un 92,5% de granos subprismoidales a esféricos y angulares a subredondeados, con una moda de 0,18 mm de diámetro. Se hallan, además, moldes dispersos de *Cardium (Bucardium) acuticostatum*. La icnofábrica del tramo está dominada por una densa asociación de sistemas de madrigueras de *Ophiomorpha irregulaire-Thalassinoides* isp. (Fotografía 3.17, A).

Tramo Eb3. En contacto neto e irregular, sobreyace una secuencia de aproximadamente 20 m de arenisca fina fangosa **mS**, poco coherente (disgregable) y de baja densidad, color pardo amarillento (10YR 5/4). Esta última se encuentra interestratificada con capas de limolita arenosa fina **sZ** de color blanco (N9) con exiguos signos de alteración en tonos amarillo (10YR 8/6) y rojo oscuro (5R 3/4) —los que se vuelven dominantes a medida que se avanza en el perfil—. La arenisca es matrizsoportada (fangosa, 12%), con granos subprismoidales y subangulares de un tamaño medio de 0,20 mm. La limolita, en cambio, está constituida por clastos subdiscoidales a esféricos y subredondeados. Asimismo, presenta pequeños restos carbonosos (fitoclastos, 1 a 5%), de entre 0,75 y 3 mm de longitud, color gris oliva oscuro (5Y 3/2), y bolsones de arcilla de color rojo claro (10R 6/6) (Fotografía 3.17, B). Se hallan, además pequeños ejemplares

milimétricos de moluscos (*e.g.*, *Dentalium* sp., un bivalvo y un gastrópodo indeterminados). La icnofábrica está dominada por *Planolites* isp. y *Ophiomorpha irregulaire*.



Fotografía 3.17: Icnofábrica de *Ophiomorpha irregulaire*-*Thalassinoides*. (A): Areniscas finas de color pardo amarillento, tramo Eb2. (B): Capas de arcillas rojizas (derecha) por sobre areniscas fangosas (izquierda), tramo Eb3.

Límite Superior. En contacto difuso e irregular, depósitos de terrazas marinas constituidas por una grava de guijas arena fangosa **msG** suceden a las distintas capas de la Formación Quiriquina edafizada. Los sedimentos poco consolidados son granocrecientes, de selección pobre, y contiene abundantes (*ca.* 40%) fragmentos angulosos de valvas de ostreoides y otros bivalvos, de hasta 6 cm de longitud; y en menor medida, gastrópodos y crustáceos cirrípedos; además de clastos angulares de cuarcita y líticos metamórficos. La matriz es arena fina limosa. La potencia puede

ser variable y, en el sector más próximo al camino que lleva a playa Rocoto, alcanza 0,5 m. Por otra parte, las pelitas de la parte superior del tramo Eb3 pueden aparentemente haber desarrollado suelo, por lo que no es posible determinar con exactitud este límite.

3.7. LITOFACIES

3.7.1. Generalidades

La identificación de facies sedimentarias se realizó, en primer lugar, sobre la base de sus similitudes texturales (*e.g.*, tamaño de grano según clase y subclase, forma, armazón, matriz, cemento) y, luego, en relación a las estructuras primarias, contenido de materia orgánica y relaciones de contacto observadas. Si bien es común incluir los aspectos paleontológicos en una facies, para efectos del presente estudio, los fósiles se consideraron exclusivamente como clastos y, por lo tanto, tienen una influencia subordinada como otro constituyente más de la roca. De todos modos, se incorporan los elementos paleofaunísticos y sus tipos de concentración. Por último, se incorpora el índice de bioturbación (IB) según el esquema de Taylor & Goldring (1993) modificado de Reineck (1963). En la denominación de las facies se utilizó la letra F, seguida de un número cardinal y de la descripción más sintética posible de la terminología textural con algún rasgo distintivo.

3.7.2. F1: Conglomerado de guijarros y guijas

Ortoconglomerado polimíctico de guijarros y guijas **G**, pobremente seleccionado, compuesto por un armazón de líticos metamórficos (*e.g.*, metaareniscas de grano fino, micaesquistos, filitas, esquistos de grafito y metachert), cuarcita, plutonitas intermedias a ácidas y, ocasionalmente, bioclastos. [*e.g.*, fragmentos esqueléticos de *Ostrea* sp., *Inoceramus (Endocostea) biroi*, *Trochus* sp. y otros restos de pecelípodos indeterminados]. Los conglomerados están fuertemente cementados por carbonato de calcio y, por consiguiente, son rocas coherentes; tienen una matriz arenosa o areno-fangosa (*ca.* 7,5 a 12%). La esfericidad y la redondez de los fenoclastos son variables, dependiendo de su naturaleza: es así como son comunes las metamorfitas subdiscoidales redondeadas y subprismoidales subredondeadas, y cuarcita subprismoidal a esférico y redondeado. La litofacies F1 se encuentra presente en los tramos A1 y C1, y en la sección inferior de B1. El espesor de esta facies varía entre 0,4 y 22,5 m, con la mayor potencia

en bahía Las Tablas. Las bases son netas e irregulares y, tal como se exhibe en Caleta Grande Cocholgüe, la superficie puede contener otros rasgos geométricos de detalle, como perforaciones de organismos; los techos son difusos. Se ha reconocido un patrón de ordenamiento interno granodecreciente y, luego, granocreciente; y frecuentes capas con gravas imbricadas. IB = 0.

3.7.3. F2: Conglomerado arenoso

Consiste en paraconglomerado polimíctico de gránulos-guijas arenoso **sG**, con características petrográficas similares a la facies F1. Los tamaños de los fenoclastos oscilan entre 2 y 30 mm, y existe una evidente predominancia de las partículas de cuarcita y líticos metamórficos, ambos redondeados a muy redondeados. El porcentaje de matriz puede alcanzar un 60% del volumen de la roca. La granoclasificación puede ser inversa. Puede estar bien cementado o ser poco coherente. Se exponen entre 0,5 y 2,5 m en la parte superior del tramo B1 y en el tramo Da1 del graben de la cantera San Miguel. No se puede observar directamente su base, pero se infiere en contacto neto e irregular con esquistos grises de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico. Su techo sí es visible y corresponde a una superficie de estratificación difusa. En general, el estrato es aparentemente masivo, con granoclasificación normal, distinguiéndose ocasionalmente capas horizontales. IB = 0.

3.7.4. F3: Arenisca conglomerádica interestratificada con conglomerado arenoso

Arenisca gruesa guijosa **S**, color blanco (N9) a ligeramente verde claro (5G 7/4), interestratificada con cuatro horizontes de conglomerado de guijas arenoso **sG**, clastosoportado y de moderada selección, de entre 15 y 90 cm de potencia. La arenisca es clastosoportada, prácticamente sin matriz y sus granos son esencialmente esféricos y subredondeados. La fracción más gruesa puede ser asimilable con la facies F2 pero comprende casi exclusivamente clastos subdiscoidales y subredondeados de cuarcita y filitas. Se calcula una potencia de 3,7 m, y se exhibe particularmente en el corte de cerro del Conejo (tramo Ea1). Al igual que en la facies precedente, se cree que la base es también neta e irregular; y su techo es difuso. El conglomerado está estructurado en *sets* que delinean superficies con estratificación cruzada planar de bajo ángulo. Presenta dos delgados lentes de arcillolita, color gris verdoso (5G 6/1), de 25 y 5 cm de potencia, respectivamente. IB = 0.

3.7.5. F4: Arenisca gruesa-muy gruesa granular o ligeramente granular

Comprende una arenisca gruesa ligeramente granular (**g**)**S**, color amarillo pardo (10YR 6/6), y una arenisca muy gruesa granular **gS**. La primera es clastosoportada, bien seleccionada y con una matriz de naturaleza limosa que alcanza el 5%. El armazón está constituido por granos de cuarcita, feldespatos y líticos metamórficos y biotita menores; son formas predominantemente subdiscoidales a esféricas y subangulares. La moda es de 0,57 mm y el tamaño máximo, de 4 mm. La roca es muy deleznable. La segunda, en cambio, es similar a la facies F1. La potencia se encuentra entre 0,9 y 6,2 m, en los tramos B1 y A2, respectivamente. Parte de B2 corresponde también a una arenisca granular, aunque de grano fino. Se observa laminación paralela, estratificación cruzada en surco y planar; esta última delineada por niveles milimétricos, granocrecientes, de conglomerado de gránulos **G** y conglomerado de guijas **G**. $IB \leq 3$.

3.7.6. F5: Arenisca gruesa fangosa

Arenisca gruesa fangosa **mS**, micácea, de color negro (N1) con facetas de un color rojo muy oscuro (5R 2/2). Contiene entre 39 y 50% de biotita. Comprende solo 7 a 12 cm de la parte superior del tramo A2, en la parte más oriental de la playa Las Tablas. La superficie basal es ondulosa y su techo es neto y plano. Exhibe niveles milimétricos a centimétricos de laminación paralela a ligeramente ondulada. $IB = 4$.

3.7.7. F6: Arenisca fina-media con niveles conglomerádicos

Areniscas finas a medias **S**, glauconíticas, color verde claro (10G 6/2) a gris verdoso claro (5G 7/2), con niveles decimétricos de F2 y F4. La fábrica de las psamitas es intermedia a clastosoportada; y la selección, buena a muy buena. El tamaño promedio de los granos oscila entre 0,20 y 0,26 mm de diámetro. Los horizontes psefiticos son siempre matrizsoportados y contienen abundantes clastos de cuarcita y líticos metamórficos menores. Los espesores tienen entre 2,4 y 4,4 m, en los tramos C3 y A3 de San Vicente y bahía Las Tablas, respectivamente. Las bases y los techos son netos y planos. La facies puede comenzar con un conglomerado matrizsoportado, como en la isla Quiriquina. Dentro de las estructuras sedimentarias de ordenamiento interno predomina la laminación cruzada planar de bajo ángulo. Algunas de estas superficies de estratificación son particularmente ricas en fósiles y pueden formar acumulaciones decimétricas discontinuas. Los elementos paleofaunísticos comprenden *Mytilus primigenius*,

Ceroniola australis, *Corbula chilensis*, *Cardium (Bucardium) acuticostatum*, *Dentalium chilensis*, *Dentalium* sp., *Gyrodes* sp., *Ostrea* sp., fragmentos de valvas parcialmente descalcificadas de pelecípodos y otros restos indeterminados. IB = 0.

3.7.8. F7: Arenisca fina de buena a muy buena selección

Arenisca fina bien a muy bien seleccionada S, glauconítica, de color verde claro (10GY 7/2, 10G 6/2), subordinadamente oliva claro (10Y 5/4), verde amarillo grisáceo (5GY 7/2) o gris verdoso claro (5G 8/1). Ocasionalmente, el tamaño de grano de la arenisca puede ser medio. La fábrica es clastosoportada y puede (hasta 6%, limosa) o no contener matriz. Los clastos son comúnmente subprismoidales a esféricos, y tienen modas comprendidas entre 0,13 y 0,20 mm. Los espesores varían entre 1 y 7,9 m. La facies está representada por los tramos C4 superior, C5, Db1, Db4 y Eb1. Las bases normalmente comprenden superficies netas y planas, y techos difusos. La estructura es aparentemente masiva y puede estar interestratificada con bancos más o menos continuos de coquina o tener concreciones calcáreas fosilíferas de hasta 0,7 m de diámetro. Si bien algunos de estos cuerpos concrecionarios carbonatados se hallan más o menos descompuestos, se reconocen fósiles de *Cardium (Bucardium) acuticostatum*, *Pacitrignonia hanetiana* y *Eubaculites vagina*. IB ≤ 6; sin embargo, normalmente no supera un índice de 3.

3.7.9. F8: Arenisca fina con laminación cruzada en surco

Ídem que F7, aunque se halla pervasivamente alterada a limonitas, por lo que la roca puede aparecer intemperizada con un color amarillo claro (5Y 8/4). La moda se halla entre los 0,18 y 0,20 mm de diámetro. Está representada en los tramos C6, Db5 y la parte inferior de Eb2. La potencia de la facies varía entre 3,3 y 6,1 m. Por lo general, las bases y los techos son difusos. La característica principal de esta facies es la ocurrencia de laminación cruzada en surco, delineada en tonos pardo muy claro (10YR 7/4) o solo indicios en amarillo rojizo (7,5YR 6/6). Además, puede contener fósiles dispersos de *Cardium (Bucardium) acuticostatum* o en horizontes relativamente continuos. IB ≤ 5.

3.7.10. F9: Arenisca fina con bioclastos de tamaño gránulo-guijas

Consiste en una arenisca fina ligeramente granular a guijosa (g)S, en la cual la fracción gruesa está representada casi exclusivamente por fragmentos esqueléticos distribuidos al azar, de tamaño

gránulo a guija. Adicionalmente, pueden contener concreciones, alineadas o no, o cuerpos tabulares de coquina intercalados. La organización de las partículas de granulometría media es similar a la facies F7. La estructura está completamente obliterada por bioturbación. Se ha dividido en dos subfacies: (F9a) limpia (*i.e.*, sin restos carbonosos) y (F9b) con restos carbonosos.

En la facies 9a, la roca puede ser una arenisca fina guijosa (**(s)S**) o una arenisca fina fangosa (**(g)mS**). El color varía entre verde amarillo grisáceo (5GY 7/2) y verde azul grisáceo (5BG 5/2), descompuestas en tonalidades verde grisáceas, rojo oscuro e incluso negro. La fábrica es intermedia a matrizsoportada, con matriz limosa (5-12%) y fuerte reacción al HCl. Comprende los 9,8 m inferiores del tramo C2 y prácticamente los 12,5 m que engranan lateralmente al mismo en San Vicente. La base es difusa y el techo es neto y plano. IB = 2-6.

La facies 9b está caracterizada por areniscas finas con bioclastos y briznas carbonosas, hilos de carbón e incluso restos macroscópicos de madera. Ocasionalmente, el tamaño de grano de la arenisca puede ser muy fino. Predominan los colores gris verdoso (5G 5/1, 5G 6/1) y verde grisáceo (5G 5/2). La roca es clastosoportada, con matriz limosa (comúnmente entre 1 y 2,5%, pero puede alcanzar los 7,5% en la parte superior del tramo Eb2). Está representada por los tramos A4, A5, B2 superior, B3, B4 y Eb2. Los espesores son extremadamente variables, van desde menos de 5,9 m a más de 29,5 m. Las bases pueden ser planas y netas o difusas; y los techos difusos, aunque excepcionalmente puede ser neto e irregular (tramo Eb2). IB = 5-6.

Si bien la asociación de cuerpos fósiles normalmente difiere si se hallan en los bancos coquináceos o en concreciones, en general, se encuentran *Cytherea auca*, *Cardium (Bucardium) acuticostatum*, *Pacitrigonia hanetiana*, *Cymbophora araucana*, *Aphrodina quiriquinae*, entre otros restos de moluscos indeterminados.

3.7.11. F10: Arenisca fina con restos carbonosos

Ídem que F7, color verde claro (5G 7/2, 10G 6/2, 5G 7/4) y verde grisáceo (5GY 5/2). Subordinadamente, arenisca fina fangosa, como en el tramo A5 superior de Las Tablas e incluso ligeramente guijosa, como en el tramo C4 superior de San Vicente. Tiene alta densidad pero distintos grados de coherencia. La fábrica es intermedia a clastosoportada; la matriz, limosa (1-10%). La moda de la fracción predominante es de 0,14 a 0,24 mm, generalmente próximos a 0,22

mm de diámetro. Está representada en los tramos A5, B5, C4, Db3 y Dc1. Precisamente, este último comprende hasta 18 m de espesor. Las bases son difusas y, los techos, netos e irregulares. A medida que se sube estratigráficamente presenta abundantes briznas carbonosas, restos vegetales carbonizados e hilos de carbón (hasta 10%), color negro grisáceo (N2) a negro (N1), de hasta 70 mm de largo; incluso restos de madera fósil con o sin perforaciones de *Teredolites*. En el tramo Db3 incluso se intercala con un delgado horizonte, rico en briznas y guías carbonosas. Puede tener concreciones. IB = 6.

3.7.12. F11: Arenisca fina intercalada con limolita

Arenisca fina fangosa **mS**, color pardo amarillento (10YR 5/4), intercalada con capas estratocrecientes de limolita arenosa fina **sM**, blanca (N9) alterada en tonos amarillo (10YR 8/6) y rojo oscuro (5R 3/4). La arenisca es asimilable con la facies F10 y contiene un 12% de matriz fangosa; y la limolita presenta pequeños restos carbonosos (1 a 5%), de entre 0,75 y 3 mm de longitud, de color gris oliva oscuro (5Y 3/2). Los clastos de la arenisca son subprismoidales y subangulares; los de la limolita, subdiscoidales a esféricos y subredondeados. Contiene pequeños ejemplares milimétricos de moluscos (*e.g.*, *Dentalium* sp., un bivalvo y un gastrópodo indeterminados). Está representada exclusivamente en el tramo Eb3 de la subida a playa Rocoto, sector de Boca Norte, Hualpén; con una potencia de aproximadamente 20 m. La base es una superficie neta e irregular y su techo se encuentra edafizado. IB = 6.

4. ESTUDIO DE LAS TRAZAS FÓSILES

4.1. ICNOLOGÍA SISTEMÁTICA

La clasificación icnotaxonómica se basa en la morfología de trazas como expresión de un determinado comportamiento, independiente del organismo productor (Bromley, 1996 en Buatois y otros, 2002). Así, para mantener la uniformidad en lengua española, en cuanto a la terminología de los caracteres morfológicos, se utiliza la obra de Gámez-Vintaned & Liñan (1996) (Tabla 4.1).

En las secciones estudiadas se identificaron en total 23 icnotaxas, distribuidos en 14 icnogéneros, los cuales son descritos en orden alfabético: cf. *Artichnus* isp., *Bergaueria perata*, *Gastrochaenolites* isp., *Gastrochaenolites* cf. *torpedo*, *Macaronichnus segregatis*, *Ophiomorpha* isp., *Ophiomorpha irregulaire*, *Ophiomorpha nodosa*, *Palaeophycus heberti*, *Palaeophycus tubularis*, *Planolites* isp., *Rhizocorallium* cf. *jenense*, *Schaubcylindrichnus coronus*, *Skolithos linearis*, *Skolithos* cf. *verticalis*, *Teichichnus rectus*, *Teichichnus* cf. *zigzag*, *Teredolites clavatus*, *Teredolites longissimus*, *Thalassinoides* isp., *Thalassinoides* cf. *paradoxicus*, *Thalassinoides suevicus* y cf. *Zoophycos* isp. A este conjunto de trazas individualizables se ha añadido un grupo de estructuras biogénicas cuya naturaleza no ha permitido su clasificación, por lo que se ha preferido su denominación en nomenclatura abierta como “tubos verticales cortos”.

La mayoría de las observaciones fueron realizadas directamente en terreno, ya que las características preservacionales de los materiales de la Formación Quiriquina normalmente hicieron posible solo el muestreo de material muy fragmentario. Por esta razón, los ejemplares aquí presentados no poseen repositorio.

4.1.1. Icnogénero *Artichnus* ZHANG, UCHMAN, CHODYŃ & BROMLEY, 2008

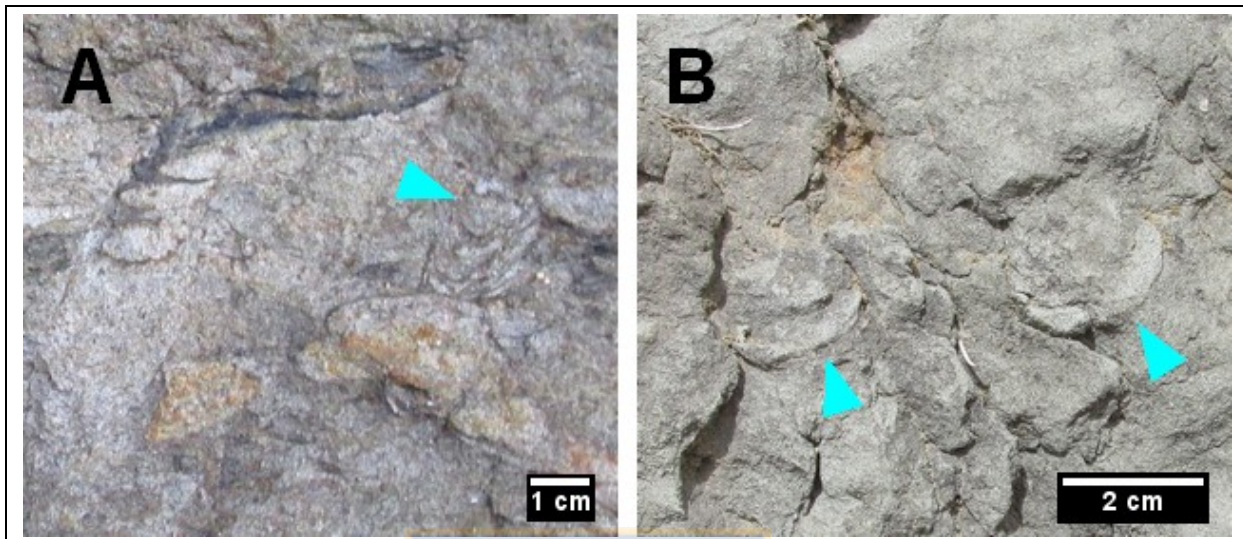
Identificación. Zhang y otros (2008, p. 78) definen la icnoespecie tipo *Artichnus pholeoides* como “[una excavación] ancha, en forma de J, de estructura normalmente cilíndrica, [similar a un cono invertido] [En el original, turbinado] en la parte distal hacia la terminación ciega, y estrechándose en la zona proximal. [...] El espacio interno de la madriguera consiste de spreite comúnmente retrusivo, corto, vertical y de lamelas gruesas; el cual se halla bien desarrollado en la parte inferior de la estructura...”.

Tabla 4.1: Nomenclatura según Gámez-Vintaned & Liñan (1996), utilizada en el presente trabajo.

Conexiones o spreite	Estructura laminar compuesta por restos yuxtapuestos de paredes de madrigueras o producida conforme estas van cambiando de posición en el sedimento.
Fuste	Madriguera vertical o elemento vertical de un sistema de madrigueras.
Galería	Sistema de madrigueras, predominantemente horizontal, de túneles interconectados.
Madriguera	Estructura etológica emplazada dentro de un sustrato no consolidado (blando o firme), que resulta en la formación de un espacio ocupado y mantenido por un animal durante un tiempo más o menos largo.
Pared	Término “cajón de sastre” donde se incluyen todos los elementos que realzan el contorno de una madriguera: el propio límite de madriguera, las zonas de compresión dentro del sustrato adyacente, el revestimiento, o el manto en un relleno zonado.
Perforación	Cavidad realizada en sustrato duro con solo un punto de entrada o con uno de entrada y otro de salida, pero sin llegar a atravesar el sustrato de parte a parte.
Relleno	Material que ocupa el interior de una madriguera. Es activo si ha sido acumulado activamente por un animal (generalmente el mismo que la ha construido). Por el contrario, se considera pasivo si se ha acumulado sin la intervención de un ser vivo.
Revestimiento de madriguera	Material aplicado sobre la pared de una madriguera por su ocupante. Puede incluirse aquí también el material acumulado de modo pasivo, adherido a la pared mientras la madriguera está abierta.
Sistema de madrigueras	Unidad compleja de madrigueras altamente ramificadas y/o interconectadas.
Tubo	Madriguera que posee un revestimiento bien desarrollado.
Túnel	Madriguera horizontal o predominantemente horizontal, o elemento horizontal de un sistema de madrigueras.

Observaciones. *Artichnus* se asemeja fuertemente a *Teichichnus*, y su distinción en testigos corona no es sencilla: depende del reconocimiento de la morfología completa de los especímenes y la ocurrencia de un grueso tubo causativo (Knaust, 2017). La otra icnoespecie, *A. giberti*, se diferencia por su geometría tubular mucho más simple, un diámetro constante del tubo, orientación generalmente subhorizontal y la ausencia de estriación longitudinal exterior (Belaústegui y otros, 2014). Zhang y otros (2008) interpretan a *Artichnus* como un domicilio estacional o de más largo plazo de animales vermiformes de hábitos suspensívoros o detritívoros. Belaústegui y otros (2014) sugieren que estos organismos podrían ser holotúridos; específicamente, apódidos (Ayranci & Dashtgard, 2013).

***Artichnus* ? ichnosp.**
(Fotografía 4.1, A-B)



Fotografía 4.1: Trazas discretas de cf. *Artichnus* isp. (A): cf. *Artichnus* isp. en icnofábrica dominada por *Ophiomorpha* isp., bahía Las Tablas. (B): Ejemplares en sección de cerro San Martín. Las flechas celestes muestran la localización de los túneles en los cortes verticales.

Localización y repartición. Una traza discreta en los metros finales de la arenisca fina superior del tramo A5, expuesta en la entalladura litoral de playa Las Tablas, isla Quiriquina. Otros dos ejemplares se pueden distinguir de entre las areniscas finas bioturbadas del tramo Dc1, en el afloramiento de cerro San Martín, a un costado del recinto deportivo Huachipato, Talcahuano.

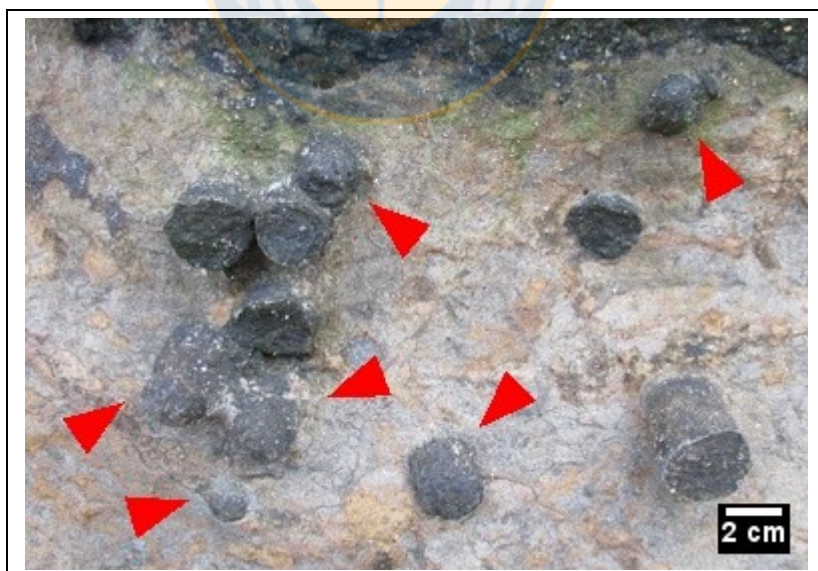
Descripción. Secciones transversales circulares a elípticas de madrigueras cilíndricas, aparentemente horizontales. La zona apertural y el túnel central son más pequeños que el resto de la estructura, la cual está conformada por un grueso revestimiento laminado de cerca de 4 mm. El diámetro del túnel es relativamente constante y oscila alrededor de 6,5 mm; y su relleno es masivo, similar a la roca hospedante. En particular, el espécimen de Las Tablas exhibe *spreite* retrusivo, cuya longitud total alcanza los 10,5 mm en su componente vertical; y aunque subordinado, el desarrollo lateral de las conexiones da un aspecto de múltiples láminas concéntricas. El espesor de las lamelas normalmente no excede los 1,5 mm. Preservados como relieves completos o endicnia en capas de arenisca fina **mS** y **S**. No se pudo llevar a cabo una determinación segura de este icnogénero debido a la falta de más cortes que permitiesen dilucidar su morfología tridimensional; la menor distribución vertical del *spreite* haría descartar su asimilación con *Teichichnus*.

4.1.2. Icnogénero *Bergaueria* PRANTL, 1945

Identificación. Pemberton y otros (1988, p. 877) describen la icnoespecie tipo *Bergaueria perata* como “excavaciones verticales, cilíndricas a semiesféricas, lisas, sin ornamentación; circulares a elípticas en secciones transversales; con un relleno normalmente inestructurado, y base redondeada [que puede o no contener] una depresión central poco profunda y crestas radiales”.

Observaciones. Se han propuesto cerca de una docena de icnoespecies de *Bergaueria*, basadas en sus diferencias morfológicas (Knaust, 2017); en primer lugar, por las características del revestimiento de la pared y las terminaciones distales (Pemberton y otros, 1988). Por ejemplo, la falta de crestas radiales bien desarrolladas y la presencia de una tenue depresión central distinguen a *Bergaueria perata* de *B. radiata* y *B. hemispherica* (Pemberton y otros, 1988). Normalmente, el tamaño de las madrigueras varía desde menos de un centímetro a más de un decímetro en diámetro y profundidad (Knaust, 2017). *Bergaueria* se interpreta como *Cubichnia* o *Domichnia* de organismos suspensívoros (Aceñolaza & Nieva, 2003), probablemente anémonas de mar, y más específicamente, actiniarios (Pickerill, 1989).

Bergaueria perata PRANTL, 1945
(Fotografía 4.2)



Fotografía 4.1: Trazas discretas de cf. *Artichnus* isp. (A): cf. *Artichnus* isp. en icnofábrica de *Ophiomorpha* isp., bahía Las Tablas. (B): Ejemplares en sección de cerro San Martín. Las flechas celestes muestran la localización de los túneles en los cortes verticales.

Localización y repartición. Agrupados en *clusters* de hasta 35 especímenes/0,5 m², aunque localmente restringidos en un bloque caído que exhibe la interfase interformacional entre las areniscas de Quiriquina y Curanilahue, bahía Las Tablas, isla Quiriquina.

Descripción. Madrigueras cilíndricas que poseen un pequeño desarrollo más o menos en la vertical. En vista de planta, tienen secciones circulares a ligeramente ovaladas, con diámetros que varían entre 13 y 37 mm de longitud en su eje mayor. Si bien la longitud máxima visible alcanza los 25,2 mm en una de las trazas, normalmente el largo de las excavaciones no sobrepasa los 16 mm. El diámetro siempre supera en magnitud al largo de la estructura. El extremo inferior es redondeado; sin embargo, algunos especímenes truncados en la base (Fotografía 4.2), que podrían o no pertenecer a este icnogénero, han sido dejados en nomenclatura abierta como “tubos verticales cortos”, igen. et isp. indet. La pared aparentemente no presenta revestimiento. Los ejemplares se proyectan como hiporelieves positivos o hipicnia desde la parte basal de la superficie de contacto entre una arenisca fina fangosa bien seleccionada **mS** y una arenisca gruesa muy bien seleccionada **S**. Esta última, constituye *sensu stricto* un relleno masivo contrastante con la roca hospedante.

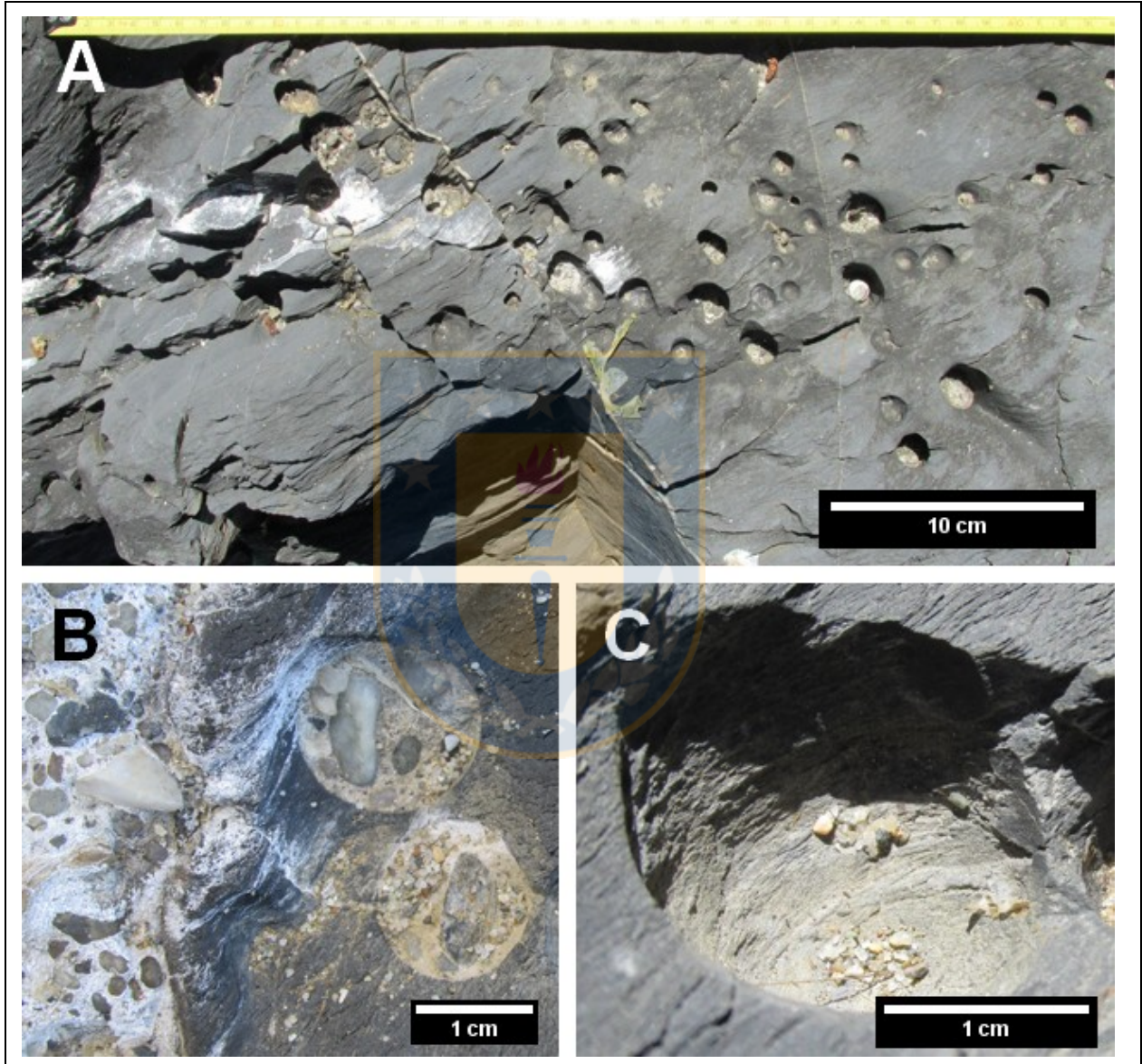
4.1.3. Icnogénero *Gastrochaenolites* LEYMERIE, 1842

Identificación. Sobre la base de la icnoespecie tipo *Gastrochaenolites lapidicus*, se reproduce parte de la diagnosis de Kelly & Bromley (1984, p. 797): “*Perforaciones en forma de clava sobre sustratos líticos. La región apertural de la perforación es más estrecha que la cámara principal y puede ser circular, oval o halteriforme. La apertura puede estar separada de la cámara principal por un cuello [...] La cámara principal varía en forma desde subsférica a elongada, puede tener una base de perfil parabólico a truncado redondeado y una sección transversal desde circular a oval*”.

Observaciones. Los ejes de la perforación pueden ser rectos, curvados o irregulares; la parte más ancha está usualmente entre el punto medio de la estructura y su base; y la superficie puede ser lisa o tener algún tipo de bioglifo (Kelly & Bromley, 1984). Las dimensiones de *Gastrochaenolites* varían típicamente entre 2 y 45 mm de diámetro, y desde 3 a 100 mm de largo (Kelly & Bromley, 1984). Bivalvos endolíticos y, en menor medida, gastrópodos coraliofilinos

recientes y algunos gusanos sipuncúlidos se han sugerido como los organismos productores de *Gastrochaenolites* (Bromley, 2004).

Gastrochaenolites ichnosp.
(Fotografía 4.3, A-C)

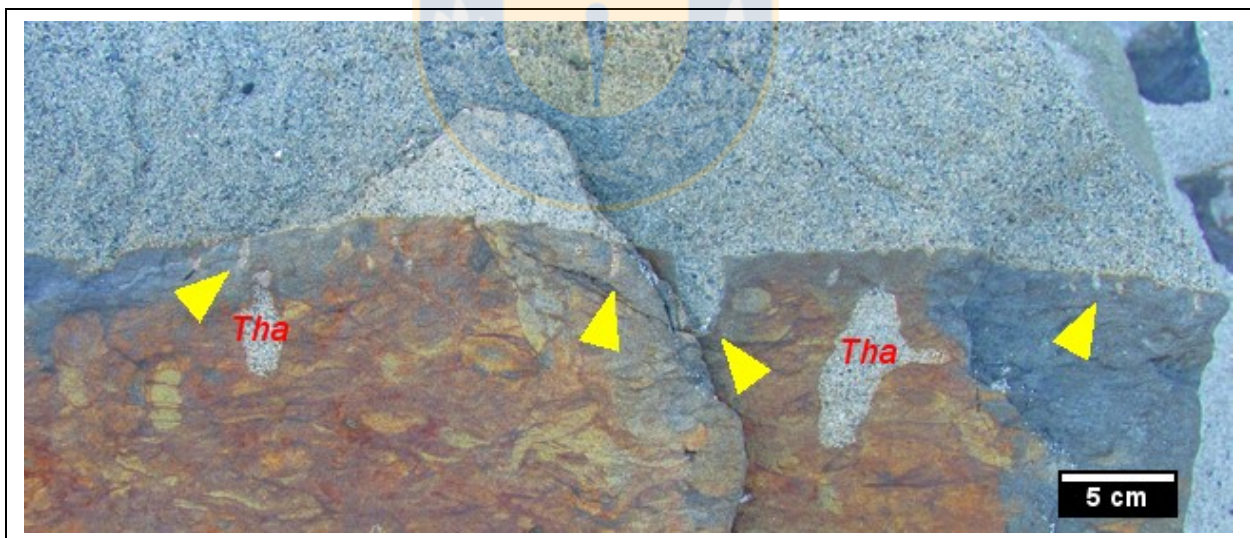


Fotografía 4.3: Asociación monoespecífica de *Gastrochaenolites isp.* (A): Cluster sobre un sustrato lítico de naturaleza filítica, Caleta Grande de Cocholgüe. (B): Relleno parcial de las oquedades por clastos provenientes del conglomerado suprayacente; predominantemente, clastos subdiscoidales y subredondeados a redondeados de cuarzo, filitas y algunos líticos indiferenciados, de hasta 16 mm de longitud. (C): Perforación con xenóglifos.

Localización y repartición. Abundante en las filitas del contacto entre la Serie Oriental del Basamento Metamórfico y la Formación Quiriquina suprayacente, expuestas aproximadamente 1 km al NW de Caleta Grande de Cocholgüe, Tomé. Su ocurrencia se encuentra acotada a este afloramiento en particular, distribuido en *clusters* de hasta 100 especímenes/0,115 m².

Descripción. Perforaciones incompletas emplazadas en una filita (solo se ha conservado la parte inferior de la cámara principal), verticales a ligeramente inclinadas, de sección transversal circular y base con una terminación semiesférica a levemente truncada. La longitud máxima registrada alcanza apenas los 15 mm. Los diámetros varían entre 4 y 25 mm y normalmente superan los 10 mm. La superficie puede ser lisa o con rugosidades y, en este último caso, corresponderían a “xenoglifos” (*sensu* Kelly & Bromley, 1984), como resultado de la heterogeneidad estructural dada por el clivaje pizarroso de la roca. Algunas oquedades generadas por la bioerosión del sustrato metamórfico fueron rellenadas pasivamente por sedimentos del conglomerado sobreyacente.

***Gastrochaenolites cf. torpedo* KELLY & BROMLEY, 1984**
(Fotografía 4.4)



Fotografía 4.4: *Gastrochaenolites cf. torpedo* y *Thalassinoides isp.* en sustrato firme. Bloque caído del contacto entre las formaciones Quiriquina y Curanilahue, Caleta Grande de Cocholgüe. Los ejemplares más notables de pseudoperforaciones asignadas a *Gastrochaenolites* están señalados por las flechas amarillas; *Thalassinoides*-morfotipo C (*Tha*).

Identificación. Kelly & Bromley (1984, p. 802) describen a *Gastrochaenolites torpedo* como una “perforación elongada y lisa, [cuyo] punto más ancho [está] cerca de la línea media [y tiene

una] base extremadamente parabólica. La región del cuello es notablemente comprimida pero la apertura misma es ovalada o se asemeja a la forma de un ocho”.

Localización y repartición: Se reconocen al menos cuatro ejemplares en un bloque caído, directamente del contacto entre las areniscas de las formaciones Quiriquina y Curanilahue, en el sector septentrional de Caleta Grande de Cocholgüe, Tomé.

Descripción. Estructuras de bioerosión en forma de bolsillo, de orientación vertical, en una arenisca fina muy bien seleccionada S, con relleno masivo de arenisca gruesa ligeramente granular (g)S, proveniente de la roca suprayacente. Si bien la zona del cuello no se ha preservado en ninguno de los especímenes, se conserva la cámara principal, la cual presenta una morfología típica de *Gastrochaenolites* más próxima a *G. torpedo*; (i.e., una forma elongada con una base fuertemente parabólica). Ocurren como tres perforaciones pequeñas de 6,9 - 9,2 y 17,6 mm de largo, respectivamente, con diámetros que oscilan entre 2,5 y 5,1 mm. Otros dos especímenes son proporcionalmente más grandes, de entre 37 y 86,5 mm de longitud, y 22,5 y 28,7 mm de anchura máxima. Preservados como hiporelieves positivos o hipicnia.

Observaciones. Difiere de *Gastrochaenolites lapidicus* por su forma más alargada y por tener la región del cuello más comprimida (Kelly & Bromley, 1984). Ciertas perforaciones de poliquetos y sipunculidos se asemejan a esta icnoespecie, aunque son generalmente más delgadas (Bromley, 1970 en Kelly & Bromley, 1984).

4.1.4. **ICNOGÉNERO *Macaronichnus* Clifton & Thompson, 1978**

Identificación. Clifton & Thompson (1978, p. 1293) detallan la icnoespecie tipo *Macaronichnus segregatis* como “*pistas intraestratales [...] definidas por segregaciones mineralógicas que pueden ser bastante sutiles. Las [excavaciones] individuales son pequeñas, [de entre] 3 y 5 mm de diámetro y circulares en su sección transversal. Estas son longitudinalmente sinuosas y no se ramifican, aunque las interpenetraciones son frecuentes. Comúnmente, las pistas se hallan densamente empaquetadas y tienden a estar orientadas preferentemente sobre un plano horizontal. Las partes que componen la traza incluyen arena de color claro confinada por un borde externo que puede contener una concentración de minerales pesados u hojuelas de mica...*”.

Observaciones. Si bien *Macaronichnus* comparte similitudes con varias trazas fósiles, se diferencia de *Planolites* y de *Gordia* por tener un manto o borde distintivo de granos diferentes; y de *Chondrites* superpoblado, porque este último presenta bifurcaciones (Knaust, 2017). La única icnoespecie de *Macaronichnus* es *M. segregatis*; ahora bien, Bromley y otros (2009) proponen tres icnosubespecies: *Macaronichnus segregatis lineiformis*, *M. s. spiriformis* y *M. s. meandriformis*. Rodríguez-Tovar & Aguirre (2014) agregan una cuarta icnosubespecie, *M. s. degiberti*, caracterizada por frecuentes orientaciones oblicuas e incluso verticales, con ramificaciones verdaderas ocasionales. Interpretados como estructuras de alimentación de organismos depositívoros (Clifton & Thompson, 1978). En ambientes arenosos modernos, algunos poliquetos ofélidos (e.g., *Ophelia limacina*, *Euzonus* sp., *Travisia japonica*) producen pistas muy similares (Clifton & Thompson, 1978; Seike, 2007; 2008; Seike y otros, 2011).

Macaronichnus segregatis CLIFTON & THOMPSON, 1978
(Fotografía 4.5)



Fotografía 4.5: **Icnoasociación de *Macaronichnus segregatis* en arenisca gruesa.** En la esquina inferior derecha se reconoce, no obstante, la presencia de un tubo vertical de *Ophiomorpha nodosa* (*Op*), indicado por la flecha blanca; bahía Las Tablas.

Localización y repartición. Decenas de ejemplares en la arenisca gruesa del tramo A2, particularmente, en la sección superior del estrato con laminación primaria, bahía Las Tablas, isla Quiriquina.

Descripción. *Clusters* de pequeñas excavaciones horizontales que ocurren como secciones transversales circulares y elípticas, aunque unos pocos especímenes presentan morfologías vermiformes. Los diámetros varían entre 2,8 y 4,7 mm y la longitud puede alcanzar, excepcionalmente, los 15,8 mm. Con una pared revestida bastante sutil, sin ramificaciones ni ornamentación; y relleno de color un poco más claro, amarillo (10YR 8/6 en notación Munsell), distinto al de la roca hospedante. Preservados como relieve completo o endicnia en una capa de arenisca gruesa ligeramente granular (g)S.

4.1.5. Icnogénero *Ophiomorpha* Lundgren, 1891

Identificación. Se reproduce parte de la definición a nivel icnogénérico de Frey y otros (1978, p. 222): “*Sistemas de galerías simples o complejas, típicamente revestidas con sedimento peletoidal aglutinado. [...] Las características del revestimiento pueden variar dentro de un mismo espécimen*”.

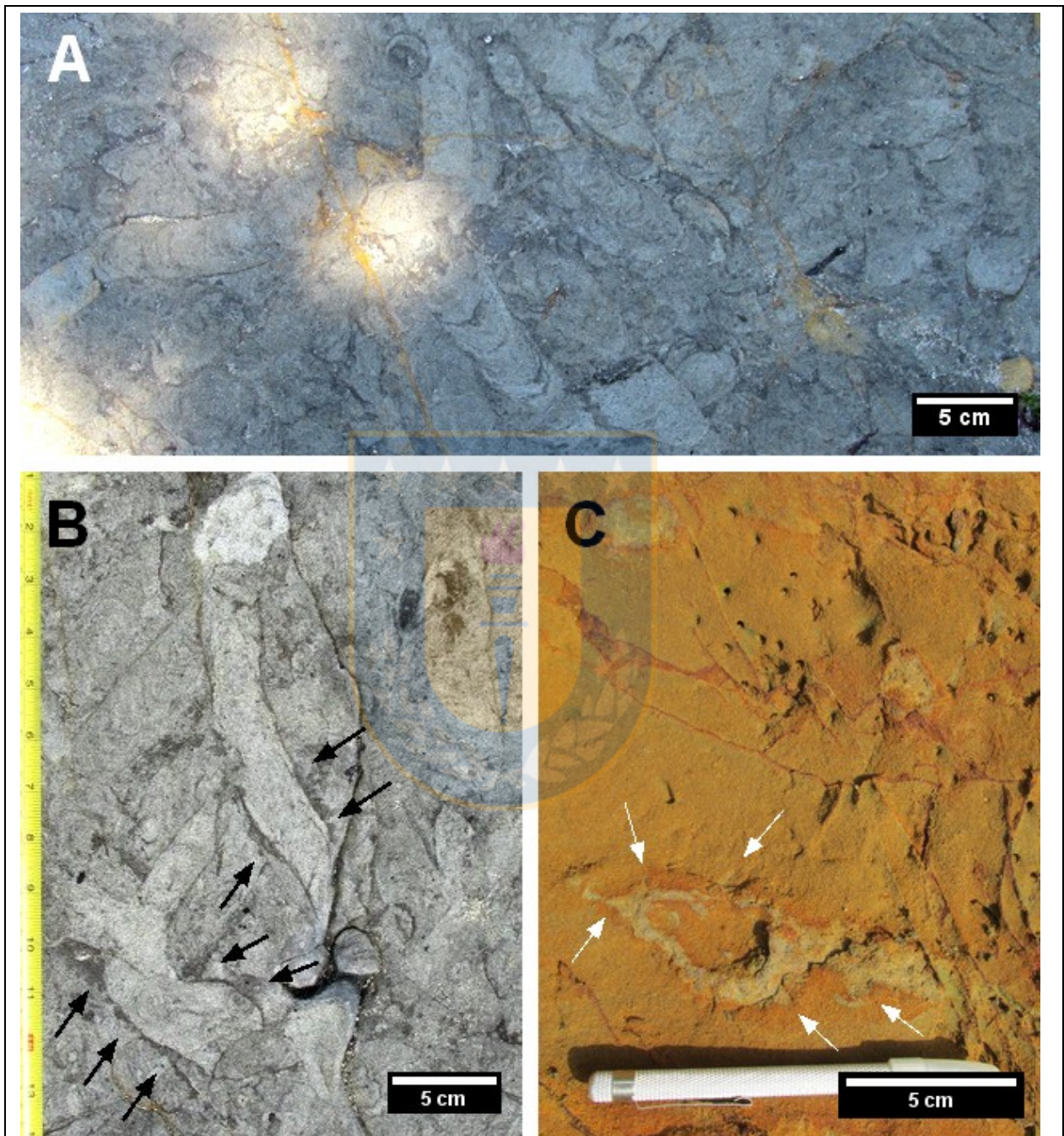
Observaciones. El arreglo y forma del revestimiento peletoidal corresponde a una icnotaxobase válida para la distinción de las icnoespecies de *Ophiomorpha* (Frey y otros, 1978). En efecto, se diferencia de *Thalassinoides* en que este último carece de pélets en la pared (Howard & Frey, 1984). Se interpreta como estructuras de habitación (Domichnia o Fodinichnia) de organismos depositívoros y suspensívoros, particularmente crustáceos calianásidos, tales como *Callichirus major* (Howard & Frey, 1984; Knaust, 2017).

***Ophiomorpha* ichnosp.**
(Fotografía 4.6, A-C)

Localización y repartición. Son muy comunes en los tramos arenosos de la Formación Quiriquina, especialmente abundantes en la arenisca fina superior donde puede comprender hasta un 40% de la icnofábrica total de la roca.

Descripción. Sistemas de madrigueras con revestimiento peletoidal, en entramado típicamente irregular con algunos componentes de trazado más o menos meandriforme. El diámetro interno de las excavaciones oscila entre 6 y 50 mm, con una media de 24,8 mm. Este carácter es variable incluso dentro de un mismo tubo, y también en el espesor del refuerzo de pélets, que puede llegar a los 7,8 mm de ancho. Se han registrado longitudes máximas visibles de hasta 26 cm. Las estructuras pueden presentar relleno pasivo (*e.g.*, masivo semejante a la roca hospedante) y activo

(e.g., meniscado mecánico), e incluso *spreite* retrusivo. Preservadas como relieve completo o endicnia en distintas capas de arenisca.



Fotografía 4.6: *Ophiomorpha* isp. y *O. irregulaire*. (A): Intensa bioturbación de *Ophiomorpha* isp., Caleta Grande de Cocholgüe. (B): Ausencia de un patrón regular de distribución de los pélets (las flechas negras indican su concentración). (C): Secciones de *Ophiomorpha* isp. y *O. irregulaire*, este último con los típicos pélets en flama (flechas blancas), cerro San Miguel.

Ophiomorpha irregulaire FREY, HOWARD & PRYOR, 1978
(Fotografía 4.6, C)

Identificación. Sobre esta icnoespecie, se acepta la diagnosis enmendada de López-Cabrera & Olivero (2014, p. 37) que dice lo siguiente: “*Sistema [de madrigueras] de Ophiomorpha, predominantemente horizontales, caracterizado por tubos ramificados con un trazado meandriforme, de geometrías variables y forma de T o Y en los puntos de bifurcación. El revestimiento de la pared consiste de pélets irregularmente distribuidos, concentrados principalmente en el techo y compuestos de un núcleo de arena recubierto por fango. Luego de la compactación, el revestimiento usualmente resulta en proyecciones a modo de espinas*”.

Localización y repartición. Abundante en las areniscas finas del tramo Fb2, que aflora en el camino de tierra que lleva a playa Rocoto, Boca Norte, Hualpén. También se registra en las areniscas finas del tramo Db1, cerro San Miguel, población La Herradura, Talcahuano.

Descripción: Sistema de madrigueras meandriformes de *Ophiomorpha*, con un grueso revestimiento de masas peletales de hasta 34,8 mm, irregularmente distribuidas, muchas de las cuales exhiben estructuras en flama. Las excavaciones no muestran una preponderancia en cuanto a su orientación, por lo que se reconocen secciones transversales, oblicuas y longitudinales. Los diámetros internos de las galerías, circulares a elípticas, varían ampliamente, incluso dentro de un mismo tubo, y están comprendidos entre 1,4 y 28,6 mm, con una moda cercana a los 3 mm y una media de 8 mm; aunque en San Miguel predominan los especímenes ovalados de entre 3,1 y 20,9 mm, con una moda de aproximadamente 6 mm y una media de 10 mm. La longitud máxima visible es de 10 cm. En esta última localidad, las *Ophiomorpha* tienden a estar dispuestas más o menos horizontalmente, y no se identificaron ramificaciones ni entrecruzamientos. El relleno es masivo semejante a la roca hospedante, y las masas peletales están constituidas por un material limolítico de alteración, de un color verde amarillo pálido (10Y 8/2). Preservados como relieve completo o endicnia en capas de arenisca fina y muy fina de buena a muy buena selección S.

Observaciones. Frey y otros (1978) interpretan las proyecciones a modo de espinas de las masas peletales como resultado de una ligera deformación del sedimento fangoso que conforma el revestimiento aglutinante; susceptibles de ser exageradas por excavaciones ulteriores y/o diagénesis. El extinto crustáceo calianásido *Neotrypaea californiensis* produce excavaciones morfológicamente similares a *Ophiomorpha irregulaire* (Leaman y otros, 2015).

Ophiomorpha nodosa LUNDGREN, 1891
(Fotografía 4.7)

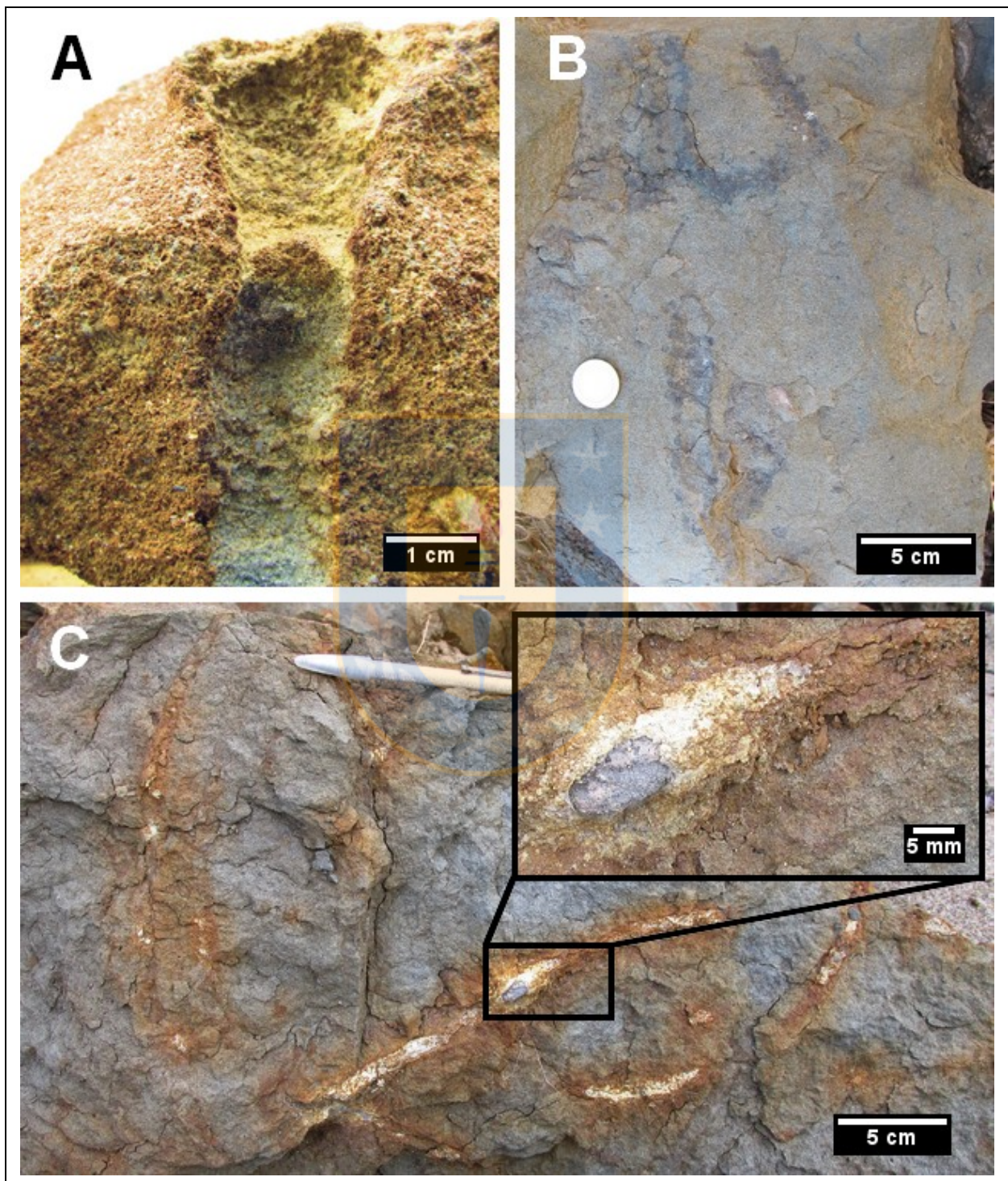
Identificación. Frey y otros (1978, p. 225) describen a *Ophiomorpha nodosa* con “paredes [...] densamente revestidas por pélets discoidales, ovoidales o morfologías poligonales irregulares”.

Localización y repartición. Al menos, una decena de tubos de *Ophiomorpha nodosa* en la arenisca gruesa inferior del tramo A2 de Las Tablas, isla Quiriquina (morfotipo A). También se han reconocido ejemplares con su morfología tridimensional casi intacta en algunos bloques caídos del talud del acantilado, en la misma localidad, en arenisca fina del tramo A5 (morfotipo B). También se han hallado especímenes, incluso en forma de U y J, en materiales transportados por gravedad en la base del cerro La Gloria, sector de San Vicente, Talcahuano.

Descripción. Sistemas de galerías predominantemente horizontales, con algunos componentes verticales que conectan con la superficie, y revestidas completamente por pélets. Las excavaciones presentan un arreglo geométrico irregular —por lo menos las del morfotipo B, ya que no es posible divisar la configuración del entramado en el morfotipo A— y se ramifican frecuentemente en forma de Y. Las dimensiones del morfotipo A son las siguientes: el diámetro de las estructuras varía entre 5 y 14 mm, con una media de 9 mm; la anchura de la pared construida oscila entre 1 y 3 mm, y el largo llega a los 8,6 cm. El diámetro interno de los especímenes del morfotipo B se mantiene relativamente constante alrededor de los 6 mm y la longitud puede alcanzar los 20 cm. Aquí, los pélets son relativamente pequeños (*i.e.*, desde menos de 1 mm a más de 1 mm en masas peletales) y comprenden morfologías ovoidales a poligonales irregulares, en un revestimiento que normalmente supera los 2 mm de espesor. En el morfotipo A, hay algunos ejemplares vacíos; mientras que, en otros, el relleno es aparentemente masivo y semejante a la roca hospedante. El relleno y/o la parte interna de la pared deja entrever el probable color fresco de la roca: blanco (N9). Preservadas como relieve completo o endicnia en una capa de arenisca gruesa ligeramente granular (**g**)S (morfotipo A) y en otra arenisca fina ligeramente granular (**g**)S (morfotipo B).

Observaciones. La morfología de *Ophiomorpha nodosa* es la más frecuente dentro del icnogénero, a veces yuxtapuesta con *O. irregulaire* y *O. borneensis*; no obstante, en la mayoría de los especímenes la distinción puede efectuarse con facilidad (Frey y otros, 1978). El

organismo responsable de estructuras similares en la actualidad es un crustáceo talasinideo, *Callianassa major* (Weimer & Hoyt, 1964).



Fotografía 4.7: Ejemplares de *Ophiomorpha nodosa*. (A): Muestra de mano de arenisca gruesa con *O. nodosa*, bahía Las Tablas. (B): Morfologías en U y J en rodado, San Vicente. (C): Sistemas en entramado irregular de *O. nodosa*, en bloque caído de arenisca fina, bahía Las Tablas.

4.1.6. Icnogénero *Palaeophycus* HALL, 1847

Identificación. Pemberton & Frey (1982, p. 852) definen la icnoespecie tipo *Palaeophycus tubularis* como “excavaciones predominantemente horizontales y cilíndricas, de diámetro variable, con pared revestida, lisas u ornamentadas, con ramificaciones o sin ellas, y relleno masivo semejante a la roca hospedante”. El tamaño de *Palaeophycus* puede variar desde 1 mm o menos a más de 1 cm de diámetro (Knaust, 2017).

Observaciones. *Palaeophycus* es una traza fósil relativamente simple; en consecuencia, existe un alto potencial de confusión con icnogéneros similares (Knaust, 2017). Por ejemplo, *Palaeophycus* se distingue de *Planolites*, principalmente por el revestimiento de la pared y la naturaleza de su relleno —el cual representa sedimentación pasiva, sin procesamiento del material por parte del organismo— (Pemberton & Frey, 1982). *Palaeophycus tubularis* se distingue de otras icnoespecies de *Palaeophycus* (*P. striatus*, *P. sulcatus* y *P. alternatus*) por la ausencia de ornamentación en forma de estrías y, en particular con *P. heberti*, por tener un grueso revestimiento e interpenetraciones y ramificaciones menos comunes que en este último (Pemberton & Frey, 1982). Son interpretados como estructuras de habitación (Domichnia) de organismos suspensívoros o predadores similares a gusanos (Pemberton & Frey, 1982). Osgood (1970) sugiere que el poliqueto *Glycera* puede ser tomado como un análogo moderno del organismo productor de *Palaeophycus*.

***Palaeophycus heberti* SAPORTA, 1872**
(No ilustrado)

Identificación. Pemberton & Frey (1982, p. 861) distinguen a *Palaeophycus heberti* por poseer “tubos cilíndricos lisos, con un grueso revestimiento de la pared, sin ornamentación”.

Localización y repartición. Dos trazas discretas: la primera (morfotipo A), en areniscas finas del tramo C5, en un corte del cerro La Gloria, a un costado del camino que lleva a las instalaciones de Chec Chile S.P.A., dentro del puerto de San Vicente, Talcahuano; la segunda (morfotipo B), en las areniscas muy finas del tramo A4, que afloran en la escollos rocosos de bahía Las Tablas, isla Quiriquina.

Descripción. Tubo horizontal, recto y cilíndrico. Posee una gruesa pared de hasta 5,2 mm en el morfotipo A y 2,40 mm en el morfotipo B. El diámetro del tubo es variable en ambos espécimen

y, su rango, bien disímil entre las dos formas: de 10,5 a 14,9 mm en el morfotipo A, y de 28,6 a 30,9 mm en el morfotipo B. Sumado al revestimiento —el cual representa normalmente entre un 35 y 40% del diámetro total— la anchura de la excavación puede llegar a medir 24,3 mm en *Palaeophycus heberti* de San Vicente. El largo máximo visible es de 11,6 y 13 cm en las respectivas ocurrencias. Además, en el primer caso, el relleno de la estructura no se ha conservado, por lo que se exhibe como una galería hueca; en cambio, en el morfotipo B, la excavación presenta un relleno masivo semejante a la roca hospedante. Además de su anchura característica, el revestimiento de la madriguera se distingue del resto por exhibir una coloración mucho más clara: blanco (N9) o gris verdoso claro (5GY 8/1). Preservado como relieve completo o endicnia en capas de arenisca fina moderadamente seleccionada **S** (morfotipo A) y arenisca muy fina ligeramente guijosa (**g**)**S** (morfotipo B).

Palaeophycus tubularis HALL, 1847

(Fotografía 4.8)



Fotografía 4.8: Secciones de tres ejemplares horizontales de *Palaeophycus tubularis*. Muestra de mano de arenisca fina fangosa, bahía Las Tablas, isla Quiriquina.

Localización y repartición. Se ha hallado un ejemplar proveniente del último metro de la arenisca fina superior del tramo Fb1, en cerro de Las Pulgas, Hualpén. También se ha encontrado en los 3 m finales del tramo A5 de la sección de Las Tablas, isla Quiriquina.

Descripción. Madrigueras horizontales, rectas a ligeramente curvadas. Poseen una pared finamente revestida que se destaca, además de la variación en la coloración, por estar constituidas de material arcilloso y briznas carbonosas. Relleno inestructurado, del mismo tipo que el que forma la roca hospedante. De sección cilíndrica, se registran diámetros entre 5,1 y 15 mm, pero se mantienen relativamente constantes en cada traza individual. El largo máximo visible es de 58,8 mm. Preservado como relieve completo o endicnia en capas de arenisca fina **S** y **mS**.

4.1.7. Icnogénero *Planolites* NICHOLSON, 1873

Identificación. Con base en la icnoespecie tipo *Planolites vulgaris*, se reproduce la diagnosis de Pemberton & Frey (1982, p. 865): “*Tubos raramente ramificados, rectos a tortuosos, de pared no revestida, lisa a irregular o anulada, circulares a elípticas en sección; dimensiones y configuracione variables. El relleno es inestructurado y distinto de la roca hospedante*”.

Observaciones. *Planolites* se distingue de *Palaeophycus* por poseer un relleno distinto al que forma la roca hospedante y por la ausencia de una pared revestida (Pemberton & Frey, 1982). Han sido interpretados como trazas hechas por organismos depositívoros vermiformes (Kennedy, 1975 en García-Ramos, 1976; Uchman, 1998).

Planolites ichnosp. (Fotografía 4.9)



Fotografía 4.9: Intensa bioturbación de *Planolites* isp. Algunos especímenes están indicados por flechas amarillas.

Localización y repartición. Abundante en las areniscas finas de los últimos 3 m de la Formación Quiriquina (tramo A5) en bahía Las Tablas, isla Quiriquina; distinguiéndose ligeramente de la textura bioturbada difusa de la roca.

Descripción. Secciones elípticas de excavaciones intraestratales horizontales, con contornos regulares y, otros, algo contorsionados. El relleno es arenisca masiva de coloración ligeramente más clara que la roca hospedante (blanco, N9 en notación Munsell); y carece de una pared revestida. Los diámetros están comprendidos entre 1 y 15,5 mm en su eje mayor. Dado que la sección corta transversalmente los especímenes de *Planolites*, no es posible reconocer el largo de las estructuras. Se hallan preservados como relieve completo o endicnia en una potente capa de arenisca fina fangosa bien seleccionada **mS**.

4.1.8. **ICNOGÉNERO *Rhizocorallium* ZENKER, 1836**

Identificación. Fürsich (1974a, p. 18) define el icnogénero *Rhizocorallium* sobre la base de la icnoespecie tipo *Rhizocorallium jenense* como sigue: “Excavaciones en U, con spreite, paralelas u oblicuas a la estratificación. Los tubos o ramas de la estructura son distinguibles y más o menos paralelos entre sí. La relación diámetro del tubo/diámetro del spreite es normalmente superior a 1:5”.

Observaciones. El *spreite* es casi siempre protrusivo (Fürsich, 1974a). Tanto los bioglifos como los pélets fecales son comunes en *Rhizocorallium*, aunque algunos especímenes no tienen asociados estos últimos y, además, tienen paredes lisas (Fürsich, 1974a). Knaust (2013) propone que la consistencia del sustrato pueda considerarse como una icnotaxobase de jerarquía mayor para distinguir a *Rhizocorallium jenense* de la otra icnoespecie, *R. commune*: la primera, restringida a excavaciones con relleno pasivo en sustratos firmes; y la segunda, a aquellas madrigueras que exhiben conexiones o láminas paralelas yuxtapuestas activamente producidas y elaboradas, principalmente, en sustratos blandos. Tres grupos de organismos, de hábitos depositívoros y suspensívoros, califican como los potenciales productores de *Rhizocorallium*: crustáceos decápodos, anélidos y larvas de efemerópteros; aunque el relleno pasivo e inclinación de *R. jenense* se explica mejor como una estructura de morada de un animal suspensívoro (Knaust, 2013; Knaust, 2017).

***Rhizocorallium cf. jenense* ZENKER, 1836**
(Fotografía 4.10)



Fotografía 4.10: **Icnoasociación monoespecífica de *Rhizocorallium cf. jenense*.** Excavaciones horizontales a ligeramente oblicuas preservadas como hiporelieves convexos en la base de la superficie de contacto entre las formaciones Quiriquina y Curanilahue.

Localización y repartición. Aparece en el contacto entre las areniscas de las formaciones Quiriquina y Curanilahue, bahía Las Tablas, isla Quiriquina; no obstante, se encuentra localmente restringido y en una decena de ejemplares.

Descripción. Madrigueras en forma de U, de orientación variable, generalmente horizontales o subhorizontales con respecto al plano de estratificación. Los brazos de la estructura se hallan aproximadamente paralelos entre sí, y están ligeramente inclinados en la parte proximal. Las secciones de los limbos son circulares y tienen un diámetro comprendido entre 13,7 y 53,8 mm. No se exhibe arreglo en *spreite* o conexiones. La longitud visible de los individuos varía entre 4,2 y 18,9 cm, y el ancho máximo de 5,9 a 22,4 cm. El relleno está constituido por arenisca gruesa fuertemente cementada por carbonato de calcio, contrastante con la roca hospedante. No se

observan pélets fecales ni marcas de rasguños en la pared. Preservados como hiporelieves positivos o hipicnia en una capa de arenisca fina fangosa bien seleccionada **mS**.

4.1.9. Icnogénero *Schaubcylindrichnus* FREY & HOWARD, 1981

Identificación. Frey & Howard (1981, p. 801) definen el icnogénero sobre la base de la icnoespecie tipo *Schaubcylindrichnus coronus* como “*grupos aislados o ramilletes de tubos revestidos que, normalmente, no presentan ramificaciones ni conexiones. Preservados como endicnia*”.

Observaciones. La morfología de *Schaubcylindrichnus* consta de tres partes: un canal alimentador en un extremo, un haz de tubos con un revestimiento grueso, y un montículo fecal (Löwemark & Nara, 2010). La falta de comunicación ente los tubos permite distinguir a este icnogénero de otros con forma de ramillete (*e.g.*, *Lanicoidichnia*, *Phycodes*, *Caugichnus* y *Teichichnus*); y la congruencia, orientación y espaciamiento de los tubos, de *Skolithos* o *Sabellarifex* (Frey & Howard, 1981). *Schaubcylindrichnus* representaría una morada originada por organismos vermiformes gregarios de tipo detritívoro (Frey & Pemberton, 1991 en Mángano & Buatois, 1994), como un gusano enteropneusta (Nara, 2006; Löwemark & Nara, 2010).

Schaubcylindrichnus coronus FREY & HOWARD, 1981 (Fotografía 4.11; Figura 4.1)



Fotografía 4.11 (izq.): *Schaubcylindrichnus coronus*. Vista en en relieve completo, San Vicente.
Figura 4.1 (der.): Bosquejo de *Schaubcylindrichnus coronus* sobre la fotografía 4.11.

Localización y repartición. Dos ejemplares en las areniscas finas inferiores del tramo C4, en un corte del cerro La Gloria, a un costado del camino que lleva a las instalaciones de Chec Chile S.P.A., Talcahuano.

Descripción. Ramilletes de, por lo menos, cinco tubos rectos a ligeramente curvos; orientados oblicuos entre sí e inclinados con respecto a la estratificación. La pared está revestida por una capa de arenisca más gruesa que la roca circundante, que varía en espesor entre 0,80 y 5,15 mm. El diámetro de las excavaciones oscila entre 4,40 y 13,5 mm, y su longitud máxima visible alcanza los 11 cm. Preservados como endicnia en una arenisca fina muy bien seleccionada S.

4.1.10. Icnogénero *Skolithos* HALDEMAN, 1840

Identificación. Alpert (1974, p. 662) caracteriza la diagnosis a nivel icnogénérico como: “excavaciones verticales sencillas, cilíndricas o subcilíndricas, sin ramificaciones, con o sin revestimiento. Los tubos pueden ser perfectamente rectos o curvados, y estar inclinados o en posición vertical. El diámetro, si bien puede diferir ligeramente a lo largo de un mismo espécimen, varía entre 1 y 15 mm; la longitud, desde unos pocos centímetros hasta un metro. La pared de la excavación, diferenciable o no, puede ser lisa a rugosa”.

Observaciones. Los *Skolithos* marinos pueden ser interpretados como domicilios (*Domichnia*) de foronideos o anélidos, anfipodos y anémonas de mar; y los continentales, por insectos o arañas (Hertweck, 1972; Alpert, 1974; Schlirf & Uchman, 2005; Dashtgard & Gingras, 2012).

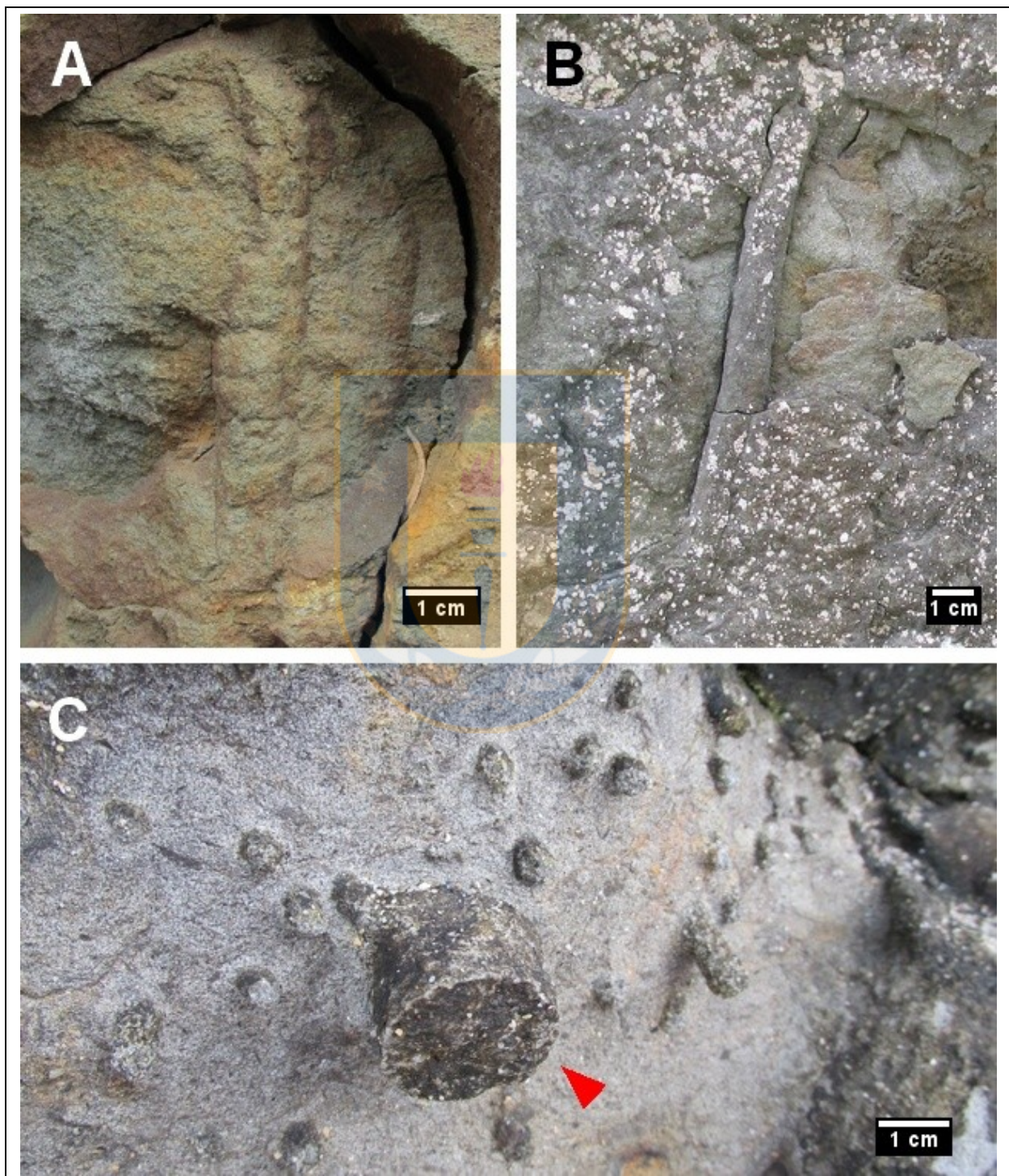
Skolithos linearis HALDEMAN, 1840 (Fotografía 4.12, A-B)

Identificación. Se sigue la definición de Alpert (1974, p. 663) de la icnoespecie tipo *Fucooides? linearis*: “tubos cilíndricos a subcilíndricos, perfectamente rectos y verticales a ligeramente curvados o inclinados, de hasta un metro de largo. Su diámetro varía entre 3 y 7 mm, comúnmente hasta 12 mm. La pared de la excavación, distinguible o no, puede ser anulada”.

Localización y repartición. Dos ejemplares en las areniscas finas del tramo C2, San Vicente.

Descripción. Madrigueras verticales, rectas a ligeramente curvadas, de sección transversal circular; con diámetros que varían entre 10,4 y 12,8 mm, en un espécimen (Fotografía 4.12A), mientras que en el otro se mantiene relativamente constante en los 11 mm (Fotografía 4.12B). La

longitud máxima observada es de 7,17 y 10,4 cm, respectivamente. La pared del primer ejemplar se encuentra estriada y, la del segundo, sin ornamentación. Preservados como relieve completo o endicnia en capas de arenisca fina fangosa ligeramente guijosa (g)mS.



Fotografía 4.12: *Skolithos linearis* y *S. cf. verticalis*. (A-B): Ejemplares de *Skolithos linearis*, San Vicente. (C): *Skolithos cf. verticalis*, Las Tablas. La fecha roja señala un “tubo vertical corto”.

Observaciones. *Skolithos linearis* se distingue de las otras icnoespecies (*S. verticalis*, *S. ingens*, *S. annulatus*, *S. magnus*, *S. bulbosus* y *S. gyratus*) por su tamaño y ausencia de ornamentación (Fillion & Pickerill, 1990). Es abundante en zonas litorales pero, también, ha sido citada desde ambientes no marinos hasta abanicos submarinos profundos (Mángano & Buatois, 1994).

***Skolithos cf. verticalis* HALL, 1843**
(Fotografía 4.12, C)

Identificación. Alpert (1974, p. 664) describe la icnoespecie tipo *Fucoides verticalis* como “*tubos cilíndricos a prismáticos, [...] rectos a curvados, verticales a inclinados. El diámetro varía entre 1 y 4 mm, y la longitud de 2 a 15 cm. La pared de la excavación es lisa, raramente ondulada*”.

Localización y repartición. Distribuidos en un *cluster* de poco más de 30 especímenes, estrechamente asociados a *Bergaueria perata*, en un bloque caído del contacto entre las areniscas de las formaciones Quiriquina y Curanilahue, bahía Las Tablas, isla Quiriquina.

Descripción. Pequeñas excavaciones verticales, cilíndricas y rectas, de hasta 1,3 cm de longitud, preservadas como hiporelieves convexos o hipicnia en la base de la Formación Curanilahue. El diámetro es constante a lo largo de los tubos, y se calcula entre 2,8 y 5 mm. El relleno está constituido por arenisca gruesa ligeramente granular (g)S y las paredes, lisas, poseen un revestimiento de material fangoso pobremente preservado. La terminación basal es redondeada.

Observaciones. Las trazas de *Skolithos verticalis* son generalmente más pequeñas y más cortas que *S. linearis* (Alpert, 1974). Por consiguiente, se cree que estos ejemplares podrían pertenecer a *S. verticales*; sin embargo, no se puede afirmar con seguridad debido a que el largo visible de las estructuras es inferior al sugerido en la diagnosis icnoespecífica.

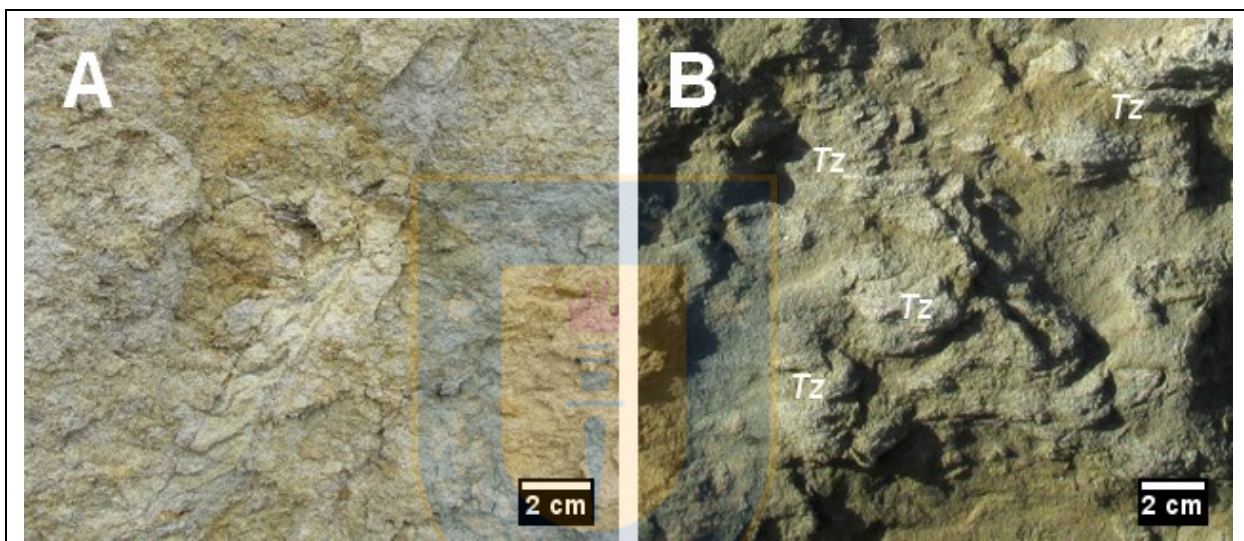
4.1.11. Icnogénero *Teichichnus* SEILACHER, 1955

Identificación. Seilacher (1955 en Knaust, 2018; p. 387) describe la icnoespecie tipo *Teichichnus rectus* como “*largas estructuras [con spreite] [En el original, de retrorelleno] en forma de pared [y] consistentes en una pila de láminas con forma de surco*”.

Observaciones. Entre otras características, Knaust (2018) agrega a la diagnosis original del icnogénero, una orientación vertical a oblicua y que este puede o no presentar ramificaciones. En este último trabajo, además, se hace una revisión sistemática de *Teichichnus* y, a partir de la

aplicación de icnotaxobases (*e.g.*, forma completa de la excavación, morfología del *spreite*, y la ocurrencia de *spreite* y ornamentación), se distinguen solo 4 icnoespecies válidas: *T. rectus*, *T. zigzag*, *T. patens* y *T. duplex*. Ha sido interpretado como una estructura de habitación de organismos suspensívoros o detritívoros, probablemente de naturaleza vermiforme (*e.g.*, anélidos, poliquetos, equiuros y sipuncúlidos), e incluso artrópodos, holoturoideos y posiblemente bivalvos (Fernández & Pazos, 2012; Belaústegui, 2013; Knaust, 2017).

***Teichichnus rectus* SEILACHER, 1955**
(Fotografía 4.13, A)



Fotografía 4.13: *Teichichnus rectus* y *T. cf. zigzag*. (A): Sección transversal de *T. rectus*, cerro San Miguel. (B): Excavaciones de *T. cf. zigzag* (*Tz*), Caleta Grande de Cocholgüe.

Localización y repartición. Se identificó un ejemplar en el último metro de la arenisca fina superior del tramo Dc1 de la Formación Quiriquina, en las faldas del cerro San Miguel, frente a la población Huachicoop, Talcahuano.

Descripción. Corte transversal elongado más o menos verticalmente, de unos 18,3 cm de largo, que presenta un perfil recto y conexiones con restos yuxtapuestos paralelos (por lo menos, 10), aunque oblicuos con respecto a las paredes de la estructura. No es posible calcular la profundidad pero sí el alto y el ancho visible de las lamelas: el primero es normalmente mayor en el lado izquierdo, y comprende entre 1,6 y 11,22 mm, generalmente sobre los 6 mm; el segundo se estima entre los 16,6 y 26 mm. El relleno es el mismo de la roca hospedante pero con un color de alteración amarillo pálido (5Y 8/4), con juntas arcillosas de color gris muy claro (N8) y naranja

amarillento oscuro (10YR 6/6). Preservado como relieve completo o endicnia en una arenisca fina muy bien seleccionada S.

***Teichichnus cf. zigzag* FREY & BROMLEY, 1985**
(Fotografía 4.13, B)

Identificación. Se reproduce la diagnosis de Frey & Bromley (1985, p. 813): “*Teichichnus en cuyas secciones el spreite exhibe un marcado patrón en zigzag; la anchura total de este último excede considerablemente el diámetro [del tubo causativo] [En el original, de la parte de la excavación que rellena el spreite]*”.

Localización y repartición. Se reconocen unos pocos ejemplares *in locus* en las areniscas finas del tramo B4, al norte de Caleta Grande de Cocholgüe, Tomé.

Descripción. Madrigueras horizontales con un desarrollo de *spreite* retrusivo aparentemente en zigzag en el eje vertical, carentes de ramificaciones. Las lamelas son paralelas pero disímiles en cuanto a sus dimensiones: normalmente entre 1,7 y 7 mm de alto que, en conjunto, forman apilamientos de hasta 37,8 cm; con anchos que oscilan entre los 11,8 y los 36,7 mm. El relleno es masivo semejante a la roca hospedante. Preservados como relieve completo o endicnia en una capa de arenisca fina ligeramente granular a guijosa (g)S, y particularmente aumentadas (en visibilidad) por la cementación en uno de los horizontes concrecionarios.

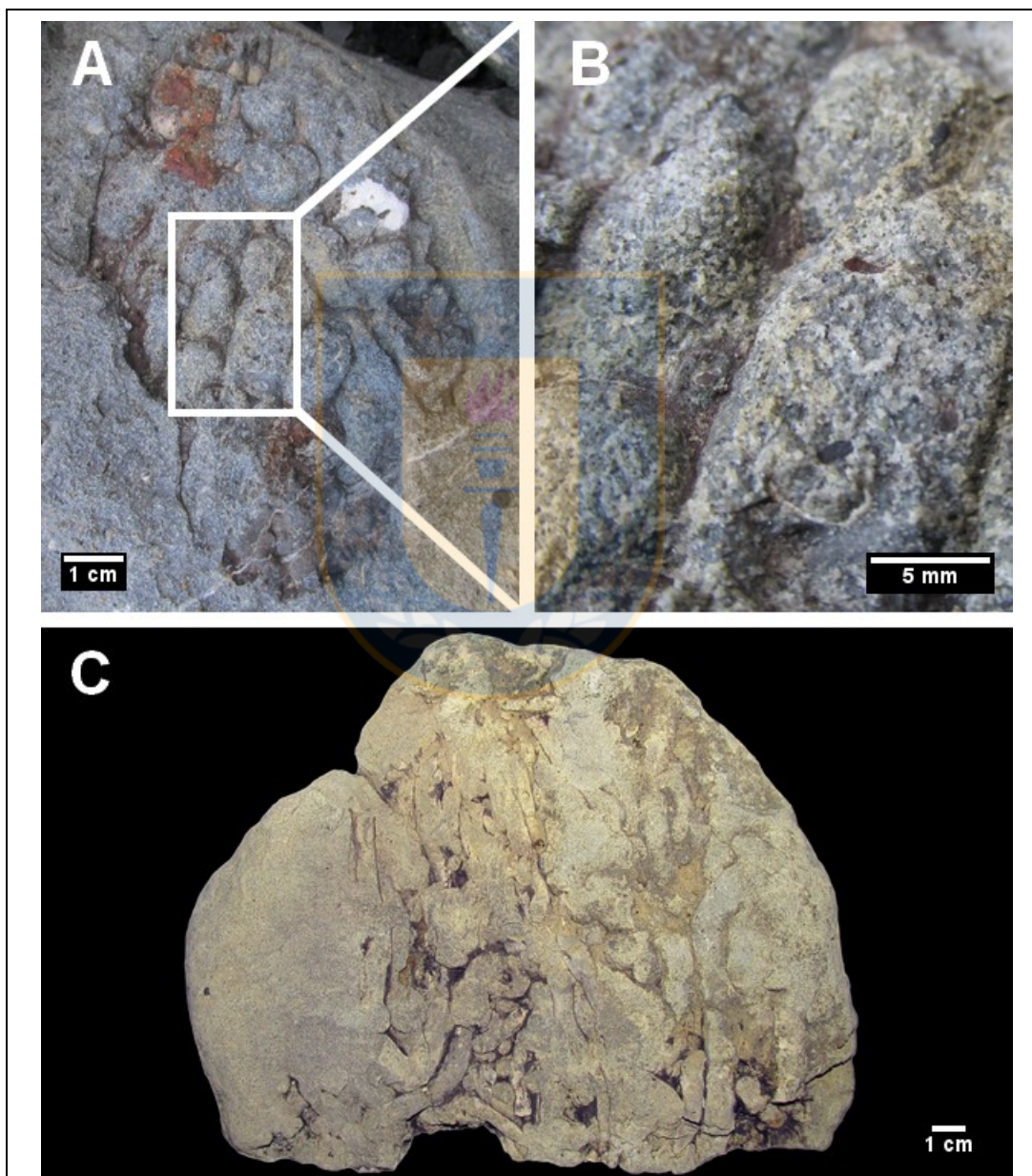
Observaciones. Las icnoespecies más comunes, *Teichichnus rectus* y *T. zigzag*, pueden ser formas transicionales, en las cuales la posición lateral de las lamelas del *spreite* individual pueden divergir significativamente de su eje vertical (Knaust, 2017; 2018). A diferencia de *T. rectus*, cuyo tubo causativo permanece en el mismo rango de tamaño que sus conexiones, en *T. zigzag* este último es mucho más ancho que su tubo causativo terminal (Knaust, 2018).

4.1.12. Icnogénero *Teredolites* LEYMERIE, 1842

Identificación. Sobre la base de la icnoespecie tipo *Teredolites clavatus*, Kelly & Bromley (1984, p. 804) caracterizan la diagnosis del icnogénero como: “*perforaciones en forma de clava en sustratos leñosos, de perfil turbinado, las cuales se ensanchan en forma continua desde la apertura hacia la base de la cámara principal [...] las secciones transversales son más o menos circulares en toda su longitud; elongadas a cortas*”.

Observaciones. *Teredolites* es una perforación atribuida a la actividad de bivalvos adaptados para penetrar en sustratos xílicos (Bromley y otros, 1984). El icnogénero *Teredolites* se conoce desde el Pliensbachiano (Jurásico Inferior) (Kelly, 1988). A partir del Cretácico, *Teredolites* es un icnogénero bastante común y se vuelve particularmente abundante hacia fines del período (Bromley, 2004).

Teredolites clavatus LEYMERIE, 1842
(Fotografía 4.14, A-B)



Fotografía 4.14: *Teredolites clavatus* y *T. longissimus*. (A-B): *T. clavatus* en concreción calcárea, Caleta Grande de Cocholgue. (C): *T. longissimus* elongados paralelos al sustrato leñoso, dentro de un cuerpo concrecionario carbonatado, sector El Bosque, Talcahuano.

Localización y repartición. Contenidas en relictos de madera dentro de algunas concreciones calcáreas fosilíferas halladas como rodados en el sector norte de Caleta Grande de Cocholgüe, Tomé. Si bien el nivel estratigráfico de donde provienen es incierto, se podrían asignar tentativamente al tramo B3 de arenisca fina ligeramente granular a guijosa con niveles de cuerpos concrecionarios carbonatados.

Descripción. Perforaciones claviformes relativamente cortas, con una apertura que se ensancha progresivamente para acabar en una terminación semiesférica. La sección transversal es circular. Los diámetros tienen hasta 10 mm, una longitud máxima observada de 17 mm y muestran relaciones de longitud/anchura entre 1 y 1,7. No se observa ningún elemento estructural en el límite entre la traza y el sustrato xílico; este último, caracterizado por coloraciones que van desde el morado grisáceo (5RP 4/2) al morado oscuro (5RP 2/2). El relleno o molde interno está constituido granulométricamente por limo arenoso fino, fuertemente cementado por carbonato de calcio; y de acuerdo a su textura depositacional, corresponde a una caliza *wackestone*.

Observaciones. *Teredolites clavatus* es producido en la actualidad por especies de *Martesia* y *Xylophaga*; mismos taxa que, junto a *Opertochasma*, habrían sido los organismos productores en el pasado (Evans, 1999; Bromley, 2004). Se diferencia de *T. longissimus* porque este último presenta una relación longitud/anchura normalmente mayor a 5, geometría sinuosa o contorsionada y orientación axial más o menos paralela al grano de la madera (Kelly & Bromley 1984; Pickerill y otros, 2003).

***Teredolites longissimus* KELLY & BROMLEY, 1984**
(Fotografía 4.14, C)

Identificación. Kelly & Bromley (1984, p. 804) describen esta icnoespecie como sigue: “*Teredolites en forma de clava, predominantemente paralelo a la dirección de la fibra del sustrato leñoso, con una relación longitud/anchura normalmente superior a 5. Comúnmente [con un desarrollo] sinuoso a contorsionado*”.

Localización y repartición. Los ejemplares están restringidos a los restos leñosos de dos concreciones calcáreas fosilíferas halladas en las areniscas finas del tramo Dc1, provenientes de los afloramientos de villa Ensenada y El Bosque, en la porción meridional del cerro San Miguel, Talcahuano.

Descripción. Las perforaciones son ligeramente sinuosas, con el eje longitudinal más o menos paralelo a las fibras de la madera. La sección transversal es circular. Las perforaciones tienen un diámetro de hasta 9,9 mm, una longitud máxima observada de 74,7 mm y presentan relaciones de longitud/anchura entre 4,33 y 7,83. Estos *Teredolites* son comparativamente más largos que la otra icnoespecie, *Teredolites clavatus*. El material estudiado consta principalmente de agujeros rellenos de limo arenoso fino, con una delgada pared revestida, al menos parcialmente, por carbonato de calcio. Las concreciones portadoras de los fragmentos xílicos limitan una arenisca fina muy bien seleccionada **S** de una arenisca fina bien seleccionada **S** suprayacente.

Observaciones. *Teredolites longissimus* es producido por teredinídeos (Bromley, 2004). Esta icnoespecie se diferencia de *T. clavatus* porque esta última presenta una relación longitud/anchura usualmente inferior a 5, ejes relativamente rectos y orientación axial perpendicular al grano de la madera (Kelly & Bromley 1984; Pickerill y otros, 2003). Además, *T. longissimus* se encuentra invariablemente revestido, parcial- o completamente, por calcita (Pickerill y otros, 2003).

4.1.13. **Ícnogénero *Thalassinoides* EHREMBERG, 1944**

Identificación. Howard & Frey (1984, p. 212) definen el ícnogénero como “*grandes sistemas de madrigueras consistentes en componentes esencialmente cilíndricos de pared lisa; las ramificaciones tienen forma de Y o T, [las cuales están] típicamente ensanchadas en los puntos de bifurcación; las dimensiones de las excavaciones pueden variar dentro de un sistema dado*”.

Observaciones. *Thalassinoides* se diferencia de *Ophiomorpha* por la ausencia de una pared ornamentada, aunque se conocen formas intergradacionales entre estos dos (Howard & Frey, 1984). Basándose en esto último, Fürsich (1974b) agrupó a ambos dentro del ícnogénero *Spongeliomorpha*. En el presente trabajo se siguen los criterios de Bromley & Frey (1974) y Frey y otros (1978), quienes proponen retener a las dos formas como parataxones separados. El relleno de la excavación puede ser masivo o presentar laminación paralela o gradada, en cuyos casos indica sedimentación pasiva (gravitacional), o tener relleno meniscado o con laminación dispuesta en chevron, los que representan un retrorrelleno activo (Howard & Frey, 1984). *Thalassinoides* es una traza común en sucesiones marinas someras, aunque también ha sido mencionada en abanicos submarinos profundos (Mángano & Buatois, 1994). El ícnogénero

Thalassinoides ha sido típicamente interpretado como estructuras combinadas de habitación-alimentación producidas por callianasidos u organismos similares (Howard & Frey, 1984)

***Thalassinoides* ichnosp.**

(Fotografía 4.4; Fotografía 4.15, A-B)

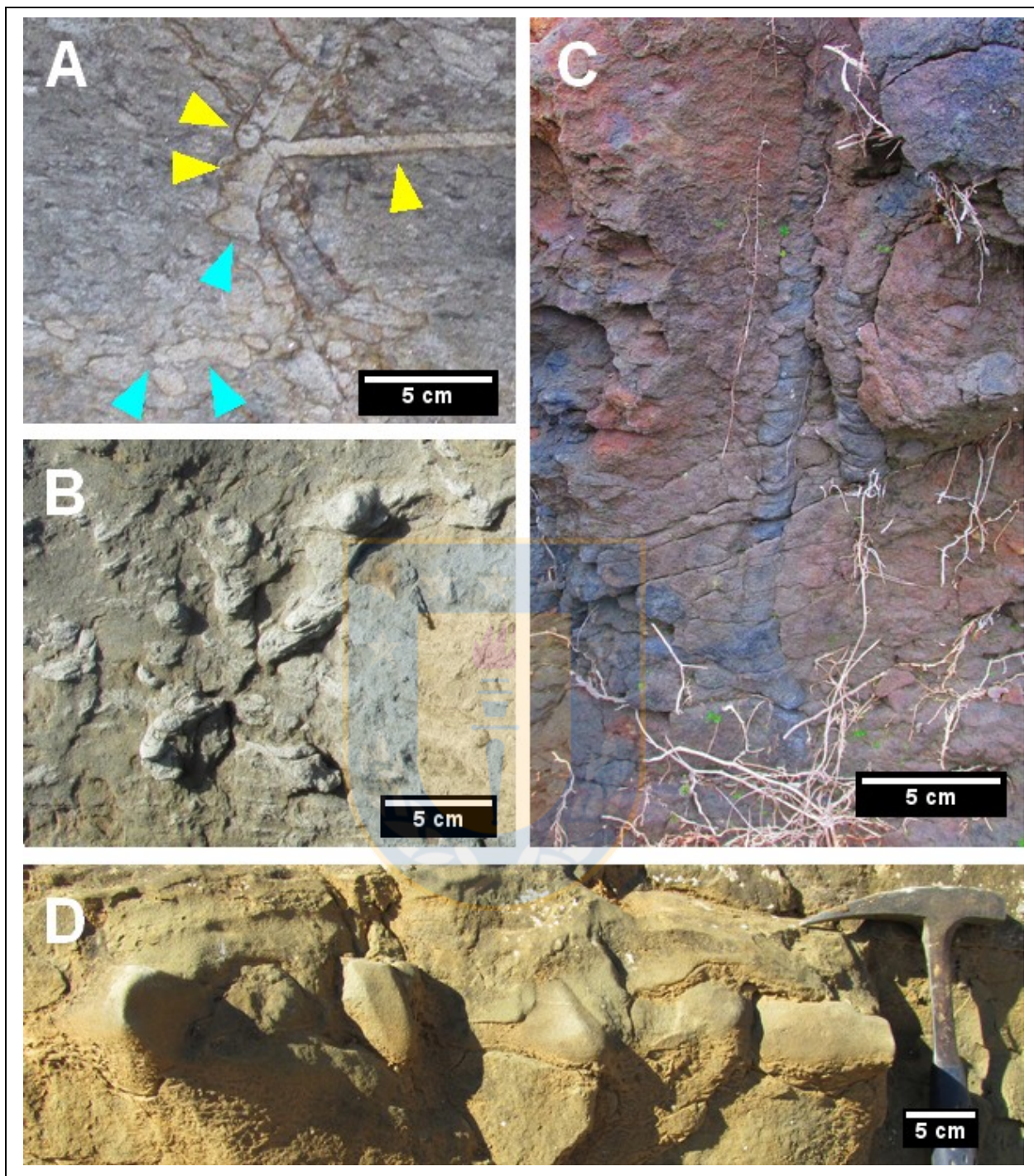
Localización y repartición. Algunas ocurrencias locales en los últimos 3 m de la arenisca fina superior del tramo A5, bahía Las Tablas, isla Quiriquina (morfotipo A). Al menos una veintena, en areniscas muy finas a finas del tramo Db1, cerro San Miguel, población La Herradura, Talcahuano (morfotipo B). Se reconocen dos especímenes en los 10 cm finales de la Formación Quiriquina, aunque en un bloque caído, en Caleta Grande Cocholgüe, Tomé (morfotipo C).

Descripción. Galerías cilíndricas a subcilíndricas, constituidas por componentes horizontales, verticales y oblicuos, las cuales están estrechamente relacionadas con *Ophiomorpha* ispp. —al menos en los morfotipos A y B—. La anchura de las madrigueras en Las Tablas oscila entre 7,3 y 13 mm, y el largo alcanza los 65,7 mm; con frecuentes bifurcaciones en Y. Las ocurrencias en el cerro San Miguel son, más bien, secciones elípticas de túneles horizontales, de diámetros mucho más variables: entre 7 y 31,2 mm. Los ejemplares de los morfotipos A, B y C están preservados como relieve completo en areniscas finas; los dos primeros, como endicnia y, los segundos, como exicnia. El relleno de los morfotipos A y B es masivo semejante a la roca hospedante; el del morfotipo C, por el contrario, arenisca gruesa ligeramente granular que procede de la capa suprayacente, y es, por ende, contrastante con la roca hospedante. Estos últimos se distinguen por poseer una ramificación en Y, y otra, en T; diámetros entre 2,8 y 21,8 mm y longitudes máximas visibles de 38,4 y 65,7 mm, respectivamente. Además, presentan ramales secundarios de un ancho de no más de la mitad de su fuste parental.

***Thalassinoides* cf. *paradoxicus* WOODWARD, 1830**

(Fotografía 4.15, C)

Identificación. Se reproduce la diagnosis icnoespecífica según Howard & Frey (1984, p. 213): “*Sistemas de madrigueras cilíndricas a subcilíndricas, escasa- a densamente ramificadas, irregularmente distribuidas y orientadas en varios ángulos con respecto a la estratificación; las intersecciones en T son más comunes que las bifurcaciones en Y, y los ramales secundarios no tienen necesariamente el mismo diámetro que el [fuste] [En el original, tronco] parental*”.



Fotografía 4.15: Ourrencias de *Thalassinoides*. (A): Secciones con bifurcaciones en Y de *Thalassinoides* isp. (flechas celestes) en sistemas de *Ophiomorpha-Thalassinoides*, bahía Las Tablas. Las flechas amarillas indican *Ophiomorpha* isp. (B): Ramificación en Y con relleno meniscado de *Thalassinoides* isp., Caleta Grande de Cocholgüe. (C): Fustes de *T. cf. paradoxicus*, cerro San Martín. (D): Ensanchamientos bulbosos y ramificaciones en Y de *T. suevicus*, San Vicente.

Localización y repartición. Aparece en escasos ejemplares bien conservados, y particularmente restringido a la capa de arenisca muy fina ligeramente guijosa del tramo A4, bahía Las Tablas,

isla Quiriquina. Se encuentra, aunque pobremente distribuido, en las areniscas finas del flanco sur del cerro San Martín (tramo Dc1), frente a las canchas del Club Deportivo Huachipato, Talcahuano.

Descripción. Sistemas de madrigueras cilíndricas y subcilíndricas, lisas, con ramificaciones irregulares agrupadas típicamente en planos horizontales, y largos fustes verticales a inclinados, rectos a sinuosos. Los diámetros están comprendidos entre 11,4 y 30,7 mm. Algunos ensanchamientos presentan un arreglo de túneles sucesivos a la manera de *Teichichnus* y doblan la anchura del túnel. El largo máximo medible es de 32 cm. Relleno masivo semejante a la roca hospedante. Preservadas como relieve completo o endicnia en capas de arenisca de granulometría muy fina y fina.

Observaciones. *Thalassinoides paradoxicus* se distingue de *T. suevicus* por la alta variabilidad de sus sistemas y su ramificación irregular (Fürsich, 1974b).

Thalassinoides suevicus RIETH, 1932
(Fotografía 4.15, D)

Identificación. Howard & Frey (1984, p. 213) definen a *Thalassinoides suevicus* como “sistemas de madrigueras predominantemente horizontales, ramificadas más o menos regularmente, esencialmente cilíndricas; las bifurcaciones dicotómicas son más comunes que las ramificaciones en forma de T”.

Localización y repartición. Una decena de ejemplares distribuidos en un pequeño horizonte, de 6 a 7 cm de espesor, ubicado a 1,5 m del techo del tramo C4 del afloramiento de cerro La Gloria, al interior del recinto portuario de San Vicente, Talcahuano.

Descripción. Galerías horizontales ramificadas en forma de Y. Los diámetros varían entre 17 y 30 mm pero pueden alcanzar los 60 mm en los ensanchamientos de forma bulbosa o *turnarounds*, en los puntos de separación de las ramas. Las madrigueras, de sección elíptica y pared sin revestimiento (*i.e.*, pared fantasma *sensu* Buatois y otros, 2002), presentan un relleno concéntrico irregular. Este último consiste en arenisca muy fina moderadamente seleccionada y se halla fuertemente cementada por carbonato de calcio; en consecuencia, es masivo semejante a la roca hospedante. Preservados como relieve completo o endicnia en una capa de arenisca fina muy bien seleccionada S.

Observaciones. En particular, el revestimiento concéntrico o arqueado del morfotipo A se denota por una alternancia de finos niveles, más o menos oscuros, debido a la presencia de óxidos de Fe. Buatois y otros (2002) señalan que, si bien en este tipo de relleno el sedimento ingresa gravitacionalmente en la estructura, existen distintos grados posibles de manipulación por parte del organismo, que puede inadvertidamente empujar el material de modo de regenerar su espacio o manipularlo activamente. *Thalassinoides suevicus* se distingue de *T. paradoxicus* por su mayor regularidad y la predominancia de bifurcaciones en forma de Y (Howard & Frey, 1984).

4.1.14. Icnogénero *Zoophycos* MASSALONGO, 1855

Identificación. Fillion & Pickerill (1984 en Buatois & López-Angriman, 1991) describen el icnogénero *Zoophycos* como: “estructuras complejas de formas variadas, con *spreite* tabular o en forma helicoidal”.

Observaciones. Según Olivero & Gaillard (2007), la organización básica de *Zoophycos* consiste en: (1) un tubo marginal, estructura tubular que limita un área de sedimento bioturbado y considerado como un túnel; (2) una lámina, que corresponde al material excavado acotado por el tubo marginal; y (3) lamelas primarias, compuestas por crestas y surcos que caracterizan la lámina y se interpretan como las posiciones sucesivas del tubo marginal durante su desplazamiento lateral dentro del sustrato. Por mucho tiempo, el organismo productor de *Zoophycos* se ha interpretado como un animal vermiforme de hábitos depositívoros, hasta que los rasgos particulares de algunas formas han sugerido otras alternativas etológicas; específicamente, la incorporación de sedimento desde el fondo oceánico a la estructura por diferentes procesos (Löwemark, 2012). Wetzel & Werner (1981) sugieren que probablemente el organismo productor sea un sifuncúlido y no precisamente plumas de mar, organismos similares a *Arenicola* ni poliquetos con parápodos.

cf. *Zoophycos* ichnosp.
(Fotografía 4.16)

Localización y repartición. Se han identificado al menos dos ejemplares en la arenisca fina superior del tramo A5, expuesta en la entalladura litoral de Las Tablas, isla Quiriquina.

Descripción. Secciones horizontales a inclinadas de excavaciones helicoidales con arreglo en *spreite*. Cada una de estas, de forma alargada y más o menos tubular, está conformada por

estructuras de retrorelleno, con lamelas más oscuras y otras más claras, separadas entre 3,33 y 4,96 mm. El diámetro aparente de las láminas (o la altura del *spreite* de alimentación) alcanza los 8,7 mm, y la máxima extensión horizontal es de 16,7 cm. Preservados como relieve completo o endicnia en una arenisca fina fangosa bien seleccionada **mS**. Por la imposibilidad de aclarar la morfología tridimensional de los especímenes, no se pudo efectuar una identificación segura de este icnogénero; sin embargo, la ausencia del revestimiento típico de pélets haría descartar su asimilación con galerías ligeramente meandriformes de *Ophiomorpha* isp.



Fotografía 4.16: Sección vertical de cf. *Zoophycos* isp. Se exhibe una traza fósil aparentemente plano-lobulada con arreglo en *spreite*, Bahía Las Tablas, isla Quiriquina.

4.1.15. Icnofósiles con nomenclatura abierta

Tubos verticales cortos (Fotografía 4.2; 4.12, C)

Localización y repartición. Al menos, 13 ejemplares en un bloque caído en playa Las Tablas, isla Quiriquina, en la superficie de contacto que separa las areniscas de las formaciones Quiriquina y Curanilahue, respectivamente.

Descripción. Excavaciones verticales cilíndricas, cortas, de pared más o menos lisa pero con algunas leves protuberancias semiesféricas de menores dimensiones. El diámetro de los tubos se calcula entre 3,9 y 5,5 mm; el largo medible alcanza los 25 mm. El extremo inferior basal es relativamente recto o ligeramente cóncavo hacia el interior de la estructura. El relleno es masivo contrastante con la roca hospedante y está constituido por una arenisca gruesa fuertemente cementada por carbonato de calcio. Preservados como hiporelieves positivos o hipocnias en una capa de arenisca fina fangosa bien seleccionada.

Observaciones. Se hallan estrechamente asociados con aproximadamente una decena de especímenes de *Bergaueria perata*, por lo que se cree que podrían corresponder a este icnotaxón; sin embargo, se encuentran aparentemente truncados en la base y, por ende, carecen de una de las rasgos diagnósticos típicos de *Bergaueria*. Finalmente, su asignación a este icnogénero no es posible. También está espacialmente relacionado con un *cluster* de pequeños *Skolithos* cf. *verticalis*. Si bien cumple con varias características de *Skolithos*, estos últimos normalmente tienen una relación longitud/diámetro superior.

4.2. TAFONOMÍA DE TRAZAS FÓSILES

La tafonomía se ocupa del estudio de los procesos de fosilización y de la formación de los yacimientos de fósiles, y se suelen distinguir en ella dos disciplinas: la bioestratinomía y la fosildiagénesis (Fernández-López, 1999). Análogamente, las estructuras biogénicas también están sujetas a una variedad de factores tafonómicos que permiten su ingreso y manifestación en el registro estratigráfico: los estratinómicos, que operan durante la producción de trazas y antes que los sedimentos hospedantes salgan de la zona de actividad biogénica; y los físicos y químicos, que actúan durante el enterramiento y en regímenes de meteorización (diagénesis de los icnofósiles) (Savdra, 2007).

Consecuentemente, el estado tafonómico de las asociaciones de icnofósiles se puede medir a través de dos parámetros independientes: (1) la integridad del registro de la actividad biogénica que ocurrió en un sustrato (fidelidad icnológica), y (2) el grado de manifestación de las trazas fósiles que son preservadas (visibilidad de las trazas fósiles) (Savdra, 2007). Ambos se ven afectados, en distintos sentidos, debido a que la bioturbación es tanto un proceso constructivo como destructivo de las estructuras previas (Bromley, 1996).

La fidelidad icnológica y la visibilidad de las trazas fósiles pueden ser independientes la una de la otra; así, las icnofábricas pueden tener una alta fidelidad icnológica pero algunas o todas las trazas fósiles representadas ahí podrían ser difíciles de distinguir. Por el contrario, otras icnofábricas pueden registrar solo una fracción de la actividad biogénica que ocurrió en un sustrato, aunque las trazas fósiles que están presentes pueden estar muy bien expresadas. Tales estructuras, preferencialmente preservadas, han sido acuñadas por Bromley (1996) como “trazas fósiles de elite”. Un ejemplo de estas lo constituyen los sistemas de madrigueras de *Ophiomorpha*, ya que dominan completamente la fábrica de la facies F9b de arenisca fina con bioclastos de tamaño gránulo a guijas, con restos carbonosos; la cual es, precisamente, la más preponderante espacial- y temporalmente.

Como se mencionó en el Capítulo 3.3, en los afloramientos costeros, la visibilidad de las trazas aumenta considerablemente por acción de los procesos neumáticos, hidráulicos y químicos de las olas que han pulido la superficie rocosa. Esto es particularmente válido para aquellas estructuras expuestas en la entalladura litoral de los acantilados de Las Tablas y Cocholgüe, y en las plataformas de abrasión marinas contiguas. En los cerros isla del interior, en cambio, predominan los fenómenos de meteorización diferencial. A veces, como en el caso de las *Ophiomorpha irregulaire* y *Ophiomorpha* isp. del tramo Db1 del cerro San Miguel (facies F7), las soluciones que se mueven preferencialmente en los sedimentos que fueron más permeables han causado cambios químicos que han originado diferencias en color o textura (Simpson. 1957). En cierto modo, la meteorización también puede oscurecer los contrastes originales entre los icnofósiles y la roca hospedante.

La diagénesis también puede contribuir a la formación de trazas fósiles de elite, ya que las excavaciones actúan comúnmente como núcleos para la generación de concreciones (Buatois y otros, 2002). Sin embargo, se cree que, al menos en los horizontes concrecionarios de Caleta Grande de Cocholgüe y del cerro San Martín, el crecimiento desde otros núcleos (*e.g.*, cuerpos fósiles) habría impactado positivamente en los sedimentos bioturbados de la facies F9b y F10, preservándose estructuras tridimensionales en relieve completo de *Thalassinoides* isp., *Teichichnus* cf. *zigzag*, *Palaeophycus heberti* y otras pistas indeterminadas. Este tipo de mejora en la visibilidad de las trazas ha sido referido por Savdra (2007) como “preservación incidental por mineralización colateral”.

Un hecho análogo, relacionado con procesos diagenéticos, ocurre con las galerías de *Thalassinoides suevicus* contenidas en una arenisca fina muy bien seleccionada del tramo C4 (facies F7), en la sección de San Vicente (Fotografía 4.15, D). Aquí, el relleno de *T. suevicus* está constituido por arenisca muy fina moderadamente seleccionada, fuertemente cementada por carbonato de calcio. Pese a que la roca hospedante ha sido afectada por procesos de disolución de la fase ligante y, por tanto, es ligeramente coherente; probablemente, esta sutil diferencia (*i.e.*, una permeabilidad comparativamente más reducida, dada por la disminución en el tamaño de grano y selección del relleno) haya permitido que se conserve este delgado horizonte. No obstante, otros icnofósiles de la misma capa (*e.g.*, *Schaubcylindrichnus coronus*), aparentemente, solo se han visto favorecidos por la denudación eólica que, de todos modos, ha permitido definir la expresión de sus tubos en relieve positivo.

Finalmente, el registro de las estructuras biogénicas que se conserva está representado por un moteado indistinto de bioturbación producido en la zona de mezcla (*i.e.*, el sector más superficial del fondo marino, homogeneizado por la actividad de organismos), al cual se le superponen estructuras distintivas de la zona de transición (Buatois y otros, 2002). En efecto, las icnofábricas de la Formación Quiriquina están dominadas por formas que penetran estos escalones más profundos (*e.g.*, *Ophiomorpha* spp. y, subordinadamente, *Thalassinoides* spp.), las cuales evidentemente tienen un mayor potencial de preservación en el registro geológico. Aún así, no debe pensarse que la relativamente poca expresión de elementos de escalones someros podría sugerir que la comunidad original carecía del bentos más superficial.

5. EVOLUCIÓN ECOSEDIMENTARIA DEL SUSTRATO

5.1. ASOCIACIONES DE TRAZAS FÓSILES

5.1.1. Generalidades

La distribución de las estructuras biogénicas y su relación con la litología permiten caracterizar los rasgos mayores de la evolución ecosedimentaria de un sustrato (Olóriz & Rodríguez-Tovar, 1999). Por consiguiente, las asociaciones de icnofósiles deben ser descritas en su totalidad y entendidas desde los puntos de vista etológicos, ecológicos y tafonómicos, integrándose esta información con el análisis sedimentológico y estratigráfico; para poder lograr un entendimiento de las icnofaunas y efectuar interpretaciones más sólidas sobre las condiciones depositacionales y ambientes de sedimentación (Buatois y otros, 2002).

En primer lugar, resulta necesario definir el concepto de icnofacies, utilizado en diferentes trabajos a dos niveles distintos (Bromley, 1996). Una “icnofacies local”, o simplemente icnofacies, hace referencia al registro fósil de una icnocenosis en un determinado lugar o unidad estratigráfica, nombradas a partir del icnofósil más abundante o más característico (Gibert & Martinell, 1998). Por otra parte, las icnofacies universales y recurrentes del modelo de Seilacher, denominadas también “icnofacies arquetípicas” (Frey y otros, 1990) o “icnofacies seilacherianas” (Bromley, 1990; 1996), constituyen asociaciones de trazas fósiles que engloban los rasgos comunes de una serie de icnofaunas particulares, por encima de sus peculiaridades específicas, y se repiten recurrentemente a lo largo del tiempo geológico (Buatois y otros, 2002).

También es relativamente común encontrar en la literatura icnológica un uso ambiguo del término “icnocenosis”, el cual incluso se ha utilizado como sinónimo de icnofacies (*e.g.*, Frey otros, 1990). Sin embargo, según Gámez-Vintaned & Liñan (1996), una icnocenosis o cortejo icnológico corresponde a un “conjunto de pistas halladas en un estrato o en estratos sucesivos genéticamente relacionados que registran la actividad de una comunidad concreta” (p. 166). En otras palabras, la icnocenosis es la expresión (en mayor o menor grado) de la biocenosis original. En términos generales, en la Formación Quiriquina se distinguen cinco icnocenosis, las que han sido denotadas por letras (A-E). En ella se ven representados hábitos tróficos y etológicos similares efectuados en sustrato en común (Tabla 5.1).

Tabla 5.1: Relación entre icnocenosis, trazas fósiles, sustrato, tipos tróficos, categorías etológicas e icnofacies. Elaboración propia.

Icnocenosis	Trazas fósiles	Sustrato				Tipo trófico			Categoría etológica			Icnofacies			
		Blando	Firme	Duro	Xílico	Suspensívoros	Deposítivos	Predadores	Cubichnia	Domichnia	Fodinichnia	Skolithos	Cruziana	Glossifungites	Trypanites
A	<i>Macaronichnus segregatis</i>														
	<i>Ophiomorpha</i> isp.														
	<i>O. irregulaire</i>														
	<i>O. nodosa</i>														
	<i>Palaeophycus heberti</i>														
	<i>P. tubularis</i>														
	<i>Schaubcylindrichnus coronus</i>														
	<i>Skolithos linearis</i>														
	<i>Thalassinoides</i> isp. (A-B)														
	<i>T. cf. paradoxicus</i>														
<i>T. suevicus</i>															
B	cf. <i>Artichnus</i> isp.														
	<i>Planolites</i> isp.														
	<i>Teichichnus rectus</i>														
	<i>T. cf. zigzag</i>														
	cf. <i>Zoophycos</i> isp.														
C	<i>Bergaueria perata</i>														
	<i>Gastrochaenolites</i> cf. <i>torpedo</i>														
	<i>Rhizocorallium</i> cf. <i>jenense</i>														
	<i>Skolithos</i> cf. <i>verticalis</i>														
	<i>Thalassinoides</i> isp. (C)														
D	<i>Gastrochaenolites</i> isp.														
E	<i>Teredolites clavatus</i>														
	<i>T. longissimus</i>														

La icnocenosis A se distingue por una asociación de trazas fósiles producidas por animales infaunales, generalmente suspensívoros-depositívoros, que habitaron y se alimentaron en un sustrato arenoso; aunque también se registran otros tipos tróficos (e.g., predadores). Se presenta en las facies F4, F7, F8, F9a, F9b, F10 y F11, y dado que es la más extendida, puede ocurrir simultáneamente con las icnocenosis B y C. Por su parte, la icnocenosis B está constituida casi estrictamente por estructuras de alimentación, simples o complejas, construidas por organismos

depositívoros en un sustrato predominantemente arenoso-fangoso, con un contenido relativamente moderado de materia orgánica. Las evidencias de esta icnocenosis se pueden encontrar en las facies F9b y F10, sobre todo en los metros finales de la Formación Quiriquina. Cabe mencionar que esta icnoasociación nunca ocurre de forma aislada, sino que lo hace siempre con algunos elementos de la icnocenosis A. La icnocenosis C consiste en domicilios permanentes de organismos suspensívoros, producidos como pseudoperforaciones y excavaciones en un sustrato firme, y obliteran la *suite* de sustratos blandos que se exhibe en la facies F10. La icnocenosis D es una asociación monotípica de moradas de suspensívoros en un sustrato rocoso. Finalmente, la icnocenosis E corresponde a estructuras de alimentación, también de organismos suspensívoros, pero hospedadas en sustratos xílicos. Los restos de madera con *Teredolites* son más bien escasos, y están contenidos en concreciones calcáreas fosilíferas de las facies F9b y F10.

5.1.2. Icnofacies

El modelo de icnofacies (Tabla 5.2) es útil si se aplica simultáneamente con aquellos basados en textura y estructuras sedimentarias, y proporciona una base para interpretaciones ambientales no posibles si se utilizaran solo estructuras físicas (MacEachern & Pemberton, 1992).

Tabla 5.2: Relaciones entre los tipos de sustrato, icnofacies marinas y los ambientes sedimentarios más frecuentes. Modificado de Bromley (1996).

Sedimentología/ambiente			Tipo de sustrato			
Energía	Batimetría	Tamaño de grano	Blando	Firme	Duro	Xílicos
	<i>Backshore</i>	Arena	<i>Psilonichnus</i>	<i>Glossifungites</i>	<i>Trypanites</i>	<i>Teredolites</i>
Alta	Playa	Arena	<i>Skolithos</i>			
Evento	Plataforma	Arena, limo	<i>Arenicolites</i>		<i>Gnatichnus</i>	
Media	Lagoon/plataforma	Arena, limo	<i>Cruziana</i>			
Evento	Talud a abisal	Arena, fango	<i>Nereites</i>			
Baja		Fango	<i>Zoophycos</i>			

Conjuntamente con el incremento en la consistencia del sustrato, se han identificado cuatro icnofacies: (1) *Skolithos* y *Cruziana*, respectivamente, vinculadas con estructuras de bioturbación en sustratos blandos; (2) *Glossifungites*, relacionada con estructuras de bioturbación y bioerosión en sustratos firmes, y (3) *Trypanites*, estrictamente estructuras de bioerosión en un sustrato lítico.

Cabe señalar que, si bien está presente el icnogénero *Teredolites*, no se puede definir la icnofacies homónima puesto que esta se asigna estrictamente a las perforaciones desarrolladas en sustratos xílicos relativamente continuos (*e.g.*, pavimentos de madera retransportada, depósitos de turba u otras sustancias xílicas relacionadas), y particularmente en ambientes marinos y marinos marginales (Buatois y otros, 2002). Según la clasificación preservacional de Savdra y otros (1993), los sustratos con *Teredolites* hallados en concreciones de la facies F9b y F10 representan “sustratos leñosos relictos”. Estos últimos autores, además, hacen hincapié en que el carácter autóctono de la asociación es el que permite el reconocimiento de la icnofacies.

5.1.2.1. Icnofacies de *Skolithos*

La icnofacies de *Skolithos* (Seilacher, 1964; Howard & Frey, 1984; Hiscott y otros, 1984) está integrada por una asociación de trazas fósiles de baja icnodiversidad y abundancia, normalmente emplazada en sustratos arenosos móviles, de buena a muy buena selección (facies F4, F7 y F9a). Consiste en sistemas de madrigueras permanentes de *Ophiomorpha nodosa*, *Ophiomorpha* isp. y escasos ejemplares de domicilios verticales simples referidos a *Skolithos linearis* (Figura 5.1). Las pistas intraestratales horizontales de *Macaronichnus segregatis* pueden destacar localmente en la icnofábrica de la facies F4. En ese sentido, Pemberton y otros (2001) han señalado que bajo condiciones de muy alta energía, la icnofacies de *Skolithos* puede ser reemplazada por una asociación dominada por el icnogénero *Macaronichnus*. Si bien *Schaubcylindrichnus* es un constituyente común de la icnofacies de *Skolithos* y *Cruziana* (Knaust, 2017), *Schaubcylindrichnus coronus* de la facies F7 se considera parte de esta última icnoasociación. Los elementos verticales o fustes de *Ophiomorpha* son más significativos en relación a los horizontales. El límite superior se considera transicional en la parte superior de la facies F9b, en el sector de San Vicente.

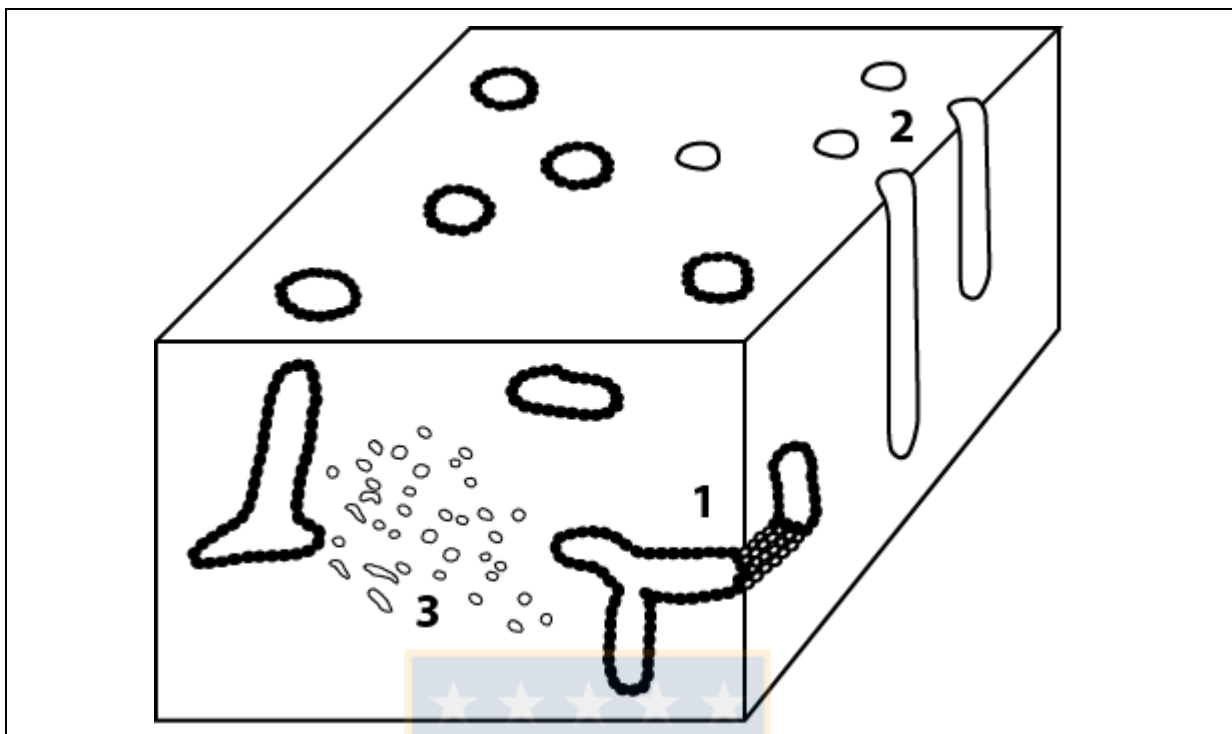


Figura 5.1: **ICNOFACIES DE *SKOLITHOS*.** 1) *Ophiomorpha nodosa*-*Ophiomorpha* isp., 2) *Skolithos linearis*, 3) *Macaronichnus segregatis*. Elaboración propia.

Es característica de ambientes de energía moderada a alta, por ejemplo, de *foreshore* y *shoreface* medio a superior en costas dominadas por olas (MacEachern y otros, 2012). El predominio de madrigueras verticales de animales suspensívoros, desde las cuales capturan su alimento, revela una alta abundancia de partículas orgánicas que se mantienen en suspensión en una columna de agua bien oxigenada por las olas y corrientes (Buatois y otros, 2002; Buatois & Mángano, 2011).

Cabe mencionar que, si bien *Skolithos* es el icnogénero tipo de la icnofacies homónima, puede ocurrir en otras icnofacies marinas y continentales (Knaust, 2007). Asimismo, tal como ocurre en este caso, en registros postpaleozoicos, *Ophiomorpha* reemplaza a *Skolithos* como icnogénero dominante de esta asociación arquetípica, hecho relacionado con la radiación mesozoica de los crustáceos decápodos (Carmona y otros, 2004).

5.1.2.2. Icnofacies de *Cruziana*

La icnofacies de *Cruziana* (Seilacher, 1964; Pemberton & Frey, 1984; Frey, 1990) comprende una mezcla de estructuras horizontales, inclinadas y verticales, hospedadas en sustratos arenosos de granulometría fina, limpios o con matriz limosa (facies F7, F8, F9b, F10 y F11). La

icnodiversidad es alta y *Ophiomorpha* isp. es la traza fósil de elite por excelencia. Los profusos sistemas de madrigueras de *Ophiomorpha* isp. y *Ophiomorpha irregulaire* se pueden encontrar asociados a *Thalassinoides* isp., incluso en complejos entramados irregulares. Las demás icnoespecies presentan una abundancia moderada a baja, y normalmente se presentan como trazas discretas. Los tipos tróficos representados incluyen hábitos bien variados: suspensívoros, depositívoros, detritívoros y predadores bentónicos. Predominan las estructuras de habitación con funciones de alimentación y aquellas estrictamente de alimentación (Figura 5.2). Galerías cementadas de *Thalassinoides suevicus* se conservan muy bien en la facies F7. *Schaubcylindrichnus coronus* también se exhibe en la misma. Si bien las trazas horizontales no son exclusivas de la porción superior de la Formación Quiriquina, algunos elementos relativamente simples (e.g., *Palaeophycus heberti*, *Palaeophycus tubularis*, *Planolites* isp.), incluso con desarrollo de *spreite* (e.g., *Teichichnus rectus* y *T. cf. zigzag*), precisamente tienen una mayor visibilidad en las facies finales de la unidad, a saber, F9b y F10. Además, otros icnofósiles de mayor complejidad (e.g., cf. *Artichnus* isp.) posiblemente están presentes, una vez que comienza a disminuir la proporción de arena/fango.

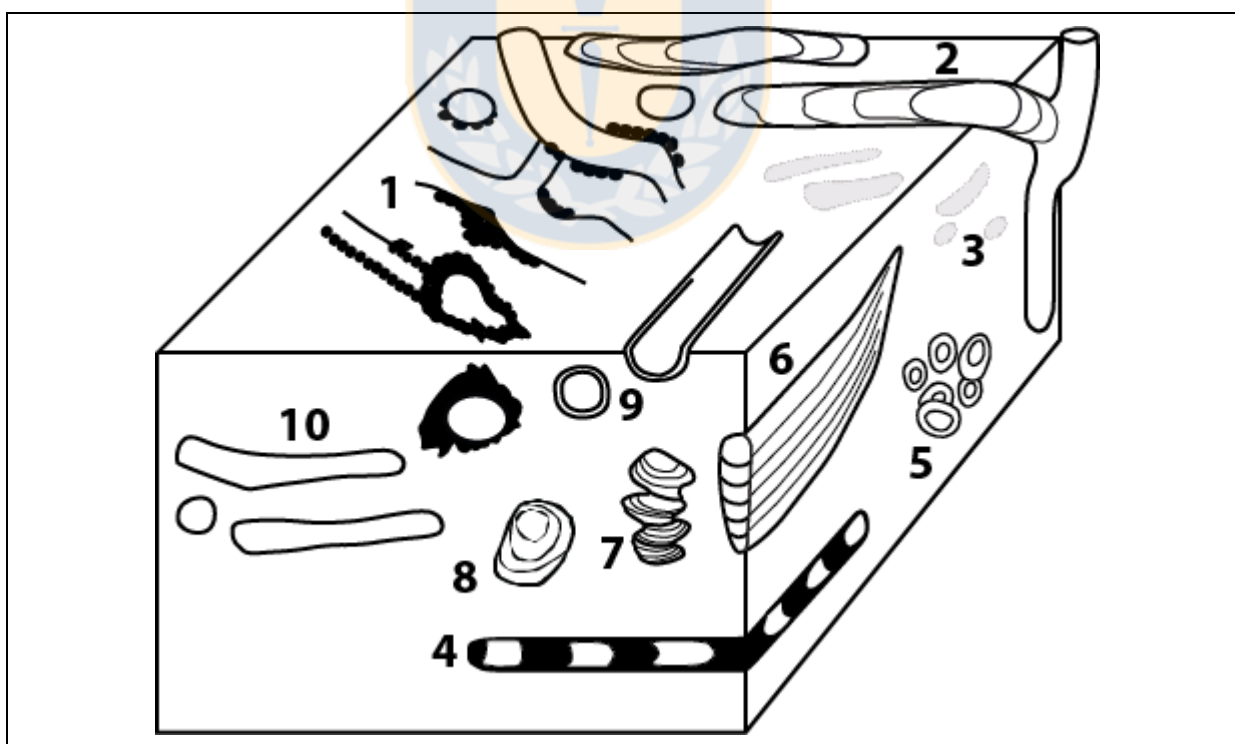


Figura 5.2: **Icnofacies de Cruziana.** 1) *Ophiomorpha irregulaire*-*Ophiomorpha* isp., 2) *Thalassinoides* isp., 3) *Planolites* isp., 4) *Zoophycos* isp., 5) *Schaubcylindrichnus coronus*, 6) *Teichichnus rectus*, 7) *T. zigzag*, 8) *Artichnus* isp., 9) *Palaeophycus heberti*, 10) *P. tubularis*. Elaboración propia.

En la facies F10 de bahía Las Tablas se hallaron secciones horizontales de excavaciones helicoidales con arreglo en *spreite*, muy probablemente de cf. *Zoophycos* isp. Este último, aparte de ser el icnogénero epónimo de la icnofacies del mismo nombre, puede ser un componente común en ambas de sus equivalentes adyacentes (Knaust, 2017). Por otra parte, *Cruziana* está ausente en la icnocenosis, puesto que no se presenta en las icnofacies homónima en asociaciones postpaleozoicas (Buatois y otros, 2002).

Las condiciones del medio varían típicamente desde niveles de energía moderados, por encima del nivel de olas de tormenta hasta ligeramente por debajo del nivel de olas normales (*i.e.*, entre el *shoreface* inferior y la zona de transición a la plataforma), a relativamente bajos, hacia aguas más profundas (MacEachern y otros, 2007).

5.1.2.3. Icnofacies de *Glossifungites*

La icnofacies de *Glossifungites* (Seilacher, 1964; Pemberton & Frey, 1985; MacEachern y otros, 1992; MacEachern & Burton, 2000; Uchman y otros, 2000) está integrada por pseudoperforaciones y excavaciones, de orientación vertical (*e.g.*, *Bergaueria perata*, “tubos verticales cortos” igen. et isp. indet., *Skolithos* cf. *verticalis*), en forma de U (*e.g.*, *Rhizocorallium* cf. *jenense*) o de gota (*e.g.*, *Gastrochaenolites* cf. *torpedo*). Representan domicilios permanentes de organismos suspensívoros y, subordinadamente, suspensívoros-depositívoros. Presenta una gran variabilidad lateral en cuanto a estructuras biogénicas, probablemente de acuerdo al grado de consistencia que alcanzó el sustrato arenoso fino o arenoso fino fangoso (facies F10). Por ejemplo, en bahía Las Tablas, se hallan asociaciones monoespecíficas de *Rhizocorallium* cf. *jenense* en el sector de la entalladura litoral. En la misma localidad, en un bloque caído, la icnofauna comprende abundantes especímenes de *Bergaueria perata*, “tubos verticales cortos” igen. et isp. indet. y pequeños *Skolithos* cf. *verticalis*. La situación en Caleta Grande de Cocholgüe es similar: cerca del arco litoral se exhiben lo que aparentemente corresponden a ejemplares horizontales de *Rhizocorallium* cf. *jenense*; y también en un bloque caído, la icnocenosis está constituida por *Gastrochaenolites* cf. *torpedo* y *Thalassinoides* isp. (morfotipo C). En un sustrato firme, *Thalassinoides* isp. (morfotipo C) no produce los entramados típicos sino que forman cámaras irregulares en forma de dedo. *Bergaueria* ocurre típicamente en la icnofacies de *Skolithos*, pero también se han reportado especímenes fijados a un sustrato duro enterrado (Dashtgard & Gingras, 2012), como en bahía Las Tablas.

Caracteriza tanto áreas protegidas de energía moderada, como zonas de energía algo más alta donde los sustratos semiconsolidados micríticos o siliciclásticos ofrecen resistencia a la erosión (Buatois y otros, 2002). En general, se relacionan con un medio infralitoral en gran parte confinado, afectados por episodios de descenso generalizado del nivel del mar, que originarían áreas parcialmente emergidas o cubiertas por una delgada lámina de agua, en donde tendría lugar la actividad perforante (Muñiz y otros, 1998).

La icnofacies de *Glossifungites* es una asociación de trazas fósiles que comúnmente delimitan discontinuidades erosivas en sucesiones sedimentarias (MacEachern & Burton, 2000). En efecto, en el área de estudio, separa dos unidades litoestratigráficas. Las excavaciones y pseudoperforaciones del contacto entre la arenisca fina muy bien seleccionada de la Formación Quiriquina y la arenisca gruesa ligeramente granular de la Formación Curanilahue suprayacente, se desarrollaron como estructuras abiertas conectadas al fondo marino, susceptibles de ser rellenadas pasivamente. Consecuentemente, se formaron rellenos masivos contrastantes con la roca hospedante. Esta diferencia litológica y textural ha ayudado a que las estructuras postdeposicionales del contacto se preserven como hiporelieves positivos o hipichnia, hecho que se observa particularmente en bahía Las Tablas y Cocholgüe. Un ejemplo concreto de este tipo de preservación ha sido ilustrado en la Figura 5.3, según las clasificaciones toponómicas de Seilacher (1964) y Martinsson (1970).

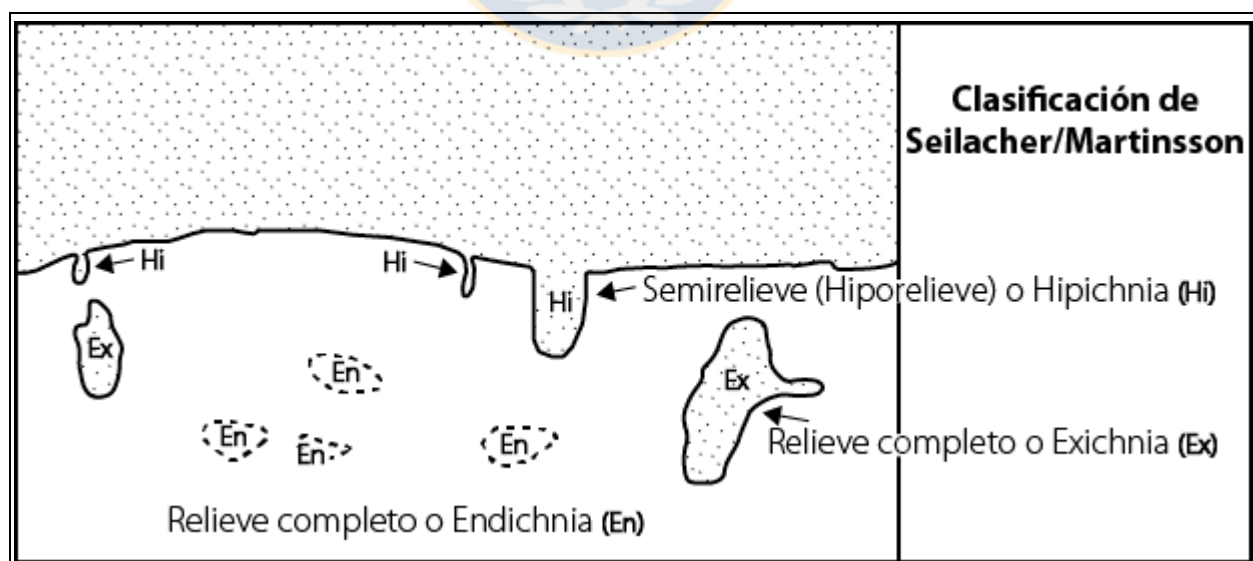


Figura 5.3 Clasificación preservacional de Seilacher (1964) y Martinsson (1970). Contacto entre las areniscas finas de la Formación Quiriquina (abajo) y las areniscas gruesas de la Formación Curanilahue (arriba) que aparecen en la Fotografía 4.4. Elaboración propia.

5.1.2.4. Icnofacies de *Trypanites*

La icnofacies de *Trypanites* (Bromley, 1975; Frey & Seilacher, 1980; Pemberton y otros, 1980) está compuesta por perforaciones verticales cilíndricas, en forma de clava, efectuadas en un sustrato lítico de naturaleza filítica, referidas a *Gastrochaenolites* isp. Representan domicilios de organismos suspensívoros, típicamente bivalvos endolíticos y, subordinadamente, gastrópodos coraliófilinos recientes y algunos gusanos sipuncúlidos (Bromley, 2004). Si bien, localmente, la abundancia puede ser alta (*e.g.*, hasta 100 especímenes/0,115 m²); la icnodiversidad es baja. En ese sentido, Buatois & Encinas (2011) han postulado que, mientras en rocas calcáreas la icnodiversidad de una icnofacies de *Trypanites* es normalmente alta, en rocas metamórficas, como las de Caleta Grande Cocholgüe, la expresión de la icnofauna es, más bien, reducida.

Se vincula a una superficie de omisión marina litoral o sublitoral en un sustrato de costa rocosa (Buatois y otros, 2002). Puede ser intergradacional con la icnofacies de *Glossifungites*, y pueden cortar *suites* previas (MacEachern y otros, 2007).

5.2. PALEOECOLOGÍA Y PALEOAMBIENTES

5.2.1. Parámetros paleoecológicos

Los principales controles en la distribución de trazas fósiles, y por ende de las icnofacies, incluyen tipo de sustrato, energía, contenido de nutrientes, oxigenación, salinidad y tasas de sedimentación y erosión (Buatois y otros, 2002). En ese sentido, Bromley (1996) señala que la disponibilidad de oxígeno y la salinidad serían los factores más importantes para el desarrollo de las comunidades bentónicas en ambientes acuáticos. En consecuencia, se describen estos dos en primer lugar.

5.2.1.1. Oxigenación

Distintos estudios (*e.g.*, Savdra y otros, 1991; Wignall, 1990) han puesto de manifiesto la importancia de la oxigenación en la distribución y características de la fauna bentónica. Generalmente, los sedimentos depositados en condiciones de pobre oxigenación exhiben un particular contenido de estructuras biogénicas (Buatois y otros, 2002).

El agua de mar puede dividirse en tres categorías según la concentración de oxígeno disuelto: aeróbica (completamente oxigenada), donde el oxígeno ocurre en concentraciones que superan 1,0 mL O₂/L H₂O; disaeróbica (pobrementemente oxigenada), en la cual la concentración de oxígeno se halla entre 0,1 y 1,0 mL O₂/L H₂O; y anaeróbica (anóxica), con concentraciones inferiores a 0,1 mL O₂/L H₂O (Rhoads & Morse, 1971).

En el presente trabajo se utiliza el modelo de trazas fósiles oxígeno-controladas de Ekdale & Mason (1988), el cual describe una transición entre categorías etológicas y tipos tróficos a medida que aumenta la cantidad de oxígeno intersticial (Figura 5.4): comienza con una distintiva asociación de estructuras semipermanentes de alimentación (Fodinichnia) de organismos depositívoros, y luego, da lugar a trazas de pastoreo (Pascichnia) de detritívoros o depositívoros y, en menor medida, estructuras de alimentación; para finalmente, la asociación dominante está representada por estructuras permanentes de habitación (Domichnia) de organismos suspensívoros.

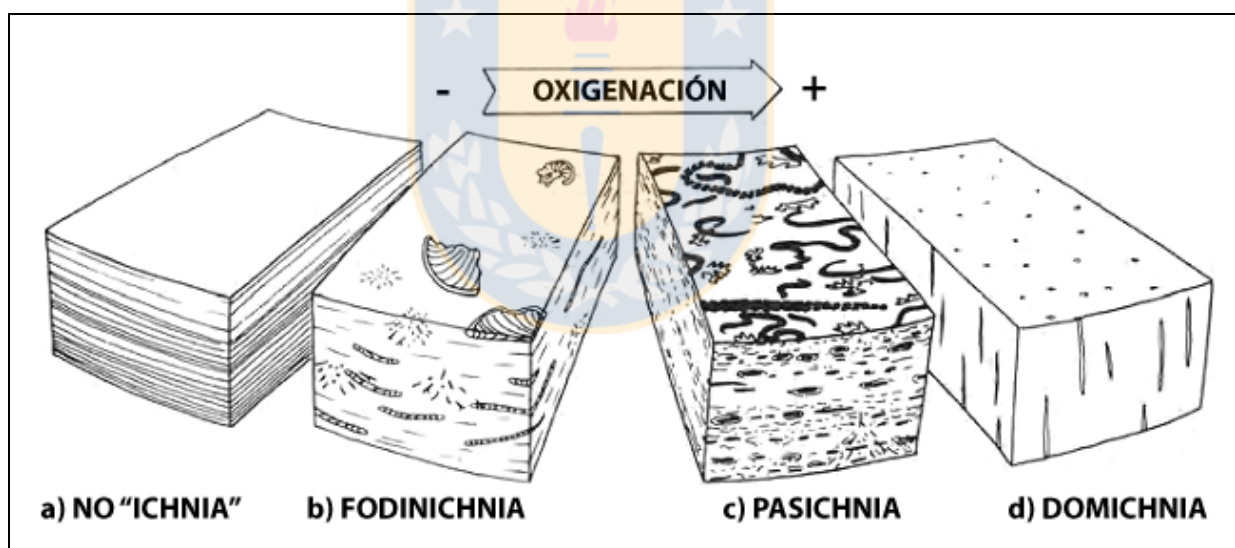


Figura 5.4: Modelo de asociaciones de trazas fósiles oxígeno-controladas de Ekdale & Masson (1988). La a) representa laminación primaria y condiciones abióticas; la b) Fodinichnia: *Zoophycos* y *Chondrites*; la c) Pascichnia, dominado por *Scalarituba* (larga, segmentada), *Spirophycus* y *Phycosiphon*, más escasos *Chondrites*; y la d) oxigenación completa de agua intersticial y aguas de fondo, dominada por *Skolithos*. Adaptado de Bromley (1996).

En términos generales, la Formación Quiriquina está dominada por una asociación de icnofósiles que, etológicamente, representan estructuras de morada producidas por organismos infaunales, generalmente suspensívoros. Muchos de estos comparten tipos tróficos depositívoros (e.g.,

Ophiomorpha, *Thalassinoides*) o son también predadores pasivos (e.g., *Palaeophycus*). Buatois y otros (2002) indican que, también, otros tipos de trazas pueden estar presentes. Lo anterior, sugiere condiciones aeróbicas, tanto en aguas del fondo, como intersticiales.

En cambio, los cinco a seis metros finales de la unidad, a saber, la facies F10 de arenisca fina con restos carbonosos, están constituidos por una mezcla de elementos de la asociación anterior y de icnofaunas estrictamente depositóricas (e.g., *Planolites* y *Zoophycos*). Estas últimas corresponden a trazas de alimentación, que poseen una conexión semipermanente con el fondo marino. De este modo, los organismos pueden bioturbar dentro de un sedimento en condiciones anóxicas, respirando en forma directa del fondo marino. Por consiguiente, sugieren condiciones anaeróbicas de aguas intersticiales y condiciones disaeróbicas o aeróbicas de aguas de fondo. Además, la disminución del porcentaje modal de glauconita, el aumento progresivo de materia orgánica en las facies F9 y F10 y la presencia de pequeñas concreciones de pirita —esta última en particular, en los últimos centímetros de la Formación Quiriquina, en Caleta Grande de Cocholgüe— apoyan la hipótesis de Stinnesbeck (1986) de agua estancada y ambiente reductor.

En síntesis, la icnocenosis A da paso a una icnocenosis B combinada con las icnofaunas más comunes de la primera, a medida que disminuye la concentración de oxígeno disuelto: de aguas de fondo e intersticiales aeróbicas a aguas intersticiales disaeróbicas y aguas de fondo disaeróbicas o aeróbicas. La ocurrencia de *Thalassinoides*, en facies de arenisca fina con bioclastos de tamaño granular a guijas (F9b) y arenisca fina con restos carbonosos (F10), también sugiere niveles de oxígeno aeróbicos en las fases de intensa bioturbación de sistemas de madrigueras de *Ophiomorpha-Thalassinoides*. No obstante, el cambio ocurre en los últimos metros de la columna estratigráfica. La concentración de oxígeno se vuelve disaeróbica, una vez asociados con *Planolites*, *Zoophycos* y *Teichichnus*. Además, se conoce que las dos últimas formas ocupan escalones profundos (i.e., varios decímetros debajo de la interfase agua-sedimento) en un sustrato deficiente en oxígeno (Ekdale & Mason, 1988; Knaust, 2018).

5.2.1.2. Salinidad

La salinidad es un factor crítico para casi todos los tipos de vida bentónica (Bromley, 1996), y es fundamental en la distribución de los organismos (Buatois y otros, 2002). Así pues, los ambientes salobres e hipersalinos están colonizados por formas eurihalinas; es decir, aquellas que son

capaces de hacer frente a condiciones de salinidad cambiantes (Bromley, 1996). Lo contrario de eurihalino es estenohalino (*i.e.*, aquellos organismos acuáticos que solo pueden vivir en un estrecho rango de concentración de sales). La tipificación de la salinidad, usada particularmente para los cuerpos de agua, se presenta como sigue: agua dulce o límnic ($< 0,5\%$), agua salobre oligohalina ($0,5-5\%$), agua salobre mesohalina ($5-18\%$), agua salobre polihalina ($18-30\%$), agua de mar eurihalina ($30-40\%$) (Remane & Schlieper, 1971; McLusky, 1989).

La icnología ha resultado ser muy exitosa en la distinción entre ambientes de salinidad normal, salobres y de agua dulce (Buatois y otros, 2002). Las icnofaunas desarrolladas en condiciones de salinidad normal, en zonas de *nearshore* a *offshore*, están caracterizadas por: (1) una alta icnodiversidad; (2) icnotaxas marinos producidos por formas eurihalinas y estenohalinas; (3) la ocurrencia de trazas infaunales y epifaunales; (4) estructuras simples y complejas producidas presumiblemente por organismos de hábitos tróficos generalistas y especialistas, respectivamente; (5) predominio de trazas horizontales pertenecientes a la icnofacies de *Cruziana*; (6) presencia de asociaciones multiespecíficas; (7) alta densidad; y (8) amplio rango de tamaños (Mángano y Buatois, 2004). Aunque es difícil precisar icnotaxas exclusivos de condiciones completamente marinas en áreas costeras someras, Buatois & Mángano (2011) señalan a *Chondrites*, *Phycosiphon*, *Scolicia* y *Zoophycos* como indicadores comunes. La diversidad es máxima en ambientes de salinidad normal, y decrece gradualmente por dilución de la misma hasta alcanzar un mínimo en aguas salobres (oligo o mesohalinas) (Buatois y otros, 2002). En estas últimas, los individuos y sus trazas tienen tamaños pequeños (Bromley, 1996).

De la icnofauna presente en la Formación Quiriquina, *Thalassinoides*, *Teichichnus* y *Rhizocorallium* son ampliamente reconocidos como estructuras realizadas por organismos eurihalinos, capaces de adaptarse a un gran rango de salinidades (Knaust, 2017). Sin embargo, Ayranci & Dashtgard (2013) y Ayranci y otros (2014) sugieren que *Artichnus* podría ser indicativo de condiciones eurihalinas estables. El reconocimiento de la icnofacies de *Cruziana* también sugiere condiciones de salinidad uniforme, por lo menos para la mitad superior de la unidad. En efecto, como se señaló en el capítulo 5.1.2.2, esta asociación está caracterizada por una icnodiversidad alta, y la conforman estructuras profundas, simples y complejas, predominantemente horizontales, heterométricas. La densidad es normalmente alta y alcanza un

Índice de Bioturbación (IB) que puede llegar a 5 o 6 en las facies F7, F8, F9b, F10 y F11; precisamente aquellas que constituyen el sustrato de la *suite* de Cruziana.

Sobre la base de la asociación de *Mytilus* e *Inoceramus* en capas de conglomerado y arenisca amarilla con estratificación cruzada, Stinnesbeck (1986) determinó una “salinidad algo baja” (p. 143) para esta parte de la Formación Quiriquina. En contraste, solo las facies F4 y F5 del tramo A3 de bahía Las Tablas (*i.e.*, arenisca gruesa ligeramente granular y arenisca fangosa moderadamente seleccionada) contienen evidencia de actividad biogénica y, sin embargo, ni la asociación de las trazas, a saber, la icnofacies de *Skolithos*, ni los icnofósiles que la comprenden (*i.e.*, *Ophiomorpha nodosa*, *Macaronichnus segregatis*) son indicativos de determinadas condiciones de salinidad. Por el contrario, estos dos elementos icnofaunísticos se han reconocido en una gran diversidad de ambientes sedimentarios (Knaust, 2017), lo que los sugiere como formas eurihalinas.

5.2.1.3. Sustrato y profundidad

El sustrato es otro de los parámetros ambientales que mayor control ejerce sobre la distribución de la fauna bentónica y, por ende, de las estructuras biogénicas producidas por esta (Buatois y otros, 2002). En particular, Bromley (1996) destaca el rol que juega la consistencia del medio sedimentario sobre la estructura de la comunidad endobentónica: determina cómo y por qué los animales excavan (o perforan). A su vez, la consistencia está determinada por varias propiedades físicas del sedimento; entre ellas, el tamaño de grano, el contenido de agua y la resistencia al corte (Bromley 1996).

En efecto, los sustratos han sido comúnmente clasificados de acuerdo al grado de consistencia que exhiben (Ekdale, 1985). La tipificación de este autor comprende cinco tipos de sustrato: sopusos (*soupground*), blandos (*softground*), firmes (*firmground*), duros (*hardground*) y xílicos (*woodground*). Se reproduce de Buatois y otros (2002, p. 161-162) la descripción de cada uno de estos: “Los sustratos sopusos están sobresaturados en agua y son completamente inconsistentes. Si bien existen organismos capaces de producir estructuras en tales sustratos, las excavaciones colapsan con facilidad, siendo la preservación de trazas virtualmente imposible. En los sustratos blandos el sedimento es lo suficientemente apropiado para que los organismos puedan excavar, pero no tan fluido como para que las estructuras colapsen. De este modo, se convierte en el

sustrato más común para la generación y preservación de trazas. Los sustratos firmes se caracterizan por ser considerablemente compactados y deshidratados, pero sin haber alcanzado un estado avanzado de cementación. En ellos se preservan abundantes excavaciones y/o pseudoperforaciones. Por su parte, en los sustratos duros han tenido lugar fenómenos de cementación convirtiendo el sedimento en una roca. En estos casos, los organismos desarrollan estructuras de bioerosión, siendo dominantes las perforaciones. Por último, los sustratos xílicos difieren de los líticos en que son flexibles en lugar de rígidos, están compuestos de material carbonoso en lugar de mineral y son rápidamente biodegradables. Estos sustratos albergan perforaciones de moluscos e insectos”.

Para caracterizar las trazas fósiles estudiadas en el presente trabajo se han agrupado los 23 icnotaxa reconocidos, junto con los icnofósiles de nomenclatura abierta, según la consistencia del sustrato en el que se hallan emplazados; a saber, sustratos blandos, firmes, duros y xílicos. En el primer caso se hallan cf. *Artichnus* isp., *Macaronichnus segregatis*, *Ophiomorpha* isp., *O. irregulaire*, *O. nodosa*, *Palaeophycus heberti*, *P. tubularis*, *Planolites* isp., *Schaubcylindrichnus coronus*, *Skolithos linearis*, *Teichichnus rectus*, *T. cf. zigzag*, *Thalassinoides* isp. (morfotipos A y B), *T. cf. paradoxicus*, *T. suevicus* y cf. *Zoophycos* isp.; en el segundo, *Bergaueria perata*, *Gastrochaenolites* cf. *torpedo*, *Rhizocorallium* cf. *jenense* y *Skolithos* cf. *verticalis*, *Thalassinoides* isp. (morfotipo C) y “tubos verticales cortos”, igen. et isp. indet.; en el tercero, *Gastrochaenolites* isp.; y en el cuarto, *Teredolites clavatus* y *T. longissimus*. Otra clasificación similar se puede ver en el Capítulo 5.1.1; en ella se toman en cuenta, además, los tipos tróficos y las categorías etológicas que se interpretan de cada una de las formas presentes en la Formación Quiriquina. No obstante, la caracterización más común del grado de consolidación es la inherente en el concepto mismo de icnofacies. En particular, en las rocas finicretácicas se distinguen cuatro icnofacies, dos de ellas sustratocontroladas. Una relación entre las icnocenosis, el sustrato hospedante y las icnofacies definidas se encuentra en la Tabla 5.1.

La mayoría de las trazas fósiles ocurren preferencialmente en los tipos de sedimento y tamaño de grano a los que normalmente se asocian en el registro geológico; y en el caso de las icnocenosis A y B, se han desarrollado en sustratos blandos, particularmente en areniscas, de muy finas a gruesas. Sin embargo, otros icnogéneros (e.g., *Bergaueria*, *Thalassinoides*-morfotipo C), que también son comunes en este tipo de sustrato, aquí se han interpretado en relación con las

estructuras biogénicas espacial- y temporalmente asociadas con ellas, como constitutivas de una *suite* de sustratos firmes. El sustrato sobre el cual se desarrolló una icnofacies de *Glossifungites*, probablemente era relativamente fangoso, estable, cohesivo o parcialmente deshidratado (Pemberton & Frey, 1985). Efectivamente, las pseudoperforaciones y excavaciones de la icnocenosis C están hospedadas en la facies F10 de areniscas finas con restos carbonosos, las rocas sedimentarias con la mayor cantidad de matriz limosa o derechamente fangosa, que se hallan en la Formación Quiriquina. Por su parte, las perforaciones de la icnocenosis D se efectuaron en filitas de la Serie Oriental del Basamento Metamórfico, naturalmente, una vez que estaban litificadas y exhumadas.

Las perforaciones no solo se dan en sustratos líticos sino también en xílicos, tales como madera, corteza, frutos y hojas (Bromley y otros, 1984). Como en otros sustratos, el comportamiento del organismo productor de trazas, además de los procesos sedimentológicos y diagenéticos subsecuentes, pueden influenciar la preservación de icnofósiles en sustratos xílicos (Savdra, 2007). Además, debido a que *Teredolites* ha sido observado en el registro estratigráfico tanto en sustratos xílicos compuestos como en restos de troncos fósiles alóctonos, Savdra y otros (1993) propusieron un esquema de clasificación de los modos de conservación de *Teredolites* (Figura 5.5). Sobre la base de esta clasificación preservacional, los sustratos con perforaciones de *Teredolites clavatus* y *T. longissimus* observados corresponden a “sustratos leñosos relictos”.





SUSTRATOS XÍLICOS	DEPÓSITOS DE CARBÓN sustratos xílicos compuestos; lateralmente continuos icnofacies de <i>Teredolites</i> (autóctono)			
	SUSTRATOS LEÑOSOS piezas individuales de sustrato xílico, aisladas (autóctono o alóctono)			
	Estado preservacional de la madera	Sustrato xílico original intacto; perforaciones principalmente ocultas	Sustratos leñosos bien preservados	
		Solo vestigios de sustratos xílicos originales; perforaciones bien expuestas	Sustratos leñosos relictos	
	Deposición de elementos	Sustratos xílicos originales completamente destruidos; elementos de la perforación (moldes o revestimientos rellenos o no) son solo evidencia de sustratos preexistentes	Elementos se hallan en el lugar de la descomposición del sustrato	Sustratos leñosos fantasma
			Elementos redistribuidos por procesos físicos y/o biológicos	<i>Teredolites</i> retrabajados

Figura 5.5: Clasificación de sustratos xílicos de Savdra y otros (1993). Basada en la escala, naturaleza compuesta/no compuesta, estado preservacional de los sustratos y disposición de las perforaciones en relación al sustrato original.

En cuanto a la paleobatimetría, originalmente, se pensaba que era el principal factor de control en la distribución de las icnofacies arquetípicas (*e.g.*, Seilacher, 1967); no obstante, el concepto moderno concede una mayor importancia a otros parámetros condicionantes (*e.g.*, consistencia del sustrato, energía, contenido de nutrientes) (MacEachern y otros, 2007; 2012). En ese sentido, se ha reconocido que el patrón de reemplazo batimétrico puede presentar anomalías, es decir, asociaciones que se encuentran desplazadas de su ambiente habitual (Buatois y otros, 2002). En cualquier caso, el éxito relativo del modelo de icnofacies seilacheriano en la evaluación de la batimetría está basado en el hecho que, en algunos casos, los controles más directos varían paralelamente a la profundidad del agua (Buatois & Mángano, 2011).

Debido a que un mismo icnotaxón puede ser producido por más de un tipo de organismo, la icnología no permite restringir a nivel de profundidad las trazas fósiles. Como se señaló previamente, no se cuenta más que con poder relacionar asociaciones de icnofósiles y, muy groseramente, rangos relativos de batimetría. Dos excepciones se pueden hacer al panorama general, y precisamente corresponden a dos estructuras que se hallan aproximadamente en los límites inferior y superior de la Formación Quiriquina. El primer caso lo constituye *Gastrochaenolites*, vinculada principalmente a bivalvos litófagos, Bromley (1994) menciona que estos organismos muestran preferencia por ambientes marinos muy someros, con una columna de agua de hasta unos pocos metros. El segundo es *Artichnus*, y en dos trabajos (Ayranci & Dashtgard, 2013; Ayranci y otros, 2014) se sugiere que esta traza podría ser indicativa de depositación y colonización debajo del nivel de base de las olas de tormenta. Como la posición de este último nivel también es muy relativo, solo se indicará la información inherente al ambiente de sedimentación en el Capítulo 5.2.2.

En conclusión, el alcance que tiene la icnología se ve superado por cualquier aproximación que pueda realizarse a través de la paleontología de invertebrados. En particular, en las rocas finicretácicas del área de estudio, se ha logrado inferir, con base en la abundancia de cuerpos fósiles de *Cardium (Bucardium) acuticostatum* y *Pacitrigonia hanetiana*, que esta asociación faunística, típica de los bancos de coquina de la facies F7 y F9b, sería indicativa de ambientes marinos someros de alta energía, inferiores a 20 m de profundidad (Salazar y otros, 2015). Más específicamente, las trigonias ocuparon hábitats de menos de 10 a 15 m (Stanley, 1977), o menos de 30 m en condiciones transgresivas (Francis & Hallam, 2003).

5.2.1.4. Energía hidrodinámica

La base teórica de la interpretación hidrodinámica es el concepto de régimen de flujo. En ese sentido, se establece que un flujo de cualquier fluido, de una cierta velocidad y profundidad, que actúa sobre un lecho de sedimento no cohesivo produce siempre el mismo tipo de configuración en este para una granulometría determinada y, por tanto, la misma estratificación interna (Arche, 2010). En general, las rocas de la Formación Quiriquina preservan relativamente pocas evidencias de aquellas estructuras que sirven de guía para interpretar las condiciones energéticas que imperaron en el momento de su depositación. Los organismos modificaron intensamente los sedimentos, producto de las actividades que en ellos realizaron. Aún así, las trazas fósiles permiten inferir a grandes rasgos las características hidrodinámicas del medio. La porción inferior de la unidad puede revelar mayores detalles, los cuales serán señalados en el Capítulo 5.2.2.

Las asociaciones de alta y baja energía tienen habitualmente características contrastantes. Las icnofaunas de alta energía se caracterizan por el dominio de estructuras de habitación de organismos suspensívoros, esencialmente verticales y de baja diversidad, que reflejan la actividad de una biota estacionaria (Buatois y otros, 2002). En estos regímenes solo las estructuras que penetran escalones profundos tienen un buen potencial de preservación (Bromley, 1996). También pueden ocurrir pistas horizontales de *Macaronichnus*, como las de la facies F4 de arenisca gruesa-muy gruesa granular o ligeramente granular. Lo anterior se debe a que los organismos productores de *Macaronichnus* se alimentan de microorganismos que colonizan la superficie de los granos de arena hasta varios metros por debajo de la interfase agua-sedimento (MacEachern & Pemberton, 1992). Por su parte, las asociaciones de baja energía se caracterizan por el predominio de estructuras horizontales generadas por organismos detritívoros y depositívoros móviles, que se desplazan sobre y dentro del sustrato en busca de alimento (Buatois y otros, 2002).

En términos generales, la icnofacies de *Skolithos* se formó en ambientes de *foreshore* y *shoreface* superior, donde los niveles de energía de olas y corrientes son relativamente altos (Pemberton y otros, 2001). A esta le sucede una icnofacies de *Cruziana*, aunque con algunos elementos de la icnofacies de *Skolithos*. La icnofacies de *Cruziana* es característica de la plataforma interna, y posiblemente se extiende a los subambientes inmediatamente adyacentes, donde los niveles de energía son moderados a bajos (Pemberton & MacEachern, 1995).

5.2.1.5. Tasa de sedimentación

En general, son tres los procesos sedimentológicos fundamentales que interactúan para producir depósitos sedimentarios: acumulación, bioturbación y erosión (Bromley, 1996). Un predominio de las estructuras físicas responde a un balance positivo en la tasa de sedimentación/bioturbación; o por el contrario, si las trazas fósiles son dominantes, la tasa de sedimentación/bioturbación es negativa (Buatois y otros, 2002). En otras palabras, bajo condiciones de depositación lenta y continua, es común encontrar bioturbación completa sin rastros de procesos físicos (Howard, 1978). En ese sentido, las comunidades endobentónicas se vuelven maduras, el escalonamiento está bien desarrollado (en ambientes marinos) y las estructuras de los escalones más profundos dominan la icnofábrica como trazas fósiles de elite (Bromley, 1996). Por su parte, Taylor y otros (2003) consideran que el principal efecto de la sedimentación lenta sobre las icnofábricas marinas es la superposición de excavaciones y/o perforaciones.

Por lo tanto, la ausencia de trazas fósiles en las facies conglomerádicas (F1, F2 y F3) y de arenisca fina-media con niveles conglomerádicos (F6) es indicativa de una tasa de sedimentación/bioturbación alta. La sucesión de estos depósitos no es continua, sino que se pueden intercalar con facies de areniscas gruesas (F4 y F5), como en bahía Las Tablas, o areniscas finas con o sin bioclastos (F9a y F7), como en San Vicente; con distintos grados de bioturbación e índices de hasta $IB = 6$. En consecuencia, la tasa de sedimentación/bioturbación es extremadamente variable.

Por ejemplo, las capas con laminación paralela y estratificación cruzada en surco del tramo A2 tienen una buena preservación de las estructuras físicas, y presentan un $IB = 1-3$, caracterizado por trazas por *Ophiomorpha nodosa* y *Macaronichnus segregatis*. Sin embargo, algunos breves momentos de cese en la depositación (*i.e.*, ventana de colonización *sensu* Pollard y otros, 1993) habrían permitido la colonización de escalones profundos de largas madrigueras, de hasta 8,6 cm de largo, de *Ophiomorpha nodosa*. Stinnesbeck (1986) reconoce tubos verticales de hasta 90 cm e interpreta estas como evidencias de una sedimentación muy rápida. No obstante, se cree que la ocurrencia de estas estructuras responde, más bien, a una disminución de la tasa de sedimentación y energía hidrodinámica.

Por lo general, las facies F7, F8, F9, F10 y F11 de arenisca fina con diversas características texturales corresponde al sustrato que compone la icnofacies de *Cruziana*. En general, estas rocas se encuentran muy bioturbadas, y el retrabajo por parte de la actividad de los organismos bentónicos puede llegar a ser completa (IB = 6), con la subsiguiente destrucción total de las estructuras de ordenamiento interno. En consecuencia, la tasa de sedimentación/bioturbación para la porción superior de la Formación Quiriquina es negativa, y se sugiere una sedimentación lenta y continua. *Thalassinoides*, un componente típico de la *suite* de *Cruziana*, está vinculado a tasas de sedimentación aparentemente menos rápida (Taylor y otros, 2003). Por su parte, *Teichichnus rectus* puede ser una traza de equilibrio debido a una sedimentación y erosión cambiante (Knaust, 2018).

No se reconocen fenómenos erosivos importantes, más que la discontinuidad que marca el contacto entre las formaciones Quiriquina y Curanilahue. El sustrato firme de la icnofacies de *Glossifungites* podría haberse originado por la erosión continua de los distintos escalones de un sustrato blando: en la vertical, comenzarían con una zona de consistencia sopus, otra de consistencia blanda y, luego, firme. No obstante, no se debe olvidar que la parte final de la Formación Quiriquina presenta abundantes elementos (*e.g.*, *Planolites* isp.) que vivieron en la porción más somera del fondo marino. Efectivamente, para Stinnesbeck (1986) esta última representa los primeros milímetros por debajo de la interfase de agua-sedimento.

5.2.1.6. Aporte de nutrientes

El predominio de organismos suspensívoros en las icnocenosis A y C se vincula con la gran cantidad de partículas orgánicas mantenidas en suspensión por olas y corrientes. Mientras que, en aguas tranquilas (*i.e.*, debajo del nivel de base de las olas de tormenta), los nutrientes se acumulan en el sedimento y los animales deben movilizarse para buscar y procesar el alimento, por lo que la epifauna y la infauna están caracterizadas por hábitos detritívoros y depositívoros, respectivamente (Buatois y otros, 2002). En efecto, este tipo de comportamiento trófico caracteriza a la icnocenosis B. Por consiguiente, se puede deducir que los tipos tróficos varían a medida que los nutrientes se hallan en la columna de agua o directamente en el sedimento.

Lo mayor cantidad de materia orgánica en la facies F10 de arenisca fina con restos carbonosos sustentaría el hecho de que, como sustrato, sea prácticamente el principal portador de estructuras

realizadas por bentos detritívoro (*e.g.*, *Artichnus*), estrictamente depositívoro (*e.g.*, *Planolites*, *Teichichnus*, *Zoophycos*) y predadores (*e.g.*, *Palaeophycus*). Mángano y Buatois (1999) señalan un *peak* en la interfase agua-sedimento e inmediatamente debajo de esta, precisamente donde se desarrollan estas estrategias de alimentación.

5.2.2. Paleoambientes de sedimentación

La primera evidencia de actividad biogénica, indicativa de una génesis marino litoral para la Formación Quiriquina, no se halla directamente en la columna estratigráfica de la unidad. Más bien, corresponde a una asociación monoespecífica de perforaciones en forma de clava, referidas a *Gastrochaenolites* isp. y que están agrupadas en la icnofaces de *Trypanites*, emplazada en las filitas de la Serie Oriental del Basamento Metamórfico. Estas rocas están en contacto por inconformidad con un conglomerado de guijas (facies F1), en Caleta Grande de Cocholgüe. La ocurrencia de *Gastrochaenolites* en un sustrato lítico sugiere la existencia de una superficie previamente exhumada, que pudo hospedar una o varias comunidades de bivalvos litófagos. La colonización endolítica de la icnofacies de *Trypanites* se produjo en aguas costeras agitadas y poco profundas, en un ambiente de costa rocosa. Localmente, algunas oquedades presentan un relleno constituido por clastos milimétricos de la rudita suprayacente.

La depositación de un conglomerado basal da comienzo a la sedimentación finicretácica en la “Cuenca de Itata” (*sensu* Álvarez y otros, 2006), producto de una elevación del nivel del mar durante el Maastrichtiano temprano tardío (Salazar y otros, 2015). Al mismo tiempo que se produjo el retroceso de la línea de costa, los sedimentos gruesos disponibles en la misma fueron distribuidos por el oleaje en dirección a mar abierto. El litoral de la zona de estudio se habría cubierto con un extenso manto de grava. Ottmann (1967, p. 13-14) describe este proceso como sigue: “Los rodados son hechos rodar con facilidad [...] por el mar o por la resaca que se produce donde rompen las olas y transportados, en ocasiones, a grandes distancias; a veces cubren con extensos mantos de grava el litoral [...] Cuando el litoral está formado por bahías, salientes irregulares o cabos con aguas profundas, el transporte queda rápidamente interrumpido y los rodados se acumulan en las bahías, caletas y ensenadas. Se acumularán, asimismo, al pie de los acantilados en forma de cordones protectores...”. Rocas como las metasedimentitas del Basamento Metamórfico, medianamente resistentes al choque, son favorables a la presencia de

cordones de cantos rodados. Por consiguiente, se propone una paleogeografía similar a la actual bahía de Concepción, pero desplazada más al E, como también sugiere Stinnesbeck (1986).

Álvarez y otros (2006) interpretan al conglomerado basal de la Formación Quiriquina, más bien, como depósitos de fan deltas controlados por la tectónica extensiva del Cretácico Superior-Paleoceno. Sin embargo, la ocurrencia de *Gastrochaenolites* isp. parcialmente rellenos con clastos del conglomerado suprayacente; la naturaleza de los clastos, normalmente redondeada a bien redondeada y subdiscoidal a discoidal; la imbricación de las gravas en sentidos opuestos, que resultaría de la acción del oleaje y de una corriente perpendicular a la costa; más la presencia de ostreidos, entre otros fragmentos de moluscos marinos, son evidencias inequívocas de una génesis litoral. Lo cierto es que el mar elabora pocos rodados y los grandes cordones tienen, casi siempre, otro origen (Ottman, 1967). Luego, la hipótesis de fan deltas como fuente de alimentación cobra más sentido, aunque no puede negarse la existencia de rodados marinos originados por la destrucción de rocas litorales. Constituyen buenos ejemplos, los depósitos de talud derivados de la Serie Occidental que son actualmente retrabajados por las olas, producto de fallas en cuña en los acantilados del borde costero de la Península de Tumbes.

Los primeros estadios de la transgresión, denotados por las facies F1, F2 y F3, comprenden los mayores tamaños de grano disponibles en la playa y se habrían depositado en ambientes representativos de más alta energía: en el *foreshore* a *shoreface* superior (e.g., Catuneanu, 2006). Si bien en la mayoría de las líneas de costa transgresivas se registra un delgado *lag* de guijas (Hart & Plint, 1995), en la Formación Quiriquina y, en particular, en la localidad de Las Tablas, este *lag* alcanza espesores decamétricos debido a heterogeneidades en el relieve preexistente. Los clastos imbricados de la facies F1 de conglomerado de guijarros y guijas, y la estructura interna de la facies F3 de arenisca conglomerádica interestratificada con conglomerado arenoso son típicos del *foreshore* de las playas de grava (Arche, 2010).

La facies F4 de arenisca conglomerádica o ligeramente conglomerádica, con laminación paralela de régimen de flujo alto y estratificación cruzada en surco, sugiere una acción de las olas en la zona de batida más intensa y continuada. Sobre este sustrato arenoso, blando y móvil, de selección moderada a buena, buena oxigenación y alta tasa de erosión/sedimentación, se desarrolló una icnofacies de *Skolithos* empobrecida. La icnocenosis comprende estructuras combinadas de habitación-alimentación de organismos suspensívoros-depositívoros y pistas de alimentación de

bentos depositivo. El predominio de las estructuras de ordenamiento interno por sobre las trazas fósiles, por lo menos en bahía Las Tablas, es un signo de la preponderancia de los procesos físicos por sobre los biogénicos. Aunque, en la facies F9a de San Vicente, la arenisca es más bien fina y ya no presenta signos de laminación primaria, aparecen otros componentes típicos de la icnofacies de *Skolithos*. En general, esta *suite* sugiere un ambiente de *foreshore* a *shoreface* superior (MacEachern y otros, 2007). Por su parte, la facies F5 de arenisca gruesa fangosa se identifica por un gran porcentaje modal de biotita, mineral comúnmente asociado a los sedimentos lodosos de los estuarios o de bahías tranquilas (Ottmann, 1967). Sin embargo, un corto período de relativa quietud habría permitido su depositación (Salazar y otros, 2015).

Le sucede una facies F6 de arenisca fina-media con niveles conglomerádicos, bien representada en estos últimos dos afloramientos, sin bioturbación, con estratificación cruzada planar de bajo ángulo y abundantes fósiles. En playa Las Tablas, la base de esta secuencia corresponde a un conglomerado de guijas arenoso, y comprende los tamaños de grano más gruesos disponibles desde esta parte de la Formación Quiriquina. Precisamente, es en el escalón de la parte baja del *foreshore* donde se acumulan los mayores tamaños de grano como de restos de organismos (Arche, 2010). Del mismo modo, Hünicken & Covacevich (1975, p. 162) coinciden en que todavía “la fauna y el sedimento manifiestan para este horizonte un ambiente de depositación de gran energía, de escasa profundidad y cercano a la línea de costa”.

Posteriormente, se establece otro sustrato blando, de arena normalmente fina, de buena a muy buena selección, limpia o con matriz limosa. Sobre este se desarrolla una fauna más diversa y abundante de organismos suspensívoros, depositívoros, detritívoros y predadores, típica de la icnofacies de *Cruziana*. La distinción de esta icnofacies en las facies F7, F8, F9b, F10 y F11 es característica de un medio más estable y de menor energía, con una tasa de sedimentación/bioturbación negativa, y es particularmente representativa del *shoreface* inferior y la zona de transición a la plataforma. Esto es, desde un poco más abajo del nivel de olas normales hasta el nivel de olas de tormenta. Pese a que Buatois & Encinas (2011) restringen el ambiente de las areniscas finas a muy finas de Caleta Grande de Cocholgüe a la parte media de la playa submarina, en el presente trabajo se prefiere considerar una sedimentación lenta y continua hasta la zona de transición al *offshore*. Incluso, la presencia de *Artichnus* podría ser indicativa de

depositación y colonización por debajo del nivel de olas de tormenta (Ayranci & Dashtgard, 2013; Ayranci y otros, 2014).

En general, hacia las facies intermedias a finales de la Formación Quiriquina (*i.e.*, facies F9b, F10 y F11), la bioturbación ha destruido completamente las estructuras físicas, por lo que no se cuenta con ellas para la interpretación paleoambiental. Sin embargo, algunas características como la disminución en la proporción arena/fango y el abundante retrorrelleno en los sistemas de madrigueras de *Ophiomorpha-Thalassinoides*, reflejan una cierta alternancia con capas de fango. Esta disposición, típica de la parte inferior del *shoreface* por acción de temporales y eventos de mar de fondo, no se habrían conservado como tal por la intensa homogeneización de los sedimentos por parte de los organismos bentónicos (IB = 6). La preponderancia de estructuras biogénicas y la falta de preservación de las capas de tempestitas sugiere que los depósitos fueron afectados débilmente por los eventos de tormenta (Buatois y otros, 2002). En efecto, la génesis de los numerosos bancos coquiníferos ha sido típicamente asignada a tempestitas (*e.g.*, Stinnesbeck, 1986; Salazar, 2004). Por otra parte, la paleogeografía de la cuenca (*i.e.*, una bahía cerrada) y la progresiva disminución en la circulación de oxígeno disuelto en aguas de fondo permitieron la preservación de abundantes restos orgánicos (*e.g.*, briznas carbonosas, hilos de carbón e incluso restos xílicos con *Teredolites*) en las areniscas finas de las facies F9b, F10 y F11. Salazar (2004) señala que la presencia de una mezcla intensa de hojas y fósiles marinos, frecuentemente sin orientación preferencial y sin destrucción de detalles muy delicados, es indicativa de menor el transporte en el fondo marino, es decir, que no habían mayores corrientes. Hünicken & Covacevich (1975, p. 163) coinciden, “para las areniscas calcareas con *Baculites*, [...] [en] un ambiente de depositación más retirado de la costa, con una menor energía de transporte”.

Muchos, sino la mayoría, de los antiguos depósitos de *shoreface* se han acumulado bajo condiciones de progradación —un proceso relativamente poco común en la líneas de costa de la actualidad— y, por lo tanto, las sucesiones estratigráficas resultantes muestran una típica secuencia de somerización (Clifton, 2006). Por el contrario, la Formación Quiriquina exhibe un patrón retrogradacional de facies de *shoreface* a *offshore* (Salazar y otros, 2015). Retrogradación indica la migración de facies costeras hacia el continente o la evolución hacia facies más marinas en la vertical (Arche, 2010). En ese sentido, se propone que la secuencia de profundización se amplíe desde el *foreshore* y se restrinja hasta la zona de transición al *offshore*.

6. CONCLUSIONES

- La Formación Quiriquina comprende una asociación de facies de conglomerados de diversa granulometría, areniscas gruesas intercaladas o no con horizontes conglomerádicos, y un potente paquete de areniscas finas, de buena a muy buena selección, limpias o con abundante matriz limosa y restos carbonosos. Las areniscas constituyeron el sustrato sobre el cual se desarrolló una importante fauna endobentónica. Se definieron 11 facies sedimentarias para la unidad, en función de los tamaños de grano disponibles y de algunas otras características distintivas (*e.g.*, laminación cruzada en surco, tamaño de los bioclastos, presencia de restos carbonosos). La Figura 6.1 exhibe la arquitectura de las litofacies elaborada mediante correlación litoestratigráfica; además, incluye la distribución de las icnofacies definidas y el Índice de Bioturbación (IB) para cada tramo de las columnas.
- Conjuntamente, se han identificado y descrito 23 icnotaxas, distribuidos en 14 icnogéneros: cf. *Artichnus* isp., *Bergaueria perata*, *Gastrochaenolites* isp., *G.* cf. *torpedo*, *Macaronichnus segregatis*, *Ophiomorpha* isp., *O. irregulaire*, *O. nodosa*, *Palaeophycus heberti*, *P. tubularis*, *Planolites* isp., *Rhizocorallium* cf. *jenense*, *Schaubcylindrichnus coronus*, *Skolithos linearis*, *S.* cf. *verticalis*, *Teichichnus rectus*, *T.* cf. *zigzag*, *Teredolites clavatus*, *T. longissimus*, *Thalassinoides* isp., *T.* cf. *paradoxicus*, *T. suevicus* y cf. *Zoophycos* isp. Aparte de las estructuras biogénicas individualizables, se ha reconocido otro tipo de traza fósil, cuya denominación se ha preferido dejar en nomenclatura abierta como “tubos verticales cortos”.
- 16 icnoespecies corresponden a estructuras de bioturbación en sustratos blandos, y se pueden agrupar en una icnofacies de *Skolithos* y otra asociación mixta con la icnofacies de *Cruziana*. La primera está dominada por una *suite* de baja icnodiversidad y abundancia, emplazada en sustratos arenosos (facies F4, F7 y F9a), y consiste en domicilios permanentes de organismos suspensívoros: *Ophiomorpha nodosa*, *Ophiomorpha* isp., *Skolithos linearis* y *Macaronichnus segregatis*. Acompañado del reconocimiento de estructuras de ordenamiento interno, la icnofacies de *Skolithos* sugiere un ambiente de *foreshore* a *shoreface* superior.

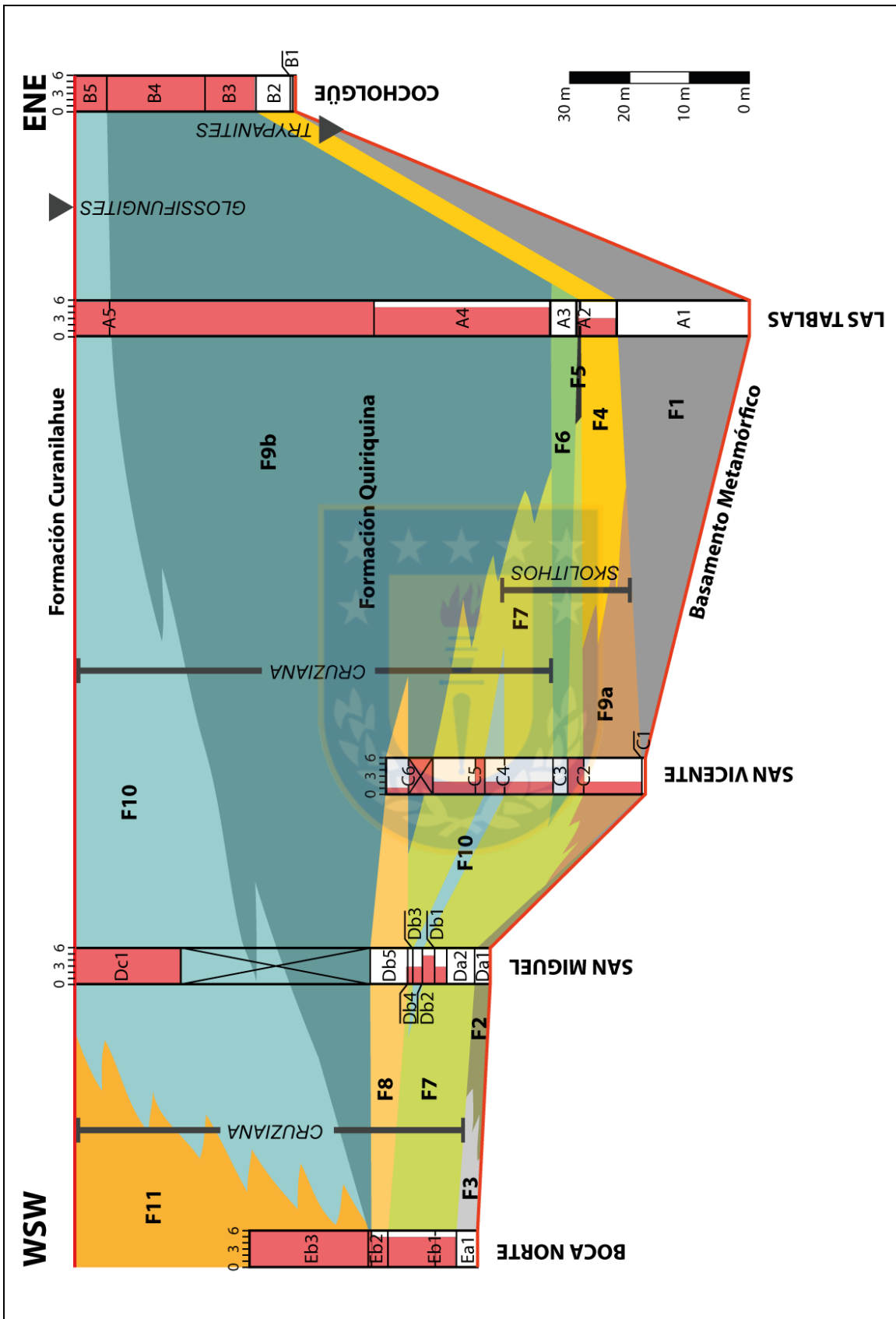


Figura 6.1: Arquitectura WSW-ENE de las facies sedimentarias de la Formación Quiriquina. Las litofacies (F1-F11) corresponden a aquellas definidas en el Capítulo 3.7. Se incluye el Índice de Bioturbación (IB) para cada tramo y la distribución de las icnofacies.

- La icnofacies de *Cruziana* está constituida por una mezcla de estructuras horizontales, inclinadas y verticales, hospedadas en sustratos arenosos de granulometría fina, limpios o con matriz limosa (facies F7, F8, F9b, F10 y F11). La icnodiversidad es alta y *Ophiomorpha* isp. es la traza fósil de elite por excelencia. Comprende una variedad de estructuras de habitación con funciones de alimentación y otras estrictamente de alimentación, de animales suspensívoros, depositívoros, detritívoros y carnívoros: *Ophiomorpha* isp., *O. irregulaire*, *O. nodosa*, *Palaeophycus heberti*, *P. tubularis*, *Planolites* isp., *Teichichnus rectus* y *T. cf. zigzag*, *Thalassinoides* isp., *T. cf. paradoxicus*, *T. suevicus*, *Schaubcylindrichnus coronus*, cf. *Artichnus* isp. y cf. *Zoophycos* isp. Es típica del *shoreface* inferior y la zona de transición a la plataforma. Sin embargo, la ocurrencia de cf. *Artichnus* isp. podría sugerir un medio incluso más profundo.
- Además, se identificaron dos *suites* sustratocontroladas: las icnofacies de *Trypanites* y de *Glossifungites*, las que caracterizan los límites inferior y superior de la Formación Quiriquina, respectivamente. La primera comprende una asociación monoespecífica de *Gastrochaenolites* isp. que horadaron un sustrato filítico, previamente litificado y exhumado, y representa la colonización de bivalvos litófagos en un ambiente de costa rocosa, con una profundidad de hasta unos pocos metros. Por su parte, la icnofacies de *Glossifungites* está relacionada con estructuras de bioturbación y bioerosión realizadas por organismos suspensívoros y suspensívoros-depositívoros en sustratos firmes, normalmente en áreas infralitorales protegidas, de energía moderada, parcialmente emergidas o cubiertas por una delgada lámina de agua: *Gastrochaenolites* cf. *torpedo*, *Rhizocorallium* cf. *jenense*, *Skolithos* cf. *verticalis*, *Thalassinoides* isp., *Bergaueria perata* y “tubos verticales cortos” son los componentes reconocidos.
- La visibilidad de las trazas normalmente se ha visto mejorada por la actual acción erosiva de las olas en la zona de la circa o muesca de abrasión y en la plataforma misma. Los procesos diagenéticos, como la mineralización colateral, también han impactado positivamente y han conservado estructuras tridimensionales en relieve completo en los horizontes de concreciones calcáreas. En algunas localidades, la meteorización diferencial ha generado contrastes importantes entre la roca hospedante y el relleno de las trazas. Por el contrario, la intensa actividad biogénica en los sedimentos ha provocado que la visibilidad

- y la fidelidad icnológica se haya visto reducida: el resultado es un moteado indistinto de bioturbación con trazas discretas.
- La transgresión maastrichtiana comienza con un conglomerado basal, denotado por las facies F1, F2 y F3, las cuales representan un potente *lag* que habría cubierto el litoral con un extenso manto de grava, en un escenario paleogeográfico similar a la actual bahía de Concepción. Los clastos imbricados de la facies F1 y la estructura interna de la facies F3 son típicos del *foreshore* de las playas de grava. Asimismo, la laminación paralela con *sets* de láminas separadas por superficies de discordancia de la facies F4 es común en la zona de batida de las olas. El reconocimiento de la icnofacies de *Skolithos* en las facies F4 y F9a, a saber, un sustrato arenoso móvil, de buena a muy buena selección, sugiere también un ambiente de *foreshore* a *shoreface superior*. La facies F6 sería indicativa de la parte baja del *foreshore*. Condiciones aeróbicas, tanto en aguas de fondo como intersticiales, alta energía y tasa de sedimentación/erosión caracterizan a esta porción de la Formación Quiriquina.
 - Luego, se desarrolló una icnofacies de *Cruziana* sobre las facies F7, F8, F9b, F10 y F11 en un sustrato blando, de arena normalmente fina, de buena a muy buena selección, limpia o con matriz limosa. El ambiente de sedimentación es *shoreface* inferior a la zona de transición a la plataforma. A partir de la disminución en la proporción arena/fango y el abundante retrorrelleno con láminas alternantes en los sistemas de madrigueras de *Ophiomorpha-Thalassinoides*, se infiere la depositación de capas de fangolitas. La tasa de sedimentación/bioturbación es negativa, y la sedimentación lenta y continua. La fisiografía cerrada de la cuenca, y la consecuente reducida circulación de oxígeno en las aguas de fondo, permitió la preservación de abundantes restos orgánicos en las rocas, incluso restos xílicos con *Teredolites*. En general, la salinidad del agua es normal, eurihalina y estable.
 - Finalmente, la icnología proporciona valiosas interpretaciones paleoecológicas, comparables a las obtenidas con el estudio de invertebrados fósiles, particularmente bivalvos y gastrópodos, y podría constituir una herramienta fundamental en el conocimiento de las condiciones sinicológicas imperantes en el tiempo de la depositación de unidades de roca estériles o con una baja riqueza paleofaunística.

REFERENCIAS

- ACEÑOLAZA, G.F. & NIEVA, S.M. 2003. Caracteres estratigráficos e icnológicos de la Formación Candelaria (Cambro-Ordovícico) aflorante en el NE de la Provincia de Tucumán. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. **58**, (3): 434-446. Buenos Aires.
- AGUIRRE, L.; HERVÉ, F. & GODOY, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile: an outline. *Krystalinikum*, Vol. **9**: 7-19. Praga.
- ALPERT, S.P. 1974. Systematic review of the genus *Skolithos*. *Journal of Paleontology*, Vol. **48**: 661-669.
- ÁLVAREZ, P.; RADIC, J.P. & ROJAS, L. 2006. Evolución tectonosedimentaria de la Cuenca de Arauco Itata, Chile central. Congreso Geológico Chileno N° 8. Actas **2**: 21-24. Antofagasta.
- ARCHE, A. 2010. Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 1.288 pp. Madrid.
- AYRANCI, K. & DASHTGARD, S.E. 2013. Infaunal holothurian distributions and their traces in the Fraser River delta front and prodelta, British Columbia, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **392**: 232-246.
- AYRANCI, K.; DASHTGARD, S.E. & MACEACHERN, J.A. 2014. A quantitative assessment of the neoichnology and biology of a delta front and prodelta, and implications for delta ichnology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **409**: 114-134.
- BANDEL, K. & QUINZIO-SINN, L.A. 1999. Palaeozoic trace fossil from the Coastal Cordillera near Concepción, connected to a review of the Paleozoic history of central Chile. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Vol. **211**, (1/2): 171-200. Stuttgart.
- BANDEL, K. & STINNESBECK, W. 2000. Gastropods of the Quiriquina Formation (Maastrichtian) in central Chile: paleobiogeographic relationships and the description of a few new taxa. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Vol. **1**, (7-8): 757-788. Stuttgart.
- BANDEL, K. & STINNESBECK, W. 2006. *Naefia* WETZEL, 1930 from Quiriquina Formation (Late Maastrichtian, Chile): relationship to modern *Spirula* and ancient Coleoidea (Cephalopoda). *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, Vol. **49**: 21-32. Ciudad de la Universitatis Carolinae.
- BELAÚSTEGUI, Z. 2013. Estudio icnológico y tafonómico del Mioceno marino de la Cuenca de El Camp de Tarragona (NE España). Tesis doctoral. Universitat de Barcelona, Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines (Inédito): 116 pp. Barcelona.
- BELAÚSTEGUI, Z.; DEMÈNECH, R. & MARTINELL, J. 2014. *Artichnus giberti* isp. nov., a posible holothurian burrow from the Miocene of El Camp de Terragona Basin (NE Spain). *Spanish Journal of Palaeontology*, Vol. **29**, (2): 143-150.
- BIRÓ-BAGÓCZKY, L. 1982a. 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.

BIRÓ-BAGÓCZKY, L. 1982b. *Hoploscaphites constrictus* (J. Sowerby) en la Formación Quiriquina, Campaniano-Maastrichtiano, Región del Biobío, Chile, Sudamérica (36°30'-36°45' Lat. Sur). Congreso Geológico Chileno N° 3. Actas **1**: A1-A16. Concepción.

BIRÓ-BAGÓCZKY, L. 1982c. Contribución al conocimiento de *Naefia neogaeia* (Wetzel), Coloidea, en la Formación Quiriquina, Campaniano-Maastrichtiano, Región del Biobío, Chile, Sudamérica (36°30'-36°45' Lat. Sur). Congreso Geológico Chileno N° 3. Actas **1**: A17-A28. Concepción.

BOGGS, S. Jr. 1987. Principles of sedimentology and stratigraphy. Merrill Publishing Company: 784 pp. Columbus, OH.

BÖRGEL, R. 1984. Geografía de Chile: Geomorfología. Instituto Geográfico Militar: 182 pp. Santiago.

BROMLEY, R.G. 1972. On some ichnotaxa in hard substrates, with a redefinition of *Trypanites* Mägdefrau. *Paläontologische Zeitschrift*, Vol. **46**, (1): 93-98.

BROMLEY, R.G. 1975. Trace fossils in omission surfaces. The study of trace fossils: a synthesis of principles, problems, and procedures in ichnology (Frey, R.W. editor). Springer-Verlag: 399-428. Berlin-Heidelberg-New York.

BROMLEY, R.G. 1994. The palaeocology of bioerosion. The paleobiology of trace fossils (Donovan, S.K. editor). John Wiley & Sons: 134-154. Chichester.

BROMLEY, R.G. 1996. Trace fossils: biology, taphonomy and applications. Chapman and Hall: 361 pp. London.

BROMLEY, R.G. 2004. A stratigraphy of marine bioerosion. The application of ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic analysis (McIlroy, D. editor). The Geological Society of London, Special Publications N° 228: 455-479. London.

BROMLEY, R.G. & FREY, R.W. 1974. Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha*. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, Vol. **23**: 311-335.

BROMLEY, R.G.; PEMBERTON, S.G. & RAHMANI, R.A. 1984. A cretaceous woodground: the *Teredolites* ichnofacies. *Journal of Paleontology*, Vol. **58**, (2): 488-498.

BROMLEY, R.G.; MILÁN, J.; UCHMAN, A.; HANSEN, K.S. 2009. Rheotactic Macaronichnus, and human and cattle trackways in Holocene beachrock, Greece: reconstruction of paleoshoreline orientation. *Ichnos*, Vol. **16**, (1): 103-117.

BRITO, P.M. & SUÁREZ, M.E. 2003. Late Cretaceous *Belonostomos* (Pisces, Actinopterygii, Aspidorhynchidae) from Algarrobo, Chile, with comments on aspidorhynchid paleodistribution in South America. *Revista Geológica de Chile*, Vol. **30**, (1): 111-127. Santiago.

- BROILI, F. 1930. Plesiosaurierreste von der Insel Quiriquina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Beilage-Band B*, Vol. **63**: 497-514. Stuttgart.
- BUATOIS, L.A. & ENCINAS, A. 2011. Ichnology, sequence stratigraphy and depositional evolution of an Upper Cretaceous rocky shoreline in central Chile; bioerosion structures in a transgressed metamorphic basement. *Cretaceous Research*, Vol. **32**: 203-212.
- BUATOIS, L.A. & LÓPEZ-ANGRIMAN, A.O. 1991. Icnología de la Formación Whisky Bay (Cretácico, isla James Ross, Antártida): implicancias paleoecológicas y paleoambientales. *Ameghiniana*, Vol. **28**, (1-2): 75-88. Buenos Aires.
- BUATOIS, L.A. & MÁNGANO, M.G. 2011. Ichnology: organism-substrate interactions in space and time. Cambridge University Press: 347 pp. Cambridge.
- BUATOIS, L.A.; MÁNGANO, M.G. & ACEÑOLAZA, F. 2002. Trazas fósiles: señales de comportamiento en el registro estratigráfico. Museo Paleontológico Egidio Feruglio, Edición Especial N° 2: 382 pp. Trelew.
- CARMONA, N.B.; BUATOIS, L.A. & MÁNGANO, M.G. 2004. The trace fossil record of burrowing decapods crustaceans: evaluating evolutionary radiations and behavioural convergence. *Trace fossils in Evolutionary Palaeoecology, Fossils and Strata* (Webby, B.D.; Mángano, M.G. & Buatois, L.A. editores), Vol. **51**: 141-153.
- CARTES, N.I. 2004. Petrografía de ambiente de depositación de las metapelitas paleozoicas con huellas fósiles, entre Tomé y Lirquén, VIII Región del Biobío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 115 pp. Concepción.
- CASAMIQUELA, R.M. 1969. La presencia en Chile de *Aristonectes cabrera* (Plesiosauria), del Maestrichtense del Chubut, Argentina. Jornadas Geológicas Argentinas N° 4. Actas **1**: 199-213. Mendoza.
- CASTRO, N.; TORRES, T. & SALAZAR, C. 2016a. Primer registro paleoixilológico en la localidad de Loanco asignado a la Formación Quiriquina (Cretácico Superior), Chile central. Simposio Paleontología en Chile N° 5. Libro de resúmenes: 140. Concepción.
- CASTRO, N.; SALAZAR, C.; OTERO, R.A.; STINNESBECK, W. & ESCARE, A. 2016b. An invertebrate assemblage from the Quiriquina Formation (Upper Cretaceous), in Loanco, central Chile. Simposio Paleontología en Chile N° 5. Libro de resúmenes: 26-28. Concepción.
- CATUNEANU, O. 2006. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier: 386 pp. New York, NY.
- CENTRO EULA-CHILE. 2000. Estudio de línea de base: sistema natural. Estudio de Impacto Ambiental (EIA) del Plan Regulador Comunal de Talcahuano, Tomo I. Universidad de Concepción, Centro EULA-Chile, Unidad de Planificación Territorial: 104-160 pp. Concepción.
- CHÁVEZ, L. & BONILLA, R. 1976. La sedimentación cíclica cretáceo-cenozoica y su relación con la geología de los yacimientos carboníferos terciarios en la región de Arauco-Concepción, Chile. Convención Anual del Instituto de Ingenieros de Minas de Chile N° 28. El Salvador.

- CHOTIN, P. 1969. Geología del área de Tomé. *Revista Geoandes*, Vol. 3: 1-56. Concepción.
- CLIFTON, H.E. 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines. Facies models revisited (Posamentier, H.W. & Walker, R.G. editores). Society for Sedimentary Geology, SEPM Special Publication N° 84: 293-337. Tulsa, OK.
- CLIFTON, H.E. & THOMPSON, J.K. 1978. *Macaronichnus segregatis*: a feeding structure of shallow marine polychaetes. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 48, (4): 1.293-1.302.
- COLLAO, S.; ALFARO, G. 2000. Paleozoic massive sulphide orebodies of the Nahuelbuta and Queule mountains, south-central Chile: results of geobarometry and sulphur isotope studies. Volcanogenic Massive Sulphide deposits of Latin America (Sherlock, R.L. & Logan, M.A.V. editores). Geological Association of Canada, Special Publication N° 2: 629-641. St. John's.
- COMPTON, R.R. 1962. Manual of field geology. John Wiley and Sons: 378 pp. New York, NY.
- CONAMA. 2001. Plan de manejo Santuario de la Naturaleza Península de Hualpén. GCC Consultores Limitada: 267 pp. Concepción.
- COX, L.R.; NEWELL, N.D.; BOYD, D.; BRANSON, C.C.; CASEY, R.; CHAVAN, A.; COOGAN, A.H.; DECHASEAUX, C.; FLEMING, C.A.; HAAS, F.; HERTLEIN, L.G.; KAUFFMAN, E.G.; KEEN, A.M.; LAROCQUE, A.; MCALESTER, L.; MOORE, R.C.; NUTTALL, C.P.; PERKINS, B.F.; PURI, H.S.; SMITH, A.; SOOT-RYEN, T.; STENZEL, H.B.; TRUEMAN, R.; TURNER, R.D. & WEIR, J. 1969. Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N, Mollusca 6, Vol. 1 & 2 (Moore, R.C. editor). Geological Society of America and University of Kansas Press: 952 pp. Lawrence, KS.
- COX, L.R.; NEWELL, N.D.; BOYD, D.; BRANSON, C.C.; CASEY, R.; CHAVAN, A.; COOGAN, A.H.; DECHASEAUX, C.; FLEMING, C.A.; HAAS, F.; HERTLEIN, L.G.; KAUFFMAN, E.G.; KEEN, A.M.; LAROCQUE, A.; MCALESTER, L.; MOORE, R.C.; NUTTALL, C.P.; PERKINS, B.F.; PURI, H.S.; SMITH, A.; SOOT-RYEN, T.; STENZEL, H.B.; TRUEMAN, R.; TURNER, R.D. & WEIR, J. 1971. Bivalvia. Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N, Mollusca 6, Vol. 3 (Moore, R.C. editor). Geological Society of America and University of Kansas Press: 272 pp. Lawrence, KS.
- CREIXELL, C. 2001. Petrología y geotermobarometría de las rocas intrusivas de la cordillera de la Costa entre los 36°30' y 38°30'S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 149 pp. Concepción.
- DARWIN, C. 1846. Geological observations on South America. Smith, Elder & Co.: 279 pp. London.
- DASHTGARD, S.E. & GINGRAS, M.K. 2012. Marine invertebrate neoichnology. Trace fossils as indicators of sedimentary environments. *Developments in Sedimentology* 64 (Knaust, D. & Bromley, R.G. editor). Elsevier: 273-295. Amsterdam.
- DMC. 1916-2015. Anuario meteorológico/climatológico de Chile. Dirección General de Aeronáutica Civil, Dirección Meteorológica de Chile, Subdepartamento Climatología y Meteorología Aplicada. Santiago.

- DOUBINGER, J. 1972. Évolution de la flore (pollen et spores) au Chili central (Arauco), du Crétacé Supérieur au Miocène. *Société de Biogéographie*, Vol. **1972** : 18-25.
- DOUBINGER, J. 1975. Etude palynologique de lignites tertiaires du bassin D'Arauco-Concepción (Chile). *Revista Española de Micropaleontología*, Vol. **7**, (3): 549-565.
- DUHART, P.; MCDONOUGH, M.; MUÑOZ, J.; MARTIN, M. & VILLENEUVE, M. 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39°30' - 42°00'S): geocronología K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista Geológica de Chile*, Vol. **28**, (2): 179-208. Santiago.
- EKDALE, A.A. 1985. Paleocology of the marine endobenthos. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **50**: 63-81.
- EKDALE, A.A. & MASON, T.R. 1988. Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology*, Vol. **16**, (8): 720-723.
- ELGUETA, S. & ARCOS, R. 1994. Geología y modelo de sedimentación de la secuencia cretácico-terciaria de la Cuenca de Arauco. Empresa Nacional del Petróleo (Inédito): 34 pp. Santiago.
- 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. Santiago.
- EVANS, S. 1999. Wood-boring bivalves and boring linings. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, Vol. **45**: 130-134.
- FARRELL, K.M.; BURLEIGH-HARRIS, W.; MALLINSON, D.J.; CULVER, S.J.; RIGGS, S.R.; PIERSON, J.; SELF-TRAIL, J.M. & LAUTIER, J.C. 2012. Standardizing texture and facies codes for a process-based classification of clastic sediment and rock. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. **82**: 364-378.
- FERGUSON, J. 2012. Alternate color name diagrams for the Geological Rock-Color Chart. Department of Near and Middle Eastern Civilizations, University of Toronto: 4 pp. Toronto.
- FERNÁNDEZ, D.E. & PAZOS, P.J. 2012. Ichnology of marginal marine facies of the Agrio Formation (Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina) at its type locality. *Ameghiniana*, Vol. **49**, (4): 505-524. Buenos Aires.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S.R. 1999. Tafonomía y fosilización. Tratado de Paleontología, tomo I (Meléndez, R.C. editor). Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 51-107. Madrid.
- FERRARIS, A. 1981. Hoja Los Ángeles-Angol, escala 1:250.000, Región del Biobío. Instituto de Investigaciones Geológicas, Mapas Geológicos Preliminares N° 5: 26 pp. Santiago.
- FILLION, R. & PICKERILL, R.K. 1990. Ichnology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of Eastern Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana*, Vol. **7**: 1-119. Toronto.

- FOLK, R.L.; ANDREWS, P.B. & LEWIS, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, Vol. **13**, (4): 937-968.
- FÖRSTER, R. & STINNESBECK, W. 1987. Zwei neue Krebse, *Callianassa saetosa* n.sp. und *Homolopsis chilensis* n.sp. (Crustacea, Decapoda) aus der Oberkreide zentral-Chiles. *Mitteilungen der Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie*, Vol. **27**: 51-65.
- FRANCIS, A. & HALLAM, A. 2003. Ecology and evolution of Jurassic trigoniid bivalves in Europe. *Lethaia*, Vol. **36**: 287-304.
- FRANZESE, J.R. 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. *Revista Geológica de Chile*, Vol. **22**, (2): 193-202. Santiago.
- FREY, R.W. & BROMLEY, R.G. 1985. Ichnology of American chalks: the Selma group (Upper Cretaceous), western Alabama. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. **22**, (6): 801-828.
- FREY, R.W. & HOWARD, J.D. 1981. *Conichnus* and *Schaubcylichnus*: redefined trace fossils from Upper Cretaceous of the Western Interior. *Journal of Paleontology*, Vol. **55**, (4): 800-804.
- FREY, R.W. & SEILACHER, A. 1980. Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia*, Vol. **13**: 183-207.
- FREY, R.W.; HOWARD, J.D. & PRYOR, W.A. 1978. *Ophiomorpha*: its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **23**: 199-229.
- FREY, E.; MULDER, E.; STINNESBECK, W.; SALAZAR, C. & QUINZIO-SINN, L.A. 2016. A mosasaur, cf. *Plotosaurus*, from the upper Maastrichtian Quiriquina Formation in central Chile. *Cretaceous Research*, Vol. **61**: 17-25.
- FRUTOS, J.; MENCARINI, P.; PINCHEIRA, M.; BOURRET, Y. & ALFARO, G. 1982. Geología de la isla Quiriquina. Congreso Geológico Chileno N° 3. Actas **1**: F307-F338. Concepción.
- FÜRSICH, F.T. 1974a. Ichnogenus *Rhizocorallium*. *Paläontologische Zeitschrift*, Vol. **48**, (1-2): 16-28.
- FÜRSICH, F.T. 1974b. Corallian (Upper Jurassic) trace fossils from England and Normandy. *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Serie B (Geologie und Paläontologie)*, Vol. **13**: 1-52. Stuttgart.
- GABB, W.M. 1860. Descriptions of some new species of cretaceous fossils from South America, in the Collection of the Academy. *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia*, Vol. **12**: 197-198. Philadelphia, PA.

- GAJARDO, A. 1981. Hoja Concepción-Chillán, escala 1:250.000, Región del Biobío. Instituto de Investigaciones Geológicas, Mapas Geológicos Preliminares N° 4: 32 pp. Santiago.
- GAJARDO, R. 1994. Vegetación natural de Chile: clasificación y distribución geográfica. Editorial Universitaria: 165 pp. Santiago.
- GALLI, C. 1967. Geología urbana y suelo de fundación de Concepción y Talcahuano, Chile. Universidad de Concepción, Departamento de Geología y Mineralogía (Informe final de Proyecto de Investigación N° 75 de la Comisión de Investigación Científica de la Universidad de Concepción, Inédito): 248 pp. Concepción.
- GALLI, C. & LEMKE, R.W. 1967. El suelo de fundación de Concepción. Instituto de Investigaciones Geológicas, Estudios Geotécnicos N° 2: 1 hoja con mapa de suelo de fundación, escala 1:10.000. Santiago.
- GÁMEZ-VINTANED, J.A. & LIÑÁN, E. 1996. Revisión de la terminología icnológica en español. *Revista Española de Paleontología*, Vol. **11**: 155-176.
- GARCÍA, Y. 2004. Aplicación de los métodos Círculos de Mohr y Programa ReActiva 2.4, en el análisis de stress en las estructuras mayores de la ciudad de Concepción, VIII Región del Biobío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 119 pp. Concepción.
- GARCÍA-RAMOS, J.C.M. 1976. Morfología de trazas fósiles en dos afloramientos de “Arenisca de Naranco” (Devónico Medio) de Asturias (NW. de España). *Trabajos de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Oviedo*, Vol. **8**: 131-171. Oviedo.
- GASPARINI, Z. & BIRÓ-BAGÓCZKY. 1986. *Osteopygis* sp. (Reptilia, Testudines, Toxochelyidae): tortuga fósil de la Formación Quiriquina, Cretácico Superior, sur de Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. **27**: 85-90. Santiago.
- GAY, C. 1848. Historia física y política de Chile: Zoología, Tomo segundo. Maude & Renou: 372 pp. Paris.
- GAY, C. 1854. Historia física y política de Chile: Zoología, Tomo octavo. Maude & Renou: 499 pp. Paris.
- GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2005. Geología del cuadrángulo Tomé, 36°30' - 36°45' latitud Sur y 73°00' - 73°45' longitud Oeste, Región del Biobío, Chile. Informe requerido por la asignatura de Geología de Campo II. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 241 pp. Concepción.
- GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2007. Geología del sector Vegas del Itata-Tomé, VIII Región del Biobío. Informe requerido por la asignatura de Geología de Campo II. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 205 pp. Concepción.
- GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2008. Geología del sector Menque-Concepción, Región del Biobío, Chile. Informe requerido por la asignatura de Geología de Campo II. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 283 pp. Concepción.

GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2009. Geología del sector costero, Provincia de Concepción, Región del Biobío, Chile. Informe requerido por la asignatura de Geología de Campo II. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 222 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 72°45' - 73°13' longitud Oeste, Región del Biobío, Chile. Informe requerido por la asignatura de Geología de Campo II. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 275 pp. Concepción.

GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2013. Geología del sector costero de la Provincia de Concepción, entre las coordenadas 36°22' - 36°44' latitud Sur y 72°59' - 72°44' longitud Oeste, Región del Biobío, Chile. Informe requerido por la asignatura de Geología de Campo II. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 90 pp. Concepción.

GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2015. Geología del sector nororiental del río Biobío entre las coordenadas 36°58' - 37°12' S y 73°00' - 72°43' W, Región del Biobío, Chile. Informe requerido por la asignatura de Geología de Campo II. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 181 pp. Concepción.

GEOTÉCNICA CONSULTORES. 2000. Descripción del área de influencia (Línea de base): medio biótico. Estudio de Impacto Ambiental (EIA) del Plan Regulador Comunal de Concepción. Geotécnica Consultores S.A.: 30-40 pp. Concepción.

GLODNY, J.; ECHTLER, H.; COLLAO, S.; ARDILES, M.; BURÓN, P. & FIGUEROA, O. 2008. Differential late Paleozoic active margin evolution in south-central Chile (37° - 40°S): the Lanalhue Fault Zone. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. **26**: 397-411.

GONZÁLEZ, N.; GROZ, C. & PALMA-HELDT, S. 2010. Registro adicional de dientes de elasmobranquios en el Paleógeno de Talcahuano, Región del Biobío, Chile. Simposio Paleontología en Chile N° 2. Libro de resúmenes: 59. Concepción.

GONZÁLEZ-BONORINO, F. 1970. Metamorphic facies series of the crystalline basement of Chile. *Geologische Rundschau*, Vol. **59**: 979-994.

GREZ-ARMANET, E. 1979. Estratigrafía, paleogeografía y estructura del yacimiento carbonífero submarino de Lota-Schwager. Congreso Geológico Chileno N° 2. Actas **1**: J1-J18. Arica.

GROZ, C.; PALMA-HELDT, S. & MANRÍQUEZ, L. 2012. Contribución al conocimiento de los registros fosilíferos de dientes de elasmobranquios del Maastrichtiano-Paleoceno en la Región del Biobío, Chile. Simposio Paleontología en Chile N° 3. Libro de resúmenes: 67-69. Concepción.

GUILCHER, A. 1957. Morfología litoral y submarina. Ediciones Omega: 264 pp. Barcelona.

HÄNTZSCHEL, W. 1962. Trace fossils and problemática. Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Miscellanea (Moore, R.C. editor). Geological Society of America and University of Kansas Press: 177-245. Lawrence, KS.

- HÄNTZSCHEL, W. 1975. Trace fossils and problemática. Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Miscellanea, Supplement 1 (Teichert, C. editor). Geological Society of America and University of Kansas Press: 269 pp. Lawrence, KS.
- HART, B.S. & PLINT, A.G. 1995. Gravelly shoreface and beachface deposits. Sedimentary facies analysis (Plint, A.G. editor). International Association of Sedimentologists, Special Publication 22: 75-99.
- HASIoTIS, S.T; PLATT, B.F.; HEMBREE, D.I. & EVERHART, M.J. 2007. The trace-fossil record of vertebrates. Trace fossils: concepts, problems, prospects (Miller III, W. editor). Elsevier Press: 196-218. Amsterdam.
- HERTWECK, G. 1972. Georgia coastal región, Sapelo Island, U.S.A.: sedimentology and biology, V. Distribution and environmental significance of lebensspuren and in-situ skeletal remains. *Senckenbergiana maritima*, Vol. 4: 125-167.
- HERVÉ, F. 1977. Petrology of crystalline basement of the Nahuelbuta mountains, south central Chile. Comparative Studies on the Geology on the Circumpacific Orogenics Belts in Japan-Chile (Ishikawa, T. & Aguirre, L. editores). Japan Society for the Promotion of Science: 1-51. Tokyo.
- HERVÉ, F. 1988. Late Palaeozoic subduction and accretions in southern Chile. *Episodes*, Vol. 11: 183-188.
- HERVÉ, F.; CALDERÓN, M.; FANNING, C.M.; PANKHURST, R.J. & GODOY, E. 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*, Vol. 23: 1.122-1.135.
- HERVÉ, F.; GODOY, E.; PARADA, M.A.; RAMOS, V.; RAPELA, C.; MPODOZIS, C. & DAVISON, J. 1987. A general view of the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean Basin (Monger, J.W.H. & Francheteau, J. editores). American Geophysical Union: 97-113. Washington D.C., WA.
- HERVÉ, F.; MUNIZAGA, F.; PARADA, M.; BROOK, M.; PANKHURST, R.; SNELLING, N. & DRAKE, R. 1988. Granitoids of the Coast Range of central Chile: geocronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1: 185-194.
- HISCOTT, R.N.; JAMES, N.P. & PEMBERTON, S.G. 1984. Sedimentology and ichnology of the lower Cambrian Bradore Formation, coastal Labrador: fluvial to shallow-marine transgressive sequence. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, Vol. 32: 11-26.
- HOFFSTETTER, R.; FUENZALIDA, H. & CECIONI, G. 1957. Lexique stratigraphique international: Amérique Latine, Fascicule 7, Chile. Centre National de la Recherche Scientifique: 444 pp. Paris.
- HOWARD, J.D. 1978. Sedimentology and trace fossils. Trace fossil concepts (Basan, P.B. editor). Society for Sedimentary Geology Short Course Notes N° 5: 11-42.

- HOWARD, J.D. & FREY, R.W. 1984. Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences, Upper Cretaceous of east-central Utah. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. **21**, (2): 200-219.
- HÜNICKEN, M.A. & 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.
- JAQUE, E. 2008. Geomorfología de la cuenca del río Andalién, Chile. *Revista Geográfica*, Vol. **143**: 97-116. Santiago.
- JIMÉNEZ-HUIDOBRO, P.; OTERO, R.A.; SOTO-ACUÑA, S. & SUÁREZ, M.E. 2015. Mosasaurios (Squamata: Mosasauroidae) del Cretácico Superior de Chile. *Publicación Ocasional del Museo Nacional de Historia Natural*, Vol. **63**: 99-111. Santiago.
- KEIGHLEY, D.G. & PICKERILL, R.K. 1995. The ichnotaxa *Palaeophycus* and *Planolites*: historical perspectives and recommendations. *Ichnos: An International Journal for Plant and Animal Traces*, Vol. **3**, (4): 301-309.
- KELLY, S.R. 1988. Cretaceous wood boring bivalves from western Antarctica with the review of the mesozoic Pholadidae. *Palaeontology*, Vol. **31**: 341-372.
- KELLY, S.R. & BROMLEY, R.G. 1984. Ichnological nomenclature of clavate borings. *Palaeontology*, Vol. **27**, (4): 793-807.
- KNAUST, D. 2013. The ichnogenus *Rhizocorallium*: classification, trace markers, palaeoenvironments and evolution. *Earth-Science Reviews*, Vol. **126**: 1-47.
- KNAUST, D. 2017. Atlas of trace fossils in well core: Appearance, taxonomy and interpretation. Springer Verlag: 209 pp. Cham.
- KNAUST, D. 2018. The ichnogenus *Teichichnus* Seilacher, 1955. *Earth-Science Reviews*, Vol. **177**: 386-403.
- KNIGHT, J.B.; COX, L.R.; KEEN, M.; SMITH, A.G.; BATTEN, R.L.; YOCHELSON, E.L.; LUDBROOK, N.H.; ROBERTSON, R.; YONGE, C.M. & MOORE, R.C. 1960. Mollusca general features, Scaphopoda, Amphineura, Monoplacophora, Gastropoda general features, Archeogastropoda and some (mainly Paleozoic), Caenogastropoda and Opisthobranchia. Treatise on Invertebrate Paleontology, Part 1, Mollusca (Moore, R.C. editor). Geological Society of America and University of Kansas Press: 351 pp. Lawrence, KS.
- LAMBRECHT, K. 1929. *Neogeornis wetzeli* n. gen. n. sp., der erste Kreidevogel der südlichen Hemisphäre. *Paläontologische Zeitschrift*, Vol. **11**: 121-129.
- LEAMAN, M.; McILLROY, D.; HERRINGSHAW, L.G.; BOYD, C. & CALLOW, R.H. 2015. What does *Ophiomorpha irregulaire* really look like? *Palaeogeographic, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **439**: 38-49.

- LÉPEZ, L. 2002. Análisis estructural del Triásico de Santa Juana al sur y occidente del río Biobío, VIII Región del Biobío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 151 pp. Concepción.
- LEPPE, M.; MOISAN, P.; ABAD, E. & PALMA-HELDT, S. 2006. Paleobotánica del Triásico Superior del valle del río Biobío, Chile: clase Filicopsida. *Revista Geológica de Chile*, Vol. **33**, (1): 81-107. Santiago.
- LEPPE, M.; PRADO, V.; RUIZ, K. & PALMA-HELDT, S. 1998a. Nuevos antecedentes de Araucariaceae y Podocarpaceae en la Formación Quiriquina (Campaniano-Maastrichtiano), VIII Región, Chile. Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía N° 7. Actas **1**: 6. Bahía Blanca.
- LEPPE, M.; PRADO, V.; RUIZ, K. & PALMA-HELDT, S. 1998b. Interpretación paleoambiental de la Formación Quiriquina sobre la base de antecedentes paleobotánicos. *Noticiero de Biología*, Vol. **6**: 75.
- LEPPE, M.; PRADO, V.; FUENTES-ARCE, G.; RUIZ, K. & PALMA-HELDT, S. 1997. Comparación xilopalinológica de la flora cretácico-terciaria de la isla Quiriquina, VIII Región, Chile. Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología N° 10. Actas **1**: 28. Mendoza.
- LÓPEZ-CABRERA, M.I. & OLIVERO, E.B. 2014. *Ophiomorpha irregulaire* and associated trace fossils from the Upper Cretaceous of Patagonia, Argentina: palaeogeographical and ethological significance. *Spanish Journal of Palaeontology*, Vol. **29**: 33-44.
- LÖWEMARK, L. 2012. Ethological analysis of the trace fossil *Zoophycos*: hints from the Arctic Ocean. *Lethaia*, Vol. **45**, (2): 290-298.
- LÖWEMARK, L. & NARA, M. 2010. Morphology, ethology and taxonomy of the ichnogenus *Schaubcylindrichnus*: notes for clarification. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **297**: 184-187.
- LUCASSEN, F.; TRUMBULL, R.; FRANZ, G. & CREIXELL, C. 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**: 103-119.
- MACEACHERN, J.A. & BURTON, J.A. 2000. Firmground *Zoophycos* in the Lower Cretaceous Viking Formation, Alberta: a distal expression of the *Glossifungites* ichnofacies. *Palaios*, Vol. **15**: 387-389.
- MACEACHERN, J.A. & PEMBERTON, S.G. 1992. Ichnological aspects of Cretaceous shoreface succession and shoreface variability in the Western Interior Seaway of North America. Applications of ichnology to petroleum exploration (Pemberton, S.G. editor). SEPM Core Workshop N° 17:57-84.
- MACEACHERN, J.A.; RAYCHAUDHURI, I. & PEMBERTON, S.G. 1992. Stratigraphic applications of the *Glossifungites* ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record. Applications of ichnology to petroleum exploration (Pemberton, S.G. editor). SEPM Core Workshop N° 17:169-198.

- MACEACHERN, J.A.; BANN, K.L.; PEMBERTON, G. & GINGRAS, M.K. 2007. The ichnofacies paradigm: high-resolution paleoenvironmental interpretation of the rock record. Applied Ichnology (MacEachern, J.A.; Bann, K.L. & Pemberton, S.G. editores), , *SEPM Short Course Notes*, Vol. **52**: 27-64.
- MACEACHERN, J.A.; BANN, K.L.; GINGRAS, M.K.; ZONNEVELD, J.P.; DASHTGARD, S.E. & PEMBERTON, S.G. 2012. The ichnofacies paradigm. *Developments in sedimentology*, Vol. **64**: 103-138.
- MACHADO, M.R. 1920. Contribución al estudio de los carbones de Chile. *Boletín del Museo Nacional de Chile*, Vol. **11**: 9-20. Santiago.
- MAEDA, S.; RUIZ-FULLER, C.; CORVALÁN-DÍAZ, J.; TAZUKE, H. & KAWABE, T. 1981. On *Pacitrigonia hanetiana* from the Quiriquina Formation, Quiriquina Island, Chile. Paleontological Studies on the Andes (II). Geological Laboratory, Facultad of Science, Chiba University: 61-82 pp. Chiba.
- MALLARD, M.M. & FUCHS, E. 1875. Apuntes sobre la jeología de Chile. *Anales de la Universidad, Memorias Científicas i Literarias*, Tomo XLVIII: 369-399. Santiago.
- MÁNGANO, M.G. & BUATOIS, L.A. 1994. Trazas fósiles e icnofábricas en depósitos carbonáticos cretácicos, Las Cuevas, alta cordillera de Mendoza. *Ameghiniana*, Vol. **31**, (1): 55-66. Buenos Aires.
- MÁNGANO, M.G. & BUATOIS, L.A. 1999. Feeding adaptations. Encyclopedia of Paleontology, Volume 1 (Singer, R. editor). Fitzroy Dearborn Publishers: 458-465. Chicago, IL.
- MÁNGANO, M.G. & BUATOIS, L.A. 2004. Ichnology of Carboniferous tide-influenced environments and tidal flat variability in the North American Midcontinent. In The application of ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic analysis (McIlroy, D. editor). Geological Society Special Publication N° 228: 157-178.
- MARDONES, M. 1978. El sitio geomorfológico de las ciudades de Concepción y Talcahuano. Instituto de Antropología, Historia y Geografía, Universidad de Concepción: 62 pp. Concepción.
- MARTÍNEZ-PARDO, R. 1968a. Necesidad de una nueva comprensión de los esquemas estratigráficos clásicos sobre el Terciario de Chile central. El Terciario de Chile, Zona central (Cecioni, G. editor). Sociedad Geológica de Chile, Editorial Andrés Bello: 191-203. Santiago.
- MARTÍNEZ-PARDO, R. 1968b. Zonación preliminar del Terciario de Chile central mediante foraminíferos planctónicos y su correlación regional y transcontinental. El Terciario de Chile, Zona central (Cecioni, G. editor). Sociedad Geológica de Chile, Editorial Andrés Bello: 191-203. Santiago.
- MARTÍNEZ-PARDO, R. & MARTÍNEZ-GUZMÁN, R. 1997. La Formación Curanilahue del Paleógeno carbonífero de la Cuenca de Arauco-Concepción, Chile central: el ocaso de la “opinio-estratigrafía” como herramienta habitual en el trabajo geológico nacional. Congreso Geológico Chileno N° 8. Actas **1**: 520-524. Antofagasta.

- MARTINSSON, A. 1970. Toponymy of trace fossils. Trace fossils (Crimes, T.P. & Harper, J.C. editores), Geological Journal Special Issue N° 3: 323-330. Liverpool.
- MATUS, P. & NOVOA, E. 2005. Enciclopedia regional del Biobío. Pehuén Editores, Gobierno Regional del Biobío: 264 pp. Santiago.
- MCLUSKY, D.S. 1989. The secondary consumers carnivores. The estuarine ecosystem (McLusky, D.S. & Elliott, M. editores). Springer: 113-132. Dordrecht.
- MILLER, W. 1995. "Terebellina"; (= *Schaubcylindrichnus freyi* ichnosp. nov.) in Pleistocene outer-shelf mudrocks of northern California. *Ichnos*, Vol. 4: 141-149.
- MINVU. 2013. Imágenes digitales y cartografía base para el área metropolitana de Concepción, Región del Biobío (Informe final). Ministerio de Vivienda y Urbanismo, Secretaría Regional Ministerial de Vivienda y Urbanismo: 91 pp. Concepción.
- MIYASHIRO, A. 1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*, Vol. 2: 277-311.
- MOP. 1980. Hoyas hidrográficas de Chile: 8ª Región del Biobío, 9ª Región de la Araucanía, 10ª Región de Los Lagos. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas: 173 pp. Santiago.
- MORDOJOVICH, C. 1975. Prospección petrolífera en la plataforma continental del Pacífico y golfo de Ancud. *Revista del Colegio de Ingenieros de Chile*, Vol. 68: 49-55. Santiago.
- MUNSELL COLOR. 2009. Geological rock-color chart. Munsell Color Company: 11 pp. Grand Rapids, MI.
- MUÑIZ, F.; MAYORAL, E. & GÁMEZ-VINTANED, J.A. 1998. Ichnofacies del Neógeno superior de la Cuenca del Guadalquivir (área de Lepe-Ayamonte, Huelva, España). *Geogaceta*, Vol. 24: 235-238.
- MUÑOZ-CRISTI, J. 1946. Estado actual del conocimiento sobre la geología de la Provincia de Arauco. *Anales Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile*, Vol. 3: 30-63. Santiago
- MUÑOZ-CRISTI, J. 1956. Chile. Handbook of South American Geology: an explanation of the geologic map of South America (Jenks, W.F. editor). Geological Society of America Memoirs 56: 187-215. New York, NY.
- MUÑOZ-CRISTI, J. 1968. Contribución al conocimiento geológico de la región situada al sur de Arauco y participación de material volcánico en los sedimentos eocenos. El Terciario de Chile, Zona central (Cecioni, G. editor). Sociedad Geológica de Chile, Editorial Andrés Bello: 63-93. Santiago.
- MUÑOZ-RAMÍREZ, C. 2006. Tiburones y rayas del Cretácico Superior de la Formación Quiriquina, Chile central. Seminario de Título para optar al Título de Biólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas (Inédito): 76 pp. Concepción.

- MUÑOZ-RAMÍREZ, C. & MOYANO, H. 2006. Primer registro de un opérculo de gastrópodo para la Formación Quiriquina. *Boletín de la Sociedad de Biología de Concepción*, Vol. **77**: 111-113. Concepción.
- MUÑOZ-RAMÍREZ, 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 Paleontología en Chile N° 1. Libro de resúmenes: 69-73. Santiago.
- MUÑOZ-RAMÍREZ, C.; ZAMBRANO, P.; MONTTOYA, 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*, Vol. **78**: 7-22. Concepción.
- NARA, M. 2006. Reappraisal of *Schaubcylindrichnus*: a probable dwelling/feeding structure of a solitary funnel feeder. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **240**, (3-4): 439-452.
- NIELSEN, S.N. & SALAZAR, C. 2011. *Eutrephoceras subplicatum* (Steinmann, 1895) is a junior synonym of *Eutrephoceras dorbignyanum* (Forbes in Darwin, 1846) (Cephalopoda, Nautiloidea) from the Maastrichtian Quiriquina Formation of Chile. *Cretaceous Research*, Vol. **32**: 833-840.
- NISHIDA, M. 1985. A report of the botanical survey to Bolivia and southern Chile. Facultad of Science, Chiba University (Inédito): 36 pp. Chiba.
- NISHIDA, M.; OSHAWA, T. & NISHIDA, H. 1990. Anatomy and affinities of the petrified plants from the Tertiary of Chile (VI). *The botanical magazine*, Vol. **103**, (3): 255-268.
- NISHIMURA, T. 1971. On the geology of the Magellan geosyncline. *Report of the Geological Survey of Hokkaido*, Vol. **44**: 45-53.
- OLIVER-SCHNEIDER, C. 1936. Comentarios sobre los peces fósiles de Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*, Vol. **40**: 306-323. Santiago.
- OLIVER-SCHNEIDER, C. 1940. La fauna fósil de Gualpén. *Revista Chilena de Historia Natural*, Vol. **44**: 49-54. Santiago.
- OLIVERO, D. & GAILLARD, C. 2007. A constructional model for *Zoophycos*. Trace fossils: concepts, problems, prospects (Miller III, W. editor). Elsevier Press: 466-477. Amsterdam.
- OLÓRIZ, F. & RODRÍGUEZ-TOVAR, F.J. 1999. Análisis paleoicnológico del perfil de Puerto Lorente (Kimmeridgiense, Sierra de Cazorla, Prebético Externo). *Revista Española de Paleontología*, Vol. Extr.: 15-28.
- OLSON, S.L. 1992. *Neogaeoris wetzeli* Lambrecht, a cretaceous loon from Chile (Aves: Gaviidae). *Journal of Vertebrate Paleontology*, Vol. **12**, (1): 122-124.
- ORBIGNY, A. d'. 1842. Voyage dans l'Amérique méridionale: le Brésil, la République orientale de l'Uruguay, la République Argentine, la Patagonie, la République du Chili, la République de Bolivia, la République du Pérou), exécuté pendant les années 1826, 1827, 1828, 1829, 1830,

1831, 1832 et 1833; Tome troisième, 3^o partie, Géologie; 4^o partie, Paléontologie. P. Bertrand, Libraire-Editeur: 289 pp. (Géologie), 188 pp. (Paléontologie). Paris.

ORELLANA, A.A. 2010. Recuperación de cerros isla para implementación de “stepping stones” de avifauna, Concepción, VIII Región. Proyecto de Título para optar Título de Ecólogo Paisajista. Universidad Central de Chile, Escuela de Ecología y Paisaje (Inédito): 60 pp. Santiago.

OSGOOD, R.G. Jr. 1970. Trace fossils of the Cincinnati area. *Palaeontographica Americana*, Vol. 6: 281-444.

OSSA-FUENTES, L. & OTERO, R.A. 2014. Microestructura ósea asociada a estadios ontogenéticos de la especie *Aristonectes quiriquinensis* (Plesiosauria, Elasmosauridae), del Maastrichtiano tardío de la Formación Quiriquina, Chile central. Simposio Paleontología en Chile N° 4. Libro de resúmenes: 93. Valdivia.

OTERO, R.A. 2014a. Valor diagnóstico de la dentición de *Aristonectes quiriquinensis* (Elasmosauridae) y su relevancia para la paleobiogeografía del grupo en la localidad de Algarrobo durante el Maastrichtiano temprano. Simposio Paleontología en Chile N° 4. Libro de resúmenes: 95. Valdivia.

OTERO, R.A. 2014b. Marcas de mordidas en Elasmosáuridos del Cretácico Superior de Chile central: correlación entre tipo de depredador, estadio ontogenético y ambiente. Simposio Paleontología en Chile N° 4. Libro de resúmenes: 38. Valdivia.

OTERO, R.A. 2015. Síntesis preliminar del registro fósil de vertebrados en Faro Carranza (Región del Maule) y su aporte al conocimiento geológico del área. Congreso Geológico Chileno N° 14. La Serena.

OTERO, R.A. & O’GORMAN, J.P. 2013. Identification of the first postcranial skeleton of *Aristonectes* Cabrera (Plesiosauroidea, Elasmosauridae) from the upper Maastrichtian of the south-eastern Pacific, based on a bivariate graphic analysis. *Cretaceous Research*, Vol. 41: 86-89.

OTERO, R.A.; SUÁREZ, M.E. 2017. Diversidad de quimeriformes del Cretácico Superior (Maastrichtiano) de la Cuenca de Arauco. Reunión de Paleontología de Vertebrados de Chile N° 1. Libro de resúmenes: 13. Santiago.

OTERO, R.A.; SOTO-ACUÑA, S. & RUBILAR-ROGERS, D. 2010a. Presence of the elasmosaurid plesiosaur *Mauisaurus* in the Maastrichtian (Late Cretaceous) of central Chile. *Acta Palaeontologica Polonica*, Vol. 55, (2): 361-364.

OTERO, R.A.; SOTO-ACUÑA, S.; RUBILAR-ROGERS, D. 2012. A postcranial skeleton of an elasmosaurid plesiosaur from the Maastrichtian of central Chile, with comments on the affinities of Late Cretaceous plesiosauroids from Weddellian Biogeographic Province. *Cretaceous Research*, Vol. 37: 89-99.

OTERO, R.A.; SOTO-ACUÑA, S. & RUBILAR-ROGERS, D. 2015. El registro fósil de plesiosaurios (Sauropterygia) en Chile. *Publicación Ocasional del Museo Nacional de Historia Natural*, Vol. 63: 151-188. Santiago.

- OTERO, R.A.; SOTO-ACUÑA, S.; RUBILAR-ROGERS, D. & SUÁREZ, M.E. 2010b. La discutida presencia de pliosauroideos en Chile (Sauropterygia; Pliosauroida): evidencias del clado en el Cretácico Superior de la Región del Biobío. Simposio Paleontología en Chile N° 2. Libro de resúmenes: 38. Concepción.
- OTERO, R.A.; SOTO-ACUÑA, S.; VARGAS, A.O.; RUBILAR-ROGERS, D. 2014a. A new postcranial skeleton of an elasmosaurid plesiosaur from the Upper Cretaceous of central Chile and reassessment of *Cimoliasaurus andium* Deecke. *Cretaceous Research*, Vol. **50**: 318-331.
- OTERO, R.A.; SOTO-ACUÑA, S.; O'KEEFE, F.R.; O'GORMAN, J.P.; STINNESBECK, W.; SUÁREZ, M.E.; RUBILAR-ROGERS, D.; SALAZAR, C. & QUINZIO-SINN, L.A. 2014b. *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.
- OTTMANN, F.C. 1967. Introducción a la geología marina y litoral. Editorial Universitaria de Buenos Aires: 287 pp. Buenos Aires.
- PALMA-HELDT, S. & QUINZIO-SINN, L.A. 2006. Aporte de la palinología al conocimiento del límite Cretácico-Paleógeno en la cuenca de Arauco, VIII Región, Chile. Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía N° 9. Actas **1**: 231. Córdoba.
- PALMA-HELDT, S.; RUIZ, K.; PRADO, V. & LEPPE, M. 1998. Análisis polínico de la Formación Quiriquina, Maastrichtiano, en su localidad tipo Las Tablas, isla Quiriquina. Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía N° 7. Actas **1**: 26. Bahía Blanca.
- PEMBERTON, S.G. & FREY, R.W. 1982. Trace fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma. *Journal of Paleontology*, Vol. **56**, (4): 843-881.
- PEMBERTON, S.G. & FREY, R.W. 1985. The *Glossifungites* ichnofacies: modern examples from the Georgia coast, U.S.A. Biogenic structures: their use in interpreting depositional environments (Curran, H.A. editor), *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, Vol. **35**: 237-259.
- PEMBERTON, S.G. & MACEACHERN, J.A. 1995. The sequence stratigraphic significance of trace fossils: examples from the Cretaceous foreland basin of Alberta, Canada. Sequence stratigraphy of foreland basin deposits: outcrop and subsurface examples from the Cretaceous of North America (Van Wagoner, J.C. & Bertram, G. editores). American Association of Petroleum Geologists Memoir N° 64: 429-475.
- PEMBERTON, S.G.; FREY, R.W. & BROMLEY, R.G. 1988. The ichnotaxonomy of *Conostichus* and other plug-shaped ichnofossils. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. **25**, (1): 866-892.
- PEMBERTON, S.G.; VAN WAGONER, J.C. & WACH, G.D. 1992. Ichnofacies of wave-dominated shoreline. Applications of ichnology to petroleum exploration (Pemberton, S.G. editor). SEPM Core Workshop N° 17:339-382.
- PEMBERTON, S.G.; KOBLUCK, D.R.; YEO, R.K. & RISK, M.J. 1980. The boring *Trypanites* at the Silurian-Devonian disconformity in southern Ontario. *Journal of Paleontology*, Vol. **54**: 1.258-1.266.

- PEMBERTON, S.G.; SAUNDERS, T.; PULLHAM, A.; GINGRAS, M.K. & HENK, F. 2001. Using trace fossils in reservoir characterization: ichnogenera and ichnofacies and their influence on permeability fabric and reservoir performance. AAPG Annual Meeting 2001. Abstracts: A156. Denver.
- PÉREZ, d'A.E & REYES, B.R. 1978. Las trigonias del Cretácico Superior de Chile y su valor cronoestratigráfico. *Boletín del Instituto de Investigaciones Geológicas*, Vol. **34**: 1-67. Santiago.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E. & SIEVER, R. 1987. Sand and sandstone. Springer: 553 pp. Berlin-Heidelberg-New York.
- PHILIPPI, R.A. 1875. Observaciones sobre las conchas fósiles terciarias de Chile. *Anales de la Universidad, Memorias Científicas i Literarias*, Tomo XLVII: 70-83. Santiago.
- PHILIPPI, R.A. 1887. Los fósiles terciarios i cuaternarios de Chile. Brockhaus: 256 pp. Leipzig.
- PICKERILL, R.K. 1989. *Bergaueria perata* Prantl, 1945 from the Silurian of Cape George, Nova Scotia. *Atlantic Geology*, Vol. **25**, (1): 191-197.
- PICKERILL, R.K.; DONOVAN, S.K. & PORTELL, R.W. 2003. *Teredolites longissimus* Kelly & Bromley from the Miocene Grand Bay Formation of Carriacou, the Grenadines, Lesser Antilles. *Scripta Geologica*, Vol. **125**: 1-9.
- PINEDA, M.V. 1983. Evolución paleogeográfica de la península de Arauco durante el Cretácico Superior-Terciario. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica (Inédito): 267 pp. Santiago.
- PISSIS, A. 1865. Sur les volcans et sur les terrains récents du Chili. *Comptes Rendus de Academie des sciences*, Vol. **LX**: 1.095-1.096. Paris.
- PISSIS, A. 1873. Mémoire sur la constitution géologique de la chaîne des Andes entre le 16e. et le 53e. degré de latitude sud. *Annales des Mines*, Vol. **7**: 402-426. Paris.
- PISSIS, A. 1875. Geografía física de la República de Chile. Instituto Geográfico de Paris: 536 pp. Paris.
- POTTER, P.E.; MAYNARD, J.B. & DEPETRIS, P.J. 2005. Mud and mudstones: introduction and overview. Springer: 297 pp. Berlin-Heidelberg-New York.
- 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): 143 pp. Concepción.
- QUEZADA, J.; GONZÁLEZ, G.; DUNAI, T.; JENSEN, A. & JUEZ-LARRÉ, J. 2007. Alzamiento litoral pleistoceno del norte de Chile: edades ²¹Ne de la terraza costera más alta del área de Caldera-Bahía Inglesa. *Revista Geológica de Chile*, Vol. **34**, (1): 81-96. Santiago.
- POWERS, M.C. 1982. Comparison chart for estimating roundness and sphericity. AGI Data Sheet 18, American Geological Institute: 1 pp. Alexandria, VA.

- RAMÍREZ, P.; VIVALLOS, J.; CÁCERES, D. & FONSECA, A. 2012. Microzonificación sísmica de la ciudad de San Pedro de la Paz, Región del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental N° 16: 3 mapas en una hoja escala 1:20.000. Santiago.
- REINECK, H.E. 1963. Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. *Abhandlungen Der Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft*, Vol. **505**: 1-138.
- REMANE, A. & SCHLIEPER, C. 1971. Biology of brackish. John Wiley and Sons: 372 pp. New York, NY.
- REYES, B.R. & PÉREZ, d'A.E. 1979. Estado actual del conocimiento de la familia Trigoniidae (Mollusca, Bivalvia) en Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. **8**: 13-64. Santiago.
- RHOADS, D.C. & MORSE, J. W. 1971. Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins. *Lethaia*, Vol. **4**, (4): 413-428.
- RICCARDI, A.C. 1988. The Cretaceous System of southern South America. *Geological Society of America, Memoirs*, Vol. **168**: 1-143.
- RODRÍGUEZ-TOVAR, F.J. & AGUIRRE, J. 2014. Is *Macaronichnus* an exclusively small, horizontal and unbranched structure? *Macaronichnus segregatis degiberti* isubsp. nov. *Spanish Journal of Palaeontology*, Vol. **29**, (2): 131-142.
- ROJAS, C.; SEPÚLVEDA-ZÚÑIGA, E.; BARBOSA, O.; ROJAS, O. & MARTÍNEZ, C. 2015. Patrones de urbanización en la biodiversidad de humedales urbanos en Concepción metropolitana. *Revista de Geografía Norte Grande*, Vol. **61**: 181-204. Santiago.
- SALAZAR, C. 2004. Ammonites del Maastrichtiano de la Formación Quiriquina, VIII Región del Biobío, Chile: Sistemática, bioestratigrafía y afinidades paleogeográficas. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 166 pp. Concepción.
- SALAZAR, C.; STINNESBECK, W.; QUINZIO-SINN, L.A. & BONILLA, R. 2003. Antecedentes de ammonites del Maastrichtiano, Formación Quiriquina, Chile. Congreso Geológico Chileno N° 10. Concepción.
- SALAZAR, C.; STINNESBECK, W. & QUINZIO-SINN, L.A. 2010. Ammonites from the Maastrichtian (Upper Cretaceous) Quiriquina Formation in central Chile. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Vol. **257**, (2): 181-236. Stuttgart.
- SALAZAR, C.; STINNESBECK, W. & RUBILAR-ROGERS, D. 2013. The largest *Menuites fresvillensis* (Seunes, 1890) (Ammonoidea, Pachydiscidae) from the Maastrichtian Quiriquina Formation, Chile. *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural*, Vol. **62**: 41-50. Santiago.
- SALAZAR, C.; STINNESBECK, W.; QUINZIO-SINN, L.A. & ÁLVAREZ, M. 2015. Sequence stratigraphy affinities of the Quiriquina Formation (Late Cretaceous) from central Chile. Congreso Geológico Chileno N° 14. Libro de resúmenes: 700-703. La Serena.

- SAUNDERS, T.D. & PEMBERTON, S.G. 1990. On the palaeoecological significance of the trace fossil *Macaronichnus*. International Sedimentological Congress N° 13. Libro de resúmenes: 26-31. Nottingham.
- SAVDRA, C.E. 2007. Taphonomy of trace fossils. Trace fossils: concepts, problems, prospects (Miller III, W. editor). Elsevier Press: 92-109. Amsterdam.
- SAVDRA, C.E.; BOTTJER, D.J. & SEILACHER, A. 1991. Redox-related benthic events. Cycles and events in Stratigraphy (Einsele, G.; Ricken, W. & Seilacher, A. editores). Springer-Verlag: 524-541. Berlin-Heidelberg-New York.
- SAVDRA, C.E.; OZALAS, K.; DEMKO, T.H.; HUCHISON, R.A. & SCHEIWE, T.D. 1993. Log-grounds and the ichnofossil *Teredolites* in transgressive deposits of the Clayton Formation (Lower Paleocene), Western Alabama. *Palaios*, Vol. **8**, (4): 311-324.
- SCHLIRF, M. & UCHMAN, A. 2005. Revision of the ichnogenus *Sabellarifex* Richter, 1921 and its relationship to *Skolithos* Haldeman, 1840 and *Polykladichnus* Fürsich, 1981. *Journal of Systematic Palaeontology*, Vol. **3**, (2): 115-131.
- SEIKE, K. 2007. Palaeoenvironmental and palaeogeographical implications of modern *Macaronichnus segregatis*-like traces in foreshore sediments on the Pacific coast of central Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **252**: 497-502.
- SEIKE, K. 2008. Burrowing behaviour inferred from feeding traces of the opheliid polychaete *Euzonus* sp. as responde to beach morphodynamics. *Marine Biology*, Vol. **153**, (6): 1.199-1.206.
- SEIKE, K.; YANAGISHIMA, S.I.; NARA, M. & SASAKI, T. 2011. Large *Macaronichnus* in modern shoreface sediments: identification of the producer, the mode of formation, and paleoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **311**, (3-4): 224-229.
- SEILACHER, A. 1955. Spuren und fazies im Unterkambrium. Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan) (Schindewolf, O.H.; Seilacher, A. editores). Akademie der Wissenschaften und der Literatur zu Mainz, Abhandlung Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse: 373-399. Mainz.
- SEILACHER, A. 1964. Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology*, Vol. **3**: 256-253.
- SEILACHER, A. 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine geology*, Vol. **5**, (5-6): 413-428.
- SIMPSON, S. 1957. On the trace fossil *Chondrites*. *Quarterly Journal Geological Society*, Vol. **112**: 475-479.
- STANLEY, S.M. 1977. Coadaptation in the Trigoniidae, a remarkable family of burrowing bivalves. *Palaeontology*, Vol. **20**, (4): 116-119.
- STEINMANN, G. 1884. Reisenotizen aus Chile. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Vol. **1**: 198-203. Stuttgart.







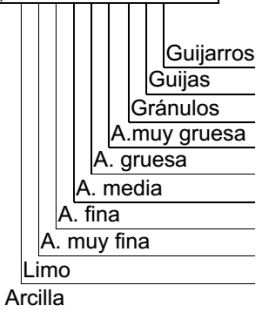
- STEINMANN, G. 1895. Die cephalopoden der Quiriquina-Schichten. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Vol. **14**: 64-94. Stuttgart.
- STEINMANN, G.; DEECKE, W. & MÖRICKE, W. 1895. Das alter und die fauna der Quiriquina-Schichten in Chile. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Vol. **14**: 1-118. Stuttgart.
- STINNESBECK, W. 1986. Zu den faunistischen und palökologischen verhältnissen in der Quiriquina Formation (Maastrichtium) zentral-Chiles. *Palaeontographica A*, Vol. **194**: 99-237. Stuttgart.
- STINNESBECK, W. 1996. Ammonite extinctions and environmental changes across the Cretaceous-Tertiary boundary in central Chile. The Cretaceous-Tertiary Boundary Mass Extinction: biotic and environmental events (MacLeod, N.; Keller, G. editores). Norton Press: 289-302. New York, NY.
- SUÁREZ, M.E. 1999. Un esqueleto postcranial de plesiosaurio del Cretácico Superior de la Formación Quiriquina, VIII Región, Chile. Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados N° 15. Actas **1**: 26. La Plata.
- SUÁREZ, M.E. 2000. Vertebrados fósiles de la Formación Quiriquina (Cretácico Superior) de Chile. *Ameghiniana*, Suplemento, Resúmenes **37**, (4): 33R-34R. Buenos Aires.
- SUÁREZ, M.E. & CAPPETTA, H. 2004. Sclerorhynchid teeth (Neoselachii, Sclerorhynchidae) from the Late Cretaceous of the Quiriquina Formation, central Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. **31**, (1): 89-103. Santiago.
- SUÁREZ, M.E. & FRITIS, O. 2002. Nuevo registro de *Aristonectes* sp. (Plesiosauroidea *incertae sedis*) del Cretácico tardío de la Formación Quiriquina, Cocholgüe, Chile. *Boletín de la Sociedad de Biología de Concepción*, Vol. **73**: 87-93.
- SUÁREZ, M.E. & OTERO, R.A. 2008. Nuevos hallazgos de vertebrados marinos en el Campaniano-Maastrichtiano de Loanco, VII Región. Simposio Paleontología en Chile N° 1. Libro de resúmenes: 78-82. Santiago.
- SUAZO-LARA, F. & OTERO, R.A. 2014. Análisis gráfico bivariado de proporciones vertebrales dorsales en plesiosaurios elasmosáuridos del Cretácico Superior de Chile y Norteamérica: su valor diagnóstico para la identificación de aristonectinos adultos de gran tamaño. Simposio Paleontología en Chile N° 4. Libro de resúmenes: 39. Valdivia.
- TAKAHASHI, K. 1977a. Palinology of the lower Tertiary Concepción Formation, central Chile. *Transactions and proceedings of the Palaeontological Society of Japan*, Vol. **106**: 71-88.
- TAKAHASHI, K. 1977b. Upper Cretaceous palynoflora from Quiriquina Island, Chile. *Bulletin of the Faculty of Liberal Arts, Nagasaki University, Natural Science*, Vol. **17**: 29-53.
- TAKAHASHI, K. 1978. Upper Cretaceous palynofossils from Quiriquina Island, Chile. *Journal of Palynology*, Vol. **14**: 30-49.

- TAKAHASHI, K. 1979. Phytoplankton from the Upper Cretaceous Quiriquina Formation, central Chile. *Bulletin of the Faculty of Liberal Arts, Nagasaki University, Natural Science*, Vol. **19**: 31-37.
- TAYLOR, A.M. & GOLDRING, R. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*, Vol. **150**: 141-148.
- TAYLOR, A.M.; GOLDRING, R. & GOWLAND, S. 2003. Analysis and application of ichnofabrics. *Earth Science Reviews*, Vol. **60**: 227-259.
- TAYLOR, P.D. & WILSON, M.A. 2003. Palaeoecology and evolution of marine hard substrate communities. *Earth-Science Reviews*, Vol. **62**: 1-103.
- THIELE, R.; MORENO, H.; ELGUETA, S.; LAHSEN, A.; REBOLLEDO, S. & PETIT-BREUILH, M.E. 1998. Evolución geológico-geomorfológica cuaternaria del tramo superior del valle del río Laja. *Revista Geológica de Chile*, Vol. **25**, (2): 229-253. Santiago.
- TORRES, T. & BIRÓ-BAGÓCZKY, L. 1986. Xilotomía de coníferas fósiles de la isla Quiriquina, Chile. *Comunicaciones*, Vol. **37**: 65-80.
- UCHMAN, A. 1998. Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: revisión of the Marian Książkiewicz collection and studies of complementary material. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, Vol. **68**: 105-218.
- UCHMAN, A.; BUBNIAK, I. & BUBNIAK, A. 2000. The *Glossifungites* ichnofacies in the area of its nomenclatural archetype, Lviv, Ukraine. *Ichnos*, Vol. **7**: 183-189.
- VALDOVINOS, C. & PARRA, O. 2006. La cuenca del río Biobío: historia natural de un ecosistema de uso múltiple. Publicaciones Centro EULA, Universidad de Concepción: 25 pp. Concepción.
- VÁSQUEZ, P. 2001. Petrología y geotermobarometría del Basamento Metamórfico de la cordillera de la Costa de Chile, entre los 36°30' y 38°00' latitud Sur. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 172 pp. Concepción.
- VERA-TORRES, J.A. 1994. Estratigrafía: principios y métodos. Editorial Rueda: 806 pp. Madrid.
- VEYL, O.C. 1961. Contribución al conocimiento de la geología regional de la Provincia de Concepción. *Minerales, Revista del Instituto de Ingenieros de Minas de Chile*, Vol. **72**: 1-51. Santiago.
- VIVALLOS, J.; RAMÍREZ, P. & FONSECA, A. 2010. Microzonificación sísmica de la ciudad de Concepción, Región del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental N° 12: 3 mapas en una hoja escala 1:20.000. Santiago.
- WEIMER, R.J. & HOYT, J.H. 1964. Burrows of *Callianassa major* Say, geologic indicators of littoral and shallow neritic environments. *Journal of Paleontology*, Vol. **38**, (4): 761-767.

- WENTWORTH, C.K. 1922. A escale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, Vol. **30**, (5): 377-392.
- WETZEL, W. 1930. Die Quiriquina-Schichten als sediment und paläontologischen Archiv. *Palaeontographica A*, Vol. **3**: 49-106. Stuttgart.
- WETZEL, W. 1960. Nachtrag zum fossilarchiv der Quiriquina-Schichten. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, Vol. **1960**, (10): 439-446. Stuttgart.
- WETZEL, A. & WERNER, F. 1981. Morphological and ecological significance of *Zoophycos* in deep-sea sediments off NW Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **32**: 185-212.
- WIGNALL, P.B. 1990. Observations on the evolution and classification of dysaerobic communities. Paleocommunity temporal dynamics: the long-term development of multispecies assemblies (Miller, W. editor). Paleontological Society Special Publications N° 5: 99-111. Knoxville, TN.
- WILCKENS, O. 1904. Revision der fauna der Quiriquina-Schichten (Chile). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Vol. **18**: 181-284. Stuttgart.
- WILLNER, A.P.; GERDES, A. & MASSONE, H.J. 2008. History of crustal growth and recycling at the Pacific convergent margin of South America at latitudes 29° - 36°S revealed by a U-Pb and Lu-Hf isotope study of detrital zircon from late Paleozoic accretionary systems. *Chemical Geology*, Vol. **253**: 114-129.
- WILLNER, A.P.; THOMSON, S.N.; KRÖNER, A.; WARTH, J.A.; WIJBRANS, J.R. & 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**: 1.835-1.858.
- ZHANG, G.; UCHMAN, A.; CHODYŃ, R. & BROMLEY, R.G. 2008. Trace fossils *Artichnus pholeoides* igen. nov. isp. nov. in Eocene turbidites, Polish Carpathians: possible ascription to holothurians. *Acta Geologica Polonica*, Vol. **58**, (1): 75-86. Varsovia.



ANEXO
COLUMNAS
ESTRATIGRÁFICAS

LEYENDA		LITOFACIES							
	Arenisca fangosa	F1	Conglomerado de guijarros y guijas						
	Arenisca con laminación cruzada en surco	F2	Conglomerado arenoso						
	Arenisca	F3	Arenisca conglomerádica interestratificada con conglomerado arenoso						
	Arenisca con niveles conglomerádicos	F4	Arenisca gruesa-muy gruesa granular o ligeramente granular						
	Coquina	F5	Arenisca gruesa fangosa						
	Conglomerado/Grava	F6	Arenisca fina-media con niveles conglomerádicos						
		F7	Arenisca fina de buena a muy buena selección						
		F8	Arenisca fina (F7) con laminación cruzada en surco						
		F9a	Arenisca fina con bioclastos de tamaño gránulo-guijas						
		F9b	Arenisca fina con bioclastos de tamaño gránulo-guijas y restos carbonosos						
		F10	Arenisca fina con restos carbonosos						
		F11	Arenisca fina intercalada con limolita						
GRANULOMETRÍA		TRAZAS FÓSILES							
<table border="1"> <thead> <tr> <th>FANGO</th> <th>ARENA</th> <th>GRAVA</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Phi (ϕ)</td> <td>8 4 3 2 1 0 -1 -2 -6 -8</td> <td></td> </tr> </tbody> </table>  <p>Guijarros Guijas Gránulos A. muy gruesa A. gruesa A. media A. fina A. muy fina Limo Arcilla</p>		FANGO	ARENA	GRAVA	Phi (ϕ)	8 4 3 2 1 0 -1 -2 -6 -8		<p>Ar? cf. <i>Artichnus</i> isp. Bp <i>Bergaueria perata</i> Ga <i>Gastrochaenolites</i> isp. Gt <i>Gastrochaenolites</i> cf. <i>torpedo</i> Ms <i>Macaronichnus segregatis</i> Op <i>Ophiomorpha</i> isp. Oi <i>Ophiomorpha irregulaire</i> On <i>Ophiomorpha nodosa</i> Ph <i>Palaeophycus heberti</i> Pt <i>Palaeophycus tubularis</i> Pl <i>Planolites</i> isp. Rj <i>Rhizocorallium</i> cf. <i>jenense</i></p>	<p>Sc <i>Schaubcylindrichnus coronus</i> Sl <i>Skolithos linearis</i> Sv <i>Skolithos</i> cf. <i>verticalis</i> Tr <i>Teichichnus rectus</i> Tz <i>Teichichnus</i> cf. <i>zigzag</i> Tc <i>Teredolites clavatus</i> Tl <i>Teredolites longissimus</i> Th <i>Thalassinoides</i> isp. Tp <i>Thalassinoides</i> cf. <i>paradoxicus</i> Ts <i>Thalassinoides suevicus</i> Zo? cf. <i>Zoophycos</i> isp. Tvc "Tubos verticales cortos"</p>
FANGO	ARENA	GRAVA							
Phi (ϕ)	8 4 3 2 1 0 -1 -2 -6 -8								

