



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**AMBIENTE DEPOSICIONAL DE LA FORMACIÓN BAHÍA  
INGLESA (NEÓGENO) EN LA CUENCA DE CALDERA, III REGIÓN,  
CHILE.**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA**

**CATALINA ANDREA CARREÑO CHAVARRÍA**

**PROFESOR GUÍA  
SR. JACOBUS PHILIPPUS LE ROUX**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN  
SRA. CAROLINA SIMON GUTSTEIN  
SR. GABRIEL VARGAS EASTON**

**SANTIAGO DE CHILE  
OCTUBRE, 2012**

## Abstract

A conspicuous geomorphological aspect of the western South American littoral zone between 4° and 47°S is the presence of Cretaceous-Neogene basins with common structural and sedimentary features. Nevertheless, the stratigraphic detail of the marine-littoral deposits of these depocentres, the correlation of their deposits, their ages and interpretation of their depositional environments, still present numerous inconsistencies. The main purpose of this contribution is to re-interpret the depositional environment of the Bahía Inglesa Formation in the Caldera Basin.

Based on stratigraphic sections measured at various localities within the basin and a sedimentological analysis, the following results were obtained:

The Bahía Inglesa Formation in the study area is mainly composed of mudstones, siltstones, very fine sandstones, coquinas, fossiliferous phosphatic hardgrounds, and subordinate conglomerates and breccias. Eight lithostratigraphic units are recognized, representing the litoral, sublittoral and uppermost bathial zones. These deposits have a poor lateral continuity, but can be correlated using a phosphorite marker bed that is continuous throughout the study area, albeit with local lithological differences.

The irregular topography of the continental margin in the study area was one of the main factors in controlling erosional and sedimentation processes. The topography, ichnology and sedimentology suggest that the depositional environment of the Bahía Inglesa Formation was shallower than proposed in previous studies, with maximum depths corresponding to the outer continental shelf (140-200 m b.s.l.) and uppermost continental slope (200-500 m b.s.l.).

The deposits contain an important ichnological association including some as yet unidentified forms, so that detailed ichnological studies are required to correctly identify the traces, which would contribute greatly to the sedimentological interpretation.

A fossiliferous unit of marine vertebrates at Cerro Ballena corresponds to a world-class paleontological site, due to the large number and excellent preservation of the mostly whale skeletons. The unit hosting the fossil remains occurs in as yet stratigraphically uncorrelated deposits of the Bahía Inglesa Formation. This site reflects the repeated stranding of marine mammals in the backshore, caused by rapid sea-level oscillations during and after storms, followed by fast burial of the remains. The fossil assemblage has similar characteristics to a site described in the Pisco (Peru) Basin, suggesting the existence of bio-environmental and geological processes common along the western South American margin, at least between 14° and 27°S. A paleontological exploration of all Cretaceous-Neogene basins should be carried out to investigate this hypothesis.

The age of the Bahía Inglesa Formation is still only partially resolved, and a complete revision of some foraminifer species used before to date the deposits may be required. An Early Miocene age cannot be discarded.

This study formed part of the National Geographic Society project: *Insights into the evolution of marine vertebrate communities from a Miocene bonebed in the Atacama Desert of Chile.*

## Resumen

Un rasgo geomorfológico destacado del litoral occidental de Sudamérica corresponde a la presencia de cuencas de edad cretácica tardía-neógena distribuidas entre los 4°S y 47°S con características estructurales y sedimentarias similares. Sin embargo, el conocimiento en detalle de la estratigrafía de los depósitos marinos-litorales asociados a dichos depocentros, las correlaciones existentes, las edades y las interpretaciones realizadas con respecto a su ambiente de depositación, presentan aún numerosas incongruencias. El propósito primario de esta contribución es entregar una re-interpretación del ambiente deposicional de la Formación Bahía Inglesa (Neógeno) presente en la Cuenca de Caldera.

En base al levantamiento de secciones estratigráficas distribuidas a lo largo de la cuenca y un análisis de su sedimentología, se presentan los siguientes resultados:

La Formación Bahía Inglesa se compone, en el área de estudio, principalmente de fangolitas, limolitas, areniscas muy finas, coquinas, *hardgrounds* fosfáticos fosilíferos y, de manera subordinada, conglomerados y brechas. Dichos depósitos presentan una continuidad lateral baja, pero pueden ser correlacionados mediante un nivel guía de *hardground* fosfático, el cual habría tenido una depositación continua y común en toda la cuenca pese a presentar diferencias litológicas locales en cada sitio. Se reconocen ocho unidades litoestratigráficas, las cuales representarían a la zona litoral, zona sublitoral y la zona batial más superior.

La irregular topografía que presenta el margen continental en la latitud del área de estudio, habría sido un factor de primer orden en el control de los procesos de depositación, erosión y sedimentación. Los análisis realizados de topografía, icnología y sedimentología sugieren que el ambiente deposicional de la Formación Bahía Inglesa habría sido más somero de lo propuesto en trabajos anteriores, considerando posiblemente los rangos más someros de la plataforma continental externa (140-200 m b.n.m.) y talud continental superior (200-500 m b.n.m.) como las máximas profundidades de depositación.

En los depósitos se reconocen asociaciones icnológicas bastante singulares y no registradas en la bibliografía actual. Es de primera necesidad la realización de estudios de icnología que permitan la correcta identificación de las trazas para realizar una interpretación sedimentológica consistente.

El yacimiento fósil de vertebrados marinos de la localidad Cerro Ballena corresponde a un sitio paleontológico extraordinario a nivel global, debido al alto número de esqueletos de ballenas y a su excelente estado de preservación. La sucesión que aloja dichos restos fósiles corresponde a depósitos todavía no correlacionados estratigráficamente en la Formación Bahía Inglesa. El origen del yacimiento fósil de Cerro Ballena, correspondería a sucesivos varamientos de mamíferos marinos en el sector trasplaya causados por rápidos ascensos y descensos del nivel del mar durante y después de tormentas marinas, seguidos, a su vez, por un veloz enterramiento de los depósitos. Este yacimiento fósil, de similares características al ubicado en la Cuenca de Pisco (Perú), sugiere la existencia de procesos bio-ambientales y geológicos comunes en el margen occidental de Sudamérica, al menos, entre las latitudes 14° y 27° S, y se propone una exploración paleontológica de todas las cuencas cretácica-neógenas para corroborar esta hipótesis.

La edad de la Formación Bahía Inglesa continúa siendo una problemática a desarrollar. Es necesaria una revisión de las edades de ciertas especies de foraminíferos utilizadas anteriormente para datar los depósitos. Una edad máxima miocena temprana no puede ser descartada.

Este trabajo forma parte del proyecto de National Geographic Society: *Insights into the evolution of marine vertebrate communities from a Miocene bonebed in the Atacama Desert of Chile.*

*Porque nos enseñaste que dar amor y jugar  
es lo que nos hace felices en la vida...*

*A Wakkito...*



## Agradecimientos

Al proyecto *Insights into the evolution of marine vertebrate communities from a Miocene bonebed in the Atacama Desert of Chile* de National Geographic Society qué financió este trabajo en su totalidad.

A mi profesor guía, mentor y amigo, Jacobus Le Roux, por brindarme su apoyo durante este trabajo, tener una infinita paciencia, compartir conmigo su sabiduría y enseñarme lo valioso que es disfrutar de la geología.

Al equipo de trabajo: C. Gutstein, N. Pyenson, J. Parham, R. Yury, D. Rubilar, con quienes realizar este trabajo ha sido un placer y una gran aventura.

A G. Vargas, L. Aguirre, A. Rubilar, J. MacEachern, L. Buatois y N. Carmona, quienes entregaron valiosos comentarios que enriquecieron este estudio.

A Blanca, Maritza, María Rosa, Rosita, don Carlos y Kilo que siempre brindaron su ayuda en momentos necesarios.

A los compañeros de oficina: Juanak, Nacho, Vale F., Tomás y Pelao que hicieron muy alegres las, a veces larguísimas, horas de trabajo.

A los grandes compañeros de geología que siempre estuvieron allí para sacar la vuelta, tirar la talla y pelar la vida: Bascu, Cartero, Chino, Yerko, Feña S., Moyra, Vale Z., Mary y Javier A.

A la rama de Tae Kwon Do de Ingeniería, los compañeros que la forman y su Sa Bom Nim, Alejandro Allende, por enseñarme y compartir conmigo esta bella arte marcial, y mostrarme lo importante que es el compromiso, la dedicación y el compañerismo para una vida feliz y plena.

A los amigos y a los compañeros que caminaron conmigo tantos cerros durante la U: Baby, Coni, Joaquín, FG, Nati, Sota, Isi y Manena. En particular, gracias a La Pandilla... Diego, Luca, Querubín, Zorrón, Indio, Bip Bip, Estrella y Manu... tantas horas de risas, tacas, ping pong, bromas, y más tacas... gracias cabr@s!!!

A los históricos: Ale, Javier, Huemúl Verde y Vale, por ser mis amigos desde el Paleozoico y ser compañeros de la vida...

A mis héroes Naruto, Ippo, Gon y Gokú, por acompañarme durante gran parte de la U e inspirarme y alegrarme con sus grandes aventuras.

A mi Familia, Mamá, Papá, María Victoria, Wakko, Abuela Inés, Abuela Nelly y Tata Víctor, por estar conmigo siempre, apoyarme incondicionalmente, darme infinitas alegrías y principalmente, por hacerme sentir la persona más querida del mundo.

A mi gran compañero y mi mejor amigo, Matías.

# ÍNDICE

<b>1</b>	<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
1.1	Formulación del problema y área de estudio.....	1
1.2	Sustento Teórico: Modelo de Facies.....	3
1.3	Objetivos.....	5
1.3.1	Objetivo general.....	5
1.3.2	Objetivos específicos.....	5
1.4	Ubicación geográfica y acceso.....	6
1.5	Metodología.....	6
1.5.1	Metodología para el objetivo específico 1.....	6
1.5.2	Metodología para el objetivo específico 2.....	7
<b>2</b>	<b>ANTECEDENTES REGIONALES.....</b>	<b>8</b>
2.1	Rasgos morfoestructurales de carácter regional.....	8
2.2	Unidades Geológicas.....	11
2.2.1	Paleozoico.....	11
2.2.2	Mesozoico.....	12
2.2.3	Cenozoico.....	12
2.3	Geología Estructural.....	18
2.3.1	Aspectos regionales.....	18
2.3.2	Mesozoico.....	18
2.3.3	Cenozoico.....	18
2.4	Clima.....	19
2.5	Estado del Arte: Trabajos Anteriores.....	21
2.5.1	Geología.....	21
2.5.2	Paleontología.....	24
<b>3</b>	<b>ANÁLISIS TOPOGRÁFICO DE LA CUENCA DE CALDERA.....</b>	<b>26</b>
<b>4</b>	<b>ESTRATIGRAFÍA.....</b>	<b>29</b>
4.1	Caracterización de las unidades sedimentarias.....	37
4.1.1	Unidad 1.....	37
4.1.2	Unidad 2.....	37
4.1.3	Unidad 3.....	37
4.1.4	Unidad 4.....	37
4.1.5	Unidad 5.....	38
4.1.6	Unidad 6.....	38
4.1.7	Unidad 7.....	38
4.1.8	Unidad 8.....	39
4.2	Asociación de Facies Sedimentarias.....	41
4.2.1	Conglomerados ricos en conchas.....	42
4.2.2	Areniscas ricas en conchas masivas o con laminación cruzada planar de bajo ángulo, areniscas medias-finas con laminación cruzada planar de bajo ángulo, fangolitas con laminación de ondulitas.....	42
4.2.3	Areniscas muy finas intercaladas con arcillolitas, limolitas y arcillolitas.....	43
4.2.4	Areniscas fangosas, areniscas fangosas intercaladas con lutitas, fangolitas y limolitas bioturbadas.....	44
4.2.5	Relleno de cañón submarino.....	44
4.2.6	Tobas grisáceas, tobas blancas, tobas arcillosas, arcillas tobáceas.....	50
4.2.7	Evaporitas: Yeso.....	51
4.2.8	Areniscas finas, areniscas muy finas, limolitas y arcillolitas laminadas.....	52
4.2.9	Fosforita.....	57
4.2.10	Coquinas y areniscas ricas en conchas.....	64
4.2.11	Lutitas diatomáceas (“diatomitas”).....	66
4.2.12	Areniscas muy finas fosilíferas (Cerro Ballena).....	68
4.3	Sitios sin secciones estratigráficas levantadas.....	75
4.3.1	Sitio Salto del Gato (S27°13'26,1''; W70°56'49,2'' – 307196 m E; 6987268 m S).....	75
4.3.2	Sitio Quebrada Blanca (322328 m E ; 7005225 m S).....	76
4.3.3	Sitio A1 (S27°9'32,6''; 70°54'14,5'' – 311351 m E; 6994535 m S).....	78
<b>5</b>	<b>DISCUSIONES.....</b>	<b>79</b>

5.1	Control de la topografía del zócalo de la cuenca.....	79
5.2	Enofacies.....	80
5.3	Condiciones de génesis de los hardground fosfáticos .....	81
5.4	Unidad 8: ¿Una nueva unidad de la Formación Bahía Inglesa?.....	82
5.5	Yacimiento fósil de Cerro Ballena.....	82
5.5.1	Casos análogos.....	83
5.5.2	Implicancias del yacimiento fósil de Cerro Ballena.....	84
5.6	Ambiente deposicional de la Formación Bahía Inglesa.....	84
5.7	Edad de la Fm. Bahía Inglesa.....	86
<b>6</b>	<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>88</b>
6.1	Estudios Sugeridos.....	89
6.1.1	Trabajo de Terreno.....	89
6.1.2	Enología.....	89
6.1.3	Dataciones.....	89
<b>7</b>	<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>90</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. (Página anterior) Cuencas sedimentarias de edad cretácica-neógena ubicadas en la plataforma continental, la región costera adyacente o la parte superior del talud continental. En rojo se muestran las áreas con los mayores afloramientos del Neógeno. (Imagen modificada de Martínez-Pardo (1990)).....	3
Figura 2. (Arriba) Morfología y división del margen continental marino y piso oceánico en base a la profundidad. (Abajo) La plataforma es descrita en términos de las profundidades a las cuales distintos procesos interactúan con el fondo marino. (Modificado de Walker & James (1992) y Gómez (2003)).....	4
Figura 3. Tendencia proximal-distal idealizada para icnofacies marinas recurrentes, reflejando cambios progresivos en las condiciones deposicionales (Modelo propuesto por Pemberton et al. (1992); Imagen modificada de MacEachern et al., 2010).....	5
Figura 4 Mapa de rutas de parte de la Región de Atacama donde se muestra el área de estudio (recuadro verde). Fuente: <a href="http://www.mapas.mop.cl">http://www.mapas.mop.cl</a> – Cartas Camineras.....	6
Figura 5. Unidades morfoestructurales principales reconocidas entre las latitudes 25°S-28°S de los Andes chilenos (Modificado de González et al., 2011).....	9
Figura 6. Esquema geomorfológico del área de estudio. Se marcan las terrazas marinas pleistocenas y las edades asociadas a estas en base a nucleidos cosmogénicos (Figura tomada de Quezada et al., 2007). ....	11
Figura 7. Mapa geológico para la zona de estudio. Escala 1:100.000. (Modificado de Godoy et al. (2003) y Marquardt et al. (2004)). En el recuadro rojo se muestra la zona de estudio. ....	16
Figura 8. Leyenda del mapa geológico mostrado en la Figura 5.....	17
Figura 9. Mapa que muestra las zonas climáticas actuales del margen occidental de Sur América. En el recuadro rojo se muestra la región en la cual está inmersa la zona de estudio. (Modificado de Hartley (2003)).....	20
Figura 10. Columna estratigráfica propuesta por Rojo (1985) para la definición de la Formación Bahía Inglesa (Modificado de Rojo, 1985).....	22
Figura 11. Perfil topográfico perpendicular a la línea de costa, desde el fondo oceánico hasta la frontera de Chile-Argentina, a la latitud de 27°S. En la configuración actual, la plataforma continental estaría emergida y el talud continental tendría un relieve altamente irregular con sub-cuencas limitadas por altos bloques. ....	26
Figura 12. Ubicación de los perfiles de la topografía submarina desde el litoral hasta la fosa oceánica (Imagen cortesía de Google Earth®).....	27
Figura 13. Perfiles topográficos en la latitud del área de estudio. La topografía es bastante irregular y no responde al clásico modelo de una plataforma y un talud continental planos.....	28
Figura 14. Mapa de la zona de estudio donde se indica la posición geográfica de las secciones estratigráficas levantadas en este trabajo. PCN: Playa Chorrillos Norte; PCS: Playa Chorrillos Sur; EM: El Morro; MF: Mina Fosforita; LA: Los Amarillos; LN: Los Negros; CB: Cerro Ballena.....	30
Figura 15. Vista E de Playa Chorrillos en el sitio PCN. Se aprecia el manto de los estratos basales hacia el centro de la quebrada haciéndose sub-horizontales hacia el techo.....	31
Figura 16. Vista SSE en Playa Chorrillos. Se indica la ubicación de los sitios PCN (izquierda) y PCS (derecha). Se aprecia como los depósitos de PCS son cortados por los de PCN que mantean hacia el N.....	31
Figura 17. Leyenda definida en este trabajo para las secciones estratigráficas propuestas.....	32
Figura 18. Secciones estratigráficas de los sitios PCN y PCS. En estas localidades afloran, de base a techo, las unidades 1, 2, 3, 4 y 6.....	33
Figura 19. Secciones estratigráficas de los sitios EM, MF, LN y LA. En estas localidades afloran, de base a techo, las unidades 4 a 7.....	34
Figura 20. Sección estratigráfica del sitio CB. En esta localidad se expone en su totalidad la Unidad 8. ....	35
Figura 21. Correlación de las secciones estratigráficas de todos los sitios (excepto Cerro Ballena). La escala vertical es la misma para todas.....	36

Figura 22. Unidades 4, 5, 6 y 7 en el sitio El Morro. El contacto planar nítido entre la unidad 6 y 7 se distingue claramente en el sector superior de la sección. Una buena parte de los depósitos se encuentra cubierta, sin embargo, es posible apreciar la buena laminación y tamaño fino de los depósitos de la U6, en comparación a lo cementado y grano grueso de la U7.....	39
Figura 23. Asociación de facies sedimentarias propuestas en este trabajo. En el recuadro en negro se indican los ambientes deposicionales y su simbología correspondiente. ....	41
Figura 24. Unidad 4, localidad PCN. Se observa un conglomerado grueso muy mal seleccionado producto de flujos de masa de alta densidad, interpretado como flujo de detritos que rellena la quebrada o cañón submarino de PCS. ....	48
Figura 25. Conglomerado grueso polimíctico de la Unidad 3 en el sitio PCN, interpretado como un potente flujo de detritos, parte del relleno de un cañón submarino. (Fotografía cortesía de J. Parham).....	49
Figura 26. Vetillas de yeso de potencia centimétrica en el sitio PCN. Se muestra lápiz como escala.....	51
Figura 27. Traza no identificada N1; A: complejo sistema de excavaciones subverticales de escala centimétrica, interpretadas como trazas de crustáceos en ambientes someros; B: Esquema de la imagen de A, destacando elementos característicos.....	53
Figura 28. Traza no identificada N2. Complejo sistema de trazas caracterizado por excavaciones subverticales con numerosas ramificaciones de segundo orden. Corresponderían a trazas de crustáceos en ambientes someros .....	54
Figura 29. Traza no identificada N5. Se caracteriza por tubos de escala centimétrica con ramificaciones perpendiculares incipientes. Un rasgo importante corresponde a la aparente bifurcación observada en algunos tubos. Corresponderían a trazas de crustáceos en ambientes someros .....	55
Figura 30. Traza no identificada N6. Complejo sistema de excavaciones con elementos tubulares y ovoidales, interpretados como excavaciones de crustáceos en ambientes someros .....	56
Figura 31. Distintos <i>hardgrounds</i> de la zona de estudio. A: sitio EM, capa horizontal decimétrica color parduzco rojizo a púrpura con nódulos fosfáticos de tamaño menor a 2 cm, huesos de mamífero y con contenido de guijas de basamento; B: Zoom de A; C: sitio MF, capas horizontales y lentes nodulares con una matriz de limo; D: Zoom de C; E: sitio LN, <i>hardground</i> grisáceo altamente cementado, con clastos fosfáticos subredondeados de tamaño menor a guija, nódulos, matriz arenosa y restos óseos de mamíferos.....	60
Figura 32. Fotografías de secciones transparentes de <i>hardground</i> fosfático, Izq.: nícoles cruzados y Der.: nícoles paralelos. A y B: En el sector izquierdo se observa un cristal de K-feldespatos en contacto con una matriz de arenisca cuarzo-feldespática y esta, a su vez, en contacto con un hueso de mamífero marino con matriz de arenisca. En la matriz se aprecia una cementación de dahlita alrededor de todos los elementos clásticos. Se puede observar un desgaste en el borde del hueso con ciertas cavidades convexas y suavizadas; C y D: Se observa una matriz de cuarzoarenita rica en elementos fosfatados, fracturada y posteriormente cementada por un cemento de CFA; E y F: Partículas recubiertas por CFA (posiblemente colofano) cuyos núcleos corresponden a cristales de cuarzo, cristales de K-feldespatos, partículas fosfáticas preexistentes y huesos de mamíferos, las cuales están cementadas entre sí con otro cemento de CFA.....	61
Figura 33. Configuración tectónica y oceanográfica de fosforitas marinas derivadas de un estudio del registro moderno y antiguo (modificado de Glenn et al., 1994). Las fosforitas de la Fm. Bahía Inglesa corresponden a “Fosforitas del Margen Continental”.....	63
Figura 34. A: Sucesivos ciclos granodecrecientes de coquinas de la Unidad 7, exhibiendo contactos basales erosivos y laminación paralela de régimen alto; B: Nivel de toba grisácea de la Unidad 7, se aprecia una bioturbación de tubos y una laminación cruzada en artesas.....	64
Figura 35. Trazas fósiles que afectan al nivel de diatomitas de la Unidad 6 en el sitio EM. Se caracterizan por excavaciones verticales, subverticales y horizontales. Ciertas excavaciones muestran un aparente relleno de <i>spreiten</i> . La interpretación de estas trazas corresponde a <i>Planolites</i> y <i>Rhizocorallium</i> .....	66
Figura 36. Esqueletos fósiles de cetáceos de la Unidad 8. El estado de preservación, con individuos articulados y casi completos es excepcional. Se reconocen tres individuos de distinto tamaño dispuestos horizontalmente y muy cercanos entre sí, son informalmente llamados una “familia” por estar formada por dos adultos y un juvenil del mismo taxón.....	68

Figura 37. Trazas fósiles de la Unidad 10. A: <i>Ophiomorpha nodosa</i> ; B: <i>Ophiomorpha nodosa</i> ; C: <i>Ophiomorpha</i> con pellets mal preservados, no puede descartarse una correspondencia a <i>Skolithos</i> ; D: <i>Psilonichnus</i> ; E: <i>Thalassinoides</i> . .....	69
Figura 38. A: Mantos de estructuras laminadas de la Unidad 8 a escala de afloramiento (Fotografía cortesía de C. Gutstein); B: Zoom de A que delata estructuras laminadas onduladas con terminaciones angulares en los ejes axiales y flancos simétricos; C: Sección transversal de un estromatolito triásico con estructuras de algas desarrolladas en él (indicadas por la flecha blanca); D: Zoom de la imagen C, que muestra una estructura laminada ondulada con simetría axial a lo largo de uno de sus ejes, muy similar a la estructura encontrada en la Unidad 8 (C y D son tomadas de Mayall y Wright (1981)).	70
Figura 39. Zoom y bosquejo de la traza no identificada N3. Se aprecian partículas discretas dispuestas y organizadas en forma concéntrica y espiral. El tamaño de las partículas y la distancia entre ellas disminuyen hacia el centro de la espiral.	71
Figura 40. Zoom y bosquejo de una colonia de la traza desconocida N3. La agrupación de estas trazas forman mantos ondulados de partículas discretas. Se aprecia la espiral concéntrica que forma cada uno de los individuos.	72
Figura 41. A: Sitio “Salto del Gato” el cual presenta areniscas ricas en conchas sucedidas por fangolitas bien laminadas en sucesivos ciclos grano-decrecientes; B: Traza fósil interpretada como <i>Zoophycos</i> ; C: Traza fósil interpretada como <i>Gyrolithes</i> .	74
Figura 42. Imagen del sitio Quebrada Blanca. Se observan lutitas diatomáceas bien laminadas sobreyacidas mediante un contacto nítido erosivo por una brecha compuesta por bloques arrancados del sustrato. Un martillo enmarcado en rojo se muestra como escala.	76
Figura 43. A: Sitio A1 donde aflora una capa de <i>hardground</i> de aproximadamente 10 cm de potencia sobre y subyaciendo capas de limolita color café anaranjado; B: <i>hardground</i> fosfático color púrpura grisáceo con un alto contenido de nódulos y clastos retrabajados.	77
Figura 44. Mapa del área de estudio que destaca las exposiciones del basamento (verde) y de la Formación Bahía Inglesa (naranja) y como los primeros limitan y rodean a los últimos. Se señalan los sitios analizados en este trabajo (rojo) (Imagen tomada de Google Earth ® y modificada a partir del mapa de Godoy et al. (2003)).	79

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Zonas batimétricas de los ambientes submarinos según el trabajo de Le Roux (2005b).....	4
--	---

# 1 INTRODUCCIÓN

## 1.1 Formulación del problema y área de estudio.

Un rasgo geomorfológico destacado del litoral occidental Sudamericano corresponde a la presencia de cuencas de edad cretácica tardía-neógena distribuidas entre los 4°S y 47°S con características estructurales y sedimentarias similares (e.g. Martínez-Pardo, 1990) (Figura 1).

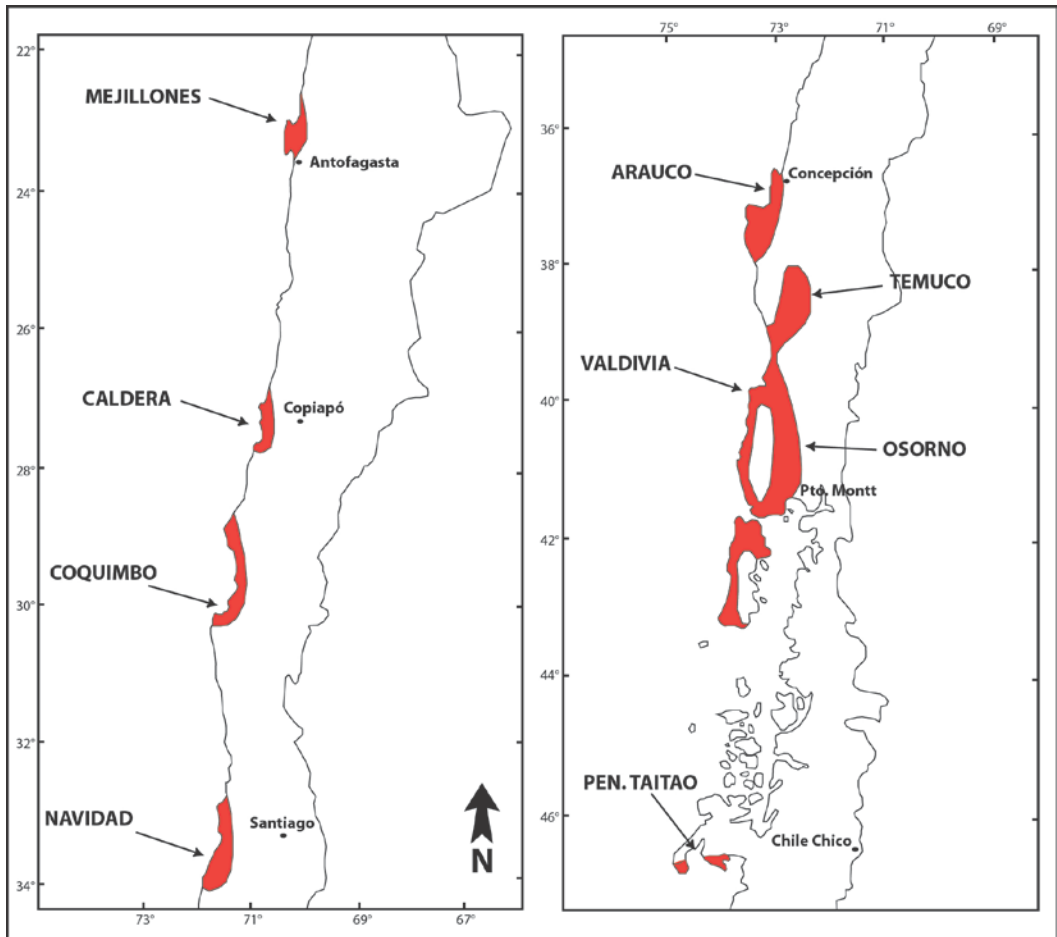
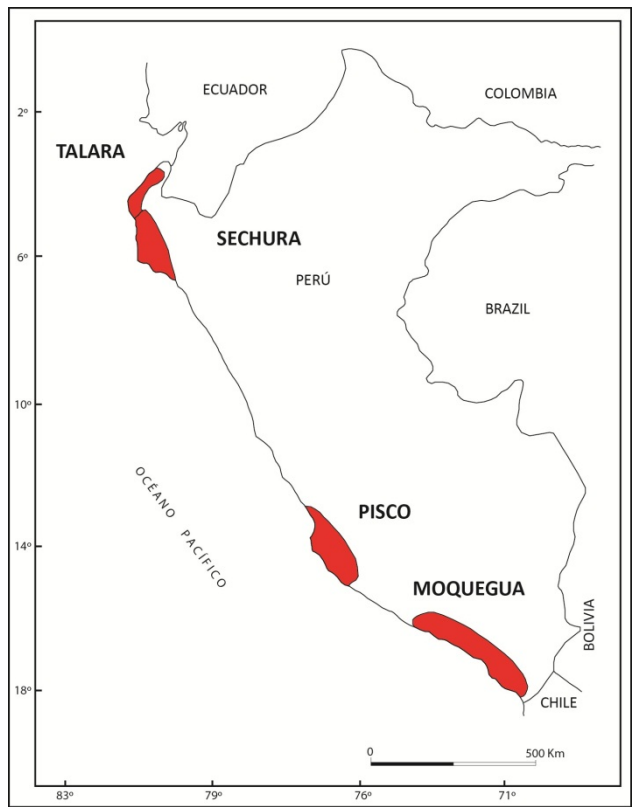
En particular, la estratigrafía, sedimentología y tectónica de las cuencas costeras del Norte Chico y de Chile Central, Caldera y Coquimbo, han sido estudiadas con éxito durante los últimos años (Marquardt, 1999, 2004; Achurra, 2004; Henríquez, 2006; Gómez, 2003; Le Roux et al., 2004, 2005a, 2005b, 2006; Godoy et al. 2003; por nombrar algunos).

Pese a lo anterior, el conocimiento en detalle de la estratigrafía de los depósitos marinos-litorales asociados a dichas cuencas, las correlaciones existentes, las edades y las interpretaciones realizadas con respecto a su ambiente de depositación, presentan aún ciertas incongruencias. Es por esto que estudios de paleontología, estratigrafía, sedimentología y geocronología son necesarios para establecer el origen y evolución de cada uno de estos depocentros y, así, obtener una comprensión más acabada de un proceso que ocurriría, de forma aparente, en gran parte del margen chileno.

El propósito primario de esta contribución es entregar una re-interpretación del ambiente deposicional de la Formación Bahía Inglesa (Neógeno) presente en la Cuenca de Caldera, en base al levantamiento de secciones estratigráficas distribuidas a lo largo de la cuenca y un análisis de su estratigrafía y sedimentología.

Este trabajo forma parte del proyecto de National Geographic Society: *Insights into the evolution of marine vertebrate communities from a Miocene bonebed in the Atacama Desert of Chile*, en donde trabaja en conjunto la Universidad de Chile, the National Museum of Natural History, Smithsonian Institution, el Museo Nacional de Historia Natural de Chile y el Museo Paleontológico de Caldera.





**Figura 1. (Página anterior) Cuencas sedimentarias de edad cretácica-neógena ubicadas en la plataforma continental, la región costera adyacente o la parte superior del talud continental. En rojo se muestran las áreas con los mayores afloramientos del Neógeno. (Imagen modificada de Martínez-Pardo (1990)).**

## **1.2 Sustento Teórico: Modelo de Facies**

El término “facies” fue acuñado por Gressly (1838), quien lo utilizó para abarcar la totalidad de aspectos litológicos y paleontológicos de una unidad estratigráfica, sin embargo, la definición más utilizada corresponde a “un cuerpo de roca caracterizado por una combinación particular de rasgos litológicos, físicos y de estructuras biológicas que confieren características diferentes, que los dispuestos sobre, bajo o lateralmente adyacentes a él” (Walker & James, 1992).

Idealmente, una facies de roca debiese ser un cuerpo rocoso formado durante ciertas condiciones de sedimentación, reflejando un proceso particular, un conjunto de condiciones o un ambiente específico. Con respecto a esto último, las facies deben ser interpretadas considerando al contexto que la rodea y, por consecuencia, son agrupadas en asociaciones de facies que estarían genética o ambientalmente relacionadas (Collinson, 1969).

La herramienta que constituyen los modelos de facies puede llegar a ser realmente grandiosa, permite interpretar no solo el ambiente deposicional de la sucesión sedimentaria, sino también el contexto completo dentro del cual se formó: el clima, patrones de circulación oceánica, tasas de sedimentación, tasas y naturaleza de cambios locales y eustáticos del nivel del mar, y tectónica local, regional y global (Middleton, 2004).

Pese a la complejidad que estos modelos exhiben, corresponden únicamente a una simplificación de la realidad. En la naturaleza no hay modelos y la mayoría de los ambientes del pasado difiere en algún aspecto de los modernos. Debe ser recordado que cada ambiente y secuencia de rocas es única.

En este trabajo, la caracterización y clasificación de facies se realizará en base al análisis de litología (litofacies), estructuras sedimentarias y contenido biológico (biofacies e icnofacies). Se trabajará con la zonación y profundidad de ambientes sedimentarios propuestas por Walker & James (1992) y Le Roux et al. (2005b) (Figura 2 y Tabla 1) y, con el modelo de icnofacies marinas comunes propuesto por Pemberton et al. (1992) (Figura 3).

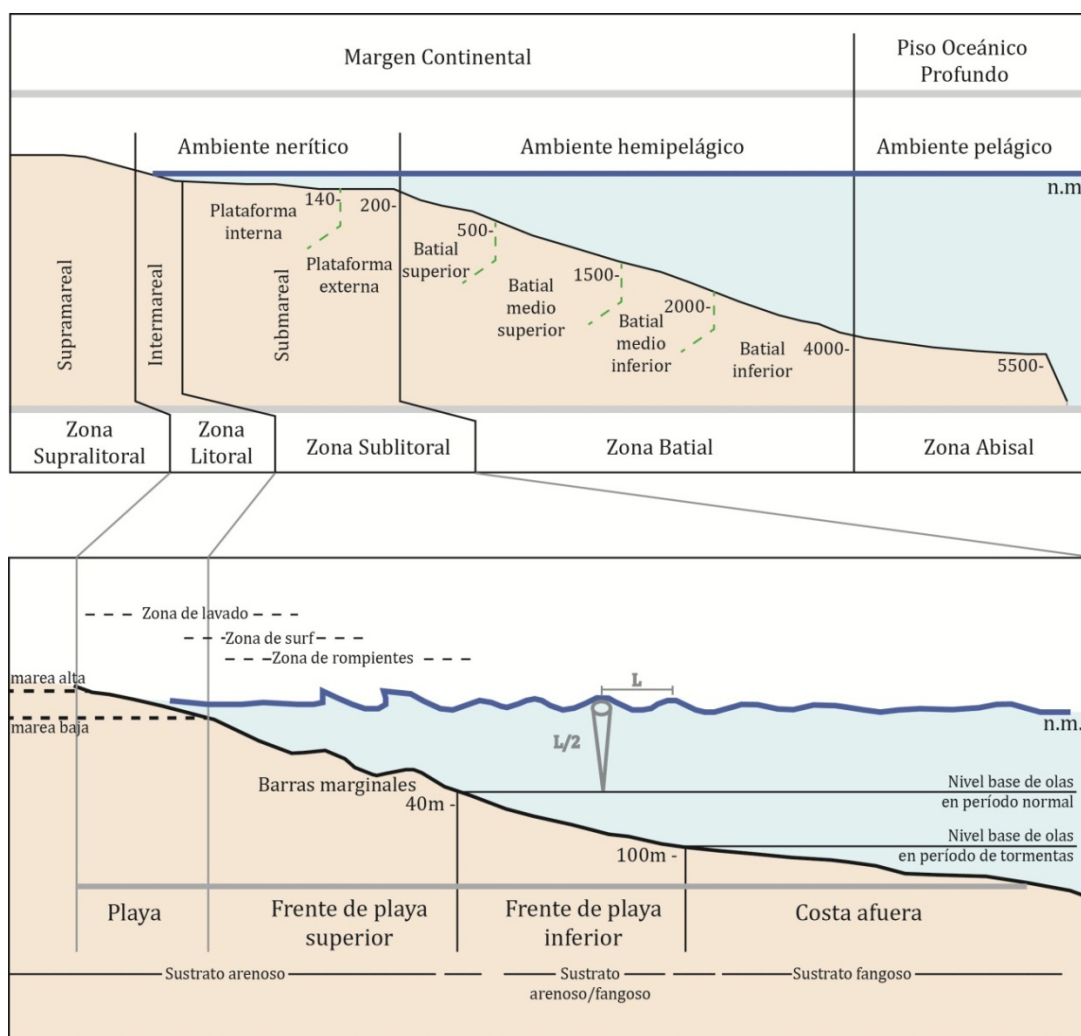


Figura 2. (Arriba) Morfología y división del margen continental marino y piso oceánico en base a la profundidad. (Abajo) La plataforma es descrita en términos de las profundidades a las cuales distintos procesos interactúan con el fondo marino. (Modificado de Walker & James (1992) y Gómez (2003)).

Ambiente (Facies)	Rango Batimétrico (m b.n.m)	Profundidad media (m)	Error (m)
Zona Litoral o Playa	0	0	-
Frente de Playa Superior	0 – 40	20	±20
Frente de Playa Medio	40 – 60	50	±10
Frente de Playa Inferior	60 – 100	80	±20
Plataforma Continental Interior	100 – 140	120	±20
Plataforma Continental Externa	140 – 200	170	±30
Talud Continental Superior	200 – 500	350	±150
Talud Continental Medio Superior	500 – 1500	1000	±500
Talud Continental Medio	1500 – 2500	2000	±500
Talud Continental Inferior	2500 – 5500	4000	±1500

Tabla 1. Zonas batimétricas de los ambientes submarinos según el trabajo de Le Roux (2005b).

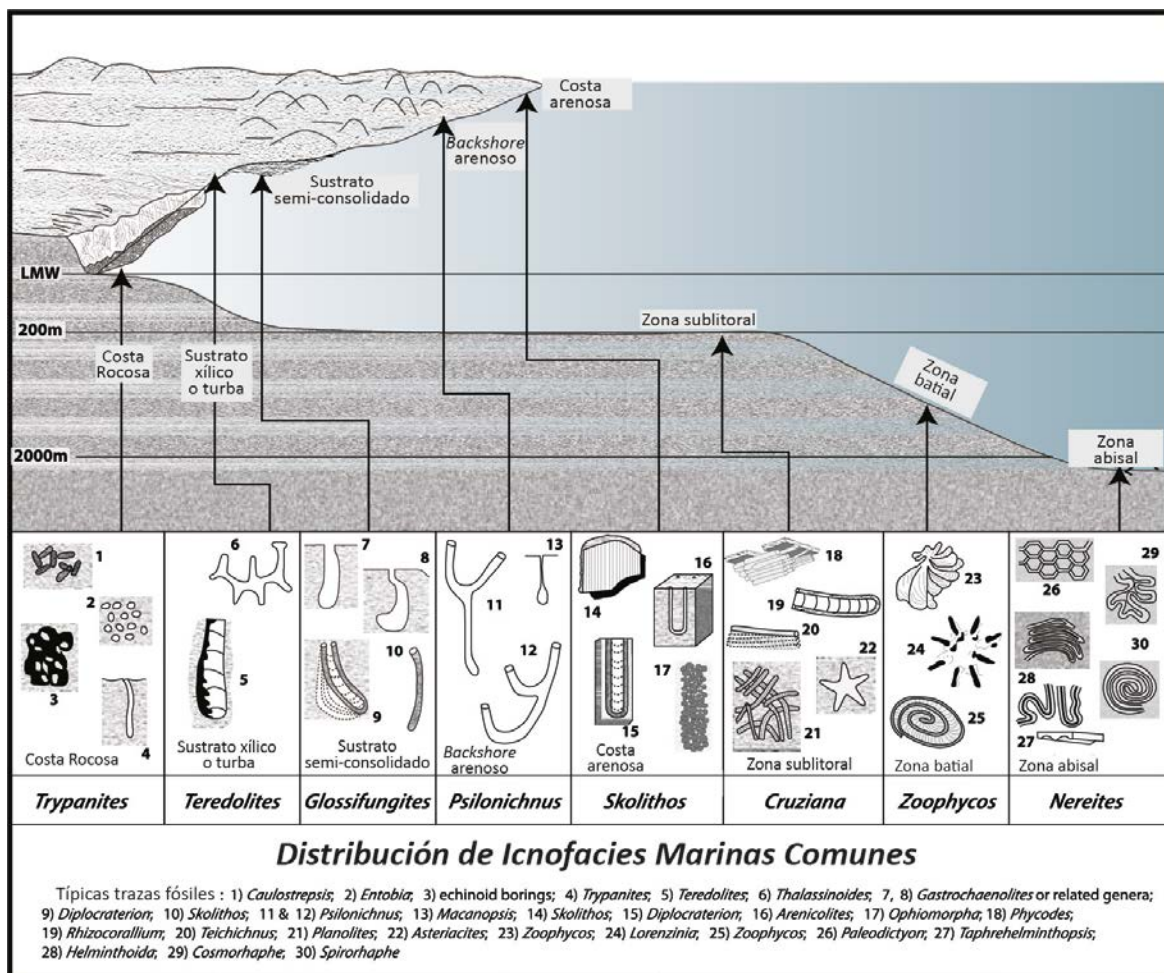


Figura 3. Tendencia proximal-distal idealizada para icnofacies marinas recurrentes, reflejando cambios progresivos en las condiciones deposicionales (Modelo propuesto por Pemberton et al. (1992); Imagen modificada de MacEachern et al., 2010).

### 1.3 Objetivos

#### 1.3.1 Objetivo general

El objetivo principal de este estudio es establecer el ambiente deposicional de la Formación Bahía Inglesa (Neógeno) en la Cuenca de Caldera.

#### 1.3.2 Objetivos específicos

- Objetivo 1: Establecer la estratigrafía de detalle de sitios distribuidos a lo largo de la cuenca y, de existir, realizar la correlación existente entre ellos.
- Objetivo 2: Identificar las facies sedimentarias que componen la sucesión y establecer la asociación de facies.

## 1.4 Ubicación geográfica y acceso

El área de estudio se encuentra en la Región de Atacama, aproximadamente a 55 km al noroeste de Copiapó (Figura 4). Las principales localidades aledañas corresponden a Bahía Inglesa, Calderilla, Caleta Cisne y Bahía Copiapó.

La zona es de fácil acceso dada la cercanía de la Carretera 5 Norte desde donde nacen diversos caminos no pavimentados que permiten llegar a las distintas localidades. Estos caminos se complementan con una serie de huellas de labores mineras artesanales y rutas turísticas que generalmente se encuentran en buen estado.

La única localidad con acceso restringido es Mina Fosforita, donde es necesario conseguir autorización de la empresa concesionada para ingresar.

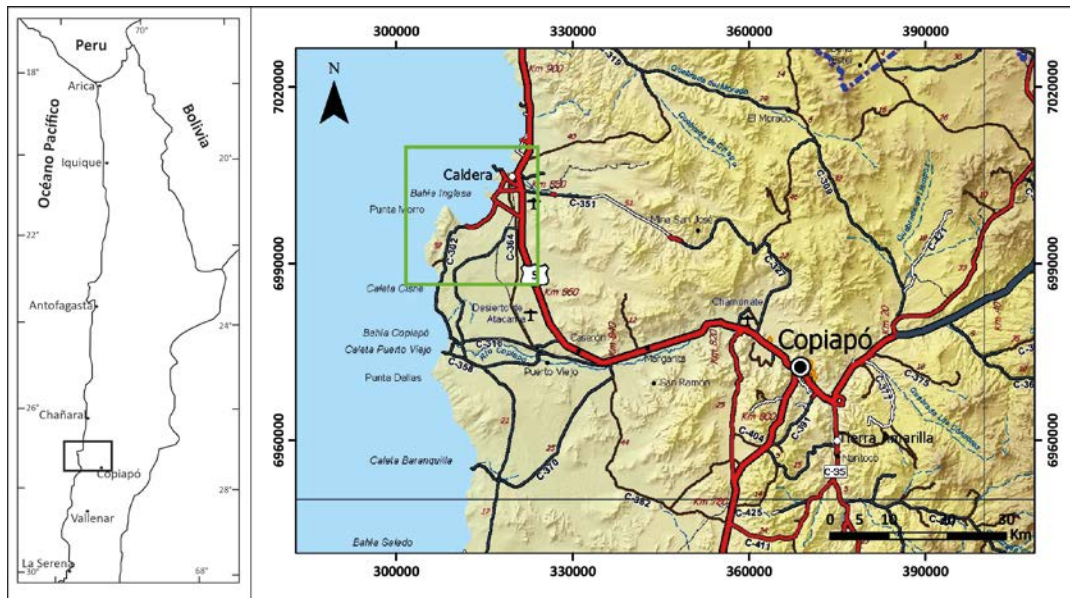


Figura 4 Mapa de rutas de parte de la Región de Atacama donde se muestra el área de estudio (recuadro verde). Fuente: <http://www.mapas.mop.cl> – Cartas Camineras.

## 1.5 Metodología

### 1.5.1 Metodología para el objetivo específico 1

- Revisión de imágenes satelitales de la zona de estudio obtenidas del software Google Earth® para identificar afloramientos “blanco” y evaluar el acceso a ellos.
- Trabajo de terreno en el cual se realiza un levantamiento de secciones estratigráficas de detalle en los sitios seleccionados, las cuales corresponden a localidades fosilíferas de gran interés para paleontología de vertebrados.

- Trabajo de terreno y gabinete: Identificación de la fauna fosilífera presente en las distintas localidades.
- Trabajo de terreno y gabinete: Identificación de las trazas fósiles presentes en la sucesión.
- Digitalización de las secciones estratigráficas en el software Adobe Illustrator CS5®.
- Recopilación y revisión de información bibliográfica a partir de lo cual se extraen datos que complementen los datos de la estratigrafía.
- Definición de unidades litoestratigráficas.
- Correlación litoestratigráfica entre las localidades y confección de columna general de los depósitos.

### **1.5.2 Metodología para el objetivo específico 2**

- Establecer y caracterizar las litofacies, biofacies e icnofacies asociadas a las unidades estratigráficas definidas. Este paso se realiza en base a los modelos propuestos por Walker & James (1992) y Pemberton et al. (1990).
- Análisis petrográfico de secciones transparentes de “*hardgrounds*” o “*bonebeds*” fosfáticos reconocidos en el área.
  - Identificar los componentes clásticos, químicos y biológicos.
  - Identificar los componentes a los cuales se asocia el fosfato y en qué fase mineralógica se encuentra.
  - Establecer el ambiente deposicional de estas rocas en base al modelo propuesto por Garrison (1992).
- Identificar la asociación de facies sedimentarias a lo largo de la sucesión y a través de la Cuenca de Caldera.
- Discusión con trabajos anteriores.

## **2 ANTECEDENTES REGIONALES**

El margen continental de Chile Central (26°-35°) ha estado controlado por el sistema de subducción de corteza oceánica bajo corteza continental al menos desde el Jurásico Temprano hasta la actualidad, condicionando así la evolución tectónica, magmática, volcánica y geográfica del territorio (Coira et al., 1982; Charrier et al., 2007).

El área de estudio se encuentra inmersa en la parte norte del segmento de subducción plana o *flat slab* (26°-33°S) (Pardo et al., 2002), asociado a la subducción del dorsal de Juan Fernández bajo la Placa Sudamericana desde los 12 Ma, esta condición determina en algún grado los rasgos morfológicos observados a estas latitudes.

En la zona afloran depósitos sedimentarios que abarcan desde el Mioceno tardío hasta el Cuaternario que yacen sobre rocas metamórficas del Paleozoico y granitoides del Mesozoico. La distribución de dichos depósitos está dada por un embahamiento controlado por la tectónica, asociado a otros sistemas similares en la costa chilena como Bahía de Mejillones, Bahía de Coquimbo y otros (Martínez-Pardo, 1990; Charrier et al., 2007).

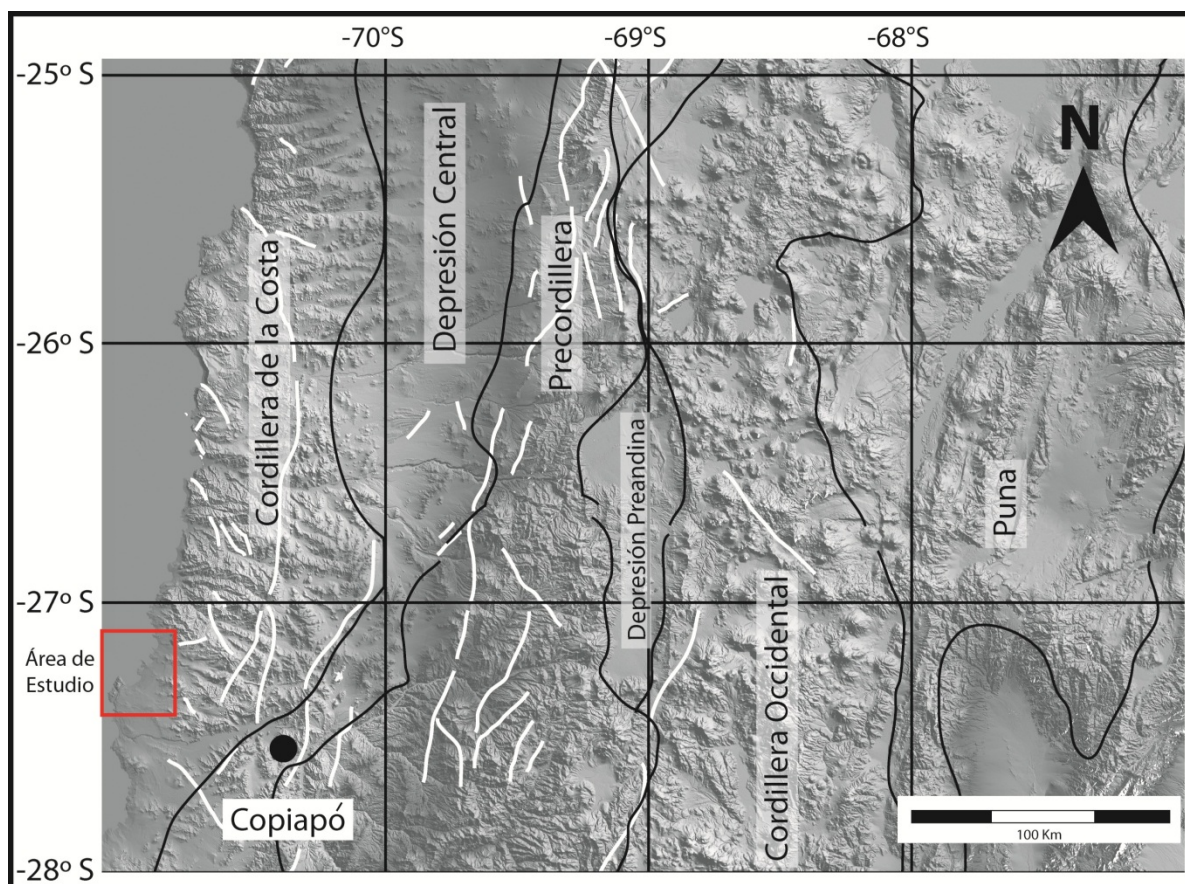
A continuación se presenta una síntesis de las unidades geológicas, la evolución tectono-stratigráfica y rasgos morfoestructurales presentes en la región de estudio y en sus alrededores a nivel regional.

### **2.1 Rasgos morfoestructurales de carácter regional**

El área de estudio está inmersa en una región caracterizada por cinco dominios morfoestructurales longitudinales orientados N-S. Estas unidades son, de oeste a este: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera, Depresión Preandina, Cordillera Occidental (Figura 5).

El registro geológico que presentan estas unidades morfoestructurales muestra una progresiva migración hacia el oriente del arco magmático desde el Jurásico hasta el presente. La ubicación actual del arco magmático es la Cordillera Occidental, posición alcanzada alrededor de los 25 Ma (e.g. Coira et al., 1982).





**Figura 5. Unidades morfoestructurales principales reconocidas entre las latitudes 25°S-28°S de los Andes chilenos (Modificado de González et al., 2011).**

La migración cenozoica del arco magmático ha estado acompañada por la actividad de dos sistemas de fallas, ambas con un rumbo N-S: el Sistema de Fallas de Atacama (AFS) en la Cordillera de la Costa y el Sistema de Falla de Domeyko (DFS) en la Precordillera.

**Cordillera de la Costa:** Está formada principalmente por rocas intrusivas jurásicas y cretácicas. Se presenta como una cadena montañosa disectada por valles transversales de diversa jerarquía, que forman cordones montañosos. Sus cumbres son planas y descienden hacia la costa hasta llegar a los 200 m s.n.m., donde dan paso a la Planicie Costera. Este último elemento topográfico, que se extiende a lo largo de la actual línea de costa, corresponde a un sistema de terrazas marinas cubiertas parcialmente por abanicos aluviales con un ancho que, en la latitud de la zona de estudio, alcanza 15 Km. En gran parte del norte chileno el Gran Escarpe Costero separa la Planicie Costera de la Cordillera de la Costa (Paskoff, 1979, 1989).

**Planicie Costera:** comprendida entre Caldera y la desembocadura del río Copiapó, se presenta con una extensión máxima de hasta 20 Km de ancho. En dicha planicie se reconocen al menos 6



superficies asociadas a relictos de terrazas marinas distribuidas escalonadamente desde el nivel del mar hasta los 230 m s.n.m. (Figura 6). Cada una de estas terrazas, se separa de la siguiente por un escarpe de escala métrica que representan paleoacantilados, están cubiertas por una cobertura sedimentaria de espesor métrico compuesta por conglomerados y arenas de posible edad pleistocena (Quezada et al., 2007).

**Depresión Central:** Consiste en una superficie plana interrumpida por una topografía caracterizada por “cerros islas” que se alzan sobre una superficie ondulada formada principalmente por abanicos aluviales. Estos abanicos aluviales representan el relleno neógeno que, en esta región, no supera los 500 m de espesor (Riquelme et al., 2003). Las alturas que alcanza varía entre 1200 y 2000 m s.n.m.

**Precordillera:** Esta eminente morfoestructura es también conocida, entre 22°30’S y 27°30’, como Cordillera de Domeyko (e.g. Mpodozis & Ramos, 1989). Su estructura está dominada por *ridges* elongados de basamento con una orientación N-S (SFD). Sus cumbres más altas están formadas por rocas ígneas y volcánicas del Paleozoico tardío (e.g. Mpodozis & Ramos, 1989). Limita al este con la Depresión Preandina.

**Depresión Preandina:** Esta cuenca tiene una elevación de 2500 a 3000 m y contiene los importantes salares de Atacama, Punta Negra y Pedernales.

**Cordillera Occidental:** Consiste en una continua cadena volcánica que alcanza alturas de hasta 6893 m s.n.m. (Volcán Ojos del Salado). Forma el borde occidental del Altiplano Boliviano que yace entre 3800-4200 m s.n.m.

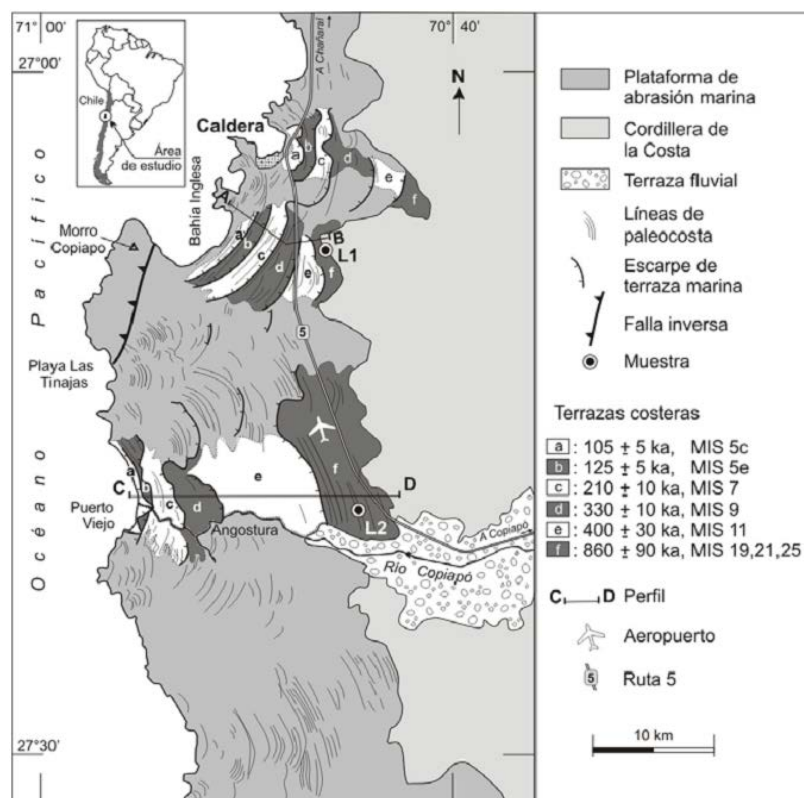


Figura 6. Esquema geomorfológico del área de estudio. Se marcan las terrazas marinas pleistocenas y las edades asociadas a estas en base a nucleidos cosmogénicos (Figura tomada de Quezada et al., 2007).

## 2.2 Unidades Geológicas

A continuación, se presenta una síntesis de las unidades geológicas reconocidas en la zona de estudio con especial énfasis en las unidades del Neógeno, que corresponden a las estudiadas en este trabajo. La información es tomada principalmente del trabajo de Godoy et al. (2003) y se indican los trabajos complementarios.

### 2.2.1 Paleozoico

Corresponden al Complejo Epimetamórfico de Chañaral (Godoy y Lara, 1998) y a los Gneises de Caleta Turenne (Godoy et al., 2003) (Figura 7). Ambas formaciones tienen una edad asignada al Devónico-Carbonífero y, dadas sus características petrogenéticas, se asocian a un sistema de prismas de acreción.

El Complejo Epimetamórfico de Chañaral aflora a lo largo de la costa hasta 25 Km al interior. Corresponde a un conjunto de rocas metamórficas de protolito sedimentario con características petrotectónicas asociadas a un sistema de prisma de acreción.

Dada su relación espacial con el complejo epimetamórfico, los Gneisses de Caleta Turenne se consideran el equivalente de dicha formación pero en condiciones de metamorfismo de alto grado.

### **2.2.2 Mesozoico**

En la región, es posible reconocer una alta presencia de rocas plutónicas asociadas al arco magmático del margen continental activo presente en este período.

Durante el Jurásico Temprano abundan cuerpos gabroicos, monzograníticos y dioríticos, muchos de los cuales habrían cornificado el basamento epimetamórfico. No presentan características de un control estructural asociado a su emplazamiento. Pertenecen a este período: Monzogranito Puerto Viejo (Godoy et al., 2003), Gabro Caldera (Godoy et al., 2003) y Granodiorita Morro Copiapó (Godoy et al., 2003).

Hacia el Jurásico Medio, se hace evidente la presencia de un sistema estructural de orientación NNE-SSW que controlaría el emplazamiento de numerosos cuerpos ígneos subverticales. Estas estructuras serían parte del Sistema de Fallas de Atacama (Godoy et al., 2003).

Una segunda franja de cuerpos plutónicos de edad jurásica tardía - cretácica temprana y de orientación NNE-SSW, dispuesta al este de la anterior, indicaría una migración del arco magmático en esta dirección. Se constituye principalmente de dioritas y granodioritas (Godoy et al., 2003).

### **2.2.3 Cenozoico**

En la zona de estudio no existen unidades pertenecientes al Paleógeno. La ausencia de rocas ígneas está asociada a la migración que tuvo el arco magmático hacia el oriente en los períodos anteriores. Por otro lado, la inexistencia de rocas sedimentarias sería consecuencia de una continua exhumación del área costera durante este período (Godoy et al., 2003).

El Neógeno está representado en la zona de estudio por depósitos continentales provenientes de la erosión de la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal y por sedimentos marinos depositados en la plataforma continental, que en la actualidad, afloran en la Franja Costera (Godoy et al., 2003). Las unidades de este período corresponden a las Gravas de Angostura (Godoy et al., 2003), Gravas del Copiapó (Godoy et al., 2003), Formación Bahía Inglesa (Rojo,

1985, emend. Marquard et al., 2000a), Estratos de Agua Amarga (Blanco et al., 2003) y Estratos de Caldera (Marquardt et al., 2000).

### **2.2.3.1 Formación Bahía Inglesa**

Corresponde a una sucesión sedimentaria semi-consolidada, clástica y fosilífera de tipo marino-litoral con muchos cambios de facies, lateral y verticalmente. Aflora a lo largo de la costa, desde Quebrada Blanca hasta Puerto Viejo, al norte y sur, respectivamente (Marquardt et al., 2000; Rojo, 1985). Esta unidad sobreyace dos unidades distintas en la región y Marquardt (1999) propone redefinirla en base a dos localidades tipo:

- Desembocadura del río Copiapó: En esta localidad, la exposición de su base muestra un conglomerado grueso de carácter transgresivo de 1,5 m de potencia, depositado sobre las Gravas de Angostura mediante una discordancia erosiva. Hacia el techo, continuarían 30 m de areniscas interdigitadas con coquinas.
- Playa Chorrillos: En esta localidad, la formación sobreyace mediante una discordancia erosiva a la Granodiorita Morro Copiapó, seguida, al menos, por 10 secuencias sedimentarias asociadas a diferentes facies.

En toda su exposición, la formación está sobreyacida por los Estratos de Caldera mediante una discordancia erosiva.

**Litología:** Se caracteriza por un dominio de litofacies de coquinas, areniscas, margas y fangolitas, en las últimas de las cuales se incluyen diatomitas, fosforitas y cenizas retrabajadas. De manera subordinada presenta conglomerados y brechas. A continuación, se presenta más detalle de la litología:

- Las coquinas generalmente presentan un componente arenoso y/o conglomerádico y contienen restos de invertebrados, más o menos bien conservados, ejemplares de *Ostrea spp.*, *Chlamys spp.* y *Balanus spp.*, entre otros (Herm, 1969).
- Las areniscas, de granulometría fina a gruesa, se presentan en bancos masivos o con estructuras de estratificación plana y estratificación cruzada en artesa. Contienen restos fósiles de moluscos, foraminíferos y alta bioturbación de poliquetos y bivalvos. Por otro lado, se ha reconocido la presencia de abundantes restos óseos de aves, cetáceos (Misticetos y Odontocetos), pinnípedos (focas), dientes y vertebras de Selacimorfos (tiburones), placas

dentarias de condriictios (rayas), vértebras y escamas de Teleósteos (*Osteichtis*, *Teleostei*) (Gutstein et al., 2008; Walsh y Suárez, 2005).

- Las fangolitas presentan facies de limolitas amarillo-grisáceo, laminadas, con componentes yesíferos y cineríticos; arcillolitas pardo-rojizas y por diatomitas que en ocasiones contienen un componente piroclástico.
- Las fosforitas se presentan en tres variedades, fosfatos tipo F, P y D, según la clasificación de Garrison (1992). En la localidad Bahía Inglesa corresponden a depósitos de tipo manto compuestos por capas de espesor decimétrico, así como depósitos de canales, estos últimos de distribución local (Rojo, 1983).
- Los conglomerados se asocian con la erosión local de paleorelieves, son clastosoportados, con espesores de 1 a 2 m, polimícticos a monomícticos, cuyos componentes son graníticos y/o metamórficos. La madurez textural que presentan es moderada, con una matriz de arena más o menos bioclástica.
- Las brechas se asocian principalmente a frentes de deformación y se presentan en capas de 1 a 2 m. Son polimícticas, clasto o matriz soportadas. Los depósitos son gruesos y abarcan bloques de escala decimétrica cuando se encuentran cercanos a zonas de fallas sin-sedimentarias.

**Edad:** Rojo (1985) la asigna al Mioceno en base de dientes de tiburones, sin embargo, Godoy et al. (2003) propone una edad miocena media (16 Ma) – Pliocena temprana (4.8 Ma), en base de estudios de paleomalacología (Herm, 1969; Guzmán et al., 2000), micropaleontología (Herm, 1969; Marchant et al., 2000) y relaciones morfoestratigráficas (Marquardt, 1999; Marquardt et al., 2000a). Finalmente, Achurra (2004, 2009) establece una edad miocena media – pliocena tardía en base a estudios de micropaleontología.

**Ambiente deposicional:** Existen diversas propuestas. En base a la micropaleontología, los depósitos de la sucesión estarían asociados a ambientes litorales hasta talud continental. Achurra (2004) propone una profundidad máxima de 800 m, sobre la base de foraminíferos bentónicos. Dado que hacia el sur-este, en la desembocadura del río Copiapó, presenta una relación de interdigitación con conglomerados y gravas del río Copiapó, Godoy et al. (2003) interpreta los depósitos, en esta localidad, como facies proximales de delta con influencia marina. En la localidad Playa Chorrillos, los canales desarrollados sobre las arenas basales y rellenos de

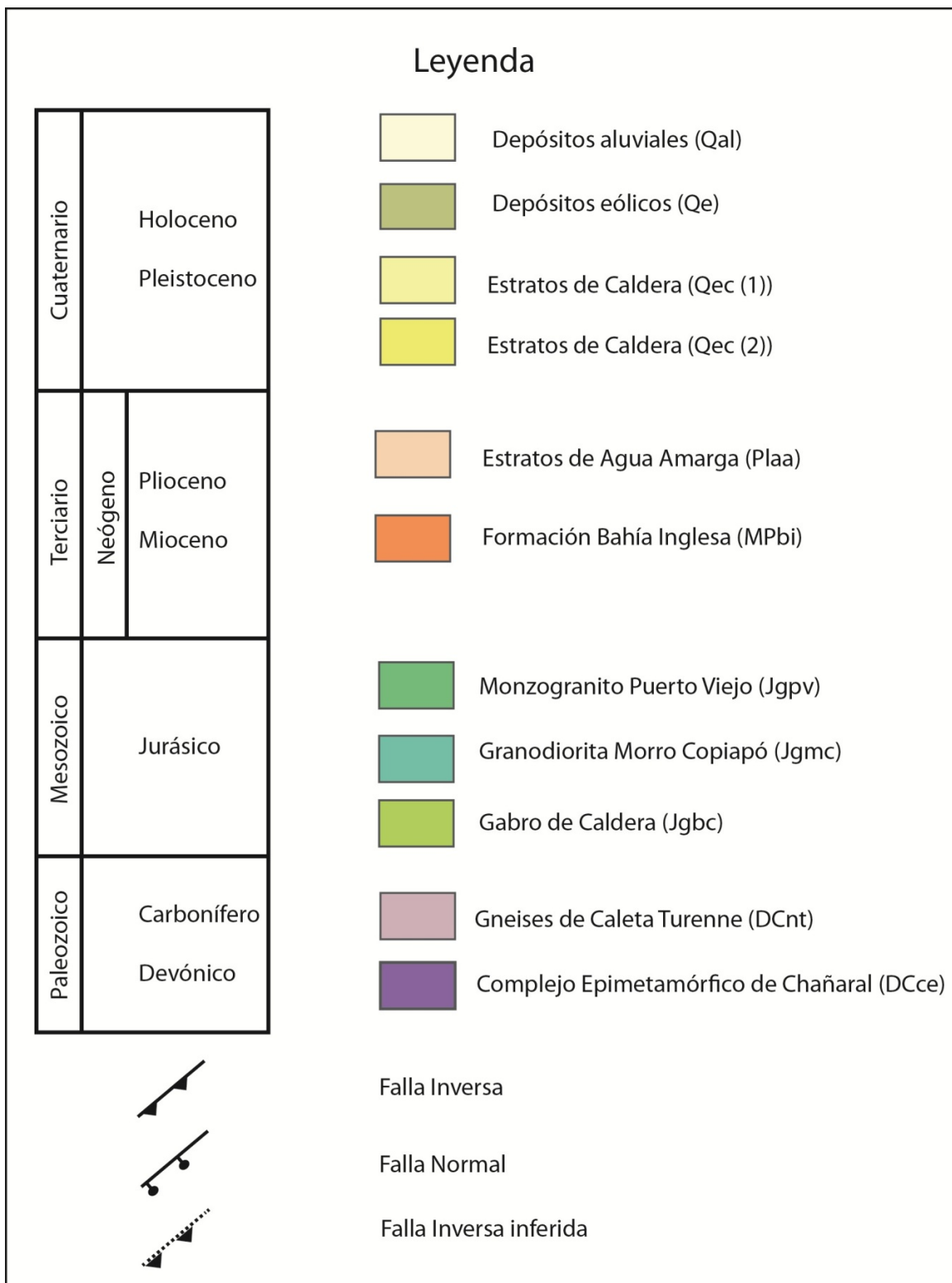
areniscas finas, fangolitas e intraclastos, son interpretados como un cañón submarino profundo generado en la zona batial (Achurra, 2004).

### **2.2.3.2 Estratos de Caldera**

Es una sucesión de sedimentos clásticos y carbonatados de carácter marino-litoral expuestos a lo largo de la costa de la región y que, morfológicamente, forman una sucesión de terrazas de abrasión marina con depósitos asociados. Estas terrazas se manifiestan a lo largo de la costa y la localidad tipo se encuentra al este del puerto de Caldera. Sobreyace mediante una discordancia erosiva tanto a la Formación Bahía Inglesa como a los Estratos de Agua Amarga. En el río Copiapó, se encuentran hasta 15 Km continente adentro y nunca superan las cotas 210 +/- 20 m sobre el nivel del mar. Presenta depósitos semi-consolidados (playas actuales) y consolidados (calcretas asociadas a plataformas marinas exhumadas), de los cuales los segundos poseen 2 facies: un conglomerado basal y arenas y coquinas superiores. En general, se constituye por niveles estrato y grano-decrecientes de potencia entre 1 y 3 m. La unidad se encuentra cubierta por depósitos aluviales y eólicos de edad cuaternaria y, en base a su contenido fosilífero de *Concholepas choncholepas* y de *Argopeceten purpuratus*, Herm (1969) la asigna al Holoceno tardío, en contraste a esto, Marquardt et al. (2000) estiman una edad de 330 – 400 Ka, fundamentado en asociaciones faunísticas específicas y relaciones morfoestratigráficas. El depósito de esta unidad estaría ligado a las transgresiones pleistocenas en una costa emergente e inmerso durante un período con tasas de alzamiento relativamente altas (Godoy et al., 2003). En base a dataciones isotópicas de <sup>21</sup>Ne, la edad propuesta para el nivel de terrazas más alta (ver Figura 6) corresponde a  $0,86 \pm 0,11$  Ma (Quezada, 2007).



**Figura 7.** Mapa geológico para la zona de estudio. Escala 1:100.000. (Modificado de Godoy et al. (2003) y Marquardt et al. (2004)). En el recuadro rojo se muestra la zona de estudio.



**Figura 8. Leyenda del mapa geológico mostrado en la Figura 5.**



## **2.3 Geología Estructural**

### **2.3.1 Aspectos regionales**

El Sistema de Fallas de Atacama (AFS) corresponde al elemento estructural más importante de la Cordillera de la Costa cercano a la zona de estudio. Consiste en un sistema de fallas de rumbo orientado paralelamente al margen continental y tiene una extensión de casi 1000 Km, entre Iquique (20°S) y La Serena (30°S) (Arabaz, 1981). Su origen data del Jurásico Temprano. Se han definido tres segmentos de la traza de este sistema, El Salado, Paposo y El Salado-Vallenar (Naranjo, 1987; Thiele & Pincheira, 1987), el área de estudio se encuentra a la latitud de este último. Estudios de detalle sugieren que el sistema ha sido activo intermitentemente desde el Jurásico Temprano (Hervé 1987a, b; Naranjo et al. 1984). En particular, al norte de los 27°S, se han encontrado evidencias de actividad durante el Neógeno y Cuaternario (Arabaz, 1971).

El sector Caldera-Bahía Inglesa presenta un registro de eventos deformacionales superpuestos desde el Paleozoico tardío hasta el Neógeno. La deformación sería consecuencia del proceso de subducción del Paleozoico tardío y por el estilo de intrusión de plutones de edad jurásica y cretácica, asociados al AFS (Godoy et al., 2003).

### **2.3.2 Mesozoico**

La deformación registrada de este período corresponde a dos series de milonitas de orientación NNE y subverticales, posiblemente asociadas a la AFS, que separan cuerpos ígneos emplazados sin-tectónicamente durante el Jurásico. Trazas de fisión en apatitos de plutones del Jurásico, al oriente de la zona de estudio, entregan una edad de 108 – 85 Ma (Grist, 2000). Estas dataciones, han sido interpretadas como una importante exhumación de cuerpos plutónicos entre el Cretácico Temprano y comienzos del Cretácico Tardío (Godoy et al., 2003).

### **2.3.3 Cenozoico**

La actividad tectónica en este período es evidenciada principalmente por movimientos verticales de decenas a centenas de metros durante el Cenozoico tardío (e.g Naranjo, 1987; Armijo y Thiele, 1990).

Durante el Neógeno, se registran eventos tectónicos de carácter compresivo y extensivo. La extensión está reflejada por fallas normales de distinta orientación con desplazamientos asociados de escala centimétrica a métrica. La compresión está dada por dos fallas inversas de alto ángulo que marcan los flancos oriental y septentrional del Morro de Copiapó; la primera con rumbo NE-

SW y vergencia SE y la segunda con rumbo NW-SE y vergencia NE. Estas estructuras corresponden probablemente a la reactivación de elementos del basamento, cortan sedimentos marinos y continentales de edad neógena y están selladas por sedimentos del Cuaternario (Marquardt et al., 2004).

Los sedimentos del Cuaternario que presentan deformación frágil se limitan a las cercanías de Bahía Inglesa y Caldera, y estarían condicionados por una extensión NW-SE desde el Plioceno medio. Las estructuras corresponden a fallas normales con distintas y variadas orientaciones y desplazamientos de escalas centimétricas a métricas que cortan las terrazas marinas del Cuaternario, generando así escarpes de falla bien definidos. Mediante neotectónica se han reconocido tasas de alzamiento moderadas a altas ( $0,34 \pm 0,06$  m/Ka). Algunas de estas fallas están ubicadas en zonas de lineamientos regionales, sugiriendo una reactivación de estructuras de basamento pre-cuaternaria (Marquardt et al., 2004).

## **2.4 Clima**

El área de estudio está inmersa en el sector más austral del desierto de Atacama presentando así condiciones climáticas de hiper-aridez (Houston & Hartley, 2003; Dirección Meteorológica de Chile, 2005). La temporalidad y carácter de la transición de una configuración semi-árida a una hiper-árida es objeto de numerosos estudios y debates. Análisis sedimentológicos indicarían que un clima fluctuante entre árido y semi-árido habría prevalecido desde el Oligoceno hasta el Plioceno temprano, y que la transición a la hiper-aridez actual habría ocurrido entre los 4 y 3 Ma (Hartley & Chong, 2002; Hartley, 2003), por otro lado, mediante un estudio de paleosuelos, Rech et al.,(2006) sugiere que la hiper-aridez se habría establecido en gran parte entre los 19 y 13 Ma; mientras que una tercera propuesta corresponde a un proceso de aridificación progresiva desde los 13 Ma hasta los 2-1.5 Ma con importantes pulsos entre medio (Reich et al., 2009). Las condiciones climáticas en el desierto de Atacama están dadas por (1) la subsidencia atmosférica subtropical, (2) la Corriente fría de Humboldt, la cual priva de precipitaciones al sector costero y (3) el efecto “sombra de lluvia” de los Andes (Hartley, 2003). Debido a su ubicación, la zona de estudio representaría, también, una transición al clima mediterráneo de Chile Central hacia el sur (Latorre et al., 2007).

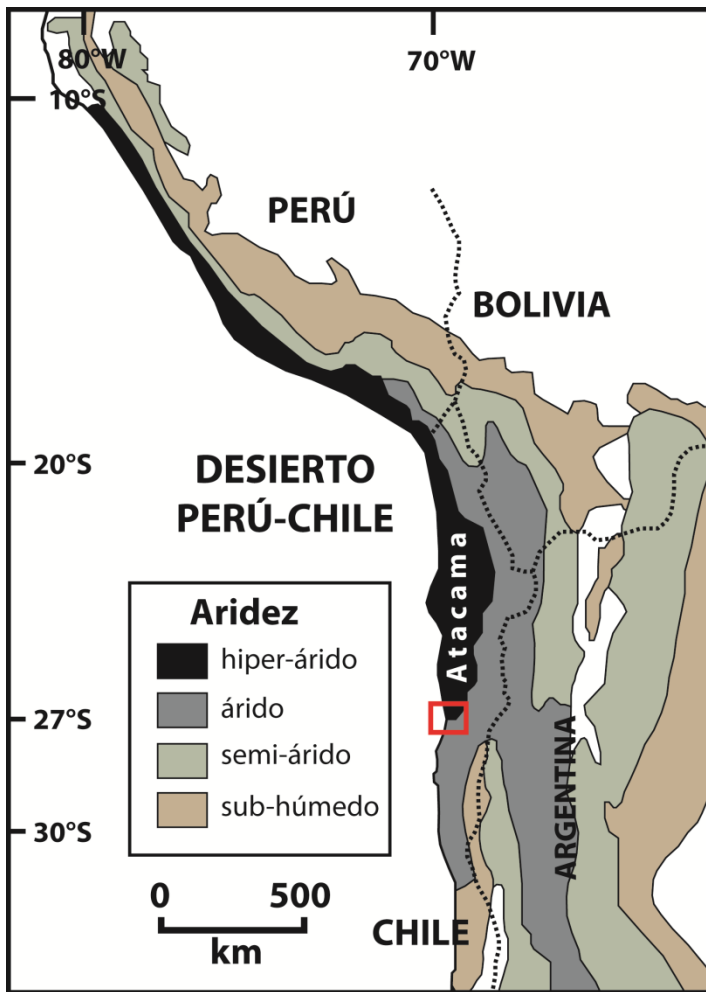


Figura 9. Mapa que muestra las zonas climáticas actuales del margen occidental de Sur América. En el recuadro rojo se muestra la región en la cual está inmersa la zona de estudio. (Modificado de Hartley (2003)).

“Desierto costero con nubosidad abundante” es la clasificación dada, en una escala más local, por Antonioletti (1972) al clima de esta región, el cual estaría caracterizado por:

- Un promedio anual de 102 días nublados y sólo 44 días despejados, fenómeno que registra una máxima frecuencia entre abril y octubre, y una mínima en febrero.
- Alta presencia de una masa de aire húmedo en la costa, con una humedad relativa media anual de 74%.
- Precipitaciones extremadamente variables. Se registran en los meses de junio, julio y agosto, siendo excepcionales en los meses de primavera. La suma promedio anual de lluvias es de 24 mm, y se concentran 80% a 90% entre junio y agosto.

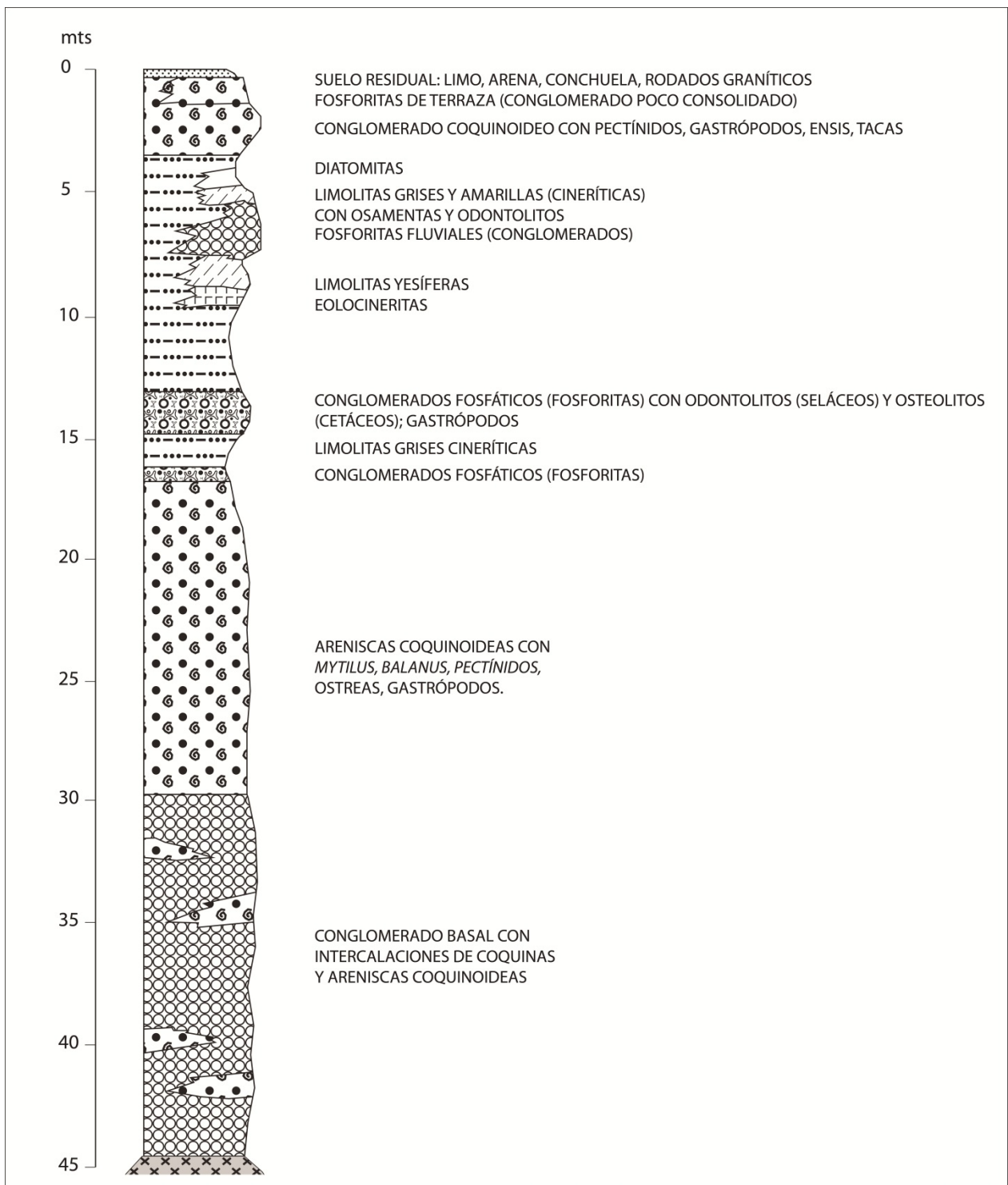
Una temperatura promedio mensual entre 10 y 20°C, clasificando así la zona como templada. La oscilación media diaria de la temperatura es de sólo 7,5 °C, lo cual refleja la influencia marina en el comportamiento térmico de la faja costera.

## **2.5 Estado del Arte: Trabajos Anteriores**

### **2.5.1 Geología**

La presencia de depósitos marinos y continentales asociados a sistemas de terrazas en la zona de estudio son geológicamente registrados por primera vez durante los años sesenta, a los cuales se les asigna una edad miocena-cuaternaria (Mortimer, 1969) y pliocena-cuaternaria (Herm, 1969).

Posteriormente en 1980, la CCHEN (Comisión Chilena de Energía Nuclear), mediante un trabajo de prospección aero-radiométrica, determinó una serie de anomalías uraníferas concentradas en las rocas terciarias de Bahía Inglesa. Se determinó una presencia importante de recursos de fósforo con cantidades subordinadas de uranio (Rojo, 1982), lo que permitió que la CCHEN realizara un acuerdo con la CORFO para realizar un estudio conjunto, que más tarde, sentaría las bases para la futura definición de la Formación Bahía Inglesa.



**Figura 10. Columna estratigráfica propuesta por Rojo (1985) para la definición de la Formación Bahía Inglesa (Modificado de Rojo, 1985).**

Oficialmente se define la Formación Bahía Inglesa (Rojo, 1985) y la localidad tipo establecida es el sistema de terrazas abrasivas presentes en la bahía del mismo nombre. Se caracteriza a la formación por una base de conglomerados transgresivos que sobreyacen al basamento jurásico y son, a su vez, sobreyacidos por limolitas cineríticas de ambiente límnic. Dentro de la sucesión

reconoce dos subunidades de carácter fosfático, un conglomerado oligomíctico y un conglomerado fluvial, cuya distribución estaría dada por controles tectónicos y geomorfológicos. En base a fauna de odontolitos de tiburones en conglomerados fosfáticos, le atribuye una edad miocena. En relación a la génesis de los depósitos fosfáticos, se plantea un ambiente de depositación en una plataforma marina de entre 45 y 180 m, con la presencia de corrientes de surgencia ricas en nutrientes y fosfatos, y condiciones oxidantes óptimas para la precipitación de este mineral. Sin embargo, en base a información micropaleontológica, dataciones de K/Ar y contactos basales, se redefine la Formación Bahía Inglesa, asociándole un ambiente de depositación de tipo marino sublitoral a nerítico, de hasta 500 m de profundidad, y una edad miocena media – pliocena (Marquardt, 1999).

Sedimentología de mayor detalle, establece ambientes de depositación de tipo talud (zona batial media-superior) y de ambientes sublitorales (plataforma y frente de playa) a litorales (playa), (Achurra, 2004). En el sector de Playa Chorrillos los depósitos de la formación son interpretados como el relleno de un cañón submarino, el cual, en conjunto con el río Copiapó, habrían sido los alimentadores de primer orden de la Cuenca de Caldera. Con respecto a los depósitos del Mioceno-Plioceno, se establece una asociación estrecha con zonas de surgencia oceánica en la plataforma externa, a la cual estaría ligada la formación de minerales fosfatados y capas ricas en diatomeas. Dentro de este trabajo, el mismo autor muestra los preliminares resultados de un estudio de nódulos de Mn asociados a la formación, los cuales se pulirían en Achurra et al. (2009), donde propone para ellos un origen diagenético en un ambiente marino de tipo talud continental superior (zona nodular inferior) y plataforma externa (zona nodular superior). Estima un aumento en las condiciones diagenéticas desde el nivel inferior al superior y propone una nueva clase de nódulos de Mn, con características supérgenas y cuencas restringidas de profundidad intermedia marina, dada por barreras topográficas que formaron barreras a la circulación oceánica. Este planteamiento es soportado por Henríquez (2006), que, en base a datos batimétricos y sedimentológicos, establece que las rocas corresponderían a una acumulación en ambientes marinos de plataforma y talud continental, alternados con periodos de sedimentación en ambientes someros que alcanzaron el frente de playa superior.

Una propuesta distinta a las presentadas anteriormente, corresponde al trabajo de Walsh & Hume (2001), donde se propone una zona rocosa parcialmente emergida con abundante oleaje como ambiente de formación para una capa fosilífera fosfatada o *bonebed* (nombre local) ubicada en la

Mina Fosforita. La paleogeografía de la bahía habría sido somera y parcialmente protegida, similar a la actual, y la presencia de “islas de basamento” habría sido un hábitat predilecto de un sinnúmero de aves marinas, lo cual estaría asociado a la alta abundancia de huesos de pingüinos en los depósitos. Infieren un ambiente distal con respecto a la paleolínea de costa de hasta 200 m de profundidad.

### **2.5.2 Paleontología**

Se preserva una abundante fauna fósil en la zona de estudio albergada en los depósitos del Neógeno tardío al Pleistoceno (Formación Bahía Inglesa y Estratos de Caldera); hoy se conoce como una de las zonas más ricas en diversidad biológica fósil, que incluye más de 60 especies de vertebrados (Gutstein et al., 2008), entre los que se encuentran peces elasmobranquios y óseos, reptiles (Crocodyliformes), aves (pingüinos, piqueros, pelagornítidos, proceláridos, entre otras) mamíferos marinos (ballenas, delfines y manatíes) y terrestres o semi-acuáticos (capibaras y perezosos) (Rubilar Rogers et al., 2009). Este registro representa una de las mayores diversidades de vertebrados fósiles documentados en Chile.

En cierto *hardground* fosfático de la Formación Bahía Inglesa (llamado “*bonebed*” según Walsh & Suárez (2005)), se concentra gran parte de los fósiles y, por ende, los estudios de paleontología de la formación. Lamentablemente, estos materiales corresponden en su mayoría a restos óseos aislados y fragmentados haciendo difícil el reconocimiento de especies. Por otro lado, estos fósiles presentan clara evidencia de un retrabajo posterior a su fosilización.

Gutstein et al. (2007) reporta la existencia de un sitio extraordinario en una localidad colindante al Morro de Copiapó denominada “El Morro” donde se encuentran esqueletos virtualmente completos (asociados o articulados). Se reconocen esqueletos semiarticulados de aves (pingüinos y piqueros) y un Istiofórico (pez vela), acompañados de muchos dientes de Selaciformes (tiburones), además de *Pelagornis chilensis* (Mayer y Rubiliar, 2010) que es el único esqueleto completo del grupo, mostrando la exquisita preservación del nivel.

En base a la medición de orientaciones preferenciales de los huesos, en particular en el sitio El Morro, se determinó la presencia de una paleocorriente de dirección NE-SW que habría depositado los restos fósiles de manera ordenada (Rubilar Rogers et al., 2009).

Suárez et al. (2010) reporta la presencia de un nuevo yacimiento con ballenas fósiles ubicado en las cercanías de Puerto de Caldera, el cual es denominado “Cerro Ballenas”. Los depósitos son

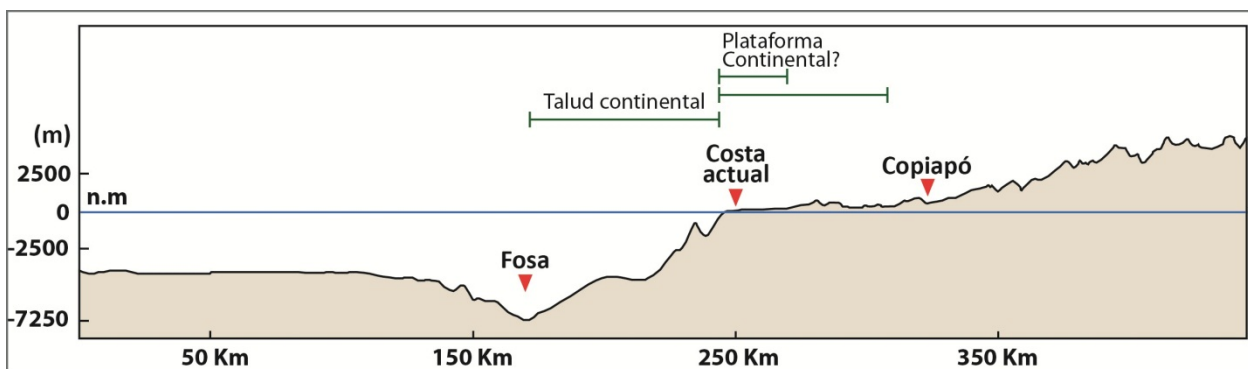
descritos como areniscas finas parcialmente bioturbadas pertenecientes a la Formación Bahía Inglesa, sobreyacidos, mediante una discordancia erosiva, por sedimentos marinos de edad pleistocena, asociados a los Estratos de Caldera. Se destaca el gran número de ejemplares de ballenas fósiles que, hasta el año 2012, alcanza cuarenta y cuatro (Suárez et al., 2012), donde la mayoría parecería corresponder a *Balaeonopteridae* y *Balaenidae*, y el excelente estado de conservación y articulación de los individuos.



### 3 ANÁLISIS TOPOGRÁFICO DE LA CUENCA DE CALDERA

Al observar un perfil topográfico desde el fondo oceánico hasta la cordillera (Figura 11), se acusa una plataforma continental en gran parte emergida, con una topografía muy irregular y una extensión de hasta 80 Km, donde tan solo un par de Km se encuentra bajo el mar. El talud continental, a su vez, presenta un relieve muy desarrollado, una alta pendiente (estimada en  $5,5^\circ$ ) y depresiones/altos topográficos de importancia local.

En terreno se aprecian numerosos montes de basamento de hasta 200 m s.n.m, rodeados de sectores notoriamente más planos.



**Figura 11.** Perfil topográfico perpendicular a la línea de costa, desde el fondo oceánico hasta la frontera de Chile-Argentina, a la latitud de  $27^\circ\text{S}$ . En la configuración actual, la plataforma continental estaría emergida y el talud continental tendría un relieve altamente irregular con sub-cuencas limitadas por altos bloques.

No es claro el límite occidental de la plataforma continental, dada la aparición de cordones montañosos muy destacados pero que se mantienen aún en una pendiente de muy bajo ángulo. En la Figura 11 se muestran los dos límites posibles según este análisis.

Se realizan cuatro perfiles topográficos desde el fondo oceánico hasta la actual planicie costera (Figura 12) para entender la topografía local de forma más detallada. En los perfiles (Figura 13) se aprecian las características previamente enunciadas y la clara existencia de sub-cuencas, cañones submarinos y plataformas locales, tanto en la plataforma más externa como en la parte superior del talud continental (Figura 11 y Figura 13).

En el perfil DD' se observa una topografía paralela a la línea costera altamente irregular, destacando, inclusive, un abrupto cañón submarino de profundidad cercana a los 1100 m.

Los perfiles AA', BB' y CC' evidencian una alta variación en la geomorfología del talud, mostrando una topografía que aumenta su irregularidad de norte a sur.

El área de estudio se ubica en el sector más distal de la plataforma continental o en el sector más superior del talud continental, por lo cual, los elementos geomorfológicos antes mencionados, deben haber controlado fuertemente la estratigrafía y sedimentología de la Formación Bahía Inglesa.

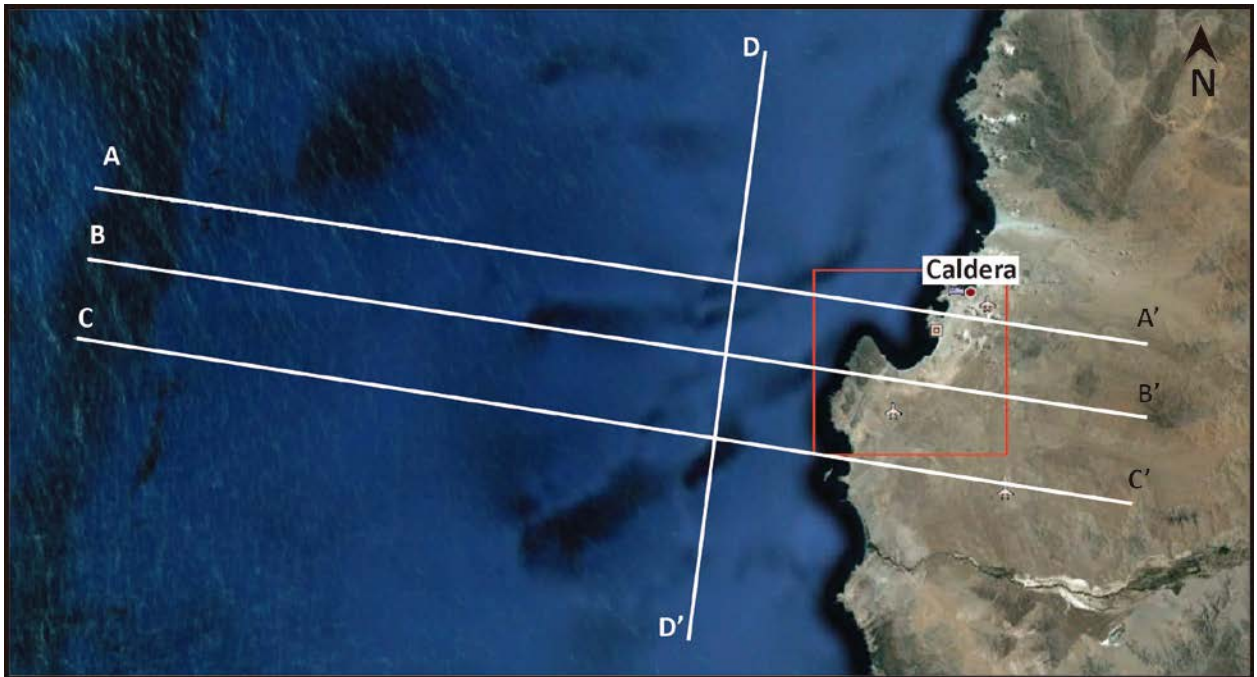
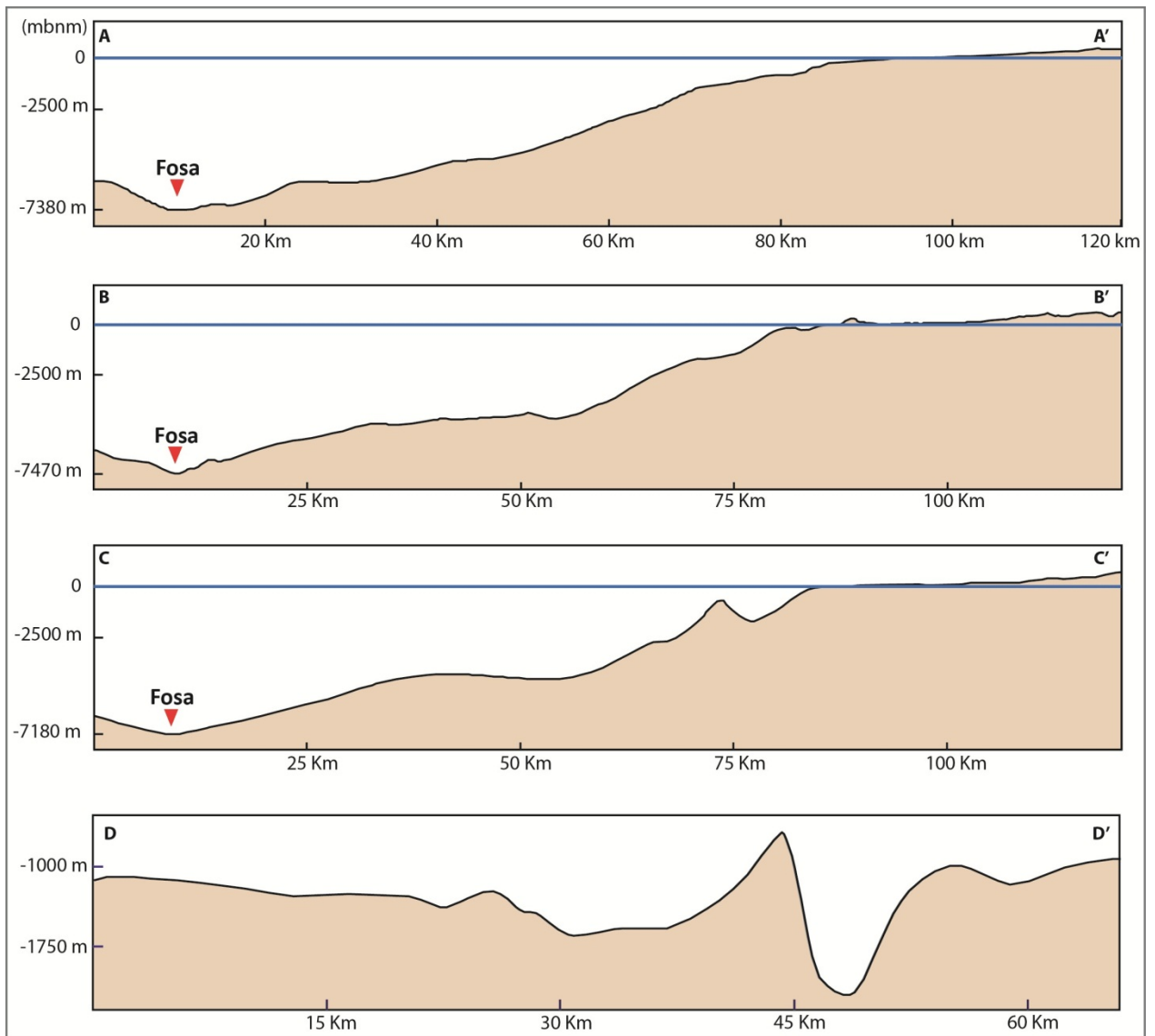


Figura 12. Ubicación de los perfiles de la topografía submarina desde el litoral hasta la fosa oceánica (Imagen cortesía de Google Earth®).



**Figura 13. Perfiles topográficos en la latitud del área de estudio. La topografía es bastante irregular y no responde al clásico modelo de una plataforma y un talud continental planos.**

## 4 ESTRATIGRAFÍA

Existe una escasez de buenas exposiciones de las unidades sedimentarias en la zona de estudio. Se seleccionan 5 sitios con sucesiones relativamente completas y bien expuestas cercanas a sitios de interés paleontológico no considerados en trabajos previos y se levanta una columna estratigráfica en cada uno de ellos (Figura 14).

Las localidades elegidas con sus respectivas coordenadas geográficas se presentan a continuación:

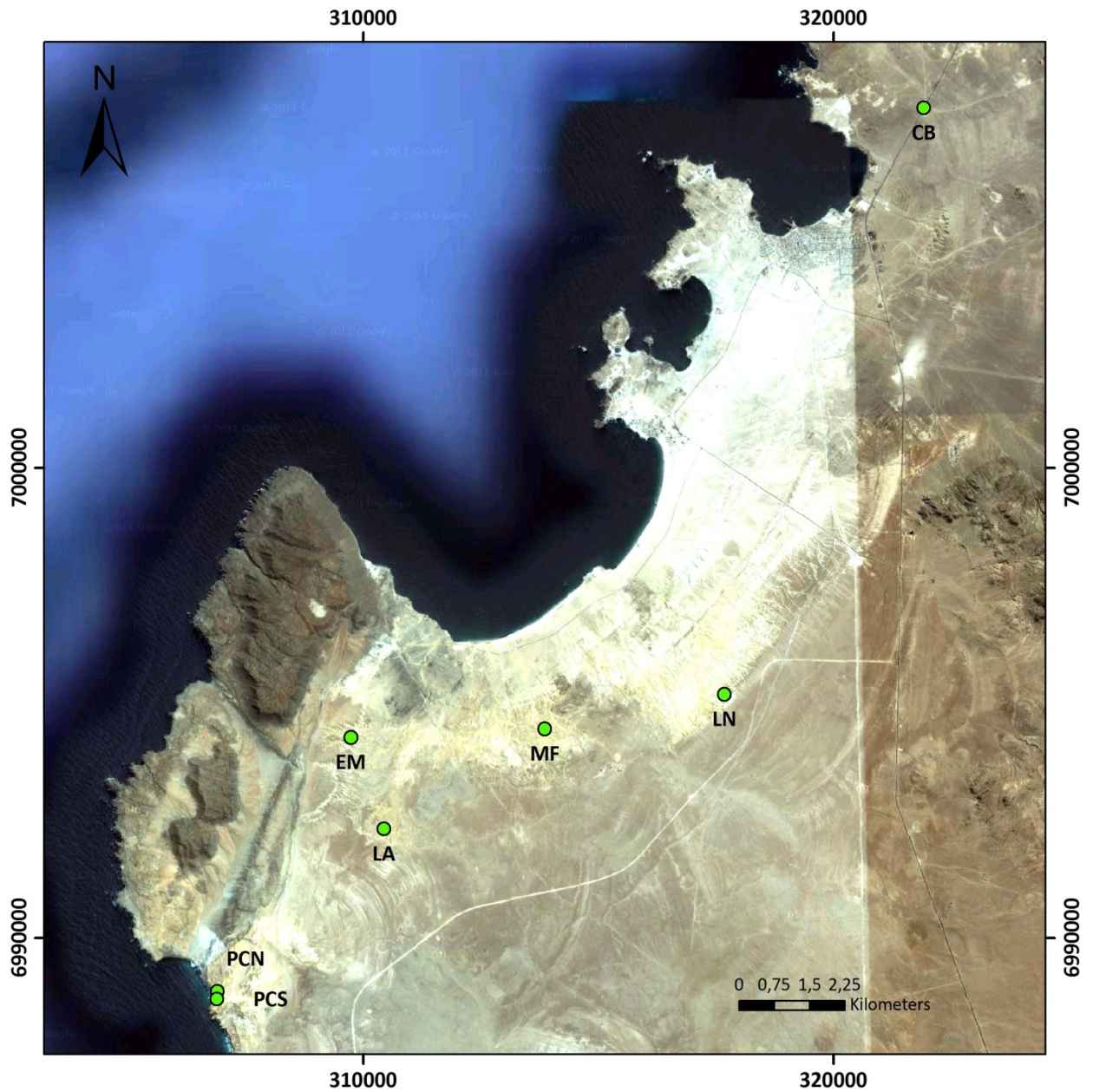
- Sitio “El Morro” (EM): 309730.5999 m E ; 6994264.1604 m S
- Sitio “Mina Fosforita” (MF): 313855.4525 m E ; 6994446.6275 m S
- Sitio “Los Amarillos” (LA): 310440.4275 m E ; 6992317.0780 m S
- Sitio “Los Negros” (LN): 317680.3023 m E ; 6995186.7279 m S
- Sitio “Cerro Ballena” (CB): 321921.6643 m E ; 7007662.6168 m S

Sumado a esto, se incorporan a este trabajo dos secciones estratigráficas no publicadas levantadas por Jacobus Le Roux en el año 2003, con el fin de lograr una comprensión más acabada del área de estudio. Estas columnas se encuentran en:

- Sitio “Playa Chorrillos Norte” (PCN): 306893.0839 m E; 6988859.8391 m S
- Sitio “Playa Chorrillos Sur”(PCS): 306883.00 m E; 6988697.00 m S

Un rasgo geomorfológico importante a considerar de los afloramientos PCN y PCS es que, pese a ser adyacentes entre si a lo largo del borde costero, PCN corresponde a una depresión o quebrada hacia la cual los depósitos de sus flancos norte y sur mantean (Figura 15), en particular los depósitos del techo de PCS. Esta característica sugeriría la existencia de un paleocañón submarino. Los depósitos de la base de PCS no tienen continuidad hacia el norte y chocan abruptamente con los de PCN (Figura 16). Lamentablemente, no se hizo un buen reconocimiento en terreno de estas localidades y se cuenta con registro fotográfico limitado de ellas.

Bajo criterio de litologías, estructuras sedimentarias, contenido biológico y trazas fósiles, se definen 8 unidades estratigráficas y las correlaciones correspondientes. La leyenda utilizada corresponde a propuesta en la Figura 17 y las secciones estratigráficas y correlaciones se muestran en las Figura 18, Figura 19, Figura 20 y Figura 21.



**Figura 14. Mapa de la zona de estudio donde se indica la posición geográfica de las secciones estratigráficas levantadas en este trabajo. PCN: Playa Chorrillos Norte; PCS: Playa Chorrillos Sur; EM: El Morro; MF: Mina Fosforita; LA: Los Amarillos; LN: Los Negros; CB: Cerro Ballena.**



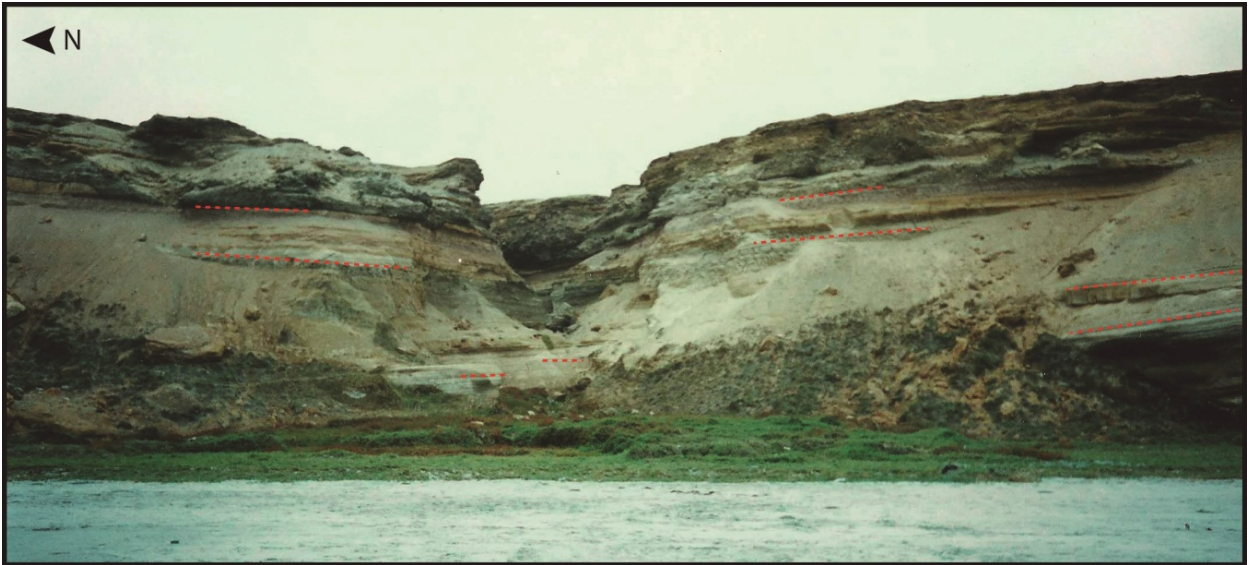


Figura 15. Vista E de Playa Chorrillos en el sitio PCN. Se aprecia el manteo de los estratos basales hacia el centro de la quebrada haciéndose sub-horizontales hacia el techo.



Figura 16. Vista SSE en Playa Chorrillos. Se indica la ubicación de los sitios PCN (izquierda) y PCS (derecha). Se aprecia como los depósitos de PCS son cortados por los de PCN que mantean hacia el N.

## Leyenda

Litología	Estructuras Sedimentarias
 Fangolita/Arcillolita	- - Contacto gradual
 Limolita	— Contacto nítido
 Arenisca	^ ^ ^ Contacto erosivo
 Arenisca arcillosa	) Est. cruzada en artesas
 Conglomerado	≡≡≡ Est. paralela de régimen alto
 Conglomerado fosfático	≡≡≡ Est. paralela de régimen bajo
 <i>Hardground</i> fosfático	/ / / Est. planar de bajo ángulo
 Coquina	 Est. caótica / <i>Slumping</i>
 Arenisca rica en conchas	^ Laminación de ondulitas
 Conglomerado rico en conchas	Vetillas
 Diorita	) Canales
 Gabro	 Clastos imbricados
 Diatomita	) Platillos
 Cenizas	 Nódulos de CaCO <sub>3</sub>
 Yeso	 Nódulos de Fe
 Cubierto	 Nódulos de Mn
<b>Trazas fósiles</b>	 Nódulos de P
 <i>Ophiomorpha</i>	 Clastos de basamento esparcidos
 <i>Thalassinoides</i>	 Clastos de arenisca
 <i>Skolithos</i>	 Clastos de arcilla-limo
 <i>Pylonichnus</i>	 Bloques arrancados
 Bioturbación	 Pedreones de basamento
 Trazas no identificadas N1, N2, N6	<b>Contenido fosilífero</b>
 Trazas no identificadas N4	 Mamífero marino
 Trazas no identificadas N5	 Mamífero marino articulado
 Trazas no identificadas N3	 Diente de tiburón
 Tubos	 Pingüinos
 Trazas sulfuradas	 Pez
	 Ostras
	 Bivalvos
	 <i>Balanus</i>

Figura 17. Leyenda definida en este trabajo para las secciones estratigráficas propuestas.

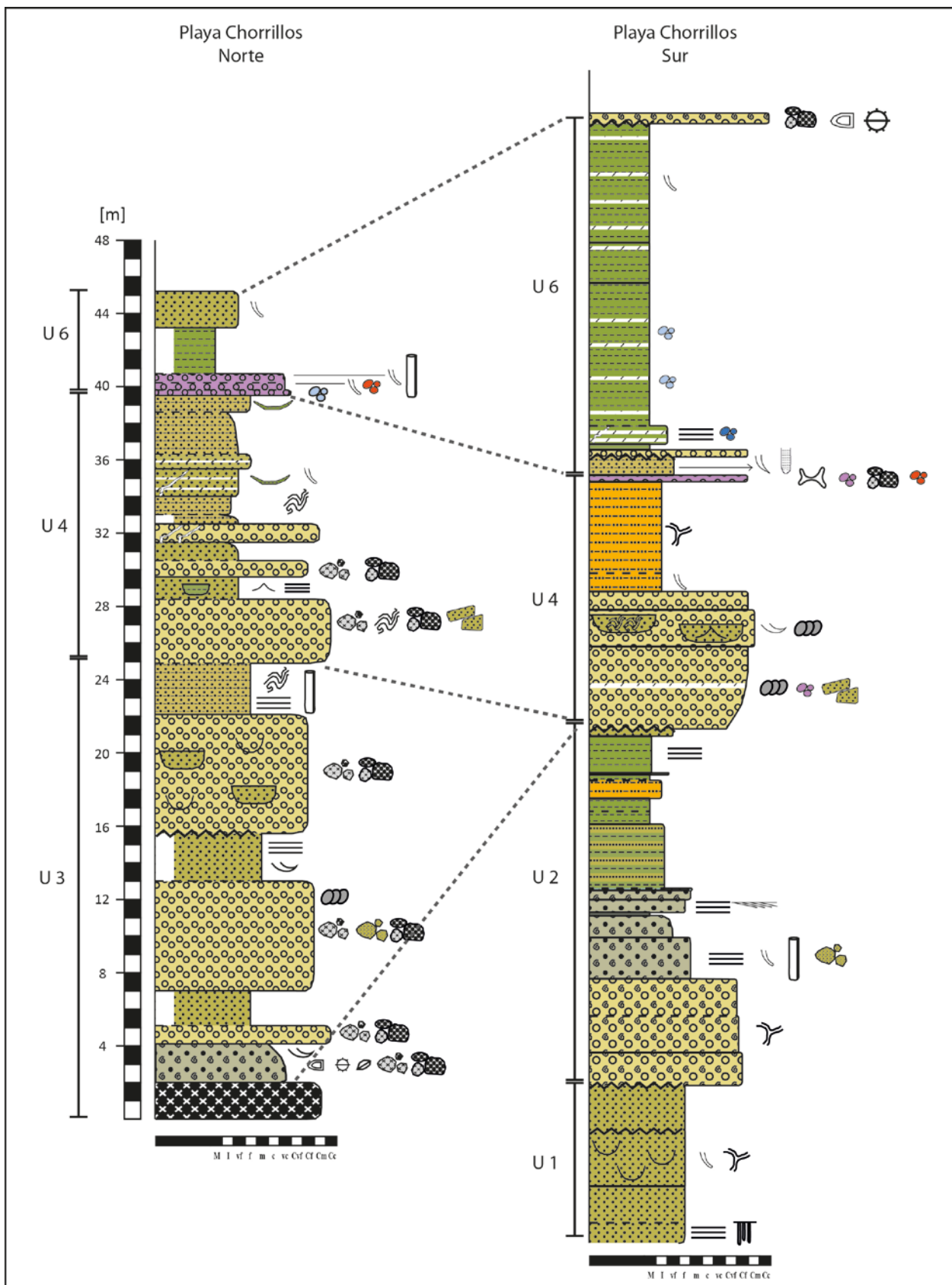


Figura 18. Secciones estratigráficas de los sitios PCN y PCS. En estas localidades afloran, de base a techo, las unidades 1, 2, 3, 4 y 6.



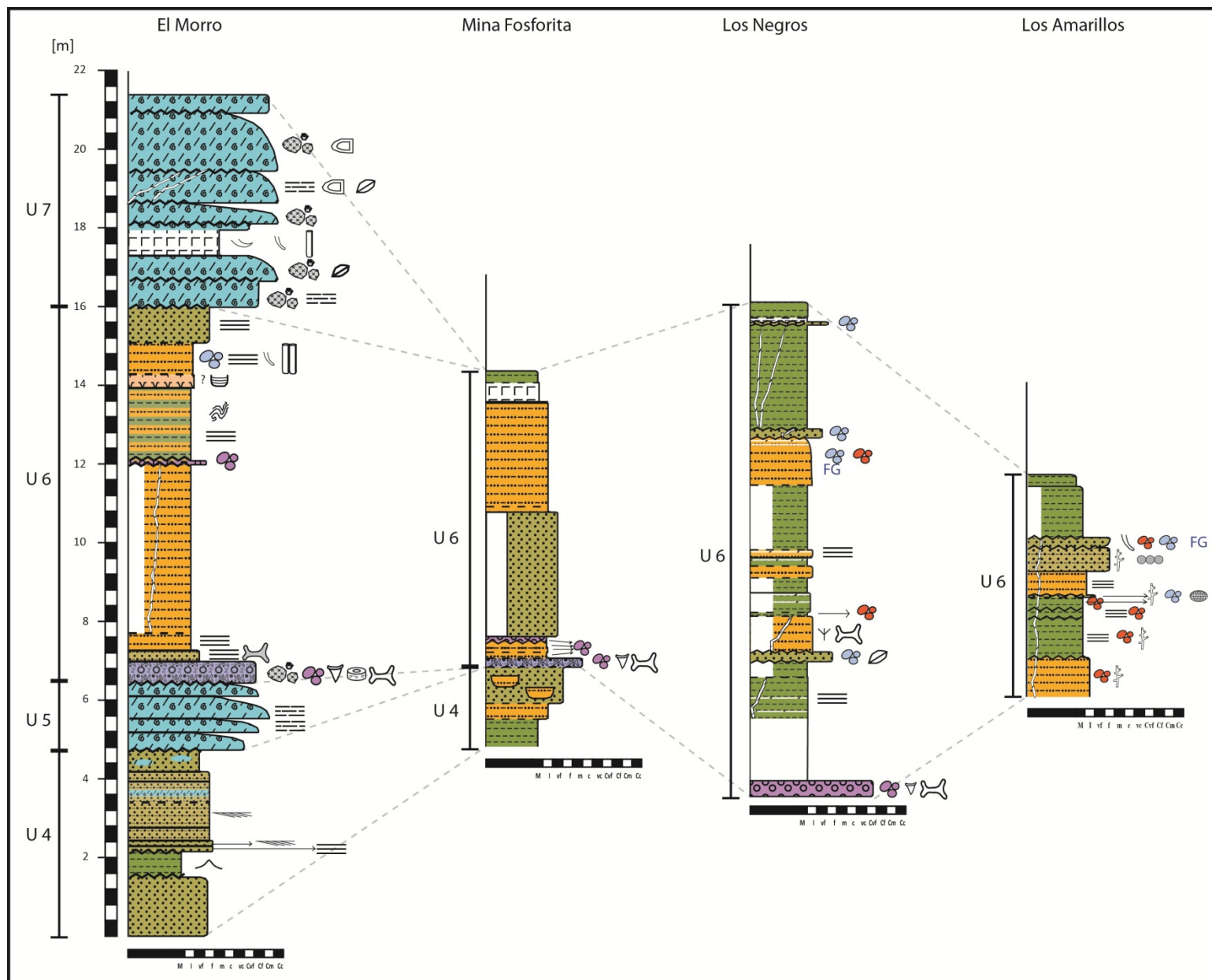


Figura 19. Secciones estratigráficas de los sitios EM, MF, LN y LA. En estas localidades afloran, de base a techo, las unidades 4 a 7.

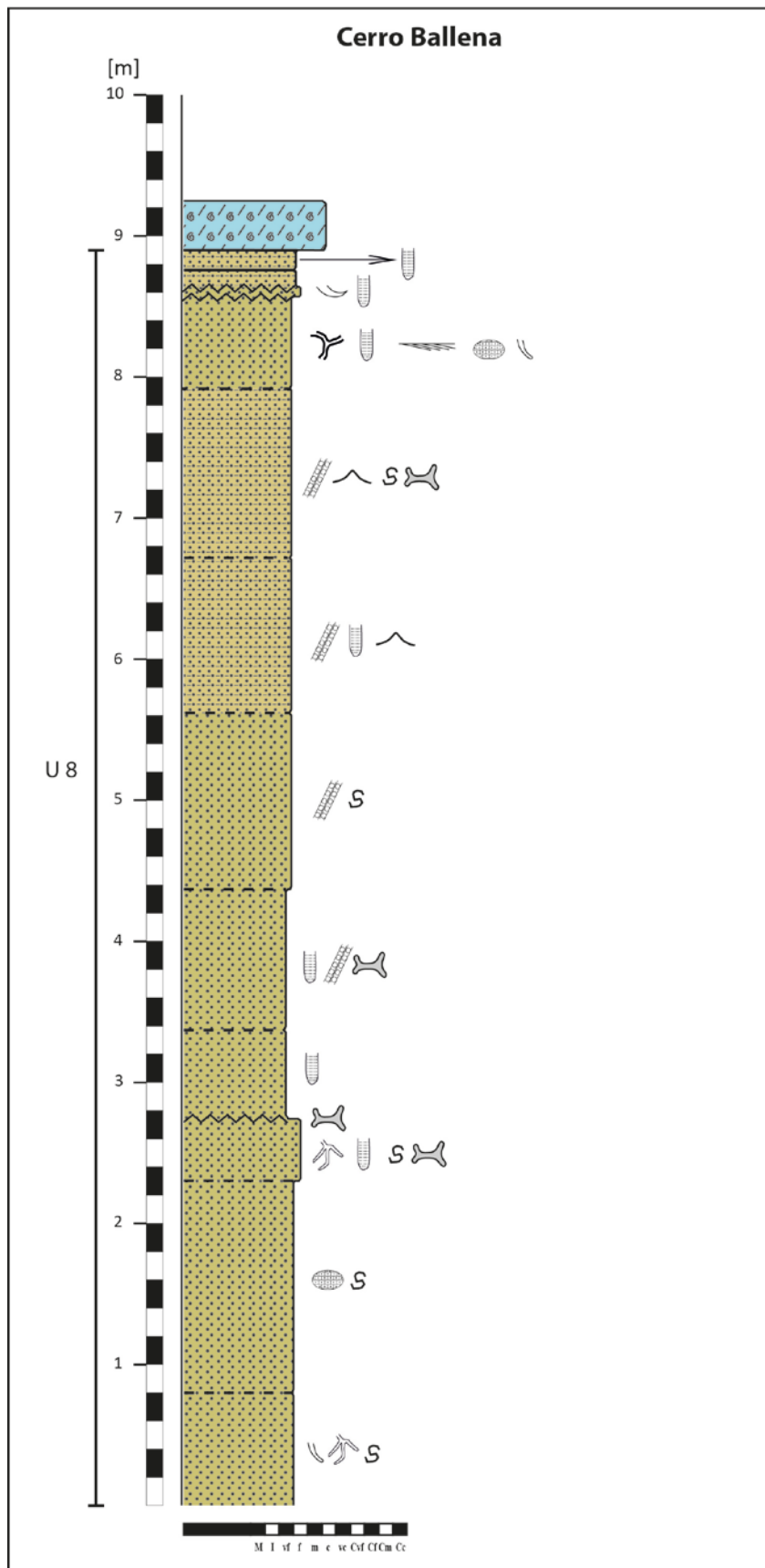


Figura 20. Sección estratigráfica del sitio CB. En esta localidad se expone en su totalidad la Unidad 8.

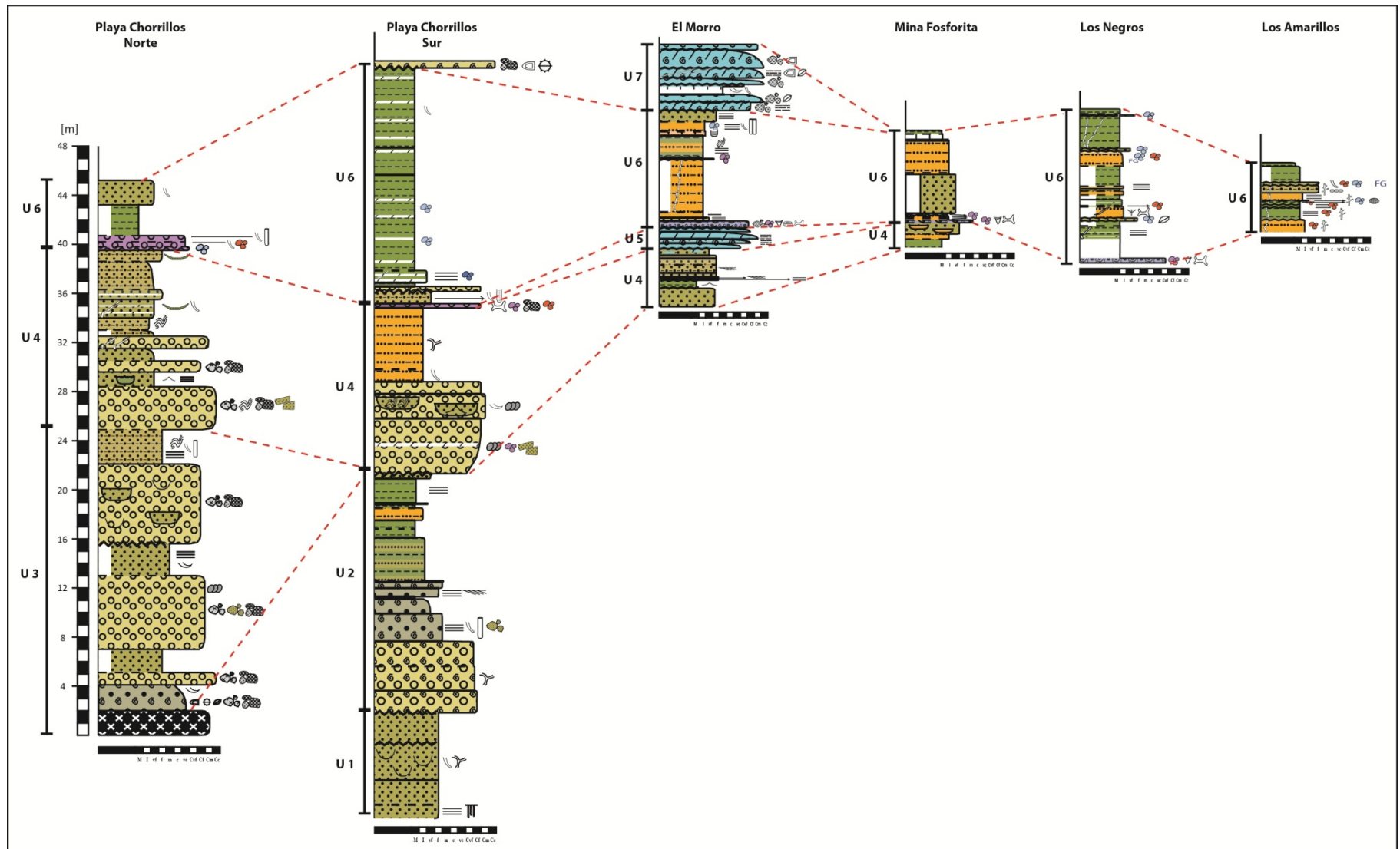


Figura 21. Correlación de las secciones estratigráficas de todos los sitios (excepto Cerro Ballena). La escala vertical es la misma para todas.

## **4.1 Caracterización de las unidades sedimentarias.**

El zócalo de esta sucesión corresponde al basamento jurásico, el cual se presenta altamente meteorizado en superficie. Corresponde, principalmente, a una gabro-diorita.

Los productos volcánicos están ausentes en totalidad en la región, con excepción de unas delgadas capas de tobas blancas presentes en las localidades Morro y Mina Fosforita.

### **4.1.1 Unidad 1**

Esta unidad tiene exposición en la parte baja de la sección de PCS y su base no es expuesta en el sector, sin embargo, en las cercanías se reconoce una discordancia basal con el basamento jurásico. Consiste en una sucesión de areniscas finas y areniscas finas ricas en arcilla, en ocasiones cortadas por canales rellenos con arenisca muy fina y limolita estratificada.

Alcanza una potencia máxima de 8,6 m.

### **4.1.2 Unidad 2**

Esta unidad aflora sólo en PCS, dispuesta mediante una discordancia erosiva sobre la Unidad 1. Consiste en una sucesión grano-decreciente, ligeramente bioturbada, de conglomerados ricos en conchas, areniscas ricas en conchas, lutitas, arcillolitas y, de forma subordinada, limolitas.

Alcanza una potencia de 19,37 m.

### **4.1.3 Unidad 3**

Esta unidad aflora en el sitio PCN y se dispone directamente sobre el basamento jurásico mediante una discordancia erosiva, acuñándose hacia el sur, cortando las unidades 1 y 2. Consiste en una intercalación de areniscas gruesas a muy gruesas, areniscas ricas en conchas, conglomerados y conglomerados ricos en conchas.

Alcanza una potencia máxima de 25,9 m.

### **4.1.4 Unidad 4**

Aflora en los sitios PCN, PCS, EM y MF. Corresponde a una secuencia grano-decreciente que en su base presenta una intercalación de conglomerados medios-gruesos con areniscas finas-medias, que lucen estratificación caótica y, hacia el techo, exhibe areniscas finas, muy finas y limolitas con estratificación cruzada planar de bajo ángulo. Un rasgo que distingue los conglomerados basales de esta unidad, corresponde a bloques arrancados del sustrato de arenisca de escala métrica.

En los sitios PCN y PCS se reconoce una base discordante erosiva sobre las unidades 3 y 2, respectivamente. Por otro lado, en los sitios EM y MF, su base no es expuesta y solo se reconocen los depósitos finos superiores de la sucesión.

Su espesor máximo de 14,6 m es alcanzado en PCN y se acuña hacia PCS, donde alcanza 13,5 m.

#### **4.1.5 Unidad 5**

Esta unidad aflora únicamente en la localidad EM y corresponde a una sucesión de ciclos grano-decreciente de coquinas finas que sobreyace a la Unidad 4 mediante una discordancia erosiva.

Alcanza una potencia de 1,7 m.

#### **4.1.6 Unidad 6**

Esta unidad aflora en todas las localidades, exceptuando CB, y presenta numerosas variaciones laterales de litología, contenido fósil y espesor. Sobreyace a la Unidad 5 mediante un contacto nítido, sin embargo en los sitios PCN y PCS sobreyace a la Unidad 4, también mediante una discordancia erosiva.

Corresponde a una sucesión de sedimentos finos y muy finos y, en ocasiones, ricos en elementos fosfatados fosilíferos. Se compone de areniscas finas a muy finas, areniscas arcillosas, limolitas y arcillolitas, y en su base presenta *hardgrounds* y conglomerados fosfáticos; destacan, también, niveles de diatomitas y *firmgrounds*. Gran parte de los depósitos presenta un color grisáceo, ocre o púrpura y, por lo general, muestran una laminación paralela de régimen bajo, de otra forma, se presentan masivos.

Es característica la presencia de estructuras de vetillas de yeso, discordantes y concordantes a la estratigrafía.

Tiene una potencia variable de 8,9 m (LN) a 19,55 m (PCS).

#### **4.1.7 Unidad 7**

Esta unidad tiene exposición únicamente en el sitio EM, donde sobreyace a la Unidad 6 mediante un contacto planar nítido y es sobreyacida, a su vez, por calcreta cuaternaria mediante un contacto erosivo. Consiste en una secuencia de ciclos grano-decreciente de coquinas, calcarenitas y un nivel de tobas arcillosas.

Alcanza una potencia de 5,4 m.





**Figura 22.** Unidades 4, 5, 6 y 7 en el sitio El Morro. El contacto planar nítido entre la unidad 6 y 7 se distingue claramente en el sector superior de la sección. Una buena parte de los depósitos se encuentra cubierta, sin embargo, es posible apreciar la buena laminación y tamaño fino de los depósitos de la U6, en comparación a lo cementado y grano grueso de la U7.

#### **4.1.8 Unidad 8**

Esta unidad se reconoce únicamente en el sitio CB y su contacto basal no es sencillo de establecer dada la gran distancia geográfica a la sección estratigráfica más cercana (LN), estimada en 13 Km, y la escasez de afloramientos en los alrededores. En el techo es sobreyacida mediante una discordancia erosiva por sedimentos marino-litorales de edad pleistocena (Quezada et al., 2007; Suarez et al., 2010).

Corresponde a una sucesión de areniscas y areniscas limosas grises finas a muy finas bioturbadas con un contenido fósil de vertebrados extraordinario en número y preservación. En el segmento inferior de la sección los depósitos son de carácter masivo, sin embargo, hacia el techo se aprecia

laminación de ondulitas de oleaje, estratificación cruzada planar de bajo ángulo y estratificación cruzada en artesa.

Su potencia mínima es de 8,9 m.

## 4.2 Asociación de Facies Sedimentarias

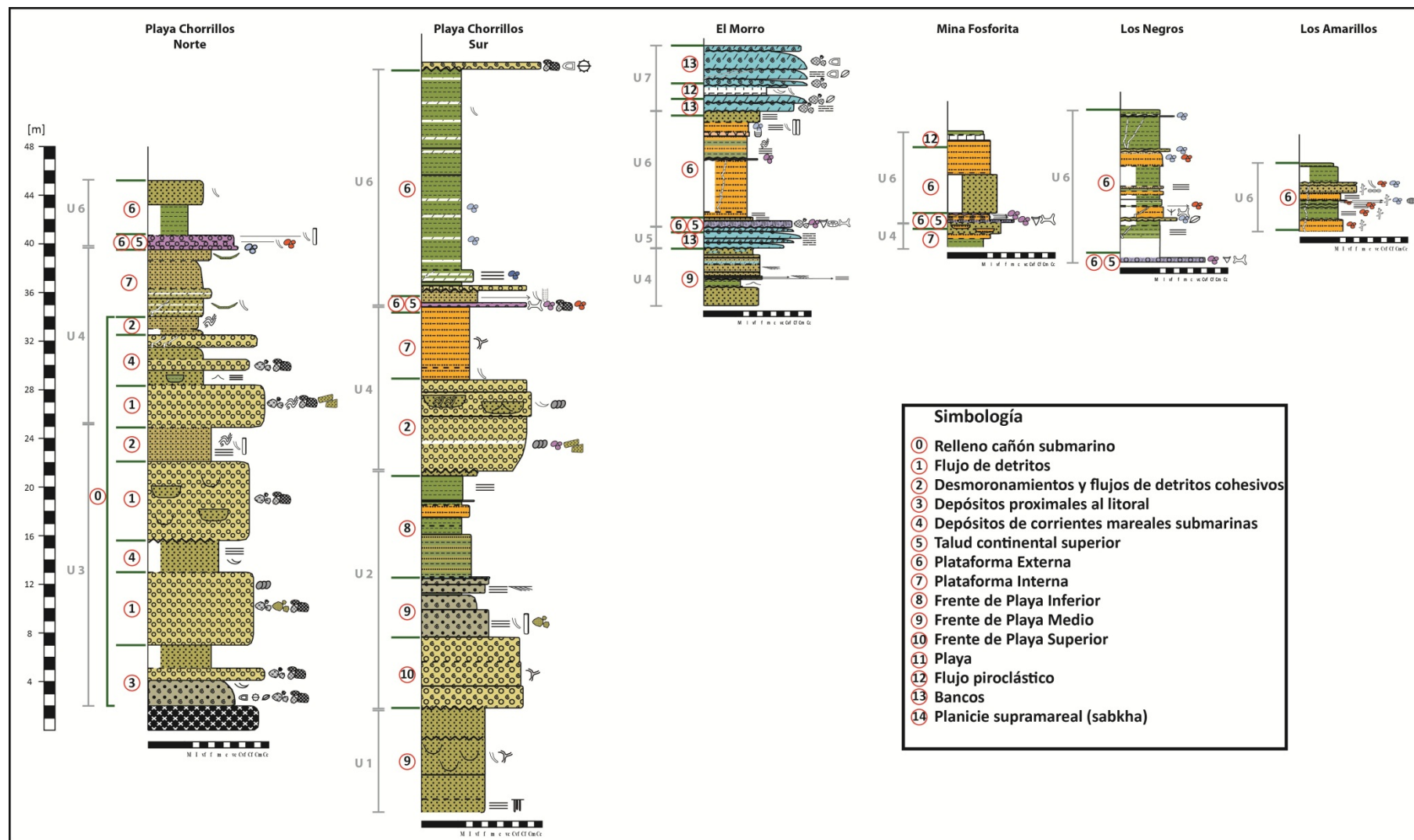


Figura 23. Asociación de facies sedimentarias propuestas en este trabajo. En el recuadro en negro se indican los ambientes deposicionales y su simbología correspondiente.



A continuación, se presenta la caracterización e interpretación de las facies sedimentarias:

#### **4.2.1 Conglomerados ricos en conchas**

Esta facies se presenta en la parte inferior de la Unidad 2, aflorando en el sitio PCS.

- **Litofacies**

Se compone principalmente de capas de entre 30 y 50 cm de conglomerados finos ricos en conchas y en clastos redondeados de diámetro menor a 1 cm. La conchilla es bien cementada y se hace más fina hacia el techo, entregándole a la roca una coloración café - blanquecino. Son niveles masivos variando hasta mostrar una vaga laminación horizontal.

- **Biofacies**

La conchilla presente en los niveles de coquinas se encuentra altamente fragmentada y pequeña, lo cual no permite la correcta identificación de las especies que la conforman.

- **Iconofacies**

Algunas capas exhiben bioturbación, la cual es interpretada como *Thalassinoides* de gran escala.

- **Interpretación**

El tamaño grueso de los sedimentos sumado al gran contenido de conchilla sugieren un ambiente de alta energía cercano a la línea de costa, tal como frente de playa superior (Middleton, 2004). Por otro lado, la información que entrega *Thalassinoides* es vaga, dado el amplio rango batimétrico sugerido por esta traza (Buatois et al., 2002).

#### **4.2.2 Areniscas ricas en conchas masivas o con laminación cruzada planar de bajo ángulo, areniscas medias-finas con laminación cruzada planar de bajo ángulo, fangolitas con laminación de ondulitas.**

Esta facies se presenta en la Unidad 1, en la parte media de la Unidad 2 aflorando en el sitio PCS y en el techo de la Unidad 4, aflorando en el sitio EM.

- **Litofacies**

Las areniscas finas-medias ricas en fragmentos de conchas de escala milimétrica presentan un mayor o menor contenido de pequeñas guijas esparcidas. Se presentan masivas, principalmente, pero ciertos niveles exhiben laminación cruzada planar de bajo ángulo o vaga laminación horizontal. Se muestran bien cementadas y consolidadas con una matriz subordinada de arcilla o arena. Entre estos niveles se encuentra una capa de 10 cm de lutita masiva.

A su vez en el sitio EM, las areniscas medias-finas exhiben laminación cruzada planar de bajo ángulo o son masivas, presentando lentes y niveles intercalados de coquinas finas; se muestran también fangolitas con laminación de ondulitas.

- **Biofacies**

La conchilla presente en los niveles de coquinas se encuentra altamente fragmentada y pequeña, lo cual no permite la correcta identificación de las especies que la conforman.

- **Icnofacies**

En la Unidad 1 se reconoce la presencia de *Thalassinoides* y *Skolithos*.

- **Interpretación**

El tamaño de grano de los depósitos, que varía principalmente entre arena muy fina y media, en conjunto al contenido de conchilla y las estructuras sedimentarias estratificación cruzada planar de bajo ángulo, insinúa un ambiente relativamente transicional, donde la línea de costa no ha de estar muy lejos, estableciéndose así frente de playa medio (Middleton, 2004). Por su parte, ambas trazas fósiles presentan un amplio rango batimétrico, no entregando así mucha información adicional, sin embargo *Skolithos* es muy reconocido en los ambientes de frente de playa (Buatois et al., 2002).

#### **4.2.3 Areniscas muy finas intercaladas con arcillolitas, limolitas y arcillolitas**

Se reconoce esta facies en la parte superior de la Unidad 2 que aflora en PCS.

- **Litofacies**

Se compone principalmente de estratos de lutitas, limolitas arcillosas y areniscas muy finas, en ocasiones intercaladas entre ellas y con amplia variación lateral. Las lutitas presentan colores gris claro, amarillo parduzco y negro, mientras que la limolita arcillosa se muestra desde amarilla hasta púrpura y las areniscas muy finas son de color amarillo. Los depósitos no poseen estructuras sedimentarias, mostrándose masivos en su totalidad. Ciertos niveles de lutitas presentan pequeñas guijas esparcidas. Entre medio de los depósitos previamente descritos, destaca la presencia de un horizonte nodular de chert de 10 cm de potencia.

- **Biofacies**

No presenta.

- **Icnofacies**

No se reconocen.

- **Interpretación**

La intercalación de areniscas, limolitas y fangolitas exhibida en esta facies, es típica de un ambiente de frente de playa inferior (Galloway y Hobday, 1983; Le Roux y Jones, 1994; Le Roux y Elgueta, 1997). Esto es consecuente con el fino tamaño de grano y la ausencia de estructuras sedimentarias.

#### **4.2.4 Areniscas fangosas, areniscas fangosas intercaladas con lutitas, fangolitas y limolitas bioturbadas**

Esta facies se presenta en la parte superior de la Unidad 4 que aflora en PCS, PCN y MF.

- **Litofacies**

Corresponde a depósitos finos de limolitas, areniscas muy finas, areniscas fangosas limosas y fangolitas mayor o menormente bioturbadas y ausentes de estructuras sedimentarias, mostrándose generalmente masivas. En el sitio PCN las capas de areniscas son de entre 50-60 cm de potencia y se intercalan con delgadas capas de lutitas (<20 cm), ciertos niveles de areniscas presentan estructuras de platillos. En el sitio MF, se reconocen lentes rellenos de limolitas.

- **Biofacies**

No presenta.

- **Iconofacies**

Se reconoce la presencia de *Thalassinoides* y de bioturbación no reconocida consistente en tubos ramificados rellenos con una arenisca fina-media color grisáceo.

- **Interpretación**

Depósitos finos ricos en fango y bioturbados son característicos de la plataforma interna, donde las tasas de acumulación de fango son bastante altas y sobrepasan la razón a la cual los organismos retrabajan el sedimento (Nichols, 2009). *Thalassinoides* por si solo, no revela información adicional.

#### **4.2.5 Relleno de cañón submarino.**

Esta asociación de facies se presenta en las unidades 3 y 4, aflorando en los sitios PCN y PCS.

- **Litofacies**

Consiste principalmente en depósitos de potentes conglomerados finos a gruesos con vaga estratificación, masivos o caóticos, y de areniscas finas a gruesas vagamente laminadas, caóticas o masivas, que no presentan una continuidad lateral consistente y que, generalmente, muestran relaciones de engranaje entre ellos.

Se pueden distinguir 4 subfacies:

#### **FACIES PC.1 – FLUJOS DE DETRITOS DE ALTA ENERGÍA**

Esta es la subfacies predominante y consiste en potentes conglomerados medios a gruesos, con una selección mala a media y con estratificación ausente o caótica (Figura 24 y Figura 25). En la Unidad 3, se reconocen conglomerados clasto-soportados, polimícticos de guijas y guijarros bien redondeados, estables y relativamente bien seleccionados de areniscas, lavas rojas (riolitas), chert, y guijarros muy finos, duros y oscuros de lavas, que probablemente correspondan a guijas de playa. Estos conglomerados, exhibe imbricación solo en guijas de superficie (manteando crudamente  $150^{\circ}/15^{\circ}$ ) y contiene pedreones de basamento redondeados y dispersos (Figura 25).

Hacia el norte del sitio PCN los depósitos varían y se observa un conglomerado de playa con una matriz de arena fina, probablemente infiltrada, intercalada con una arenisca fina blanca hacia el techo (30 cm de arenisca seguida por al menos 30 cm de conglomerado).

En la Unidad 4, se reconoce un potente conglomerado estratificado caóticamente y muy mal seleccionado que aflora en PCN y PCN. Este depósito corresponde a un flujo de detritos muy potente, con clastos muy mal seleccionados de basamento (guijas hasta pedreones) y bloques arrancados de areniscas de hasta 4 m de largo y 2 m de ancho, dispuestos en forma caótica (Figura 24). Los bloques arrancados se presentan orientados en direcciones aleatorias, desde verticales a horizontales, mayormente sub-paralelos al contacto basal. En la base de este depósito se reconocen guijarros, guijas y pedreones de basamento oscuro bien redondeados que exhiben imbricación corriente arriba (pobre a moderada). No presenta estratificación, es clasto soportado, grano-creciente en general, y en el techo exhibe algunos pedreones que penetran al depósito superior. Entre bloques arrancados muy grandes de arenisca hay artesas con vaga estratificación, rellenas con bloques arrancados más pequeños y guijas. Se reconoce una alfombra de cizalle bien desarrollada en la base del conglomerado que consiste en una arenisca muy gruesa de 0,5 – 2 cm de espesor, similar a la matriz del conglomerado que la sobreyace, y contiene pedreones de diorita (> 1 m de diámetro). Se reconocen numerosos clastos fosfáticos.

La mala selección, la alta energía de transporte y la cruda a caótica estratificación sugieren que estos depósitos corresponden a flujos de masa rellenando un cañón submarino, presentando características litológicas asociadas a flujos de detritos de alta energía (Nichols, 2009; Middleton, 2004). El potente conglomerado que presenta clastos redondeados (Figura 25) puede haberse originado a causa del arrastre de material asociado a una playa, donde el material presenta una buena selección de clastos generalmente (Middleton, 2004; Nichols, 2009).

**FACIES PC.2 – DEPÓSITOS DE DESMORONAMIENTO (*SLUMPING*) Y DE FLUJOS DE DETRITOS COHESIVOS.**

Esta litofacies se compone principalmente de intercalaciones de areniscas limosas más o menos ricas en arcilla, muy finas, de color púrpura y que presentan estructuras de desmoronamiento (*slumping*), aunque en ciertos sectores se presentan con una vaga laminación horizontal o masivas. Un rasgo importante, es que la dirección del desmoronamiento apunta hacia el eje del cañón. DiCelma (2011) describe similares depósitos en un cañón submarino de edad pleistocena en Italia, los cuales interpreta como flujos de detrito cohesivo y depósitos de desmoronamiento.

**FACIES PC.3 – DEPÓSITOS DE CORRIENTES SUBMARINAS:** Estos depósitos corresponden a areniscas medias a gruesas de color gris claro y café-rojizo, depositadas entre los niveles de conglomerados. Presentan laminación horizontal vaga y estratificación cruzada en artesas. Generalmente se encuentran cubiertas y presentan algunas artesas anchas y poco profundas. Se ha reconocido la importancia que poseen las corrientes subacuáticas y la alta influencia de mareas que afectan a los cañones submarinos (Middleton, 2004), las cuales pueden ser causa de las estructuras sedimentarias y el carácter fino de estos depósitos.

**FACIES PC.4 – DEPÓSITOS PROXIMALES AL LITORAL:** Estos depósitos afloran en la base de la Unidad 3 y corresponden a areniscas guijosas a muy gruesas con clastos esparcidos de basamento, lava y chert, presenta también muchos fragmentos rotos de conchas, las cuales están en su mayoría convexas hacia el techo, paralelas a la estratificación la cual es masiva a vagamente horizontal, aunque en ciertos niveles se reconoce la presencia de estratificación cruzada en artesas. Se reconoce también una capa de clastos de basamento de tamaño pedreón los cuales son bien redondeados pero mal seleccionados (guijarros a pedreón - 1 m de diámetro). Estos depósitos se encuentran en contacto erosivo altamente irregular con el basamento, sugiriendo así un ambiente de alta energía y muy cercano al litoral (similar a un ambiente descrito en Le Roux et al., 2005b), posiblemente el sector más proximal del cañón submarino.

- **Biofacies**

En las areniscas ricas en conchas se encuentran fragmentos de bivalvos, *Balanus* y *Ostrea*.

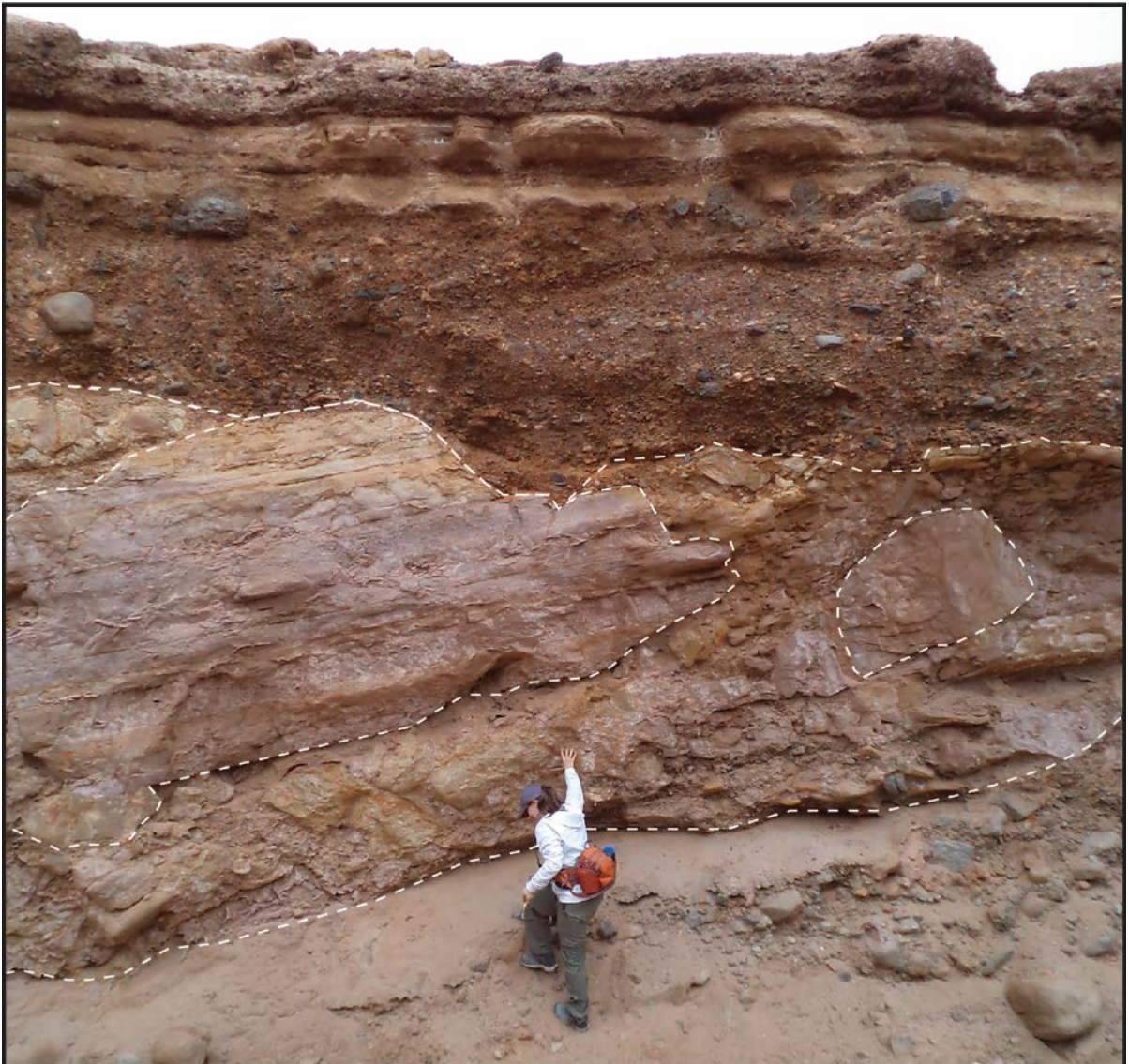
- **Icnofacies**

No presenta.

- **Interpretación**

El conjunto de subfacies delata un relleno relativamente heterogéneo de un cañón submarino, con procesos variados de flujos de detritos, desmoronamientos y corrientes submarinas.

En importantes cañones submarinos, se han reconocido a los flujos de detritos como los procesos más importantes en darle forma a los cañones (Shanmugam, 2006), lo cual se correlaciona de buena forma a la predominancia de esta subfacies en la sección. El potente conglomerado con bloques arrancados de areniscas que aflora tanto en PCN como en PCS (Figura 24), corresponde al evento de mayor energía registrado, puesto que rellena el cañón y se desborda sobre los flancos llegando hasta el sitio PCS.



**Figura 24. Unidad 4, localidad PCN. Se observa un conglomerado grueso muy mal seleccionado producto de flujos de masa de alta densidad, interpretado como flujo de detritos que rellena la quebrada o cañón submarino de PCS.**





**Figura 25. Conglomerado grueso polimítico de la Unidad 3 en el sitio PCN, interpretado como un potente flujo de detritos, parte del relleno de un cañón submarino. (Fotografía cortesía de J. Parham).**



#### **4.2.6 Tobas grisáceas, tobas blancas, tobas arcillosas, arcillas tobáceas.**

Esta facies se presenta entre las coquinas de la Unidad 7 (EM) y en el techo de la Unidad 6 (LN y MF).

- **Litofacies**

Es representada por tobas grises-blanquecinas y tobas arcillosas las cuales exhiben variaciones en el porcentaje del componente arcilla en las distintas localidades, haciendo difícil su clasificación como una roca volcánica o sedimentaria.

En la Unidad 7 destaca un nivel de toba grisácea rica en biotita de una potencia de 65 cm, el cual luce laminación cruzada en artesa y una bioturbación no identificada dada por tubos verticales a sub-verticales de un par de cm de longitud y un diámetro que no excede los 2 cm.

En el techo de la Unidad 6, aflorando en el sitio MF, se observa una toba blanquecina de una potencia de 50 cm, con bioturbación no identificada, caracterizada por excavaciones tubulares horizontales, de un diámetro que no excede los 4 cm y una longitud cercana a los 5 cm.

En el techo de la Unidad 6, en el sitio LN, existe un nivel de arcilla tobácea no bioturbada muy similar a las tobas mencionadas anteriormente, pero con un porcentaje subordinado de biotitas. En análisis microscópico, se observa que los cristales de biotitas pertenecen solo a una familia, poseen bordes irregulares y de una coloración incipiente amarilla (posible alteración a clorita?). El grado de redondeamiento que presentan los granos que conforman el depósito es relativamente alto, lo cual puede ser indicativo de un retrabajo mecánico considerable (L. Aguirre, comunicación personal, 2012).

En el sitio LN, se observan moldes internos sin orientación preferencial, aproximadamente 3 cm de diámetro, los cuales son interpretados como posible producto de disolución de cristales de yeso.

- **Interpretación**

El probable carácter volcánico de esta facies, en conjunto a las estructuras de flujo que presenta, serían indicativas de un flujo piroclástico turbulento, posiblemente, rico en gases (Houghton, 1999).

#### 4.2.7 Evaporitas: Yeso

La facies de evaporitas está dada por vetillas de yeso presentes, principalmente, en las unidades 4, 5, 6 y 7 (Figura 26)

- **Litofacies**

El contenido de impurezas de arena en el yeso varía de nulo a alto, presentándose transparente y púrpura-grisáceo-terroso, respectivamente.

Las vetillas tienen una potencia que no supera los 2 cm, son de tipo discordantes o solidarias a la estratificación y, generalmente, poseen una continuidad de escala métrica, no cortando así de manera uniforme los depósitos.

En el sitio PCS se reconoce yeso con textura enterolítica, mientras que en los sitios LN y PCN abundan los hábitos de tipo “rosa del desierto”.



Figura 26. Vetillas de yeso de potencia centimétrica en el sitio PCN. Se muestra lápiz como escala.

- **Interpretación**

El yeso es un mineral que normalmente se forma en evaporitas marinas, la anhidrita, a su vez, se observa también en evaporitas modernas en zonas supramareales (Bjørlykke, 2010). La textura

enterolítica, en particular, es típica de yeso-anhidrita precipitadas en un ambiente de sabkha (supramareal), de manera que el resto de los sedimentos perimareales puedan estar intercalados con ellos (Tucker, 2003).

#### **4.2.8 Areniscas finas, areniscas muy finas, limolitas y arcillolitas laminadas.**

Esta asociación de facies se presenta en gran parte de la Unidad 6 en todas las localidades estudiadas.

- **Litofacies**

Se compone principalmente de sedimentos finos dispuestos en capas horizontales: arcillolitas, lutitas, limolitas, areniscas finas limosas, areniscas muy finas y areniscas finas. De forma subordinada, presenta *firmgrounds*, *hardgrounds* y niveles enriquecidos en elementos clásticos fosfatados. El color de los sedimentos varía de púrpura a amarillo-ocre.

En los depósitos predomina la estratificación paralela de régimen bajo, con la excepción de una intercalación de arcillolita y limolita en el techo de la Unidad 6 en el sitio EM, que presenta desmoronamiento.

Un rasgo importante expuesto en PCS corresponde a la presencia de nódulos de Mn.

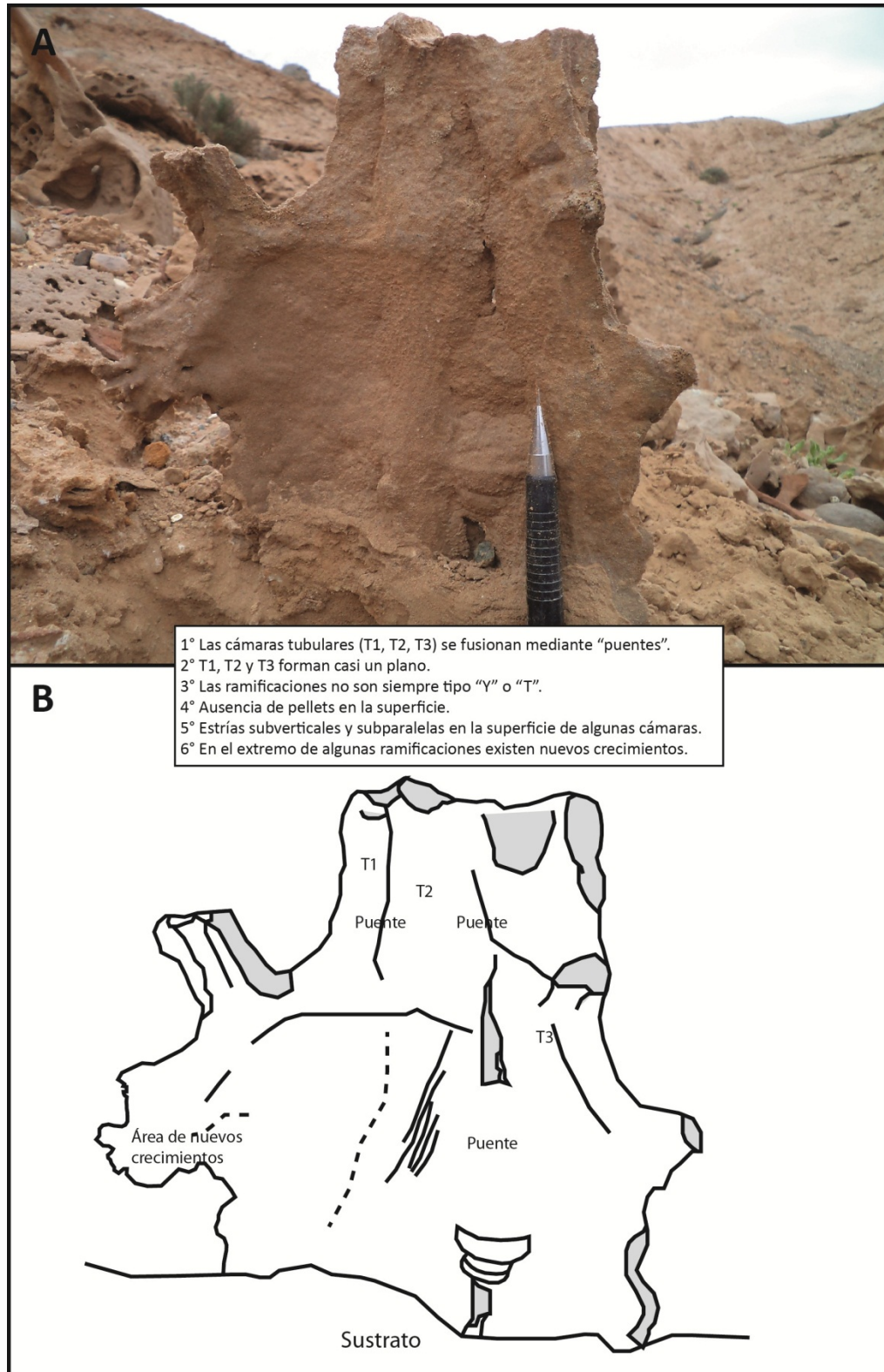
- **Biofacies**

En el sitio LN se encuentra un esqueleto articulado de *Odontoceti* delphinidae (delfín de edad Mioceno Tardío-Holoceno) y fragmentos óseos de Spheniscidae (C. Gutstein, comunicación personal).

- **Iconofacies**

Esta facies presenta un contenido icnofósil variado y exótico. Destaca, principalmente, la presencia de *Ophiomorpha nodosa* y trazas no identificadas interpretadas todas como elementos asociados a las iconofacies de Skolithos. A continuación se describen e interpretan las trazas no identificadas.

○ **Traza no identificada N1**



**Figura 27. Traza no identificada N1; A: complejo sistema de excavaciones subverticales de escala centimétrica, interpretadas como trazas de crustáceos en ambientes someros; B: Esquema de la imagen de A, destacando elementos característicos.**



Las trazas ocurren en la Unidad 6 en el sitio LA. Son caracterizadas por un sistema de excavaciones sub-verticales con ramificaciones subordinadas, posiblemente asociadas a una red tipo “vivienda” (*Domichnia*). Los ejes de las cámaras principales se encuentran en un plano sub-vertical perpendicular a la estratificación, en ocasiones se cruzan entre si produciendo un puente entre dos cámaras, entregando así, la apariencia de una muralla. Las cámaras principales no exceden los 15 cm de largo y un diámetro, bastante regular, de 3 cm. Las ramificaciones no crecen con un ángulo determinado, son más cortas y angostas que las cámaras principales, sus terminaciones son angulosas y presentan, ocasionalmente, sub-ramificaciones. La superficie es relativamente suave y lisa, sin embargo, es posible identificar estrías sub-verticales a los ejes principales y sub-paralelas entre si. Esta traza podría corresponder a una galería de crustáceos en ambientes marinos someros no identificada (N. Carmona, J. MacEachern L. Buatois, comunicación personal, 2012), sin embargo, su especie correspondiente no está presente en la literatura.

○ **Traza no identificada N2**



**Figura 28. Traza no identificada N2. Complejo sistema de trazas caracterizado por excavaciones subverticales con numerosas ramificaciones de segundo orden. Corresponderían a trazas de crustáceos en ambientes someros.**

Estas trazas pertenecen a la Unidad 6 que aflora en el sitio LA. La bioturbación es asociada posiblemente a una red de tipo “vivienda” (*Domichnia*), caracterizada por excavaciones subverticales, con ramificaciones perpendiculares de segundo orden de morfología tubular o tubular-lobulosa. La excavación principal no es completamente recta y se presenta relativamente arqueada, que alcanza una longitud de hasta 30 cm y un diámetro aproximado de 3 cm. Las ramificaciones son bastante irregulares en forma y diámetro, el cual no supera los 2 cm, y tienen terminaciones suaves o en punta. La superficie de las cámaras varía de lisas (derecha) a rugosas (izquierda), pero no se reconocen estructuras de pellets ni estrías. Esta traza no es reconocida en la literatura, sin embargo, podría ser interpretada como excavaciones de crustáceos en ambientes marinos someros (L. Buatois, N. Carmona, comunicación personal, 2012), en particular, excavaciones de decápodos (J. MacEachern, comunicación personal, 2012).

○ **Traza no identificada N5**



**Figura 29. Traza no identificada N5. Se caracteriza por tubos de escala centimétrica con ramificaciones perpendiculares incipientes. Un rasgo importante corresponde a la aparente bifurcación observada en algunos tubos. Corresponderían a trazas de crustáceos en ambientes someros.**

Bioturbación caracterizada por tubos y tubos bifurcados verticales, perpendiculares a la estratificación (Figura 29 - A, C y D). Los tubos son de escala centimétrica, no superando los 7 cm de largo y 1 cm de diámetro y en ocasiones se bifurcan desde su base hacia el techo (B y C). Muestran unas ramificaciones incipientes perpendiculares al eje principal (A y C) y su superficie es regular con ausencia de estructuras. Estas trazas pueden ser interpretadas como excavaciones



de crustáceos en ambientes marinos someros (L. Buatois, N. Carmona, J. MacEachern, comunicación personal, 2012), sin embargo, su especie correspondiente no es identificada en la literatura.

○ **Traza no identificada N6**



**Figura 30. Traza no identificada N6. Complejo sistema de excavaciones con elementos tubulares y ovoidales, interpretados como excavaciones de crustáceos en ambientes someros.**

Trazas que afloran en la Unidad 6 en el sitio LN. Sistema de excavaciones caracterizado por cámaras de distintas morfologías conectadas de manera irregular. En la esquina superior derecha de la imagen, se aprecian lóbulos semi-ovalados de diámetro no superior a 5 cm, que crecen a partir de un centro en común (una especie de diagrama *rosetta*). Este conjunto se encuentra apoyado en otras cámaras elongadas, sub-verticales, irregularmente ovoidales conectadas en su parte superior por un nivel sub-horizontal. La superficie de las paredes es irregular, presenta subordinados surcos y bulbos pequeños. Hay ausencia de pellets.

Estas trazas no son identificadas en la bibliografía, sin embargo, podrían ser interpretadas como excavaciones de crustáceos en ambientes marinos someros (N. Carmona, J. MacEachern, comunicación personal, 2012). Una interpretación muy arriesgada podría ser la de

*Spongiomorpha sícula* (L. Buatois, comunicación personal, 2012), sin embargo, esta correspondencia no se considerará en este trabajo, dada la falta de características en común entre la bioturbación aquí presente y dicha especie.

- **Interpretación**

El tamaño de grano muy fino de los depósitos, la general ausencia de estructuras sedimentarias y la presencia de laminación planar de régimen bajo, aluden a un ambiente deposicional de baja energía caracterizado por una deposición por suspensión, sugiriendo así una plataforma externa.

Por otro lado, la compleja bioturbación presente se asociaría a un ambiente marino somero, tal como frente de playa medio o frente de playa superior, los cuales son de mayor energía a la expuesta por la litología de los sedimentos. Sin duda, un análisis mucho más acabado de las trazas fósiles debe ser realizado para establecer su verdadera génesis y determinar así, el ambiente a la cual se asocian.

A su vez, los nódulos de Mn reconocidos deben corresponder a aquellos reportados para la Fm. Bahía Inglesa por Achurra et al. (2009), que establece que estos son principalmente de todorokita y tendrían un ambiente deposicional de cuenca parcialmente restringida o “intermedio marino supérgeno”.

#### **4.2.9 Fosforita**

Esta asociación de facies se presenta en la base de la Unidad 6, en los sitios EM, MF, LN, PCN y PCS y está en discordancia con los sedimentos sub y sobreyacidos.

- **Litofacies**

Se compone, principalmente, de capas horizontales y lentes de *hardgrounds* y conglomerados fosfáticos consolidados, los cuales alcanzan una potencia de hasta 80 cm de espesor. Presentan un color parduzco rojizo a púrpura bastante característico, que grada a gris en ciertas localidades, como en LN (Figura 31).

En la mayoría de las fosforitas marinas reconocidas a nivel mundial, el mineral de P que ocurre asociado a estos depósitos es el grupo de carbonato-fluorapatito o CFA (Middleton, 2004). Por lo que se asume que CFA es la fase mineral principal de estas fosforitas.

En escala de afloramiento, se exhiben como rocas altamente cementadas, compuestas de distintas familias de nódulos, costras y clastos fosfáticos, en ocasiones inmersos en una matriz de limo o



arena muy fina. La proporción y arquitectura de estos elementos presentan variaciones en los distintos sitios muestreados, lo cual se detalla a continuación.

- La presencia de gránulos y guijas de basamento se limita a los sitios EM y PCS, y corresponden a gabro-dioritas esféricas, sub-redondeadas y relativamente meteorizadas (Figura 31).
- En todas las localidades se reconocen nódulos fosfáticos de hasta 3 cm de diámetro, sub-esféricos y sub-redondeados de escala centimétrica, con un apreciable re-trabajo en algunos de ellos, sin embargo, en los sitios MF y LN son más abundantes.
- En el sitio MF, los lentes y capas horizontales contienen un porcentaje importante (30%) de matriz de limo, además, ciertos lentes son separados entre si por niveles de limo ocre.
- La bioturbación reconocida es considerablemente mayor en MF, no reconociéndose elementos importantes en otras localidades.
- A escala de afloramiento, se reconocen numerosas superficies de erosión.

#### ***4.2.9.1 Petrografía microscópica del hardground de Mina Fosforita***

El microscopio petrográfico entrega información valiosa sobre la estructura del *hardground* de MF, a continuación se detallan los aspectos más relevantes:

- Los nódulos, costras y clastos fosfáticos se componen, principalmente, de granos recubiertos de múltiples capas de CFA, cuyos núcleos corresponden a cristales de cuarzo, K-feldespato, plagioclasas, restos óseos de mamíferos y granos de CFA, dando como resultado: nódulos, oolitos (simples y compuestos) y clastos fosfáticos re-trabajados de escala < 1 mm. Por otro lado, contienen también elementos clásticos/detríticos, tales como, arena fina cuarzo-feldespática, limo y restos óseos de mamíferos altamente cementados.
- Los clastos re-trabajados se forman como aglomeración cementada de granos fosfatados y clásticos pre-existentes.
- La matriz de arena cuarzo-feldespática muy fina presenta clastos sub-angulosos y subesféricos de tamaño uniforme, lo cual delata una madurez media. Este componente representa un 30% de la roca.
- El cemento principal de la roca corresponde a colofano (isópaco circumgranular e isópaco circumgranular equidimensional) y en menor cantidad a dahlita (cemento isópaco circumgranular).
- De forma muy subordinada (alrededor de 0.1%) se observa glauconita.

- Se reconocen elementos cementados y erodados en múltiples eventos. El cemento isópaco circumgranular de dahlita corresponde al último evento de cementación de toda la roca.
- Porosidad primaria de los huesos de mamífero, correspondiente a canaliculis y canales haversianos, se encuentra rellena de material detrítico arenoso, limos y elementos fostatados retrabajados, y se encuentran cementados por CFA.
- No se observa porosidad móldica.
- En ciertos sectores de las secciones transparentes, en particular, lugares de alta porosidad, se observan cúmulos de minerales azules, de alto relieve, una alta birrefringencia, de tamaño << 1 mm, interpretados como circones.

- **Biofacies**

El registro faunístico de esta facies es realmente extraordinario, contando con un número aún no determinado de individuos y una alta diversidad de especies. Se observa una mínima variedad y volumen en PCS y máximas en las localidades EM y MF.

Se reconocen abundantes restos óseos de distintos mamíferos marinos (principalmente ballenas, pinnípedos y delfines), peces, selacimorfos (tiburones), tortugas y cocodrilos. La preservación de estos vestigios es relativa, correspondiendo en su mayoría a fragmentos y piezas no completas, cuyos bordes son rectos o pulidos, pero no astillados. El reemplazo del material original por CFA es relativo, y va desde parcial hasta completo.

En escala de afloramiento se observan moldes de gastrópodos y bivalvos pero no se pueden identificar a nivel específico. A escala microscópica no se reconocen especies de invertebrados en esta facies.

- **Knofacies**

En el *hardground* de Mina Fosforita se reconoce bioturbación de escala milimétrica a centimétrica, caracterizada por excavaciones de morfología irregular, siendo en su mayoría cilindros curvos con diámetros variables que llegan a acuñarse en ciertos sectores, tomando así, la apariencia de cono. Las excavaciones atraviesan sectores tanto altamente cementados dentro del *hardground* como sectores más débiles, como la matriz arenosa. Algunas cámaras se presentan vacías y otras rellenas, estas últimas por arena fina grisácea y limo.

Esta bioturbación es interpretada como *Gastrochaenolites* y *Entobia*, mediante información bibliográfica (MacEachern et al., 2007) estableciendo así a la knofacies de *Trypanites*.

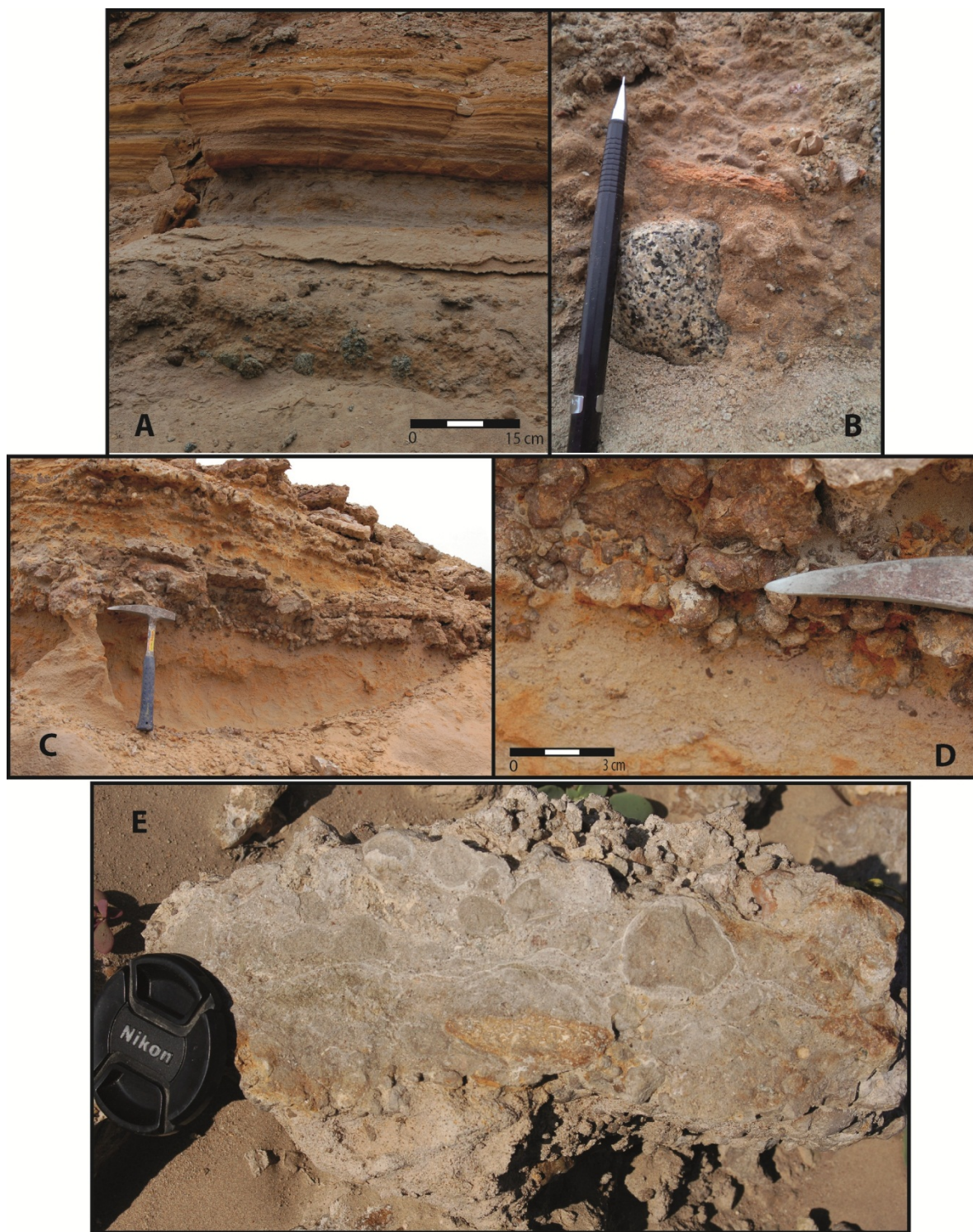


Figura 31. Distintos *hardgrounds* de la zona de estudio. A: sitio EM, capa horizontal decimétrica color parduzco rojizo a púrpura con nódulos fosfáticos de tamaño menor a 2 cm, huesos de mamífero y con contenido de guijas de basamento; B: Zoom de A; C: sitio MF, capas horizontales y lentes nodulares con una



matriz de limo; D: Zoom de C; E: sitio LN, *hardground* grisáceo altamente cementado, con clastos fosfáticos subredondeados de tamaño menor a guija, nódulos, matriz arenosa y restos óseos de mamíferos.

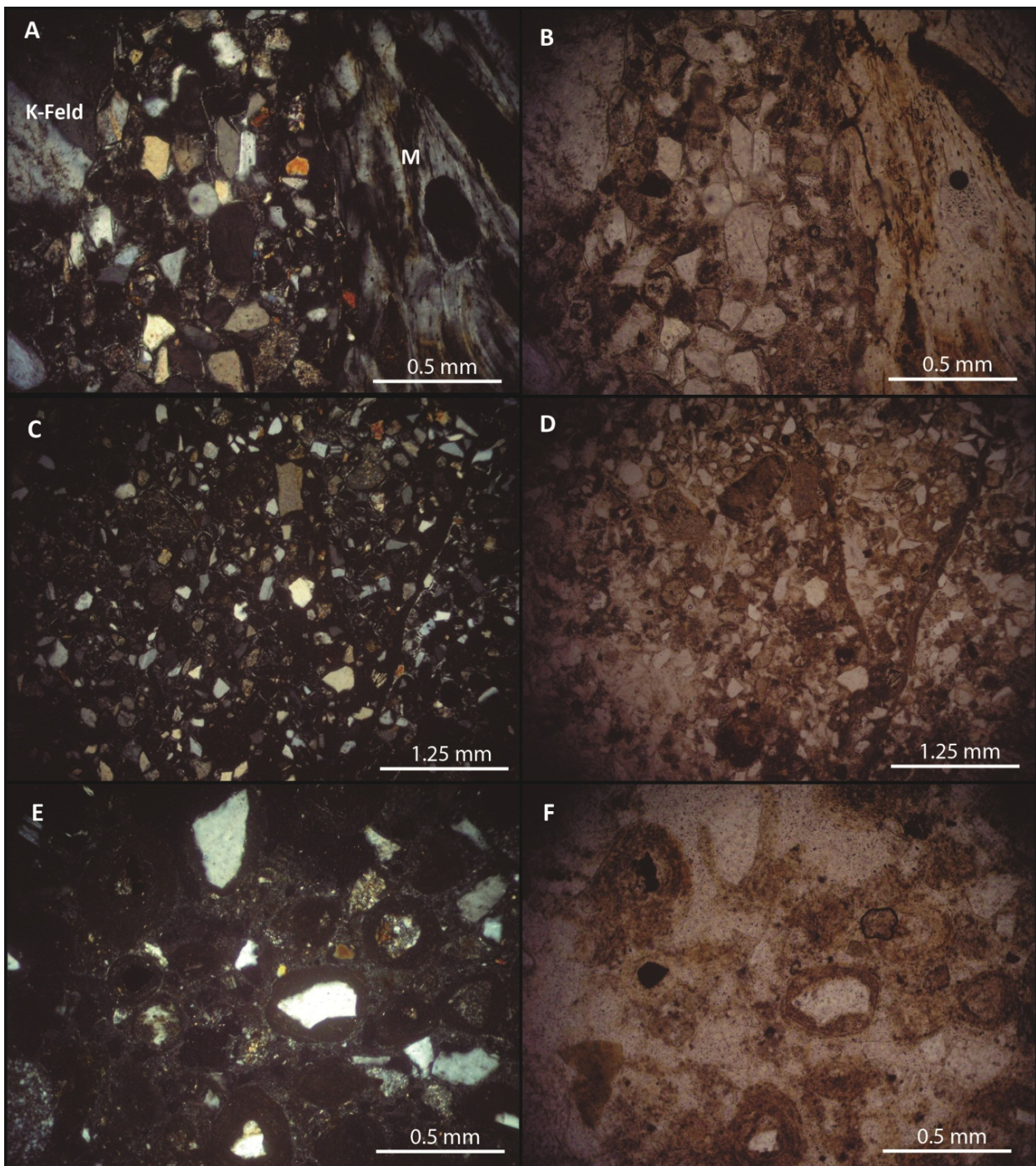


Figura 32. Fotografías de secciones transparentes de *hardground* fosfático, Izq.: nicoles cruzados y Der.: nicoles paralelos. A y B: En el sector izquierdo se observa un cristal de K-feldespato en contacto con una matriz de arenisca cuarzo-feldespática y esta, a su vez, en contacto con un hueso de mamífero marino con matriz de arenisca. En la matriz se aprecia una cementación de dahlita alrededor de todos los elementos clásticos. Se puede observar un desgaste en el borde del hueso con ciertas cavidades convexas y suavizadas; C y D: Se observa una matriz de cuarzoarenita rica en elementos fosfatados, fracturada y posteriormente cementada por un cemento de CFA; E y F: Partículas recubiertas por CFA (posiblemente colofano) cuyos

núcleos corresponden a cristales de cuarzo, cristales de K-feldspato, partículas fosfáticas preexistentes y huesos de mamíferos, las cuales están cementadas entre sí con otro cemento de CFA.

- **Interpretación**

Las observaciones microscópicas revelan la existencia de numerosas y variadas entidades fosfáticas como componentes de las fosforitas, descubriendo así, un periodo de formación muy largo en el cual ocurrieron múltiples eventos/ciclos de depositación-cementación-erosión (se reconocen al menos 3 en el sitio MF).

El carácter de bordes rectos o pulidos en los restos óseos presentes en esta facies, delata un retrabajo posterior al reemplazo de los mismos, dado que un retrabajo previo hubiese dejado bordes astillosos (Gutstein et al., 2008). Esto habla de una tasa de reemplazo del material original por CFA rápida y prolongada en el tiempo.

La bioturbación habría jugado un papel fundamental en el proceso erosivo y generación de porosidad secundaria para futuros procesos de relleno.

Enmarcado en el área de estratigrafía secuencial, de acuerdo a la definición de Loutit et al. (1988) estos depósitos representarían una sección condensada, lo cual implicaría: (1) bajas tasas de sedimentación, las cuales generalmente se alcanza en el máximo de transgresión coincidente con la superficie de máxima inundación; (2) están asociados a hiatos marinos aparentes y (3) ocurren como superficies de omisión como *hardgrounds* marinos (como en este caso). Estas rocas resultarían como un producto de un depocentro “hambriento” durante tiempos de altas tasas de alzamiento del mar.

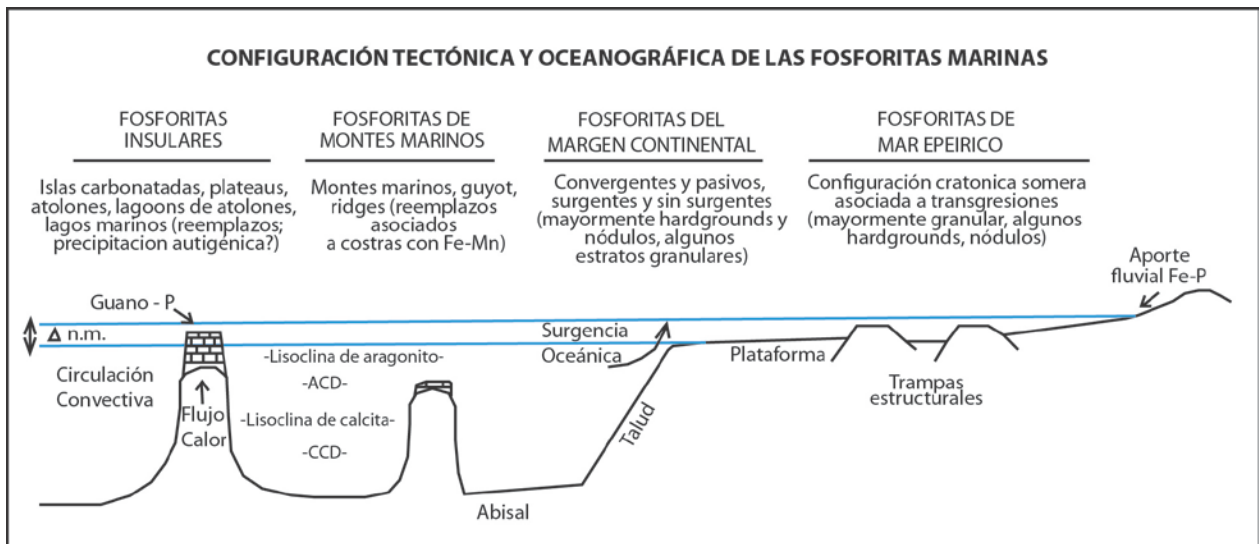
De acuerdo a la clasificación propuesta por Föllmi et al. (1991), estas fosforitas serían del tipo *condensadas*, sugiriendo tasas de acumulación similares a las tasas de erosión.

Tomando la clasificación de fosforitas del Pacífico sur-oriental propuesta por Garrison (1992), los depósitos de esta facies corresponderían a fosfatos *tipo P* y *tipo D*, los cuales se definen como: “arenas de peloides fosfáticos o capas de areniscas, muchas de las cuales contienen superficies basales de erosión, gradación positiva y otras huellas que sugieren retrabajo y concentraciones por corrientes profundas” y “superficies duras, oscuras y densas con nódulos y conglomerados de CFA”, respectivamente.

Como implicancia de esto, los depósitos estarían asociados a largos períodos de no-depositación, bajas tasas de sedimentación, o secciones condensadas en la plataforma continental (100-200 m

b.n.m., rango considerando plataforma interna y externa), talud continental superior (200-500 m b.n.m.) o montes submarinos aislados, en donde se ha establecido un importante factor de retrabajo por corrientes (Garrison, 1992; Loutit et al., 1988; Middleton, 2004).

Un rango más acotado es propuesto por Burnett et al. (1980) que sugiere que los fosfatos tipo D y P se concentran cerca del límite superior de la zona de mínimo oxígeno, o en profundidades de 150-130 m b.n.m., implicando un ambiente de plataforma externa para estos depósitos. Por otro lado, también compatible con las características especificadas, la clasificación de “fosforitas del margen continental” (Figura 33), dada por Glenn et al. (1994).



**Figura 33. Configuración tectónica y oceanográfica de fosforitas marinas derivadas de un estudio del registro moderno y antiguo (modificado de Glenn et al., 1994). Las fosforitas de la Fm. Bahía Inglesa corresponden a “Fosforitas del Margen Continental”.**

Pese a encontrarse en tan baja cantidad, la glauconita entrega información coherente con los ambientes sugeridos anteriormente, dado que es un mineral diagenético del fondo marino formado primariamente en ambientes de plataforma media a externa, especialmente durante períodos de baja sedimentación y condiciones levemente reductoras (Scholle et al., 2003).

#### 4.2.10 Coquinas y areniscas ricas en conchas

Esta facies se reconoce en las unidades 5 y 7, aflorando únicamente en el sitio EM.

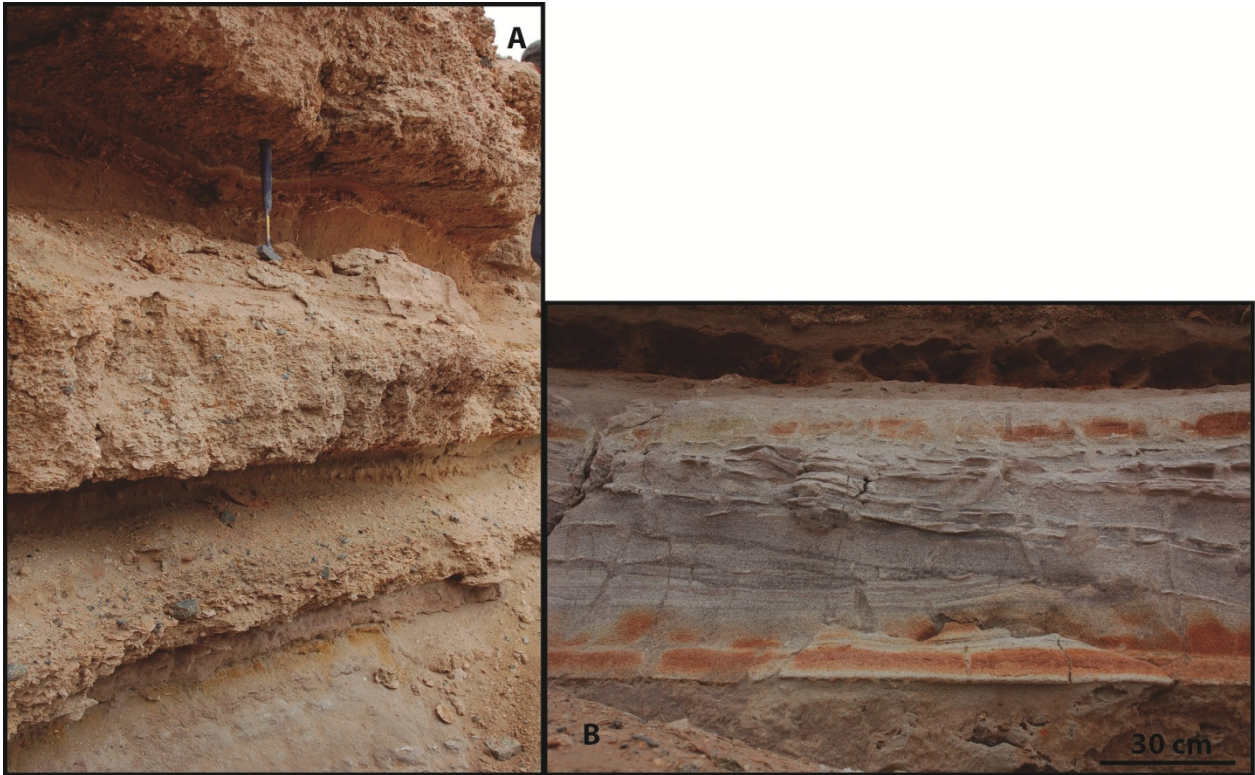
- **Litofacies**

El rasgo principal de esta facies corresponde a la presencia de ciclos grano-decrecientes de escala decimétrica que abarcan coquinas finas-medias y areniscas finas ricas en conchas con laminación



paralela de régimen alto. Estos ciclos están separados entre si por contactos de tipo planar nítido. La conchilla se presenta altamente fragmentada en todas las rocas.

En la Unidad 7, destaca un nivel de toba arcillosa, entre 2 ciclos de color grisáceo de una potencia de 65 cm, el cual presenta laminación cruzada en artesas y una bioturbación dada por tubos verticales de un par de cm de longitud.



**Figura 34. A: Sucesivos ciclos granodecrecientes de coquinas de la Unidad 7, exhibiendo contactos basales erosivos y laminación paralela de régimen alto; B: Nivel de toba grisácea de la Unidad 7, se aprecia una bioturbación de tubos y una laminación cruzada en artesas.**

- **Biofacies**

El contenido fósil se presenta muy mal preservado dado que las especies están muy fragmentadas, sin embargo, en la Unidad 7 se reconocen ostras y bivalvos (*Pecten sp.*).

- **Icnofacies**

Las coquinas y areniscas ricas en conchas no presentan bioturbación.

La bioturbación que afecta al nivel de tobas arcillosas no es identificada dada su mala preservación.

- **Interpretación**

Velocidades de flujo altas son exhibidas por la laminación paralela de régimen alto en conjunto a gránulos de basamento. Los sucesivos ciclos grano-decrecientes son indicativos de corrientes unidireccionales con flujo decreciente en el tiempo. Una alta energía y un considerable retrabajo mecánico son sugeridos también por el alto grado de fragmentación de las conchas. Estas rocas se interpretan como bancos ricos en conchas ubicados en el frente de playa superior.

#### **4.2.11 Lutitas diatomáceas (“diatomitas”)**

Se presenta en el techo de la Unidad 6, en los sitios EM y MF.

- **Litofacies**

Consiste en lutitas diatomáceas de color blanco a blanco-grisáceo, que presenta una vaga laminación de ondulitas. Corresponde a un depósito no continuo que presenta superficies de erosión.

- **Biofacies**

No presenta contenido fósil de macrofauna, pero en base de estudios anteriores, la microfauna estaría dada por diatomeas.

- **Iconofacies**

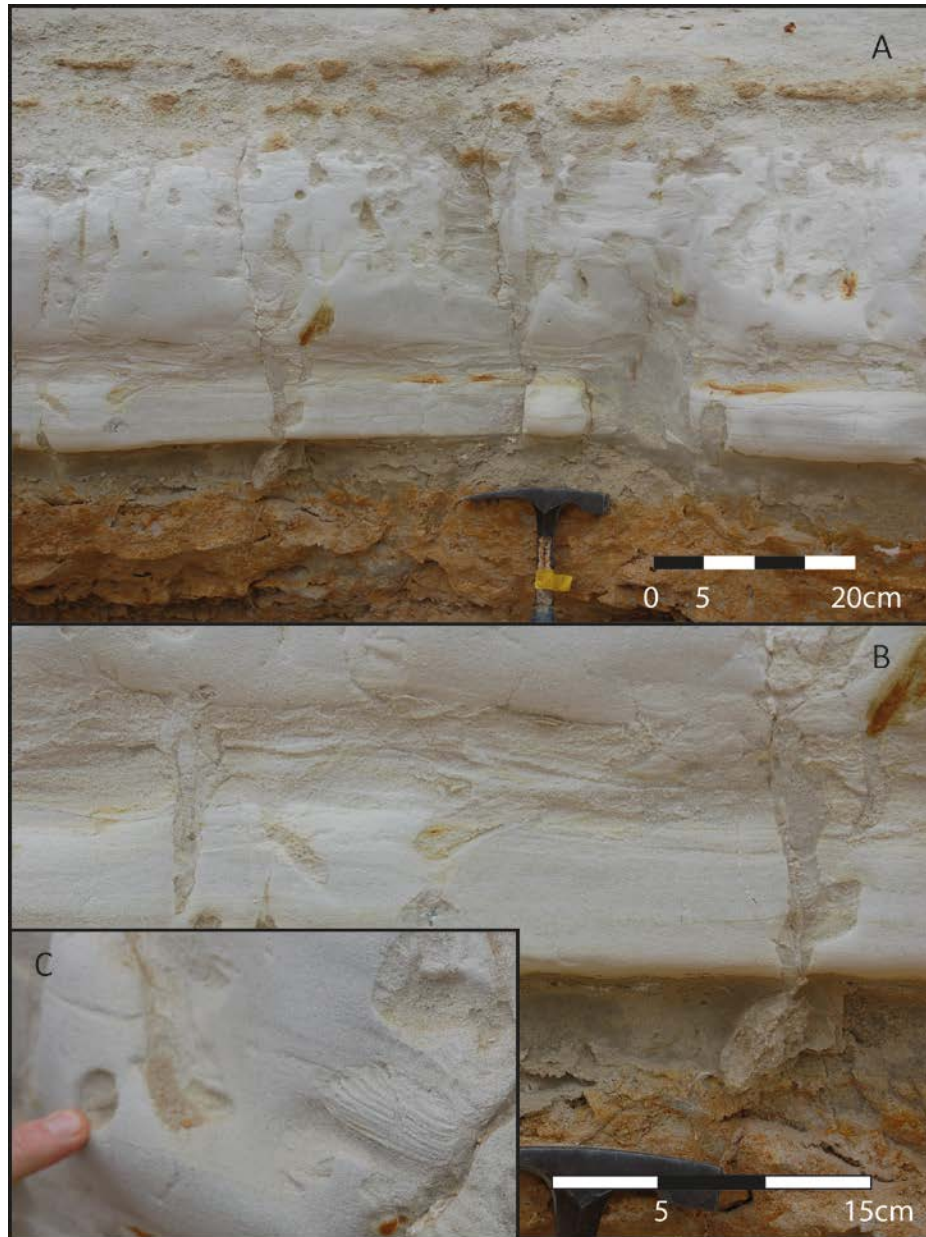
Caracterizada por excavaciones tubulares verticales, sub-verticales y horizontales. Las excavaciones verticales y sub-verticales presentan un largo que varía desde 3 a 15 cm y un irregular diámetro que no excede los 2 cm, su morfología va desde recta a levemente curva con terminaciones redondeadas a sub-redondeadas. Presenta ramificaciones de similar morfología, no tienen un ángulo preferencial con respecto al eje principal y pueden en ocasiones ser más lobulosas que tubulares. Algunas de estas excavaciones están rellenas, aparentemente, con *spreiten*. Estas estructuras corresponderían a *Rhizocorallium*.

Las excavaciones horizontales (Figura 35 C, sector señalado por un dedo) son esféricas, con un diámetro de 2 cm y “entran” al sustrato. Estas trazas son interpretadas como *Planolites*.

Esta asociación de trazas presenta un rango batimétrico bastante amplio, sin embargo, se pueden encontrar juntas en una expresión distal de la iconofacie *Skolithos* o a la iconofacie *Cruziana*.



○ **Traza desconocida N4**



**Figura 35.** Trazas fósiles que afectan al nivel de diatomitas de la Unidad 6 en el sitio EM. Se caracterizan por excavaciones verticales, subverticales y horizontales. Ciertas excavaciones muestran un aparente relleno de *spreiten*. La interpretación de estas trazas corresponde a *Planolites* y *Rhizocorallium*.

• **Interpretación**

El grano muy fino delata una zona de deposición de baja energía, sin embargo, la vaga laminación de ondulitas revela condiciones ocasionales de flujo asociado a estos depósitos. Por otro lado, la presencia de diatomitas ha sido asociada a sedimentos en zonas de plataforma, producto de condiciones oceanográficas de surgencia (Achurra, 2004). Por otro lado, Le Roux et al. (2005b) asocia depósitos de diatomitas a corrientes de surgencia de aguas muy profundas y altamente productivas sobre el talud continental.

Sin embargo, la configuración más común de Cruziana, corresponde al “offshore” o plataforma continental hasta sectores distales del frente de playa inferior (MacEachern et al., 2007b).

Esta facies representaría una plataforma externa con corrientes esporádicas que retrabajaron el depósito.

#### **4.2.12 Areniscas muy finas fosilíferas (Cerro Ballena)**

Esta facies se presenta en el sitio CB, y abarca toda la Unidad 8.

- **Litofacies**

Está caracterizada por areniscas finas a muy finas de color gris, en su mayoría carentes de estructuras sedimentarias. En ocasiones se presenta estratificación cruzada en artesa y estratificación cruzada planar de bajo ángulo.

- **Biofacies**

El contenido fósil de esta unidad es realmente extraordinario. Se reconocen esqueletos de una amplia diversidad de vertebrados marinos, en particular, mamíferos, los cuales corresponden, posiblemente, a las familias *Balaeonopteridae* (N. Pyenson y C. Gutstein, comunicación personal, 2012). Dentro de las especies observadas se destacan *Parietobalaena* (ballenas), tres especímenes de *Phocidae* (focas), un espécimen de *Odontoceti delphinoidea* de pequeño tamaño (delfín), un pez isthiophorido y escasos dientes de tiburón blanco (C. Gutstein y N. Pyenson, comunicación personal, 2012).

El grado de preservación es de asombrosa calidad, encontrándose la mayoría de los individuos completos y articulados (Figura 36). El material óseo original no se encuentra remplazado y tiene leves pátinas de óxidos, producidas, probablemente, por la exposición sub-aérea.

El número de individuos encontrados hasta octubre del año 2011 bordea los sesenta en un área de 250 x 5 m, los cuales se encuentran dispuestos horizontalmente en los depósitos, distribuidos en cuatro niveles o capas dentro de la sección y con varios metros de distancia entre sí, con algunas excepciones. Una de ellas, corresponde a un conjunto de tres esqueletos muy cercanos entre sí dentro de un mismo nivel, denominados informalmente “familia” por tratarse de dos adultos y un juvenil del mismo taxón (N. Pyenson y C. Gutstein, comunicación personal, 2012).

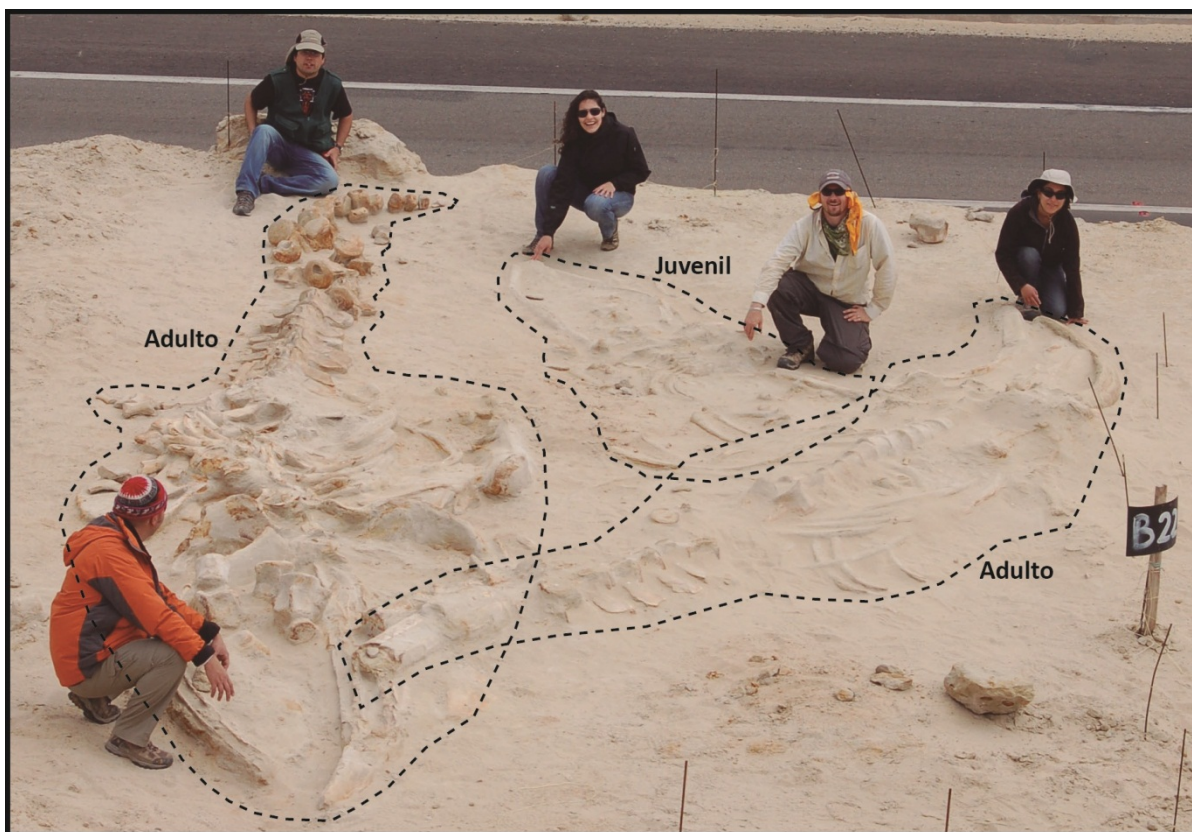


Figura 36. Esqueletos fósiles de cetáceos de la Unidad 8. El estado de preservación, con individuos articulados y casi completos es excepcional. Se reconocen tres individuos de distinto tamaño dispuestos horizontalmente y muy cercanos entre si, son informalmente llamados una “familia” por estar formada por dos adultos y un juvenil del mismo taxón.

- **Iconofacies**

Se reconoce la presencia de *Ophiomorpha nodosa*, *Psilonichnus*, *Thalassinoides* y la Traza no identificada N3. Esta última es de particular interés dado que se presenta en gran parte de la unidad, con una distribución en ocasiones aleatoria y en otras en niveles claros y asociada a ondulitas de oleaje. Se describe a continuación en detalle.



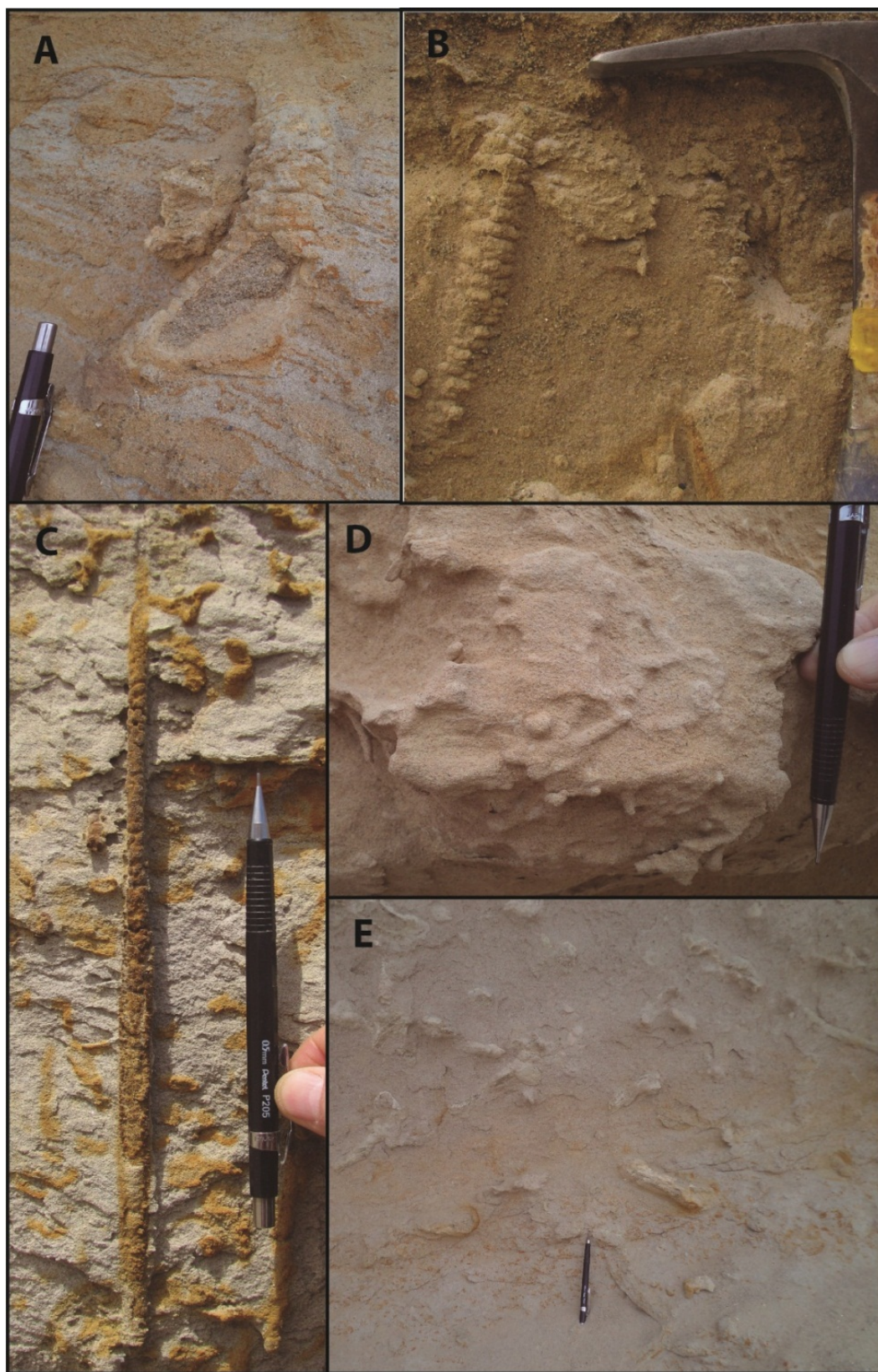
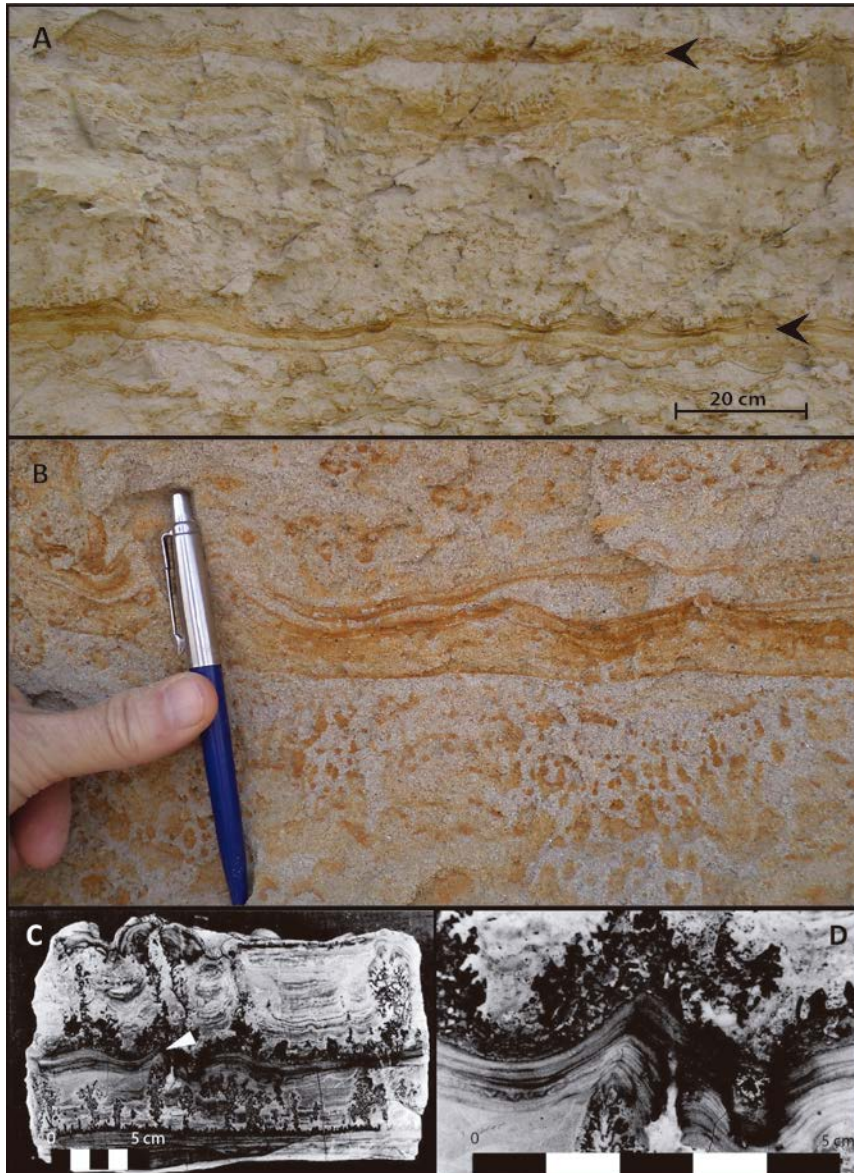


Figura 37. Trazas fósiles de la Unidad 10. A: *Ophiomorpha nodosa*; B: *Ophiomorpha nodosa*; C: *Ophiomorpha* con pellets mal preservados, no puede descartarse una correspondencia a *Skolithos*; D: *Pylonichnus*; E: *Thalassinoides*.



○ **Traza no identificada N3**

Se reconocen niveles de espesor no superior a 7 cm, marcados por sucesivas láminas continuas, de composición oxidada, con una morfología ondulada regular a muy regular. Presentan, en ciertos casos, una simetría axial sobre un eje vertical, sobre el cual las láminas tienen terminaciones angulares dando la apariencia de ondulitas de oleaje. Esta última característica se explica en el hecho que las algas crecen en la superficie del sustrato arenoso siguiendo la topografía, la cual, en este caso, presentaba ondulitas de oleaje.



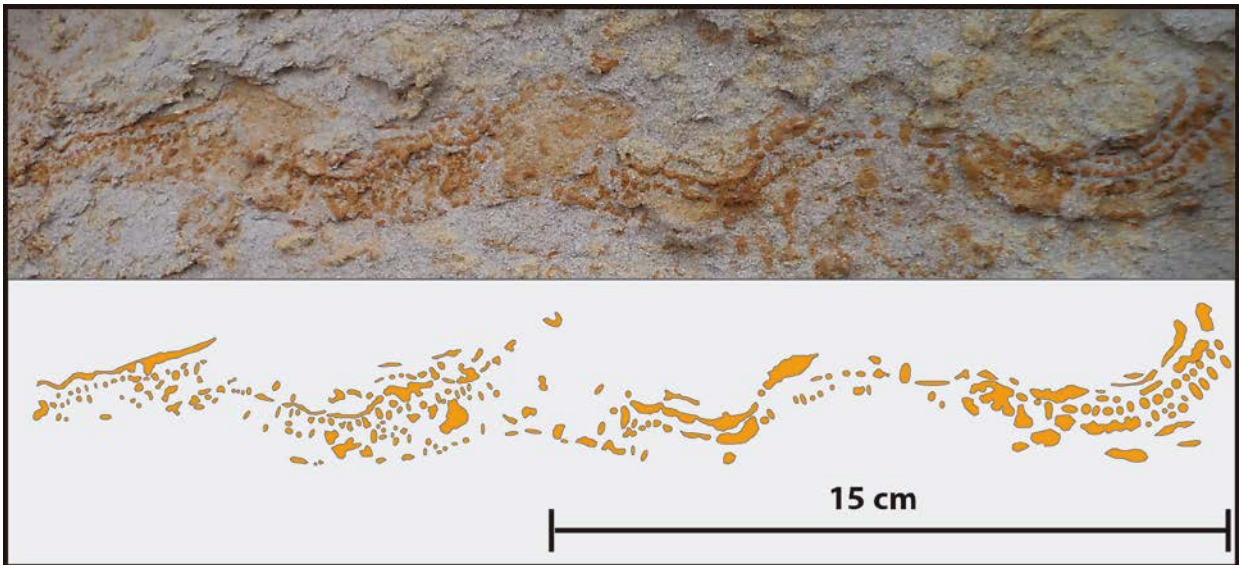
**Figura 38. A: Mantos de estructuras laminadas de la Unidad 8 a escala de afloramiento (Fotografía cortesía de C. Gutstein); B: Zoom de A que delata estructuras laminadas onduladas con terminaciones angulares en los ejes axiales y flancos simétricos; C: Sección transversal de un estromatolito triásico con estructuras de algas desarrolladas en él (indicadas por la flecha blanca); D: Zoom de la imagen C, que muestra una estructura laminada ondulada con simetría axial a lo largo de uno de sus ejes, muy similar a la estructura encontrada en la Unidad 8 (C y D son tomadas de Mayall y Wright (1981)).**



**Figura 39. Zoom y bosquejo de la traza no identificada N3. Se aprecian partículas discretas dispuestas y organizadas en forma concéntrica y espiral. El tamaño de las partículas y la distancia entre ellas disminuyen hacia el centro de la espiral.**

Las Trazas no identificadas N3 son caracterizadas por partículas sub-esféricas y sub-redondeadas en corte transversal, distribuidas de una forma tal que asemejan un espiral semi-cerrado (Figura 39). La escala de la traza es centimétrica, bordeando los 5 cm, sin embargo no se descartan tamaños mayores. Las partículas son de escala milimétrica, no superando los 5 mm, disminuyendo notablemente su tamaño y distancia con respecto a otras hacia el centro del espiral. En corte transversal, presentan una morfología sub-esférica con bordes sub-redondeados a sub-angulosos. Cuando partículas vecinas chocan entre sí, aparentan ser formas mucho más irregulares.





**Figura 40. Zoom y bosquejo de una colonia de la traza desconocida N3. La agrupación de estas trazas forman mantos ondulados de partículas discretas. Se aprecia la espiral concéntrica que forma cada uno de los individuos.**

En la Figura 40 se aprecia la presencia continua de estas trazas formando, aparentemente, sucesivas láminas onduladas dando la apariencia de alfombras o mantos. Esta estructura laminada podría corresponder a una colonia de trazas, dispuestas una a continuación de la otra.

Se presenta muy oxidada en comparación al sedimento que la aloja, permitiendo un rápido reconocimiento y entregando un color naranja a la sucesión en general.

La interpretación de estas trazas es bastante compleja, sin embargo, son interpretadas como “matas de algas” en base a la comparación con estructuras actuales y cianófitas del Triásico Superior del suroeste de Inglaterra (Mayall y Wright, 1981), ver Figura 38.

#### • Interpretación

El alto resguardo que CB recibe de los bloques de basamento que lo rodean, habría condicionado la no ocurrencia de procesos de alta energía, hecho evidenciado con la presencia de depósitos finos y general ausencia de estructuras sedimentarias. Las ondulitas de oleaje en conjunto al tamaño de grano de los depósitos indican una baja profundidad durante el nivel alto del mar (surgimiento de tormenta).

La icnofacies de *Psilonichnus* es indicativa de profundidad somera, con extremas variaciones de las condiciones de energía, marcadas por el tamaño de los sedimentos, mezclas de procesos de corriente y oscilatorios, exposición sub-aérea periódica, variaciones en la salinidad y aporte de agua dulce vía precipitación (Frey y Pemberton, 1987), asociándose a *backshore* o planicie

supramareal. La icnofacie Skolithos, por su parte, indica niveles altos de energía de oleaje o corriente relativos, y se desarrolla en ambientes marinos con cambios abruptos de tasas de depositación, erosión y retrabajo en los sedimentos (MacEachern et al., 2007) asociándose, a su vez, a ambientes intermareales.



### 4.3 Sitios sin secciones estratigráficas levantadas

#### 4.3.1 Sitio Salto del Gato (S27°13'26,1''; W70°56'49,2'' – 307196 m E; 6987268 m S).

En el sitio “Salto del Gato” se reconocen depósitos semi-consolidados de areniscas ricas en conchas, coquinas, fangolitas rojizas bien laminadas, conglomerados de playa y areniscas muy finas (Figura 41 A). Estos depósitos corresponderían a las unidades 1 y 2 de la Formación Bahía Inglesa establecidas por Achurra (2004).



**Figura 41. A:** Sitio “Salto del Gato” el cual presenta areniscas ricas en conchas sucedidas por fangolitas bien laminadas en sucesivos ciclos grano-decrecientes; **B:** Traza fósil interpretada como *Zoophycos*; **C:** Traza fósil interpretada como *Gyrolithes*.

Se reconoce la presencia de trazas fósiles interpretadas como *Gyrolithes* y *Zoophycos*. La primera es una traza típica de ambientes salobres mesozoicos y cenozoicos, y corresponde a una

estructura espiral que penetra al sustrato entregando protección de las fluctuaciones de salinidad extrema que caracterizan a la interfaz agua-sedimento (Buatois et al., 2002), asociándose a la icnofacie Skolithos (MacEachern et al., 2007b). *Zoophycos*, por su parte, se asocia a la icnofacie del mismo nombre, *Zoophycos*, la cual es la más problemática en lo que respecta a su implicancia paleoambiental, dado su amplio rango batimétrico (Buatois et al., 2002; MacEachern et al., 2007b), que abarca desde plataforma externa – talud superior (Seilacher, 1967) hasta ambientes marinos someros (Marintsch and Finks 1982).

Estos depósitos pueden correlacionarse a la Unidad 2 definida en este trabajo, puesto que muestra una alta semejanza litológica y también un muy claro ciclo grano-decreciente desde la base al techo.

#### **4.3.2 Sitio Quebrada Blanca (322328 m E ; 7005225 m S)**

En la localidad Quebrada Blanca, ubicada a 3 Km al este de Caldera y a 2 Km al sur del sitio CB, se han reconocido diatomitas (Rojo, 1985) o lutitas diatomáceas intercaladas con brechas y biocalciruditas (Achurra, 2004), restringidas únicamente a esta zona.

Godoy et al. (2003) en base a micropaleontología de foraminíferos tomados de una localidad cercana (322500 m E ,7005450 m S) entrega una edad miocena media - pleistocena. Achurra (2004), por su parte, propone a estos depósitos como los más jóvenes de la Fm. Bahía Inglesa, Plioceno - Pleistoceno (4,7 – 2,3 Ma.), en base a dataciones de foraminíferos planctónicos, y su relación estratigráfica con el resto de las unidades la establece mediante criterios litológicos y bio-cronoestratigráficos.

Estos depósitos de diatomitas tendrían un ambiente deposicional de plataforma continental, con un rango batimétrico, sugerido por fauna bentónica, de 500 a 2000 m b.n.m. (zona batial media), mientras que la presencia de brechas con clastos arrancados del sustrato sugeriría una depositación por flujos de detritos intermitentes (Achurra, 2004).

En el presente trabajo no se levantó sección estratigráfica alguna en dicho sitio, sin embargo, se hizo un reconocimiento de campo a gran escala (Figura 42). Al igual que los estudios previos, no se puede establecer una correlación estratigráfica con los demás afloramientos. En base a la litología que se expone en esta localidad, se podría suponer una sincronía con las diatomitas de la Unidad 6 que afloran en el sitio EM, con brechas formadas con posterioridad.

La relación con respecto a la Unidad 8, expuesta en CB, permanece incógnita.



**Figura 42. Imagen del sitio Quebrada Blanca. Se observan lutitas diatomáceas bien laminadas sobreyacidas mediante un contacto nítido erosivo por una brecha compuesta por bloques arrancados del sustrato. Un martillo enmarcado en rojo se muestra como escala.**



### 4.3.3 Sitio A1 (S27°9'32,6''; 70°54'14,5'' – 311351 m E; 6994535 m S)



**Figura 43. A:** Sitio A1 donde aflora una capa de *hardground* de aproximadamente 10 cm de potencia sobre y subyaciendo capas de limolita color café anaranjado; **B:** *hardground* fosfático color púrpura grisáceo con un alto contenido de nódulos y clastos retrabajados.

Este sitio permite establecer un nuevo punto de control sobre la presencia y continua distribución de *hardgrounds* fosfáticos fosilíferos a lo largo de toda la cuenca. Se reconocen restos fósiles de tiburones, focas, perezosos acuáticos y ballenas. Un aspecto interesante del nivel de fosforita es que, a diferencia del resto, se encuentra depositado a solo metros del basamento jurásico.

## 5 DISCUSIONES

### 5.1 Control de la topografía del zócalo de la cuenca

El complejo relieve que presenta la Cuenca de Caldera fue notado en trabajos anteriores y descrito como escarpes, plataformas y grandes depresiones labradas en el basamento (Henríquez, 2006; Achurra, 2004). Según Marquardt (1999), estas paleo-depresiones serían el producto de una fuerte erosión e incisión continental pre-miocena, no atribuible a un origen tectónico. Por otro lado, el basamento jurásico del Morro de Copiapó (Figura 44), gobernado por una falla inversa de vergencia este, habría sido alzado contemporáneamente a la depositación de ciertas unidades de la Formación Bahía Inglesa (Achurra, 2004), presentándose como un alto topográfico fijo para los posteriores depósitos. Al tomar estas edades como correctas, la topografía habría actuado como un factor de control de los procesos de deposición, transporte y erosión que gobernaron la génesis y evolución de la Formación Bahía Inglesa. La discontinuidad lateral de los depósitos, las variaciones locales de los *hardgrounds* y la abundante presencia de clastos de intrusivos gabro-dioritas, son compatibles con la presencia de bloques alzados de basamento contemporáneos a la deposición, geografía similar a la observada actualmente (Figura 44). Este relieve favorecería la ocurrencia de procesos de baja energía en la cuenca, bloqueando procesos mareales y de oleaje que afectan al litoral.

Además, estas paleo-depresiones habrían delimitado cauces de alta energía rellenos por flujos de detritos y depocentros de baja energía caracterizados, a su vez, por depósitos finos de limo y arcilla depositados por suspensión.

Otra injerencia importante que esta restricción topográfica ejercería sobre los depósitos, corresponde al estancamiento o protección de aguas oceánicas que favorecería la generación de los depósitos evaporíticos observados en gran parte de los depósitos.

Algunos ejemplos claros de esta irregular topografía, corresponden al paleo-cañón submarino del sitio PCN y la presencia de bancos de coquinas ubicados únicamente en el sitio EM.





Figura 44. Mapa del área de estudio que destaca las exposiciones del basamento (verde) y de la Formación Bahía Inglesa (naranja) y como los primeros limitan y rodean a los últimos. Se señalan los sitios analizados en este trabajo (rojo) (Imagen tomada de Google Earth® y modificada a partir del mapa de Godoy et al. (2003)).

## 5.2 Icnofacies

El análisis de las asociaciones de facies descubre, en algunos casos, una discordia entre lo sugerido por la litología de los depósitos y por las trazas fósiles. Las últimas acusarían ambientes más someros y de mayor energía.

El principal problema puede ser el reconocimiento e identificación de las trazas, puesto que expertos en icnología (Luis Buatois, Noelia Carmona, James MacEachern) entregan respuestas inciertas sobre el género de las trazas observadas, en particular sobre aquellas ubicadas en la Unidad 6 en el sitio LA, donde la respuesta en común es “trazas de crustáceos en ambientes someros”.

Una posibilidad de consenso entre trazas de alta energía contenidas en depósitos de baja energía asociados a ambientes profundos, puede ser una depositación en un ambiente marino somero, donde la baja energía y ausencia de procesos mecánicos está dado por un fuerte resguardado topográfico y no por una alta profundidad. En contra de esta hipótesis está la presencia de diatomitas y fosforitas, que se asocian generalmente a ambientes deposicionales tan profundos como plataforma interna-talud superior, lo cual está soportado por las batimetrías entregadas por Achurra (2004) en base a microfauna, que establece profundidades de depositación superiores a los 500 m b.n.m. Esta problemática se discute con más detalle en el punto 5.6.

Por otro lado, una debilidad del análisis icnológico realizado y que cuestiona su validez, corresponde a la baja continuidad lateral que presentan las trazas fósiles en el área de estudio. Un ejemplo claro de esto, corresponde a las trazas no identificadas N1, N2 y N6, las cuales se exponen únicamente en el sitio LA, pese a estar alojadas en depósitos altamente continuos (Unidad 6). El alto grado de cementación que presentan las estructuras descarta la no preservación en el resto de los sitios, sugiriendo así, procesos locales que ocurrieron en esta localidad. La continuidad lateral de una icnofacie es una variable necesaria para realizar un modelo consistente (Middleton, 2004).

## 5.3 Condiciones de génesis de los *hardground* fosfáticos

La presencia de *hardgrounds* fosfáticos acusa condiciones oceanográficas bastante singulares para el área de estudio. La génesis de fosforitas habría ocurrido continuamente desde el Oligoceno en el margen sur-este del Pacífico, sugiriendo la presencia de corrientes de surgencia ricas en nutrientes al menos desde el Oligoceno (Garrison, 1992). Sumado a esto, en base de estratigrafía secuencial, Achurra (2004) entrega una edad aproximada de 8-5.5 Ma para la génesis



de las fosforitas, lo cual concuerda con el clima semi-árido/árido prevalente durante este tiempo (Hartley, 2003; Rech et al., 2006; Reich et al., 2009), justificando así, el escaso material clástico que aportaría el continente hacia el litoral.

El análisis microscópico de la fosforita del sitio Mina Fosforita revela un hiato en la depositación muy prolongado que, sumado a la presencia de *hardgrounds* de similares características litológicas en todos los sitios visitados, evidencia condiciones de depositación continuas y comunes en toda el área de estudio durante su periodo deposicional. Este hecho permite realizar la correlación de las fosforitas basales de la Unidad 6 de todos los sitios. Por otro lado, la ocurrencia de procesos locales de erosión y sedimentación es necesaria para justificar las diferencias en los componentes que presentan, como lo son el porcentaje y tipo de matriz, contenido fósil y retrabajo mecánico sufrido. Es posible que este control fuese ejercido por la topografía local de cada sitio.

La orientación preferencial NE-SW de los huesos reportada por Rubilar-Rogers et al. (2009), coincide con la que presentan las estructuras tectónicas de primer orden en el área de estudio (Marquardt et al., 2004), lo cual plantea la interrogante de si estas estructuras controlaron de cierta forma, al igual que los cañones actuales, las direcciones preferenciales de corrientes submarinas que depositaron los restos óseos.

#### **5.4 Unidad 8: ¿Una nueva unidad de la Formación Bahía Inglesa?**

La correlación estratigráfica de los depósitos del sitio CB es una tarea compleja de realizar. En base de dataciones de foraminíferos, Godoy et al. (2003) entrega una edad pliocena temprana – miocena media en una localidad muy cercana a CB (322050 m E, 7008050 m S), si no la misma. Sin embargo, jamás reporta la presencia del yacimiento fósil. Posiblemente aquel estudio no tuvo acceso a la exposición completa de CB y sólo tomaron muestras de las areniscas muy finas que afloran en su techo. La distancia geográfica con el resto de los sitios, sumada a la escasez de afloramientos es, sin duda, la gran limitante para realizar una buena correlación con el resto de las unidades sedimentarias. A priori, su contacto erosivo en su techo con coquinas del Pleistoceno, entrega una edad mínima.

#### **5.5 Yacimiento fósil de Cerro Ballena.**

Sin duda, el origen del yacimiento fósil del sitio CB asociado a la Unidad 8 de la Formación Bahía Inglesa, propuesta en este trabajo, se muestra como un misterio aún sin resolver y para trabajar cualquier hipótesis deben considerarse numerosos factores.

La escasa diversidad de especies es una compleja variable, dado que pone en jaque el envenenamiento como causa de muerte. De haber algún componente tóxico en el mar, la mayoría o todas las especies hubiesen sido afectadas y no únicamente los mamíferos de gran tamaño. Para mantener viable esta hipótesis, se debería considerar un agente tóxico que afectase únicamente a las ballenas.

El alto número de esqueletos y el hecho de que estos se ubiquen dispersos en cuatro niveles discretos, sugiere episodios reiterativos de muertes masivas.

La geología revela un ambiente de depositación somero y de baja energía, tal como una planicie supramareal.

Si la traza desconocida N3 corresponde efectivamente a colonias de algas, se tiene una base sólida para trabajar. La conservación de las trazas fósiles de algas requiere un mineral en el mar que reemplace rápidamente a la estructura original (J.P., Le Roux, comunicación personal, 2012), y el carácter oxidado que lucen estas posibles trazas, evidenciarían un ambiente rico en Fe. Por otro lado, al ser estructuras frágiles, requieren una tasa de erosión baja, lo cual se correlaciona con el alto grado de articulación y preservación de los esqueletos de ballenas, el cual no podría haberse conservado con un retrabajo mecánico considerable.

Una causa de muerte, compatible con los hechos mencionados, corresponde a sucesivos alzamientos del nivel del mar durante tormentas durante los cuales las ballenas pudieron entrar detrás de la berma (sector trasplaya), con un posterior rápido descenso, de forma que estas no pudiesen escapar. Un argumento en contra de esta posibilidad es que la conducta de la familia *Balaeonopteridae*, presente en Cerro Ballena, no exhibe acercamientos importantes a los ambientes de playa, por lo cual, algún factor extraordinario en su conducta debe ser considerado para que la hipótesis sea válida.

### **5.5.1 Casos análogos**

Un registro Mioceno-Plioceno similar a este yacimiento paleontológico, corresponde al de la Formación Pisco en Perú, donde se ha descrito la ocurrencia de treinta y siete ballenas fósiles bien preservadas en areniscas tobáceas, areniscas diatomáceas, fangolitas diatomáceas y dolomitas depositadas en un ambiente de bahía somero (Esperante et al., 2008). Las estructuras sedimentarias en estos depósitos, sugerirían procesos de mareas y tormentas, descartando un ambiente anóxico. Para este caso, se infirieron condiciones de enterramiento y mineralización

rápida de los depósitos en un ambiente de bahía, muy similar a lo estipulado para CB. Cabe destacar, que la Formación Pisco corresponde al relleno de una de las cuencas neógenas reconocidas por Martínez-Pardo (1990) y se ubica, al igual que la Formación Bahía Inglesa, en el margen de la plataforma continental reconocido en dicho trabajo.

Por otro lado, en la Cuenca de Coquimbo Le Roux et al. (2005b) reporta la presencia de y un *hardground* fosfático, margas y areniscas de grano fino a muy fino que contienen conchilla, dientes de tiburón y huesos de ballena que subyacen a la planicie costera, interpretados como depósitos de plataforma continental. Esta descripción general tiene una buena semejanza con los depósitos de la Formación Bahía Inglesa, y la presencia de huesos de ballenas puede ser el equivalente de la Cuenca de Coquimbo, a los restos encontrados en las cuencas de Pisco y Caldera.

También en Coquimbo, se ha reportado el hallazgo de dos cetáceos fósiles de la familia *Balaenopteridae*, in situ, casi completos y articulados, los cuales provendrían de sedimentos marinos, semi-consolidados y de probable edad pliocena pertenecientes a la Formación Coquimbo (Salinas, 1988).

Hasta el momento no se han reconocido nuevos sitios paleontológicos en el resto de las cuencas neógenas, pero esta información expone la interrogante de muertes masivas de mamíferos marinos en toda la costa del Pacífico sur-oriental durante el Mioceno-Plioceno.

### **5.5.2 Implicancias del yacimiento fósil de Cerro Ballena**

Los procesos evolutivos que sufrieron las cuencas neógenas en Perú y Chile al parecer tuvieron muchos puntos en común. La ocurrencia de depósitos de fosforitas neógenas en el país peruano y al norte de los 30°S de Chile es bastante conocida (Burnett, 1977; 1980; Garrison, 1992; Gómez, 2003; Achurra, 2004; Le Roux, 2005b, entre otros). Si a este evento se suman los extraordinarios yacimientos fósiles de vertebrados marinos que poseen la Formación Bahía Inglesa (Cuenca de Caldera) y la Formación Pisco (Cuenca de Pisco) se infiere una posible evolución similar y en común para ambos depocentros y posiblemente para otras de las cuencas neógenas. El descubrimiento del yacimiento fósil de Cerro Ballena corresponde a un suceso fortuito provocado por una excavación realizada en dicha localidad, por lo que una exploración en detalle del resto de las cuencas neógenas, sobre todo aquellas ubicadas entre Ica y Caldera, podría revelar nuevos yacimientos extraordinarios.

## **5.6 Ambiente deposicional de la Formación Bahía Inglesa**

El análisis de facies realizado en el Capítulo 4, revela ambientes deposicionales para la Formación Bahía Inglesa que abarcan desde la zona litoral hasta la zona sublitoral y, posiblemente, también al sector más superior de la zona batial (Figura 23). Además, se reconoce que, parte de los depósitos que afloran en PCN corresponden al relleno de un cañón submarino que habría inundado sus flancos durante eventos de alta energía. Esta interpretación coincide, parcialmente, con lo propuesto en trabajos anteriores, que sugieren ambientes ubicados desde la zona batial media a superior hasta el sector litoral (e.g. Achurra, 2004; Godoy et al., 2003). La principal diferencia con dichas propuestas es que existen ciertas características de los depósitos que apuntan a una depositación más somera de lo anteriormente considerado.

Un análisis integrado de la topografía y la sedimentología, revela que los depósitos de la Formación Bahía Inglesa fueron, en cierto grado, controlados por un paleorelieve bastante irregular del basamento. En particular, los depósitos clásticos de baja energía de la Unidad 6 no se depositaron en una plataforma externa en sentido estricto, sino más bien, sobre un elemento topográfico altamente irregular y protegido, condición que sustentaría las condiciones de baja energía. Además, las trazas fósiles presentes, pese a no ser reconocidas a nivel de especie, estarían asociadas a un ambiente relativamente somero, sugiriendo así que el ambiente deposicional correspondería a una plataforma externa irregular y somera. La plataforma externa se encuentra, generalmente, entre los 140 - 200 m b.n.m., con un promedio de 170 m b.n.m. (Le Roux et al., 2005b). Con la información obtenida en este trabajo se propone que, para estos depósitos, la plataforma estaría más cerca del límite inferior de este rango. Según Garrison (1990) las fosforitas tipo D, depósitos presentes en la base de la Unidad 6, pueden ser asociadas también talud continental superior (200-500 m b.n.m.), por lo cual dichas profundidades no pueden ser descartadas. Esta última propuesta difiere parcialmente las profundidades para fosforitas tipo D y P propuestas por Burnett et al. (1980), que varían entre 130-150 m b.n.m.

Trabajos anteriores proponen profundidades máximas de depositación de 500 m b.n.m. (Marquardt et al., 2000a), 150 m b.n.m. (Godoy et al., 2003) e incluso superiores a 500 m b.n.m. (Achurra, 2004); este último, basado en foraminíferos bentónicos. Se debe tener en cuenta que los rangos batimétricos determinados en base a foraminíferos bentónicos deben ser tomados con precaución, dado que la presencia de dichos organismos depende de condiciones oceanográficas de flujo orgánico y oxigenación, y no del volumen de la columna de agua que los sobreyace (Var der Zwaan et al., 1999). Este argumento permite considerar válidas profundidades más someras

que aquellas propuestas anteriormente mediante dicho método. Este trabajo, pese a no entregar cifras de batimetrías, sugiere valores más cercanos a los propuestos por Godoy et al. (2003) en base a un análisis cualitativo y no cuantitativo.

El punto débil del análisis de facies son las interpretaciones realizadas sobre los depósitos de los sitios PCN y PCS, esto basado en la importancia de las relaciones y variaciones laterales que presentan, y que debieran ser sometidos a revisión y registro fotográfico de terreno para así aclarar numerosas incógnitas sobre la evolución en estos sitios.

Un importante aporte de este trabajo es la realización de columnas en los sitios MF, LN y LA, las que revelan una continuidad y buena correlación de los depósitos, en el área de estudio con respecto a los otros sitios. Estas secciones son importantes desde el punto de vista geológico y paleontológico, dado que los depósitos fueron analizados en trabajos previos sin la elaboración de secciones (e.g. Walsh y Suárez, 2006; Achurra, 2004; Godoy et al., 2003), convirtiendo este trabajo en una buena base para futuros estudios.

### **5.7 Edad de la Fm. Bahía Inglesa**

En este trabajo no se realizan nuevas dataciones y la fauna de vertebrados encontrada en los distintos sitios requiere estudios más acabados y de detalle para servir como herramienta geocronológica. Sin embargo, una datación reciente (U-PB SHRIMP) de circones en una toba de caída que ocurre dentro de unos metros del *hardground* de fosfato (F. Hervé, comunicación personal, 2012) es de  $9.42 \pm 2.57$  Ma (Tortoniano, Mioceno Tardío), la que correlaciona bien con edades tortonianas de isótopos de Sr ( $6.8 \pm 0.8$  Ma) en la Unidad 5 (Achurra, 2004; Achurra *et al.*, 2009), y de K-Ar ( $7.6 \pm 1.3$  Ma) en una toba en la misma parte estratigráfica (Marquardt, 2000).

Por otro lado, para la Formación Navidad (Chile Central), Gutiérrez et al. (2012) propone una edad miocena temprana – miocena media mediante dataciones isotópicas y radiométricas que refutan con sólidos argumentos la edad miocena tardía previamente asignada a dicha formación en base a cinco especies de foraminíferos planctónicos. Dentro de aquel grupo de especies, se encuentran *Neoglobobadrina pachyderma* (Ehrenberg), *Neoglobobadrina acostaensis* (Blow) y *Globorotalia puncticulata* (Deshayes), las cuales son algunas de las especies utilizadas en dataciones realizadas también en la Formación Bahía Inglesa (e.g. Godoy et al., 2003; Achurra, 2004). Dichos foraminíferos habrían aparecido más temprano en el Pacífico sur-oriental que en otras regiones (Gutiérrez et al., 2012), asignándose posiblemente al Mioceno Temprano – Medio,

lo cual implicaría una necesaria revisión de las edades asignadas previamente a las unidades de la Formación Bahía Inglesa.

## 6 CONCLUSIONES

La Formación Bahía Inglesa se compone, en el área de estudio, de ocho unidades litoestratigráficas, las cuales representan a la zona litoral, zona sublitoral y la zona batial superior, destacando, además, depósitos correspondientes al relleno de un cañón submarino, dentro del cual se reconocen subambientes de depositación. Los depósitos consisten principalmente en fangolitas, limolitas, areniscas muy finas, coquinas, *hardgrounds* fosfáticos fosilíferos y, de manera subordinada, conglomerados y brechas.

Se reconoce una correlación de los depósitos en gran parte del área de estudio, lo cual es posible utilizando un nivel guía de *hardground* fosfático, el cual habría tenido una depositación continua y común en toda la cuenca pese a presentar diferencias litológicas locales en cada sitio.

La irregular topografía que presenta el margen continental en la latitud del área de estudio, es un factor de primer orden en el control de los procesos de depositación, erosión y sedimentación de la deposición la Formación Bahía Inglesa.

El yacimiento fósil de vertebrados presente en la Unidad 8, definida en este trabajo, corresponde a uno de los sitios paleontológicos más extraordinarios del mundo, debido al alto número de esqueletos y a su excelente estado de preservación. Se propone que el origen de este yacimiento fósil, corresponde a sucesivos varamientos de los mamíferos marinos en el sector trasplaya causados por rápidos ascensos y descensos del nivel del mar durante y después de tormentas marinas, seguidos por un veloz enterramiento de los depósitos.

El yacimiento fósil de Cerro Ballena, de similares características al ubicado en la cuenca de Pisco (Perú), sugiere la existencia de procesos ambientales y geológicos comunes en el margen occidental de Sudamérica, al menos, entre las latitudes 14° y 27° S, y se propone una exploración de todas las cuencas neógenas en busca de más de estos sitios paleontológicos para así, corroborar esta hipótesis.

En la Formación Bahía Inglesa se reconocen asociaciones icnológicas bastante singulares y no registradas en la bibliografía. Dadas las incongruencias que se presentan entre algunos ambientes deposicionales sugeridos por las icnofacies y por las litofacies, es de primera necesidad la correcta identificación de las trazas para realizar una interpretación sedimentológica consistente.

Los análisis realizados de topografía, icnología y sedimentología sugieren que el ambiente deposicional de la Formación Bahía Inglesa habría sido más somero de lo anteriormente



propuesto, considerándose los rangos más someros de la plataforma continental externa (140-200 m b.n.m) y talud continental superior (200-500 m b.n.m.) como las máximas profundidades de depositación.

La edad de la Formación Bahía Inglesa continúa siendo una problemática a desarrollar. Trabajos publicados recientemente, dejan en evidencia una necesaria revisión de las edades de algunas especies de foraminíferos utilizadas anteriormente para datar los depósitos. Una edad máxima miocena temprana no puede ser descartada.

## **6.1 Estudios Sugeridos**

### **6.1.1 Trabajo de Terreno**

Es necesaria una campaña de terreno en la localidad Playa Chorrillos para realizar de mejor manera la correlación de los depósitos, los cuales presentan una alta variación lateral, y donde es vital el reconocimiento de las relaciones de contacto a fin de comprender la evolución sedimentaria de esta localidad en particular.

### **6.1.2 Icnología**

La alta diversidad de trazas fósiles desconocidas encontradas en los depósitos, da lugar a un estudio mucho más profundo y exhaustivo de icnología en el Pacífico sur-oriental. La información que esta disciplina puede aportar a los estudios sedimentológicos puede ser sustancial.

### **6.1.3 Dataciones**

#### ***6.1.3.1 Productos volcánicos***

Con objeto de esclarecer la ocurrencia, distribución y temporalidad de los eventos volcánicos del área de estudio o sus cercanías, debe realizarse un estudio acabado de los depósitos piroclásticos (potenciales) encontrados en la zona. Es recomendado un análisis microscópico acabado para establecer el origen, la mineralogía y alteración, y determinar la viabilidad de realizar una datación Ar/Ar.

#### ***6.1.3.2 Microfauna***

Trabajos recientes revelan la necesaria recalibración en la bio y crono-estratigrafía de microfauna en el Pacífico sur-oriental. Una vez que dichos estudios se lleven a cabo, será vital realizar un análisis exhaustivo de la microfauna presente en los depósitos de la Formación Bahía Inglesa, en

particular, de la localidad Cerro Ballena a modo de establecer edades y profundidades de depositación.

## 7 REFERENCIAS

Achurra, L., 2004. Cambios del Nivel del Mar y Evolución Tectónica de la Cuenca Neógena de Caldera, III Región. Tesis de Magister en Ciencias, Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Achurra, L.E.; Lacassie, J.P.; Le Roux, J.P.; Marquardt, C.; Belmar, M.; Ruiz-del Solar, J.; Ishman S.E., 2009. Manganese nodules in the Miocene Bahía Inglesa Formation, north-central Chile: Petrography, geochemistry, genesis and palaeoceanographic significance. *Sedimentary Geology* 217: 128–139.

Antonioletti R.; Rodrigo; Schneider, H.; Borcosque, J.; Zarate, E., 1972. Características climáticas del norte chico (26<sup>ª</sup> a 33<sup>º</sup> Latitud Sur). Publicación - Instituto Nacional de Investigación de Recursos Naturales. No. 6.

Arabaz, W., 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama Fault Zone in Northern Chile. PhD thesis, Californian Institute of Technology, Pasadena.

Armijo, R.; Thiele, R., 1990. Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters* 98: 40–61.

Blanco, N.; Tomlinson, A.; Mpodozis, C.; Pérez de Arce, C.; Mathews, S., 2003. Formación Calama, Eoceno, II Región de Antofagasta (Chile): Estratigrafía e implicancias tectónicas. *Proceedings 10th Congreso Geológico Chileno, Concepción, Thematic Session 3.*

Burnett, W., 1977. Geochemistry and origin of phosphorite deposits off Perú and Chile. *Geological Society of America, Bulletin*. 88: 813-823.

Burnett, W., 1980. Apatite-glaucinite associations off Peru and Chile; palaeo-oceanographic implications. In *Phosphatic and Glaucinitic Sediments* (Notholt, A.J.; convener). *Journal of the Geological Society of London* 137, 6: 757-764.

Burnett, W.; Veeh, H.; Soutar, A., 1980. U-series, oceanographic and sedimentary evidence in support of recent formation of phosphate nodules. In: Bendor, Y.K. (Ed.), *Marine Phosphates—Geochemistry, Occurrence, Genesis*. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, 29: 61–71.

- Bjørlykke, K., 2010. Petroleum Geoscience: From Sedimentary Environments to Rock Physics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 207 pp.
- Charrier. R.; Pinto, L.; Rodríguez, M., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. Chapter 3. The Geology of Chile. The Geological Society, London: 21-114.
- Buatois, L.; Mángaro, G.; Aceñolaza, F., 2002. Trazas fósiles, Señales de comportamiento en el Registro Estratigráfico. Edición especial MEF N°2.
- Buatois, L., Mángaro, G., 2011. Ichnology, Organism-Substrate Interactions in space and time. Cambridge University Press, 370 pp.
- Coira, B.; Davidson, C.; Mpodozis, C.; Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. Earth-Science Reviews, Special Issue 18: 303–332.
- Collinson, J., 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England, Journal of Sedimentary Petrology 39: 194-221.
- D'Alessandro, A.; Bromley, R., A new ichnospecies of *Spongeliomorpha* from the Pleistocene of Sicily. Journal of Paleontology 69: 393-398
- Di Celma, C., 2011. Sedimentology, architecture, and depositional evolution of a coarse-grained submarine canyon fill from the Gelasian (early Pleistocene) of the Peri-Adriatic basin, Offida, central Italy. Sedimentary Geology 238: 233-253.
- Esperante, R.; Brand, L.; Nick, K.; Poma, O.; Urbina, M., 2008. Exceptional occurrence of fossil baleen in shallow marine sediments of the Neogene Pisco Formation, Southern Peru. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 257: 344–360.
- Frey, R.; Pemberton, S., 1987. The Pylonichnus ichnocoenose, and its relationship to adjacent marine and nonmarine ichnocoenoses along the Georgia coast. Bulletin of Canadian Petroleum Geology 35: 333-357.
- Föllmi, K.; Garrison, R.; Grimm, K., 1991. Stratification in phosphatic sediments: illustrations from the Neogene of California. In Einsele, G., Ricken, W., and Seikiehr, A. (eds.). Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag, 492-507.

Galloway, W.; Hobday, D., 1983. Terrigenous Clastic Depositional Systems. Applications to Petroleum, Coal and Uranium Exploration. Springer-Verlag, New York.

Garrison, R.; 1992., Neogene phosphogenesis along the eastern margin of the Pacific Ocean. *Revista Geológica de Chile* 19: 91–111.

Godoy, E.; Lara, L., 1998. Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile, 1:100.000, 5–6.

Godoy, E.; Marquardt, C.; Blanco, N., 2003. Carta Caldera, Región de Atacama. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 76. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.

Gómez, C., 2003. Cambios Relativos del Nivel del Mar, durante el Cenozoico Tardío, en la Zona de Carrizalillo, III Región, Chile. Tesis de Magister en Ciencias, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 112 pp.

González, D.; Peña, M.; Pinto, L.; Arriagada, C., en prensa. 3D deformation in strike-slip systems: Analogue modelling and numerical restoration. *Andean Geology*.

Glenn, C.; Follmi, K.; Riggs S.; Balurín, G.; Grimm, K.; Trappf, J.; Abed, A.; Galli-Olivier, C.; Garrison, R.; Ilyin, A.; Jehl, C.; Rohrlích, V.; Sadaqah, R.; Schidlowski, M.; Shelton, R.; Siegmund, H., 1994. Phosphorus and phosphorites: sedimentology and environments of formation. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 87: 747-788.

Gressly, A., 1838. Observations géologiques sur le Jura Soleurois, *Neue Denkschriften der Allgemeinen Schweizerischen Gesellschaft für die Gesamten Naturwissenschaften* 2: 1-112,

Grist, A., 2000. Dalhousie University Fission Track Laboratory Report 2000-2: A Summary of the Apatite Fission Track Data for 31 samples from the Andes MAP transect (Inédito). Servicio Nacional de Geología y Minería, 8 pp.

Guzmán, N.; Marquardt, C.; Ortlieb, L.; Frassinetti, D., 2000. La malacofauna neógena y cuaternaria del área de Caldera (27°-28°S): especies y rangos bioestratigráficos. *Actas IX Congreso Geológico Chileno, Pto. Varas, Vol. 1: 476-481.*

Gutiérrez, N.; Hinojosa, F.; Le Roux, J.; Pedroza, V., 2012. Evidence for an Early – Middle Miocene age of the Navidad Formation (Central Chile): paleontological, paleoclimatic and tectonic implications. *Andean Geology*, en prensa.

- Gutstein, C.; Rubilar-Rogers, D.; Suárez, M., 2007. Nuevo yacimiento con vertebrados fósiles del Neógeno del desierto de Atacama (Formación Bahía Inglesa). Actas GEOSUR.
- Gutstein, C.; Yuri, R.; Soto, S.; Suárez, M.; Rubilar-Rogers, D., 2008. La fauna de vertebrados fósiles del “bonebed” de la Formación Bahía Inglesa y aspectos taxonómicos. Actas del I Simposio – Paleontología en Chile, MNHN, pp. 102-108.
- Henríquez, A., 2006. Variaciones Locales del Nivel del Mar en las Cuencas Neógenas de Caldera, III Región y Arauco, VIII Región: Deducción de Tasas de Alzamiento y Subsistencia Tectónica. Tesis de Magister en Ciencias, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 186 pp.
- Herm, D. 1969. Marines Pliozän und Pleistozän in Nord- und Mittel-Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen. Zitteliana, München.
- Hervé, M. 1987. Movimiento normal de la falla Paposo, Zona de Falla de Atacama, en el Mioceno, Chile. Revista Geológica de Chile 31: 31–36.
- Hartley, A.; Chong, G. 2002. A late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. *Geology* 30: 43–46.
- Hartley, A., 2003. Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society, London*, 160, 7–10 pp.
- Houghton, B.; Rymer, H.; Stix, J.; McNutt, S.; Sigurdsson, H. 1999. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 545-581 pp.
- Houston, J.; Hartley, A.; 2003. The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology*. 23 (12): 1453–1464.
- Latorre, C.; Moreno, P.; Vargas, G.; Maldonado, A.; Villa-Martinez, R.; Armesto, J.; Villagran, C.; Pino, M.; Núñez, L.; Grosjean, M., 2007. Late Cuaternary environments and palaeoclimate. Chapter 12. *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, p. 309-328.
- Le Roux, J.P., Jones, B.G., 1994. Lithostratigraphy and depositional environments of the Permian Nowra Sandstone in the southwestern Sydney basin, Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* 41, 191–203.



Le Roux, J.P., Elgueta, S., 1997. Paralic parasequences associated with Eocene sea-level oscillations in an active margin setting: Trihuco Formation of the Arauco Basin, Chile. *Sedimentary Geology* 110, 257–276.

Le Roux, J.; Gómez, C.; Fenner, J.; Middleton, H., 2004. Sedimentological processes in a scarp-controlled rocky shoreline to upper continental slope environment, as revealed by unusual sedimentary features in the Neogene Coquimbo Formation, north-central Chile. *Sedimentary Geology* 165: 67–92.

Le Roux, J.; Gómez, C.; Olivares, D., 2005a. Determining the Neogene behavior of the Nazca Plate by geohistory analysis. *Geology* 33: 165–168.

Le Roux, J.; Gómez, C.; Venegas, C.; Fenner, J.; Middleton, H.; Marchant, M.; Buchbinder, B.; Frassinetti, D.; Marquardt, C.; Gregory-Wodzicki, K.; Lavenu, A., 2005b. Neogene-Quaternary coastal and offshore sedimentation in north-central Chile: Records of sea level changes and implications for Andean tectonism. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 83–98.

Le Roux, J.; Olivares, D. M.; Nielsen, S. N.; Smith, N. D.; Middleton, H.; Fenner, J.; Ishman, S. E., 2006. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene-Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sedimentary Geology* 184: 133–153.

MacEachern, J.; Gingras, M.; Bann, K.; Pemberton, S.; Dafoe, L., 2007. Applications of ichnology to high-resolution genetic stratigraphic paradigms, in MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K., and Pemberton, S.G., eds., *Applied Ichnology*, SEPM Short Course Notes 52, p. 95-129.

MacEachern, J.; Bann, K.; Pemberton, S.; Gingras, M., 2007b. The ichnofacies paradigm: high resolution paleoenvironmental interpretation of the rock record, in MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K., and Pemberton, S.G., eds., *Applied Ichnology*, SEPM Short Course Notes 52, p. 27-64.

MacEachern, J.; Pemberton, S.; Gingras, M.; Bann, K.L., 2010. Ichnology and Facies Models, in James, N.P. and Dalrymple, R.W., (Eds.), *Facies Models 4: Geological Association of Canada*, St. John's, Newfoundland, p. 19-58.

- Marchant, M.; Marquardt, C.; Blanco, N.; Godoy, E., 2000. Foraminíferos del área de Caldera (26°45'-28°S) y su utilización como indicadores cronoestratigráficos del Neógeno. In: Actas IX Congreso Geológico Chileno. Pto. Varas, Vol. 1: 499-503.
- Martinsch, E.; Finks, R., 1982. Lower Devonian ichnofacies at Highland Mills, New York, and their gradual replacement across environmental gradients. *Journal of Paleontology* 56: 1050-1078.
- Marquardt, C., 1999. Neotectónica de la franja costera y aportes a la geología regional entre Caldera y Caleta Pajonal (27°00'-27°45'S), III Región de Atacama. Tesis de Magíster en Ciencias Cs, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 297 pp.
- Marquardt, C.; Blanco, N.; Godoy, E.; Lavenu, A.; Ortlieb, L.; Marchant, M.; Guzmán, N., 2000a. Estratigrafía del Cenozoico Superior en el área de Caldera (26°45'-28°S). In: Actas IX Congreso Geológico Chileno, Pto. Varas, No. 9, Vol. 2: 504 - 508.
- Marquardt, C.; Lavenu, A.; Ortlieb, L.; Godoy, E.; Comte, D., 2005. Coastal neotectonics in southern central Andes: Uplift and deformation of marine terraces in northern Chile (27°). *Tectonophysics* 394: 193-219.
- Martinez-Pardo, R., 1990. Major Neogene events of the Southeastern Pacific: The Chilean and Peruvian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 77: 263-278.
- Mayall, M.; Wright, V., 1981. Algal tuft structures in stromatolites from the upper Triassic of South-West England. *Paleontology* 24: 655-660.
- Mortimer, C., 1969. The Geomorphological Evolution of the Southern Atacama Desert, Chile. Ph. D. thesis. Department of Geology, University College London.
- Middleton, G., 2004. Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks. Kluwer Academic Encyclopedia of Earth Sciences Series: 698 – 700.
- Mpodosis, C.; Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, G. E., Cañas, M. T. & Reinemund, J. A. (eds) *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Energy Resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, American Association of Petroleum Geologists, Houston, Texas, Earth Science Series 11: 59–90.

- Naranjo, J.; Puig, A., 1984. Hojas Taltal y Chañaral. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile: 62–63.
- Naranjo, J., 1987. Interpretación de la actividad cenozoica superior a lo largo de la Zona de Falla de Atacama, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile* 31: 43–55.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 355 pp.
- Pardo, M.; Comte, D.; Monfret, T., 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences* 15 (1): 11–22.
- Paskoff, R.; Naranjo, J., 1979. Les grandes étapes de l'évolution géomorphologique des Andes pendant le Cénozoïque dans le sud du désert d'Atacama (Chili). *Comptes Rendus Academie Science (Paris), Ser. D*, 289: 1203–1206.
- Paskoff, R., 1989. Zonality and main geomorphic features of the Chilean coast. *Essener Geographische Arbeiten* 18: S237-S267.
- Pemberton, S.; MacEachern, J.; Frey, R., 1992, Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In Walker, R.; James, N. (eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change: Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland*, 47-72 pp.
- Quezada, J.; González, G.; Dunai, T.; Jensen, A.; Juez-Larré, J., 2007. Alzamiento litoral Pleistoceno del norte de Chile: Edades  $^{21}\text{Ne}$  de la terraza costera más alta del área de Caldera-Bahía Inglesa. *Revista Geológica de Chile*, 34, 1: 81-96.
- Rech, J.; Currie, B.; Michalski, G.; Cowan, A., 2006. Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. *Geology* 34 (9): 761–764.
- Reich, M.; Palacios, C.; Vargas, G.; Luo, S.; Cameron E.; Leybourne, M.; Parada, M.; Zúñiga, A.; You, C., 2009. Supergene enrichment of copper deposits since the onset of modern hyperaridity in the Atacama Desert, Chile. *Miner Deposita* 44: 497–504.
- Riquelme, R., 2003. Evolución Geomorfológica Neógena de los Andes Centrales del Desierto de Atacama (Chile): Interacción Tectónica-Erosión-Clima. Ph.D. Thesis, University of Chile, Santiago, and University of Toulouse III, France.

- Rojo, M., 1985. Un aporte al conocimiento del Terciario marino: Formación Bahía Inglesa. In Congreso Geológico Chileno, No. 4, Antofagasta, Actas, 1: 514-532.
- Rubilar Rogers, D.; Gutstein, C.; Mourgues, F., 2009. Nuevo yacimiento con vertebrados fósiles de la Formación Bahía Inglesa (Mioceno-Plioceno), del Norte de Chile. Fondo de apoyo a la investigación patrimonial 2009, Informes: 7-23.
- Salinas, P., 1988. Hallazgo de cetáceos fósiles (Mysticeti, Balaenopteridae) en la ciudad de Coquimbo, Chile. *Andean Geology* 15 (1): 89-94.
- Scholle, P.; Ulmer-Scholle, D., 2003. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa: 261 pp.
- Seilacher, A., 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology* 5: 413-428.
- Suárez, M.; Gutstein, C.; Pyenson, N., 2010. Un nuevo yacimiento con ballenas fósiles de la Formación Bahía Inglesa, Región de Atacama. II Simposio de Paleontología en Chile, Concepción, Libro de Resúmenes: p. 63.
- Suarez, M.; Pyenson, N.; Valenzuela-Toro, A.; Gutstein, C.; Carreño, C.; Le Roux, J.; Parham, J.; Rubilar-Rogers, D.; Metaló, A.; Rossi, V.; Cozzuol, M., 2012. Roadside whales in the Atacama: A mass death assemblage of marine mammals from Cerro Ballena, a new locality of the Bahía Inglesa Formation, Atacama Region, Chile. Resúmenes de la 15ª Reunión de Trabajo de Expertos de Mamíferos Acuáticos de América del Sur, en prensa.
- Thiele, R.; Pincheira, M., 1987. Tectónica transpresiva y movimiento de desgarre en el segmento sur de la Falla de Atacama, Chile. *Revista Geológica de Chile* 31: 77-94.
- Tucker, M., 2003. *Sedimentary Rocks in the Field*, Third Edition, John Wiley & Sons, New York, 51 pp.
- Van der Zwaan, G.; Duijnste, I.; den Dulk, M.; Ernst, S., 1999. Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleocological concepts. *Earth-Science Reviews* 46: 213-236.
- Walker, R.; James, N. (Eds.), 1992. *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Waterloo.

Walsh, S.; Hume, J., 2001. A new Neogene marine avian assemblage from north-central Chile. *Journal of Vertebrate Paleontology* 21 (3): 484-481.

Walsh, S.; Suárez, M., 2006. New penguin remains from the Pliocene of Northern Chile. *Historical Biology* 18 (2): 115–126.