



ESCUELA DE
GEOLOGÍA

ESTRATIGRAFÍA Y PALEONTOLOGÍA DE LAS ROCAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR DEL MONTE TARN, REGIÓN DE MAGALLANES Y LA ANTÁRTICA CHILENA

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para optar al
Título de Geóloga

FRANCISCA ALEXANDRA SCAPINI BARRA

PROFESORA GUÍA: NATHALIA BELÉN FOUQUET JÓ

PROFESORA CO-GUÍA: JUDITH MARIANA PARDO PÉREZ

MIEMBRO DE LA COMISIÓN: RAÚL AGUSTÍN UGALDE PERALTA

SANTIAGO, CHILE
JUNIO, 2022

Resumen

ESTRATIGRAFÍA Y PALEONTOLOGÍA DE LAS ROCAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR DEL MONTE TARN, REGIÓN DE MAGALLANES Y LA ANTÁRTICA CHILENA

El Monte Tarn está ubicado en la Cuenca de Magallanes, en el extremo sur de la Península de Brunswick, y se caracteriza por ser uno de los montes más transitados actualmente de la Región de Magallanes y la Antártica Chilena.

La historia paleontológica de éste se remonta a los años 1831–1836 en que Charles Darwin llega a la Patagonia Chilena y asciende el Monte Tarn. En la cima, descubre fragmentos del ammonoideo *Maorites*, teniendo una relevancia internacional al corresponder al primer invertebrado fósil descubierto en Sudamérica. Sin embargo, a pesar de los cientos de años que han transcurrido desde que Charles Darwin prospectó la zona en conjunto a algunas propuestas estratigráficas entregadas por otros autores durante el siglo XX, la geología de la zona aún no está claramente definida.

El objetivo de este estudio fue determinar la unidad geológica a la que corresponden las rocas del Monte Tarn, la Formación Fuentes o la Formación Rocallosa, y la determinación de su paleoambiente. Para ello, se realizó una revisión bibliográfica de trabajos desarrollados en las cercanías de la zona de estudio, para luego ir a una prospección en terreno. Durante la salida se realizó el levantamiento de una columna estratigráfica y se tomaron muestras de rocas para descripciones litológicas. Del material fósil encontrado se tomaron fotografías en detalle, luego fueron colectados y etiquetados. Siguiendo a esto, se trabajaron las muestras en el laboratorio que consistió principalmente en la limpieza de los fósiles, la determinación taxonómica de ellos y la interpretación de los datos.

Los resultados de esta investigación indican que el Monte Tarn está compuesto por una sucesión de rocas sedimentarias estratificadas de 420 m de potencia. En la base está conformada por intercalaciones de lutitas y areniscas muy finas, sin contenido fósil y hacia el techo afloran limolitas arenosas y areniscas muy finas a medias con clastos alterados a glauconita, cuyo contenido fósil corresponde a ammonoideos de los géneros *Maorites* y *Diplomoceras*, bivalvos de la familia Veneridae indet., escafópodos del género *Dentalium* y equinoideos del superorden Atelostomata indet. Además, de trazas fósiles de los icnogéneros *Scolicia*, *Zoophycos*, *Palaeophycos* y *Chondrites*.

Se interpreta que las rocas del Monte Tarn fueron depositadas durante el Maastrichtiano (~72–66 Ma) en un ambiente sedimentario marino somero progradante de un *offshore* superior a un *shoreface* inferior que ocasionalmente es afectado por episodios de tormentas.

Teniendo en cuenta los resultados, se concluye que en el Monte Tarn aflora el techo de la Formación Fuentes y de manera suprayacente, en una concordancia inferida, la Formación Rocallosa.

SOLO USO ACADÉMICO

Para mis hermanas Renata e Isidora...

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a la Dra. Judith Pardo Pérez por confiar en mí y darme la oportunidad de realizar este proyecto de investigación. De la misma manera, agradecer a la Dra. Nathalia Fouquet por acceder a ser mi profesora guía entregando lo máximo de ella para poder sacar adelante este proyecto de una manera entretenida y muy amena. Igualmente, agradecerle a la Dra. Leslie Manríquez por acompañarnos al terreno y estar durante todo mi trabajo de memoria atenta a cualquier duda o comentario que necesité. Las tres son unas mujeres muy admirables no solo por sus conocimientos, sino también por la calidad humana que son. Muy feliz y agradecida de haber trabajado con ellas. Agradecer a Raúl Ugalde por ser parte de mi comisión evaluadora, entregando siempre buenos comentarios y consejos sobre mi memoria de título.

De la misma manera, quiero agradecer a quienes me acompañaron tanto en la logística como en la toma de datos de los terrenos de mi memoria, Andrés Pérez, Sebastián Gallardo y Esteban Beltrán, quienes con mucho entusiasmo siempre estuvieron disponible para ayudarme en todo lo que fuera necesario, además de hacer un grato ambiente laboral, con muy buenos momentos.

Agradecer a mi mamá y mi papá que a lo largo de toda mi vida me han apoyado y acompañado en todos los ámbitos tanto personales como profesionales, dándome fuerzas y energía cuando más lo necesitaba. También, darle las gracias a mi hermana, la Rena, que aguantó todas mis noches estudiando en voz alta o porque cada vez que necesitaba que me ayudara con algo ahí estaba siempre presente. Obvio también agradecerle a la Isidorita, mi hermanita bebé, que bajar a darle un beso y/o un abrazo me ayudaba a despejarme de mis estudios. Agradecerle a mi prima la China porque siempre ha estado presente y atenta a ayudarme en todo lo que necesito.

No pueden faltar los agradecimientos a mis amiguitos de la U (Yaldito, Mica, Feem, Kim, Sebita, Nahuelcoy, Sopapo, Coke, Meli, Wagner, en fin todos los del grupo "LA PLAYA") que fueron un gran apoyo a lo largo de la carrera y porque logramos hacer las mejores distracciones post pruebas o cierres de semestre.

Gracias a toda mi familia, amigos y a cada una de las personas que me acompañaron durante toda mi carrera.

Finalmente, agradecer al financiamiento de esta investigación, la cual fue bajo los proyectos "Diagnóstico, Diseño y Gestión del Sendero a Monte Tarn, BNP Cabo Froward ID683-3-LE20" de la Consultora Racolab y el proyecto "Colección paleontológica del Instituto de la Patagonia. Identificación y registro de material fosilífero como patrimonio cultural para la Región de Magallanes" Folio N°37520 (FONPAT) de la Dra. J. Pardo, ejecutado en la Universidad de Magallanes.

¡MUCHÍSIMAS GRACIAS!

Tabla de contenido

Capítulo 1: Formulación del estudio.....	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Ubicación y zona de estudio.....	3
1.3 Objetivos.....	5
1.4 Metodología.....	5
1.4.1 Recopilación bibliográfica.....	5
1.4.2 Terreno.....	5
1.4.3 Laboratorio.....	6
1.4.4 Gabinete.....	7
1.5 Hipótesis.....	8
Capítulo 2: Marco geológico regional.....	9
2.1 Unidades fisiográficas.....	9
2.2 Evolución de la Cuenca de Magallanes.....	10
2.2.1 Régimen extensivo.....	10
2.2.2 Régimen compresivo.....	11
2.3 Estratigrafía de la Cuenca de Magallanes.....	15
2.3.1 Fase Extensional.....	15
2.3.2 Fase Compresional.....	17
2.3.3 Fase Transpresional.....	23
2.4 Geología estructural.....	26
2.4.1 Dominio extensivo.....	26
2.4.2 Dominio compresivo.....	26
Capítulo 3: Marco geológico local.....	28
3.1 Geología y primeros estudios en el Monte Tarn.....	28
3.2 Caracterización de la formaciones Fuentes y Rocallosa.....	30
3.2.1 Formación Fuentes.....	31
3.2.2 Formación Rocallosa.....	31
Capítulo 4: Marco teórico.....	33
4.1 Taxonomía.....	33
4.1.1 Filo Mollusca.....	33
4.1.1.1 Clase Cephalopoda.....	34
4.1.1.1.1 Subclase Ammonoidea.....	35
4.1.1.2 Clase Bivalvia.....	37
4.1.1.3 Clase Scaphopoda.....	40
4.1.2 Filo Echinodermata.....	41
4.1.2.1 Clase Echinoidea.....	42
4.2 Icnitas.....	43
Capítulo 5: Resultados; Estratigrafía y taxonomía.....	45
5.1 Caracterización estratigráfica del Monte Tarn.....	46
5.2 Paleontología sistemática.....	56
5.2.1 Icnología del Monte Tarn.....	64
Capítulo 6: Análisis de facies y paleoambiente.....	69
6.1 Litofacies.....	69
6.2 Asociación de facies.....	70
6.3 Icnofacies.....	71
6.4 Paleoambiente.....	72

Capítulo 7: Correlaciones litoestratigráficas.....	75
7.1 Correlaciones litoestratigráficas con la Formación Fuentes.....	75
7.2 Correlaciones litoestratigráficas con la Formación Rocallosa.....	76
Capítulo 8: Discusión.....	78
8.1 Paleoambiente del Monte Tarn con las formaciones Fuentes y Rocallosa.....	78
8.2 Correlaciones litoestratigráficas y su implicancia en la formación geológica de las rocas del Monte Tarn	80
8.3 Comparación con los primeros estudios.....	81
8.4 Formaciones Fuentes y Rocallosa en el Monte Tarn.....	83
Conclusiones.....	84
Recomendaciones	85
Bibliografía.....	86
Anexos.....	94

SOLO USO ACADÉMICO

Índice de figuras

Figura 1. Monte Tarn visto desde Puerto del Hambre durante el viaje en el Beagle (1831–1836) el 6 de febrero 1834. Dibujado en acuarela por Conrad Martens (obtenido de Penhos, 2020).....	1
Figura 2. Ubicación y vías de acceso al Monte Tarn. A) Vista satelital de Chile. El cuadro amarillo encierra el área de estudio. B) Península de Brunswick a una escala 1:50.000 (elaboración propia).....	3
Figura 3. A) Vista hacia el Monte Tarn; B) Cumbre del Monte Tarn	4
Figura 4. Unidades fisiográficas de la Región de Magallanes y la Antártica Chilena. 1a, b: Archipiélago Patagónico; 3: Cordillera Patagónica; 4: Cuenca de Magallanes (obtenido de Pankhurst <i>et al.</i> , 2007).....	9
Figura 5. Evolución de la Cuenca de Magallanes durante el Mesozoico (modificado de Gallardo <i>et al.</i> , 2019).....	14
Figura 6. Estratigrafía esquemática de la Cuenca de Magallanes en la Península de Brunswick y zonas aledañas a ella, indicando sus formaciones geológicas y sus etapas de formación durante el Mesozoico y Cenozoico (modificado de Gallardo <i>et al.</i> , 2019).....	25
Figura 7. Mapa geológico de parte de la Península de Brunswick, en donde afloran rocas del Monte Tarn. El cuadro de color rojo encierra la zona de estudio (modificado de la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP), 1978; Escala 1:500.000).....	29
Figura 8. Mapa geológico de la Región de Magallanes y la Antártica Chilena, mostrando la Faja Plegada y Corrida de Magallanes. MFFZ: Zona de Falla de Magallanes-Fagnano; CBFZ: Canal Zona de Falla de Beagle; DCMC: Complejo Metamórfico Cordillera de Darwin. El cuadro de color rojo encierra la zona de estudio (obtenido de Gallardo <i>et al.</i> , 2019).....	30
Figura 9. Columnas estratigráficas levantadas por Rivera <i>et al.</i> (2020) en las localidades de Puerto del Hambre (BH), Punta Rocallosa (PR) y Punta Prat (PP; obtenido de Rivera <i>et al.</i> , 2020).....	32
Figura 10. Categorías taxonómicas (elaboración propia).....	33
Figura 11. Sistemática del filo Mollusca (obtenido de Aragonés, 2017).....	34
Figura 12. Sistemática de la clase Cephalopoda (obtenido de Camacho, 2008).....	34
Figura 13. Terminología y medidas básicas de los ammonoideos (obtenido de Aguirre-Urreta, 2013).....	36
Figura 14. Tipos de enrollamiento de ammonoideos. A) Involuto; B) Criocerátido; C) Macroescafítido; D) Ancylocerátido; E) Turrilítido; F) Evoluto; G) Heterocerátido; H) Nipponítico; I) Ptychocerátido; J) Baculítido (modificado de Ovando, 2016).....	36
Figura 15. Dirección, densidad y tipos de costillas de ammonoideos (modificado de Klug <i>et al.</i> , 2015).....	37
Figura 16. Forma de las costillas de ammonoideos (modificado de Klug <i>et al.</i> , 2015).....	37
Figura 17. Características de la concha de bivalvos (obtenido de Camacho, 2008).....	38

Figura 18. Simetría de las conchas de bivalvos (obtenido de Camacho, 2008).....	39
Figura 19. Forma de las conchas de bivalvos (obtenido de Aldea y Valdovinos, 2005).....	39
Figura 20. Líneas de crecimiento y ornamentación radial de bivalvos (obtenido de Camacho, 2008).....	40
Figura 21. Anatomía de la concha de los escafópodos (obtenido de Camacho, 2008).....	41
Figura 22. Sistemática del filo Echinodermata (obtenido de Camacho 2008).....	42
Figura 23. Anatomía de los equinoideos irregulares (obtenido de Camacho, 2008).....	43
Figura 24. Tipos de Icnitas (obtenido de Wetzel, 2008).....	44
Figura 25. Camino recorrido durante el terreno. (elaboración propia; Escala 1:25.000).....	45
Figura 26. Ladera NE del Monte Tarn. Polígono rojo expone los metros trabajados en terreno (elaboración propia).....	46
Figura 27. Columna estratigráfica de 0–250 m. En color rojo están las coordenadas geográficas del nivel estratigráfico.....	47
Figura 28. Columna estratigráfica de 250–420 m. En color rojo están las coordenadas geográficas del nivel estratigráfico.....	48
Figura 29. A) Costillas incompletas de un ammonoideo indeterminado; B) Concreciones calcáreas. Ambas imágenes tienen el código de muestra M05D2.....	49
Figura 30. A y B) Concreciones calcáreas; C y D) Clastos alterados a glauconita; E) Fósil de un anélido indeterminado. Todas las imágenes tienen el código de muestra M06D2.....	50
Figura 31. A y B) Laminación ondulosa (línea punteada la expone; M08D2); C y D) Traza fósil <i>Zoophycos</i> isp. (M07D2).....	51
Figura 32. A y B) Traza fósil de tipo <i>Chondrites</i> isp. (M09D2).....	51
Figura 33. Flecha negra señala el dique clástico (M10D2).....	52
Figura 34. Contacto sinuoso (color rojo) entre limolita arenosa (B; M13D2) y arenisca media (A; M21D2).....	53
Figura 35. A) <i>Maorites</i> aff. <i>densicostatus</i> (flecha blanca) y un equinoideo indeterminado (flecha negra); B) Costillas incompletas de un <i>Diplomoceras</i> sp.; C) <i>Dentalium</i> sp. (fotografiado con aumento 10x); D) Molde externo de Veneridae indet. (fotografiado con aumento 10x); E) <i>Paleophycos</i> isp. (flecha negra) y <i>Scolicia</i> isp. (flecha blanca). Código de muestra M19D2...54	54
Figura 36. A) Costillas incompletas de <i>Diplomoceras</i> sp.; B) <i>Maorites</i> sp.; C) Fragmentos de equinodermos con sus poros preservados (fotografiado con aumento 10x).....	55
Figura 37. Molde externo de un bivalvo indeterminado (M20D2).....	55
Figura 38. A) Vista lateral de un <i>Maorites</i> aff. <i>densicostatus</i> (MT-IP-06-10); B) Vista ventral (MT-IP-06-10); C) Vista lateral de <i>Maorites</i> sp. (MT-IP-06-8a).....	58

Figura 39. A) Gancho de un <i>Diplomoceras</i> sp. (MRS01MT); B y C) Costillas de un <i>Diplomoceras</i> sp. (MRS02MT).....	60
Figura 40. Molde externo de Veneridae indet. (MT-IP-06-13b).....	61
Figura 41. <i>Dentalium</i> sp. (MT-IP-06-13a).....	63
Figura 42. Molde interno de Atelostomata indet. (MT-IP-06-09a).....	64
Figura 43. <i>Scolicia</i> isp. (<i>Sc</i>); <i>Palaeophycos</i> isp. (<i>Pa</i>). Nivel estratigráfico M19D2.....	66
Figura 44. <i>Zoophycos</i> isp. (<i>Zo</i>). Nivel estratigráfico M07D2.....	67
Figura 45. <i>Chondrites</i> isp. (<i>Ch</i>). Nivel estratigráfico M09D2.	68
Figura 46. Modelo de ambiente sedimentario marino. Óvalo rojo corresponde a la ubicación del paleoambiente del Monte Tarn (modificado de Dashtgard <i>et al.</i> , 2012).....	74
Figura 47. Distribución geográfica de las localidades investigadas por Rivera <i>et al.</i> (2020) en donde hizo un levantamiento de columnas estratigráficas. A) Ubicación de Puerto del Hambre y Punta Prat. B) Ubicación de Punta Rocallosa (obtenido de Rivera <i>et al.</i> , 2020).....	75
Figura 48. Correlación litoestratigráfica del Monte Tarn con las localidades de Punta Rocallosa (PR), Puerto del Hambre (PH) y Punta Prat (PP). MT es la columna estratigráfica levantada en esta investigación y las columnas de PR, PH y PP están redigitalizadas y modificadas de Rivera <i>et al.</i> , 2020 (Escala 1:250; En Anexos está la separación por localidades y secciones).....	77
Figura 49. Modelo de paleoambiente marino que expone la ubicación de las formaciones Fuentes y Rocallosa en conjunto a las rocas del Monte Tarn. Línea punteada representa el contacto entre ambas formaciones (modificado de Sundal y Hellevang, 2019).....	80
Figura 50. Esquema de la ubicación aproximada del contacto estratigráfico inferido entre las formaciones Fuentes y Rocallosa en el Monte Tarn (elaboración propia).....	83

Índice de tablas

Tabla 1. Escala de intensidad de bioturbación creada para la comparación de depósitos en diferentes lugares (obtenido de Nichols, 2009).....	44
Tabla 2. Facies definidas para las rocas del Monte Tarn con sus litologías, estructuras sedimentarias, fósiles, icnofósiles (B= clasificación de acuerdo con los índices de la Tabla 1) y sus respectivos procesos sedimentarios (elaboración propia).....	69

SOLO USO ACADÉMICO

Capítulo 1: Formulación del estudio

1.1 Introducción

La paleontología, informalmente se remonta al siglo VI a.c. en donde se tiene documentación de los primeros hallazgos fósiles, los cuales según la filosofía griega se interpretaron como restos de una vida antigua y desconocida. Durante 1500 años los fósiles fueron un tema crítico de debate en el occidente hasta siglo XVII, momento en que esta área científica tuvo su renacimiento y se produjeron una serie de descubrimientos y estudios paleontológicos de manera sistemática, realizados principalmente por Jean-Baptiste Lamarck y Charles Darwin durante el siglo XIX (Etecé, 2020).

Luego del surgimiento del interés por la paleontología, los naturalistas de esa época decidieron comenzar su exploración por el mundo. En Sudamérica, el primer naturalista que llegó con la intención de realizar una investigación para el aporte paleontológico fue Alcide Dessalines d'Ogbigny. Sin embargo, Charles Darwin en su viaje en el Beagle entre los años 1831 y 1836 llegó a la Patagonia Chilena y fue el primero en publicar hallazgos paleontológicos para el continente, teniendo así una relevancia internacional (Camacho, 2008).

Durante este viaje a la Patagonia, Charles Darwin recorrió Puerto del Hambre y ascendió el Monte Tarn (Figura 1), donde en la cumbre de este encontró fósiles de los géneros *Fusus*, *Natica* y *Pentacrimus*, así como un cefalópodo clasificado como un *Maorites* del Cretácico Superior, acotado entre los ~72–66 Ma (Maastrichtiano). Siendo este fósil de gran importancia paleontológica, ya que, corresponde al primer ammonoideo documentado en Sudamérica (Lister, 2018).



Figura 1. Monte Tarn visto desde Puerto del Hambre durante el viaje en el Beagle (1831–1836) el 6 de febrero 1834. Dibujado en acuarela por Conrad Martens (obtenido de Penhos, 2020).

Con posterioridad al viaje de Charles Darwin, el naturalista Grange (1848) encuentra en el Monte Tarn nuevos hallazgos fósiles de ammonoideos y de los géneros, *Plicatula* y *Modiola*. De igual manera, se encuentran especímenes de *Cardiaster*, *Schizaster*, *Lytoceras*, *Hoplites*, *Neocomites* y *Baculites* (Felsch, 1912).

Estos resultados motivaron a distintos autores a estudiar la geología y paleontología de la zona. Es por esto, que en el año 1912 Felsch realiza la primera descripción geológica del área en donde propone dos secuencias sedimentarias de edades diferentes. Una secuencia basal del Cretácico Inferior y otra de una edad del Cretácico Superior. Esta propuesta fue acogida por Bonarelli el año 1917.

El año 1945 en la Región de Magallanes y la Antártica Chilena se hizo el descubrimiento del primer pozo petrolero del país, provocando que distintos profesionales del área científica se interesaran en la región para hacer estudios geológicos, con el objetivo de encontrar unidades estratégicas de su interés. Así es como nace la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP) el año 1950 (ENAP, s.f.) y, al mismo tiempo, una serie de prospecciones geológicas en distintos lugares de la región, entre ellas incluido el Monte Tarn. Debido a esto, Thomas el 1949 define la Formación Fuentes de edad Cretácico Superior y propone que esta se interpola a las cercanías de Fuerte Bulnes e igualmente define la Formación Rocallosa sugiriendo que esta tiene una edad Cretácico Superior y que se encuentra expuesta en el Monte Tarn.

Por consiguiente, distintas propuestas cronoestratigráficas se hicieron para el área, como Goetsche (1953) que dice que en él se expone una falla que eleva las rocas del Cretácico Superior y Cecioni (1960) que propone que las rocas del Monte Tarn, debido a su posición y altura, corresponden a las de la Formación Rocallosa del Cretácico Superior.

En el año 1978 la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP) publica el mapa geológico de la XII Región de Magallanes y la Antártica Chilena, en el cual se muestra que las rocas del Monte Tarn corresponden al límite de la Formación Fuentes y de La Formación Rocallosa.

A pesar de la importancia histórica y científica del Monte Tarn, no es hasta el año 2020 en que un grupo de investigación de la Universidad de Magallanes y del Museo de Historia Natural de Río Seco de Punta Arenas dieron con el hallazgo de nuevos invertebrados fósiles no documentados en el área, abriendo una oportunidad para el desarrollo de una investigación geológica y paleontológica. Sin embargo, hasta el día de hoy no existe un registro geológico completo y detallado de las unidades que afloran en el lugar.

Teniendo en cuenta lo anterior, en la presente investigación se realiza una caracterización estratigráfica y paleontológica en el Monte Tarn con la finalidad de conocer el paleoambiente

y la unidad geológica a la que corresponden sus rocas. Esto a partir de la recopilación bibliográfica de localidades cercanas al Monte Tarn, como Fuerte Bulnes, Puerto del Hambre y Seno Skyring; el levantamiento de una columna estratigráfica, la extracción de fósiles e icnofósiles; la descripción de rocas; la determinación taxonómica de los fósiles e icnofósiles y la realización de correlaciones litoestratigráficas con las formaciones en cuestión.

1.2 Ubicación y zona de estudio

El Monte Tarn (coordenadas $53^{\circ}45'19,08''\text{S}$; $71^{\circ}01'07,45''\text{O}$; 825 m de altura) está ubicado en la Cuenca de Magallanes, en el extremo sur de la Península de Brunswick, en la Región de Magallanes y la Antártica Chilena, aproximadamente a 70 km al sur de la capital de la región, la ciudad de Punta Arenas (Vásquez, 2006). A este se puede acceder a través de la Ruta 9 que se encuentra pavimentada, para luego iniciar una caminata hacia el oeste a través de bosques y turba. De esta manera, el Monte Tarn corresponde a uno de los montes más visitados por su cercanía con la ciudad y acceso corto a la cumbre (Figuras 2 y 3).

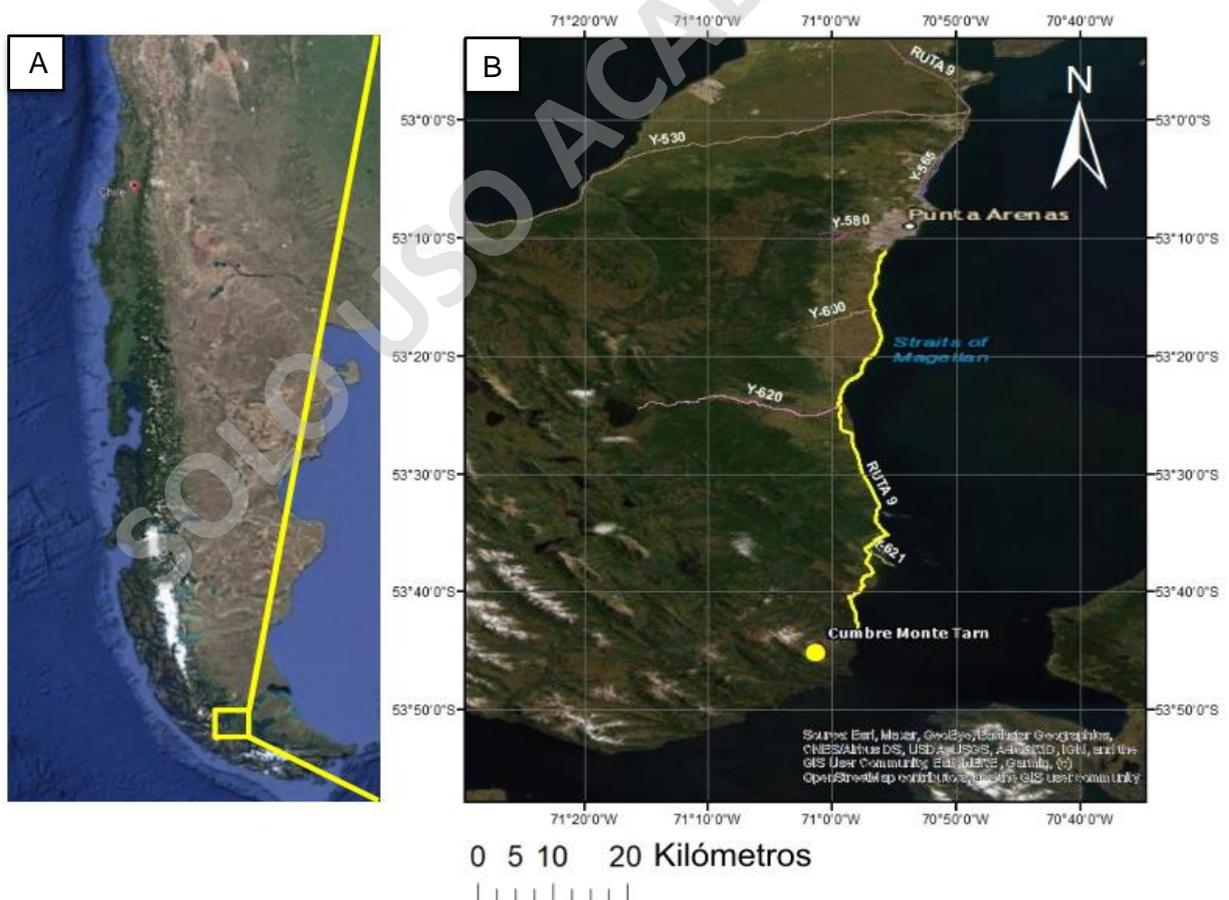


Figura 2. Ubicación y vías de acceso al Monte Tarn. A) Vista satelital de Chile. El cuadro amarillo encierra el área de estudio. B) Península de Brunswick a una escala 1:50.000 (elaboración propia).

Las condiciones climáticas del Monte Tarn son variables según las estaciones del año, en verano las temperaturas varían desde los 1° a 7°C promedio, con precipitaciones aproximadas de 100 mm durante esta estación (Clima Monte Tarn, s.f.). En invierno las temperaturas oscilan entre los -4 y los -1°C con bajas precipitaciones, siendo dominado por hielo y nieve. Los vientos provienen principalmente desde el oeste y se caracterizan por ser fuertes y regulares entre los meses de diciembre y abril y tranquilos entre junio a octubre (Clima Monte Tarn, s.f.).



Figura 3. A) Vista hacia el Monte Tarn; B) Cumbre del Monte Tarn.

1.3 Objetivos

General:

Realizar un análisis estratigráfico y paleontológico en el Monte Tarn, con la finalidad de determinar el paleoambiente e identificar la formación geológica que representan las rocas.

Específicos:

- Caracterizar la estratigrafía de las rocas del Monte Tarn.
- Caracterizar el contenido fósil en las rocas del Monte Tarn.
- Clasificar taxonómicamente el contenido fósil e icnofósil de las rocas del Monte Tarn.
- Correlacionar litoestratigráficamente la columna estratigráfica del Monte Tarn con las formaciones Fuentes y Rocallosa.

1.4 Metodología

La metodología de trabajo se desarrolló en cuatro etapas: recopilación bibliográfica, terreno, laboratorio y gabinete.

1.4.1 Recopilación bibliográfica

En esta etapa inicialmente se realizó el trabajo de contextualización del Monte Tarn a través de la lectura de artículos científicos publicados previamente de la zona de estudio y de sectores cercanos a ella, principalmente en Fuerte Bulnes, Puerto del Hambre y Seno Skyring, esto para tener un contexto geológico y paleontológico que sirviese de apoyo para entender el área de estudio. Igualmente, a lo largo de todo el trabajo, se utilizó bibliografía para hacer las descripciones fosilíferas y la determinación del paleoambiente.

1.4.2 Terreno

El terreno se realizó en un total de 8 días, distribuidos en 3 salidas. La primera se llevó a cabo entre los días 15 y 18 de febrero, la segunda entre el 4 y 6 de marzo y la tercera el día 2 de abril, todos durante el año 2021.

La toma de datos se llevó a cabo caminando en ascenso hacia la cima del Monte Tarn desde el sector del campamento (53°44'42,8"S; 70°59'58,0"O). Sin embargo, el afloramiento de

rocas comienza en el punto 53°37,3"S; 71°00'59,7"O. En este último, se tomaron datos de rumbo y manteo a los estratos mediante la brújula Brunton en el sistema azimutal por cuadrante.

El levantamiento de la columna estratigráfica se realizó entre los puntos 53°44'37,3"S; 71°00'59,7"O y 53°45'6,84"S; 71°1'24,52"O. En cada estrato definido y en las zonas cubiertas por vegetación se midió la potencia de forma perpendicular a la estratificación con una huincha de medir geológica de 30 m.

Los niveles estratigráficos se definieron a partir de sus relaciones de contacto, granulometría, variaciones composicionales observables a muestra de mano, contenido fosilífero y abundancia de las trazas fósiles. Desde cada estrato se extrajo una muestra con un martillo geológico y fueron codificadas con el formato MTND, en donde, MT representa Monte Tarn, N el número de muestra y D el día en que fue extraída.

En el caso de los fósiles, fueron georreferenciados, fotografiados con una cámara Panasonic Lumix DMC-TZ81 y posteriormente extraídos con un cincel y martillo geológico, cuando estos se encontraban *in situ*. Estas muestras fueron etiquetadas con el código MT-IP-NC-NM, en donde MT representa Monte Tarn, IP Instituto de la Patagonia, NC el número de colección y NM el número de muestra. Los fósiles que se encontraron en forma de rodado igualmente fueron georreferenciados y etiquetados. Todas las muestras paleontológicas fueron extraídas con la autorización del Consejo de Monumentos Nacionales mediante el permiso ORD N°542-21 del año 2021.

El trabajo de los icnofósiles consistió en identificar el índice de bioturbación de los estratos definidos siguiendo la clasificación de Nichols (2009) y posteriormente estos fueron fotografiados y georreferenciados, sin ser extraídos, ya que, a pesar de ser abundantes en las rocas de la localidad, la extracción era compleja debido a la dureza de la roca y ponía en riesgo la integridad de las trazas fósiles.

Los niveles estratigráficos definidos, los puntos de control litológico y los lugares donde se extrajeron fósiles fueron georreferenciados con un GPS modelo Garmin Etrex en el sistema de coordenadas geográficas utilizando el datum WGS84.

1.4.3 Laboratorio

En esta etapa se realizó una base de datos en el Software Excel (versión 2016) con todas las rocas codificadas y ordenadas de base a techo con sus respectivas coordenadas.

El trabajo con los fósiles consistió inicialmente en corroborar la codificación ejecutada en terreno, para luego realizarles una limpieza. Esta última se desarrolló cuidadosamente con una brocha y un cincel de punta fina con la finalidad de eliminar sedimentos sobrantes que cubrían al fósil. Posterior a esta, cada uno de los individuos fue observado detalladamente con una lupa geológica de aumento 10x y 20x, fotografiado y medido con una huincha de medir Stanley de 10 m. Estos datos fueron respaldados en una base de datos, con el objetivo de tener una información completa de cada uno de los ejemplares. Luego, los fósiles fragmentados en la excavación fueron pegados y finalmente guardados individualmente en una bolsa Sentry II 23x42 cm o en una bolsa plástica de 30x40 cm dentro de cajas de acuerdo con los distintos niveles estratigráficos con contenido fósil.

Finalmente, 7 piezas fósiles recuperadas del Monte Tarn y almacenadas en el Museo de Historia Natural de Río Seco (sin número de colección) fueron etiquetadas informalmente con el código MRS-N-MT (MRS representa el Museo de Historia Natural de Río Seco, N el número de muestra y MT Monte Tarn), descritas y clasificadas taxonómicamente utilizando la misma metodología antes descrita.

1.4.4 Gabinete

Esta etapa consistió principalmente en la unificación e interpretación de los datos tomados en terreno y también en completar la base de datos creada en la etapa de laboratorio. Igualmente se elaboraron imágenes aéreas, en donde los puntos georreferenciados fueron digitalizados en Google Earth para posteriormente ser trabajados en Arcmap (versión 10.5) a escala 1:50.000 y 1:25.000.

Las rocas recolectadas durante la etapa de terreno fueron descritas a nivel macroscópico utilizando la clasificación de Folk (1954) y la pigmentación fue definida utilizando la tabla de colores de Munsell (2009).

La columna estratigráfica se digitalizó utilizando los softwares Sedlog, Adobe Illustrator e Inkscape, ocupándose también para la edición de imágenes fotográficas y la creación de herramientas visuales.

Para la caracterización fosilífera, se escogieron los fósiles con mejor preservación (con características diagnósticas), a los cuales se les realizó una descripción y designación taxonómica. Para esto, se utilizaron principalmente artículos científicos como Thomas (1949) y Leppe *et al.* (2018), los cuales se centran en el material fosilífero encontrado en localidades aledañas al Monte Tarn, como lo son Fuerte Bulnes, Puerto del Hambre y Seno Skyring. También, se utilizó bibliografía sobre morfología de los distintos grupos de

organismos fósiles, usando como primera referencia el libro de Camacho (2008). La nomenclatura utilizada en esta investigación corresponde a la establecida en el Código Internacional de Nomenclatura Zoológica (2009).

La descripción e identificación de las trazas fósiles se hizo utilizando la bibliografía disponible sobre morfología y análisis de icnología (Seilacher 2007; MacEachernand y Bann, 2008; Buatois y Mangano 2011). Esta bibliografía igualmente sirvió para la determinación de icnofacies.

Los fósiles del Museo de Historia Natural de Río Seco de Punta Arenas, también fueron descritos y clasificados taxonómicamente, utilizando la misma metodología antes descrita.

La interpretación del paleoambiente y las facies identificadas en esta investigación fue a través de la comparación con modelos de paleoambientes propuestos por Nichols (2009) y con el apoyo de las correlaciones litoestratigráficas, en donde, la columna levantada del Monte Tarn se comparó con las columnas realizadas por Rivera *et al.* (2020) en la Península de Brunswick, exactamente en las localidades de Puerto del Hambre, Punta Rocallosa y Punta Prat.

Para la designación de edades de este trabajo se utilizó la tabla cronoestratigráfica del año 2021 (Cohen *et al.*, 2021).

Por último, las muestras paleontológicas colectadas durante esta investigación quedaron depositadas y resguardadas en la sala de colecciones paleontológicas del Instituto de la Patagonia, Universidad de Magallanes, en Punta Arenas, de acuerdo con lo estipulado en el oficio ORD N° 542-21 del Consejo de Monumentos Nacionales.

1.5 Hipótesis

A partir de la información paleontológica disponible y la geología a escala regional y local, se propone que las rocas del Monte Tarn corresponden al paleoambiente marino de la Formación Rocallosa del Cretácico Superior (Maastrichtiano; ~72–66 Ma) de la Región de Magallanes y la Antártica Chilena.

Capítulo 2: Marco geológico regional

2.1 Unidades fisiográficas

La configuración tectónica actual de la Patagonia Chilena está conformada por tres placas, la de Nazca, la Antártica y la Sudamericana, en donde estas dos últimas interactúan de manera compleja a través del arco de Scotia y un conjunto de microplacas (Drake, Shetlands del Sur y Sandwich; Mpodozis, 2004).

Una geodinámica importante que afecta en la fisiografía actual de la Patagonia Chilena es el punto triple ubicado en la Península de Taitao ($46^{\circ}05'S$), el que se forma por la subducción de la placa de Nazca y Antártica bajo la Sudamericana, donde las dos primeras tienen distintas tasas de subducción (Tebbens *et al.*, 1997).

A causa de esta configuración tectónica en conjunto a una serie de procesos geológicos que comenzaron durante el Jurásico Medio, se distinguen tres principales unidades fisiográficas en la Patagonia Chilena, los cuales de oeste a este son: el Archipiélago Patagónico, la Cordillera Patagónica y la Cuenca de Magallanes (Natland y González, 1974; Figura 4).



Figura 4. Unidades fisiográficas de la Región de Magallanes y la Antártica Chilena. 1a, b: Archipiélago Patagónico; 3: Cordillera Patagónica; 4: Cuenca de Magallanes (obtenido de Pankhurst *et al.*, 2007).

El Archipiélago Patagónico corresponde a la continuación de la Cordillera de la Costa (Pankhurst *et al.*, 2007), tiene una extensión de 350 km en orientación NW-SE a lo largo de la costa pacífica hasta la Isla de Cabo de Hornos. Éste está conformado por una serie de archipiélagos e islas de baja altura (inferiores a 1.000 m) que a través de estrechos y canales están separados del continente. Además, el relieve del archipiélago está en constante cambio producto de la acción de los fuertes vientos y abundantes precipitaciones (Arenas *et al.*, 2015).

La Cordillera Patagónica está expuesta inmediatamente al este del Archipiélago Patagónico y se extiende hasta la Cordillera de Darwin. La parte oriental de ésta está conformada por una serie de cordones montañosos que sobrepasan los 1.000 m de altitud. La orientación de la cordillera varía, teniendo en el norte un eje N-S y luego hacia sur del Estrecho de Magallanes (52° latitud aproximada) cambia a una orientación NW-SE. El relieve es fuertemente modificado por extensos campos de hielos (Arenas *et al.*, 2015).

La Cuenca de Magallanes se extiende entre los 47° y 55°S abarcando gran parte de la Patagonia Chilena. Está delimitada hacia el oeste por la Cordillera Patagónica (Natland y González, 1974) y hacia el este está expuesta en Argentina, en donde está delimitada al norte y al este por el Arco Río Chico-Dungeness. La cuenca tiene una extensión de 230.000 km², una longitud de 700 km, y un ancho máximo de 370 km (Malumián *et al.*, 2013). El principal control geomorfológico de la cuenca es la tectónica y las constantes etapas de hielos y deshielos (Borgel, 1983).

2.2 Evolución de la Cuenca de Magallanes

La Cuenca de Magallanes fue formada a través de dos regímenes tectónicos diferentes, iniciados por una etapa extensiva que comenzó durante el Jurásico Medio y perduró hasta el Cretácico Inferior y otra comprensiva iniciada a finales del Cretácico Inferior (Mpodozis y Ramos, 2008).

2.2.1 Régimen extensivo

Durante el Proterozoico tardío y el Paleozoico temprano se formó el Basamento Metamórfico, como un prisma de acreción desarrollado a lo largo del margen del pacífico del paleocontinente Gondwana (Dalziel, 1981; Hervé *et al.*, 1981; Ghiglione *et al.*, 2016).

En el Jurásico Medio a Superior en el marco geotectónico de Gondwana Suroccidental, comenzó un régimen extensivo (Bruhn *et al.*, 1978; Calderón *et al.*, 2007; Gallardo *et al.*, 2019). Éste fue producto de un ascenso diapírico del manto que produjo el adelgazamiento y

desmembramiento de Gondwana, formando la cuenca extensional de Rocas Verdes (50°S) (Harambour y Soffia, 1988). Este sistema extensional generó una serie de grabens y semigrabens con dirección NW-SE que afectaron al Basamento Metamórfico (Gallardo *et al.*, 2019).

Como consecuencia del sistema de rift se formaron los complejos ofiolíticos de Sarmiento y Tortuga al Sur de los 51°S (Dalziel *et al.*, 1974; Suarez y Petigrew, 1976; Dalziel, 1981; Kraemer, 2003; Calderón *et al.*, 2007; Gallardo *et al.*, 2019), que representan la generación de nueva corteza oceánica (Mpodozis y Ramos, 2008) en la máxima ruptura de Gondwana (Dalziel *et al.*, 1974). Al mismo tiempo, y como resultado de una fusión parcial de la corteza, se produjo un volcanismo de composición ácida (Prieto, 1992) correspondiente al de la Provincia de Chon Aike (Mpodozis y Ramos, 2008), la que está representada en la Formación Tobífera, conformando el piso oceánico de la Cuenca de Rocas Verdes (Dalziel *et al.*, 1974; Figura 5A).

Luego de la extensión y formación de la Cuenca de Rocas Verdes en el Cretácico Inferior, se generó una subsidencia termal de post rift desarrollada por sobre el volcanismo jurásico (Olivero y Martinioni, 2001; Gallardo *et al.*, 2019) y que posteriormente fue cubierto por rocas volcanoclásticas (Biddle *et al.*, 1986; Galeazzi, 1998) a lo largo de toda la cuenca en conjunto a una transgresión marina (Ghiglione *et al.*, 2016). Como resultado de esta última, se depositaron los sedimentos de las rocas de la Formación Springhill representando un ambiente fluvial marino poco profundo (Thomas, 1949; Gallardo *et al.*, 2019) y consecuentemente la depositación de una sucesión marina poco profunda representada en la Formación Erezcano expuesta en la Península de Brunswick (Biddle *et al.*, 1986; Wilson, 1991; Olivero y Martinioni, 2001; Kraemer, 2003; Rojas y Mpodozis, 2006; Gallardo *et al.*, 2019; Figura 5B).

2.2.2 Régimen compresivo

Este régimen está conformado por cuatro etapas evolutivas, las que están asociadas a distintas secuencias de antepaís, formadas entre el Cretácico Inferior al Mioceno (Gallardo *et al.*, 2019).

Durante el Aptiano–Albiano ocurrió el cambio de régimen extensional a uno compresivo. Esto se debió a una acelerada tasa de convergencia en el margen Pacífico, en conjunto con un aumento en la tasa de expansión del Océano Atlántico Sur y Mar de Weddell (Bartolini y Larson, 2001; Ghiglione *et al.*, 2016; Gallardo *et al.*, 2019). Lo anterior generó la creación de un arco magmático y el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes entre los años 101 a 88 Ma

(Wilson, 1991; McAtamney *et al.*, 2011; Gallardo *et al.*, 2019), evidenciado en las rocas de la Formación Canal Bertrand (Gallardo *et al.*, 2019; Figura 5C).

Producto del cierre de la Cuenca de Rocas Verdes se generó una carga tectónica que causó una flexura cortical para el posterior estadio de antepaís compresional de la cuenca (Mpodozis *et al.*, 2011) y luego a causa de la compresión, comenzó el frente de deformación a avanzar hacia el antepaís, quedando expuesto el basamento (Ghiglione y Ramos, 2005; Ghiglione *et al.*, 2016) y la cubierta sedimentaria empezó a ser plegada y fallada, formando la faja plegada y corrida de Magallanes (Gallardo *et al.*, 2019).

La deformación generó una descompensación isostática que hizo que se produjera una flexura de la litosfera en el frente de la deformación, elongando la cuenca de antepaís, formándose de esta manera la Cuenca de Magallanes (Harambour y Soffia, 1988; Figura 5D), siendo esta la primera secuencia de antepaís (Mpodozis *et al.*, 2011). La forma de esta cuenca fue influenciada por el apilamiento de material de la Cuenca de Rocas Verdes (Biddle *et al.*, 1986; Wilson, 1991; Calderón *et al.*, 2007; Gallardo *et al.*, 2019).

Luego de la formación de esta nueva cuenca, los bloques que quedaron alzados constituyeron la principal fuente de los sedimentos de las formaciones posteriormente depositadas (Winn y Dott, 1979), como lo son la Formación Latorre y la Formación Escarpada (Mpodozis *et al.*, 2011). Posteriormente, la subsidencia de la cuenca disminuyó y se generaron espacios de acomodación en los cuales se depositó la Formación Fuentes durante el Campaniano–Maastrichtiano y que representa la sedimentación de una plataforma de baja profundidad, a diferencia de las formaciones antes nombradas que representan ambientes de plataforma profunda. Estas diferencias de profundidad de depositación se debieron a la generación de un rebote flexural isostático (Mpodozis *et al.*, 2011).

A finales del Maastrichtiano, al terminar la depositación antes mencionada, se produjeron una serie de transgresiones y regresiones marinas, las cuales están registradas en la Formación Rocallosa (Charrier y Lahsen, 1969; Mpodozis *et al.*, 2011), representando una fase de transición entre la fase de antepaís I y II. Sin embargo, no se descarta que esta formación represente la última depositación de la fase de antepaís I (Mpodozis *et al.*, 2011).

En una discordancia con la Formación Rocallosa, se encuentran cuatro formaciones que se depositaron entre el Paleoceno y el Eoceno (secuencia de antepaís II), las que de base a techo son Chorrillo Chico, San Jorge, Agua Fresca y Tres Brazos (Gallardo *et al.*, 2019), exponiendo una subsidencia constante y rápida, que apenas fue superada por la tasa de aporte de sedimentos (Mpodozis *et al.*, 2011). Dataciones realizadas en la base de la Formación Chorrillo Chico, con el método U-Pb en circones detríticos (Gallardo *et al.*, 2019)

entregan una edad de 58 Ma existiendo un hiato entre esta formación y la Formación Rocallosa (Mpodozis *et al.*, 2011).

Una tercera secuencia de antepaís se depositó durante el Oligoceno–Mioceno y se caracterizó por un arreglo de secuencias progradantes y que evolucionaron a agradantes. Esto basado en la generación del relieve orogénico que podría haber producido un aumento en la tasa de convergencia en la subducción oceánica ubicada al oeste de la cuenca, asociándose con una nueva reorganización tectónica (fragmentación de la placa Farallón en Nazca y Cocos; Mpodozis *et al.*, 2011). Las formaciones que se depositaron en este contexto tectónico fue la Formación Leña Dura y la Formación Loreto (Gallardo *et al.*, 2019).

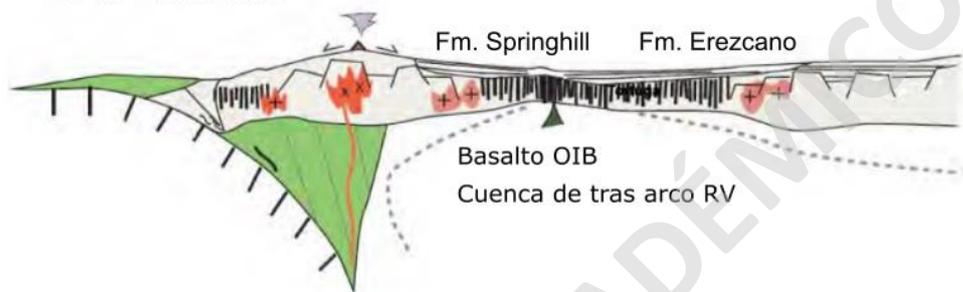
Durante el Mioceno temprano se desarrolló la última fase de antepaís, en donde se registró un descenso en el acople de las placas Antártica y Sudamericana, en conjunto a un aumento del gradiente geotérmico asociado a la dorsal subductada (Mpodozis *et al.*, 2011) en la Península de Taitao (Tebbens *et al.*, 1997). Esto relacionado con la reactivación de fallas de alto ángulo ubicadas dentro del orógeno andino y al cese de la progradación del corrimiento hacia el antepaís (Thomson *et al.*, 2001; Mpodozis *et al.*, 2011), depositándose en este contexto las formaciones El Salto y la Formación Palomares (Mpodozis *et al.*, 2011).

Finalmente, durante el Plioceno comenzó la desertificación patagónica asociada al cambio climático global (Ghiglione *et al.*, 2016) y en el Pleistoceno la Patagonia fue afectada por glaciaciones, dando origen al paisaje actual de la Región de Magallanes y la Antártica Chilena (Natland y González, 1974), en conjunto a la formación de depósitos morrénicos, fluviales y aluviales (Mpodozis *et al.*, 2011).

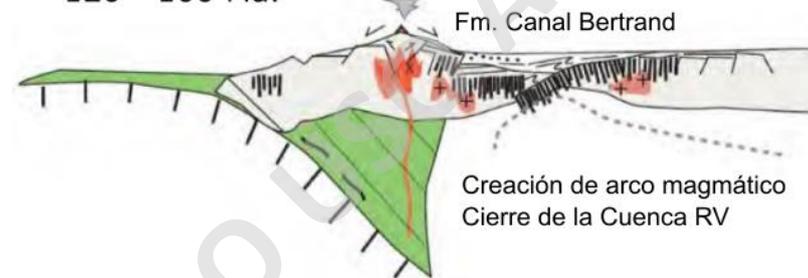
A) Etapa de Rift
180 - 140 Ma.



B) Etapa PostRift (Sub. Termal)
140 - 120 Ma.



C) Compresión temprana
120 - 100 Ma.



D) Inicio de la etapa de antepaís, Cuenca de Magallanes
100 - 70 Ma.

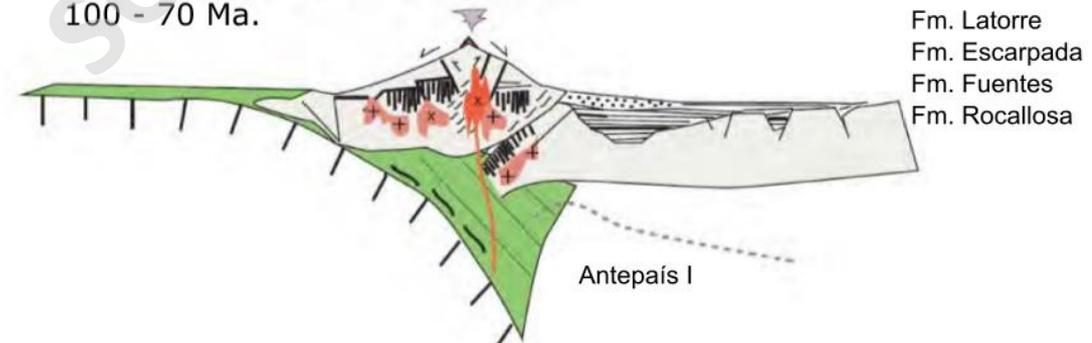


Figura 5. Evolución de la Cuenca de Magallanes durante el Mesozoico (modificado de Gallardo *et al.*, 2019).

2.3 Estratigrafía de la Cuenca de Magallanes

Las formaciones descritas a continuación son todas aquellas que forman parte de la Cuenca de Magallanes y que afloran en la Península de Brunswick y en zonas cercanas a esta, abarcando desde el Paleozoico hasta el Cenozoico y cuya columna estratigráfica se puede observar al final de las descripciones en la Figura 6.

2.3.1 Fase Extensional

Basamento metamórfico

Prieto (1992) indica que el basamento está expuesto en Seno Poca Esperanza y en la costa oeste del Canal Santa María. Estratigráficamente, está en contacto discordante con la Formación Tobífera.

El basamento está conformado por esquistos grises con abundantes vetillas de cuarzo de un protolito pelítico, que están metamorizadas en facies esquistos verdes (Prieto, 1992), en conjunto con gneisses de protolito granodiorítico (Halpern, 1973).

Dataciones realizadas con el método Rb-Sr entregan una edad promedio de recristalización de 267 ± 3 Ma (Halpern, 1973).

Se interpreta como la parte más oriental del prisma de acreción, la que incorporó depósitos clásticos de un antearco, fragmentos de corteza oceánica y rocas carbonatadas provenientes de un ambiente submarino (Prieto, 1992).

Formación Tobífera

Definida por Thomas (1949) en las áreas de Cullen–Tres Lagos al noreste de la Isla de Tierra del Fuego (Natland y González, 1974), como una secuencia volcanosedimentaria de un espesor mínimo de 1.000 m (Wilson, 1991). Esta formación aflora en las localidades de Tierra del Fuego y en Última Esperanza (Mpodozis *et al.*, 2011), y estratigráficamente se encuentra sobre el basamento metamórfico en una disconformidad (Wilson, 1991) y en discordancia erosiva con las rocas suprayacentes de la Formación Springhill (Thomas, 1949).

Wilson (1991) expone que la formación está compuesta por flujos riolíticos, tobas, depósitos de flujos piroclásticos subacuáticos, andesitas y basaltos que están intercalados con lutitas, fangolitas carbonáticas y areniscas fosilíferas.

Dataciones en circones con el método U-Pb entregan edades absolutas de $178,4 \pm 1,4$ y $171,8 \pm 1,2$ Ma para la formación (Pankhurst *et al.*, 2000). Además, Katz (1959) en Tierra del

Fuego encontró fósiles de *Belemnopsis patagoniensis*, *Berriasella* aff. *beherendseni*, *Duvallia* sp. e *Inoceramus* sp. que entregan una edad Titoniano Superior–Berriasiano.

La formación se interpreta como depositada en un ambiente marino ubicado bajo la zona de tormentas marinas, en donde sufre una intensa actividad volcánica de carácter ácido en conjunto con material volcánico básico causado por un sistema de rift (Wilson, 1991; Calderón, 2006).

Formación Springhill

Thomas (1949) define esta formación en un pozo de exploración ubicado en Manantiales (Chile), como una sucesión sedimentaria marina de un espesor variable entre 10 a 30 m. Esta formación aflora en las localidades de Última Esperanza y en la Península de Brunswick (Mpodozis *et al.*, 2011). Estratigráficamente se encuentra en discordancia angular sobreyaciendo a las rocas de la Formación Tobífera (Mpodozis, 2004) y en gradación lateral con las rocas de la Formación Erezcano (Biddle *et al.*, 1986; Wilson, 1991; Olivero y Martinioni, 2001; Kraemer, 2003; Rojas y Mpodozis, 2006; Gallardo *et al.*, 2019).

La formación está compuesta por dos miembros (inferior y superior). El inferior está conformado por lutitas que tienen fósiles de fragmentos leñosos y de plantas. En cambio, el superior está formado por areniscas y pelitas con fósiles marinos (Chávez, 2012).

Riccardi (1976) estima una edad relativa del Titoniano Superior–Valanginiano a partir del contenido fósil (*Berriasella*, *Favrella*, *Belemnopsis*, *Neithea*, *Pecten*, entre otros).

Se interpreta que las rocas de la Formación Springhill se formaron durante el comienzo de una subsidencia tectónica, que permitió una transgresión marina (Mpodozis, 2004).

Formación Erezcano

El año 1955, Cecioni define esta formación en la provincia de Última Esperanza, como “Formación Zapata”. Sin embargo, en la Península de Brunswick ésta es llamada Formación Erezcano (Katz, 1963). La formación se encuentra definida como una sucesión sedimentaria, de un espesor variable entre los 600 a 800 m (Cañón, 2000). Aflora en las localidades de Última Esperanza y Península de Brunswick (Mpodozis *et al.*, 2011) y estratigráficamente está suprayaciendo en contacto concordante a las rocas de la Formación Tobífera e infrayacente a las rocas de la Formación Canal Bertrand en igual contacto (Cañón, 2000).

Mella (2001) expone que la formación está compuesta por dos miembros. Uno inferior conformada por limolitas, areniscas tobáceas laminadas y areniscas de granulometría media.

Y otro superior, que está representado por una intercalación de limolitas bioturbadas y areniscas tobáceas.

A partir del material fósil marino, se designa una edad Berrisiano–Aptiano (*Inoceramus* aff. *seudesteinmanni*, *Belemnopsis* sp., *Favrella americana*, *Favrella wilckensis* y *Peltocrioceras deeckeii*) para el miembro inferior (Covacevich, 1987) y Aptiano–Albiano (*Aucellina* cf. *Radiostriata*) para el miembro superior (Riccardi, 1990).

Esta formación se interpreta como dos ambientes diferentes. Para el miembro inferior un ambiente marino de plataforma con baja energía, y para el miembro superior uno marino transgresivo con disminución de energía hacia el techo (Mella, 2001).

Formación Canal Bertrand

Definida por Castelli *et al.* (1992) en el canal homónimo ubicado en Seno Skyring, como una secuencia sedimentaria de una potencia máxima de 1.500 m. Esta formación aflora en ambas costas del Canal Bertrand, en Isla Latorre y en la Península de Brunswick (Cañón, 2000). Estratigráficamente se encuentra en contacto concordante sobre las rocas de la Formación Erezcano (Cañón, 2000) y en un contacto tectónico con las rocas de la Formación Latorre (Mpodozis, 2006; Prades, 2008).

La formación está compuesta de base a techo por areniscas que varían en granulometría de finas a muy finas, areniscas con gradación normal y pelitas con bancos tabulares (Castelli *et al.*, 1992), en conjunto con conglomerados finos.

A partir de la presencia fósil de *Aucellina* sp., *Aucellina* cf. *Radiostriata* (Covacevich, 1991) se propone una edad relativa de la formación al Aptiano–Albiano (Castelli *et al.*, 1992).

El ambiente de depositación de la formación se interpreta como uno marino de plataforma en donde se generan corrientes de turbidez (Soto, 2018).

2.3.2 Fase Compresional

Formación Latorre

Mpodozis (2006) define esta formación en la localidad tipo de Isla Latorre como una secuencia sedimentaria típica del ciclo Bouma. Esta tiene un espesor mínimo de 300 a 500 m (Covacevich, 1991; Mpodozis, 2011) y aflora en la costa norte de Isla Riesco, zona oriental del Canal Bertrand e Isla Latorre. Estratigráficamente está infrayacente a las rocas de la

Formación Escarpada en contacto concordante y en contacto tectónico con las rocas de la Formación Canal Bertrand (Mpodozis, 2006; Prades, 2008).

Litológicamente está constituida por turbiditas bien formadas portadoras de ammonoideos que tienen alternancia con areniscas finas a medias (Mpodozis, 2006; Prades, 2008).

Se establece una edad relativa del Albiano–Coniaciano a partir de los ammonoideos (Castelli *et al.*, 1992; Prades, 2008). Además, dataciones de U-Pb realizadas en circones detríticos entregan una edad absoluta de máxima depositación de 89–91 Ma (Mpodozis, 2006; Prades, 2008).

Latorre a partir de sus litologías expone un ambiente de abanico submarino (Mpodozis, 2006; Prades, 2008), representando los depósitos más antiguos de la etapa de antepaís (Mpodozis *et al.*, 2011).

Formación Escarpada

Definida por Mpodozis (2006) en Seno Skyring como una sucesión sedimentaria de una potencia aproximada de 800 m. Aflora en las localidades Cabo León, Bahía La Pesca y Punta Adelaida. Estratigráficamente está suprayacente a la Formación Latorre concordantemente (Mpodozis, 2006; Prades, 2008) y debajo de la Formación Fuentes en igual contacto (Mpodozis *et al.*, 2011).

La formación está constituida por conglomerados gruesos con clastos de riolitas que son pertenecientes a las rocas de la Formación Tobífera y clastos sedimentarios de la Formación Erezcano que están intercalados con estratos de areniscas con contenido fósil (Mpodozis, 2006; Prades, 2008).

Castelli *et al.* (1992) a partir de la presencia de ammonoideos (*Desmophyllites* sp. y *Bosychoceras* sp.) propone una edad santoniana. Al igual que las dataciones realizadas en circones detríticos que entregan una edad absoluta de máxima depositación de 86 Ma (Santoniano; Mpodozis, 2006).

La formación se interpreta como depositada en un ambiente marino de plataforma profunda expuesta a lo largo de la Cuenca de Magallanes, en la cual se originan abanicos turbidíticos, que tienen canales submarinos interconectados entre ellos (Mpodozis, 2006; Prades, 2008).

Formación Fuentes

El año 1949 Thomas define la formación en la bahía homónima, que está expuesta en la costa norte de Isla Riesco, como una sucesión sedimentaria de una potencia variable entre los 360 y 2.800 m. Esta aflora en ambas costas de Seno Skyring y en la Península de Brunswick (Cañón, 2000). Estratigráficamente está en contacto concordante con las rocas infrayacentes de la Formación Escarpada y en igual contacto debajo de las rocas de la Formación Rocallosa (Mpodozis *et al.*, 2011).

Castelli *et al.* (1992) expone que la formación está conformada por areniscas glauconíticas, limolitas y margas que tienen estratificación planar, ondulitas, laminación cruzada planar, abundante bioturbación, niveles con fósiles marinos y concreciones calcáreas (Mella, 2001).

Fósiles de los tipos *Gunnarites antarcticus* (Weller), *Gunnarites kalika* (Stoliczka), *Gunnarites bhavaniformis* (Killian y Reboul), *Maorites tenuicostatus* Marshall, *Hipophylloceras nera*, entre otros, entregan una edad relativa del Maastrichtiano (Charrier y Lahsen, 1969).

El ambiente de depositación de esta formación se interpreta como uno marino de plataforma con baja energía y profundidad que está ubicado debajo de la base de las olas de tormentas (Castelli *et al.*, 1992; Mpodozis, 2004).

Formación Rocallosa

Thomas (1949) la define en la punta homónima de la costa norte de Isla Riesco, como una secuencia sedimentaria arenosa que tiene un espesor máximo de 600 m. La formación aflora en la costa oeste de punta Rocallosa y en la Península de Brunswick en el Seno Silva Palma y al norte de Fuerte Bulnes. Estratigráficamente está suprayacente en contacto concordante con las rocas de la Formación Fuentes (Cañón, 2000) y en una paraconformidad con las rocas de la Formación Chorrillo Chico (Mpodozis *et al.*, 2011).

La formación está conformada por areniscas conglomerádicas, margas y areniscas con laminación cruzada lenticular, estratificación cruzada planar (Cañón, 2000), estratificación paralela, laminación *flaser*, gradación normal, intensa bioturbación y abundante contenido fósil marino y restos vegetales (Castelli *et al.*, 1992).

Covacevich (1991) le asigna a la formación una edad Campaniano a Maastrichtiano a partir del contenido fósil *Baculites* sp., *Gunnarites* cf. *elegans*, *Turritela* sp., y *Maorites densicostatus*.

El ambiente de depositación de esta formación se interpreta como uno marino dominado por el oleaje que sufre procesos tormentosos de alta energía (Rivera *et al.*, 2020) y que producto de las regresiones y transgresiones marinas (Mpodozis *et al.*, 2011) interactúa con un ambiente deltaico (Castelli *et al.*, 1992).

Formación Chorrillo Chico

Definida por Thomas (1949) en la localidad tipo de Chorrillo Chico, al este de Punta Rocallosa. Corresponde a una sucesión sedimentaria de una potencia de 275 m (Mpodozis, 2004). Aflora en las localidades de Península de Brunswick y en Tierra del Fuego (Chile; Mpodozis *et al.*, 2011). Estratigráficamente sobreyace a las rocas de la Formación Rocallosa en una paraconformidad (Mpodozis *et al.*, 2011) e infrayace a las rocas de la Formación Agua Fresca en igual contacto (Mpodozis, 2004).

La formación está compuesta por argilitas limosas que tienen lentes de areniscas glauconíticas, concreciones calcáreas, laminaciones de caliza y abundantes fósiles marinos (Charrier y Lahsen, 1969)

Sobre la base de los fósiles (*Spiroplectammia spectabilis*), se estima una edad relativa para esta formación del Paleoceno (Malumián *et al.*, 2013). Además, dataciones en circones detríticos obtenidos en la base de la formación entregan una edad absoluta de 58 Ma (Mpodozis *et al.*, 2011).

La formación se interpreta como un ambiente marino de plataforma externa en donde se generan corrientes de turbidez en la base y que luego hay una disminución en la energía de depositación (Rivera *et al.*, 2020).

Formación San Jorge

Von Goetsche y Huca (1953) definen esta formación en la localidad tipo de la bahía homónima, a lo largo de la Península de Brunswick, como una sucesión sedimentaria de una potencia de 450 m. Aflora en Punta Rocallosa y en Seno Otway (Charrier y Lahsen, 1969). Estratigráficamente se encuentra por sobre las rocas de la Formación Chorrillo Chico mediante una conformidad y en una paraconformidad por debajo de las rocas de la Formación Agua Fresca (Gallardo *et al.*, 2019).

Está conformada por limolitas y areniscas finas que gradualmente pasan a ser areniscas arcillosas. Las rocas tienen abundante glauconita, contenido de concreciones de calcita y escaso contenido fósil (Charrier y Lahsen, 1969).

Dataciones de U-Pb realizadas por Pinto *et al.* (2018) en circones detríticos del techo de la Formación Chorrillo Chico entregan una edad paleocena.

Se interpreta como depositada en un ambiente marino profundo que expone una secuencia regresiva (Gallardo *et al.*, 2019).

Formación Agua Fresca

Definida por Decat y Pomeyrol (1931) a lo largo del río Agua Fresca, como una sucesión sedimentaria de 2.300 m de potencia (Malumián *et al.*, 2013). Aflora en las localidades de Península de Brunswick y en Tierra del Fuego (Chile; Mpodozis *et al.*, 2011). Estratigráficamente se encuentra en contacto concordante por encima de las rocas de la Formación Chorrillo Chico (Mpodozis *et al.*, 2011) y por debajo de las rocas de la Formación Tres Brazos en discordancia (Malumián *et al.*, 2013), también se puede encontrar por encima de las rocas de la Formación San Jorge en una paraconformidad (Gallardo *et al.*, 2019).

Litológicamente la formación está constituida por arcillolitas, limolitas y areniscas de granulometría fina a media (Mpodozis *et al.*, 2011). En los niveles superiores hay rocas glauconíticas (Malumián *et al.*, 2013) y en toda la sucesión hay abundante bioturbación y contenido fósil marino (Mella, 2001).

A partir de dinoflagelados (*Achilleodinium biformoides*, *Alterbidinium distinctum*, *Deflandrea antarctica*, *Pyxidiniopsis delicata*, *Volkheimeridium lanterna*, entre otros) se otorga esta formación al Eoceno temprano a Eoceno medio (Carrillo *et al.*, 2013).

El ambiente de depositación representa un sistema deltaico (Mella, 2001) que se produjo por una regresión marina que tenía una fuente cercana al nivel de depositación (Carrillo *et al.*, 2013).

Formación Tres Brazos

El año 1945 Ruby define la formación en la localidad tipo expuesta a lo largo del Río Tres Brazos (Thomas, 1949), como una sucesión sedimentaria que tienen una potencia de 1.300 m (Malumián *et al.*, 2013). Aflora en las localidades de la Península de Brunswick y en Tierra del Fuego (Chile; Mpodozis *et al.*, 2011). Estratigráficamente la formación está en discordancia por encima de las rocas de la Formación Agua Fresca (Malumián *et al.*, 2013) y por debajo, en contacto concordante con las rocas de la Formación Leña Dura (Mella, 2001). También, debido al acuñaamiento de esta formación, se puede encontrar concordante con las rocas de la Formación Loreto (Leppe *et al.*, 2016).

Thomas (1949) indica que la formación está conformada por areniscas glauconíticas de granulometría media con estratos que tienen concreciones de calcita y sílice, como también estratificación cruzada (Natland y González, 1974).

En la sucesión se han encontrado una serie de microfósiles (*G. index* y *Acarinina* sp.), los que dan cuenta de una edad mínima de 43,7 Ma y máxima de 39 Ma (Malumián *et al.*, 2013).

Se interpreta un ambiente de depositación de tipo deltaico que progresa a una plataforma media, exponiendo el centro de la cuenca (Mella, 2001).

Formación Leña Dura

Decat y Pomeyrol (1931) definen la formación en la localidad tipo a lo largo del río Leña Dura como una secuencia que tiene una potencia máxima de 2.500 m (Mella, 2001). Aflora en la Península de Brunswick (Mpodozis *et al.*, 2011), y estratigráficamente se encuentra por debajo de las rocas de la Formación Loreto en contacto concordante (Leppe *et al.*, 2016) y por sobre las rocas de la Formación Tres Brazos en igual contacto (Malumián *et al.*, 2013).

La formación está constituida por arcillolitas con un leve contenido de glauconita (Mella, 2001) y lutitas que tienen grandes concreciones esferoidales calcáreas con contenido fósil marino (Cookson y Cranwell, 1967; Otero *et al.*, 2012).

Cookson y Cranwell (1967) estiman una edad del Eoceno tardío basado en el contenido fósil (*Cyclonephelium* sp., *Thalassiphora pelagica* (Eisenack), *Eisenackia* sp., *Cyatheacidites annulatus* Cookson, entre otros). Sin embargo, Malumián *et al.* (2013) a partir de radiolarios proponen una edad relativa del Eoceno medio a Oligoceno inferior.

Según Mella (2001), el ambiente de depositación corresponde a uno marino de plataforma con baja profundidad que fue rellena por sedimentos de un sistema deltaico.

Formación Loreto

Definida por Keidel y Hemmer (1931) y enmendada por Hoffstetter *et al.* (1957) en la localidad tipo expuesta en los alrededores de la Mina Loreto (Leppe *et al.*, 2016), como una secuencia sedimentaria de una potencia de 800 m (Otero *et al.*, 2012). Aflora al oeste de Punta Arenas en el Río de las Minas y en Seno Skyring (Leppe *et al.*, 2016) y estratigráficamente está sobre las rocas de la Formación Leña Dura en contacto concordante y en discordancia, infrayacente a las rocas de la Formación El Salto (Mella, 2001). Además, producto de un acuñamiento de la Formación Leña Dura se encuentra en contacto concordante con la Formación Tres Brazos (Leppe *et al.*, 2016).

La formación está compuesta por tres miembros (Leppe *et al.*, 2016). El miembro inferior está conformado por limolitas y areniscas calcáreas con microfósiles marinos (Otero *et al.*, 2012). El miembro medio está constituido por limolitas y areniscas gruesas con macrofósiles y restos de hojas. El miembro superior está compuesto por areniscas, limolitas y arcillolitas (Mella, 2001) que tienen vetas de carbón (Thomas, 1949).

Dataciones radiométricas realizadas en circones detríticos con el método U-Th-Pb entregan una edad absoluta de $36,48 \pm 0,47$ y $36,73 \pm 0,5$ Ma (Otero *et al.*, 2012).

El ambiente de formación corresponde a tres subambientes que varían gradualmente, en donde los niveles inferiores exponen un sistema deltaico y marino somero, que luego se convierte en un ambiente continental de tipo lagunar, palustre (Leppe *et al.*, 2016).

2.3.3 Fase Transpresional

Formación El Salto

González (1953) define esta formación en la localidad tipo de la Estancia El Salto, como una sucesión sedimentaria que tiene una potencia máxima de 700 m (Mpodozis, 2004). Aflora en la Península de Brunswick y en la localidad de Última Esperanza (Mpodozis *et al.*, 2011). Estratigráficamente, está en contacto discordante con las rocas infrayacentes de la Formación Loreto y en igual contacto con las rocas suprayacentes de la Formación Palomares (Ghiglione *et al.*, 2011).

La formación está conformada por areniscas, conglomerados que están intercalados con limolitas y capas de lignito (Mella, 2001).

Se estima una edad del Mioceno para la formación a partir del contenido fósil (*Buccella depressa* Andersen, *Nonionella auris* (d'Orbigny) y *Nonionella pulchella* Hada, entre otros; Natland y González, 1974).

El ambiente de depositación de la formación se interpreta como uno continental de tipo planicie aluvial, que representa el cierre de la cuenca terciaria (Mella, 2001).

Formación Palomares

En el año 1931 Keidel y Hemmer definen la formación en la localidad tipo de Cerros de Palomares, como una unidad volcanosedimentaria con un espesor de 1.500 m (Thomas, 1949). Esta unidad aflora en la Península de Brunswick y en la localidad de Última Esperanza (Mpodozis *et al.*, 2011). Estratigráficamente, está encima de las rocas de la

Formación El Salto en discordancia y en igual contacto, debajo de depósitos cuaternarios de origen fluvial, glacial y lacustre (Mpodozis *et al.*, 2011).

La formación está conformada por conglomerados, areniscas fosilíferas con estratificación cruzada, tobas y brechas volcánicas (Mella, 2001; Mpodozis, 2004).

Mella (2001) estima una edad de depositación del Mioceno medio al Mioceno superior, basado en el contenido fósil (*Nematherium birdi* y *Astrapotherium magnum*). Por otro lado, Mpodozis *et al.* (2011) estiman una edad del Mioceno superior al Plioceno inferior.

El ambiente de depositación de la Formación Palomares se interpreta como uno continental de planicie aluvial y deltaicos que se intercala con material volcánico (Mella, 2001).

Depósitos cuaternarios

Conformados por depósitos glaciares de fragmentos finos a gruesos que están cementados por arcillas, en conjunto a sedimentos de terrazas marinas (Natland y González, 1974). Igualmente están conformados por depósitos fluviales aterrazados compuestos por gravas y gravas arenosas (Mpodozis *et al.*, 2011).

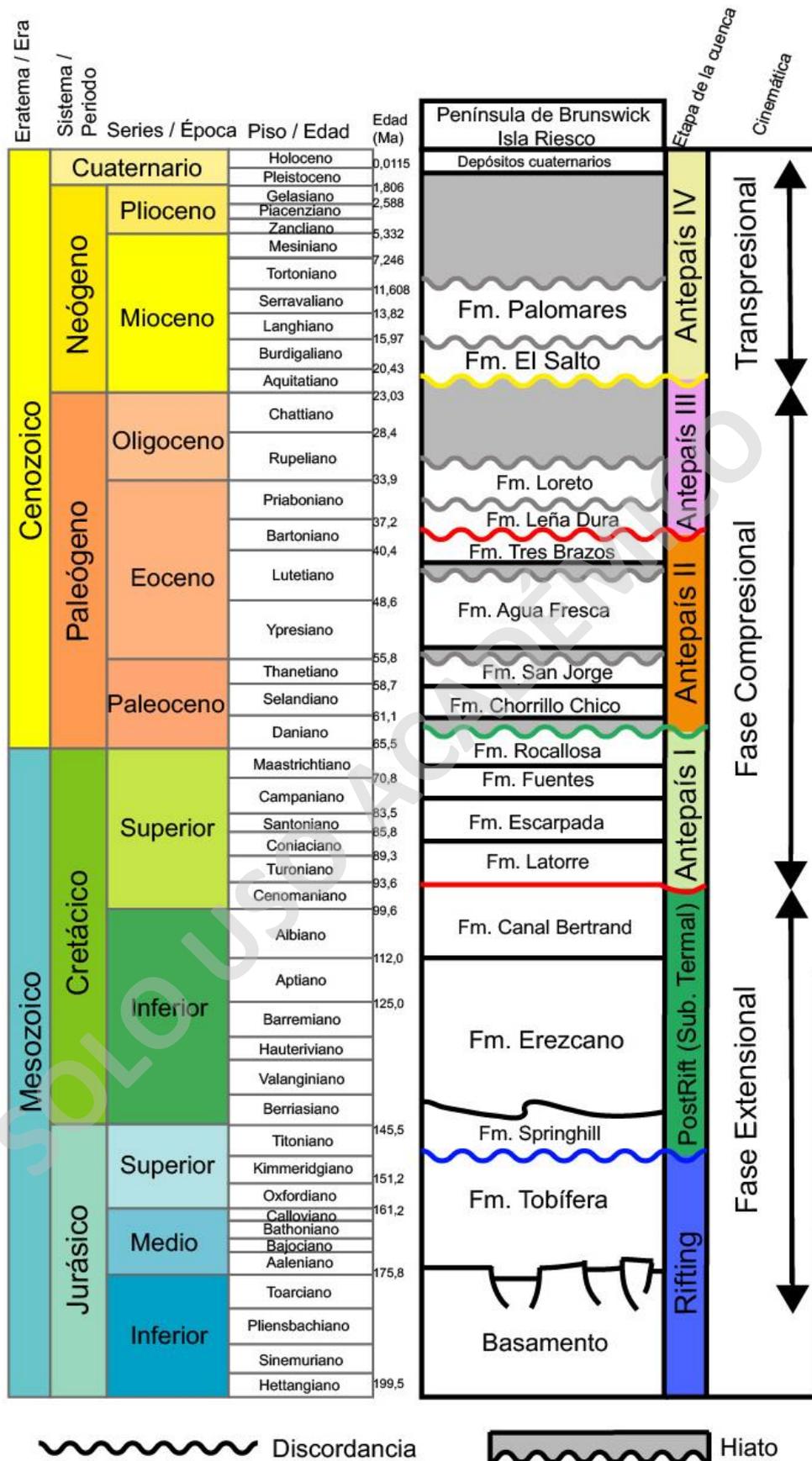


Figura 6. Estratigrafía esquemática de la Cuenca de Magallanes en la Península de Brunswick y zonas aledañas a ella, indicando sus formaciones geológicas y sus etapas de formación durante el Mesozoico y Cenozoico (modificado de Gallardo *et al.*, 2019).

2.4 Geología estructural

La cuenca de Magallanes al formarse por dos regímenes tectónicos tiene igual cantidad de dominios estructurales principales, siendo uno extensivo y otro compresivo (Mpodozis y Ramos, 2008).

2.4.1 Dominio extensivo

Dominio expuesto en la parte central y oriental de la cuenca, en las formaciones depositadas en la fase de synrift durante el Jurásico (Formación Tobífera). Estas estructuras son grabens y semigrabens compuestos por fallas normales que tienen una orientación NW-SE (Gallardo *et al.*, 2019).

2.4.2 Dominio compresivo

El dominio compresivo de la cuenca se caracteriza por la faja plegada y corrida de Magallanes, la cual es un sistema mixto de piel fina y piel gruesa (Rojas y Mpodozis, 2006).

Las partes externas y centrales de la cuenca presentan un sistema estructural de piel fina, la cual es controlada por el despegue de la secuencia sedimentaria de edad cretácica por encima de las rocas volcánicas jurásicas. Además, rocas del Cretácico Inferior están plegadas y orientadas hacia el NE, formando un dúplex basal (Rojas y Mpodozis, 2006). En rocas del Cretácico Superior hay una falla por sobre el dúplex, la cual genera un acortamiento en las formaciones de esa edad conformando así el corrimiento basal de un gran abanico imbricado. Durante esta etapa se dio origen a la Falla Colo-Colo, la cual pone en contacto las formaciones conformadas por turbiditas de la misma edad entre ellas (Rojas y Mpodozis, 2006).

Posterior al despegue de la cubierta sedimentaria antes descrita, se genera el sistema estructural de piel gruesa en la parte interna de la cuenca (Biddle *et al.*, 1986), con el origen de una falla inversa con extensión hacia el norte y con una vergencia al NE, que alzó el basamento metamórfico y generó un anticlinal de pared colgante con dirección NW-SW (Rojas y Mpodozis, 2006), en donde las formaciones del Maastrichtiano al Cenozoico se empujaron hacia el oeste (Ghiglione *et al.*, 2009). Este pliegue generó un desplazamiento hacia el frente de la faja plegada y corrida, formándose la Falla Vicuña (Rojas y Mpodozis, 2006).

Rojas y Mpodozis (2006) exponen que la Falla Vicuña desplaza secuencias cretácicas del bloque colgante por sobre ellas mismas. Además, ésta conecta con una rampa en donde las rocas cretácicas están montadas sobre la secuencia de antepaís eocena. Al norte de esta falla

hay pequeños pliegues y fallas que generan un dúplex y abanicos imbricados menores (Rojas y Mpodozis, 2006).

A final del Cenozoico la faja plegada y corrida de Magallanes, en donde están depositadas las facies de antepaís basal del Cretácico al Eoceno, fue afectada por el sistema de fallas transformantes llamado “Magallanes Fagnano” (Gallardo *et al.*, 2019), en donde a partir de esta falla se pone en contacto el Cretácico Superior y el Paleoceno (Torres *et al.*, 2008).

SOLO USO ACADÉMICO

Capítulo 3: Marco geológico local

3.1 Geología y primeros estudios en el Monte Tarn

Los últimos estudios geológicos publicados en los que se observa el Monte Tarn corresponden a los ejecutados por la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP; 1978). No obstante, con anterioridad, distintos investigadores entregaron una serie de propuestas estratigráficas para esta zona (Felsch, 1912; Thomas, 1949; Cecioni, 1960). Sin embargo, ninguna de las prospecciones fue realizada en detalle.

Felsch (1912) entrega la primera descripción geológica del Monte Tarn, en la cual señala dos series expuestas. La primera, aflorante en las pendientes del Monte Tarn y está conformada por margas apizarradas, endurecidas, que se fracturan en trozos largos y que no tienen contenido fósil, asignándole a esta serie una edad del Cretácico Inferior. La otra serie, tiene areniscas de granulometría fina, muy duras de color gris cafésoso con lentes y estratos con abundante material calcáreo (Bonarelli, 1917). Además, estas rocas tienen contenido fósil de los géneros *Fusus*, *Natica* y *Pentacrimus* encontrados por Darwin (1846) y *Cardiaster*, *Schizaster*, *Lytoceras*, *Hoplites* y *Neocomites* determinados por Grange (1848), proponiendo una edad Cenomaniano para las rocas de esta serie (Bonarelli, 1917).

En el año 1949 Thomas define la Formación Fuentes y señala que está expuesta en la Península de Brunswick, en las cercanías de Fuerte Bulnes y dice que está conformada por lutitas silíceas duras, de color gris oscuro, con estratos delgados de calizas y areniscas, de una edad Cretácica Superior. También, define la Formación Rocallosa, la que está compuesta por areniscas glauconíticas de grano fino a medio ligeramente arcillosas, de una edad cretácica superior y comenta que la mayor potencia de esta formación está expuesta en el Monte Tarn.

Cecioni (1960) afirma que las rocas del Monte Tarn corresponden a la Formación Rocallosa debido a su posición y altura.

En el mapa publicado por la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP; 1978; Figura 7), a una escala de 1:500.000, se ve la distribución de las unidades aflorantes del Cretácico Superior. En donde se observa que el Monte Tarn está situado en el límite de la Formación Fuentes y de la Formación Rocallosa.

Finalmente, en el mapa exhibido por Gallardo *et al.* (2019; Figura 8) se observa que el Monte Tarn está ubicado en la faja plegada y corrida de Magallanes, específicamente en la franja de

rocas del Cretácico Superior, en donde en la Península de Brunswick afloran las formaciones Fuentes y Rocallosa.

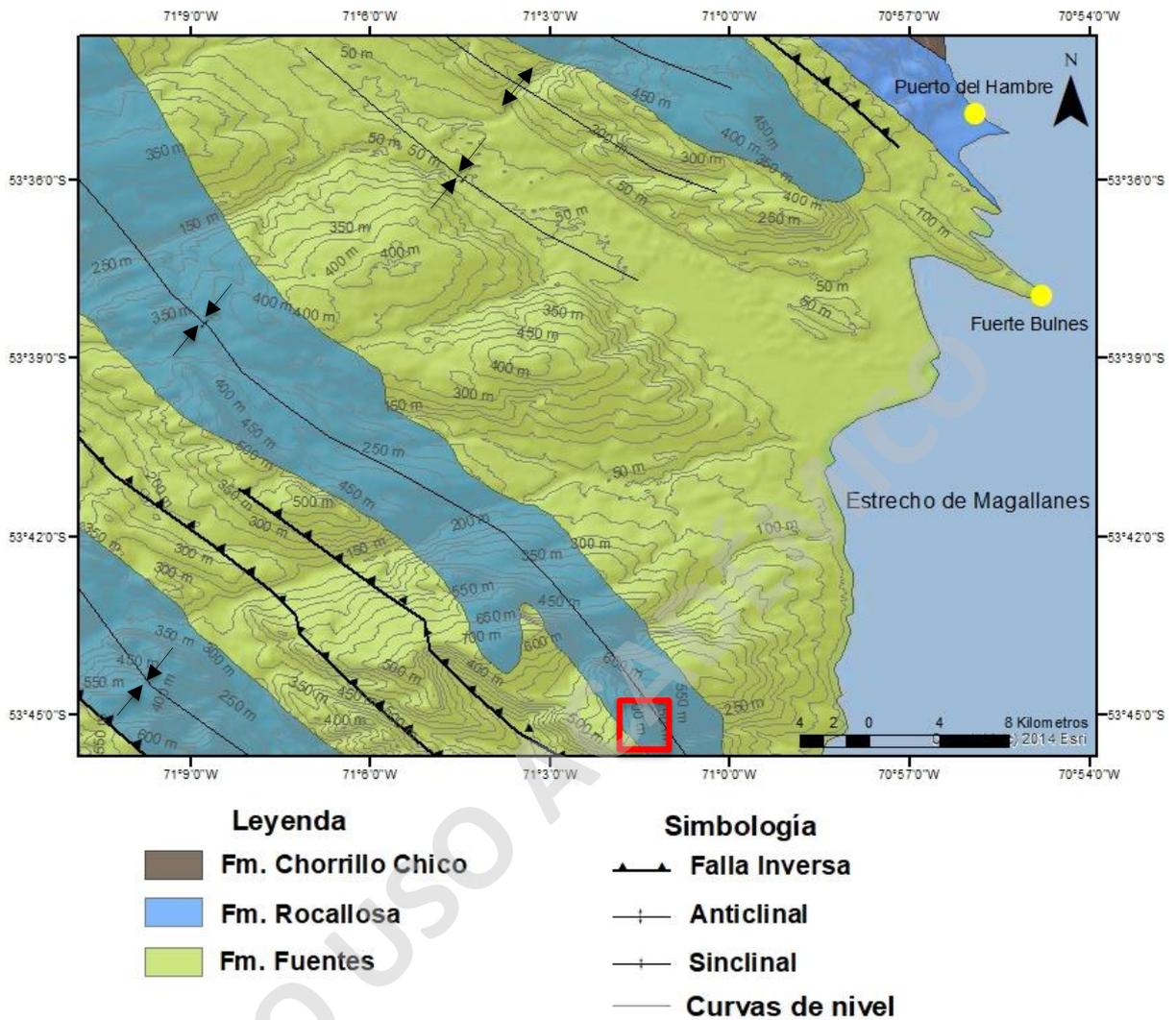


Figura 7. Mapa geológico de parte de la Península de Brunswick, en donde afloran rocas del Monte Tarn. El cuadro de color rojo encierra la zona de estudio (modificado de la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP), 1978; Escala 1:500.000).

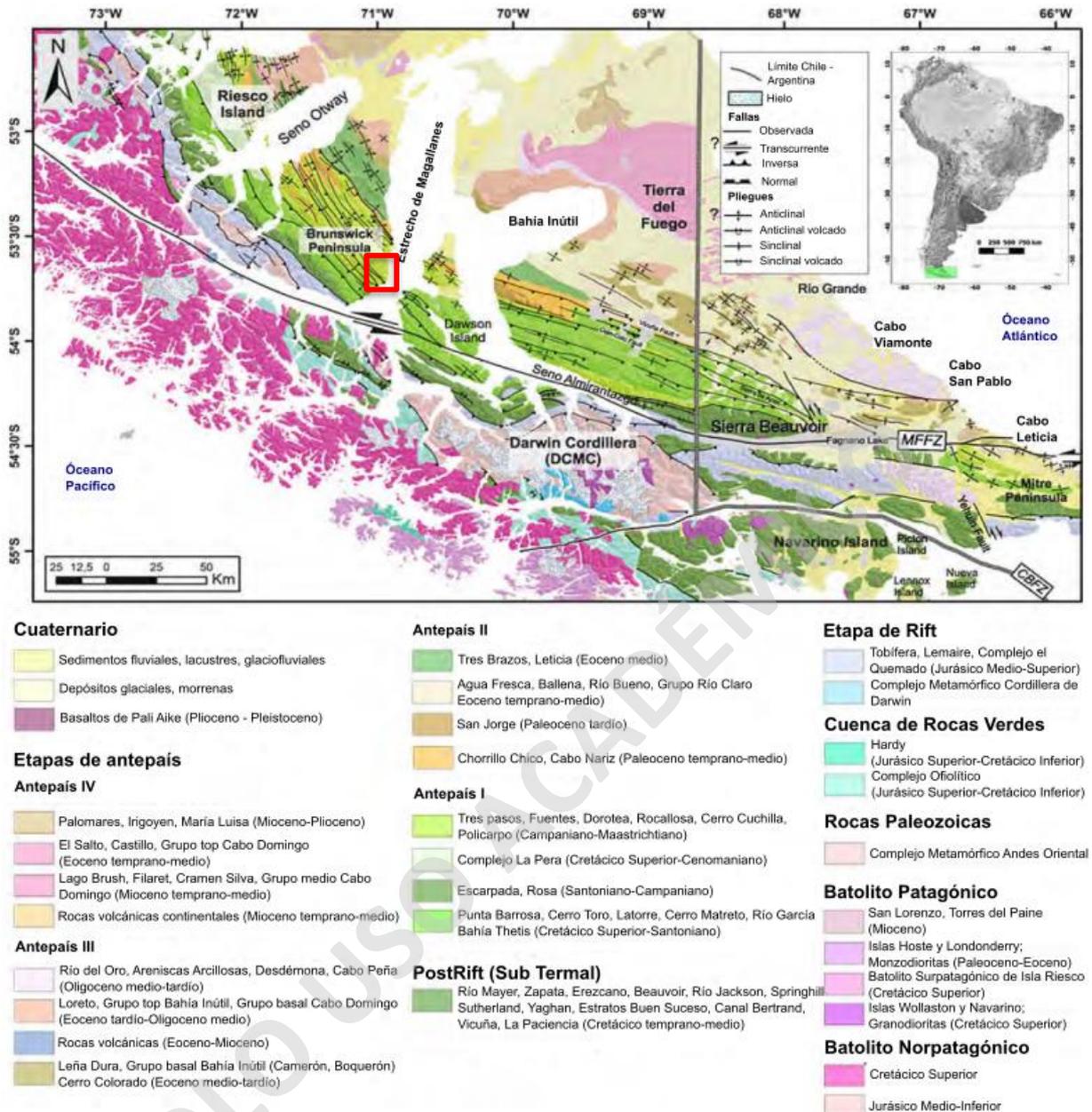


Figura 8. Mapa geológico de la Región de Magallanes y la Antártica Chilena, mostrando la Faja Plegada y Corrida de Magallanes. MFFZ: Zona de Falla de Magallanes-Fagnano; CBFZ: Canal Zona de Falla de Beagle; DCMC: Complejo Metamórfico Cordillera de Darwin. El cuadro de color rojo encierra la zona de estudio (obtenido de Gallardo *et al.*, 2019).

3.2 Caracterización de las formaciones Fuentes y Rocallosa

Las descripciones de las formaciones Fuentes y Rocallosa presentadas a continuación, son las realizadas por Rivera *et al.* (2020) en localidades aledañas al Monte Tarn, específicamente en los sectores de Puerto del Hambre, Punta Prat y Punta Rocallosa (Figura 9). Señalando las características litológicas mencionadas por el autor, así como su contenido de icnofósiles. Las interpretaciones paleoambientales son discutidas en el Capítulo 8.

3.2.1 Formación Fuentes

En el sector de Puerto del Hambre esta formación está separada en dos asociaciones de facies, FA1 y FA2.

La facies FA1 está compuesta por intercalaciones de lutitas calcáreas laminadas, limolitas y areniscas masivas que gradualmente varían a laminadas. Estas tienen estructuras sedimentarias de tipo *slumps* y *tool marks*.

La asociación de facies FA2 está por encima de FA1 y debajo de la Formación Rocallosa en un contacto concordante. Está conformada por limolitas bien estratificadas, areniscas masivas de grano fino con *tool marks* en la base, gradación inversa que varía de areniscas glauconíticas de grano fino a grano medio con estratificación cruzada *hummocky* y laminación cruzada de bajo ángulo, además de laminación ondulosa. Hay bioturbación en un índice variable entre 1 y 4 (Tabla 1), la que está caracterizada por *Stelloglyphus llicoensis*, *Chondrites* isp., *Phycosiphon incertum?*, *Planolites* isp., *Rhizocorallium* isp. y *Bergaueria* isp. y en menor contenido *Zoophycos* isp., *Thalassinoides* isp., *Cylindrichnus* isp., *Teichichnus* isp. y rastros de fósiles indeterminados.

La granulometría fina de FA1, en conjunto al grado de bioturbación de FA2 asociado a la icnofacies *Zoophycos*, sugieren un ambiente marino abierto de baja energía ubicado debajo de la base de las olas de tormentas, pero en una zona que además la sedimentación fue afectada por eventos tormentosos que favorecieron la colonización de organismos.

A partir de lo anterior, se interpreta que la formación se depositó en un ambiente de progradación desde un ambiente de *offshore* superior a un *shoreface* inferior.

3.2.2 Formación Rocallosa

En las localidades de Punta Rocallosa, Puerto del Hambre y Punta Prat, Rivera *et al.* (2020) separa la formación en dos asociaciones de facies, FA3 y FA4.

La asociación FA3 está conformada por una sucesión de limolitas laminadas, masivas y otras bien estratificadas, que están bioturbadas, y areniscas de granulometría fina que tienen estratificación cruzada, laminación ondulosa y en la base conglomerados. La glauconita es abundante en las rocas de la formación y además estas tienen bioturbación en intensidades variables (índice de bioturbación entre 0 y 4; Tabla 1), caracterizadas por *Zoophycos* isp., *Chondrites* isp., *Planolites* isp., *Teichichnus* isp. y *Palaeophycus* isp.

La asociación FA4 está compuesta por areniscas de grano fino a grueso bien clasificadas, que tienen laminación convoluta, laminación ondulosa, laminación paralela, estratificación cruzada en artesa y estratificación cruzada de bajo ángulo. También, hay areniscas bien clasificadas de grano medio con estructuras de *scour and fill*, cubiertas por cuarzos tamaño guijarro, andesitas retrabajadas y alteradas a glauconita.

La estratificación y laminaciones que tiene la asociación de facies FA3, en conjunto con las trazas fósiles y los *scour and fill*, sugieren un ambiente marino abierto dominado por olas, con una sedimentación similar a la que tiene la asociación de facies FA2 de la Formación Fuentes. Además, la estratificación cruzada y una base erosiva ondulada en las areniscas sugieren que el mar fue afectado por fuertes tormentas.

Debido a las laminaciones cruzadas que interactúan con laminaciones paralelas presentes en la FA4, se interpreta esta formación como un ambiente marino de *shoreface* medio a alto. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que sea un entorno de *foreshore* sujeto a *swash* causado por la ruptura de las olas.

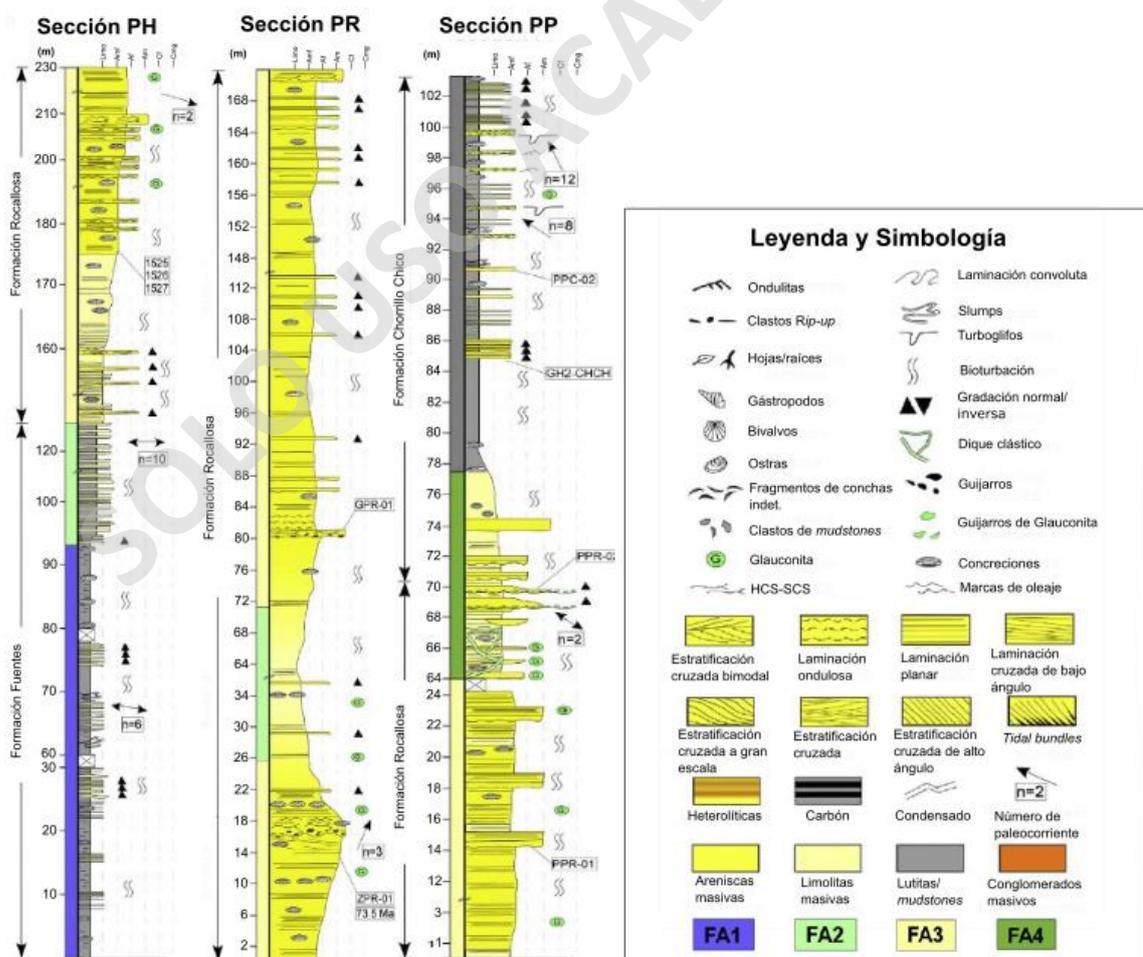


Figura 9. Columnas estratigráficas levantadas por Rivera *et al.* (2020) en las localidades de Puerto del Hambre (BH), Punta Rocallosa (PR) y Punta Prat (PP; obtenido de Rivera *et al.*, 2020).

Capítulo 4: Marco teórico

4.1 Taxonomía

La taxonomía corresponde a la ciencia que tiene por objetivo describir, identificar y clasificar a los organismos extintos o existentes en un orden jerárquico e inclusivo, es decir, son organizados dentro de grupos o taxas (Linnaeus, 1758). Los nombres de cada uno de estos son universales y están puestos según las reglas nomenclaturales dictadas por la Comisión Internacional de Nomenclatura Zoológica (2009). Las principales categorías taxonómicas según Linnaeus (1758) son presentadas en la Figura 10.

Reino
Filo
Clase
Orden
Familia
Género
Especie



Figura 10. Categorías taxonómicas (elaboración propia).

Las categorías taxonómicas presentadas en este capítulo corresponden a las identificadas en el presente proyecto de investigación en el Monte Tarn.

4.1.1 Filo Mollusca

El filo Mollusca está constituido por numerosas y variadas clases taxonómicas. Anatómicamente, están compuestos por una concha calcárea (aragonito o calcita; Aragonés, 2017) que ayuda principalmente para su descripción paleontológica (Aldana *et al.*, 2020).

Los individuos habitan en ambientes marinos, salobres, dulceacuícolas y terrestres, en una serie de profundidades (Camacho, 2008), convirtiéndose en uno de los filos más diversos del reino Animal (Aragonés, 2017).

El filo está dividido en distintas clases (Figura 11), principalmente discriminadas por el estilo de vida y la concha que estos tienen (Camacho, 2008).

En la Figura 11 las clases que están en color rojo corresponden a las observadas en el Monte Tarn, por lo tanto, son las a estudiar y caracterizar en esta investigación.

PHYLUM MOLLUSCA	Subphylum Aculifera	Clase Polyplacophora
		Clase Caudofoveata
		Clase Solenogastra
	Subphylum Conchifera	Clase Monoplacophora
		Clase Gastropoda
		Clase Scaphopoda
		Clase Bivalvia
		Clase Cephalopoda

Figura 11. Sistemática del filo Mollusca (obtenido de Aragonés, 2017).

4.1.1.1 Clase Cephalopoda

Los cefalópodos son moluscos que tienen una conchilla interna, externa o, a veces, no la tienen presente. Sin embargo, esta concha tiene una gran importancia paleontológica, ya que, durante el Paleozoico y Mesozoico tuvo una rápida evolución y diversificación, evidenciado en partes fosilizadas bien conservadas (Camacho, 2008).

Estos individuos habitan exclusivamente en un ambiente marino con salinidad normal (Camacho, 2008) y abarcan un amplio espacio a diferentes profundidades y latitudes (Ticona, 2020).

La clase Cephalopoda está comprendida por seis subclases con sus respectivos órdenes de clasificaciones jerárquicas (Ticona, 2020; Figura 12).

Clase Cephalopoda	
Subclase Endoceratoidea	Orden Clymeniida
Orden Endocerida	Orden Goniatitida
Orden Intejocerida	Orden Prolecanitida
Subclase Actinoceratoidea	Orden Ceratitida
Orden Actinocerida	Orden Phylloceratida
Subclase Nautiloidea	Orden Lytoceratida
Orden Ellesmerocerida	Orden Ancyloceratida
Orden Orthocerida	Orden Ammonitida
Orden Ascocerida	Subclase Coleoidea
Orden Oncocerida	Orden Hematitida
Orden Discosorida	Orden Aulacocerida
Orden Tarphycerida	Orden Phragmoteuthida
Orden Barrandeocerida	Orden Belemnitida
Orden Nautilida	Orden Teuthida
Subclase Bactritoidea	Orden Sepiida
Orden Bactritida	Orden Vampyromorpha
Subclase Ammonoidea	Orden Octopoda
Orden Anarcestida	

Figura 12. Sistemática de la clase Cephalopoda (obtenido de Camacho, 2008).

4.1.1.1.1 Subclase Ammonoidea

Los ammonioideos son una subclase perteneciente al grupo de los invertebrados extintos (Aldana *et al.*, 2020) que vivieron durante el Devónico temprano hasta el Cretácico tardío (Camacho, 2008) y su principal registro fósil está dominado por las conchas, ya que, las partes blandas se descomponían fácilmente o eran consumidas por otros organismos (Aragonés, 2017).

Existe una variedad de formas de ammonioideos, por lo que concluir a partir de esto sobre su ambiente u hábitos de vida es muy complejo. Sin embargo, se conoce que las diferentes morfologías en las conchas influyeron en la determinación de fuerza de esta misma y en la profundidad marina que habitaban (Camacho, 2008).

La gran abundancia de ammonioideos en las rocas mesozoicas, el carácter cosmopolita de algunos géneros, la amplia variabilidad morfológica y una alta tasa evolutiva hacen de este grupo fósil que sea una buena herramienta para los análisis bioestratigráficos. De esta manera, son considerados buenos fósiles guías (Aragonés, 2017).

La concha de los ammonioideos

La conchilla de los ammonioideos es univalva y su diámetro en especímenes adultos varía de unos pocos centímetros a 3 m aproximadamente (Aldana *et al.*, 2020).

La concha puede ser subdividida en el flanco lateral, derecho o izquierdo. Tienen una región umbilical que corresponde a las vueltas iniciales del ammonioideo y una zona ventral que es la parte más alejada del eje de enrollamiento (Ovando, 2016; Figura 13). La concha es descrita a partir del diámetro que tiene el individuo, el alto y ancho de la vuelta.

Los ammonioideos tienen distintos tipos de enrollamiento, por lo tanto, diferentes tipos de concha (Figura 14), las que pueden variar según la familia y/o género al que corresponda cada ejemplar (Aldana *et al.*, 2020).

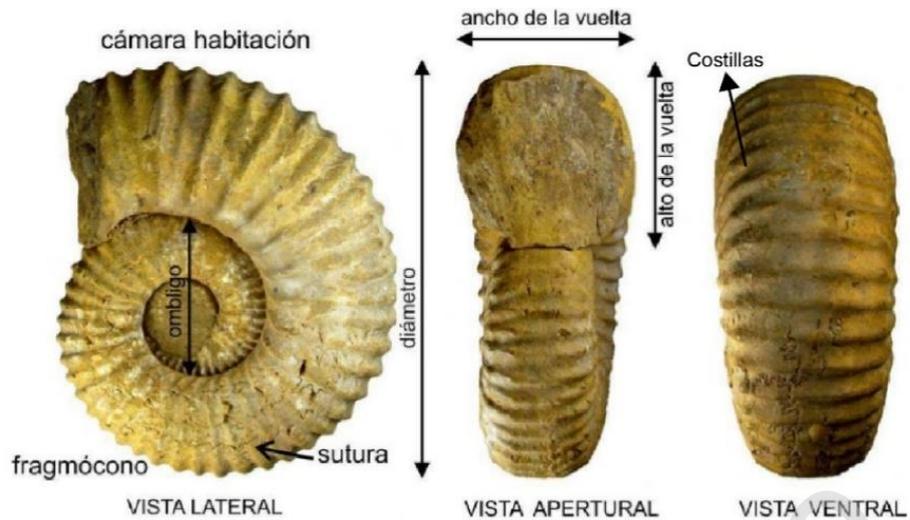


Figura 13. Terminología y medidas básicas de los ammonoideos (obtenido de Aguirre-Urreta, 2013).

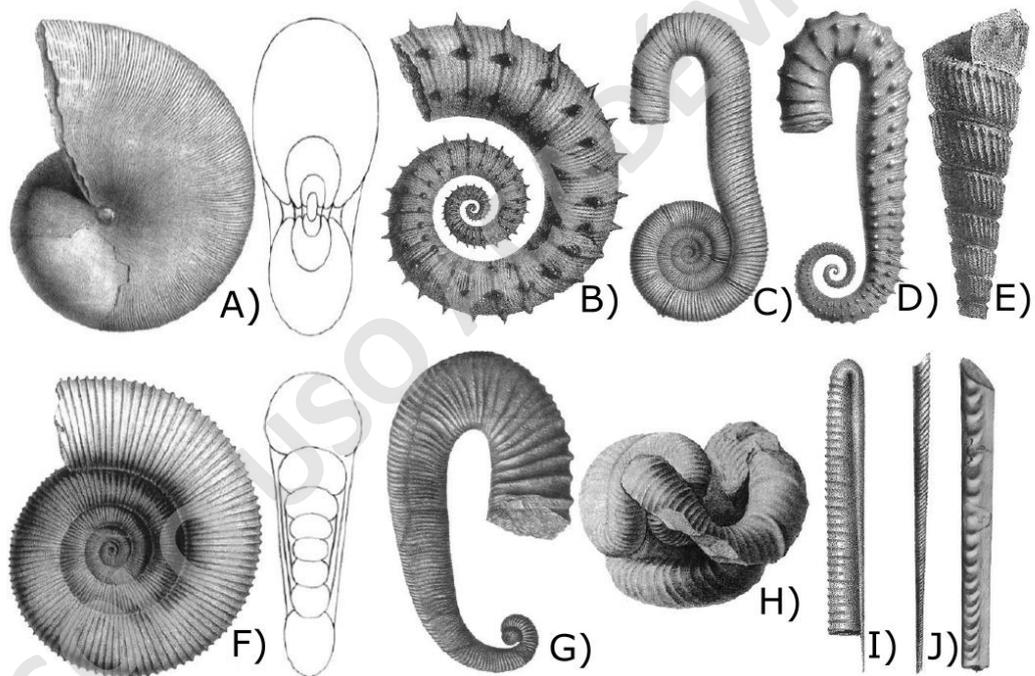


Figura 14. Tipos de enrollamiento de ammonoideos. A) Involuto; B) Criocerátido; C) Macroescáfido; D) Ancylocerátido; E) Turrilítido; F) Evoluto; G) Heterocerátido; H) Nipponítico; I) Ptychocerátido; J) Baculítido (modificado de Ovando, 2016).

Otro elemento importante para la descripción y caracterización taxonómica de los ammonoideos corresponde a la ornamentación, que se conforma por las costillas (Figuras 15 y 16), la carena y las líneas de suturas (Aldana *et al.*, 2020), además de la ocurrencia. Sin embargo, éstas dos últimas no serán mostradas debido a que los fósiles recolectados en la zona de estudio no presentan estas características.

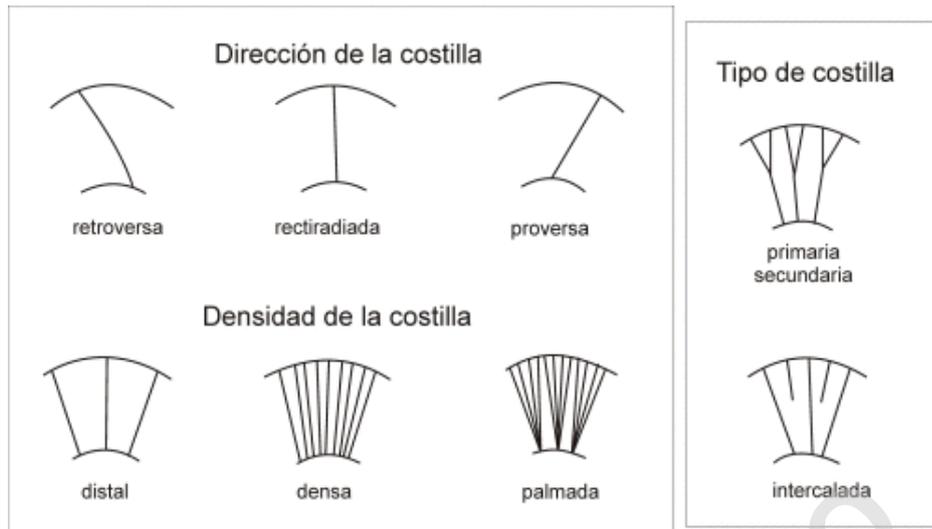


Figura 15. Dirección, densidad y tipos de costillas de ammonoideos (modificado de Klug *et al.*, 2015).



Figura 16. Forma de las costillas de ammonoideos (modificado de Klug *et al.*, 2015).

4.1.1.2 Clase Bivalvia

Los bivalvos son una clase que tuvieron su mayor distribución y abundancia durante el Paleozoico y Mesozoico. Estos están constituidos por una conchilla calcárea (aragonito y calcita) con dos valvas fosilizables, por lo que la identificación taxonómica se basa en la morfología de la concha (Camacho, 2008).

Según Camacho (2008) los bivalvos fósiles durante el Cámbrico tenían un tamaño que no superaba los 5 mm pero que a partir del Ordovícico empezaron a aumentar su tamaño.

Estos moluscos son en su gran mayoría de ambientes marinos bien oxigenados, que abarcan desde la zona intermareal hasta la zona abisal. Sin embargo, en menor cantidad hay algunos que viven en aguas salobres o dulces (Camacho, 2008).

El estilo de vida que tienen los bivalvos es de tipo bentónicos que pueden ser epifaunales, parcial o totalmente infaunales. Igualmente, hay una pequeña porción de especies que se trasladan a través de la corriente de agua por distancias cortas (Camacho, 2008).

La concha de los bivalvos

La concha de los bivalvos está conformada por dos valvas que tienen un umbo (punto en donde comienza el crecimiento de las costillas y líneas de crecimiento) y un eje de articulación (eje de simetría entre valvas; Camacho, 2008; Figura 17).

Para la descripción de la concha se debe reconocer la parte anterior-posterior y la región ventral-dorsal, como también el largo y alto de esta misma (Camacho, 2008).

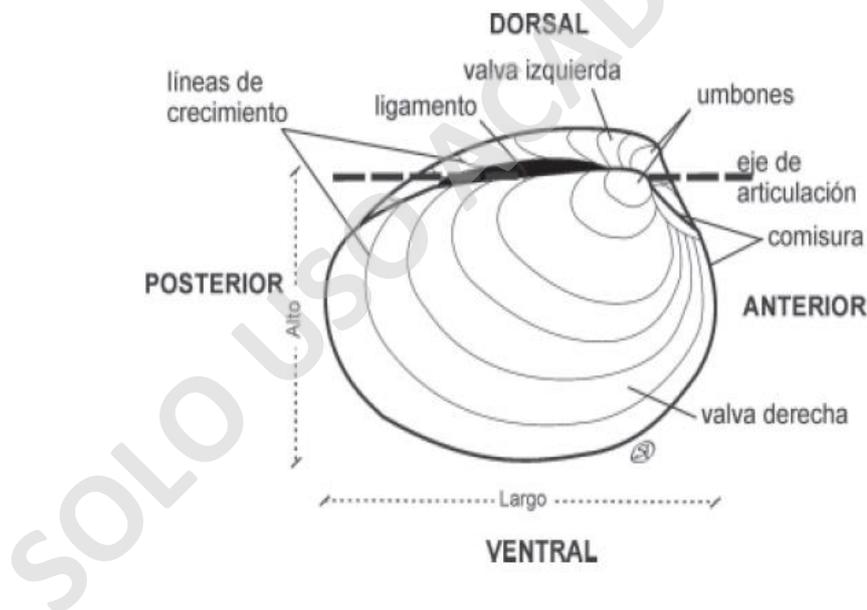


Figura 17. Características de la concha de bivalvos (obtenido de Camacho, 2008).

La forma de las valvas está determinada principalmente acorde a su simetría y al contorno de la valva en vista lateral (Camacho, 2008; Figuras 18 y 19).

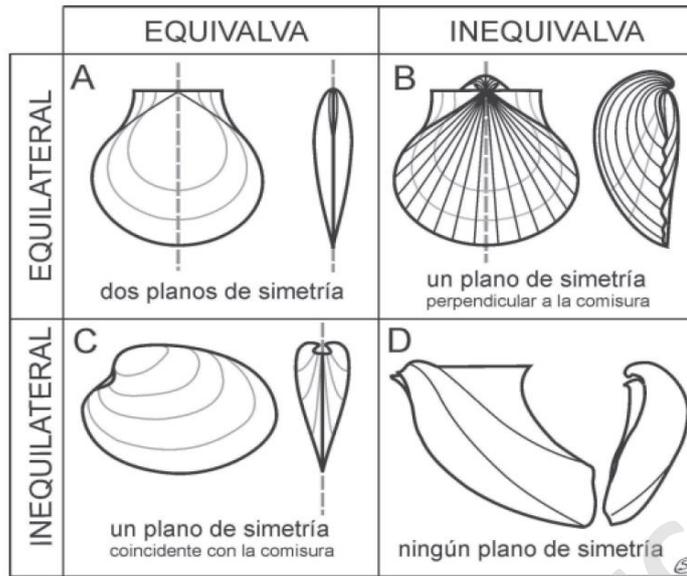


Figura 18. Simetría de las conchas de bivalvos (obtenido de Camacho, 2008).

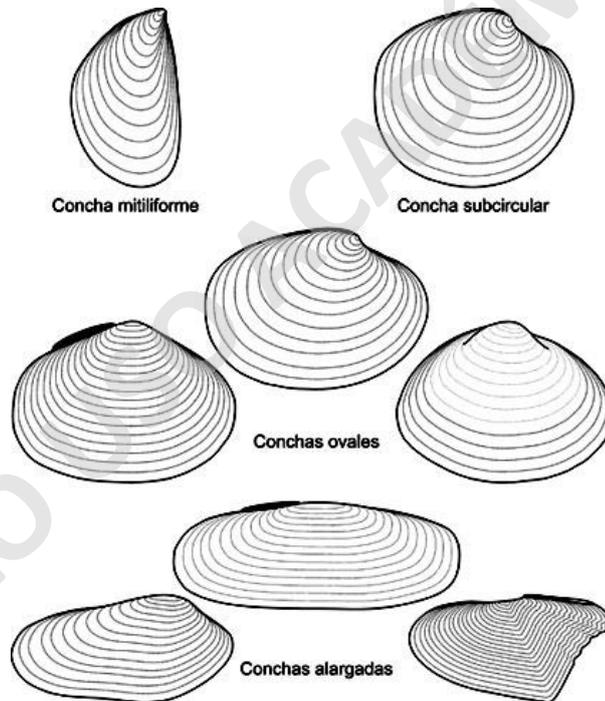


Figura 19. Forma de las conchas de bivalvos (obtenido de Aldea y Valdovinos, 2005).

La superficie valvar tiene líneas de crecimiento comarginales, que son las que indican el crecimiento del individuo, y de manera sobreimpuesta a estas hay una ornamentación (compuesta por las costillas o pliegues), que puede ser radial, comarginal u oblicua (Camacho, 2008; Figura 20).

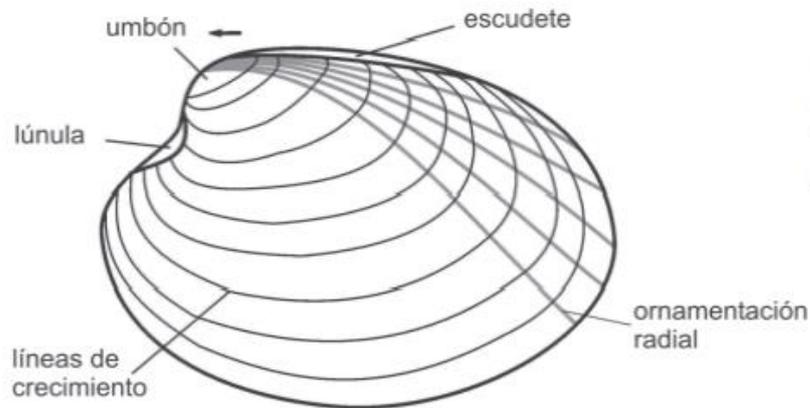


Figura 20. Líneas de crecimiento y ornamentación radial de bivalvos (obtenido de Camacho, 2008).

4.1.3 Clase Scaphopoda

Los individuos de la clase Scaphopoda son conocidos comúnmente por el nombre escafópodos y corresponden a una clase del filo Mollusca que aparecieron durante el Ordovícico medio y perduran hasta la actualidad. El registro fósil muestra que durante el Paleozoico y Mesozoico estos individuos eran escasos y que en el Cretácico Superior hubo un aumento en el número de estos moluscos (Camacho, 2008).

Una de las principales características es que a lo largo del tiempo geológico no han tenido cambios notables en su anatomía (Camacho, 2008).

Son moluscos marinos, infaunales con una distribución cosmopolita que habitan en la región bentónica desde la zona intermareal, hasta los 6.200 m de profundidad. Teniendo una exitosa vida en aguas profundas (Camacho, 2008).

La concha de los Scaphopodas

Los escafópodos tienen una longitud máxima de 0,5 m y están conformados por una conchilla calcárea fosilizable con forma de un colmillo suavemente curvado. La superficie de la conchilla puede ser lisa o tener costillas longitudinales que varían en número y grosor (Camacho, 2008).

Para la descripción taxonómica se reconoce principalmente la sección de la conchilla, la cual es variable y puede ser circular, comprimida dorsoventralmente o angulosa (Camacho, 2008; Figura 21).

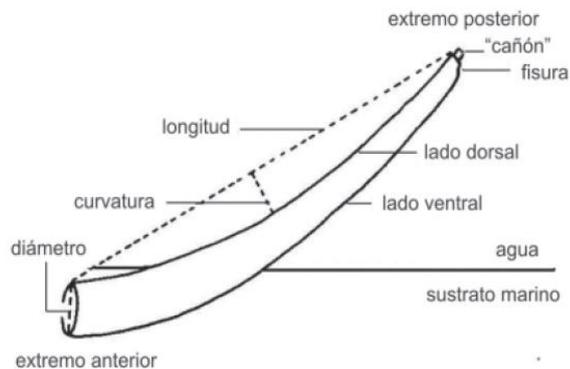


Figura 21. Anatomía de la concha de los escafópodos (obtenido de Camacho, 2008).

4.1.2 Filo Echinodermata

El filo Echinodermata corresponde a uno de los grupos de invertebrados mejor caracterizados, ya que, son individuos que perduran hasta la actualidad y que no han tenido cambios notables en su anatomía. Este filo está constituido por numerosas y variadas clases taxonómicas (Camacho, 2008).

Se caracterizan por poseer una simetría pentarradial o simetría bilateral, de un esqueleto compuesto por calcita. Además, tienen placas intradérmicas que son independientes y articuladas (Solís-Marín *et al.*, 2014).

Los individuos habitan en ambientes desde pozas de marea hasta marinos de profundidades abisales mayores a 11.000 m, es decir, viven en cualquier ambiente marino y en cualquier temperatura, desde zonas tropicales hasta los polos (Solís-Marín *et al.*, 2014).

El filo está dividido en distintas clases, principalmente separadas por la morfología esquelética de los estadios adultos (Camacho, 2008; Figura 22), es decir, por la forma del endoesqueleto de los diferentes individuos.

Phylum Echinodermata	
Subphylum Crinozoa	Clase Homoiostealea
Clase Crinoidea	Clase Homostealea
Subclase Inadunata	Clase Ctenocystoidea
Subclase Camerata	Subphylum Echinozoa
Subclase Flexibilata	Clase Holothuroidea
Subclase Articulata	Clase Edrioasteroidea
Clase Paracrinoidea	Clase Ophiocystioidea
Subphylum Blastozoa	Clase Helicoplacoidea
Clase Blastoidea	Clase Cyclocystoidea
Clase Rhombifera	Clase Edrioblastoidea
Clase Diploporita	Clase Echinoidea
Clase Eocrinoidea	Orden Echinocystitoida
Clase Parablastoidea	Orden Palaechinoida
Subphylum Asterozoa	Orden Cidaroida
Clase Asteroidea	Orden Cassiduloida
Clase Ophiuroidea	Orden Spatangoida
Subphylum Homalozoa	Orden Clypeasteroida
Clase Stylophora	

Figura 22. Sistemática del filo Echinodermata (obtenido de Camacho 2008).

4.1.2.1 Clase Echinoidea

Los Echinoidea o erizos, son una clase del filo Echinodermata, que existen desde el Ordovícico tardío. El registro fósil muestra que su mayor abundancia fue durante el Mesozoico (Camacho, 2008).

Los Echinoidea están separados informalmente en dos grupos, los regulares e irregulares (Moore, 1966). Sin embargo, solo se explicarán los irregulares que son los descritos en este trabajo.

Morfológicamente los equinoideos están adaptados para el enterramiento, prefiriendo los sustratos blandos (Galván-Villa *et al.*, 2018). Es por esto, que su forma de vida es dentro o sobre el sustrato (depende de la especie; Camacho, 2008).

Anatomía de los Echinoidea

Los equinoideos irregulares son individuos que no superan los 10 cm de longitud o diámetro (Camacho, 2008) y se caracterizan por ser aplanados y bilateralmente simétricos, poseen un esqueleto elongado, pétalos por sobre la superficie superior y 5 ambulacros e interambulacros que tienen 2 hileras de placas. Además, se caracterizan porque el interambulacro posterior es diferentes a los otros interambulacros (Moore, 1966; Figura 23).

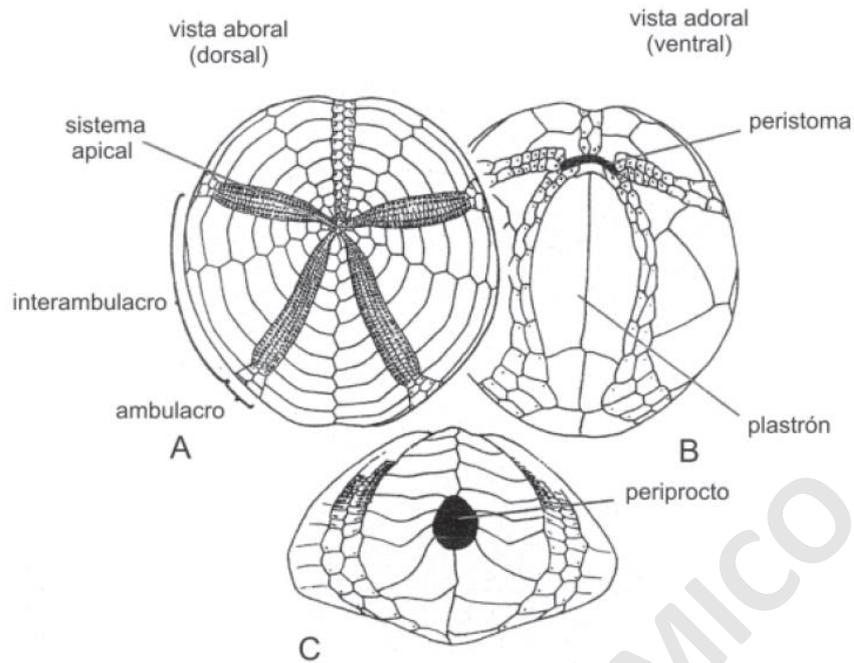


Figura 23. Anatomía de los equinoideos irregulares (obtenido de Camacho, 2008).

4.2 Icnitas

Las icnitas o trazas fósiles son estructuras que se producen en el sustrato producto de un organismo y que han sido preservadas en el registro estratigráfico (Miller, 2007; Figura 24). Este término hace referencia a estructuras biogénicas distintivas que se relacionan de manera directa o indirecta con la morfología del organismo que la generó, representando evidencias de comportamiento (Miller, 2007).

Las trazas fósiles son originadas por organismos de cuerpo blando y representan evidencias de un comportamiento del organismo, como lo puede ser el modo de vida, el tipo trófico, mecanismo de locomoción, entre otras. Es por esto, que un organismo puede generar distintos tipos de icnitas y a su vez, como contrapartida una misma traza fósil la pueden generar distintos organismos (Camacho, 2008).

En su mayoría, las icnitas no se encuentran preservadas en rocas con contenido fósil y, a la vez, una traza fósil no se preserva de igual manera en los distintos tipos de sustratos (Camacho, 2008).

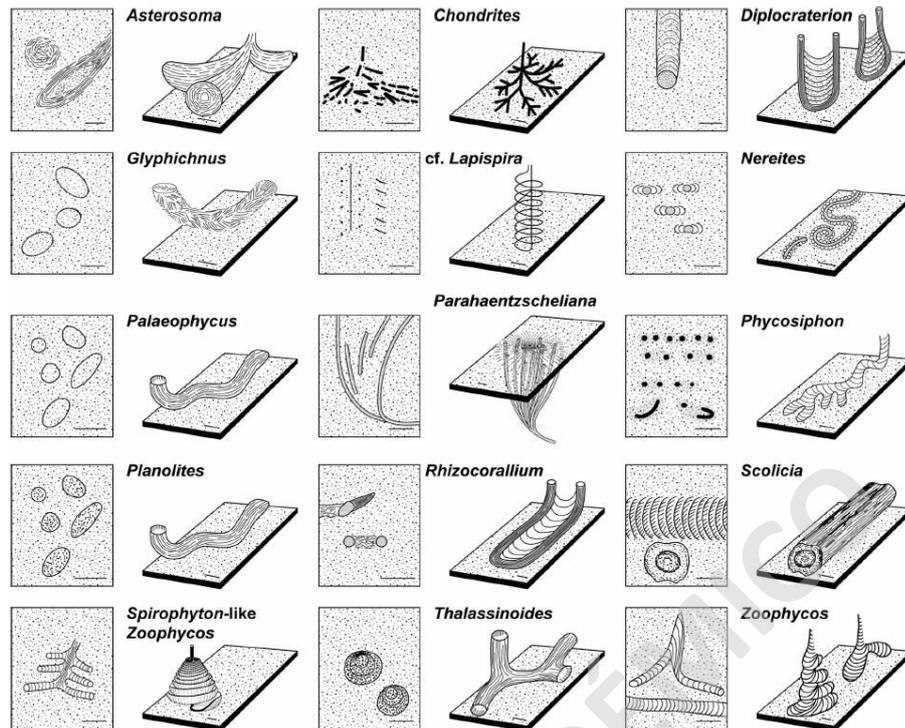


Figura 24. Tipos de Icnitas (obtenido de Wetzel, 2008).

Las icnitas se miden según la intensidad de bioturbación que hay en un sustrato rocoso, la cual mide la cantidad de animales que vivieron ahí y el tiempo en el que estos estuvieron vivos. Para esto existe un índice de bioturbación, que corresponde a un número establecido que permite comparar distintos estratos bioturbados de diferentes lugares (Nichols, 2009; Tabla 1).

Grado	Descripción
1	Rastros discretos de vida animal
2	Bioturbación afecta a menos del 30% del sedimento, estratificación es observable
3	Entre el 30% y 60% del sedimento está bioturbado, estratificación es observable
4	60% al 90% del sedimento está bioturbado, estratificación es observable
5	Más del 90% está bioturbado, la estratificación es casi indistinguible
6	Sedimento casi totalmente reelaborado por la bioturbación, pareciera que no existe estratificación

Tabla 1. Escala de intensidad de bioturbación creada para la comparación de depósitos en diferentes lugares (obtenido de Nichols, 2009).

Capítulo 5: Resultados; Estratigrafía y taxonomía

La sección estratigráfica levantada para este estudio está ubicada en la ladera este del Monte Tarn, exactamente a los 405 m.s.n.m. (Figuras 25 y 26), que es el sector en donde comienza la exposición de los afloramientos. El acceso a la zona de estudio requiere atravesar bosques y turbas, por lo que el acenso resulta menos complejo en verano, ya que, en invierno se encuentra totalmente cubierto por nieve.

El Monte Tarn, desde el nivel del mar hasta la cumbre tiene 825 m de altura, en un relieve constituido por un primer tramo de baja pendiente que es hasta los 405 m dominado principalmente por vegetación y un segundo tramo, que comienza a partir de los 405 m hasta la cumbre, conformado por superficies abruptas y dominado por rocas y sedimentos.

Los afloramientos están compuestos por una sucesión de rocas sedimentarias estratificadas dispuestas subhorizontalmente que tienen una orientación promedio de N55O/53SO y una pendiente que varía desde los $\sim 0^\circ$ a los 53° .

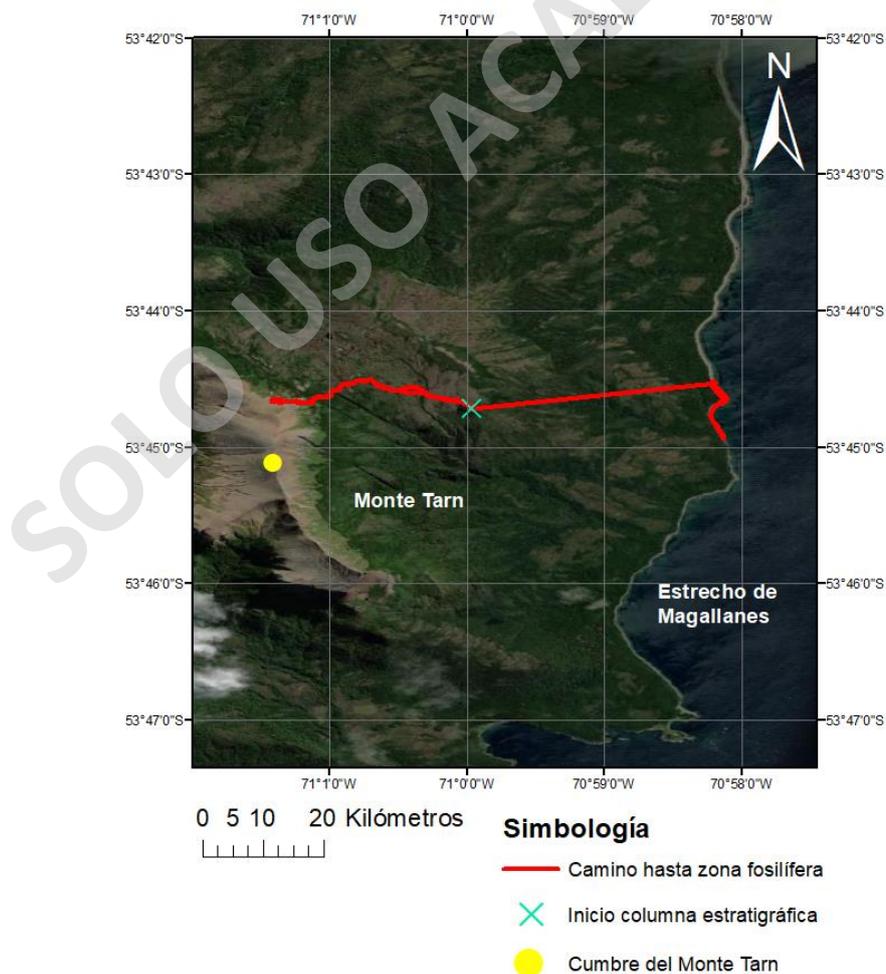


Figura 25. Camino recorrido durante el terreno. (elaboración propia; Escala 1:25.000).



Figura 26. Ladera NE del Monte Tarn. Polígono rojo expone los metros trabajados en terreno (elaboración propia).

5.1 Caracterización estratigráfica del Monte Tarn

La toma de datos en terreno permitió la elaboración de la siguiente columna estratigráfica (Escala 1:500; Figuras 27 y 28).

Leyenda		Simbología	
	Arenisca		Contacto concordante inferido
	Lutita		Contacto erosivo
	Limolita		Tramo cubierto
			Clastos con glauconita
			Roca clástica discordante
			Concreciones calcáreas
			Laminación ondulosa
			Ammonoideos
			Equinodermos
			Bivalvos
			Escafópodos
			Anélidos
			Fragmentos de conchas indeterminadas
		Zo <i>Zoophycos</i> isp.	
		Ch <i>Chondrites</i> isp.	
		Pa <i>Palaeophycus</i> isp.	
		Sc <i>Scolicia</i> isp.	

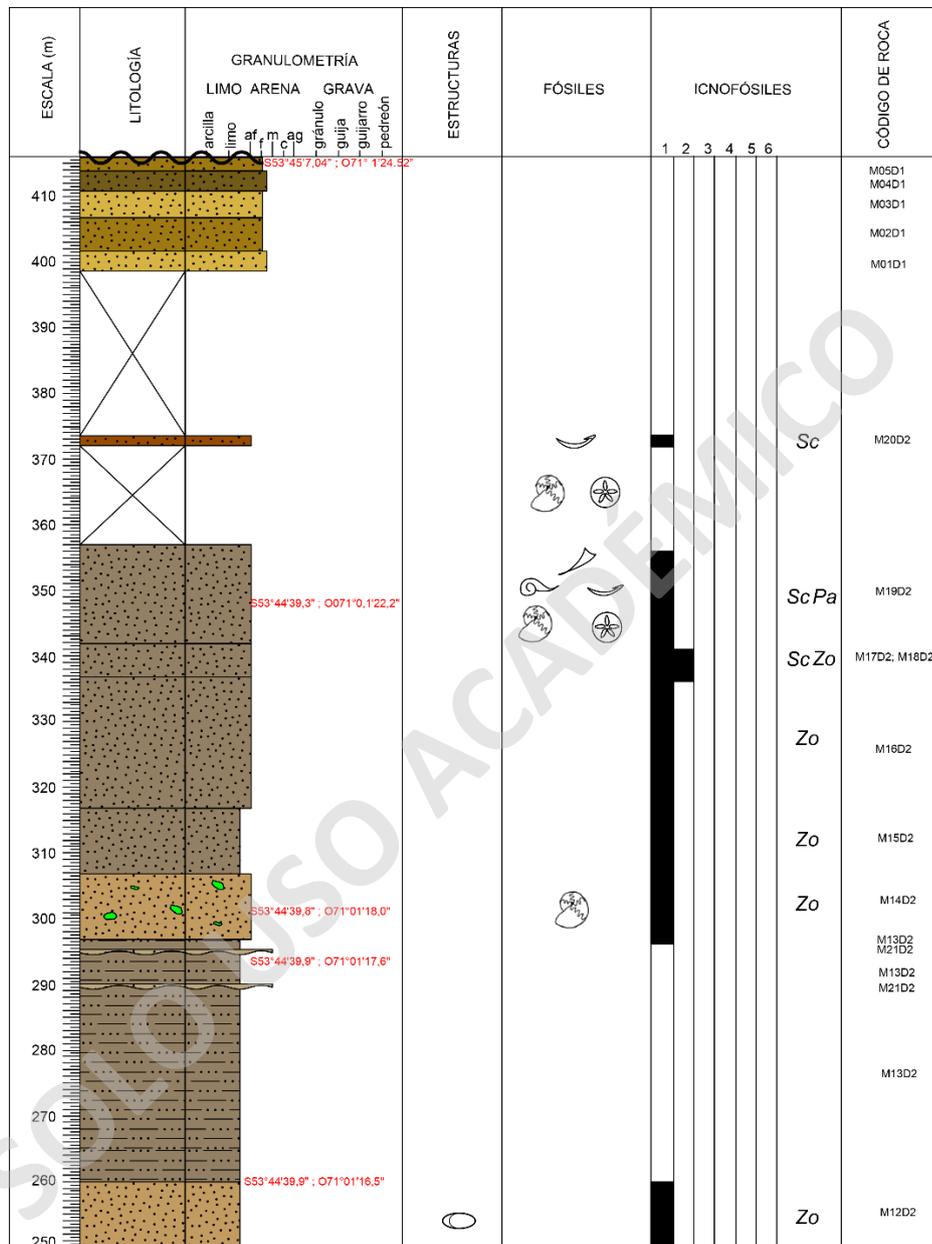


Figura 28. Columna estratigráfica de 250–420 m. En color rojo están las coordenadas geográficas del nivel estratigráfico.

Descripción de base a techo de la columna estratigráfica

0 – 6 metros: Lutita arenosa con cemento silíceo, de color gris y muy dura.

6 – 21 metros: Tramo cubierto por vegetación.

21 – 93 metros: Intercalación de areniscas limosas con areniscas muy finas y lutitas arenosas de color gris, con cemento silíceo y muy duras. Al techo de estas rocas hay un contacto concordante inferido.

93 – 103 metros: Tramo cubierto por vegetación.

103 – 130 metros: Areniscas con cemento silíceo, de color pardo grisáceo que tienen fósiles de costillas de ammonoideos (Figura 29A) y concreciones calcáreas de un diámetro promedio de 10 cm (Figura 29B) que poseen fragmentos de conchas de individuos indeterminados y bioturbación de icnitas mal preservadas en un índice 1 (Tabla 1).



Figura 29. A) Costillas incompletas de un ammonoideo indeterminado; B) Concreciones calcáreas. Ambas imágenes tienen el código de muestra M05D2.

130 – 141 metros: Tramo cubierto por vegetación.

141 – 183 metros: Areniscas limosas y areniscas muy finas de color pardo grisáceo con cemento silíceo. Las areniscas limosas tienen en un 40% líticos sedimentarios que están alterados (en comparación con el total de líticos de la roca) a glauconita. En todo este tramo hay concreciones calcáreas de un diámetro promedio de 20 cm (Figura 30A y 30B), clastos con bordes redondeados de tamaños variables entre 1 y 2 cm que son de granulometría gruesa y que están alterados a glauconita (Figura 30C y 30D). También, hay presencia de un fósil de anélido indeterminado (Figura 30E) y bioturbación en una intensidad 2 (Tabla 1)

conformada por los icnogéneros *Zoophycos*, *Chondrites* y *Palaeophycus*.

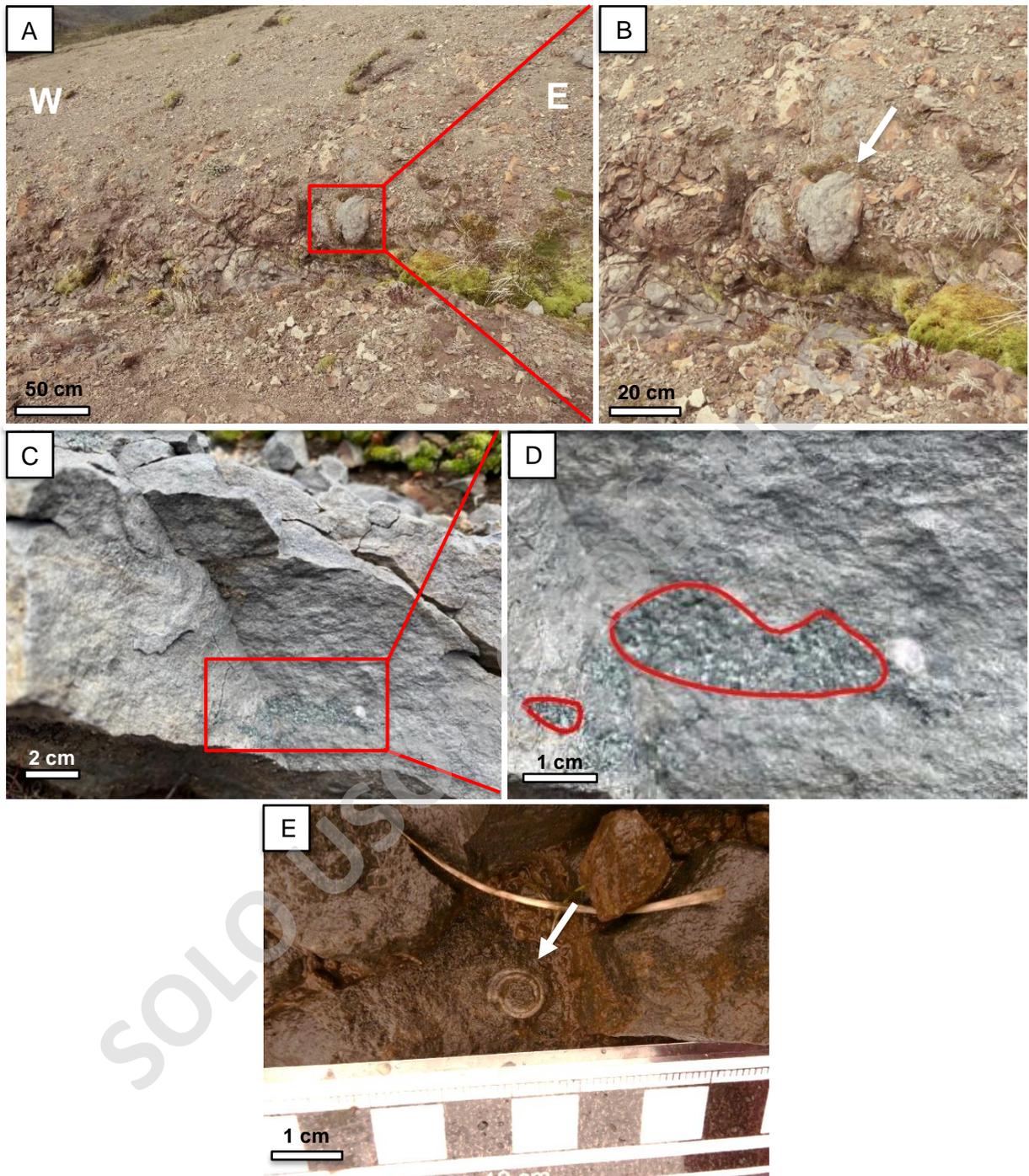


Figura 30. A y B) Concreciones calcáreas; C y D) Clastos alterados a glauconita; E) Fósil de un anélido indeterminado. Todas las imágenes tienen el código de muestra M06D2.

183 – 205 metros: Arenisca muy fina de color pardo grisáceo con cemento silíceo. La roca tiene clastos con bordes redondeados de granulometría limo/arena muy fina que están alterados a glauconita. Hay laminación ondulosa (Figura 31A y 31B), fósiles de equinodermos y fragmentos de conchas de individuos indeterminados. También, las rocas tienen

bioturbación en un índice 2 (Tabla 1) de los icnogéneros *Zoophycos* (Figura 31C y 31D), *Scolicia* y *Palaeophycus*.

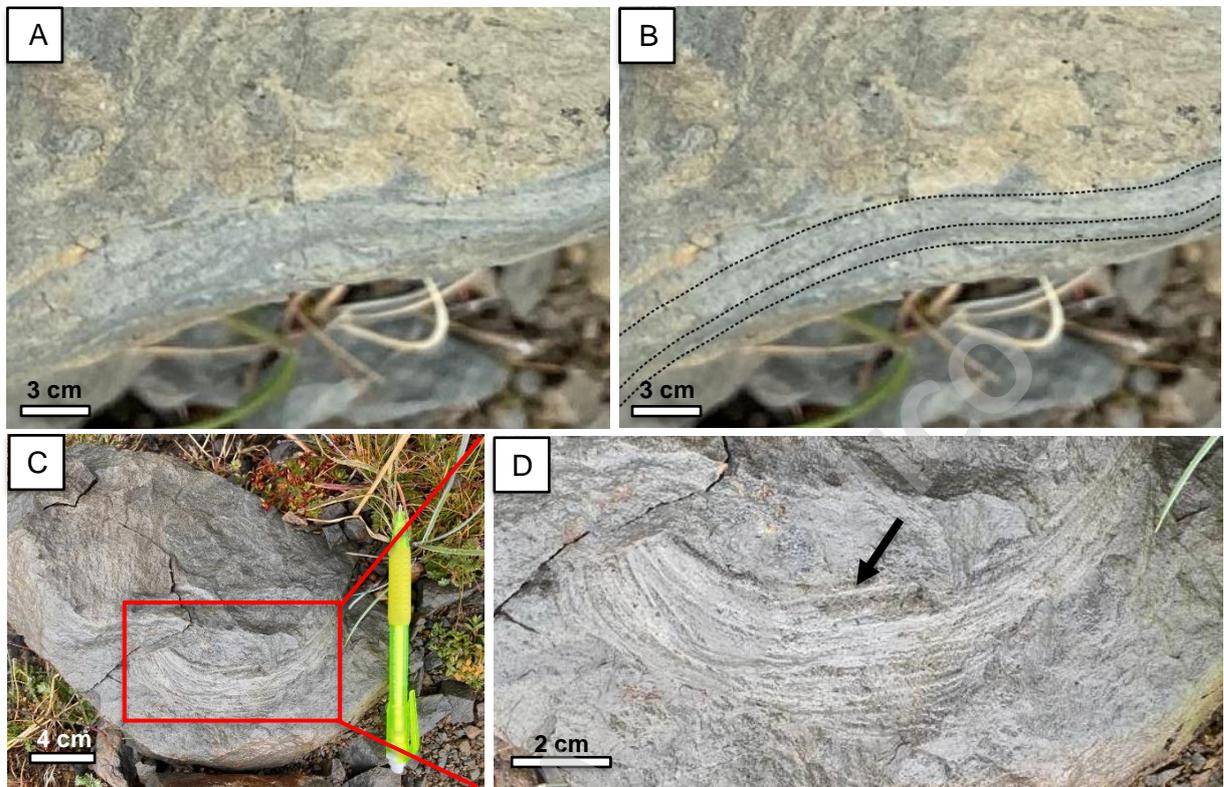


Figura 31. A y B) Laminación ondulosa (línea punteada la expone; M08D2); C y D) Traza fósil *Zoophycos* isp. (M07D2).

205 – 216 metros: Arenisca limosa de color pardo grisáceo con cemento silíceo que tiene en un 40% líticos sedimentarios (en comparación con el total de líticos identificados en la roca) alterados a glauconita. La roca tiene bioturbación en un índice 2 (Tabla 1) de los icnogéneros *Zoophycos* y *Chondrites* (Figura 32A y 32B).

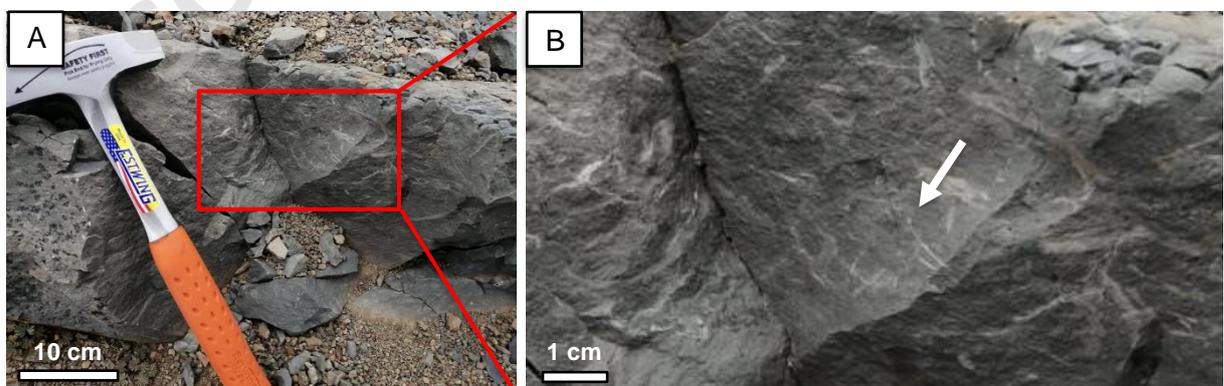


Figura 32. A y B) Traza fósil de tipo *Chondrites* isp. (M09D2).

216 – 250 metros: Arenisca limosa silíceo de color pardo grisácea. La roca tiene clastos con bordes redondeados que son de granulometría limo/arena muy fina y que están alterados a glauconita. Hay fósiles de equinodermos y bioturbación en una intensidad 1 (Tabla 1) de los icnogéneros *Zoophycos* y *Scolicia*. Esta arenisca está afectada por una roca clástica (Figura 33) de coloración blanquecina que tiene cuarzos anhedrales y biotitas subhedrales, ambos de tamaño variable entre 0,1–0,2 cm que se encuentran bien redondeadas. Igualmente tiene líticos con buen redondeamiento y esfericidad. Esta roca es clasificada a muestra de mano como una Subarcosa silíceo. Por demás, hacia el SE está concordante a la arenisca limosa y hacia el NW está discordante, cortando la estratificación.



Figura 33. Flecha negra señala el dique clástico (M10D2).

250 – 260 metros: Arenisca limosa de color pardo grisáceo con cemento silíceo que tiene concreciones calcáreas de un diámetro promedio de 20 cm y bioturbación en un índice 1 (Tabla 1) del tipo *Zoophycos*.

260 – 297 metros: Limolita arenosa de color pardo grisáceo, con cemento silíceo que hacia el techo tiene intercalaciones de capas de 10–15 cm de una arenisca de granulometría media con clastos de alta esfericidad, buen redondeamiento y moderada madurez composicional, que están en un contacto con forma sinuosa (Figura 34).

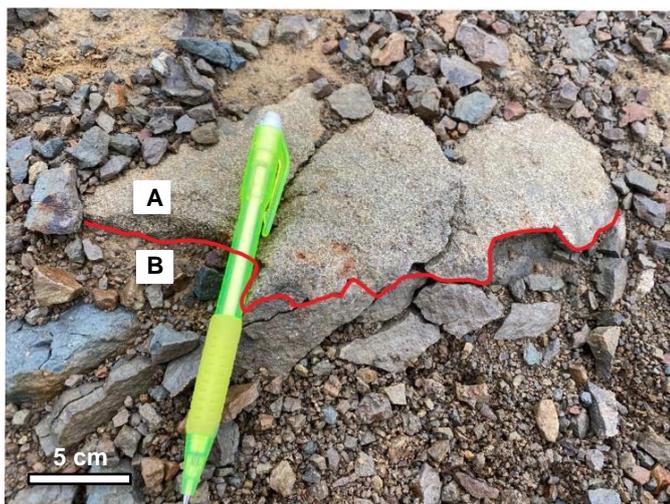


Figura 34. Contacto sinuoso (color rojo) entre limolita arenosa (B; M13D2) y arenisca media (A; M21D2).

297 – 307 metros: Arenisca muy fina de color pardo grisácea, que tiene cemento silíceo con bioturbación en un índice 1 (Tabla 1) del icnogénero *Zoophycos*. Esta roca tiene clastos redondeados alterados a glauconita que son de un tamaño de 1–2 cm en un porcentaje <1% respecto al porcentaje total de componentes de la roca. Además, en este tramo se encontró un rodado con fragmentos de un ammonoideo incompleto (no figurado).

307 – 317 metros: Arenisca limosa de color pardo grisáceo con cemento silíceo que tiene bioturbación índice 1 (Tabla 1) de *Zoophycos*.

317 – 342 metros: Areniscas muy finas silíceas de color pardo grisáceo que tiene un índice de bioturbación 1–2 (Tabla 1) de los icnogéneros *Zoophycos* y *Scolicia*.

342 – 357 metros: Arenisca silícea muy fina de tonalidad parda grisácea. La roca tiene bioturbación en un índice 1 (Tabla 1) y además tiene abundante contenido fósil. En este tramo se pueden apreciar *Maorites* aff. *densicostatus* (Figura 35A), costillas de *Diplomoceras* sp. (Figura 35B), abundantes equinodermos irregulares del superorden Atelostomata que están muy meteorizados y deformados, *Dentalium* sp. (Figura 35C), bivalvos de la familia Veneridae (Figura 34D), además de fragmentos de conchas de individuos indeterminados. En cuanto a las trazas fósiles hay del tipo *Paleophycus in situ* y del icnogénero *Scolicia* en formas de rodados (Figura 35E).

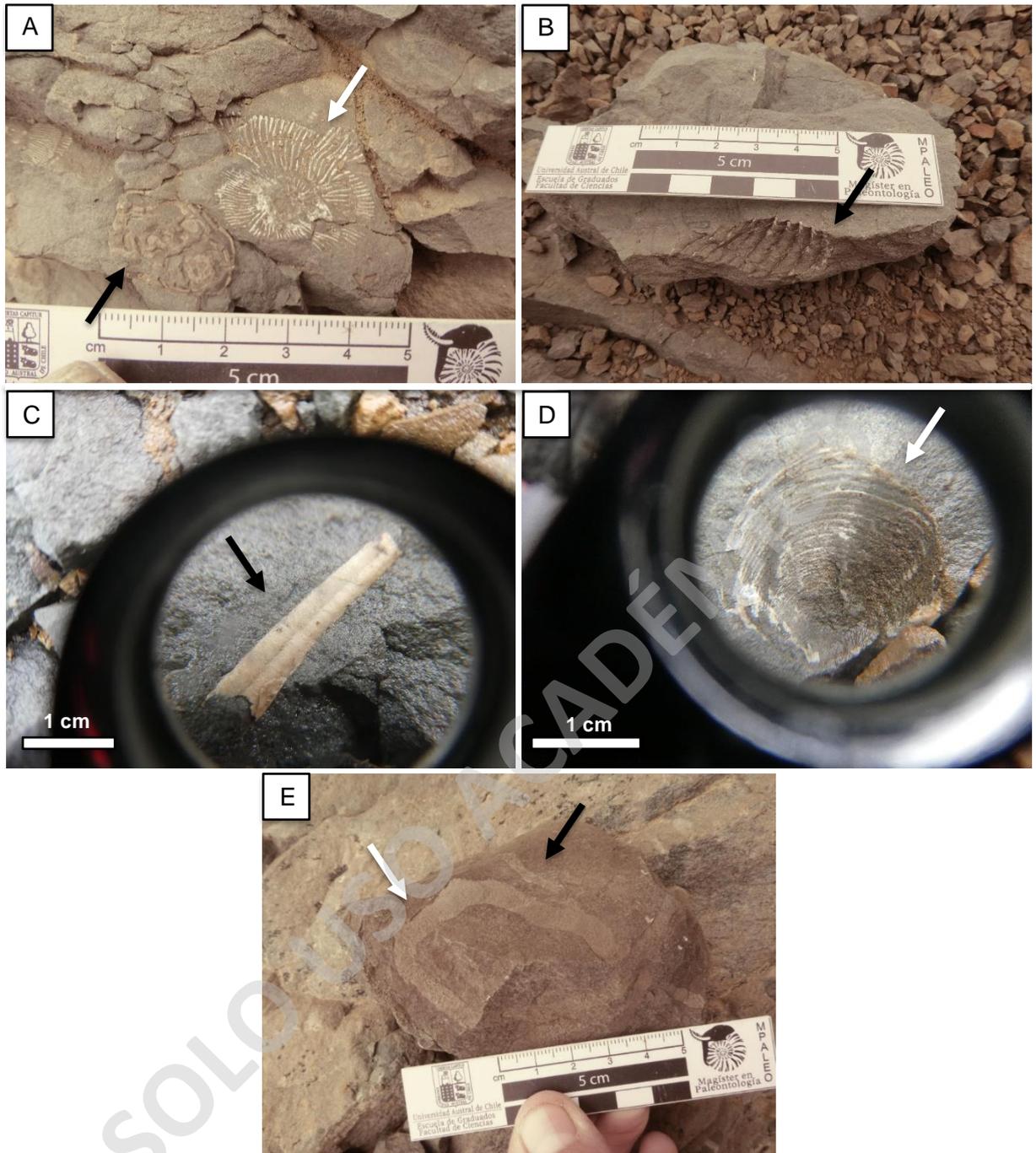


Figura 35. A) *Maorites* aff. *densicostatus* (flecha blanca) y un equinoideo indeterminado (flecha negra); B) Costillas incompletas de un *Diplomoceras* sp.; C) *Dentalium* sp. (fotografiado con aumento 10x); D) Molde externo de Veneridae indet. (fotografiado con aumento 10x); E) *Paleophycos* isp. (flecha negra) y *Scolicia* isp. (flecha blanca). Código de muestra M19D2.

357 – 372 metros: Tramo cubierto por vegetación y sedimentos. Sin embargo, tiene rodados de *Diplomoceras* sp. (Figura 36A), *Maorites* sp. (Figura 36B), bivalvos de la familia Veneridae y fragmentos de equinodermos con sus poros preservados (Figura 36C). Igualmente hay rodados con trazas fósiles del icnogénero *Scolicia*.

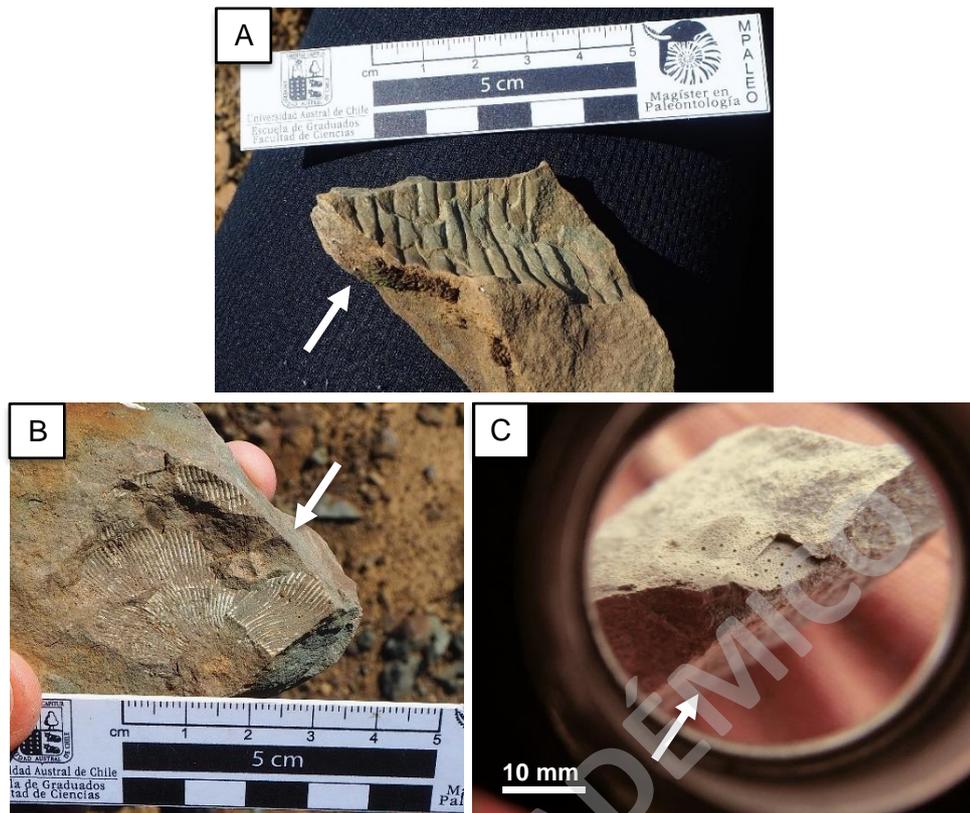


Figura 36. A) Costillas incompletas de *Diplomoceras* sp.; B) *Maorites* sp.; C) Fragmentos de equinodermos con sus poros preservados (fotografiado con aumento 10x).

372 – 373,5 metros: Arenisca muy fina con cemento silíceo que tiene una coloración parda burdeo. Esta tiene bivalvos indeterminables (Figura 37), muy mal preservados. También hay bioturbación del índice 1 (Tabla 1) del tipo *Scolicia*.



Figura 37. Molde externo de un bivalvo indeterminado (M20D2).

373,5 – 398,5 metros: Tramo cubierto por sedimentos finos.

398,5 – 420 metros: Cima del Monte en donde afloran areniscas estratificadas de granulometría fina a media y de tonalidades pardas variadas. Éstas están muy erosionadas y meteorizadas.

5.2 Paleontología sistemática

Filo Mollusca Linnaeus, 1758

Clase Cephalopoda Cubier, 1979

Orden Ammonitida Hyatt, 1889

Familia Kossmaticeratidae Spath, 1922

Género *Maorites* Marshall, 1926

Especie tipo: *Maorites tenuicostatus* MARSHALL, 1926, p. 177 (por designación original)

Maorites aff. densicostatus (Kilian y Reboul, 1909)

Figura 38

Material: MT-IP-06-10, MT-IP-06-02, MT-IP-06-08a. Tres ejemplares con moderado estado de preservación. MT-IP-06-8a y MT-IP-06-02 corresponden a moldes externos que exponen fragmentos de la vuelta del sifón del ammonoideo. En cambio, el MT-IP-06-10 es un molde interno correspondiente a fragmentos de la vuelta del sifón y la zona ventral. La descripción se realizará a partir de los ejemplares MT-IP-06-08a y MT-IP-06-10 que corresponden a los individuos que tienen mejor preservación.

Descripción: El ejemplar MT-IP-06-08a tiene un diámetro aproximado de 3,5 cm y un alto de la vuelta que varía entre 1 a 0,5 cm. Este ejemplar tiene una concha con una costulación estriada, de forma platicona que posee un enrollamiento planoespiral de carácter involuto con numerosas vueltas. Tiene densas y estrechas costillas que hacia el ombligo son menos prominentes y prosirradiadas. En cambio, a partir de las 2/5 partes del flanco estas comienzan a ser más prominentes, aleatoriamente bifurcadas, con una orientación proversa y forma convexa en la mitad del flanco, en donde progresivamente se curvan en un ángulo de 20°. Las costillas que no están bifurcadas tienen un espacio intercostal de 0,1–0,2 cm. La región ventral del ejemplar MT-IP-06-10 es aguda con un ancho de la vuelta de 1 cm aproximadamente.

Ninguno de los ejemplares presenta tubérculos u otros ornamentos. No se observan líneas de suturas.

Comentarios: Los especímenes observados en la zona de estudio superan a los colectados, los que no fueron extraídos debido a la mala preservación que estos tienen, por lo que extraerlos ponía en riesgo la integridad del ejemplar.

El primer registro de *Maorites* en la localidad corresponde al encontrado por Charles Darwin el año 1834, el cual corresponde al primer ammonoideo registrado en Sudamérica (Lister, 2018).

La concha de tipo platicona en conjunto a las características de las costillas permite la identificación de esta especie. Además, en localidades cercanas a la zona de estudio (Fuerte Bulnes y Puerto del Hambre), específicamente en las formaciones Fuentes y Rocallosa se han encontrado ammonoideos de enrollamiento planoespiral que han sido asignados a este género (Leppe *et al.*, 2018).

Ubicación: Los ejemplares extraídos fueron colectados en la ladera NE del Monte Tarn, exactamente en el nivel estratigráfico M19D2, M05D2. También, fueron hallados en forma de rodado en el nivel M14D2 y en el tramo cubierto entre los 357 y 372 metros.

Distribución cronoestratigráfica global: Maastrichtiano tardío, Formación Río Blanco, Península de Brunswick, Chile. Maastrichtiano, Formación López de Bertodano, Isla Seymour, Antártica. Maastrichtiano tardío, Formación Quiriquina, Cocholgüe, Chile. Maastrichtiano, Formación Miria, Giralía Range, Australia.

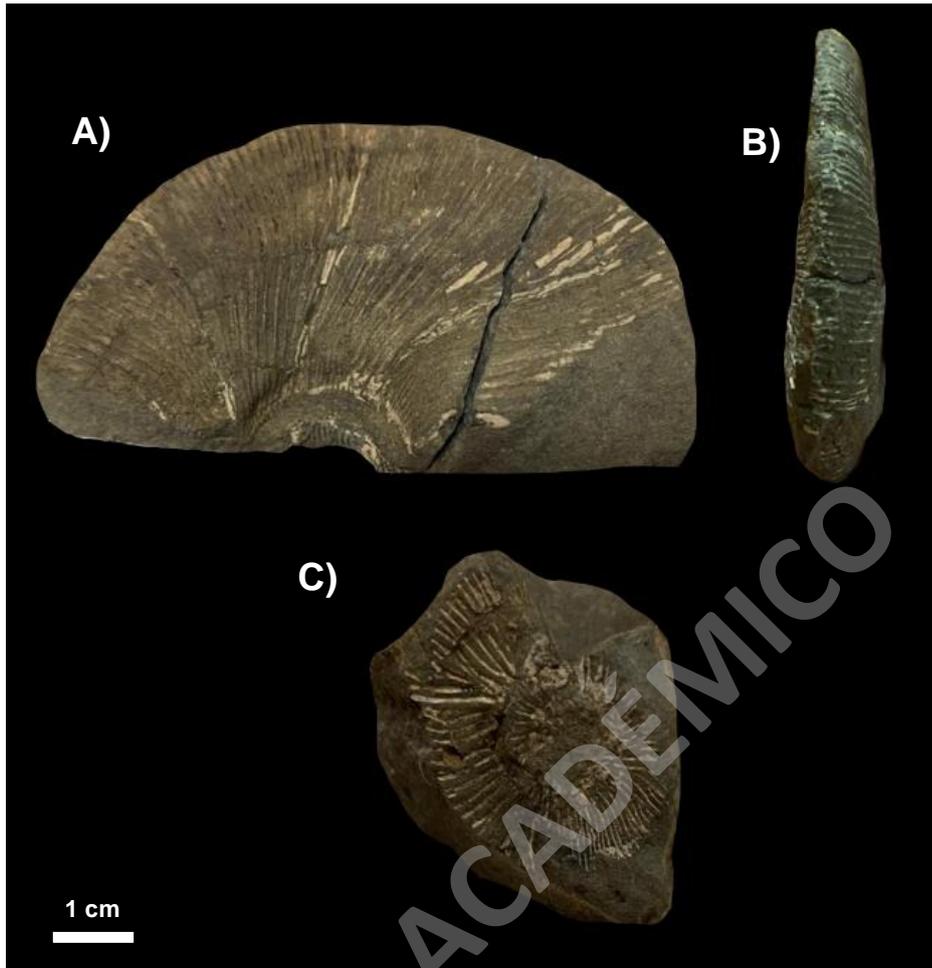


Figura 38. A) Vista lateral de un *Maorites* aff. *densicostatus* (MT-IP-06-10); B) Vista ventral (MT-IP-06-10); C) Vista lateral de *Maorites* sp. (MT-IP-06-8a).

Familia Diplomoceratidae Spath, 1926

Género *Diplomoceras* Hyatt, 1900

Especie tipo: *Baculites cylindracea* DEFRANCE, 1816, p. 160 (por designación original)

***Diplomoceras* sp.**

Figura 39

Material: MRS01MT, MRS02MT, MRS03MT, MT-IP-06-03. Cuatro ejemplares colectados, de los cuales tres son fragmentos, posiblemente de un mismo individuo y que se encuentran resguardados en el Museo de Historia Natural de Río Seco. Estos tienen preservación mala a moderada tratándose de moldes externos. Debido a la preservación de los ejemplares la descripción se realizará en base a los individuos MRS02MT y MRS01MT, que corresponden a los que se les observan características diagnósticas.

Descripción: La muestra MRS01MT corresponde a parte del gancho del espécimen, exponiendo un enrollamiento de tipo diplomocerátido. Las costillas son gruesas y distales con un espacio intercostal de 3–4 mm que tienen una forma cóncava hacia la cercanía del gancho. La muestra MRS02MT es una parte del flanco del individuo, el cual es inflado con costillas que tienen una dirección rectirradiada a débilmente prosirradiadas, gruesas y con un espacio intercostal de 3 mm aproximadamente.

La sección ventral y dorsal no están preservadas.

Comentarios: Este género es característico por su enrollamiento diplomocerátido, el cual en el Monte Tarn fue identificado gracias a la existencia de la parte curva del flanco. Además, de que este género está documentado en la localidad cercana a la zona de estudio (Fuerte Bulnes) en las formaciones Fuentes y Rocallosa (Leppe *et al.*, 2018).

Charles Darwin en Puerto del Hambre documentó un ejemplar de la especie *Diplomoceras cylindraceum* el cual es uno de los primeros registros que hay en Sudamérica de ammonoideos junto al mencionado anteriormente *Maorites* (Lister, 2018).

A pesar de aquella documentación, este ejemplar descrito no fue atribuido a la especie encontrada por Charles Darwin, debido a que la preservación de los individuos hallados en el Monte Tarn es mala, pudiendo ser fragmentos de otras especies de *Diplomoceras* registradas en las formaciones Fuentes y Rocallosa (Leppe *et al.*, 2018).

Ubicación: Ejemplares encontrados en la ladera NE del Monte Tarn, en los niveles estratigráficos M19D2 y en rodados del tramo cubierto entre los 357 y 372 metros.

Distribución cronoestratigráfica global: Maastrichtiano, Formación Moreo, California, EE.UU. Maastrichtiano temprano, Formación Craie de Ciplu, Cuenca del Mons, Bélgica. Maastrichtiano, Valle Medio de Naibuchi, sur de Sajalín. Maastrichtiano, Hamiteskloft, costa norte de Nugsuaq, Groenlandia. Maastrichtiano tardío, Formación Quiriquina, Cocholgue, Chile. Maastrichtiano, Formación López de Bertodano, Isla Seymour, Antártica. Maastrichtiano tardío, Formación Río Blanco, Península de Brunswick, Chile. Maastrichtiano, Formación Miria, Giralía Range, Australia.

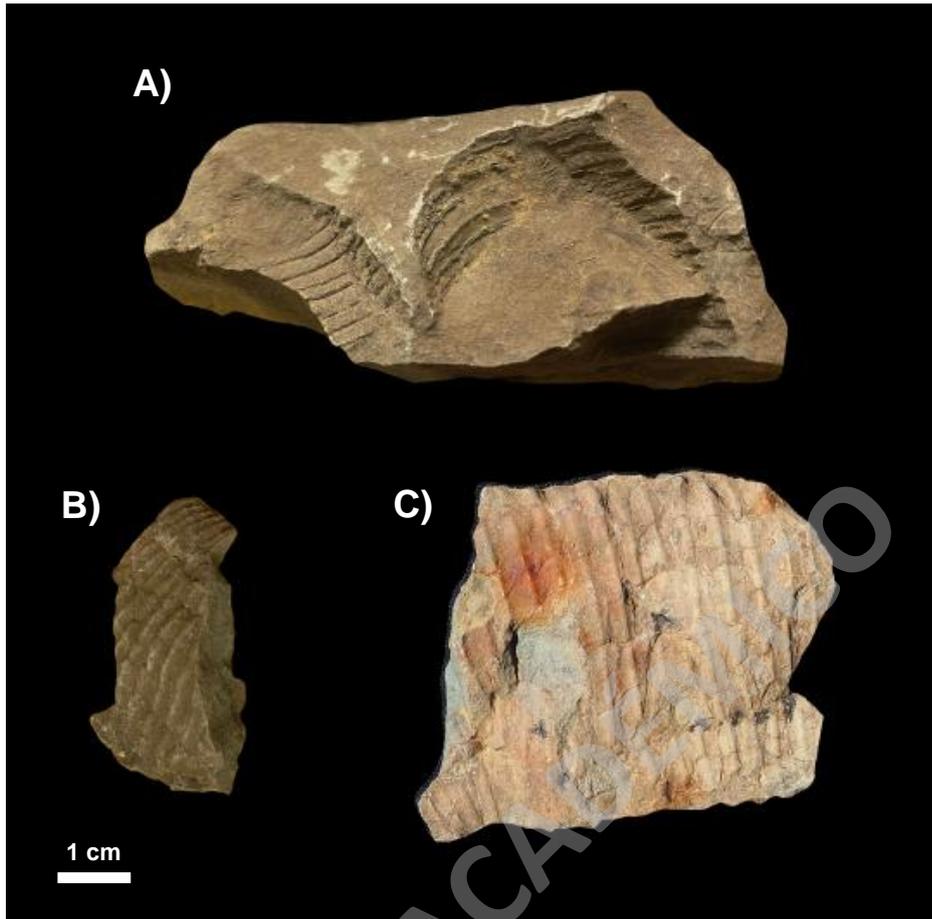


Figura 39. A) Gancho de un *Diplomoceras* sp. (MRS01MT); B y C) Costillas de un *Diplomoceras* sp. (MRS02MT).

Clase Bivalvia Linnaeus, 1758

Orden Venerida Gray, 1854

Familia Veneridae Rafinesque, 1815

Género tipo: *Venus* LINNAEUS, 1758, p. 824 (por designación original)

Veneridae indet.

MT-IP-06-13b, MRS04MT

Figura 40

Material: MT-IP-06-13b, MRS04MT. Dos ejemplares mal preservados (características diagnósticas no son expuestas en su totalidad) en forma de molde externo, que tienen solo una valva con las costillas preservadas.

Descripción: Concha inequilateral de 1,8 cm de largo y 2 cm de altura respectivamente, con una forma subcircular. La escultura externa es concéntrica y tiene una ornamentación

comarginal, en donde las costillas que están en el margen posterior se encuentran más distantes que las del margen anterior.

A causa de que solo hay una valva preservada no se conoce si el individuo es equivalvo. Tampoco se observa la charnela ni la comisura. Líneas de crecimiento no están preservadas en los ejemplares.

Comentarios: En Puerto del Hambre Charles Darwin registró un fósil de esta familia clasificado como *Lucina excéntrica* (Darwin, 1846) el cual corresponde a una especie inquirenda.

El fósil aquí colectado es asociado a esta familia a partir de su forma ovalada y costillas comarginales. Además, de la similitud que tiene con el espécimen encontrado por Charles Darwin.

Ubicación: Ejemplares colectados en la ladera NE del Monte Tarn. MT-IP-06-13b estaba en el nivel estratigráfico M19D2 y el MRS04MT. Igualmente, fue extraído un rodado expuesto en el tramo cubierto entre los 357 y 372 metros.

Distribución cronoestratigráfica global: Paleozoico–actualidad. Distribución cosmopolita.



Figura 40. Molde externo de Veneridae indet. (MT-IP-06-13b).

Clase Scaphopoda Bronn, 1862

Orden Dentaliida Bronn, 1862

Familia Dentaliidae Gray, 1834

Género *Dentalium* Linnaeus, 1758

Especie tipo: *Dentalium elephantium* LINNAEUS. 1758, p. 824 (por designación posterior)

***Dentalium* sp.**

Figura 41

Material: MT-IP-06-13a. El material corresponde a un molde externo de la concha de un ejemplar que está moderadamente bien preservado.

Descripción: Conchilla calcárea con una longitud de 1,7 cm y diámetro de 0,4 cm que tiene una disminución desde el extremo anterior al posterior, que varía de 0,5–0,3 cm respectivamente. La conchilla es arqueada con una curvatura cóncava en la parte dorsal en un ángulo de 5° y tiene una sola costilla longitudinal gruesa en el centro de una extensión desde el extremo anterior al posterior con un ancho de 0,05 cm.

Comentarios: Las características enunciadas para este ejemplar concuerdan con el género *Dentalium*, principalmente por la morfología arqueada de la concha y su costilla gruesa en el centro extendida a lo largo de esta.

Ubicación: Ejemplar encontrado en la ladera NE del Monte Tarn, exactamente en el estrato M19D2.

Distribución cronoestratigráfica global: Ordovícico medio–actualidad. Cosmopolita.



Figura 41. *Dentalium* sp. (MT-IP-06-13a).

Filo Echinodermata Klein, 1754

Clase Echinoidea Leske, 1778

Superorden Atelostomata Zittel, 1879

Atelostomata indet.

Figura 42

Material: MT-IP-06-09a, MT-IP-06-09c, MT-IP-06-09f, MT-IP-06-08b, MT-IP-06-08c. Se recolectó un total de cinco ejemplares. El ejemplar MT-IP-06-09a se encuentra incompleto y tiene moderada preservación en un molde interno. El resto del material está en un mal estado de preservación, fuertemente deformados y meteorizados. Es por esto, que la descripción se hace en base al ejemplar MT-IP-06-09a.

Descripción: Simetría bilateral en vista pentaradial. En vista lateral el interambulacro 2 tiene un largo de 1,5 cm aproximadamente y está conformado por 4 hileras en las placas interambulacrales que disminuyen su tamaño hacia el sistema apical. Se observan 4 pares de poros preservados en el ambulacro I.

Comentarios: La cantidad de especímenes observados superan con creces a los colectados. Sin embargo, no todos fueron extraídos debido a que están muy mal preservados y extraerlos pone en riesgo la integridad de ellos.

A partir del estado de preservación que tiene el ejemplar descrito, se pudo llegar solo al superorden. No obstante, basado en la distribución global y edad acotada a la zona de estudio podría corresponder al orden Spatangoida Agassiz, 1840 u Holasteroidea Durham y Melville, 1957, que son ordenes con registro cosmopolita con una edad geológica desde el Cretácico temprano.

Ubicación: Ejemplares colectados en la ladera NE del Monte Tarn, en el estrato M19D2. Igualmente fueron observados en M08D2, M10D2 y en rodados del tramo cubierto entre los 357 y 372 m.

Distribución cronoestratigráfica global: Valanginiano–actualidad. Distribución cosmopolita.



Figura 42. Molde interno de Atelostomata indet. (MT-IP-06-09a).

5.2.1 Icnología del Monte Tarn

Icnogénero *Scolicia* De Quatrefages, 1849

***Scolicia* isp.**

Figura 43

Material: Fotografía de terreno de una icnita bien preservada.

Descripción: Traza fósil horizontal subcilíndrica con un diámetro de 0,8 cm, bilateralmente simétrica con pequeñas láminas cóncavas. Las paredes laterales son sinuosas e irregulares.

Comentarios: La mayoría de los registros del Cretácico y Terciario están generados por equinoideos irregulares del orden de los Epatangidos o similares. Igualmente, pueden estar asociadas a gastrópodos y/o crustáceos (García-Ramos, 1984).

Ubicación: Ejemplares ubicados en la ladera NE del Monte Tarn, entre los 337 a 373,5 m de la columna estratigráfica.

Distribución cronoestratigráfica global: Burdigaliense, Formación Navidad, Isla Ipún, Chile. Cretácico, Formación Zapotitlán, Sierra del Tentzo, México. Gzheliano, Formación Elephant Canyon, Utah, Estados Unidos. Albiano, Formación Kiowa, Kansas, Estados Unidos. Cretácico, Formación Cedar District, British Columbia, Canadá. Cretácico Superior, Formación Ihungia, Waipatiki, Nueva Zelanda.

Ambiente: Marino profundo, sedimentos someros de plataforma y ambiente de playa (García-Ramos, 1984).

Ichnogénero *Palaeophycus* Hall, 1847

***Palaeophycus* isp.**

Figura 43

Material: Fotografía de terreno de una icnita bien preservada.

Descripción: Traza fósil con forma cilíndrica recta con ocasionales curvas. Tiene un diámetro de 1 cm promedio que perdura a lo largo de la traza. Presenta paredes lisas y un relleno inestructurado de la misma litología que el de la roca hospedante.

Comentarios: En ambientes marinos, los organismos creadores de esta traza corresponden poliquetos (Díez-Canseco *et al.*, 2016).

Ichnogénero documentado en las formaciones Fuentes y Rocallosa en la localidad de Fuerte Bulnes (Leppe *et al.*, 2018).

Ubicación: Ejemplares ubicados en la ladera NE del Monte Tarn. Expuestos en el estrato M19D2.

Distribución cronoestratigráfica global: Cretácico Superior, Formación Rocallosa, Fuerte Bulnes, Chile. Coniaciense temprano, Formación Portezuelo, Malargüe, Argentina. Cámbrico

temprano, Formación Los Guachos, Salta, Argentina. Valanginiano, Formación Spartan Glacier, Isla Alexander, Antártica. Santoniano, Formación Hidden Lake, Isla James Ross, Antártica. Ordovícico tardío, Formación McMillan, Ohio, Estados Unidos. Ordovícico–Silúrico, Parte superior del supergrupo Windermere, Sewki Brock, Canadá. Bartoniano, Formación Gendulain, Zabaltza, España. Wenlock, Formación Takche, Himalaya, India. Aptiano, Formación Haman, Gyeongsangnam-do, Corea del Sur. Hettangiense, Formación Lufeng, Lufeng, China.

Ambiente: Continentales y en ambiente marino asociado a condiciones submareales de baja energía (Malarkodi *et al.*, 2009).

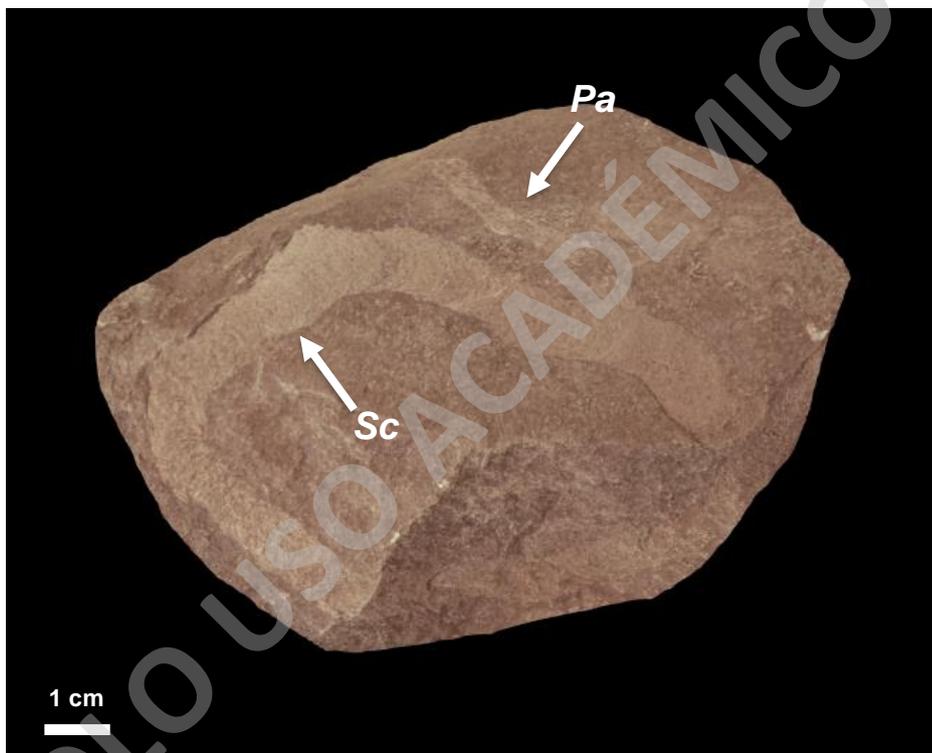


Figura 43. *Scolicia* isp. (*Sc*); *Palaeophycos* isp. (*Pa*). Nivel estratigráfico M19D2.

Ichnogénero *Zoophycos* Massalongo, 1855

***Zoophycos* isp.**

Figura 44

Material: Fotografía de terreno de una icnita bien preservada.

Descripción: Icnita plana con una superficie estriada en forma de delgados lóbulos cóncavos. Las estrías son irregulares y subparalelas entre ellas, con un tamaño variable entre 10 a 14 cm horizontalmente.

Comentarios: De todas las trazas que hay en el Monte Tarn estas son las más abundantes, con una buena preservación y expuestas en distintas orientaciones.

Podrían corresponder a la actividad de anélidos o artrópodos (García-Ramos *et al.*, 1987).

Este icnogénero es identificado en la Formación Fuentes y Formación Rocallosa en la localidad de Fuerte Bulnes (Leppe *et al.*, 2018).

Ubicación: Ejemplares ubicados en la ladera NE del Monte Tarn. Expuestos entre los 141 a 337 m de la columna estratigráfica (excepción del estrato M13D2).

Distribución cronoestratigráfica global: Burdigaliano, Formación Navidad, Isla Ipún, Chile. Tournasiano, Formación Zorritas, Quebradas Zorras y El Salto, Chile. Santianense, Formación Buen Suceso, Bahía Buen Suceso, Argentina. Zancleano, Formación Esmeraldas, Esmeraldas, Ecuador. Givetiano, Formación Skaneateles, Cayuga, Estados Unidos. Givetiano, Formación Skaneateles, Onondaga, Estados Unidos. Hettangiense, Formación Monte Zugna, Tretino-Alto Adige, Italia. Valanganiano tardío, Formación Schrambach, Alpes australianos, Austria. Capitaniano, Formación Jamal, Irán. Devónico inferior, Formación Abadia, Palencia, España. Caloviano, Formación Yanshiping, Qinghai, China.

Ambiente: Marino profundo a superficial, en aguas de baja energía, con salinidad normal y relativamente oxigenadas. Idealmente en etapas de transgresiones marinas (García-Ramos *et al.*, 1987).



Figura 44. *Zoophycos* isp. (Zo). Nivel estratigráfico M07D2.

Ichnogénero *Chondrites* Sternberg, 1833

***Chondrites* isp.**

Figura 45

Material: Fotografía de terreno de una icnita bien preservada.

Descripción: Tubos cilíndricos y verticales delgados de un diámetro constante que varía entre los 0,1–0,5 cm, con paredes lisas. Algunos de estos se ramifican de manera moderadamente regular formando una red dendrítica, otros no se interconectan entre sí.

Comentarios: Icnita atribuida a un anélido poliqueto (García-Ramos, 1984).

Traza fósil registrada en las formaciones Fuentes y Rocallosa en la localidad de Fuerte Bulnes (Leppe *et al.*, 2018).

Ubicación: Ejemplares ubicados en la ladera NE del Monte Tarn. Expuestos en el estrato M19D2.

Distribución cronoestratigráfica global: Cámbrico–actualidad. Cosmopolita.

Ambiente: Amplio rango en un ambiente marino, presente en las profundidades hasta partes más someras (García-Ramos, 1984).

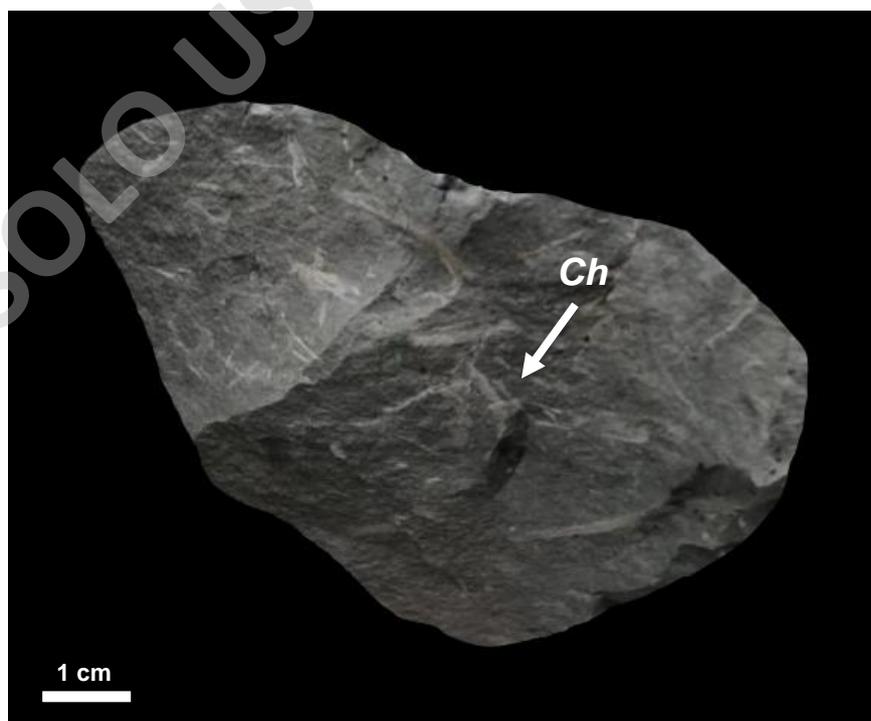


Figura 45. *Chondrites* isp. (*Ch*). Nivel estratigráfico M09D2.

Capítulo 6: Análisis de facies y paleoambiente

En la estratigrafía, el término *facies* hace referencia a un cuerpo rocoso con características específicas que exponen y ayudan a deducir las condiciones y procesos que lo formaron durante y después de su deposición. Estas características pueden ser geometría, litología, estructuras sedimentarias, fósiles, entre otras. Sin embargo, para el análisis de paleoambiente no basta solo con el reconocimiento de facies, sino la asociación de estas (Nichols, 2009). Las facies tienen distintas clasificaciones, de las cuales en esta investigación se identificó y utilizó el criterio litológico (litofacies) e icnológico (icnofacies).

En este estudio se reconocieron 9 litofacies en la sección levantada, las que fueron indicadores evidentes para la determinación de un ambiente sedimentario en particular. También se identificaron 2 posibles icnofacies a las cuales se pueden asociar las trazas fósiles expuestas en el Monte Tarn.

6.1 Litofacies

Facies	Litología	Estructuras sedimentarias	Fósiles	Icnofósiles	Proceso sedimentario
F1: Lutitas arenosas grisáceas	Limo	Estratificación planoparalela	-	-	Deposición por suspensión en entornos de baja o muy baja energía
F2: Limolitas arenosas con capas de areniscas medias	Clastos de limolita arenosa son con alta esfericidad y medio redondeamiento. Capas de areniscas media son maduras textural y composicionalmente	Estratificación planoparalela; Entre capas hay contacto concordante con forma sinuosa	-	-	Sedimentos limosos de caída por suspensión en un ambiente de baja energía con repentinos aumentos de energía
F3: Limolitas arenosas y areniscas limosas pardo grisáceas	Clastos alta esfericidad y medio redondeamiento. Inmaduras composicionalmente	Estratificación planoparalela; Concreciones calcáreas de diámetro promedio 15 cm.	-	(B=1) <i>Zoophycos</i> isp.	Se asocia a flujos incapaces de tamizar los clastos finos de los gruesos. Un flujo de baja energía en regimen de decantación
F4: Areniscas limosas y areniscas muy finas a finas glauconíticas	Inmaduras composicionalmente. Maduras texturalmente. Líticos y clastos alterados a glauconita	Estratificación planoparalela; Concreciones calcáreas de diámetro promedio 15 cm; Ocasionalmente hay glauconita autigena	Anélidos	(B=2-3) <i>Zoophycos</i> isp., <i>Chondrites</i> isp., <i>Scolicia</i> isp., <i>Palaeophycus</i> isp.	Ambientes deposicionales de baja energía en un régimen de decantación con baja tasa de sedimentación. Con aumentos de energía
F5: Areniscas muy finas grisáceas	Inmaduras composicionalmente. Maduras texturalmente	Estratificación planoparalela	-	-	Deposición por suspensión en entornos de baja energía
F6: Areniscas muy finas pardo grisáceas	Clastos alta esfericidad y medio redondeamiento. Inmaduras composicionalmente	Estratificación planoparalela; Concreciones calcáreas de diámetro promedio 15 cm.	<i>Maorites</i> sp. Fragmentos de conchas de individuos indet.	(B=2) <i>Scolicia</i> isp., <i>Palaeophycus</i> isp.	Ambientes deposicionales de baja energía en un régimen de decantación
F7: Areniscas fosilíferas muy finas con glauconita	Inmaduras composicionalmente. Maduras texturalmente. Clastos alterados a glauconita	Estratificación planoparalela; Laminación ondulosa	<i>Atelostomata</i> indet. Fragmentos de conchas de individuos indet.	(B=2-3) <i>Zoophycos</i> isp., <i>Scolicia</i> isp., <i>Palaeophycus</i> isp.	Sedimentación por suspensión en aguas tranquilas, con flujos oscilatorios y aumentos de energía
F8: Areniscas fosilíferas muy finas	Clastos alta esfericidad y medio redondeamiento. Inmaduras composicionalmente	Estratificación planoparalela	<i>Maorites</i> aff. <i>densicostatus</i> , <i>Diplomoceras</i> sp., <i>Atelostomata</i> indet., <i>Veneridae</i> indet. Fragmentos de conchas de individuos indet.	(B=1) <i>Scolicia</i> isp.	Sedimentación por suspensión en aguas tranquilas
F9: Areniscas finas a medias	Inmadura textural y composicionalmente	Estratificación planoparalela	-	-	Flujo con variaciones en la energía

Tabla 2. Facies definidas para las rocas del Monte Tarn con sus litologías, estructuras sedimentarias, fósiles, icnofósiles (B= clasificación de acuerdo con los índices de la Tabla 1) y sus respectivos procesos sedimentarios (elaboración propia).

6.2 Asociación de facies

A partir de las litofacies definidas en la Tabla 2 se determinaron dos asociaciones de facies AF1 y AF2.

AF1 – Areniscas fosilíferas estratificadas

Asociación conformada por las litofacies F1, F2, F3, F5, F6 y F8, que tienen una disposición subhorizontal. Esta se encuentra infrayacente y suprayacente a las facies F4, F7 y F9. Se caracteriza por tener limolitas arenosas, areniscas limosas y areniscas de granulometría muy fina y fina, con estructuras sedimentarias como concreciones calcáreas con diámetros que varían entre los 10 a 30 cm promedio. Además, de haber fósiles de los tipos *Maorites* aff. *densicostatus*, *Diplomoceras* sp., *Dentalium* sp., Veneridae indet., Atelostomata indet. y fragmentos de conchas de individuos indeterminados. En conjunto a las trazas fósiles de los icnogéneros *Zoophycos*, *Palaeophycus* y *Scolicia* en un índice de bioturbación variable entre 0 y 3 (Tabla 1). Aquellas características reflejan una notoria estabilidad en el régimen del flujo que permite la colonización de organismos sobre este sistema.

F2 es una arenisca limosa que hacia el techo se encuentra intercalada con areniscas medias en un contacto erosivo, exponiendo un repentino y ocasional cambio energético en el flujo del sistema.

AF2 – Areniscas estratificadas con intraclastos

Conformada por las litofacies F4, F7 y F9 expuestas en una disposición subhorizontal e intercalada con facies de la asociación AF1.

Esta corresponde a areniscas muy finas y finas que tienen ocasionalmente laminación ondulosa (F8), concreciones calcáreas de un diámetro promedio de 15 cm, clastos que tienen un diámetro aproximado de 0,5 a 1,5 cm (tamaño guijarro) con bordes redondeados que varían de granulometría limo a arena media y que se encuentran alterados a glauconita. Rocas que caracterizan esta asociación tienen bioturbación en un índice que oscila entre 1 y 3 (Tabla 1), con presencia de los icnogéneros *Zoophycos*, *Scolicia*, *Palaeophycos* y *Chondrites*.

Características de esta asociación exponen un ambiente con fluctuaciones en el flujo, con un aumento de energía notable que permite la depositación de los clastos tamaño guijarro alterados a glauconita.

La facies F10 corresponde al techo de toda la secuencia estratigráfica del Monte Tarn y son areniscas de granulometría fina a media, de potencias que varían entre los 3 a 4 m, mostrando

una baja tasa de sedimentación y un aumento paulatino en la energía del flujo de depositación, en comparación con las rocas de la asociación de facies AF1 principalmente.

6.3 Icnofacies

Rocas del Monte Tarn tienen trazas fósiles en un índice de bioturbación que varía de 0 a 3 (Tabla 1), con presencia de los icnogéneros *Zoophycos*, *Chondrites*, *Scolicia* y *Palaeophycos*, expuestos en orden de mayor a menor abundancia en la zona de estudio. Estas icnitas normalmente están emplazadas en sustratos arenosos bien seleccionados como los son AF1 y AF2. Estos icnofósiles se preservan en ambientes marinos a diferentes profundidades y pueden estar asociados a distintas icnofacies, siendo *Zoophycos* y *Cruziana* las que incorporan a estos cuatro icnogéneros (MacEachernand y Bann, 2008).

La icnofacies *Zoophycos* tiene un amplio rango de profundidades. Sin embargo, típicamente se relaciona a la zona de *flysh-molasse* por debajo de la zona de olas de tormentas en donde no hay corrientes de turbidez (Buatois y Mángano, 2011), correspondiendo a la transición entre la plataforma exterior y el talud continental, en zonas donde hay una tasa de depositación lenta, uniforme y continua de sustratos limosos y arenosos (MacEachernand y Bann, 2008), en conjunto a una baja oxigenación (Buatois y Mángano, 2011). Esta icnofacie se caracteriza por tener una baja icnodiversidad pero alta abundancia (Buatois y Mángano, 2011) y los icnogéneros típicos que están presentes son *Zoophycos*, *Helminthopsis*, *Phycosiphon*, *Cosmorhapse*, *Planolites*, *Chondrites*, *Thalassinoides*, *Scolicia*, *Spirophyton* y *Nereites* (MacEachernand y Bann, 2008).

La icnofacies *Cruziana* es característica de zonas submareales en un entorno marino poco profundo (MacEachernand y Bann, 2008). Las condiciones suelen oscilar entre niveles de energía moderados que se encuentran por debajo de la base de las olas de buen tiempo pero por encima de la base de las olas de tormentas, hasta niveles de energía más bajos en aguas más profundas y tranquilas. Esta se divide en icnofacies *Cruziana* Distal y Proximal (MacEachernand y Bann, 2008). Sin embargo, el ensamble de trazas fósil expuesta en el Monte Tarn puede corresponder a la icnofacies Proximal. Esta última está asociada a condiciones de energía moderada y se caracteriza por ser la zona en donde el aventamiento de los sedimentos con las olas y/o corrientes conducen a que haya una mezcla entre icnogéneros de profundidades diferentes (MacEachernand y Bann, 2008), es por esto, que esta icnofacies se caracteriza por tener una alta icnodiversidad y alta abundancia (Buatois y Mángano, 2011). Los icnogéneros presentes son un bajo número de *Skolithos*, *Ophiomorpha* y *Diplocraterion paralelum*, *Palaeophycus* y *Schaubcylindrichnus*. Y está dominada por los

icnogéneros *Rosselia*, *Diplocraterion habichi*, *Cylindrichnus*, *Macaronichnus simplicatus*, *Psammichnites*, *Taenidium*, *Teichichnus* y *Planolites*. Además de *Zoophycos*, *Chondrites*, *Asterosoma*, *Rhizocorallium*, *Thalassinoides*, *Phoebichnus*, *Phycodes* y *Scolicia* (MacEachernand y Bann, 2008).

6.4 Paleoambiente

La sección estratigráfica descrita en el Monte Tarn posee características litológicas y paleontológicas a la cual se le puede acotar el ambiente sedimentario (Figura 46). Este está caracterizado primordialmente por los tipos de litologías, sus granulometrías y el ensamble fósil e icnofósil. Igualmente, se considera la presencia de glauconita, ya que, este mineral puede ser un indicador paleoambiental para la localidad dependiendo de su origen.

En primer lugar, fósiles identificados como *Maorites aff. densicostatus*, *Diplomoceras sp.*, *Dentalium sp.*, *Atelostomata indet.* y *Veneridae indet.* Además, icnotaxas de *Zoophycos*, *Scolicia*, *Chondrites* y *Palaeophycus* entregan la información de un ambiente marino que tenía una favorable cadena de nutrientes para la sobrevivencia de estos especímenes.

En cuanto a las litologías, la asociación de facies AF1 está dominada por sedimentos limosos y arena fina que se depositaron en un ambiente dominado por un flujo de baja energía. Sin embargo, en la facies F2 los puntuales niveles arenosos delgados de granulometría media depositados en un contacto de forma sinuosa provienen de sectores más cercanos al continente, depositados por un flujo de mayor energía espontáneo que alteró el sistema. Es por esto, que dichos depósitos se podrían haber generado por un mecanismo que no involucra solo decantación de los sedimentos, sino también una licuefacción de arenas en el *shoreface* durante periodos de tormentas que alteraron el flujo del sistema (Hamblin y Walker, 1979).

Por otro lado, las areniscas muy finas y finas que tienen estructuras sedimentarias como laminación ondulosa exponen una interacción agua/viento, debido a que se forman producto del movimiento oscilatorio generado por el viento sobre la superficie de un cuerpo de agua (Nichols, 2009), que en este caso sería marino. Sin embargo, esto puede ser fuertemente modificado durante periodos de tormentas como lo es posiblemente en la asociación AF1.

Agregado a lo anterior, la icnotaxa *Zoophycos*, entrega la información de un ambiente marino de profundidades variables. Pese a esto, la mayoría de las veces este icnogénero se preserva de mejor manera en zonas donde no hay una influencia directa del oleaje marino habitual, como lo es por debajo de este y difícilmente se encuentra en la zona por sobre el oleaje (García-Ramos, 1987). En cambio, el icnogénero *Scolicia* es característico de facies marinas

profundas. No obstante, esta puede estar presente en la zona del *shoreface* (García-Ramos, 1984) producto de la interacción de los sedimentos con las olas y/o corrientes que pueden transportar equinodermos que viven en zonas marinas profundas hacia zonas más cercanas al continente y de esta manera dejar el registro de su transporte en las rocas (MacEachernand y Bann, 2008).

La glauconita en el Monte Tarn tiene una distribución espacial selectiva, alterando a líticas de la roca hospedante y a clastos tamaño guijarro expuestos en la asociación de facies AF2, la cual puede tener dos orígenes de procesos sedimentarios a los que fue expuesta la sucesión de rocas.

El primero, es que los clastos tamaño guijarro corresponden a intraclastos provenientes de la misma fuente de depositación que la roca hospedante. Los cuales fueron formados por sedimentos semi consolidados que posteriormente fueron retrabajados por un oleaje (Nichols, 2009) exponiendo un posible *swash* de playa (Rivera *et al.*, 2020) y que dentro de la etapa de enterramiento estos fueron alterados a glauconita. Entregando la información de que este mineral puede ser de tipo autóctono. Además, esto está sustentado en que cuando este mineral tiene aquel origen se vincula a trazas fósiles, asegurando que los granos de glauconita no fueron sometidos a un desplazamiento secundario posterior a su formación (Amorosi, 1997).

La segunda alternativa de origen de los clastos alterados es que estos son extraclastos con glauconita alóctona granular que es proveniente de una fuente sedimentaria distinta a la de la roca hospedante. Los cuales provienen de un ambiente con mayor energía que fueron transportados a zonas energéticas menores, producto de episodios tormentosos y/o corrientes de marea, que permiten el retrabajo del material, lo cual es común en cuencas de antepaís (Amorosi, 1997).

Sobre la base de lo anterior, se identifica un ambiente marino ubicado en la zona del *shoreface*, el que según Pemberton *et al.* (2012) está conformado por subambientes, los cuales son los expuestos en la Figura 46. Las características de las rocas del Monte Tarn permiten acotar el paleoambiente sedimentario a un *offshore* superior o también llamado zona de transición del *offshore*, que gradualmente acaba en un *shoreface* inferior.

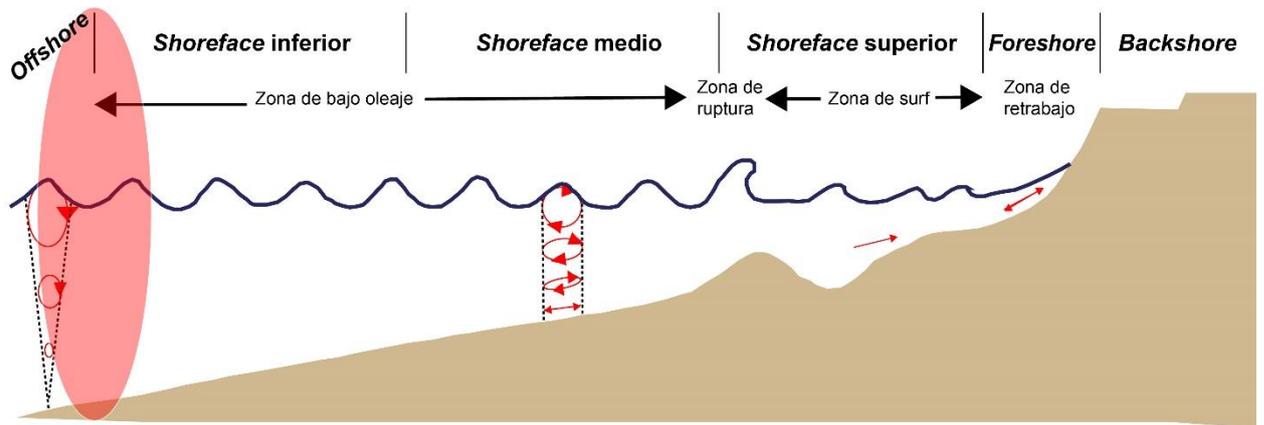


Figura 46. Modelo de ambiente sedimentario marino. Óvalo rojo corresponde a la ubicación del paleoambiente del Monte Tarn (modificado de Dashtgard *et al.*, 2012).

SOLO USO ACADÉMICO

Capítulo 7: Correlaciones litoestratigráficas

Las correlaciones litoestratigráficas se realizaron con las columnas levantadas en el trabajo de Rivera *et al.* (2020) en las localidades de Puerto del Hambre, Punta Rocallosa y Punta Prat en las cuales se exponen las formaciones Fuentes y Rocallosa (Figuras 47 y 48).

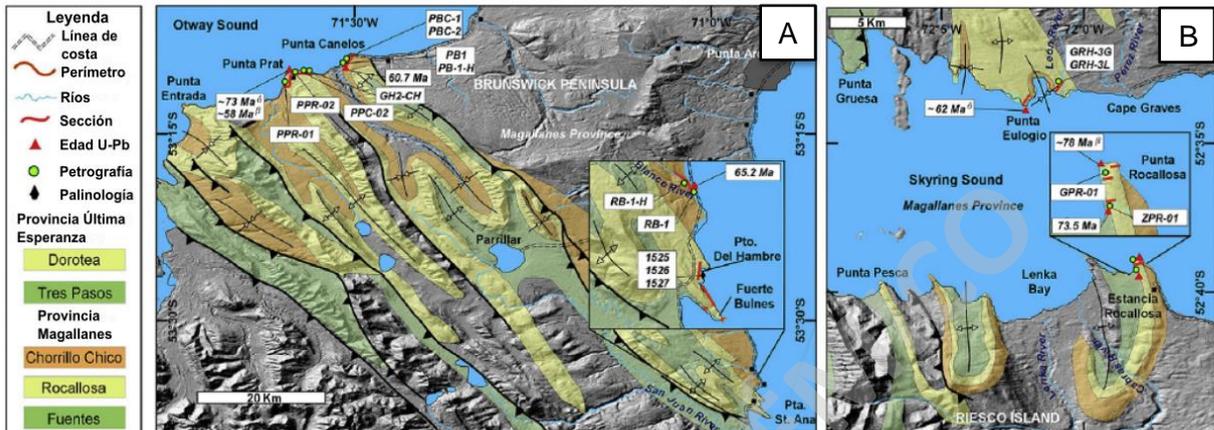


Figura 47. Distribución geográfica de las localidades investigadas por Rivera *et al.* (2020) en donde hizo un levantamiento de columnas estratigráficas. A) Ubicación de Puerto del Hambre y Punta Prat. B) Ubicación de Punta Rocallosa (obtenido de Rivera *et al.*, 2020).

7.1 Correlaciones litoestratigráficas con la Formación Fuentes

La columna estratigráfica levantada por Rivera *et al.* (2020) de la Formación Fuentes en la localidad de Puerto del Hambre, posee características litológicas que permiten determinar si existe o no una homologación con la columna estratigráfica levantada en esta investigación de las rocas del Monte Tarn, lográndose identificar dos secciones (1 y 2).

Sección 1

Corresponde a la asociación de facies FA1 (base de la Formación Fuentes) propuesta por Rivera *et al.* (2020; Figura 48), en la localidad de Puerto del Hambre. Tiene un espesor de 94 m y está conformada por *mudstones* y/o lutitas con laminación paralela, *slumps*, concreciones calcáreas, gradaciones normales y bioturbaciones. Hacia el techo de la FA1 en una gradación normal comienza la asociación FA2.

Características de esta sección no son correlacionables con las rocas del Monte Tarn.

Sección 2

Esta sección (Figura 48) corresponde a la correlación litoestratigráfica con la asociación de facies FA2 propuesta por Rivera *et al.* (2020; techo de la Formación Fuentes) y está presente

en las localidades de Puerto del Hambre y en el Monte Tarn. Esta sección está conformada por una intercalación de *mudstones* y/o lutitas con areniscas bioturbadas de granulometría fina.

7.2 Correlaciones litoestratigráficas con la Formación Rocallosa

Las columnas estratigráficas propuestas por Rivera *et al.* (2020) de esta formación, tienen atributos litológicos que permiten correlacionarlos con la columna levantada en esta investigación del Monte Tarn, identificando dos secciones (3 y 4) con similitudes suficientes para ser homologadas.

Sección 3

Corresponde a la sección (Figura 48) que está expuesta en las localidades de Punta Rocallosa, Puerto del Hambre, Monte Tarn y Punta Prat. Está conformada por limolitas arenosas, areniscas limosas y areniscas de granulometría media estratificadas que tienen ocasionalmente clastos alterados a glauconita. Las rocas tienen laminación paralela (excepto en el Monte Tarn), laminación ondulosa, concreciones calcáreas y bioturbación.

En la localidad de Puerto del Hambre hay estratificación cruzada *hummocky* y *swaley* (HCS-SCS), las cuales no se aprecian en ninguna de las otras tres localidades. Lo mismo ocurre en el Monte Tarn, en donde hay un registro fósil de *Maorites* aff. *densicostatus*, *Diplomoceras* sp., *Dentalium* sp., Veneridae indet., Atelostomata indet. y fragmentos de conchas de individuos indeterminados. Como también icnofósiles de los tipos *Zoophycos* isp, *Palaeophycus* isp, *Scolicia* isp y *Chondrites* isp. que no son documentados en las otras columnas estratigráficas.

En el Monte Tarn y Punta Prat afloran areniscas bioturbadas que se encuentran en una discordancia con una roca clástica de color blanquecino.

Sección 4

La sección (Figura 48) está expuesta en Punta Rocallosa y en el Monte Tarn. Está conformado por areniscas pardas estratificadas de granulometría media.

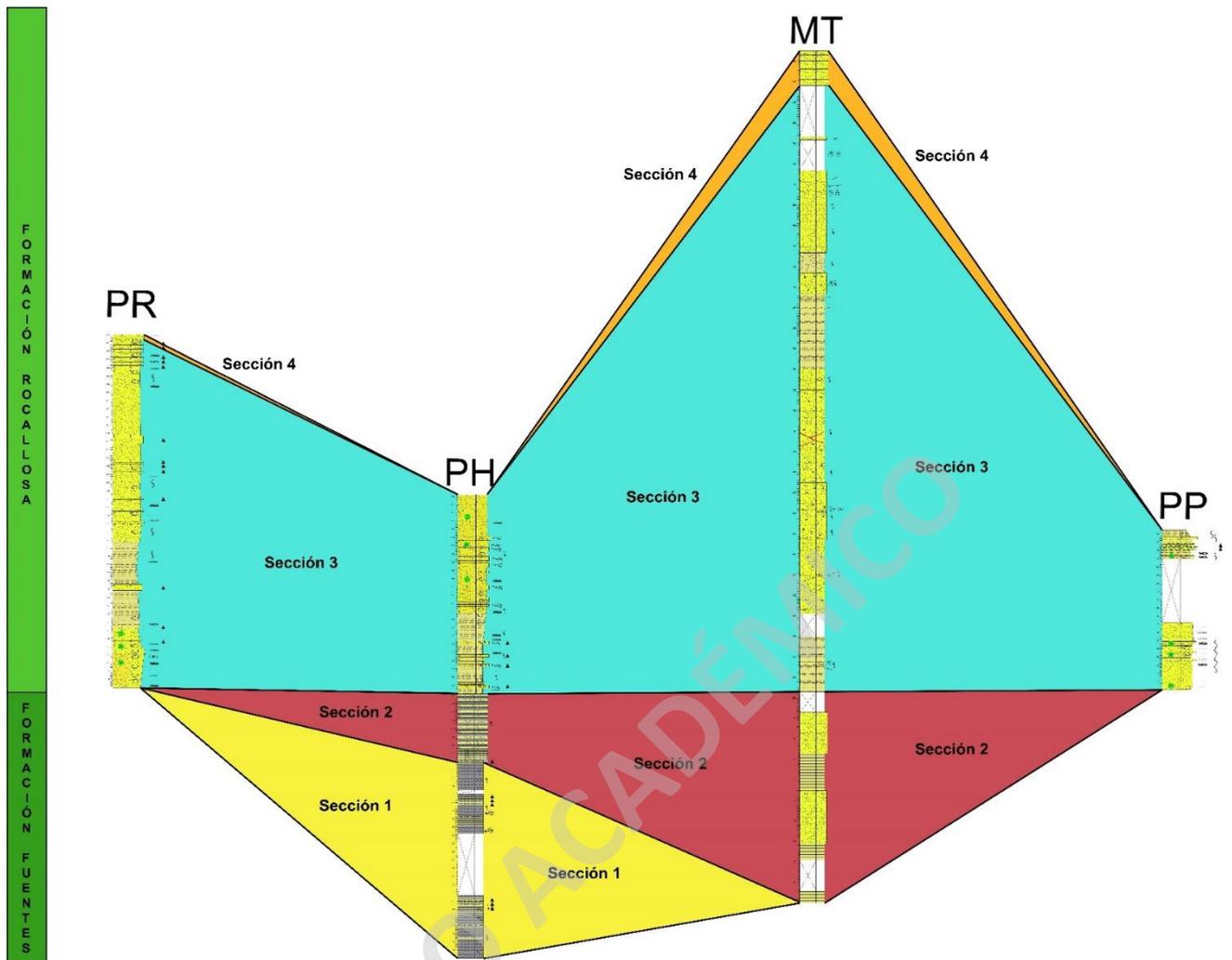


Figura 48. Correlación litoestratigráfica del Monte Tarn con las localidades de Punta Rocallosa (PR), Puerto del Hambre (PH) y Punta Prat (PP). MT es la columna estratigráfica levantada en esta investigación y las columnas de PR, PH y PP están redigitalizadas y modificadas de Rivera *et al.*, 2020 (Escala 1:250; En Anexos está la separación por localidades y secciones).

Capítulo 8: Discusión

8.1 Paleambiente del Monte Tarn con las formaciones Fuentes y Rocallosa

El trabajo de Rivera *et al.* (2020) corresponde a la última descripción realizada con información actualizada de las formaciones Fuentes y Rocallosa. Es por esto, que la comparación del paleoambiente del Monte Tarn se realizó en base a aquella documentación (Figura 49).

Según los estudios de Rivera *et al.* (2020) la Formación Fuentes representa una fase de progradación de un *offshore* a un *shoreface* inferior. Esta formación está conformada por lutitas, limolitas y areniscas finas bioturbadas, que sugieren un ambiente marino con un flujo deposicional de baja energía debajo de la zona de olas de tormentas. Sin embargo, igualmente hay abundancia de rocas calcáreas del tipo *mudstone* y corrientes de turbidez que interpretan un entorno de plataforma exterior.

En esta formación según los mismos autores, también hay areniscas medias en conjunto con sedimentos de tamaño limo que tienen estructuras sedimentarias generadas por tormentas (favorecen la colonización de organismos, ya que, es un mecanismo efectivo que proporciona mayor oxigenación y nutrientes al ambiente) y por oleaje (laminación cruzada de bajo ángulo, laminación *hummocky*, ondulitas), implicando que la formación no solo abarca parte de la plataforma exterior, sino también zonas menos profundas, como lo son la zona del *offshore*.

La Formación Rocallosa según los autores antes citados representa un ambiente de *shoreface* inferior a un *foreshore* y está compuesta por limolitas y areniscas finas con una notable estratificación, laminación ondulosa y abundante bioturbación, sugiriendo así un ambiente marino dominado por olas con una sedimentación similar a la de la Formación Fuentes. No obstante, areniscas con estratificación cruzada en una base erosiva y areniscas con laminación ondulosa sugieren episódicas tormentas que generaron fuertes movimientos oscilatorios en los sedimentos. Además, laminación paralela y cruzada de bajo ángulo reflejan oleaje de alta energía por encima de la base de las olas de playa.

Guijarros angulares a subangulares y los que están inmersos en areniscas de grano grueso, como también estructuras sedimentarias generadas por las olas se interpretan como la transición a un entorno sujeto a procesos de *swash* causado por olas rompientes (Rivera *et al.*, 2020).

En cuanto al contenido fósil de ambas formaciones (Fuentes y Rocallosa), Leppe *et al.* (2018) en la localidad de Fuerte Bulnes documenta fósiles de los tipos *Gunnarites elegans*, *Kossmaticeras*, *Hoplitoplacenticeras*, *Grossouvrites gemmatus*, *Gunnarites bhavaniformis*, *Baculites* (Lytoceratina), *Maorites cf. densicostatus*, *M. tenuicostatus*, *Diplomoceras notabile* (Whiteaves) e icnofósiles de los icnogéneros *Palaeophycus*, *Chondrites* y *Zoophycos*.

Resultados de esta investigación del Monte Tarn, indicaron que las rocas de esta localidad se formaron en un ambiente de *offshore* transicional a un *shoreface* inferior, pudiendo ser homologado con el paleoambiente de la Formación Fuentes, pero con la parte menos profunda de esta, es decir, con el paleoambiente de las rocas que están hacia el techo de esta formación, las cuales son las que ocasionalmente son afectadas por posibles tormentas y sedimentos de granulometría arena fina. Esto, fundamentado en que en la base de la Formación Fuentes hay rocas que exponen la presencia de corrientes de turbidez, las que no fueron observadas en el Monte Tarn, descartando la posibilidad de que las rocas de la zona de estudio se hayan formado en igual ambiente que las rocas de la base de la Formación Fuentes, pero si en un ambiente similar al techo de esta, es decir, en la parte más superficial del *offshore* transicional.

A pesar de lo anterior, las rocas del Monte Tarn estudiadas en este proyecto de investigación exponen que hay características paleoambientales similares con la base de la Formación Rocallosa como lo son una similitud en la energía del flujo, el cual tiene la capacidad de depositar granulometrías de tamaño arena fina a media principalmente. Además, de la exposición de un oleaje en el sistema deposicional, esto fundamentado en la presencia de laminación ondulosa y en el posible retrabajo del material. La homologación del paleoambiente con el techo de la Formación Rocallosa se descarta debido a que esta está conformada por sedimentos que requieren mayor energía del flujo deposicional (presencia de guijarros) que representan un ambiente de *foreshore*, los cuales no están presentes en el Monte Tarn.

Los géneros *Maorites* y *Diplomoceras* documentados por Leppe *et al.* (2018) para las formaciones Fuentes y Rocallosa, permiten una homologación fósil con las rocas de la ladera NE del Monte Tarn estudiada en esta investigación, exponiendo condiciones similares de vida durante la sedimentación. Sumado a lo anterior, trazas fósiles identificadas en la localidad de estudio son los mismos icnogéneros registrados por Leppe *et al.* (2018) para las formaciones Fuentes y Rocallosa.

En cuanto a las icnofacies, la Formación Fuentes tiene un índice de bioturbación que varía entre 0 y 3 (Tabla 1) con una baja icnodiversidad en una icnofacies *Zoophycos*, a diferencia

de la Formación Rocallosa que tiene una amplia icnodiversidad con un índice 1–4 (Tabla 1) en una icnofacies *Cruziana* (Rivera *et al.*, 2020). Sin embargo, la asociación de trazas fósiles observadas en el Monte Tarn no fueron las suficientes para lograr una identificación clara de icnofacies. No obstante, los resultados entregaron que puede pertenecer a las icnofacies *Zoophycos* y/o *Cruziana*, las que sustentan el paleoambiente identificado para las rocas del Monte Tarn, correlacionándolas con las formaciones en cuestión.

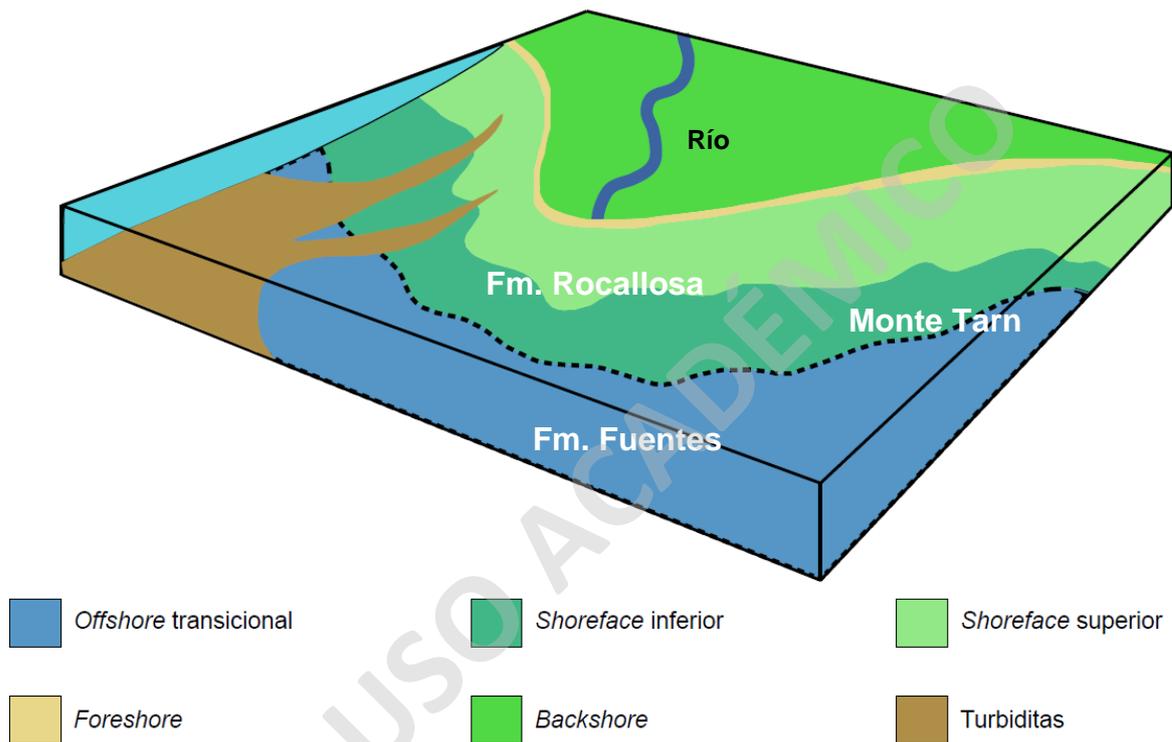


Figura 49. Modelo de paleoambiente marino que expone la ubicación de las formaciones Fuentes y Rocallosa en conjunto a las rocas del Monte Tarn. Línea punteada representa el contacto entre ambas formaciones (modificado de Sundal y Hellevang, 2019).

8.2 Correlaciones litoestratigráficas y su implicancia en la formación geológica de las rocas del Monte Tarn

En las formaciones geológicas estudiadas y en el Monte Tarn no se identificó un estrato guía. Sin embargo, litologías de granulometría similares, estructuras sedimentarias y sucesiones semejantes permitieron la correlación de la columna levantada en esta investigación con las realizadas por Rivera *et al.* (2020).

Una litocorrelación con la base de la columna de la Formación Fuentes (FA1; Sección 1) en Puerto del Hambre no es posible debido a sus diferencias litológicas. Principalmente en el Monte Tarn hay una abundancia de areniscas y limolitas arenosas a diferencia de la FA1

(propuesta por Rivera *et al.*, 2020) de la Formación Fuentes en donde predominan las *mudstones* y/o lutitas, con estructuras sedimentarias como *slumps* y *tool marks*, las cuales no están presentes en el Monte Tarn.

No obstante, el techo (FA2 propuesta por Rivera *et al.*, 2020) de la Formación Fuentes es una intercalación de *mudstones* y/o lutitas con areniscas de granulometría muy fina que están bioturbadas, sin concreciones calcáreas, habiendo una similitud con rocas de la base de la columna del Monte Tarn (hasta los ~93 metros), en donde esta posible litocorrelación fue identificada como sección 2. Sin embargo, se necesitan más estudios para sustentarlo.

A pesar de lo anterior, una notable semejanza con el área de estudio es que, según Rivera *et al.* (2020) en la Formación Fuentes expuesta en la localidad de Puerto del Hambre no hay rocas ni clastos alterados a glauconita que son identificados en el Monte Tarn.

En base a una litocorrelación se identificaron dos secciones correlacionables con la Formación Rocallosa (3 y 4). La sección 3 que fue depositada en un ambiente de *shoreface* inferior y corresponden a areniscas de granulometría muy fina a media estratificadas que tienen una serie de estructuras sedimentarias. En esta sección en las rocas del Monte Tarn hay contenido fósil de ammonoideos y equinodermos principalmente (en conjunto a otros individuos), los cuales no están documentados en las localidades estudiadas por Rivera *et al.* (2020), pudiendo esta correlación sustentarse con un mayor estudio paleontológico de estas formaciones.

La sección 4 representa zonas más continentales que las descritas anteriormente debido a su granulometría de arena gruesa. En Punta Rocallosa estas litologías están en contacto erosivo con las rocas subyacentes, lo que no es observable en el Monte Tarn posiblemente porque hay 25 m de columna que se encuentran cubiertos por sedimentos.

8.3 Comparación con los primeros estudios

Primeros estudios geológicos del Monte Tarn, realizados por Felsch (1912) indicaron que éste está conformado por dos series (actualmente son miembros) diferentes: la primera está compuesta por margas apizarradas (también llamadas lutitas calcáreas) con contenido fósil de una edad cretácica inferior y otra serie cretácica superior que tiene areniscas finas con abundante material calcáreo y fósiles. Sin embargo, a pesar de que los términos geológicos utilizados por Felsch (1912) son muy antiguos, si hay una congruencia con los tipos de rocas identificados en esta investigación del Monte Tarn. Los resultados arrojados en este estudio muestran que en la base de la columna estratigráfica hay una intercalación de lutitas con

areniscas muy finas que no tienen contenido fósil y hacia el techo hay areniscas limosas y areniscas de granulometría fina a media con contenido fósil y material calcáreo, observándose una similitud con las dos series propuestas por Felsch (1912).

No obstante, las edades cronoestratigráficas propuestas por Felsch (1912) y aprobadas por Bonarelli (1917) no corresponden a la edad relativa identificada en esta investigación. Puesto que, se documentaron fósiles de los tipos *Maorites* aff. *densicostatus* y *Diplomoceras* sp. que permiten acortar la edad relativa de las rocas del Monte Tarn al Cretácico Superior (Maastrichtiano; ~72–66 Ma).

A partir de las correlaciones litoestratigráficas y la comparación paleoambiental de las rocas del Monte Tarn con las formaciones Fuentes y Rocallosa, se obtuvo que estas unidades geológicas tienen una potencia de ~93 y ~298 m respectivamente. Estudios como los de Thomas (1949) expone que la Formación Rocallosa en la localidad tipo (Punta Rocallosa) tiene una potencia de 330 m y dice que en el Monte Tarn está expuesta la mayor potencia de esta formación. Por consiguiente Cañón (2000) en las localidades del Seno Silva Palma y al norte de Fuerte Bulnes dice que la Formación Rocallosa tiene una potencia de 600 m, refutando de esta manera lo propuesto por Thomas (1949).

Cecioni (1960) propone que las rocas del Monte Tarn son de la formación Rocallosa a partir de su ubicación y altura. No obstante, resultados de esta investigación proponen que en la zona de estudio están aflorantes las formaciones Fuentes y Rocallosa, en un contacto concordante inferido (Figura 50), el cual no es observado debido a que hay 10 m de rocas cubierto por vegetación. Sin embargo, un notorio cambio litológico si es detectado, ya que, en la parte subyacente a la zona cubierta hay lutitas intercaladas con areniscas muy finas sin contenido fósil y de manera suprayacente a la zona cubierta hay areniscas limosas y de granulometría finas a medias fosilíferas que tienen material calcáreo. Como se comparó con lo propuesto por Felsch (1912) y Bonarelli (1917).

Un mapa realizado por la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP; 1978) muestra que el Monte Tarn está en el límite entre las formaciones Fuentes y Rocallosa, en un contacto concordante. Siendo esto congruente con la información propuesta en esta investigación.



Figura 50. Esquema de la ubicación aproximada del contacto estratigráfico inferido entre las formaciones Fuentes y Rocallosa en el Monte Tarn (elaboración propia).

8.4 Formaciones Fuentes y Rocallosa en el Monte Tarn

Las rocas del Monte Tarn están muy erosionadas y meteorizadas lo que dificulta la prospección en la zona, además de que el acceso al afloramiento es muy riesgoso, por lo que el trabajo solo se pudo hacer en la ladera NE. Los resultados determinaron que en el área de estudio están expuestas las dos formaciones en cuestión, las cuales tienen las siguientes características en la localidad:

La Formación Fuentes aflora entre los ~405–498 m.s.n.m. con una potencia de ~93 m. Está conformada por una intercalación de lutitas y areniscas muy finas estratificadas, de coloración grisácea que no tienen contenido fosilífero.

De manera suprayacente en un contacto concordante inferido está la Formación Rocallosa (~498–825 m.s.n.m.) con una potencia de ~327 m, compuesta por areniscas limosas y areniscas muy finas de color pardo grisáceo con clastos tamaño guijarro alterados a glauconita, que tienen estructuras sedimentarias como laminación ondulosa, y concreciones calcáreas, además de abundante contenido fósil de ammonoideos *Maorites* sp. y *Diplomoceras* sp., bivalvos de la familia Veneridae indet., escafópodos del género *Dentalium* sp. y equinoideos del superorden Atelostomata indet. como también una serie de conchas de individuos indeterminados. Igualmente hay icnofósiles de los tipos *Scolicia*, *Zoophycos*, *Palaeophycos* y *Chondrites*. El techo de esta formación tiene areniscas con potencias de menor tamaño que los estratos subyacentes, que son de coloración pardo con una notable estratificación.

Conclusiones

A partir de los resultados estratigráficos y paleontológicos de esta investigación, se llegó a las siguientes conclusiones:

Las rocas aflorantes de la ladera NE del Monte Tarn tienen una potencia total de 420 m que está compuesta en su mayoría por limolitas arenosas y areniscas limosas con contenido fosilífero y trazas fósiles de origen marino (*Maorites* sp., *Diplomoceras* sp., Veneridae indet., *Dentalium* sp., *Atelostomata* indet., *Scolicia* isp., *Zoophycos* isp, *Palaeophycos* isp. y *Chondrites* isp.). Esta información es determinante para la interpretación del paleoambiente, el cual corresponde a un ambiente sedimentario marino de playa, en una zona transicional entre el *offshore* superior y el *shoreface* inferior, esto fundamentado en las litologías y sus granulometrías, en conjunto al ensamble fósil.

Se identificaron dos asociaciones de facies, las cuales exponen procesos sedimentarios diferentes, uno que representa un flujo constante de baja energía del sistema permitiendo la colonización de distintos organismos, pero que ocasionalmente se ve influenciado por procesos tormentosos que desestabilizan el sistema y otro proceso que deja expuesto un sistema de mayor energía que tiene fluctuaciones en el flujo, además de un notable aumento de la energía deposicional debido a la presencia de clastos alterados a glauconita.

A partir de los fósiles de los géneros *Maorites* y *Diplomoceras* se logró acotar la edad geológica de las rocas del Monte Tarn al Cretácico Superior exactamente al piso Maastrichtiano (~72–66 Ma), dando indicios de dos posibles formaciones geológicas presentes en el área de estudio (Formación Fuentes y/o Formación Rocallosa), las cuales en base a las correlaciones litoestratigráficas y a una comparación de paleoambiente de las rocas del Monte Tarn con estas formaciones se lograron identificar que ambas afloran en la localidad.

La Formación Fuentes en el Monte Tarn aflora entre los ~405–498 m.s.n.m. y está conformada por intercalaciones de lutitas con limolitas arenosas sin contenido fósil, que son correlacionables con el techo de la Formación Fuentes en la localidad de Puerto del Hambre propuesto por Rivera *et al.* (2020). De manera suprayacente en un contacto concordante inferido está la Formación Rocallosa (hasta los 825 m, cumbre del Monte Tarn) compuesta por limolitas arenosas y areniscas limosas principalmente con clastos alterados glauconita y abundante contenido fósil e icnofósil.

Recomendaciones

Las rocas del Monte Tarn tienen descripciones geológicas no detalladas que fueron publicadas por última vez durante el siglo XX, hasta la ejecución de esta investigación que corresponde al primer estudio geológico y paleontológico en donde se entregó un conocimiento detallado sobre la localidad. A pesar de esto, aún se requieren investigaciones adicionales para tener un mejor conocimiento del sector. Es por esto, que se recomienda para futuras investigaciones realizar descripciones de rocas al microscopio, estudios de proveniencia sedimentaria, mediciones de paleocorrientes y análisis de microfósiles.

Las características estratigráficas y paleoambientales de las formaciones Fuentes y Rocallosa fueron publicadas durante el año 2020 por Rivera *et al.* Sin embargo, sus fósiles no han sido documentados ni identificados en su respectivo nivel estratigráfico, por lo que se recomienda realizar una prospección paleontológica en las formaciones, con la finalidad de tener un mayor conocimiento de éstas. Con ello, poder realizar una biocorrelación con las rocas del Monte Tarn y así tener un sustento paleontológico sobre las formaciones geológicas aflorantes de esta zona.

Igualmente se recomienda realizar un mapeo geológico exclusivamente de la Península de Brunswick, ya que, el ultimo mapa que expone las formaciones de aquella área con sus respectivos contactos es el mapeado por la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP) a una escala de 1:500.000, que fue publicado el año 1978. Por lo que renovar la información además de trabajar a una menor escala sería de gran utilidad para futuros estudios.

En cuanto a la ejecución de los terrenos en el Monte Tarn, se recomienda ir en la temporada de verano, debido que, durante el invierno las rocas se cubren por nieve e imposibilita el estudio de éstas. De la misma manera, al ser un monte con alta dificultad de acceso (solo es posible por el sendero establecido), el realizar un estudio estratigráfico y paleontológico en la ladera NW del Monte Tarn y en la parte sur de éste es complejo, por lo que sería de gran utilidad intentar acceder por estos lados y de esta forma poder complementar la información de esta investigación con nuevos descubrimientos geológicos y paleontológicos.

Bibliografía

Aguirre-Urreta, M. (2013). *Amonoideos del Valanginiano–Hauteriviano de la cuenca Neuquina: sistemática, bioestratigrafía y paleobiogeografía* (Tesis doctoral). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas.

Aldana, M., Chacaltana, C. y Tejada, L. (2020). Ammonites del Perú: reconocimiento, distribución y registro estratigráfico. Lima, Perú. *INGEMMET, Boletín Serie D: Estudios Regionales*, 34: 9–26.

Aldea, C. y Valdovinos, C. (2005). Moluscos del intermareal rocoso del Centro-Sur de Chile (36°-38°S): Taxonomía y clave de identificación. *Gayana*, 69 (2): 364–396.

Amorosi, A. (1997). Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, 109: 135–153.

Aragón, P. (2017). *Caracterización morfométrica de cuatro especies de ammonites deshaysítidos del Aptiano (Cretácico Inferior) de México* (Tesis para optar al Título de Biólogo). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias.

Arenas, F., Aliaga, G., Marchant, C. y Sánchez, R. (2015). *El espacio geográfico magallánico: Antecedentes acerca de su estructura y funcionamiento*. Pontificia Universidad Católica. Chile.

Bartolini, A. y Larson, R. (2001). Pacific microplate and the Pangea supercontinent in the Early to Middle Jurassic. *Geological Society of América*, 29 (8): 735–738.

Biddle, K., Uliana, M., Mitchum Jr, R., Fitzgerald, M. y Wright, R. (1986). The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. *Spec. Publs int. Ass. Sediment*, 8: 41–61.

Bonarelli, G. (1917). *Tierra del Fuego y sus Turberas*. Talleres gráficos del Ministerio de Agricultura de la Nación. Buenos Aires: 119 pp.

Borgel, R. (1983). *Geomorfología. En Geografía de Chile, Tomo II*. Instituto Geográfico Militar: 182 pp. Santiago.

Bruhn, R., Stern, C. y De Wit, M. (1978). Field and Geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in Southernmost South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 41: 32–46.

Buatois, L. y Mángano, M. (2011). *Ichnology: organism-substrate interactions in space and time*. Cambridge University Press. Estados Unidos.

Calderón, M. (2006). *Petrogénesis and tectonic evolution of late Jurassic bimodal magmatic suites (Sarmiento Complex) and migmatites (Puerto Edén igneous metamorphic complex) in the Southern Patagonian Andes, Chile* (Tesis doctoral). Universidad de Chile Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Escuela de postgrado. Santiago, Chile.

Calderón, M., Fildani, A., Hervé, F., Fanning, A., Weislogel, A. y Cordani, U. (2007). Late Jurassic bimodal magmatism in the northern sea-floor remnant of the Rocas Verdes basin, southern Patagonian Andes. *Journal of the Geological Society London*, 164: 1011–1022.

Camacho, H. (2008). *Los Invertebrados Fósiles*. Buenos Aires, Argentina. Fundación de Historia Natural: 857 pp.

Cañón, A. (2000). Nuevos antecedentes en la estratigrafía de la Cuenca de Magallanes. *Anales Instituto Patagonia, Serie Ciencias. Naturales. (Chile)*, 28: 41–50.

Carrillo, R., Quattrocchio, M. y Helenes, J. (2013). Palinomorfos continentales del Paleógeno de las formaciones Chorrillo Chico y Agua Fresca, Punta Prat, Región de Magallanes, Chile. *Andean Geology*, 40 (3): 539–560.

Castelli, J. C, Robertson y Harambour, S. (1992). *Evaluación geológica y petrolera bloque U. Esperanza sur e isla Riesco*. Informe técnico de la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP; inédito).

Cecioni, G. (1955). Edad y facies del grupo Springhill en Tierra del Fuego. Universidad de Chile Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. *Anales Instituto Geología*, 12 (6): 243–256.

Cecioni, G. (1960). Perfil geológico entre Cabo Froward y Cabo San Isidro, Estrecho de Magallanes. Universidad de Chile. *Instituto de Geología*, 17: 293–311.

Charrier, R. y Lahsen A. (1969). Stratigraphy of Late Cretaceous-Early Eocene, Seno Skyring-Strait of Magellan Area, Magallanes Province, Chile. Santiago, Chile. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 53(3): 568–588.

Chávez, C. (2012). *Modelo estructural para el Jurásico de la porción Norte de la Isla Tierra del Fuego, Cuenca de Magallanes, Chile* (Tesis para optar al Título de Geólogo). Universidad de Chile Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.

Clima Monte Tarn. (s.f.). Meteoblue.
https://www.meteoblue.com/es/tiempo/historyclimate/climatemodelled/monte-tarn_chile_3870106

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. y Fan, J.-X. (2013; actualizado) *The ICS International Chronostratigraphic Chart*. Episodes 36: 199-204.

Comisión Internacional de Nomenclatura Zoológica. (2009). *Código Internacional de Nomenclatura Zoológica*. Madrid. España.

Cookson, I. y Cranwell, L. (1967). Lower Tertiary microplankton, spores and pollen grains from southernmost Chile. *Micropaleontology*, 13 (2): 204–216.

Covacevich, V. (1987). *Estudio de las faunas y trazas fósiles recolectadas durante marzo de 1986 en la zona occidental del Seno Otway, Región de Magallanes*. Archivo Técnico de la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP; inédito).

Covacevich, V. (1991). *Estudio paleontológicos y biostratigráficos en la costa norte de Isla Riesco e interior de Seno Skyring, Región de Magallanes*. Archivo Técnico de la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP; inédito).

Dalziel, I., De Witt, M. y Palmer, K. (1974). Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, 250: 291–294.

Dalziel, I. (1981). Back-arc extension in the southern Andes: a review and critical reappraisal. *R.Soc.Lond*, 300: 319–335.

Darwin, C. (1846). *Geological observations on South America. Being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Capt. Fitzroy, R.N. during the years 1832 to 1836*. London: Smith Elder and Co. 158 pp.

Dashtgard, S., MacEachern, J., Frey, S. y Gingras, M. (2012). Tidal effects on the shoreface: Towards a conceptual framework. *Sedimentary Geology*, 279: 42–61.

Decat J. y Pomeyrol, R. (1931). Informe geológico sobre las posibilidades petrolíferas de la Región Magallánica (21-VII-1929). *Boletín Minero, Sociedad Nacional de Minería, Santiago*, año 47, 43(389): 763–772.

Díez Canseco, D., Buatois, L., Mángano, G., Díaz-Molina, M. y Benito, M. (2016). Ichnofauna from coastal meandering channel systems (Upper Cretaceous Trepmp Formation, South-Central Pyrenees, Spain): delineating the fluvial-tidal transition. *Journal of Paleontology*, 90 (2): 250 – 268.

Equipo editorial, Etecé. (2020). *Paleontología*. Concepto. <https://concepto.de/paleontologia/#ixzz7MPGKrooA>

Empresa Nacional del Petróleo (ENAP). (1978). *Mapa geológico XII Región de Magallanes y Antártica Chilena*. Chile. Escala 1:500.000. Departamento de exploraciones.

Empresa Nacional del Petróleo (ENAP). (s.f.). *Historia*. ENAP. <https://www.enap.cl/pag/100/776/historia>

Felsch, J. (1912). Reconocimiento geológico de los alrededores de Punta Arenas y de la parte N.O. de la Tierra del Fuego. *Boletín de Inspección geográfica y Minas, IV*. Santiago, Chile.

Folk, R. (1954). The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary-Rock Nomenclature. *The Journal of Geology*, 62 (4): 344-359.

Gallardo, R., Ghiglione M. y Rojas, L. (2019). Tectonic evolution of the Southern Austral-Magallanes basin in Tierra del Fuego. *Latin American Journal of Sedimentology and basis analysis*, 26 (2): 127–154.

Galeazzi, J. (1998). *Structural and Stratigraphic Evolution of the Western Malvinas Basin, Argentina*. 596–632.

Galván-Villa, C., Rubio-Barbosa, E. y Martínez-Melo, A. (2018). Riqueza y distribución de equinoideos irregulares (Echinoidea: Cassiduloida, Clypeasteroida, Holasteroida y Spatangoida) del Pacífico central mexicano. *Hidrobiológica*, 28 (1): 89–31.

García-Ramos, J. (1984). Estudio de las trazas fósiles (icnofauna) del campo de Gibraltar (provincia de Cádiz). Madrid, España. *Instituto Geológico y Minero de España, Informe interno Magna*, 48: 1–97.

García-Ramos, J., Valenzuela, M., Suarez de Centi, C. y Bahamonde, J. (1987). El icnogénero Zoophycos y su valor sedimentológico y paleoambiental. *Acta geológica Hispánica*, 21-22: 499 – 505.

Ghiglione, M. y Ramos, V. (2005). Progression of deformation and sedimentation in the southernmost Andes. *Tectonophysics*, 405: 25–46.

Ghiglione, M., Suárez, F., Ambrosio, A., Da Poian, G., Cristallini, E., Pizzio, M. y Reinoso, R. (2009). Structure and evolution of the Austral Basin Fold-Thrust belt, Southern Patagonian Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (1): 215–226.

Ghiglione, F., Minniti, S., Gutiérrez Pleiming, A. y Ghiglione, M. (2011). *Geología de la costa Noreste del Seno Skyring, Región de Magallanes, Chile*. XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén.

Ghiglione, M., Ramos, V. y Cuitiño, J. (2016). Growth of the Southern Patagonian Andes (46-53°S) and Their Relation to Subduction Processes. *Springer Earth System Sciences*. 208–232.

Goetsche, V. (1953). *Informe geológico del área Tres Morros - Agua Fresca - San Isidro*. Informe de la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP; inédito). Chile.

González, E. (1953). *Estratigrafía y distribución de los grupos El Salto y Palomares en gran parte de la Cuenca de Magallanes*. Archivo Técnico de la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP; inédito).

Grange, J. (1848-1854). *Géologie, Minéralogie et Géographie physique du Voyage, in Voyage au Pole Sud et dans l'Océanie sur les corvettes l'Astrolabe et la Zélée, exécuté pendant les années 1837-1838-1839-1840 sous le commandement de M. J. Dumont d'Urville, capitaine de vaisseau, publié sous la direction supérieure de M. Jacquinot, capitaine de vaisseau commandant de la Zélée*. Paris (Gide), t. I (1848), t. II (1854).

Halpern, M. (1973). Regional Geochronology of Chile South of 50° Latitude. *Geological Society of America Bulletin*, 18: 2407–2413.

Hamblin, A. y Walker, R. (1979). *Storm-dominated shallow marine deposits: The Fernie - Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains*. Department of Geology, McMaster University, Hamilton. 16: 1673 – 1690.

Harambour, S. y Soffia, J. (1988). *Transición desde el margen pasivo a cuenca de antepaís: modelo de evolución para el extremo norte de Última Esperanza*. Acta V Congreso Geológico Chileno. Magallanes, Chile. Tomo I. p. 385–402.

Hervé, F., Nelson, E., Kawashita, K. y Suárez, M. (1981). New isotopic age and the timing of orogenic events in the Cordillera Darwin, southernmost Chilean Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 51: 257–265.

Hoffstetter, R., Fuenzalida, H. y Cecioni, G. (1957). *Léxique Stratigraphique International, Amérique Latine, Chili-Chile*. Centre National de la Recherche Scientifique, 5 (7): 444 pp.

Katz, H. (1959). *Reconocimiento geológico al sur del Seno Almirantazgo*. Informe Técnico de la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP; inédito).

Katz, H. (1963). Revisión of Cretaceous Stratigraphy in Patagonian Cordillera de Última Esperanza, Magallanes, Province, Chile. *Bulletin of the American association of petroleum geologist*, 47 (3): 506–524.

Keidel, I. y Hemmer, A. (1931). Informe preliminar sobre las investigaciones efectuadas en la región petrolífera de Magallanes en los meses de verano de 1928-1929 (12-XII-1929). *Boletín Minero, Sociedad Nacional de Minería*, Santiago, 1947, N°48(388): 706–717.

Klug, C., Korn, D., Landman, N., Tanabe, K., De Baets, K. y Naglik, C. (2015). *Ammonoid Paleobiology: From anatomy to ecology*. Springer. Chapter 1: 1–24.

Kraemer, P. (2003). Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (568 S.Lat). *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 734–748.

Leppe, M., Kaempfe, S., Trevisan, c., Wilberger, T. y Mansilla, H. (2016). *Monitoreo paleontológico de Mina Invierno, Isla Riesco. Región de Magallanes y Antártica Chilena*. P&M Ingeniería Ltda.

Leppe, M., Manríquez, L., Mansilla, C., Mansilla, H., Ortiz, H., Pino, J., Rojas, P., Soto, S., Stinnesbeck, W. (2018). *Patagonia fósil*. Instituto Antártico chileno (INACH).

Linnaeus, C. (1758). *Systema Naturae*. Tomo I. 824 pp.

Lister, A. (2018). *Darwin's Fossils. Discoveries that shaped the theory of evolution. Natural History Museum*, London. 232 pp.

MacEachern, J. y Bann, K. (2008). The role of ichnology in refining shallow marine facies models. *Society for Sedimentary Geology*, 90: 73–116.

Malarkodi, N., Patel, L., Fayazudeen, P. y Mallimarjuna, U. (2009). Palaeoenvironmental Significance of Trace fossils from the Palaeocene Sediments of the Pondicherry Area, South India. *Journal of the Geological Society of India*. 74: 738 – 748.

Malumián, N., Hromic, T. y Náñez, C. (2013). El Paleógeno de la cuenca de Magallanes: bioestratigrafía y discontinuidades. *Anales Instituto Patagonia (Chile)*, 41(1): 29–52.

Mella, P. (2001). *Control tectónico en la evolución de la cuenca de antepaís de Magallanes, XII Región de Magallanes* (Tesis para optar al Título de Geólogo). Universidad de Concepción. Concepción, Chile.

McAtamney, J., Klepeis, K., Mehrtens, C., Thomson, S., Betka, P., Rojas, L. y Snyder, S. (2011). Along-strike variability of back-arc basin collapse and the initiation of sedimentation in the Magallanes foreland basin, southernmost Andes (53–54.5°S). *Tectonics*, 30: 1–26.

Miller, W. (2007). *Trace fossils concept, problems, prospects*. Geology Department Humboldt State University Arcata, Usa, III. pp. 611.

Moore, R. (1966). *Treatise on Invertebrate Paleontology*. The geological Society of America Inc and The University Kansas Press. Part U, Echinodermata 3, 1. 366 pp.

Mpodozis, C. (2004). *Evolución tectónica de la Patagonia Austral y Cuenca de Antepaís de Magallanes*. Archivo técnico de la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP; inédito).

Mpodozis, C. (2006). *Revisión de la estratigrafía y facies de la cuenca de antepaís cretácica entre Lago Argentino y Península Brunswick*. Informe Técnico de la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP; inédito).

Mpodozis, C. y Ramos, V. (2008). Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: Extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la asociación Geológica Argentina*, 63 (4): 481–497.

Mpodozis, C., Mella, P. y Padva, D. (2011). *Estratigrafía y megasecuencias sedimentarias en la Cuenca Austral - Magallanes, Argentina y Chile*. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de hidrocarburos Simposio Cuencas Argentinas: visión actual. Instituto Argentino del Petróleo y Gas.

Munsell Color (2009). *Geological rock-color chart, with genuine Munsell color chips*. X-rite. USA.

Natland, M. y González, E. (1974). Geology and Paleontology of Magallanes Basin. *Geological Society American*, 1: 9–17.

Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. Second edition. Wiley and Sons. Reino Unido.

Olivero, E. y Martinioni, D. (2001). A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes. *Journal of South American Earth Science*, 14: 175–188.

Otero, R., Torres, T., Le Roux, J., Hervé, F., Fanning, M., Yury-Yañez, R. y Rubilar-Rogers, D. (2012). A Late Eocene age proposal for the Loreto Formation (Brunswick Peninsula, southernmost Chile), based on fossil cartilaginous fishes, paleobotany and radiometric evidence. *Andean Geology*, 39 (1): 182–184.

Ovando, J. (2016). *Ammonites del Aptiano Superior-Albiano Inferior (Cretácico Inferior) de la sección de Cerro Chino del Estado de Chihuahua, Noroeste de México* (Tesis para optar al título de Biólogo). Universidad Nacional Autónoma de México.

Pankhurst, R., Mark Fanning, C., Riley, T. y Kelly, S. (2000). Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41 (5): 606–623.

Pankhurst, B., Gregory, J., Howe, J., Robins, N., Griffiths, J., Leat, P. y Turner, J. (2007). *The Geology of Chile*. The Geological Society. Londres. Ch 1.

Pemberton, S., MacEachern, J., Dashtgard, S., Bann, K., Gingras, M. y Zonneveld, J. (2012). *Trace Fossils as Indicators of sedimentary environments*. Elsevier BV.

Penhos, M. (2020). Conrad Martens, un paisajista en el fin del mundo. Las imágenes y el viaje en el Beagle (1831–1836). *Magallania*. (Chile). Volumen especial el viaje de Magallanes: 167–192.

Pinto, J., González, D., Pérez, A. y Mella, P. (2018). *Cronoestratigrafía y Potencial Petrolífero del Paleoceno de la Cuenca de Antepaís Magallanes, Sur de Chile*. XV Congreso Geológico Chileno, Actas: 377. Concepción.

Prades, C. (2008). *Petrología y metamorfismo de las rocas Basálticas en Isla Capitán Aracena, Isla Carlos III y Estero La Pera, Región de Magallanes, Chile* (Tesis para optar al Título de Geólogo). Universidad de Chile Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. Santiago, Chile.

Prieto, X. (1992). Estratigrafía y ambientes de depositación durante el Cretácico Inferior, Seno Última Esperanza a Seno Obstrucción, Región de Magallanes, Chile. *Anales Instituto Patagonia Serie Ciencias. Naturales*. (Chile), 21: 71–81.

Riccardi, A. (1976). *Paleontología y edad de la Formación Springhill*. Actas 1º Congreso Geológico Chileno, 1: 41–56.

Riccardi, A. (1990). *Informes paleontológicos realizados para el distrito Pre-Cordillera en Tierra del Fuego, 1990-1991*. Archivo Técnico Empresa Nacional del Petróleo (ENAP; inédito).

Rojas, L. y Mpodozis, C. (2006). *Geología estructural de la faja plegada y corrida de Tierra del Fuego, Andes patagónicos chilenos*. Empresa Nacional del Petróleo (ENAP)-Sociedad Internacional Petrolera (SIPETROL).

Rivera, H., Le Roux, J., Farías, M., Gutiérrez, N., Sánchez, A. y Palma-Heldt, S. (2020). Tectonic controls on the Maastrichtian-Danian transgression in the Magallanes-Austral foreland basin (Chile): Implications for the growth of the Southern Patagonian Andes. *Sedimentary Geology*, 403: 5–11.

Ruby, G. (1945). *Mina Rica structure, Seno Otway district, Magallanes*. Informe Técnico de la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP; inédito), Santiago.

Seilacher, A. (2007). *Trace fossils analysis*. Springer. Heidelberg. 226 pp.

Solís-Marín, F., Laguarda-Figueras, A. y Honey-Escandón, M. (2014). Biodiversidad de equinodermos (Echinodermata) en México. *Revista Mexicana de Biodiversidad*, 85: 441–449.

Soto, A. (2018). *Modelo evolutivo para la sucesión sedimentaria depositada entre la Cuenca de post rift y la Cuenca de antepaís de Magallanes* (Tesis para optar al Título de Geóloga). Universidad de Chile Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. Santiago, Chile.

Suárez, M. y Pettigrew, T. (1976). An Upper Mesozoic island-arc-back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geological Magazine*, 113 (4): 305–400.

Sundal, A. y Hellevang, H. Using Reservoir Geology and Petrographic Observations to Improve CO₂ Mineralization Estimates; Examples from the Johansen Formation, North Sea, Norway. *Minerals*, 671: 1–23.

Tebbens, S., Labrecque, J., Cande, S. y Vergara, H. (1997). The Chile ridge: A tectonic framework. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 102 (B6): 12,035-12,037.

Thomas, C. (1949). Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile. *Bulletin of the American association of petroleum geologist* 33 (9): 1553-1578.

Thomas, C. (1949). Manantiales Field, Magallanes Province, Chile. *Bulletin of the American association of petroleum geologist* 33 (9): 1579-1589.

Thomson, S., Hervé, F. y Stöckhert, B. (2001). Mesozoic–Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *Tectonics*, 20: 693–711.

Ticona, A. (2020). *Ammonites del Cretácico Inferior (Albiano) del Nororiente Peruano: Variaciones morfológicas y aproximaciones paleoecológicas* (Tesis para optar al Título profesional de Ingeniero Geólogo). Universidad Nacional del Altiplano de Puno. Facultad de Ingeniería geológica y Metalúrgica.

Torres, P., Olivero, E. y Dimiri, L. (2008). Control en la magnitud de desplazamiento de rumbo del Sistema Transformante Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 35 (1): 64–66.

Vásquez, G. (2006). *Monte Tarn (825 M.)*. Andeshandbook. <https://www.andeshandbook.org/montanismo/cerro/300/Tarn>

Wetzel, A. (2008). Recent Bioturbation In The Deep South China Sea: A Uniformitarian Ichnologic Approach. *Society for Sedimentary Geology* 23: 601–615.

Wilson, J. (1991). Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 103 (1): 98–111.

Winn, R. y Dott, R. (1979). Deep-Water fan channel conglomerates of Late Cretaceous age. Southern Chile. *Sedimentology*, 26: 203–228.

SOLO USO ACADÉMICO

Anexos

Leyenda

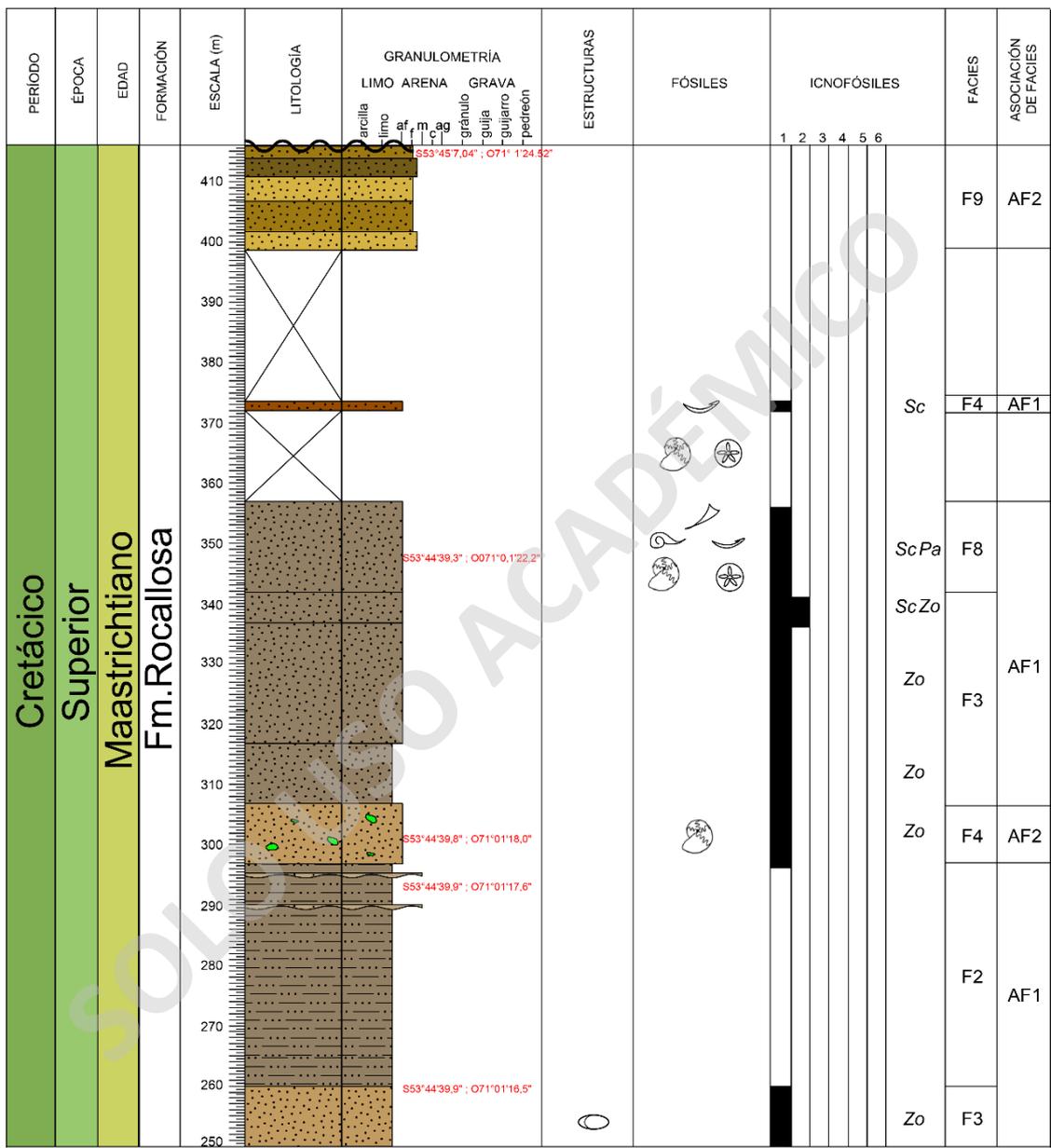
	Arenisca
	Lutita
	Limolita

	Contacto concordante inferido
	Contacto erosivo
	Tramo cubierto
	Clastos con glauconita
	Roca clástica discordante
	Concreciones calcáreas
	Laminación ondulosa

Simbología

	Ammonoideos	Zo <i>Zoophycos</i> isp.
	Equinodermos	Ch <i>Chondrites</i> isp.
	Bivalvos	Pa <i>Palaeophycus</i> isp.
	Escafópodos	Sc <i>Scolicia</i> isp.
	Anélidos	
	Fragmentos de conchas indeterminadas	

SOLO USO ACADÉMICO



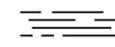
Anexo 2. Columna estratigráfica de 250–420 m con facies y asociaciones de facies. En color rojo están las coordenadas geográficas del nivel estratigráfico (Escala 1:500).

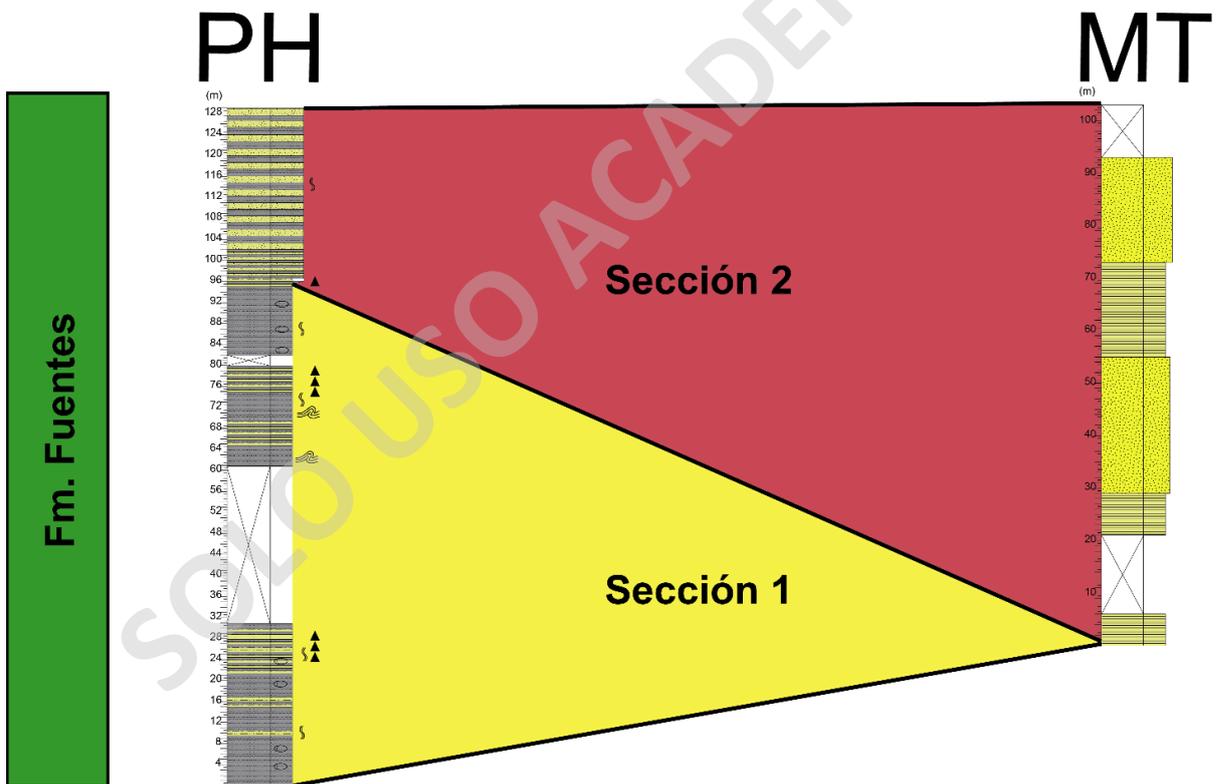
Leyenda

-  Arenisca
-  Lutita
-  Limolita

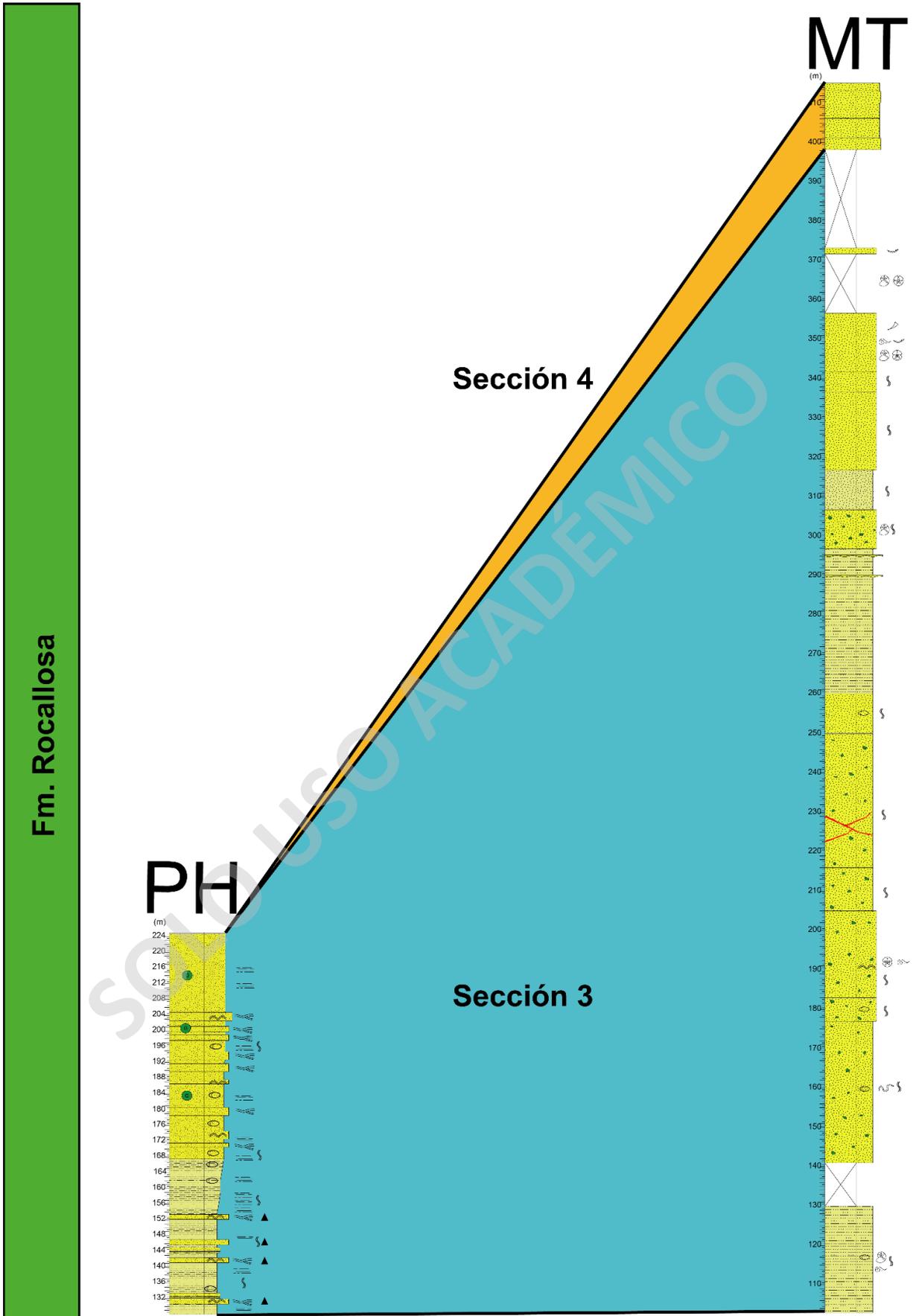
-  Contacto concordante inferido
-  Contacto erosivo
-  Tramo cubierto
-  Clastos con glauconita
-  Glauconita
-  Roca clástica discordante
-  Concreciones calcáreas

Simbología

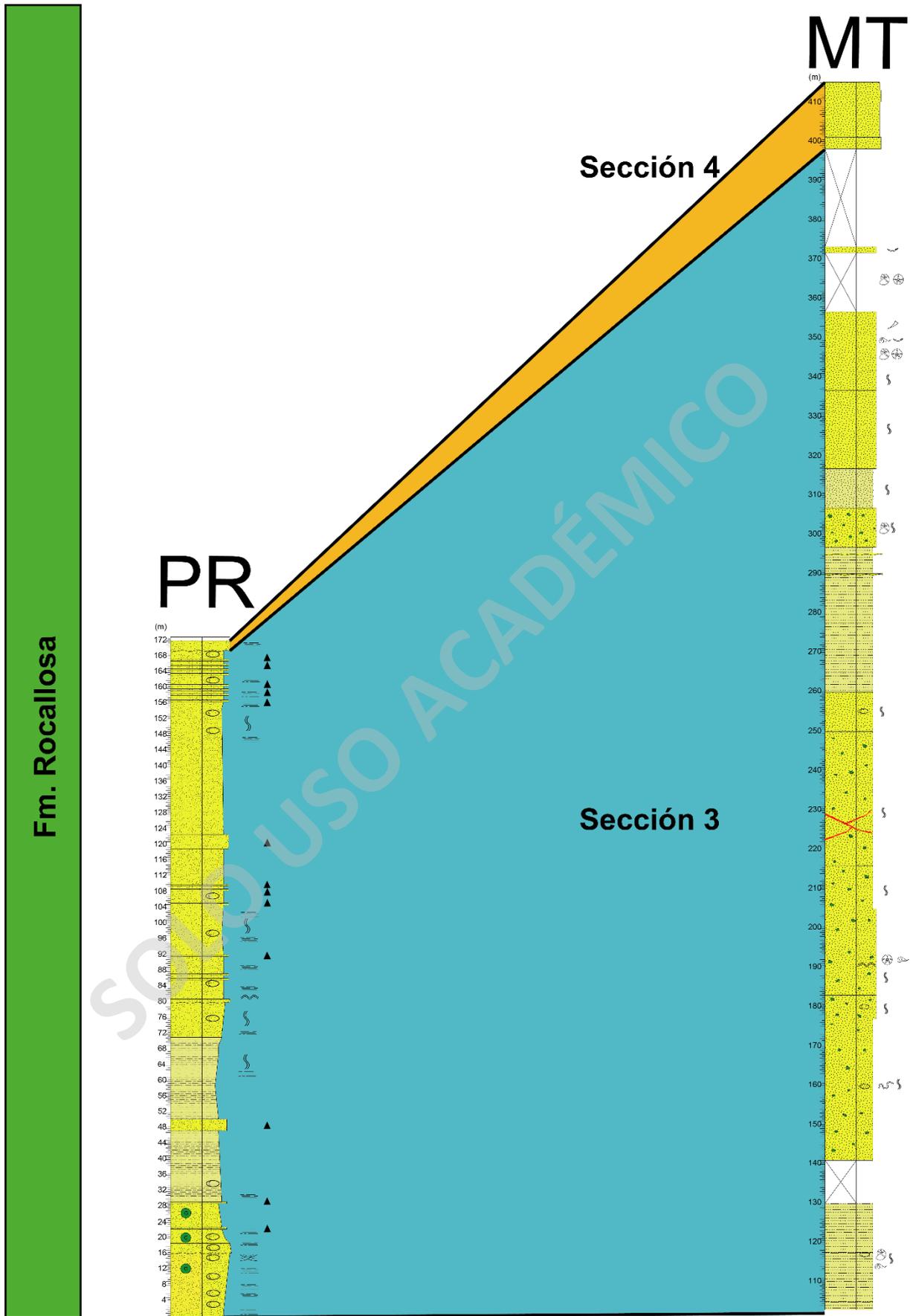
-  Laminación paralela
-  HCS-SCS
-  Slump
-  Laminación cruzada en artesa
-  Laminación ondulosa
-  Gradación normal
-  Trazas fósiles
-  Ammonoideos
-  Equinodermos
-  Bivalvos
-  Escafópodos
-  Anélidos
-  Fragmentos de conchas indeterminadas



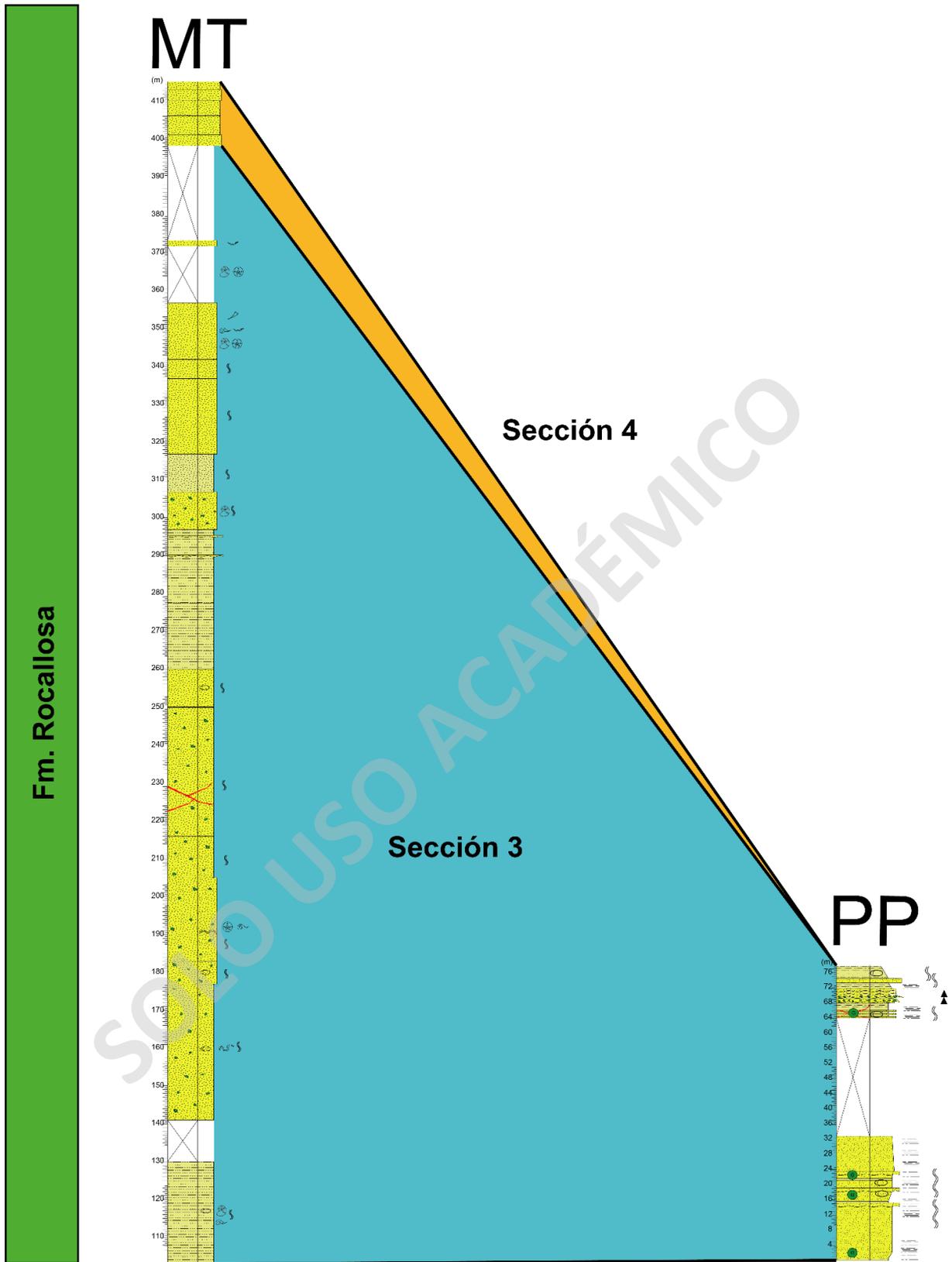
Anexo 3. Correlaciones estratigráficas entre Puerto del Hambre y Monte Tarn (secciones 1 y 2; Escala 1:250).



Anexo 4. Correlaciones estratigráficas entre Puerto del Hambre y Monte Tarn (secciones 3 y 4; Escala 1:250).



Anexo 5. Correlaciones estratigráficas entre Punta Rocallosa y Monte Tarn (secciones 3 y 4; Escala 1:250).



Anexo 6. Correlaciones estratigráficas entre Punta Pran y Monte Tarn (secciones 3 y 4; Escala 1:250).

Código de muestra	Coordenadas geográficas	Nombre de la roca	Fósiles
M01D2	53°44'37,3"S ; 71°00'59,7"O	Lutita arenosa	-
M02D2	53°44'37,5"S ; 71°0,1'0,19"O	Arenisca limosa	-
M03D2	53°44'37,6"S ; 71°01'02,5"O	Lutita arenosa	-
M04D2	53°44'37,5"S ; 71°01'03,5"O	Arenisca limosa	-
M05D2	53°44'38,0"S ; 71°01'06,3"O	Arenisca limosa	Ammonoideo 53°44'38,0"S ; 71°01'06,3"O
M06D2	53°44'39,9"S ; 71°01'08,9"O	Arenisca limosa	Anélido
M07D2	53°44'40,3"S ; 71°01'09,7"O	Arenisca	-
M08D2	53°44'40,4"S ; 71°01'10,6"O	Arenisca	Equinoideo 53°44'40,3"S ; 71°01'11,4"O
M09D2	53°44'40,3"S ; 71°01'12,3"O	Arenisca limosa	-
M10D2	53°44'4,2"S ; 71°0,1'13,6"O	Subarcosa Silicea	-
M11D2	53°44'40,3"S ; 71°01'13,2"O	Arenisca limosa	Equinoideo 53°44'4,2"S ; 71°0,1'13,6"O
M12D2	53°44'39,6"S ; 71°01'14,2"O	Arenisca limosa	-
M13D2	53°44'39,9"S ; 71°01'17,6"O	Limolita arenosa	-
M14D2	53°44'39,8"S ; 71°01'18,0"O	Arenisca	Ammonoideo 53°44'39,8"S ; 71°01'18,0"O
M15D2	53°44'39,9"S ; 71°01'19,2"O	Arenisca limosa	-
M16D2	53°44'39,8"S ; 71°01'19,7"O	Arenisca	-
M17D2	53°44'39,6"S ; 71°01'19,9"O	Arenisca	-
M18D2	53°44'39,9"S ; 71°01'20,5"O	Arenisca	-
M19D2	53°44'39,3"S ; 71°0,1'22,2"O	Arenisca	<i>Maorites</i> sp. (MT-IP-06-10, MT-IP-06-02, MT-IP-06-08a) <i>Diplomoceras</i> sp. (MT-IP-06-03) Veneridae indet. (MT-IP-06-13b) <i>Dentalium</i> sp. (MT-IP-06-13a) Atelostomata indet. (MT-IP-06-09a, MT-IP-06-09c, MT-TP-06-09f, MT-IP-06-08b, MT-IP-06-08c)
Tramo cubierto	53°44'51,3"S ; 71°0,1'23,2"O	Sedimentos	<i>Diplomoceras</i> sp. (MRS01MT, MRS02MT, MRS03MT) Veneridae indet. (MRS04MT)
M20D2	53°45'0,69"S ; 71°0,1'25,8"O	Arenisca	Bivalvo indet.
Cumbre (M01D1, M02D1 M03D1, M04D1, M05D1)	53°45'7,04"S ; 71°1'24,52"O	Arenisca	-

Anexo 7. Tabla que expone el código de muestra con sus respectivas características.