



**ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO E ICNOLÓGICO EN LA CORONA
ECO-5 DE LA FORMACIÓN MAGALLANES INFERIOR (CRETÁCICO
SUPERIOR-EOCENO INFERIOR), CUENCA AUSTRAL.**

Trabajo final de grado de la Licenciatura en Geología

Autora: Vazquez Karen Verónica

Director: Ponce Juan José

Codirectora: Froy Verónica

2021

ÍNDICE DE CONTENIDO

RESUMEN	3
ABSTRACT	4
CAPÍTULO I.....	5
1. INTRODUCCIÓN	5
1.1. Objetivos.....	7
1.2. Metodología	8
1.2.1 Recopilación y análisis bibliográfico	8
1.2.2 Trabajo de laboratorio	9
1.2.3 Trabajo de gabinete	9
CAPÍTULO II.....	10
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	10
2.1.1. Ciclo Tobífera (Arbe, 1988, 2002).....	12
2.1.2. Ciclo Río Mayer (Arbe, 1988, 2002).....	12
2.1.3 Ciclo Lago San Martín (Arbe, 1988, 2002).....	13
2.1.4. Ciclo Lago Viedma (Arbe, 1988, 2002).....	14
2.1.5. Ciclo Terciario Inferior (Rodríguez et al., 2008).....	16
2.1.6. Ciclo Terciario Superior (Rodríguez et al., 2008).....	16
CAPÍTULO III.....	19
3. ALGUNOS CONCEPTOS BÁSICOS.....	19
3.1. Icnología.....	19
3.2. Propiedades de la glauconita.....	20
CAPÍTULO IV	26
4. RESULTADOS.....	26
4.1. Descripción del testigo corona ECO-5	26
4.2. Icnofacies reconocidas	33
4.3. Interpretación de la descripción macroscópica	36
4.4. Descripción petrográfica de los componentes de la roca	37
4.5. Interpretación de la descripción petrográfica.....	46
CAPÍTULO V	48
5.DISCUSIÓN	48
5.1. Parámetros de control paleoecológicos sobre las comunidades bentónicas.....	48
5.1.1 Energía hidrodinámica.....	48
5.1.2. Oxigenación.....	49

5.1.3. Salinidad	50
5.1.4. Tasa de sedimentación y distribución de alimento	51
5.1.5. Turbidez	51
5.2. Paleoambiente de depositación	52
CAPÍTULO VI	61
6.CONCLUSIONES	61
AGRADECIMIENTOS	63
REFERENCIAS	64

RESUMEN

El análisis sedimentológico, icnológico y petrográfico del testigo corona ECO-5 de la Formación Magallanes Inferior (Cretácico Superior-Eoceno Inferior) de la cuenca Austral, permitió identificar siete facies sedimentarias. Estas facies están integradas por areniscas masivas finas a muy finas (F1), areniscas muy finas con estratificación entrecruzada tipo *hummocky* (F2), areniscas muy finas laminadas (F3), areniscas masivas muy finas a finas calcáreas (F4), fangolitas masivas calcáreas (F5) y limolitas masivas y laminadas (F6-F7, respectivamente), con concentraciones variables de glauconita y tres asociaciones icnológicas correspondientes a las icnofacies de *Cruziana*, *Skolithos* y *Glossifungites*. El análisis de las facies sedimentarias e icnofacies permitió asignar a los depósitos del testigo corona ECO-5, un ambiente de *updrift* de un delta dominado por oleaje. En esta posición del sistema deltaico las condiciones de estrés son menores que en el *downdrift*, presentando una mayor abundancia y diversidad de trazas fósiles. La petrografía permitió identificar una abundancia significativa de glauconita y pirita en las muestras. La glauconita varía desde incipiente a altamente evolucionada, donde los mayores grados de evolución ocurren en las areniscas de granulometrías finas. Se interpreta que el material poroso que facilitó la formación de la glauconita tiene origen puramente biológico, vinculado a la secreción de pellets fecales de los organismos bentónicos. En la corona ECO-5 se identificaron glauconitas de tipo autóctonas que no sufrieron transporte y se formaron *in situ*, así como también glauconitas alóctonas, de tipo parautóctonas, que sufrieron un mínimo transporte dentro del sistema depositacional. La pirita observada en el craquelado de la glauconita, o diseminada en este mineral, se forma posteriormente al mineral verdoso. La presencia de la icnofacies *Glossifungites*, en las areniscas muy finas y finas, en conjunto con el alto grado de la evolución de la glauconita marcan el comienzo de un cortejo transgresivo.

Palabras claves: Cuenca Austral, testigo corona, trazas fósiles, glauconita.

ABSTRACT

The sedimentological, ichnological and petrographic analysis of the ECO-5 core of the Lower Magallanes Formation (Upper Cretaceous-Lower Eocene) of the Austral basin, allowed the identification of seven sedimentary facies. These facies are integrated by fine to very fine massive sandstones (F1), very fine sandstones with hummocky cross-stratification (F2), very fine laminated sandstones (F3), very fine to fine calcareous massive sandstones (F4), calcareous massive mudstones (F5) and massive and laminated siltstones (F6-F7, respectively), with variable amount of glauconite and with the development of three ichnoassociations corresponding to the ichnofacies of Cruziana, Skolithos and Glossifungites. The analysis of the sedimentary facies and ichnofacies allowed an assignation of the deposits of the core ECO-5 to an updrift environment of a wave delta dominated. In this position of the deltaic system, the stress conditions are lower than in the downdrift, and thus presenting a greater abundance and diversity of fossil traces. The petrographic analysis allowed to observe a significant abundance of glauconite and pyrite in the samples. Glauconite ranges from incipient to highly evolved, with the highest degrees of evolution occurring in fine-grained sandstones. The porous material that includes the formation of glauconite has a purely biological origin, linked to the production of fecal pellets by the benthic organisms. In the ECO-5 core, autochthonous glauconites that did not undergo transport and were formed in situ, were identified as well as allochthonous glauconites of the parautochthonous type, that underwent minimal transport within the depositional system. The pyrite observed in the craquelure of glauconite or disseminated in this mineral, is subsequently formed to the greenish mineral. The presence of the Glossifungites ichnofacies, in the very fine and fine sandstones, together with the high degree of glauconite evolution, indicate the beginning of a transgressive system track.

Keywords: Austral basin, core, trace fossil, environmental factors.

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

Este Trabajo Final de Grado presenta los resultados e interpretaciones obtenidas del análisis sedimentológico, icnológico y petrográfico del testigo corona ECO-5, de la Formación Magallanes Inferior (Cretácico Superior-Eoceno Inferior) de la cuenca Austral. El testigo corona ECO-5 fue extraído del yacimiento El Cerrito Oeste, a cargo de la Compañía General de Combustibles S.A (CGC), ubicado en la provincia de Santa Cruz, 140 km al noroeste de la ciudad de Río Gallegos (Jait *et al.*, 2018, Fig. 1). Los datos de pozos perforados y el análisis de líneas sísmicas 2D y 3D, permitieron obtener la estratigrafía presente para estas posiciones de la cuenca Austral (Jait *et al.*, 2018). En el subsuelo del yacimiento El Cerrito Oeste se reconocen, de base a techo, depósitos asignados a la Serie Tobífera y a las formaciones Springhill, Palermo Aike, Magallanes y Santa Cruz (ver punto 5. Estratigrafía). La Formación Magallanes representa un intervalo estratigráfico muy amplio, con depósitos del Cretácico Superior al Mioceno. El Miembro Inferior de la Formación Magallanes (Cretácico Superior-Eoceno Inferior) representa una parte del relleno de la cuenca asociado a la etapa de antepaís, y contiene reservorios asociados a ambientes marinos someros, los cuales han sido referidos, de base a techo, como M3, M2, M1 y M0 (Jait *et al.*, 2018). De todos ellos, el reservorio M2 constituye la unidad productora del yacimiento El Cerrito Oeste (Jait *et al.*, 2018). Litológicamente el reservorio se compone por arenisca arcillosa muy fina con clastos de subangulosos a subredondeados, y por arenisca fina a muy fina, mediana en algunos sectores, de selección regular (Jait *et al.*, 2018).

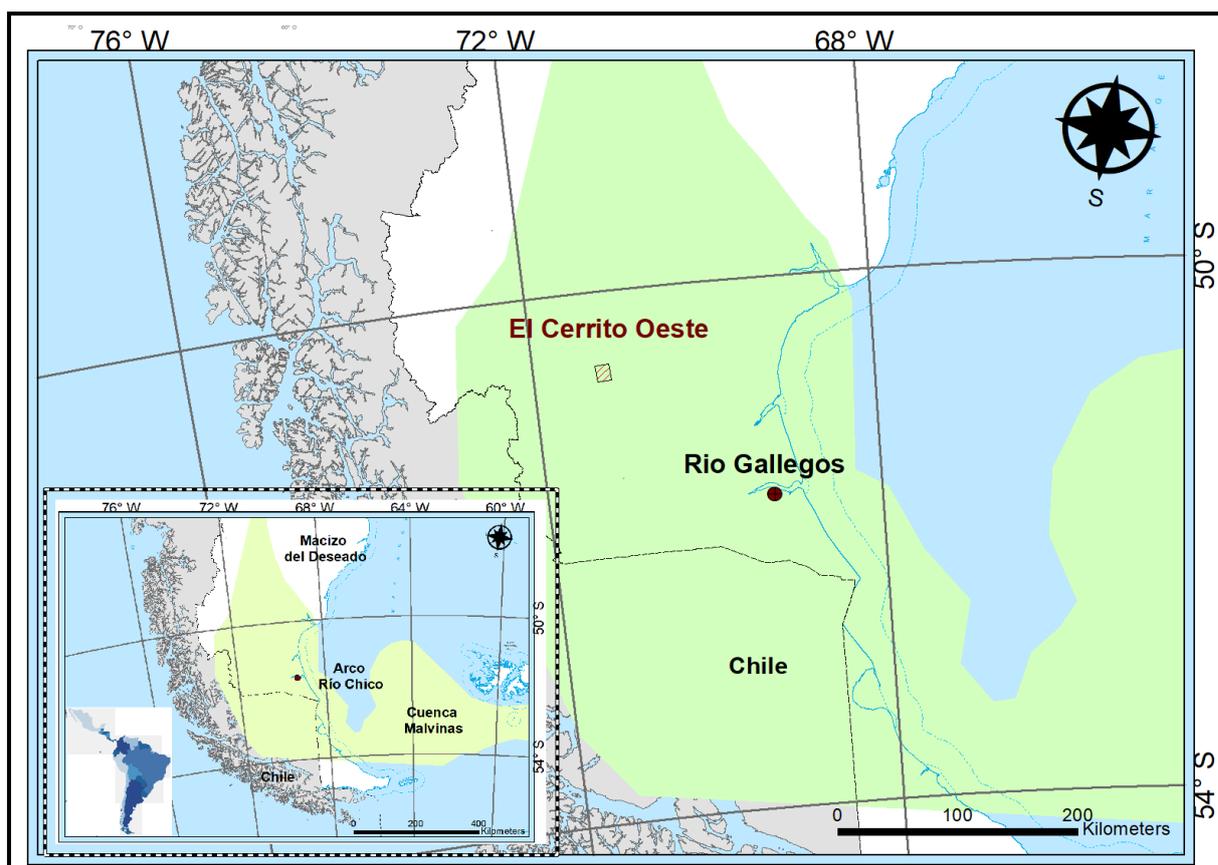


Figura 1. Mapa de ubicación del área El Cerrito Oeste donde fue extraído el testigo corona ECO-5. En este sector opera la empresa CGC S.A.(Compañía General de Combustibles). La zona de color verde claro representa el área que abarca la cuenca Austral (ver Fig. 2).

Si bien se han realizado análisis sedimentológicos, estructurales y de estratigrafía secuencial del intervalo estratigráfico analizado (Cagnolatti y Miller, 1999, 2002; Saccavino *et al.*, 2005; Sullivan *et al.*, 2005), no se cuenta con un análisis sedimentológico, icnológico y petrográfico que permita comprender y caracterizar en detalle las particiones ambientales que muestra la Formación Magallanes Inferior, la cual presenta depósitos completamente obliterados por bioturbación con una abundancia significativa de glauconita y pirita. A pesar de que las interpretaciones paleoambientales se han basado puramente en evidencias sedimentológicas, se debe reconocer que el estudio icnológico proporciona datos claves que permiten reafirmar y refinar estas interpretaciones.

La icnología comprende el estudio de las trazas que producen los organismos, ya sea animales o plantas, cuando interactúan con el sustrato (Frey, 1973; Frey y Seilacher, 1980;

Frey y Pemberton 1985; Buatois y Mángano, 2000; Buatois y Mángano, 2011). El concepto de icnofacies fue propuesto por Seilacher a lo largo de los años cincuenta y sesenta, fue entonces cuando observó que los parámetros ambientales, que controlan la distribución de las asociaciones de trazas fósiles, tienden a cambiar a medida que aumenta la distancia desde la costa hacia el interior de la cuenca (MacEachern *et al.*, 2012a). De esta manera, plantea una zonación que marca la transición desde organismos suspensívoros que habitan cerca de la costa (*shoreface* superior a medio) a organismos depositívoros y detritívoros que ocupan posiciones de *offshore* y plataforma (Seilacher, 1967). A partir de esto, se concluye que los organismos suspensívoros, que conviven en aguas agitadas, se disponen en el sustrato generalmente en galerías verticales y se alimentan de los nutrientes en suspensión. Mientras que los depositívoros y detritívoros, que habitan en aguas calmas, forman excavaciones horizontales y aprovechan el alimento que decanta en el fondo marino y el que se acumula dentro de los sedimentos. El comportamiento de los organismos está controlado por el tamaño de grano del sedimento, temperatura, salinidad, oxigenación, tipo de sustrato, condiciones energéticas, turbidez del agua y tasa de sedimentación (Rhoads, 1975; Frey y Seilacher, 1980; Frey y Pemberton, 1985). Todos estos parámetros cambian a medida que nos alejamos de la costa, y, por ende, a medida que aumenta la profundidad del agua.

1.1. Objetivos

El objetivo general de este trabajo es analizar la corona ECO-5 desde una perspectiva sedimentológica, icnológica y petrográfica, que permita obtener una interpretación del paleoambiente de deposición de estos depósitos, y discutir el significado que tiene la abundante presencia de glauconita en los mismos. En este sentido, el análisis sedimentológico permitirá inferir los procesos que condujeron a la formación de estos depósitos, mientras que los estudios icnológicos permitirán obtener información sobre las condiciones paleoambientales en las que habitaban los organismos, tales como propiedades del sustrato, tasa de sedimentación, condiciones energéticas, salinidad, oxigenación y turbidez. Por otro lado, el análisis petrográfico permitirá determinar el origen de la glauconita

y su significado. Para alcanzar el objetivo general se plantearon los siguientes objetivos particulares:

- Analizar y describir las diferentes facies sedimentarias y sus icnofacies, reconociendo los principales icnotaxones que las integran.
- Evaluar los parámetros de control para determinar el paleoambiente en el que se desarrollaron las trazas fósiles.
- Reconocer los componentes de todos los cortes delgados y realizar una descripción petrográfica de las muestras. Se hará hincapié en el mineral arcilloso color verdoso, conocido como glauconita, para inferir las condiciones de sedimentación en base a su evolución, y así determinar su relación con las trazas fósiles y su significado en el análisis estratigráfico secuencial.
- Presentar un modelo depositacional en función del testigo corona analizado.

1.2. Metodología

La metodología empleada, durante el desarrollo de este trabajo, se basó en tres puntos principales: 1) recopilación y análisis bibliográfico, 2) trabajo de laboratorio y 3) trabajo de gabinete. El material de estudio fue facilitado por la empresa CGC S.A. (Compañía General de Combustibles) y consiste de un sondeo con testigo corona y 11 láminas delgadas. El sondeo con testigo corona consta de tres carreras que, en total, suman 34 metros. El testigo corona pertenece al yacimiento El Cerrito Oeste.

1.2.1 Recopilación y análisis bibliográfico

La bibliografía fué analizada de manera crítica, con el fin de obtener la mayor información de antecedentes de estudios sedimentológicos, icnológicos y estratigráficos en depósitos marinos, que permitan comprender los depósitos de la corona ECO-5. Información de este tipo se encuentra, por ejemplo, en Frey y Pemberton (1985), Savrda (1995), Buatois y Mángano (2011), MacEachern *et al.* (2012a), entre otros. Con relación al estudio de

glauconita, la selección de antecedentes apuntó a aquellos informes que explican la génesis, hábito y evolución de este mineral, como por ejemplo Odin y Matter (1981), Odin y Fullagar (1988), Amorosi (1997). Así también, aquellos que detallan el reconocimiento de superficies estratigráficas basado en la ocurrencia de glauconita, tal como explica Amorosi (1995).

1.2.2 Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio consistió en: 1) describir macroscópicamente las muestras de sondeo y 2) describir petrográficamente los cortes delgados.

Las características más importantes de la roca a tener en cuenta durante la descripción macroscópica fueron: tamaño de grano, componentes reconocibles a ojo desnudo, contactos entre dos litologías diferentes, estructuras sedimentarias y contenido icnológico.

Para el análisis de las láminas delgadas se utilizó un microscopio óptico de polarización con luz reflejada, marca Zeiss-Axio Imager A2, que se encuentra en el Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN-CONICET), en la ciudad de General Roca. Para un completo análisis y descripción de las muestras se tuvieron en cuenta los componentes de la roca como clastos, líticos, matriz y cemento. Por otro lado, se consideró la identificación de la glauconita, sus principales propiedades, y su relación con los componentes de la roca.

En todas las etapas del trabajo de laboratorio se tomaron fotos para tener un completo registro de las muestras.

1.2.3 Trabajo de gabinete

En esta etapa se evaluaron los datos obtenidos en el laboratorio. En este caso, se realizaron tablas que resumen la descripción de los cortes delgados y las facies definidas, así como también gráficos que muestran las características sedimentológicas e icnológicas del testigo corona y otros que ilustran el paleoambiente en donde se depositaron las rocas. Para la confección de los mapas y gráficos se utilizaron los *softwares* Adobe Illustrator y ArcMap.

CAPÍTULO II

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La cuenca Austral se ubica en el extremo más austral de América del Sur cubriendo un área de 230.000 km², de los cuales el ~85% pertenece al territorio argentino y el resto al sector chileno (Peroni *et al.*, 2002). Posee una característica forma de “L”, extendiéndose de norte a sur por 700 km, y de este a oeste por 400 km (Fig. 2). Hacia el norte se encuentra delimitado por el Macizo del Deseado, al oeste por los Andes Patagónicos-Australes, mientras que hacia el este se separa de la cuenca de Malvinas por el Arco de Río Chico-Dungeness (prolongación costa afuera del Macizo del Deseado). El basamento de la cuenca se constituye por dos grupos de unidades: 1) las unidades pertenecientes al Macizo del Deseado, y 2) rocas metasedimentarias del ~Devónico Superior-Carbonífero Inferior (Mpodozis *et al.*, 2011). Las primeras son rocas metamórficas deformadas cuyo metamorfismo ocurrió en el Eocámbrico-Devónico (Mpodozis *et al.*, 2011), pertenecen al Complejo Río Deseado y se encuentran intruidas en algunos sectores por granitoides foliados del Ordovícico-Carbonífero Inferior (Mpodozis *et al.*, 2011). El segundo grupo, formado por rocas metasedimentarias, se distribuye por el margen de la cuenca al oeste y sur, al norte entre el lago General Carreras (Buenos Aires), y en la isla de Tierra del Fuego al sur (Mpodozis *et al.*, 2011). También se pueden encontrar entre el lago Pueyrredón y el lago Belgrano en donde forman parte de la Formación Río Lácteo (Mpodozis *et al.*, 2011).

El relleno de la cuenca se compone de una columna sedimentaria de aproximadamente 8000 m de depósitos asociados a eventos de *rift*, *post rift-sag* y antepaís. Estos tres eventos definen la historia geotectónica de la cuenca (Mpodozis *et al.*, 2011). La etapa de *rift* ocurrió entre el Triásico Superior y Jurásico Medio-Superior como consecuencia de la fragmentación de Gondwana occidental que da lugar a la apertura de una cuenca marginal (cuenca de Rocas Verdes) (Dalziel *et al.*, 1974). Como resultado de este evento extensional se originaron fallas normales con el consecuente desarrollo de grábenes y hemigrábenes asociados a un

vulcanismo predominantemente silíceo (Biddle *et al.*, 1986). Los depósitos del intenso vulcanismo se encuentran intercalados con areniscas y arcillitas que forman parte del Complejo El Quemado (Nullo *et al.*, 2006; Cuitiño *et al.*, 2019).

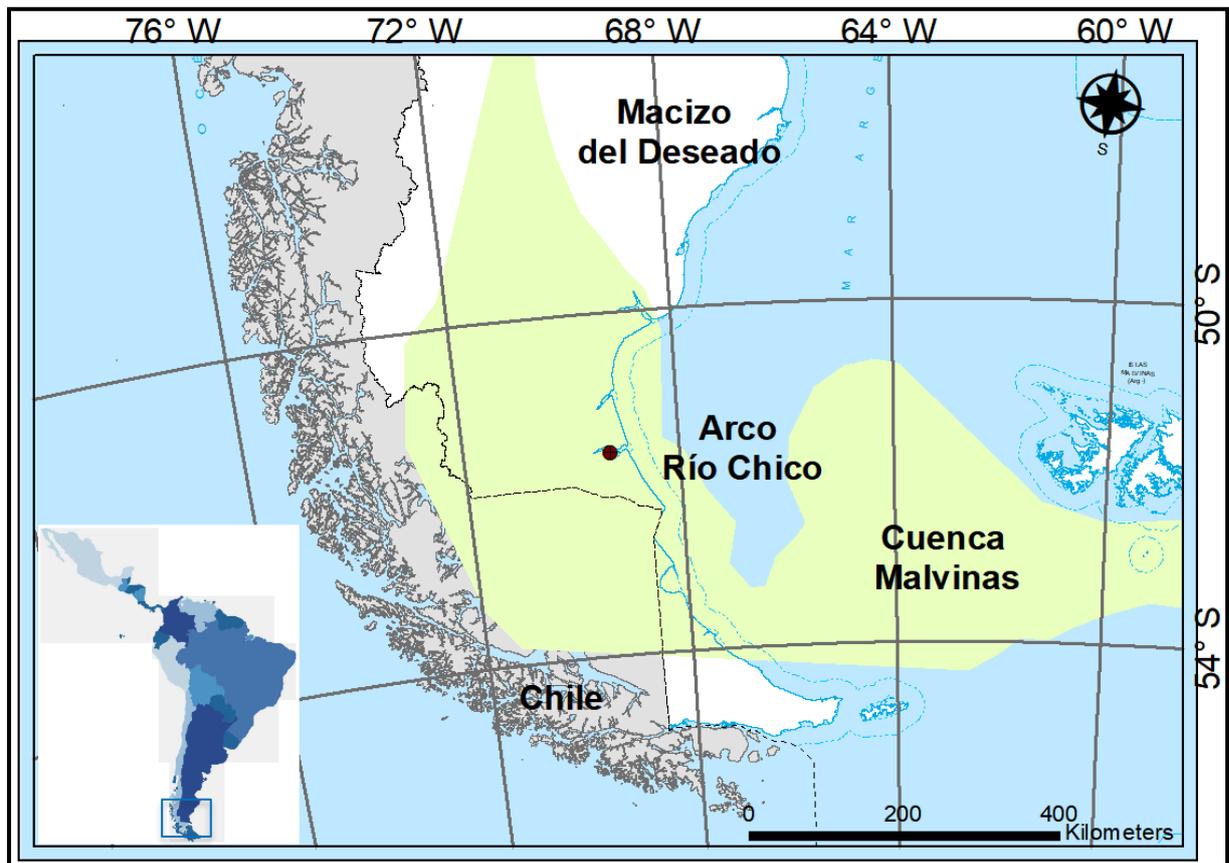


Figura 2. Mapa de ubicación de la cuenca Austral, note que hacia el este se une con la cuenca de Malvinas.

Hacia el Jurásico Superior-Cretácico Inferior se produjo la etapa de *post rift*, que debido a un tenue hundimiento térmico (etapa de *sag*), generó la inundación marina de la cuenca marginal (cuenca Rocas Verdes) desde el sur-sudoeste. Esta cuenca funcionó detrás de un arco magmático en desarrollo durante el Jurásico más tardío-Cretácico Temprano (Dalziel *et al.*, 1974). La Plataforma Sudamericana ubicada al este de la cuenca Rocas Verdes cumplió el rol de área de aporte de sedimentos clásticos a los sistemas fluviales y marinos someros (Peroni *et al.*, 2002).

Durante el Cretácico Superior-Cenozoico se produjo la inversión tectónica y el cierre de la cuenca marginal de retroarco (cuenca Rocas Verdes), convirtiéndose en una cuenca de

antepaís (Winslow, 1982; Biddle *et al.*, 1986; Peroni *et al.*, 2002). La construcción del sistema orogénico produjo un incremento en la subsidencia de la cuenca, principalmente en el ámbito de la fosa (*foredeep*). La fosa constituye el depocentro ubicado al frente del sistema orogénico andino, en donde se depositó el mayor espesor sedimentario de la cuenca (DeCelles y Giles, 1996).

2.1. Estratigrafía de la cuenca Austral

La cuenca Austral está integrada por ciclos sedimentarios divididos en subciclos transgresivos-regresivos que permiten explicar los depósitos que integran su columna sedimentaria (Fig. 3). Los ciclos sedimentarios del Cretácico de la cuenca fueron descritos por Arbe (1988, 2002), mientras que los dos últimos ciclos se detallan en Rodríguez *et al.* (2008).

2.1.1. Ciclo Tobífera (Arbe, 1988, 2002)

Este ciclo comenzó en el Oxfordiano y está integrado por los depósitos volcánicos y piroclásticos de la Serie Tobífera asociados a la etapa de *rift*. La Serie Tobífera es equivalente en subsuelo al Complejo El Quemado (Mpodosis *et al.*, 2011). El subciclo regresivo está compuesto por la parte basal de la Formación Springhill y forma parte del relleno de los grábenes y hemigrábenes (Arbe, 1988, 2002; Fig. 3). La sección basal de esta formación corresponde a depósitos continentales asociados a lutitas carbonosas depositadas en un ambiente de *lagoon* que, posteriormente, fue suprayacido por depósitos transgresivos (Cuitiño *et al.*, 2019). Dentro de la cuenca Austral, la Formación Springhill es el reservorio de hidrocarburos más importante.

2.1.2. Ciclo Río Mayer (Arbe, 1988, 2002).

Este ciclo corresponde a la etapa final de *rift* y comienzo de la etapa de *post rift-sag*, y se divide en dos subciclos sedimentarios:

- Subciclo Transgresivo Springhill (ST2): integrado por los depósitos de la sección superior de la Formación Springhill y por parte del Miembro inferior de la Formación

Río Mayer (Arbe, 1988, 2002; Mpodozis, 2011; Fig. 3). La parte superior de la Formación Springhill corresponde a cuerpos arenosos de origen marino somero. La Formación Río Mayer, alcanza los 1000 metros de espesor, se encuentra integrada por lutitas grises a negras con laminación paralela, que se intercalan con margas que representan un ambiente de plataforma de baja energía (Arbe, 2002; Cuitiño *et al.*, 2019).

- Subciclo Regresivo Río Tarde (SR2): se encuentra integrado por parte del Miembro Inferior de la Formación Río Mayer, Formación Río Belgrano y Formación Río Tarde (Arbe, 1988; Fig. 3). La Formación Río Mayer se encuentra representada por pelitas negras a grises, al igual que en el Subciclo Springhill, pero se diferencian de estas por el contenido fosilífero, y por mostrar un pasaje transicional hacia la Formación Río Belgrano (Arbe, 1988, 2002). La Formación Río Belgrano se dispone de manera transicional sobre la Formación Río Mayer y se asigna al Barremiano Superior-Aptiano Inferior, sobre la base de su contenido fosilífero (Panza *et al.*, 2018). Litológicamente se compone de areniscas finas a medianas con intercalación pelítica, culminando con conglomerados (Panza *et al.*, 2018). Esta formación fue depositada en un ambiente deltaico dominado por olas y se divide en el Miembro Inferior (facies de frente deltaico), y Miembro Superior (facies de planicie deltaica; Arbe, 1988). Por último, la Formación Río Tarde está representada por limolitas rojas que se depositaron en un ambiente fluvial de baja energía, y corresponde a las facies proximales del ambiente deltaico en el que se depositó la Formación Río Belgrano (Arbe, 2002).

2.1.3 Ciclo Lago San Martín (Arbe, 1988, 2002).

Lo conforman el Subciclo Transgresivo Arroyo Potrancas y el Subciclo Regresivo Kachaike-Piedra Clavada.

- Subciclo Transgresivo Arroyo Potrancas (ST3): se encuentra representado por el Miembro Superior de la Formación Río Mayer y por el Miembro Inferior de la Formación

Arroyo Potrancas (Arbe, 1988; Fig. 3). La sección superior de la Formación Río Mayer se compone de lutitas negras masivas, que se intercalan con areniscas finas y muy finas acumuladas por corrientes de turbidez en un ambiente de plataforma marina. La Formación Arroyo Potrancas se compone de arcilitas, pelitas tobáceas y tobas que gradan a areniscas tobáceas, tobas y conglomerados, que muestran un arreglo general granocreciente correspondiente a un ambiente de tipo deltaico (Arbe, 2002).

- Subciclo Regresivo Kachaike- Piedra Clavada (SR3): representado por un periodo de mar alto y por otro de mar bajo. En el periodo de mar alto se depositaron el Miembro Superior de la Formación Arroyo Potrancas, la Formación Kachaike, la sección basal de la Formación Lago Viedma y la sección superior del Miembro Superior de la Formación Río Mayer (Arbe, 2002; Fig. 3). El Miembro Superior de la Formación Arroyo Potrancas está compuesto por conglomerados que, en algunas zonas, son reemplazados lateralmente por depósitos de piroclastitas. En dirección a la cuenca esta formación grada a la Formación Kachaike (Arbe, 2002). La Formación Kachaike se constituye por bancos de areniscas medias a gruesas de color amarillento y bancos de conglomerados finos (Panza *et al.*, 2018). La sección basal de la Formación Lago Viedma se compone por una intercalación de ciclos granocrecientes y margas (Arbe, 2002). En este subciclo, la parte superior del Miembro Superior de la Formación Río Mayer se integra por litofacies de pelitas olivas y negras de origen marino (Arbe, 1988, 2002). Por otro lado, la fase de nivel de mar bajo está representada por la sección superior de la Formación Lago Viedma, integrada por areniscas de plataforma y fluviales, y facies sedimentarias proximales (fluviales y estuarinas) de la Formación Piedra Clavada (Arbe, 2002).

2.1.4. Ciclo Lago Viedma (Arbe, 1988, 2002).

Está integrado por los subciclos Mata Amarilla (transgresivo) y Anita (regresivo) y representa el ciclo de relleno sedimentario más importante ocurrido durante el Cretácico en la cuenca (Arbe, 2002). Esta particularidad se debe a que hacia el Turoniano Temprano (91.5 Ma) se

produjo un ascenso del nivel del mar a escala global y de manera concomitante un incremento de la tasa de subsidencia térmica en la cuenca Austral, esta situación permitió que se generara un importante espacio de acomodación (Arbe, 2002).

- Subciclo Transgresivo Mata Amarilla (ST4): integrado por las formaciones Mata Amarilla, Puesto El Álamo y Cerro Toro que representa los depósitos profundos de la cuenca (Arbe, 2002; Fig. 3). La Formación Mata Amarilla se depositó en un ambiente deltaico dominado por marea, y se encuentra en discordancia sobre la Formación Piedra Clavada (Arbe, 2002). Los depósitos de plataforma de la Formación Puesto El Álamo yacen en discordancia sobre la Formación Lago Viedma y están integrados por areniscas (Arbe, 2002). Durante el Cenomaniano Tardío y Santoniano Medio ocurrieron los depósitos profundos del Miembro superior de la Formación Cerro Toro, caracterizados por facies turbidíticas (Arbe, 1988, 2002).
- Subciclo Regresivo Anita (SR4): ocurre en un periodo de mar bajo donde la cuenca es rellenada por depósitos continentales y deltaicos. Se encuentra por encima del subciclo Mata Amarilla mediante una discordancia erosiva. Está integrado por las formaciones Cerro Fortaleza, Anita, Alta Vista, La Irene, Chorrillo, Cardiel, Cerro Cazador y el Conglomerado Lago Sofía (Fig. 3). La Formación Cerro Fortaleza se depositó en un ambiente fluvial pasando a planicie costera y está integrado por facies de arcilitas y limolitas olivas, y facies de limolitas y arcilitas rojas hacia el techo (Arbe, 2002). La Formación Anita, que da el nombre a este subciclo, se depositó en ambientes de planicie deltaica y marino marginal con dominio de facies mareales (Arbe 1988, 2002). La Formación La Irene se compone por facies deltaicas asociados a nivel de mar bajo y se encuentra depositada sobre la Formación Cerro Fortaleza, mediante una discordancia erosiva (Arbe, 2002). La Formación Alta Vista se divide en Miembro Superior y Miembro Inferior. El primero se compone de pelitas laminadas correspondientes a un depósito de plataforma, mientras que el segundo está compuesto por areniscas y arcilitas generadas en un ambiente de talud y cuenca (Arbe

1988, 2002). La Formación Chorrillo se caracteriza por depósitos fluviales de energía alta- moderada. Según Arbe (1988), la Formación Cerro Cazador se divide en Miembro Inferior y Miembro Superior. El primero se originó en un ambiente deltaico y de planicie aluvial, mientras que el Miembro Superior se integra por depósitos transgresivos litorales (Arbe 1988, 2002). Por último, el Conglomerado Lago Sofía se integra por facies de flujos de detritos y depósitos turbidíticos. Los conglomerados se encuentran en el sinclinal de Cerro Toro y se apoyan por medio de un contacto erosivo sobre las facies turbidíticas de la Formación Cerro Toro (Arbe, 2002).

2.1.5. Ciclo Terciario Inferior (Rodríguez et al., 2008).

El subciclo transgresivo (ST5) está integrado por la Formación Dorotea, Formación Calafate y sección inferior de la Formación Río Turbio (Fig. 3). Las Formaciones Calafate y Dorotea corresponden a depósitos marinos someros y deltaicos que subyacen a la inconformidad del Paleoceno (Cuitiño et al., 2019). Parte de la sedimentación del Paleógeno está representada, además, por depósitos marinos a fluviales de la Formación Río Turbio (Cuitiño et al., 2019).

Por otro lado, el subciclo regresivo (SR5) lo integran las Formaciones Man Aike, sección superior de Río Turbio, Río Guillermo y sección inferior de Río Leona (Fig. 3). Los depósitos marinos someros a estuarinos de la Formación Man Aike cubren la discordancia del Paleoceno (Cuitiño et al., 2019). La Formación Río Turbio es equivalente a la Formación Man Aike, sobre las cuales se depositan las Formaciones Río Guillermo y Río Leona integradas por depósitos de conglomerados areniscas y lutitas de origen fluvial (Cuitiño et al., 2019).

2.1.6. Ciclo Terciario Superior (Rodríguez et al., 2008).

Hacia el final de las Formaciones Río Guillermo y Río Leona da inicio al subciclo transgresivo (ST6, Fig. 3). Tal como se planteó anteriormente, las formaciones Río Guillermo y Río Leona corresponden a depósitos de origen fluvial. Por último, la Formación Santa Cruz, y las unidades equivalentes, formada por areniscas y conglomerados pertenecientes a un ambiente fluvial, representa un subciclo regresivo (SR6, Rodríguez et al., 2008; Fig. 3).

EDAD		LOCALIDADES									
		Subsuelo	Lago San Martín	Lago Viedma	Lago Argentino	Río Turbio	CICLOS	Subciclos			
Cuaternario	Neógeno	Depósitos fluviales y aluviales					TERCIARIO SUP.	SR 6			
		Santa Cruz	Ao. Pinturas/ Río Zeballos	Santa Cruz	Santa Cruz	Santa Cruz			SR 6		
Paleógeno	Oligoceno	Magallanes Superior	Centinela	Centinela	Centinela	Centinela Río Leona Río Guillermo	TERCIARIO INFERIOR	SR 5			
		Eoceno	Magallanes Inferior		Man Aike	Man Aike			Río Turbio		
	Paleoceno								Co. Dorotea	ST 5	
	CRETÁCICO	Superior	Maastricht.			Calafate		Calafate	Mte. Chico	LAGO VIEDMA	
Campaniano			Cardiel			Cardiel	El Chorrillo	Cerro Cazador			
Santoniano			Palermo Aike Superior			Mata Amarilla	Puesto El Álamo	Cerro Toro	Cerro Toro		Anita SR4
Coniaciano											
Turoniano											
Cenoman.		Palermo Aike Medio	Piedra Clavada	Lago Viedma				LAGO SAN MARTÍN			
Albiano		Ao. Potrancas Kachaiké			Río Mayer Superior	Río Mayer Superior	Ao. Potrancas Kachaiké Piedra Clavada		SR3		
Inferior		Aptiano	Río Mayer Superior	Río Mayer Superior	Río Mayer Superior	Río Mayer Superior	Río Mayer Superior		SR3		
		Barremiano	Palermo Aike Inferior	Río Belgrano	Río Mayer Inferior	Río Mayer Inferior	Río Mayer Inferior		Río Tardé SR2		
		Hauteriviense		Río Mayer Inferior	Río Mayer Inferior	Río Mayer Inferior	Río Mayer Inferior				
	Valanginiense	Springhill	Springhill	Springhill	Springhill	Springhill		Springhill ST2			
	Berriasiano										
JURÁSICO	Superior	Titoniano					Springhill	TOBÍFERA			
		Kimmerid.	Complejo El Quemado								
		Oxfordiano					Serie Tobífera				

Figura 3. Columna cronoestratigráfica de la cuenca Austral. Modificada de Arbe (2002) y Mpodozis *et al.* (2011).
Los diferentes colores representan los subciclos transgresivos y regresivos.

CAPÍTULO III

3. ALGUNOS CONCEPTOS BÁSICOS

Debido a que el testigo corona analizado tiene una gran abundancia de estructuras biogénicas y un importante contenido de glauconita, es necesario introducir algunos conceptos básicos referidos a la icnología y a las propiedades de la glauconita, los cuales resultaron claves para poder analizar estos depósitos.

3.1. Icnología

La icnología es el estudio de las estructuras sedimentarias originadas por la interacción de los organismos con el sustrato, siendo una herramienta clave en la reconstrucción de paleoambientes (Frey, 1973; Frey y Seilacher, 1980; Frey y Pemberton 1985; Buatois y Mángano, 2000; Buatois y Mángano, 2011). La contribución de la icnología a la sedimentología es muy importante por tres razones: 1) en algunas ocasiones los organismos que producen las trazas fósiles destruyen por completo las estructuras y fábricas sedimentarias primarias; 2) producen nuevas fábricas con abundantes estructuras biogénicas, y 3) digieren el sedimento, lo modifican en su tracto digestivo y producen sedimentos alterados (estructuras de biodepositación, Frey y Pemberton, 1985). Las modificaciones generadas por la actividad de los organismos, observadas en ECO-5, ocurrieron poco tiempo después de la sedimentación y antes de la consolidación de los sedimentos. Como se dijo anteriormente, la morfología de las trazas fósiles se relaciona directamente al comportamiento del organismo productor en respuesta a las condiciones ambientales en las que se encontraba (Frey y Seilacher, 1980; Frey y Pemberton 1985; Buatois y Mángano, 2000). Es por esta razón que los organismos son fieles indicadores de tasa de sedimentación, temperatura, oxigenación, salinidad y condiciones del sustrato (Rhoads, 1975; Frey y Seilacher, 1980; Frey y Pemberton, 1985). Seilacher (1967) propuso el concepto de “icnofacies” para agrupar a las asociaciones de organismos que responden de la misma manera a las mismas condiciones ambientales y las relaciona directamente al ambiente de depositación de los mismos. Fue entonces que

surgieron las seis icnofacies arquetípicas de Seilacher: *Skolithos*, *Cruziana*, *Zoophycos* y *Nereites* (propias de sustratos marinos blandos); *Glossifungites* (sustrato controlado) y *Scoyenia* (continental). Tiempo después diversos autores, tales como Frey y Seilacher, 1980; Bromley *et al.*, 1984; Frey y Pemberton, 1987 (citados en MacEachern *et al.*, 2012a) han definido otras icnofacies y actualmente existen un total de 15 icnofacies. Las icnofacies arquetípicas actúan como guía y sirven de comparación con las icnofacies de los diferentes ambientes que se deseen estudiar, de esta manera, pueden coincidir con las características de las icnofacies arquetípicas o pueden apartarse de las mismas, en cuyo caso se consideran empobrecidas (MacEachern *et al.*, 2007a; MacEachern *et al.*, 2012a).

La icnología ha tenido un rol importante en el estudio de los hidrocarburos y en el análisis estratigráfico secuencial. Pemberton *et al.* (2001) señala que el desarrollo de galerías verticales de organismos suspensívoros o predadores contribuye a un aumento y/o mejora en la permeabilidad. Esto se debe a que las galerías conectan capas de arenas que pueden estar separadas por capas de granulometrías más finas (Pemberton *et al.*, 2001). El estudio de la estratigrafía secuencial se basa, a grandes rasgos, en el reconocimiento e interpretación de una amplia variedad de superficies estratigráficas que delimitan patrones de apilamiento depositados bajo ciertas condiciones del nivel del mar (Savrda, 1995). Junto a la sedimentología, la icnología es utilizada para el análisis estratigráfico secuencial (Savrda, 1995; MacEachern *et al.*, 2012b). Los cambios verticales de facies, cambio de parámetros ambientales, tipo de sustrato, etologías de los organismos y colonización infaunal en las discontinuidades son indicadores que aporta la icnología para el reconocimiento de superficies con implicancias para el análisis estratigráfico secuencial (Savrda, 1995; MacEachern *et al.*, 2012b).

3.2. Propiedades de la glauconita

La glauconita es un filosilicato de aluminio rico en hierro y potasio, conocido principalmente por su color verde botella. La glauconitización ocurre en sedimentos porosos o con presencia

de fracturas, en donde el hierro necesario proviene de la meteorización de otras rocas, y en donde no hay gran aporte siliciclástico a la cuenca (Odin y Matter, 1981; Odin y Fullagar, 1988; Amorosi, 1997). Los poros o fracturas generan un espacio semiconfinado, resultando en un microambiente óptimo que difiere del ambiente marino circundante (Odin y Matter, 1981; Odin y Fullagar, 1988). Esto permite que el intercambio iónico entre el ambiente marino y el microambiente no sea brusco, sino que los iones puedan entrar y salir de los poros de manera controlada (Odin y Matter, 1981; Odin y Fullagar, 1988). El crecimiento de los cristales de glauconita comienza en estos espacios y luego se extiende a través de todo el material original (Odin y Fullagar, 1988). El mineral primario que se forma es una glauconita esmectítica rica en hierro y pobre en potasio, que va evolucionando con el tiempo y enriqueciéndose en este último elemento (Odin y Matter, 1981). El grado de evolución que alcance el mineral va a depender del tiempo de permanencia en la interfaz agua-sedimento, y del aporte sedimentario (Odin y Matter, 1981; Fig. 4). La glauconita puede alcanzar cuatro estadios de madurez que varían según las proporciones de potasio en su estructura, y la intensidad del color verdoso característico de este mineral (Fig. 4).

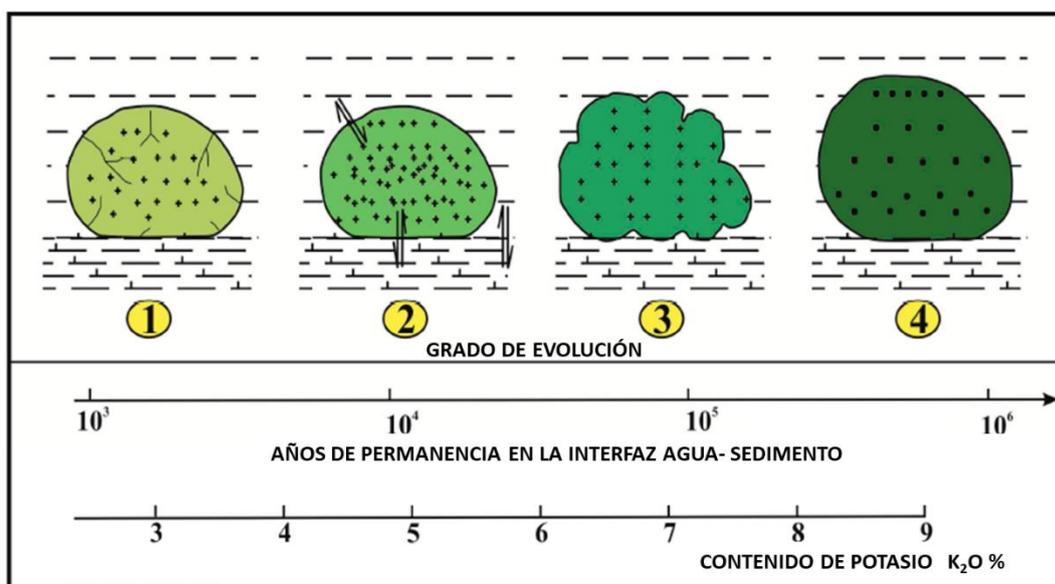


Figura 4. Tiempo de permanencia en la interfaz agua-sedimento y grado de evolución de la glauconita. Mientras mayor tiempo permanece en esta interfaz, mayor es el contenido de potasio en su estructura. Tomado y modificado de Odin y Matter (1981).

Cuando la evolución es incipiente, el contenido de potasio va desde 1% a 4% y el color del mineral es verde pálido (Odin y Fullagar, 1988). A medida que continúa la evolución de la glauconita, el mineral atraviesa las siguientes dos etapas: ligeramente evolucionado y evolucionado con un contenido de potasio entre 4% y 8%, y un color verdoso más intenso (Odin y Fullagar, 1988). Cuando la glauconitización alcanza la máxima madurez, el mineral se observa de color verde botella y contiene más del 8% de potasio, encontrándose altamente evolucionado (Odin y Fullagar, 1988). Varias situaciones pueden interrumpir la evolución de esta arcilla verdosa, entre los que se puede mencionar: 1) un rápido soterramiento; 2) una fase regresiva que transporte los granos a condiciones más oxidantes, y 3) la formación de pirita (Odin y Fullagar, 1988; Kelly y Webb, 1999). La pirita se deposita en condiciones reductoras cuando el sulfato se reduce a sulfuro. Cuando la pirita se convierte en la fase estable del hierro, se frena la formación de la glauconita (Kelly y Webb, 1999). El hierro necesario para formar pirita puede encontrarse como oxihidróxidos adsorbidos en los sedimentos, o puede ser liberado de la glauconita (Rabenhorst y Fanning, 1989). En este caso, la producción de pirita está condicionada principalmente por la disponibilidad de materia orgánica. Se cree que la pirita asociada a la glauconita se forma posteriormente al mineral verdoso, es por eso que se concluye que la glauconita se origina en condiciones de subóxicas a reductoras (Kelly y Webb, 1999).

Los dos grandes hábitos de la glauconita son el granular y el tipo *film*. Según Odin y Fullagar (1988), el hábito está condicionado por cuatro factores: 1) la presencia de un material previo en donde comienza la glauconitización, 2) la presencia y tamaño de los poros o fracturas del material previo, 3) el tamaño general del material previo y 4) el grado de evolución del material glauconitizado. El hábito granular se puede presentar en cuatro grupos principales definidos por Odin y Matter (1981):

1) Moldes internos: La glauconitización puede ocurrir por reemplazo de una arcilla que rellenó previamente los poros del fósil o por reemplazo del fósil propiamente dicho. Los granos que alcanzan el mayor estadio de evolución son aquellos que miden entre 100 y 200 μm (Odin y Fullagar 1988).

2) Pellets fecales: Los organismos se alimentan del sedimento arcilloso acumulado en la superficie o dentro de los sedimentos. Este sedimento atraviesa el sistema digestivo de los organismos en donde los componentes arcillosos son alterados (Pryor, 1975). El potasio es removido de la illita, las capas de las cloritas son destruidas y la cristalinidad de la caolinita e illita sufre un desordenamiento, resultando una composición totalmente diferente a la del sedimento original (Pryor, 1975). Los pellets fecales resultantes contienen entre el 80-90% de partículas de arcilla, del 5-10% de material orgánico no digerido y pequeñas cantidades de arenas cuarzosas y limos (Pryor, 1975). Al descomponerse la materia orgánica se crea un ambiente de micro-reducción en el gránulo fecal, lo cual se cree que es la condición ideal para la glauconitización (Pryor, 1975). Según Odin y Fullagar (1988), cuando el gránulo mide entre 200 y 400 μm se encuentra en un tamaño óptimo para lograr un alto grado de evolución.

3) Bioclastos carbonáticos y silíceos: La glauconitización ocurre por relleno de los poros o por reemplazo total del carbonato o la sílice. Aquellos bioclastos que miden entre 500 y 800 μm alcanzan una alta evolución (Odin y Fullagar 1988).

4) Minerales y granos de roca: La glauconitización comienza en fisuras o planos de clivaje y los más vulnerables a ser glauconitizados son el cuarzo, chert, feldespatos, micas, calcita, dolomita, fosfato y vidrio volcánico. El tamaño de grano ideal para que la glauconitización llegue a un estadio de evolución alto es de 100 μm (Odin y Fullagar 1988).

La profundidad óptima para el desarrollo de glauconita es a 200 m bnm, aunque es posible encontrarla entre los 60 m bnm y 550 m bnm (Odin y Fullagar, 1988). En cualquier otra profundidad, se considera que el mineral ha sido transportado y retrabajado. Cuando la glauconita se forma *in situ* se dice que su origen es autóctono, por otro lado, cuando esta es

transportada se dice que es de origen alóctono (Amorosi, 1997). Dentro de las glauconitas alóctonas se encuentran las parautóctonas y las detríticas (Amorosi, 1997). Las primeras son aquellas que fueron transportadas mar adentro o hacia el continente por eventos de tormenta, corrientes mareales o flujos de densidad y fueron depositadas en sedimentos contemporáneos al depósito original (Amorosi, 1997). Por el contrario, las glauconitas detríticas son las que indudablemente han sido re TRABAJADAS a partir de un depósito antiguo. Varios aspectos se tienen en cuenta para distinguir la procedencia de esta arcilla verdosa y fueron detallados por Triplehorn (1966) y Amorosi (1997):

- Ambiente de formación: la glauconita es indiscutiblemente de origen marino, es decir, si se encuentra este mineral en sedimentos no marinos, es considerada alóctona.
- Hábito: la morfología vermicular se caracteriza por presentar clivaje micáceo, por lo tanto, los pellets con este hábito no resisten el transporte debido a su debilidad. Triplehorn (1966), concluye que las glauconitas vermiculares son de origen puramente autóctono. Respecto al resto de los hábitos, mamelar, ovoidal y en forma de cápsula, si se encuentran bien definidos y sin bordes fracturados, se considera que no sufrieron transporte y son de origen autóctono.
- Espesor del banco glauconítico: debido a que el desarrollo de la glauconita ocurre en el límite agua-sedimento y es favorecida por la no deposición, la glauconita autóctona se deposita en espesores de 1 a 3 m.
- Distribución espacial: los granos de glauconitas distribuidos sin un patrón selectivo son consideradas de origen autóctono. En cambio, cuando se encuentran asociadas a ondulitas, laminaciones u otro tipo de estructuras tractivas, se debe sospechar de una procedencia alóctona.
- Tamaño de grano: el tamaño óptimo para una completa glauconitización es de 160 a 500 μm según Amorosi (1997) y de 200 a 400 μm según Odin y Fullagar (1988). Si predominan granos muy finos ($< 100 \mu\text{m}$) puede significar la ruptura por transporte de granos de mayor tamaño, lo cual indicaría un origen alóctono. Se considera que el

mineral es indiscutiblemente autóctono cuando su tamaño de grano es mayor e independiente al tamaño del resto de los componentes detríticos de la roca.

- Selección y redondeamiento: los granos glauconíticos que presentan una buena selección y redondeamiento son interpretados como alóctonos, y su morfología y selección responderían al transporte que sufrieron.
- Características morfológicas: la presencia de fracturas o craquelado en los granos de glauconita es una evidencia indiscutible de su origen autóctono. Las fracturas son zonas de debilidades y, en caso de que el grano sufriera transporte, se rompería fácilmente. Además, esta característica indica un alto grado de evolución (Amorosi, 1997).
- Asociación con estructuras biogénicas: la arcilla verdosa asociada a trazas fósiles se considera autóctona por no haber sufrido transporte (Amorosi, 1977).

CAPÍTULO IV

4. RESULTADOS

En este apartado se presentan y discuten los resultados obtenidos del análisis del testigo corona ECO-5, perteneciente a la Formación Magallanes Inferior de la cuenca Austral.

4.1. Descripción del testigo corona ECO-5

El testigo corona ECO-5 posee un espesor recuperado de ~34 metros y está compuesto por tres carreras. La base de la corona se corresponde con la carrera número tres (# 3), comienza a la profundidad 1545.08 mbbp y presenta un espesor total de 11.31 m. La carrera dos (# 2) abarca los siguientes 18.51 m. La carrera uno (# 1) tiene 4.26 m de espesor y el techo de la corona se ubica a una profundidad de 1511.00 mbbp.

Los primeros 24 m de la corona (1545.08 mbbp-1520.67 mbbp), que abarcan la carrera tres y parte de la carrera dos, se encuentran dominados por areniscas de grano muy fino correspondientes a la F1 (Tabla I), en donde solo se reconoce un intervalo estratigráfico de ~3 cm de espesor integrado por areniscas muy finas con estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* (F2) (Tabla I). Esta es la única estructura sedimentaria física preservada debido al intenso grado de bioturbación que presenta el testigo corona. En intercalación con la F1 se observan bancos de fangolitas (F5) y areniscas muy finas calcáreas (F4) de poco espesor, que contienen concreciones de carbonato de tamaños variables (Tabla I). Si bien se observa materia orgánica en este espesor, la misma se encuentra en muy baja concentración.

Entre los 1520.67 y 1518.81 mbbp domina un banco de areniscas finas en donde la presencia de glauconita y pirita es abundante (F1). A los 1520 mbbp aproximadamente, se observa un pequeño banco de arenisca fina carbonática. En esta sección de la corona no existen estructuras sedimentarias físicas primarias preservadas.

A partir de los 1518.81 mbbp comienzan las intercalaciones de bancos compuestos por limolitas (F6 y F7), que gradan a areniscas finas y muy finas (F1), que definen un arreglo granocreciente (Tabla I). En estos intervalos se puede observar la presencia de materia

orgánica y pequeños espesores de areniscas muy finas con laminación paralela (F3), como la única estructura sedimentaria física, preservada de manera muy difusa. Hacia el tope de este arreglo granocreciente existe un pequeño banco de areniscas muy finas calcáreas (F4).

Una gradación normal de areniscas muy finas a limolitas es observada desde los 1514.25 mbbp hasta los ~1512 mbbp, en donde no existen estructuras sedimentarias primarias y se aprecia un banco de muy poco espesor, integrado por areniscas muy finas carbonáticas. Por último, en el siguiente metro, se repiten los intervalos de gradación inversa integrados por limolitas que gradan a areniscas muy finas. En los 1511.00 mbbp se encuentra el techo de la corona ECO-5.

A lo largo de toda la corona se reconoció la presencia de glauconita y pirita. En las muestras de las coronas de El Cerrito Oeste, la pirita aparece de cuatro formas: asociada a la glauconita (rellenando fracturas y diseminada en los granos), diseminada en la roca, en framboides y relleno de los poros de los foraminíferos. Los microorganismos que se encargan de descomponer la materia orgánica disponible en los pellets fecales producen, a su vez, la reducción del sulfato del agua del mar que se encuentra en los poros del sedimento. La glauconita, que se distingue por su característico color verdoso, se observa a simple vista y se confirma su presencia en las láminas delgadas. Tanto los bioclastos como la materia orgánica particulada de origen continental están presentes a lo largo de toda la sección, aunque su abundancia es escasa.

De las siete facies sedimentarias descritas, la más dominante es la facies 1 (F1) compuesta por areniscas masivas muy finas a finas (Figs. 5 y 6; Tabla I). La mayor concentración de pirita, glauconita y fitodetrito ocurre en estos niveles. También es común el desarrollo de concreciones de carbonato en esta facies. Las areniscas masivas de grano muy fino a fino de la F1 (Figs. 5 y 6) está compuesta por una icnoasociación dominada por trazas fósiles asignadas a *Nereites* y *Phycosiphon* que, de manera subordinada, incluyen *Schaubcylindrichnus*, *Scolicia*, *Teichichnus*, *Planolites*, *Rosselia*, *Thalassinoides*. Esta icnoasociación correspondería a una icnofacies de *Cruziana*. A su vez, se observó una icnoasociación correspondiente a una icnofacies de *Skolithos*, integrada por *Gyrolithes*,

Skolithos, *Ophiomorpha*, *Diplocraterion*, *Siphonichnus*, *Rhizocorallium* y con abundancia local de *Macaronichnus* (Fig. 7; Tabla I).

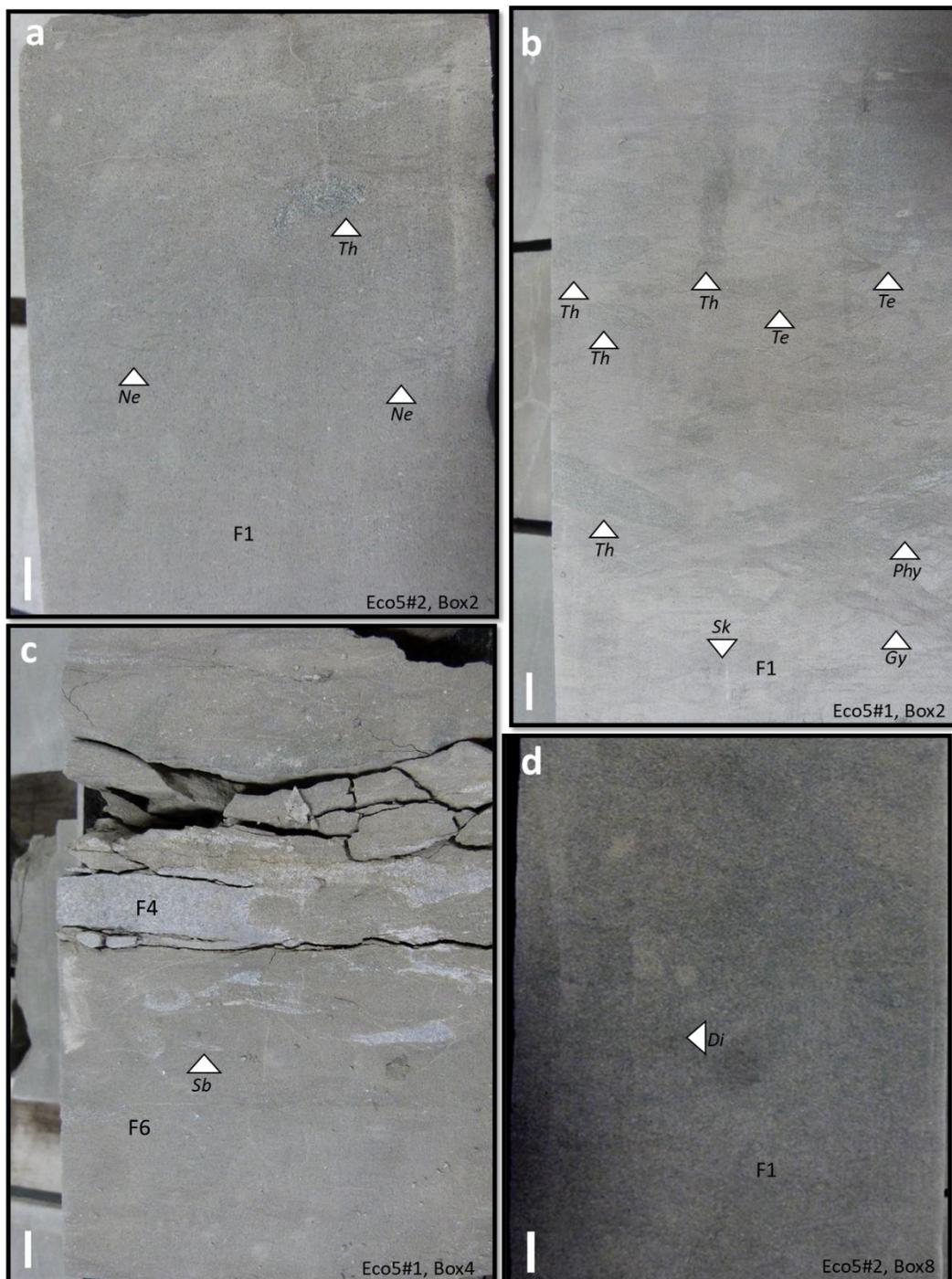


Figura 5. Testigo corona ECO-5. **a)** F1 (arenisca masiva fina a muy fina) con estructuras biogénicas asignadas a *Nereites* (Ne) y *Thalassinoides* (Th). Note que las excavaciones de *Thalassinoides* (Th) muestran paredes con límites netos, lo que estaría indicando el emplazamiento en un sustrato firme, con desarrollo de una icnofacies sustrato-controlada (icnofacies de *Glossifungites*). **b)** F1 con presencia de *Teichichnus* (Te), *Skolithos* (Sk), *Gyrolithes* (Gy), *Talassinoides* (Th) y *Phycosiphon* (Phy). **c)** F6 (limolita masiva) con ejemplares asignados al

icnogénero *Schaubcylindrichnus* y F4 (arenisca muy fina calcárea). **d)** F1 (areniscas masivas fina a muy fina) con un ejemplar asignado al icnogénero *Diplocraterion* (*Di*). Escala: 1 centímetro.

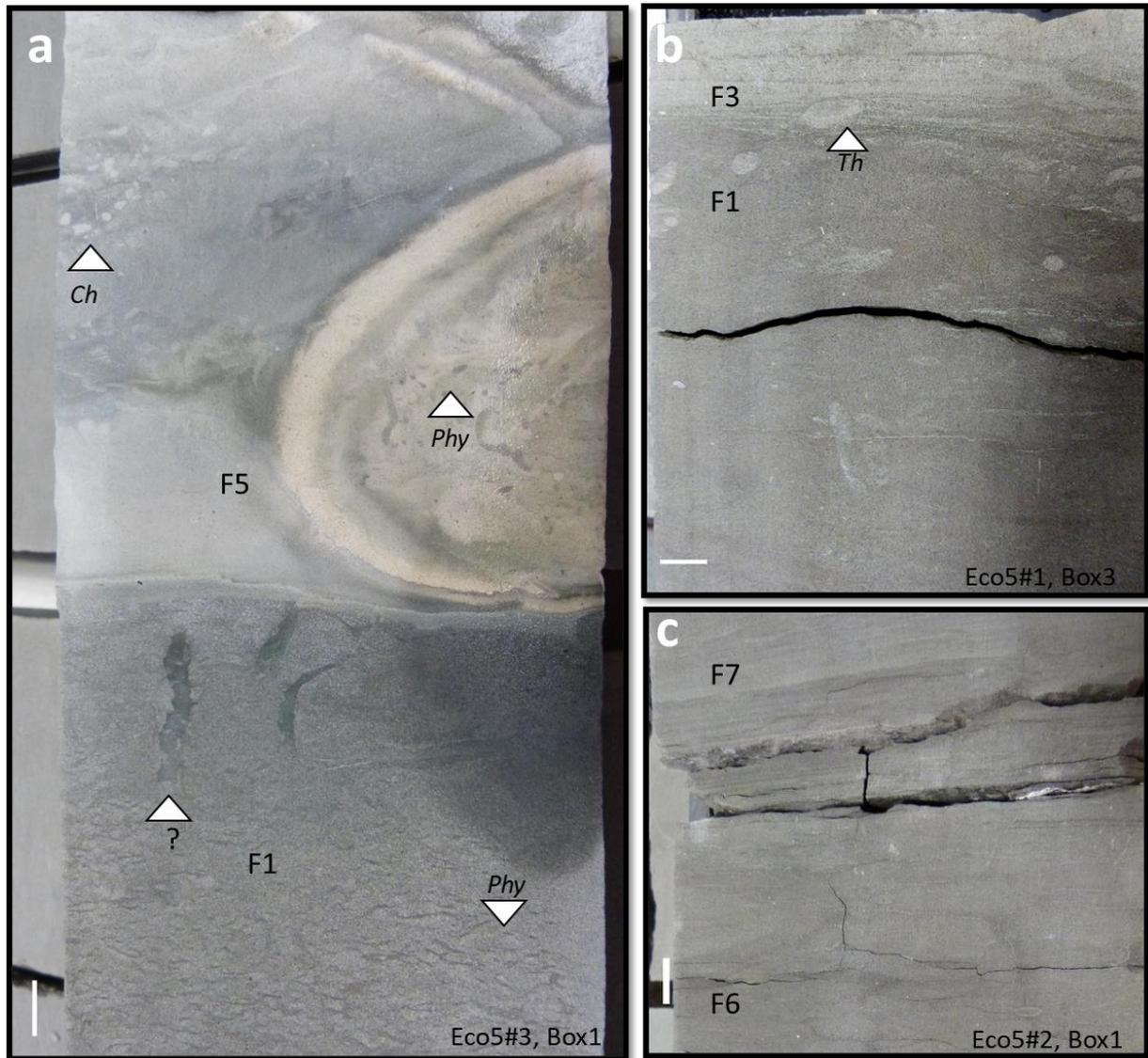


Figura 6. Testigo corona ECO-5. **a)** F5 (fangolita) bioturbadas por estructuras biogénicas asignadas a *Phycosiphon* (*Phy*), *Chondrites* (*Ch*) y F1 (arenisca muy fina) bioturbada por trazas fósiles asignadas a *Phycosiphon*. **b)** F1 y F3 (areniscas muy finas laminadas) donde se reconoce el icnogénero *Thalassinoides* (*Th*). **c)** F6 (limolitas masivas) y F7 (limolitas laminadas). Escala: 1 centímetro.

Algunos niveles de esta facies muestran galerías, atribuidas a *Thalassinoides*, con límites netos y un relleno que difiere al sustrato hospedante, lo que indicaría el emplazamiento en un sustrato firme, con desarrollo de una icnofacies sustrato-controlada (icnofacies de *Glossifungites*) (Fig. 5 a-b; Tabla I).

La facies 2 (F2) está compuesta litológicamente por areniscas muy finas y se caracteriza por presentar contactos erosivos y estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* (Fig. 8; Tabla I). En la F2 se observa una única estructura asignada a *Teichichnus*, y, por encima y por debajo de este pequeño espesor, se desarrolla la icnofacies de *Cruziana* dominada por ejemplares asignados a *Nereites* y *Phycosiphon* y, en menor medida, por *Schaubcylindrichnus*, *Scolicia*, *Teichichnus*, *Planolites*, *Rosselia* y *Thalassinoides*? (Fig. 8). A su vez, se registran componentes de la icnofacies de *Skolithos* tales como *Gyrolithes*, *Skolithos* y *Ophiomorpha* (Figs. 8).

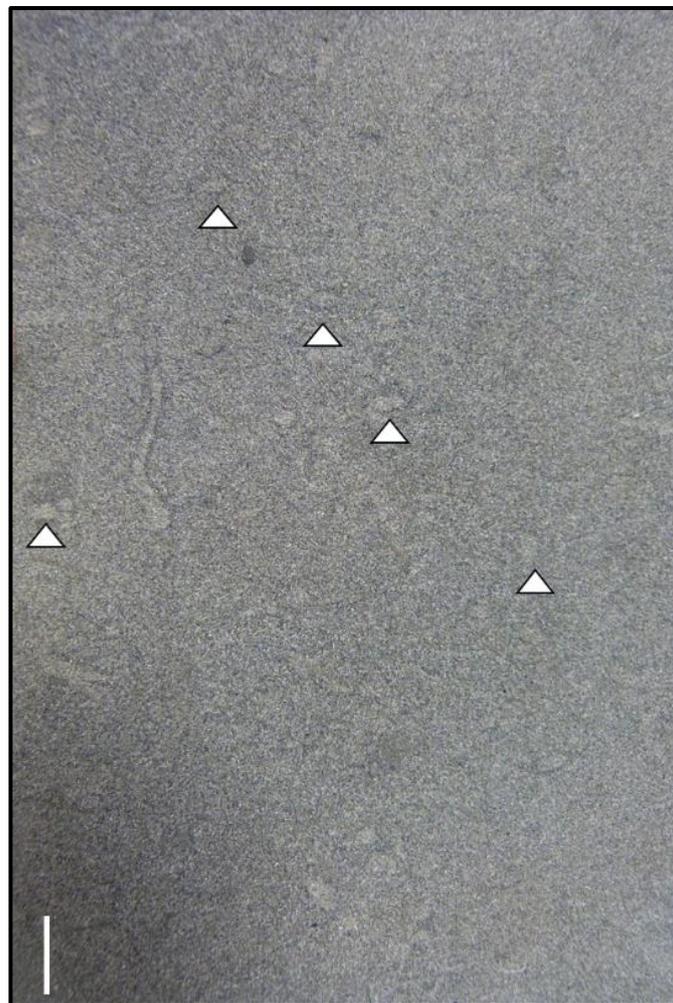


Figura 7. Las flechas de color blanco señalan la presencia del icnogéneros *Macaronichnus* asociado a las areniscas muy finas de la facies F1. Escala: 1 centímetro.

Las areniscas muy finas presentan laminación paralela muy difusa y forman parte de la facies 3 (F3; Fig. 6b, Tabla I). La facies 3, en general, presenta baja abundancia y diversidad

de las icnofacies de *Cruziana* (*Thalassinoides*) y *Skolithos* (*Skolithos*). En esta litología, a los 1512.8 mbbp, se observan estructuras biogénicas asignadas a *Thalassinoides* que representan el desarrollo de una icnofacies sustrato controlada (icnofacies de *Glossifungites*).

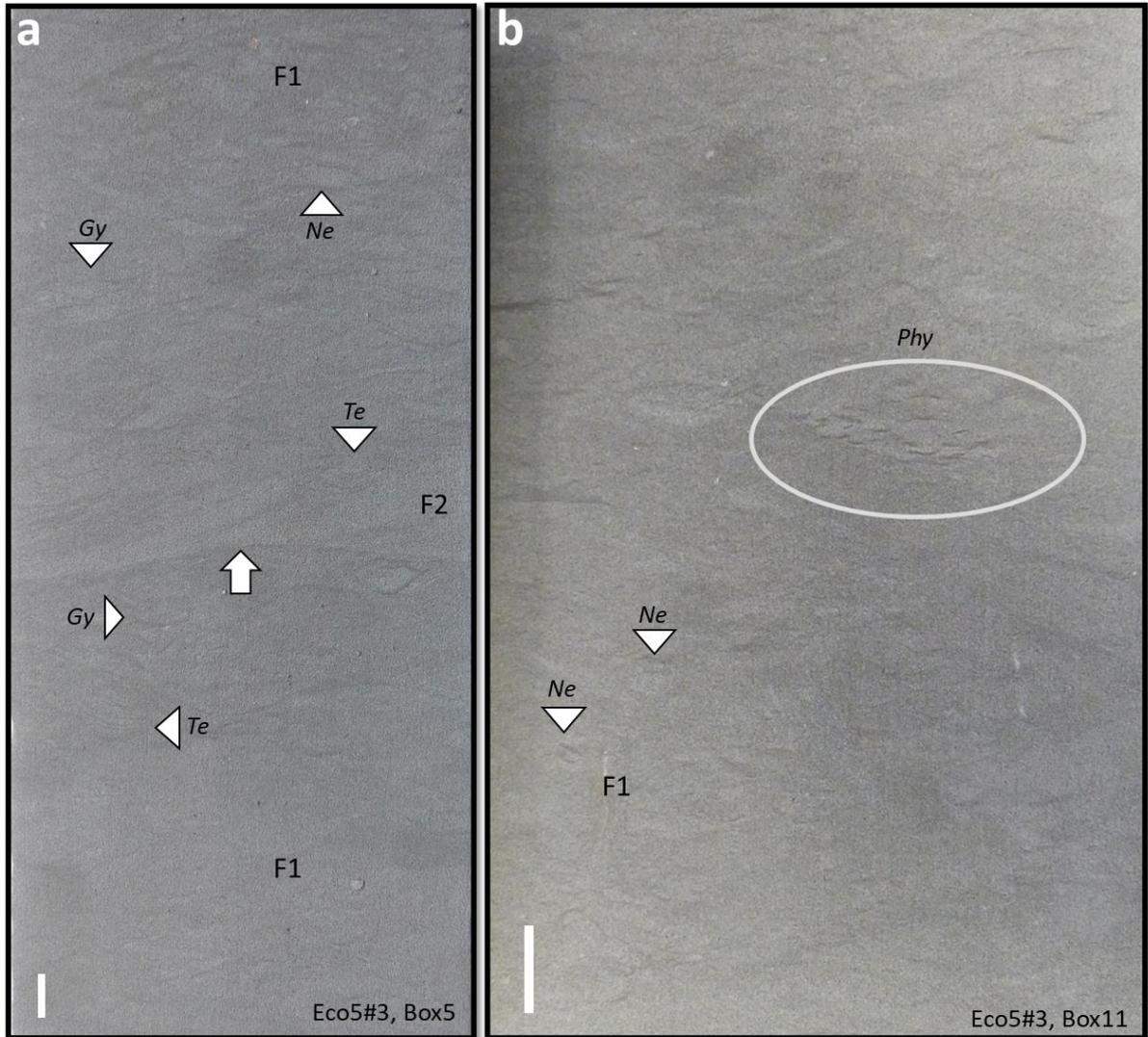


Figura 8. Testigo corona ECO-5. **a)** F2 con un ejemplar asignado a *Teichichnus*. La flecha blanca indica un delgado nivel integrado por estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* acumulada sobre una superficie erosiva, indicando un evento de tormenta. F1 con ejemplares asignados a *Nereites*, *Teichichnus* y *Gyrolithes* **b)** Estructuras biogénicas asignadas a los icnogéneros *Nereites* y *Phycolithes*, este último se muestra distribuido en parches (óvalo blanco). Escala: 1 centímetro.

Una de las facies menos recurrentes es la F4 (Fig. 5), formada por areniscas muy finas a finas masivas y calcáreas, la cual se observa aisladamente a lo largo de la corona. Estos

niveles calcáreos de la F4 sólo presentan trazas fósiles asignadas a *Nereites* y *Phycosiphon*, además de trazas fósiles que no han sido identificadas (Tabla I).

La otra facies poco representada en el testigo corona son las fangolitas masivas calcáreas correspondientes a la facies 5 (Fig. 6a). En este banco, que se encuentra entre los 1533.89 mbbp y 1533.77 mbbp, solo se reconocieron ejemplares asignados a los icnogéneros *Phycosiphon* y *Chondrites*, preservados en un nivel concrecionado.

Las limolitas aparecen en la corona de dos maneras: 1- masivas, correspondientes a la facies 6 (Figs. 5 y 6; Tabla I), y 2- con laminación paralela difusa, conformando la facies 7 (Figs. 6).

Las limolitas masivas de la F6 muestran estructuras biogénicas asignadas a *Nereites*, *Planolites*, *Phycosiphon*, *Scolicia*, *Schaubcylindrichnus*, *Teichichnus* y *Thalassinoides* correspondientes a una icnofacies de *Cruziana* y *Gyrolithes* y *Ophiomorpha* asignados a una icnofacies de *Skolithos*. Por otro lado, las limolitas laminadas (Fig. 6; Tabla I) presentan estructuras biogénicas asignadas a los icnogéneros *Teichichnus* y *Gyrolithes*.

Facies	Descripción sedimentológica	icnología	Origen	Ocurrencia
F1	Areniscas muy finas masivas.	<i>Nereites-Phycosiphon</i> acompañados de ejemplares tales como: <i>Schaubcylindrichnus</i> , <i>Scolicia</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Planolites</i> , <i>Rosselia</i> , <i>Thalassinoides</i> , <i>Gyrolithes</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Ophiomorpha</i> , <i>Diplocraterion</i> , <i>Siphonichnus</i> y abundancia local de <i>Macaronichnus</i> .	Obliterado por bioturbación.	<i>Shoreface</i> inferior.
	Areniscas finas masivas con gran abundancia de glauconita y pirita.	<i>Nereites</i> , <i>Phycosiphon</i> , <i>Schaubcylindrichnus</i> , <i>Scolicia</i> , <i>Rosselia</i> , <i>Thalassinoides</i> , <i>Gyrolithes</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Rhizocorallium</i> , <i>Thalassinoides</i> asociado a sustratos firmes.		
F2	Areniscas muy finas con estructuras tipo <i>hummocky</i> y contactos erosivos.	<i>Teichichnus</i> .	Flujos unidireccionales y oscilatorios.	<i>Shoreface</i> inferior.
F3	Areniscas muy finas laminadas.	<i>Thalassinoides</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Thalassinoides</i> asociado a	Flujos unidireccionales de alto régimen de flujo,	<i>Shoreface</i> inferior.

		sustratos firmes.	en un lecho plano, que transportan sedimentos como carga de lecho y en suspensión.	
F4	Areniscas muy finas a finas masivas y calcáreas.	<i>Phycosiphon</i> , <i>Nereites</i> y trazas no identificadas.	Obliterado por bioturbación.	<i>Shoreface</i> inferior.
F5	Fangolitas masivas y calcáreas.	<i>Phycosiphon</i> , <i>Chondrites</i> y trazas no identificadas.	Por procesos de floculación. Asociado a una pluma hipopícnica.	<i>Offshore</i> inferior/transición <i>shoreface</i> inferior.
F6	Limolitas masivas.	<i>Nereites</i> , <i>Phycosiphon</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Scolicia</i> , <i>Schaubcylindrichnus</i> , <i>Thalassinoides</i> , <i>Planolites</i> , <i>Gyrolithes</i> , <i>Ophiomorpha</i> .	Deposición por procesos de decantación que posteriormente se vio afectado por procesos secundarios tal como la bioturbación.	<i>Offshore</i> .
F7	Limolitas laminadas.	<i>Teichichnus</i> y <i>Gyrolithes</i> .	Deposición por decantación debido a una baja energía en el ambiente.	<i>Offshore</i> .

Tabla I. Facies definidas en el testigo corona ECO-5, donde se indica el tipo de litología, el contenido icnológico, el origen y el ambiente deposicional.

4.2. Icnofacies reconocidas

Se definieron tres icnofacies en base a las descripciones sedimentológicas e icnológicas mencionadas en el apartado anterior.

La primera de ellas corresponde a la icnofacies de *Skolithos*, la cual se encuentra pobremente representada en el testigo corona ECO-5. Frey y Pemberton (1985) relacionan esta icnofacies con sustratos blandos, predominantemente arenosos, acumulados en ambientes marinos de moderada a alta energía. En estos ambientes los procesos de erosión y deposición son rápidos, dando lugar a sedimentos bien seleccionados (Frey y Seilacher, 1980). La energía hidrodinámica afecta el establecimiento de organismos superficiales, lo cual resulta en una asociación de baja diversidad que muestra una abundancia relativa (Frey y Seilacher, 1980; Buatois y Mángano, 2011). Las trazas dominantes reconocidas en la corona ECO-5 están representadas por excavaciones verticales asignadas a los icnogéneros

Skolithos y *Ophiomorpha*, así como también estructuras de equilibrio como *Diplocraterion*. Estos ejemplares adoptan mecanismos de alimentación de tipo suspensívoro debido a que las aguas agitadas mantienen los nutrientes en suspensión (Frey y Seilacher, 1980; Buatois y Mángano, 2011). Los ambientes en los que se desarrolla esta icnofacies varían desde una zona intermareal inferior a submareal somera; zonas de moderada a alta energía tal como *foreshore*, *shoreface*, frentes deltaicos, canales mareales, estuarios y sistemas turbidíticos profundos (Buatois y Mángano, 2011). La ocurrencia de *Skolithos* en una amplia variedad de ambientes refleja el comportamiento oportunista de esta icnofacies. En la corona analizada los ejemplares de *Skolithos* son de tamaño pequeño y las trazas verticales no presentan grandes profundidades. La abundancia y la icnodiversidad son bajas, lo cual refleja condiciones de estrés en el ambiente. Estas características sugieren que esta icnofacies no es arquetípica.

Otra de las asociaciones de trazas fósiles reconocida corresponde a la icnofacies de *Cruziana*, la cual se encuentra ampliamente representada en el testigo corona ECO-5. La ocurrencia de esta icnofacies representa ambientes de moderada a baja energía con tasas de sedimentación baja y se desarrolla en sustratos blandos integrados por limolitas y areniscas que, ocasionalmente, pueden conformar depósitos heterolíticos (Buatois y Mángano, 2011). Esta icnofacies se encuentra principalmente integrada por organismos detritívoros y depositívoros, aunque también pueden aparecer algunos organismos suspensívoros. Las trazas fósiles reconocidas en esta icnofacies presenta estructuras de alimentación como *Phycosiphon* y *Teichichnus*, de domicilio como *Thalassinoides*, estructuras verticales y cilíndricas tales como *Rosselia* y *Schaubcylindrichnus*. La icnofacies arquetípica representa alta diversidad y abundancia. Los ambientes típicos en los que se desarrolla la icnofacies de *Cruziana* varían desde *shoreface* inferior a *offshore* inferior de costas dominadas por oleajes, planicies fangosas y mixtas de costas dominadas por marea. También se desarrolla en estuarios, bahías y *lagoons* (Buatois y Mángano, 2011). Los icnogéneros descritos en la corona pertenecientes a la icnofacies de *Cruziana* presentan abundancia e icnodiversidad media y son de pequeño tamaño. Es llamativa su ocurrencia en las areniscas finas de los

primeros 24 metros, dado que su preservación se ve favorecida en los contrastes litológicos de arena y limo. Teniendo en cuenta que la abundancia en la corona es alta pero la diversidad es moderada, se considera que esta icnofacies tampoco es arquetípica.

La última asociación icnológica reconocida corresponde a la icnofacies de *Glossifungites*. Esta icnofacies se desarrolla sobre sustratos estables, firmes y cohesivos, pero no litificados, los cuales representan superficies de discontinuidad que reflejan pausas en la sedimentación y/o erosión (Buatois y Mángano, 2011; MacEachern *et al.*, 2012b). Las trazas que componen esta icnofacies, producidas por organismos suspensívoros o predadores pasivos, se caracterizan por 1) poseer paredes con límites netos bien definidos, 2) excavaciones simples que se desarrollan en posiciones verticales a subverticales y algunas presentan forma de U, 3) ornamentación en paredes, 4) rellenos pasivos, y 5) una baja icnodiversidad y gran abundancia (Buatois y Mángano, 2011; MacEachern *et al.*, 2012a). El relleno pasivo de las galerías es evidencia de la estabilidad del sustrato y demuestra que la excavación permaneció abierta luego de que el organismo la abandone, permitiendo que el sedimento del evento depositacional posterior pueda rellenar pasivamente la estructura (MacEachern *et al.*, 2012a). Si bien las trazas fósiles típicas de la icnofacies de *Glossifungites* se encuentran representadas por ejemplares asignados a *Diplocraterion*, *Skolithos*, *Arenicolites*, *Gastrochaenolites*, *Thalassinoides*, *Spongeliomorpha* y *Rhizocorallium*, en la corona ECO-5 esta icnofacies está representada por una asociación monoespecífica integrada por especímenes asignados a *Thalassinoides*, que muestran baja abundancia, resultando de una icnofacies empobrecida. La icnofacies de *Glossifungites* ha sido muy utilizada en estudios estratigráficos secuenciales donde ha sido reconocida en la superficie basal de la regresión forzada (BSRF), en superficies transgresivas de erosión (TRS) y asociada a superficies coplanares. Las discontinuidades pueden formarse por pausas en la sedimentación, exhumación del sustrato y/o exposición subárea (MacEachern *et al.*, 2012b). Es importante determinar si las discontinuidades ocurren por procesos alogénicos o autogénicos. Los procesos autogénicos ocurren por la naturaleza del ambiente de depositación, su influencia es local y no depende de los cambios externos del sistema, a diferencia de aquellos de origen

alogénico, que ocurren por tectónica, eustasia o por razones climáticas, donde los cambios se observan a una escala mayor, afectando a múltiples ambientes depositacionales (MacEachern *et al.*, 2012b).

4.3. Interpretación de la descripción macroscópica

Una vista general del perfil sedimentológico permite describir la gradación de base a techo que presenta la corona ECO-5. Los primeros 24 metros del sondeo corresponden a una arenisca muy fina masiva, con intercalación de fangolitas y areniscas muy finas calcáreas también masivas, que gradan a arenisca fina entre los 1520.67 mbbp y 1518.81 mbbp, para luego finalizar con una intercalación de arenisca fina a muy fina masivas y limolitas predominantemente masivas. Es decir, se observa una gradación inversa sucedida por una gradación normal. Este cambio de granulometría sugiere que la energía hidrodinámica varió a lo largo de toda la corona, siendo mayor a la base y menor hacia el techo.

En el caso de las areniscas masivas pueden formarse por flujos de detritos, turbiditas o por procesos secundarios tales como bioturbación (Baas, 2004). Según Baas (2004) un indicador de deposición por flujos turbidíticos es la presencia de depósitos que muestran gradación normal, y que pueden estar acompañadas por la presencia de capas superiores laminadas producto de la desaceleración del flujo. En el caso de las facies de areniscas masivas no existe gradación normal y se deduce que la falta de estructuras sedimentarias se debe a la actividad intensa de los organismos que produjeron la obliteración completa del depósito por bioturbación. Además, las características que presentan las icnofacies reconocidas en el testigo corona ECO-5 y sus variaciones temporales (apilamiento vertical), no se corresponden con las descritas en flujos turbidíticos clásicos. Un análisis similar se realiza para las facies integradas por areniscas muy finas calcáreas, las que tampoco presentan estructuras sedimentarias primarias. La presencia de carbonatos en esta facies se relaciona con la precipitación provocada por la actividad de los organismos en el sustrato y/o por la desintegración de los armazones esqueléticos de material bioclástico. Reineck (1972) plantea que las arenas laminadas pueden depositarse por decantación en ambientes de baja energía,

a través de nubes que mantienen el sedimento en suspensión. Por otro lado, Bridge (1978) sugiere que la laminación en las arenas se produce por flujos unidireccionales de alto régimen de flujo, en un lecho plano, donde se produce el transporte de sedimento como carga de lecho y en suspensión. En el caso de las areniscas muy finas laminadas (F3) reconocidas en la corona ECO-5, se estima que su depositación ocurrió tal y como plantea Bridge (1978). La presencia de estructuras sedimentarias integradas por areniscas muy finas con estratificación entrecruzada de tipo *hummocky* (F2), sugiere el desarrollo de eventos de tormenta. Según Duke *et al.* (1991) y Dumas y Arnott (2006), estas estructuras se originan por corrientes oscilatorias y corrientes unidireccionales que, en conjunto, forman un flujo combinado. Las facies de limolitas laminadas (F7) sugieren una depositación por decantación debido a una baja energía en el ambiente; este proceso sería el responsable de las estructuras con laminación paralela difusas que se reconocen en la corona, mientras que las facies de limolitas masivas resultan del retrabajo producido en el sedimento por los organismos.

Finalmente, y tal como fue sugerido por Pryor (1975), la presencia de fangolitas masivas se atribuyen a la depositación por procesos de floculación. Este proceso ocurre principalmente en ambientes que presentan diferencias de salinidad, como deltas y estuarios. El mecanismo consiste en la aglomeración de sedimento de tamaño arcilla que genera agregados denominados flóculos. En algunos casos, debido a la compactación, estos agregados de arcilla pierden su contenido de agua y, a su vez, pierden su forma original de flóculos. El carácter masivo de las fangolitas también puede atribuirse a bioturbación.

4.4. Descripción petrográfica de los componentes de la roca

El análisis petrográfico realizado en once secciones delgadas de la corona ECO-5 permitió reconocer y caracterizar los siguientes componentes (Tabla II).

Cuarzo: los granos de cuarzo se presentan en diferentes variedades. Aquellos que están constituidos por un único cristal se denominan monocristalinos, son subangulosos y poseen extinción tipo *flash* y ondulosa (Fig. 9). También se presentan granos formados por más de

dos cristales que se denominan policristalinos. Cada cristal que compone un cuarzo policristalino se extingue en diferentes direcciones.

Feldespatos: aparecen tanto feldespatos potásicos como plagioclasas, presentándose en hábito rectangular con granos que poseen bordes definidos, así como también en granos de bordes subangulosos (Fig. 9). Son frecuentes los clastos con maclas de tipo Carlsbad, polisintética y enrejado. Es muy común que los feldespatos se vean afectados por alteración o que exhiban zonación.

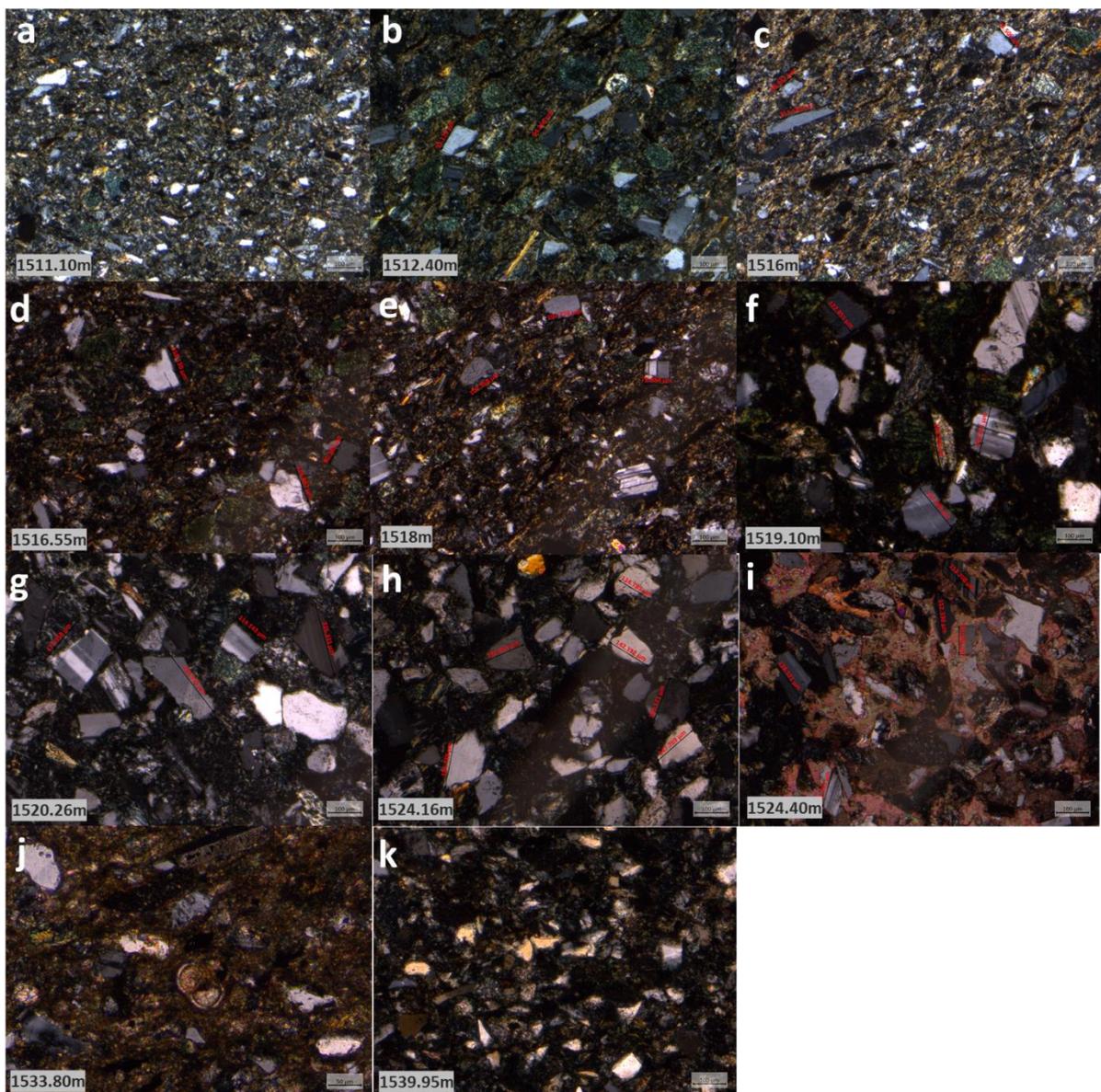


Figura 9. Imágenes de láminas delgadas a diferentes profundidades de ECO-5. **a)** Muestra de tamaño muy fino, los principales componentes reconocidos son cuarzos, feldespatos, pirita y cemento arcilloso. Escala 100 μm . **b)**

Abundante contenido de glauconita, acompañada de cuarzos y feldespatos de igual tamaño que la arcilla verdosa. Escala 100 μm . **c)** El tamaño de grano a esta profundidad es muy fino, se distinguen principalmente feldespatos, cuarzo, pirita y cemento de tipo arcilloso. Escala 100 μm . **d)** Muestra correspondiente a los 1516.55 mbbp. Se pueden ver glauconitas de tamaño de grano mayor que la mayoría de los componentes de la roca. En la imagen se distinguen, principalmente, feldespatos y cuarzos, aunque también se observaron micas, líticos y pirita diseminada. **e)** Hacia los 1518 mbbp se destaca el tamaño de los feldespatos en comparación al resto de los componentes de la muestra. Además, se observan granos de cuarzo, pirita diseminada y cemento de tipo arcilloso. Escala 100 μm . **f)** A esta profundidad (1519.10mbbp) es notable el crecimiento del tamaño de grano respecto a las imágenes previamente mencionadas. Se identifican feldespatos, plagioclasas macladas, cuarzos y algunas glauconitas en forma de cápsula. Escala 100 μm . **g)** Al igual que en "f", el tamaño de grano es mayor respecto a las imágenes previas. Se observan feldespatos, plagioclasas macladas, cuarzos, líticos de textura seriada y metamórficos, así como también glauconitas. Escala 100 μm . **h)** A la profundidad 1524.16 mbbp se observan principalmente cuarzos y feldespatos, así como también escasa pirita y glauconita. Escala 100 μm . **i)** Se pueden ver feldespatos y plagioclasas macladas, cuarzos policristalinos, líticos granulares y metamórficos y, por último, cemento carbonático. Profundidad correspondiente a 1524.4 mbbp, escala 100 μm . **j)** Se identifican cuarzos, feldespatos y plagioclasas. Estos dos últimos se encuentran alterados. Se observa un lítico alterado, un microfósil de foraminífero, pirita diseminada y matriz micrítica?. Escala 50 μm . **k)** Muestra correspondiente a los 1539.95 mbbp en donde se observan cuarzos monocristalinos y policristalinos, feldespatos alterados y líticos granulares. Escala 100 μm .

Glauconita: los hábitos en los que se presenta la glauconita son ovoidal, mamelar, en forma de cápsula y vermicular. La evolución de este mineral verdoso fue evaluada teniendo en cuenta la clasificación propuesta por Odin y Matter (1981) (Fig. 4).

Los pellets de hábito mamelar son los más evolucionados y el tamaño de grano es notoriamente mayor al tamaño arena del resto de la roca (Fig. 10). Se caracterizan por su color verde botella y por presentar craquelamiento en los granos. Cuando estos pellets se fracturan completamente pueden generar hábitos ovoidales o en forma de cápsula. El hábito ovoidal también presenta fracturas o craquelados en su superficie y su tamaño es generalmente superior al tamaño de grano del resto de la roca. Los pellets con este hábito alcanzan un grado de evolución media (algo evolucionado a evolucionado, Fig. 11).

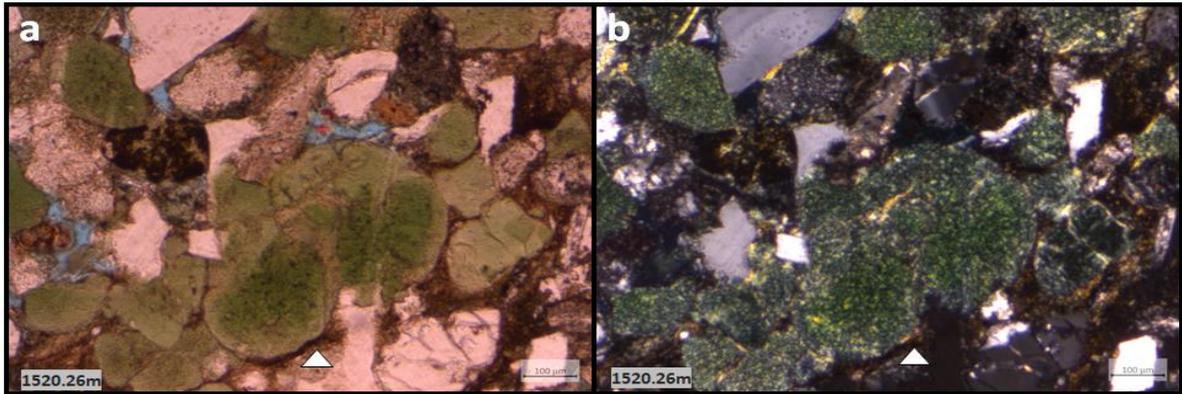


Figura 10. Glauconita mamelar a la profundidad de 1520.26 mbbp. **a)** Foto tomada con nicols paralelos; y **b)** con nicols cruzados. Este grano mamelar se encuentra evolucionado a altamente evolucionado. Si éste se fractura puede formar hábitos ovoidales y/o forma de cápsula. A su vez, se pueden observar feldespatos, líticos y escasa porosidad. Escala: 100 µm.

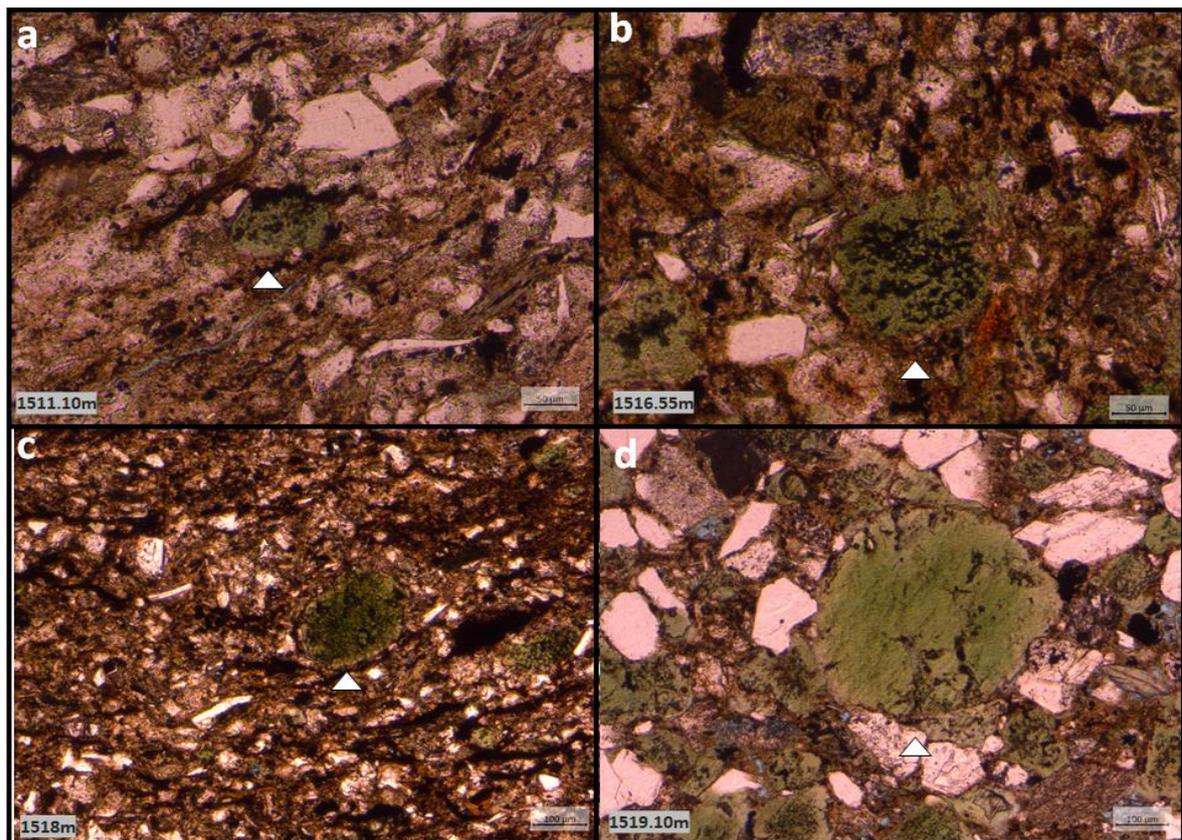


Figura 11. Glauconita ovoidal a diferentes profundidades de la corona. **a)** Incipiente a algo evolucionada, el grano de arcilla presenta pirita. No exhibe mayor tamaño que el resto de los componentes de la roca (lo cual se corresponde con la evolución). Véase el desarrollo de pirita asociado al mineral verdoso. Escala: 50 µm. **b)** Glauconita evolucionada. Presencia de pirita dentro del grano y en los alrededores. Escala: 50 µm. **c)** Glauconita evolucionada, de gran tamaño respecto al resto de los componentes. Escala: 100 µm. **d)** Evolucionada a altamente

evolucionada, el mineral también presenta craquelados que se corresponden con el grado de evolución. Se observa desarrollo de pirita en los craquelados. Escala: 100 μm .

Aquellos pellets con hábito en forma de cápsula pueden presentarse con una evolución incipiente a evolucionada (Fig. 12), y poseen tamaños variables, siendo mayor, menor o igual al tamaño arena. Los pellets de hábito vermicular poseen un clivaje característico que se orienta de forma paralela a la máxima elongación del grano (Fig. 13). Es muy común que manifiesten color de birrefringencia amarillo y verde anómalo.

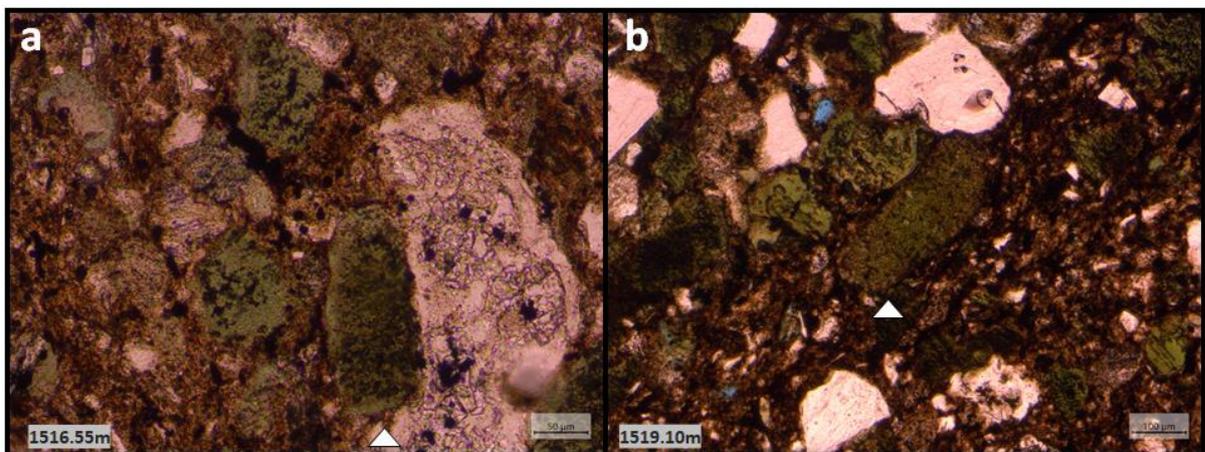


Figura 12. Ejemplos de glauconitas de hábito en forma de cápsula. a) Glauconita evolucionada con pirita diseminada en su interior. Se observan granos de cuarzo y escasa porosidad. A su derecha, se puede ver un lítico alterado de textura posiblemente seriada. Escala: 50 μm . b) Mineral evolucionado. Escala: 100 μm .

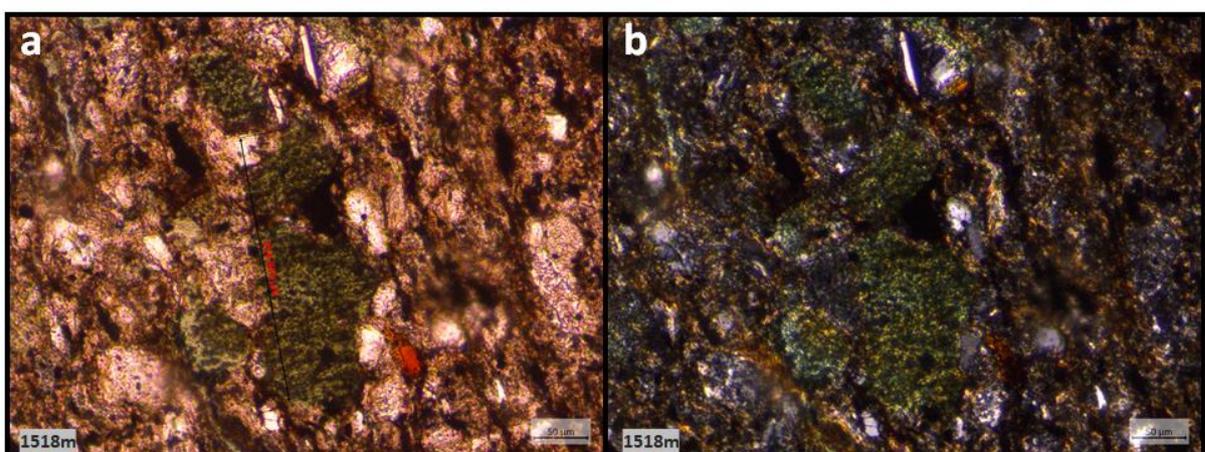


Figura 13. Hábito vermicular evolucionado. a) Fotografía tomada con nicols paralelos. Nótese la pirita alineada perpendicularmente al eje mayor del mineral. Escala: 50 μm . b) Misma fotografía que en "a", tomada con nicols cruzados. Escala: 50 μm .

Las glauconitas clasificadas como alóctonas pertenecen a las denominadas parautóctonas por presentar signos de transporte como, por ejemplo, granos fracturados que no forman un hábito característico (Fig. 14).

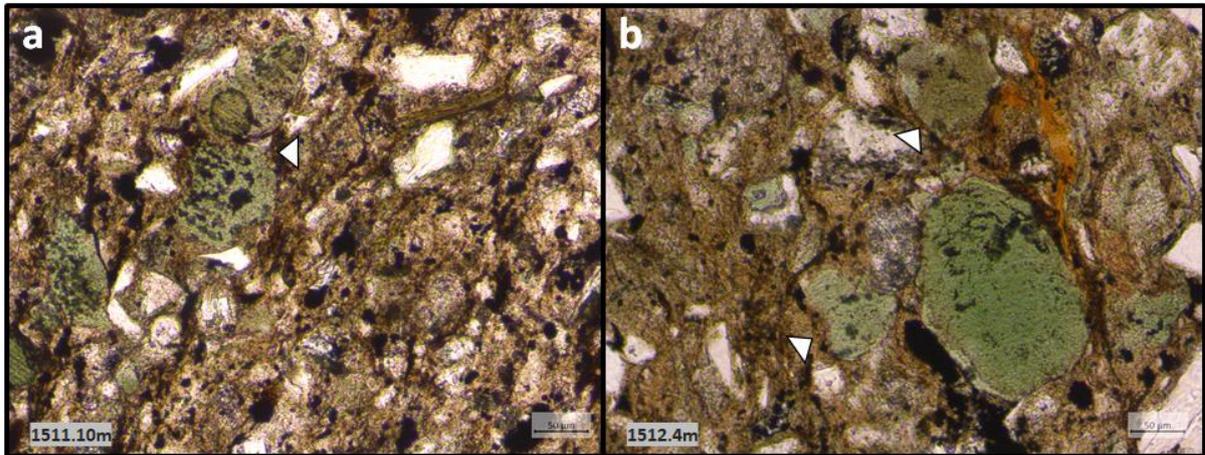


Figura 14. Ejemplos de glauconitas parautóctonas indicadas por flechas blancas. **a)** El grano de glauconita parece haber sido de hábito vermicular y presenta bordes irregulares. Escala: 50 µm. **b)** En este grano no se observa un hábito definido. El grano muestra bordes angulosos e irregulares. Escala: 50 µm.

Líticos: los diferentes tipos de líticos presentes son ígneos (básicos, ácidos y piroclásticos), y metamórficos (Fig. 15). Los líticos ácidos se reconocen principalmente por su textura granuda compuesta por cuarzo y feldespato. Estos representan rocas de composición silícica y son típicos de riolitas y dacitas (Fig. 15e). Otra textura característica es la seriada en donde los componentes (cuarzo y feldespato) muestran cambios significativos en su tamaño; son característicos de rocas intermedias a ácidas como dacitas (Fig. 15a, b y f). Los líticos básicos están representados por las texturas *lathwork* y pilotáxica. La textura *lathwork* está compuesta por tablillas de plagioclasa de tamaño arena que se intercrecen junto con minerales opacos en una pasta posiblemente vítrea. Esta característica es típica de basaltos. Los líticos de textura pilotáxica son distintivos de basaltos y andesitas, y están compuestos por pequeños cristales de feldespatos (generalmente plagioclasa) subhedrales a euhedrales que se encuentran con hábitos de hojas o prismas. Estos cristales suelen estar alineados, indicando dirección de flujo. Otro tipo de líticos que se observan en las muestras son líticos piroclásticos que se originan en la etapa de fragmentación del magma seguido por un proceso explosivo.

En el microscopio óptico se reconocen por su típica textura de pómez y se los observa de manera isótropa por su composición vítrea. Debido a que los feldespatos se alteran frecuentemente a arcilla o sericita, es común encontrar líticos de origen ígneo alterados parcialmente. Algunos se encuentran en un estadio de alteración muy avanzado lo cual dificulta el reconocimiento de su textura primaria. Los líticos metamórficos se reconocen por la marcada foliación que le otorgan las micas y por los cuarzos alineados y alargados con bordes irregulares.

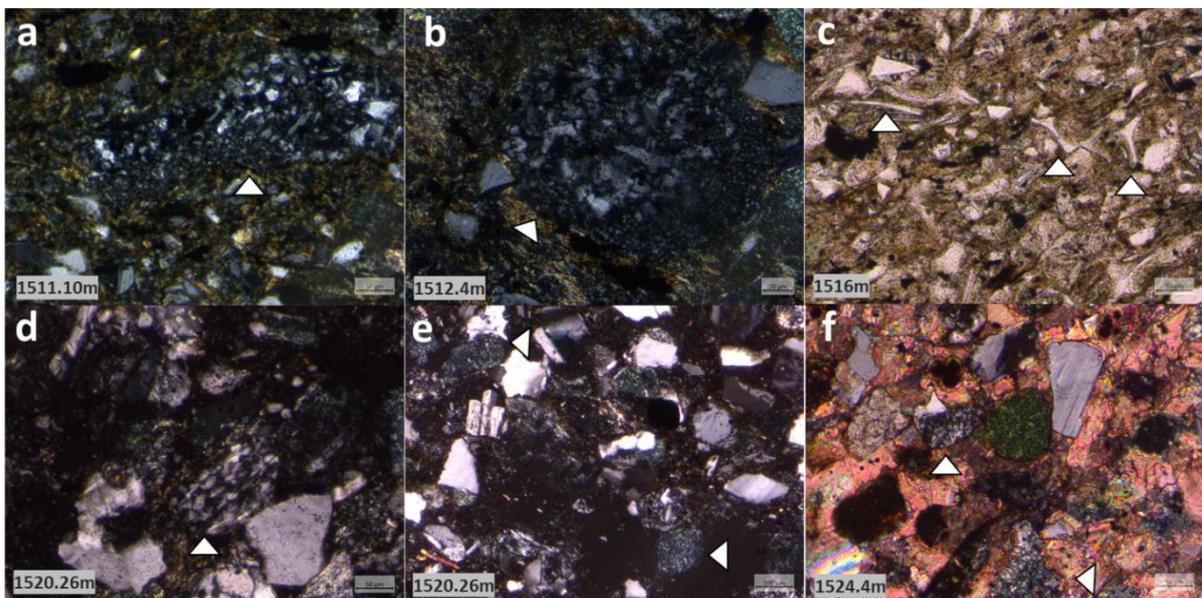


Figura. 15. **a)** Lítico de textura seriada. Escala: 50 µm. **b)** Lítico de textura seriada. Escala: 20 µm. **c)** Trizas. Escala: 50 µm. **d)** Lítico metamórfico. Escala: 50 µm. **e)** Lítico de textura granular. Escala: 100 µm. **f)** Lítico de textura seriada. En esta imagen puede observarse la presencia de cemento carbonático en color rosado debido a la tinción de la muestra con ferricianuro de potasio. Escala: 50 µm.

Cementos: el tipo de cemento más abundante es el arcilloso de tipo illítico, clorítico y glauconítico, y se presenta rodeando los clastos (Fig. 16). Otro tipo de cemento reconocido es el carbonático (Fig. 15f). Es común su presencia en forma de parche y se distingue notablemente debido a la tinción de las muestras con ferricianuro de potasio en donde la calcita no ferrosa queda teñida de color rosado.

Pirita: los cristales de pirita se observan de manera diseminada y en forma de framboides. Es un mineral opaco bajo luz transmitida; mientras que con luz reflejada se observa un estrellado de color amarillo. Se los puede encontrar asociados con la glauconita (pellets y moldes internos), con la pseudomatriz o en framboides (Fig. 17).

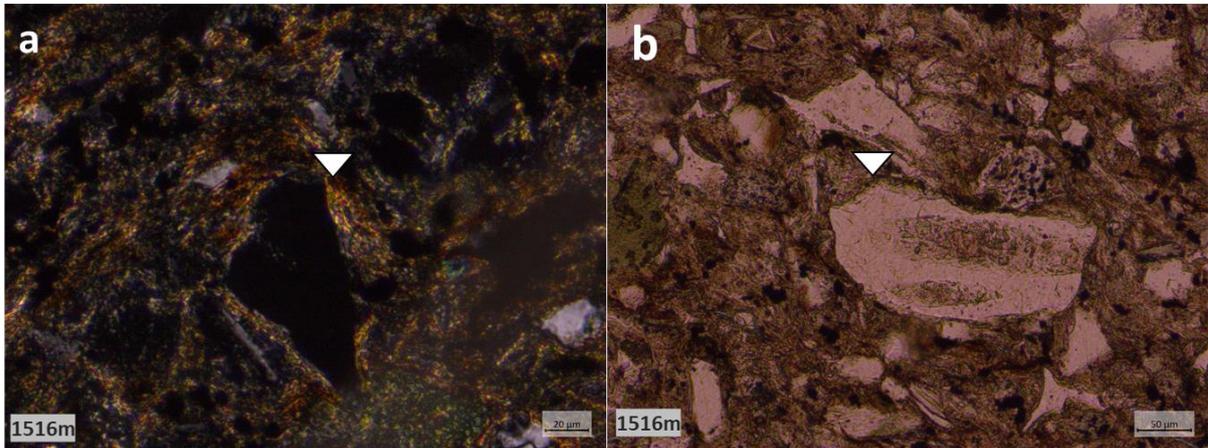


Figura 16. a) Cemento arcilloso, posiblemente illítico. b) Cemento arcilloso color verdoso, posiblemente clorítico.

Porosidad: la porosidad reconocida principalmente es de tipo intergranular primaria, aunque también está presente la porosidad por disolución de minerales como feldespatos. La porosidad de tipo intragranular también es muy frecuente en los microfósiles de foraminíferos (Fig. 17d). En el microscopio óptico, la porosidad se distingue por la impregnación de la muestra con resina epoxy azul.

Otros: es común la presencia de microfósiles de foraminíferos con porosidad o pirita framboidal en su interior (Fig. 17 c y d). En menor medida se distribuyen aisladamente en las muestras restos óseos de peces y otros microfósiles no identificados.

Profundidad (m)	Clastos	Líticos	Cemento	Glauconita	Origen y evolución de la Glauconita	Selección de la roca
1511.10	Qz, Pl, Fl, Mx, Py framboidal y diseminad.	Básicos y ácidos alterados,	Arcilloso.	Ovoidal y en forma de cápsula.	Incipiente a algo evolucionada. Autóctonas y	Moderada.

		metamórficos?.			algunas alóctonas	
1512.4	Qz, Pl, Fl, Mx, Py diseminada.	Básicos y ácidos.	Arcilloso.	Ovoidal (mayor contenido de G que la muestra anterior).	Algo evolucionada a evolucionada. Autóctonas y alóctonas en menor medida.	Moderada.
1516	Qz, Fl, Pl, Mx, trizas, Py diseminada.	Vítreos.	Arcilloso.	Ovoidal y en cápsula.	Algo evolucionada a evolucionada. Autóctonas y algunas alóctonas	Moderada
1516.55	Qz, Fl, Pl, Mx, Py diseminada.	Básicos, ácidos, vítreos.		Ovoidal y en cápsula, de gran tamaño respecto al tamaño de grano.	Algo evolucionadas a evolucionadas. Autóctonas.	Pobre a moderada.
1518	Qz, Pl, Fl, trizas, Py diseminada y framboidal.	Ácidos.	Arcilloso, crecimiento secundario de Fl.	Ovoidal, en cápsula y vermicular en menor medida.	Algo evolucionada a evolucionada. Autóctona.	Moderada.
1519.10	Qz, Pl, Fl.	Básicos, ácidos y metamórficos.	Arcilloso.	Ovoidal craquelada y en forma de cápsula.	Evolucionada a altamente evolucionada. Autóctona.	Moderada a buena.
1520.26	Qz, Fl y Pl, Py diseminada.	Básicos, ácidos y metamórficos.	Arcilloso.	Ovoidal, mamelar, en cápsula craquelada.	Evolucionada a altamente evolucionada	Buena.

					Autóctona.	
1524.16	Qz, Fl, Pl, Py diseminada y framboidal.	Metamórfic os.	Arcilloso y carbonático.		Alóctona.	Buena a muy buena.
1524.4	Qz, Pl, Fl, Py framboidal y diseminada.	Metamórfic os, ácidos y básicos.	Arcilloso y carbonático.	En cápsula.	Evolucionada. Autóctona.	Moderada.
1533.8	Qz, Pl, Py framboidal.	Metamórfic os.			Alóctonas	Pobre.
1539.95	Qz, Fl, Pl.	Ácidos.	Arcilloso.		Alóctonas.	Moderada a buena.

Tabla II. Descripción de los componentes reconocidos y profundidad de los cortes delgados del testigo corona ECO-5.

4.5. Interpretación de la descripción petrográfica

Del análisis petrográfico de los once cortes delgados de la corona ECO-5 se pueden obtener las siguientes consideraciones sobre la glauconita:

- Los mayores grados de evolución de la glauconita ocurre, generalmente, en granulometrías correspondientes a areniscas finas y muy finas.
- Los granos de glauconita poseen diferentes grados de evolución, desde incipiente a altamente evolucionado. Cuando la madurez es evolucionada a altamente evolucionada, los granos de glauconita son de mayor tamaño que el resto de los componentes de la roca.
- Las glauconitas evolucionadas a altamente evolucionadas tienen una medida mayor o igual a 200 μm .
- Se observa una asociación de pirita y glauconita. La pirita se forma en las fracturas de las glauconitas, diseminada en el mineral o en la roca. En la figura 17 se muestran

framboides de pirita que se forman en la roca, así como también en el interior de los moldes de foraminíferos.

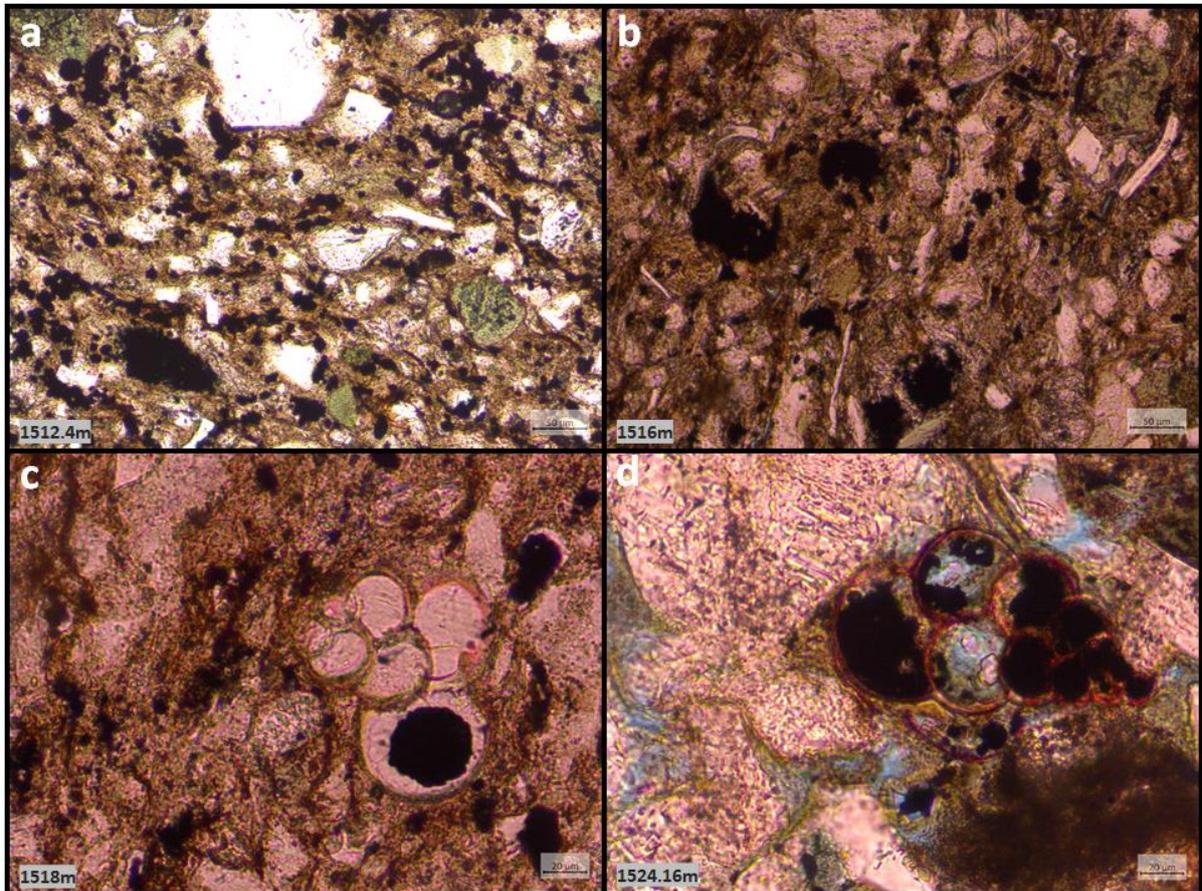


Figura 17. a y b) Pirita diseminada y en framboides. Escala: 50 µm. **c y d)** Ejemplos de pirita framboidal formada dentro de foraminíferos. Nótese la porosidad de tipo intragranular desarrollada dentro del microfósil. Escala: 20 µm. Los moldes de estos organismos otorgan un microambiente que favorece la formación de pirita.

CAPÍTULO V

5.DISCUSIÓN

5.1. Parámetros de control paleoecológicos sobre las comunidades bentónicas

El estudio de las icnofacies realizado en el testigo corona ECO-5, permitió analizar el rol que cumplieron los parámetros de control ambiental sobre el desarrollo del bentos. El análisis de cada uno de ellos permitió contar con información clave para poder interpretar el ambiente depositacional y las particiones que el mismo presenta.

5.1.1 Energía hidrodinámica

La energía hidrodinámica del ambiente influye en el comportamiento de los organismos, pudiendo afectar la preservación que muestran las estructuras biogénicas. De este modo, las trazas fósiles producidas bajo condiciones de alta energía se caracterizan por el desarrollo de estructuras verticales de organismos suspensívoros o por la presencia de estructuras de predadores pasivos (Buatois y Mángano, 2011). La icnofacies de *Skolithos* es típica de ambientes energéticos donde presenta una asociación icnológica de baja diversidad (Buatois y Mángano, 2011). En la corona analizada la diversidad y abundancia de la icnofacies de *Skolithos* es relativamente baja, lo cual indicaría condiciones de estrés en el sistema (Buatois y Mángano, 2011). En ambientes altamente energéticos la icnofacies de *Skolithos* está representada por el icnogénero *Macaronichnus*, estructura biogénica típica de paleoambientes asignados a *foreshore*, ambientes marinos dominados por marea y *shoreface* superior (Buatois y Mángano, 2011). También se puede encontrar esta estructura en un *shoreface* inferior y ambientes de plataforma (Seike *et al.*, 2011; Nara y Seike, 2019). Al ser una traza emplazada en profundidad dentro del sustrato, su potencial de preservación se incrementa (Buatois y Mángano, 2011). La corona ECO-5 presenta abundancia local de estructuras biogénicas asignadas a *Macaronichnus* en los intervalos de areniscas muy finas ubicados entre los 1530.6 mbbp y 1520.67 mbbp, lo que sugiere que estos depósitos

representan las condiciones más energéticas del ambiente. Por otro lado, en condiciones de baja energía, dominan las trazas horizontales de organismos depositívoros, detritívoros y predadores pertenecientes a la icnofacies de *Cruziana*. Esta icnofacies es la dominante en el testigo corona ECO-5, donde se reconoce una abundancia y diversidad media. En ambientes someros con variaciones energéticas locales es común encontrar una alternancia e interdigitación entre las icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos* (Buatois y Mángano, 2011).

5.1.2. Oxigenación

Las variaciones de oxigenación en un ambiente constituyen un factor de control muy significativo en el desarrollo del bentos. La facies anaeróbica se caracteriza por carecer de bioturbación y, en consecuencia, presentar depósitos que muestran estructuras sedimentarias primarias muy bien preservadas, mientras que bajo condiciones aeróbicas es común observar una abundante bioturbación y, en muchos casos, una obliteración completa del depósito, un término intermedio entre estos dos extremos son las condiciones disaeróbicas de los depósitos. El estudio de unidades depositadas bajo diversas condiciones de oxigenación (Savrda y Bottjer, 1986; Savrda, 1992; 1995) permitió concluir que cuando el nivel de oxigenación decrece gradualmente en el fondo marino, se produce una disminución de los organismos que ocupan las posiciones más someras del sustrato, mientras que los organismos más profundos comienzan a ocupar los niveles más someros. En estas condiciones no solamente disminuye la profundidad de emplazamiento de los organismos, sino también el tamaño y la diversidad de los mismos. Y, en casos extremos, cuando se establecen condiciones anaeróbicas se observa el cese de la actividad de los organismos en el sustrato. Bajo estas condiciones se acumulan sedimentos laminados ricos en materia orgánica (Savrda, 1995). En la corona ECO-5, las trazas fósiles muestran pequeño tamaño y poca penetración en el sustrato, aunque la abundancia varía de baja a moderada, lo que indicaría ambientes con problemas de oxigenación, aunque este parámetro no causó grandes problemas. La presencia de trazas fósiles asignadas a *Gyrolithes*, indica una estrategia de alimentación muy sofisticada, generalmente empleada en sustratos disaeróbicos de

ambientes de baja a moderada energía (Netto *et al.*, 2007). Esta estructura biogénica representa un mecanismo utilizado por el organismo productor para explotar al máximo la materia orgánica disponible en el sustrato (Netto *et al.*, 2007). Ekdale y Mason (1988) indican que las estructuras biogénicas, interpretadas como estructuras de domicilio, tales como *Thalassinoides*, *Rhizocorallium*, *Schaubcylindrichnus*, *Skolithos*, *Ophiomorpha* y *Diplocraterion*, reflejan aguas intersticiales y de fondo aeróbicas.

Por otro lado, el desarrollo de trazas fósiles que desarrollan comportamientos de locomoción y alimentación, tal como *Scolicia*, podrían sugerir aguas intersticiales disaeróbicas y aguas de fondo aeróbicas o disaeróbicas (Ekdale y Mason, 1988).

5.1.3. Salinidad

Las variaciones de salinidad son significativas en ambientes marinos marginales como deltas, estuarios y *lagoons*, donde existe una mezcla de agua dulce y salada o una significativa evaporación. MacEachern *et al.* (2007a) sugieren un modelo basado en las características icnológicas que muestran los ambientes con variaciones de salinidad reconociendo: 1) una reducción de la abundancia y diversidad de icnogéneros, resultando en una *suite* marina empobrecida; 2) trazas pequeñas en comparación a aquellas que se desarrollan en ambientes puramente marinos; 3) dominio de organismos oportunistas; 4) icnogéneros adaptados a sistemas que experimentan altas tasas de depositación y variaciones en la consistencia del sustrato y, 5) sucesiones con intensa bioturbación integradas por una *suite* monogénica. En estos ambientes es sumamente frecuente el reconocimiento de niveles de fangolitas masivas acumuladas por procesos de floculación y grietas de sinéresis. En el caso de la corona ECO-5 no se han reconocido grietas de sinéresis, las *suites* de trazas fósiles son empobrecidas, las icnofacies no son arquetípicas y además muestran una disminución en el tamaño, lo que sugiere, además de los problemas de oxigenación, como se indicó previamente, ambientes con variaciones de salinidad. La depositación de las fangolitas de F5 por floculación, indicaría estrés por salinidad. Los procesos de floculación ocurren en los ambientes donde existe mezcla de aguas de diferentes salinidades, tal como en deltas y estuarios (Pryor, 1975). La

baja icnodiversidad y abundancia de estas fangolitas está ligado a la mezcla de agua dulce con aguas de mar. La distribución en parche de *Nereites* y *Phycosiphon* en la F1 sugiere problemas de salinidad en el sistema, mientras que la abundante presencia de *Scolicia* indica un rápido restablecimiento de las condiciones marinas normales, como fue reconocido en sucesiones terciarias de cuenca Austral por Carmona y Ponce (2011).

5.1.4. Tasa de sedimentación y distribución de alimento

Una rápida tasa de sedimentación afecta a los organismos causando la reducción de la concentración de alimento y provocando un rápido enterramiento. En F1, hacia los ~1521 mbbp, se reconoció una traza de escape (*fugichnia*) que indicaría una rápida sedimentación. Según Fu y Werner (2000), la presencia del icnogénero *Scolicia*, asociado a niveles de limos y arenas finas, también indican ambientes con rápida tasa de sedimentación.

Se considera que, en los niveles de arenisca fina de la F1, principalmente, no hubo una tasa de sedimentación rápida y significativa. En este intervalo se produjo el mayor grado de evolución de las glauconitas, el cual no hubiera sido alcanzado si los minerales sufrían una rápida sedimentación que interrumpiría su crecimiento y madurez.

5.1.5. Turbidez

Este parámetro afecta principalmente a las comunidades que se emplazan en costas influenciadas por descargas fluviales, disminuyendo la diversidad y abundancia de las mismas. En estos ambientes se registra abundante material fino en suspensión el cual puede ser acumulado por procesos de decantación o floculación. Esta situación afecta a los organismos suspensívoros debido a que obstruye su aparato filtrador, y bajo estas condiciones se produce una disminución o directamente la supresión de estos organismos (MacEachern *et al.*, 2007a; Buatois y Mángano, 2011). En la corona ECO-5 se observan intervalos con situaciones de estrés por turbidez y otros en donde este parámetro no influyó en gran medida. El intervalo de fangolitas masivas calcáreas de la F5 se originó por floculación asociado a una pluma hipopícnica y, la baja diversidad y abundancia de trazas fósiles reflejan

condiciones de estrés por turbidez, además de estrés por salinidad, como se mencionó anteriormente. Por otro lado, el alto grado de madurez de las glauconitas, identificadas en las areniscas finas de la F1, sugieren que no existieron condiciones de estrés debido a la turbidez. Este grado de madurez no habría sido posible en paleoambientes afectados por este parámetro.

5.2. Paleoambiente de depositación

El conjunto de datos obtenidos a partir del análisis sedimentológico e icnológico de la corona perteneciente a la Formación Magallanes Inferior, sugiere un sistema de depositación de tipo deltaico dominado por oleaje (Fig. 18). Esta interpretación se basa en la presencia de icnofacies no arquetípicas y la moderada diversidad de trazas fósiles que muestra el testigo corona ECO-5, lo cual indica un ambiente estresado. Los factores de estrés más importantes se encuentran asociados a cambios de salinidad y oxigenación, que teniendo en cuenta la presencia moderada de materia orgánica de origen vegetal, serían producidos por un sistema de descarga fluvial cercano. Los deltas dominados por oleaje se dividen en *updrift* y *downdrift* (Fig. 18). El *downdrift* se caracteriza por presentar sucesiones heterolíticas y por ser la zona más afectada por condiciones de estrés, esto se debe a que la deriva litoral provoca que la pluma hipopícnica, cargada de sedimentos fino y agua dulce, afecte esas posiciones del sistema. En estas posiciones del delta se reconocen depósitos de frente deltaico y prodelta. El frente deltaico muestra una icnofacies de *Skolithos* con componentes de una icnofacies de *Cruziana*, mientras que el prodelta, se compone de una icnofacies de *Cruziana* (MacEachern *et al.*, 2005; Buatois y Mángano, 2011). Ambas icnofacies se encuentran empobrecidas a lo largo de todo el *downdrift*, debido al aporte fluvial que causó variaciones en la salinidad, tasa de sedimentación y turbidez. Por el contrario, el *updrift*, recibe poca influencia fluvial y, en esta posición, los depósitos comparten muchas características con las costas dominadas por oleaje. Las icnofacies presentan mayor diversidad y abundancia que en el *downdrift*, pero es menor que la reconocida en costas dominadas por oleaje. El *shoreface* se compone por icnofacies de *Skolithos* y *Cruziana*, y el *offshore* por una icnofacies de *Cruziana* (Buatois y

Mángano, 2011). Debido a las características icnológicas reconocidas, se interpreta que la corona ECO-5 representa posiciones de *updrift* de un delta dominado por oleaje (Fig. 18). Esta interpretación es consistente con la evolución de la glauconita que fue descrita en la corona, la cual se relaciona a una baja tasa de sedimentación o directamente con una pausa en la sedimentación del sistema. Esta situación no sería esperable en posiciones de *downdrift*, donde se produce una recurrencia mayor en las descargas fluviales.

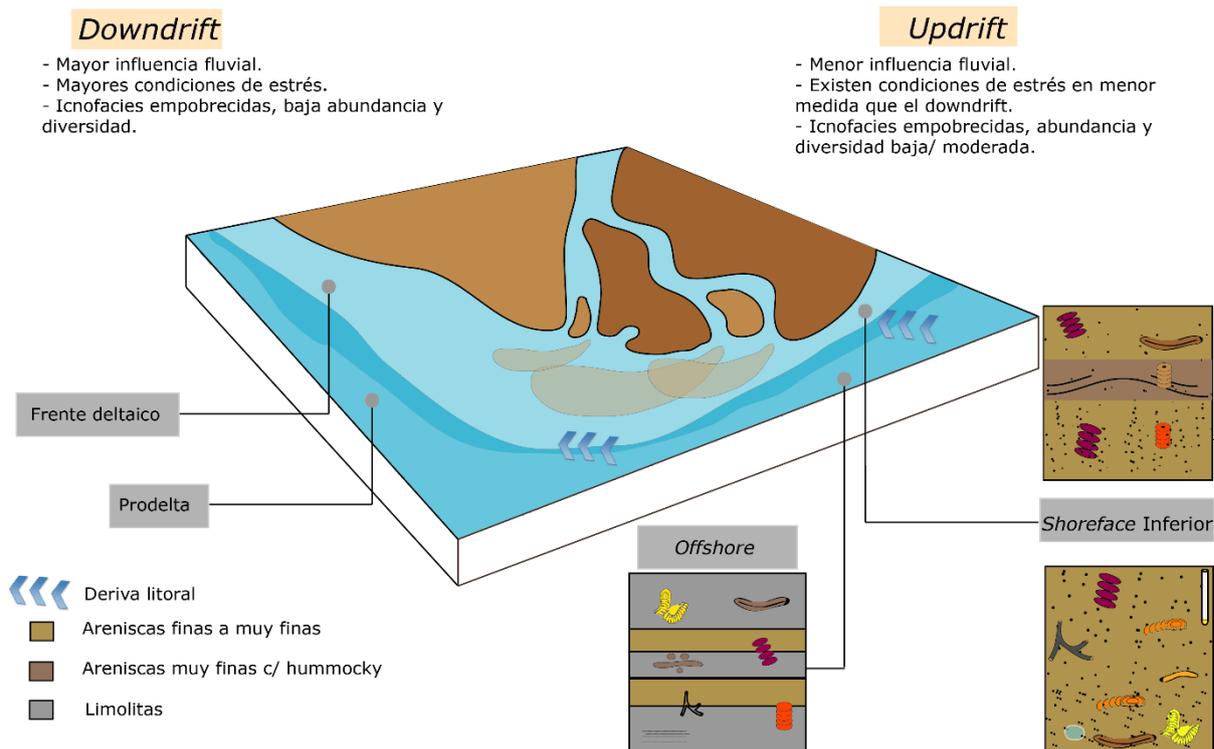


Figura 18. Esquema de un delta dominado por oleaje, donde se indica la deriva litoral, los diferentes subambientes que lo integran y las posiciones que ocuparía el testigo corona ECO-5. Tomado y modificado de Buatois y Mángano (2011).

Las facies sedimentarias definidas demuestran que la sección basal de la corona (desde los 1545.08 mbbp hasta ~1520.67 mbbp), corresponde a un *shoreface* inferior caracterizado por areniscas muy finas. Como estructura sedimentaria primaria se reconoce una estratificación entrecruzada tipo *hummocky* acumulada sobre una superficie erosiva. Esta estructura se origina por acción de oleaje de tormenta y, junto a las trazas fósiles presentes en este intervalo, podría asignarse desde un *shoreface* inferior a una transición *offshore* superior. Aquí, la glauconita corresponde a un origen principalmente parautóctono, transportado

posiblemente por la acción del oleaje. En este intervalo la presencia del icnogénero *Rosselia*, correspondiente a una traza de reajuste y equilibrio, evidenciaría la ocurrencia de eventos de tormenta. En el *shoreface* inferior las trazas responden a la gran variación de energía hidrodinámica causada por eventos de tormenta. Estos eventos pueden ser intensos, moderados o poco significativos (Buatois y Mángano, 2011); y se encuentran retrabajando depósitos con una icnofacies de *Cruziana*, la cual puede presentar ejemplares de la icnofacies de *Skolithos*. La aparición de *Macaronichnus* sugiere condiciones de alta energía y es común la aparición de estructuras verticales como *Skolithos*, *Ophiomorpha* y *Diplocraterion*. En esta posición de la corona, hay mayor abundancia de fitodetritos comparado con el resto de la corona, lo cual sería indicativo de aportes de sedimentos de origen fluvial. Se observan estructuras biogénicas asignados a *Nereites* y *Phycosiphon* dispuesta en parches, lo que evidencian un comportamiento oportunista, acompañada por otros ejemplares de la icnofacies de *Cruziana* y de icnofacies de *Skolithos* en menor medida. Esta disposición en parches indicaría condiciones de estrés en el sistema.

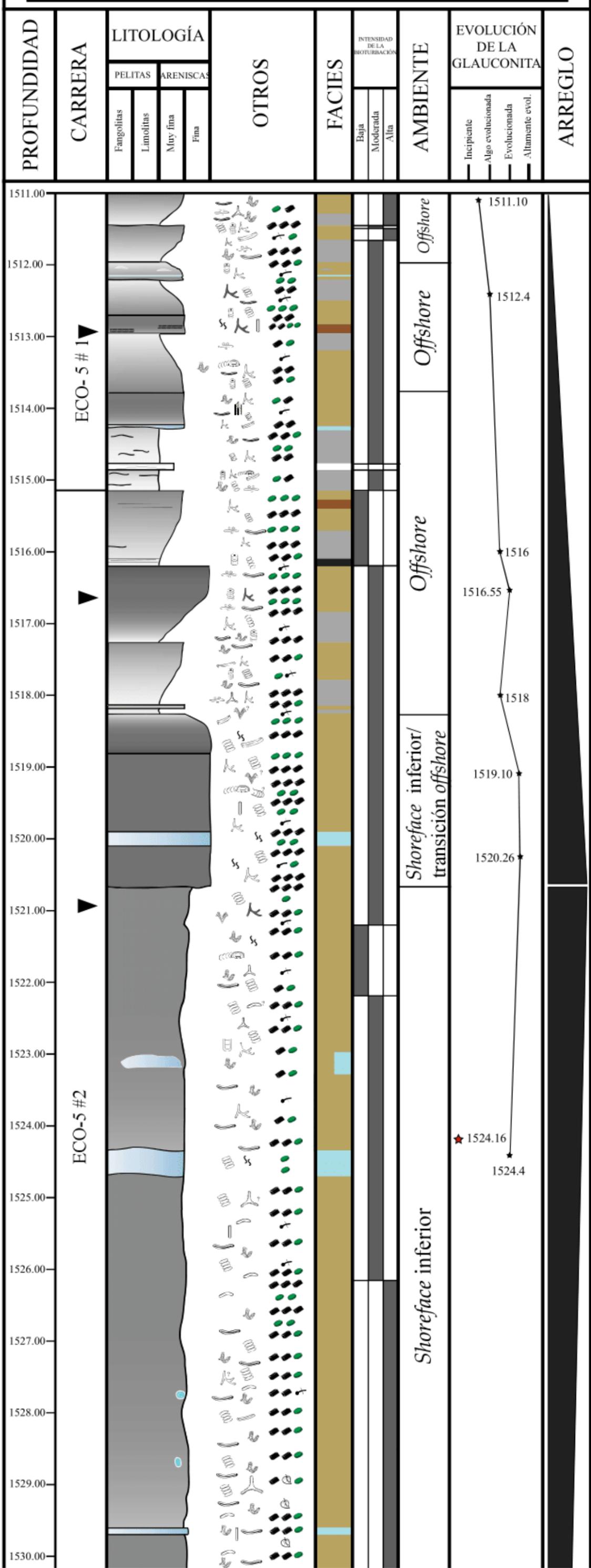
La arena muy fina masiva grada a una arena fina masiva que, al igual que las areniscas muy finas, se atribuye a un *shoreface* inferior/transición *offshore* (1520.67 mbbp-1518.21 mbbp). En el límite entre ambas granulometrías ocurre la primera aparición de la icnofacies de *Glossifungites* (Fig. 19). Esta icnofacies muestra una pausa en la sedimentación, lo cual se evidencia, a su vez, por la presencia de glauconitas desde evolucionadas a altamente evolucionadas correspondientes a las secciones delgadas 1519.10m y 1520.26m. Los depósitos de esta posición corresponden a arenas finas con buena selección.

Hacia el techo de la corona se pueden ver bancos de limolitas que gradan a areniscas muy finas a finas masivas (1518.21 mbbp--1513.8 mbbp, repitiéndose nuevamente desde los ~1512.00 mbbp y 1511.00 mbbp) y, seguidamente, se observan bancos que gradan de areniscas a limolitas (gradación normal; 1513.8 mbbp--1512.00 mbbp), donde las areniscas muestran una laminación paralela difusa. Esta posición de la corona se atribuye a un ambiente de *offshore*. Se observa un decrecimiento de la evolución de la glauconita hacia el techo de

la corona. En esta posición también son frecuentes los eventos de tormenta de intensidad baja a moderada y están representados por una *suite* de organismos oportunistas. Este pasaje desde un *shoreface* inferior a un *offshore*, muestra un arreglo retrogradante que se interpreta como un evento transgresivo (Fig. 19). La icnofacies de *Glossifungites* vuelve a hacerse presente en este arreglo y es consistente con el desarrollo de múltiples superficies transgresivas de ravinamiento.

TESTIGO CORONA ECO-5

FACIES	TRAZAS FÓSILES	COMPONENTES
F1 Areniscas masivas muy finas a finas	Teichichnus	Macaronichnu
F2 Areniscas muy finas c/ hummocky y contactos erosivos	Nereites	Planolites
F3 Areniscas laminadas muy finas	Rosselia	Ophiomorpha
F4 Areniscas masivas y calcáreas muy finas a finas	Scolicia	Siphonichnu
F5 Fangolitas masivas y calcáreas	Schaubeylindrichnus	Gyrolithe
F6 Limolitas masivas	Thalassinoides	Skolithos
Limolitas laminadas	Phycosiphon	Diplocraterio
	Rhizocorallium	Traza de escape
ESTRUCTURAS	ICNOFACIES	
Laminación paralela	Cr Cruziana	Gl Glossifungites
Estratificación Hummocky	Sk Skolithos	
		Bioclastos
		Fitodetrito
		Pirita framboidal
		Materia orgánica
		Abundancia baja de glauconita
		Abundancia media de glauconita
		Abundancia alta de glauconita
		Abundancia baja de pirita
		Abundancia media de pirita
		Abundancia alta de pirita
		Superficies transgresivas de reavivamiento



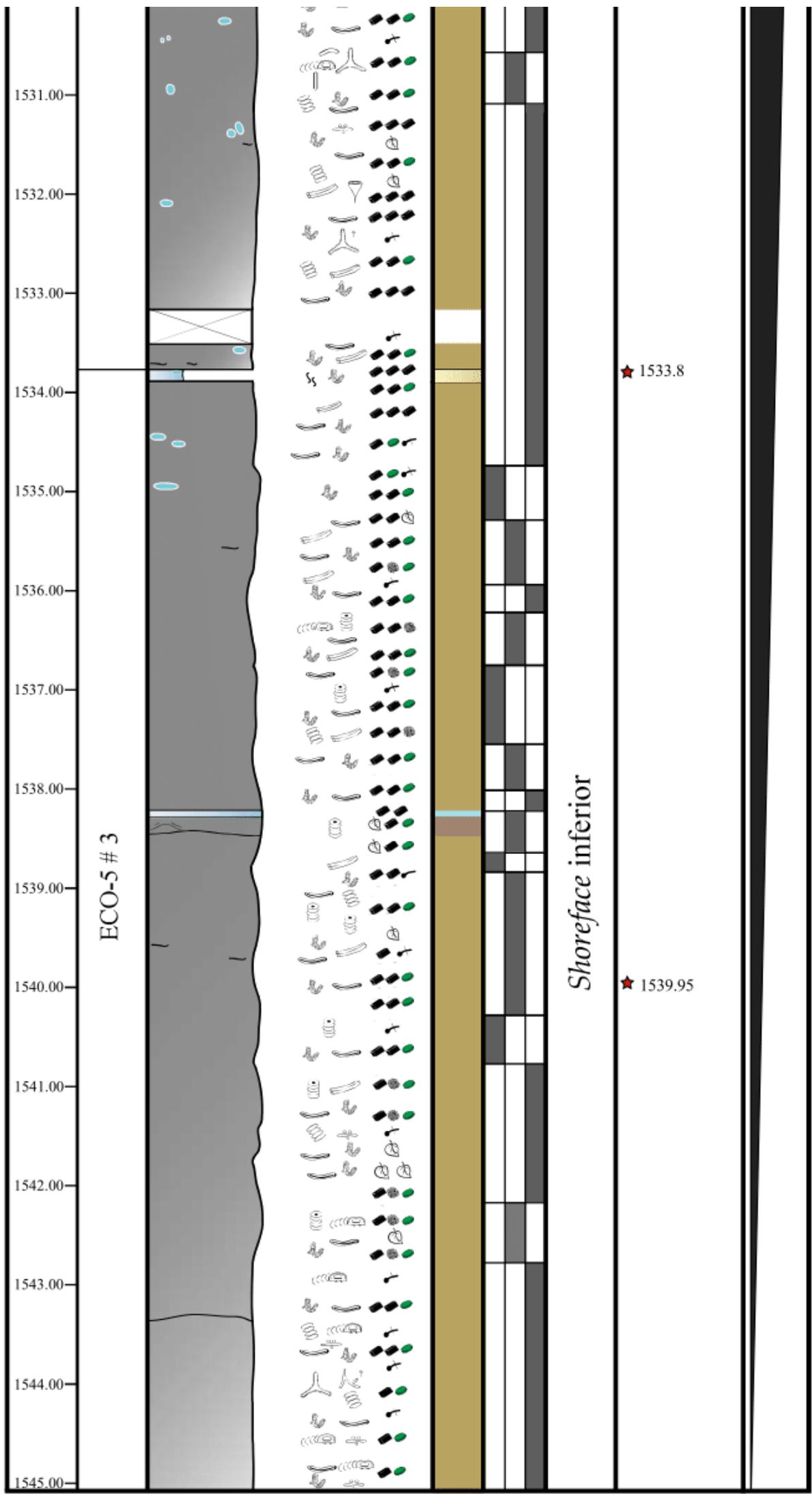


Figura 19. Columna sedimentaria de la corona ECO-5.

El estudio de las sutiles variaciones granulométricas que muestra la corona ECO-5, sumado al patrón de apilamiento de las icnofacies que la integran y la ocurrencia y evolución que muestra la glauconita, permite la identificación de cortejos sedimentarios. Los cambios del nivel del mar producen superficies u horizontes característicos que son utilizados para el estudio de la estratigrafía secuencial (Embry, 2002, Fig. 20). Cuando el nivel del mar decrece, las superficies de discontinuidad subárea y la superficie regresiva de erosión marina migran hacia el interior de la cuenca. Cuando el nivel del mar comienza a aumentar se origina la superficie de máxima regresión (MRS). Esta superficie es cubierta durante el evento transgresivo dando lugar a el desarrollo de superficies de ravinamiento que migran hacia la costa. Y, por último, la superficie de máxima inundación (MFS) tiene lugar en el comienzo del evento regresivo (Fig. 20).

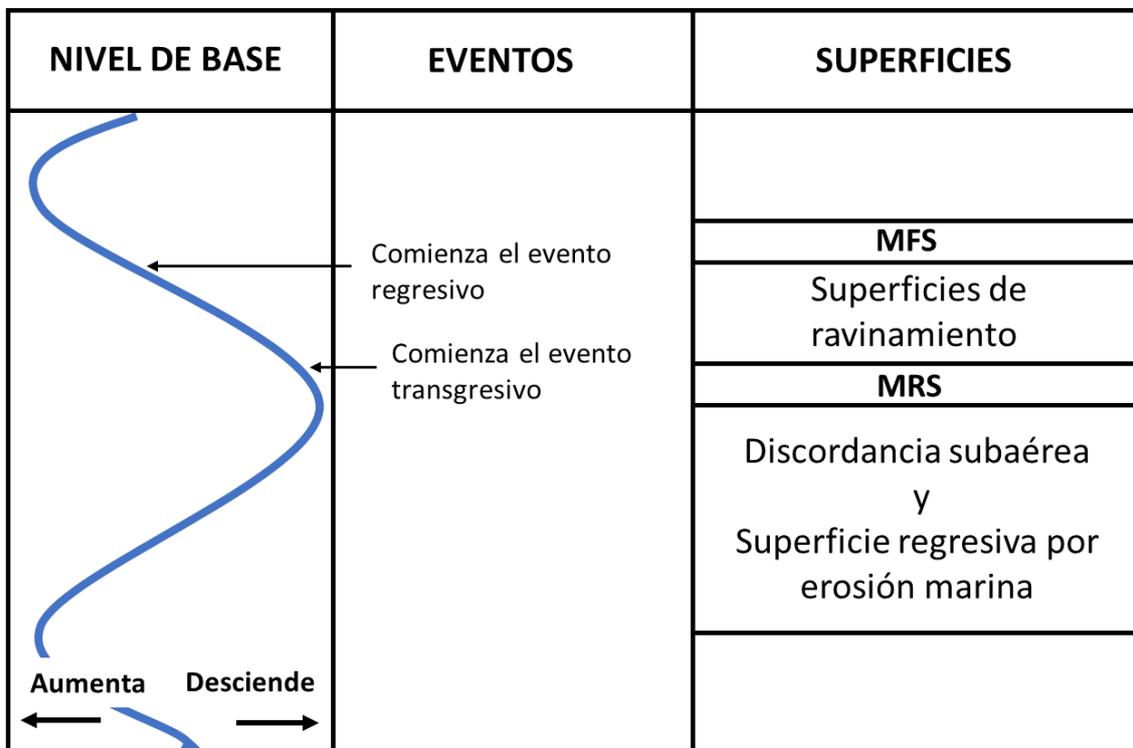


Figura 20. Superficies estratigráficas originadas a partir de aumento o caída del nivel del mar. MFS (superficie de máxima inundación); MRS (superficie de máxima regresión). Tomado y modificado de Embry (2002).

Como se dijo anteriormente, en la corona ECO-5 existen dos arreglos característicos, uno progradante y otro retrogradante, ambos separados por la primera aparición de la icnofacies de *Glossifungites*. Diversos autores asocian esta icnofacies a una superficie de erosión por nivel de mar bajo seguido por superficies de ravinamiento que se origina durante una transgresión (Savdra, 1995; Buatois y Encinas, 2006; MacEachern *et al.*, 2007b). Las superficies transgresivas de ravinamiento pueden ser originadas por la acción de oleaje (MacEachern *et al.*, 2012b). Este evento transgresivo estaría limitado en su parte basal por una superficie de máxima regresión asociado lateralmente a una discordancia subárea (Embry, 2002). Una disminución o pausa en la tasa de sedimentación está evidenciada por el desarrollo de la icnofacies de *Glossifungites*, así como también por el estadio de evolución de la glauconita. Precisamente en la primera aparición de la icnofacies sustrato controlada, la glauconita alcanza el mayor estadio de madurez de toda la corona, indicando que la sedimentación fue baja o nula, permitiendo que alcance un nivel de madurez desde evolucionada a altamente evolucionada. Según Amorosi (1995), se puede encontrar glauconita autóctona a lo largo de todo el cortejo transgresivo, así como también aquellas de origen parautóctono, especialmente en los cortejos transgresivos de ambientes dominados por olas. Por debajo de la primera aparición de *Glossifungites*, se esperaría encontrar un cortejo regresivo que muestra un arreglo progradante. La erosión del sustrato ocurre durante estadios de nivel bajo del mar y la reactivación del ciclo causa una transgresión que provoca la inundación del sustrato (Fig. 21).

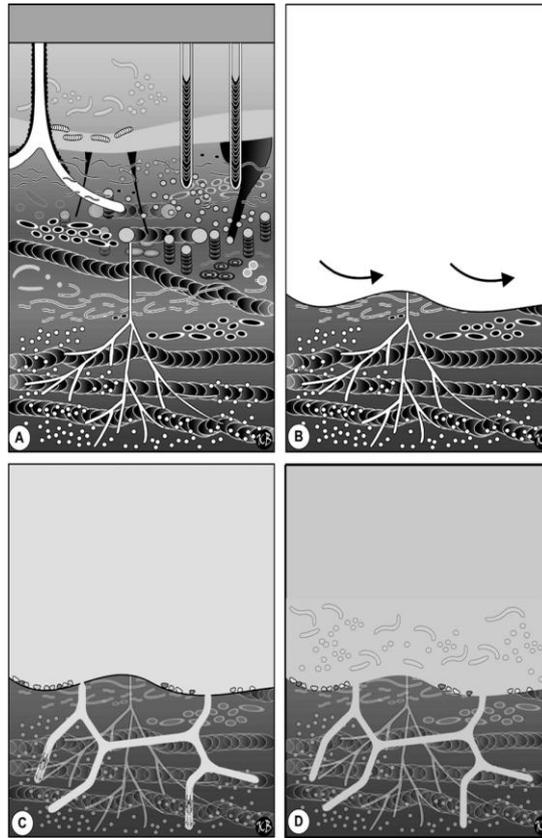


Figura 21. Desarrollo de la icnofacies *Glossifungites*. **a)** Sustrato bioturbado. **b)** Un proceso erosiona el sustrato, generando un sustrato firme y una superficie erosiva. **c)** La superficie que marca una discontinuidad es colonizada por organismos especializados en excavar sustratos firmes dando lugar al desarrollo icnofacies de *Glossifungites*. En esta etapa hay un hiatus en la sedimentación. **d)** Relleno de las galerías abandonadas. Tomada de MacEachern *et al.* (2007b).

CAPÍTULO VI

6. CONCLUSIONES

Integrando los datos sedimentológicos e icnológicos, en conjunto con el estudio de cortes delgados, fue posible caracterizar paleoambientalmente a la corona ECO-5 perteneciente a la Formación Magallanes Inferior. La corona ECO-5 representa posiciones de *updrift* de un ambiente marino deltaico dominado por olas y, de base a techo, se compone por depósitos de *shoreface* inferior, *shoreface* inferior/transición offshore y, finalmente, offshore. El *shoreface* inferior se caracteriza por la presencia de areniscas muy finas que se vieron afectadas por acción de oleaje. La estructura sedimentaria primaria que evidencia la influencia de las olas es la estratificación entrecruzada tipo *hummocky*. Aquí, la glauconita es de origen parautóctono, lo cual concuerda con la acción de oleaje en el sistema. En esta posición la presencia de una suite de trazas fósiles, distribuida en parches integrada por los icnogéneros *Nereites* y *Phycosiphon*, evidencia problemas de estrés por fluctuaciones de salinidad asociado a descargas fluviales. La presencia de estructuras biogénicas asignadas a *Scolicia* indica que las condiciones marinas normales fueron reestablecidas rápidamente. La presencia del icnogénero *Macaronichnus* en el intervalo de areniscas muy finas, ubicados entre los 1530.6 mbbp y 1520.67 mbbp, indica una alta energía hidrodinámica posiblemente por la acción de oleaje. Además, la disposición vertical de estructuras biogénicas asignadas a organismos suspensívoros, tales como *Skolithos*, *Ophiomorpha*, *Diplocraterion*, son estrategias que desarrollan los organismos que ocupan ambientes de alta energía. Las areniscas finas del *shoreface* inferior/transición offshore no muestran estructuras sedimentarias primarias por la intensa bioturbación donde se reconocen las icnofacies de *Cruziana*, *Skolithos* y *Glossifungites*. En esta posición del testigo corona, se registran las glauconitas con mayor grado de evolución, así como una gran abundancia de pirita, lo cual indica una baja tasa de sedimentación en el sistema. La pirita formada en el craquelado de las glauconitas o diseminada en estos granos se atribuye a un origen posterior a la arcilla

verdosa. Los microorganismos que reducen la materia orgánica y dan lugar a la formación de glauconita, también provocan la formación de pirita por reducción del sulfato del agua de mar. La abundancia y diversidad moderada que muestra la icnofacies *Cruziana* indicaría una energía hidrodinámica baja a media en este intervalo. La presencia de fitodetrito en las areniscas muy finas y finas indica la proximidad con un sistema fluvial, aunque este sistema no causó grandes problemas de turbidez en esta posición. En un subambiente de baja energía, se encuentran las limolitas laminadas y masivas retrabajadas por bioturbación, intercaladas con areniscas finas y muy finas masivas en un arreglo granocreciente. Este subambiente se asigna a un *offshore* que presenta baja abundancia e icnodiversidad con desarrollo de la icnofacies de *Cruziana* y en menor medida de la icnofacies de *Skolithos*. En este arreglo, las glauconitas se observan con una evolución incipiente a evolucionada, mostrando una disminución en su evolución hacia el techo de la corona. Por último, se reconocen depósitos de *offshore* integrados por areniscas muy finas masivas y laminadas que gradan a limolitas. En este arreglo granodecreciente las icnofacies descritas se atribuyen a *Cruziana* con componentes de *Skolithos*, y *Glossifungites*.

La recurrencia de una *suite* marina empobrecida, caracterizada por trazas pequeñas y el desarrollo de organismos oportunistas, son evidencias de ambientes con condiciones de estrés por salinidad, principalmente, y oxigenación en menor medida. Las fluctuaciones de salinidad ocurren en los ambientes deltaicos debido a las descargas fluviales. La presencia del icnogénero *Gyrolithes* soporta ambientes con problemas de oxigenación, ya que se cree que esta traza fósil representa una estrategia de alimentación para consumir la materia orgánica disponible en un sustrato disaeróbico. Por otro lado, el desarrollo de *Scolicia*, traza de locomoción y alimentación, indica aguas desde aeróbicas a disaeróbicas (Ekdale y Mason, 1988).

La presencia de la icnofacies de *Glossifungites* marca una pausa en la sedimentación y el comienzo de un cortejo transgresivo. Este descenso de la tasa de sedimentación permitió el desarrollo de glauconitas autóctonas altamente evolucionadas, principalmente en las facies

de areniscas finas masivas. Desde los 1545.08 mbbp hasta los 1520.67 mbbp se observa un arreglo progradante que marca un cortejo regresivo. Mientras que, desde los 1520.67 mbbp hasta los 1511.00 mbbp, se describe un arreglo retrogradante pasando desde depósitos de *shoreface* inferior en transición a depósitos de *offshore*. Este carácter retrogradante fue originado por una transgresión. En la base del mismo ocurre la primera aparición de la icnofacies de *Glossifungites* (~1521.00 mbbp) y el desarrollo de glauconitas altamente evolucionadas, que marcan una superficie transgresiva de ravinamiento originada por la acción de oleaje.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a la Universidad Nacional de Río Negro y a la Dirección de Geología, por dictar esta apasionante carrera y permitirme ser alumna de la Licenciatura en Geología. Agradezco a Juan Ponce y Verónica Froy, director y co-directora de tesis respectivamente; por cada charla, corrección, comentario que ayudó de gran manera a pulir el informe. Gracias Juan por recibirme, no solo en tu oficina, sino también atender mis llamadas, contestar mensajes, para así despejar mis dudas.

Al jurado, Maisa Tunik, Noelia Carmona y Carlos Cónsole Gonella, por sus correcciones y sugerencias, que indudablemente mejoraron el trabajo final de grado. Especialmente a Maisa, quien fue de gran ayuda en informes anteriores relacionados al trabajo final.

A la Compañía General de Combustibles (CGC) y su equipo de geólogos, quienes facilitaron las muestras para realizar el trabajo final.

Gracias a mi mamá Fabiana y papá Cesar por no soltarme la mano cuando quería dejar todo y volver a casa. A mis hermanos Yoana y Agustín, que siempre me acompañaban por llamadas, mensajes, dándome aliento para que siguiera adelante. Sin el condicional apoyo de mi familia no habría podido dedicarme 100% a mis estudios. Emiliano, mi pareja y amigo, quien me acompañó y aconsejó todos estos años de estudio, siempre estuvo a mi lado en cada momento de alegría, así como también en cada momento complicado.

A mis amigos, compañeros de cursada, compañeros de estudio y de tantas salidas de campo, realmente conocí gente hermosa. Especialmente agradezco a Kevin, Soledad, Nicole, Vanina; Ximena, Bruno, Daniela y Alejandra, eternamente agradecida de haberlos conocido y de tener su compañía todos estos años. Sin duda, fueron uno de mis pilares más importantes.

REFERENCIAS

Amorosi, A. 1995. Glaucony and sequence stratigraphy; a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *Journal of Sedimentary Research* 65(4b): 419-425.

Amorosi, A. 1997. Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology* 109(1-2): 135-153.

Arbe, H.A. 1988. El Cretácico de la Cuenca Austral: sus ciclos de Sedimentación. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 586p., Buenos Aires.

Arbe, H.A. 2002. Análisis estratigráfico del Cretácico de la Cuenca Austral. En: Haller, M. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 103-128. El Calafate, Buenos Aires.

Baas, J.H. 2004. Conditions for formation of massive turbiditic sandstones by primary depositional processes. *Sedimentary Geology* 166(3-4): 293-310.

Bhattacharya, J.P. 2006. Deltas. En: Posamentier, H.W. y Walker, R.G. (eds.), *Facies Models Revisited*. Society for Sedimentary Geology, 84: 237-292, Oklahoma.

Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum Jr, R.M., Fitzgerald, M.G. y Wright, R.C. 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. En: Allen, P. A., y Homewood, P. (eds.), *Foreland basins* 8: 41-61, Houston.

Bridge, J.S. 1978. Origin of horizontal lamination under turbulent boundary layers. *Sedimentary Geology*, 20:1-16.

Buatois, L.A. y Encinas, A. 2006. La icnofacies de Glossifungites en el contacto entre las formaciones Navidad (Miembro Rapel) y La Cueva, Plioceno de la Cordillera de la Costa, Chile: Su significado estratigráfico-secuencial. *Ameghiniana*, 43(1): 3-9.

Buatois, L. y Mángano, M.G. 2000. Aplicaciones de la icnología en prospección de hidrocarburos y caracterización de reservorios. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 64: 1-85.

Buatois, L. A. y Mángano, M.G. 2011. *Ichnology: Organism-substrate interactions in space and time*. Cambridge University Press, 366p., Nueva York.

Cagnolatti, M.J. y Miller, M. 2002. Los reservorios de la formación Magallanes: Rocas reservorio de las cuencas productivas de Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG 91-115, Mar del Plata.

Cagnolatti, M.J. y Miller, M.L. 1999. Síntesis sismoestratigráfica y petrolera del Cretácico superior alto - Terciario inferior de la Cuenca Austral, Santa Cruz, Argentina. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, Posters: 931-934, Mar del Plata.

Carmona, N.B. y Ponce, J.J. 2011. Ichnology and sedimentology of Miocene hyperpynites of the Austral foreland basin (Tierra del Fuego, Argentina): Trace fossil distribution and paleoecological implications. En: Slatt, R.M. y Zabala, C. (eds.), *Sediment transfer from shelf to deep water. Revisiting the delivery system*. AAPG Studies in Geology 61: 171-192.

Cuitiño, J.I., Varela, A.N., Ghiglione, M.C., Richiano, S. y Poiré, D.G. 2019. The Austral-Magallanes Basin (southern Patagonia): a synthesis of its stratigraphy and evolution. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 26(2): 155-166.

Dalziel, I.W.D.; de Wit, M.J.; Palmer, K.F., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*. 250: 291-294.

- DeCelles, P.G., Giles, K.A. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*. 8: 105-123.
- Dumas, S. y Arnott, R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification. The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34(12): 1073-1076.
- Duke, W.L., Arnott, R.W.C. y Cheel, R.J. 1991. Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. *Geology* 19(6): 625-628.
- Ekdale, A. y Mason, T. 1988. Characteristic trace fossil assemblages in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology* 16: 720-723.
- Embry, A. F. 2002. Transgressive-regressive (TR) sequence stratigraphy. *Gulf Coast SEPM Conference Proceedings*: 151-172
- Frey, R.W. 1973. Concepts in the Study of Biogenic Sedimentary Structures. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 43: 6-19.
- Frey, R.W. y Seilacher, A. 1980. Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia* 13(3): 183-207.
- Frey, R.W. y Pemberton, S.G. 1985. Biogenic structures in outcrops and cores. Approaches to ichnology. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 33(1): 72-115.
- Fu, S. y Werner, F. 2000. Distribution, ecology and taphonomy of the organism trace, *Scolicia*, in northeast Atlantic deep-sea sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 156(3-4): 289-300.
- Gingras, M.K., MacEachern, J.A., y Dashtgard, S.E. 2011. Process ichnology and the elucidation of physico-chemical stress. *Sedimentary Geology* 237(3-4): 115-134.
- Jait, D.M., Cevallos, M., Molinari, M.L., Cangini, A., Cattapan, F.M. y Vega, V. 2018. Exploración y desarrollo de reservorios de baja permeabilidad de la Formación Magallanes en

el bloque El Cerrito, Cuenca Austral, Argentina. 10^o Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio de Desarrollo de Hidrocarburos: Desarrollo con pensamiento No Convencional 235:251, Mendoza.

Kelly, J.C. y Webb, J.A. 1999. The genesis of glaucony in the Oligo–Miocene Torquay Group, southeastern Australia: Petrographic and geochemical evidence. *Sedimentary Geology*, 125(1-2): 99-114.

MacEachern, J.A., Bann, K.L., Bhattacharya, J.P. y Howell Jr, C.D. 2005. Ichnology of deltas: Organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms, and tides. En: Correggiari, A., Cattaneo, A. y Trincardi, F. (eds.), *River Deltas-Concepts, Models and Examples*. Society for Sedimentary Geology, 83: 49-85, Oklahoma.

MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Bann, K.L., y Gingras, M.K. 2007a. Departures From the Archetypal Ichnofacies: Effective Recognition of Physico-chemical Stresses in the Rock Record. En: MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K. y Pemberton, S.G. (eds.), *Applied Ichnology*. Society for Sedimentary Geology, 52: 65-93, Oklahoma.

MacEachern, J. A., Pemberton, S. G., Gingras, M. K., Bann, K. L., & Dafoe, L. T. 2007b. Uses of trace fossils in genetic stratigraphy. En: Miller, W. (ed.), *Trace fossils: Concepts, Problems, Prospects*. Elsevier, 1: 110-134, Italy.

MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K., Zonneveld, J.P., Dashtgard, S.E. y Pemberton, S.G. 2012a. The ichnofacies paradigm. En: Knaust, D. y Bromley, R. (eds.), *Developments in sedimentology*. Elsevier, 64: 103-138, Oxford.

MacEachern, J.A., Dashtgard, S.E., Knaust, D., Catuneanu, O., Bann, K.L., y Pemberton, S.G. 2012b. Sequence stratigraphy. En: Knaust, D. y Bromley, R. (eds.), *Developments in Sedimentology*. Elsevier, 64: 157-194, Oxford.

Mas, R., Benito, M.A. y Alonso, Á. 2010. La sedimentación carbonática en mares someros: Las plataformas carbonáticas. En: Arche, A. (ed.), *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 839-917, Madrid.

Mpodozis, C., Mella, P. y Pavda, D. 2011. Estratigrafía y Megasecuencias Sedimentarias en la Cuenca Austral-Magallanes, Argentina y Chile. 8° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio 35: 97-137, Mar del Plata.

Nara, M. y Seike, K. 2019. Palaeoecology of *Macaronichnus segregatis degiberti*: Reconstructing the infaunal lives of the travisiid polychaetes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Elsevier 516, 284-294.

Netto, R.G., Buatois, L.A., Mángano, M.G., y Balistieri, P.R.M.N. 2007. Gyrolithes as a multipurpose burrow: An ethologic approach. *Revista Brasileira de Paleontología* 10(3): 157-168.

Nulló, F., Blasco, G., Risso, C., Combina, A. y Otamendi, J. 2006. Hoja Geológica 5172-I y 5175- II, El Calafate, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 396: 86p., Buenos Aires.

Odin, G.S. y Matter, A. 1981. De glauconiarum origine. *Sedimentology* 28(5): 611-641.

Odin, G.S. y Fullagar, P.D. 1988. Chapter C4 geological significance of the glaucony facies. *Developments in Sedimentology* 45: 295-332.

Panza, J.L.A., Sacomani, L.E., Giacosa, R.E. y Franchi, M. 2018. Hoja Geológica 4972-II Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 431: 149p., Buenos Aires.

Pemberton, S.G., Spilla, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D. y Sinclair, I.K. 2001. Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems: Ben

Nevis y Avalon Reservoirs, Jeanne D`Arc Basin. Geological Association of Canada. Short Course, 15: 343p.

Peroni, G., Cagnolatti, M. y Pedrazzini, M. 2002. Cuenca Austral: Marco geológico y reserva histórica de la actividad petrolera. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina 11-19, Mar del Plata.

Pryor, W.A. 1975. Biogenic sedimentation and alteration of argillaceous sediments in shallow marine environments. Geological Society of America Bulletin 86(9): 1244-1254.

Rabenhorst, M.C. y Fanning, D.S. 1989. Pyrite and trace metals in glauconitic parent materials of Maryland. Soil Science Society of America Journal 53(6): 1791-1797.

Rhoads, D.C. 1975. The paleoecological and environmental significance of trace fossils. En: Frey, R.W. (ed.), The study of trace fossils. Springer: 147-160, Berlín.

Rodriguez, J.F., Miller, M. y Cagnolatti, M.J. 2008. Sistemas Petroleros de Cuenca Austral, Argentina y Chile. 7° En: Cruz, C.E., Rodriguez, J.F., Hechem, J.J. y Villar, H.J. (eds.), Simposio de Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas 1-31.

Saccavino, L.L., Echeverría, C., Gutiérrez, F., Cagnolatti, M.J., Marteau, V.M., Pedrazzini, M. y Barcat, C. 2005. Las trampas de hidrocarburos de la Formación Magallanes, Cuenca Austral, República Argentina. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG 27: 479-499, Mar del Plata.

Savrda, C.E. 1992. Trace fossils and benthic oxygenation. Short Courses in Paleontology 5: 172-196.

Savrda, C.E. 1995. Ichnologic Applications in Paleooceanographic, Paleoclimatic, and Sea-level Studies. Palaios 10(6): 565-577.

Savrda, C.E. y Bottjer, D.J. 1986. Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology* 14(1): 3-6.

Seike, K., Yanagishima, S.I., Nara, M. y Sasaki, T. 2011. Large *Macaronichnus* in modern shoreface sediments: Identification of the producer, the mode of formation, and paleoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Elsevier 311(3-4), 224-229.

Seilacher, A. 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine geology* 5(5-6): 413-428.

Sullivan, M., Cagnolatti, M., Arguello, J., Gutiérrez, F., Trapiche, A., Saccavino, L., Falconaro, S. y Echeverría. 2005. An application of high resolution of sequence stratigraphy: implications for improved description, modeling and management of the Springhill and Magallanes reservoirs, Austral Basin, Argentina. AAPG Annual Convention Poster Session, Canadá.

Triplehorn, D.M. 1966. Morphology, internal structure, and origin of glauconite pellets. *Sedimentology* 6(4): 247-266.

Winslow, M.A. 1982. The structural evolution of the Magallanes basin and neotectonics in the southernmost Andes. En: Craddock, C., ed., *Antarctic Geoscience*. University of Wisconsin Press, 143-154.