



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



**DISCUSIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LAS
FORMACIONES QUIRIQUINA, PILPÍLCO,
CURANILAHUE, COSMITO Y CERRO ALTO
DE LA PROVINCIA DE CONCEPCIÓN Y NORTE DE LA
PROVINCIA DE ARAUCO.
REGIÓN DEL BIOBÍO, CHILE**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Alex Danitt Inostroza Amigo

Profesor Patrocinante: Sr. Ramiro Ulises Bonilla Parra
Profesores Comisión: Msc. Abraham Elías González Martínez
Dr. Luis Arturo Quinzio Sinn

Concepción, 2018

ÍNDICE

Página

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. OBJETIVOS	1
1.1.1. Objetivo General	1
1.1.1. Objetivos Específicos	1
1.2. UBICACIÓN ÁREA DE ESTUDIO	2
1.3. TRABAJOS ANTERIORES	3
1.4. METODOLOGÍA	6
1.5. CLIMA, FLORA Y FAUNA	6
1.6. AGRADECIMIENTOS	9
2. MARCO GEOLÓGICO	10
2.1. ROCAS METAMÓRFICAS	10
2.1.1. Edad del protolito	11
2.2. ROCAS INTRUSIVAS	12
2.3. ROCAS ESTRATIFICADAS	13
2.3. 1. Formación Quiriquina	13
2.3. 2. Formación Pilpilco	14
2.3. 3. Formación Curanilahue	16
2.3. 4. Formación Cerro Alto	17
2.3. 5. Formación Cosmito	20
2.3. 6. Formación Boca Lebu	20
2.3. 7. Formación Trihueco	21
2.3. 8. Formación Millongue	21
2.3. 9. Formación Ranquil	22
2.3.10. Formación Tubul	23
2.3.11. Formación Andalién	23
2.3.12. Depósitos Cuaternarios	24
3. MARCO TECTÓNICO	25
4. MARCO TEÓRICO	27
4.1. NATURALEZA DE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	28
4.2. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS FORMALES	28

4.3. PROCEDIMIENTOS PARA ESTABLECER UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	30
4.4. PROCEDIMIENTO PARA EXTENDER LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	31
5. RESEÑA ESTRATIGRÁFICA	32
5.1. CRETÁCICO SUPERIOR	32
5.2. PALEÓGENO INFERIOR	34
6. DISCUSIÓN	39
6.1. CRETÁCICO – PALEÓGENO	39
6.1.1. Antecedentes aportados por otros autores	39
6.1.2. Análisis	45
6.2. Terciario en Arauco, Concepción e Isla Quiriquina	55
6.2.1. Correlaciones litoestratigráficas	55
7. DESCRIPCIÓN DE LAS FORMACIONES PROPUESTAS	58
7.1. FORMACIÓN QUIRIQUINA	58
7.1.1. Definición, distribución y relaciones estratigráficas	58
7.1.2. Litología y potencia	62
7.1.3. Edad y correlaciones estratigráficas	71
7.1.4. Ambiente de depositación	72
7.1.4.1. Litofacies	72
7.1.4.2. Biofacies	75
7.1.4.3. Icnofacies	81
7.2. FORMACIÓN CURANILAHUE	84
7.2.1. Definición, distribución y relaciones estratigráficas	84
7.2.2. Litología y potencia	85
7.2.3. Edad y correlaciones estratigráficas	87
7.2.4. Ambiente de depositación	89
7.2.4.1. Litofacies	89
7.2.4.2. Análisis palinológico	90
8. CONCLUSIONES Y PROPUESTAS	92
9. RECOMENDACIONES	96
19. REFERENCIAS	97

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1.1 Mapa de ubicación de la zona de estudio y sus principales localidades	2
1.2 Tipos de climas de la Región del Biobío	7
6.1 Columna estratigráfica “Estadio Cap, C1”	50
6.2 Columna estratigráfica “Puente Perales, C2”	51
6.3 Columna estratigráfica “Cerro San Miguel, C3”	52
6.4 Columna estratigráfica “Inicio Ruta del Itata, C4”	53
6.5 Columna estratigráfica “Playa Blanca, C5”	54
6.6 Correlación de columnas estratigráficas del Paleógeno Inferior en la Bahía de Arauco, Bahía de Concepción e Isla Quiriquina	57
7.1 Mapa de afloramientos de la Formación Quiriquina y Formación Curanilahue en el área de estudio	59
7.2 Columna representativa de la Formación Quiriquina	70

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
2.1 Formaciones definidas en el área de estudio, por autor y edad	24
4.1 Términos para las distintas categorías de las unidades estratigráficas	27
5.1 Evolución cronológica de la nomenclatura del Cretácico Superior-Terciario para el área de estudio	38
7.1 Código de litofacies utilizado en rocas estratificadas	73

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía	Página
7.1 Contacto Formación Quiriquina con Basamento Metamórfico en Playa Cocholgüe	61
7.2 Contacto Formación Quiriquina con Basamento Metamórfico y con Formación Curanilahue en la Entrada Ruta Itata	62
7.3 Conglomerado polimíctico de Formación Quiriquina en Caleta Cocholgüe ...	64
7.4 Areniscas amarillas de Formación Quiriquina en la localidad de la Bahía de San Vicente	65
7.5 Coquina en contacto con los Granitoides de Concepción en Playa el Morro ...	66
7.6 Areniscas verdes con concreciones calcáreas	67
7.7 Nivel de rocas afines a “Formación Pilpilco”, incluidas en este trabajo dentro de la Formación Quiriquina	68
7.8 Diente de elasmobranquio de secciones superiores de la Formación Quiriquina	81
7.9 <i>Thalassinoides</i> isp. y <i>Ophiomorpha</i> isp. en afloramiento en entrada a Cocholgüe	83

ÍNDICE DE MICROFOTOGRAFÍAS

Microfotografía	Página
7.1 <i>Haloragacidites harrisii</i>	91

Resumen

En este trabajo se estudia la estratigrafía perteneciente al periodo Cretácico-Paleógeno Inferior (Paleoceno?-Eoceno Inferior) de las rocas que afloran en el sector occidental del continente Americano entre las localidades de Lebu, en el Sur y Dichato, en el Norte, Región del Biobío, Chile.

Las rocas cretácicas que afloran en el área de estudio conforman una reconocida unidad litoestratigráfica, llamada Formación Quiriquina, la cual consiste en rocas depositadas en un periodo de transgresión y que consta de litologías marinas, tales como conglomerados, areniscas amarillas, niveles de coquina y areniscas con concreciones calcáreas. Esta secuencia presenta gran cantidad de fósiles, los cuales han sido muy útiles para determinar la edad de esta formación, la que fue asignada a la parte superior del Maastrichtiano Inferior y/o el comienzo del Maastrichtiano Superior hasta la parte superior del Maastrichtiano Superior (Salazar, 2004). En base al análisis de distintos estudios geológicos hechos en la zona, este trabajo propone la incorporación de la Formación Pilpilco a la parte superior de la Formación Quiriquina.

Dentro de las formaciones paleógenas reconocidas en el área de estudio se encuentran la Formación Curanilahue definida en el sector de Arauco, la Formación Cosmito identificada y descrita en la Estación de Ferrocarril Cosmito, ubicada a 5 km al Norte de Concepción y la Formación Cerro Alto descrita en la Isla Quiriquina. Todas estas unidades de roca presentan gran similitud en su litología y contenido de paleoflora por lo que han sido propuestos como formaciones equivalentes. Estas formaciones contienen mantos de carbón con espesores que varían dependiendo del sector. La litología que las constituye es principalmente areniscas de grano medio, en parte conglomerádicas, niveles de lutitas, arcillolitas y mantos de carbón.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. OBJETIVO GENERAL

El objetivo principal de esta Memoria es estudiar y generar una discusión o propuesta estratigráfica referente a las formaciones Quiriquina, Pilpilco, Curanilahue, Cerro alto y Cosmito, las cuales han sido descritas con anterioridad y presentan similitudes o continuidad entre ellas. Es por esto que a partir del estudio petrológico, estratigráfico y paleontológico en el área de estudio y sobre la base de conceptos teóricos de la estratigrafía, se pretende unificar criterios litológicos y proponer nuevos límites o correlaciones para estas formaciones geológicas.

1.1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Recopilar toda la información disponible del área referente a las formaciones aludidas en esta Memoria.
- Estudio detallado de las diferentes unidades estratigráficas del Cretácico-Eoceno Inferior del área de estudio.
- Integrar conocimientos teóricos relacionados a la estratigrafía y los códigos internacionales que la rigen, para luego aplicarlas en este trabajo.
- Revisar y seleccionar los antecedentes que existen a la fecha de las descripciones principalmente litológicas y de contacto entre los límites de las formaciones Quiriquina y Pilpilco.
- Generar una discusión en base a lo que diversos autores postulan en el área de estudio, referente al tema tratado en esta Memoria.
- Correlacionar las formaciones Curanilahue, Cerro Alto y Cosmito haciendo equivalencia entre ellas.
- Hacer una proposición de nuevos rangos y categorías estratigráficas de unidades correspondientes al límite Cretácico-Terciario en el área de estudio. Todo esto, sobre la

base de los códigos que rigen la estratigrafía y de la información disponible en columnas estratigráficas y/o descripciones litológicas.

1.2. UBICACIÓN AREA DE ESTUDIO

El área que comprende esta Memoria se encuentra dentro de la Provincia de Concepción, Región del Biobío, Chile. Delimitada al Norte por la localidad de Dichato, y al Sur por la localidad de Lebu. Los sectores que concentran los estudios, están principalmente hacia el sector occidental del continente, casi bordeando la costa, abarcando localidades como; Concepción, Tomé, Lirquén, Talcahuano, Penco, Pingüeral, Coronel, Lota, Arauco, Curanilahue, Lebu, entre otras.

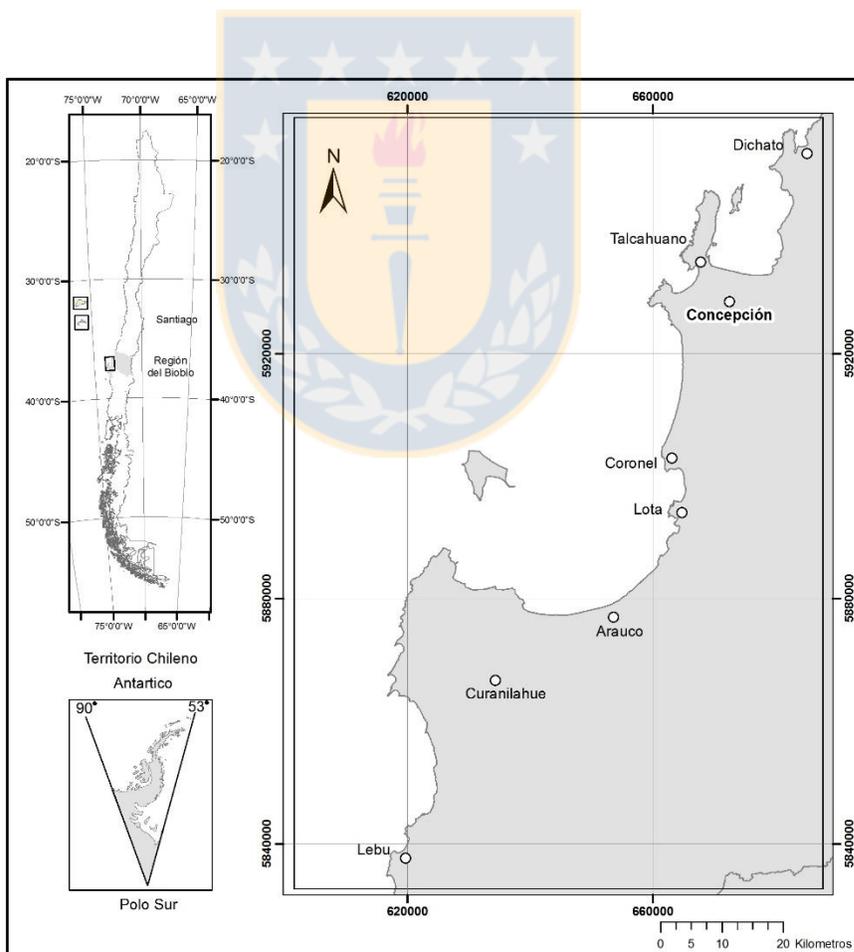


Figura 1.1: Mapa de ubicación de la zona de estudio y sus principales localidades.

1.3. TRABAJOS ANTERIORES

Tavera (1942) estudia la paleontología del Terciario de Arauco, definiendo como “Piso Boca Lebu” a la secuencia marina inferior del antiguo “Piso Concepción” y como “Piso Millongue” a la secuencia marina que se encuentra bajo la discordancia determinada por el autor entre el Eoceno y el Mioceno.

Muñoz-Cristi (1946) establece un nuevo cuadro estratigráfico para el Terciario de Arauco. Define dos pisos carbogénicos separados por una secuencia marina: “Piso Trihueco” en la parte superior, y “Piso de Curanilahue”, en la parte inferior; Este último lo subdivide en cuatro horizontes que son: “Horizonte Pilpilco”, “Horizonte Lota”, “Horizonte Intercalación” y “Horizonte Colico”.

Sylvester & Sangüeza (1948) en su publicación “Contribución a la Geología de la Bahía de Concepción”, comparan las rocas estratificadas encontradas en Lirquén y Cosmito con las presentes en la zona carbonífera de Arauco.

Muñoz-Cristi (1954) hace una descripción de la geología general de las provincias de Concepción y Arauco, menciona la presencia de una potente secuencia de sedimentos marinos y continentales del Triásico, en el curso inferior del Río Biobío. En este trabajo mantiene la división del Eoceno de la Provincia de Arauco y Concepción en los pisos Curanilahue, Boca Lebu, Trihueco y Millongue. A su vez conserva la división del piso Curanilahue en los horizontes Pilpilco, Lota, Intercalación y Colico.

Muñoz-Cristi (1956) eleva de categoría a las unidades de rocas antes llamadas Pisos a formaciones y miembros del Paleógeno en la zona de Arauco.

Schultz (1964) en su Memoria para optar al Título de Geólogo, realiza un estudio de la geología regional de Concepción, representando en el Mapa Geológico de Punta Tomé las distintas unidades litológicas, además de confeccionar algunos perfiles.

Muñoz-Cristi (1968) clasifica unas areniscas verdosas de origen principalmente volcánico dentro de la Formación Pilpilco, pertenecientes al Eoceno, sobre la base de estudios hechos en sondajes perforados por la Compañía de Acero del Pacífico al sur de Arauco.

Mártinez (1968) analiza los esquemas estratigráficos clásicos sobre el Terciario Central en base a nuevos conocimientos cronoestratigráficos y paleoecológicos y luego propone nuevos esquemas

“espacio-temporales” de engranes laterales de algunas formaciones. Además establece la edad del “Piso Millongue” basándose en foraminíferos.

Chotin (1969) distingue el Batolito Costero granodiorítico, el Basamento Metamórfico y una cobertura sedimentaria Cretácica y Terciaria en el sector de Tomé.

González-Bonorino & Aguirre (1970) describe el Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa entre los 34° y 41°S, y define tres series metamórficas: Zona Pichilemu (presión intermedia a baja), Zona Curepto (presión intermedia a alta) y Zona Nirivilo (presión baja), diferentes entre sí por las estructuras y por el tipo de metamorfismo.

Aguirre & otros (1972) dividen al Basamento Metamórfico en dos series: la Serie Occidental, de razón P/T media a alta y la Serie Oriental, de razón P/T intermedia. Las dos series mencionadas estarían ligadas genética, espacial y temporalmente entre sí, y conformarían un Cinturón Metamórfico Pareado (Miyashiro, 1961), existiendo entre ambas una extensa zona de sutura de elongación N-S (Ernst, 1975).

Bonilla & Chávez (1976) reconocen 10 ciclos sedimentarios de transgresión-regresión en los sedimentos meso-cenozoicos durante el Cenoniano y el Plioceno

Hervé (1977) estudia en escala 1:250.000 la Cordillera de Nahuelbuta centrado en el análisis estructural, petrográfico, mineralógico y geoquímico de las rocas metamórficas. El autor concluye que las rocas de la Serie Oriental tienen un protolito relacionado a secuencias turbidíticas que posteriormente fueron afectadas por un metamorfismo polifásico. También estudia los granitoides que intruyen las rocas metamórficas, que corresponden a un núcleo homogéneo principal de tonalita y granodiorita, y facies marginales de granito de biotita, muscovita (\pm granate y silimanita).

Gajardo (1981) confeccionó la Hoja Concepción-Chillán para el Servicio Nacional de Geología y Minería e identificó en el área comunal las siguientes unidades: Batolito de la Costa, la serie Oriental del Basamento Metamórfico y las Formaciones Quiriquina y Curanilahue.

Biró (1982) redefine la Formación Quiriquina, dando a conocer todos los lugares donde aflora en la Ciudad de Concepción y alrededores. Le asigna edad Cretácico Superior (Campaniano-Maastrichtiano) a esta formación.

Stinnesbeck (1986) hace descripciones faunísticas, como así también aporta detalles sobre la secuencia bioestratigráfica y las condiciones paleoecológicas en las que se depositó la Formación Quiriquina.

Gallardo (1994) en un estudio petrográfico estructural y de facies en el interior de la Mina de Lota, presenta una columna estratigráfica tipo para el Miembro Lota, definida en la Mina Lota. Los 225 m de esta columna superan los 175 m definidos por Muñoz Cristi, 1946.

Leppe & otros (1997) concluyen, en base a estudios paleobotánicos, que existen afinidades entre la flora de Formación Quiriquina y las floras tropicales de Sudamérica ecuatorial y las floras templadas de la Antártica.

Bandel & Quinzio (1999) señalan el hallazgo de trazas fósiles en filitas de la Serie Oriental cerca de Concepción, sugiriendo un ambiente depositacional periglacial y estiman una edad Carbonífero-Pérmico.

Creixell (2001) estudió la petrología y geoquímica del Batolito Costero y del Plutón Hualpén, de edad Triásico.

Vásquez (2001) mediante geotermobarometría determina la influencia, mineralogía, facies y grado del metamorfismo tipo Barroviano y Buchan en el Basamento Metamórfico entre la ciudad de Concepción y la Cordillera de Nahuelbuta.

Lépez (2002) caracteriza geológicamente la Hoja de Tomé, para una futura aplicación en geología ambiental y ordenamiento territorial.

Salazar (2004) analiza los ammonites del Maastrichtiano de Formación Quiriquina, mediante un estudio de paleontología sistemática, y de perfiles de detalle, con el fin de establecer zonaciones bioestratigráficas y determinar afinidades paleobiogeográficas.

Los cursos de Geología de Campo II de la Carrera de Geología (Universidad de Concepción), desde el año 2000 hasta la actualidad, hacen levantamientos geológicos, en partes o en la totalidad de la zona de estudio, los cuales han sido considerados durante la elaboración de esta Memoria.

1.4. METODOLOGÍA

1.4.1. ETAPA DE RECOPIACIÓN Y ESTUDIO BIBLIOGRÁFICO

La primera etapa para realizar este trabajo consistió en recopilar toda la información bibliográfica disponible, relacionada con los tópicos que trata esta Memoria, tales como estratigrafía, paleontología y petrografía de las formaciones presentes en el área de estudio y en especial de las formaciones Quiriquina, Pilpilco, Curanilahue, Cerro Alto y Cosmito.

Posteriormente se hace lectura y revisión de escritos relacionados a la estratigrafía y su aplicación en la definición formal de una Formación o Unidad Litoestratigráfica. Luego de esto se hace una síntesis y ordenamiento de la información que entregan diversos autores.

1.4.2. ETAPA DE INTERPRETACIÓN

Posteriormente se hacen análisis e interpretaciones geológicas de cada una de estas formaciones (Quiriquina, Pilpilco, Curanilahue, Cosmito y Cerro Alto), sobre la base de las descripciones y columnas estratigráficas hechas en el área de estudio para determinar las similitudes entre ellas y poder así concluir las diferentes propuestas. Las principales columnas estratigráficas que se utilizan para este trabajo fueron confeccionadas y/o revisadas por el autor en el curso de Geología de Campo II o posteriormente.

1.5. CLIMA, FLORA Y FAUNA

El Instituto Geográfico Militar (2001) define a la Región del Biobío como un sector de transición entre el clima mediterráneo (estación lluviosa en invierno y período seco relativamente más prolongado en verano) y el clima templado húmedo que prevalece hacia el sur, (caracterizado por la ausencia de estación seca y por una estación invernal húmeda, nubosa y de temperaturas moderadas).

Las características climáticas de la Región del Biobío están definidas principalmente por su ubicación geográfica, la topografía y la circulación atmosférica del área.

La Cordillera de la Costa, principal unidad de relieve en la región, y el factor atmosférico del Ciclón del Pacífico Sur, ubicado entre los 20° y 40°S, son los responsables de la marcada influencia marítima en la zona (Muñoz & otros, 2005).

Localmente, en el área de estudio, la temperatura fluctúa entre los 8° a los 19° C durante el año y las precipitaciones van desde los 1.000 mm a los 1.200 mm anuales. Las variaciones climáticas que se pueden percibir están sujetas a los principales factores climáticos; las temperaturas y las precipitaciones (Intendencia VIII Región del Biobío, 1976).

De acuerdo a la clasificación climática de Devynck (1970), en la Región del Biobío predominarían cuatro tipos de clima (3, 4, 5 y 7), de los cuales en el área de estudio es posible encontrar principalmente tres (Figura 1.2):

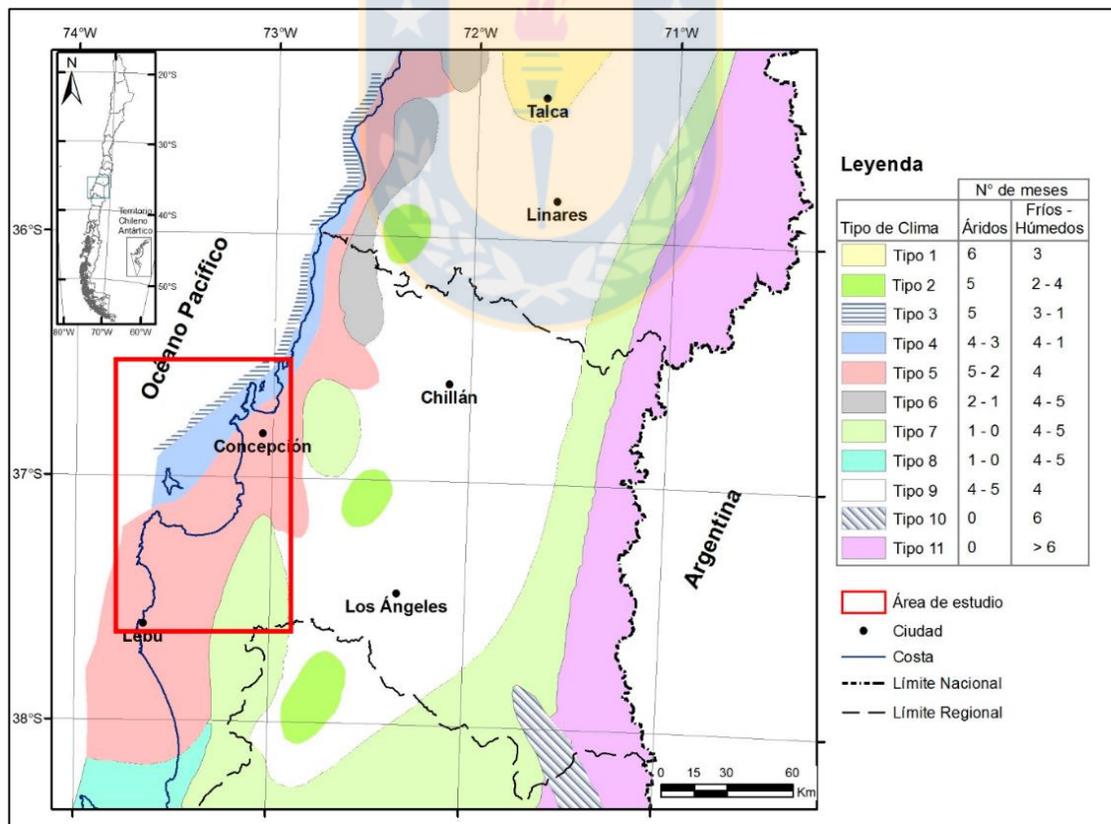


Figura 1.2: Tipos de climas de la Región del Biobío (explicación en el texto). Modificado de Geología de Campo II, 2013.

- *Clima de carácter oceánico o tipo 4* (estaciones tipo: Punta Tumbes y Punta Lavapié): se distribuye en el margen occidental del continente, caracterizado por cuatro a tres meses áridos y uno a cuatro meses fríos-húmedos, con temperaturas medias de 9°- 10°C en julio y 16°- 17°C en enero. Las precipitaciones no superan los 1.000 mm anuales
- *Clima de la Cordillera de la Costa con amplitud térmica moderada, valles del Itata y Biobío o tipo 5* (estación tipo: Concepción): caracterizado por cinco a dos meses áridos y cuatro meses fríos-húmedos. La temperatura es 1° superior al clima tipo 3 y la oscilación térmica similar, bordea los 7°C anualmente. La pluviometría alcanza normalmente los 1.200 mm anualmente.
- *Clima templado húmedo sin meses secos o tipo 7* (estación tipo: Contulmo): se extiende al S del Río Biobío, cerca del límite con Argentina y en un sector restringido de la Cordillera de la Costa, entre los ríos Itata y Biobío. Presenta máximo un mes árido y cuatro a cinco meses fríos – húmedos. Por efecto de la continentalidad, contempla un aumento en la temperatura durante los meses de verano llegando a una media de 20°C en enero. Se distingue por una mayor pluviosidad anual del orden de los 2.000 mm.
- En el extremo occidental existe un clima de tipo 3, caracterizado por cinco meses áridos y uno a tres meses fríos-húmedos; se extiende entre los 35° y 37° de latitud S, presentando menores precipitaciones que los climas descritos anteriormente.

La flora de la zona de estudio está controlada principalmente por plantaciones forestales de tipo exótica de interés comercial como el pino insigne y eucaliptus (*Eucaliptus globulus*), las cuales paulatinamente han ido sustituyendo a la vegetación nativa.

En cuanto a la vegetación autóctona en el área de estudio, en general es escasa y está compuesta por olivillo (*Aetoxicon punctatum*), canelo (*Drymis winteri*), laurel (*Laurelia sempervirens*), roble (*Nothofagus oblicua*), boldo (*Peumus boldus*), raulí (*Nothofagus alpina*), lenga (*Nothofagus pumilio*), lingue (*Persia lingue*) y mañío (*Podocarpus saligna*). Además es posible encontrar arbustos como mora y murtilla, y árboles frutícolas como membrilleros y manzanos.

La fauna está concentrada en la provincia de Ñuble hacia la cordillera, en la Provincia de Arauco hacia la costa y en el Parque Nahuelbuta. Gran parte de los ejemplares que se pueden encontrar son

especies introducidas para la actividad ganadera y agropecuaria, entre los que se destacan equinos, bovinos y ovinos. Entre las especies nativas se cuentan lobos de mar, pudús, pumas, zorros, chingues, conejos, liebres, coipos, vizcachas, gorriones, torcazas, zorzales, loicas, búhos y gaviotas. Además es posible encontrar fauna adaptada a los matorrales espinosos como el caso de numerosos roedores. Entre los insectos se cuentan coleópteros, lepidópteros, himenópteros y arácnidos.

1.6. AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a todas las personas que han hecho posible la confección de esta Memoria, primero que todo a mi profesor patrocinante Ramiro Bonilla Parra, también a aquellos que conforman la comisión Luis Arturo Quinzio Sinn y Abraham González Martínez, además de otros docentes del Departamento de Geología de la Universidad de Concepción, entre ellos, Verónica Pineda, Alfonso Encinas y Sylvia Palma, que han tenido muy buena disposición a responder mis inquietudes, y me han facilitado gran cantidad de material indispensable para el desarrollo de esta Memoria. También doy gracias a la disponibilidad y buena voluntad de Don Luis Vásquez a transmitir sus conocimientos y a ayudar en temas técnicos relacionados al diseño de mapas y la cartografía. Finalmente, por supuesto no puedo dejar de agradecer al apoyo más importante en este proceso, aquel que me ha brindado mi familia, padre y madre, quienes siempre han mostrado mucha preocupación no solo por mi desarrollo como profesional, sino también como persona, y que además, a pesar de las situaciones adversas han estado en todo momento apoyándome, emocional y económicamente, entre otros aspectos.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. ROCAS METAMÓRFICAS

En la zona de estudio las rocas más antiguas, pertenecientes a la Era Paleozoica, son metamórficas e ígneas.

El Basamento Metamórfico Paleozoico de la Cordillera de la Costa se extiende aproximadamente entre los 34° y 47° de latitud sur, ha sido dividido en dos series de acuerdo a sus características litológicas, estructurales y grado de metamorfismo (Aguirre & otros, 1972); estas dos series son la Oriental y Occidental, y constituyen el llamado Cinturón Metamórfico Pareado (González-Bonorino y Aguirre, 1970; Aguirre y otros, 1972; Hervé, 1977; Hervé, 1988), definido por Miyashiro (1961).

La Serie Oriental está compuesta por una secuencia de metapelitas y metapsamitas, que han sido interpretadas como sedimentos turbidíticos depositados en un ambiente marino profundo de antearco (Cartes, 2004), entre el Devónico y el Carbonífero temprano, en un contexto de margen pasivo (Hervé, 1988).

La serie Occidental, está compuesta principalmente por esquistos de cuarzo, feldespato (esquistos nodulares de albita), micaesquistos, metachert, esquistos verdes (metabasitas) y algunos cuerpos serpentiniticos. Estas rocas se encuentran metamorfizadas a facies de esquistos verdes y, en algunos sectores, se observan transiciones a facies de esquistos azules, producidas por acreción basal inicial (Vásquez, 2001), lo que se evidencia por la presencia de glaucófano a lo largo de la serie y lawsonita en Chiloé (Aguirre & otros, 1972).

Entre la ciudad de Concepción y la Cordillera de Nahuelbuta, Vásquez (2001) determinó un grado de metamorfismo tipo Barroviano de medio a intermedio P/T, al cual se le sobreimpone un metamorfismo de tipo Buchan de baja presión y alta temperatura asociado a la intrusión de batolito costero del Paleozoico tardío (Hervé, 1977; Vásquez, 2001; Cartes, 2004). Este último evento termal, generó una zonación mineral paralela al batolito que va desde zona de biotita, zona de andalucita, hasta zona de sillimanita más cercano a este cuerpo ígneo. Dataciones Rb-Sr y K-Ar realizadas en las zonas de andalucita y sillimanita indican periodos cortos de metamorfismo termal.

2.1.1. EDAD DEL PROTOLITO Y METAMORFISMO

Existen pocos indicios para determinar la edad de sedimentación, sin embargo, dataciones históricas indican un inicio de la depositación del protolito en el Silúrico (Tavera, 1983) basándose en el contenido fosilífero; por otro lado, Miller & Sprech (1978 en Hervé, 1988) asignan una edad devónica dada por braquiópodos encontrados en Isla Patranca en la Región de Aysén. Esta última datación se ve respaldada por los antecedentes de Levi & otros (1966 en Hervé, 1988), quienes registran contenido de trilobites, crinoideos, tetracorales y nautiloideos en Chiloé, los cuales fueron transportados por corrientes turbidíticas. Debido a lo anterior se reconoce un inicio de la depositación en el Silúrico-Devónico, de acuerdo a dataciones Rb/Sr y microfósiles en el norte de Chile (Hervé, 1988) y a edades U/Pb en circones detríticos (Duhart & otros, 2001 en Willner & otros, 2005).

Los procesos de deformación comienzan con el inicio de la subducción poco antes de los 320 Ma, de acuerdo a dataciones Ar/Ar en micas blancas realizadas por Willner & otros (2005). Durante esta etapa se desarrolla la acreción frontal que perdura hasta el término de la subducción a los 224 Ma, al retirarse el slab subductante (Willner & otros, 2005). Entre los 319±17 Ma y 292±2 Ma, de acuerdo a dataciones Ar/Ar se produce un máximo en las condiciones de alta presión (Willner & otros, 2005), que se reconoce para la Serie Occidental.

A los 308±15 Ma (edades Rb/Sr) se registra un pulso en la etapa más temprana de la intrusión del batolito, marcando un cambio en el modo de deformación (Willner & otros, 2008); la acreción frontal continúa durante todo el período de deformación del cuerpo metamórfico, sin embargo, el origen de la acreción basal es contemporáneo a éste. Willner & otros (2005) asignan una edad de inicio de la sobreimposición de un corto período de metamorfismo de contacto de alta temperatura (400°-700°C) a los 301±1 Ma, provocado por un “domo termal” con el batolito costero como centro, lo que genera una zonación en el grado metamórfico de las rocas metapsamopelíticas (Richter & otros, 2007). El período progrado de metamorfismo asociado al intrusivo perdura hasta los 296±2 Ma, de acuerdo a dataciones Ar/Ar (Willner & otros, 2005).

Trabajos realizados en el área de Lirquén por Lucassen & otros (2004) corroboran los efectos termales de la intrusión del batolito en la Serie Oriental, calculando edades de 298±8 Ma (K/Ar en micas blancas) para la fracción <2µm y de 264±6 Ma para la fracción <0,2 µm. Las mayores

granulometrías indican la influencia directa de las temperaturas más altas por efecto de la intrusión, puesto que los cristales poseen condiciones más favorables para su desarrollo, mientras que las granulometrías más finas indicarían un descenso en la superposición de las condiciones termales por enfriamiento del sistema.

Evidencias del fin de la deformación son registradas por Glodny & otros (2005) en la Serie Occidental y corresponden a zonas de cizalle extensional de pequeña escala y mineralización en vetillas post-cinemáticas con una edad Rb/Sr cercana a 235 ± 2 Ma. Entre los 235 y 206 Ma, mediante dataciones de trazas de fisión en circones, Willner & otros (2005), identifica un enfriamiento sincronizado para ambas series durante distintos periodos de exhumación. En particular la baja tasa de exhumación indica que la región deja de ser tectónicamente activa y cesa la acreción. Cambios posteriores en el complejo pueden deberse al reajuste de las condiciones P-T del sistema, identificando etapas de metamorfismo retrógrado.

2.2. ROCAS INTRUSIVAS

Las rocas intrusivas en esta zona están representadas por el Batolito Costero del Centro Sur de Chile, el cual se extiende desde Valparaíso hasta la zona de Falla de Lanalhue (37° - 38° Lat. Sur) en una franja con orientación NNE-SSW (Hervé & otros 1987). Estas rocas han sido asignadas al periodo Carbonífero-Pérmico (Hervé & otros 1987), sin embargo, también afloran en la zona intrusivos del Triásico Superior (Hervé, 1988) y del Jurásico (Gajardo, 1981).

El Batolito Costero del Centro Sur está compuesto principalmente por granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita (Parada, 1990 en Creixel 2001), con sectores de dioritas cuarcíferas y granitos.

Este cuerpo intrusivo se encuentra zonado lateralmente, en él, las granodioritas y tonalitas forman la parte central y hacia los bordes se desarrollan rocas más diferenciadas (Creixel, 2001).

Creixel (2001) propone subdividir el Batolito Costero en 3 subunidades; la primera de ellas ubicada en el área urbana de la ciudad de Concepción, asignada con el nombre de Granitoides de Concepción, compuesto principalmente por monzogranitos de biotitas y tonalitas de biotita y muscovita aflorantes en el sector Norte de Concepción, también es posible encontrar rocas hipabisales de composición tonalítica.

La segunda subunidad llamada Tonalitas de Santa Juana, aflora en las cercanías de la localidad homónima, compuesta principalmente por tonalitas de anfíbol cálcico y biotita.

Finalmente, más hacia el sur, entre las latitudes de Curanilahue y Cañete, en la zona central y margen occidental de la Cordillera de Nahuelbuta afloran los Granitoides de Nahuelbuta, que corresponden a granodioritas de biotita y de biotita y anfíbol, y en menor cantidad, tonalitas de biotita y anfíbol, además de diques leucograníticos, que intruyen a las granodioritas y tonalitas.

Las rocas triásicas descritas en el área, representadas por un plutón, solo afloran en la Península de Hualpén. Litológicamente constituido de monzogranitos y monzonitas leucocráticas con diques porfídicos granodioríticos y tonalíticos (Gana & Hervé, 1983 en Creixell, 2001) compuestos esencialmente de cuarzo, plagioclasa, ortoclasa y biotita.

De acuerdo a dataciones K-Ar, estas rocas poseen una edad de 202-218 Ma, lo que corresponde al periodo Triásico Superior (Hervé & otros, 1987). Su génesis, está asociada a condiciones epizonales. Esto se determinó gracias a estudios geoquímicos realizados en estas rocas que arrojaron composiciones fuertemente peraluminosas y razones de Sr87/Sr86 elevadas (0,713) (Creixell, 2001; Lucassen & otros, 2004).

2.3. ROCAS ESTRATIFICADAS

Las rocas estratificadas en el área de estudio están representadas por formaciones que van desde el Cretácico Superior hasta depósitos no consolidados correspondientes al Cuaternario.

2.3.1. FORMACIÓN QUIRIQUINA

Definida por Biro & otros (1982) y descrita como una secuencia siliciclástica depositada en un ambiente marino en el Cretácico Superior. Su localidad tipo fue establecida en Bahía Las Tablas, en la Isla Quiriquina, y su localidad paratipo en Caleta Cocholgüe. La litología de esta formación, descrita en su localidad tipo, consiste en un conglomerado basal, areniscas amarillas, niveles de coquina y zona de areniscas con concreciones calcáreas (Salazar, 2004). La máxima potencia reconocida es en los afloramientos de su localidad tipo, en Bahía las Tablas, con un espesor de 65 m (Salazar, 2004).

La edad de esta formación se determinó sobre la base de su contenido fosilífero. Biró (1982) lo asigna al Campaniano-Maastrichtiano y Stinnesbeck (1986) propone edad Maastrichtiano; finalmente Salazar (2004) la restringe al Maastrichtiano Superior.

Estas rocas se disponen en inconformidad sobre las rocas metamórficas de la Serie Oriental y los Granitoides de Concepción e infrayace concordante a la Formación Curanilahue y en paraconformidad a los depósitos del Cuaternario (Salazar, 2004). Por su parte, Galli (1967) expresa una concordancia entre las rocas cretácicas y las capas terciarias asignadas a la Formación Cosmito.

2.3.2. FORMACIÓN PILPILCO

Definida inicialmente por Muñoz Cristi en 1946 como “Horizonte Pilpilco” y posteriormente elevada por el mismo autor en 1968 a la categoría de Formación Pilpilco. El nombre de la formación deriva del Río Pilpilco, que se encuentra al sur de Curanilahue, donde existe buena representación de la unidad.

Su litología está compuesta de areniscas verdes de grano medio a grueso, arcillosas, de carácter marino-litoral, y se dispone en el sector oriental de Arauco, al norte de Ramadilla, en las minas de Lota (Muñoz Cristi, 1946; Frutos, 1967); en la región de Laraquete (Muñoz Cristi, 1946); y en los sondeos al sur de la localidad de Arauco y al oeste de Carampangue (Muñoz Cristi, 1968). En estos afloramientos, la Formación Pilpilco sobreyace al Basamento Metamórfico y posee características continentales en la base de algunas secciones (Pineda, 1983). Sobre este nivel continental, que consiste en brechas, conglomerados y areniscas conglomerádicas, gradualmente pasa a arcillas lúmnicas las cuales, a su vez, a areniscas verdes de grano fino a medio en parte conglomerádicas y arcillosas. Estas últimas tienen intercalaciones de arcillas carbonosas, en algunos casos con restos vegetales y mantos insignificantes de carbón (Pineda, 1983).

Al sur de Ramadilla, la Formación Pilpilco ha sido reconocida por Muñoz Cristi (1946) en los ríos Nahuelan y Carampangue, en sondeos en la región de Colico Sur, en el valle Río Trongol, en sondeos en el valle del Río Pilpilco, en la región de Cuyinco, y en el perfil de Antihuala (Muñoz Cristi, 1946 en Pineda, 1983).

En estos afloramientos, la Formación Pilpilco yace exclusivamente sobre estratos marinos del Cretácico, excepto en la región de Curanilahue donde la franja de afloramientos de la Formación Quiriquina se interrumpe (Pineda, 1983). En la base se observa un conglomerado fino o areniscas conglomerádicas, sobre las que se alternan bancos de areniscas medias a finas con otras bastante gruesas; algunas areniscas son arcósicas o glauconíticas. También en algunas secciones se alternan bancos de arcilla y rodados. En la región de Colico Sur, el techo de la Formación Pilpilco se compone de una capa de areniscas gruesas. En el sector de las Quemadas, al este de Curanilahue, aflora un Eoceno continental (Muñoz Cristi, 1946).

La Formación Pilpilco descansa discordante (actualmente inconformidad) sobre el Basamento Metamórfico y en paraconformidad sobre la Formación Quiriquina, e infrayace concordantemente a los sedimentos portadores de carbón asignados a la Formación Curanilahue (Pineda, 1983).

Estudios de sondajes y columnas revelan que el espesor máximo para esta unidad es de 180 m en Colico Sur, y que este espesor va disminuyendo hacia el sur y también hacia el este (Muñoz Cristi, 1946). El mismo autor determina una edad Eoceno, sobre la base sus relaciones de contacto con las formaciones adyacentes.

En la Península de Arauco es posible observar dos sectores de sedimentación característica (Pineda, 1983): Un sector corresponde a las secuencias reconocidas en las minas de Lota a Ramadilla, donde la base de la Formación Pilpilco tiene características continentales (Pineda, 1983). Hacia el techo las facies pasan gradualmente a marinas, representadas por areniscas verdes con algunas intercalaciones de niveles de arcillas carbonosas con restos vegetales. El otro sector, corresponde a las secuencias reconocidas al sur de Ramadilla. Las secuencias allí reconocidas comienzan con un conglomerado fino o areniscas conglomerádicas marinas, sobre los cuales se alternan areniscas de grano fino a medio con otras de grano bastante grueso (Pineda, 1983).

En los afloramientos del Cerro San Miguel, frente a la Villa San Martín (Talcahuano), Muñoz Ramírez & otros (2007-2008) han encontrado diversos fósiles que han sido utilizados para datar esta secuencia litológica (en ese trabajo incluida como Formación Pilpilco). Entre ellos están, ejemplares de odontospídido *Palaeohypotodus*, que sugieren una edad Paleoceno (Cappetta, 1987 en Muñoz Ramírez & otros, 2008). Además, la sobreposición de los rangos estratigráficos de los géneros *Paraorthacodus* y *Rhinoptera* (Jurásico Superior-Paleoceno y Paleoceno-Reciente,

respectivamente), también encontrados en este sector, corroboran la edad Paleoceno para estas rocas (Muñoz Ramírez & otros, 2008).

En el mismo sector, y en el nivel de conglomerados finos, donde fueron hallados los fósiles *Paraorthacodus* y *Rhinoptera*, Geología de Campo II (2009) identificó la presencia de *Palaeogaleus* sp. La que tiene un rango estratigráfico Campaniano-Thanetiano (Cappetta, 1987). Por otra parte, un poco más al Sur, en el Puente Perales, se reconocen dientes de la especie *Striatolamia* sp. las que Cappetta (1987) ha señalado de edad Thanetiano-Eoceno Superior. Ambas especies se encuentran en niveles de conglomerados finos, pertenecientes a la Formación Pilpilco.

2.3.3. FORMACIÓN CURANILAHUE

Descrita inicialmente por Muñoz Cristi (1946) como “Piso Curanilahue”, quien lo separa en cuatro horizontes, que de base a techo son: Pilpilco, Lota, Intercalación y Colico. Posteriormente en el año 1956, el mismo autor, se refiere al antiguo “Piso Curanilahue” como *Curanilahue Formation*. Finalmente, es en el año 1968 donde Muñoz Cristi nombra la Formación Curanilahue y divide esta secuencia de base a techo en: Miembro Lota, Miembro Intercalación y Miembro Colico. Tanto el Miembro Lota como el Miembro Colico contienen mantos de carbón (nueve y cinco respectivamente) que actualmente no son explotados. Su localidad tipo fue definida en la zona de Curanilahue en la parte oriental de la meseta de Arauco, donde se ubican los yacimientos de carbón del mismo nombre (Pineda, 1983).

La Formación Curanilahue consiste en una secuencia sedimentaria continental, constituida principalmente por areniscas, en parte conglomerádicas y arcillolitas asociadas a mantos carboníferos, con intercalaciones marinas, correspondientes a areniscas verdes fosilíferas (Pineda, 1983). La potencia estimada de esta formación es de 500 m (Muñoz-Cristi, 1968).

Sobre la base del contenido fosilífero de gastrópodos y bivalvos presentes en el Miembro Intercalación (marino), Muñoz Cristi (1956) determina una edad Eoceno Inferior para la Formación Curanilahue.

La Formación Curanilahue es correlacionada con la Formación Cosmito definida por Galli (1967) debido a sus similitudes litológicas (García, 1968) y con la Formación Cerro Alto definida por Frutos & otros (1982) en la Isla Quiriquina.

Esta unidad de roca sobreyace concordante sobre las formaciones Pilpilco y Quiriquina, y en discordancia (actualmente inconformidad) sobre el basamento metamórfico (Pineda, 1983). El contacto superior con la Formación Boca Lebu es concordante.

2.3.4. FORMACIÓN CERRO ALTO

Definida por Frutos & otros (1982) en la Isla Quiriquina; corresponde a una secuencia marino litoral correspondiente al Eoceno, compuesta por areniscas arcóscas con frecuente estratificación cruzadas, con intercalaciones de conglomerado y niveles carbonosos. Los afloramientos están distribuidos en Punta Amarilla y Las Chilcas, en Ensenada de los Cuervos y en toda la Punta Sur de la Isla Quiriquina.

La Formación Cerro Alto fue dividida por Frutos & otros (1982) en 4 miembros, que de base a techo son:

Miembro 1

Arenisca lítica calcárea, gris verdosa, de grano fino a medio y a veces conglomerádica. Al microscopio se observan clastos andesíticos redondeados, cuarzo anguloso, plagioclasas, biotita cloritizada, glauconita, trazas de muscovita y minerales opacos. La matriz es carbonatada y muy escasa. A pocos metros de la base hay un nivel conglomerádico con buena selección (clastos de 5 cm de diámetro promedio) y 80 cm de potencia. En el contacto mismo, hay areniscas gruesas y lentes conglomerádicos. La estratificación cruzada es común. La potencia visible de este miembro varía entre 15 y 20 m. A unos 10 m bajo del techo, esta secuencia presenta interestratificaciones de 15 cm, de bancos de areniscas más duros, que hacia la base toman formas aplanadas y aparecen formando bancos de 0,20 a 1 m de potencia, paralelos a la estratificación. Finalmente en el techo existe lutita fina con estratificación entrecruzada

Miembro 2

Arenisca lítica sub-arcósica tipo wackestone con matriz carbonatada variando a arenisca lítica (sensu strictu). Presenta color de meteorización amarillo y su grano es medio a grueso. Tiene además abundantes “concreciones” de una arenisca más dura, dispersas en la masa de arenisca. Estas muestran dimensiones variables, de 10 o más cm de diámetro.

Hacia la base, la arenisca es más conglomerádica y son frecuentes los litoclastos aislados de hasta 3 a 4 cm de diámetro. Los diferentes niveles conglomerádicos son raramente continuos y, en general, corresponden a pequeños bolsones paralelos a la estratificación. Son característicos los niveles carbonosos y la estratificación entrecruzada. Al microscopio corresponden a areniscas líticas subarcósicas tipo wackstone compuesta de fragmentos andesíticos muy alterados y granodioríticos con estructura myrmekítica; cuarzo anguloso; feldespato (plagioclasa) poco alterado; muscovita y glauconita, en una matriz carbonatada micrítica, subordinada. La arenisca lítica posee composición similar, con trazas de elementos metamórficos y biotita cloritizada, en una matriz casi ausente y limonita recubriendo los granos.

El espesor máximo es de 19,5 m.

Miembro 3

Arenisca lítica-arcósica, gris de grano fino a medio, con intercalaciones de niveles de arenisca limosa de 10 cm de potencia y matriz arcillosa. Cerca de la base se observa un conglomerado de 50 cm de espesor aproximadamente. Son comunes los lentes de conglomerado y la estratificación entrecruzada, así como los niveles carbonosos y restos vegetales. Al microscopio, se pueden ver escasos fragmentos de rocas metamórficas, andesitas poco alteradas, granitoides con estructura myrmekítica y diferentes tipos de cuarzos, plagioclasas no alteradas, glauconita, poca clorita y biotita muy alterada. Los fragmentos, en general son de mala selección. La roca varía desde un microconglomerado a una arenisca lítica arcósica en el techo. Su espesor máximo es de 29 m.

Miembro 4

Arenisca lítica con meteorización amarilla, compuesta de granos relativamente gruesos y bien clasificados. Está constituida principalmente por cuarzo anguloso, plagioclasa, biotita cloritizada, glauconita, minerales opacos y escasa muscovita; presenta también fragmentos andesíticos y de granitoides bien conservados.

La matriz es muy escasa y contiene además intercalaciones de poca potencia, de arenisca blanquecina con pequeñas capas de carbón y niveles de arenisca fina arcillosa de aproximadamente 1 m de potencia. El conjunto muestra a menudo estratificación entrecruzada. En la base presenta concreciones y abundantes clastos de diferentes tamaños dispersos en la arenisca. Su parte alta está recubierta por suelo o por depósitos de abrasión marina del Mioceno Medio-Superior (?), su potencia máxima estimada es de 29,5 m.

Frutos & otros (1982) determinan una potencia máxima de 90 m e indican que sobreyace en forma aparentemente concordante a la Formación Quiriquina.

Por sus características litoestratigráficas, las rocas de esta unidad expuestas en la zona de estudio, se pueden correlacionar con la Formación Curanilahue (específicamente con el Miembro Lota) definida por Muñoz Cristi (1956), expuestas en la provincia de Arauco (Frutos & otros, 1982).

A excepción de algunos niveles de tipo marino-litoral, que se evidencia por la glauconita, la Formación Cerro Alto es de tipo marginal-litoral. Se observan numerosas estructuras de paleocanales poco erosionadas, estratificación oblicua y entrecruzada. Los conglomerados (micro y ortoconglomerados) se presentan en forma plana a lenticular, limitados lateralmente a unas decenas de metros.

Por su composición, se distinguen dos zonas de aporte: una distal, desde la proto-Cordillera de los Andes, con transporte fuerte de tipo fluvial (numerosos elementos andesítico-basálticos con buen redondeamiento) y una zona proximal, desde el Basamento Paleozoico próximo a la desembocadura, con poco transporte (cuarzos angulosos y plagioclasas poco alteradas). Estos sedimentos que se depositan, cerca de la desembocadura, habrían estado, durante cortos periodos, sujetos a una acción marina costera y a una redistribución del material (Frutos & otros, 1982).

La presencia de troncos y restos vegetales carbonificados permite suponer un sepultamiento en ambientes con tendencia reductora. Los depósitos detríticos de esta formación resultaron de la erosión de relieves “jóvenes”, manifestando una tectónica activa en el área (Frutos & otros, 1982).

El ambiente de depositación según la composición global de sus 4 Miembros, propuesta por Frutos & otros (1982) para esta secuencia es margino-litoral, en el que la depositación correspondería a la desembocadura de un río, tipo estuario, ancho, de lecho muy plano y poco profundo.

2.3.5. FORMACIÓN COSMITO

Definida por Galli (1967) en la Estación de Ferrocarril Cosmito, ubicada a 5 km al Norte de Concepción. Su litología consiste en lutitas, areniscas pardas de granulometría fina a gruesa con estratificación cruzada, conglomerados y mantos de carbón, las cuales están levemente inclinadas. La correlación litológica que se hace con la Formación Curanilahue definida en Arauco permite datar en el Eoceno esta formación (Galli, 1967). Sus mejores afloramientos se encuentran en Villa Cochohgüe, entrada a Cochohgüe, Punta Montecristo, Miramar, Cosmito y en Penco (Carretera Interportuaria).

La Formación Cosmito se dispone concordante sobre la Formación Quiriquina e infrayace en discordancia angular a la Formación Andalién o a depósitos cuaternarios (Galli, 1967). La potencia máxima es 130 m y el ambiente corresponde a depósitos lagunares, costaneros asociados a pantanos y dunas litorales, formados en un ambiente de baja energía (Galli, 1967).

2.3.6. FORMACIÓN BOCA LEBU

Definida por Muñoz Cristi (1956), quien establece su localidad tipo en el lado sur de la desembocadura del Río Lebu. Constituida por limolitas y areniscas muy finas, arcillosas y fosilíferas, que contienen niveles de concreciones calcáreas, dentro de los cuales es frecuente encontrar pinzas de crustáceos. Hacia el techo de la secuencia hay sedimentos más gruesos que poseen gran cantidad de materia orgánica. Esta formación se distribuye en toda la zona de Arauco, en el sector Oriental en franjas paralelas en Río Carampangue, en Río Curanilahue, en Estero Paso Hondo, en Río Trongol y en Río Pilpilco. En el sector occidental, los afloramientos se pueden seguir a lo largo de la costa sur de Lebu y al sur de Punta Lavapié en Raimenco (Tavera 1942; Muñoz Cristi, 1946 & 1968; García, 1968, en Pineda, 1983).

Esta formación se dispone en el sector oriental concordante sobre la Formación Curanilahue y en el sector occidental sobreyace concordante a la Formación Quiriquina (Pineda, 1983). Sobre la Formación Boca-Lebu descansa concordante la Formación Trihueco (Muñoz Cristi, 1956).

La Formación Boca Lebu es asignada al Eoceno Inferior, sobre la base del contenido fosilífero descrito por Tavera (1942). Sus fósiles más característicos son: *Nassa araucana*, *Tellina carbonaria* var. *complanata*, *Turritella landbecki* y *Mytilus striatus*.

2.3.7. FORMACIÓN TRIHUECO

Muñoz Cristi (1956) define su localidad tipo en los alrededores de las minas de Trihueco. Conformada por areniscas de grano medio-grueso en parte conglomerádicas y arcillosas, con intercalaciones de lutitas y mantos de carbón, además de algunas intercalaciones marinas. La Formación Trihueco aflora en Río Curanilahue, Estero Paso Hondo, Río Trongol, Río Pilpilco y Estero Cuyinco. En estos afloramientos orientales se presentan los mantos carboníferos de Trihueco, Pata de Vaca, Chupalla y El Huacho (Muñoz Cristi, 1946; García, 1968, en Pineda 1983). Esta secuencia también aflora a lo largo de la costa, entre Punta Lavapié y Punta Chicaucura, hacia el sur aflora entre Boca Lebu-Punta Bocarripe, al S de Lebu y en el curso inferior del Río Lebu (Muñoz Cristi, 1946; García, 1968, en Pineda 1983).

Esta secuencia se dispone concordantemente sobre la Formación Boca Lebu e infrayace del mismo modo a la Formación Millongue. En algunos sectores, en los alrededores de Lebu, se ha observado un contacto en paraconformidad entre la Formación Trihueco y la Formación Ranquil (Mioceno).

Sobre la base del contenido fósil que se encuentran en las intercalaciones marinas de esta formación se le asigna una edad Eoceno Medio. Dentro de los fósiles más característicos en esta secuencia, están: *Turritella landbecki*, *Hercoglossa peruviana*, *Pseudoliva retusa*, *Eucrassatella ponderosa*, *Mytilus striatus*, *Leda oxyrhyncha*, *Leda darwini*, *Mactra* sp. (Tavera, 1942, 1951 & 1953, en Pineda 1983).

2.3.8. FORMACIÓN MILLONGUE

Definida por Muñoz Cristi (1956) en la costa al norte de Lebu, en la zona norte de Punta Millongue; corresponde a una secuencia transgresiva constituida por un conglomerado basal, sobre el cual se disponen areniscas verdes de grano grueso, medio y fino, arcillas arenosas y arcillas con bancos tobáceos. Su localidad tipo fue designada en la costa al norte de Lebu, en la zona norte de Punta

Millongue, donde aflora con un espesor aproximado de 500 m (Muñoz Cristi, 1956). Esta formación aflora en Río Albarrada, Estero Chupalla, Río Curanilahue, Río Trongol, Río Pilpilco, Río Cupaño, Río Lebu, Quebrada el Tique y Quebrada Ranquilco (Tavera, 1942 & 1953; Muñoz Cristi, 1946). Además ha sido reconocida en la parte oriental de la Península Lavapié hasta Punta Carnero; en el flanco occidental y oriental del alto Trehuaco, al S de Llico, en las localidades de Lengua de Vaca e Isla Verde, en la Bahía Carnero, en Punta Liles y Punta Locobe, hasta la desembocadura del Río Quiapo (Tavera, 1942; Muñoz Cristi, 1946; García, 1968). La Formación Millongue descansa concordantemente sobre la Formación Trihuco e infrayace en paraconformidad a la Formación Ranquil (Bonilla, comunicación verbal).

Esta formación fue asignada principalmente por su contenido de macrofauna a la parte superior del Eoceno Medio y al Eoceno Superior. Los fósiles más característicos de esta formación son: *Turritella landbecki* var. *angusta*, *Cancer araucanus*, *Hercoglossa* cf. *peruviana*, *Pinna wenzel*, *Fusus foncki* (Pineda, 1983).

2.3.9. FORMACIÓN RANQUIL

Definida por García (1968), en los alrededores de Caleta Ranquil, a 11 km al norte de Lebu; Es una secuencia transgresiva constituida por bancos de conglomerados finos arenosos, color gris claro tobáceos, que se alternan con areniscas cuarzo-feldespáticas arcillosas de color verde, hacia el techo la granulometría se torna más fina, apareciendo arenisca fina, limolita y lutita tobácea, con niveles con alto contenido fosilífero. Su localidad tipo se encuentra en los alrededores de Caleta Ranquil, a 11 km al norte de Lebu. Esta formación ha sido reconocida además en los barrancos al oeste de Lebu, en los esteros El Manzano y Guellaco, al norte de Lebu, entre Caleta Ranquil y Quiapo, en el Estero Las Neblinas, en Río Huillinco, en Punta El Fraile (Bahía de Arauco), en el sector fundo Victoria (a 8 km de la costa), al sur de Los Álamos, en la Quebrada Ranquilco (Tavera, 1942, 1953; García, 1968, en Pineda 1983).

Esta formación se dispone en paraconformidad a las formaciones del Eoceno y subyace en discordancia angular a la Formación Tubul (Bonilla, comunicación verbal). Los fósiles más característicos dentro de esta formación son: *Dentalium lebuensis*, *Venus volckmann.*, *Tellina*

lebuensis, *Anatina araucana*, *Hemychenopus araukanus*, *Dentalium sulcosum* y *Micraster valdivianum*.

Esta secuencia es asignada al Mioceno sobre la base de su contenido fosilífero (Tavera, 1942).

2.3.10. FORMACIÓN TUBUL

Definida por García (1968) en la costa sur de la Bahía Arauco, cerca de la desembocadura del Río Tubul. Corresponde a una secuencia transgresiva que se deposita en discordancia angular sobre las formaciones miocénicas y eocénicas e infrayace a depósitos pleistocénicos. Su localidad tipo es en la costa sur de la Bahía Arauco, cerca de la desembocadura del Río Tubul. Litológicamente está compuesta en la parte inferior por areniscas muy finas, algo calcáreas y muy fosilíferas, sobre la cual se disponen areniscas muy finas, limosas y con escasos fósiles. Los afloramientos de esta formación abarcan desde Punta Pichicui y alrededores de la localidad de Arauco hasta la latitud del Estero La Chupalla y Villa Alegre (Estero Las Neblinas y Las Aguadas). También se pueden encontrar afloramientos al sur de Los Álamos, a lo largo de las quebradas Ranquilco y El Tique, del Estero Licauquen y áreas de las minas de Trihueco (Pineda, 1983).

La Formación Tubul ha sido asignada al Plioceno medio (Martínez y Osorio, 1968 en Pineda, 1983), sobre la base de su contenido de microfauna de la parte basal de la secuencia que aflora (Pineda, 1983). Las principales especies de foraminíferos en esta secuencia son: *Globigerina pachyderma*, *Globorotalia grassaformis*, *Uvigerina bifurcata*, *Angulogerina angulosa* y *Nonionella auris* (Pineda, 1983).

2.3.11. FORMACIÓN ANDALIÉN

Definida por Galli (1967), constituida por un conjunto de areniscas y conglomerados polimícticos en el área tipo localizada en las serranías bajas distribuidas entre Cerro Verde, situado al oeste de Concepción y la ciudad de Penco. Estas rocas fueron descritas como depósitos de sedimentos de tipo torrencial en un ambiente de piedemonte continental. El espesor calculado es de aproximadamente 30 m (Galli, 1967). Sobreyace en discordancia angular sobre rocas paleógenas e infrayace de la misma forma a los sedimentos de Formación Huachipato (García, 2004).

Para esta formación se estima una edad Plioceno a Pleistoceno, dada la comparación con formaciones rocosas en Arauco, que cubren una terraza, entre 50 y 100 m más alta que la meseta pliocena adyacente (Brüggen, 1950 en Galli, 1967).

2.3.12. DEPÓSITOS CUATERNARIOS

Compuestos por todos los depósitos marinos litorales, coluviales y aluviales modernos. Se extienden en una franja paralela al borde costero, asociados además a los lechos de ríos, esteros y cauces menores (Veyl, 1961 en García, 2004). Esos sedimentos provienen de la erosión de secuencias más antiguas durante el Pleistoceno, depositándose sobre unidades inferiores de forma discordante.

En la Tabla 2.1 (obtenida de Geología de Campo II, 2010) se muestran las formaciones y unidades sedimentarias con las edades determinadas por los distintos autores, incluyendo el curso de Geología de Campo II (2010), las cuales están presentes en el área de estudio y sus alrededores

Tabla 2.1: Formaciones definidas en el área de estudio, por autor y edad. Obtenida de Geología de Campo II 2010.

Época/Autor	Bruggen (1934)	Muñoz Cristi (1946-1968) (1) García (1968) (2)	Galli (1967)	Frutos y otros (1982)	Geología de campo 2 2010		
Holoceno	Formación Huachipato	Formación Huachipato		
Pleistoceno			
Plioceno	Formación Tubul (2)	Formación Andalién	Depósitos de Abrasión Marina	Formación Andalién		
Mioceno	"Piso Navidad"	Formación Ranquil (2)	Formación Curanilahue		
Oligoceno			
Eoceno Superior	Formación Caleta Viel (2)		M. Colico	
		Formación Millongue					
		Formación Trihueco (1)					
Eoceno Medio	Formación Boca Lebu (1)		M. Intercalación	
Eoceno Inferior	Formación Curanilahue (1)	M. Colico	Formación Cosmito			Formación Cerro Alto
			M. Intercalación				
			M. Lota				
Paleoceno	Formación Pilpilco (1)		Formación Quiriquina	
Cretácico Superior	Maastrichtiano Superior	Formación Quiriquina	Formación Quiriquina			
	Maastrichtiano Inferior					
Cretácico Superior (Senoniano)	Quiriquina Stufe	Piso de Quiriquina			

3. MARCO TECTÓNICO

La actividad tectónica en el área de estudio comienza con la acreción de terranes en el borde occidental de Gondwana, asociado al ciclo orogénico compresivo Famatiniano (Aceñalozza & Toselli, 1976), el cual abarca desde el Cámbrico al Devónico tardío (Ramos, 2000). Se cree que estos terrenos exóticos provienen de la segregación de Laurentia.

Durante el lapso Silúrico-Devónico, ocurre la depositación de series turbidíticas en el piso oceánico adyacente al borde occidental del continente. Además, la ausencia de actividad intrusiva registrada en este lapso demuestra que el margen continental correspondía a uno de tipo pasivo (Mpodozis & Ramos, 1990 en Lépez, 2002). Posteriormente las secuencias turbidíticas en el margen occidental forman parte de un prisma de acreción, que luego son afectadas y metamorfizadas por el proceso de subducción (Glodny & otros, 2005).

Desde el Carbonífero temprano al Triásico Medio, se define el Ciclo Gondwanico, el cual comienza con el proceso de subducción de la placa oceánica bajo la placa continental. La parte oriental, sufre un metamorfismo de baja presión/temperatura, mientras que en el sector occidental se genera un metamorfismo de mayor grado. Estos eventos están datados en el Carbonífero Superior, hasta los 210 Ma, donde se produce un quiebre en las tasas de exhumación asociado a la finalización de las altas tasas de procesos de acreción basal (Glodny & otros, 2005). En este periodo, debido al alto estrés generado en la subducción se creó un arco magmático, además del prisma acrecionario al oeste del arco y de cuencas extensionales al este de él. La formación del arco magmático, elevó todo el sistema, de modo que el Complejo Metamórfico es alzado y comienza su erosión.

Durante el Triásico la fuerte erosión produce una peneplanización del relieve. La tectónica está caracterizada por una fase extensional que genera un sistema de fallas normales y la reactivación de antiguas fallas paleozoicas de orientaciones predominantemente NNW-SSE (Godoy, 2002) desarrollando cuencas de trasarco (Charrier, 1979).

En el Jurásico Inferior se reactiva la subducción en el margen occidental de Gondwana, junto con el inicio del Ciclo Andino. El carácter bimodal de los granitoides triásicos y jurásicos tempranos

permite interpretarlos como generados en ambiente extensional, asociados a la fusión parcial de la base de una corteza engrosada (Mpodozis & Kay, 1990, en Godoy, 2002).

En el límite Cretácico Inferior-Superior, ocurre la fase Sub-Hercínica, de carácter compresivo, que acentúa los pliegues de dirección NNE-SSW de rocas paleozoicas y genera plegamientos en las rocas triásicas en este mismo sentido de orientación (Charrier & otros, 2007). Posteriormente estas rocas son replegadas en el Cretácico Superior, en la llamada Fase Larámica, con ejes principales de pliegue NNW-SSE (Frutos & Tobar, 1975).

En el Cretácico Superior tiene lugar un aumento a escala global del mar (Haq & otros, 1987), lo que en el área de estudio se refleja en la transgresión ocurrida en ese periodo y que genera depósitos de plataforma somera de la Formación Quiriquina.

En el Paleoceno, en la Cuenca de Arauco predominan movimientos epirogenéticos o también llamado tectónica de bloques de dirección N-S (Pineda, 1983). En el Eoceno comienza un periodo de subsidencia, iniciándose así el desarrollo de la Cuenca Sedimentaria de Arauco, la cual estuvo sujeta a diversas transgresiones y regresiones marinas, depositando así secuencias marinas – continentales, controladas por altos topográficos (Pineda, 1983).

Durante el Oligoceno hay un hiato depositacional, debido al fuerte tectonismo, alzamiento y erosión, producto del aumento en la velocidad de convergencia de las placas, asociado al quiebre de la Placa de Farallón (Somoza & Ghidella, 2005).

A fines del Mioceno Superior, se presenta la fase compresiva Quechua producto del aumento de la velocidad de convergencia, sin embargo, localmente en el antearco actúa de forma distensiva, asociándose el basculamiento hacia el Oeste de la Formación Quiriquina, Curanilahue, Boca-Lebu, Trihueco, Millongue y Ranquil (Sánchez, 2004).

Actualmente rige una subducción activa que involucra a las Placas de Nazca y Sudamericana, con una velocidad estimada de 66 mm/año y dirección N77°E, con 25° de inclinación (Cahill & Isacks, 1992; Pardo & otros, 2002 en Vargas, 2005). Condiciones que se han mantenido relativamente uniformes desde el Plioceno (Melnick & otros, 2006).

4. MARCO TEÓRICO

Para esta Memoria se hace necesario detallar algunas definiciones teóricas relacionadas a la - Estratigrafía. Estos conceptos han sido obtenidos de la Versión Abreviada de la Guía Estratigráfica Internacional (segunda edición), año 2001, confeccionada por la “International Subcommission on Stratigraphic Classification” de la “International Commission on Stratigraphy” (ICS) y publicada conjuntamente por la “International Union of Geological Sciences” (IUGS) y la “Geological Society of America”.

Dentro de la Estratigrafía existen diversas clasificaciones, sin embargo en esta Memoria se hace especial mención a lo que son las formaciones y miembros, las cuales se agrupan en la categoría de “unidades litoestratigráficas” (Tabla 4.1), por lo que las demás clasificaciones no serán objeto de estudio en este trabajo.

Tabla 4.1: Términos para las distintas categorías de las unidades estratigráficas. Obtenido de Guía Estratigráfica Internacional, 2001.

Categorías estratigráfica	Principales términos de unidad estratigráfica
Litoestratigráfica	Grupo Formación Miembro Capa(s), Flujo(s)
Limitadas por discontinuidades	Sintema
Bioestratigráficas	Biozonas: Zonas de extensión Zonas de intervalo Zonas de linaje Zonas de asociación Zonas de abundancia Otros tipos de biozonas
Polaridad magnetoestratigráfica	Zona de polaridad
Otras categorías (informales) Estratigráficas (mineralógicas, de isotopos estables, ambientales, sísmicas, etc.)	-zona (con un prefijo apropiado)

4.1. NATURALEZA DE LAS UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS

Las unidades litoestratigráficas son cuerpos rocosos, estratificados o no, que se definen y caracterizan en base a sus propiedades litológicas y a sus relaciones estratigráficas. Las unidades litoestratigráficas son las unidades básicas en la cartografía geológica.

Litoestratigrafía. Parte de la estratigrafía que trata de la descripción y nomenclatura de las rocas de la Tierra basándose en su litología y sus relaciones estratigráficas.

Clasificación litoestratigráfica. Organización de los cuerpos rocosos en unidades en base a sus propiedades litológicas y a sus relaciones estratigráficas.

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

4.2. UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS FORMALES

La jerarquía convencional de los términos litoestratigráficos formales es la siguiente:

Grupo - dos o más formaciones

Formación - unidad primaria de la litoestratigrafía

Miembro - subdivisión litológica de una formación con nombre propio

Capa - nivel distintivo con nombre propio en un miembro o formación

Flujo - capa más pequeña que se puede distinguir en una secuencia volcánica

Las unidades, que componen cualquier unidad de rango jerárquicamente superior no tienen por qué ser las mismas en todas partes.

- **Grupo.** Conjunto de dos o más formaciones contiguas o asociadas que tienen en común propiedades Litológicas significativas y diagnósticas. Las formaciones no se deben incluir en grupos a no ser que ello sea útil para la simplificación de la clasificación estratigráfica en determinadas regiones o intervalos. La potencia o espesor de una sucesión estratigráfica no es un factor válido para definir una unidad como grupo en lugar de como formación. Las formaciones que integran un grupo no tienen por qué ser necesariamente las mismas en todas partes.
- **Formación.** Unidad formal primaria de la clasificación litoestratigráfica. Las formaciones son las únicas unidades litoestratigráficas formales con las que la litología de una sucesión debe quedar completamente subdividida. El contraste de litología entre formaciones, exigido para justificar su establecimiento, varía con la complejidad de la geología de una región y con el detalle requerido para la cartografía geológica y para poder deducir su historia geológica. No justifica ni es útil la creación de una formación que no pueda dibujarse a la escala de los mapas realizados en una determinada región. El espesor de las formaciones puede oscilar entre menos de uno a varios miles de metros.
- **Miembro.** El miembro es la unidad litoestratigráfica formal de rango inmediatamente inferior al de la formación y siempre es parte de una formación. Se reconoce como entidad establecida dentro de la formación, por presentar caracteres litológicos que lo distinguen de partes adyacentes de la misma. La extensión o el espesor de un miembro no se rigen por normas fijas. No es imprescindible dividir una formación en miembros, a menos que con ellos se logre un objetivo útil. Cabe dividir por completo algunas formaciones en miembros; sólo ciertas partes de otras es posible designar como miembros; otras pueden carecer totalmente de miembros. Un miembro puede pasar de una formación a otra.
- **Capa.** La unidad formal más pequeña en la jerarquía de las unidades sedimentarias litoestratigráficas. Por ejemplo, un nivel simple, distinguible litológicamente de los que están encima y debajo del mismo. Normalmente sólo se dan nombres propios y se consideran unidades formales aquellas capas (capas-guía) que tienen una utilidad en estratigrafía.

- **Flujo.** Un cuerpo volcánico extrusivo concreto distinguible por la textura, la composición u otros criterios objetivos. Sólo deben designarse y nombrarse como unidades litoestratigráficas formales aquellas que son características y que tienen una amplia extensión.

4.3. PROCEDIMIENTOS PARA ESTABLECER UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

1. **Estratotipos y localidades tipo como estándares de definición.** Cada unidad litoestratigráfica formal debe tener una definición o caracterización clara y precisa. Es esencial la designación de un estratotipo para una unidad estratificada o para una localidad-tipo en el caso de una unidad no estratificada. Pueden designarse secciones auxiliares de referencia o localidades tipo adicionales para complementar la definición de una unidad litoestratigráfica.

En el caso de que no aflore en una sola área la sección completa de una unidad, se deben designar estratotipos de límite inferior y superior en secciones concretas.

2. **Límites.** Los límites de unidades litoestratigráficas se sitúan en las posiciones de cambio litológico o, arbitrariamente, dentro de zonas de gradación o indentación litológica vertical o lateral. En trabajos de subsuelo, como en la realización de sondeos, es preferible definir los límites litoestratigráficos en la aparición más alta de un tipo particular de roca y no en la más baja. Normalmente los límites de las unidades litoestratigráficas cortan las superficies de la misma edad, cruzando los límites marcados por los taxones fósiles y, también, los límites de cualquier otro tipo de unidad estratigráfica.

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

4.4. PROCEDIMIENTOS PARA EXTENDER LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS - LA CORRELACIÓN LITOESTRATIGRÁFICA

Una unidad litoestratigráfica y sus límites pueden extenderse más allá de la sección tipo o de la localidad tipo, en la medida en que puedan identificarse las propiedades litológicas diagnósticas en que se basa la unidad.

1. **Uso de evidencias indirectas para la identificación de unidades y sus límites.** Si la pobreza o inexistencia de afloramientos hace difícil determinar la identidad litológica de una unidad litoestratigráfica y sus límites, éstos se pueden identificar y correlacionar en base a argumentos indirectos: geomorfología, diagrfias, reflexiones sísmicas, vegetación distintiva, etc.
2. **Las capas guías usadas como límites.** El techo o la base de una capa guía puede utilizarse como límite de una unidad litoestratigráfica formal en el caso de que esta capa se encuentre en un cambio litológico vertical reconocible o cerca de él.

Sobre la base de estos conceptos teóricos, en adelante, se utilizarán para discutir los criterios empleados para la definición de las formaciones geológicas comprendidas en el estudio de esta Memoria.

5. RESEÑA ESTRATIGRÁFICA

En este capítulo se hace un recuento cronológico relativo a la nomenclatura y estudios que han tenido las formaciones de interés en el área de estudio entre los periodos Cretácico Superior - Paleógeno Inferior. Adicionalmente se presenta un recuadro (Tabla 5.1) con una síntesis de lo que se expone en el texto.

5.1. CRETÁCICO SUPERIOR

El Cretácico Superior tiene amplia y buena representación en la Bahía de Concepción y ha sido tema de estudio de diversos autores desde el siglo XIX.

Según Hoffstetter & otros (1957), D'Orbigny es el primero en publicar al respecto en el año 1842, basado en observaciones y recolecciones hechas por Hanet Cléry y Cécile, distingue dos niveles fosilíferos, representados por una arenisca dura verdosa micácea con cemento calcáreo, que hacia arriba pasa a arenisca amarillenta menos dura y más calcárea; de estas capas, analiza unos 14 moluscos (Lamelibranchios y Gasterópodos) en los que se destacan *Trigonia hanetiana* d'Orb. (del nivel inferior) y *Cardium acuticostatum* d'Orb. (común a los dos niveles). En esta primera publicación, d'Orbigny incluye erróneamente estos estratos en su "Tertiaire patagonien", pero, a partir de 1850 y de 1852, el mismo autor atribuye los fósiles de Quiriquina a su piso Senoniano.

Darwin (1846) describe también los "Sandstone of Quiriquina", "Strata of Quiriquina" y "deposits of Quiriquina", sin que estas varias denominaciones constituyan proposiciones formales de nomenclatura. Da a conocer una nueva recolección hecha por Kent en Tomé y determinada por Forbes. A pesar de la presencia de fósiles típicamente cretácicos (*Baculites* Forbes, *Nautilus d'orbignyanus* Forbes, *Trigonia hanetiana* d'Orb., etc.), Darwin opina finalmente que los sedimentos pertenecen probablemente al Terciario antiguo, en el que hubieran sobrevivido algunos moluscos mesozoicos, además, confunde, bajo la denominación de "Concepción formation" estos estratos cretácicos (o sea el Quiriquina-Stufe de Steinmann, 1895) y los suprayacente sedimentos lignitíferos del Paleoceno-Eoceno (o sea el Concepción-Stufe de Brüggén, 1934).

Pissis (1865; 1873) en Hoffstetter & otros (1957) distingue las areniscas cretácicas con *Baculites*, *Nautilus*, *Trigonia*, etc., de las arcillas lignitíferas suprayacentes, que representan el Terciario Inferior de las provincias de Concepción y Arauco, pero no delimita claramente las dos unidades. Mallard & Fuchs, 1873 en Hoffstetter & otros, (1957) comparan las primeras con el “Calcaire pisolithique” y las segundas con la “Argile plastique” de la cuenca de París.

Basándose en las recolecciones anteriores, a las que se añaden nuevos ammonites descubiertos por Philippi y por Steinmann, este último autor, en 1884, considera que las capas con ammonites y plesiosaurios pertenecen al Cretácico Superior y se distinguen de los sedimentos suprayacentes, con restos de plantas, que corresponden al Terciario antiguo. En esta nota preliminar, Steinmann utiliza por primera vez el nombre de “Quiriquina-Schichten” o Capas de Quiriquina, pero esta apelación no aparece como una formal proposición de nomenclatura. Por su parte, Philippi reconoce capas cretácicas equivalentes mucho más al N, en Algarrobo, o sea poco al S de Valparaíso.

Posteriormente Steinmann & otros (1895, en Hoffstetter & otros, 1957) inicialmente definen La Formación Quiriquina con una doble asignación crono y litoestratigráfica como “*Quiriquina-Stufe*” (Piso de Quiriquina) y “*Quiriquina-Schichten*” (Capas de Quiriquina), constituido por rocas sedimentarias del Cretácico Superior aflorantes en la “Bahía de los Saurios” en la costa Suroeste de la Isla Quiriquina (Biró, 1982).

Wetzel (1930) hace una revisión litológica y paleontológica de las “Quiriquina-Schichten”. Proporciona nuevos perfiles tomados en Los Chilcos y Las Tablas (N de Isla Quiriquina) y en la Bahía San Vicente (al SW de Talcahuano). Éstos demuestran que las capas de Quiriquina tienen una inclinación variable según los sitios. El autor distingue tres subdivisiones, de abajo hacia arriba:

- 1) *Conglomerado basal*: que descansa sobre la superficie irregular de las filitas del zócalo. Este conglomerado contiene glauconita, fosfato de calcio y mica. Alcanza su mayor desarrollo en Los Chilcos, donde posee aproximadamente 15 m de potencia. En cambio, en La Cucaracha, se presentan en su lugar unos 8 m de arenas con lechos conglomerádicos. Hacia el S, en la Bahía de los Saurios, no hay un verdadero conglomerado basal, de tal modo que las capas arenosas descansan directamente sobre las filitas del basamento.

- 2) *Banco conchífero principal*: rico en moluscos fósiles. Este banco, reducido a 0,2 m en Las Tablas, se divide hacia el S en varios horizontes fosilíferos.
- 3) *Zona de nódulos con Baculites*: alcanza unos 10 m de potencia en La Cucaracha, 6,5 m en San Vicente. Esta zona es reconocible en varios perfiles.

Encima de estos estratos, el mismo autor observa unas areniscas transgresivas asignadas al Terciario, que empiezan a veces con un conglomerado.

Más tarde, Galli (1967), sobre la base de las consideraciones geográficas de Steinmann & otros (1895), propone el nombre Formación Quiriquina para las rocas cretácicas que afloran en área de Concepción y Talcahuano, sin embargo, este autor sólo hace una síntesis de trabajos anteriores, por lo que Biró (1982), realiza un estudio litológico y fosilífero detallado con el cual define formalmente la Formación Quiriquina, estableciendo como localidad tipo el sector Bahía Las Tablas al NW de la Isla Quiriquina y como localidad paratipo a Caleta Cochohgüe, situada al Norte de Tomé.

5.2. PALEÓGENO “INFERIOR”

El estudio de las cuencas lignitíferas de Arauco-Concepción comienza a partir del año 1846, y en general, se puede hablar de tres periodos principales de estudio; el primero de ellos empieza en el año 1846, donde Darwin hace las primeras apreciaciones y observaciones sobre sedimentos presuntamente terciarios en localidades cercanas a la ciudad de Concepción. El segundo, a partir del año 1912 con el inicio de los estudios de Brüggén en el área, y finalmente la tercera etapa, se establece a partir del año 1964, donde se comienzan a aplicar las enseñanzas de la Escuela de Geología de la Universidad de Chile, sumado al inicio de la prospección sistemática de ENAP en la zona, con fines petrolíferos (Martínez, 1968).

A grandes rasgos la primera etapa se distingue por su carácter “discreto” y por la ausencia de “criterio estratigráfico” en el manejo de información geológica (Martínez, 1968). Las apreciaciones geológicas hechas durante este periodo carecían de una metodología y orden adecuado para obtener información coherente y veraz, en síntesis, se trataba de observaciones dispersas que se intentaban

conectar mediante especulación teórica, más que un estudio sistemático que entregara una visión geológica general de la zona (Martínez, 1968). Específicamente, Darwin (1846) hace una de las primeras incursiones en el estudio paleontológico del área y agrupa el conjunto de sedimentos portadores de fósiles típicamente cretácicos como un gran paquete asignado al Terciario, denominado “Concepcion Formation” en el que incluye los estratos cretácicos y los suprayacentes sedimentos lignitíferos. Posteriormente Steinmann (1884; 1895, en Hoffstetter & otros, 1957) separa las rocas cretácicas de las terciarias en “Quiriquina-Stufe” y “Navidad Stufe” respectivamente. En este último paquete de rocas terciarias incluyó tanto al Terciario lignitífero de Concepción-Arauco como a los sedimentos del Mioceno

En la segunda etapa que se extendió desde el año 1912 al año 1964, tiene real importancia la participación de Brügger al incorporar metodologías más certeras que le permitían coordinar espacio y tiempo de los hechos geológicos mediante la recolección sistemática de fósiles y su ordenamiento estratigráfico, logrando así una síntesis general mucho más coherente y basada en observaciones más concretas que en la etapa anterior. En este sentido, Brügger hace una contribución sin precedentes, ya que le da un nuevo sentido a las investigaciones geológicas, no sólo en la zona, sino también en el país entero (Martínez, 1968). Hasta ese entonces los fósiles eran exclusivamente utilizados como elementos cronológicos en Chile, pero Brügger, amplía el desarrollo geológico y además utiliza a estos fósiles como elementos estratigráficos claves para el apoyo y establecimiento de las correlaciones. En este contexto, Brügger (1913; 1916 en Hoffstetter & otros, 1957) divide el “Navidad Stufe” de Steinmann (1884; 1895, en Hoffstetter & otros, 1957), en tres secciones tanto para la zona oriental como para la zona occidental.

- Una sección inferior marina en la occidental y una sección no carbonífera con carácter continental en la parte oriental de la Cuenca de Arauco.
- Al centro una sección central carbonífera, la cual presenta dos niveles carboníferos en Colico (zona oriental).
- En la parte superior, una sección marina no carbonífera.

Más tarde, Brügger (1934) detecta una marcada diferencia en las rocas del “Navidad Stufe” y separa el Terciario inferior lignitífero de Concepción-Arauco, asignada al Eoceno, nombrándolo “Concepción-Stufe” o “Piso de Concepción” (Hoffstetter & otros, 1957).

Este nuevo esquema geológico, hecho en medida importante gracias al apoyo prestado por los fósiles, fue el impulso que faltaba para que los estudios geológicos dentro del área tomaran un nuevo ritmo y una nueva orientación (Martínez, 1968).

A partir del año 1937 los conocimientos de la geología de la cuenca de Arauco-Concepción se disparan gracias a las nuevas metodologías utilizadas en la paleontología estratigráfica (Martínez, 1968).

En 1937 una comisión integrada por O. Fenner, J. Reccius y O. Wenzel retoman y amplían las investigaciones iniciales de Brügger (Martínez, 1968). El material paleontológico recolectado por la comisión es estudiado por Fuenzalida (1938) y más tarde Wenzel (1939) integra resultados estratigráficos, tectónicos y paleontológicos (Martínez, 1968). Sobre la base de estudios paleontológicos efectuados por Fuenzalida (1938) y Tavera (1942), se originan excelentes contribuciones al conocimiento de la geología de la zona, ilustrados por diversos autores, entre ellos: Sangüesa (1942); Fenner & Wenzel (1942); Ruiz & Tavera (1943 y 1945); Muñoz Cristi (1946); Tavera (1947 y 1948) (Martínez, 1968).

Como se menciona anteriormente, Muñoz Cristi, en el año 1946, hace la primera aproximación a la definición más detallada de los sedimentos lignitíferos. De este modo interpreta los sedimentos del Piso Concepción de Brügger (1934) como una unidad de rango superior y lo separa en cuatro pisos bien definidos (Piso Curanilahue, Piso Boca Lebu, Piso Trihueco y Piso Millongue). En 1946, Muñoz Cristi introduce las siguientes subdivisiones del “Piso Curanilahue” (Hoffstetter & otros, 1957), que de base a techo corresponde a: Horizonte de Pilpilco, Horizonte de Lota, Horizonte Intercalación y Horizonte de Colico.

Engelhardt 1891, en Hoffstetter & otros, (1957) atribuía la flora de esta secuencia de rocas al Eoceno-Mioceno, pero los autores modernos concuerdan en colocar el conjunto de Concepción en el Paleoceno-Eoceno. En este conjunto, Boca Lebu sería Paleoceno según Groeber (1953); en consecuencia Curanilahue, subyacente, pertenecería también al Paleoceno, donde ocuparía una posición bastante baja, correspondiendo más o menos a Salamanca en la Patagonia Argentina (Groeber, 1953).

En sus primeros estudios, Brügger correlacionó erróneamente las dos unidades lignitíferas del hasta ese momento “Piso de Concepción” distinguidas bajo los nombres de Curanilahue y

Trihueco. En consecuencia, colocaba los sedimentos de Curanilahue en la “sección central del Piso de Concepción”. La misma equivocación aparece en Feruglio (1949) quien pone Curanilahue (confundido con Trihueco) en la parte inferior de las capas de Millongue, y por encima de las capas de Boca Lebu (Hoffstetter & otros, 1957).

Finalmente la tercera etapa de estudios de estas rocas en la zona comienza a partir del año 1964 donde los estudios son apoyados además por información geológica de calidad, asociada a la prospección petrolífera de ENAP, además se fortalecen otras herramientas, como lo es la micropaleontología, que abre senda a nuevos estudios geológicos (Martínez, 1968). Bajo este contexto, Galli (1967) realiza un estudio en el área de Concepción y Talcahuano de las rocas terciarias y las designa con el nombre de Formación Cosmito en su localidad tipo en la Estación de Ferrocarril Cosmito, ubicada a 5 km al Norte de Concepción. Este mismo autor reconoce que estas rocas pueden ser correlacionadas con la Formación Curanilahue de la Cuenca de Arauco, definida como Eoceno.

En el año 1968, Muñoz Cristi decide diferenciar las rocas netamente continentales de las de origen marino, es así como eleva definitivamente de categoría al antiguo Miembro Pilpilco a Formación Pilpilco y al “Piso Curanilahue” (definida en 1946 por el mismo autor) a Formación Curanilahue, la que divide a su vez en: Miembro Lota, Miembro Intercalación y Miembro Colico.

Frutos & otros (1982) describen la geología de la Isla Quiriquina. En este trabajo señalan la presencia de rocas sedimentarias terciarias, las cuales designan con el nombre de Formación Cerro Alto. Los autores hacen una descripción de esta formación como una unidad de roca conformada por arcosas con fuerte estratificación cruzada, intercaladas con conglomerados, niveles carbonosos y limolitas, lo que le permite inferir mediante la similitud entre estas rocas que la Formación Curanilahue definida por Muñoz Cristi (1956) en Arauco puede ser correlacionable con la Formación Cerro Alto definida en la Isla Quiriquina.

Posteriormente otros autores (Palma-Heldt, 1980a, 1980b y 1984; Pineda, 1983; García, 2004; Gayó & otros, 2004; Muñoz & otros, 2007, entre otros) han hecho importantes interpretaciones en cuanto a paleoambientes y edades de estas rocas, basados en estudios sistemáticos de los fósiles y paleoflora de la zona, y apoyados, muchas veces, por la petrografía y sedimentología reconocidas en sondajes realizados en el área.

Tabla 5.1: Evolución cronológica de la nomenclatura del Cretácico Superior – Terciario para el área de estudio. Modificado de Pineda (1989).

Darwin (1846)	Steinmann (1884, 1885)	Brüggén (1913 - 1916)	Brüggén (1934)	Muñoz Cristi (1946)	Muñoz Cristi (1956)	Galli (1967)	Muñoz Cristi (1968)	Biró (1982)	Frutos (1982)	Nomenclatura formal vigente
"Concepción Formation" (Strata of Quiriquina + Terciario más antiguo)	"Navidad Stufe" Mioceno + Terciario lignitifero	Sección marina no carbonífera "Navidad Stufe"	"Navidad Stufe" (Mioceno)	Piso de Navidad (Mioceno)						Fm. Tubul
		Sección carbonífera "Navidad Stufe"	"Concepción Stufe" o "Piso de Concepción" (Terciario inferior lignitifero = Eoceno)	Zona Oriental Piso Millongue Piso Trihuenco Piso Boca - Lebu Piso Curanilahue Horizonte Colico Horizonte Intercalación Horizonte Lota Horizonte Pilpilco	Fm. Millongue Fm. Trihuenco Fm. Boca - Lebu Fm. Curanilahue	Fm. Cosmito			Fm. Cerro Alto	Fm. Caleta Viel Fm. Millongue Fm. Trihuenco Fm. Boca - Lebu Fm. Curanilahue Fm. Pilpilco
	"Quiriquina Stufe" "Quiriquina Schichten"	Sección marina "Quiriquina Stufe"	"Quiriquina Stufe"	"Piso de Quiriquina"		propone informalmente "Fm. Quiriquina"	Fm. Pilpilco	Fm. Quiriquina		Fm. Quiriquina
B A S A M E N T O M E T A M Ó R F I C O										

6. DISCUSIÓN

6.1. CRETÁCICO-PALEÓGENO

6.1.1. ANTECEDENTES APORTADOS POR OTROS AUTORES

En este subcapítulo se hace una síntesis y recolección de antecedentes con respecto a los límites del Cretácico-Paleógeno en el área de estudio, expresando lo que expone cada autor con respecto al tema en cuestión, desde la publicación más antigua, hasta la más reciente. Si bien es difícil efectuar un análisis y síntesis con respecto a este tema, ya que muchos de los autores se abocan a diferentes estudios y utilizan distintos términos, que incluso, hoy no están vigentes, se intenta estandarizar la información y crear una tabla síntesis (Anexo, Tabla 1) con aspectos importantes que resumen las posiciones de cada autor con respecto al tema en discusión.

Steinmann (1895) estudió el terciario de Concepción - Arauco y determinó que existe una marcada discordancia entre las areniscas de Quiriquina y el Terciario sobreyacente. Es importante mencionar, que en esta publicación, el autor propone formalmente una doble designación crono y litoestratigráfica (Quiriquina Stufe - Quiriquina Schichten) para las rocas cretácicas en Bahía los Saurios, en la Isla Quiriquina.

Tavera (1942) expresa que hasta antes de las investigaciones de Steinmann, se consideraba la serie sedimentaria continua (Cretácico-Terciario), sin embargo en trabajos posteriores hechos por Philippi y Brüggén, los autores hablan de una discordancia de erosión (paraconformidad actualmente) entre estos sedimentos. Este último autor observó esta discontinuidad en Algarrobo. Tavera (1942) confirma esta posición en su trabajo, mediante el estudio de un sondaje en el Río Pilpilco y otro en la localidad de Colico, en donde expresa que se puede observar claramente el contacto algo irregular entre ambas formaciones, aquí, describe el terciario como sigue: “comienza con areniscas casi blancas, muy duras y con escasos y pequeños rodados de cuarzo y feldespato descompuesto, con una que otra fajita conglomerádica. Estas areniscas basales casi no tienen fósiles, ya que en el sondaje de Pilpilco sólo se ha logrado encontrar en los testigos un molde de una especie de *Venus*; en cambio, las areniscas cretácicas que comienzan casi negras posiblemente

debido a una acción meteórica y que a unos pocos metros presentan color gris con algunas guías oscuras de sustancias orgánicas, son muy fosilíferas”.

En este trabajo, Tavera (1942), para efectos de sus estudios paleontológicos, hace un nuevo ordenamiento de los estratos terciarios, y precisa, que la parte inferior del Terciario es marino en la parte costera (Piso Boca – Lebu) y continental en la zona oriental (Sección continental de Curanilahue). Los estudios del Piso Boca – Lebu (sección inferior del Terciario) se basan en fósiles recolectados en afloramientos en el Río Lebu, Río Trongol, Río Pilpilco, Estero Las Lajas y Estero Paso Hondo. Allí hace recolección de una gran cantidad de especies, siendo las más comunes *Nassa araucana*, *Tellina carbonaria* var. *Complanata*, *Turritella landbecki* y *Mytilus striatus*.

Para determinar la edad del Piso Boca – Lebu hace una correlación entre la fauna recolectada en los afloramientos mencionados anteriormente, con los siguientes fósiles datados en Perú:

Chile	Perú
- <i>Venericardia planicosta</i>	- <i>Venericardia planicosta</i> var. <i>negritensis</i> (Eoceno Inferior)
- <i>Turritella landbecki</i>	- <i>Turritella negritensis</i> (Eoceno Inferior)
- <i>Surcula acutinoda</i>	- <i>Andícula occidentalis</i> (Eoceno Medio-Inferior)

En consecuencia, por estas relaciones faunísticas directas y por su posición estratigráfica, ubica el Piso Boca-Lebu (actualmente correspondería a Formación Pilpilco y/o sección inferior de Formación Curanilahue) en el Eoceno Inferior.

Brüggen (1950) indica que en la Isla Quiriquina, en la base de las rocas pertenecientes al Terciario, se observan cavidades irregulares, las que demostrarían una “discordancia de erosión”. La falta de sedimentos cretácicos en la base de sedimentos Terciarios, lo atribuye a movimientos tectónicos entre ambas formaciones. El autor, data estas rocas terciarias en el Eoceno sobre la base de restos vegetales recolectados por Engelhardt (1891). Describe, además, las rocas suprayacentes a las rocas cretácicas como “areniscas arcillosas verdes, de bastante firmeza, algunas veces con concreciones calcáreas”.

Muñoz Cristi (1956) establece una paraconformidad entre los sedimentos cretácicos y paleógenos, y explica que a fines del cretácico el área estuvo afectada por una tectónica de fallas que genera un periodo de no depositación durante el Paleoceno. Esto lo evidencia según cuatro puntos:

1. Muchas veces los sedimentos paleógenos descansan sobre los sedimentos cretácicos, sin embargo, hay sectores en los cuales la base de los sedimentos terciarios corresponde al basamento metamórfico.
2. El autor expresa que en el contacto entre las capas del Cretácico y del Terciario el cambio de facies es abrupto, pasando de abajo a arriba de areniscas arcillosas fosilíferas depositadas en un mar relativamente profundo, a unas areniscas al parecer de depositación subaérea, sin que se observe una transición entre ambas. Muñoz Cristi menciona que esto puede explicarse mediante un retroceso gradual de la línea de costa, sin embargo le llama la atención que se presente este mismo contacto en afloramientos tanto occidentales como orientales (cercano o lejano al borde de la cuenca).
3. La fauna presente en el Cretácico de la Provincia de Concepción tienen afinidad indo pacífica, no así la fauna correspondiente a este mismo periodo en Perú, la cual tiene afinidad mediterránea. Por otra parte la fauna del Terciario en estas dos regiones (Provincia de Concepción y Perú) es similar. A partir de estos antecedentes, concluye que hubo cambios profundos en las conexiones continentales y distribución de los mares entre estas dos épocas.
4. La falta de registro fósil de ejemplares del Paleoceno, le permite aceptar que en la costa de Arauco y Concepción faltan las capas correspondientes a este periodo.

Galli (1967) en el área de Concepción-Talcahuano define una aparente concordancia (en ese momento tomado como continuidad en las rocas) entre la Formación Cosmito y la Formación Quiriquina, sin embargo, finalmente, expresa que existe una superficie de erosión entre las dos formaciones e indica que la glauconita redondeada de la Formación Cosmito (de edad Eoceno) es efecto de la erosión de la subyacente Formación Quiriquina y por lo tanto, que la procedencia de los clastos está también asociada a áreas de erosión antigua, formada por rocas sedimentarias.

Muñoz Cristi (1968), en sondajes que perforó la Compañía de Acero del Pacífico en el Sur del Golfo de Arauco, determinó en su mayor medida sedimentos paleógenos en contacto por inconformidad con el basamento paleozoico, y en sólo uno de los veintitrés sondajes estudiados, encontró un contacto aparentemente en discordancia erosiva (actualmente paraconformidad) entre el Cretácico y el Terciario. En este estudio, el autor hace un análisis detallado de la litología perteneciente a las formaciones Quiriquina y Pilpilco. En ella expone algunas diferencias microscópicas entre ambas litologías; las areniscas cretácicas están compuestas por una gran

cantidad de granos de cuarzo provenientes de rocas intrusivas y del basamento metamórfico, y poseen una matriz arcillosa, en gran parte transformada a caolín. Por otra parte la gran diferencia de las areniscas paleógenas con las cretácicas es la presencia de una gran proporción de clastos volcánicos (en areniscas cretácicas no existen) y la matriz arcillosa con paligorskita, debido seguramente a la influencia de material volcánico en la roca. Otro carácter distintivo en las areniscas de la Formación Pilpilco es la ausencia casi absoluta de cuarzo, pero con mayor variedad de clastos de roca que los sedimentos cretácicos.

Los sedimentos pertenecientes al Miembro Lota de la Formación Curanilahue se caracterizan por ser areniscas grisáceas, en el microscopio se observa una matriz muy arcillosa y con materia orgánica. En general no existen sedimentos marinos, excepto en la parte occidental, ya que la cuenca se trataba de un lago restringido que impedía el paso del océano seguramente por alguna barrera natural como un cordón litoral (Muñoz Cristi, 1968).

García (1968) realiza un estudio de un sondaje en Lebu, en el cual determina una continuidad en las rocas superiores al Maastrichtiano, identificando incluso fauna perteneciente al Daniano. De esta manera sugiere que la depositación de las rocas en este periodo no ha sufrido interrupciones y determina la edad Paleoceno para la Formación Curanilahue, que sobreyace a la Formación Quiriquina. En su trabajo menciona que en algunos lugares al Norte de Trongol, como Curanilahue, Coronel y Lota, la Formación Curanilahue se apoya directamente sobre pizarras micáceas. Esto le sugería que el basamento constituye una superficie irregular, en cuyas depresiones se logra depositar la sucesión cretácica-terciaria con los espesores conocidos y no lo atribuía a una superficie de discordancia que haya afectado el contacto Cretácico-Terciario como ha sido insinuado por algunos investigadores.

Chotin (1969) establece en Tomé y Cocholgué un contacto concordante entre las rocas de Quiriquina y el horizonte Pilpilco (definidos así hasta esa fecha), y expresa que es muy difícil ver la “discordancia de erosión” determinada por antiguos autores. Este autor describe el Terciario de esa área y define un paquete de rocas basal, de arcosas masivas, compactas, un poco arcillosas de color pálido y compuestas de granos de cuarzo, feldespato, mica, glauconita y elementos de rocas volcánicas, todos ellos cementados por sílice. Sobreyacen a esta secuencia, areniscas de color gris-azulado.

Biró (1982) estudia la geología de la Isla Quiriquina y define formalmente la Formación Quiriquina. En el perfil realizado en Bahía las Tablas, el autor determina que los últimos 12 metros de esta formación corresponden a areniscas verdosas, sin concreciones y relativamente con pocos fósiles (al igual que en un perfil realizado en Cocholgüe). En este trabajo, Biró no hace mayor mención al contacto superior de la Formación Quiriquina, sin embargo, expresa que posiblemente las areniscas amarillas que se encuentran sobreyaciendo, son de edad Paleoceno, aunque lo pone en duda, sin ahondar más en ese tema.

Pineda (1983), en su Memoria de Título, en la Península de Arauco, expresa que el Paleoceno no está representado en la secuencia cenozoica inferior y corresponde a un hiato, que evidencia una corta emersión de la Cuenca de Arauco, como consecuencia de los movimientos epirogénicos larámicos ocurridos para ese entonces. A partir de esto, determina que el Cenozoico Inferior se dispone sobre el Senoniano con discordancia de erosión (actualmente paraconformidad). Determina además dos zonas de depositación de la Formación Pilpilco, una suroccidental dominada por sedimentos marinos y otra más oriental, la cual posee características continentales, con facies pantanosas y/o fluviales.

Elgueta & otros (1994) realizan un levantamiento geológico y modelo de sedimentación de la secuencia Cretácico Terciario de la cuenca de Arauco. Aquí, los autores no determinan una discordancia importante entre la Formación Quiriquina y la Formación Curanilahue. Elgueta & otros (1994) hacen incapie que en el sector oriental de su área de estudio, la Formación Curanilahue se encuentra en contacto directamente sobre el basamento metamórfico y que no se observa la existencia de las rocas cretácicas. En la descripción que hacen a un pozo ubicado en Lebu, señalan una pequeña superficie de discontinuidad (mínima) dentro de la Formación Quiriquina y que sobre esta hay cuerpos de areniscas finas a muy finas, intercaladas con fangolitas plataformales. Luego más arriba, las areniscas gradualmente se hacen más frecuentes y de mayor granulometría, culminando con depósitos de mantos de carbón.

Martínez Pardo & otros (1997) estudian ejemplares de foraminíferos en un pozo perforado en el extremo norte de Punta Tucapel, en el borde occidental de la cuenca, localidad tipo de la Formación Boca Lebu. En los estudios concluyen que la Formación Curanilahue, no se encuentra en este pozo (como anteriormente había sido señalado) y que se restringe a sectores orientales de la cuenca.

Además precisan que la Formación Curanilahue, corresponde a un cambio de facies de la parte inferior de la Formación Boca Lebu.

Sobre la base de dataciones hechas con microfósiles en esta zona, determinan una edad de Paleoceno Inferior al Paleoceno Superior (63-58,5 Ma) para el Miembro Lota de la Formación Curanilahue y un rango de edad desde los 60-58,5 Ma (Paleoceno Medio-Superior) para los carbones de este miembro.

Stinnesbeck & otros (2003), sobre la base de trabajos anteriores, desarrollan columnas estratigráficas representativas de la Formación Quiriquina para la zona de Las Tablas y Cocholgue. Aquí expresan que en el tramo superior de estas rocas, en los últimos metros, los icnofósiles son particularmente abundantes, pero la macrofauna es escasa. Los autores señalan que la secuencia marina de la Formación Quiriquina está truncada por una unidad masiva basal de la Formación Curanilahue, que consiste de areniscas amarillas con estratificación cruzada y con lentes conglomerádicos. En este contacto, indican que se observan ondulaciones y bolsas de hasta 50 cm de profundidad que se extienden hacia los sedimentos subyacentes. Tubos verticales de la icnofauna están truncados en este contacto, indicando así la erosión de la cima de la Formación Quiriquina, por otro lado, además exponen la presencia de icnofósiles pertenecientes a la icnofacies de *Glossifungites*, lo que le permite concluir que las limolitas glauconíticas de la Formación Quiriquina terminal, deben de haber sido sustratos firmes, deshidratados, semiconsolidados y parcialmente litificados. Finalmente los autores concluyen la existencia de un hiato entre las formaciones Quiriquina y Curanilahue, correspondiente al límite K-T.

García (2004) efectúa un análisis estructural en el cuadrángulo de Concepción. En los afloramientos observados por el autor (Cerro Chacabuco, Cerro de la U, Cantera Perales, Barrio Modelo) no reconoce la superficie de erosión mencionada por Stinnesbeck & otros (2003), pero sí observó una capa de areniscas verdes sin fósiles que sobreyacen a los niveles con fósiles, lo que no evidencia erosión. Sin embargo, finalmente expresa una paraconformidad entre la Formación Quiriquina y la Formación Cosmito, basándose en autores anteriores.

Salazar (2004) en la costa occidental de la Provincia de Arauco, determina edades más precisas para el paquete de rocas definidos como Formación Quiriquina. En general no menciona la presencia de la Formación Pilpilco, excepto en Mina Schwager donde expresa que según Grez

(1979) se encuentra concordante sobre la Formación Quiriquina. Por otra parte, en su estudio, en la mayoría de los afloramientos que visita, establece una paraconformidad entre las rocas cretácicas y las rocas del Paleógeno asignadas a la Formación Cosmito o Curanilahue.

Muñoz Ramírez & Palma-Heldt (2008) encuentran fósiles de dientes de elasmobranquios en la Bahía de Concepción en sedimentos inmediatamente por sobre los cretácicos. Específicamente en un afloramiento en Cerro San Miguel, en Talcahuano; observan el género *Palaeohypotodus*, conocido sólo de formaciones de edad Paleoceno en Europa, África y Groenlandia (Cappetta, 1987), sumado a esto, encuentran los géneros *Paraorthacodus* y *Rhinoptera* de edades Jurásico Superior - Paleoceno y Paleoceno - Reciente, lo que le permite deducir una edad Paleoceno para estos sedimentos. En adición, el género *Ischyrhiza*, típico del Cretácico y abundante en la mayoría de los rocas de la Formación Quiriquina, está ausente en este afloramiento en Talcahuano, por lo que finalmente se postula la hipótesis de que la edad de Formación Cosmito es Paleoceno.

Geología de Campo II (2009), realiza un levantamiento geológico regional en la zona costera de la Provincia de Concepción y complementa el registro fósil hecho por Muñoz & otros (2007) con dientes de elasmofauna pertenecientes al Paleoceno-Eoceno, sumado a esto, observan una marcada continuidad entre la Formación Quiriquina y la Formación Pilpilco, de esta manera le dan una edad Paleoceno a la Formación Pilpilco.

Becerra (2013) interpreta un perfil sísmico efectuado en el sur de la Cuenca de Arauco, aproximadamente a los 38° latitud Sur, y determina una paraconformidad entre los sedimentos del Cretácico y los del Paleógeno.

6.1.2. ANÁLISIS

La aparente continuidad expresada por algunos autores entre las formaciones Quiriquina y Pilpilco/Curanilahue del Cretácico-Paleógeno, permite generar una discusión sobre los límites establecidos para los sedimentos depositados en este lapso.

Las formaciones presentes en el área de estudio, a pesar de haber sido definidas como unidades litológicas, la mayoría de ellas han sido descritas y manejadas mediante fósiles, es decir son

unidades bioestratigráficas. En este carácter, cuando se ha creído estar en presencia de determinados fósiles “guías”, dichas unidades han recibido valor litocronoestratigráfico y se ha hablado de “Pisos”, los cuales, a su vez, han sido interpretados como equivalentes con las unidades litoestratigráficas, es decir, con las formaciones. En la práctica, es de vital importancia clasificar las unidades litoestratigráficas de manera independiente de las unidades bioestratigráficas, puesto que no siempre coinciden ambas.

Como se mencionó en capítulos anteriores, las rocas cretácicas en la Provincia de Concepción han sido estudiadas desde el siglo XIX, y han sido clasificadas primeramente como unidad bioestratigráfica (contenido de fósiles) y cronoestratigráfica (capas del Cretácico), para posteriormente transformarla a unidad litoestratigráfica (Formación).

Biró (1982) es quien hace una proposición formal de denominar Formación Quiriquina a las capas fosilíferas del Cretácico Superior de la región del Biobío y que anteriormente habían sido denominadas bajo distintos nombres, como: Quiriquina-Schichten, Capas de Quiriquina, Estratos de Quiriquina, Quiriquina-Stufe, Piso de Quiriquina, Etage Quiriquinien y Areniscas de la Quiriquina.

En su trabajo, antes de definir la unidad de roca, expone el siguiente concepto teórico relacionado a la nomenclatura estratigráfica:

“Formación es una Unidad Estratigráfica Descriptiva. Es una Unidad de Roca o Geolito. Es una Unidad Genética y Cartográfica, constituida por los Miembros”.

Biró (1982), explica este concepto como sigue:

“Unidad genética quiere decir que todas las capas o estratos que constituyen una formación, deben tener el mismo origen, es decir, o todos son de origen continental o todos son de origen marino. Unidad Cartográfica quiere decir que una formación debe tener límites naturales, visibles a simple vista en el terreno y que es mapeable”.

Bajo esta apreciación, actualmente, es cuestionable el criterio utilizado para la clasificación de esta formación, puesto que como se expresa en el capítulo de Marco Teórico, la Formación es la unidad esencial de una clasificación litoestratigráfica, la cual se define expresamente respecto a la

continuidad de los rasgos litológicos que la componen, no así por el lapso de tiempo que representan, ni por su historia geológica, ni por la manera como se formaron.

La Formación Quiriquina es una unidad que contiene un amplio registro fósil, y como se mencionó anteriormente, esta unidad fue limitada por su contenido faunístico, es decir delimita sólo a rocas que contengan gran cantidad de fósiles marinos, más allá de ocupar un criterio mucho más importante y básico a la hora de definir los límites de una formación, los cuales son la litología o la combinación de sus características litológicas.

Como algunos autores lo expresan (Galli, 1967; García, 1968; Chotin, 1969; García, 2004) la litología que subyace y sobreyace el contacto entre el Cretácico y el Paleógeno (específicamente Formación Quiriquina y Formación Pilpilco) es muy similar. De ser así, la clasificación más adecuada y acorde a los conceptos estratigráficos internacionales, sería que todo ese conjunto de rocas, conformaran una sola unidad litoestratigráfica. Por otro lado, autores (Steinmann, Tavera, Muñoz Cristi) se refieren a una discontinuidad en el contacto antes mencionado, de ser así, esta sería una legítima razón para separar ambas unidades como independientes (como están actualmente).

La Formación Pilpilco, definida en la localidad de Pilpilco, ha sido reconocida, además, más al norte, en el área de estudio, específicamente en Dichato, Coliumo, Cocholgüe, Ruta Itata, etc., sin embargo en esta zona, la totalidad de las rocas paleógenas fueron clasificadas formalmente con el nombre de Formación Cosmito (Galli, 1967). Autores como Biró (1982), Stinnebeck & otros (2003), Salazar (2004), García (2004), no se refieren a la existencia de Formación Pilpilco en la zona norte del área de estudio de esta Memoria, sin embargo, alumnos de Geología de Campo II, de la Carrera Geología de la Universidad de Concepción, han observado en esta zona, afloramientos con litologías muy a fines a las descritas como Formación Pilpilco en su localidad tipo. Chotin (1969), en Tomé y Cocholgüe, identifica en la base de la secuencia del Terciario, una arenisca con glauconita y granos de origen volcánicos, lo cual concuerda con la litología descrita por Muñoz Cristi (1968) para la Formación Pilpilco. A partir de esto surge la interrogante, si la Formación Pilpilco aflora en toda el área de estudio o simplemente está acotada a la zona sur.

Sobre la base de los antecedentes revisados en esta Memoria, parece evidente la presencia de esta secuencia de rocas tanto en el sur como en el norte del área de estudio

En afloramientos en sector Cerro La Higuera, comuna de Talcahuano (columna Estadio Cap 1, columna Puente Perales, columna Cerro San Miguel), al SE de la ciudad de Penco (columna inicio Ruta del Itata) y en la Península de Coliumo (columna estratigráfica “Playa Blanca I”), se observan litologías muy afines a la descripción hecha por Muñoz Cristi (1968) para la Formación Pilpilco, donde, además, se evidencia una continuidad y similitud en las rocas adyacentes al límite entre estas dos secuencias de rocas (cretácicas y paleógenas).

La mayoría de los autores expresan que es muy difícil determinar los contactos entre las rocas cretácicas y terciarias, sin embargo, casi la totalidad de ellos, no profundiza en este tema y adoptan las relaciones de contacto y edades que han propuesto antiguos autores, quienes expresaban una discontinuidad entre ambas secuencias, determinando un hiato en el Paleoceno.

Pineda (1983) en su Memoria determina dos sectores bien diferenciados: una al Norte de Ramadilla, donde la Formación Pilpilco sobreyace directamente al Basamento Metamórfico y presenta facies de sedimentación parálica y otro sector al Sur de Ramadilla, en el cuál la Formación Pilpilco sobreyace a sedimentos cretácicos y posee rasgos de sedimentación marina. Debido a esta variación en los contactos, determina que entre las rocas cretácicas y terciarias existe un periodo de no depositación o hiato en el límite K-T. Este hiato lo explica a través de una corta emersión de la Cuenca de Arauco, como consecuencia de los movimientos epirogénicos larámicos ocurridos para ese entonces.

Sin embargo, esta variación en los contactos es posible justificarlo con la posición en que se encuentran los afloramientos, ya que como se expresa en el modelo 1 (Anexo, Figura 1) existen sectores en los cuales la Formación Pilpilco sobreyace directamente al Basamento Metamórfico, y en otros sectores sería posible identificarla sobre la Formación Quiriquina, lo que significa que lo señalado por Pineda (1983) no es precisamente un argumento para determinar la existencia de un hiato a nivel regional.

Hallazgos más recientes de dientes de elasmofauna en el Cerro San Miguel, Talcahuano, por Muñoz Ramírez & otros (2007) permiten determinar que sí hubo rocas depositadas en el Paleoceno. Estos dientes de tiburón fueron encontrados en litologías inmediatamente sobre la Formación Quiriquina. El ensamble está compuesto por géneros de amplio rango estratigráfico como *Carcharias* y *Paraorthacodus*, sin embargo, algunos géneros de rango más restringido como el

odontaspídido *Palaeohypotodus*, conocido sólo de formaciones de edad Paleoceno en Europa, África y Groenlandia (Cappetta, 1987), sumado a la sobreposición de los rangos estratigráficos de los géneros *Paraorthacodus* y *Rhinoptera* (Jurásico Superior-Paleoceno y Paleoceno-Reciente, respectivamente) sugieren una edad Paleoceno para este nivel. Por otra parte, los autores notaron la singular ausencia de *Ischyrhiza chilensis* en este ensamble, el cual es una de las formas más abundantes y características en la Formación Quiriquina y ha sido propuesto como buen indicador del Cretácico Superior alto (Maastrichtiano) por Suárez y Marquardt (2003). Esto manifiesta que la fauna fósil en esta localidad correspondería a un ensamble de edad Paleoceno, siendo el único referente de dicha edad en Chile central (Muñoz Ramírez & otros, 2007).

En el Informe de Geología de Campo II, 2009 hubo importantes hallazgos de elasmobranquios (dientes de tiburón), también en Cerro San Miguel se identifica la presencia de la especie *Palaeogaleus* sp., la que según Cappetta (1987) tiene un rango estratigráfico Campaniano-Thanetiano.

Un poco más al Sur, en el Puente Perales, se reconocen dientes de la especie *Striatolamia* sp., las que Cappetta (1987) ha señalado de edad Thanetiano-Eoceno Superior. Ambas especies se encuentran en niveles de conglomerados finos, en rocas similares a las descritas como Formación Pilpilco, esta datación permitió a los autores del Informe de Campo II (2009) definir la edad de la Formación Pilpilco como Paleoceno y no Eoceno Inferior como fue propuesta por Muñoz Cristi (1968).

En la columna “Estadio CAP” (Figura 6.1), la última sección de rocas es muy característica de las litologías definidas para la “Formación Pilpilco”, y se observa que las litofacies determinadas para las secciones subyacentes y esta secuencia, es de “Middle Shoreface” y “Upper shoreface”, respectivamente, lo que indica que el paso de la Formación Quiriquina a la Formación Pilpilco, constituye un proceso de regresión natural, de un ambiente marino litoral, por lo que avala la idea de que no existen signos de discontinuidad aparente en este límite, determinado por antiguos autores.

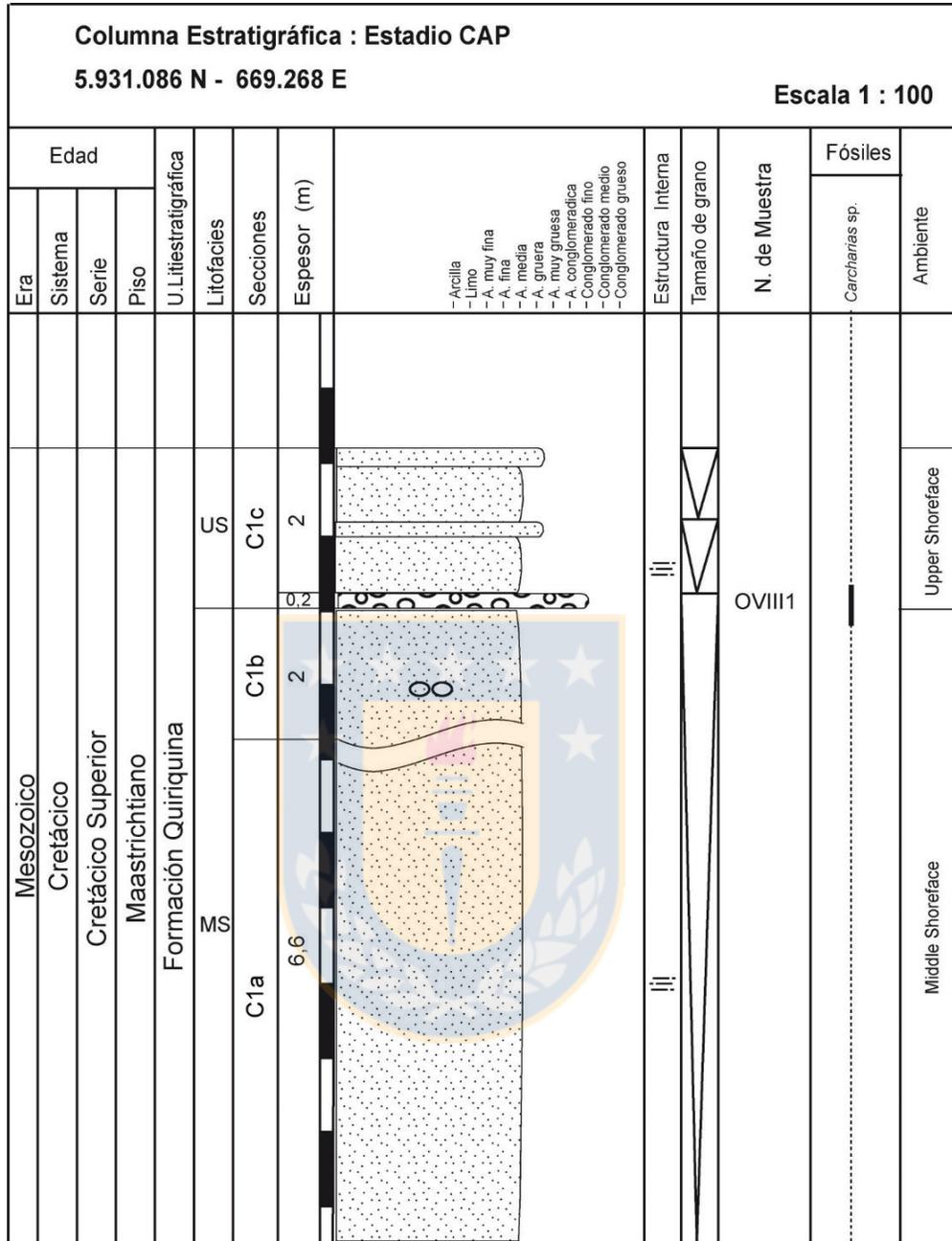


Figura 6.1: Columna estratigráfica “Estadio Cap” C1, ubicada en las dependencias del Estadio Cap, Talcahuano. Detalles y descripción en Anexos.

En la columna “Puente Perales” (Figura 6.2), realizada por los alumnos de Geología de Campo II (2010), de la Universidad de Concepción, se observa que el primer tramo C57a contiene restos fósiles de *Baculites* sp. y bivalvos indiferenciados, que son muy comunes en la Formación Quiriquina, más arriba, en un paquete de conglomerados con areniscas verdes (Fm. Pilpilco), existe

una sección de conglomerados con fósiles correspondientes a dientes de tiburón: *Carcharias* sp. y *Striatolamia* sp.; cuya superposición señala una edad Paleoceno - Eoceno. Como se aprecia en la descripción de la columna, las litologías o secuencias litológicas parecen ser iguales y de la misma génesis.

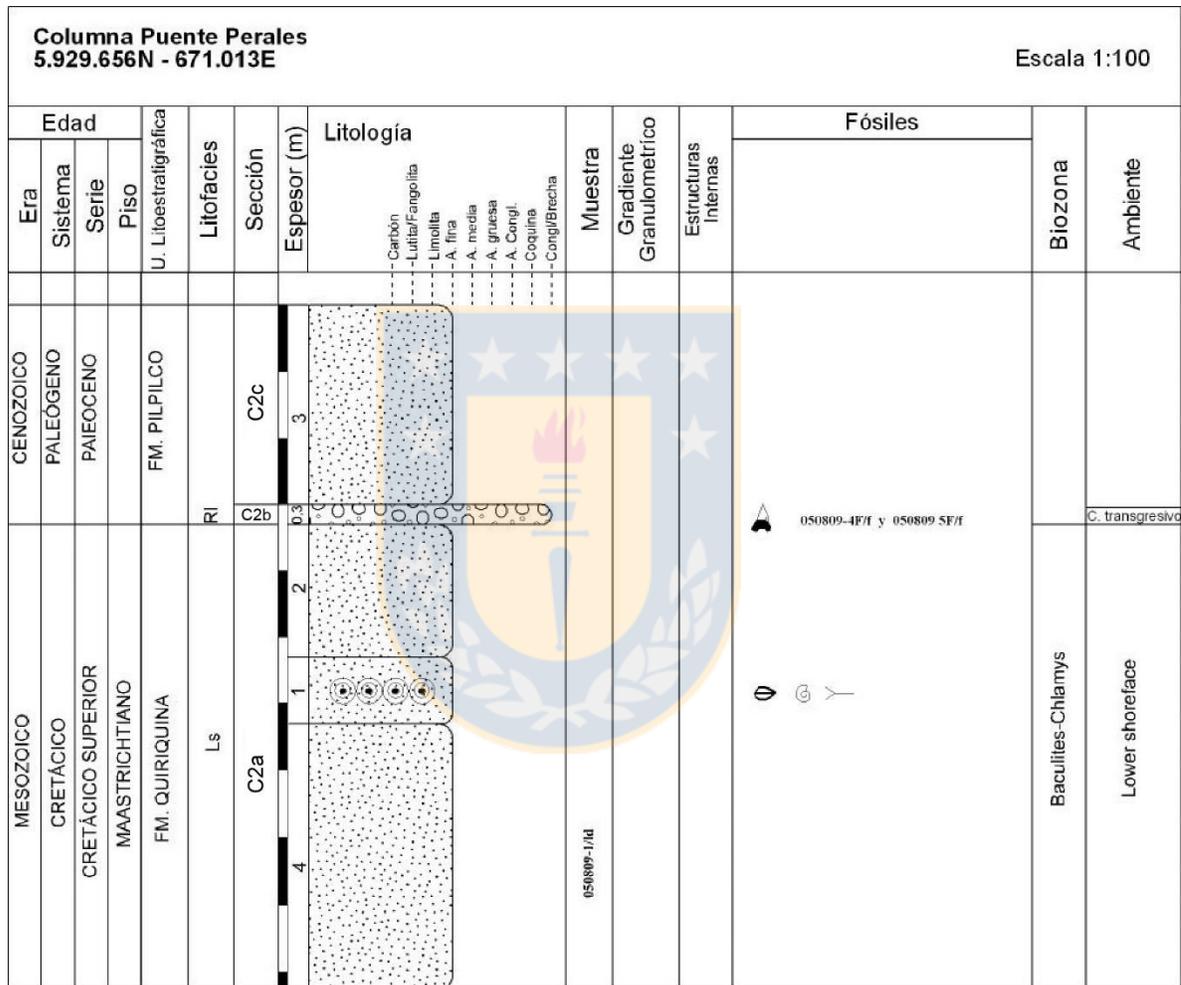


Figura 6.2: Columna estratigráfica “Puente Perales” C2, ubicada en el Puente Perales de Talcahuano. Detalles y descripción en Anexo.

En la columna “Cerro San Miguel” (Figura 6.3), los alumnos de Geología de Campo II, 2009, distinguen una litología muy similar a lo que fue descrito como Formación Pilpilco por Muñoz Cristi, acá determinan unas areniscas verdosas y que en la base hay un pequeño conglomerado transgresivo, lo que evidencia una somerización natural y continua de la cuenca.

En la columna “Playa Blanca” (Figura 6.5) los autores determinaron una secuencia de alternancia de areniscas verdes y areniscas amarillas en el techo de las rocas cretácicas. Esto permite inferir que el paso de un ambiente marino asociado a la Formación Quiriquina es gradual a un ambiente continental (Miembro Lota) y que no evidencia una discontinuidad o hiato.

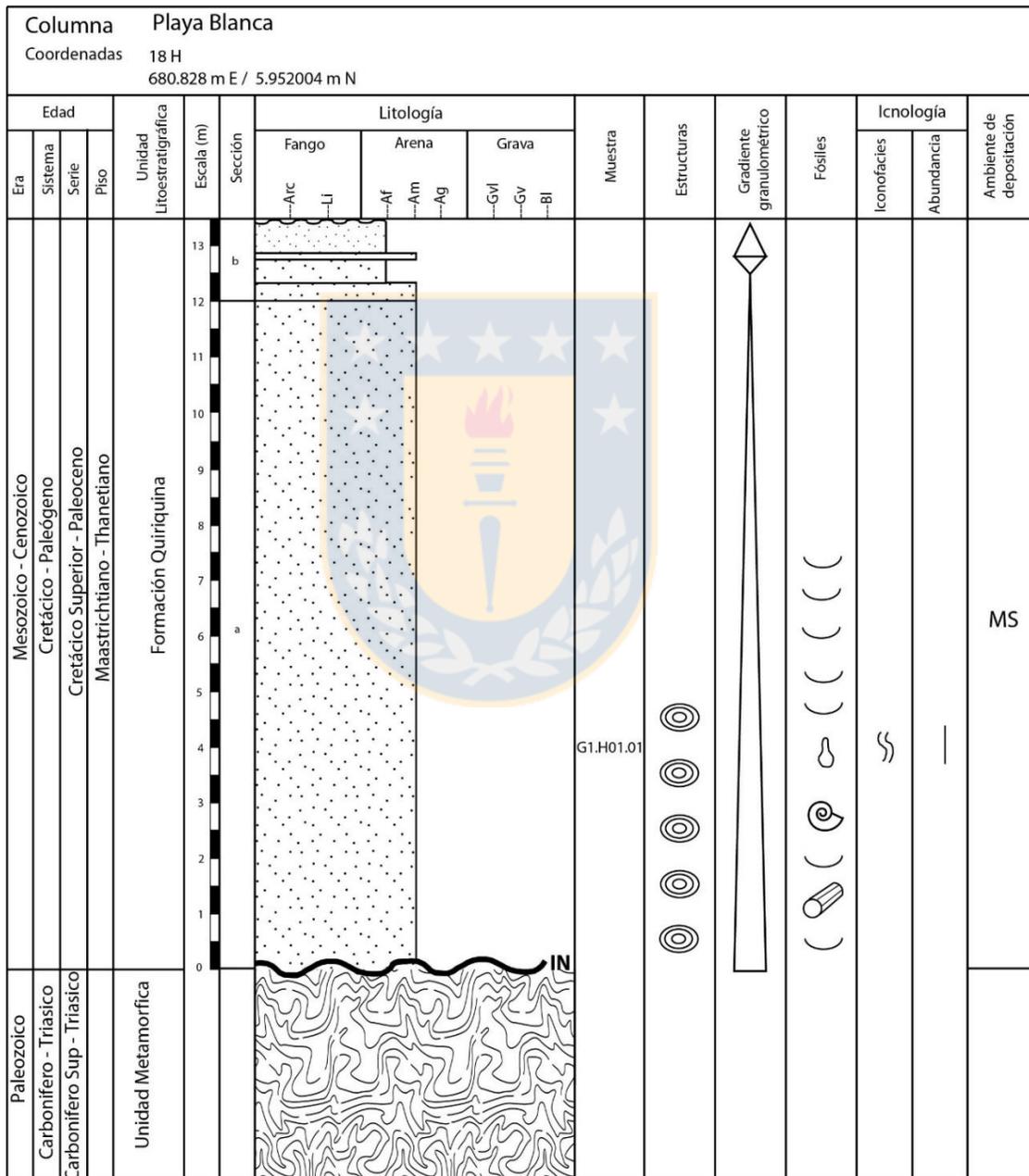


Figura 6.5: Columna estratigráfica “Playa Blanca” C5, ubicada en el sector Oeste de la Península de Coliumo, en Playa Blanca. Detalles y descripción en Anexo.

6.2. FORMACIONES DEL TERCIARIO EN ARAUCO, CONCEPCIÓN E ISLA QUIRIQUINA

Como se indicó en capítulos anteriores, las rocas terciarias han sido definidas y clasificadas por diversos autores en áreas de estudio cercanas unas a las otras. La sección de rocas paleógenas en la zona de Arauco, está bien documentada y definida. Muchos han sido los autores que han aportado antecedentes e información en esta área, sin embargo es Muñoz Cristi (1956, 1968) quien finalmente adopta el grado de formación para las rocas del Terciario Inferior (Formación Curanilahue y Formación Pilpilco) en esta zona.

Las rocas paleógenas del área de Concepción - Talcahuano, no están muy bien documentadas y los estudios han sido muy limitados. Galli (1967) clasifica esta secuencia como un paquete de lutitas, areniscas, conglomerados y carbón, a la cual le da el nombre de Formación Cosmito, con su localidad tipo en Estación Cosmito. El mismo autor expresa que la Formación Cosmito puede correlacionarse con la Formación Curanilahue, de edad Eoceno. Por otra parte Frutos & otros (1982) describen la geología de la Isla Quiriquina y separan una base metamórfica, sobre la que yace en discordancia angular capas del Cretácico (correspondientes a la Formación Quiriquina) y arriba la Formación Cerro Alto, compuesta de arcosas con fuerte estratificación cruzada, intercalada con conglomerados, niveles carbonosos y limolitas, asignadas al Terciario.

6.2.1. CORRELACIONES LITOESTRATIGRÁFICAS

Una correlación mediante superficies isócronas, no es viable, debido a la escasa información que existe entre las formaciones del Terciario con respecto a estas superficies, por lo tanto se hace difícil hacer una correlación cronoestratigráfica. El uso de capas guías, u horizontes fosilíferos es bastante limitado, sin embargo hay antecedentes de fósiles encontrados en intercalaciones marinas dentro de los paquetes continentales. Fue Tavera (1947) quien determinó que un material paleontológico proveniente de sedimentos marinos en la Mina Cosmito contenía los mismos fósiles que una capa marina ubicada sobre el Manto 5 en Schwager, específicamente estos fósiles corresponden a *Mytilus* sp., *Tellina carbonaria* y *Paludina*. Esto facilita trazar una correlación más legítima, sin embargo, no absuelto de dudas.

Otro de los criterios importantes para poder efectuar esta correlación es la posición estratigráfica en la que se encuentran los sedimentos terciarios en Concepción, ya que estos sobreyacen concordantemente a sedimentos cretácicos, datados mediante fósiles marinos, al igual como se observa en algunos afloramientos en el sur del área de estudio (Arauco), donde las rocas del Eoceno se disponen sobre las capas cretácicas.

Las asociaciones palinológicas en las rocas eocenas de la zona de Arauco y Concepción, han resultado ser muy parecidas. En general los palinomorfos más reconocidos son; *Haloragacidites harrisii*, *Gleichenidites* sp., *Clavifera triplex* y *Cyathidites minor*, además de *Triletes* sp., *Proteacidites* sp., *Multicellaesporites* sp., *Tricorpites* sp., *Proteacidites parvus* sp., *Laevigospirites* sp. y *Retitricorpites* sp., tanto en la zona de Arauco (Anexo, Tabla 2) como en la zona de Concepción (Anexo, Tabla 3). Esta información, que permite determinar ambiente y edad (no muy acotada), admite conceder un grado de equivalencia entre las secuencias paleógenas del Sur y del Norte del área de estudio.

Los palinomorfos observados por Geología de Campo II (2008) reafirman que, en el sector norte del área de estudio, existe la asociación típica de la Formación Curanilahue, en las muestras 5148a, 5149, 1077, 110607-13a-BR, I-MD1d, I-MH1b (Anexo, Tabla 3) tomadas en las localidades de Montecristo, Puerto Lirquén, Playa Blanca de Coliumo, Miramar, Ruta del Itata y Cocholgué respectivamente, dado que el contenido palinomórfico está constituido por *Haloragacidites harrisii*, *Laevigospirites ovatus*, *Clavifera triplex*, *Leiotriletes* sp., *Exesisporites* sp., *Gleicheniidites senonicus* y *Granatiesporites* sp., similar a lo descrito por Palma-Heldt (1980) y Geología de Campo II (2005), aunque sin la presencia de *Botryococcus braunii* y *Spinizonocolpites echinatus*; éste último es un indicador de ambiente de pantano costero tipo manglar.

Las rocas terciarias de la Isla Quiriquina, descritas por Frutos & otros (1982), no han sido estudiadas mediante paleopalínología, sin embargo, este autor, construye una columna estratigráfica y expresa una marcada similitud litológica con las rocas del Eoceno de Arauco. En consecuencia, se correlaciona litoestratigráficamente (Figura 6.6), las secuencias paleocenas-eocenas de Arauco, Concepción e Isla Quiriquina, basada por tanto, principalmente en la posición estratigráfica y las asociaciones de palinomorfos que presentan las diferentes formaciones o

miembros según sea el caso, dando énfasis al carácter distintivo de las diferentes litofacies definidas.

Es necesario dejar en manifiesto que los detalles que pueden consignarse en un perfil de piques, afloramientos o sondajes, sólo son susceptibles de cumplirse en una extensión reducida, por cuanto son casi siempre lentes de diámetro variable, que la mayoría de las veces no admiten validez general (se ha observado lentes de areniscas cuyo diámetro alcanza apenas a veinte veces la potencia máxima de la capa) (Fenner & otros, 1942). Sin embargo, es posible determinar un grado de correlación agrupando convenientemente las distintas capas en un perfil esquemático.

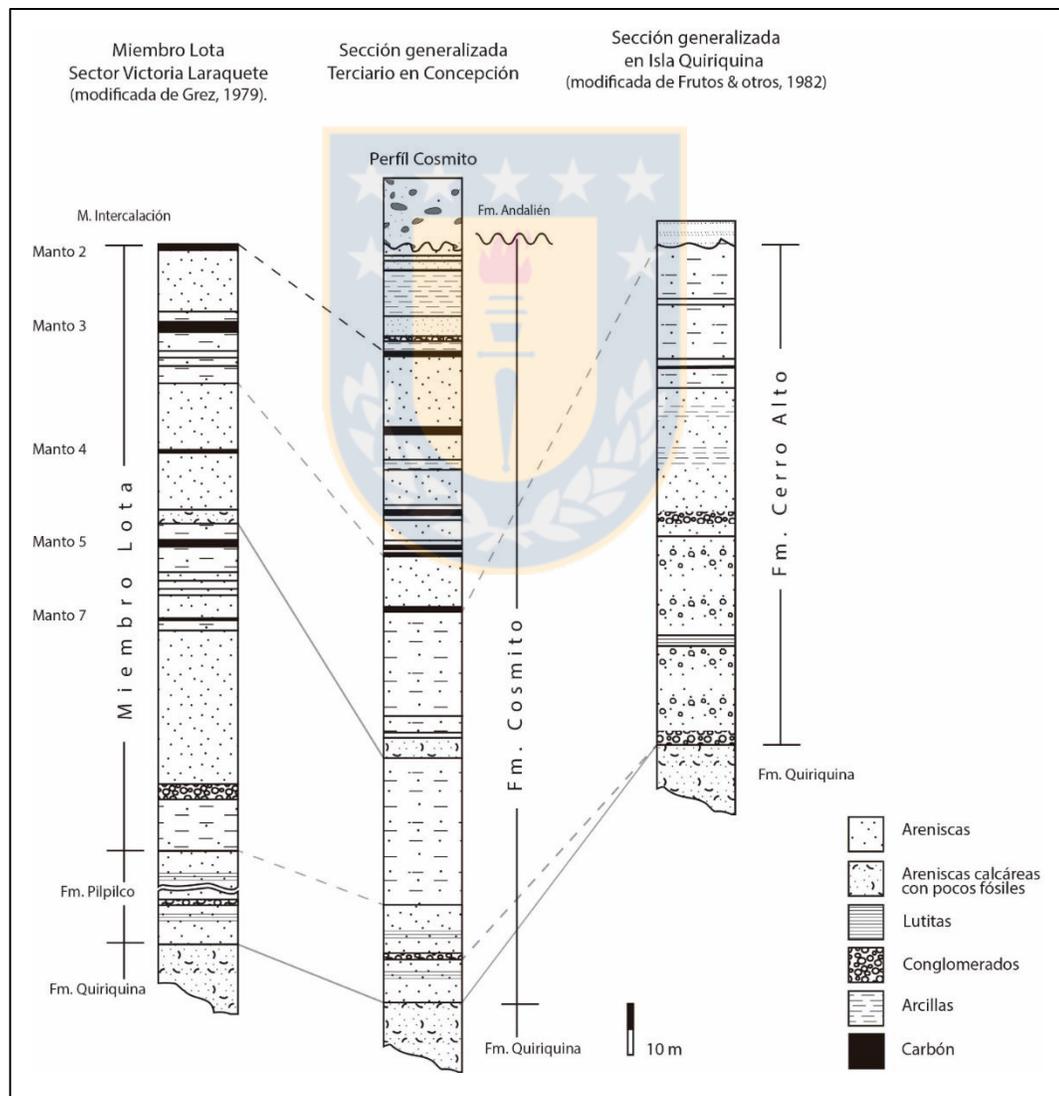


Figura 6.6: Correlación de columnas estratigráficas del Paleógeno Inferior en la Bahía de Arauco, Bahía de Concepción e Isla Quiriquina. Elaboración propia.

7. DESCRIPCIÓN DE LAS FORMACIONES PROPUESTAS

En este capítulo se hace una descripción detallada de las formaciones del Cretácico y del Paleógeno inferior, sobre la base de todos los antecedentes y las discusiones tratadas anteriormente.

En esta Memoria, se adopta la denominación y descripción original de la Formación Quiriquina realizada por Biró (1982), pero se considera a la Formación Pilpilco como la parte superior de la secuencia cretácica. Por otra parte, se establece que la Formación Curanilahue es equivalente a las rocas del Eoceno definidas por Galli (1967) en la Bahía de Concepción como Formación Cosmito y a las rocas del Eoceno de Frutos & otros (1982) en la Isla Quiriquina como Formación Cerro Alto, por lo que en el texto se hará referencia solo a Formación Curanilahue para denominar a las rocas eocenas del área de estudio para evitar confusiones con las numerosas denominaciones existentes.

7.1. FORMACIÓN QUIRIQUINA

7.1.1. DEFINICIÓN, DISTRIBUCIÓN Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

Definida por Biro (1982), corresponde a una secuencia siliciclástica depositada en un ambiente marino en el Cretácico Superior. Su localidad tipo fue establecida en Bahía Las Tablas, en la Isla Quiriquina, y su localidad paratipo en Caleta Cocholgüe. La litología de esta formación consiste en un conglomerado basal, areniscas amarillas, niveles de coquina y zona de areniscas con concreciones calcáreas (Salazar, 2004). La máxima potencia reconocida es en los afloramientos de su localidad tipo, en Bahía las Tablas, con un espesor de 65 m (Salazar, 2004).

Los afloramientos de la Formación Quiriquina se presentan a lo largo de la costa del Pacífico, al Oeste de la Cordillera de la Costa, extendiéndose por el Norte desde Algarrobo (en la Región de Valparaíso), Topocalma (cerca de Pichilemu), Chanco (al Sur de Constitución) y en la Provincia de Concepción hasta la Península de Arauco (Figura 7.1), en el Sur (Salazar, 2004). Las mejores y

más completas secuencias se ubican en la Región del Biobío, en la Bahía de Concepción, en las localidades de Tomé (Playa El Morro), Cocholgue, Punta de Parra e Isla Quiriquina (Salazar, 2004). También es posible observar afloramientos en Dichato, Coliumo, Punta Montecristo, Penco, Lirquén, y San Vicente.

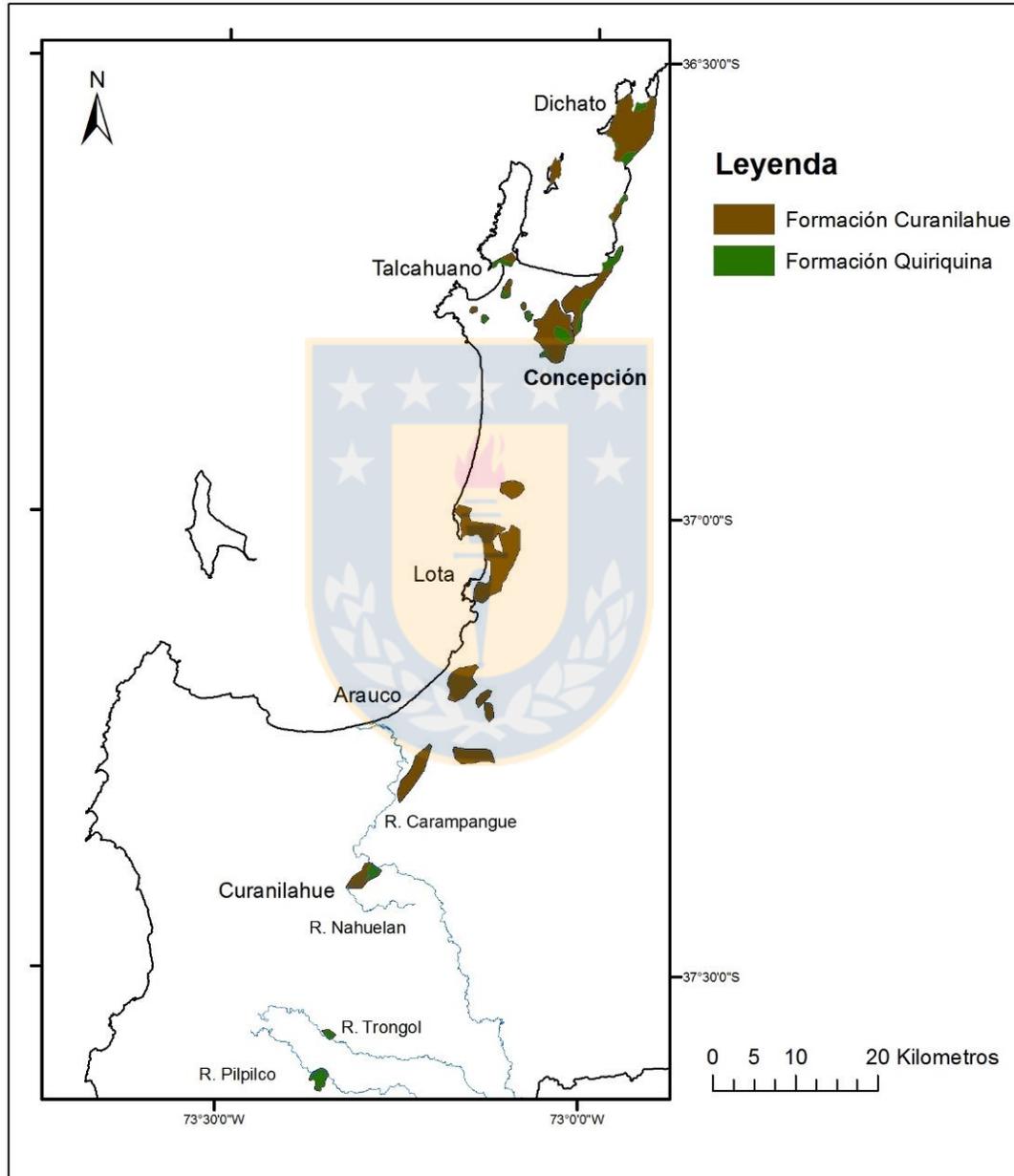


Figura 7.1: Mapa de afloramientos de la Formación Quiriquina y Formación Curanilahue en el área de estudio.

En la comuna de Talcahuano las rocas cretácicas afloran en el Cerro La Higuera, Cerro Perales, Sector Morro, Estadio CAP, Sector el Bosque, Posta Paulina Avendaño, y en las faldas del Cerro San Miguel. En el camino que conduce a Playa Ramuntcho, la Formación Quiriquina se presenta en el sector Santa Lucía y en el Cerro El Conejo. En la comuna de Hualpén se observa en el Cerro Amarillo de Hualpén. En la comuna de Concepción, los principales afloramientos se encuentran en Cerro Chacabuco, Cerro Santa Sabina, Laguna Lo Méndez, Laguna Redonda, en Cerro Lo Galindo, Cerro La Pólvora, Cerro Amarillo de Concepción y Cerro Chepe (Geología de Campo II, 2010). En la carretera interurbana que une a Penco con Lirquén, también se observan numerosos afloramientos de la Formación Quiriquina, siendo uno de los más importantes el que hay al inicio de la Ruta Interportuaria (Geología de Campo II, 2009).

En el sur del área de estudio las rocas cretácicas no tienen muy buena representación y sus afloramientos son escasos. Entre ellos están los de Fundo Pilpilco, Ríos Nahuelan, Carampangue, Trongol y Pilpilco. Al oeste de estas localidades, la Formación Quiriquina sólo ha sido reconocida en subsuperficie (Pineda, 1983).

La Formación Quiriquina se dispone en inconformidad sobre el Basamento Paleozoico y sobre los Granitoides de Concepción, e infrayace de manera concordante a rocas sedimentarias terciarias de la Formación Curanilahue (Salazar, 2004) y en discordancia angular a los depósitos del Cuaternario (Quinzio, comunicación verbal).

En el área de estudio, la inconformidad sobre las rocas metamórficas se evidencia en la plataforma de abrasión del sector Los Morros (Coliumo), en la zona sur de Playa Blanca de Coliumo, en El Morro (Tomé), en el camino que une Tomé y Lirquén, y en el trayecto del antiguo ferrocarril entre Penco y Tome paralelo a la línea de costa (comunicación verbal profesor R. Bonilla). En el sector de caleta Chocholgue es posible observar la inconformidad existente entre rocas metamórficas y el nivel basal de conglomerados, seguido de una capa de arenisca fina de color amarillo con contenido fosilífero perteneciente a la Formación Quiriquina (Fotografía 7.1). Al suroeste de Dichato, niveles de areniscas fosilíferas de diferentes granulometrías y niveles conglomerádicos pertenecientes a la Formación Quiriquina se distribuyen sobre el Basamento Metamórfico.

Estas rocas cretácicas se encuentran en contacto con inconformidad con las unidades de rocas intrusivas. Este contacto es de tipo sinuoso regular y está presente en la entrada a la Ruta Itata, en

Cerro Lo Galindo y en Cerro La Pólvara. En estos afloramientos la superficie de erosión es regular y ligeramente sinuosa (Geología de Campo II, 2010).

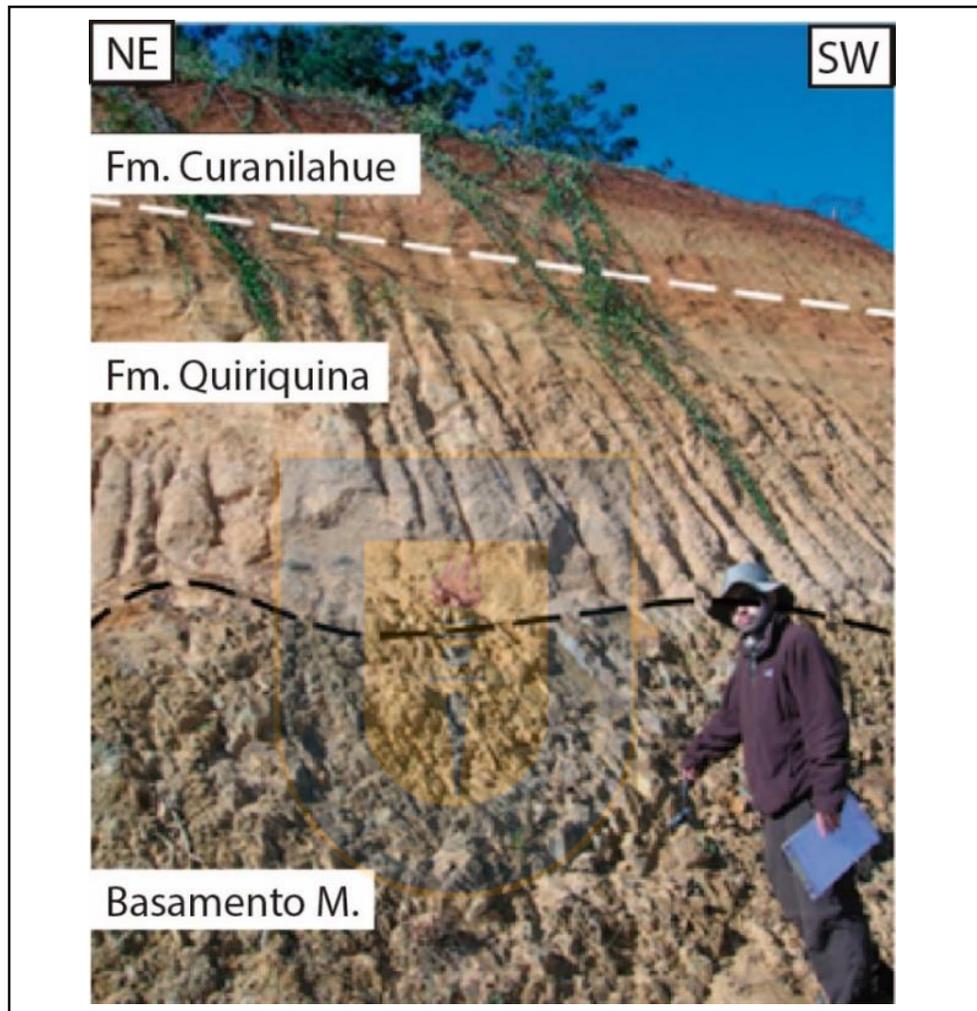


Fotografía 7.1: Formación Quiriquina (conglomerado basal) en inconformidad al Basamento Metamórfico en la Playa Cocholgue. Modificado de Geología de Campo II, 2010.

El contacto entre la Formación Quiriquina y la Formación Curanilahue, es mayormente de tipo gradacional, haciendo difícil determinar un límite claro entre ellas. Los criterios que permiten diferenciar ambas formaciones se basan en la granulometría, color y presencia o no de fósiles y/o restos vegetales (Bonilla, comunicación verbal).

En general, las secuencias pertenecientes a la Formación Curanilahue difieren de las de la Formación Quiriquina, ya que son de colores claros, blancas a grises, arcillosas y contienen niveles de restos carbonosos. En tanto, los sedimentos cretácicos suelen ser de grano medio, de coloración verdosa, presentar concreciones y abundantes fósiles (excepto en el nivel superior de Formación Quiriquina). Los lugares donde se encuentran estos tipos de contactos son en Cocholgue, Coliumo, en el Paso Inferior Lafquén del Bypass Penco-Lirquén, en el acceso a Penco, Cerro Amarillo de Concepción, Cerro Amarillo de la comuna de Hualpén y en la entrada a la Ruta del Itata (Fotografía

7.2), donde se observa además la concordancia entre estas formaciones y la inconformidad entre las rocas cretácicas y el Basamento Metamórfico.



Fotografía 7.2: Formación Quiriquina en contacto por inconformidad con Basamento Metamórfico y en contacto concordante con Formación Curanilahue en la Entrada Ruta Itata. Modificado de Geología de Campo II, 2010.

7.1.2. LITOLOGÍA Y POTENCIA

En Bahía Las Tablas, localidad tipo de la Formación Quiriquina, Salazar (2004) determina una secuencia de 66,5 m y la separa en cuatro secciones (de base a techo) que las describe como sigue:

- 15 m de conglomerado basal.

- 6,5 m de areniscas amarillas intercaladas con lentes conglomerádicos.
- 10 m de niveles de coquina intercalados con areniscas.
- 35 m de arenisca-limolita con concreciones calcáreo-arenosas.

En Caleta Cocholgüe, Salazar (2004) describe a la Formación Quiriquina, de base a techo en: 10 cm de conglomerado basal; 5 m de coquinas y aproximadamente 35 m de areniscas verdosas con abundantes concreciones calcáreas y areniscas verdes fuertemente bioturbadas. En este punto diversos autores han hecho sus columnas asignándoles distintos espesores, entre ellos Biró (1982) quien determina un espesor de 93,6 m; Stinnesbeck (1986) establece un espesor de 57,7 m y finalmente Salazar (2004) un espesor aproximado de 50 m.

Como se discutió en extenso en el Capítulo 6 de esta Memoria se adopta la denominación “Formación Quiriquina” señalada por Biró (1982), pero se extiende su rango de edad hasta el Paleoceno, incluyendo en su parte superior, a la denominada Formación Pilpilco.

En general, las secuencias litológicas de la Formación Quiriquina son similares en los distintos afloramientos, sin embargo, difieren en algunas características específicas de espesor, tamaño de los clastos y otros rasgos menores. A continuación se hace una descripción generalizada de los principales niveles litológicos de la Formación Quiriquina.

Nivel de conglomerados

El nivel de conglomerado basal es de carácter polimíctico y está constituido por clastos de hasta 10 cm de diámetro, con formas angulosas a bien redondeadas del complejo metamórfico infrayacente (Biró, 1982). Frutos & otros (1982) observan imbricación en algunos clastos, los cuales pueden llegar a los 15 cm. En el sector de Cocholgüe, Geología de Campo II (2013) determina 1 m de este conglomerado (Fotografía 7.3), el cual contiene clastos polimícticos de una media de 6 cm de diámetro, angulosos a bien redondeados.



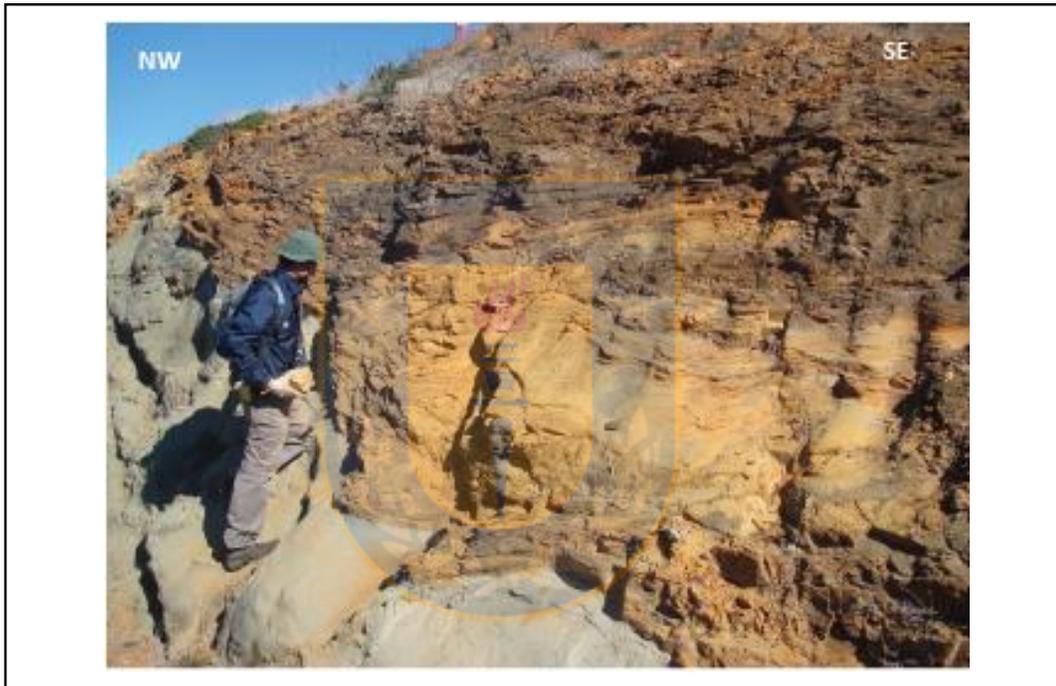
Fotografía 7.3: Conglomerado polimíctico, matriz soportado que corresponde a la parte basal de la Formación Quiriquina, observado al norte de Caleta Cocholgüe. Obtenido de Geología de Campo II (2013).

Geología de Campo II (2010), en la localidad de Santa Lucía, comuna de Hualpén establece que este conglomerado está constituido por filitas, granitoides y cuarzo, y está intercalado con niveles de arenisca gruesa y limolitas. Situación similar se presenta en el sector de Mirador Lirquén, en la carretera que une Tomé y Lirquén, dispuesto sobre unidades de roca intrusivas, incluyendo fragmentos discoidales y sub-esféricos de metamórficos, intrusivos (diorita) y, en menor cantidad de cuarzo. La potencia máxima medida en esta sección es de 2,7 m.

Areniscas amarillas con niveles conglomerádicos

Las areniscas amarillas son de grano fino y poseen estatificación cruzada e intercalaciones de lentes conglomerádicos (Salazar, 2004). Localmente hay lentes coquináceos, interpretados como tempestitas (Stinnesbeck, 1986). Las intercalaciones entre areniscas y niveles conglomerádicos han sido reconocidas en la entrada a la Ruta del Itata (acceso a Penco), el Paso Lafquén, la falda Norte del Cerro San Miguel, en el sector Santa Lucía, en el inicio de la Ruta del Itata, en el Cerro Amarillo

de Concepción, en el Cerro La Pólvara y sector de la Bahía de San Vicente (Fotografía 7.4). En estos afloramientos las areniscas son arcósicas y pueden ser conglomerádicas. Son raras las estructuras sedimentarias, aunque es posible observar laminación paralela en algunos sectores. Los niveles conglomerádicos son abundantes y sus potencias varían entre 5 a 15 cm. Los clastos corresponden a filitas y cuarzo, cuyos tamaños varían entre 2 y 8 cm de diámetro. La fauna fósil es variada y contempla numerosas especies de bivalvos, baculites y dientes de elasmobranquios. La potencia máxima medida de esta sección es de 16,5 m.

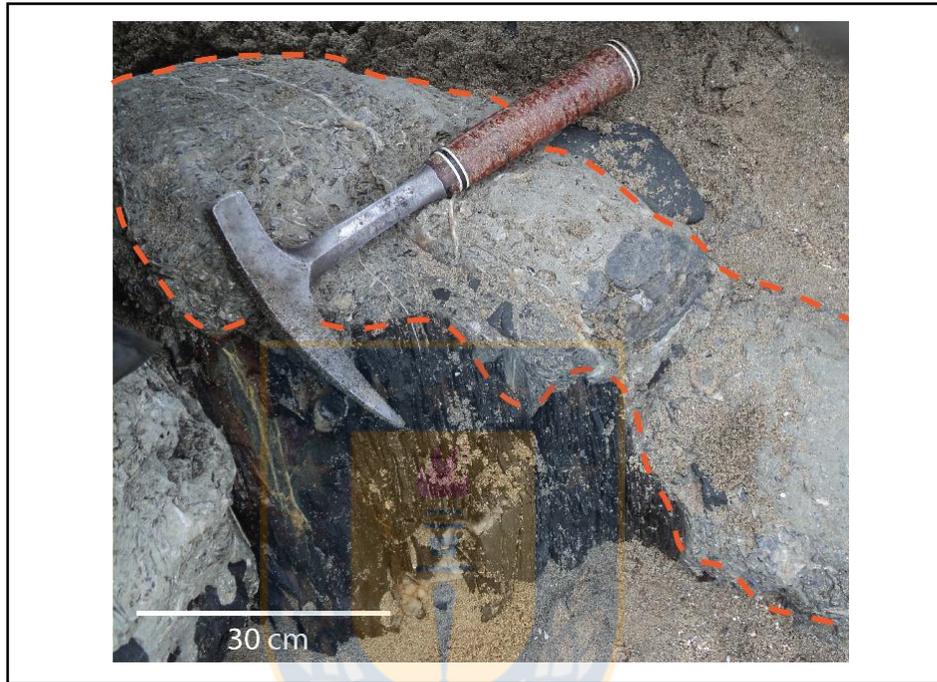


Fotografía 7.4: Aspecto de las areniscas amarillas de Formación Quiriquina en la localidad de la Bahía de San Vicente. Obtenido de Geología de Campo II (2010).

Niveles de coquina

Los bancos de coquina se caracterizan por la presencia de *Pacitrigonia hanetiana*, *Cardium acuticostatum*, restos de plesiosaurios y *Protocallianassa* sp. (Stinnesbeck, 1986). En la parte superior hay niveles de areniscas finas glauconíticas muy bioturbadas (Salazar, 2004). En el área de estudio, estas secuencias afloran en el Puerto de San Vicente, en sector Playa el Morro (Fotografía 7.5), en el Cerro El Conejo, y en el inicio de la Ruta del Itata. Las areniscas son arcósicas líticas de tonos verdes grisáceos, de grano medio y, en parte, fosilíferas. Algunas de éstas

pueden contener dientes de elasmofauna (Geología de Campo II, 2009). Los niveles de coquinas, que alcanzan en promedio 10 cm, se intercalan en las areniscas. Poseen rica variedad faunística, principalmente bivalvos, entre los cuales se reconoce *Cardium acuticostatum*; baculites y gastrópodos indeterminados, como ocurre en las coquinas del sector Bahía de San Vicente.



Fotografía 7.5: Coquina, de Playa el Morro, en contacto por inconformidad con el Basamento metamórfico. Obtenido de Geología de Campo II (2013).

Areniscas verdes con concreciones calcáreas y fósiles

Sobre los niveles de coquinas aparece la zona de areniscas verdosas, con abundantes horizontes de concreciones calcáreas de diámetros de 20 cm a 1 m (Fotografía 7.6). Los fósiles son abundantes, siendo importante la presencia de *Eubaculites carinatus* (Stinnesbeck, 1986). Los últimos niveles de esta sección no poseen fósiles y sólo se reconocen numerosas bioturbaciones y restos de vegetales carbogenizados (Stinnesbeck, 1986). Estas bioturbaciones corresponden principalmente al icnogénero *Ophiomorpha* isp., las cuales se encuentran truncadas en el techo de esta sección. Estas areniscas verdes con concreciones calcáreas y fósiles afloran en diversos sectores, entre ellos el Paso Inferior O'Higgins y el Paso Inferior Villarrica del Bypass Penco-Lirquén, en el Cerro

Amarillo de la comuna de Hualpén, en el Cerro San Miguel, en el Cerro Huachipato, en el sector del Hospital Las Higueras y el Cerro Las Higuera, en el sector El Bosque (Denavi Sur), en el inicio de la Ruta del Itata , en el corte de la Calle Paicaví (Cerro Chacabuco), en la Laguna Lo Méndez de Concepción, en Cerro Lo Galindo, en la Universidad San Sebastián y en el Puente Perales de Talcahuano, en Playa Blanca de Coliumo y en la localidad de Cocholgüe, en esta última, se observa 31,5 m de capas de areniscas finas a medias de color verde con escaso contenido fosilífero e importantes niveles de concreciones calcáreas de distintos tamaños (90 cm de diámetro la media). Sobre éstas, se observa una gradación a areniscas finas limolíticas, que se encuentran bioturbadas.



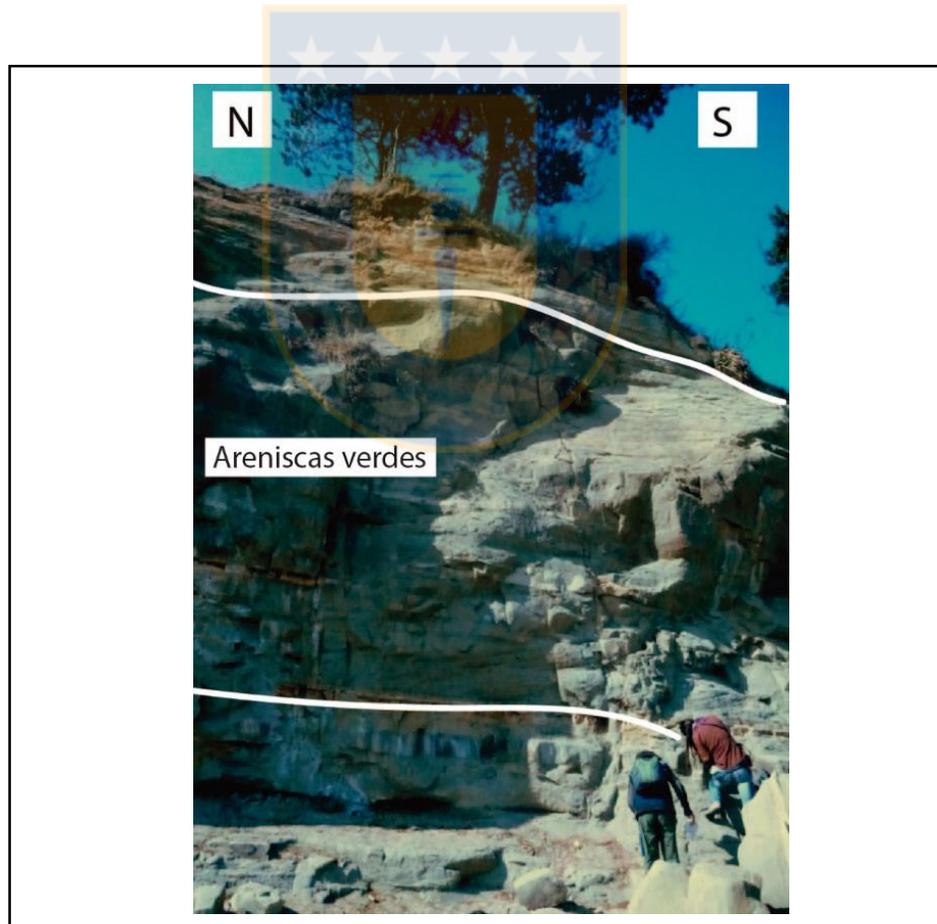
Fotografía 7.6: Areniscas verdes de la Formación Quiriquina, con concreciones calcáreas que se encuentran en niveles paralelos a la estratificación. Obtenido de Geología de Campo II (2013).

Areniscas verdes finas a gruesas con escasos fósiles

Además de los niveles clásicos de la Formación Quiriquina, se incluye dentro de ésta a las rocas definidas por Muñoz Cristi (1968) como Formación Pilpilco, la que está compuesta por areniscas de grano fino a grueso de color verde, con capas de arcillas y niveles de conglomerados finos. Chotin (1969) las describe como secuencias de areniscas calcáreas de color verde, de grano medio con presencia de concreciones calcáreas, bioturbación y madera fosilizada, con ausencia de fósiles marinos (excepto dientes de elasmofauna). El espesor medido en el sector norte de Colico Sur es

de 150 m por Muñoz Cristi (1968); mientras que el mínimo estimado por Chotin (1969) es de 20 m.

Esta secuencia de rocas se reconoce al Sur de Caleta Cocholgüe. La litología, en general, corresponde a areniscas de distintas granulometrías, las cuales se encuentran intercaladas con capas de niveles conglomerádicos, limolitas y fangolitas (Fotografía 7.7). En algunas capas se observa material orgánico intercalado y, en forma lenticular, estratificación cruzada y *herringbone*, bioturbaciones, estructuras de carga y concreciones. El espesor mínimo para este conjunto de estratos es de 7 m. Rocas afines a “Formación Pilpilco” también se reconocen en Playa Blanca de Coliumo, caracterizadas por 13 m de areniscas verdes finas a medias y un nivel conglomerádico de 3,3 m de areniscas verdes finas a medias con matriz arcillosa. De lo anterior, se establece un espesor máximo observado de 16,3 m.



Fotografía 7.7: Nivel de rocas afines a “Formación Pilpilco”, que en este trabajo se incluye dentro de la Formación Quiriquina, en Cocholgüe. Obtenido de Geología de Campo II (2013).

Pérez & Reyes (1980), en Salazar (2004), describen en Topocalma, VI Región del Libertador Bernardo O'higgins, una columna de 35 m de potencia asignada a las "Capas de Quiriquina", la cual descansa en inconformidad sobre el Basamento Metamórfico. Estos niveles están compuestos por conglomerados coquinoídeos, areniscas medias a gruesas amarillentas y coquinas arenosas. Variada es la presencia de fósiles, de los cuales se puede reconocer *Baculites* sp., *Gunnarites* sp., *Cardium* sp., *Pacitrigonia hanetiana* y *Buchotrigonia topocalmensis*.

Como se mencionó anteriormente, Biró (1982), en Bahía Las Tablas, determina una potencia de 139,21 m para la formación Quiriquina y en la parlocalidad, ubicada al norte de Tomé, en Caleta Cocholgüe, asigna un espesor de 95,6 m. Posteriormente Stinnesbeck (1986) estima una potencia de 83,8 m y 57,7 m para la localidad tipo y paratipo, respectivamente.

Cabe señalar que algunos estudios de reflectividad sísmica y perforaciones efectuadas en el subsuelo marino y continental de las cuencas del Itata y de Arauco (al Norte y al Sur del área de estudio, respectivamente), muestran que en algunos sectores, las rocas pertenecientes a la Formación Quiriquina pueden llegar a superar los 1.400 m de potencia (González, 1989). Además en un sondaje realizado por ENAP, en la localidad de Talcahuano (40 km al NW de ésta) se observa que existe una secuencia de rocas del Cretácico Superior de 1000 m de espesor (Mordojovich, 1975 en Biró, 1982).

La potencia de esta formación es muy variable entre cada afloramiento, por lo que no se puede establecer un patrón preciso de acuñaamiento o engrosamiento de las capas, y con esto, el posible depocentro de la cuenca. Esta variabilidad de potencias podría ser explicada en base a la compleja historia tectónica y de erosión, que ha sufrido el sector estudiado. Pineda (1983), en su Memoria de Título, estudia algunos pozos y sondajes, en las que determina espesores de hasta 1160 m y, en general, según sus estudios establece que se puede decir que el espesor de la Formación Quiriquina aumenta de E a W.

Las observaciones y descripciones litológicas hechas por diversos autores, permiten integrar los distintos niveles y confeccionar una columna estratigráfica representativa para la Formación Quiriquina (Figura 7.2). Los espesores de cada sección litológica son aproximados, puesto que varían mucho de un sector a otro, por lo que no se puede determinar una medida exacta que aplique a todos los puntos donde se encuentre dicha sección.

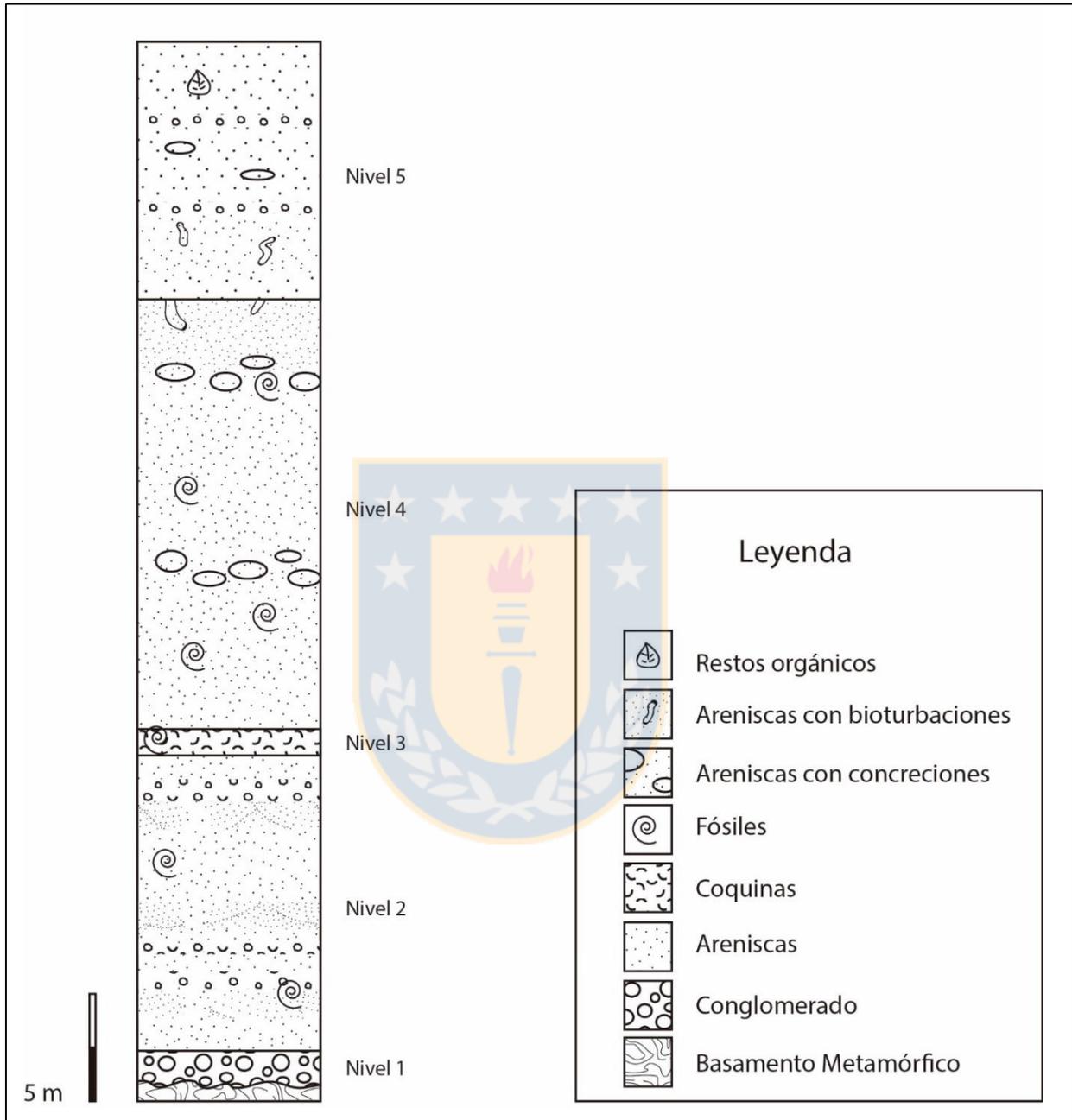


Figura 7.2: Columna representativa de la Formación Quiriquina. Nivel 1 corresponde a nivel de conglomerados; Nivel 2 a areniscas amarillas con niveles conglomerádicos; Nivel 3 a nivel de coquinas; Nivel 4 a areniscas verdes con concreciones calcáreas y fósiles; Nivel 5 a areniscas verdes finas a gruesas con escasos fósiles (antigua Formación Pilpilco).

7.1.3. EDAD Y CORRELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

En el año 1842 se realizó el primer estudio de la Formación Quiriquina por el autor D'Orbigny, quien en 1852 atribuye al periodo Senoniano los fósiles encontrados. Darwin en el año 1846 consideró que los fósiles pertenecen al Terciario antiguo, durante el cual habrían sobrevivido algunos moluscos mesozoicos e incluye los estratos que reconoció dentro de la denominación de "Concepción formation". Luego, Tavera (1942) asigna una edad Senoniano Superior (Maastrichtiano) a la Formación Quiriquina. Los fósiles más característicos de esta formación son: *Cardium acuticostatum* y *Trigonia hanetiana* (Pineda, 1983), además de Ammonites y Baculites (Salazar, 2004).

Biró (1982) propone una edad Campaniano-Maastrichtiano sobre la base de la fauna de invertebrados marinos fósiles; posteriormente, Hünickeni & Covacevich (1975 en Stinnesbeck, 1986) le atribuyen una edad Maastrichtiano y, luego Stinnesbeck (1986) una edad Maastrichtiano tardío. Posteriormente Salazar (2004), en base a las biozonas descritas en su trabajo y la presencia de *Menuites fresvillensis*, sugiere una edad correspondiente a la parte superior del Maastrichtiano Inferior y/o el comienzo del Maastrichtiano Superior, hasta la parte superior del Maastrichtiano Superior, sin llegar al final de Maastrichtiano. Tentativamente, las edades relativas de la Formación Quiriquina serían de $68,8 \pm 0,4$ a $66,2 \pm 0,6$ Ma. (Salazar, 2004). El fósil guía por excelencia para la Formación Quiriquina es el ammonites *Menuites fresvillensis quiriquinae*, el cual se relaciona a la parte inferior del Maastrichtiano Superior (Salazar, 2004).

Dentro de los fósiles que tienen un valor geocronológico se encuentran los hallados por Geología de Campo II (2013); *Hipophiloceras hetonaiense*, obtenido en Playa Blanca Sur y *Tegula ovallei*, en Cocholgue Norte, ambos de edad Maastrichtiano; *Baculites anceps* y *Eubaculites carinatus*, encontrados en el camino entre Punta de Parra y Lirquén por la costa, y de edades Maastrichtiano Inferior y Maastrichtiano Medio a Superior, respectivamente.

A partir de lo anterior, la edad máxima para la Formación Quiriquina es asignada a la parte superior del Maastrichtiano Inferior y/o el comienzo del Maastrichtiano Superior, sumado también al estudio realizado por Salazar (2004) mediante la superposición de las zonas *Baculites anceps*, *Eubaculites carinatus* y sin baculitidos.

Geología de Campo II (2009) identifica los géneros *Palaeogaleus* sp. en Cerro San Miguel y *Striatolamia* sp. en Puente Perales, de rangos estratigráficos Campaniano-Thanetiano y Thanetiano-Eoceno Superior, respectivamente, ambos géneros en niveles de conglomerados finos asignados en este trabajo a la parte superior de la Formación Quiriquina (antigua Formación Pilpilco). La superposición de los rangos estratigráficos entre *Palaeogaleus* sp. y *Striatolamia* sp., sumado a la sobreposición de los rangos estratigráficos de los géneros *Paraorthacodus* y *Rhinoptera* (Jurásico Superior-Paleoceno y Paleoceno-Reciente, respectivamente) sugiere una edad Paleoceno (Muñoz-Ramírez & otros, 2008) para este nivel de conglomerados finos. Considerando que la originalmente Formación Pilpilco es incorporada como parte de la Formación Quiriquina se establece una nueva edad para esta formación, que va desde la parte superior del Maastrichtiano Inferior y/o el comienzo del Maastrichtiano Superior hasta el Paleoceno para la Formación Quiriquina.

Salazar (2004) correlaciona sobre la base del contenido de ammonoidea la Formación Quiriquina con la Formación López de Bertodano, de la Isla Seymour, en la Península Antártica, además con la Formación Miria, en el oeste de Australia, con la Formación Valudayur, del distrito Pondicherry en el sur de la India y con las secciones de la Región Biscaya, en Europa.

7.1.4 AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN

Para establecer el ambiente en que se depositó la Formación Quiriquina, es necesario hacer un análisis de diversos factores, los cuales son; litológicos, fosilíferos, y estructuras menores, los que son presentados a continuación.

7.1.4.1. Litofacies

Este término es usado exclusivamente para aludir a los aspectos litológicos en un conjunto de estratos (Vera, 1994).

En base a la información bibliográfica recopilada de Geología de Campo II (2009-2013) se pueden identificar las siguientes litofacies:

Tabla 7.1: Código de litofacies utilizado en rocas estratificadas. Modificado de Le Roux & Elgueta (1996) y Miall (2000).

Código	Litofacies	Estructura sedimentaria	Significado genético
PF	Lutitas, arcillolitas sin o con poca materia vegetal	Laminación paralela	Depósitos de plataforma fangosa
LS	Areniscas muy finas a finas	Masivas o con laminación paralela, cruzada de bajo ángulo y anastomosada	Depósitos de lower shoreface
MS	Areniscas finas a medias	Masivas o con laminación paralela, cruzada de bajo ángulo	Depósitos de middle shoreface
US	Areniscas medias a muy gruesas con lentes conglomerádicos y materia vegetal	Masivas o con laminación cruzada de alto ángulo, anastomosada	Depósitos de upper shoreface
FS	Areniscas medias magnéticas	Laminación paralela	Depósitos de foreshore
IB	Areniscas finas a medias	Laminación anastomosada y laminación cruzada	Depósitos formados en una isla barrera o back barrier
L	Areniscas muy finas, lutitas, arcillolitas carbonosas	Laminación paralela	Lagoon, ambiente tranquilo formado detrás de isla barrera
M	Carbón	Sin estructura	Marismas
RL	Conglomerado dispuesto en forma de capas	Gradación normal, imbricación de clastos	Conglomerado transgresivo
T	Areniscas gruesas a conglomerado fino	Gradación normal	Tempestitas
Cgs	Conglomerado clasto soportado	Imbricación	Depósitos de fondo de canal
Cms	Conglomerado masivo matriz soportada	Gradación débil	Flujo de detritos de alta energía, régimen fluvial de gran energía
Am	Arenisca masiva	Sin estructura	Régimen fluvial moderado
AC	Arenisca conglomerádica	Con o sin gradación normal	Transición entre régimen fluvial moderado a alto
Alp	Arenisca de grano medio	Laminación paralela	Régimen fluvial de alta energía
Fl	Fangolita, lutita y arcillolita	Laminada a masiva	Depósitos de canales abandonados

Conglomerado basal polimíctico

Litofacies de clastos de distintos tamaños y composición, los cuales van desde angulosos a bien redondeados. La roca puede ser clasto o matriz soportado y de mala selección. Es posible además determinar una secuencia granocreciente. Generalmente se trata de un conglomerado basal que se dispone en inconformidad sobre rocas metamórficas. El código de litofacies que más representa a este paquete de rocas, corresponde al código “RL” (según la Tabla 7.1), el cual caracteriza a un

conglomerado con disposición en capas, clastos imbricados y gradación normal, cuya génesis se le atribuye a un conglomerado transgresivo.

Areniscas finas pardas amarillentas

Se caracteriza por areniscas de grano fino, de fábrica matriz soportada y, en general, de buena selección. Uno de los rasgos más importante es que tienen lentes conglomerádicos. El código “US”, de la tabla modificada de Le Roux & Elgueta (1996) y Miall (2000), es el más representativo para estas litofacies. Éste código se define como areniscas de granos medios a muy gruesos con lentes conglomerádicos y contenido de materia vegetal. A pesar de tener diferencia en el tamaño de grano, se considera de mayor importancia la presencia de lentes conglomerádicos. Su génesis está asociada a depósitos de *upper shoreface*.

Areniscas medias a conglomerados y nivel de coquina

Litofacies de areniscas de grano medio y conglomerados, que poseen niveles de coquinas de hasta 40 cm, con restos de bivalvos. Se reconocen en los sectores Playa El Morro (Tomé) y en Penco centro. Se le asigna el código “T”, basándose en la Tabla 7.1 Se interpretan como tempestitas, depósitos generados por la acción de grandes tormentas. Su espesor depende de la intensidad que haya tenido ésta y de la cercanía a la zona desde donde fueron transportados los sedimentos (Einsele, 1992).

Areniscas verdes con niveles de concreciones

Compuestas por areniscas de grano fino a medio con presencia de glauconita y con abundantes niveles de concreciones calcáreas de diámetros de 20 cm a 1 m, niveles oxidados y restos vegetales. Basándose en la Tabla 7.1, el código “MS” es el más representativo. Se interpreta este ambiente como de *middle shoreface*, ésta se localiza entre el límite de la baja marea y el nivel donde el movimiento de las olas tiene acción sobre los sedimentos del fondo marino (entre las zonas de *lower shoreface* y *upper shoreface*).

Areniscas finas limolíticas

Litofacies con areniscas finas a muy finas, de color amarillo a gris blanquecino y con abundantes bioturbaciones. Se le asigna el código “LS”, el cual es interpretado como depósitos de *lower*

shoreface, que corresponde a la zona en que los sedimentos de fondo marino solo son afectados durante tormentas y no por el oleaje normal (Reineck & Singh, 1980) y la energía en este medio, es relativamente baja respecto al resto de las zonas costeras.

Areniscas, conglomerados y niveles de fango con materia orgánica

Conformadas por areniscas de grano fino a grueso, intercaladas con areniscas conglomerádicas, conglomerados y niveles fangolíticos con presencia de lentes de materia vegetal. También, es posible identificar estratificación de tipo laminar, *herringbone* y cruzada, además de concreciones calcáreas, bioturbaciones y madera fosilífera. Es asignada con el código “US” (Tabla 7.1). Estos sedimentos son interpretados como la zona de *upper shoreface*, también conocida como la zona de surf, que corresponde a la zona superior entre el límite de baja marea y el nivel donde el oleaje tiene efecto sobre los sedimentos depositados en el lecho marino, la cual es altamente afectada durante las tormentas (Reineck & Singh, 1980).

7.1.4.2. Biofacies

El concepto de biofacies es un complemento del término litofacies, ya que se refiere a los aspectos paleontológicos exclusivamente, y a las condiciones biológicas reinantes durante el depósito (Vera, 1994). El uso del análisis de presencia/ausencia, abundancia relativa o las particularidades morfológicas de ciertas especies permite reconstituir algunos parámetros paleoecológicos y paleo-oceanográficos (Guzman & otros, 1998), convirtiéndose así en una herramienta útil en la determinación de biofacies.

Las características del sustrato litoral tienen alta heterogeneidad y amplia diversidad de factores fisicoquímicos (exposición del oleaje, temperatura, salinidad, oxígeno, luz y superficie de fijación), biológicos (competencia, depredación y reclutamiento) y la interacción de las mareas. Las características, distribución y comportamiento de las poblaciones biológicas existentes están sujetos a la variación espacial y temporal de los factores anteriormente mencionados (Fernández & Jiménez, 2006, en Geología de Campo II, 2008).

Stinnesbeck (1986), propone una división en base a cefalópodos y bivalvos bentónicos, los cuales corresponden a:

- Biofacies *Ostrae* indet.
- Biofacies *Mytilus-Inoceramus*
- Biofacies *Dentalium*-Gastrópodos
- Biofacies *Pacitrignia-Cardium*
- Biofacies *Cymbophora-Aphrodina*
- Biofacies *Eubaculites-Chalmys*
- Biofacies *Neilo-Yoldia*

En los afloramientos de la Formación Quiriquina se observa una evidente zonación representada principalmente por bivalvos, gastrópodos y en menor incidencia scaphopodos, amonoideos y artrópodos. A continuación se presentan las biofacies consideradas en este trabajo, sobre la base de diversos estudios realizados en el área que abarca esta Memoria.

- Biofacies de *Ostrea* sp.
- Biofacies *Pacitrignia-Cardium*
- Biofacies *Eubaculites-Yoldia*
- Biofacies de *Neilo*
- Biofacies de Elasmobranquios

Biofacies Ostrea sp.

Actualmente las ostras viven confinadas en zonas no muy profundas, entre la zona intertidal y los 30 m aproximadamente, en aguas levemente salobres, en ambientes marinos restringidos (lagoon), con temperaturas por lo general templado-cálida (Stenzel, 1971). Estos géneros necesitan de una roca o concha donde adherirse, incluso se pueden adherir unas a otras y se disponen transversalmente a la circulación del agua, para así optimizar los efectos de la corriente. Condiciones paleoambientales semejantes han sido sugeridas para la mayoría de las especies fósiles del género (Jiménez & otros, 1991).

La mayor parte de los restos de fósiles no están en muy buenas condiciones para clasificarlos a nivel de género o especie. Estos ejemplares muestran indicios de haber sido re TRABAJADOS y transportados, debido a que se encuentran formando niveles centimétricos de coquinas, con líticos metamórficos angulosos, intercalados con areniscas de grano grueso granodecrecientes. Sin embargo, la presencia localizada de esta biofacies dentro de los conglomerados transgresivos basales de la unidad, probablemente se deba a que el ambiente propicio para el hábitat de las ostras haya estado restringido a lugares tranquilos y someros, biotopos que estarían muy localizados a medida que se producía la transgresión en una paleogeografía muy accidentada. Stinnesbeck (1986)

propone la Comunidad *Ostrea*, a la cual le asigna biotopos variables y localizados entre el ambiente marino de borde inclinado que prograda a un ambiente subtidal plano. Esto indicaría que la localidad de Las Tablas posiblemente correspondió a un depocentro local, hacia donde el sedimento era transportado mediante corrientes de fondo generadas en periodos de alta energía del agua.

Es probable que los bancos de ostras hayan sido dañados y destruidos producto de las tormentas, debido a su ubicación sobre el nivel con efecto de las olas, lo que habría generado acumulación de bioclastos en el foreshore (Playa El Morro) y en otros sectores, hacia la zona subtidal, producto de las corrientes que transportaban el material durante la transgresión (Cochohgüe y Las Tablas en Isla Quiriquina).

Las *Ostreas* se encuentran asociadas localmente a *Cardium acuticostatum* y *Venus* sp. El paleoambiente propuesto para esta biozona es un sustrato rocoso en la que las *Ostreas* vivían sujetas, en la zona intertidal a subtidal, en un medio de alta energía, afectada ocasionalmente por periodos de tormentas.

Biofacies de Pacitrigonia-Cardium

Este conjunto faunístico se asocia a litofacies de tempestitas, caracterizados por niveles de coquinas, donde se observan sedimentos re TRABAJADOS que, probablemente, han sido transportados desde el subtidal poco profundo a subtidal profundo (Stinnesbeck, 1986).

Esta biozona se aprecia en los sectores de Paso Inferior O'Higgins, en el Bypass Penco-Lirquén; Cerro San Miguel, Talcahuano; Puerto de San Vicente; Cerro El Conejo, Hualpén y el inicio de la Ruta Del Itata, Comuna de Penco (Geología de Campo II, 2009).

Caracterizada por su variada asociación faunística, compuesta principalmente por *Cardium (Bucardium) acuticostatum*, *Pacitrigonia* cf. *hanetiana*, seguidas por *Dentalium* sp., *Baculites* sp., *Eubaculites* sp., *Nucula ceciliana*, *Nucula amuriensis*, *Ostrea* sp., *Cymbophora* cf. *araucana*, *Inoceramus (Endocostea) biroi*, *Pyropsis (Chilenopsis)* cf. *quinzioensis*, *Polinices (Polinella) ganae* y *Ceroniola australis*, escafópodos, restos de bivalvos y gastrópodos indiferenciados.

En niveles conglomerádicos se encuentran dientes de elasmobranquios pertenecientes a las especies *Ischyryza chilensis* y *Carcharias* sp. Además han sido hallados en rodados, fósiles del ammonoideo *Grossouvrites* sp.

El ambiente que se propone para esta biofacies es la de una zona submareal con fuertes corrientes y con arena en suspensión, esto queda de manifiesto en las secciones de areniscas finas a medias intercaladas con niveles de coquina. El hallazgo de *Polinices ganae* y *Pyropsis (Chilenopsis)* y *Pyropsis (Chilenopsis) quinzioensis*, está asociado a fondos marinos arenosos e incluso gravas intertidales. Corresponden a gastrópodos carnívoros que en la actualidad habitan en un amplio rango de profundidad, de intertidal a los 100 m (Guzmán & otros, 1998). Estas especies según Bandel & Stinnesbeck (2000), son especies endémicas del Maastrichtiano en Chile, que vivían en zonas rocosas y arenosas cercanas a la costa. Además durante este periodo, no hubo intercambio de especies a lo largo de grandes distancias en la plataforma continental de Gondwana, por lo que se reafirma su carácter endémico.

Los niveles conglomerádicos con bioclastos, fueron depositados en periodos de tormenta. El espesor de estos niveles depende de la duración de estos fenómenos climáticos.

Biofacies Eubaculites-Yoldia:

Debido a la falta de registro fosilífero de la especie *Chlamys*, es que no se ha considerado la biofacies *Eubaculites-Chlamys* propuesta por Stinnesbeck (1986).

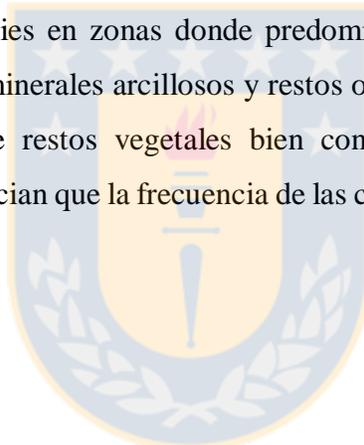
Este conjunto faunístico está asociado a la litofacies compuesta por areniscas de grano medio a fino con niveles concrecionarios. Según Stinnesbeck (1986), corresponde a la parte superior de la Formación Quiriquina.

La biofacies *Eubaculites-Yoldia*, ha sido observada por Geología de Campo II (2010) en sectores tales como Cocholgue, Mirador Lirquén, Posta Paulina Avendaño y Quebrada Honda. Está compuesto principalmente por la asociación de *Eubaculites* sp. - *Yoldia levitestata*, en menor cantidad *Baculite* sp., *Eutrephoceras subplicatum*, *Pacitrigonia* cf. *hanetiana*, *Cardium (Bucardium) acuticostatum*, *Mactra steinmanni*, *Mactra* sp., *Corbulana chilensis*, *Mactra colossea*, *Mactra dubia*, *Ostrea* sp., gastrópodos indeterminados y también es importante remarcar

la existencia de dientes de elasmobranquios, representados por *Carcharias* sp. Esta biozona está caracterizada por fauna endobentónica y epibentónica, constituida en su mayoría por géneros detritívoros. Comunidades actuales, comedores de detritos, muestran que existe un biotopo estable y de baja energía (Levinton, 1972 en Craig, 1994). Basado en esta forma de alimentación, se infiere un sustrato blando y de grano fino, con composición elevada de sustancias orgánicas (Stanley, 1976). El género *Yoldia* corresponde a un organismo detritívoro que reside en ambientes de baja energía, en sedimento areno-fangosos con abundante materia orgánica y en condiciones anóxicas a hipóxicas (Craig, 1994), especies actuales del género *Corbulana* se encuentran en fondos de limo y arcilla a partir de 20 m de profundidad, también en fondos de arena fina.

Stinnesbeck (1986) postula que las comunidades de *Eubaculites* estaban asociadas a algas marinas en el fondo marino y éstas, a su vez, se asociaban a bivalvos detritívoros.

Es probable hallar estas especies en zonas donde predomina la depositación de sedimentos en suspensión, donde precipitan minerales arcillosos y restos orgánicos, a partir de olas y corrientes. Sin embargo, la presencia de restos vegetales bien conservados y fósiles marinos sin una orientación preferencial evidencian que la frecuencia de las corrientes y que el transporte era menor (Geología de Campo II, 2013).



Biofacies Neilo:

Stinnesbeck (1986) relaciona *Neilo* con las litofacies de areniscas finas a medias con un nivel de concreciones, que corresponden a los últimos metros de la columna hecha por este autor en la Bahía de Las Tablas (Isla Quiriquina), el cual carece de *Baculites*.

Se identifica en los sectores de Cocholgüe, Coliumo, y sector El Bosque. Esta biofacies se compone principalmente por *Neilo pencana* y *Cardium acuticostatum*, también se asocia en menor cantidad a *Venus* sp., *Lahilia* cf. *veneriformis*, *Tellina largillierti*, *Panopea cuneiformis*, *Baculite* sp., *Cymbophora araucana*, además de dientes de elasmobranquios con la especie *Carcharias* sp., hallados específicamente en la zona de Coliumo (Geología de Campo II, 2013).

Los organismos que incluye esta biofacies son de carácter suspensivo y sifonado que viven en fondos arenosos y a profundidades cercanas a los 20 m en ambiente subtidal, son muy móviles y

viven parcialmente enterrados, poseen, además, concha gruesa y muy ornamentada que les permite moverse por el sustrato. La presencia de esta asociación indica una disminución de la energía del agua en comparación a las biozonas descritas anteriormente (Stanley, 1977 en Stinnesbeck, 1986). En la actualidad, el género *Tellina* es posible hallarlo a profundidades menores a 90 m en la zona intertidal y asociada, principalmente, a litofacies de areniscas finas. De forma similar, comunidades actuales de *Neilo*, se encuentran preferentemente en el océano abierto o bahía abierta en parte al océano, en ambientes estables, de poca energía y en sustratos de granulometría fina con alto contenido de sustancias orgánicas.

Biofacies de Elasmobranquios:

Este conjunto faunístico se asocia a la parte superior de la Formación Quiriquina, principalmente a lo que corresponde a la originalmente Formación Pilpilco, que se ubica sobre el límite superior del Maastrichtiano, definido originalmente como límite para la Formación Quiriquina. Esta biofacies se asocia a la litofacies de conglomerados matriz-soportado y está compuesta principalmente por *Carcharias* sp., seguido de *Striatolamia* sp., *Palaeogaleus* sp., odontaspídido *Palaeohypotodus*.

Geología de Campo II (2010) identifica esta biofacies en los sectores de Cerro la Higuera, sector Bypass Ruta Interportuaria, Cerro San Miguel y Puente Perales.

Actualmente las especies de *Lamelibranchiados* del género *Carcharias*, conocidos como tiburones de arena, viven en aguas tropicales a diferentes profundidades, desde zonas costeras a zonas profundas. Estos organismos mudan permanentemente sus dientes en el transcurso de sus vidas. Producto de su gran movilidad y amplia distribución global, no es posible determinar un ambiente sólo sobre la base a su presencia (Palma, comunicación verbal). Estos dientes se encuentran principalmente junto a conglomerados. El ambiente se interpreta como costero de alta energía, en el cual los dientes se incorporan durante periodos de tormentas o por corrientes de gran energía, en forma de bioclastos dentro del conglomerado que los contiene (Fotografía 7.8).



Fotografía 7.8: Diente de elasmobranquio encontrado en secciones superiores de la Formación Quiriquina. Obtenido de Geología de Campo II, 2008.

7.1.4.3. Icnofacies

Las icnofacies constituyen una importante herramienta en la interpretación de paleoambientes. Éstas representan variaciones laterales en función de los cambios laterales del sustrato, así en las zonas más someras aparecen las formas epibentónicas mientras que hacia zonas más profundas lo hacen las estructuras hechas por organismos bioturbadores. Las icnofacies están condicionadas por cinco factores, en función de la profundidad: la consistencia del sustrato, disponibilidad de nutrientes, turbulencia, cantidad de oxígeno y salinidad. La turbulencia presente en las zonas más someras genera un gran suministro de nutrientes en suspensión, lo que trae consigo una mayor diversidad a diferencia de zonas más profundas, donde existe poco oxígeno y los nutrientes se encuentran en el sedimento, por lo que la diversidad es mucho menor (Seilacher, 1964, en Geología de Campo II, 2008).

En la Formación Quiriquina, se distinguen dos icnofacies: Icnofacies Skolithos e Icnofacies Teredolites.

Iconofacies Skolithos

Definida por la presencia de los icnogéneros *Ophiomorpha* y *Thalassinoides*, siendo el primero de ellos, considerablemente más abundante y frecuente. Formadas por estructuras de habitación verticales simples, cónicas o en forma de U (Seilacher, 1967; Frey & Pemberton, 1984, 1985; Pemberton & otros, 1992 en Buatois & otros, 2002), que representan excavaciones verticales profundas en las que los organismos se refugian para protegerse de las condiciones inestables de la interfase agua-sedimento. En ella, la icnodiversidad es baja y es muy común la aparición de asociaciones monoespecíficas (Buatois & otros, 2002). Se observa en la Península de Coliumo y en los sectores Dichato, Cocholgüe (Fotografía 7.9) y Caleta Bagres (Geología de Campo II, 2013). El icnogénero *Ophiomorpha* isp. corresponde a una huella fósil de sección sub-circular a oval, caracterizada por una gruesa pared, construida por pellet con sedimento, la cual es lisa por dentro y rugosa por fuera (Verde, 2002). Los pellets, que dan el aspecto rugoso son discoidales, ovoides, mameliformes o irregulares (Verde, 2002). Pueden tener ramificaciones en forma de “T” o “Y” y ensanchamiento en las zonas de bifurcación (Verde, 2002). De acuerdo a la clasificación de modos de preservación (relación entre la huella y el sustrato) correspondería a Hypichnia o Endichnia, si se encuentra en la parte inferior del estrato o en su interior, respectivamente (Demircan & Toker, 2003).

Estos organismos se desarrollan principalmente en sedimentos marinos o con influencia marina, donde dejaban sus huellas en el lugar en el que vivían y se alimentaban. Actualmente, *Callinassid* (langosta) muestra la misma geometría y refuerzo con pellet en el exterior del tubo. Esta iconofacie se interpreta como un indicador de condiciones de aguas altamente turbadas y de moderado a alto aporte de sedimentos.

La iconofacies Skolithos se desarrolla en sustratos arenosos y/o fangosos, en ambientes marinos someros, inestables y de alta energía, con erosión y depositación brusca, es decir, foreshore y shoreface (Pemberton & MacEachern, 1995). Estos ambientes se caracterizan por energía de moderada a alta, ya sea por la acción oscilatoria del oleaje o por corrientes unidireccionales, sustratos arenosos blandos y móviles, normalmente con buena selección, detritos orgánicos en suspensión, buena oxigenación y súbitos cambios en la tasa de erosión/sedimentación (Buatois & otros, 2002).



Fotografía 7.9: *Thalassinoides* isp. (esquina inferior derecha) y *Ophiomorpha* isp. (esquina superior izquierda) en afloramiento en entrada a Cocholegüe. Obtenido de Geología de Campo II 2010.

Iconofacies de Teredolites

La iconofacies de Teredolites se caracteriza por la presencia de los icnogéneros *Teredolites* y *Thalassinoides*, este último, sin embargo no se considera característica de alguna iconofacies, ya que se puede encontrar en diversas facies. Se desarrollan sobre sustratos leñosos y son producidos por moluscos xilófagos del género *Teredo*, los que perforan la madera formando agujeros que se rellenan de sedimento. Tienen dimensiones centimétricas pero son de alta densidad. Esta iconofacies es un indicador de ambientes marinos o marginales marinos (Pemberton & MacEachern, 1995) y se ha demostrado que se presentan principalmente en sucesiones acumuladas durante eventos transgresivos (Buatois & otros, 2002).

Los alumnos de Geología de Campo II (2008) encuentran en Playa Blanca de Coliumo y Caleta Cocholegüe, perforaciones en forma de tubos cilíndricos y subparalelos que se ensanchan en forma continua desde la apertura hacia la base de la cámara principal y que se desarrollan en restos de troncos los que están junto a concreciones.

7.2. FORMACIÓN CURANILAHUE

7.2.1. DEFINICIÓN, DISTRIBUCIÓN Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

Definida inicialmente por Muñoz Cristi (1946) como Piso Curanilahue, el cual divide en: Horizonte de Pilpilco, Horizonte de Lota, Horizonte de Intercalación, Horizonte de Colico. Posteriormente, el mismo autor, en el año 1968, eleva esta secuencia de categoría a Formación Curanilahue, y establece como localidad tipo la zona de Curanilahue, en la parte oriental de la meseta de Arauco. Muñoz Cristi (1968) además, subdivide a esta secuencia desde base a techo en los miembros: Lota (continental), Intercalación (marino) y Colico (continental).

Esta Formación está constituida principalmente por areniscas, en parte conglomerádicas y arcillas asociadas a mantos carboníferos, donde se intercalan areniscas verdes fosilíferas (Pineda, 1983).

Es importante mencionar que al norte del Río Biobío solo aflora el Miembro Lota, portador de mantos de carbón, y en sectores puntuales, el Miembro Intercalación. El Miembro Colico ha sido descartado sobre la base de estudios estratigráficos y palinológicos.

El Miembro Lota, portador de mantos de carbón, ha sido ampliamente estudiado y se han obtenido diversos palinomorfos, entre los cuales, los más característicos corresponden a *Haloragacidites harrisii* (la especie más representativa y frecuente) *Gleicheniidites senonicus*, *Clavifera triples* y numerosas esporas de hongos epífitos y saprófitos, principalmente de *Multicellaesporites* sp., *Monoporisporites* sp., *Dicellaesporites* sp. y *Exesisporites* sp. (Palma, comunicación verbal). Las Pteridophyta están representadas además por abundantes *Cyathidites minor*, *C. australis* y *Laevigatosporites vulgaris*, esta asociación permite inferir que en el Paleógeno Inferior la Cuenca de Arauco correspondía a un pantano costero, con vegetación tipo manglar en algunos sectores y clima subtropical (Palma, comunicación verbal). Las asociaciones vegetacionales en el límite Cretácico - Paleógeno no muestran un quiebre abrupto, por lo que se postula que solo hay un cambio de facies de un ambiente de sedimentación marino y margino-litoral a un ambiente continental costero (Palma-Heldt y Quinzio, 2006).

La Formación Curanilahue se dispone en una franja paralela al Oeste de la Formación Quiriquina y del Basamento Metamórfico (Figura 7.1), en la Bahía de Arauco, Río Carampangue, Río Trongol,

Antíguala (Tavera, 1942; Muñoz-Cristi, 1946 y 1968; García, 1968; Blanco & otros, 1974 en Pineda, 1983). Los miembros Lota y Colico se acuñan hacia el Oeste y el Miembro Intercalación adquiere mayor importancia en esa dirección (Pineda, 1983).

Se reconoce también la Formación Curanilahue (Antigua Formación Cosmito) al Norte del Río Biobío, en una franja de dirección NE-SW, desde Lirquén (Puerto Lirquén, Sector Tierras Coloradas y Sector Cosmito) hasta Laguna Redonda (García, 2004). Además de aflorar en forma discontinua en el Sector Lo Pequén, en algunos cerros islas de Concepción, en Talcahuano y a lo largo de la zona costera en Dichato, Coliumo, Punta Montecristo, Cocholgüe, Caleta Matanza, Punta de Parra, Penco y Lirquén (Miembro Intercalación) (Figura 7.1).

En Concepción se observa en Cerro Amarillo, en sector Bellavista, en la estación Cosmito y en Cantera Parque del Recuerdo. En Talcahuano se presenta en Estadio CAP, Cerro David Fuentes, sector El Bosque, el Morro de Talcahuano. También se identifican importantes afloramientos en el camino que une Concepción, Penco y Lirquén, y en la Ruta del Itata.

Esta unidad sobreyace en concordancia a la Formación Quiriquina, e infrayace del mismo modo a la Formación Boca Lebu, ambos contactos son de carácter transicional (Pineda, 1983). En algunos sectores es posible identificar que la Formación Curanilahue sobreyace en inconformidad al Basamento Metamórfico (en la salida de la Ruta del Itata hacia el Bypass Penco-Lirquén) y en otros sectores la Formación Curanilahue (originalmente Formación Cosmito) se encuentra discordante bajo la Formación Andalién (Cantera Parque del Recuerdo) o en contacto con depósitos no consolidados (Galli, 1967).

7.2.2. LITOLÓGIA Y POTENCIA

Muñoz Cristi (1956) describe la Formación Curanilahue como una alternancia de sedimentos marinos y continentales, el cual incluye dos grupos de capas con carbones (Miembro Lota y Miembro Colico) separados por areniscas marinas argílicas. Esta formación está compuesta principalmente por niveles de areniscas de grano medio, en parte conglomerádicas, niveles de lutitas, arcillolitas y mantos de carbón, el color de las rocas varía de tonalidades verdosas a pardas y grises. Esta secuencia alcanza una potencia máxima de 450 m en Lota (Muñoz Cristi, 1956) y se

agrupa en tres miembros, según este mismo autor (1968), los cuales de base a techo corresponden a:

- Miembro Lota

Compuesto por areniscas de grano fino a grueso en parte conglomerádicas, conglomerados finos e intercalaciones variables de arcillolita y nueve mantos de carbón, cuyas potencias en general van desde unos pocos centímetros hasta 3 m. Muñoz Cristi (1946) observó un acuñamiento de este miembro hacia el sur, dirección hacia la cual disminuyen los niveles arcillosos límnicos, que son reemplazados por areniscas (Pineda, 1983); así mismo, también se acuñan los mantos de carbón hacia el sur y hacia el oeste. Este miembro, según estudios paleopalinológicos, se formó en un ambiente continental, fluvial lagunar y de pantano o tipo manglar (Pineda, 1983).

Las secuencias continentales en la zona norte del área de estudio, atribuidas a la Formación Curanilahue, están compuestas litológicamente por areniscas de grano fino a grueso, en parte conglomerádicas y/o conglomerados, las que corresponden al Miembro Lota, el cual se distribuye en una gran cantidad de afloramientos en la zona. En ellos es posible identificar la base del Miembro Lota, debido a la presencia de conglomerados o niveles conglomerádicos en areniscas, que gradan a una litología más fina. Esto se identifica en los sectores Playa Blanca, Playa Negra, Hospital de Coronel, entre otros. Las partes medias de este miembro también han sido reconocidas sobre la base de su litología de areniscas finas, lutitas con materia vegetal carbogenizada, pero sin existencia de carbón, cercanos a Playa Negra, así como también la parte superior del miembro Lota en Cerro La Virgen.

Los mejores afloramientos de este miembro se encuentran en el sector sur del área estudiada, donde alcanza una potencia máxima de 175 m en la región de Lota, y en la cual es posible determinar 7 mantos de carbón (Pineda, 1983).

- Miembro Intercalación

Constituido por areniscas verdes glauconíticas con niveles conglomerádicos, algo calcáreas, con escasos bivalvos mal conservados, de carácter litoral costero. Este miembro se deposita en un periodo transgresivo y se dispone concordantemente sobre el Miembro Lota. Su espesor varía según el sector, sin embargo en promedio son unos 50 m de potencia que aumentan hacia el oeste, acompañado de la disminución del tamaño de grano de las areniscas, probablemente

asociado a sedimentación más profunda (Grez, 1979, en Geología de Campo II, 2009). El ambiente se interpreta como uno marino costero (Pineda, 1983).

En el área de estudio se identifica en los sectores del Morro de Lota, Punta Puchoco, Bypass Coronel-Lota, Playa Lo Rojas, Av. Boca Maule, Morro de Talcahuano (Geología de Campo II 2013), además en la región de Pilpilco, Cuyinco y Antihuala (Pineda, 1983). En estos estratos es posible encontrar bioturbaciones del tipo *Teredolites* sp. y otras indeterminadas.

- Miembro Colico

Miembro de origen continental, constituido por conglomerados en la base, seguido de areniscas finas y gruesas, lutitas y arcillas con carácter lagunar en las que se intercalan 5 mantos de carbón. Hacia el techo está compuesta por areniscas de grano fino a grueso. Su espesor varía de los 90 a los 130 m. Al igual que el Miembro Lota, se acuña hacia el oeste en conjunto con los mantos de carbón. El ambiente es interpretado como fluvial con episodios lagunares (Pineda, 1983)

Galli (1967), por otra parte, define la Formación Cosmito (Formación Curanilahue según esta Memoria), la cual está conformada por lutitas, areniscas conglomerados y carbón, donde la lutita y la arenisca predominan y en la mayor parte de los afloramientos se presentan muy alteradas con un color amarillento rojizo característico. La lutita es en parte carbonosa, fisible, contiene restos de plantas fósiles y está asociada a mantos de carbón del tipo lignito (Galli, 1967). Esta secuencia alcanza una potencia máxima de 130 m (Galli, 1967).

Sus afloramientos son diversos; en sector Las Pataguas, Bypass de Penco, en el Paso Inferior O'Higgins del Bypass Penco-Lirquén, entrada Ruta del Itata, Paso Lafquén, Cerro Amarillo de la comuna de Hualpén, Estación Cosmito, sector Bellavista, Cerro Amarillo de Concepción, entre otros.

7.2.3. EDAD Y CORRELACIONES

Sobre la base del estudio de fósiles marinos encontrados en el Miembro Intercalación, los cuales principalmente corresponden a *Turritella angusta* y *Tellina subfalcata* se le asigna una edad Eoceno Inferior a esta Formación (Brüggen, 1915; Tavera, 1942). Posterior al estudio de Tavera,

otro autores como Muñoz-Cristi (1956); Gajardo (1981); Pineda (1983); consideran a la Formación Curanilahue del Eoceno Inferior (García, 2004).

A la Formación Cosmito se le asigna la edad Eoceno (Galli, 1967). Este mismo autor además afirma que la Formación Cosmito puede correlacionarse con la Formación Curanilahue, la cual tiene edad Eoceno.

Resumiendo, los antecedentes entregados por diversos autores, indican que, según los estudios palinológicos como en Palma-Heldt (1980a & 1980b) y estudios paleontológicos de Brüggén (1950) y Tavera (1942), basados en la asociación faunística de gastrópodos y bivalvos, le asignan una edad Eoceno Inferior. Asimismo, estudios geológicos (Muñoz Cristi 1956, Pineda 1983), que incluyen interpretación petrográfica y sedimentológica de sondajes hechos en la Cuenca de Arauco, precisan la edad Eoceno Inferior para la Formación Curanilahue (Gayó & otros, 2004).

Estudios geológicos realizados en las cercanías de la Cuenca de Arauco, sugieren que la flora de Lota-Coronel (Miembro Lota) tiene una fuerte afinidad con la flora de Caleta Cocholgüe, lo que permite inferir que las areniscas paleógenas de Caleta Cocholgüe son coetáneas con el Miembro Lota de la Formación Curanilahue (Gayó & otros, 2004). En este marco se han reconocido numerosas improntas de hojas entre las cuales se encuentran *Goepertia* sp., *Cupania patagonica*, *Nectandra prolífica* y *Phyllites* sp. Estos géneros según el estudio de Gayó (2004) estarían relacionados con la flora característica del Miembro Lota de Formación Curanilahue encontrada en Lota-Coronel.

La Formación Curanilahue se correlaciona con Formación Cerro Alto, definida en Isla Quiriquina por Frutos & otros (1982). Muñoz Cristi (1968) también correlaciona esta formación con bancos de areniscas gruesas y conglomerados finos intercalados con bancos de lutitas carbonosas y mantos de carbón, que afloran en la parte noroeste de Chiloé, en el extremo norte de Bahía Cocotue. El Miembro Lota además, se correlaciona con la Formación Ligorio Márquez (XI Región, Chile), según su contenido polínico, dada por la asociación de *Clavifera triplex* y *Haloragacidites harrisii* y la ausencia de *Nothofagidites* (Troncoso & otros, 2002).

7.2.4. AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN

Sobre la base de información recopilada de Geología de Campo II (2013), se pueden identificar las siguientes litofacies:

7.2.4.1. Litofacies

Conglomerado polimíctico matriz soportado

Conglomerado matriz soportado compuesto por clastos de diversas composiciones, con leve imbricación de algunos de ellos. Las secuencias son granodecrecientes. Esta litofacies se representa en la Península de Coliumo. El código utilizado para esta litofacies es “Cms”, (Tabla 7.1), que corresponden a conglomerados masivos matriz soportado, con gradación débil, el cual indica flujo de detritos de alta energía y/o régimen fluvial de gran energía.

Areniscas finas a medias con laminación paralela

Areniscas de granulometría fina a media con laminación paralela. Esta secuencia se reconoce en la Península de Coliumo. Según la Tabla 7.1, el código utilizado para esta litofacies es “Alp”, la que se asocia a areniscas de grano medio con laminación paralela, el cual se asocia a regímenes fluviales de alta energía.

Areniscas conglomerádicas

Areniscas conglomerádicas de moderada selección y diversas granulometrías. También es posible observarlas en la Península de Coliumo. Se le asigna el código “AC” basado en la Tabla 7.1 que agrupa areniscas conglomerádicas, las cuales pueden o no presentar gradación normal. Estas se originan en momentos de transición entre régimen fluvial moderado a alto.

Areniscas finas a medias

Areniscas finas a medias, en ocasiones con estratificación cruzada. Se presentan además en algunos casos areniscas con lentes de materia orgánica, estratificación cruzada y en artesa. Esta litología ha

sido observada en la Península de Coliumo y en Cocholgüe. Se le asigna el código “Am” (Tabla 7.1), el cual corresponde a areniscas masivas, generalmente sin estructuras y su génesis está asociado a un origen fluvial de moderada energía.

Lutitas, limolitas y fangolitas

Ésta litofacies comprende estas tres litologías: lutitas, limolitas y fangolitas, en la Península de Coliumo hay improntas de hojas. Afloran además en Cocholgüe y en Cerro Bellavista. Se le asigna el código “Fl” (Tabla 7.1), que representa fangolitas, lutitas y arcillolitas laminadas y masivas, asociadas a depósitos de canales abandonados.

Carbón

A las capas de carbón se les asigna el código “C” cuyo origen se asocia a depósitos de pantano con vegetación. Los mantos de carbón de mayor espesor se encuentran en las localidades de la Cuenca de Arauco y en sectores acotados en la Bahía de Concepción.

7.2.4.2. Análisis palinológicos

El excelente estado de los palinomorfos indica que estos sufrieron poco o nada de transporte antes y/o durante el proceso de depositación (Palma, comunicación verbal). Según Palma-Heldt (2010), la asociación de palinomorfos característica de esta formación está constituida por: *Haloragacidites harrisii* (Fotomicrografía 7.1), *Gleicheniidites senonicus*, *Clavifera triplex* y *Spinizonocoplites echinatus*, siendo el primero de éstos, el más frecuente. La alta frecuencia de *Haloragacidites harrisii* indica una vegetación de tipo manglar, pero son más frecuentes en los mantos superiores del Miembro Lota (Palma-Heldt, 2010).



Fotomicrografía 7.1: *Haloragacidites harrisii*

La presencia de esporas de hongos de *Multicellaesporites* y polimorfos de helechos como *Cyathidites minor* y *Laevigatosporites* sp., evidencian un clima húmedo (Palma-Heldt, 2010).

Proteáceas y *Myrtáceas*, representadas por *Proteacidites parvus* y *Myrtaceae*, crecen en ambientes húmedos y asociados a cursos de agua (Palma-Heldt, 2010).

La ausencia de *Nothofagidites*, es un excelente indicador de paleoambientes, debido a su exigencia en cuanto a condiciones ambientales, el cual está asociado a climas templados-fríos (Palma-Heldt, 1978). *Haloragacidites harrisii*, para algunos autores pertenecería a la Familia *Myricaceae*, las que en la actualidad se desarrollan en regiones templadas y subtropicales del Hemisferio Norte (Palma-Heldt, 2010).

Estudios realizados en muestras de mantos carbonosos con contenido palinológico, pertenecientes al Miembro Lota indican un ambiente pantanoso, costero, tranquilo, en el que prevaleció un clima subtropical húmedo, de temperaturas cálidas, abundantes precipitaciones y con bosques de mañío (representado por la especie *Proteacidites parvus*) asociados a cursos de agua (Palma-Heldt, 1980).

8. CONCLUSIONES Y PROPUESTAS

1. Galli (1967), en Concepción y Talcahuano, agrupa todo el paquete de rocas terciarias, y las define con el nombre de Formación Cosmito. En su descripción litológica, incluye un tramo de areniscas fluviales feldespático-volcánicas verdosas, generalmente finas a medianas, con clorita intersticial o cemento de calcita. Como esta descripción se ajusta exactamente a la definición hecha para la Formación Pilpilco por Muñoz Cristi (1968) en el sur del área de estudio, según lo analizado en esta Memoria, esta sección corresponde a la Formación Pilpilco definida por Muñoz Cristi, que aflora en el sector de Concepción y Talcahuano y que fue integrada por Galli (1967) en la Formación Cosmito.
2. Las relaciones de contacto y/o límites entre las formaciones Quiriquina y Pilpilco han sido estudiadas en zonas acotadas, es decir, en el sur y en el norte del área de estudio, de manera aislada, pero no en un contexto regional. De esta manera, como en el sur del área de estudio (zona de Arauco) la originalmente Formación Pilpilco sobreyace en algunos sectores al basamento metamórfico, se ha establecido un límite claro y discontinuo entre estas secuencias de rocas, sin embargo, por otra parte, la zona norte del área de estudio muestra una clara concordancia entre rocas asignadas a la Formación Quiriquina y rocas afines a la descripción original de la Formación Pilpilco. Sobre la base de estas apreciaciones se puede concluir que en el área de estudio durante el límite K-T, en algunos sectores se produjeron solevantamientos, lo que generó en estas zonas la denudación de los sedimentos cretácicos, los cuales fueron erosionados y posteriormente se depositaron sedimentos paleógenos sobre las rocas metamórficas, no así en otros sectores donde los sedimentos cretácicos no fueron exhumados, por lo que las rocas paleógenas se depositaron concordantemente a las del cretácico, sin aparente discontinuidad. De este modo los hiatos observados por algunos autores corresponden a sucesos puntuales y en zonas acotadas, y vistas desde un plano más regional, las rocas del paleógeno fueron depositadas concordantemente a las rocas cretácicas, de manera continua, como se observa en algunos afloramientos.

3. Para determinar continuidad entre las originalmente Formación Quiriquina y Formación Pilpilco, es necesario primero comprobar la existencia o no de rocas paleocenas en el área de estudio. De esta forma es complejo argumentar una posición u otra debido a que a pesar de que la litología parece ser continua en el contacto entre estas formaciones (sin interrupciones en la depositación en el tiempo) no existe una datación de los niveles basales de la Formación Pilpilco, sin embargo, el dato más concreto que se tiene, es el hallazgo de dientes de elasmofauna en sedimentos del Paleógeno (Muñoz Ramírez & otros, 2007), inmediatamente arriba de las rocas del cretácico (Figura 6.2), en la que la superposición de los rangos de edad de estos fósiles encontrados, determina una edad Paleocena. Esta es una de las pruebas más irrefutables que existen hasta el día de hoy de que el Paleoceno esté representado en el área de estudio.
4. Pineda (1983) en la localidad de Arauco, menciona un hiato y lo explica a través de una corta emersión de la Cuenca de Arauco, como consecuencia de los movimientos epirogenéticos larámicos, sin embargo, esta fase tectónica es anterior a la depositación de la Formación Quiriquina, por lo tanto no se considera un argumento válido para explicar un posible hiato entre el límite K-T. Los supuestos hiatos mencionados por algunos autores (ver en antecedentes aportados por otros autores) se pueden justificar en un afloramiento en Cocholgue, en donde las bioturbaciones se ven truncadas en el techo de la formación, sin embargo, esto no constituye una evidencia de peso para determinar una separación de dos formaciones (como se expone en la Guía Estratigráfica Internacional *-versión abreviada-*, 2001: “Los hiatos locales o menores, las disconformidades o inconformidades en el interior de una sucesión de composición litológica parecida no son motivo suficiente para reconocer más de una unidad litoestratigráfica.”), ya que en otros sectores si se observa continuidad en la depositación en ese periodo, por lo que posiblemente fue un proceso de erosión local que generó esta estructura truncada
5. Las rocas cretácicas, en los distintos afloramientos, están en contacto con litologías de ambiente marino - costero - fluvial (Formación Pilpilco) y bajo ambientes continentales - pantanosos - fluviales (Formación Curanilahue), es por esto que se postula tres modelos de sedimentación distinta (Anexo, Figura 1) : la primera consiste en la depositación continua de

los sedimentos incluyendo la Formación Pilpilco. En este primer modelo, en el Cretácico Superior se depositaron los sedimentos de conglomerados en la base, y luego las areniscas con fósiles y bancos de coquina, posteriormente la cuenca se alza y comienzan a depositarse sedimentos más costaneros, con el mar que retrabaja los sedimentos cretácicos y genera pequeñas capas de conglomerados, junto con sedimentos de areniscas gruesas marinas y a veces intercalaciones fluviales (Formación Pilpilco), luego la cuenca se sigue alzando y se depositan los sedimentos continentales (Formación Curanilahue), separados del mar por barreras naturales, en las que esporádicamente se depositan sedimentos marinos. Este modelo de sedimentación estaría presente en todos los afloramientos donde se observa una continuidad entre las rocas cretácicas y paleógenas, como es el caso de la Isla Quirquina, al oriente de la Cuenca de Arauco, Bahía de Concepción, Cocholgue y sectores en Talcahuano, entre otros.

El segundo modelo de sedimentación, expresa una discontinuidad por erosión. Los sedimentos cretácicos se depositan al igual que en el modelo anterior, luego, sobre estos se produce la depositación de sedimentos costaneros pertenecientes a la Formación Pilpilco. Posteriormente toda esta secuencia de rocas es exhumada y se produce la erosión del paquete superior (Formación Pilpilco) y del techo de las rocas cretácicas. Finalmente sobre esta superficie erosionada se depositan los sedimentos continentales de la Formación Curanilahue.

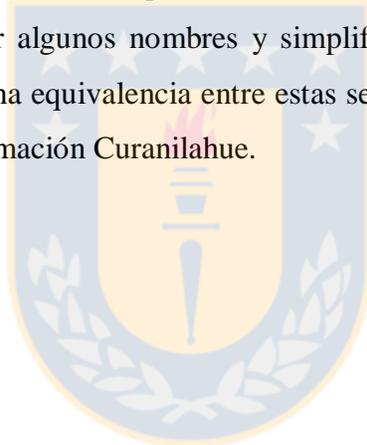
El tercer modelo de sedimentación, exhibe una no depositación de sedimentos marinos – costaneros del Paleoceno. Acá los sedimentos depositados en el Cretácico Superior son exhumados y por lo tanto, no se produce depositación de los sedimentos marinos de la Formación Pilpilco, posteriormente se produce la erosión de los depósitos exhumados y depositación de sedimentos continentales (Formación Curanilahue).

Estos modelos de sedimentación, se distribuyen en toda el área de estudio (ver capítulo de Discusión), presentándose continuidades y discontinuidades entre las rocas cretácicas y paleógenas, sin embargo, este modelo, evidencia que desde un punto de vista más regional la Formación Quirquina es continua con la depositación de la Formación Pilpilco, a pesar de que se presente el tercer modelo de sedimentación en sectores restringidos y locales.

6. De acuerdo a la Guía Estratigráfica Internacional (1980 en Vera, 1994), que define como unidad litoestratigráfica a un "conjunto de estratos que constituyen una unidad, por estar

compuesto predominantemente por cierto tipo litológico o de una combinación de tipos litológicos, o por poseer otras características litológicas importantes en común, que sirvan para agrupar los estratos" y considerando la concordancia a nivel regional de la Formación Quiriquina y la Formación Pilpilco (definidas por Biro, 1982 y Muñoz Cristi, 1968, respectivamente) sumado a la similitud litológica y la continuidad que se observa en la depositación de estas secuencias, se propone incorporar la unidad de roca definida por Muñoz Cristi en 1968, como Formación Pilpilco a la parte superior de la Formación Quiriquina.

7. La litología, los fósiles y palinología presente en las formaciones Curanilahue, Cosmito y Cerro Alto que fueron definidas en diferentes sectores (Arauco, Concepción e Isla Quiriquina respectivamente), son muy similares. Sumado a esto, la posición estratigráfica que presentan (sobreyaciendo a las rocas cretácicas) permitió correlacionar estas tres formaciones. Con el objeto de suprimir algunos nombres y simplificar la nomenclatura regional de las formaciones se propone una equivalencia entre estas secuencias de rocas y así denominarlas sólo con el nombre de Formación Curanilahue.



9. RECOMENDACIONES

Se recomienda hacer un análisis microlitológico a los afloramientos más representativos, en los lugares donde exista un contacto entre las rocas cretácicas y paleógenas, para determinar con exactitud la posición estratigráfica de la Formación Quiriquina, la Formación Pilpilco (Miembro Pilpilco en esta Memoria) y la Formación Curanilahue. De esta manera el criterio para establecer si un paquete de rocas corresponde a una u otra formación sería mucho más acertado, ya que a simple vista (en muestras macroscópicas) estas rocas poseen litologías muy similares. Teniendo claras las posiciones estratigráficas de estas formaciones en todas las columnas representativas a nivel regional, se podría llegar a conclusiones más contundentes con la ayuda de instrumentos más técnicos (perfiles sísmicos y dataciones absolutas).

Las edades de las rocas que se encuentran sobre el paquete de rocas cretácicas han sido determinadas principalmente sobre la base de la posición estratigráfica y se han seguido aceptando dataciones hechas por antiguos autores que determinaron una edad Eoceno por correlaciones hechas con unidades de rocas similares, en áreas muy lejanas. Es por esto que, como se mencionó anteriormente, se hace necesario determinar edades de las rocas que sobreyacen a las secuencias cretácicas, apoyándose en técnicas de datación absoluta (dataciones radiométricas, paleomagnetismo, etc.).

Con ayuda de columnas estratigráficas de sectores representativos y con sus límites bien establecidos mediante descripciones microlitológicas y dataciones más certeras, se recomienda hacer un estudio de perfil sísmico para determinar las discontinuidades o continuidades presentes en el límite K-T, para así determinar de una manera más concluyente y científica, si posterior al Cretácico Superior, hay interrupciones en la depositación o no.

Para apoyar las correlaciones de sedimentos terciarios en los distintos sectores dentro de la Provincia de Arauco y Concepción, sería conveniente efectuar nuevas investigaciones paleontológicas con fines estratigráficos, apoyándose en la microfauna, en adición al estudio microscópico de los sedimentos y de los minerales pesados con el objeto de afinar los sistemas de correlación.

10. REFERENCIAS

- ACEÑOLAZA, F. & TOSELLI, A. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. 2° Congreso Latinoamericano de Geología. Actas Vol. 2: 755-764. Caracas.
- AGUIRRE, L.; HERVÉ, F. & GODOY, E., 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile - An outline. *Krystalinikum*. Vol. 9: 7-19.
- ALARCÓN, E. 1970. Descripción oceanográfica preliminar del Golfo de Arauco. Boletín Científico. Instituto de Fomento Pesquero, N° 14: 1-51. Santiago.
- ALFARO, G.; MARCHANT, M. & HELLE, S. 2004. Estado Actual del Conocimiento Sobre el Límite Cretácico-Terciario en la región de Concepción, Chile. (Inédito): 14 pp. Concepción.
- ARCOS, R. & ELGUETA, S. 1993. Mapa Geológico de la Península de Arauco. Proyecto Evaluación Petrolera Cuenca de Arauco (Inédito). Concepción.
- ARDILES, M. 2003. La Serie Occidental del Basamento Metamórfico, centro sur de la Cordillera de Nahuelbuta, Chile, área Quidico-Capitán Pastene. Petrografía, mesoestructura y análisis microtectónico. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 132 pp. Concepción.
- BANDEL, K. & QUINZIO, L. 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 Palaontologie-Abhandlungen*. N° 211 (1-2): 171-200.
- BANDEL, K. & STINNESBECK, W. 2000. Gastropods of the Quiriquina Formation (Maastrichtian) in central Chile: Paleobiographic relationships and the description of a few taxa. *Zentralblatt für Geologie and Päläontologie*. Vol. 1 (7-8): 758-788.
- BECERRA, J.; CONTRERAS-REYES, E. & ARRIAGADA C. 2013. Seismic structure and tectonics of the southern Arauco Basin, south-central Chile (~ 38°S). *Tectonophysics*. Vol 592: 53-66.
- BIRÓ, L. 1982. Revisión y redefinición de los Estratos de Quiriquina, Campaniano-Maastrichtiano, en su localidad tipo, en la Isla Quiriquina a 36°27' Lat.Sur, Chile, Sudamérica, con su perfil complementario en Cocholgue. III Congreso Geológico Chileno. Actas Tomo I: 29-64. Concepción.

- BONILLA, R. & CHÁVEZ, L. 1976. Sedimentación Cíclica Cretáceo-Cenozoica y su relación con la geología de los yacimientos carboníferos terciarios en la región de Arauco- Concepción, Chile. XXVIII Convención Anual el Desafío Minero en Chile. Instituto de Ingenieros de Minas. 24 pp. Concepción.
- BRÜGGEN, J. 1934. Grundzuge der Geologie und Lagerstättenkunde Chiles. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse der Heidelberger Akademie der Wissenschaften: 362 pp.
- BRÜGGEN, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar: 374 pp. Santiago.
- BUATOIS, L.; MÁNGANO, G. & ACEÑOLAZA, F. 2002. Trazas fósiles: Señales de comportamiento en el Registro Estratigráfico. Edición Especial Museo Paleontológico Egidio Feruglio: 382 pp. Trelew.
- BURÓN, P.; ARDILES, M.; ECHTLER, H.; FIGUEROA, O. & GLODNY, J. 2003. Análisis Estructural y Petrográfico del Contacto entre las Series Oriental y Occidental del Basamento Paleozoico, Zona de Falla Gastre a los 38°15'S, Cordillera de Nahuelbuta, Chile. X Congreso Geológico Chileno, CD-ROM. Concepción
- CAHILL, T. & ISACKS, B. 1992. Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **97** (12): 17.503-17.529.
- CAPPETTA, H. 1987. Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchii, Chondrichthyes II. In Handbook of Paleichthyology. Gustav Fisher Verlag: 193 pp. Stuttgart.
- CARTES, N.I. 2004. Petrografía y ambiente de depositación de las metapelitas paleozoicas con huellas fósiles entre Tomé y Lirquén VIII Región del Bío- Bío. Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 115 pp. Concepción.
- CHARRIER, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina, una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. Universidad de Chile. *Comunicaciones*, N°**26**: 1-27. Santiago.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. The Geology of Chile (Moreno, T. and Gibbons, W. editors). The Geological Society: 21-114. Londres.
- CHOTIN, P. 1969. Geología del área de Tomé. Universidad de Concepción, *Geoandes* **3**: 56 pp. Concepción.

- COLLAO, S. & PALMA, S. 1978. Estudio geoquímico y paleopalinológico en mantos carboníferos y rocas encajadoras de parte del Miembro Lota, de la Formación Curanilahue, Terciario de Arauco, Concepción, Chile. Universidad de Concepción-Enacar. (Inédito): 180 pp. Concepción
- CRAIG N. 1994. Growth of the bivalve *Nucula annulata* in nutrient-enriched environments. *Marine Ecology Progress Series*. N° **104**: 77–90.
- CREIXELL, C. 2001. Petrología y Geotermobarometría de las Rocas Intrusivas de la Cordillera de la Costa entre los 36°30' S y 38°00'. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 139 pp. Concepción.
- DEMIRCAN, H. & TOKER, V. 2003. Trace fossils in the western fan of The Cingöz Formation in the northern Adana Basin (Southern Turkey). *Mineral Res. Expl. Bull.*, N°: **127**: 15-32.
- DEVYNCK, J-L. 1970. Contribución al estudio de la circulación atmosférica en Chile y el clima de la Región del Biobío. Universidad de Concepción, Departamento de Geofísica: 132 pp.
- DOMÍNGUEZ, M.C.; GARCÍA, E.; IGLESIA, A.; NAVARRO, J.V.; SANTOS, A. & VIEDMA, C. 1998. Variabilidad de Química y Mineralogía de las Facies Glauconíticas del Sector Norte del Margen Continental del Mar de Alborán. *Estudios Geológicos*. Vol. **54**: 17-24.
- EINSELE, G. 1992. *Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer-Verlag: 615 pp. Berlín.
- ELGUETA, S. & ARCOS, R. 1994. Geología y Modelo de Sedimentación de la secuencia Cretácico Terciaria de la Cuenca de Arauco. (Inédito) Enap. 34 pp.
- ENACAR, 1985. Estudio Geológico Cuenca Carbonífera de Arauco. Anexo: N°1. (Inédito): 36 pp.
- FENNER, R. & WENZEL, O. 1942. El Terciario Carbonífero de Arauco. Anales del Primer Congreso Panamericano de Minas y Geología. Tomo **III**. : 1.000-1.029. Santiago.
- FRUTOS, J. 1967. Palinología de los niveles carboníferos del Terciario de Arauco. Memoria para optar al Título. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 132 pp. Santiago
- FRUTOS, J. & CISTERNAS, M. 1994. Evolución tectónica de la Cuenca Terciaria de los Andes del Sur de Chile (37°30' -40°30' lat. S.). VII Congreso Geológico Chileno. Tomo **I**: 6-12. Concepción.

- FRUTOS, J. & TOBAR, A. 1975. Evolution of the southwestern continental margin of South America. International Gondwana Symposium N°3, Gondwana Geology. Australian National University Press: 565-578. Canberra.
- FRUTOS, J.; MENCARINI, P.; PINCHEIRA, M.; BOURRET, Y. & ALFARO, G. 1982. Geología de la Isla Quiriquina. III Congreso Geológico Chileno. Tomo **III**: 307-338 pp., Concepción.
- GAJARDO, A. 1981. Geología de la Hoja Concepción-Chillán escala 1:250.000, Región del Bío Bío. Mapas Geológicos Preliminares de Chile. N° 4, Instituto de Investigaciones Geológicas: 32 pp. Santiago.
- GALLARDO, A. 1994. Caracterización petrográfica, estructural y análisis de facies, Miembro Lota, Formación Curanilahue, Mina Lota, ENACAR. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra. 117 pp. Concepción.
- GALLI, C. 1967. Geología Urbana y suelo de fundación de Concepción y Talcahuano, Chile. Universidad de Concepción. Informe final del Proyecto de Investigación N° 75 de la Comisión de Investigación Científica de la Universidad de Concepción (Inédito): 248 pp. Concepción.
- GARCÍA, F. 1968. Estratigrafía del Terciario de Chile Central. El Terciario de Chile, zona central. Sociedad Geológica de Chile. Editorial Andrés Bello: 25-58. Santiago.
- GARCÍA, Y. 2004. Aplicación de los métodos Círculo de Mohr y Programa Reactiva 2.4 en el análisis del stress de las estructuras mayores del área de la ciudad de Concepción, VIII Región del Bío-Bío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 119 pp., Concepción.
- GAYÓ, E.; HINOJOSA, L. & VILLAGRÁN, C. 2004. Estudio paleobotánico y fisionómico-climático de la tafloflora del Paleógeno de Arauco: Caleta Cocholgüe. II Reunión Binacional de Ecología, Mendoza.
- GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2007. Geología del sector Vegas de Itata-Tomé. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 222 pp. Concepción.
- GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2008. Geología del Sector Menque. 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. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 221 pp. Concepción.

- GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2010. Geología de las hojas Talcahuano, Tomé, Concepción y Hualqui entre los 36°29'-36°50' Latitud Sur y los 73°45'-73°13' Longitud Oeste, Región del Biobío, Chile. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 261 pp. Concepción
- GEOLOGÍA DE CAMPO II. 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. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 79 pp. Concepción.
- GLODNY, J.; LOHRMANN, J.; ECHTLER, H.; GRÄFE, K.; SEIFERT, W.; COLLAO, S. & FIGUEROA, O. 2005. Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge: insights from combined isotope tectonochronology and sandbox modelling of the South-Central Chilean forearc. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **231**: 23–39 pp.
- GODOY, E. 2002. Dominios tectónicos Pérmico-Mesozoicos en el centro y sur de Chile y Argentina. Congreso Geológico Argentino N° 15. Tomo **2**: 6 pp.
- GONZÁLEZ, E. 1989. Hydrocarbon resources in the coastal zone of Chile. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources N° **11**: 383–404. Houston, Texas.
- GONZÁLEZ, F. 1970. Series metamórficas del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa de Chile Central. *Publicaciones*: N° **37**: 1-68. Santiago.
- GROEBER, P. & STIPANICIC, P. 1953. Triásico. Apartado de Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina Estudios Geográficos GAEA. Tomo **II** (primera parte): 349-541, Buenos Aires.
- GUZMÁN, N.; SAÁ, S. & ORTLIEB, L. 1998. Catálogo descriptivo de los moluscos litorales (Gastropoda y Pelecypoda) de la zona de Antofagasta, 23°S. Chile. *Estudios Oceanológicos*. Vol. **17**: 17-86 pp.
- HAQ BU.; HARDENBOL J. & VAIL P.R. 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic (250 million years to present). *Science*. Vol. **235**: 1.156-1.167.
- HERVÉ, F. 1977. Petrology of the Crystalline Basement of the Nahuelbuta Mountains, South Central Chile. Comparative studies on the geology of the Circum-Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile (Ishikawa, T. and Aguirre L. editors). Japan Society for the promotion of Science: 1-5. Tokyo.
- HERVÉ, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes* N°**3**: 183-188.

- HERVÉ, F.; MUNIZAGA, F.; MANTOVANI, M. & HERVÉ, M. 1976. Edades Rb/Sr Neopaleozoicas del Basamento Cristalino de la Cordillera de Nahuelbuta. I Congreso Geológico Chileno, Actas: F19-F26. Santiago.
- HERVÉ, F.; GODOY, E.; PARADA, M.A.; RAMOS, V.; RAPELA, C.; MPODOZIS, C. & DAVIDSON, J. 1987. A general view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early History. *Circum Pacific orogenic belts and the evolution of the Pacific Ocean Basin* (editado por Monger, J. And Francheteau, J.). American Geophysical Union, Geodynamics Series **18**: 97-114.
- HOFFSETTER, R.; FUENZALIDA, H. & CECIONI, G. 1957. Lexique Stratigraphique International. Centre Rech. Sci: **5(7)**: 444 pp. Paris.
- HÜNICKEN, M. A. & COVACEVICH, V. 1975. Baculitidae en el Cretácico Superior de la Isla Quiriquina, Chile, y consideraciones paleontológicas y estratigráficas. I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Tomo **2**: 141-172. Tucumán
- ILABACA, P. 1979. Transgresión marina reciente en el litoral de Concepción: antecedentes morfológicos. En: Gallardo VA (ed) Desarrollo e Investigación de los Recursos Marinos de la VIII Región, Chile. Ediciones Universidad de Concepción: 31-40. Concepción.
- JIMÉNEZ, A.; BRAGA, J. & MARTÍN, J. 1991. Oyster distribution in the upper Tortonian of the Almanzora Corridor (Almeria, S.E. Spain). *Geobios*. Vol. **24** (6): 725-734.
- KAIZUKA S.; MATSUDA T.; NOGAMI M. & YONEKURA N. 1973: Quaternary tectonic, and recent seismic cristal movements in the Arauco Peninsula and it environs. Geographical Reposrts Tokio Metropolitan University. 1-49. Tokio.
- LE ROUX, J. & ELGUETA, S. 1996. Paralic parasequences associated with Eocene sea-level oscillations in an active.margin setting: Trihuco Formation of the Arauco Basin, Chile. *Sedimentary Geology*. Vol. **110**: 257-276. Ámsterdam.
- LÉPEZ, L. 2002. Análisis Estructural del Triásico de Santa Juana al sur y occidente del Río Bío-Bío, VIII Región, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 151 pp. Concepción.
- LEPPE, M., PRADO, V., FUENTES-ARCE., RUIZ, K. & PALMA-HELDT, S. 1997. Comparación Xilo-Palinológica de la flora Cretácico-terciaria de la Isla Quiriquina, VIII Región, Chile. Actas X Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología. 28 pp. Mendoza.
- LÓPEZ, P. & PALMA, S. 1988. Contribución al conocimiento de la Tafoflora Terciaria Chilena sobre la base de Improntas. V Congreso Geológico Chileno. Vol. **2**: 147-157. Santiago.

- LUCASSEN, F.; TRUMBULL, R.; FRANZ, G.; CREIXELL, C.; VÁSQUEZ, P.; ROMER, R. & FIGUEROA, O. 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36-41° S). *Journal of South American Earth Sciences*. N° 17: 103–119.
- MARDONES, M. 1976. Geomorfología de la zona de Concepción y alrededores. (Inédito) Universidad de Concepción. 67 pp. Concepción.
- MARTÍNEZ, R. 1968. Principales fases en el desarrollo del conocimiento geológico del Terciario de Arauco-Concepción. El Terciario de Chile, Zona Central. Sociedad Geológica de Chile. Editorial Andrés Bello: 19-24. Santiago.
- MARTÍNEZ, R. 1968. Necesidad de una nueva comprensión de los esquemas clásicos sobre el Terciario de Chile Central. El Terciario de Chile, zona central. Sociedad Geológica de Chile. Editorial Andrés Bello: 98-103. Santiago.
- MARTÍNEZ-PARDO, R.; MARTÍNEZ R. & VILCHES, G. 1997. El límite Paleoceno-Eoceno en la cuenca carbonífera de Arauco-Concepción, Chile Central. VIII Congreso Geológico Chileno. Vol. I: 530 – 533 pp. Antofagasta.
- MELNICK, D.; ROSENAU, M.; FOLGUERA, A. & ECHETLER, H. 2006. Neogene Tectonics of the Western flank of the Neuquen Andes, 37°-39°30'S. En Kay, S.M y Ramos, V.A.(eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from to the NeuquenBasin (35°-39°S latitude). Geological Society of America, Special Paper 407: 73-95.
- MELNICK D.; ECHTLER, H.; PINEDA, V.; BOHM, M.; MANZANARES, A. & VIETOR, T. 2003. Active faulting and northward growing of the Arauco Peninsula, south-Central Chile (37°30'S). X Congreso Geológico Chileno 2003. 1-10. Concepción.
- MENDOZA, J., 2001. Distribución, caracterización, génesis y características tectónicas de los yacimientos arenas silíceas del área costera de la Octava Región, entre Coliumo y Los Alamos. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 181 pp. Concepción.
- MIALL, A. 2000. Principles of sedimentary basin análisis. Springer: 596 pp. Berlin.
- MIYASHIRO, A. 1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*. Vol. 2 (3): 277-311. Tokyo.
- MORENO, M. 2004. Dinámica del Anterarco Externo en la Zona del Bloque de Arauco 37°-38° S, VIII Región. Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra. (Inédito): 121 pp. Concepción.

- MUÑOZ-CRISTI, J. 1946. Estado Actual del conocimiento sobre la geología de la provincia de Arauco. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*, Universidad de Chile. Vol. **3**: 63 pp. Concepción.
- MUÑOZ-CRISTI, J. 1954. Rasgos geológicos generales de las provincias de Concepción y Arauco. Apartado de *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*. Universidad de Chile. 17 pp.
- MUÑOZ-CRISTI, J. 1956. Handbook of South American Geology. Chile. *Geological Society of America. Memoir*. Vol. **65**: 187-214.
- 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. Sociedad Geológica de Chile. Editorial Andrés Bello: 63-94. Santiago.
- 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. I Simposio Paleontológico Chileno: 69-73. Santiago.
- MUÑOZ-RAMÍREZ, C.; ZAMBRANO, P.; MONTOYA, G. & MOYANO, H. 2007. Dientes de Tiburones y Rayas (Chondrichthyes: Elasmobranchii) del Cretácico Superior de Talcahuano, Chile Central. Boletín de la Sociedad Biológica de la Universidad de Concepción. 7-22. Concepción.
- MUÑOZ, J.; FERNÁNDEZ, B.; VARAS, E.; PASTÉN, P.; GÓMEZ, D.; RENGIFO, P.; MUÑOZ, J.; ATENAS, M. & JOFRÉ, J. 2005. Chilean water resources and related environmental issues. *Geology of Chile. Geological Society of London*. Chapter **8**: 215-230 pp.
- PALMA-HELDT, S. 1978. Análisis palinológico de la secuencia Terciaria en la zona carbonífera de Arauco – Concepción. Chile. Segundo convenio Universidad de Concepción-Empresa nacional del carbón. (Inédito). Concepción.
- PALMA-HELDT, S. 1980a. Nuevos antecedentes en el estudio palinológico de los mantos carboníferos del terciario de Arauco-Concepcion, Chile. Boletín Instituto de Geociencias. Universidad Sao Paulo. Vol. **11**: 161-168. Sao Paulo.
- PALMA-HELDT, S. 1980b. Contribución al conocimiento palinológico de los mantos carboníferos del Terciario de Arauco-Concepción, Chile. Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía N°2 y Congreso Latinoamericano de Paleontología N°1. 1978. Tomo **II**: 175-192. Buenos Aires.
- PALMA-HELDT, S. 2010. Consideraciones sobre las palinoespecies más frecuentes en el Paleógeno de la Cuenca de Arauco. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra. II Simposio Paleontológico de Chile: 40. Concepción.

- PALMA-HELD, S. & QUINZIO, L. 2006. Aporte de la palinología al conocimiento del límite Cretácico-Paleógeno en la cuenca de Arauco, VIII Región, Chile. 9° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 231 pp. Córdoba.
- PEMBERTON S. & MACEACHERN, J. 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..* Memoir **64**: 429-475. Alberta.
- PEMBERTON, S., SPILA, M., PULHAM, A., SAUNDERS, T., MACEACHERN, J., ROBBINS, D. & SINCLAIR, I. 2001. Ichnology and Sedimentology of Shallow and Marginal Marine Systems: Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne D'Arc Basin. Geological Association of Canada Short Course Notes **15**. 353 pp.
- PINEDA, 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 (Inédito): 268 pp. Santiago.
- 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
- RAMOS, V. 2000. The Southern Central Andes. International Geological Congress N° **31**: 561-604. Río de Janeiro.
- REINECK, H. & SINGH I. 1980. Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag Berlin Heidelberg: 549 pp. Berlín.
- RICHTER, P.; RING, U.; WILLNER A. & LEISS, B. 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Palaeozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of the Geological Society*. Vol. **164**: 203-214. Londres.
- SALAZAR, C. 2004. Ammonites del Maastrichtiano de la Formación Quiriquina. VIII Región del Bío-Bío. Chile sistemática, Bioestratigrafía y afinidades paleobiogeográficas. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 155 pp. Concepción.
- SÁNCHEZ, M. 2004. Evolución Tectónica de la Isla Mocha (38°20'; 73°55'): Configuración de un sistema anómalo en el margen occidental de la cuenca de antearco de Arauco. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra: 163 pp. Concepción.
- SCHULTZ, A. 1964. Geología Regional de Concepción. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 116 pp. Santiago

- SOMOZA, R. & GHIDELLA M. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: Subducción de Nazca, Farallon y Aluk. *Revista Asociación Geológica Argentina* **60**: 797-809. Buenos Aires.
- STANLEY, S. 1976. Coadaptation in the Trigoniidae, a remarkable Family of burrowing bivalves. *Paleontology*. N° **20**. Vol. **4**: 896-899.
- STEINMANN, G. 1895. Die Cephalopoden der Quiriquina-Schichten. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, Paläontologie*: 64-94. Stuttgart.
- STENZEL, H. 1971. Oysters. En Moore, R. C. (editores): *Treatise on invertebrate Paleontology*, Part N. Vol **3**: 954-1217. Kansas.
- STINNESBECK, W. 1986. Zu den faunistischen und palökologischen Verhältnissen in der Quiriquina Formation (Maastrichtium) Zentral-Chiles. *Palaeontographica*. Part. A. Vol. **194** (4-6): 99-237, Stuttgart.
- STINNESBECK, W.; QUINZIO L. A.; BONILLA, R. & SALAZAR, C. 2003. La Formación Quiriquina en su localidad tipo, Isla Quiriquina. X Congreso Geológico Chileno. Guía Excursión Intracongreso E.I.C.4. 18 pp. Concepción.
- SUÁREZ M. & MARQUARDT C. 2003. Revisión preliminar de las faunas de peces elasmobranchios del Mesozoico y Cenozoico de Chile y comentarios sobre su valor cronoestratigráfico. X Congreso Geológico Chileno. 9 pp. Concepción.
- SUBCOMISIÓN INTERNACIONAL DE CLASIFICACIÓN ESTRATIGRÁFICA. 2001. Guía estratigráfica internacional -versión abreviada-. *Revista de la sociedad geológica de España*. Reguant, S. & Ortiz, R. (editores). Vol. **14** (3-4): 270-293 pp.
- SYLVESTER, C. & SANGÜESA, C. 1948. Contribución a la Geología de la Bahía de Concepción, *Minerales*, N° **25**: 53-57.
- TAVERA, J. 1942. Contribución al estudio de la estratigrafía y paleontología del Terciario de Arauco. Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología N°1. *Anales Parte* **1**. Vol. **2**: 580-632. Santiago.
- TAVERA, J. 1947. Correlaciones geológicas entre el Terciario carbonífero de la parte sur de la Bahía de Arauco y Terciario Carbonífero de Concepción. *Boletín Minero* N° **570**: 597-598.
- TAVERA, J. 1952. Perfiles estratigráficos del terciario carbonífero en la zona al norte de Lota y Coronel. Departamento de Minas y Petróleos (*Inédito*).

- TAVERA, J. 1983. Noticias sobre la presencia de Graptoloideos en rocas del Basamento Cristalino (Formación Lumaco, Lat. 38° S). Imprenta Gráfica: 20 pp. Santiago.
- TRONCOSO, A.; SUÁREZ, M.; DE LA CRUZ, R. & PALMA-HELDT, S. 2002. Paleoflora de la Formación Ligorio Márquez (XI Región, Chile) en su localidad tipo: sistemática, edad e implicancias paleoclimáticas. *Revista Geológica de Chile*. Vol **29**: 113-135. Santiago.
- VARGAS, I. 2005. Análisis morfo-estructural, sedimentológico y geoquímico del margen continental chileno entre los 36°-37°S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 121 pp. Concepción.
- VÁSQUEZ, P. 2001. Petrología y geotermobarometría del basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa de Chile, entre los 36°30'S y 38°00'S. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 172 pp. Concepción.
- VERA, J. A. 1994. Estratigrafía. Principios y Métodos. Editorial Rueda: 805 pp: Madrid.
- VERDE, M. 2002. Icnología de la Formación Camacho (Mioceno Tardío) del Uruguay. Universidad de la República, Facultad de Ciencias, Programa de Tesis de Maestría: 124 pp. Montevideo.
- VEYL, C. 1961. Contribución al conocimiento de la geología regional de la Provincia de Concepción. *Minerales*, N° 72: 51 pp. Santiago.
- VIETES, H; ARCOS, R. & GONZÁLEZ, A. 1993. Interpretación geológica de sísmica marina del Golfo de Arauco. (Inédito) Enap: 10 pp. Santiago.
- WENZEL, O.; WATHELET C.; CHAVEZ, L. & BONILLA, R. 1975. La sedimentación cíclica Meso-Cenozoica en la Región Carbonífera de Arauco - Concepción, Chile. *Anales 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica*. Vol. **1**: 215-237. Buenos Aires.
- WETZEL, W. 1930. Die Quiriquina-Schichten als Sediment und paläontologisches Archiv.- *Palaeontographica*, Part A. Vol. **3**: 49-101. Stuttgart.
- WILLNER, A. 2005. Pressure Temperature evolution of a Late Paleozoic paired metamorphic belt in North-Central Chile (34°-35°30'S). *Journal of Petrology*. Vol. **46** (9): 1.805-1.833.
- WILLNER, A.; GERDES, A. & MASSONNE, H. 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** (3): 114-129.

WILLNER, A.; THOMSON, S.; KRÖNER, A.; WARTHÖ, J.; WIJBRANS, J. & HERVÉ, F. 2005. Time markers for the evolution and exhumation history of a Late Paleozoic paired metamorphic belt in North-Central Chile (34°-35°30' S). *Journal of Petrology*. Vol. **46**, (9): 1.835-1.858.





ÍNDICE DE DESCRIPCIÓN DE COLUMNAS

Columna		Página
C1	Descripción Columna estratigráfica “Estadio Cap”	111
C2	Descripción Columna estratigráfica “Puente Perales”	112
C3	Descripción Columna estratigráfica “Cerro San Miguel”	113
C4	Descripción Columna estratigráfica “Inicio Ruta del Itata”	114
C5	Descripción Columna estratigráfica “Playa Blanca I”	116

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1	Modelo de sedimentación Cretácico-Paleógeno Inferior.....	117

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
1	Antecedentes bibliográficos “límite Cretácico-Terciario”	118
2	Porcentaje palinomorfos en mantos de carbón en Arauco	121
3	Palinomorfos encontrados por G.d C. II en área de estudio	122

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA ESTADIO CAP

Esta columna estratigráfica fue realizada por Geología de Campo II, se ubica en las dependencias del Estadio CAP de Talcahuano, a un costado de la Población Higuera. Sus coordenadas UTM son 5.931.086N / 669.268E. La litología consiste en arenisca de grano medio, con intercalaciones de areniscas gruesas y niveles de conglomerado que contienen dientes de tiburón. La potencia total del afloramiento es de 10,8 m.

Límite inferior: cubierto.

Sección C1a: 6,6 m arenisca de grano fino a medio.

6,6 m de arenisca de grano grueso gris verdosa en superficie fresca y parda en superficie alterada, buena selección y fábrica grano-soportado. Presenta laminación paralela.

Sección C1b: 2 m arenisca de grano fino a medio.

2 m de arenisca de grano grueso gris verdosa, buena selección y fábrica grano-soportado. Compuesta de 70% de granos de cuarzo, 20% de líticas y 10% de micas. Presenta nivel de concreciones sin fósiles.

Sección C1c: 2,2 m arenisca de grano medio intercalada con niveles de arenisca gruesa y niveles de conglomerado.

0,2 m de conglomerado, color verde, fábrica matriz-soportada y buena selección. Presenta dientes de elasmobranchios correspondientes al género *Carcharias* sp.

2 m de arenisca de grano medio, color verde grisáceo en superficie fresca, intercalada con niveles de arenisca gruesa de aproximadamente 10 cm de espesor. Se observa presencia de laminación paralela en arenisca de grano medio.

Límite superior: cubierto.

COLUMNA PUENTE PERALES

Realizada por Geología de Campo II, ubicada en el Puente Perales de Talcahuano. Sus coordenadas UTM son 5.929.565N / 671.013E. Secuencias de areniscas finas con concreciones y niveles conglomerádicos. La actitud de los estratos es N10°W/38°NE y su espesor total es de 10 m.

Límite inferior: cubierto.

Sección C2a: 7 m de areniscas de grano fino y niveles de concreciones fosilíferas.

- 4 m arcosa de grano fino de color gris verdoso, grano soportada de buena selección, los granos son subredondeados de esfericidad media.
- 1 m de nivel de concreciones calcáreas que varían de 10 a 50 cm de diámetro con una moda de 40 cm de diámetro, las cuales contienen restos fósiles de *Baculites* sp., bivalvos indiferenciados y restos vegetales. Estas concreciones se encuentran en una arcosa de grano fino.
- 2 m de arcosa de grano fino color gris verdosas.

Sección C2b: 0,3 m de conglomerado con dientes de tiburón

- 0,3 m nivel conglomerádico con clastos de cuarzo subredondeados de esfericidad media y un tamaño promedio de 4 mm, compuesto por 35% de clastos volcánicos, 35% de feldespato, 30% de cuarzo. Matriz tamaño arena fina color pardo amarillento. Fauna fósil corresponde a dientes de tiburón: *Carcharias* sp., *Striatolamia* sp.

Sección C2c: 3 m de arenisca de color verde

Límite superior: superficie de erosión actual.

COLUMNA CERRO SAN MIGUEL

Columna confeccionada por alumnos de Geología de Campo II, ubicada en el Cerro San Miguel, en la comuna de Talcahuano. Sus coordenadas UTM son 5.928.507 N/ 670.469 E. Corresponde a una secuencia de areniscas con restos vegetales fosilíferas y areniscas grises sin contenido fósil. La base se encuentra en inconformidad sobre el Basamento Metamórfico. La secuencia muestra una potencia total de 6 m.

Límite inferior: Serie Oriental del Basamento Metamórfico.

Sección C3a: 3 m arenisca fina. Presenta contenido fósil, así como también restos vegetales y niveles carbonosos.

- 3 m arcosa lítica de grano fino color gris de buena selección. Muestra restos vegetales carbogenizados y niveles carbonosos además de restos de *Cardium* sp.

Sección C3b: 0,25 m arenisca fina.

- 0,25 m subarcosa de grano fino.

Sección C3c: 0,3 m conglomerado polimíctico.

- 0,3 m conglomerado con matriz de arenisca fina y clastos de andesita, cuarzo y filitas.

Sección C3d: 0,2 m arenisca fina.

- 0,2 m subarcosa verdosa de grano fino.

Sección C3e: 0,25 m arenisca media.

- 0,25 m arenisca de grano medio con un nivel conglomerádico en la base.

Sección C3f: 2m arenisca fina con niveles ferrosos.

- 2 m arcosa de grano fino gris verdosa de buena selección. Presenta laminación fina y meteorización esferoidal. Localmente se aprecian nódulos de limolitas de unos 7 cm de diámetro.

Límite superior: actual superficie de erosión.

COLUMNA INICIO RUTA DEL ITATA

Columna hecha por alumnos de Geología de Campo II, ubicada en el inicio de la Ruta del Itata, al SE de la ciudad de Penco. Sus coordenadas UTM son 5.930.821N / 678.421E. Se caracteriza por arcosas con niveles de concreciones, en parte conglomerádicas, secuencias de areniscas granodecreciente y arcillolitas. La actitud de los estratos es N55°E/20°NW.

Límite inferior: inconformidad con Unidad Concepción.

Sección C4a: 10,7 m arenisca de grano medio a fino con niveles conglomerádicos.

- 10,7 m de arcosa lítica de grano medio-fino color gris verdoso, buena selección, granosoportada, con un 90% de granos y 10% de matriz, granos subredondeados de esfericidad media, compuesta por 50% de cuarzo, 25% de feldespato, 15% de líticos, 10% micas. Presenta niveles conglomerádicos clasto soportado, con clastos subredondeados compuestos principalmente de cuarzo y intrusivos granitoides, de 5 a 15 cm de espesor a los 5,1 m, 7,1 m, 8,8 m y 9,8 m.

Sección C4b: 13,8 m arenisca de grano medio a fino gris verdosa fosilífera

- 13,8 m de arcosa lítica gris verdosa, de igual composición que la de la sección anterior, con fauna fósil como *Baculites* sp., *Trigonia* sp., *Ischyrrhiza chilensis* y *Carcharias* sp. En la base se reconocen lentes discontinuos de coquina conglomerádica clasto soportado con clastos de basaltos, granitos, cuarzo y bioclastos de conchas rotas y fauna fósil como *Cardium* (*Bucacardium*) *acuticostatum*, *Dentalium* sp., *Baculites* sp., *Eubaculites* sp. y restos de bivalvos y gastrópodos indiferenciados. La matriz es de arenisca grisácea cuarzo-feldespática.

Sección C4c: 20,4 m arenisca fina gris verdosa con niveles de concreciones

- 20,4 m de Subarcosa de grano fino, color de intemperismo pardo amarillento y color roca fresca gris verdoso, de buena selección. Se reconocen bioturbaciones a los 10,2 m y en el techo de la sección.

A los 7,8 m se reconoce un nivel de concreciones discontinuo de 0,4 m de espesor, con un contenido fósil menor.

Además se observan abundantes concreciones silicificadas con diámetros de hasta 20 cm en la base, estos disminuyen hacia el techo (2 cm), la frecuencia de las concreciones también disminuye hacia el techo. Contienen restos fósiles como *Ostrea* sp. y restos carbonosos.

Sección C4d: 6,15 m arenisca gris verdosa con niveles de arenisca conglomerádica

- 0,7 m, arenisca gris verdosa de grano fino. En la base 2 cm de arenisca conglomerádica. Se observan restos carbonosos.

- 0,15 m, arenisca conglomerádica, con clastos redondeados de buena esfericidad con tamaños que van de 4 mm a 1,5 cm. La composición de los clastos es de cuarzo y lutitas.
- 5,3 m, arenisca fina igual a la anterior

Sección C4e: 15,3 m secuencia granodecreciente de arenisca color gris verdoso

- 2,4 m subarcosa de grano muy grueso de color gris verdoso, granodecreciente. Se observan cúmulos oxidados y un nivel con concreciones de 20 cm de espesor.
- 0,5 m arenisca gris verdosa de grano medio.
- 12,4 m subarcosa de grano fino, color de intemperismo pardo amarillento y color roca fresca gris verdoso, de buena selección. Localmente se observan concreciones silicificada de 8 a 20 cm de diámetro.

Sección C4f: secuencia granodecreciente de arenisca de color gris pardo

- 1,4 m de litoarenita feldespática de grano grueso, color de meteorización pardo gris, color de roca fresca gris, buena selección, granos de esfericidad moderada y subredondeados. Restos de materia orgánica disminuye hacia el techo. Esta se presenta en lentes de pequeño espesor. Contacto gradacional con tramo superior.
- 1,6 m de litoarenita de grano medio, color de meteorización gris-pardo, color roca fresca gris, buena selección, granos de esfericidad buena y subangulosos. Presenta restos carbonosos y de trozos de ramas.
- 2,4 m de arcillas grises.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA “PLAYA BLANCA”

Columna hecha por alumnos de Geología de Campo II. Se ubica en las coordenadas UTM 5.952.004 m N /680.828 m E, en el sector oeste de la Península de Coliumo, en Playa Blanca, al sureste de la columna anterior (“Playa Blanca I”). La litología consiste en un paquete de areniscas de diferente granulometría. La secuencia se encuentra basculada. En ella se reconoce abundante contenido fosilífero y trazas fósiles.

Espesor Columna: 13,4 m.

Límite inferior: basamento metamórfico.

Sección C6a: 12 m de areniscas verdes fosilíferas.

- Areniscas medias de color gris verdoso con abundante contenido fosilífero, bioturbaciones y concreciones. Éstas son de buena selección y fábrica clasto soportada, con un 90% de clastos y un 10% matriz. Los granos son subdiscoidales y subredondeados y corresponden principalmente a cuarzo, feldespato y líticos metamórficos, además de micas (biotita y muscovita) en menores cantidades. El tamaño de los clastos varía entre 0,3 a 1,3 mm de diámetro con una moda de 0,4 mm.
- Las concreciones se encuentran distribuidas dentro de los primeros 5 m de la capa y su diámetro oscila entre 0,1 a 1 m.
- Dentro de los fósiles se reconoce: *Cardium* sp., *Tellina* sp., *Maetra dubia* y *Hipophiloceras hetonaiense* en los primeros 7 m de la sección; además de *Baculites* sp. y un tronco fósil a los 3 y a los 5 m de la base, respectivamente. También se encontraron tubos de teredo y otras trazas fósiles a los 3 m.

Sección C6b: 1,4 m de alternancia de areniscas verdes y amarillas.

- Alternancia de areniscas medias verdes y areniscas finas amarillas. De base a techo se tiene: 0,3 m de areniscas verdes; seguido de 0,4 m de arenisca amarillas; 0,15 m de arenisca verde y finalmente 0,55 m de arenisca amarilla. La secuencia se acuña hacia el oeste.
- Las “areniscas verdes” son de color gris verdoso, con granos de tamaño medio que van de 0,1 a 3 mm de diámetro, con una moda de 0,3 mm de diámetro. Son de buena selección y de fábrica clasto soportado. Sus clastos son subprismáticos y subredondeados y constan de cuarzo, feldespato, micas (muscovita) y líticos metamórficos.
- Las “areniscas amarillas” son muy disgregables, de color pardo anaranjado y grano fino, el que varía entre los 0,1 a 1 mm de diámetro, con una moda de 0,2 mm de diámetro. Presentan buena selección y una fábrica clasto soportada. Sus clastos son subprismáticos y subredondeados. Están formadas principalmente por cuarzo, feldespato, micas (muscovita), líticos y limonita. Son composicionalmente más heterogéneas que las areniscas verdes.

Límite superior: inaccesible.

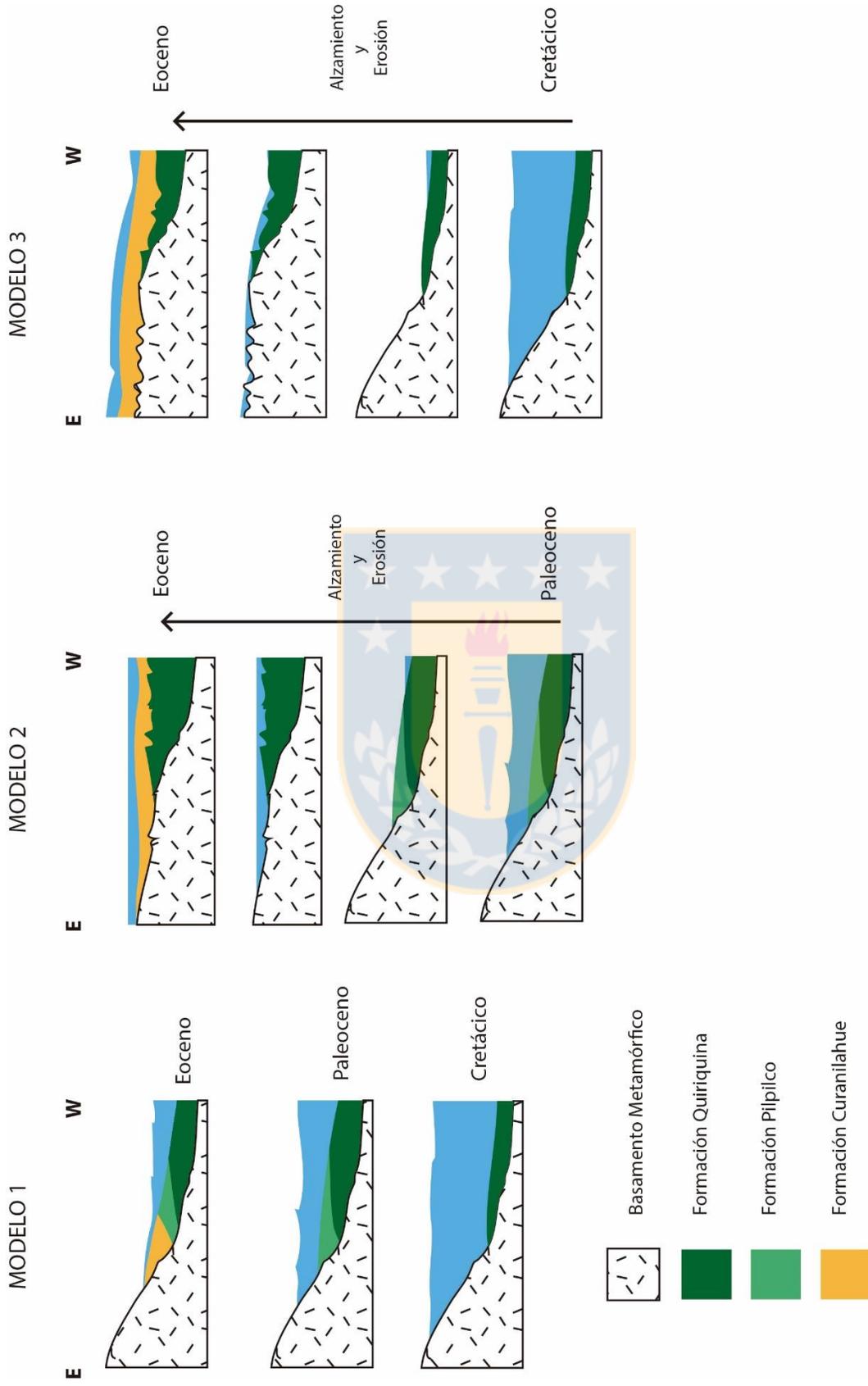


Figura 1: Modelos de sedimentación propuestos para el periodo Cretácico-Eoceno en el área de estudio.

Tabla 1.1: Antecedentes bibliográficos con respecto a los límites y relaciones de contacto entre sedimentos cretácicos-terciarios en el área de estudio.

AUTOR	Tavera (1942)	Brüggen (1950)	Galli (1967)	Muñoz Cristi (1956, 1968)	García (1968)
Área de estudio	Provincia de Arauco	Chile	Concepción, Talcahuano	Sur del Golfo de Arauco	Desde el paralelo 33° al 44°
Contacto Cretácico-Paleógeno	Paraconformidad entre rocas cretácicas y terciarias	Paraconformidad entre el Cretácico - Paleógeno	Paraconformidad entre Fm. Quiriquina y Fm. Cosmito	Paraconformidad entre el Cretácico - Terciario	Concordancia entre rocas cretácicas y terciarias
Existe Paleoceno	No	No	No	No	Si
Formación Pilpilco	No lo acoge	No menciona Pilpilco	No la acoge	Si	No la acoge
Edad rocas sobreyacentes a rocas cretácicas	Eoceno Inferior	Terciario	Eoceno	Eoceno	Paleoceno
Datado sobre la base de	Posición estratigráfica y relaciones faunísticas con algunos fósiles de la costa de Perú.	Relaciones de contacto y restos vegetales que Engelhardt (1891) determina como Eoceno-Mioceno	Posición estratigráfica y autores anteriores	Posición estratigráfica y datación de Miembro Intercalación	Relaciones de contacto concordantes y continuas con rocas cretácicas

Tabla 1.2: (Continuación tabla 1.1) Antecedentes bibliográficos con respecto a los límites y relaciones de contacto entre sedimentos cretácicos-terciarios en el área de estudio.

AUTOR	Chotín (1969)	Biró (1982)	Pineda (1983)	Elgueta & otros (1994)	Stinnesbeck & otros (2003)
Área de estudio	Tomé, Penco Dichato	Isla Quiriquina y Cocholgué	Península de Arauco	Lebu-Arauco	Isla Quiriquina y Cocholgué
Contacto Cretácico-Paleógeno	Inconformidad rocas terciarias sobre rocas ígneas y metamórficas. Paraconformidad del Paleógeno sobre el Cretácico	Fm. Quiriquina concordante a rocas terciarias	Inconformidad rocas terciarias sobre rocas ígneas y metamórficas. Paraconformidad de Fm. Curanilahue sobre Fm. Quiriquina	Concordancia Fm. Quiriquina y Fm. Curanilahue	Paraconformidad entre Fm. Quiriquina y Fm. Curanilahue
Existe Paleoceno	No	Si, pero en duda	No	Si	No
Formación Pilpilco	Si	No lo menciona	Si	No lo acoge	No lo acoge
Edad rocas sobreyacentes a rocas cretácicas	Terciario	Terciario, posiblemente Paleoceno	Eoceno Inferior	Paleoceno	Terciario
Datado sobre la base de	Posición estratigráfica y autores anteriores	Posición estratigráfica y autores anteriores	Posición estratigráfica y autores anteriores	Posición estratigráfica	Posición estratigráfica

Tabla 1.3: (Continuación tabla 1.2) Antecedentes bibliográficos con respecto a los límites y relaciones de contacto entre sedimentos cretácicos-terciarios en el área de estudio.

AUTOR	García (2004)	Salazar (2004)	Muñoz & otros (2008)	Geología de Campo II 2009	Becerra & otros (2013)
Área de estudio	Cuadrángulo de Concepción	Isla Quiriquina, Bahía de Concepción, Ciudad de Concepción y Talcahuano, Península de Arauco	Bahía de Concepción	Desde la Península de San Vicente por el norte a la Playa Colcura por el Sur	Sur de la Cuenca de Arauco
Contacto Cretácico-Paleógeno	Fm. Quiriquina en paraconformidad a Fm. Cosmito	Fm. Quiriquina concordante a Fm. Curanilahue y Fm. Pilpilco	Fm. Quiriquina concordante a Fm. Cosmito	Fm. Quiriquina concordante a Fm. Pilpilco	Paraconformidad entre rocas cretácicas y paleógenas
Existe Paleoceno	No se refiere	No se refiere	Si	Si	No
Formación Pilpilco	No lo acoge	Si	No la acoge	Si	No lo acoge
Edad rocas sobreyacentes a rocas cretácicas	Terciario	Paleógeno	Paleoceno (Fm. Cosmito)	Paleoceno (Fm. Pilpilco)	Eoceno
Datado sobre la base de	Dataciones de antiguos autores	Posición estratigráfica y autores anteriores	Fósiles de elasmofauna	Fósiles de elasmofauna y continuidad de litología en contacto Fm. Quiriquina y Fm. Pilpilco	Posición estratigráfica e hiato determinado por perfil sísmico

Tabla 2: Porcentajes de palinomorfos para los mantos de carbón 2, 3, 4, 5 y 7 en la zona de Arauco. Modificado de Palma, 1980).

	MANTO 2	MANTO 3	MANTO 4	MANTO 5	MANTO 7
Inapertisporites	5.111	2.897	14.109	6.471	6.919
Monoporisporites	0.320	-	2.877	2.345	0.624
Lacrimasporonites	0.385	0.268	2.633	-	0.474
Dicellaesporites	0.740	0.330	3.914	-	1.339
Multicellaesporites	2.898	1.665	14.128	0.990	6.675
Pluricellaesporites	-	-	2.014	-	-
Granatisporites	0.391	0.235	3.606	-	0.697
TOTAL FUNGI	9.84	5.39	43.28	9.81	16.73
Trilete sp.	0.800	0.211	0.337	1.604	0.430
Gleicheniidites	5.306	6.867	11.546	13.848	12.456
Clavifera	3.983	5.204	3.744	2.165	7.140
Cyathidites minor	6.592	9.044	11.542	11.092	11.898
Cyathidites australis	0.614	1.849	0.823	-	0.249
Leiotriletes	0.206	0.523	2.499	-	0.645
Monolete sp	0.197	0.430	0.122	-	-
Laevigatosporites	0.452	0.854	7.849	2.812	1.870
Peromonolites	0.196	0.248	0.397	0.477	0.520
TOTAL PTERIDOPHYTA	18.35	25.23	38.86	32.00	35.20
Podocarpites sp. 1	1.197	0.515	0.20	4.636	1.290
Podocarpites sp. 2	0.550	0.350	-	-	-
Podocarpites sp. 3	-	0.454	-	-	-
Trisaccites	0.590	-	-	-	-
TOTAL GYMNOSPERMAE	2.34	1.32	0.20	4.64	1.29
Haloragacidites harrisii	42.819	38.524	4.313	31.364	23.416
Proteacidites sp. 1	5.917	6.471	0.751	3.670	4.576
Proteacidites sp. 2	-	0.250	-	-	0.123
Myrtacidites	5.171	5.521	3.198	2.880	5.205
Cupaneidites	0.311	0.240	0.421	0.075	0.343
Retitricolporites	3.954	1.799	0.956	5.670	2.936
Psilatricolporites	0.757	1.006	0.512	-	0.495
Tricolporites	0.868	0.620	0.610	0.827	1.261
Tricolpites	0.300	0.603	0.712	1.188	0.558
Polyporina	-	0.098	-	-	0.526
TOTAL DICOTYLEDONEAE	60.10	55.13	11.47	45.67	39.46
Monosulcites sp.	0.874	0.638	0.185	-	0.305
Psilamonoclpites	1.869	3.299	0.165	-	0.881
TOTAL MONOCOTYLEDONEAE	2.74	3.94	0.35	-	1.19
Sphagnum sp?	0.040	0.050	0.910	-	0.280
Araucariacites sp.?	0.280	1.020	2.300	1.250	0.970
Diporites	2.720	1.490	1.260	1.370	2.970
Palinomorfo espinoso sp. 1	2.340	4.360	0.060	0.150	-
Palinomorfo espinoso sp. 2	0.660	1.000	-	-	0.190
Otros indeterminados	0.610	1.070	1.490	5.110	1.740
TOTAL OTROS	6.65	8.99	6.02	7.88	6.15
TOTAL	100	100	100	100	100

Tabla 3: Cuadro resumen análisis palinológicos años 2001-2005-2007-2008-2010 (Modificado de “Anexo 3, Rocas Estratificadas”, Geología de Campo II, 2010).

Cuadro Resumen Análisis Palinológicos				
Muestras	N (m)	E (m)	Especies	Fuente
978	5.935.350	680.150	<i>Multicellaesporites</i> sp.	Geología de Campo II 2001
			<i>Lacrimasporotines</i> sp.	
			<i>Cyathidites minor</i>	
			<i>Gleicheniidites senonicus</i>	
			<i>Laevigasporites ovatus</i>	
			<i>Podocarpidites</i> sp.	
			<i>Araucariacites puritatus</i>	
			<i>Haloragacidites harrisii</i>	
			<i>Tricolpites</i> sp.	
			<i>Spinozonocolpites</i> sp.	
5148a	5.946.898	680.887	<i>Multicellaesporites</i> sp.	Geología de Campo II 2005
			<i>Granatisporites</i> sp.	
			<i>Exesisporites</i> sp.	
			<i>Botryoocques braunii</i>	
			<i>Cyathidites australis</i>	
			<i>Trilletes parvallatus</i>	
			<i>Clavifera triplex</i>	
			<i>Gleicheniidites senonicus</i>	
			<i>Laevigasporites ovatus</i>	
			<i>Haloragacidites harrisii</i>	
5149	5.934.391	680.522	<i>Multicellaesporites</i> sp.	Geología de Campo II 2005
			<i>Exesisporites</i> sp.	
			<i>Cyathidites minor</i>	
			<i>Cyathidites australis</i>	
			<i>Leotriletes</i> sp.	
			<i>Gleicheniidites senonicus</i>	
			<i>Laevigasporites ovatus</i>	
			<i>Araucariacites puritatus</i>	
<i>Trisaccites microsaccatus</i>				
1077	5.951759	680.898	Hongos epifitos	Geología de Campo II 2005
			<i>Cyathidites minor</i>	
			<i>Clavifera triplex</i>	
			<i>Gleicheniidites senonicus</i>	
			<i>Laevigasporites ovatus</i>	
			<i>Araucariacites puritatus</i>	
			<i>Trisaccites microsaccatus</i>	

Cuadro Resumen Análisis Palinológicos				
Muestras	N (m)	E (m)	Especies	Fuente
110607 13A-BR	5.953.873	683.228	<i>Multicellaesporites</i> sp.	Geología de Campo II 2007
			Hongos epifitos	
			<i>Leiotriletes</i> sp.	
			<i>Clavifera triplex</i>	
			<i>Gleicheniidites senonicus</i>	
			<i>Laevigasporites ovatus</i>	
I-MD1d	5.930.629	679226	<i>Multicellaesporites</i> sp.	Geología de Campo II 2008
			<i>Haloragacidites harrisii</i>	
			<i>Tricolpites</i> sp.	
			<i>Cyathidites minor</i>	
I-MH1b	5.948.442	681.389	<i>Multicellaesporites</i> sp.	Geología de Campo II 2008
			<i>Haloragacidites harrisii</i>	
			<i>Cyathidites minor</i>	
			<i>Cyathidites australis</i>	
			<i>Clavifera triplex</i>	
MO-1	5.931.200	679.703	<i>Leiotriletes</i> sp.	Geología de Campo II 2008
			<i>Haloragacidites harrisii</i>	
			<i>Proteacidites crassus</i>	
			<i>Tricolpites</i> sp.	
MO-2	5.931.200	679.703	<i>Haloragacidites harrisii</i>	Geología de Campo II 2008
			<i>Nothofagidites cranwellae</i>	
			<i>Cyathidites minor</i>	
			<i>Monolcolpites</i> sp.	
MO-3	5.931.200	679.703	<i>Gleicheniidites senonicus</i>	Geología de Campo II 2008
			<i>Cyathidites minor</i>	
			<i>Araucarias</i>	
			<i>Tricolpites</i> sp.	
			<i>Retitricolpites</i>	
MVIII1	5.927.237	675.468	<i>Podocarpidites</i> sp.	Geología de Campo II 2010
			<i>Arauriacites</i>	
			<i>Haloragacidites harrisii</i>	
			<i>Proteacidites parvus</i>	
			<i>Myrtacedites parvus</i>	
			<i>Myrtacedites mesonesus</i>	
			<i>Retitricolpado</i> sp.	
			<i>Tricolpites</i> sp.	
			<i>Trilete tipo Glecheniaceae</i>	
			<i>Multicellaesporites</i> sp.	
Hongos epifitos				

Cuadro Resumen Análisis Palinológicos				
Muestras	N (m)	E (m)	Especies	Fuente
IV12	5.948.490	681.250	<i>Clavifera triplex</i>	Geología de Campo II 2010
			<i>Gleicheniidites senonicus</i>	
			<i>Laevigatosporites</i>	
			<i>Podocarpidites</i> sp.	
			<i>Haloragacidites harrisii</i>	
			<i>Proteacidites parvus</i>	
			<i>Myrtaceidites parvus</i>	
			<i>Myrtaceidites mesonesus</i>	
			<i>Retitricolpado</i> sp.	
			<i>Tricolpites</i> sp.	
			<i>Trilete tipo Glecheniaceae</i>	
			<i>Multicellaesporites</i> sp.	
			<i>Exesisporites</i> sp.	
			<i>Dicellaesporites</i>	
MVIII4	5.927.237	675.468	<i>Podocarpidites</i> sp.	Geología de Campo II 2010
			<i>Araucariacites puritatus</i>	
			<i>Haloragacidites harrisii</i>	
			<i>Proteacidites parvus</i>	
			<i>Myrtaceidites parvus</i>	
			<i>Myrtaceidites mesonesus</i>	
			<i>Retitricolpado</i> sp.	
			<i>Tricolpites</i> sp.	
			<i>Trilete tipo Glecheniaceae</i>	
			<i>Multicellaesporites</i> sp.	
			Hongos epifitos	
M9	5.953.680	684.018	<i>Cyathidites minor</i>	Geología de Campo II 2010
			<i>Clavifera triplex</i>	
			<i>Gleicheniidites senonicus</i>	
			<i>Laevigatosporites</i>	
			<i>Podocarpidites</i> sp.	
			<i>Haloragacidites harrisii</i>	
			<i>Proteacidites parvus</i>	
			<i>Myrtaceidites parvus</i>	
			<i>Spinozonocolpites</i> sp.	
			<i>Retitricolpado</i> sp.	
			<i>Tricolpites</i> sp.	
			<i>Trilete tipo Glecheniaceae</i>	
			<i>Multicellaesporites</i> sp.	