



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**GEOLOGÍA MARINA DE LA BAHÍA DE TALTAL E IMPLICANCIAS PARA LA
PROSPECCIÓN ARQUEOLÓGICA SUBMARINA.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

TOMÁS ALBERTO LEÓN CORTÉS

PROFESOR GUÍA:
GABRIEL VARGAS EASTON

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
LUISA PINTO LINCOÑIR
JACOBUS LE ROUX
DIEGO SALAZAR SUTIL

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto FONDECYT 1110196

SANTIAGO DE CHILE
2014

RESUMEN

La localidad de Taltal, ubicada en la segunda región de Chile, constituye desde hace un tiempo una zona importante para los estudios arqueológicos, debido a la gran cantidad de yacimientos encontrados en su bahía y alrededores, que datan de los últimos 12.000 años.

En el área de estudio no existen antecedentes de geología marina, por lo cual es necesario caracterizar la batimetría y la distribución de facies del fondo de la bahía de Taltal. Esto con el fin de dilucidar los factores que han controlado la sedimentación, definir paleoambientes así como la posición de la línea de costa en el Pleistoceno tardío-Holoceno, e identificar áreas de prospección arqueológica submarina. Para esto se requiere un estudio interdisciplinario, el cual pueda hacer una conexión entre los estudios arqueológicos y la geología del fondo marino.

La obtención y análisis de 46 perfiles sísmicos de reflexión al interior de la bahía junto con datos sedimentológicos, obtenidos a través del muestreo superficial del fondo marino y observaciones de terreno, permitió caracterizar la batimetría, morfología, ambientes sedimentarios y las facies sísmicas del relleno sedimentario Pleistoceno tardío – Holoceno.

Con los resultados obtenidos se pudieron identificar algunas morfologías características, como promontorios submarinos, bajos batimétricos, superficies llanas y escarpes. En el fondo de la bahía se encuentran depósitos de tamaño arena gruesa (1,1 mm), en zonas litorales, a limo-grueso (0,1 mm) en zonas más profundas. Además en la parte centro-norte de la zona existen anomalías de facies gruesas (1 mm), a los pies de los promontorios submarinos identificados.

Las unidades sismoestratigráficas definidas a partir del estudio de los perfiles sísmicos son: superficie de erosión (desarrollado durante el último período glacial); unidad transgresiva y superficie de máxima inundación (asociados a la deglaciación, entre los 18 y 7 ka); y unidad de alto estadió (desde los 8-7 ka). Dentro de la superficie de erosión se encuentran escarpes asociados a las variaciones en el nivel del mar dentro de la bahía, además de los cambios provocados por el alzamiento tectónico que ocurre en la costa del norte de Chile.

Con la descripción y análisis granulométrico de tres testigos del relleno sedimentario, fue posible identificar restos de fauna (conchas) atribuibles a ambientes de playa entre las isobatas -26 y -35, a los pies de un promontorio submarino en la prolongación de la punta Morro Colorado, donde se encuentran sitios arqueológicos de los últimos 8000 años.

Los factores que han controlado la evolución del fondo de la bahía de Taltal, además de su contexto geológico-geomorfológico, son los cambios eustáticos, los cambios climáticos asociados a episodios extremos como por ejemplo lluvias torrenciales durante eventos El Niño y alzamiento de la costa producida por la tectónica del margen activo sudamericano.

AGRADECIMIENTOS

Primero agradecerles a mis padres, Nancy Cortes y José León por el apoyo incondicional en todas las decisiones que he tomado en mi vida, y por su cariño eterno que a pesar de estar lejos siempre hacen sentir que están cerca. A mis hermanos y nana por su amor diario. A mis primos y tíos que siempre me hacen sentirme feliz y orgulloso de lo que soy.

A Francisca Campos por su amor y paciencia eterna, sobre todo en los malos momentos.

Gracias a mis amigos de colegio, Catalina, Beatriz, Gatica, Vera, Merino, Rua y Moma. También a mis amigos de plan común Pompas, Pollo, Alfredo, Leo, Emilio y Cami. A todo mi curso de Geología, que como dije una vez fue como volver a estar en el colegio, en especial a Roxy, Fel, Gordo, Pancho Parra, Venao, Juanfi, Chewy, Gaby, Vale, Pelao y Flop.

Agradecer a mi profe guía, Gabriel, por la oportunidad de realizar este apasionante trabajo y descubrir el maravilloso mundo de la geología marina. A los profesores integrantes de la comisión: Luisa Pinto, Jacobus Le Roux y Diego Salazar, por sus correcciones y comentarios que ayudaron a perfeccionar este trabajo.

A las personas que me ayudaron directamente: Valentina Flores, por sus consejos y ayuda; Cristina Ortega, por darme tanta información; Cristian Nievas, por su apoyo en el uso del laboratorio; Zaida por ayudarme a hacer la larga metodología del FTIR y Jose Gonzalez por apañarme.

Gracias a todo el grupo de arqueólogos que me ayudó a comprender una nueva ciencia.

Finalmente agradecer al proyecto FONDECYT 1110196, “Cazadores-recolectores, pescadores y mineros del Período Arcaico en la costa de Taltal, norte de Chile, por financiar esta memoria y por darme la oportunidad de conocer la bella ciudad de Taltal.

TABLA DE CONTENIDO

1	Introducción	1
1.1	Planteamiento del problema de investigación	1
1.2	Objetivos	3
1.2.1	Objetivo general	3
1.2.2	Objetivos específicos	3
1.3	Ubicación y vías de acceso	3
1.4	Marco geológico-geomorfológico	4
1.4.1	Geología y geomorfología de la bahía de Taltal.....	4
1.4.2	Geomorfología local.....	6
1.5	Contexto oceanográfico	12
1.5.1	Sistema de la corriente de Humboldt.....	15
1.5.2	Variaciones globales del nivel del mar	16
2	Materiales y métodos.....	17
2.1	Análisis del contexto geomorfológico.....	17
2.2	Diseño batimétrico	17
2.3	Adquisición y tratamiento de datos sísmicos.....	18
2.3.1	Ecosonda BATHY 2010.....	19
2.3.2	Programa SonarWiz5.....	19
2.4	Muestreo y estudio del fondo marino y playas de la bahía de Taltal.....	20
2.4.1	Extracción de muestras y testigos superficiales	20
2.4.2	Análisis granulométrico.....	23
2.5	Estudio y submuestreo de testigos	24
2.6	Análisis multicomponente de espectrometría infrarroja (FTIR) de las muestras del fondo marino.....	26
2.6.1	Espectroscopia infrarroja de absorción.....	26
2.6.2	Preparación de muestras	27
2.6.3	Análisis cualitativo y cuantitativo de datos de espectroscopia	28
2.7	Sismoestratigrafía.....	31
2.7.1	Teoría de la sísmica de reflexión	31
2.7.2	Facies y ambiente de plataforma.....	35
2.7.3	Facies y reflectores sísmicos.....	36
3	Batimetría y facies superficiales de la bahía de Taltal	39

3.1	Batimetría	39
3.2	Facies de la bahía de Taltal.....	47
3.2.1	Distribución según la mediana	47
3.2.2	Distribución según selección	49
3.2.3	Distribución según el grado de asimetría.....	50
3.3	Facies mineralógicas de la bahía de Taltal	52
4	Unidades Sismoestratigráficas.....	55
4.1	Facies de bahía de Taltal.....	55
4.1.1	Facies del substrato acústico masivo.....	56
4.1.2	Facies laminadas paralelas	57
4.1.3	Facies laminadas sinuosas y caóticas.	57
4.2	Definición e interpretación de las unidades sismoestratigraficas.	57
5	Testigos sedimentarios.....	67
5.1	Descripción de testigos.....	68
5.1.1	Testigo T1	68
5.1.2	Testigo T2.....	69
5.1.3	Testigo T3.....	70
5.2	Análisis granulométrico del submuestreo.....	72
6	Discusión	75
6.1	Batimetría y facies sedimentarias: factores oceanográficos y geomorfológicos..	75
6.2	Unidades sismoestratigráficas: Factores eustáticos, tectónicos y climáticos.....	81
6.3	Geoarqueología: Potenciales sitios de prospección submarina.....	89
7	Conclusiones.....	92
8	Bibliografía	94
9	Anexos.....	99

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de ubicación de yacimientos arqueológicos.	2
Figura 1.2. Área de estudio. A) Imagen satelital del área de estudio. B) Vías de acceso.	4
Figura 1.3. Mapa geológico de la bahía de Taltal. Modificado de Naranjo et. al (1984).	6
Figura 1.4. Depósitos coluviales. Izquierda.: Conos de deyección. Derecha: Perfil de los conos de deyección.	7
Figura 1.5. Depósitos aluviales. Arriba: Abanicos aluviales. Abajo: Planicies aluviales.	8
Figura 1.6. Redes de drenaje en la quebrada San Ramón.	9
Figura 1.7. Terrazas de abrasión marina.	10
Figura 1.8. Línea de costa y estructuras sedimentarias. Arriba: Línea de Costa. Abajo izquierda: Laminación paralela. Abajo derecha: Estratificación en artesa.	11
Figura 1.9. Acantilado costero. Izquierda: Al norte de la bahía de Taltal. Derecha: En el centro de la bahía.	12
Figura 1.10. Corrientes superficiales de los océanos. Se observa la influencia de los vientos alisios y del oeste en la circulación de las corrientes en el ecuador y latitudes medias. Extraído de Chester (1990).	12
Figura 1.11. Fenómeno de upwelling y downwelling, además de la deriva de Ekman. Extraído de http://creoverdeseo.wordpress.com/	13
Figura 1.12. Corrientes en el borde oeste de Sudamérica durante el invierno (izquierda) y verano (derecha). WWD: West Wind Drift; PCCC: Perú-Chile Countercurrent; PUC: Perú Undercurrent; PCC: Perú-Chile Current; CCC: Chile Coastal Current; CHC: Cape Horn Current. Modificado de Strub et al. (1998).	14
Figura 1.13. Componentes y circulación de la corriente de Humbolt. Extraído de Sturb et al., 1998.	15
Figura 1.14. Niveles relativos del nivel del mar en el último ciclo glacial según datos obtenidos en localidades australianas. Modificado de Lambeck et al. (2002).	16
Figura 2.1. Gráfico de las coordenadas del perfil 1.	18
Figura 2.2. Programa SonarWiz5. Arriba: Interfaz de ubicación de perfiles. Abajo: Interfaz de visualización y edición de perfiles.	20
Figura 2.3. Muestreo del fondo marino. A) Draga "cuchara". B) Recolección de muestra en draga.	21
Figura 2.4. Obtención de testigo sedimentario	21
Figura 2.5. Mapa de muestras y testigos.	22
Figura 2.6. Granulómetro <i>Malvern Master Sizer 2000</i>	24
Figura 2.7. Software Mastersizer 2000 y curva de distribución de la muestra T35.	24
Figura 2.8. Testigo sedimentario y submuestreo.	25
Figura 2.9. Esquema de procesamiento de la señal en FTIR. Extraído de http://www.flsmidth.com/~media/Images/Frontpage%20and%20subsites/Gas%20Analysis%20Technology/Products/measuring%20Principles/FTIR.ashx?h=310&mh=325&mw=720&w=475	27
Figura 2.10. Pastilla muestra T34.	28
Figura 2.11. Instrumento FTIR	29
Figura 2.12. Corrección de la línea base del espectro de la muestra T35.	29

Figura 2.13. Comparación del espectro original (azul) con la curva creada a partir de las especies minerales representativas (verde).	30
Figura 2.14. Muestra la reflexión y transmisión de un rayo perpendicular a una superficie de impedancia acústica (Z). Modificado de Muñoz (2010).	32
Figura 2.15. Obtención de datos sísmicos marinos. 1, Reflector de incidencia sísmica vertical; 2, Reflector de ángulo amplio; 3, Ondas refractadas. Modificado de Kennett (1982).	33
Figura 2.16. Gráfica de variación de amplitud de onda según el espesor. A menos espesor mayor amplitud de onda, y por el contrario, a mayor espesor menor amplitud de onda. La onda de color negro representa el marcador en los perfiles sísmicos. Modificado de Kennet (1982).	34
Figura 2.17. Registro sísmico. Se construye a partir de la fuente de energía, la impedancia de la roca y el espesor de los estratos. Cada marcador representa una amplitud de onda.	34
Figura 2.18. Perfil esquemático que muestra el ambiente litoral (foreshore), el ambiente sublitoral (shoreface y offshore) y las facies correspondientes para cada uno.	35
Figura 2.19. Configuraciones de los reflectores sísmicos. Extraído de Mitchum et al. (1977)	36
Figura 2.20. Principales terminaciones de reflectores sísmicos. Mitchum et al. (1977b).37	
Figura 2.21. Secuencia esquemática de los principales system tracts. A la derecha, curva nivel base vs. tiempo, donde se representan cada una de la unidades. Modificado de Emery y Myers (1996).	38
Figura 2.22. Esquema de las arquitecturas de acuerdo a la acomodación y a los aportes sedimentarios. Homewood et al. (2000).	38
Figura 3.1. Mapa de perfiles sísmicos.	40
Figura 3.2. Mapa batimétrico de la bahía de Taltal y ubicación de perfiles.	41
Figura 3.3. Perfiles batimétricos de la bahía.	42
Figura 3.4. Modelo de elevación digital (DEM) del fondo marino.	43
Figura 3.5. Mapa de pendientes.	45
Figura 3.6. Línea amarilla corresponde al promontorio submarino y la línea verde corresponde al bajo batimétrico.	46
Figura 3.7. Línea celeste corresponde al escarpe y la línea roja al fondo subhorizontal. 46	
Figura 3.8. Mapa de la mediana. A la derecha se muestra la escala de tamaño en mm, en puntos verdes las muestras superficiales y en líneas punteadas azules los perfiles	48
Figura 3.9. Perfiles de distribución de la mediana.	48
Figura 3.10. Mapa de la selección. A la derecha se muestra la escala de color, en puntos verdes las muestras superficiales y en líneas punteadas azules los perfiles.	49
Figura 3.11. Perfiles de distribución de la selección.	50
Figura 3.12. Mapa de asimetría. A la derecha se muestra la escala de color, en puntos verdes las muestras superficiales y en líneas punteadas azules los perfiles	51
Figura 3.13. Perfiles de distribución de la asimetría.	51
Figura 3.14. Mapa de distribución de los carbonatos. A la derecha está la escala de color, en puntos verdes las muestras superficiales y en líneas punteadas azules los perfiles. ...	53
Figura 3.15. Mapa de distribución de líticos. A la derecha está la escala de color, en puntos verdes las muestras superficiales y en líneas punteadas azules los perfiles.	53

Figura 3.16. Perfiles de distribución de carbonatos.	54
Figura 3.17. Perfiles de distribución de los líticos.	54
Figura 4.1. Mapa de distribución de perfiles sísmicos estudiados.	55
Figura 4.2. Modelo de Exxon el cual muestra la distribución de los systems tracts, según el cambio en el nivel del mar. UBE: unidad de bajo estadio, UT: unidad transgresiva y UAE: unidad de alto estadio.	58
Figura 4.3. Facies del perfil perfil 14. A) Perfil sísmico. B) Perfil sísmico interpretado con las facies. C) Zoom de las facies. En morado facies laminada sinuosa y caótica, amarillo facies laminada caótica y rojo facies masiva. En la facies amarilla se identifican terminaciones del tipo downlap y toplap.....	59
Figura 4.4. Facies del perfil perfil 30. A) Perfil sísmico. B) Perfil sísmico interpretado con las facies. C) Zoom de las facies. En morado facies laminada sinuosa y caótica y en rojo facies masiva.....	60
Figura 4.5. Facies del perfil 4. A) Perfil sísmico. B) Perfil sísmico interpretado con las facies. C) Zoom de las facies. En morado facies laminada sinuosa y caótica, amarillo facies laminada caótica, y rojo facies masiva. En la facies amarilla se identifican terminaciones del tipo downlap.....	61
Figura 4.6. Facies del perfil 3. A) Perfil sísmico. B) Perfil sísmico interpretado con las facies. C) Zoom de las facies. En morado facies laminada sinuosa y caótica, amarillo facies laminada caótica, y rojo facies masiva. En la facies amarilla se identifican terminaciones tipo onlap.	62
Figura 4.7. Unidades sismoestratigráficas del perfil 23. A) Perfil sísmico. B) Perfil sísmico interpretado. En la unidad transgresiva es posible observar terminaciones del tipo downlap y onlap. Es posible distinguir la superficie de máxima inundación (línea azul) y el contacto agua-sedimento (línea roja).....	63
Figura 4.8. Unidades sismoestratigráficas del perfil 13. A) Perfil sísmico. B) Perfil sísmico interpretado. Es posible distinguir la superficie de máxima inundación (línea azul) y el contacto agua-sedimento (línea roja).....	64
Figura 4.9. Unidades sismoestratigráficas del perfil 38. A) Perfil sísmico. B) Perfil sísmico interpretado. En la unidad transgresiva se reconocen terminaciones del tipo onlap. Además se pueden observar la superficie de máxima inundación (línea azul) y el contacto agua-sedimento (línea roja).	65
Figura 4.10. Unidades sismoestratigráficas del perfil 5. A) Perfil sísmico. B) Perfil sísmico interpretado. Se puede observar la superficie de erosión (verde), de máxima inundación (azul) y el contacto agua-sedimento actual (rojo). Se observan terminaciones tipo downlap en la unidad transgresiva.....	66
Figura 5.1. Mapa de ubicación de testigos	67
Figura 5.2. Testigo 1 dividido en unidades (arriba) y zoom de las unidades (abajo).....	69
Figura 5.3. Testigo 2 dividido en unidades (arriba) y zoom de las unidades (abajo).	70
Figura 5.4. Testigo 3 dividido en unidades (arriba) y zoom de las unidades (abajo).	71
Figura 5.5. Foto y gráficos de distribución granulométrica del testigo T1.....	72
Figura 5.6. Foto y gráficos de distribución granulométrica del testigo T2.	73
Figura 5.7. Foto y gráficos de distribución granulométrica del testigo T3.....	74
Figura 6.1. Ilustración interpolación vecino natural.	76
Figura 6.2. Prolongaciones quebradas San Ramón y Taltal, y traza de falla.	77

Figura 6.3. Cambios en la dirección del tren de olas desde el suroeste, producido por la difracción de éstas en la Punta Taltal.	79
Figura 6.4. Ubicación de perfiles de interpretación	79
Figura 6.5. Comparación de perfiles para: batimetría, mediana, líticos y carbonatos. Las flechas rojas señalan los cambios de ambientes.....	80
Figura 6.6. Cambios del nivel del mar (izquierda) y cambios en los volúmenes de hielo (derecha). Extraído de Lambeck et al. (2002).....	81
Figura 6.7. Superficie de erosión a 100 m de profundidad aproximadamente.....	82
Figura 6.8. Extensión de las quebradas Taltal y San Ramón. El cuadro rojo muestra la zona de estudio. Imagen extraída de Google Earth.	83
Figura 6.9. Eventos mayores de aluviones en la costa del desierto de Atacama en el norte de Chile (izquierda) y el sur del Perú (derecha). Vargas et al (2006)	84
Figura 6.10. Cambios durante la deglaciación. Extraído de Lambeck et al. (2002)	84
Figura 6.11. Interpretación de la unidad transgresiva y escarpe en la superficie de erosión del perfil 23.....	85
Figura 6.12. Interpretación de la unidad transgresiva y promontorios submarinos en el perfil 13.	86
Figura 6.13. Mapa interpretativo de la línea de costa a los 12.000 A.P y 10.000 AP. Además se muestra la distribución de la mediana.	87
Figura 6.15. Unidad transgresiva y depósitos de abanicos (amarillo) en perfil 4.....	88
Figura 6.14. Unidad transgresiva y depósitos de abanicos (amarillo) en perfil 5.....	88
Figura 6.16. Foto yacimientos Morro Colorado y Punta Morada.....	90
Figura 6.17. Yacimiento Morro Colorado.....	90

INDICE DE TABLAS

Tabla 4.1. Clasificación de facies sísmicas. Ramasayer (1979).....	56
Tabla 5.1. Resumen de descripción de testigos sedimentarios.....	71

1 Introducción

1.1 Planteamiento del problema de investigación

La localidad de Taltal desde hace ya un tiempo ha sido foco de estudios arqueológicos, pues ofrece una oportunidad única a nivel continental para comprender las formas de organización económica (subsistencia, tecnología, movilidad) de los grupos arcaicos y cómo a partir de ésta se concretó la explotación y distribución de óxidos de hierro en la costa del norte de Chile (Salazar et al., 2013). Esto se debe a que posee sitios de ocupación costera desde el Arcaico Temprano hasta el Arcaico Tardío, 7000-4000 A.P. y 4000-2000 A.P. respectivamente, fundamentado por la presencia sistemática de objetos con pintura roja o restos de minerales de óxido de hierro en contextos habitacionales y funerarios, así como una mina de explotación intensiva y sistemática de óxidos de hierro durante los períodos Arcaico Temprano y Arcaico Tardío, con un primer hallazgo de edad 10.500 A.P., y un segundo hallazgo de edad 4500 A.P. Estas edades fueron obtenidas a través de la datación de radiocarbono en 14 muestras de carbón y conchas encontradas en el lugar (Salazar et al., 2013). Esta mina de explotación corresponde a la mina San Ramón 15, la que constituye la evidencia más antigua de minería datada a la fecha en América, y una de las más antiguas del mundo. Dentro de las evidencias más antiguas de extracción de pigmento (minería) se encuentra el sitio Lion Cave, en Swazilandia, donde se explotaron óxidos de hierro cerca de 40.000 años atrás (Beaumont 1973). La forma de vida de los individuos que habitaron la zona en esta época se desarrollaba principalmente en la costa, dado que tenían mayor facilidad de recursos alimenticios y de vivienda.

Una pregunta fundamental es cuál era el paisaje en que se desarrolló la ocupación humana de la costa de Taltal a inicios del Holoceno. Para ello se requiere un estudio interdisciplinario, que pueda hacer una conexión entre los estudios arqueológicos de los humanos que vivieron en el período Arcaico y como ellos interactuaron con el paisaje que había en la época. Los yacimientos encontrados en la zona datan desde los 12.000 A.P. hasta los 1.500 A.P. (Salazar et al., 2013), por lo que estos se habrían formado dentro del período Holoceno, es decir, luego del fin de la última glaciación (cuando el nivel del mar estuvo globalmente 120-130 m más bajo de su posición actual, hace unos 22-18 ka; Lambeck et al., 2002) y durante el período deglacial, desde 15 ka A.P., cuando el planeta entero sufrió un calentamiento global. Esto provocó cambios eustáticos, haciendo que la línea de costa se desplace más hacia al continente, lo que implicó que hace unos 10 ka A.P., el nivel del mar estuviera, como promedio, 50 m más bajo que el actual (Lambeck et al., 2002). Dado estos antecedentes, se requiere realizar un estudio geomorfológico de la bahía para determinar cuáles son los factores principales que controlaron localmente los cambios de la línea de costa.

En el área de estudio no existen antecedentes de geología marina del fondo de la bahía de Taltal, por lo tanto, se hace necesario caracterizar la distribución de facies submarinas y los factores que han controlado la sedimentación, para definir paleoambientes que ayuden a identificar la posible línea de costa y también identificar potenciales puntos de prospección arqueológica submarina.

En el marco del proyecto FONDECYT 1110196, “Cazadores-recolectores, pescadores y mineros del período Arcaico en la costa de Taltal, norte de Chile”, en este trabajo se propone caracterizar la geología marina de la bahía de Taltal, y determinar los factores que condicionaron su evolución pleistocena-holocena, en particular el rol de procesos hidrológicos, hidrodinámicos y eustáticos. Para dicha labor se identificarán las morfologías principales de la batimetría de la bahía, además de la distribución de facies sedimentarias del fondo de la bahía de Taltal y conformación sismoestratigráfica de la subsuperficie del fondo marino. Como aporte a los estudios arqueológicos de la zona, se pretende proponer posibles zonas de prospección arqueológica submarina, que tengan una relación con los sitios arqueológicos costeros de la bahía (Figura 1.1).

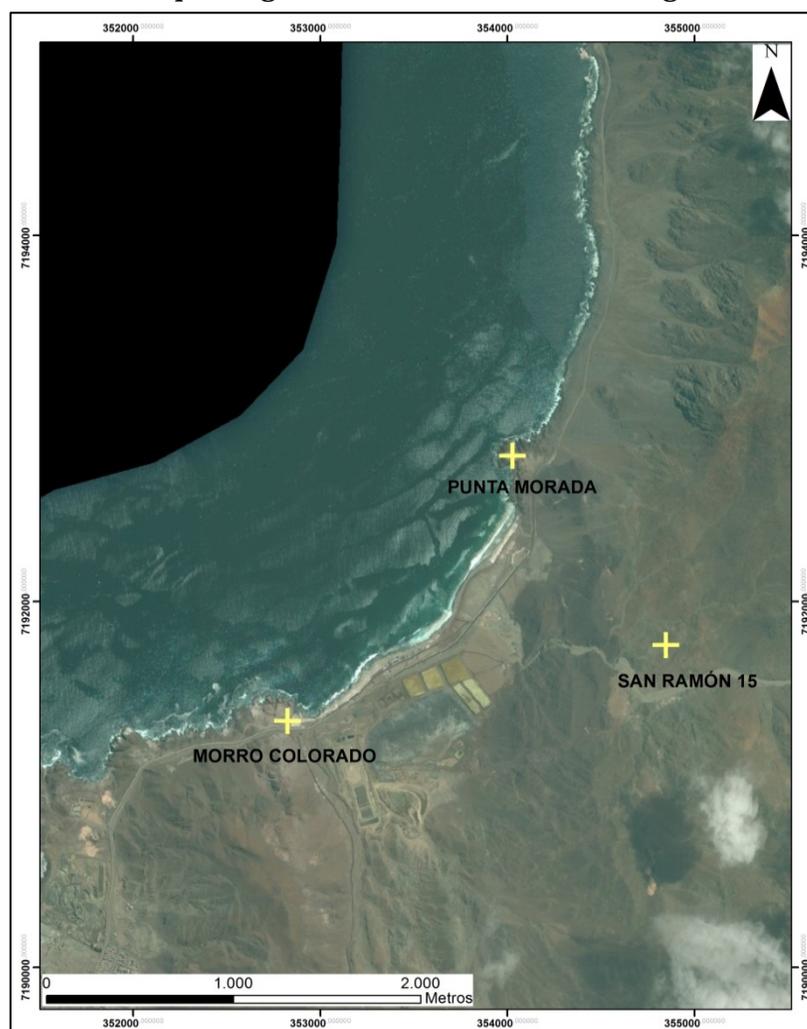


Figura 1.1. Mapa de ubicación de yacimientos arqueológicos.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

- Determinar los factores que condicionaron la evolución de la línea de costa y su vínculo con procesos hidrológicos, geodinámicos y eustáticos en el Pleistoceno tardío-Holoceno en la bahía de Taltal, e identificar zonas de prospección arqueológica submarina para la búsqueda de potenciales sitios de asentamiento.

1.2.2 Objetivos específicos

- Determinar la distribución de las facies sedimentarias del fondo de la bahía de Taltal, y su relación con la batimetría.
- Determinar las unidades sismoestratigráficas, e interpretar su relación con procesos sedimentarios marinos y cambios eustáticos en el Pleistoceno tardío-Holoceno.
- Determinar potenciales sitios para prospección arqueológica submarina.

1.3 Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se ubica en la bahía de Taltal, que se encuentra entre las coordenadas $25^{\circ} 22,5'S$ y $25^{\circ} 23,7'S$; y $70^{\circ} 27' O$ y $70^{\circ} 30,9'O$. Esta se ubica en la segunda región de Antofagasta, al sur de la ciudad del mismo nombre. El área abarca un rectángulo de 4,15 km de ancho por 7,15 km de largo, y comprende una superficie de 31,13 km² aproximadamente. La orientación preferencial de la bahía es NE-SO y presenta 3 puntas principales que son: Punta Morada, Punta del Fuerte y Punta Taltal. El área está limitada hacia el oeste por la línea de proyección desde La Punta Taltal y hacia el este, por un mínimo de 0,7 km y un máximo de 3 km desde la línea de costa. El límite al norte está dado por Punta Morada, mientras que al sur lo limita Punta Tatal (Figura 1.2, A).

Las vías de acceso, por la parte norte, son la Ruta costera B-710 a 211 km de Antofagasta y la Ruta 5 norte a 294 km. Por el lado sur desde Copiapó, el área se ubica a 309 km, por la Ruta 5 en dirección norte y luego la Ruta 1 en dirección NO (Figura 1.2, B).

Parte del área de estudio se encuentra en la zona costera de la bahía, pero la mayoría del área se encuentra debajo del mar por lo que es necesario el uso de una lancha apta para poder hacer los estudios pertinentes.

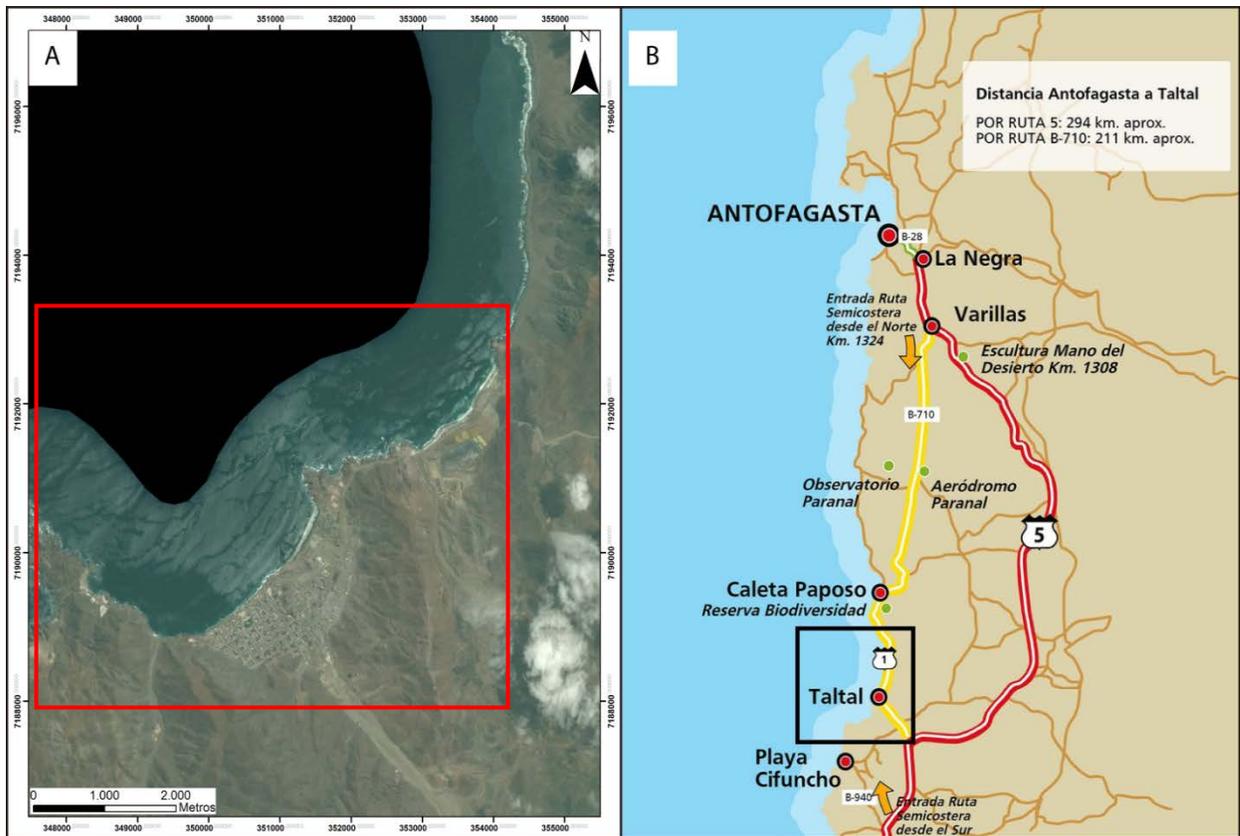


Figura 1.2. Área de estudio. A) Imagen satelital del área de estudio. B) Vías de acceso.

1.4 Marco geológico-geomorfológico

1.4.1 Geología y geomorfología de la bahía de Taltal

De acuerdo con la carta geológica Taltal-Chañaral (Naranjo, J.A.; Puig, A. 1984, Hojas Taltal y Chañaral. Serv. Nac. Geol. Miner., Carta Geol. Chile, Nos. 62-63) las unidades estratificadas que afloran en la bahía de Taltal corresponden a la Formación La Negra, de edad jurásica, que está caracterizada por una franja continua de lavas, con intercalaciones de brechas y rocas sedimentarias fosilíferas, que afloran desde Taltal al sur, y es equivalente a la sucesión de lavas andesíticas, con intercalaciones de brechas y areniscas rojas, definida por García (1967). También en la zona central de Taltal aflora otra unidad estratificada, de edad cretácica temprana, caracterizada por una secuencia volcanoclástica con intercalaciones de rocas sedimentarias, continentales y marinas, definida como la Formación Aeropuerto.

Además en esta zona afloran una serie de intrusivos que corresponden al Grupo Plutónico Matancilla, de edad jurásica media a tardía, el cual es petrográficamente heterogéneo, que incluye, en forma principal, granodioritas y tonalitas, con variaciones monzodioríticas y graníticas, que presentan similares relaciones de terreno. Este grupo plutónico aflora típicamente en las quebradas Matancilla y Bandurrias, al noroeste de la

Hoja Taltal, pero en el área de estudio se puede identificar en las cercanías de la quebrada San Ramón (Figura 1.3).

Cabe destacar que en la zona se pueden apreciar distintos elementos estructurales, los cuales se asocian al Sistema de Fallas de Atacama (SFA). El SFA es una estructura principal mesozoica y con reactivaciones recientes en sistemas de horst y graben simétricos y asimétricos delimitados por fallas de componente principal normal durante el Cenozoico tardío (Gonzalez et al., 2003).

La zona de estudio se ubica en la costa del Norte Grande la cual se identifica, según Roland Paskoff (1970), como una costa desértica que está caracterizada por la presencia de un gran escarpe continuo sobre una distancia de más de 700 km y con una altura de 700 m en promedio. Constituye un rasgo geomorfológico mayor a escala de la Tierra. En la zona este rasgo mayor se encuentra inactivo, ya que existen terrazas marinas que se interponen entre el acantilado y la orilla del mar. Estas terrazas de abrasión, a menudo accidentada por antiguos escollos, generalmente no sobrepasan los 50 m de altura y tienen un ancho que puede alcanzar hasta 2 o 3 km. Quebradas que nacen en la Cordillera de la Costa y llegan al océano han erosionado las terrazas grandes, las que fueron posteriormente cubiertas por conos de deyección durante el Cuaternario. Además tiene una plataforma continental estrecha que bordea la costa alineada con una orientación común N-S.

Específicamente en la bahía de Taltal, según Jean Louis Guendon (2008), la Cordillera de la Costa presenta localmente cerca de 2000 m de altitud. Su fachada occidental se sumerge en el Pacífico con quebradas empinadas, a veces muy abruptas y rocosas, cortadas por acantilados. Solo cuatro sistemas hidrográficos constituidos de valles y quebradas, generalmente secas, cortan la cordillera en todo su extensión, y unen el Valle Central con el litoral. Las quebradas principales que desembocan en el océano, de norte a sur, son: quebrada San Ramón, quebrada Taltal y quebrada Los Changos. Para el caso de las dos primeras, ambas tienen su cabecera en la Cordillera Principal y atraviesan todo el relieve desértico hasta la línea de costa en Taltal.

Al pie de este relieve, la plataforma litoral es estrecha (algunos cientos de metros de largo en promedio), localmente incluso inexistente. La línea de costa, que tiene globalmente una orientación norte-sur y es ligeramente cóncava entre la Punta Grande al sur de Paposo y la Punta de Taltal, presenta algunas pequeñas puntas rocosas separadas por bahías poco profundas (caletas) igualmente rocosas. Las playas son escasas y estrechas, salvo al sur de la Punta Grande.

Este litoral presenta un ambiente desértico, rocoso. Las lluvias son excepcionales, pero la bruma litoral (camanchaca) aporta una humedad no despreciable. Bloqueada por la Cordillera de la Costa, esta bruma es de tanta importancia que el relieve de la cordillera ha sido elevado. La vegetación es escasa esencialmente constituida por cactus y euphorbia. Existen aun así algunas pequeñas fuentes de agua dulce a lo largo del litoral.

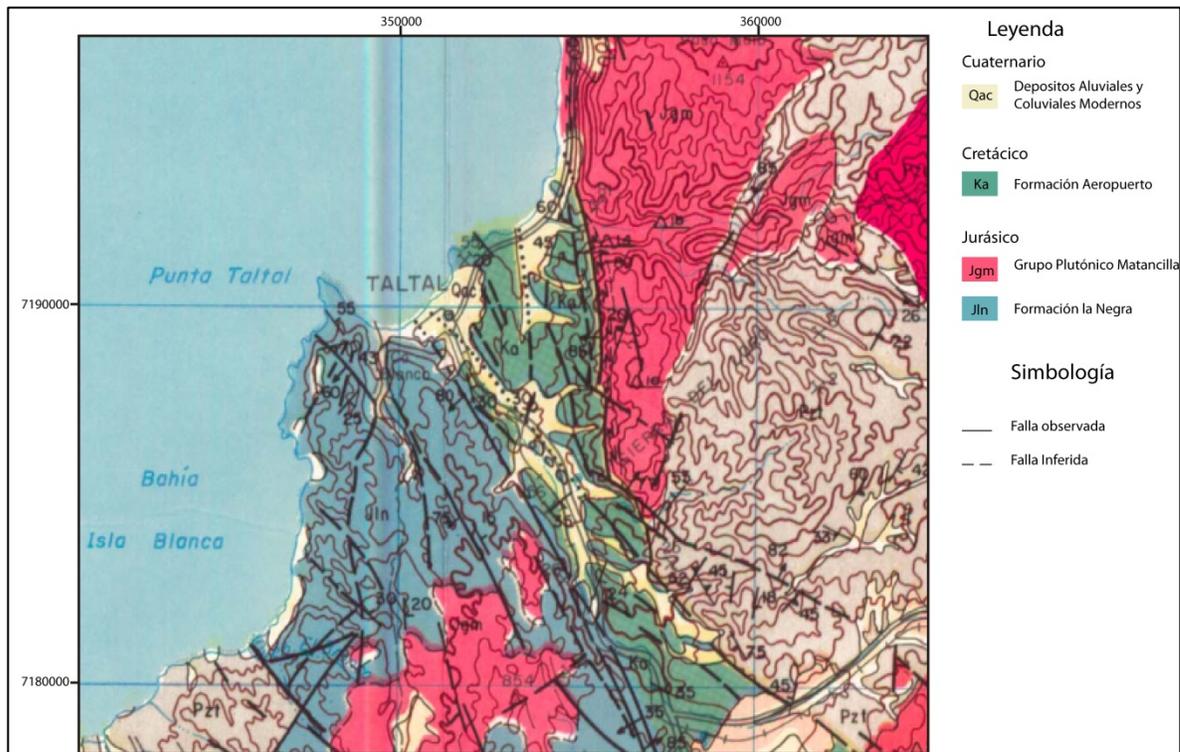


Figura 1.3. Mapa geológico de la bahía de Taltal. Modificado de Naranjo et. al (1984).

1.4.2 Geomorfología local

Dentro de la zona de estudio, se han podido identificar numerosas morfologías, las cuales fueron clasificadas según su ubicación geográfica, relaciones de contacto entre depósitos, características geométricas y evidencias sedimentológicas.

Con el objetivo de vincular los rasgos geomorfológicos, continentales y costeros, con las características del fondo marino, a continuación se muestra una descripción de cada una de las morfologías identificadas durante el trabajo en terreno y análisis de gabinete mediante imágenes satelitales.

1.4.2.1 Formas coluviales

Estas formas se definen, según Benedict (1971), como masas de rocas y detritos no consolidados en la base de acantilados y laderas, depositados por lavado de superficies, particularmente por efectos gravitacionales. Las laderas en donde se encuentran estos tipos de depósitos presentan fuertes pendientes entre 30° a 40°.

En el área de estudio se pudieron encontrar morfologías del tipo conos de deyección, descritos a continuación.

1.4.2.1.1 Conos de deyección

Corresponden a depósitos de alta pendiente, los cuales están formados por sedimentos de granulometría variable entre arena y grava gruesa. Su selección es bastante mala y sus clastos son angulosos y poco esféricos, lo que revela el poco transporte de los sedimentos que componen al depósito. Poseen una morfología cónica que varían del orden de decenas de metros.

En el área de estudio estos se encuentran hacia el norte de Punta Morada y en todo el borde suroeste de la ciudad de Taltal, adjuntos a laderas de alta pendiente que cuentan con material disponible para ser transportado (Figura 1.4). Además es posible apreciar como estos depósitos llegan a la línea de costa y se ven cortados por distintos niveles del mar. Se observan por lo general, en el acantilado costero y en algunos casos en laderas de cerros, bastante erosionados.



Figura 1.4. Depósitos coluviales. Izquierda.: Conos de deyección. Derecha: Perfil de los conos de deyección.

1.4.2.2 Formas aluviales

Corresponden a depósitos no consolidados de granulometría muy variable entre arena y grava inmersos en una matriz fina. Es posible encontrar en algunos casos granulometrías de tamaño arcilla. Estos se forman por flujos de agua esporádicos con energía y volúmenes variables, y se encuentran a los pies de las laderas en las desembocaduras de quebradas.

Dentro del área se pudieron distinguir abanicos y planicies aluviales, que se diferencian por su ángulo y deposición. Además se encontraron otras morfologías asociadas a flujos de agua, pero no se pudieron clasificar dentro de este tipo de formas debido a que no presentaban características morfológicas y sedimentológicas identificables.

1.4.2.2.1 Abanicos aluviales

No son muy abundantes en la zona de estudio, pero sus ejemplares son de gran tamaño. Se caracterizan por encontrarse en los pies de las quebradas y por tener una forma cóncava y alargada longitudinalmente (Figura 1.5). Están compuestos por sedimentos de tamaño grava y arena, donde es posible distinguir la presencia de canales distributivos.

Gran parte de ellos se encuentran erodados por la acción de la red de drenaje mayor, lo que implica que son una importante fuente de sedimentos hacia los cauces.

En el área de estudio se distinguen dos abanicos aluviales mayores, que se encuentran en la desembocadura de dos de las quebradas principales, quebradas San Ramón y Taltal.

1.4.2.2.2 Planicies aluviales

Son formas con superficies amplias y subhorizontales que se ubican rellenando los valles, actualmente colgados, debido a la incisión de los cauces. Es posible encontrarlos en las pequeñas redes de drenajes de los valles que desembocan en las redes mayores.

Se ubican en los cerros adyacentes a la quebrada Taltal y San Ramón (Figura 1.5).

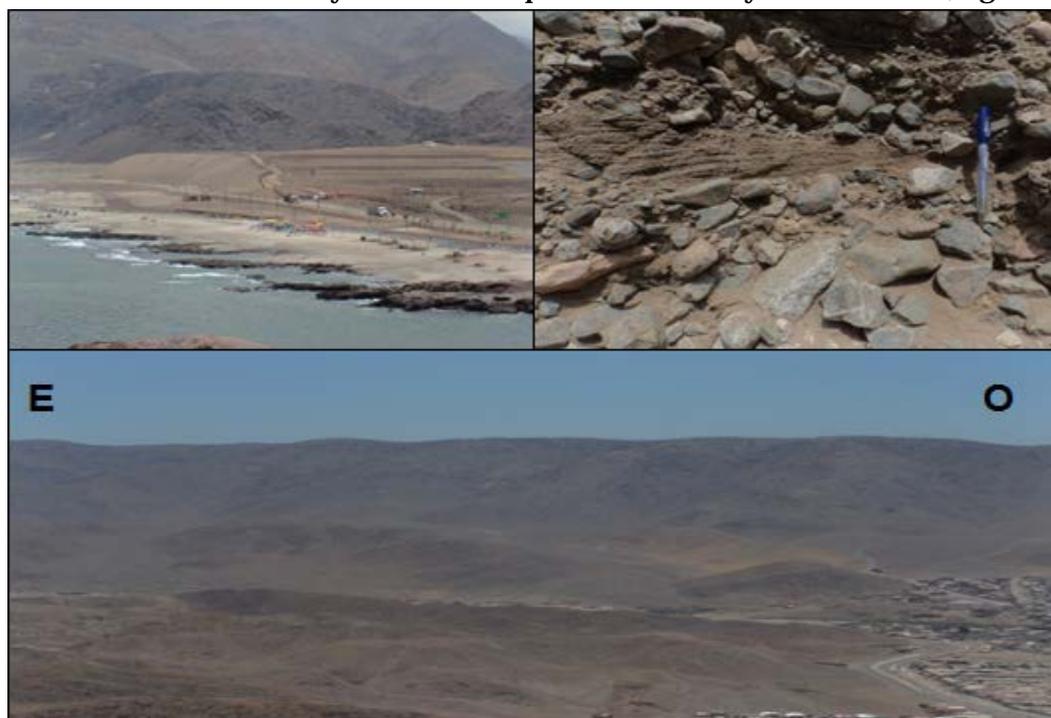


Figura 1.5. Depósitos aluviales. Arriba: Abanicos aluviales. Abajo: Planicies aluviales.

1.4.2.3 Formas de red de drenaje

Según la morfología observada por imágenes satelitales y la corroboración de estas en terreno, las redes de drenajes que se encuentran en el área continental de la bahía corresponderían, según la clasificación de Schumm (1981, 1985b) y Knighton and Nanson (1993), a canales del tipo meandros (Figura 1.6). Estos se caracterizan por presentar una sinuosidad mayor a 1,5 y tener formas de erosión y deposición hacia los bordes del canal principal. Además dentro del canal también se distinguen barras de deposición.

A través de la clasificación según lecho, siguiendo los parámetros definidos por Howard (1980) y Howard et al. (1994, 2007), los cauces principales corresponderían a un lecho aluvial. Este tipo de canales son capaces de transportar una amplia gama de familias de granos y se producen en zonas áridas, donde la producción de sedimento es alta y la meteorización física predomina sobre la química.

Dentro del cauce de la quebrada Taltal es posible reconocer otras morfologías de deposición como terrazas fluviales, las cuales evidencian antiguos canales principales de la red de drenaje. No es posible distinguir una temporalidad entre ellas, dado que no se presentan en secuencia y tampoco se tiene dataciones de ellas.

La actividad fluvial ha producido numerosos escarpes en formas aluviales, en las Formaciones Aeropuerto y La Negra; y en las desembocaduras los afluentes, como es el caso de las quebradas San Ramón, Taltal y Los Changos.



Figura 1.6. Redes de drenaje en la quebrada San Ramón.

1.4.2.4 Formas marinas

Las morfologías costeras están condicionadas por muchos factores como las mareas, olas y vientos. La combinación de estos factores hará que se formen ciertas morfologías de erosión o deposición. Dentro de las muchas morfologías que se pueden producir en un ambiente marino, en la zona de estudio se identificaron 2 principalmente: terrazas y líneas de costa, detalladas a continuación.

1.4.2.4.1 Terrazas marinas de abrasión

Son 5 las principales terrazas de abrasión en la zona y se encuentran cerca de los yacimientos arqueológicos. Estas se ubican en Punta Morada, Morro Colorado y Punta Tatal Su distribución es desde la línea de costa actual hasta los 17 m s.n.m. Se caracterizan principalmente por tener clastos redondeados, buena selección y sedimentos de tamaño arena media a gruesa. Además es posible encontrar restos de conchas que podrían corresponder a bivalvos y gasterópodos (Figura 1.7). Dado que no existen dataciones radiométricas no es posible determinar su edad. Se presentan levemente inclinadas (1° - 2°) hacia el mar y son separadas por pequeñas playas. Además en algunas terrazas se pueden identificar acantilados y niveles antiguos de costa.



Figura 1.7. Terrazas de abrasión marina.

1.4.2.4.2 Línea de costa

Dentro de toda la línea de costa se pueden observar al menos 4 playas, que corresponden a playas de dispersión, debido a que presentan una amplia zona de navegación y una leve o casi nula inclinación (Figura 1.8). Estas son principalmente

arenosas, con una población de clastos mayores (hasta 4 cm), redondeados, aplanados y en algunos casos imbricados.

En la playa de más al norte, donde desemboca la quebrada San Ramón, se distingue un nivel antiguo de playa el cual se caracteriza por presentar clastos de 10-15 cm, redondeados e imbricados en una matriz de arena y una orientación subparalela a la playa actual. Además en estas paleoplayas es posible distinguir conchas de bivalvos y otros organismos.



Figura 1.8. Línea de costa y estructuras sedimentarias. Arriba: Línea de Costa. Abajo izquierda: Laminación paralela. Abajo derecha: Estratificación en artesa.

1.4.2.4.3 Acantilado costero de la Bahía de Taltal

El escarpe costero de la bahía de Taltal está presente en la parte norte y sur de la bahía. En la zona intermedia este rasgo es difícil de observar, salvo en el sector de Morro Colorado. Observaciones de terreno realizadas en el marco de esta memoria muestran que este escarpe se encuentra inactivo, debido a que más al norte y en el área de estudio cercano al pueblo de Paposo, existen terrazas marinas que se interponen entre el acantilado y la orilla del mar. El talud del escarpe costero de la bahía de Taltal varía, de oeste a este, de subvertical a una pendiente de 50° - 60° , respectivamente. La altura también varía por sectores: al norte de Punta Morada alcanza una altura de 550 m s.n.m, mientras que en la zona de Punta Taltal llega a los 220 m s.n.m. En la bahía alcanza un máximo de 20 m s.n.m (Figura 1.9).

La variación de esta altura puede deberse a los efectos que podrían tener las distintas fallas en la zona central de la bahía, suponiendo que éstas tienen actividad cuaternaria.



Figura 1.9. Acantilado costero. Izquierda: Al norte de la bahía de Taltal. Derecha: En el centro de la bahía.

1.5 Contexto oceanográfico

La circulación de aguas superficiales en los océanos es conducida por la respuesta de las masas de agua a los patrones de circulación atmosféricos y a la forma de las cuencas oceánicas. Dos patrones de circulación principales pueden ser invocados: los vientos alisios y los vientos del oeste (Figura 1.10).

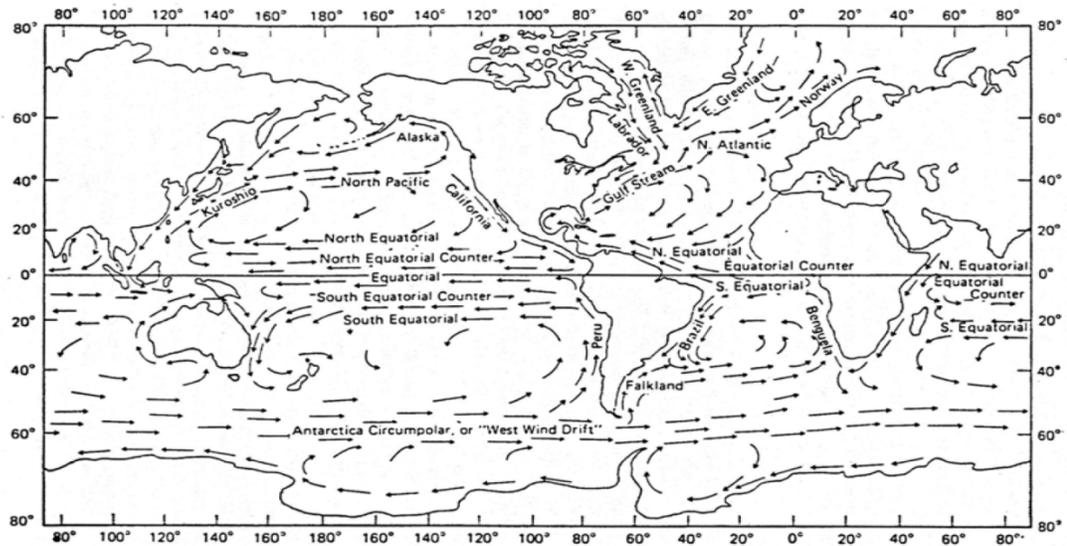


Figura 1.10. Corrientes superficiales de los océanos. Se observa la influencia de los vientos alisios y del oeste en la circulación de las corrientes en el ecuador y latitudes medias. Extraído de Chester (1990).

Los vientos alisios se mueven de forma diagonal de este a oeste a través del Ecuador en latitudes bajas, mientras que los vientos del oeste dominan en latitudes medias. En ambos casos este patrón está influenciado por el anticiclón subtropical en sus flancos norte y sur, respectivamente. El Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental (APSO) somete a gran parte del margen oeste de América del Sur a una gran estabilidad atmosférica, originada en la subsidencia de aire seco y frío que contrasta con el aire marino cálido y húmedo. Su influencia durante todo el año limita o atenúa el desplazamiento hacia el norte de perturbaciones frontales provenientes del cinturón de los vientos del oeste en latitudes medias y altas. El resultado de esto es el establecimiento de celdas de circulación anticiclónica de las masas de agua superficiales (giros anticiclónicos) en las regiones tropicales y subtropicales (Strub et al., 1998).

La circulación atmosférica superficial de este anticiclón impulsa la corriente de Humboldt y genera movimientos verticales de masas de agua en la forma de *upwelling* (surgencia) y *downwelling*. Este fenómeno ocurre principalmente en el límite este de las cuencas oceánicas, en las regiones subtropicales donde el viento dirige masas de agua en dirección al océano como efecto de la “Deriva de Ekman”. La continuidad de masa promueve la circulación de aguas profundas desde profundidades de 200-400 m hacia la superficie (Figura 1.11).

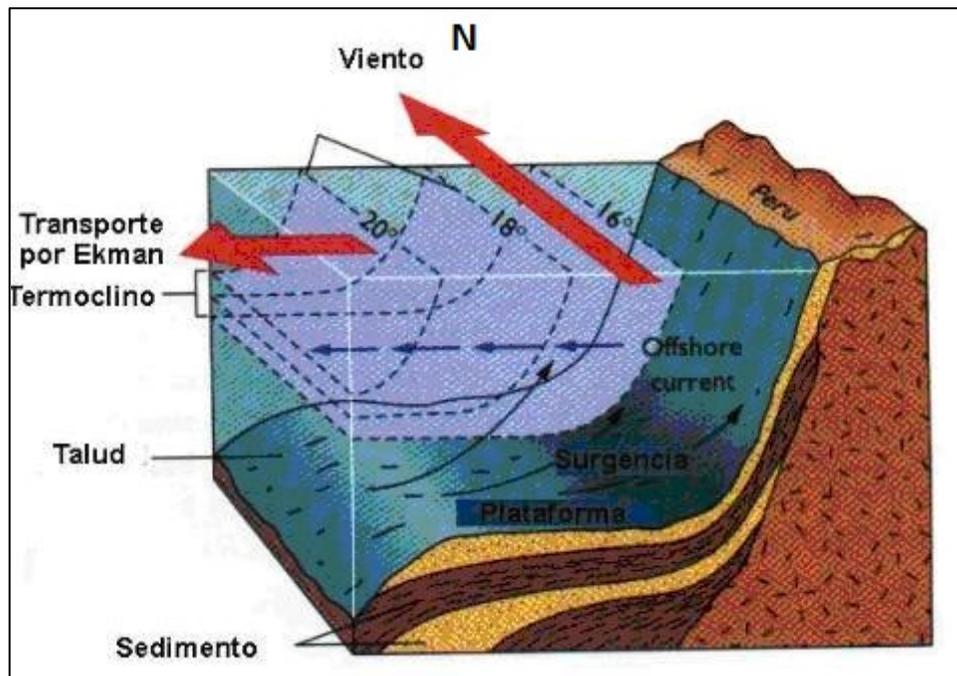


Figura 1.11. Fenómeno de upwelling y downwelling, además de la deriva de Ekman. Extraído de <http://creoverdeseo.wordpress.com/>

En el norte de Chile, las principales masas de agua que circulan (Figura 1.12), según Strub et al., (1998), son:

- Agua Subtropical Superficial (Subtropical Surface Water; STW) ($T > 18,5^{\circ}\text{C}$; $S > 34,9$). Se encuentra a una profundidad entre 12-35 m junto a la costa.
- Agua Ecuatorial Subsuperficial (Equatorial Subsurface Water; ESSW) ($8,5^{\circ}\text{C} < T < 10,5^{\circ}\text{C}$; $34,4 < S < 34,8$). Se encuentra en las regiones costeras, entre 300-700 m de profundidad. La “Contracorriente del Perú” (Perú Undercurrent; PUC), con características similares a esta corriente y concentraciones de oxígeno muy bajas ($< 0,25-0,5 \text{ ml l}^{-1}$), a menudo se detecta en la superficie costera debido a procesos de surgencia.
- Aguas Subantárticas (Subantarctic Water; SAAW) ($11,5^{\circ}\text{C} < T < 14,5^{\circ}\text{C}$; $34,1 < S < 34,8$). Se encuentra a 20-50 m de profundidad continuo a la costa, y a mayor profundidad hacia el océano.
- Aguas Intermedias Antárticas (Antarctic Intermediate Water; AAIW) ($T \approx 5,5^{\circ}\text{C}$; $34,3 < S < 34,5$). Circula a 500-600 m de profundidad. En ocasiones se acerca a la superficie durante periodos de fuerte surgencia.

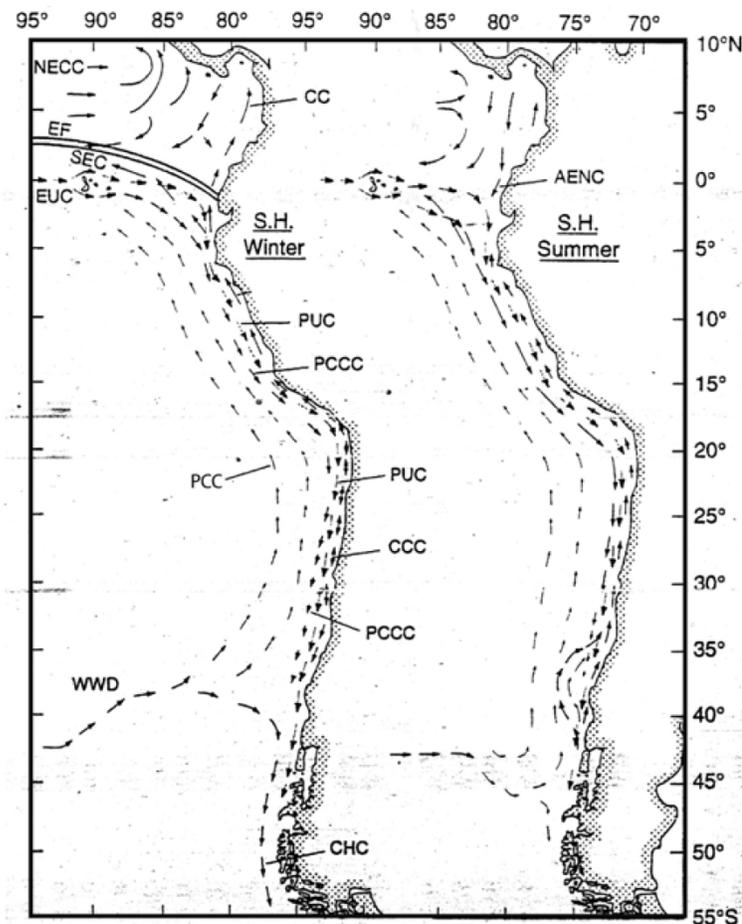


Figura 1.12. Corrientes en el borde oeste de Sudamérica durante el invierno (izquierda) y verano (derecha). WWD: West Wind Drift; PCCC: Perú-Chile Countercurrent; PUC: Perú Undercurrent; PCC: Perú-Chile Current; CCC: Chile Coastal Current; CHC: Cape Horn Current. Modificado de Strub et al. (1998).

1.5.1 Sistema de la corriente de Humboldt

A gran escala, las corrientes que circulan hacia el norte en la costa de Chile provienen de la “Corriente Circumpolar Antártica” o “Deriva de Vientos del Oeste” (West-Wind Drift; WWD), la que se divide en una corriente hacia el Ecuador (Corriente de Perú-Chile; Perú-Chile Current; PCC) y otra hacia el polo (Corriente del Cabo de Hornos; Cape Horn Current; CHC). A su vez, la Corriente de Perú-Chile (PCC) se divide en dos ramas: una que circula próxima a la costa (Corriente Costera; Chile Coastal Current; CCC), que está asociada a los sistemas de surgencia costeros; y la Corriente de Perú-Chile propiamente tal (Perú-Chile Current; PCC), que circula más lejos de la costa y por lo tanto tiene poco efecto sobre las corrientes costeras.

La dirección de circulación dominante bajo la superficie, en las costas del Perú y norte de Chile, es hacia el Polo Sur (Figura 1.13). Desde el Ecuador se dirigen hacia el sur la PUC, que se ubica sobre el talud y la plataforma exterior, y la Contracorriente de Perú-Chile (Perú-Chile Countercurrent; PCCC), que circula a 100-300 km de la costa. La PUC muestra variabilidad en su velocidad, detectándose máximos sobre la plataforma continental a 150-200 m de profundidad (10°S). A los 30°S esta corriente se ha detectado a 40 km de la costa, e incluso extendiéndose sobre la superficie.

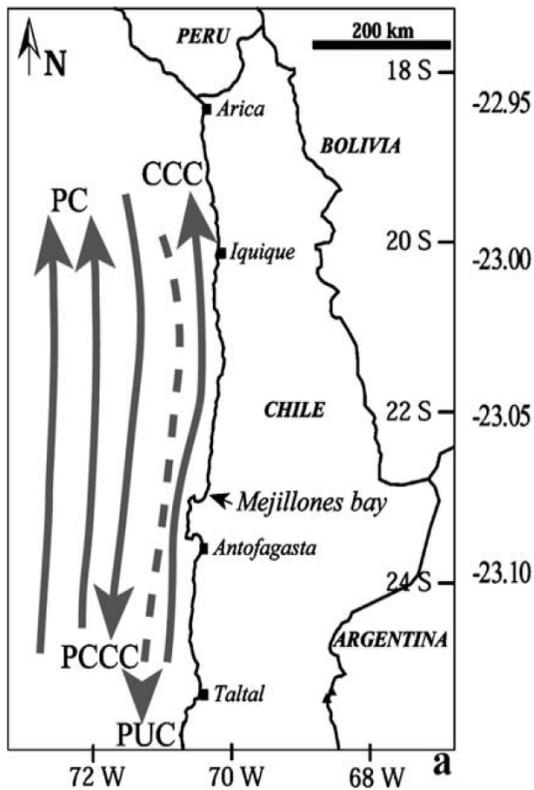


Figura 1.13. Componentes y circulación de la corriente de Humboldt. Extraído de Sturb et al., 1998.

1.5.2 Variaciones globales del nivel del mar

Las variaciones en el nivel del mar durante el Cuaternario son consecuencia de un crecimiento y decaimiento cíclico de las capas de hielo, resultando en un complejo modelo espacial y temporal. Mediante los modelos de cambios en el nivel del mar, presentados por algunos autores como Lambeck et al. (2002), se pueden hacer predicciones de variaciones en la línea de costa durante los ciclos glaciales, incluyendo importantes períodos antropológicos (Lambeck et al., 2001).

Lambeck et al. (2002), describen las variaciones globales del nivel del mar de los últimos 3 Ma con énfasis en el último ciclo glacial (Figura 1.14). El Último Máximo Glacial (LGM) comenzó aproximadamente hace 30 ka, con disminución de las temperaturas y acumulación de capas de hielo, factores que provocaron la disminución del nivel del mar, que en el máximo de la glaciación llegó a alrededor de 130 m bajo el nivel actual.

El comienzo del LGM fue rápido y homogéneo, con una caída del nivel del mar de 30-40 m dentro de 1 o 2 Ka. En cambio, en el período post-LGM la subida del nivel del mar no fue uniforme, sino que se caracterizó por sucesivos derretimientos globales y aumentos del nivel del mar, que ocurrieron a los 19 y 7 ka.

Cabe destacar que en los márgenes activos donde ocurre levantamiento por influencia tectónica, las evidencias de cambios en el nivel del mar se ven modificadas y elevadas con respecto a los registros globales. Sin embargo con el conocimiento en otras áreas donde la tectónica es estable, se puede hacer diferencias entre los cambios provocados por el nivel del mar y la tectónica. Mediante el estudio de arrecifes de corales, en distintas partes del mundo, se pueden hacer las estimaciones anteriormente mencionadas, debido a que el crecimiento del coral prolifera cuando la tasa de aumento del nivel del mar es igual o superior al grado de levantamiento de la tierra, pero cuando la subida del nivel del mar no puede mantenerse sobre este, se desarrollan irregulares y delgadas caras de arrecifes solamente.

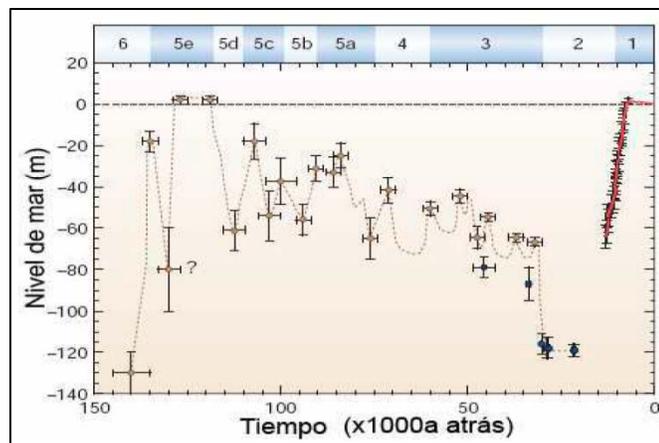


Figura 1.14. Niveles relativos del nivel del mar en el último ciclo glacial según datos obtenidos en localidades australianas. Modificado de Lambeck et al. (2002).

2 Materiales y métodos

2.1 Análisis del contexto geomorfológico

El estudio previo al reconocimiento de las geomorfologías en terreno, fue a través de imágenes satelitales mediante los programas Google Earth y ArcGis 10. Con la caracterización previa se busca corroborar o identificar nuevas morfologías que se encuentren en terreno.

El trabajo de terreno consistió principalmente en identificar las morfologías costeras y continentales de la zona de estudio y distinguir sus relaciones de contacto, y en algunos casos la temporalidad de los eventos en cada uno de los depósitos y a su vez poder corroborar si las morfologías previamente descritas eran consistentes con las características que definen a cada una de ellas.

Además con la obtención de los datos batimétricos de la bahía se pudo hacer interpretaciones de morfologías del fondo de la bahía, mediante el diseño de un modelo digital de elevación (DEM) del fondo marino.

Finalmente la información es diseñada e integrada sobre una base topográfica digital, en un sistema de información geográfica, desarrollado en el programa *ArcMap 10*.

2.2 Diseño batimétrico

Para poder reconstruir la batimetría del fondo submarino fue necesario obtener la información de los datos X (longitud), Y (latitud) y Z (profundidad) de cada uno de los perfiles trazados en el área de estudio. No obstante, el programa BATHY 2010 no entrega esta información, ya que el software no guarda la información de posicionamiento de los perfiles en una base de datos, por lo que se debió realizar una operación mediante algoritmos de programación que forzaran al programa BATHY 2010 a liberar los datos de ubicación de cada perfil sísmico, en arcos de tiempo que se determinaron en 30 y 60 segundos, dependiendo del perfil.

Los algoritmos de programación se generaron a través del programa MATLAB, con la ayuda de Christian Nieves (Departamento de Geología de la Universidad de Chile). A través de este procedimiento los datos X, Y y Z fueron obtenidos para cada 60 segundos de navegación, y, en algunos perfiles, para cada 30 segundos de navegación. Luego de la obtención de los datos, se graficó en Excel una curva con los datos X y Z para

cada perfil (Figura 2.1). Una vez que la curva era graficada, se comparaba parámetros visualmente con la profundidad de cada perfil sísmico ODC en BATHY 2010. La finalidad de realizar este proceso comparativo era depurar posibles datos erróneos, ya que en algunos perfiles el programa BATHY 2010 no arrojaba como dato el valor Z del fondo marino, sino la termoclina superficial del mar (que se produce por cambios de densidad térmica en el agua), que era identificada, erróneamente por el programa, como el fondo submarino del perfil. Una vez que los datos de cada perfil fueron depurados, se ordenaron en un archivo único, los que luego se utilizaron para realizar una interpolación de los datos en el software *ArcGis 10* y así generar una imagen DEM, la cual es necesaria para poder obtener las curvas de nivel del fondo marino de la bahía. A partir de esta se construyó la batimetría de la bahía, donde cada curva es separada por un intervalo de 10 m.

Cabe destacar que los errores asociados a los resultados se deben principalmente a la interpolación de los datos puntuales de los perfiles, además de la obtención de los datos X, Y y Z mediante un algoritmo y no directamente por el equipo.

2.3 Adquisición y tratamiento de datos sísmicos

Los datos se obtuvieron mediante la ecosonda Bathy 2010 (3,5 kHz), cuya descripción específica será descrita más abajo. La forma de hacer las mediciones de perfiles sismoestratigráficos, es mediante la instalación de los parlantes de la ecosonda en un kayak, que va siendo arrastrado por una lancha a través de las distintas líneas de perfiles previamente seleccionadas. La idea principal es realizar transectas por toda la bahía para tener una buena interpretación de la estratigrafía del fondo marino, además de tener la mayor cantidad de puntos para hacer una buena interpolación.

Los datos de perfiles fueron obtenidos en marzo del 2012 en terreno previo a la campaña que tuvo este trabajo de memoria. En total se tomaron 46 perfiles, pero solo los más representativos fueron seleccionados para el análisis de la estratigrafía secuencial de la zona.

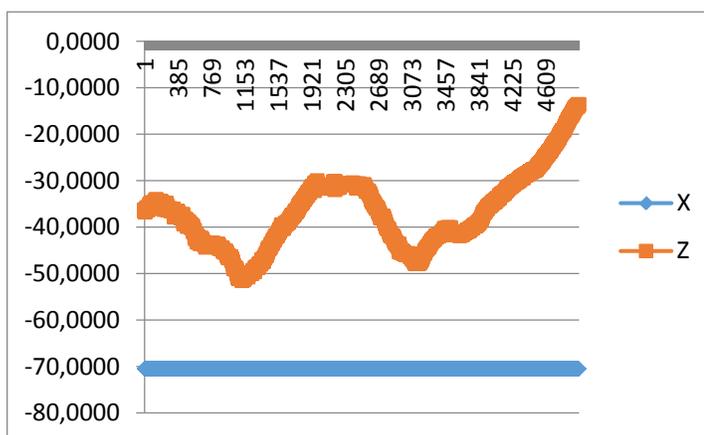


Figura 2.1. Gráfico de las coordenadas del perfil 1.

2.3.1 Ecosonda BATHY 2010

BATHY 2010 es un perfilador de subsuelo y un ecosonda batimétrico. El sistema BATHY 2010 proporciona batimetría de alta calidad y tiene la capacidad de reconocer el subsuelo del fondo en mares someros y océanos profundos. La configuración del sistema es muy sensible y puede ser fácilmente adaptada para satisfacer las necesidades específicas que se desean adquirir.

El sistema BATHY 2010 cuenta con sistemas de componentes individuales. Cada componente ha sido diseñado de manera tal para dar énfasis en el rendimiento y en la flexibilidad. En este caso, la sonda fue calibrada en TR-109, que es un transductor de baja frecuencia adecuado para aplicaciones batimétricas y de perfilamiento del subsuelo. Este transductor está calibrado a un nivel máximo de potencia de 600 watts y los datos son tomados a 3,5 Khz. A esta frecuencia existe la capacidad de penetrar más el substrato, pero con menos detalle con respecto a 12 kHz (BATHY 2000). El frente de ondas no penetra el substrato más de 50 m en caso de arena o substrato de granulometría gruesa.

2.3.2 Programa SonarWiz5

Dada las limitaciones que tiene el software BATHY 2010, fue necesario utilizar el programa SonarWiz 5 para poder procesar e interpretar los datos de los perfiles sísmicos.

La interfaz de este programa consiste en un campo principal que permite mostrar la ubicación exacta de los perfiles, además de visualización en planta de estos y así poder identificar su distribución espacial dentro de la bahía (Figura 2.2). Mediante la importación de imágenes y de archivos .SHP, se pueden observar las imágenes satelitales del área y la batimetría, lo que permite realizar un estudio más completo.

El otro campo de estudio que tiene el programa es el que permite editar y manipular los perfiles, llamado "Bottom Track", dentro de la pestaña "Post-Processing". En este campo es posible escalar, editar e identificar coordenadas de los perfiles. Además se pueden hacer otras ediciones, pero no se utilizaron en el marco de esta memoria. Sin embargo, dada la complejidad para dibujar en el programa, se interpretaron los perfiles usando el programa Adobe Illustrator CS5.1

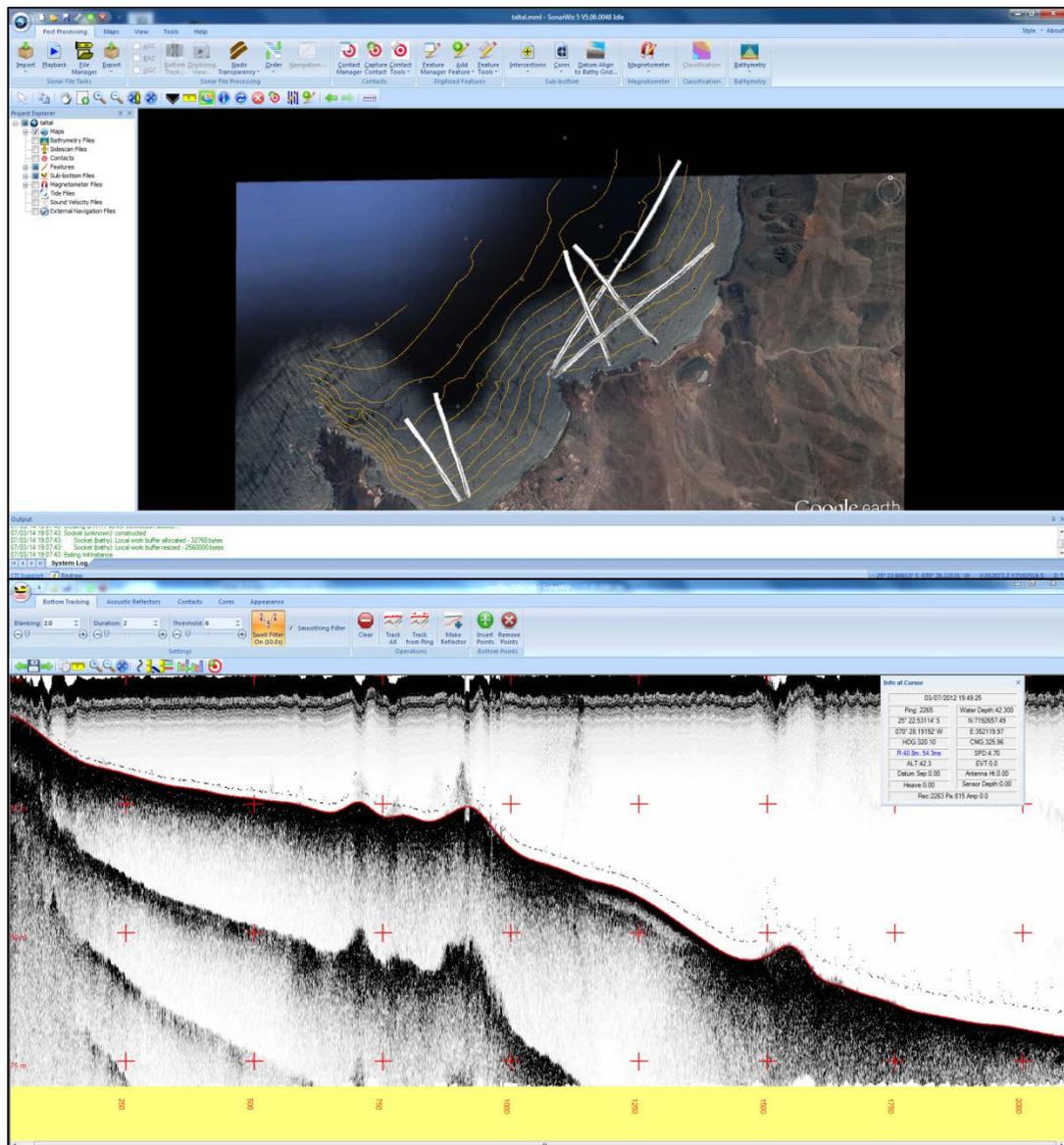


Figura 2.2. Programa SonarWiz5. Arriba: Interfaz de ubicación de perfiles. Abajo: Interfaz de visualización y edición de perfiles.

2.4 Muestreo y estudio del fondo marino y playas de la bahía de Taltal

2.4.1 Extracción de muestras y testigos superficiales

La metodología para poder recolectar los sedimentos del fondo marino fue mediante el uso de una draga. Existen muchos tipos de dragas, pero la que se utilizó en el muestreo fue una del tipo draga “cuchara” (Figura 2.3 A). Esta consiste en dos muelas o cucharas que penden de un cable, y permanecen separadas cuando descienden por la columna de agua. Cuando la draga toca fondo, las muelas o cucharas penetran el sedimento superficial y el dispositivo que las separa se libera. El sedimento es recogido o

bien porque las muelas se cierran con presión, o bien cuando se recoge la draga. Las dragas permiten una obtención superficial del sedimento, pero sin una preservación de los primeros centímetros de su estratigrafía, ya que aparece totalmente removilizado. Representa una técnica pionera empleada en las primeras expediciones para conocer como era el sedimento que recubría los fondos marinos. Actualmente se sigue empleando, ya que tienen la ventaja de ofrecer una primera visión del tipo de sedimento y procesos sedimentarios que caracterizan los ambientes modernos. Además, desde el punto de vista tecnológico su utilización y manejo a bordo es fácil por lo que puede ser empleado incluso en condiciones de mala mar.

Una vez que se obtenían las muestras con la draga, a bordo del barco se hizo un submuestreo mediante una paleta plástica, además de una breve descripción del sedimento (Figura 2.3 B). Para sacar los testigos de sedimento un buzo utilizó tubos de PVC (1 m), tapas de PVC y un martillo para percutir en el suelo marino y así tener el registro sedimentario, tal como lo muestra la Figura 2.4.



Figura 2.3. Muestreo del fondo marino. A) Draga "cuchara". B) Recolección de muestra en draga.

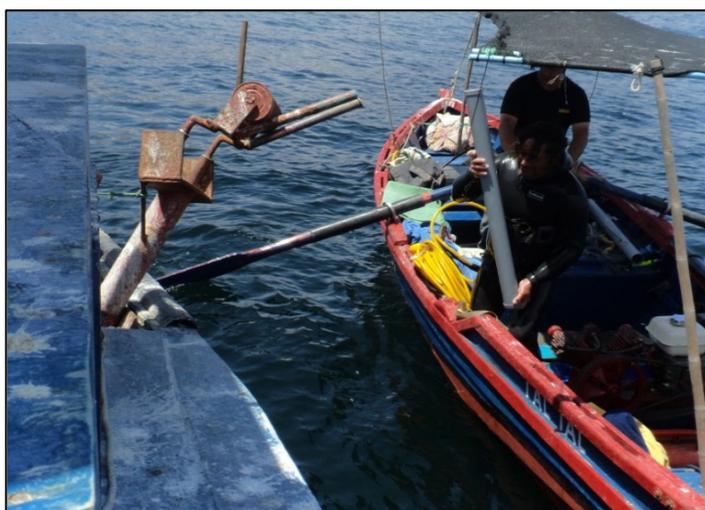


Figura 2.4. Obtención de testigo sedimentario

La campaña de recolección de muestras se llevó a cabo entre los días 28/11/2013 y 29/11/2013 a bordo de la embarcación de Raúl Rojas, un pescador de la zona. El muestreo se hizo siguiendo 4 transectas, donde cada una tenía 6 puntos aproximadamente, que estaban separados cada 10 braza (18,52 m). Lo más profundo que se alcanzó fue 60 braza. Específicamente para los testigos se eligieron 3 puntos de interés a una profundidad de 15-16 brazas (27,78-29,63 m).

Para el caso de las muestras de playa, primero se identificaron todas las playas que existían en la bahía y luego se recolectaron 1-2 muestras de la playa dependiendo de la extensión de esta. La forma de tomar las muestras era mediante la paleta plástica y luego guardándola en una bolsa plástica sellada, para evitar escurrimiento y pérdida de sedimento.

Finalmente todas las muestras y testigos (Figura 2.5) fueron sellados con cinta adhesiva para luego ser refrigeradas en la cámara de frío del Departamento de Geología de la Universidad de Chile a una temperatura de 2°C aproximadamente, con el fin de evitar reacciones químicas que modifiquen la composición del sedimento.

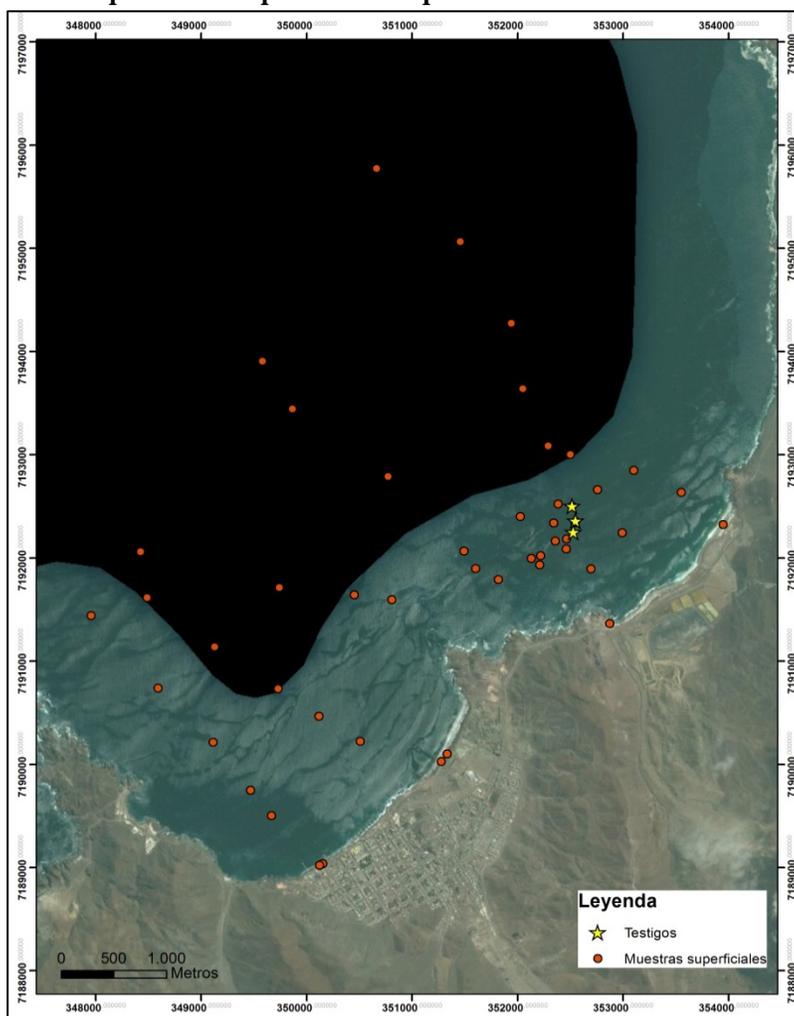


Figura 2.5. Mapa de muestras y testigos.

2.4.2 Análisis granulométrico

El análisis granulométrico de cada una de las muestras fue realizado durante las dos primeras semanas del mes de enero del 2014, en el Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Para poder determinar la distribución de tamaños se usó el equipo *Malvern Mastersizer 2000* (Figura 2.6), el cual utiliza la difracción laser aplicando la teoría de Mie (1908). De manera sencilla el método consiste en la conducción de partículas suspendidas en un medio líquido de índice de refracción conocido (agua) a través de una celda de vidrio a un haz de láser normal. La luz difractada por las partículas, atravesadas por el haz del láser, es recibida por una fila de detectores situados detrás de la celda. Mediante un procedimiento de inversión, basado en la teoría de Mie (1908) a partir del patrón de difracción medido, se obtiene la distribución del tamaño de las partículas.

En cuanto a la cantidad de muestras, solo se analizó una pequeña cantidad de ellas y no fue necesario secarlas, dado que estas eran diluidas por el medio líquido.

El manejo del software y equipo *Malvern Mastersizer 2000*, consistió en hacer una medición manual mediante la ventana “Messure->Manual”, donde antes de analizar las muestras se realiza una prueba “Background” para tener un estándar de medición. Previo al comienzo del “Background” el programa alinea automáticamente el haz del láser, el cual busca el detector cero (de los 48 que existen) donde no ocurre difracción. Esto se hace debido a que en ese punto el láser incide de manera recta, además de evitar errores que se puedan confundir con la difracción. Este proceso demora aproximadamente 90 s y en caso que la alineación automática falle, el programa da la posibilidad de hacer la alineación manual. Una vez terminado este proceso recién ocurre la medición del “Background”, cuyo detalle más importante es que la obturación del láser debe ser menor al 10%. Luego se procede a preparar el instrumento para analizar las muestras, lo primero es limpiarlo mediante la función “Clean” de la ventana “Accessories”. Cuando se termina la limpieza del instrumento se manejan los controles de este (Striker, Pump y Ultrasound), que sirven para hacer una mejor disolución de la muestra y en el caso de las muestras analizadas para esta memoria, se usaron las siguientes especificaciones para cada uno de ellas:

- *Striker*: 500-700 rpm
- *Pump*: 1250-1400 rpm
- *Ultrasound*: <50%

Es importante destacar que el ultrasonido debe ser menor al 50% para que no disminuya el tamaño de las partículas y evitar que la medición resulte errónea. Luego se introduce la muestra hasta tener entre 10% y 20 % de obturación, donde se hace la

medición granulométrica. El programa realiza 3 mediciones, además de entregar un promedio de estas.

Finalmente los datos y la curva de distribución del tamaño de las partículas (Figura 2.7) son exportados como .pdf o .txt, archivos manipulados con Excel 2010.



Figura 2.6. Granulómetro *Malvern Master Sizer 2000*.

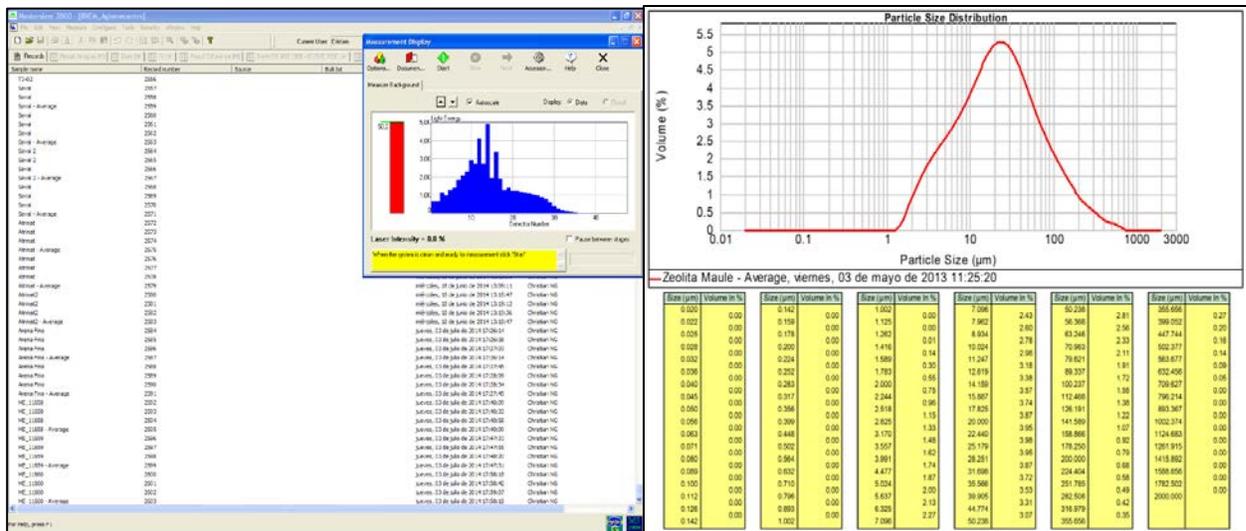


Figura 2.7. Software *Mastersizer 2000* y curva de distribución de la muestra T35.

2.5 Estudio y submuestreo de testigos

El estudio de los tres testigos sedimentarios se realizó el día viernes 09/05/2014 en el Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Este consistió en la apertura y separación de los testigos y un posterior

submuestreo de las unidades características de cada uno. Previamente, en la campaña de terreno, se extrajo el exceso de agua de los testigos de forma cautelosa para evitar que se removiera o hubiese escurrimiento de la estratigrafía del sedimento.

Lo primero fue preparar los testigos, usando la guía de madera, con la que se marcó la línea que se seguiría para cortarlos. Una vez marcado el testigo por ambos lados, se midió con una regla de metal la distancia que había desde la punta del testigo hasta la parte inicial del sedimento, para marcar la línea de corte transversal. El corte se realizó mediante una sierra con la ayuda de Carlos Gómez, funcionario del Departamento de Geología.

Con las líneas ya marcadas se procedió a cortar cuidadosamente el tubo PVC con el Dremel Multi Pro, por ambos lados, para poder dividir el testigo. Este termino de ser dividido usando un corta cartón con el fin de no alterar la estructura del sedimento ni arrastrar material desde un nivel a otro.

A cada una de las partes de la sección se le denominó con la letra D e I, según su proveniencia desde la derecha o izquierda del sondaje. Se reserva la cara mejor preservada envuelta en papel alusa para poder realizar futuros análisis, y la otra cara se utilizó para el submuestreo.

Luego se describió lo más detallado posible cada una de estas mitades tratando de identificar los cambios de facies dentro del testigo y así definir unidades a lo largo de este (Figura 2.8).

Finalmente la estrategia de submuestreo consistió primero en identificar las unidades del testigo y luego extraer una pequeña porción de la muestra para realizar análisis granulométricos. Las muestras extraídas se almacenaron en bolsas de plástico, se pesaron en una balanza Sartorius, modelo CP224S; 0,1 mg de precisión y luego fueron puestas a secar en un horno a (40°C).



Figura 2.8. Testigo sedimentario y submuestreo.

2.6 Análisis multicomponente de espectrometría infrarroja (FTIR) de las muestras del fondo marino

Según lo expuesto por Bertaux *et al.* (1998), en sedimentos finos, la complejidad de sus componentes (minerales fracturados, pobremente cristalizados), hace que el uso de técnicas convencionales sea ineficiente para el análisis cuantitativo de las fases minerales que los componen. En este sentido, el uso de un análisis multicomponente de espectroscopia de absorción infrarroja (FTIR: *Fourier transform infrared*) resulta el método más apropiado para determinar las abundancias relativas de componentes minerales en sedimentos finos. La banda media de la radiación infrarroja (2,5-40 μm) es la región donde la mayoría de los minerales formadores de roca tienen sus bandas fundamentales de vibración. Asimismo, se ha establecido que la cantidad de radiación absorbida es proporcional a la cantidad de materia absorbente en la muestra (Bertaux *et al.*, 1998).

Esta técnica ha sido implementada en el Laboratorio FTIR del Departamento de Geología de la Universidad de Chile y ha sido utilizada para describir la variabilidad de los componentes minerales (cualitativa y cuantitativamente) de las muestras de T1 a T42, exceptuando a las muestras T38 y T39.

Según Vargas *et al.* (2004), la presencia de fases minerales líticas en el sedimento que se acumula en la bahía de Mejillones, está controlada por la eficiencia del transporte eólico, en profundidades mayores, y por la hidrodinámica litoral, en profundidades más bajas a 75-50 m. Las variaciones en porcentaje y granulometría observadas sugieren una relación entre la intensidad del viento en la pampa Mejillones y el aporte terrígeno al sedimento que allí se acumula.

2.6.1 Espectroscopia infrarroja de absorción

En la espectroscopia infrarroja de absorción, la radiación infrarroja pasa a través de un mineral. Parte de esta radiación es absorbida por la muestra y la otra es transmitida. El espectro que resulta representa la absorción molecular, creando una huella molecular del mineral, que es única (Figura 2.9).

Los *peaks* que se identifican en el espectro corresponden a las frecuencias de vibración entre los enlaces atómicos en la estructura de un mineral. Debido a que un mineral representa una estructura atómica única, dos compuestos no pueden producir un mismo espectro. Por lo tanto, la espectroscopia infrarroja permite la identificación de los distintos minerales que componen a las muestras.

El interferómetro produce un tipo único de señal que contiene todas las frecuencias de la banda infrarroja. Con el uso de un separador de señal se obtienen dos rayos, que al salir del interferómetro se interfieren el uno al otro.

La señal resultante se denomina interferograma, cuya característica principal es que cada punto de ella tiene información sobre cada frecuencia infrarroja que proviene de la fuente. Así, todas las longitudes de onda son medidas de forma simultánea.

Este tipo de análisis requiere de un espectro de frecuencia para realizar la identificación del mineral, por lo que al interferograma se le debe aplicar la transformada de Fourier (por medio del computador), que descompone la señal única en componentes de distintas frecuencias.

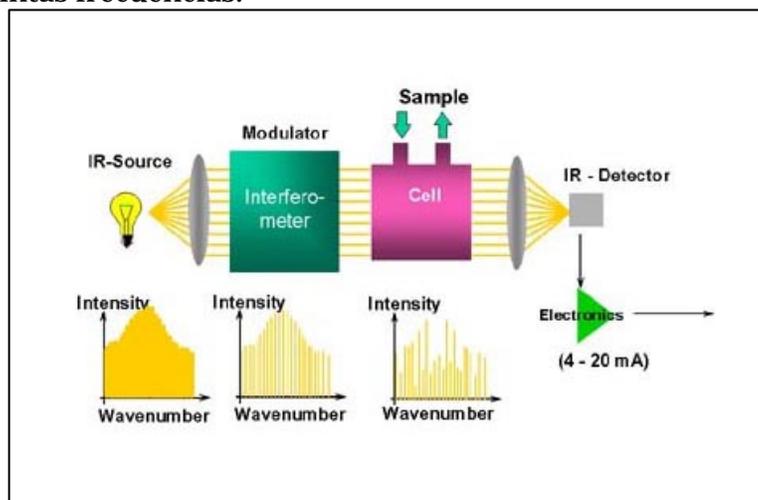


Figura 2.9. Esquema de procesamiento de la señal en FTIR. Extraído de <http://www.flsmidth.com/~media/Images/Frontpage%20and%20subsites/Gas%20Analysis%20Technology/Products/measuring%20Principles/FTIR.ashx?h=310&mh=325&mw=720&w=475>

5

2.6.2 Preparación de muestras

El método utilizado para desarrollar esta metodología es el denominado “método del disco de KBr” descrito en detalle en Bertaux *et al.* (1998).

Dado que las muestras estaban húmedas, se dejaron secar por 48 horas a una temperatura de 40°C aproximadamente. Una vez secas se pasaron por el tamiz #200, para que tuvieran un tamaño máximo de 75 μm . Luego se pesaron 0.03 g, los que fueron molidos manualmente en un mortero ágata hasta obtener una muestra homogénea.

Una porción de 10-20 mg de sedimento se extrae de cada muestra, el que se mezcla con acetona y luego es molido en un mortero cilíndrico de ágata del Specamil automático por 2,5 horas, a baja temperatura al interior del refrigerador para evitar que

la acetona cambie su temperatura. Con esto, se desea alcanzar un tamaño de grano promedio de $2\ \mu\text{m}$.

Una vez molida la muestra, se deposita en un vidrio reloj grande donde se seca a temperatura ambiente. Luego, 2,5 mg de muestra son mezclados con bromuro de potasio (KBr) hasta completar un peso total de 1,0 gr. Esta mezcla es molida de forma manual por 15 minutos en el mortero de ágata. De esta preparación se separan 300 mg, los que son introducidos en el horno por 2 horas a una temperatura de 110°C , para eliminar la humedad que pueda tener la muestra. Luego se introduce en un prensador *Perkin Elmer*® entre las caras lisas de dos pastillas de metal. Aquí, la muestra es llevada a vacío de 0,5 bares por 30 minutos, luego de lo cual es sometida a una presión de $10\ \text{ton}/\text{cm}^2$ y donde se forma una pastilla de 13 mm de diámetro (Figura 2.10). Finalmente, la pastilla es llevada a un horno a 110°C por 24 horas.

Cabe destacar que para tener los mejores resultados, en cada uno de los proceso se realizó una exhaustiva limpieza de los instrumentos, con acetona, al momento de cambiar de muestra. Además se hicieron etapas simultáneas con distintas muestras, para que se pudiese avanzar de manera más continua y rápida.

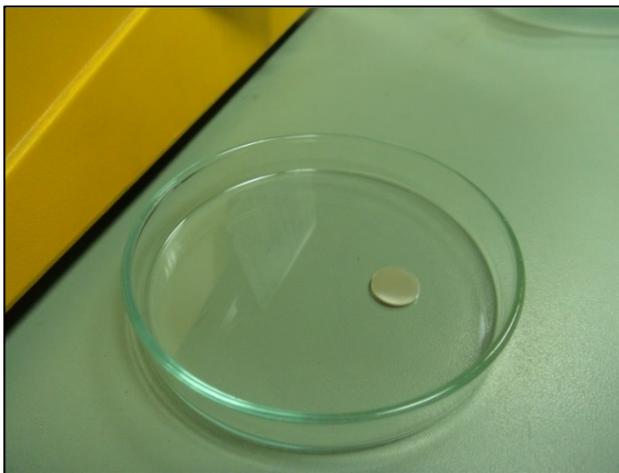


Figura 2.10. Pastilla muestra T34.

2.6.3 Análisis cualitativo y cuantitativo de datos de espectroscopia

2.6.3.1 Análisis cualitativo

El análisis de espectroscopia de absorción se realizó usando el equipo *Spectrum 100* de *Perkin Elmer*® (Figura 2.11), el que se encuentra equipado con el software *Spectrum*® que permite ajustar los parámetros con los que se van a realizar las mediciones y en el que se puede visualizar el espectro de absorción de cada muestra, además de realizar comparaciones entre varias muestras y/o con espectros de referencia

Los espectros infrarrojos fueron adquiridos en el rango 4000 a 365 cm^{-1} con una resolución de 4 cm^{-1} . Cada espectro corresponde a un promedio entre 10 mediciones sucesivas realizadas. Cabe aclarar que una medición se refiere a un evento de incidencia de radiación infrarroja en la muestra y la generación del espectro asociado. Previo al comienzo de las mediciones se hace una prueba sin muestra para medir la absorbancia “de fondo” (Background).

En este estudio, los *peaks* que presentan los espectros son comunes a todas las muestras, variando solo su magnitud. Para poder hacer un mejor análisis y evitar malas interpretaciones de los datos, se llevó el espectro a una línea base. Este procedimiento es automático en el programa *Spectrum* y consiste en llevar todos los “valles” del espectro al valor correspondiente a la menor absorbancia registrada en el espectro original (Figura 2.12).

El siguiente paso es identificar los minerales que provocan esos *peaks*, por lo que se hace un análisis estadístico, el cual se realiza comparando con espectros de referencia. Finalmente, se cuenta con un set de espectros de 6-7 minerales puros, los que se combinan y comparan con el de la muestra. La magnitud de los *peaks* presentes estaría directamente relacionada con la proporción de cada fase mineral en la muestra (Bertaux *et al.*, 1998).



Figura 2.11. Instrumento FTIR

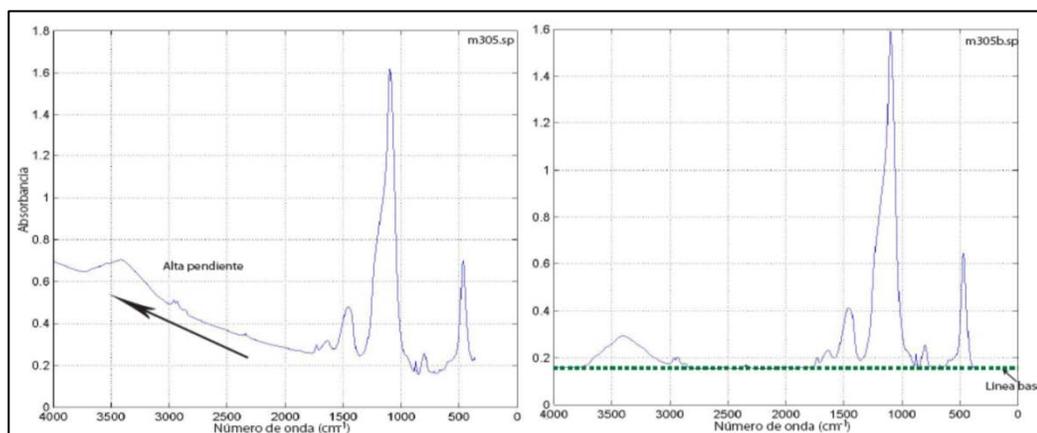


Figura 2.12. Corrección de la línea base del espectro de la muestra T35

2.6.3.2 Análisis cuantitativo

La cuantificación se llevó a cabo a través de un algoritmo usado en el programa *MatLab*®, que permite hacer una cuantificación de las proporciones de minerales presentes en la muestra. El error asociado a esto es de $\pm 0,5\%$.

Básicamente, el proceso consiste en combinar los espectros de los minerales identificados de forma tal que se reproduzca la curva de la muestra. En el caso de este estudio, la mayoría de los espectros presentan *peaks* en las mismas bandas, lo que sugiere que todas contienen las mismas fases minerales, de modo que sólo se debe modificar la proporción de cada uno de ellos (Figura 2.13). El programa muestra el porcentaje de cada curva que se combina para reproducir el espectro original.

En este estudio, los minerales identificados fueron:

- Albita
- Cuarzo
- Anfibola
- Microclina
- Ortoclasa
- Calcita
- Cristobalita

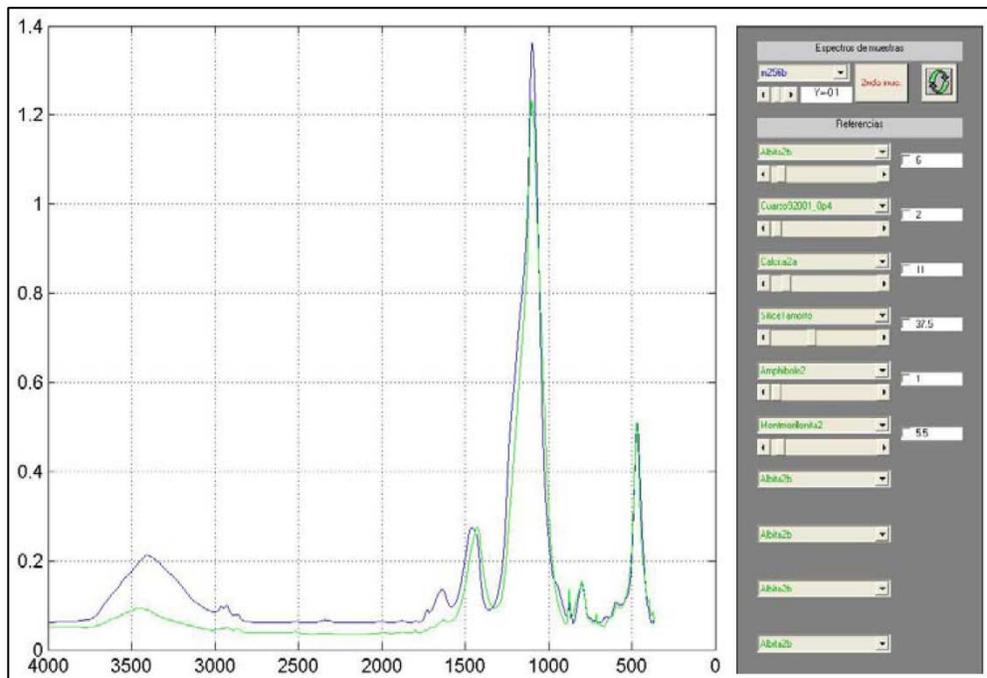


Figura 2.13. Comparación del espectro original (azul) con la curva creada a partir de las especies minerales representativas (verde).

Para el análisis de variabilidad de las muestras en la bahía se agruparon los primeros cinco minerales como “líticos”, mientras que los demás se trataron individualmente como representativos de la presencia de carbonatos (calcita). Se consideró solo una especie para este grupo ya que otros minerales con *peaks* similares a los usados (por ejemplo, aragonito) entregan el mismo aporte a la curva, siendo difícil diferenciar el contenido particular de cada uno.

Los porcentajes obtenidos del ajuste a los espectros de absorción están referidos al volumen que representa dentro la pastilla de sedimento, cuyo contenido de muestra es constante independientemente de la densidad de la lámina usada (ver anexo 1.3). Por esta razón, es que los porcentajes deben considerar la densidad de cada lámina o su masa acumulada.

2.7 Sismoestratigrafía

2.7.1 Teoría de la sísmica de reflexión

La sismoestratigrafía es una rama de la estratigrafía relativamente nueva. Ella fundamenta su estudio en la sísmica de reflexión. Esta técnica permite obtener información del subsuelo controlando los tiempos de llegadas de las ondas elásticas (pulsos), generadas artificialmente mediante explosiones, impactos mecánicos o vibraciones cerca de la superficie. El retorno de estas ondas elásticas a la superficie está condicionado por la reflexión que sufren las ondas al traspasar las diferentes interfaces presentes en el subsuelo (impedancia acústica). Otra forma de obtener datos en sísmica de reflexión consiste en la generación de un frente de ondas acústico controlado, mediante un equipo de registro que detecta la energía acústica que rebota en el subsuelo a través de los diferentes medios. Esta metodología sirve tanto para medios marinos como terrestres, aunque se aplica de forma diferente. La utilización de la sísmica de reflexión marina utilizada a gran escala data de los años 60, y su impulso es debido fundamentalmente a la exploración petrolera.

La velocidad del sonido en el agua es de 1500 m/s. La velocidad de propagación del sonido en los sedimento es una función de la densidad y la porosidad, contenido de fluidos y presión litostática. Las rocas más jóvenes tienden a tener velocidades más bajas que las rocas más antiguas, porque ellas tienen una alta porosidad, se encuentran menos cementadas y han sido objeto de bajas tasas de deformación (Sheriff, 1976).

La amplitud de la reflexión está relacionada:

- Directamente proporcional al contraste d (densidad de la roca), V (velocidad de la onda en la roca).
- Inversamente proporcional al espesor y el contenido de fluidos.

Considerando un rayo compresivo de amplitud A_0 , que incide normalmente a una superficie situada entre dos medios con diferente velocidad y densidad. Un rayo transmitido de amplitud A_2 viaja a través de la superficie en la misma dirección del rayo incidente, y un rayo reflejado de amplitud A_1 vuelve a lo largo de la trayectoria del rayo incidente (Muñoz, 2010) (Figura 2.14).

La energía total de los rayos transmitidos y reflejados debe ser igual a la energía del rayo incidente. Las proporciones relativas de la energía transmitida y reflejada se determinan por el contraste de valor de impedancia acústica (Z) a través de la superficie (Figura 2.15). La impedancia acústica de una roca es el producto de su densidad (d) y de su velocidad de las ondas compresivas (V_p):

$$Z = d * V_p$$

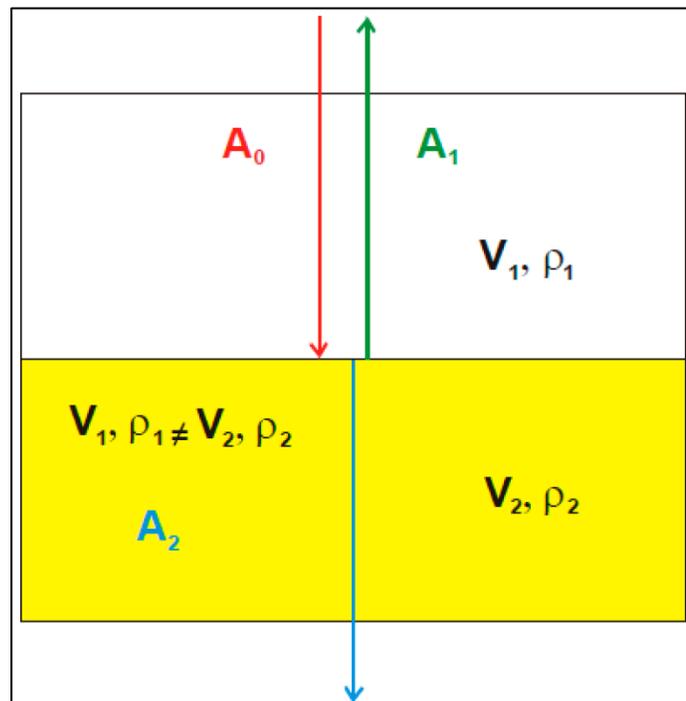


Figura 2.14. Muestra la reflexión y transmisión de un rayo perpendicular a una superficie de impedancia acústica (Z). Modificado de Muñoz (2010).

El coeficiente de reflexión (R) es la razón entre la amplitud A_1 del rayo reflejado y la amplitud A_0 del rayo incidente:

$$R = \frac{A_1}{A_0}$$

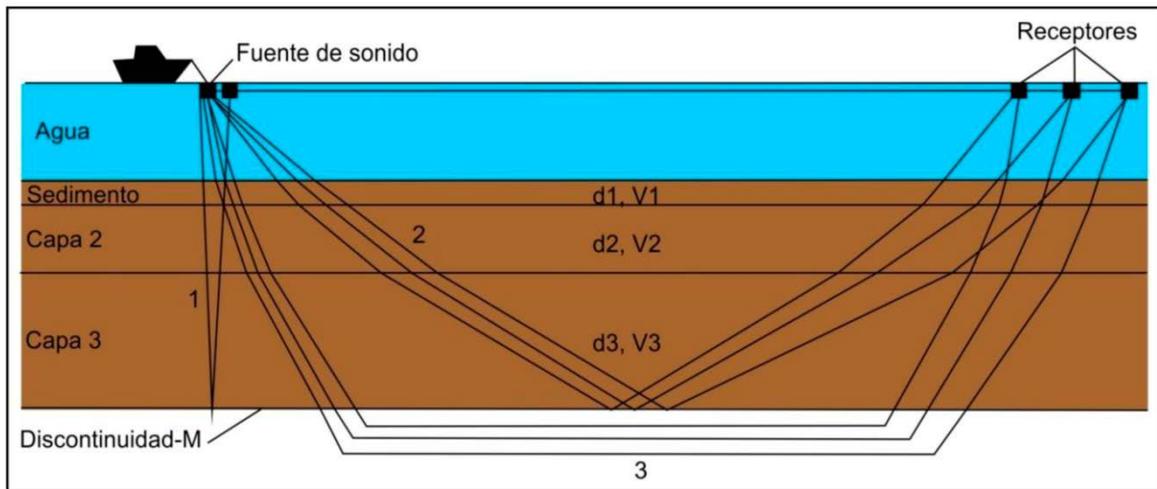


Figura 2.15. Obtención de datos sísmicos marinos. 1, Reflector de incidencia sísmica vertical; 2, Reflector de ángulo amplio; 3, Ondas refractadas. Modificado de Kennett (1982).

Para un rayo que incide normalmente sobre una superficie se puede deducir en función de las ecuaciones de Zoeppritz (Telford et al., 1976):

$$R = \frac{(d_2 * V_2 - d_1 * V_1)}{(d_2 * V_2 + d_1 * V_1)} = \frac{(Z_2 - Z_1)}{(Z_2 + Z_1)}$$

De acuerdo al tipo de datos que se desean adquirir del subsuelo se emplearán frentes de ondas con distintas frecuencias. Según Kennett (1982) la energía de la fuente (perfilador acústico) condiciona:

- Profundidad de penetración: mayor frecuencia, menos penetración.
- Resolución de la señal: mayor frecuencia, mayor resolución.
- La frecuencia de la señal es afectada por el espesor de los estratos, contenido de fluidos, presencia de hidrocarburos y variación lateral de facies (Figura 2.16).

En el caso que se pretenda tomar datos que requiere de una buena resolución de la señal (estratificación, slumps, etc.), y se deberá optar por utilizar una fuente que envíe un frente de ondas con una mayor frecuencia, para así obtener un mayor grado de detalle en la imagen. Debido a que la longitud de onda será menor, el rayo podrá abarcar cambios de contraste más pequeños entre capas, por ende el detalle en la imagen tendrá una buena calidad. El registro sísmico se constituirá a partir de la interacción que tengan las ondas con los diferentes niveles de impedancia acústica (Figura 2.17).

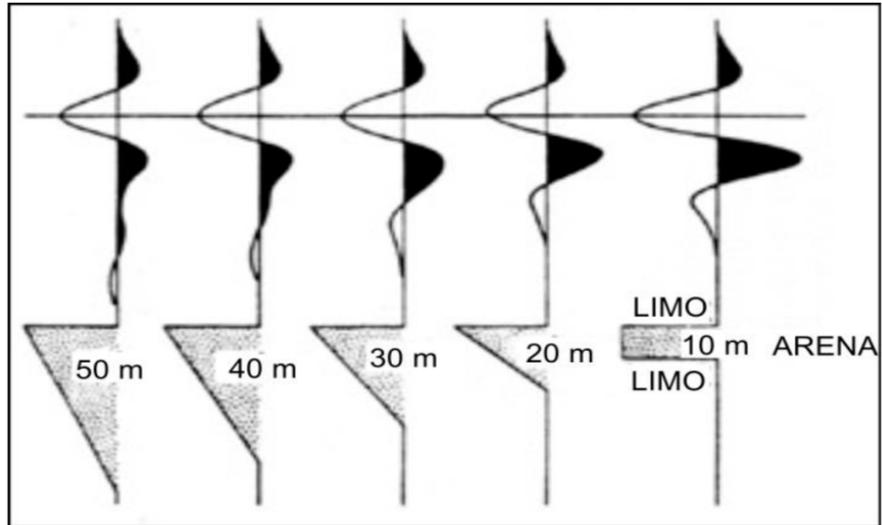


Figura 2.16. Gráfica de variación de amplitud de onda según el espesor. A menos espesor mayor amplitud de onda, y por el contrario, a mayor espesor menor amplitud de onda. La onda de color negro representa el marcador en los perfiles sísmicos. Modificado de Kennet (1982).

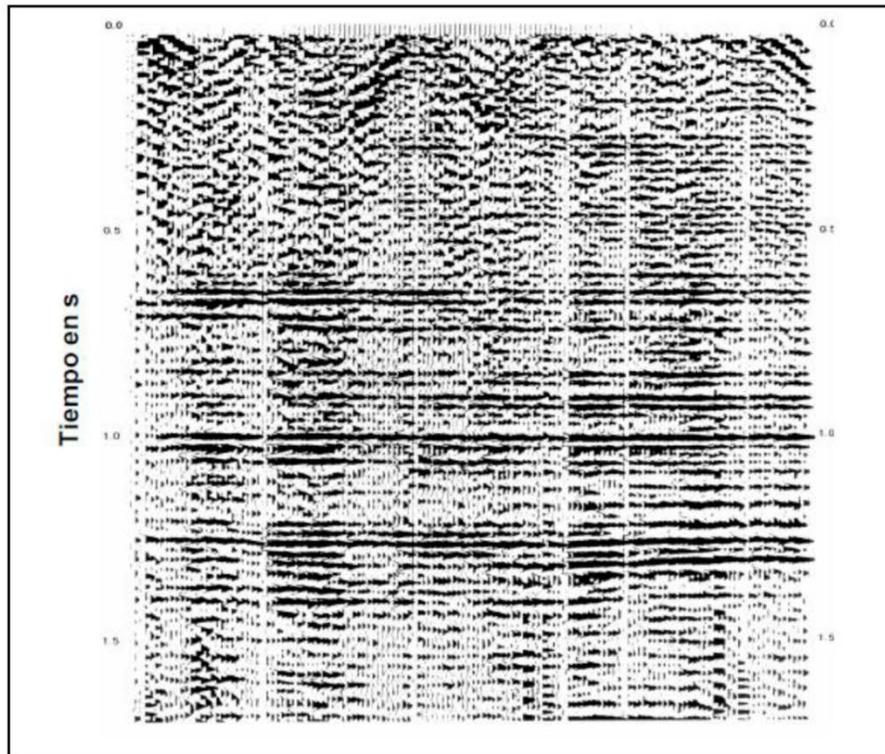


Figura 2.17. Registro sísmico. Se construye a partir de la fuente de energía, la impedancia de la roca y el espesor de los estratos. Cada marcador representa una amplitud de onda.

2.7.2 Facies y ambiente de plataforma

El área de estudio corresponde a la plataforma marina, esta se encuentra bien desarrollada en esta parte del Norte Grande de Chile. Es por esto, que es importante conocer el tipo de facies sedimentarias que se asocian a este tipo de ambiente sedimentario.

El sistema marino se divide en tres zonas: nerítica (0 - 200 m b.n.m.), batial (200 – 4000 m b.n.m.) y abisal (>4000 m b.n.m.). La zona nerítica se subdivide en los siguientes ambientes deposicionales (Figura 2.18) (Nichols, 1999):

- *Foreshore*: Corresponde a la parte litoral o playa, que se encuentra entre la línea de alta marea y la línea de baja marea. En este ambiente predominan las facies de arenas medias y gruesas.
- *Shoreface*: Corresponde a la parte sublitoral (subtidal) superior, que se encuentra entre la línea de baja marea y el límite de acción de las olas de tormenta. El shoreface se puede dividir a su vez en: anteplaya superior (entre la línea de baja marea y el límite de acción de las olas) y anteplaya inferior (entre el límite de acción de las olas y el límite de acción de las olas de tormenta). En este ambiente predominan las facies arenosas y fangosas.
- *Offshore*: Corresponde a la parte sublitoral inferior, que se encuentra bajo el límite de acción de las olas de tormentas hasta los 200 m b.n.m. En este ambiente predominan las facies fangosas.

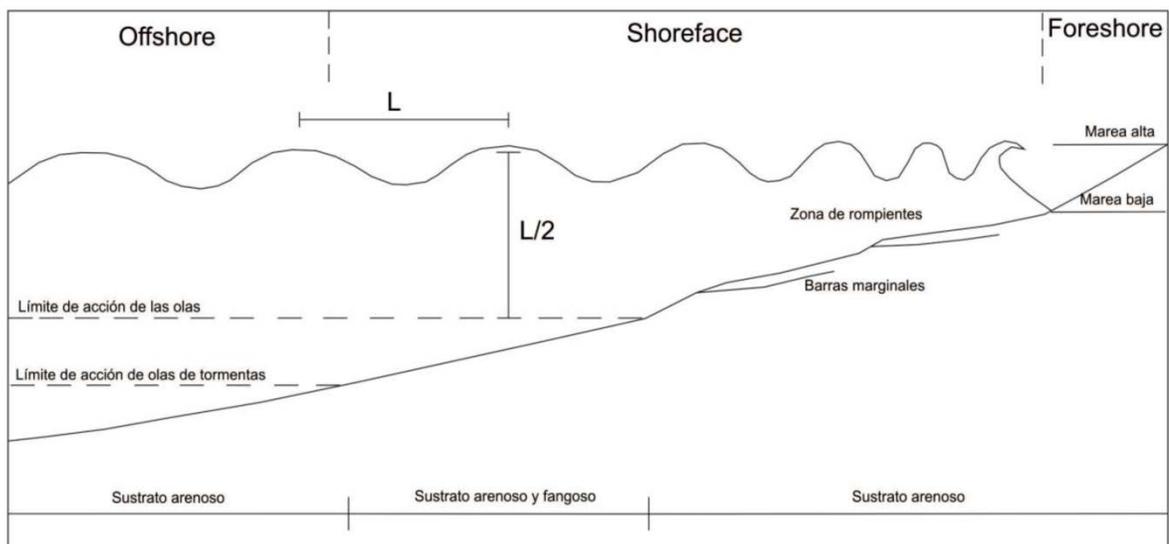


Figura 2.18. Perfil esquemático que muestra el ambiente litoral (foreshore), el ambiente sublitoral (shoreface y offshore) y las facies correspondientes para cada uno.

2.7.3 Facies y reflectores sísmicos.

Para caracterizar las facies sísmicas se analizaron los reflectores de los perfiles sísmicos más característicos e importantes de la zona. Para esto se utilizó como guía los apuntes de Mitchum *et al.* (1977a y 1977b) y Emery y Myers (1996) sobre estratigrafía secuencial.

La característica más evidente de una facie sísmica es la configuración de la reflexión (Figura 2.19), que entrega información de los patrones de las capas, procesos deposicionales y erosivos, y deformación contemporánea (Mitchum *et al.*, 1997 b). Las facies estratigráficas sísmicas son agrupadas en secuencias sísmicas de reflectores internamente concordantes separados por superficies de discontinuidades definidas por las terminaciones de los reflectores (Figura 2.20, Mitchum *et al.*, 1997c).

En la estratigrafía sísmica se observa que la deposición en una cuenca no es uniforme ni continua, sino ocurre en series de “paquetes” discretos limitados por terminaciones de reflectores sísmicos. Estos paquetes son conocidos como “*Systems tracts*”. Los *systems tracts* son reconocidos y definidos por la naturaleza de sus límites y por su geometría interna. Dentro de un ciclo de los niveles relativos del nivel del mar existen tres *systems tracts* principales que caracterizan en diferentes partes del ciclo de variaciones del nivel del mar (Emery y Myers, 1996, Figura 2.22).

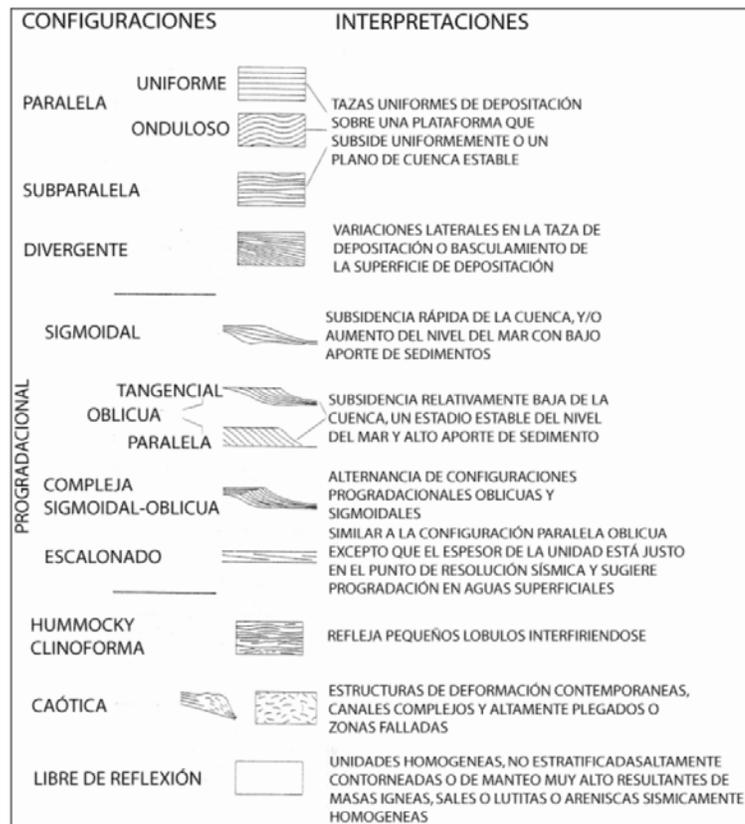


Figura 2.19. Configuraciones de los reflectores sísmicos. Extraído de Mitchum *et al.* (1977)

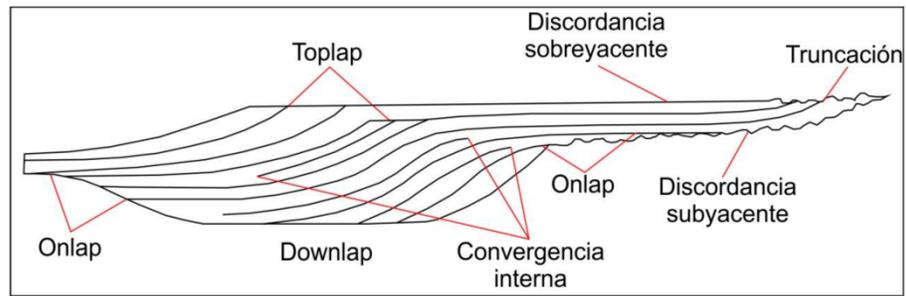


Figura 2.20. Principales terminaciones de reflectores sísmicos. Mitchum et al. (1977b).

Los principales systems tracts que se pueden identificar, son los siguientes:

- **Unidad de Bajo Estadio:** corresponde a la unidad basal (estratigráficamente más vieja) en una secuencia deposicional. Esta unidad es depositada durante un intervalo de caída del nivel relativo del mar y subsecuente lento alzamiento. En el comienzo de la deposición de esta unidad ocurre la caída del nivel relativo del nivel del mar y un aumento de la sedimentación, lo que provoca una arquitectura sedimentaria llamada regresión forzada (Figura 2.22). Con el leve aumento del nivel del mar y con la alta tasa de sedimentación se desarrolla un *onlapping* agradante (Figura 2.12).
- **Unidad Transgresiva:** corresponde a la unidad media dentro de una secuencia deposicional. Esta unidad es depositada en el periodo del aumento del nivel relativo del nivel del mar cuando el volumen de acomodación aumenta más rápido que la tasa de aporte sedimentario, lo cual provoca una arquitectura deposicional enteramente retrogradante (Figura 2.22). La tasa máxima de aumento relativo del nivel del mar ocurre durante la deposición de esta unidad y el fin de esta unidad ocurre cuando la tasa de acomodación decae al punto en que se iguala con la tasa de aporte sedimentario y con eso comienza la progradación. Este punto es conocido como la superficie de máxima inundación.
- **Unidad de Alto Estadio:** corresponde a la unidad más joven de una secuencia deposicional. Esta unidad representa un sistema de deposición progradante que ocurre después de la máxima transgresión, cuando la creación de acomodación es menor que la tasa de aporte sedimentario. Esta unidad se caracteriza por una desaceleración de la tasa de aumento del nivel relativo del nivel del mar, lo que en un comienzo resulta como una arquitectura agradante dando paso a una arquitectura progradante (Figura 2.22).

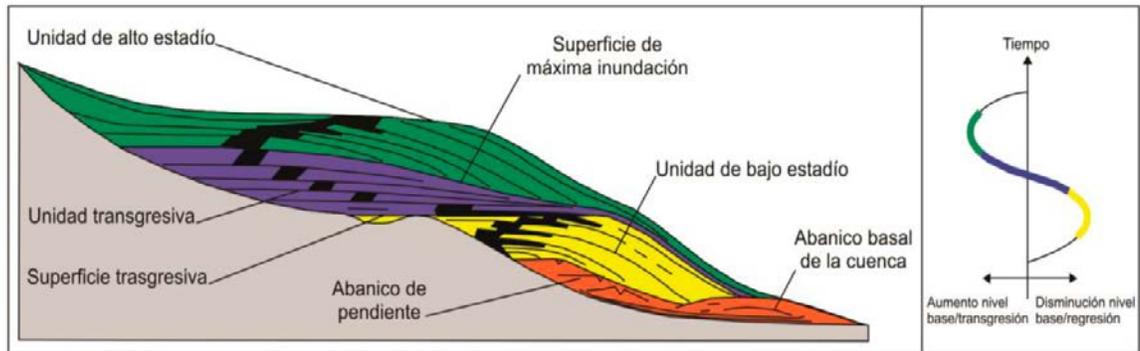


Figura 2.21. Secuencia esquemática de los principales system tracts. A la derecha, curva nivel base vs. tiempo, donde se representan cada una de la unidades. Modificado de Emery y Myers (1996).

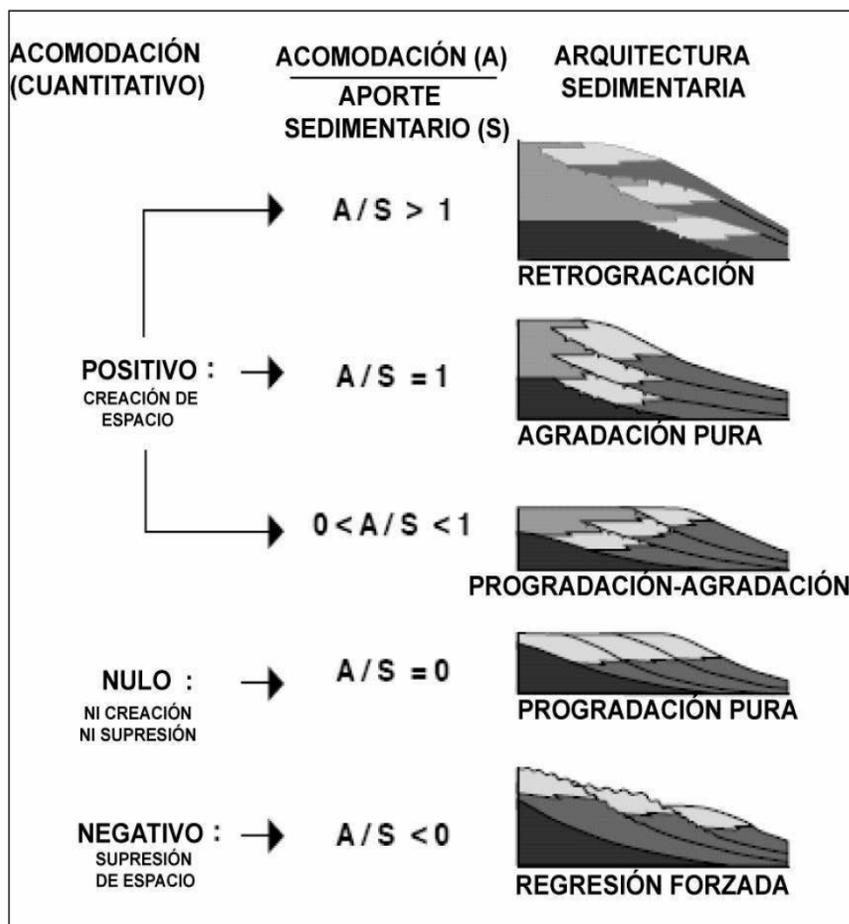


Figura 2.22. Esquema de las arquitecturas de acuerdo a la acomodación y a los aportes sedimentarios. Homewood et al. (2000).

3 Batimetría y facies superficiales de la bahía de Taltal

3.1 Batimetría

La bahía de Taltal abarca una superficie de 22.4 km², que se abre en dirección noreste. Debido a su geomorfología compuesta por penínsulas (Punta Taltal), esta se encuentra en parte protegida de los vientos provenientes del SO, lo que según Vargas et al. (2004), podría favorecer al desarrollo vertical de detritos biogénicos, materia orgánica y partículas eólicas; a su vez esto podría permitir a la sedimentación hemipelágica dentro de la bahía a profundidades mayores a 70 m, de modo similar a la bahía Mejillones. A través de este tipo de registros sedimentarios se podrían realizar futuros estudios paleoclimáticos (Vargas et al., 2004) y paleosismológicos (Vargas et al., 2005).

Mediante la ecosonda Bathy 2010 se pudo hacer el levantamiento batimétrico de la bahía, el cual fue generado a través del software ArcGis 10, a través de la aplicación “Herramientas de análisis espacial” la cual realiza una interpolación de los datos puntuales del tipo “Vecino Natural”. Los datos interpolados fueron recolectados en la campaña de terreno anterior (marzo del 2012) donde se hicieron 46 perfiles (Figura 3.1), que siguieron una orientación transversal (NO) y longitudinal (NE) a la bahía. Estos perfiles no entregaban la información de latitud, longitud y profundidad, por lo cual fue necesario realizar un algoritmo para poder obtenerlos.

Debido a que se hicieron varios perfiles se pudo obtener una buena batimetría, sin embargo con la interpolación de datos, el batimétrico inicial generaba parte de la topografía continental, por lo que se tuvo que hacer un corte de este donde solo se mostrara la topografía submarina de la bahía y en particular las zonas de interés. Además con los datos obtenidos solo se pudo hacer una buena interpolación hasta los 106 m b.n.m., debido a que a mayor profundidad se producía una distorsión, que podría llevar a malas interpretaciones.

El resultado final es un levantamiento batimétrico equiespaciado cada 10 m con el cual se pudo caracterizar la geomorfología del fondo marino de la bahía de Taltal (Figura 3.2).

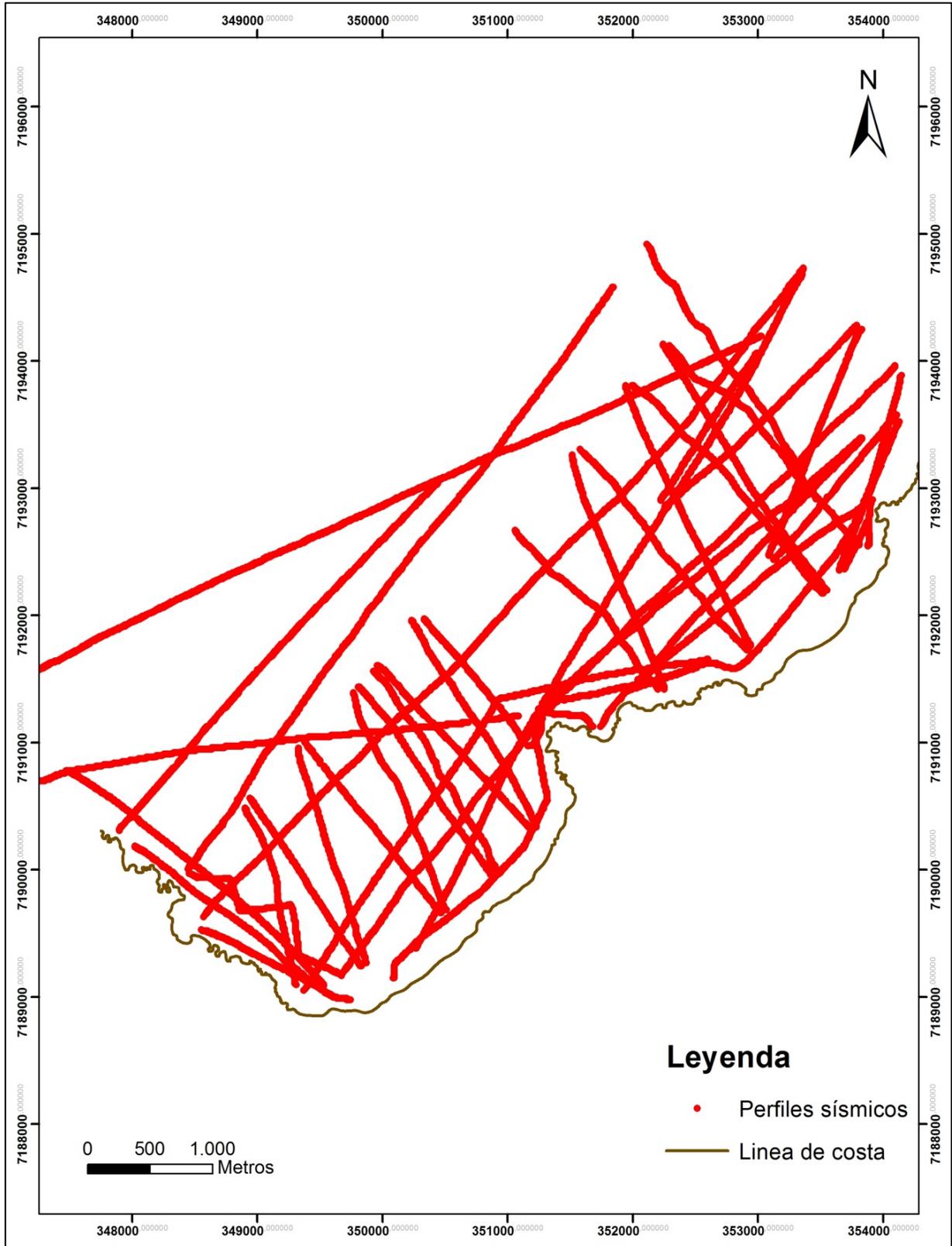


Figura 3.1. Mapa de perfiles sísmicos.

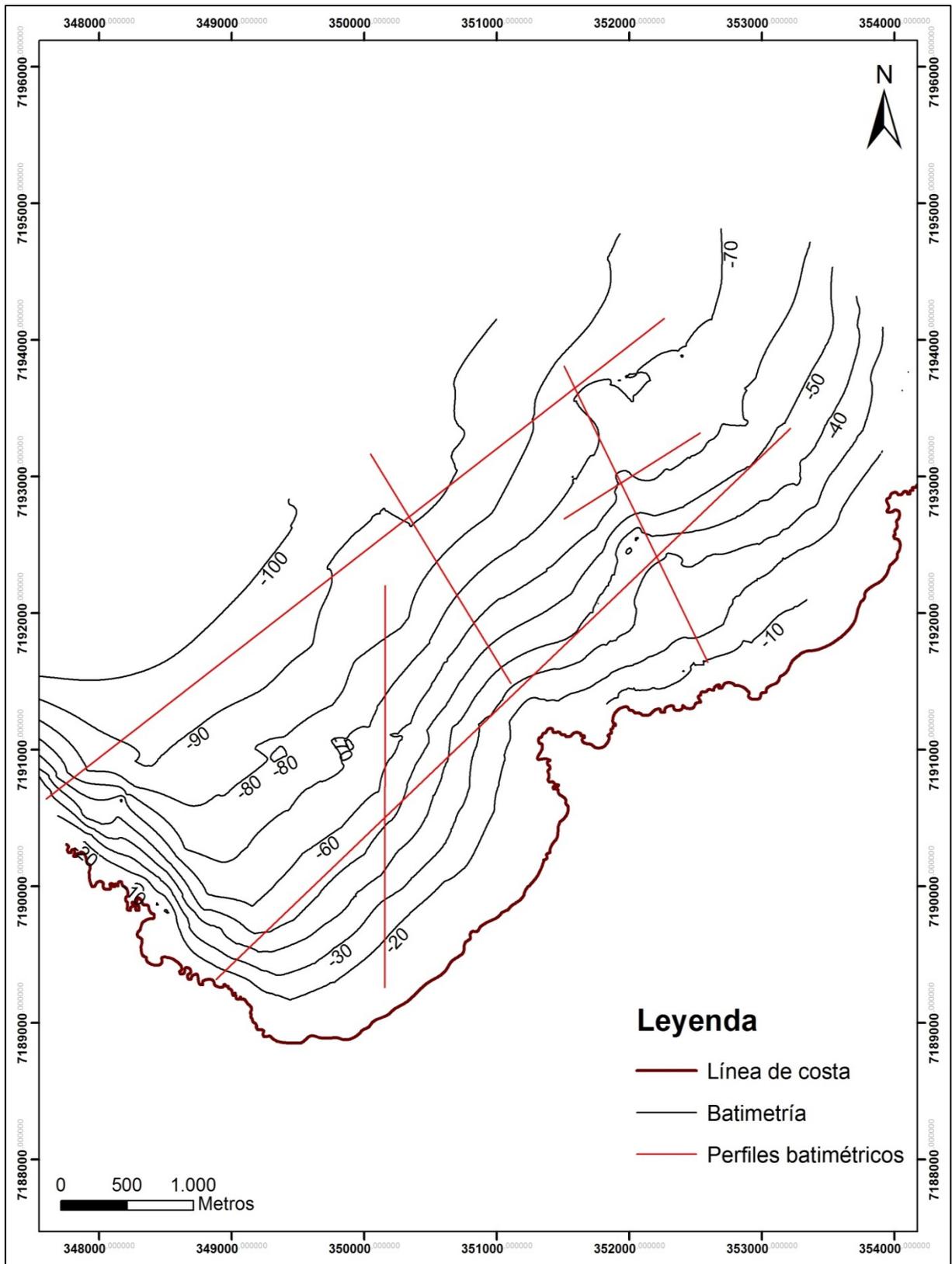


Figura 3.2. Mapa batimétrico de la bahía de Taltal y ubicación de perfiles.

Para poder observar mejor la distribución de la batimetría en la bahía se realizaron 6 perfiles: tres de orientación NO-SE y tres de orientación NE-SO (Figura 3.3).

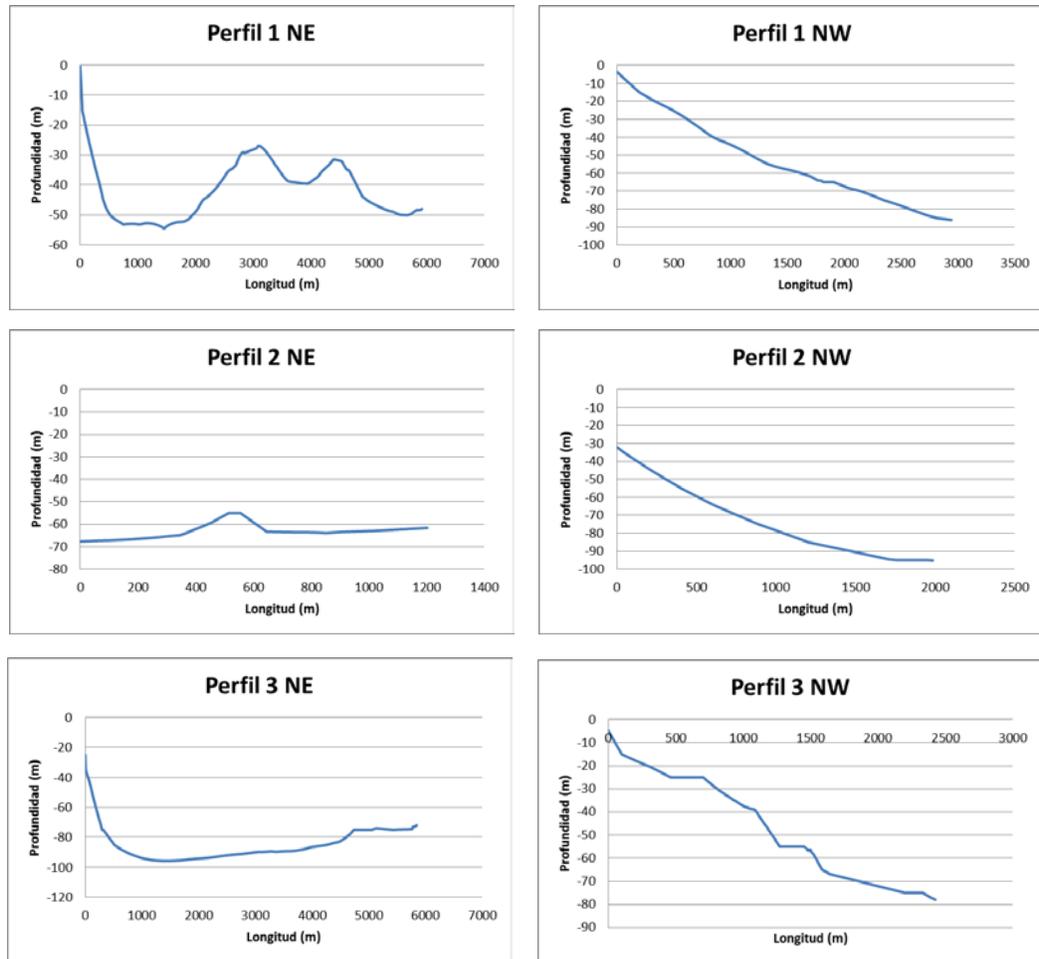


Figura 3.3. Perfiles batimétricos de la bahía.

También se hizo un modelo digital de elevación (DEM) del fondo de la bahía, que permite distinguir las diferentes morfologías a través de distintas vistas en 3D (Figura 3.4).

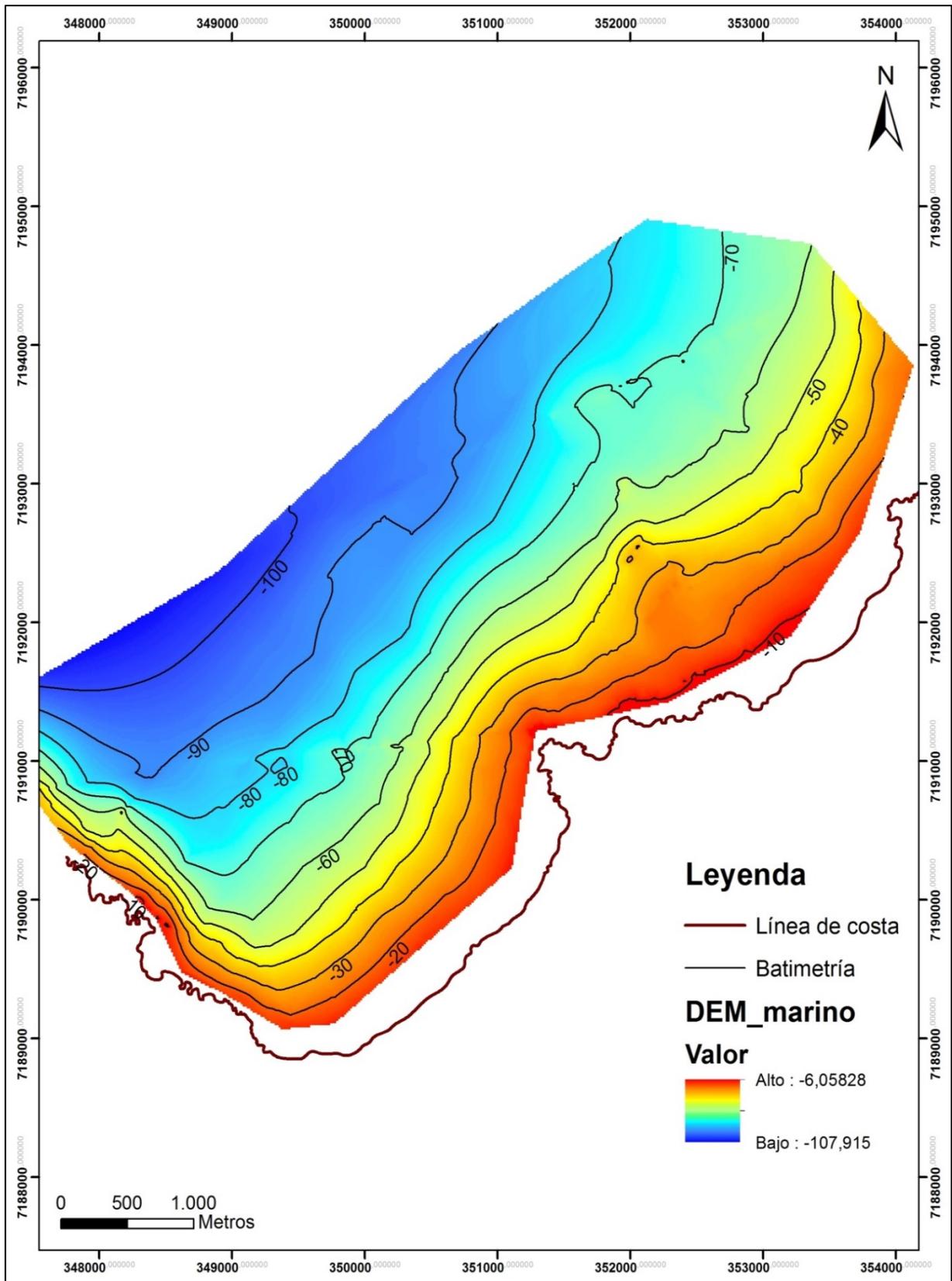


Figura 3.4. Modelo de elevación digital (DEM) del fondo marino.

En la zona sur de la bahía, frente al puerto pesquero de Taltal, se puede observar que la plataforma continental presenta un fondo marino con una inclinación de $2,7^\circ$ en las isobatas menores a 50 m b.n.m., pero hacia mayor profundidad pareciera observarse que esta comienza a tener una menor inclinación ($1,3^\circ$) hasta llegar a una plataforma subhorizontal. En la zona más al norte, se puede ver que el fondo marino hasta los 50 m b.n.m. tiene una inclinación de $2,1^\circ$, sin embargo a mayor profundidad la topografía submarina disminuye su inclinación hasta llegar a ser casi subhorizontal ($0,7^\circ$).

En la parte centro-norte, cerca del yacimiento Morro Colorado, se puede observar que entre los 20 y 40 m b.n.m. existe una morfología anómala al resto de la bahía. Esta se caracteriza por tener un promontorio submarino y una morfología que se encajona hacia el sur. Su máximo ancho es de 350 m, mientras que en su parte más estrecha alcanza centenares de metros. Mediante las imágenes 3D y los perfiles batimétricos del área, se puede ver como esta tiene una forma bastante plana desde la cota -20 a la -30 m, pero que al llegar a la isobata -30 m presenta dos cúspides bastante notorias. Además entre los 50 y 60 m b.n.m. también se puede ver otra morfología muy similar a la anterior, pero de menor magnitud (ancho máximo de 160 m). En este mismo sector, pero en la isobata -70 m, se distingue una morfología plana, la cual posee características similares a las anteriores, pero con la diferencia que esta presenta un encajonamiento hacia el NE. Sin embargo no es posible tener una mejor descripción de ella, dado que la ubicación de los perfiles batimétricos restringe la zona. Se puede observar que el patrón preferencial de orientación de estas morfologías es NO.

En el sector suroeste de la zona se tiene que las curvas están bastante juntas, por lo cual este sector, al tener una batimetría y topografía bastante abrupta, corresponde a un área escarpada. Este escarpe aumenta su profundidad de sur a norte y su inclinación promedio es de 4° , pero puede alcanzar hasta $6,6^\circ$ en sus zonas más escarpadas.

Dentro del sector norte también se puede distinguir un bajo batimétrico de orientación NE. Además frente a la quebrada Taltal y siguiendo la misma orientación, se encuentra otra morfología igual a la anterior, pero de menor magnitud.

En las zonas más profundas se puede identificar una superficie subhorizontal de orientación NE, que se ve limitada hacia el este por el quiebre de pendiente en la isobata -70 m. Esta franja podría corresponder a una cuenca tipo graben, esta rellena de material sedimentario marino. Sin embargo no se puede saber su límite hacia el oeste, debido a la falta de información.

Finalmente, en el sector centro-sur, siguiendo una dirección SO, se observa un alto batimétrico el cual se expresa como una leve planicie que alcanza un ancho máximo de 100 metros, pero hacia mayor profundidad se hace más angosta y llega a tener un ancho de 70 m. Su profundidad máxima de expresión es hasta los 70 m b.n.m.

Para ver mejor la distribución de estas características, se diseñó un mapa de pendientes mostrado en la Figura 3.5.

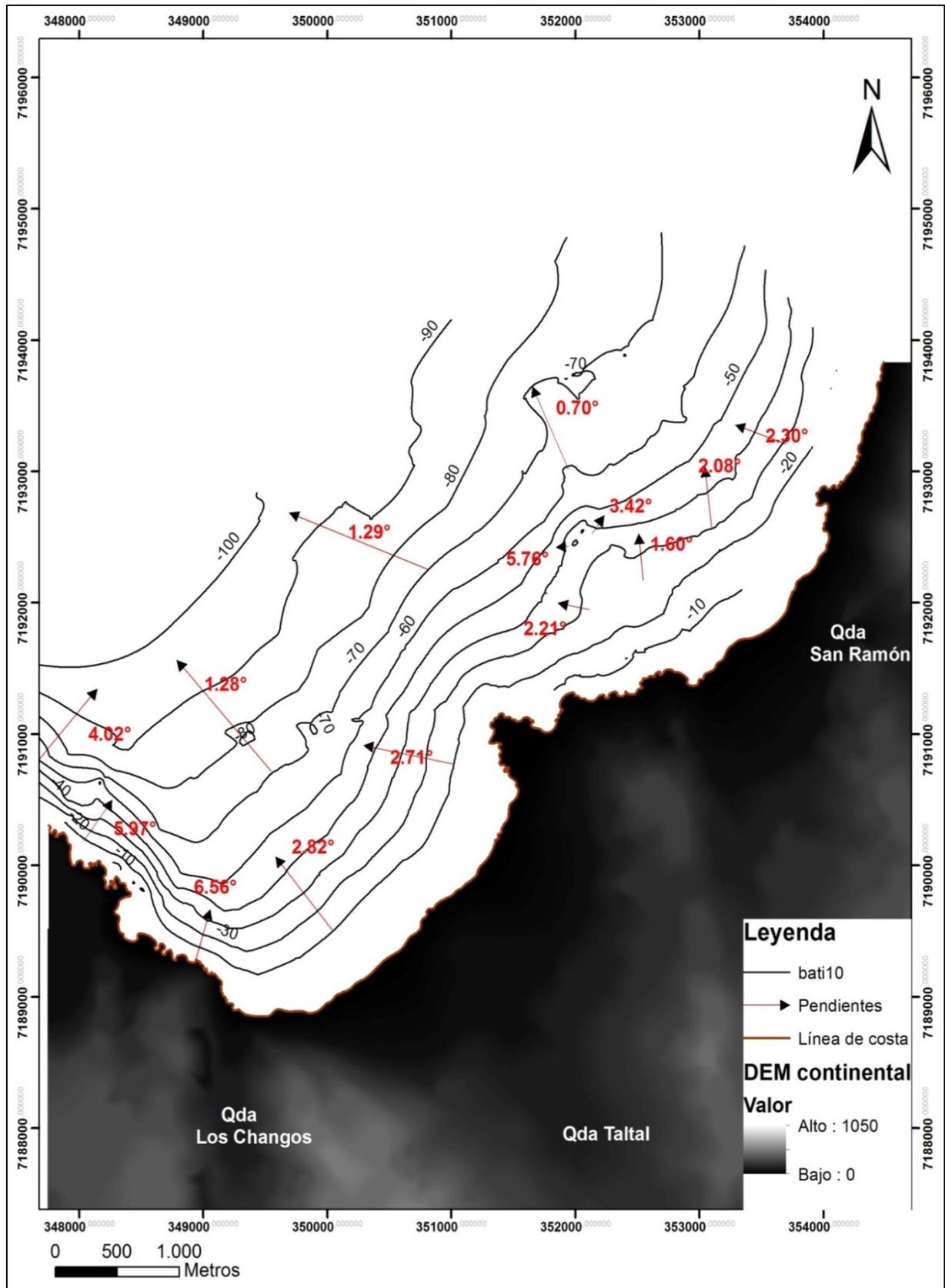


Figura 3.5. Mapa de pendientes

A través de los perfiles batimétricos es posible distinguir las morfologías anteriormente mencionadas (Figura 3.6 y 3.7).

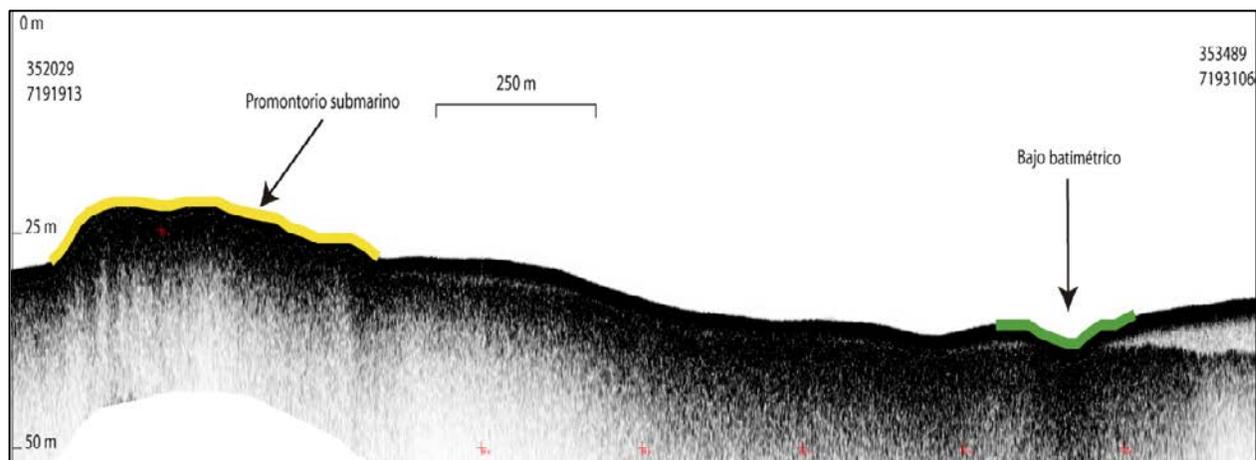


Figura 3.6. Línea amarilla corresponde al promontorio submarino y la línea verde corresponde al bajo batimétrico.

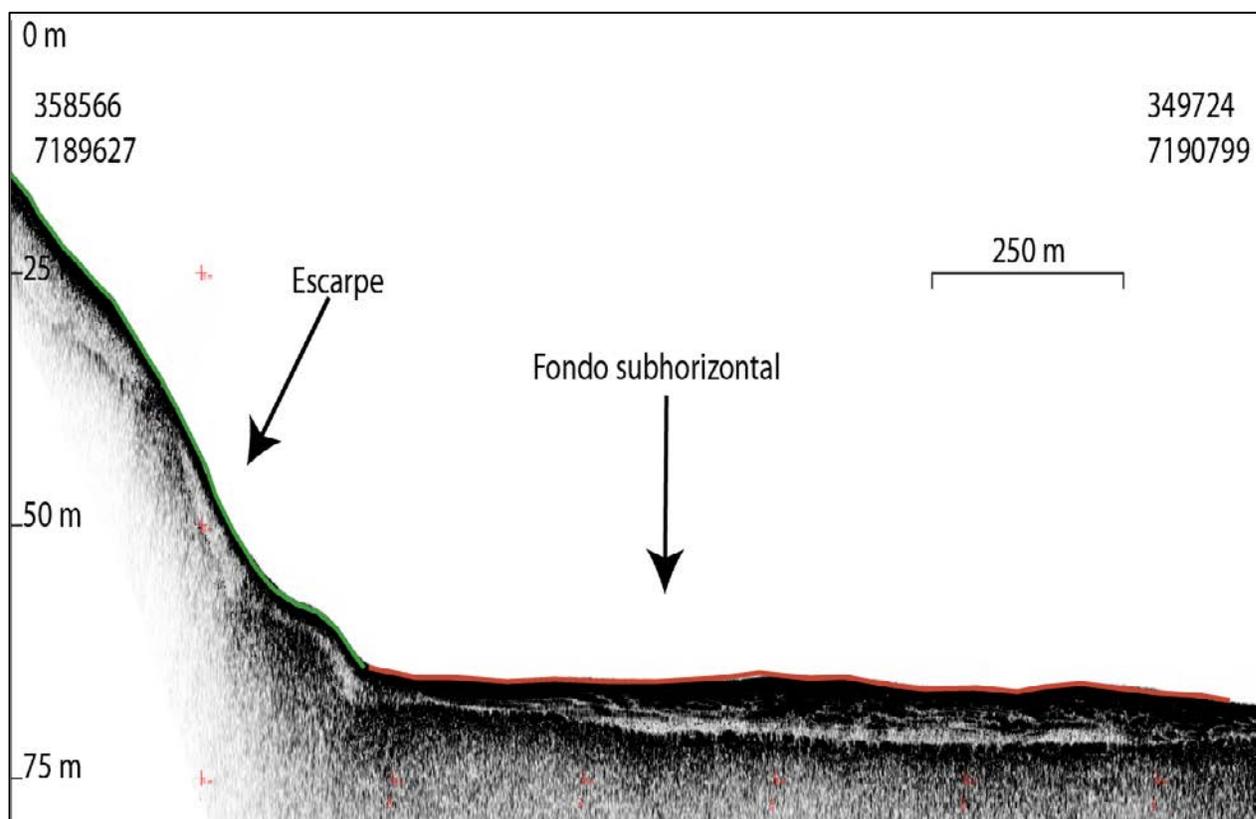


Figura 3.7. Línea celeste corresponde al escarpe y la línea roja al fondo subhorizontal.

3.2 Facies de la bahía de Taltal

Mediante los parámetros sedimentológicos se pueden reconocer ambientes sedimentarios, caracterizados por las distribuciones y asociaciones de facies. Por esta razón a las 42 muestras recolectadas, tanto del fondo como las playas, se les realizó un análisis granulométrico (ver Anexo 1.1) para poder determinar la distribución de tamaño de grano que existe y como estos varían en profundidad y a lo largo de la bahía.

Considerando lo anterior, para cada muestra se hicieron los gráficos de curva de frecuencia y acumulativa, con el propósito de determinar los parámetros sedimentológicos que caracterizan la bahía. Para este trabajo se determinaron los siguientes parámetros: mediana, selección y asimetría. Además, para observar la distribución espacial de los sedimentos dentro de la bahía, se elaboraron tres mapas de facies en base a: a) la mediana; b) a la selección; y c) al grado de asimetría. Cabe señalar que en estos mapas se indican las posiciones de donde se sacaron las muestras y la batimetría de la zona con el fin de correlacionar el material sedimentario encontrado con la profundidad a la que fue tomada dicha muestra.

3.2.1 Distribución según la mediana

La mediana es uno de los parámetros que más ha sido utilizado en estudios sedimentológicos, y se refiere al valor medio de la distribución de tamaño del sedimento ordenados de menor a mayor. En pocas palabras este valor corresponde al tamaño del 50% de la curva acumulativa.

En base a este parámetro se identificaron tamaños desde arena gruesa a limo grueso. Además, mediante las observaciones de terreno se identificaron distintas asociaciones de tamaño como: arena-limosa y limo-arcilloso.

Observando los perfiles (Figura 3.9) y el mapa de facies (Figura 3.8) se identifica que el tamaño de grano disminuye hacia profundidad, encontrándose sedimentos del tipo limo-grueso en las cotas más profundas. Sin embargo, en la parte centro-norte de la zona, frente a Morro Colorado, se puede ver una anomalía de tamaño más grueso que coincide con los promontorios identificados en la batimetría. El tamaño de grano alcanza los 0,8 mm y las muestras están compuestas por una gran cantidad de restos de conchas. Estas se ubican a 35 m b.n.m.

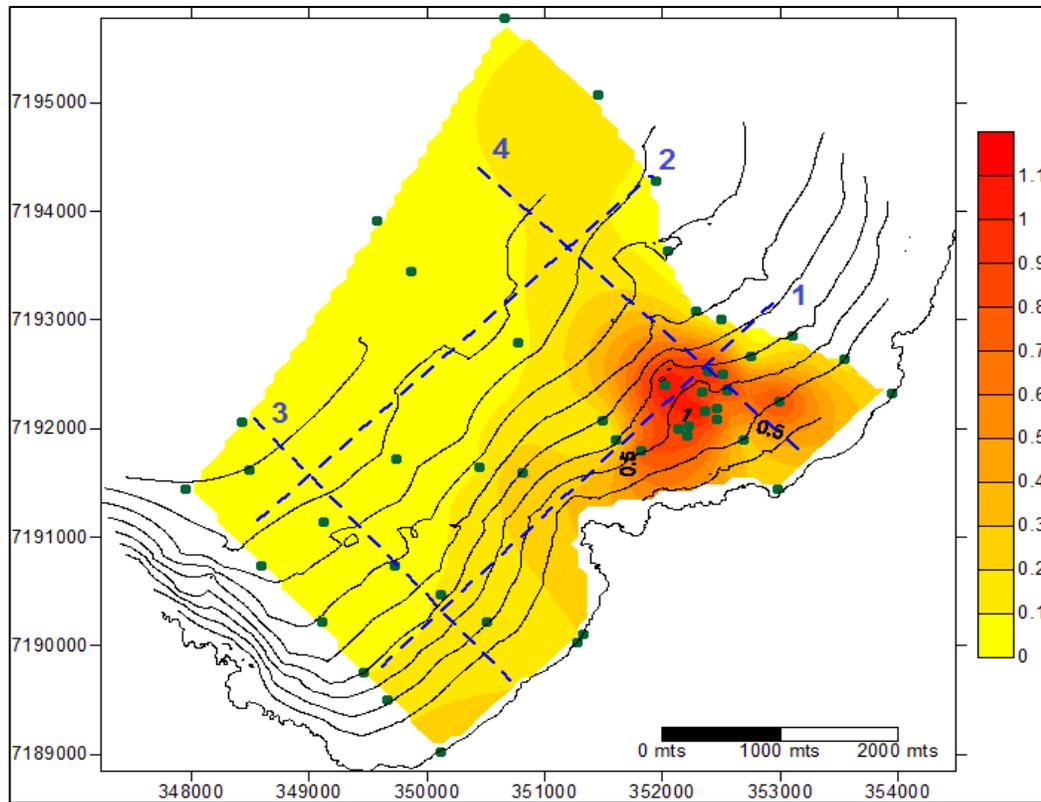


Figura 3.8. Mapa de la mediana. A la derecha se muestra la escala de tamaño en mm., en puntos verdes las muestras superficiales y en líneas punteadas azules los perfiles

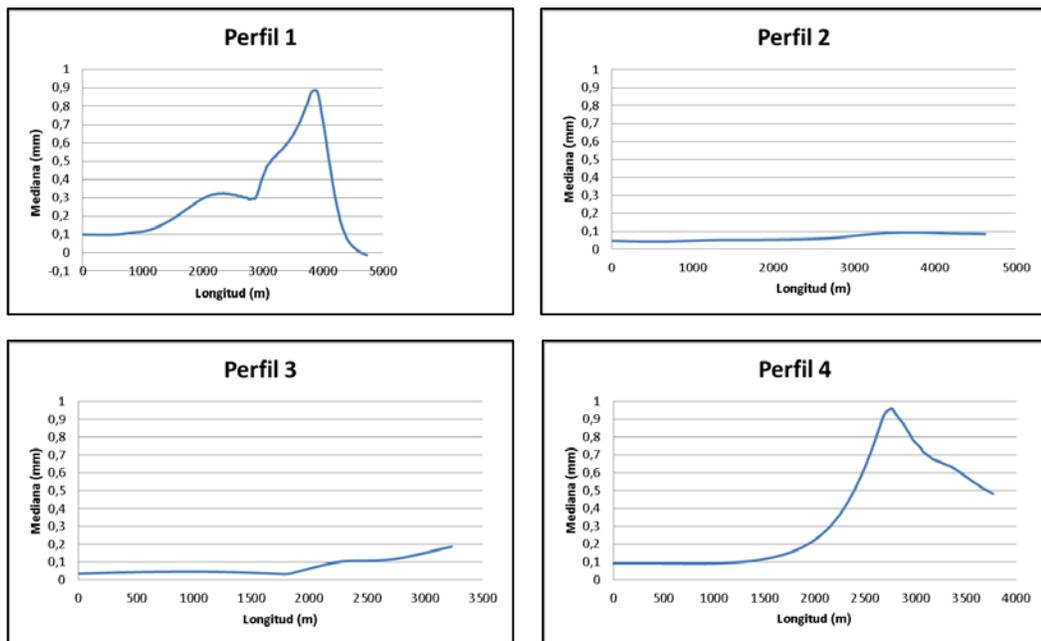


Figura 3.9. Perfiles de distribución de la mediana.

3.2.2 Distribución según selección

Mediante la selección se puede determinar si el sedimento presenta una o varias distribuciones de tamaño. Según esto, los bajos valores de selección de los granos (menores de $0,5 \text{ Ø}$), indican un sedimento bien seleccionado, es decir, hay una tendencia a presentar un único tamaño; mientras que los altos valores (mayores a 1 Ø), indican sedimentos mal clasificados, en los que no ha habido selección por tamaños. Este parámetro depende de la efectividad de un agente selectivo, como las corrientes marinas o el oleaje.

Según este parámetro en la bahía hay sedimentos con selección que varía entre buena y mala, con un mínimo de $0,4 \text{ Ø}$ y máximo de $2,4 \text{ Ø}$, como lo muestran las figuras 3.10 y 3.11. En el lado sur de la bahía la selección aumenta hacia zonas más profundas, o sea el grado de clasificación va siendo menor y se pueden encontrar muestras con distintos tamaños de grano. Sin embargo en la zona más al norte la selección presenta un comportamiento más variable. Desde la costa hacia el mar, pasa de ser buena a mediana a los 25 m b.n.m., para luego ser nuevamente buena en los 35 m b.n.m. y finalmente ir aumentando hasta ser muy mala en la isobata-100. Por lo general la bahía tiene una selección moderada a mala, bajo la isobata -30 y sobre esta el grado de clasificación es bueno a excepción del punto anómalo anteriormente descrito en la mediana. Con respecto a la distribución lateral de este parámetro, este presenta un comportamiento bastante homogéneo, excepción del punto donde se ubica la muestra T2.

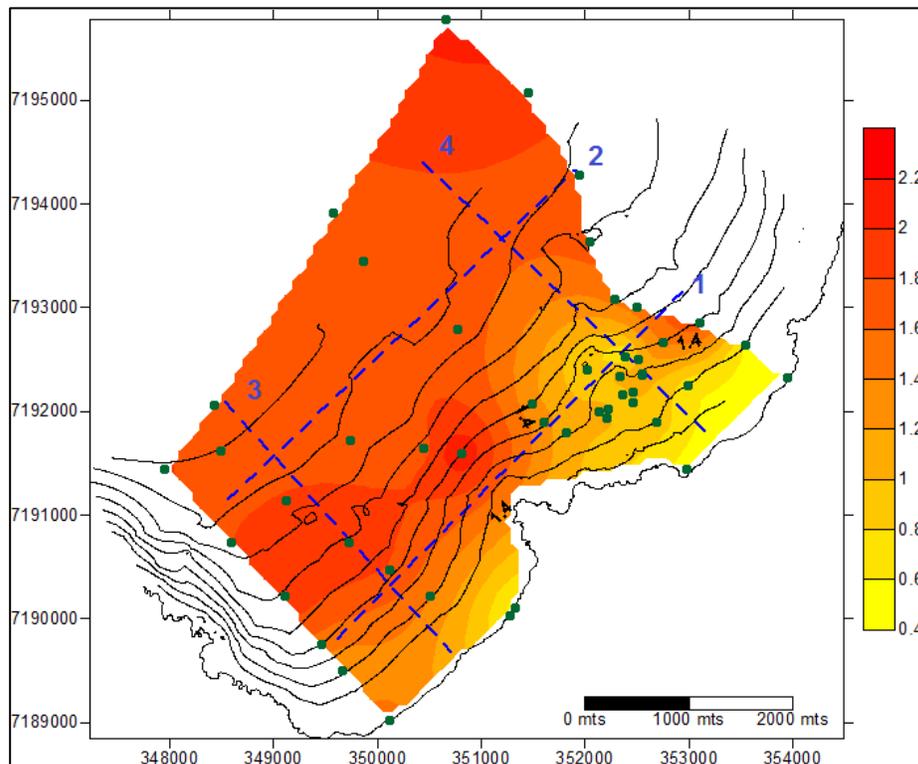


Figura 3.10. Mapa de la selección. A la derecha se muestra la escala de color, en puntos verdes las muestras superficiales y en líneas punteadas azules los perfiles.

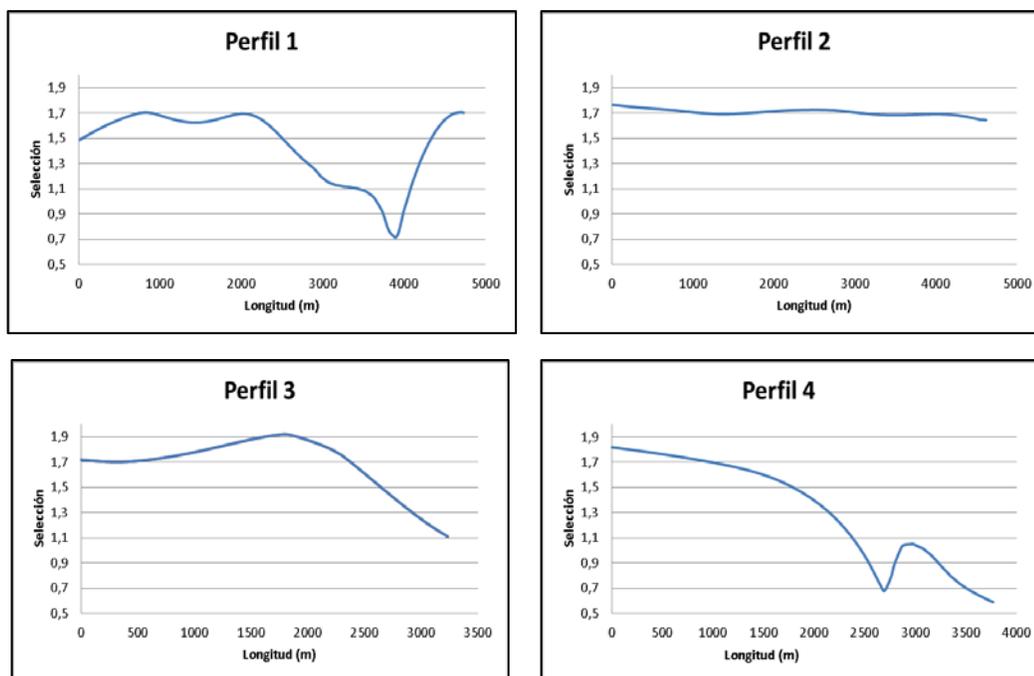


Figura 3.11. Perfiles de distribución de la selección.

3.2.3 Distribución según el grado de asimetría

Uno de los parámetros más sensibles en el estudio de ambientes sedimentarios es el grado de asimetría, el mismo que depende de la dinámica que actualmente presentan las corrientes marinas; y en menor grado, de las características heredadas de las áreas fuentes (Villwock, 1978).

Con relación a este parámetro, las muestras que se ubican a profundidades mayores a los 25 metros presentan asimetrías positivas, es decir, tienen un exceso de material fino, mientras que a profundidades menores la asimetría es negativa, o sea, un exceso de material grueso. Sin embargo, al igual que todos los parámetros anteriormente descritos, existe un punto en la zona norte del área donde a los 35 m b.n.m. la asimetría es negativa. Lo recién descrito se observa mejor en las Figuras 3.12 y 3.13.

La asimetría no es muy homogénea a lo largo de la bahía, dado que existen algunos puntos en donde la asimetría disminuye y luego aumenta, sin tener un patrón preferencial. Finalmente este parámetro varía entre -0,12 y 0,5.

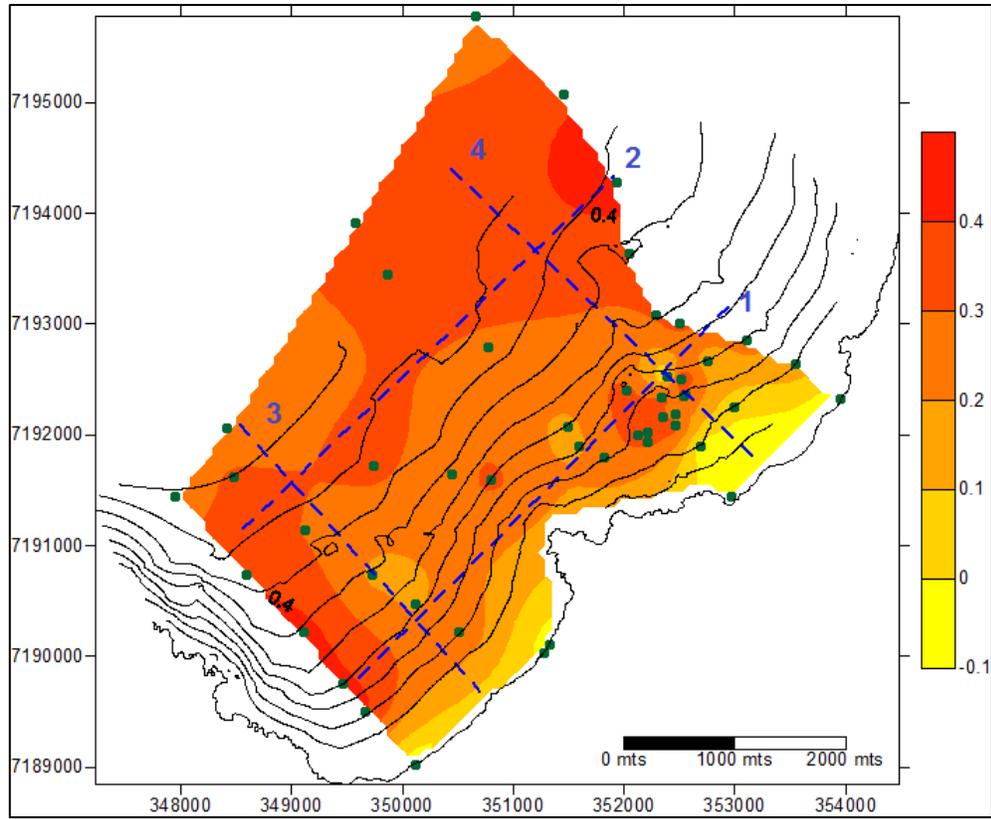


Figura 3.12. Mapa de asimetría. A la derecha se muestra la escala de color, en puntos verdes las muestras superficiales y en líneas punteadas azules los perfiles

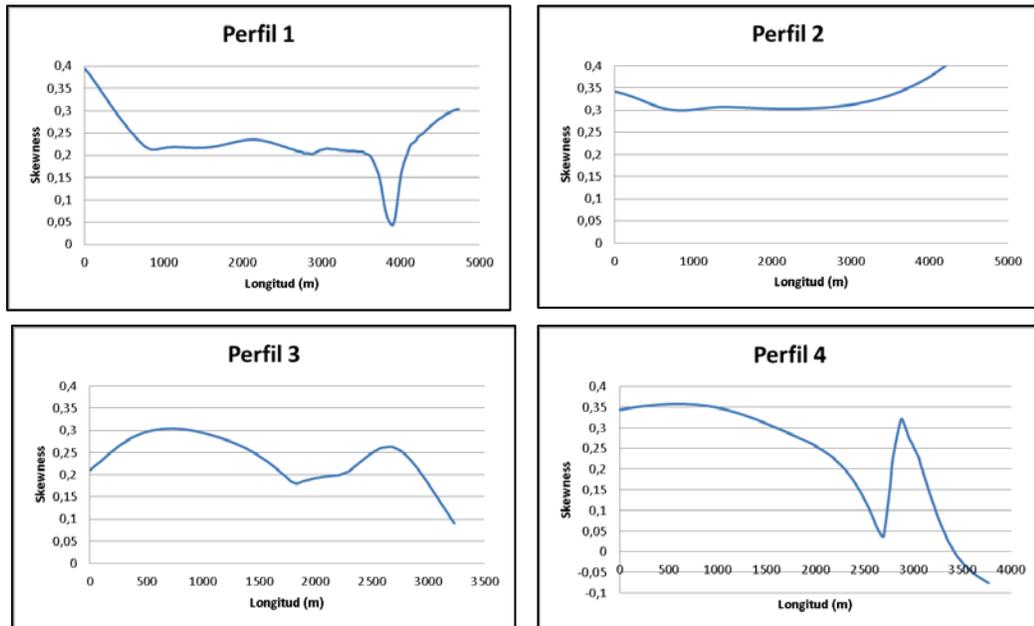


Figura 3.13. Perfiles de distribución de la asimetría.

3.3 Facies mineralógicas de la bahía de Taltal

El estudio de los sedimentos de todas las muestras de sedimento superficial, excepto las muestras T36 y T38, a través de la espectroscopia infrarroja permitió identificar y cuantificar los minerales más abundantes en cada una de ellas (ver Anexo 1.2 y 1.3). Estos minerales en la mayoría de las muestras resultaron ser: albita, cuarzo, anfíbola, microclina, ortoclasa y cristobalita.

Para poder observar la distribución espacial de los minerales en la bahía se realizaron dos mapas de facies, uno para ver cómo se localizaban los carbonatos (Figura 3.14) y otro para los líticos (Figura 3.15).

Para el mapa de los minerales litogénicos solo se tomó en cuenta a la anfíbola, cuarzo y feldespatos, debido a que estos son los de mayor abundancia y caracterizan de mejor manera la distribución dentro de la bahía. Dentro de estos minerales, el cuarzo es el más abundante (17-53%, 32% promedio; precisión 1% y +/- 0,5 % error), seguido de la albita (10-49%, 27% promedio; precisión 1% y +/- 0,5 % error) y microclina (3-29%, 12 promedio; precisión 1% y +/- 0,5 % error). Con respecto a la anfíbola, se pudo observar que esta no es muy abundante, siendo su porcentaje promedio 5%, además de no presentarse de manera importante en algunas muestras. En conjunto, los líticos tienen una concentración promedio de 51,9% y tienden a aumentar hacia la parte centro y norte de la bahía. Estos resultados se encuentran en las tablas 1.2 y 1.3 de los anexos. Sin embargo, en la parte sur donde ocurre una disminución de pendiente, después de la zona escarpada, se puede observar que existe una gran concentración de líticos, entre 58-48%, desde la isobata -60 a la -90 (Figura 3.15). Además es importante mencionar que existe un alto contenido de líticos en los alrededores de los promontorios submarinos descritos por la batimetría.

En cuanto a la presencia de carbonatos, la calcita oscila entre 6 y 37 % (17 % promedio; +/- 1% error) y su distribución dentro de la bahía aumenta con la profundidad; en la parte centro de esta se concentra la mayor cantidad de carbonatos, mientras que en los altos topográficos del fondo se ven las menores concentraciones.

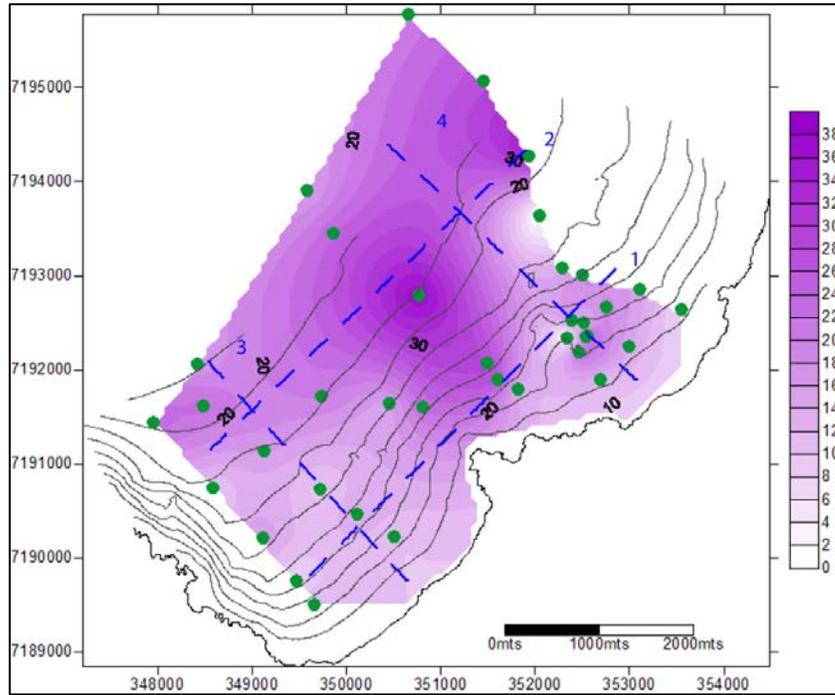


Figura 3.14. Mapa de distribución de los carbonatos. A la derecha está la escala de color, en puntos verdes las muestras superficiales y en líneas punteadas azules los perfiles.

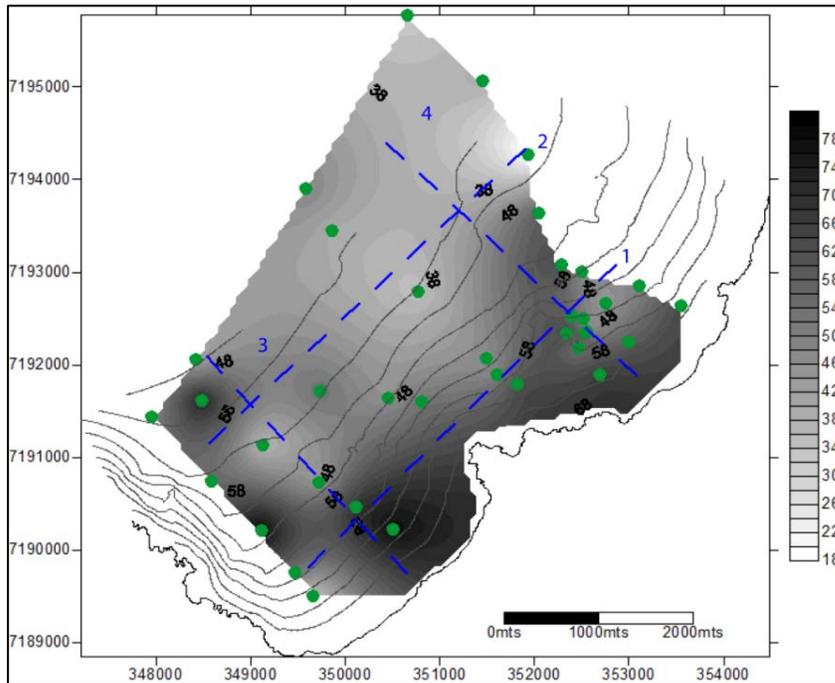


Figura 3.15. Mapa de distribución de líticos. A la derecha está la escala de color, en puntos verdes las muestras superficiales y en líneas punteadas azules los perfiles.

Además de los mapas de facies mineralógicas recién mencionados, se muestran perfiles de concentración de minerales para poder observar de mejor manera como estos

varían siguiendo distintas orientaciones. En las Figuras 3.16 y 3.17 se ve como varía la concentración de líticas y carbonatos.

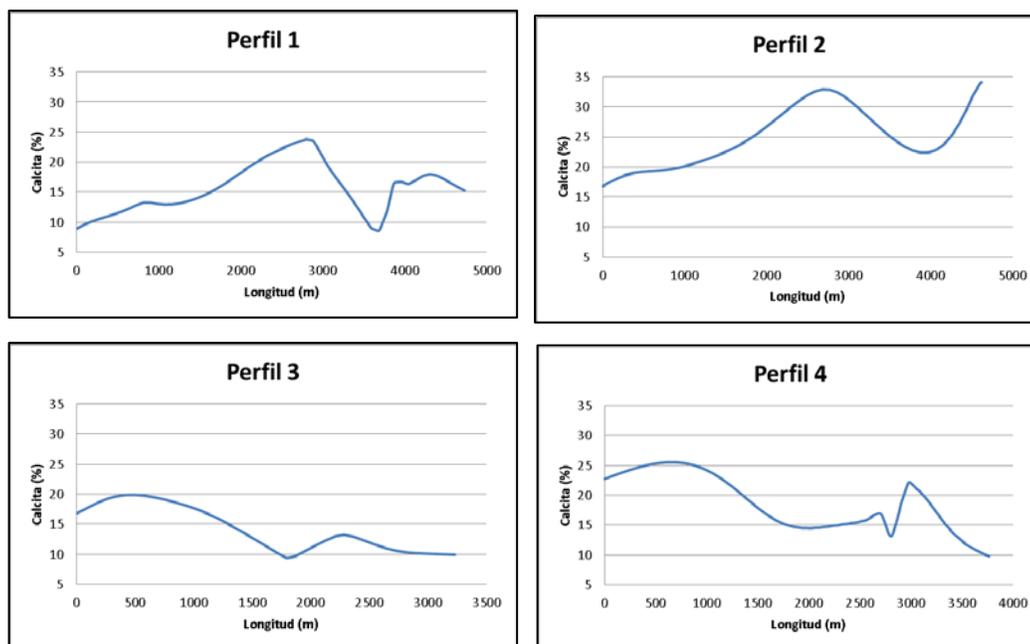


Figura 3.16. Perfiles de distribución de carbonatos.

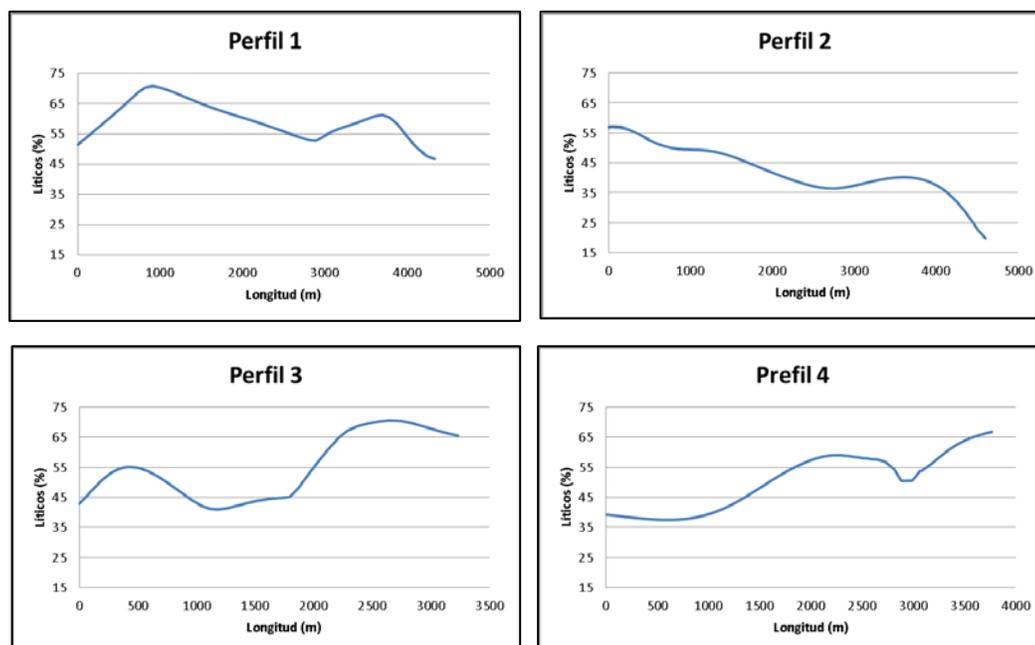


Figura 3.17. Perfiles de distribución de los líticas.

4 Unidades Sismoestratigráficas

4.1 Facies de bahía de Taltal

Mediante los perfiles sísmicos realizados en la bahía de Taltal se puede hacer un análisis sismoestratigráfico del relleno sedimentario reciente de la bahía. Se obtuvo 46 perfiles, los cuales fueron descritos mediante los criterios de análisis de estratigrafía secuencial. Sin embargo solo 4 fueron mapeados, debido a que eran los que mejor caracterizaban el fondo submarino de la zona. Además, los 4 perfiles que cortaban los promontorios submarinos fueron mapeados de manera rigurosa. Los perfiles estudiados en este capítulo para determinar facies, terminaciones de reflectores y unidades sismoestratigráficas se encuentran en la Figura 4.1.

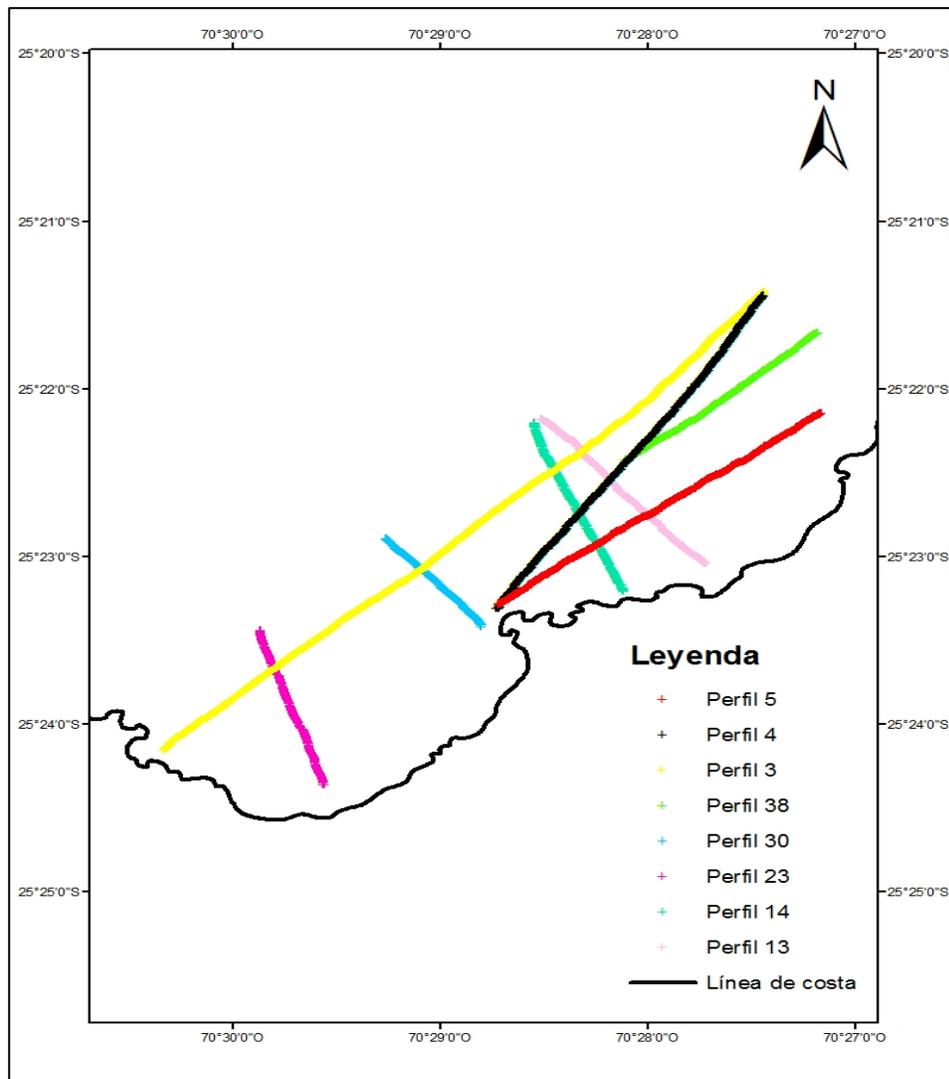


Figura 4.1. Mapa de distribución de perfiles sísmicos estudiados.

La metodología de mapeo de facies sísmicas en dos dimensiones fue postulada por Ramasayer (1979) y es conocida como la técnica A, B, C. Esta consiste en la interpretación de facies mediante la configuración de la reflexión, relaciones de límite, relaciones laterales y geometría interna.

Tabla 4.1. Clasificación de facies sísmicas. Ramasayer (1979).

Límite superior (A)	Límite inferior (B)	Configuración interna (C)
Truncación erosional	<i>Onlap</i>	Paralela
		Divergente
		Caótica
		Ondulosa
<i>Toplap</i>	<i>Downlap</i>	Aglomerado divergente
		Aglomerado
		Progradacional oblicuo
Concordante	Concordante	Progradacional sigmoidal
		Libre de reflexión
		Escalonado

Dada esta clasificación se reconocieron las siguientes facies en el relleno sedimentario de la bahía.

4.1.1 Facies del substrato acústico masivo

En el substrato acústico de la bahía de Taltal se observan 2 facies: una masiva, con penetración de las ondas, caracterizada por tener en su techo un truncamiento erosional; y otra libre de reflexión. En los perfiles se pueden presentar sin reflectores o parcial a completamente opacas, debido a la interferencia de la señal con la roca o sedimento.

La primera se encuentra distribuida en toda la bahía y en la mayoría de los lugares del fondo marino. Está cubierta por otras facies sísmicas. Sin embargo en la parte central de la zona de estudio esta no se encuentra cubierta. Dada las características de las muestras de superficie se puede asociar principalmente a depósitos de arena.

La segunda se desarrolla en el sector suroeste de la bahía en la zona escarpada de la bahía. Además, al noreste, donde se pueden identificar los promontorios submarinos, esta facies domina en las partes más altas de estas morfologías. Esta última se podría relacionar al afloramiento del basamento en este sector, el cual refleja completamente

las ondas impidiendo la refracción, se muestra de color rojo en las Figuras 4.3, 4.4, 4.5 y 4.6.

4.1.2 Facies laminadas paralelas

Esta se desarrolla en la mayoría del relleno de la bahía. Corresponde a los sedimentos marinos laminados que se distribuyen ampliamente en la cuenca. En los perfiles sísmicos se puede observar bastante opaca, pero es posible distinguir reflectores laminados y paralelos.

En la bahía esta se presenta cubriendo al resto de las facies y sigue la topografía del fondo marino. En el sector suroeste, hacia mayor profundidad, se puede observar un plegamiento de esta facies. En los promontorios submarinos se identifica un acuñaamiento, posiblemente en onlap. Estos posibles onlap representarían evidencias de las transgresiones marinas que ocurrieron en el lugar. El contacto entre esta y las otras facies es concordante y paraconcordante con la facies de substrato acústico masivo. Se desarrolla en toda la bahía desde la costa hasta profundidad. En las Figuras 4.3, 4.4, 4.5 y 4.6 se marca con color morado.

4.1.3 Facies laminadas sinuosas y caóticas.

En esta facies se identifican los reflectores acústicos mejor desarrollados. Esta dispuesta entre las facies masivas y laminadas. Su configuración interna es variada según el lugar de la bahía en que se desarrolle. En los perfiles se caracterizan por presentarse con pocos reflectores, pero bien marcados.

En el sector sur de la bahía esta se observa bastante laminada, en las zonas más someras, sin embargo después de la isobata -60 esta facies presenta plegamientos y hasta puede tener una configuración caótica, como se muestra en la Figura 4.3. En las zonas más profundas los reflectores están contorneados y en algunos casos se pierden. Es posible distinguir en esta zona terminaciones como toplap y downlap.

En el norte de la bahía, dentro de la facies, es posible distinguir laminaciones divergentes y su espesor es mayor que en otras áreas. Es posible identificar un cambio en el espesor al norte y al sur de la quebrada, siendo de menor potencia en esta última. Esta facies se marca de color amarillo en las Figuras 4.3, 4.4, 4.5 y 4.6

4.2 Definición e interpretación de las unidades sismoestratigráficas.

Dentro de algunos perfiles del sector suroccidental de la bahía, es posible identificar dos subunidades sismoestratigráficas, las cuales están asociadas a distintas facies sísmicas, específicamente a las que presentan configuraciones internas laminadas paralelas, caóticas y laminadas divergentes. Estas unidades se definieron en función de

los reflectores que las limitan, su distribución estratigráfica y las facies de las capas, siguiendo el modelo de Exxon (Figura 4.2).

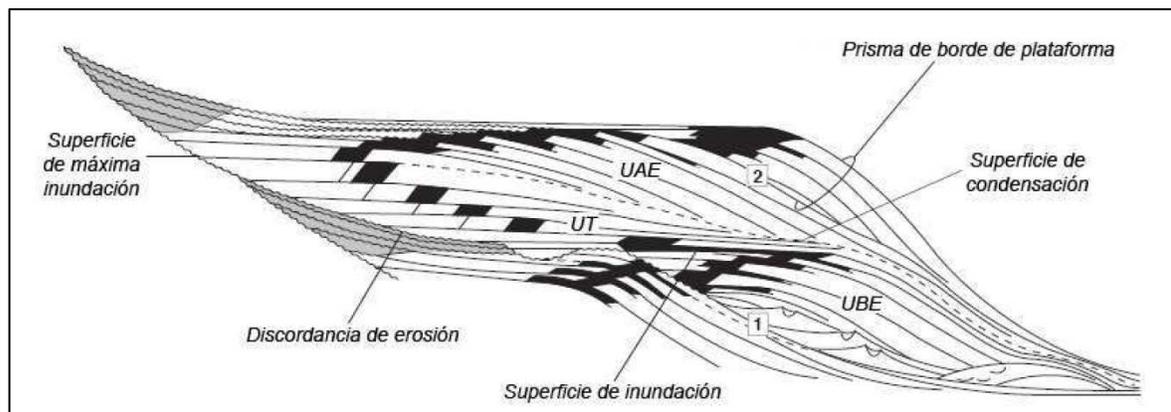


Figura 4.2. Modelo de Exxon el cual muestra la distribución de los systems tracts, según el cambio en el nivel del mar. UBE: unidad de bajo estadio, UT: unidad transgresiva y UAE: unidad de alto estadio.

- Superficie de erosión: Se puede observar en la mayoría de los perfiles. Está representada en las figuras mediante un reflector de color amarillo y en los perfiles pone en contacto a la facies masiva con la facies laminada y caótica (Figura 4.7). Esta superficie además se distingue por presentar terminaciones de reflectores del tipo truncamiento erosional. La superficie de erosión se asocia al continuo descenso en el nivel del mar, el que expone a las distintas capas sedimentarias.
- Unidad transgresiva: Caracterizada en las figuras por un fondo de color celeste. Está delimitada en la parte inferior por la superficie de erosión y en su techo por la superficie de máxima inundación. Dentro de esta unidad es posible distinguir varios reflectores y en específico observar terminación del tipo onlap. Estas terminaciones son características de un aumento gradual en el nivel del mar. A partir de estas terminaciones y su disposición retrogradante, como se ve en la Figura 4.7, se interpreta una transgresión marina post-glacial. Sin embargo en la zona centro de la bahía existen terminaciones del tipo toplap y downlap asociados a una configuración progradante. Esto se explica por los aportes sedimentarios continentales proveniente de la prolongación de la quebrada Taltal. La facies característica de esta unidad es laminar, caótica y sinuosa. La distribución de esta unidad es en toda la bahía, sin embargo donde mejor se pueden apreciar las terminaciones características de la transgresión marina es en la parte nororiental, al norte de la quebrada San Ramón. Su espesor promedio es de 2,8 m en las partes más profundas, sin embargo hacia zonas más someras este disminuye llegando a tener 1,9 m de espesor.

- Unidad de alto estadio: Esta unidad se ve caracterizada por un fondo de color naranja (Figura 4.9). Su límite inferior es la superficie de máxima inundación, mientras que en la parte superior está limitada por el contacto agua-sedimento actual. Esta unidad se caracteriza por la facies laminada paralela y es difícil observar terminaciones de reflectores característicos. En los promontorios submarinos es posible un acuñamiento y en las quebradas se puede identificar como esta unidad rellena el área, lo que se puede interpretar como un evento posterior.

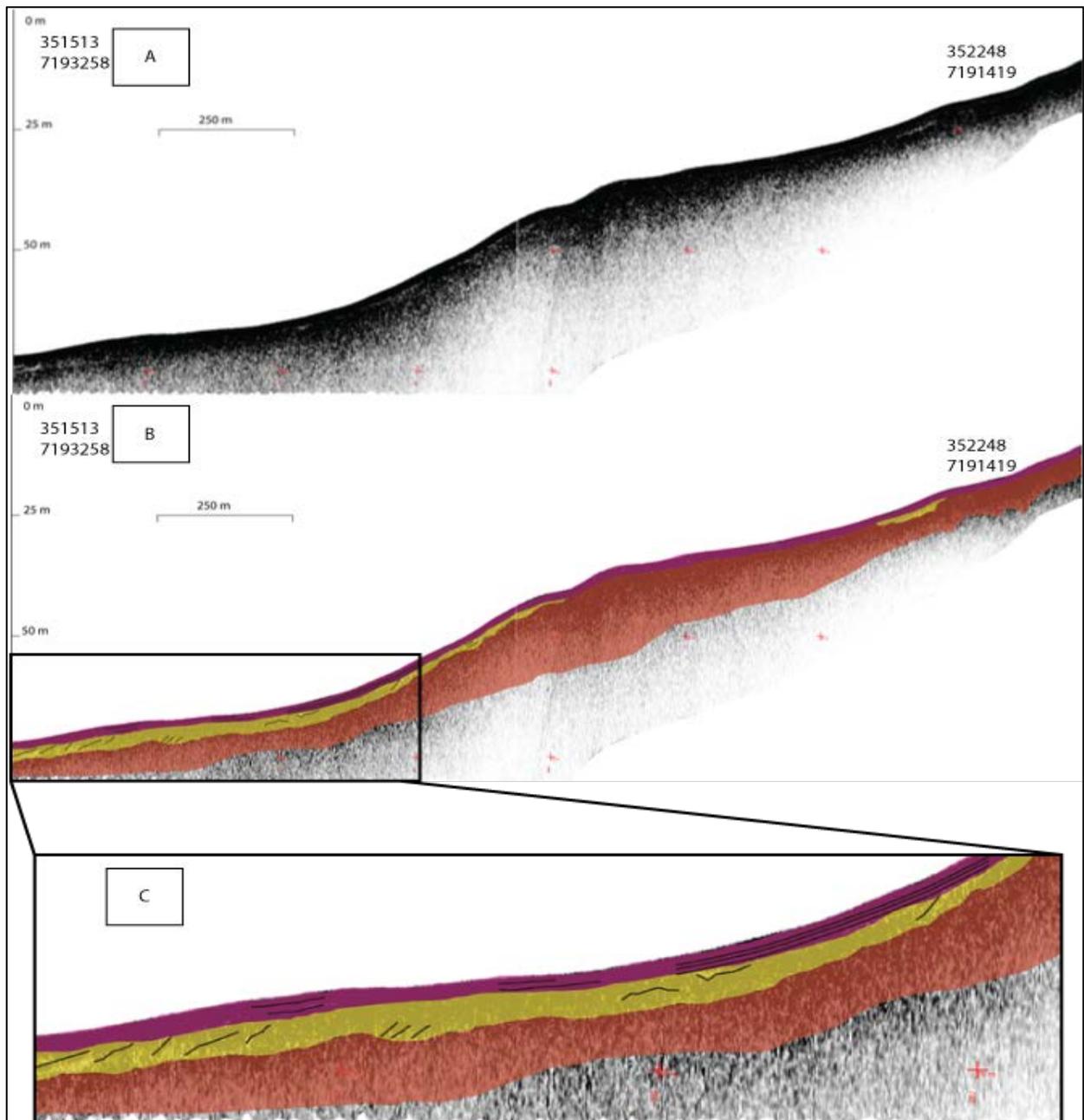


Figura 4.3. Facies del perfil perfil 14. A) Perfil sísmico. B) Perfil sísmico interpretado con las facies. C) Zoom de las facies. En morado facies laminada sinuosa y caótica, amarillo facies laminada caótica y rojo facies masiva. En la facies amarilla se identifican terminaciones del tipo downlap y toplap.

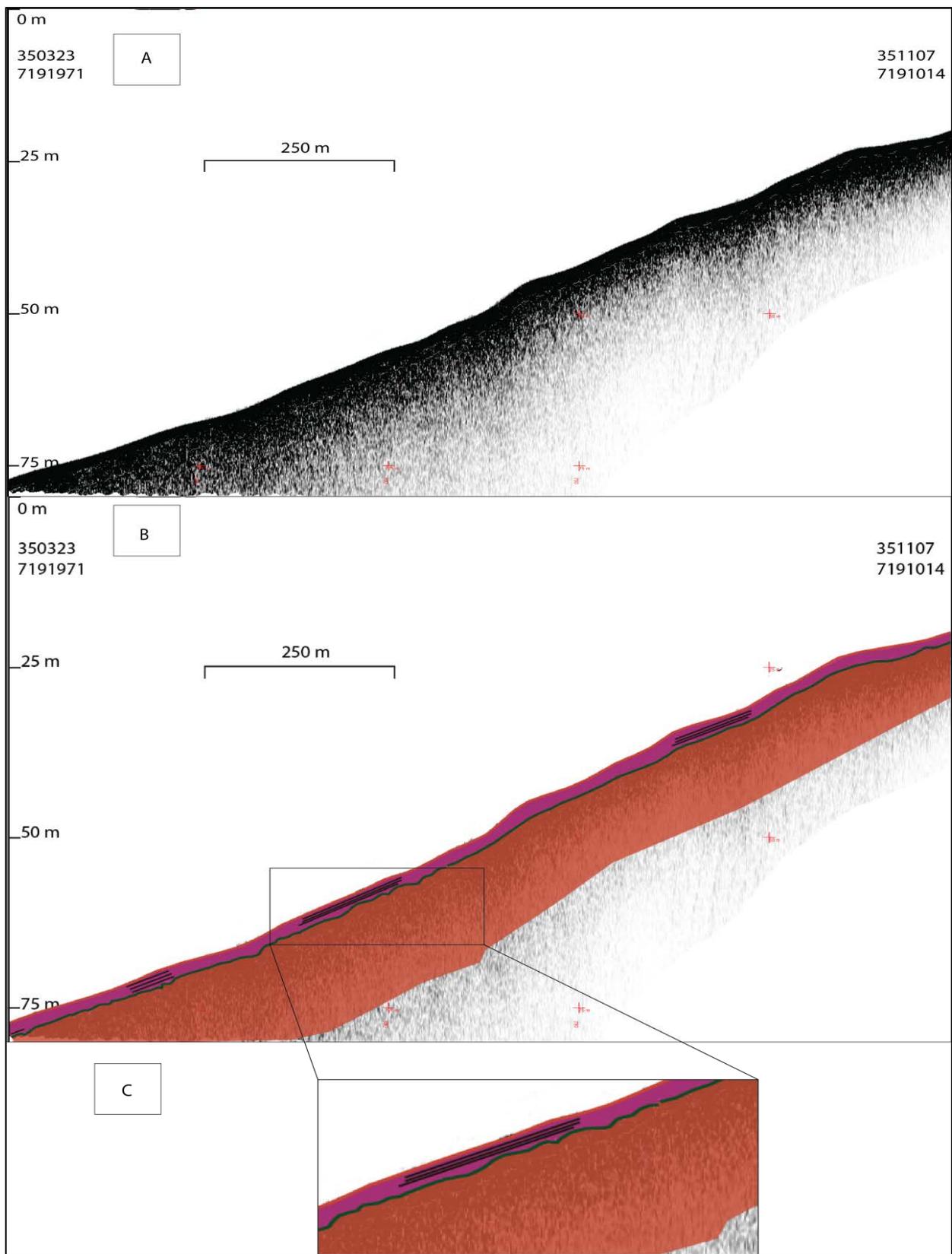


Figura 4.4. Facies del perfil perfil 30. A) Perfil sísmico. B) Perfil sísmico interpretado con las facies. C) Zoom de las facies. En morado facies laminada sinuosa y caótica y en rojo facies masiva.

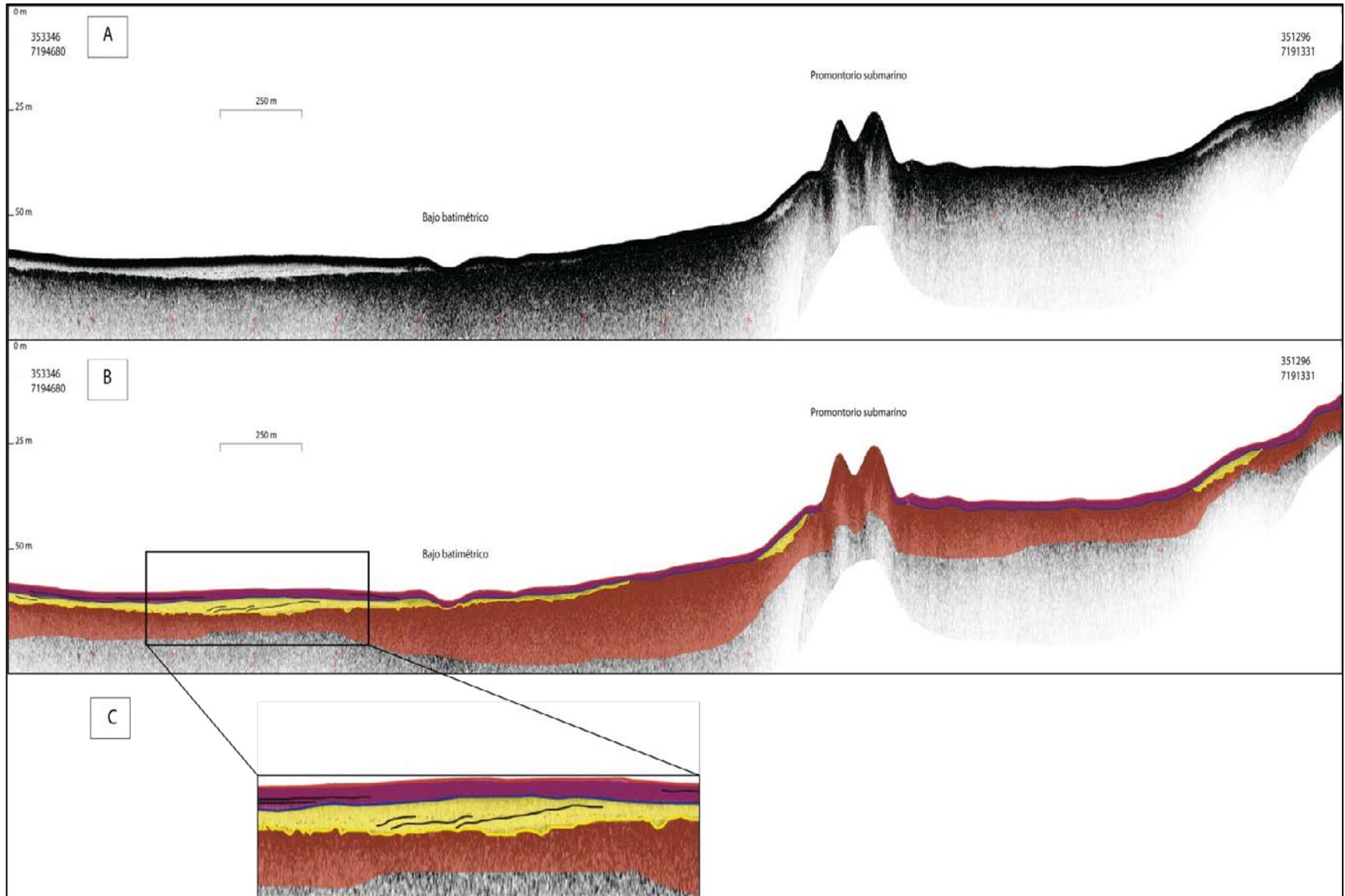


Figura 4.5. Facies del perfil 4. A) Perfil sísmico. B) Perfil sísmico interpretado con las facies. C) Zoom de las facies. En morado facies laminada sinuosa y caótica, amarillo facies laminada caótica, y rojo facies masiva. En la facies amarilla se identifican terminaciones del tipo downlap.

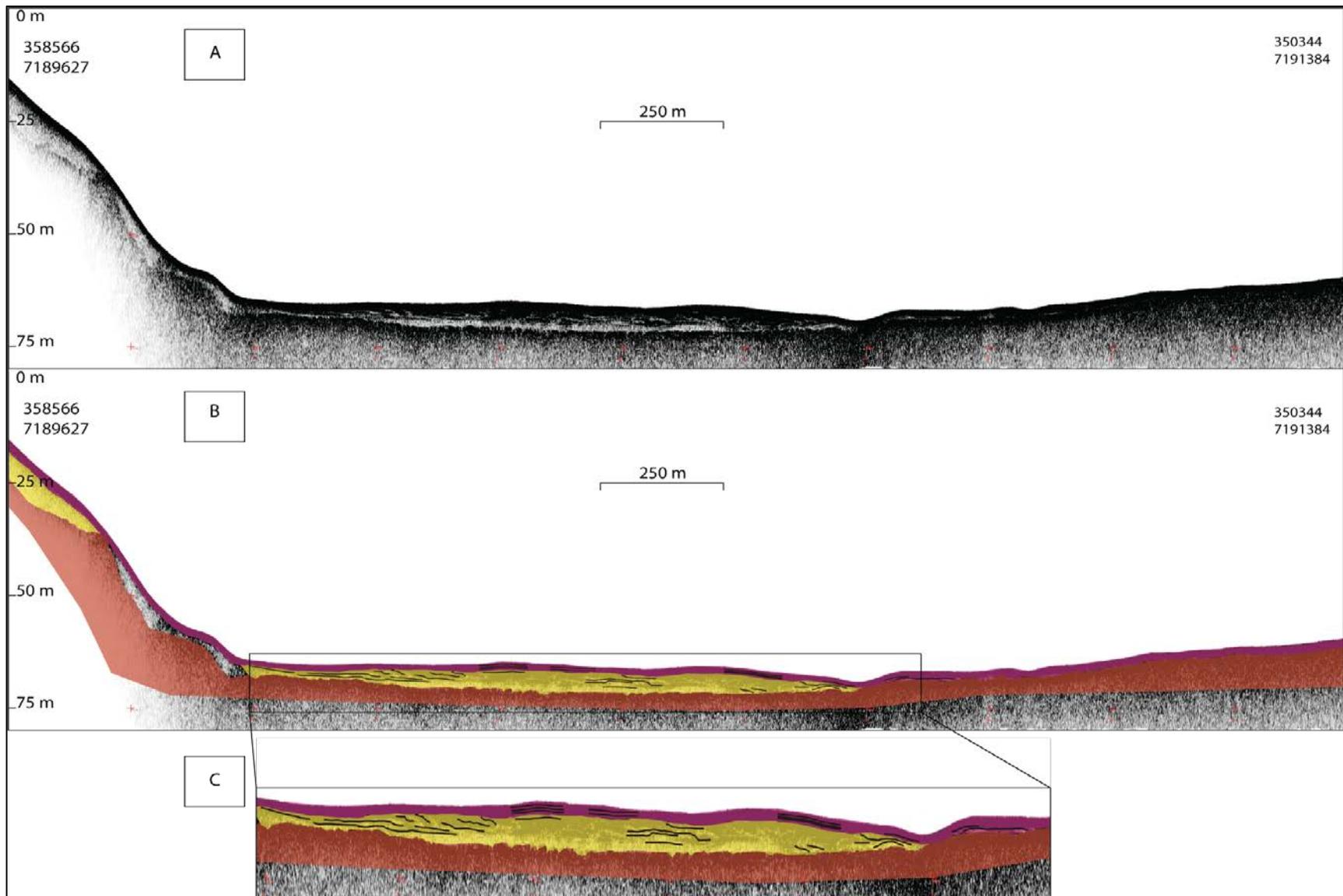


Figura 4.6. Facies del perfil 3. A) Perfil sísmico. B) Perfil sísmico interpretado con las facies. C) Zoom de las facies. En morado facies laminada sinuosa y caótica, amarillo facies laminada caótica, y rojo facies masiva. En la facies amarilla se identifican terminaciones tipo onlap.

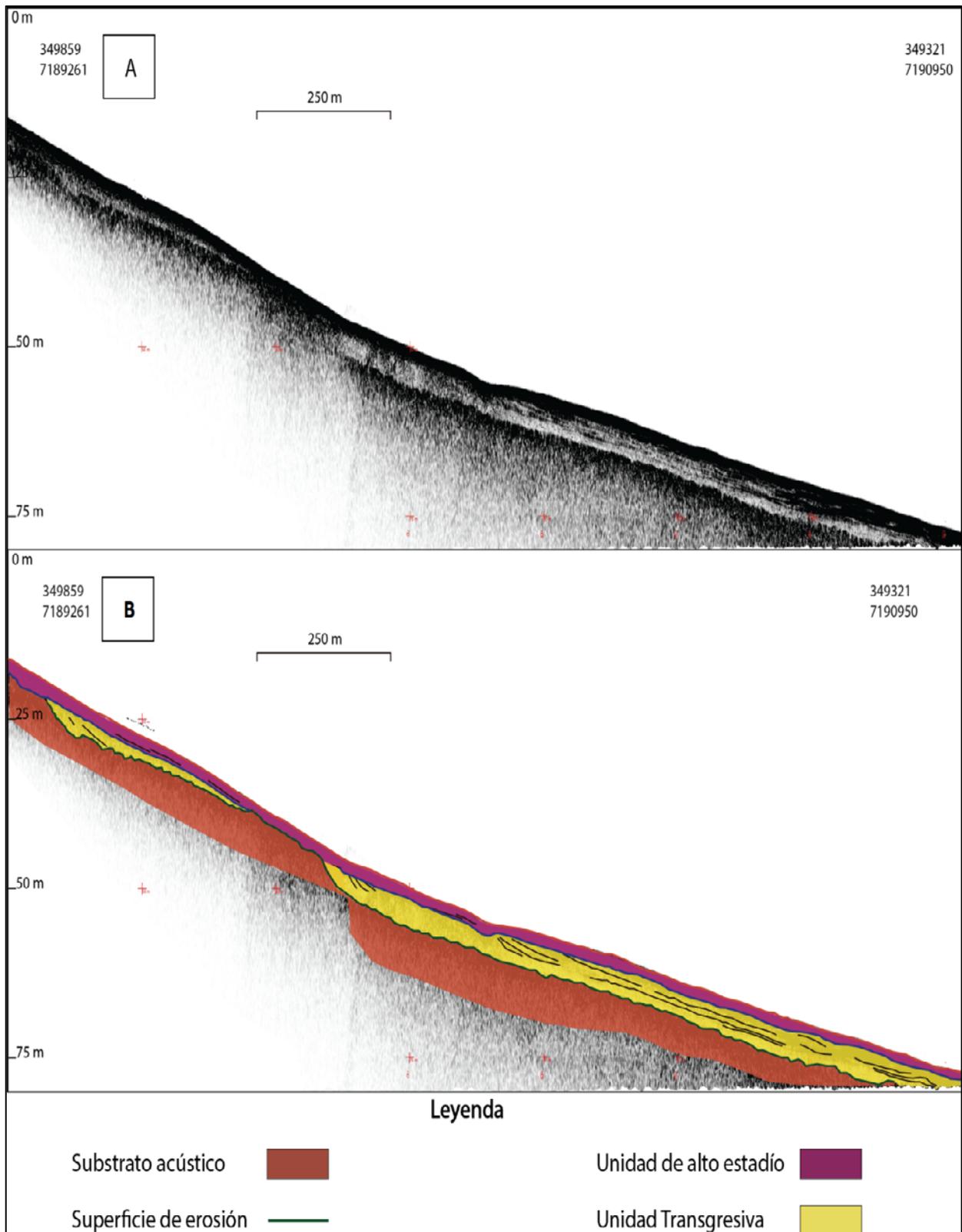


Figura 4.7. Unidades sismoestratigráficas del perfil 23. A) Perfil sísmico. B) Perfil sísmico interpretado. En la unidad transgresiva es posible observar terminaciones del tipo downlap y onlap. Es posible distinguir la superficie de máxima inundación (línea azul) y el contacto agua-sedimento (línea roja).

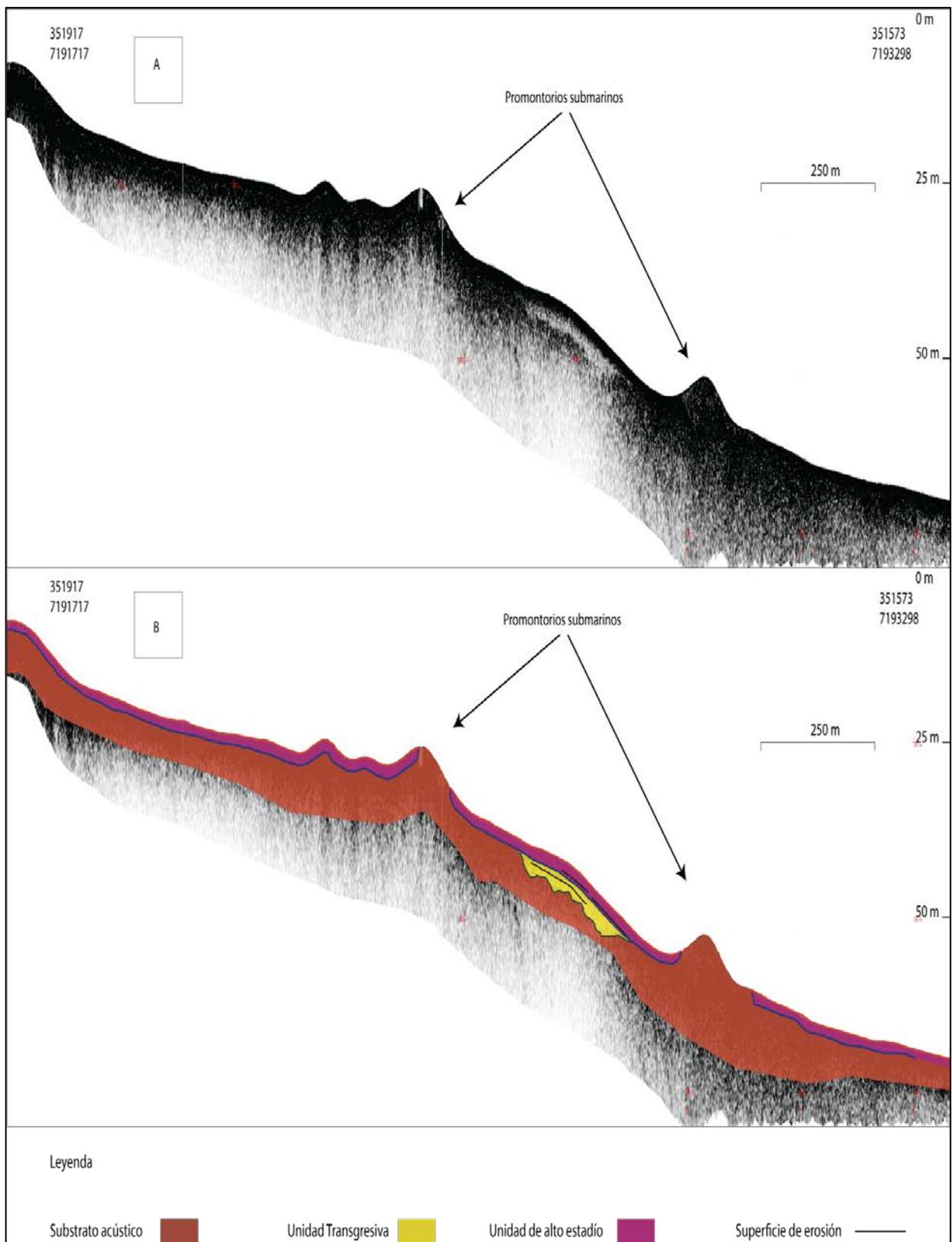


Figura 4.8. Unidades sismoestratigráficas del perfil 13. A) Perfil sísmico. B) Perfil sísmico interpretado. Es posible distinguir la superficie de máxima inundación (línea azul) y el contacto agua-sedimento (línea roja).

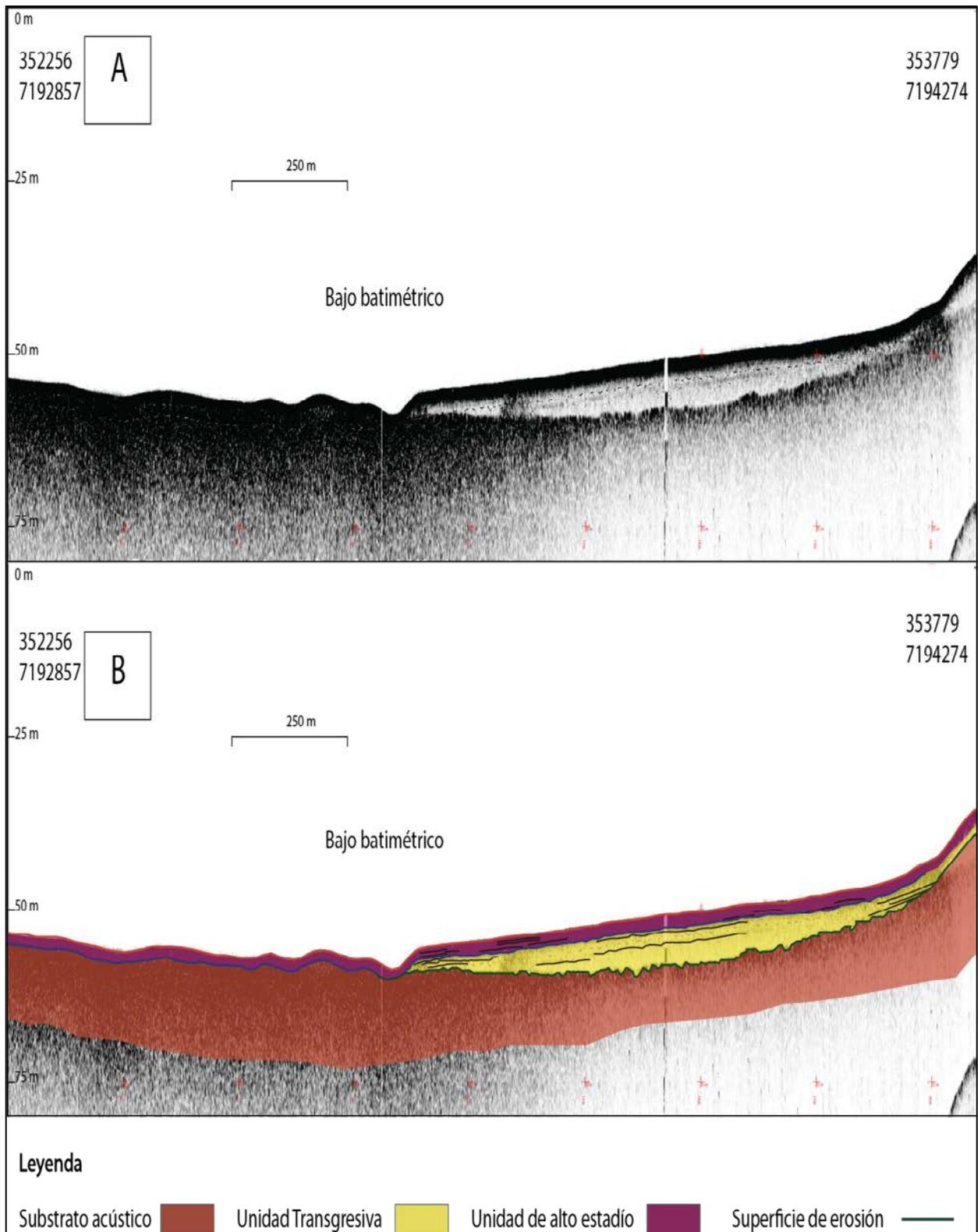


Figura 4.9. Unidades sismoestratigráficas del perfil 38. A) Perfil sísmico. B) Perfil sísmico interpretado. En la unidad transgresiva se reconocen terminaciones del tipo onlap. Además se pueden observar la superficie de máxima inundación (línea azul) y el contacto agua-sedimento (línea roja).

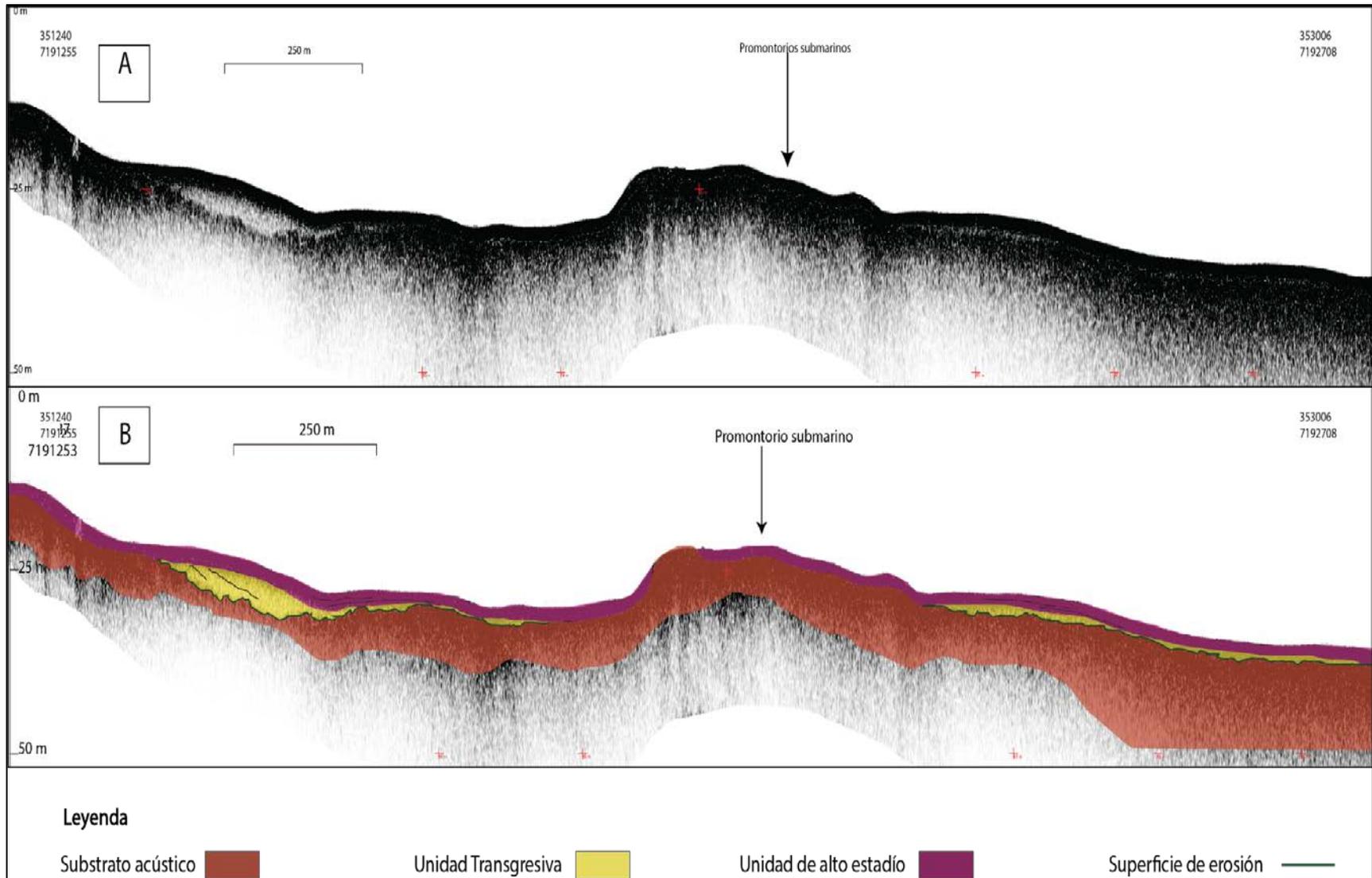


Figura 4.10. Unidades sismoestratigráficas del perfil 5. A) Perfil sísmico. B) Perfil sísmico interpretado. Se puede observar la superficie de erosión (verde), de máxima inundación (azul) y el contacto agua-sedimento actual (rojo). Se observan terminaciones tipo downlap en la unidad transgresiva.

5 Testigos sedimentarios

Al identificarse zonas anómalas tanto en facies como en la batimetría, se decidió obtener 3 testigos sedimentarios de una zona en particular (Figura 5.1). Esto se hizo con el fin de poder tener una mejor descripción e interpretación del lugar en cuestión. Es por esto que a cada uno de los testigos se les hizo una descripción detallada y análisis granulométrico, descrito a continuación.

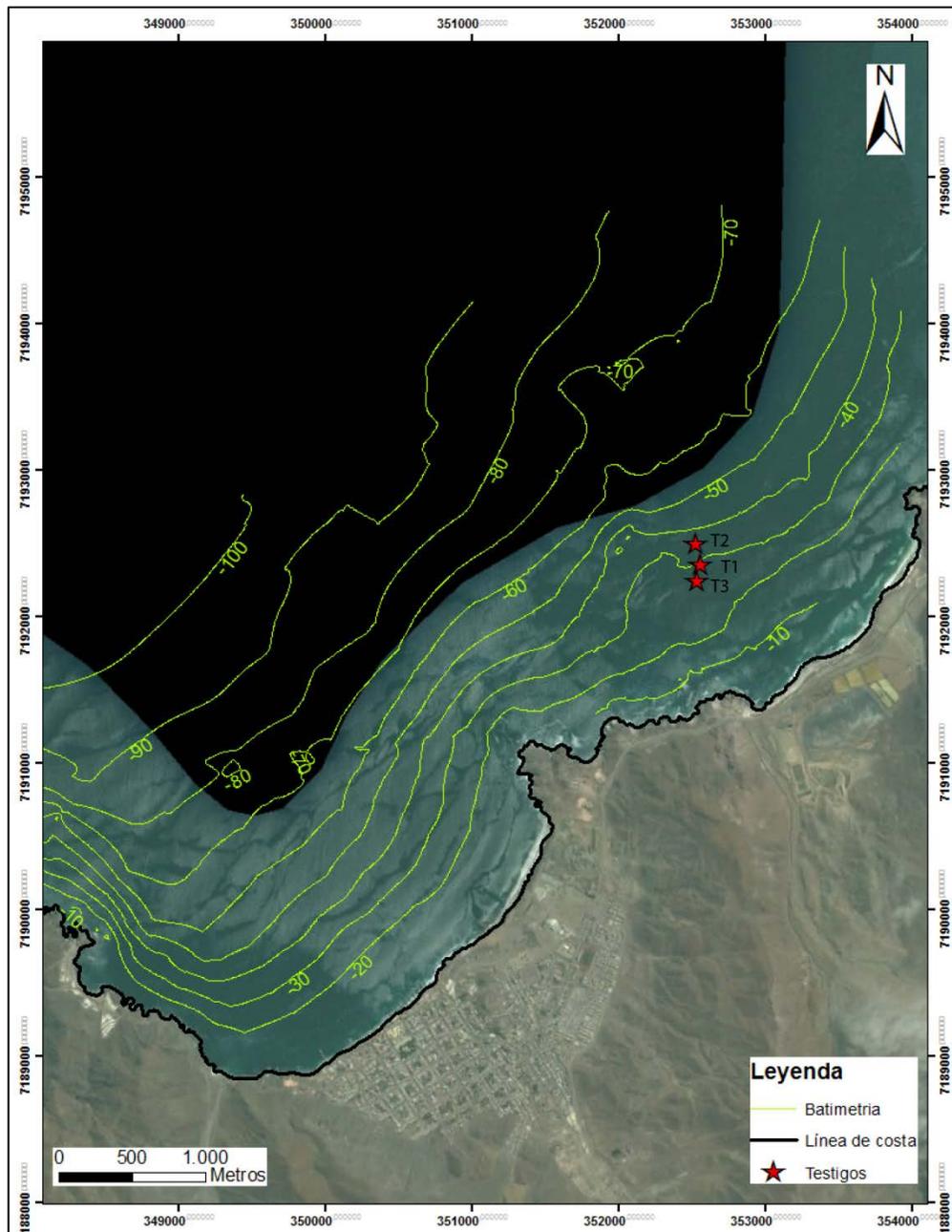


Figura 5.1. Mapa de ubicación de testigos

5.1 Descripción de testigos

Cada uno de los testigos fue descrito y subdividido en distintas unidades. Con el fin de caracterizar las facies presentes en ellos, se identificaron los distintos cambios de color, tamaño de grano, contenido orgánico, etc.

En términos generales se observó que los testigos eran bastante homogéneos en su contenido, por lo cual se obtuvieron pocas unidades. Además su color, descrito según tabla de Munsell era muy similar. Los únicos cambios notorios que se identificaron fueron según la cantidad de restos de organismos que existía en las distintas unidades. A continuación se describen los T1, T2 y T3.

5.1.1 Testigo T1

Contiene 53 cm de sedimento.

- Unidad 1 (0 y 9,5 cm): Sedimento tamaño arena media fina, mezclado con fragmentos de conchas y algunas conchas enteras de pequeñas *Turritellas*. No se presentan estructuras sedimentarias, pero en la parte más baja, desde los 5,5 a 9,5 cm, existe mezcla con la capa inferior. Color 4/3 10 YR.
- Unidad 2 (9,5-40 cm): Sedimento tamaño arena gruesa, con alto contenido de fragmentos y conchas de crustáceos y gasterópodos. Hacia abajo disminuye el tamaño de grano hasta arena gruesa media. En los bordes hay mayor contenido de fósiles y en el centro hay más arena. Color 6/4 10 YR.
- Unidad 3 (40-48,2 cm): Arena media gruesa con fragmentos de conchas y en el centro parches de arena media más oscura. Se puede observar mezcla con la capa superior. Color 6/4 10YR.
- Unidad 4 (48,2-53 cm): Arena media con mayor contenido de fragmentos de conchas que la capa superior. Se observan capas y restos de materia orgánica como algas. Color 3/2 10 YR.

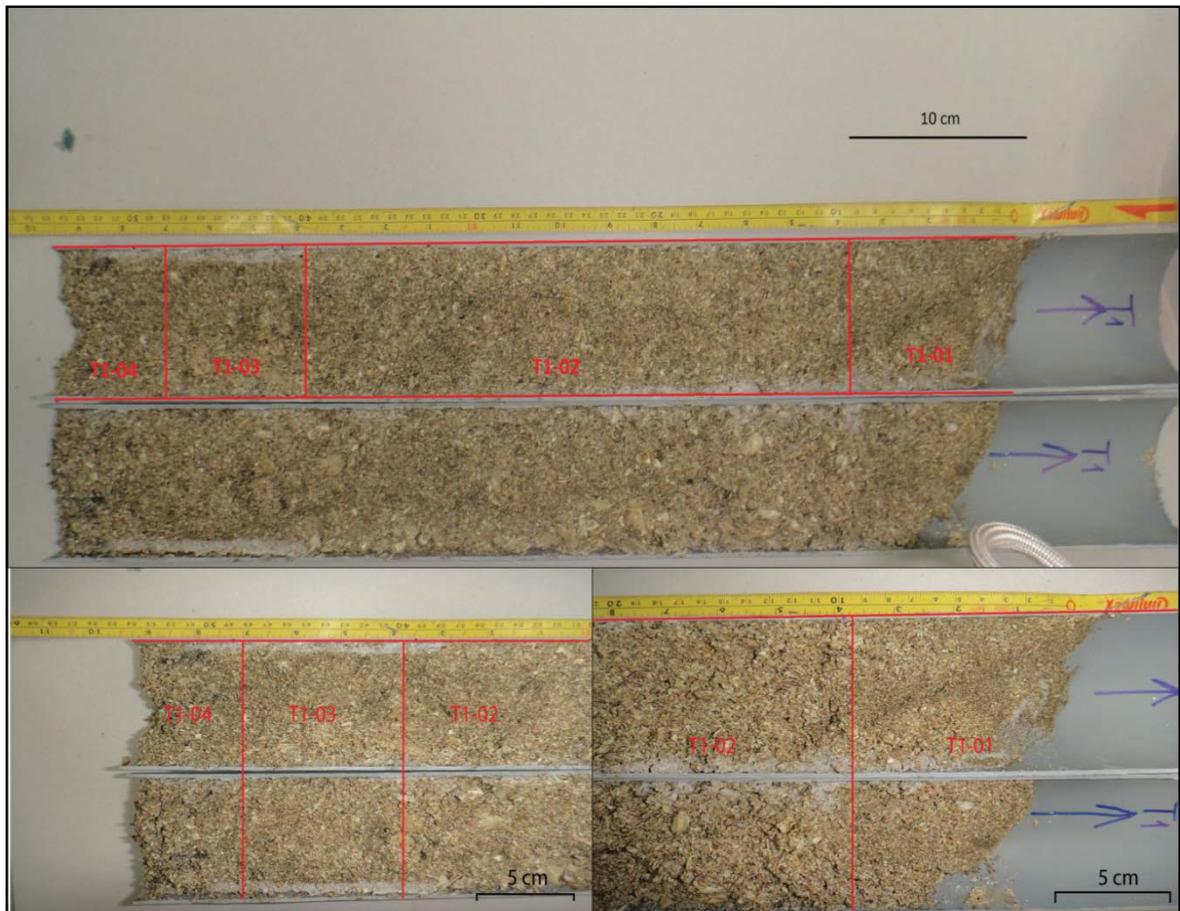


Figura 5.2. Testigo 1 dividido en unidades (arriba) y zoom de las unidades (abajo).

5.1.2 Testigo T2

Contiene 58,4 cm de sedimentos.

- Unidad 1 (0-5,3 cm): Arena media fina con fragmentos de conchas. No se alcanza a distinguir el tipo de organismo. No se observan estructuras sedimentarias. Color 4/3 10YR.
- Unidad 2 (5,3-21,5 cm): Sedimento tamaño arena gruesa con restos y conchas de gasterópodos. Dentro de estos están se encuentran *Turritellas* y *Fisurella*. Hacia los bordes se puede observar que el tamaño de grano es mayor. Se puede identificar pequeños parches de materia orgánica. Color 6/4 10YR.
- Unidad 3 (21,5-38,8 cm): Arena media gruesa compuesta principalmente por fragmentos de conchas. No posee estructuras sedimentarias. Color 6/4 10 YR.

- Unidad 4 (38,8-58,4 cm): Arena gruesa con fragmentos de conchas de bivalvos. No es posible identificar el tipo de organismo. Existen pequeños parches de restos orgánicos. Se puede observar una leve laminación. Color 6/4 10 YR.

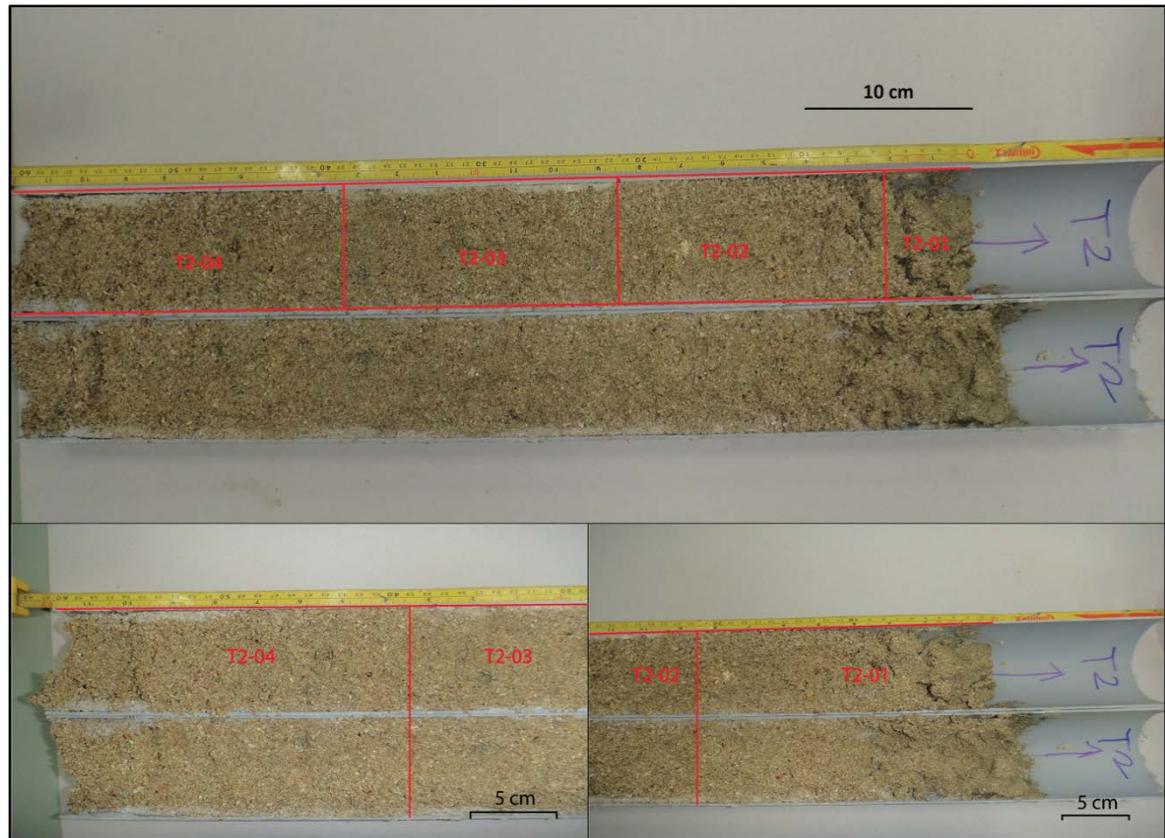


Figura 5.3. Testigo 2 dividido en unidades (arriba) y zoom de las unidades (abajo).

5.1.3 Testigo T3

Contiene 47,5 cm de sedimento.

- Unidad 1 (0-3 cm): Arena media fina con pocos fragmentos de conchas. No presenta estructuras sedimentarias. Color 3/3 10 YR.
- Unidad 2 (3-7,7 cm): Arena media a gruesa compuesta principalmente por fragmentos de conchas. Se puede observar una aparente laminación. Color 6/4 10YR.
- Unidad 3 (7,7-47,5 cm): Sedimento tamaño arena gruesa compuesto por fragmentos de conchas de gasterópodos. Se puede ver una gradación normal y laminación.

En los testigos se encontraron una gran variedad de fragmentos y conchas completas, dentro de las cuales las principales especies identificadas son las siguientes: *Turritella singulata*, *Loxechinus albus*, *Pelecypoda*, *Fissurella spp.*, *Nassarius gayi*, *Verenidae*, *Megabalanus psittacus*, *Priene rude* y *Oliva peruviana*.

A modo de resumen, en los tres testigos se encontraron 3 zonas principales: superior, media e inferior; cuyos tamaños varían entre arena media y gruesa; y sus colores característicos son el 6/4 y 3/3 10YR.

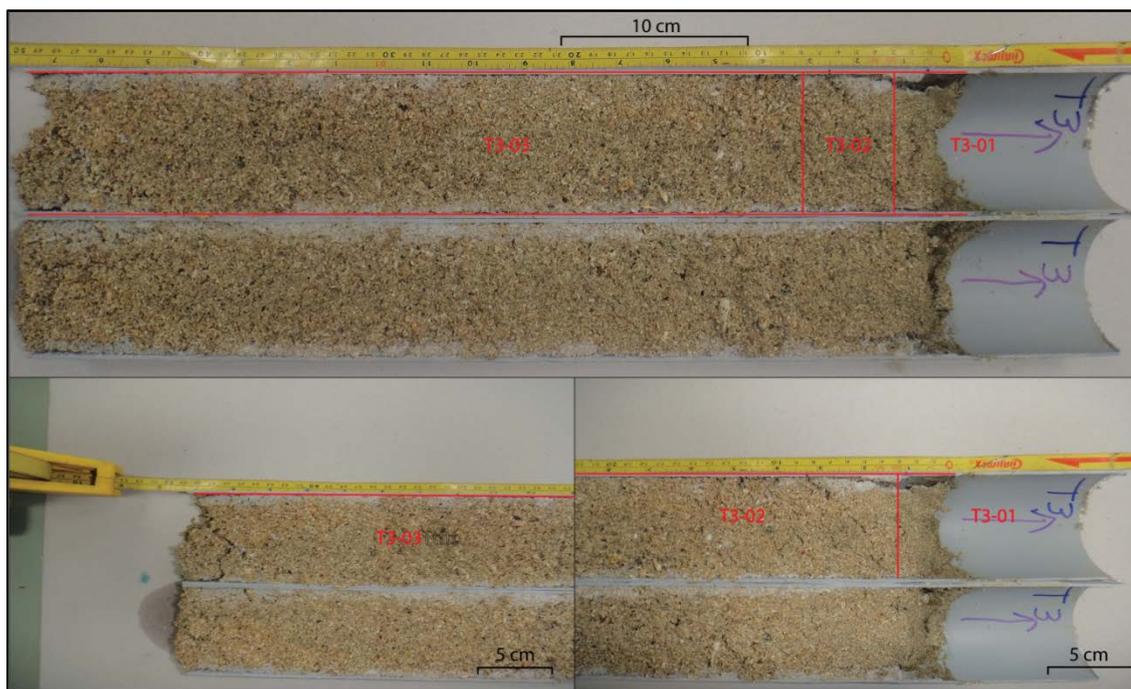


Figura 5.4. Testigo 3 dividido en unidades (arriba) y zoom de las unidades (abajo).

Tabla 5.1. Resumen de descripción de testigos sedimentarios.

Testigo	Unidades	Granulometría	Color según Munsell	Estructuras	Observaciones
T1	T1-01	Arena media fina	Café	Sin estructuras Mezcla con capa inferior	Presencia de gasterópodos
	T1-02	Arena gruesa	Café claro amarillento	Gradación normal	Presencia de crustáceos y gasterópodos
	T1-03	Arena media gruesa	Café claro amarillento	Parches de arena media	Fragmentos de conchas No se distinguen el tipo de organismos
	T1-04	Arena gruesa	Pardo grisáceo muy oscuro	Sin estructuras	Fragmentos de conchas Materia orgánica
T2	T2-01	Arena media fina	Café	Sin estructuras	No se distinguen el tipo de organismos
	T2-02	Arena gruesa	Café claro amarillento	Sin estructuras	Presencia de gasterópodos Materia orgánica
	T2-03	Arena media gruesa	Café claro amarillento	Sin estructuras	Fragmentos de conchas
	T2-04	Arena gruesa	Café claro amarillento	Laminación	Fragmentos de conchas Materia orgánica
T3	T3-01	Arena media fina	Café oscuro	Sin estructuras	Fragmentos de conchas
	T3-02	Arena media gruesa	Café claro amarillento	Laminación	Fragmentos de conchas
	T3-03	Arena gruesa	Café claro amarillento	Gradación normal Laminación	Presencia de crustáceos y gasterópodos

5.2 Análisis granulométrico del submuestreo

Con el fin de tener mayor detalle de la granulometría de los sedimentos, se realizó el submuestreo de los testigos, respetando las unidades identificadas en las descripciones. En el caso en que hubiese una mayor variación dentro de la unidad, se hizo más de un submuestreo.

Dada la importancia de los parámetros sedimentológicos, al igual que en las muestras de sedimento superficial, se calculó la mediana, selección y asimetría con el fin de identificar la variación vertical dentro del perfil. Además para los testigos se utilizaron las curvas de frecuencia y acumulativa (ver Anexo 1.7) para identificar la variación de los métodos de transporte de los sedimentos.

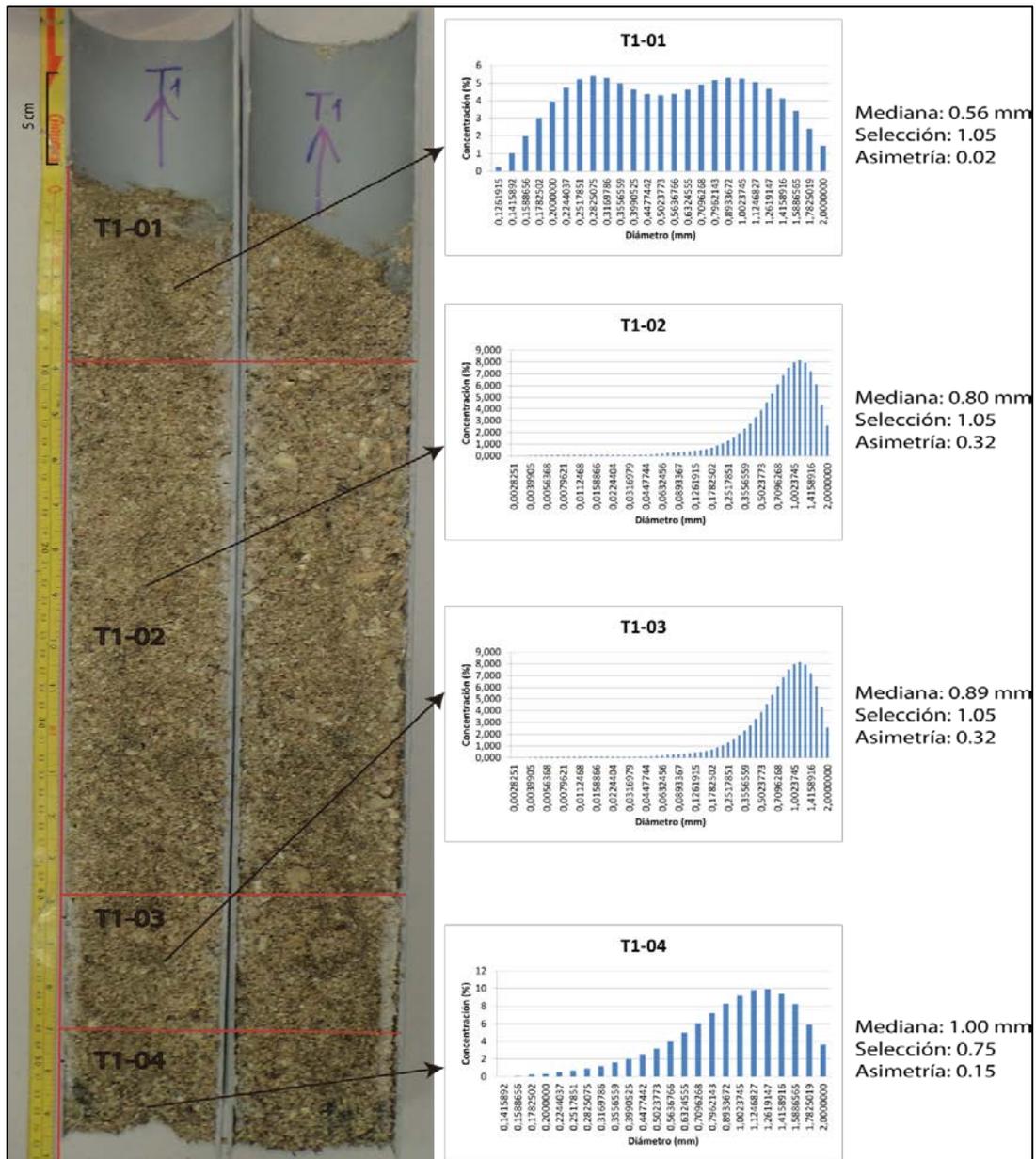


Figura 5.5. Foto y gráficos de distribución granulométrica del testigo T1.

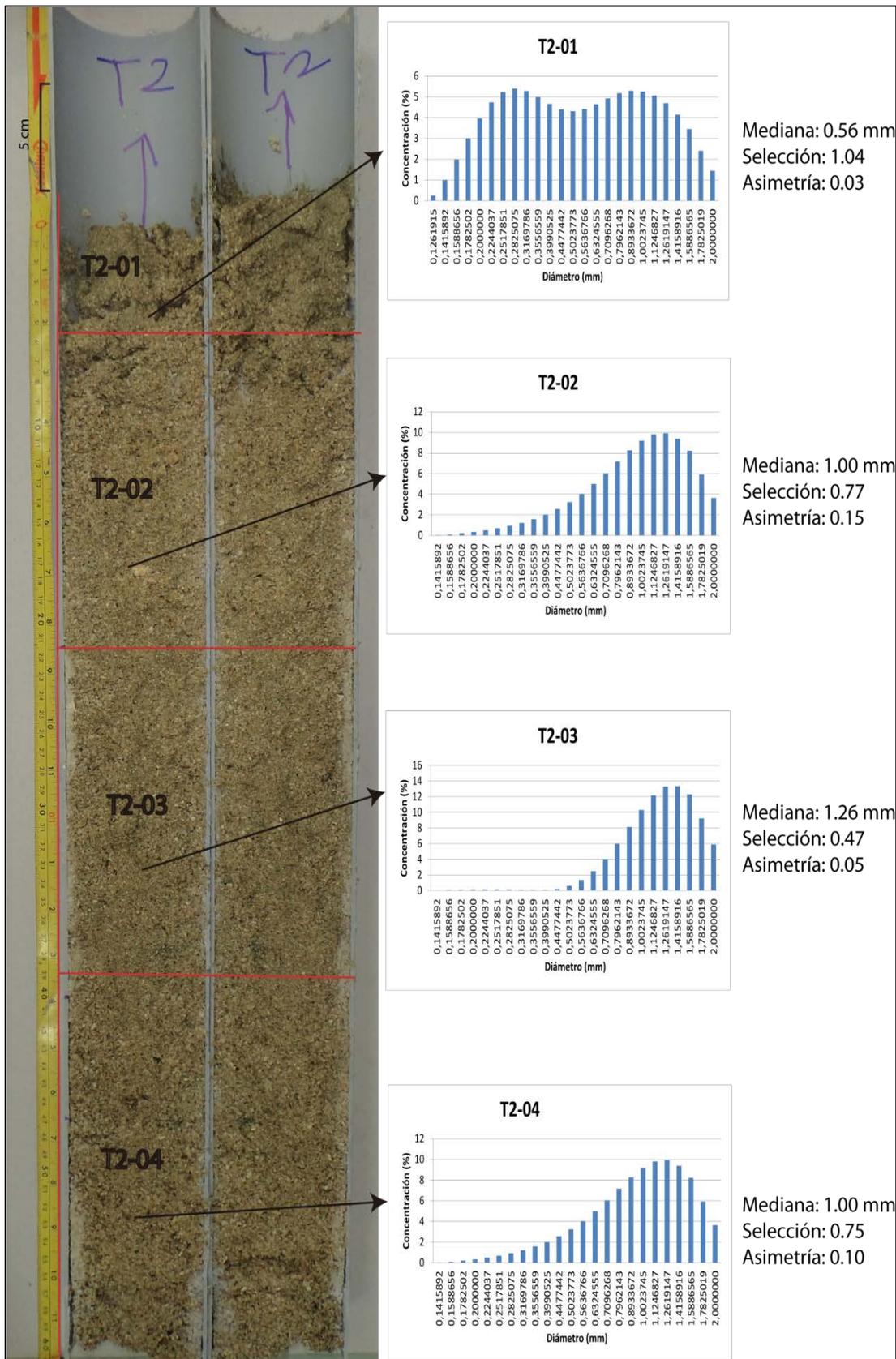


Figura 5.6. Foto y gráficos de distribución granulométrica del testigo T2.

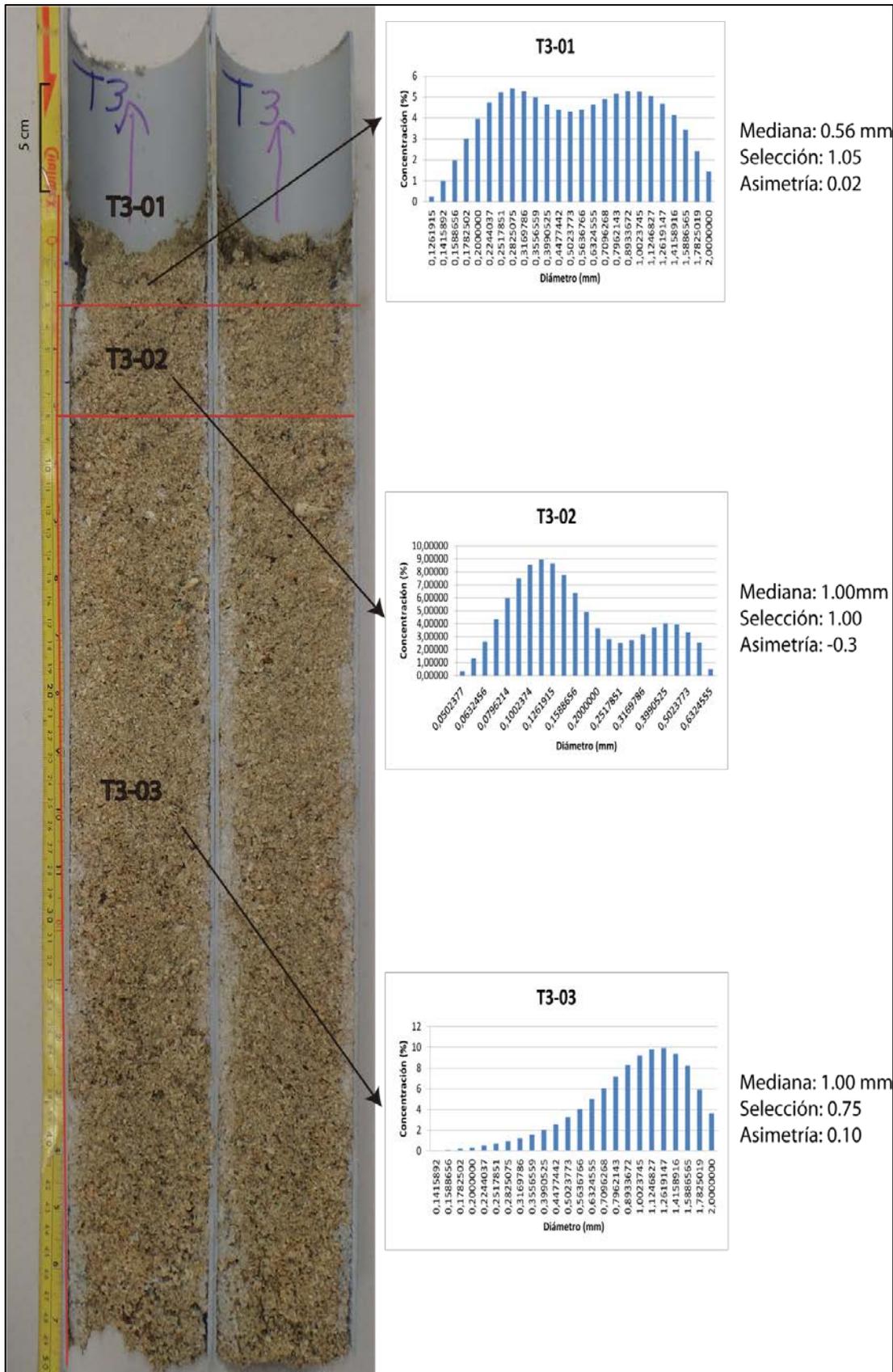


Figura 5.7. Foto y gráficos de distribución granulométrica del testigo T3.

6 Discusión

6.1 Batimetría y facies sedimentarias: factores oceanográficos y geomorfológicos

Los datos obtenidos a través de la ecosonda Bathy 2010, permiten tener una buena aproximación de la información batimétrica de la bahía. Esto se debe principalmente a la alta densidad de perfiles sísmicos que se obtuvieron en ésta. Dentro del mapa de perfiles (Figura 4.1) se reconoce que hasta los 75 m b.n.m. la distribución de perfiles es bastante homogénea, tanto en el lado norte como en el lado sur de la bahía, donde se observa la continuidad de los perfiles. Esto permite tener distintas transectas de muestreo y así generar una buena batimetría. Sin embargo a partir de los 75 m de profundidad, la densidad de los perfiles es bastante baja, solo teniendo 4 perfiles, 2 en dirección NE-SO y 2 ENE-OSO. Dado esto el modelo batimétrico para zonas profundas no es tan fidedigno como para partes más someras de la bahía. Sin embargo es posible identificar morfologías y estructuras del fondo marino. Cabe destacar que la profundidad máxima que se alcanza con los perfiles es de 106 m, lo que permite tener la morfología del fondo marino solo de una pequeña parte de la plataforma marina. Conocer datos del fondo marino a mayor profundidad, permitiría evaluar mejor los factores que configuran la morfología de la plataforma.

Es importante destacar que para obtener la mejor batimetría, fue necesario hacer distintos tipos de interpolación en el software ArcGis 10, donde finalmente se eligió el tipo “Vecino natural”, debido a que el resto de las interpolaciones no permitía abarcar toda la bahía y tenía muchos errores asociados, lo que generaba una distorsión en distintas zonas de la bahía. La interpolación “vecino natural” funciona de manera tal que halla el subconjunto de muestras de entrada más cercano a un punto de consulta y aplica ponderaciones dentro de éstas basándose en áreas proporcionales para interpolar un valor (Sibson, 1981). Sus propiedades básicas son que es local, utiliza sólo un subconjunto de muestras que circundan a un punto de consulta y asegura que las alturas interpoladas estarán dentro del rango de los datos entregados por los perfiles; no infiere tendencias ni produce peaks, depresiones, crestas o valles que no estén ya representados por los datos de entrada; los vecinos naturales de un punto son aquellos que están asociados con los polígonos de Voronoi (Thiessen) adyacentes, como se muestra en la Figura 6.1. Al principio, se construye un diagrama de Voronoi de todos los puntos dados, representados por los polígonos de color verde oliva. Después se crea un nuevo polígono de Voronoi, en color beige, alrededor del punto de interpolación (estrella roja). La proporción de superposición entre este polígono nuevo y los polígonos iniciales se utiliza como ponderaciones.

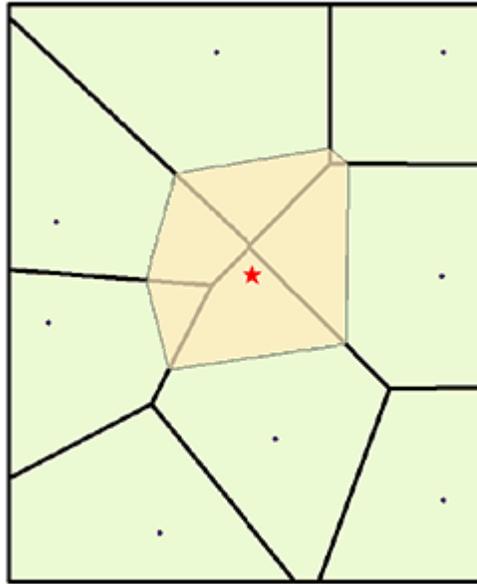


Figura 6.1. Ilustración interpolación vecino natural.

Dentro de las morfologías que se identificaron en la batimetría de la bahía se describe dos bajos batimétricos, uno en la parte noreste de la bahía y el otro frente a la quebrada Taltal, los cuales se interpretan como las prolongaciones de las quebradas San Ramón y Taltal respectivamente (Figura 6.2), en momentos que el nivel de mar estaba a -65 m hace aproximadamente 10.000 A.P. (Lambeck y Chapell, 2001). Se llegó a esta interpretación, debido a que existe una concordancia en las morfologías identificadas en el continente con la del fondo marino, además cerca de estos bajos batimétricos se pueden observar en los perfiles sísmicos, capas de sedimentos posiblemente asociados a flujos de aluviones.

Otra de las morfologías características del fondo marino son los promontorios y planos submarinos, los cuales se asocian a paleopenínsulas y a paleoplayas (paleobahías) de la bahía. Esto se ve reflejado en la morfología similar a las puntillas identificadas en la costa de la bahía y en las facies sedimentarias que se identificaron, las cuales poseen parámetros sedimentológicos característicos de penínsulas (zonas rocosas) y playas (grano grueso y de buena selección).

Según muchos autores (Paskoff, 1970; Salillard et al., 2009; Ota et al., 1995) los sistemas penínsulas-bahías están divididas por fallas normales, lo que se condice con las estructuras identificadas en el continente y con los sistemas de penínsulas-bahías que se encuentran a lo largo de toda la bahía. Además en el borde suroeste es posible identificar un gran escarpe en la batimetría, el cual podría haber sido provocado por un descenso abrupto asociado a la falla continental que divide la península Punta Taltal y la bahía de Taltal (Figura 6.2). Según lo observado en la batimetría esta se va haciendo menos abrupta hacia el norte, lo que indica que la falla podría presentar escarpes de menor magnitud en esa dirección. Esto sugiere que uno de los factores que está controlando la

batimetría de la bahía es la actividad de las fallas en la zona. Sin embargo es necesario hacer un estudio estructural profundo, para identificar la actividad o inactividad de los sistemas estructurales de la zona. Como se puede observar dentro de la zona existen pequeños sistemas de puntillas y playas, los cuales se asocian a pequeñas fallas identificadas en el continente. En general el conjunto de estos sistemas representan terrazas marinas que poseen una zona de corte de olas y de disipación de energía (penínsulas); y otra zona de onda constructiva en bahías donde ocurre sedimentación y formación de playas (Trenhaile, 1987, 2000; Bloom, 1998; Sunamura, 1992). Dada esta lógica se espera que las paleopenínsulas y paleoplayas del fondo marino, tengan una configuración similar.

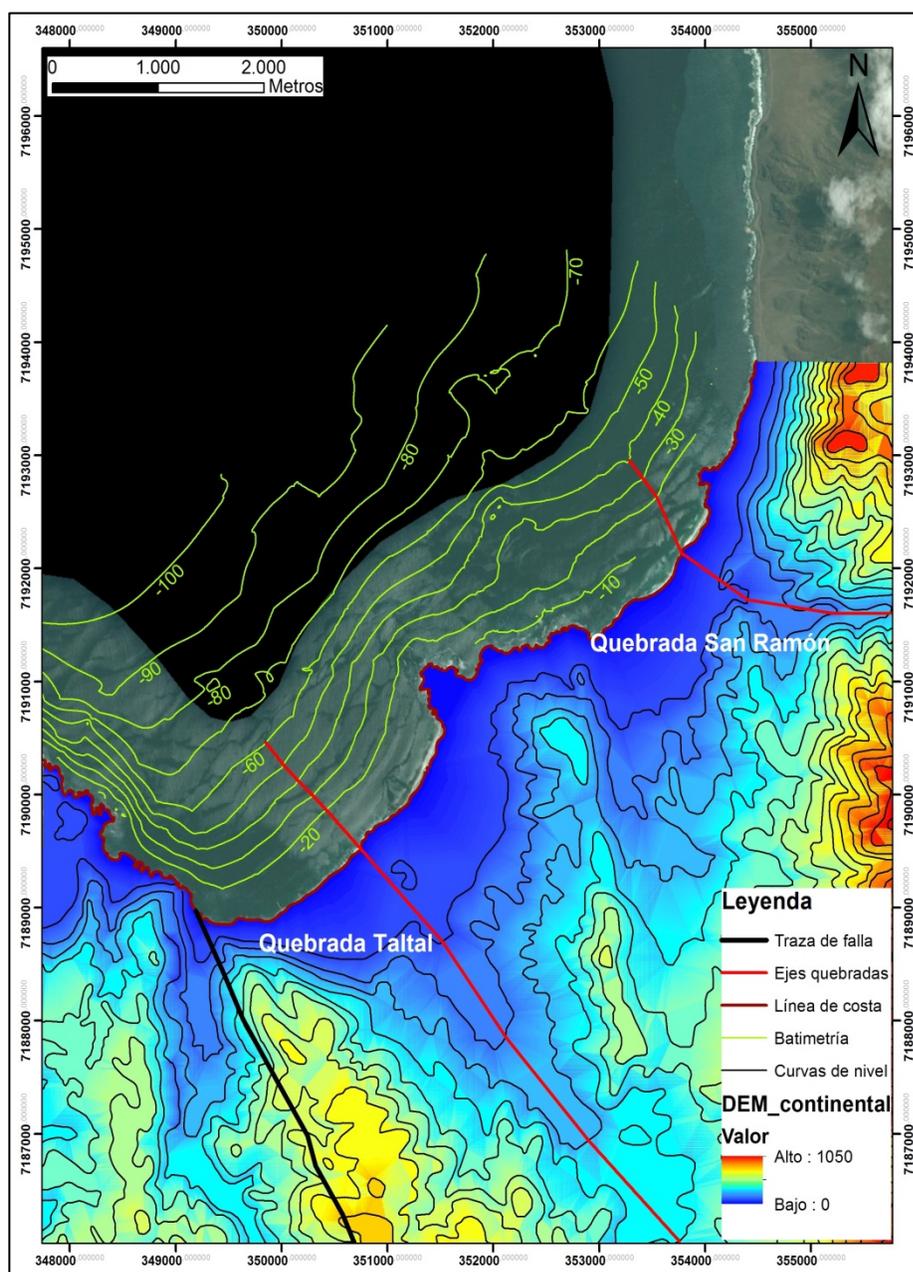


Figura 6.2. Prolongaciones quebradas San Ramón y Taltal, y traza de falla.

Los resultados entregados por la descripción y análisis granulométrico de las muestras superficiales, mostró que el tamaño de sedimentos que se distribuyen en la bahía va desde arenas gruesas a limos gruesos. Estas variaciones de tamaños se encuentran relacionadas a la dinámica oceanográfica de la bahía, la batimetría y el transporte eólico, siendo este último uno de los condicionantes de la distribución de líticos y carbonatos (Vargas et al., 2004). Sin embargo la influencia de las quebradas es bastante importante, dado que drenan sedimentos con aporte lítico, asociado posiblemente a aluviones. Entonces el cambio granulométrico se asocia al paso de un dominio de sedimentación asociada a la hidrodinámica litoral, hacia uno de carácter hemipelágico con aportes de restos biogénicos y material más litogénico por vientos y aluviones que de vez en cuando deben llegar al mar.

A través de las variaciones de tamaño y los parámetros sedimentológicos, es posible delimitar ambientes sedimentarios en la bahía. Con la información obtenida hasta los 106 m b.n.m., se definieron los siguientes ambientes: playa, anteplaya superior, anteplaya inferior y plataforma. Según Le Roux et al. (2005) los rangos de profundidad representativos para estos ambientes sedimentarios son los siguientes: Playa/Zona litoral, 0 m; anteplaya superior, 0-40 m (20 m promedio); anteplaya media, 40-60 m (50 m promedio); anteplaya inferior, 60-100 m y plataforma desde 100 m. En la bahía estos rangos de profundidad coinciden con los ambientes de playa y anteplaya superior (0-30 m), pero para el caso de la anteplaya inferior y plataforma los rangos de profundidad son 30-65 m y desde 65 m, respectivamente. Comparando los perfiles batimétricos y los perfiles de distribución de la mediana, mostrados en la figura 6.5, se observan mejor los límites de los ambientes recién descritos. Esta diferencia se da principalmente por la protección de los vientos provenientes del SO que ejerce la península Punta Taltal (Figura 6.3), así como de la deriva litoral y la influencia directa de las olas del suroeste. En el extremo suroeste de la bahía se sugiere la influencia estructural en la evolución geomorfológica de la bahía, ya que el ambiente de plataforma comienza desde los 65 m. Este tipo de ambiente se ha identificado en otros sectores al norte, como la bahía de Mejillones (Vargas, 2002). Además de estas anomalías, existe otra bastante clara en los mapas de facies sedimentarias, y se ubica en los promontorios submarinos identificados por la batimetría. Los parámetros sedimentológicos de esta señalan que los sedimentos encontrados en ese lugar tienen un tamaño tipo arena gruesa (0,9 mm), selección buena ($\sim 0,4$) y asimetría negativa ($\sim 0,1$). Mediante esto se puede identificar el paleoambiente presente en la zona, el cual coincide con una playa arenosa con influencias del oleaje. También, con el tipo de conchas encontradas en los testigos, es posible corroborar este ambiente pues estas coinciden con la fauna encontrada en zonas de playa arenosas (Guzmán et al., 1998).

En los mapas de facies mineralógicas fue posible identificar un aumento y disminución hacia el centro de la bahía, en los carbonatos y líticos respectivamente. Esto se debe nuevamente a la influencia eólica, geomorfológica de quebradas y cambios de sedimentación litoral a hemipelágica. Dado esta distribución de minerales se puede interpretar que los ambientes sedimentarios descritos anteriormente se diferencian por

las facies sedimentarias y mineralógicas. En la figura 6.5 se observan los límites de cambio (flechas rojas) en los perfiles batimétricos y de facies.



Figura 6.3. Cambios en la dirección del tren de olas desde el suroeste, producido por la difracción de éstas en la Punta Taltal.

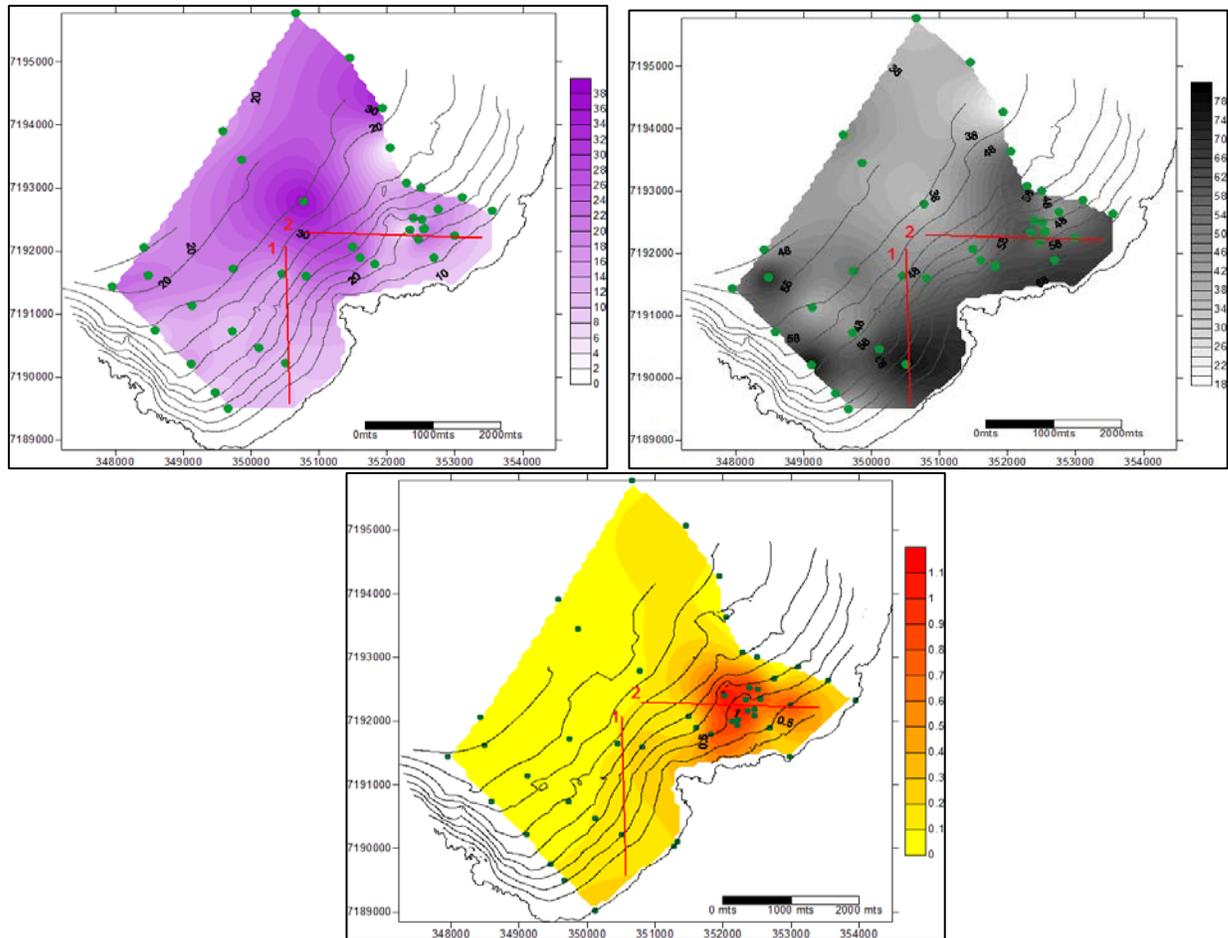


Figura 6.4. Ubicación de perfiles de interpretación

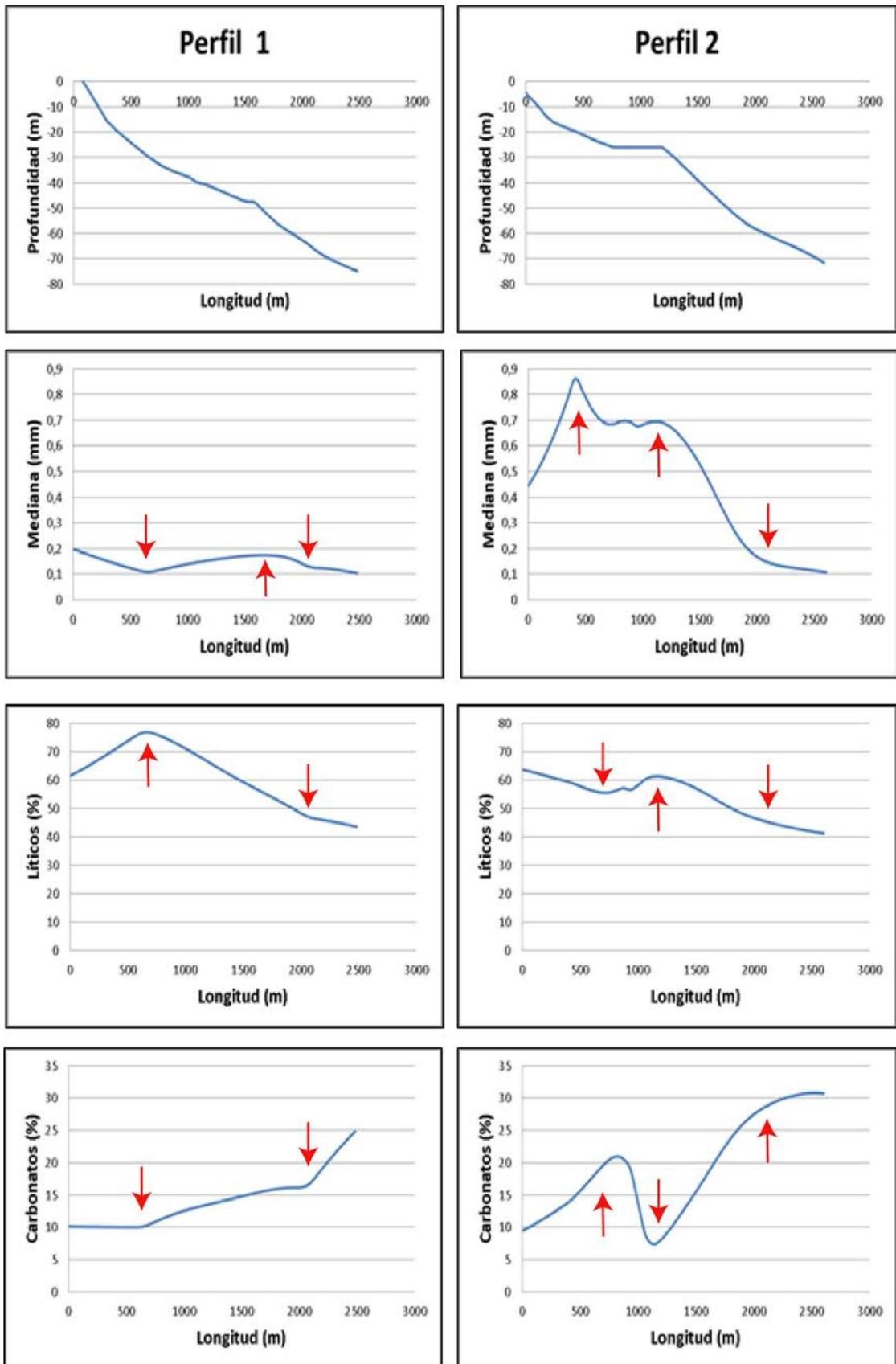


Figura 6.5. Comparación de perfiles para: batimetría, mediana, líticos y carbonatos. Las flechas rojas señalan los cambios de ambientes.

Con estas observaciones se puede interpretar que la sedimentación en la bahía de Taltal se ve influenciada por la península Punta Taltal que provoca la difracción/refracción del oleaje, protección de los vientos del suroeste y retención de aguas al interior de la bahía y los vientos al interior de la pampa que permite el transporte eólico de partículas hacia la bahía.

Finalmente es posible identificar que los factores que están influenciado la batimetría de la bahía son: la geomorfología continental y la sedimentación. Además se sugiere que la deformación frágil que ocurre en la bahía, también podría influenciar.

6.2 Unidades sismoestratigráficas: Factores eustáticos, tectónicos y climáticos.

En el análisis de los perfiles sísmicos fue posible identificar 3 unidades, que caracterizan a toda la bahía, tanto en su distribución espacial como en la interpretación cronoestratigráfica de los sedimentos. En estas unidades se reconoció una superficie de erosión y una de máxima inundación, las que se asocian a la regresión marina, ocurrida durante el Último Máximo Glacial (LGM) y a la estabilización del nivel del mar generado por el aumento de la tasa de sedimentación por sobre la tasa de aumento en el nivel del mar. Las unidades superiores reconocidas en los perfiles corresponden a las unidades transgresivas y de alto estadio, las cuales poseen características que permiten atribuir las al período de desglaciación (entre los 15-7 ka) y el Holoceno (desde los 7 ka).

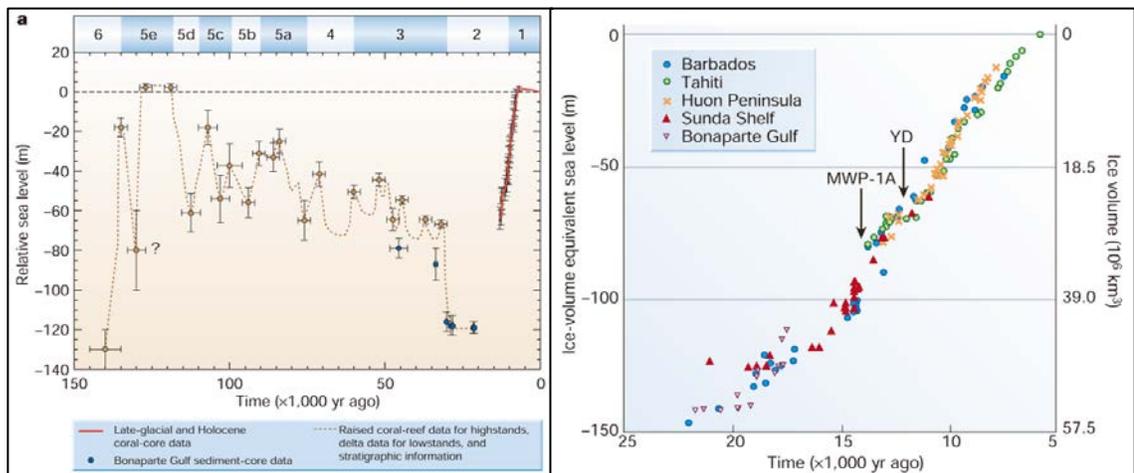


Figura 6.6. Cambios del nivel del mar (izquierda) y cambios en los volúmenes de hielo (derecha). Extraído de Lambeck et al. (2002)

Durante la última glaciación el nivel del mar alcanzó globalmente 130 m más abajo que el nivel actual (Lambeck et al., 2002), por lo cual la superficie de erosión observada en el substrato se puede asociar a la regresión del nivel del mar que puso en exposición el substrato durante este período. Además existe un proceso de erosión a medida que ocurre una transgresión o regresión marina, denominado ravinamiento, el

cual puede ser otro método de formación de esta superficie. Según los perfiles sísmicos (Figura 6.7) y hasta donde éstos alcanzaron medir, esta morfología alcanza una profundidad de 100 m b.n.m., por lo que la superficie se pudo haber formado en un período entre los 30-19 ka (Figura 6.6), dado que en ese tiempo el nivel del mar se encontraba a esa profundidad, debido al Último Máximo Glacial en donde el nivel del mar estaba bastante más bajo que el actual el cual fue provocado por la formación de grandes volúmenes de hielo ubicados en las latitudes altas (Figura 6.6).

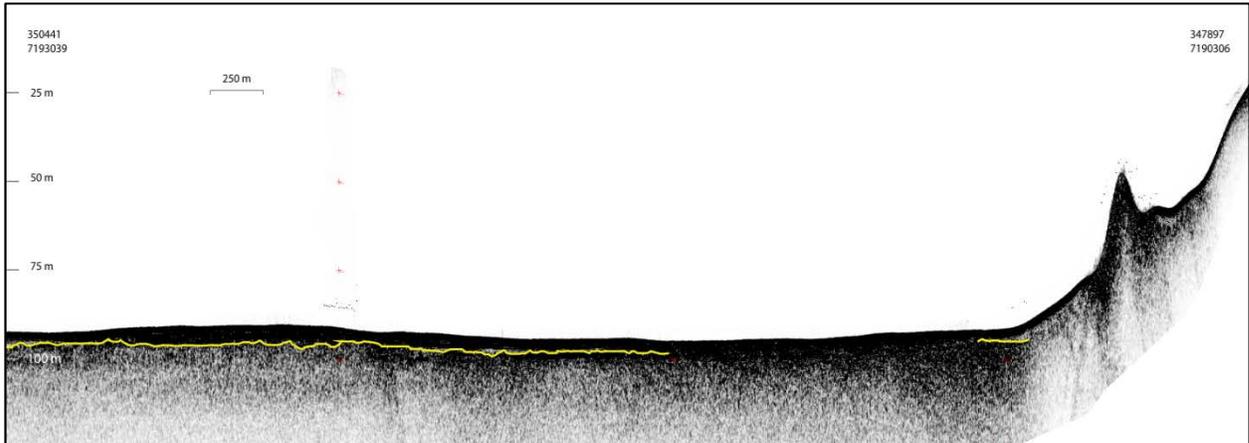


Figura 6.7. Superficie de erosión a 100 m de profundidad aproximadamente.

La unidad transgresiva posee una configuración interna bastante particular, la cual estaría asociada a momentos en que ocurre la transgresión marina post-glacial (18 ka) y a un gran aporte de sedimento desde el continente. Esto se fundamenta en las terminaciones de reflectores tipo toplap y downlap que se encuentran frente a la quebrada Taltal, cuya arquitectura sedimentaria es progradante. Este aporte de sedimentos continentales se podría haber dado también en tiempos del bajo estadio (30-20 ka) cuando las quebradas llegaban hasta esa zona; sin embargo la unidad se presenta bastante laminada, lo que sugiere una interacción entre flujos aluviales y el mar. Según Vargas et al. (2006), desde el Pleistoceno medio hasta el Holoceno medio ocurrió una época de sequía extrema en la costa, relacionado con el fenómeno de La Niña, y a partir del cual se generan lluvias torrenciales asociadas a El Niño capaces de producir grandes aluviones en quebradas que drenan la Cordillera de la Costa. Sin embargo cabe destacar que la quebrada Taltal nace en la cordillera principal (Figura 6.7), por lo que su hidrología puede asociarse también a lluvias desde la Precordillera más hacia el este. Betancourt et al. (2000) señala que en la Precordillera y Cordillera Principal entre los 16.6 y 10.5 ka ocurrió un aumento de 70 a 100 mm en las precipitaciones anuales sobre los 2600 m s.n.m. y de 100-150 mm entre los 3000 y 32000 m s.n.m.; además mencionan que desde los 10.5 ka a los 8 ka las precipitaciones anuales disminuyeron. Dado esto la unidad progradante-gradante se habría formado bajo una configuración con una tasa de acomodación positiva, es decir, durante una subida del nivel del mar, y con una tasa de sedimentación mayor, lo que generaría una configuración sedimentaria de progradación y agradación (Figura 2.22). Así se puede inferir que esta unidad se

formó entre los 16.6 y 10.5 ka. También la unidad de alto estadio se depositaría a partir de los 7 ka, sin un aporte sedimentario desde la alta cordillera.

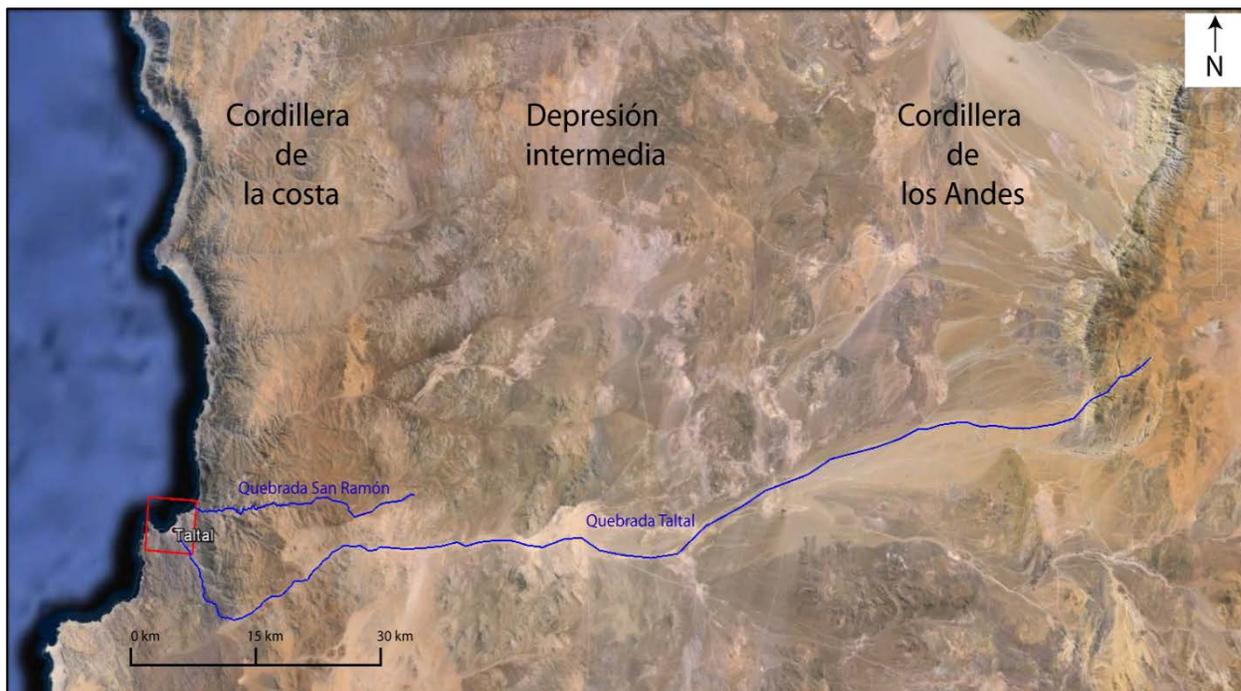


Figura 6.8. Extensión de las quebradas Taltal y San Ramón. El cuadro rojo muestra la zona de estudio. Imagen extraída de Google Earth.

Según lo interpretado en los perfiles se pudo identificar que la formación de la unidad progradante-agradante fue influenciada por flujos continentales a través de la formación de morfologías similares a abanicos aluviales, tal como lo muestran las Figuras 6.14 y 6.15. Para el caso de la unidad ubicada en la parte norte de la bahía, cerca de la quebrada San Ramón, se observan facies divergentes en la partes cercanas a la quebrada y terminaciones del tipo onlap en la parte más hacia el norte, por lo que se puede interpretar como la mezcla de depósitos provocados por la transgresión marina y el aporte de flujos continentales asociados a grandes eventos de aluviones, generados por las oscilaciones del fenómeno de El Niño (ENSO).

Según Vargas et al. (2006) las manifestaciones tipo El Niño en la costa del norte de Chile ocurren a partir del Holoceno medio y previo a esto las condiciones eran más bien del tipo La Niña, sin la formación de grandes aluviones. Dado ésto se podría interpretar que estas unidades de abanicos aluviales, depositados en la quebrada San Ramón, se formaron en esta época, previo a la formación de la unidad de alto estadio. Sin embargo, no se descarta que puedan corresponder a abanicos asociados a pequeños e intensos eventos de lluvia identificados en los períodos de invierno-primavera correspondientes a las manifestaciones tipo La Niña en el Pacífico Oriental (Vargas et al., 2006) o a eventos aún más antiguos (Figura 6.9). Es importante señalar que la quebrada San Ramón comienza en la cordillera de la costa (Figura 6.8), por lo que el aporte de

estos aluviones sería principalmente en épocas lluviosas en la costa y no en la Cordillera Principal como es el caso de la quebrada Taltal, donde se da todo lo contrario.

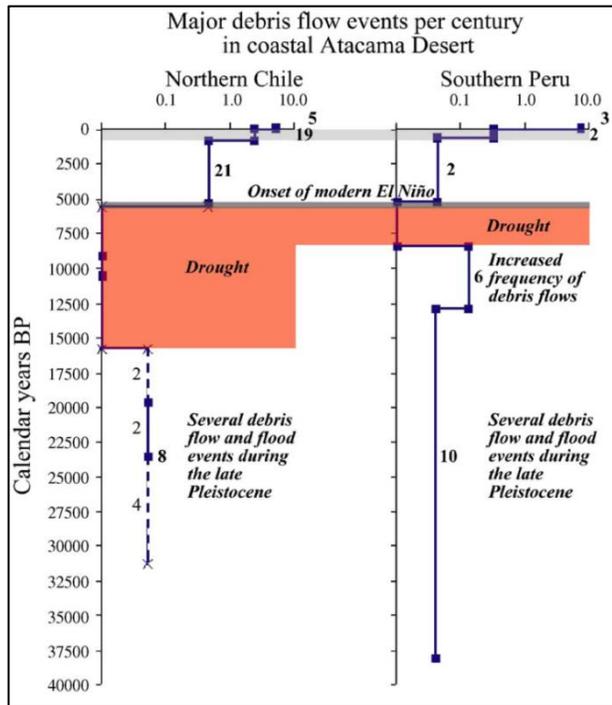


Figura 6.9. Eventos mayores de aluviones en la costa del desierto de Atacama en el norte de Chile (izquierda) y el sur del Perú (derecha). Vargas et al (2006)

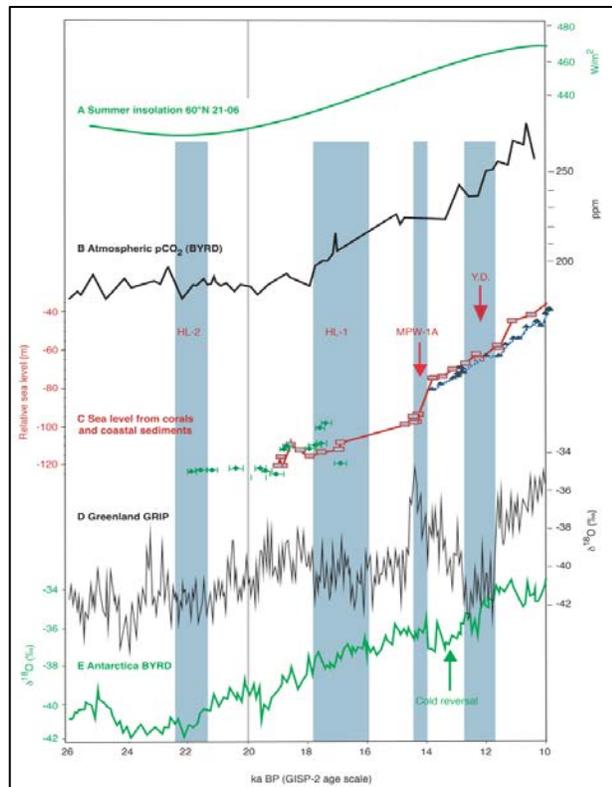


Figura 6.10. Cambios durante la deglaciación. Extraído de Lambeck et al. (2002)

Durante el período de desglaciación el nivel del mar no aumentó de manera homogénea, sino que existieron períodos en que este aumentó rápidamente y otros en que se mantuvo estable (Figura 6.10). Esto se debe, entre otros, principalmente a los efectos de la insolación solar y a eventos de enfriamiento global en este período (Labeyrie et al., 2003).

La ocurrencia de un escarpe de 5 m (Figura 6.11), con cambio en la superficie de erosión y la unidad transgresiva, puede indicar que durante estos períodos en la bahía de Taltal se registraron episodios con condiciones estables en el nivel del mar. Estos escarpes se ubican a una profundidad de 46-49 m y 51-54 m, las cuales coinciden con las profundidades donde se encuentran los promontorios submarinos y la deposición de la unidad transgresiva en el noreste de la bahía. Esto permite inferir que uno de los factores que influyó en la formación de paleopenínsulas y paleoplayas (Figura 6.12), ubicadas en la actualidad en el fondo marino, fueron las distintas variaciones y estabilidades en la línea de costa. Además se puede inferir que el relleno sedimentario que está sobre la superficie de erosión corresponde a sedimento post-glacial. Es importante destacar que en otros lugares, como la bahía de Mejillones, también se presentan rasgos similares (Becerra, 2006).

Observando el gráfico C de la Figura 6.10, se tiene que entre los 13.800 y 14.200 A.P., ocurrió un aumento rápido en el nivel del mar (MPW-1A), que podría corresponder al episodio que provocó el escarpe identificado en la unidad transgresiva de los perfiles. Además entre los 12.700 y 11.500 A.P. ocurre el evento de enfriamiento Younger Dryas (YG en el gráfico), el cual provocó que el nivel del mar se mantuviera estable y que la sedimentación sea menor, como se puede observar en la potencia de la unidad transgresiva sobre los 33 m b.n.m. (Figura 6.11). Sin embargo los datos no coinciden totalmente con el nivel del mar asociado a estos eventos, debido a que el componente de alzamiento tectónico puede haber influido en la configuración final de la batimetría.

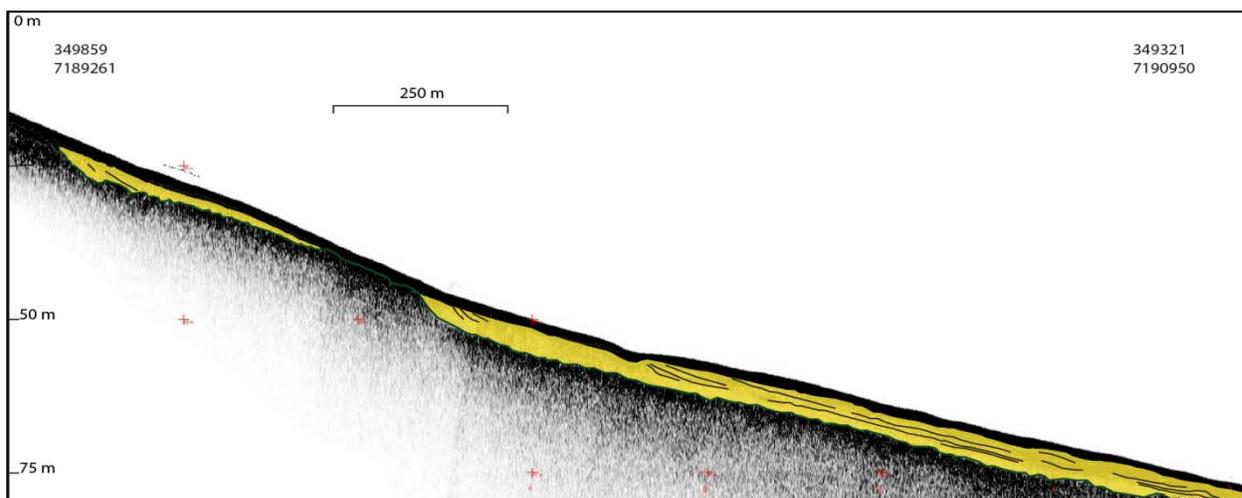


Figura 6.11. Interpretación de la unidad transgresiva y escarpe en la superficie de erosión del perfil 23.

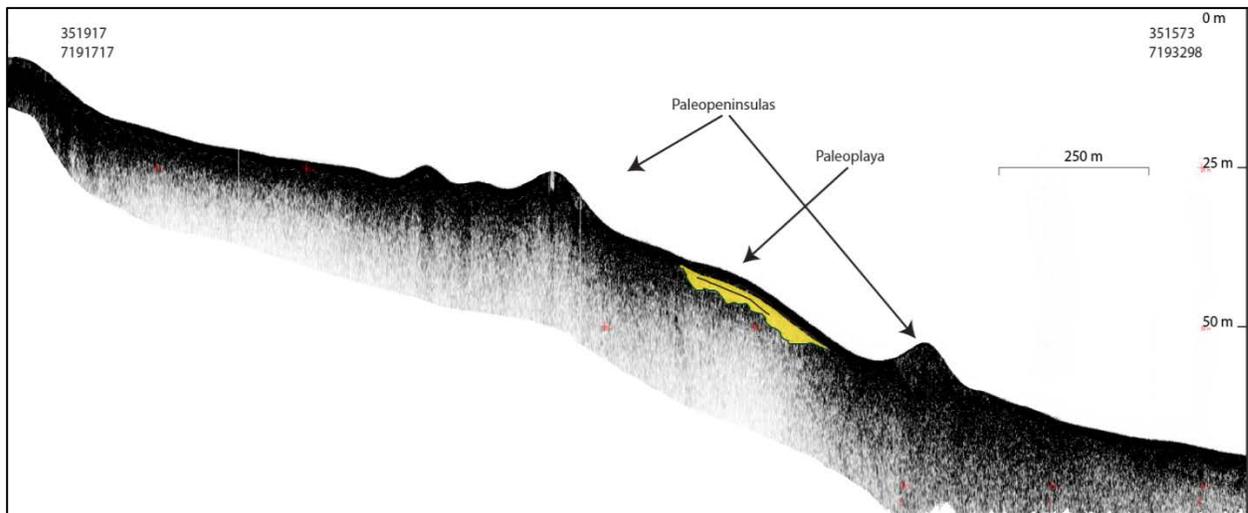


Figura 6.12. Interpretación de la unidad transgresiva y promontorios submarinos en el perfil 13.

Es importante destacar que la diferencia de 5 m observada entre las superficies de erosión se ve afectada por el alzamiento tectónico del lugar, además de los cambios eustáticos ocurridos en la zona. Estudios realizados en la bahía de Mejillones y de Tongoy, indican que la tasa de alzamiento son de 0,2 a 0,5 m/ka (Marquardt, 2005) para la bahía de Mejillones, y de 0,2 a 0,8 m/ka para la bahía de Tongoy (Saillard et al., 2012). Sin embargo, datos obtenidos en la zona, en el marco del proyecto FONDECYT 1110196, indican que existen depósitos litorales, de una edad cercana a los 4000 años, a una altura de 4-5 m lo que indicaría una tasa de alzamiento entre 1m/ka. Además, según el contexto regional, el alzamiento tectónico promedio es de 0.2 m/ka. De esta manera, el escarpe provocado por los cambios en el nivel del mar, solo sería de 1 m aproximadamente. Dado esto e integrando los cambios eustáticos globales (Lambeck et al., 2002), la línea de costa a los 12.000 y 10.000 A.P., para un alzamiento de 0.2 m/ka, estaría ubicada en la isobata 51 y 44, respectivamente. Mientras que para un alzamiento de 1 m/ka, esta se ubicaría a los -35 y -28, para los 12.000 y 10.000 A.P. Es importante señalar que la unidad de alto estadió, tiene un espesor de 2 m aproximado, por lo que la línea de costa para ambos períodos se ubicaría 2 m más debajo de lo recién señalado (Figura 6.13).

Durante los últimos 20 Ma la tectónica de la costa del norte de Chile se ha caracterizado por una deformación en régimen extensivo, que particularmente desde el Pleistoceno medio, parece ligado a alzamiento de la costa (Armijo y Thiele, 1990; Hartley y Jolley, 1995; Ortlieb et al., 1995; Niemeyer et al., 1996; Delouis et al., 1998; Marquardt et al., 2000). Delouis et al. (1998) proponen, principalmente para el Pleistoceno-Holoceno, que la deformación en extensión observada en la zona norte de Chile se debe a un relajamiento cosísmico del régimen compresivo que predomina en este margen de subducción. Marquardt et al. (2000) sugieren que las nuevas evidencias de compresión durante el Plioceno podrían resultar del contexto geodinámico regional que involucró

una variación de las condiciones generales de subducción actual, como la oblicuidad, la velocidad de convergencia y la variación en el ángulo de subducción, entre otras.

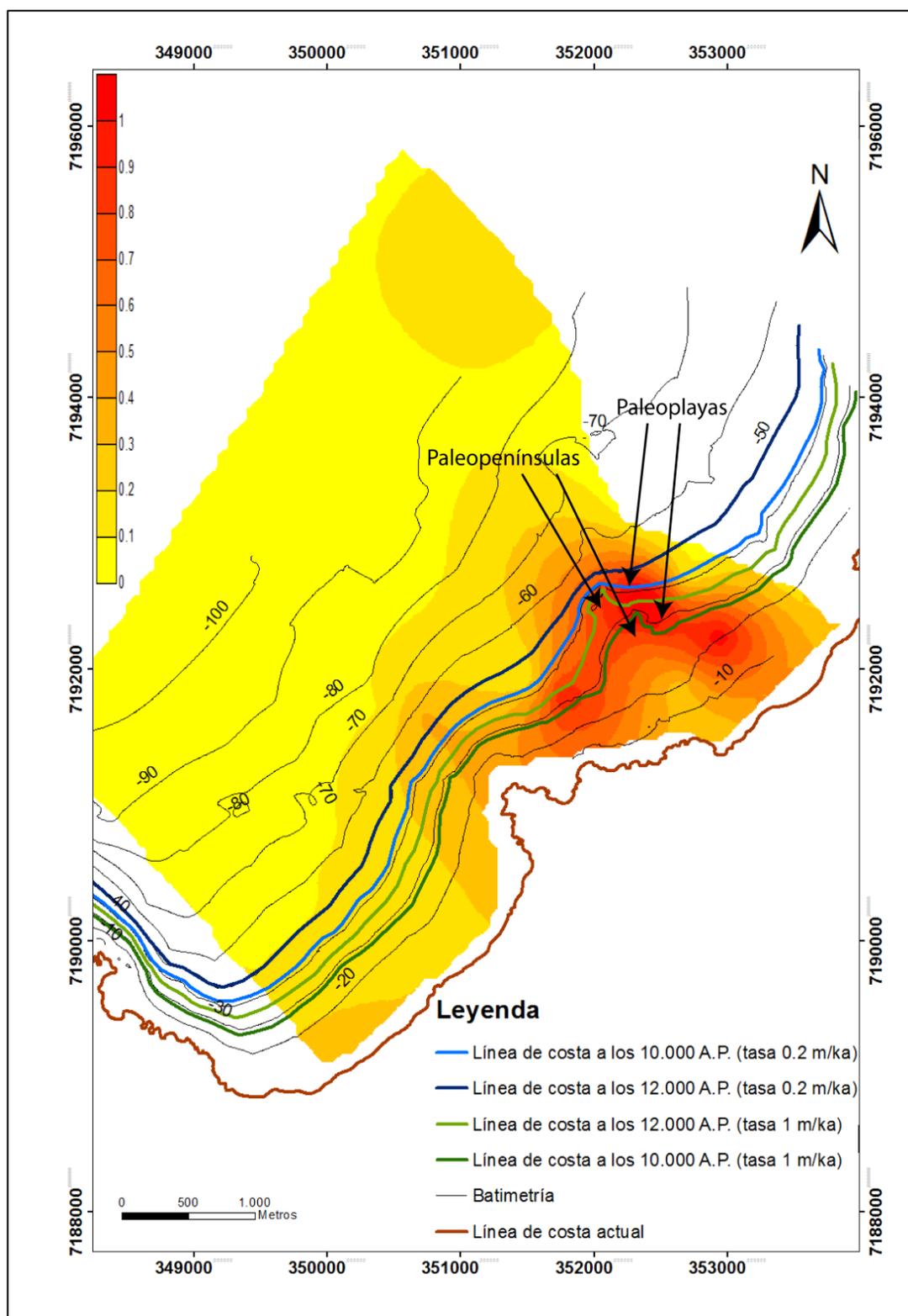


Figura 6.13. Mapa interpretativo de la línea de costa a los 12.000 A.P y 10.000 AP. Además se muestra la distribución de la mediana.

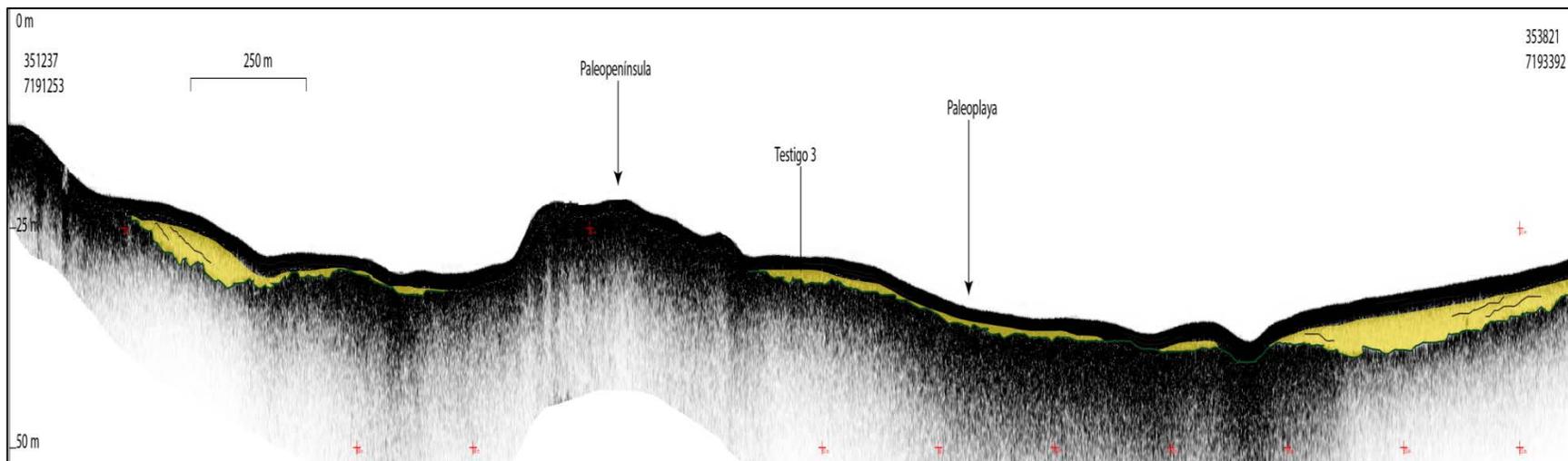


Figura 6.15. Unidad transgresiva y depósitos de abanicos (amarillo) en perfil 5.

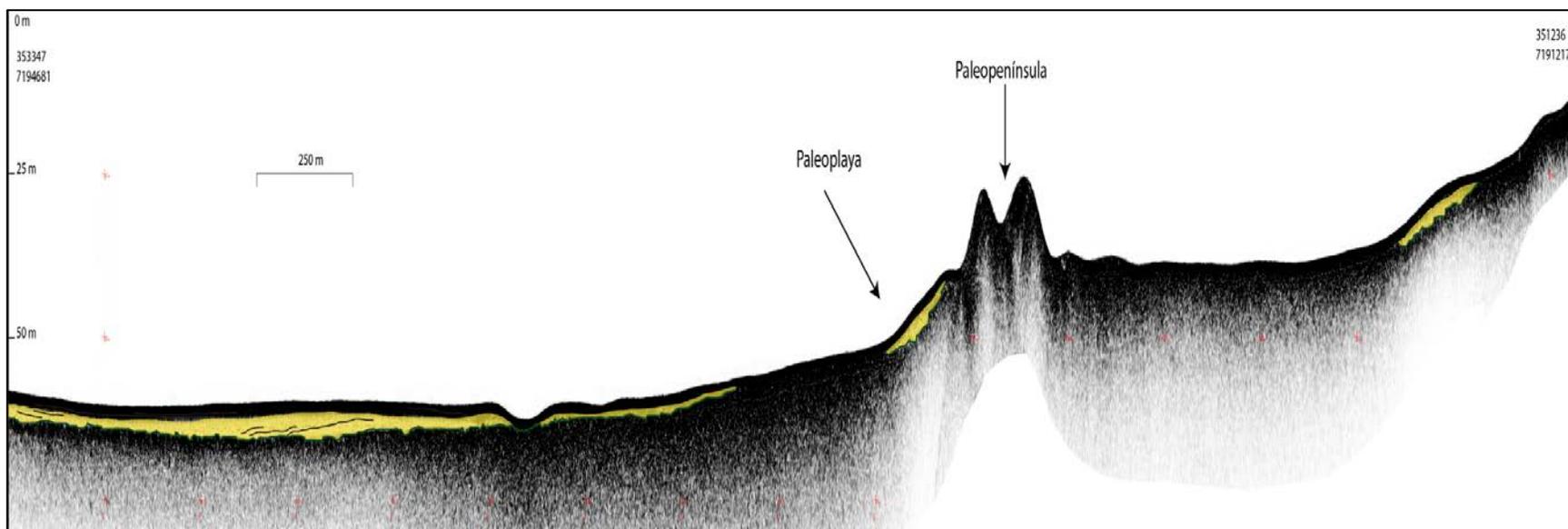


Figura 6.14. Unidad transgresiva y depósitos de abanicos (amarillo) en perfil 4.

6.3 Geoarqueología: Potenciales sitios de prospección submarina

La localidad de Taltal es y ha sido un referente importante en las discusiones arqueológicas a partir de la primera mitad del siglo XX, particularmente en aquellas sobre las poblaciones cazadores-recolectores-pescadores tempranos de Sudamérica. Taltal registra una larga historia ocupacional indígena, que va desde el Holoceno temprano (ca 12.000 cal AP) hasta tiempos históricos (Salazar et al., en preparación). Los datos de edades obtenidos en la zona, indican que las poblaciones se asentaron a partir del Período Arcaico, por lo cual Salazar et al. (2013) señalan que en un intento de documentar las continuidades y transformaciones de las poblaciones locales que habitaron la zona durante este período, sobre la base de sus resultados y de otros autores, se propone una secuencia cronológica cultural caracterizada por seis períodos, cada uno con sus propias particularidades en términos de las variables de movilidad, subsistencia y/o tecnología, y cada uno circunscrito a un lapso cronológico específico. A estos momentos se les ha denominado preliminarmente como Arcaico I (12.000-10.000? cal A.P.), Arcaico II (8.500-7.500 cal A.P.), Arcaico III (7.500-5.500 cal A.P.), Arcaico IV (5.500-4.500 cal A.P.), Arcaico V (4.500-3.500? cal A.P.) y Arcaico VI (3.500?-1.500? cal A.P.).

Dentro del área de estudio existen 3 yacimientos arqueológicos que registran datos de estos períodos, y corresponden a: Morro Colorado, Punta Morada y San Ramón 15. Los dos primeros corresponden a conchales y basurales antrópicos asociados a asentamientos residenciales durante el Arcaico II, III y IV, mientras que San Ramón 15 corresponde a una mina de óxidos de hierro (hematita y goethita) explotada inicialmente durante el Holoceno temprano (Arcaico I), y luego en momentos posteriores, siendo la explotación más intensa durante inicios del Holoceno tardío (Arcaico IV) (Salazar et al., 2013). Solo a partir del Arcaico II se han encontrado yacimientos relacionados con asentamientos residenciales, y por esto resulta de gran interés encontrar y estudiar los asentamientos residenciales del Arcaico I, donde solo se registran campamentos de tipo logístico (mina y aleros).

Dado el rango de tiempo en que se ubican estos yacimientos, es lógico pensar que los asentamientos humanos de la época se vieron modificados por los cambios paleoclimáticos ocurrido en la Tierra durante el Cuaternario. Bajo este pensamiento y basándose en los datos obtenidos en el marco de esta memoria, los factores principales que afectaron la ubicación de la línea de costa y potencialmente de los asentamientos son: (1) geomorfología y batimetría, (2) cambios eustáticos y (3) los ciclos de la Oscilación del Sur El Niño (ENSO).

Los yacimientos Morro Colorado y Punta Morada, se ubican en la línea de costa de la actual bahía y se caracterizan por presentarse en pequeñas penínsulas rocosas que más abajo están delimitadas por pequeñas playas, tal y como lo muestra la Figura 6.11. Este mismo patrón de asentamiento no solo se ve en esta parte de la costa, sino que en

yacimientos ubicados más al norte como Agua Dulce y Zapatero donde también se repiten el mismo modo de establecimiento. Para el Arcaico II el sitio Morro Colorado se describe como un conchal y basural antrópico ubicado en la costa, depositado sobre una puntilla donde destaca un promontorio rocoso con una elevación de poco más de 20 m s.n.m. (Andrade y Salazar, 2011) (Figura 6.17). Cabe destacar que los depósitos arqueológicos en la mayoría de las puntas se encuentran entre los promontorios rocosos, específicamente en lugares bajos que se encuentren protegidos de los vientos, las olas y eventos catastróficos como tsunamis. Dada esta descripción los promontorios submarinos identificados en el fondo marino, a través de la batimetría y la sísmica (Figuras 6.14 y 6.15), podrían corresponder a posibles sitios en donde los humanos de la época establecieron sus campamentos residenciales. Además según los mapas de facies sedimentarias la zona que delimita hacia el noreste al promontorio corresponde a una paleoplaya, lo que sería otra evidencia característica de un posible yacimiento arqueológico submarino.



Figura 6.16. Foto yacimientos Morro Colorado y Punta Morada.



Figura 6.17. Yacimiento Morro Colorado.

El Arcaico I esta datado entre los 12.000 A.P. y 10.000 A.P., donde según Lambeck et al. (2001) el nivel del mar se encontraba entre los -50 y -40 m con respecto a la costa actual, sin tomar en cuenta las estimaciones tectónicas. Los actuales promontorios submarinos se encuentran entre los 26 y 46 m b.n.m., los cuales no se ajustan muy bien al rango de profundidades aceptados, por Lambeck, para el nivel del mar en esa época. Sin embargo cabe destacar que el alzamiento tectónico influye en la posición de la línea de costa, por lo que si se resta esta componente, entonces los promontorios submarinos estarían ubicados dentro del rango del nivel del mar en el Holoceno temprano.

Con los tres testigos que se obtuvieron del fondo marino, se pudo identificar que los restos de conchas observados en estos no corresponden a desechos de tipo antrópico, sino que corresponden a fragmentos de fauna marina identificados en playas (Guzmán et al., 1998). Con esto se descarta que en esa zona se puedan encontrar yacimientos arqueológicos. Sin embargo esta información ratifica aún más que, si aún están preservados los yacimientos arqueológicos, estos se encuentran en los promontorios submarinos aledaños a las playas, como lo es en la mayoría de los yacimientos costeros ubicados en la zona.

Como se pudo observar en los perfiles sísmicos, la capa sedimentaria que cubre a estos es bastante laminada y compacta, por lo que se puede asociar a sedimentos más finos generados por el aumento en el nivel del mar ocurrido en el alto estadio. Esta capa podría hacer que los posibles conchales ubicados en los promontorios se cubran y protejan de los efectos erosivos, permitiendo su preservación.

En el yacimiento arqueológico La Chimba 13, ubicado al sur de Antofagasta, se han encontrado remanentes de moluscos y artefactos líticos atribuibles a actividad humana, sobre depósitos de abanicos aluviales los cuales se pueden asociar a eventos de lluvias fuertes dentro del Pleistoceno- medio. Debido a que mediante el análisis de perfiles sísmicos se reconocieron posibles abanicos aluviales, en la proyección de la quebrada San Ramón, no se descarta que en esta área también se puedan encontrar evidencias de asentamiento humano, aún más antiguas que las actualmente identificadas, sin embargo su preservación es un tema de futuros estudios.

7 Conclusiones

La batimetría de la bahía de Taltal se encuentra influenciada por la geomorfología asociada a la bahía, la sedimentación y potencialmente las estructuras y fallas. Además dentro de la bahía se pudieron encontrar promontorios submarinos y depósitos de playa, los cuales se pueden asociar a paleopenínsulas y paleoplayas.

Los ambientes sedimentarios que se desarrollan en la bahía son: playa (0-2 m), anteplaya superior (2-20 m), anteplaya inferior (30-70 m) y plataforma (a partir de los 70 m). Solo para el caso de la anteplaya inferior y la plataforma, se dan rangos de profundidad anómalos, debido a la influencia de la Punta Taltal, que protege al resto de la bahía de la influencia de los vientos del suroeste y de la deriva litoral.

Se presentan facies litorales de tamaño arena media a gruesa que presentan mayor contenido de líticos y menor de carbonatos. Además se tienen facies orgánicas de tamaño arenas finas a limo grueso con mayor contenido de carbonatos y menor de líticos. Estas variaciones se asocian a los cambios hidrodinámicos dentro de la bahía, con una influencia de la hidrodinámica litoral en zonas someras y sedimentación de tipo hemipelágica en zonas profundas.

A través del estudio sismoestratigráfico de los perfiles sísmicos, fue posible identificar distintas facies sísmicas asociadas a los cambios eustáticos del Pleistoceno tardío-Holoceno y la influencia de las morfologías del fondo marino, como quebradas y promontorios submarinos.

También el análisis de los perfiles sísmicos permitió interpretar las unidades definidas en la bahía como: superficie de erosión, unidad transgresiva, superficie de máxima inundación y unidad de alto estadio.

La superficie de erosión que se presenta en la bahía se asocia al Último Máximo Glacial (LGM) y a la regresión. Además dentro de la superficie de erosión se identifica un escarpe de 5 m, el cual podría asociarse al alzamiento tectónico de la zona. Dados los rangos posibles de alzamiento en la zona (0,2 m/ka y 1 m/ka), el escarpe asociado a los cambios eustáticos es de 1 m. Así con los cambios eustáticos y el alzamiento tectónico, se interpreta que la línea de costa a los 12.000 A.P. estaba entre la isóbata 35 y 51 m, mientras que para los 10.000 años ésta se encontraba en el rango entre los 28 y 44 m de profundidad. El resto de las unidades definidas se atribuyen a los cambios dentro del período de desglaciación (unidad transgresiva) y al Holoceno (unidad de alto estadio). Además, se identificaron unidades de abanicos aluviales, posiblemente asociadas a aluviones provocados durante épocas de lluvias intensas.

Así la configuración geométrica de las unidades determinadas está directamente asociada a las variaciones del nivel del mar durante el último ciclo glacial-interglacial, el alzamiento tectónico en la bahía y a los cambios climáticos provocados por fenómenos como El Niño/La Niña.

Finalmente en la bahía se encuentran sitios arqueológicos asociados a los Períodos Arcaico I, II, III, IV, V y VI (definidos por Salazar et al., en preparación), dentro de un rango de edad desde los 10.500 a los 1.500 A.P. Existen sitios residenciales dentro de los 5 últimos períodos, pero para el Arcaico I aún no se han dado hallazgos. Sin embargo en el fondo marino se encontró un promontorio submarino con facies sedimentarias anómalas, a profundidades entre 30 y 50 m b.n.m., asociado a la proyección submarina de la península Morro Colorado. Considerando (1) el nivel del mar hace 10.000 años, estaba unos 50-65 m más bajo respecto al actual , (2) que la mina San Ramón es un yacimiento que data unos 10.500 años para su ocupación temprana y (3) que no se ha encontrado aún sitios ocupacionales de edades similares en la costa actual, se propone que los promontorios submarinos corresponden a paleopenínsulas submarinas, donde posiblemente se encontrarían asentamientos residenciales del Arcaico I, y que estas zonas serían los puntos más factibles de prospección arqueológica submarina.

8 Bibliografía

Andrade, P.; Salazar, D. 2011. Revisitando Morro Colorado: comparaciones y propuestas preliminares en torno a un conchal arcaico en las costas de Taltal. *Taltalia* 4:63-83.

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.

Beaumont, P.B., 1973. The ancient pigment mines of Southern Africa. *South Africa Journal of Science* 69: 140-146.

Becerra, C. 2006. Estratigrafía sísmica y sismotectónica de la bahía de Mejillones (23° S). Tesis (Magister en Ciencias, mención en geología). Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. 140 p.

Benedict, P. C.; Bondurant, D. C.; McKee, J. E.; Piest, R. F.; Smallshaw, J.; Vanoni, V. A. 1971. "Sediment transportation mechanics: Q. Genetic classification of valley sediment deposits". *Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers* 97: 43–53.

Betancourt, J. L.; Latorre, C.; Rech, J. A.; Quade, J.; Rylander, K.A. 2000. A 22,000-Year Record of Monsoonal Precipitation from Northern Chile's Atacama Desert. *Science* 289: 1542-1546.

Bertaux, J.; Fröhlich, F.; Ildefonse, PH. 1998. Multicomponent analysis of FTIR spectra: quantification of amorphous silica and crystallized mineral phases in synthetic and natural sediments. *Journal of Sedimentary Research* 68 (3): 440-447.

Bloom, A.L., 1998. *Geomorphology: a Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms*. 3ª ed. Prentice Hall, Upper Saddle River, 482 p.

Chester, R. 1990. *Marine Geochemistry*. Unwin Hyman Ltd. 698 p.

Delouis, B.; Philip, H.; Dorbath, L.; Cisternas, A. 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International* 132: 302-338.

Emery, D.; Myers, K. J. 1996. *Sequence stratigraphy*. 2ª ed. Blackwell science ltd. 297 pp.

Guzmán, N.; Saá, S.; Ortlieb, L. 1998. Catálogo descriptivo de los moluscos litorales (Gastrópoda y Pelecypoda) de la zona de Antofagasta, 23° S (Chile). *Estudios Oceanológicos*. 17: 17-86.

González, G.; Carrizo, D. 2003. Segmentación, cinemática y cronología relativa de la deformación tardía de la Falla Salar del Carmen, Sistema de Fallas de Atacama, (23°40'S), norte de Chile. *Revista Geológica de Chile* 30, NO 2: 223-244.

Homewood, P.W.; Mauriaud, P.; Lafont, F. 2000. Best practices in sequence stratigraphy: for explorationists and reservoir engineers. *Elf Explorations*, Pau, France. , 81 p.

Hartley, A.; Jolley, E. 1995. Tectonic implications of late Cenozoic sedimentation from the Coastal Cordillera of northern Chile (22-24°S). *Journal of the Geological Society*, London, Vol. 152: 51-63.

Howard, A. D. 1980. Thresholds in river regimes. In: D. R. COATES and J. D. VITEK (eds): *Thresholds in Geomorphology*, Boston: 227-258.

Howard, A. D.; Seidl, M. A.; Dietrich, W. E. 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *J. Geophys. Res* 99: 13971-13986.

Howard, J.P.; Cunningham, W.D.; Davies, S.J. 2007. Competing processes of clastic deposition and compartmentalized incision in actively evolving transpressional basin, western Mongolia. *Journal of the Geological Society* 163: 657-670.

Kennet, J. 1982. *Marine geology*. Prentice-Hall, New York, 813 p.

Knighton, A. D.; Nanson, G. C. 1993. 'Anastomosis and the continuum of channel pattern'. *Earth Surface Process and Landforms* 18: 613-625.

Labeyrie, L; Cole, J.; Alverson, K.; Stocker, T. 2003. *The History of Climate Dynamics in the Late Quaternary*. Springer Berlin Heidelberg: 33-61

Lambeck, K.; Purcell, A. 2001. Sea-Level Change in the Irish Sea since the Last Glacial Maximum: Constraints from isostatic modelling. *Journal of Quaternary Science*, vol. 16, no. 5:497-506.

Lambeck, K. ; Esat, T. M.; Potter, E. K. 2002. Links Between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, Vol. 419: 199-206.

Lambeck, K; Chappell, J. 2001. Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle. *Science* 292, Vol 5517: 679-686.

Le Roux, J.; Gómez, C.; Venegas, C.; Fenner, J.; Middleton, H.; Marchant, M.; Buchbinder, B.; Frassinetti, D.; Marquardt, C.; Gregory-Wodzicki, K.M.; Lavenue, A. 2005. Neogene-Quaternary coastal and offshore sedimentation in north central Chile: Record of sea-level changes and implications for Andean tectonism. *Journal of South American Earth Sciences* 19, Issue 1: 83-98.

Marquardt, C.; Lavenu, A.; Ortlieb, L. 2000. Tectónica compresiva Neógena en el dominio costero del área de Caldera y Mejillones. IX Congreso Geológico Chileno, V2:583-587 .

Marquardt, C. 2005. Déformations néogènes le long de la côte nord du Chili (23°-27°s), avant-arc des Andes centrales. These pour obtenir le grade de Docteur de l'Universite Toulouse III.

McLeish, A; Grigson, R. 1989. Geological Science. Questions and Answers. Glasgow: Blackie. 185 p.

Mitchum, R. M.; Vail, P.R. 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 7: Seismic stratigraphic interpretation procedure, in Seismic stratigraphy – Applications to hydrocarbon exploration, C.E Payton, ed.: AAPG Memoir 26, Tulsa, Oklahoma, 516 p.

Mitchum, R. M.; Vail, P.R. and Sangree, J.B. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level part 6: seismic stratigraphic interpretation procedure. In: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration (ed. by C.E. Payton). Memoir of the American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, 26, 117-134.

Mitchum, R. M.; Vail, P.R. and Thompson, S., III.1977c. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration (ed. by C.E. Payton). Memoir of the American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, 26, 53-62.

Muñoz, A. 2010. Apuntes de Elementos de Prospección Sísmica. Universidad Computense de Madrid, Facultad de Ciencias Geológicas, Departamento de Geodinámica, 13 p.

Naranjo, J.A.; Puig, A. 1984, Hojas Taltal y Chañaral. Serv. Nac. Geol. Miner., Carta Geol. Chile, Nos. 62-63

Niemeyer, H.; González, G.; Martínez-De Los Ríos, E. 1996. Evolución tectónica cenozoica del margen continental activo de Antofagasta, norte de Chile. Revista Geológica de Chile, Vol. 23, No2: 165-186.

Nichols, G. 1999. Sedimentology and stratigraphy. Blackwell Science, Oxford, 355 p.

Ortlieb, L.; Goy, J.L.; Zazo, C.; Hillaire-Marcel, Cl.; Vargas, G. 1995. Late Quaternary coastal changes in northern Chile. Guidebook for a fieldtrip. II annual meeting of the International Geological Correlation Program, Project 367 (Antofagasta, 19-28 Nov. 1995), ORSTOM, Antofagasta, Chile. 175 pp.

Ota, Y.; Miyauchi, T.; Paskoff, R.; Koba, M. 1995. Plio-Quaternary marine terraces and their deformation along the Altos de Talinay, North-central Chile. *Revista Geológica de Chile* 22: 89-102.

Paskoff, R. 1970. *Recherches géomorphologiques dans le Chili semi-aride*. Bordeaux, France, Biscaye. 420 pp.

Ramasayer, G. R. 1979. Seismic stratigraphy; a fundamenteal exploration tool. Offshore technology conference, Houston Texas. 10 p.

Salazar, D.; Figueroa, V.; Andrade, P.; Salinas, H.; Olguín, L.; Power, X.; Rebolledo, S.; Parra, S.; Orellana, H.; Urrea, J. 2014. Cronología y organización económica de las poblaciones arcaicas de la costa de Taltal. En preparación.

Salazar, D.; Salinas, H.; Guendon, J.L.; Jackson, D.; Figueroa, V. 2013. Hunter-Gatherer-Fisher Mining During the Archaic Period in Coastal Northern Chile, *Springer Science Business Media*: 137-156.

Saillard, M.; Hall, S.R.; Audin, L.; Farber, D.L.; Hérial, G.; Martinod, J.; Regard, V.; Finkel, R.C.; Bondoux, F. 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31° S) inferred from ¹⁰Be dating. *Earth and Planetary Science Letters* 277: 50-63.

Saillard, M.; Riotte, J.; Regard, V.; Violette, A.; Hérial, G.; Audin, L.; Riquelme, R. 2012. Beach ridges U-Th dating in Tongoy bay and tectonic implications for a peninsula-bay system, Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 40 : 77-84.

Schumm, S.A. 1956. "The evolution of drainage systems and slopes in badlands at Pearth Amboy, New Jersey". *Bulletin of the Geological Society*, n°67:597-646.

Sheriff, R.E. 1976. Inferring stratigraphy from seismic data. *AAPG Bulletin*, Vol. 60: 528-542.

Sibson, R. 1981. "A Brief Description of Natural Neighbor Interpolation", capítulo 2 de *Interpolating Multivariate Data*, 21–36. John Wiley & Sons: Nueva York.

Strub, P.; Mesías, J.; Montecino, V.; Rutllant, J.; Salinas, S. 1998. Coastal ocean circulation off western South America. Robinson, A & Brink, K (Eds.), *The Sea* 11: 274-313.

Sunamura, T. (Ed.), 1992. *Geomorphology of Rocky Coasts*. John Wiley & Sons, New York, 302 p.

Trenhaile, A.S. 1987. *The Geomorphology of Rock Coasts*. Clarendon Press, Oxford, 384 p.

Trenhaile, A.S. 2000. Modeling the development of wave-cut shore platforms. *Marine Geology*: 166-163.

Vargas, G. 2002. Interactions océan-atmosphère au cours des derniers siècles sur la côte du Désert d' Atacama: analyse multiproxies des sédiments laminés de la Baie de Mejillones (23°S). PhD Thesis, Université Bordeaux I, France, 290 p.

Vargas, G.; Ortlieb, L.; Pichon, J.J.; Bertaux, J.; Pujos, M. 2004. Sedimentary facies and high resolution primary production inferences from laminated diatomaceous sediments off northern Chile (23°S). *Marine Geology* 211, pp 79-99.

Vargas, G.; Ortlieb, L.; Chapron, E.; Valdés, J; Marquardt, C. 2005. Paleoseismic inferences from a high resolution marine sedimentary record in northern Chile (23°S). *Tectonophysics* 399: 381-398.

Vargas, G.; Rutllant, J.; Ortlieb, L. 2006. ENSO tropical–extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17°–24°S), *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 249, Issues 3–4: 467-483.

Villwock, J. 1978.- Aspectos da sedimentacao no regioa nordeste de Lago Dos patos: Lago Do Casamento e aco do Cocuruto-RS-Brasil, 15 p

9 Anexos

1.1 Tabla de parámetros sedimentológicos de las muestras superficiales.

Muestra	Latitud	Longitud	Media (MØ)	Mediana (mØ)	Moda(Ø)	Asimetría(SkØ)	Curtosis(KØ)	Selección(SØ)	Moda(mm)	Mediana (mm)
T1	7192504	352517	0,384	0,163	-0,170	0,417	1,230	1,102	1,125	0,893
T2	7192523	352384	-0,059	-0,003	-0,170	-0,026	0,902	0,567	1,125	1,002
T3	7193640	352048	4,813	4,481	3,817	0,326	1,072	1,686	0,071	0,045
T4	7194274	351939	4,149	3,651	3,319	0,464	1,093	1,619	0,100	0,080
T5	7195068	351454	3,152	2,654	1,990	0,385	1,066	1,978	0,252	0,159
T6	7195775	350661	3,983	3,651	3,152	0,225	1,025	2,045	0,112	0,080
T7	7193907	349580	4,204	3,817	3,319	0,351	1,341	1,695	0,100	0,071
T8	7192061	348422	5,146	4,979	4,315	0,189	1,072	1,728	0,050	0,032
T9	7191442	347955	4,703	4,481	3,485	0,230	0,922	1,820	0,089	0,045
T10	7190738	348588	4,592	4,149	3,485	0,396	0,956	1,794	0,089	0,056
T11	7190215	349110	3,872	3,319	2,322	0,438	0,892	1,969	0,200	0,100
T12	7189750	349465	3,651	3,319	2,654	0,415	1,691	1,495	0,159	0,100
T13	7189502	349665	3,374	3,152	2,986	0,425	1,537	1,228	0,126	0,112
T14	7190224	350506	3,595	3,319	2,986	0,297	1,639	1,428	0,126	0,100
T15	7190465	350117	3,263	3,152	3,152	0,182	1,298	1,787	0,112	0,112
T16	7190734	349727	5,422	5,146	4,149	0,178	0,892	1,928	0,056	0,028
T17	7191138	349126	4,813	4,481	3,651	0,294	0,956	1,820	0,080	0,045
T18	7191615	348486	4,813	4,481	3,817	0,326	1,072	1,686	0,071	0,045
T19	7191714	349740	4,149	3,817	3,319	0,326	1,072	1,686	0,100	0,071
T20	7191642	350450	3,761	3,485	3,152	0,253	1,379	1,720	0,112	0,089
T21	7191597	350805	1,990	1,658	0,329	0,326	1,085	2,212	0,796	0,317
T22	7192343	352544	0,329	0,163	-0,170	0,351	1,076	0,985	1,125	0,893

T23	7191896	352694	1,934	1,990	1,824	-0,045	1,054	0,935	0,283	0,252
T24	7193086	352289	3,761	3,485	3,152	0,312	1,639	1,470	0,112	0,089
T25	7192849	353102	3,319	3,319	3,152	0,249	1,844	1,787	0,112	0,100
T26	7192635	353551	3,042	2,986	2,986	0,171	0,820	0,567	0,126	0,126
T27	7191792	351818	0,384	0,329	-0,170	0,265	1,288	1,052	1,125	0,796
T28	7192341	352341	0,440	0,329	-0,170	0,314	1,522	1,153	1,125	0,796
T29	7192356	352550	0,384	0,329	-0,170	0,250	1,288	1,052	1,125	0,796
T30	7192186	352462	0,938	0,827	0,495	0,196	1,093	1,185	0,710	0,564
T31	7192244	352992	0,163	0,163	0,163	0,038	0,888	0,659	0,893	0,893
T32	7192664	352757	3,097	2,986	2,986	0,139	2,166	1,429	0,126	0,126
T33	7193005	352499	3,761	3,485	3,152	0,344	1,412	1,486	0,112	0,089
T34	7191898	351601	2,876	2,820	2,820	0,184	1,588	1,320	0,142	0,142
T35	7192067	351491	2,986	2,986	2,820	0,167	1,537	1,253	0,142	0,126
T36	7192789	350772	4,149	3,817	3,485	0,289	1,135	1,736	0,089	0,071
T37	7193444	349865	4,426	4,149	3,651	0,317	1,161	1,661	0,080	0,056
T38	7191365	352871								
T39	7189036	350150								
T40	7189023	350121	1,602	1,658	1,491	-0,089	1,025	1,495	0,356	0,317
T41	7190028	351276	2,267	2,322	2,156	-0,026	0,984	0,593	0,224	0,200
T42	7190103	351330	1,548	2,322	2,322	-0,071	1,025	0,501	0,200	0,200
T43	7192326	353948	1,548	2,322	2,322	-0,071	1,025	0,501	0,200	0,200
T44	7191997	352128	0,273	0,163	-0,170	0,322	1,288	1,052	1,125	0,893
T45	7192022	352216	0,273	0,163	-0,170	0,322	1,288	1,052	1,125	0,893
T46	7192087	352459	0,273	0,329	0,163	0,367	0,878	0,793	0,893	0,796
T47	7192164	352357	-0,059	-0,170	-0,336	0,331	1,393	0,785	1,262	1,125
T48	7192402	352024	-0,059	-0,170	-0,336	0,331	1,393	0,785	1,262	1,125
T49	7191933	352207	0,273	0,163	-0,170	0,322	1,288	1,052	1,125	0,893

1.2 Tabla de cuantificación FTIR a)

N° Mtra	MUE\REF	Albita	Cuarzo	Calcita	Anfl	anf2	Microclina	Cristobalita	ortoclasa	TOTAL	M,O,/ M,D,
1	T1	26,0	23,0	7,0	2,0	0,0	10,0	0,0	0,0	68,0	32,0
2	T2	7,5	11,5	7,0	6,0	0,0	4,5	1,5	0,0	38,0	62,0
3	T3	23,0	26,0	0,0	1,5	0,0	3,5	0,0	0,5	54,5	45,5
4	T4	17,0	0,0	12,5	4,5	0,0	2,0	0,0	0,0	36,0	64,0
5	T5	17,0	21,0	19,5	0,0	0,0	7,0	7,0	0,0	71,5	28,5
6	T6	28,5	15,5	15,0	8,0	0,0	0,0	6,0	0,0	73,0	27,0
7	T7	19,5	19,5	9,5	0,0	0,0	11,5	3,0	0,0	63,0	37,0
8	T8	25,0	20,5	10,5	4,0	0,0	2,0	4,0	0,0	66,0	34,0
9	T9	13,0	17,5	11,0	2,0	0,0	3,5	0,0	0,0	47,0	53,0
10	T10	22,5	14,5	6,0	5,0	10,0	5,5	0,0	0,0	63,5	36,5
11	T11	0,0	21,0	8,0	4,5	0,0	14,0	2,5	0,0	50,0	50,0
12	T12	27,0	24,0	4,5	4,0	0,0	6,5	0,0	0,0	66,0	34,0
13	T13	25,5	17,5	6,5	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0	51,5	48,5
14	T14	6,0	32,0	6,0	0,0	7,5	7,0	1,5	0,0	60,0	40,0
15	T15	11,5	25,0	10,0	4,0	0,0	19,5	0,0	0,0	70,0	30,0
16	T16	23,0	21,0	6,0	3,5	0,0	5,5	8,0	0,0	67,0	33,0
17	T17	20,5	11,5	9,0	3,0	0,0	5,5	5,0	0,0	54,5	45,5
18	T18	0,0	23,5	14,5	4,0	0,0	19,0	2,5	0,0	63,5	36,5
19	T19	9,0	10,0	12,0	4,5	0,0	7,0	6,0	10,0	58,5	41,5
20	T20	27,5	27,0	12,0	2,5	0,0	7,5	4,5	0,0	81,0	19,0
21	T21	11,0	9,0	10,5	7,5	0,0	8,0	0,0	0,0	46,0	54,0
22	T22	10,0	24,0	11,5	0,0	0,0	13,0	2,0	0,0	60,5	39,5
23	T23	10,0	24,0	6,5	0,0	0,0	13,0	2,0	0,0	55,5	44,5
24	T24	18,0	23,5	10,0	0,0	11,5	12,5	0,0	0,0	75,5	24,5
25	T25	15,5	23,0	10,0	0,0	0,0	10,5	7,5	0,0	66,5	33,5
26	T26	15,5	27,0	4,5	0,0	0,0	11,5	2,5	0,0	61,0	39,0

27	T27	12,0	19,5	6,5	6,5	0,0	5,0	0,0	0,0	49,5	50,5
28	T28	10,5	17,0	0,0	10,5	0,0	5,0	8,0	0,0	51,0	49,0
29	T29	28,0	29,5	23,5	0,0	0,0	3,5	0,0	10,0	94,5	5,5
30	T30	13,5	12,0	12,5	8,0	0,0	9,5	0,0	0,0	55,5	44,5
31	T31	22,0	35,5	11,5	0,0	0,0	9,0	0,0	3,0	81,0	19,0
32	T32	23,0	22,5	11,5	0,0	0,0	5,0	0,0	0,0	62,0	38,0
33	T33	20,5	17,0	11,5	8,5	0,0	5,0	0,0	0,0	62,5	37,5
34	T34	10,0	14,0	11,5	4,0	0,0	3,0	0,0	0,0	42,5	57,5
35	T35	13,0	15,5	14,5	1,0	0,0	8,0	0,0	0,0	52,0	48,0
36	T36	13,0	13,5	18,0	1,0	0,0	2,0	0,0	0,0	47,5	52,5
37	T37	22,0	13,5	14,5	0,0	0,0	10,5	0,0	0,0	60,5	39,5

1.3 Tabla de cuantificación FTIR b)

Muestra	Latitud	Longitud	%cuarzo	%albita	%microclina	%ortoclasa	%calcita	%cristobalita	%Liticos	% Anfibola
T1	7192504	352517	33,8	38,2	14,7	0,0	10,3	0,0	51,5	2,9
T2	7192523	352384	30,3	19,7	11,8	0,0	18,4	3,9	57,9	15,8
T3	7193640	352048	47,7	42,2	6,4	0,9	0,0	0,0	57,8	2,8
T4	7194274	351939	0,0	47,2	5,6	0,0	34,7	0,0	18,1	12,5
T5	7195068	351454	29,4	23,8	9,8	0,0	27,3	9,8	39,2	0,0
T6	7195775	350661	21,2	39,0	0,0	0,0	20,5	8,2	32,2	11,0
T7	7193907	349580	31,0	31,0	18,3	0,0	15,1	4,8	49,2	0,0
T8	7192061	348422	31,1	37,9	3,0	0,0	15,9	6,1	40,2	6,1
T9	7191442	347955	37,2	27,7	7,4	0,0	23,4	0,0	48,9	4,3
T10	7190738	348588	22,8	35,4	8,7	0,0	9,4	0,0	55,1	7,9
T11	7190215	349110	42,0	0,0	28,0	0,0	16,0	5,0	79,0	9,0
T12	7189750	349465	36,4	40,9	9,8	0,0	6,8	0,0	52,3	6,1
T13	7189502	349665	34,0	49,5	0,0	0,0	12,6	3,9	34,0	0,0
T14	7190224	350506	53,3	10,0	11,7	0,0	10,0	2,5	77,5	0,0
T15	7190465	350117	35,7	16,4	27,9	0,0	14,3	0,0	69,3	5,7
T16	7190734	349727	31,3	34,3	8,2	0,0	9,0	11,9	44,8	5,2
T17	7191138	349126	21,1	37,6	10,1	0,0	16,5	9,2	36,7	5,5
T18	7191615	348486	37,0	0,0	29,9	0,0	22,8	3,9	73,2	6,3
T19	7191714	349740	17,1	15,4	12,0	17,1	20,5	10,3	53,8	7,7
T20	7191642	350450	33,3	34,0	9,3	0,0	14,8	5,6	45,7	3,1
T21	7191597	350805	19,6	23,9	17,4	0,0	22,8	0,0	53,3	16,3
T22	7192343	352544	39,7	16,5	21,5	0,0	19,0	3,3	61,2	0,0
T23	7191896	352694	43,2	18,0	23,4	0,0	11,7	3,6	66,7	0,0
T24	7193086	352289	31,1	23,8	16,6	0,0	13,2	0,0	62,9	0,0
T25	7192849	353102	34,6	23,3	15,8	0,0	15,0	11,3	50,4	0,0
T26	7192635	353551	44,3	25,4	18,9	0,0	7,4	4,1	63,1	0,0
T27	7191792	351818	39,4	24,2	10,1	0,0	13,1	0,0	62,6	13,1

T28	7192341	352341	33,3	20,6	9,8	0,0	0,0	15,7	63,7	20,6
T29	7192356	352550	31,2	29,6	3,7	10,6	24,9	0,0	45,5	0,0
T30	7192186	352462	21,6	24,3	17,1	0,0	22,5	0,0	53,2	14,4
T31	7192244	352992	43,8	27,2	11,1	3,7	14,2	0,0	58,6	0,0
T32	7192664	352757	36,3	37,1	8,1	0,0	18,5	0,0	44,4	0,0
T33	7193005	352499	27,2	32,8	8,0	0,0	18,4	0,0	48,8	13,6
T34	7191898	351601	32,9	23,5	7,1	0,0	27,1	0,0	49,4	9,4
T35	7192067	351491	29,8	25,0	15,4	0,0	27,9	0,0	47,1	1,9
T36	7192789	350772	28,4	27,4	4,2	0,0	37,9	0,0	34,7	2,1
T37	7193444	349865	22,3	36,4	17,4	0,0	24,0	0,0	39,7	0,0
Promedio			32,0	27,6	12,4	0,9	17,2	3,3	51,9	5,5

1.4 Tabla de análisis estadístico de peaks en espectro FTIR

Muestra	Albita(ab)	Anfibola 1(af1)	Anfibola 2(af2)	Aragonito(arg)	Bentonita(bn)	Biotita(btt)	Bytownita(By)	Calcita 2(Ca2)	Calcita 1(Ca1)	Clorita(ch)
T1	8	6	6	3	3	4	3	2	5	3
T2	7	5	4	4	3	4	3	2	5	2
T3	10	7	6	4	4	5	4	3	4	5
T4	8	8	7	4	4	4	3	4	7	4
T5	8	5	5	4	4	4	3	4	7	5
T6	8	6	5	3	3	3	3	4	6	4
T7	9	8	7	4	4	5	5	4	6	6
T8	8	6	5	3	5	5	4	4	6	6
T9	8	7	6	4	4	4	3	4	6	4
T10	8	8	7	3	4	5	5	3	6	4
T11	6	6	6	4	3	4	3	4	6	4
T12	9	8	7	4	5	5	4	4	6	6
T13	7	4	4	3	4	4	3	3	6	4
T14	9	6	7	4	4	4	4	4	5	5

T15	8	5	5	3	3	4	3	4	7	4
T16	9	8	6	4	4	5	4	4	6	5
T17	8	8	6	4	5	5	4	4	7	5
T18	10	7	6	3	6	5	4	4	7	6
T19	8	7	7	3	4	5	4	4	7	5
T20	10	7	6	4	4	5	4	4	5	5
T21	7	6	6	4	4	4	3	4	7	4
T22	8	5	5	6	4	4	3	3	6	4
T23	8	4	5	4	4	4	4	3	4	4
T24	7	5	6	4	4	4	3	4	7	4
T25	8	6	5	4	4	4	2	3	6	4
T26	7	5	5	4	3	4	5	4	5	4
T27	7	6	5	4	3	3	3	3	3	2
T28	9	6	6	5	4	4	3	3	5	4
T29	7	4	6	7	4	4	3	4	7	4
T30	7	7	6	5	3	4	2	3	5	3
T31	8	4	5	4	4	4	4	3	6	4
T32	7	5	4	3	3	4	4	3	5	3
T33	7	6	5	3	4	3	4	4	8	4
T34	7	6	6	3	4	4	4	4	8	4
T35	7	6	5	3	4	3	4	4	8	4
T36	7	6	5	3	4	3	2	4	8	4
T37	9	7	5	3	5	4	5	4	9	5

1.5 Tabla de análisis estadísticos de peaks en espectros FTIR

Muestra	Clinocloro(cl)	Dolomita(dl)	Cristobalita(cr)	Illita(ill)	Caolinita(ka)	Mica blanca 1 (mb1)	Mica blanca 2(mb2)	Ortosa(or)	Microclina(mi)
T1	3	2	5	2	5	5	5	4	7
T2	3	2	5	2	4	3	3	4	7

T3	4	3	6	2	5	5	5	6	8
T4	4	4	7	2	6	4	4	5	8
T5	2	4	6	1	5	2	2	5	8
T6	2	4	6	2	4	1	1	5	5
T7	5	5	8	3	5	2	2	4	8
T8	5	4	7	3	5	3	3	5	8
T9	3	4	6	3	5	1	1	5	6
T10	4	3	6	3	4	5	5	5	7
T11	3	4	6	1	4	1	1	4	7
T12	4	4	7	3	5	4	4	6	8
T13	3	3	6	2	5	2	2	4	6
T14	3	4	6	2	5	3	3	5	8
T15	4	4	7	1	4	1	1	5	7
T16	4	4	7	3	4	3	3	5	8
T17	5	4	7	3	5	4	4	6	8
T18	3	4	7	4	6	4	4	6	9
T19	4	4	7	3	5	1	1	7	8
T20	4	4	7	3	4	5	5	6	8
T21	4	4	6	2	5	2	2	5	7
T22	3	3	6	1	5	2	2	5	8
T23	3	3	6	1	5	5	5	5	8
T24	3	4	6	2	5	2	2	5	7
T25	3	3	7	2	6	5	5	6	8
T26	4	4	7	3	4	3	3	3	8
T27	3	3	6	2	4	4	4	5	6
T28	3	3	6	2	5	4	4	6	8
T29	3	3	6	1	5	5	5	7	8
T30	3	3	6	1	4	2	2	5	7
T31	3	3	6	1	3	4	4	5	8

T32	3	3	6	1	4	3	3	5	7
T33	4	4	6	2	4	3	3	5	7
T34	2	4	6	2	5	3	3	6	7
T35	4	4	6	2	5	3	3	6	6
T36	2	4	5	2	5	4	4	6	8
T37	5	4	7	4	6	4	4	6	8

1.6 Tabla de análisis estadísticos de peaks en espectros FTIR

Muestra	Microclina(mi)	Montorillonita(mt)	Cuarzo(qz)	Silice amorfo(Si)	Yeso(Y)	Vermiculita(V)
T1	7	2	9	2	3	2
T2	7	2	9	2	3	2
T3	8	4	10	2	4	2
T4	8	4	10	2	3	2
T5	8	3	9	2	3	2
T6	5	3	10	2	4	2
T7	8	4	10	2	4	2
T8	8	4	10	2	4	2
T9	6	4	10	2	4	2
T10	7	3	9	2	3	2
T11	7	3	10	2	4	2
T12	8	4	9	2	4	2
T13	6	4	9	2	2	2
T14	8	3	10	2	4	2
T15	7	3	10	2	4	2
T16	8	4	10	2	4	2
T17	8	5	10	2	4	2
T18	9	5	11	2	4	2
T19	8	3	10	2	4	2
T20	8	3	10	2	4	2
T21	7	4	9	2	3	2
T22	8	3	9	2	5	2
T23	8	3	9	2	3	2
T24	7	4	9	2	3	2
T25	8	4	10	2	3	2
T26	8	3	12	2	4	2
T27	6	3	11	2	4	2
T28	8	3	9	2	4	2
T29	8	3	9	2	5	2
T30	7	3	9	2	5	2
T31	8	3	9	2	4	2
T32	7	3	8	2	3	2
T33	7	4	9	2	3	2
T34	7	4	9	2	3	2
T35	6	4	9	2	3	2
T36	8	4	7	2	3	2
T37	8	5	9	2	4	2

1.7 Tabla de parámetros sedimentológicos de los testigos.

Testigo	Unidad	Mediana(mm)	Selección	Asimetría
T1	1	0,56	1,05	0,02
	2	0,8	1,05	0,32
	3	0,89	1,07	0,32
	4	1	0,75	0,15
T2	1	0,56	1,04	0,03
	2	1	0,77	0,15
	3	1,26	0,47	0,05
	4	1	0,75	0,1
T3	1	0,56	1,05	0,02
	2	0,14	1	-0,03
	3	1	0,75	0,1