



UNIVERSIDAD DE CHILE
Facultad de Arquitectura y Urbanismo
Escuela de Pregrado
Carrera de Geografía

**ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA SECCIÓN OCCIDENTAL DEL
CORDÓN SARCO: IDENTIFICACIÓN DE TERRAZAS MARINAS
REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE**

Memoria para optar al título de Geógrafo

MISAELE ALEJANDRO CABELLO ESPÍNOLA

Profesor(a) Guía
MARÍA VICTORIA SOTO BÄUERLE

SANTIAGO DE CHILE
2015

*Ojalá que cuando mires a tu alrededor,
no notes que la vida se te fue,
que a la hora de tu hora no me dejen ver
el paso de los años en tu piel.
Y ojalá que en el momento del adiós
me recuerdes como te recuerdo yo, huuuu.
La distancia nos distrajo, hasta que me enteré
por tu carta, que no hay nada más que hacer.
El cigarro siempre gana y esta vez también
no te culpes, yo he tomado el mismo tren
Y ojalá que donde vayas estés bien,
por la puerta que te toque lo sabré.*

*¿Quién más que tú,
con una pala y un sombrero
abre la tierra, sin arado y sin tractor?
¿Quién más que tú, trabaja en año nuevo?*

*¿Quién más que tú merece el cielo
para sembrarlo entero?
Y ojalá que cuando mires a tu alrededor
simplemente, te presenten a Gardel,
que el señor te dé su mano,
y a través de él, te enteres,
que tus nietos crecen bien,
Y ojalá que en el momento de adiós,
me recuerdes como te recuerdo yo.*

*¿Quién más que tú,
con una pala y un sombrero
abre la tierra, sin arado y sin tractor?
¿Quién más que tú, trabaja en año nuevo?
¿Quién más que tú merece el cielo
para sembrarlo entero?*

*¿Quién más que tú,
con una pala y un sombrero,
sin más riqueza que una bicicleta al sol
¿quién más que tú, que siempre fuiste un viejo bueno?
¿Quién más que tú, merece el cielo,
para sembrarlo entero?*

“CON UNA PALA Y UN SOMBRERO”

*“... Esta memoria está dedicada a dos personas que ya no están conmigo, pero que siempre han estado presente en mi vida, ellos han sido pilares fundamentales para ser la persona que soy.
Gracias a mis abuelos Luis Cabello y Orlando Espínola...”*

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, expresar mi gratitud a las personas más importantes en mi vida, a mi familia, ya que si no fuera por ellos yo nunca hubiera hecho realidad uno de los objetivos de mi vida, el de tener una educación universitaria. A mis padres Manuel Cabello y Margarita Espínola, a ellos por ser los pilares fundamentales de quien soy, por darme la posibilidad de conseguir todos los objetivos que hasta ahora me he planteado, por estar presentes y apoyarme a lo largo de este proceso, y especialmente por todo el amor sincero y sin retribución alguna. A mis hermanos Alexis, Flavio y Aracely, ellos son los compañeros que he visto crecer y quienes siempre me han dado todo su apoyo, cariño y comprensión para desarrollarme como su hermano, son ellos los que han alegrado mi camino. A mis abuelas Amalia y Teresa, quienes me han dado todo su cariño, sabiduría e incondicionalidad, y por enorgullecen con los pequeños logros que he alcanzado en mi vida.

Aquellos familiares que me apoyaron y desearon la mejor de las suertes a lo largo de este proceso.

También quiero agradecer a personas que han sido parte de mis logros, tanto académicos como personales, ya que me han permitido realizarme en otros aspectos de mi vida, ellos son Esteban Peñailillo, Ricardo Acuña, Eduardo Núñez y Francisco Menares, gracias por ser parte de grandes momentos y especialmente por ser grandes amigos.

Agradecer especialmente a la profesora María Victoria Soto por ser una verdadera guía durante todo este proceso, por darme la posibilidad de realizar esta investigación, cuya orientación, preocupación, apoyo contribuyeron al desarrollo y término de esta memoria, así como al desarrollo profesional y académico por mi paso en la universidad

A dos personas muy importantes para el desarrollo de esta memoria, ya que sus consejos, su tiempo, compromisos y observaciones hicieron realidad el proceso de esta memoria, me refiero a los profesores Rodrigo Rauld y Francisco Ferrando, quienes contribuyeron a la calidad de esta memoria y a mi desarrollo profesional.

Es fundamental agradecer a las personas que han sido importantes durante mi paso por la universidad, y que pasaron de ser simples compañeros a ser grandes amigos, ellos me han nutrido con sus experiencias y conocimientos, gracias a Pedro Palma, Gricel Labbé, Ignacio Ibarra, Nicolás Guíñez, Ignacio Arce, Rubén Fernández, Pablo Corvera, Nicolás Villalobos, Ruddy Zúñiga, Martín Macías, Geraldine Lagos, Natalia Sánchez, Rodrigo Kappe, Francisco Moreira, Cristian Muñoz, Vanessa Magallanes, Mariajosé Herrera y Andrés Martínez.

A mis profesores, ya que son aquellas personas que son parte fundamental de mi formación. A los ayudantes y amigos como, Joselyn Arriagada, Marcelo Bravo, Rodrigo Moreno, Gino Sandoval, Claudio Fuentes, Leonardo Muñoz y Miguel Contreras, por su accesibilidad, confianza, apoyo y consejos para el desarrollo de esta memoria y para la formación como profesional.

Finalmente agradecer a Dios, por darme las herramientas para forjar mi camino y especialmente por darme todo lo que tengo en la vida.

RESUMEN

A partir del análisis geomorfológico se estudia la franja costera occidental de la Cordillera de la Costa entre los 29°22'S y los 29°35'S, parte de norte de la mega ensenada de Coquimbo, Región de Coquimbo, con el objetivo de contribuir al conocimiento de la dinámica evolutiva del paisaje costero que modeló los sistemas de vertientes y glacis junto a las terrazas marinas insertas en el flanco occidental de la cordillera. Se analizaron los antecedentes geológicos del área a partir de los cuales se realizó la cartografía geomorfológica, elaborada a través de imágenes, procesamiento SIG, análisis sedimentológico y trabajo de terreno. Los resultados obtenidos permiten determinar que el área de estudio presenta una geomorfología variada, asociada a un flanco cordillerano muy escarpado, con formas costeras heredadas y actuales, en que se conjugan la dinámica de las vertientes y del oleaje en un paisaje particular, en que destaca la presencia de terrazas marinas no identificadas hasta la fecha. A partir de trabajos anteriores en planicies litorales del norte de Chile, con dataciones absolutas de los niveles de terrazas, se logró realizar una correlación de alturas y composición sedimentológica, estableciendo la existencia de tres niveles de terrazas identificados como TMA (terrace Marina Alta), TMM (Terraza Marina Media) y TMB (terrace Marina Baja). De acuerdo a la información disponible y a través de la correlación de datos absolutos y relativos se puede establecer que la TMA corresponde al MIS 11 o MIS 9; que TMM al MIS 7; y la TMB al MIS 5.

Palabras claves: Geomorfología; Cordillera de la Costa; Terrazas Marinas; Correlación Relativa.

ABSTRACT

The geomorphological analysis of the western coastline of the coastal range between 29°22'S and 29°35'S, in the northern zone of the Coquimbo mega cove, Coquimbo Region, has been studied with the aim of contributing to the understanding of the evolutionary dynamics of the coastal landscape that has modeled slope systems and glacis along with the insert marine terraces on the western side of the mountain range. Geomorphological maps were made on the basis of the analysis of the geological characteristics of the study area, and were developed through images, GIS processing, sedimentological analysis and field work. The results have shown that the study area has a heterogeneous geomorphology, associated with a very steep ridge flank, with inherited and current coastal forms in which the dynamics of the slope systems and the surf combined in a particular landscape which highlights the presence of to date unidentified marine terraces. From previous work carried out on coastal plains of northern Chile, with absolute dating of terrace levels, it was possible to make a correlation between heights and sedimentological composition and determine the existence of three levels of terraces identified as TMA (high marine terrace), TMM (middle marine terrace) and TMB (low marine terrace). According to the information available and through the correlation of absolute and relative data, it can be established that the TMA corresponds to MIS 11 or MIS 9; TMM to MIS 7; and TMB to MIS 5.

Key words: Geomorphology; coastal range; marine terraces; relative correlation.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

Agradecimientos	3
Resumen	4
Abstract	4
Índice de contenidos	5
Índice de figuras	7
Índice de tablas	8
Índice de anexos	9
CAPÍTULO I	
PRESENTACIÓN	
1.1 Introducción	10
1.2 Planteamiento del problema	11
1.3 Área de estudio	14
1.3.1 Características climáticas	16
1.3.2 Características hidrológicas	17
1.3.3 Características oceanográficas	18
1.4 Hipótesis	20
1.4.1 Antecedentes para formulación de hipótesis	20
1.4.2 Formulación de hipótesis	20
1.5 Objetivos	20
1.5.1 Objetivo general	20
1.5.2 Objetivos específicos	20
CAPÍTULO II	
ESTADO DEL ASUNTO	
2.1 Investigaciones geológicas y estructurales a nivel regional	21
2.2 Geomorfología costera regional	24
2.3 Evolución de terrazas marinas	26
2.3.1 Cambios climáticos y variaciones del nivel del mar	26
2.3.2 Tectónica regional y local	34
2.3.3 Formación de terrazas marinas	35
2.3.4 Terrazas marinas a lo largo de la costa árida y semiárida de Chile	46
CAPÍTULO III	
PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO	
3.1 Estructura metodológica general	60
3.2 Fase I: Identificar las unidades geológicas del Cordón Sarco en el flanco occidental de la Cordillera de la Costa.	60
3.2.1 Método para clasificación de unidades geológicas	61
3.2.2 Materiales para clasificación de unidades geológicas	61
3.2.3 Procedimientos y procesamiento de los materiales	61
3.3 Fase II: Identificar y analizar las unidades geomorfológicas del Cordón Sarco en el flanco occidental de la Cordillera de la Costa	62
3.3.1 Método para caracterización geomorfológica	62
3.3.2 Etapa de gabinete	62
3.3.3 Etapa de campo	63
3.3.4 Materiales para caracterización geomorfológica	64
3.3.5 Procedimientos y procesamiento de los materiales	65
3.4 Fase III: Determinar el ambiente de depositación de la cobertura sedimentaria de las unidades de terrazas marinas, a partir de funciones granulométricas conocidas.	66

3.4.1	Método para determinar la granulometría	66
3.4.2	Análisis granulométrico	66
3.4.3	Interpretación de la curva frecuencia acumulativa	67
3.4.4	Análisis estadísticos para la granulometría.	69
3.4.5	Parámetros estadísticos según Folk & Ward (1957)	69
3.4.6	Determinar ambiente depositacional	73
3.4.7	Materiales para determinar la granulometría	74
3.4.8	Procedimientos y procesamiento de los materiales	75
3.4.9	Etapa de terreno	75
3.4.10	Etapa de laboratorio	75
CAPÍTULO IV		
RESULTADOS		
4.1	Contexto geológico general del área de estudio	77
4.1.1	Según Emparán y Pineda (2000).	77
4.1.2	Según Creixell <i>et al.</i> (2012).	79
4.2	Caracterización geomorfológica del área de estudio	85
4.2.1	Morfotectónica de bloques	85
4.2.2	Sistema de vertientes	85
	a) Vertiente estructural concordante (Jurásico superior - Cretácico inferior ~ 145 - 130 Ma)	85
	b) Vertientes con influencia exógena de flanco activo con interfluvio en relieve ferales (Cretácico inferior ~ 130 Ma)	86
4.2.3	Formas depositacionales o de base de vertientes	87
	a) Conos aluviales	87
	b) Glacis (<i>Pediment</i>)	89
	c) Lechos torrenciales	90
	d) Lechos de acumulación actual	91
4.2.4	Geomorfología costera y litoral	93
	a) Terrazas marinas	93
	b) Ensenadas y playas	106
	c) Sistema dunario	115
	d) Acantilados (<i>cliff</i>) y paleo acantilados (paleo <i>cliff</i>)	117
	e) Promontorios rocosos o <i>stacks</i>	119
	f) Islas e islotes	119
4.3	Descripción de los componentes granulométricos de terrazas marinas y playas actuales	121
4.3.1	Componentes granulométricos de terraza marina alta (TMA)	121
	a) Granulometría de terraza marina alta (TMA)	121
	b) Curvas de frecuencia acumulada aritmética y log – probabilística para la terraza marina alta (TMA)	122
	c) Parámetros estadísticos para la terraza marina alta (TMA)	124
	d) Función discriminante lineal (FDL) y ambiente depositacional para la terraza marina alta (TMA)	126
4.3.2	Componentes granulométricos de terraza marina media (TMM)	126
	a) Granulometría de terraza marina media (TMM)	126
	b) Curvas de frecuencia acumulada aritmética y log – probabilística para la terraza marina media (TMM)	128
	c) Parámetros estadísticos para la terraza marina media (TMM)	132
	d) Función discriminante lineal (FDL) y ambiente depositacional para la terraza marina media (TMM)	134
4.3.3	Componentes granulométricos de playas actuales	135
	a) Granulometría de playas actuales	135
	b) Curvas de frecuencia acumulada aritmética y log – probabilística para playas actuales	137
	c) Parámetros estadísticos para playas actuales	140

d) Función discriminante lineal (FDL) y ambiente depositacional para playas actuales	141
CAPÍTULO V	
DISCUSIONES Y CONCLUSIONES	
5.1 Discusiones	142
5.1.1 Evolución geomorfológica de las terrazas marinas de la franja costera occidental del Cordón Sarco: Procesos y formas	142
a) Consideraciones evolutivas para la formación de las terrazas marinas	142
b) Aspectos morfológicos asociados a las terrazas marinas	144
c) Consideraciones granulométricas en la identificación de las terrazas marinas	145
5.1.2 Terrazas marinas: Hacia una datación relativa según dataciones absolutas en terrazas marinas del desierto costero	146
5.2 Conclusiones	149
Bibliografía	150
Anexos	159

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1 Área de estudio franja costera occidental del Cordón Sarco.	15
Fig. 2 Diagrama ombrotérmico del área de estudio Cordón Sarco (29°22' – 29°35').	17
Fig. 3 Carta batimétrica.	19
Fig. 4 Diferencia latitudinales entre los ángulos de subducción (<i>wadati – benioff</i>).	21
Fig. 5 Carta geológica y estructural de la región de Coquimbo.	22
Fig. 6 Sistema general de fallas sector norte de la Región de Coquimbo	23
Fig. 7 Bloque diagrama que representa a la región de costa abrasión y erosión tectónicas con bahía lobuladas protegidas. fuente: araya – vergara (1976).	25
Fig. 8 Estadios isotópicos maricos e interestadiales.	27
Fig. 9 Transición hace 2.58 Ma entre el Plioceno y el Cuaternario.	29
Fig. 10 Cronoestratigrafía del Cuaternario.	30
Fig. 11 Variación del nivel del mar durante los últimos 140 ka.	31
Fig. 12 Oscilación de las temperaturas en los últimos 400 mil años.	32
Fig. 13 Secuencia de terrazas marinas formadas por glacioeustatismo y alzamientos tectónicos.	36
Fig. 14 Esquema evolutivo de una secuencia de terrazas marinas y sus estados formativos asociados al glacioeustático y alzamientos tectónicos.	37
Fig. 15 Tipo de terrazas marinas.	38
Fig. 16 Proceso de formación de una terraza de abrasión marina durante una transgresión marina.	39
Fig. 17 Modelo evolutivo de terrazas marinas por Paskoff (1970).	40
Fig. 18 Morfología de terrazas de abrasión marina desarrolladas por procesos glacioeustáticos y tectónicos.	42
Fig. 19 Morfología de terrazas marina con depósitos desarrollados por procesos glacioeustáticos y tectónicos.	42
Fig. 20 Bloque diagrama de la paleo Bahía de Tongoy.	43
Fig. 21 Distribución de los principales depósitos sedimentarios costeros del Neógeno.	46
Fig. 22 Terrazas marinas de Hornito y Chacaya y Mejillones.	50
Fig. 23 Secuencia geomorfológica de terrazas marinas en Caldera y Bahía Inglesa.	53
Fig. 24 Perfil longitudinal de las cinco terrazas marinas ubicadas en la Bahía de Coquimbo.	56
Fig. 25 Bahía de Tongoy y la presencia de las terrazas marinas tanto en Altos de Talinay y en la Paleo Bahía de Tongoy.	59
Fig. 26 Interpretación de la curva de frecuencia acumulativa establecida por Visher (1969).	68
Fig. 27 Distribución gráfica del modelo de curva de Desviación Estándar (<i>Standard deviation</i>).	71

Fig. 28 Distribución gráfica del modelo de curva de Asimetría (<i>Skewness</i>).	72
Fig. 29 Distribución gráfica de modelo de curva de Curtosis (<i>Kurtosis</i>).	73
Fig. 30 Carta geológica. Sector norte de la hoja área La Serena – La Higuera.	79
Fig. 31 Carta geológica. Área Carrizalillo – El Tofo.	82
Fig. 32 Carta geológica de franja costera occidental del Cordón Sarco.	84
Fig. 33 Vertiente estructural concordante.	86
Fig. 34 Vertiente flanco de valle activo con interfluvio en relieve ferales.	87
Fig. 35 Conos aluviales coalescentes.	88
Fig. 36 Glacis (<i>Pediment</i>).	90
Fig. 37 Lechos torrenciales.	91
Fig. 38 Lecho de acumulación actual.	92
Fig. 39 Quebradas intermitentes con condición de torrencialidad.	92
Fig. 40 Terraza marina alta (TMA).	94
Fig. 41 Terraza marina media (TMM).	95
Fig. 42 Terraza marina baja (TMB) Ensenada Ramadilla.	97
Fig. 43 Terraza marina baja (TMB) Caleta Tinaja.	98
Fig. 44 Terraza marina baja (TMB) Caleta Cruz Grande.	100
Fig. 45 Terraza marina baja (TMB) Caleta Temblador.	102
Fig. 46 Terraza marina baja (TMB) Caleta Totoralillo Norte.	104
Fig. 47 Perfiles topográficos transversales correspondientes, (a) Ensenada Ramadilla; (b) Caleta Tinajas y (c) Caleta Cruz Grande.	105
Fig. 48 Perfiles topográficos transversales correspondientes, (a) Caleta Temblador y (b) Caleta Totoralillo Norte.	106
Fig. 49 Ensenada Ramadilla.	107
Fig. 50 Ensenada Caleta Tinajas.	108
Fig. 51 Ensenada Caleta Cruz Grande.	109
Fig. 52 Ensenada Caleta Temblador.	111
Fig. 53 Ensenada Caleta Totoralillo Norte.	112
Fig. 54 Ensenada El Olivo.	114
Fig. 55 Ensenada La Mostaza y Yervas Buenas.	114
Fig. 56 Duna en el sector de Punta Medanitos.	115
Fig. 57 Duna Ensenada Caleta Totoralillo Norte.	117
Fig. 58 Acantilados.	118
Fig. 59 <i>Stacks</i> .	119
Fig. 60 Islas e Islotes.	120
Fig. 61 Curva de frecuencia acumulada aritmética para la TMA.	122
Fig. 62 Curva de frecuencia acumulada log-probabilística para la TMA.	124
Fig. 63 Curva de frecuencia acumulada aritmética para TMM.	129
Fig. 64 Curva de frecuencia acumulada log-probabilística para TMM.	132
Fig. 65 Curva de frecuencia acumulada aritmética para las playas actuales.	137
Fig. 66 Curva de frecuencia acumulada log-probabilística para las playas actuales.	139
Fig. 67 Diagrama evolutivo de TMA, TMM y TMB.	143
Fig. 68 Bloque diagrama de las terrazas marinas y su relación con las variaciones glacioesutáticas.	147

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1 Montos de temperatura y precipitación promedio mensual de 1950 – 2000.	17
Tabla 2 Zonas batimétricas de los ambientes submarinos.	45
Tabla 3 Resumen de las terrazas marinas en Hornito y Chacaya.	48

Tabla 4 Resumen de las terrazas marinas en la Península de Mejillones.	49
Tabla 5 Resumen de las terrazas marinas en Caldera y Bahía Inglesa.	53
Tabla 6 Resumen de las terrazas marinas en la Bahía de Coquimbo.	57
Tabla 7 Resumen de las terrazas marinas en la Bahía de Tongoy.	59
Tabla 8 Fases metodológicas.	60
Tabla 9 Materiales usados para elaborar carta geológica.	61
Tabla 10 Materiales utilizados para elaborar carta geomorfológica	64
Tabla 11 Escala y clasificación distribucional de sedimentos según su tamaño y textura.	67
Tabla 12 Clasificación del tamaño de grano de acuerdo de la Desviación Estándar	70
Tabla 13 Clasificación del tamaño de grano de acuerdo de la Asimetría	71
Tabla 14 Clasificación del tamaño de grano de acuerdo de la Curtosis.	72
Tabla 15 Materiales utilizados para análisis granulométrico	74
Tabla 16 Coordenada UTM para sectores de extracción de muestras.	75
Tabla 17 Porcentaje del peso individual y acumulado para la granulometría de la TMA.	122
Tabla 18 Parámetros estadísticos de Folk & Ward (1957) para granulometría de la TMA.	125
Tabla 19 Ambiente depositacional según la FDL de Sahu (1964) para la TMA.	126
Tabla 20 Porcentaje del peso individual y acumulado para la granulometría de la TMM.	128
Tabla 21 Parámetros estadísticos de Folk & Ward (1957) para granulometría de la TMM.	134
Tabla 22 Ambiente depositacional según FDL de Sahu (1964) para la TMM.	135
Tabla 23 Porcentaje de peso individual y acumulado para la granulometría de las playas actuales.	136
Tabla 24 Parámetros estadísticos de Folk & Ward (1957) para granulometría de playas actuales.	141
Tabla 25 Ambiente depositacional según FDL de Sahu (1964) para las playas actuales.	141
Tabla 26 Correlación altimétrica y edades absolutas según estadios isotópicos marinos utilizados para la identificación de la TMA; TMM y TMB.	148

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1 Morfometría y morfodinámica de Ensenada Ramadilla.	159
Anexo 2 Morfometría y morfodinámica de Caleta Tinajas.	159
Anexo 3 Morfometría y morfodinámica de Caleta Cruz Grande.	160
Anexo 4 Morfometría y morfodinámica de Caleta Temblador.	160
Anexo 5 Morfometría y morfodinámica de Caleta Totalillo Norte.	161
Anexo 6 Ficha técnica con parámetros estadísticos de Folk & Ward (1957), para TMA en (a) Ensenada Ramadilla, caletas (b) Tinajas, (c) Cruz Grande y (d) Temblador.	162
Anexo 7 Ficha técnica con parámetros estadísticos de Folk & Ward (1957), para TMA en (a) Caleta Totalillo Norte y TMM para (b) Ensenada Ramadilla y (c y d) caleta Cruz Grande 1 y 2.	163
Anexo 8 Ficha técnica con parámetros estadísticos de Folk & Ward (1957), para la TMM en las caletas (a) Temblador y (b, c y d) Totalillo Norte 1, 2 y 3.	164
Anexo 9 Ficha técnica con parámetros estadísticos de Folk & Ward (1957), para las playas actuales de (a) Ensenada Ramadilla, caletas (b) Tinajas, (c) Cruz Grande y (d) Temblador.	165
Anexo 10 Características litológicas favorables para la evolución de terrazas marinas en roca extrusivas.	166
Anexo 11 Gastrópodos en TMA y TMM.	166
Anexo 12 Tasas de alzamientos tectónicos de terrazas marinas ubicadas al norte y sur del área de estudio.	167
Anexo 13 Cálculo de tasa de alzamiento para TMA, TMM y TMB.	168
Anexo 14 Carta geomorfológica franja costera occidental del Cordón Sarco (1:50.000).	169

CAPÍTULO I PRESENTACIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN

La presente memoria se inserta en el proyecto FONDECYT N° 1120234 “*Geodinámica y tendencia evolutiva del sistema litoral de la mega ensenada de Coquimbo: hacia una prognosis de amenazas naturales para escenarios de cambios ambientales endógenos y exógenos*”, que se enmarca en los sistemas litorales del semiárido de Chile, en la denominada Mega ensenada de Coquimbo, que abarca desde Tongoy hasta punta de Choros, teniendo como objetivo analizar la evolución de los grupos de formas que configuran la mega ensenada, a fin de poder establecer las condiciones de cambio y tendencias evolutivas, que permitan realizar una prognosis respecto a las amenazas de origen natural ante escenarios de cambio ambiental y tectónico.

De acuerdo con lo anterior la costa semiárida de Chile, es el reflejo fiel de la interacción entre procesos endógenos y exógenos responsables de la dinámica evolutiva de los paisajes heredados durante el Cuaternario y que configuran la morfología actual de la costa. Dentro de las formas más características productos de estos procesos se identifican las terrazas marinas, cuya importancia radica en la información sobre la evolución de la paleo dinámica costera, ya que evidencia las variaciones climáticas reflejadas en el comportamiento de los cambios del nivel del mar producto del glacioeustatismo y la presencia de formas desarrolladas de acuerdo a los cambios climáticos; de la misma manera es un registro de la actividad tectónica cuya manifestación se plasma a través de los alzamiento verticales durante la evolución del paisaje, lo que propicia la configuración y preservación de la morfología costera del semiárido (PASKOFF, 1970; ARAYA-VERGADA, 1976; ORTLIED y MACHARE, 1990; BIRD, 2008; SAILLARD, 2008; AGUILAR *et al.*, 2013; RODRIGUEZ *et al.*, 2013).

En base a lo anterior, la presente investigación tienen como objetivo analizar geomorfológicamente la dinámica evolutiva del flanco occidental de la Cordillera de la Costa correspondientes al Cordón Sarco entre los 29°22’S y lo 29°35’S, identificando y analizando las unidades geológicas y estructuras morfológicas del área de estudio. Para llevar a cabo el propósito de esta investigación el planteamiento metodológico que se utilizó se sustentó en la interpretación de las unidades geomorfológicas, recopilación de antecedentes bibliográficos y al uso de herramientas remotas y SIG. La actividad en terreno permitió validar los grupos de formas identificadas y a través de las muestras de sedimentos analizar los parámetros estadísticos según FOLK & WARD (1957) e identificar los ambientes depositacionales según la metodología de SAHU (1964).

Entre los principales resultados obtenidos destaca la identificación de una variada geomorfología que se encuentra desarrollado en la vertiente de la Cordillera de la Costa, donde una de las principales morfología corresponde a la identificación de tres niveles de terrazas marinas, denominados como TMA, TMM y TMB, las que fueron correlacionadas con los datos de dataciones absolutas realizadas en la costa norte de Chile y que permiten establecer la siguiente datación relativa: TMA de edad MIS 11; la TMM del MIS 7 y la TMB del MIS 5.

1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Chile, debido a su extensión latitudinal, que va desde los 18°S hasta los 56°S, alcanza aproximadamente 4.250 kilómetros, presenta una gran diversidad de paisajes geográficos, los cuales se expresan regional y localmente en escenarios morfológicos heterogéneos, derivada de la interacción océano-continente. Esta configuración geomorfológica, resultado de procesos endógenos y exógenos que en conjunto han regido dicha interacción, continúa su dinámica evolutiva y modelado resultante bajo ajustes y mecanismos propios del clima semiárido con influencia marina.

Dentro de los escenarios morfológicos que interactúan en Chile, las zonas costeras se caracterizan por la constante interacción entre distintos procesos y agentes, que confieren un importante dinamismo espacio temporal a las formas existentes (BIRD, 2008). Los procesos exógenos y endógenos que actúan, y han actuado, en la configuración del paisaje morfológico costero de Chile están asociados a la acción tectónica y a las variables climáticas, evidenciando en este último caso, costas con climas extremadamente áridos, de tipo mediterráneos, hasta costas con clima templado lluvioso (DÍAZ-NAVEAS Y FRUTOS, 2010). La acción tectónica, producto de la zona de subducción hasta los 47°S entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana, se convierte en el agente que explica la configuración estructural de las diversas zonas costeras de Chile (PASKOFF 1978 en DÍAZ-NAVEAS Y FRUTOS, 2010).

La actividad tectónica y las condiciones climáticas, tienen su expresión en el dominio costero, con la formación y evolución de la denominada Cordillera de la Costa o *Coastal Range*, producto de procesos de solevantamiento continental, y de los mecanismos físicos y químicos de meteorización y erosión superficial.

Dentro de los componentes geomorfológicos costeros, la formación y presencia de terrazas marinas, se convierte en un importante marcador geomorfológico que proporciona variada información sobre la paleo dinámica costera (SAILLARD, 2008). Estas se utilizan como evidencias del solevantamiento de la costa, a lo largo del margen activo en ~ 1 Ma, dado que son los registros de los cambios del nivel del mar en una costa sujeta a movimientos verticales (ORTLIEB Y MACHARE, 1990; SAILLARD, 2008; SAILLARD *et al.* 2011). Los distintos niveles de las terrazas marinas, muestran que los diferentes movimientos glacioeustatismo son a escala global, mientras que los procesos tectónicos tienen un carácter regional o local.

Los registros del carácter regional y local de la acción tectónica en la formación y conservación de las terrazas marinas, se han descrito en algunas investigaciones realizadas en la costa de Chile, especialmente en las regiones del dominio árido y semiárido. Ejemplo de ello son los trabajos realizados por ORTLIEB *et al.* (1996); MARQUARDT (2005) y QUEZADA (2006) en el sector de la Península de Mejillones, donde se analizaron y dataron las terrazas marinas más septentrionales formadas por sedimentos correspondientes al periodo Neógeno. En el sector de Caldera y Bahía Inglesa, MARQUARDT *et al.* (2004) y QUEZADA *et al.* (2007), describen, analizan y datan la secuencia de terrazas marinas más altas y mejor conservadas en Chile.

LE ROUX *et al.* (2004; 2005) describe y data las terrazas del sector de Carrizalillo, donde identifica los depósitos sedimentarios más septentrionales de la Formación Coquimbo. En el sector de La Serena, Coquimbo y La Herradura HERM y PASKOFF (1967, en PASKOFF, 1999) y PASKOFF (1970), realizan las primeras investigaciones destinadas al reconocimiento de la secuencia de terrazas marinas, además, el trabajo de PASKOFF (1970), constituye la principal y más completa descripción y análisis geomorfológico realizado en el semiárido de Chile. En el sector de Tongoy y Altos de Talinay las investigaciones de OTA y PASKOFF (1993); OTA *et al.* (1995), LE ROUX *et al.* (2006) SAILLARD (2008; *et al.*, 2009; *et al.*, 2011, *et al.*, 2012), PFEIFFER (2011) y RODRÍGUEZ *et al.* (2013), son de gran importancia por la descripción, análisis, determinación de la tasa de alzamiento y datación de las terrazas marinas, así como también comprender el comportamiento diferencial de las terrazas marinas de la paleo bahía cenozoica asociadas al *headland* de Altos de Talinay y a la influencia de la subducción de la Dorsal de Juan Fernández. Estos autores avanzan también en la identificación de formas costeras como son los *beach ridge* en la terraza marina holocénica. SOTO *et al.*, (2014) han realizado estudios relacionados a la evolución de conos aluviales, *pediments* y pedogénesis.

REGARD *et al.*, (2010) analiza y utiliza el término de la formación de “rasas”, para referirse a la superficie de las terrazas de abrasión marinas que van desde el sur del Perú (15,7°) hasta La Serena (30°), esta investigación analiza, data y determina la tasa de alzamiento de las terrazas de abrasión marinas esculpidas en las secciones que no presentan una bahía y península (*headland*) importante en el *coastal range* y la línea litoral.

A estas investigaciones se suman las publicaciones de las cartas geológicas de EMPARÁN Y PINEDA (2000 y 2006), donde se describen la Formación Coquimbo como unidad sedimentaria que conforman las terrazas marinas, en la costa de un ambiente semiárido.

Otro elemento que presentan las diferentes investigaciones señaladas anteriormente es la evolución en los procesos de datación de estas terrazas marinas, comenzando con dataciones relativas, analizando comparativamente la estratigrafía, sedimentología y paleontología, hasta obtener edades precisas con métodos de datación absoluta como son ^{14}C , ^{10}Be , U-Th y ^{21}Ne (QUEZADA *et al.*, 2007; SAILLARD, 2008; SAILLARD *et al.*, 2012 y PFEIFFER, 2011).

Las investigaciones mencionadas, muestran y describen la existencia de diferentes niveles de terrazas marinas a lo largo de la costa del norte de Chile, estas fueron modeladas en los últimos 2.58 Ma, durante el Cuaternario. Estas terrazas marinas presentan una importante correlación morfoestratigráfica debido a que los depósitos de las terrazas marinas sedimentarias corresponden a sedimentos del periodo Neógeno (Mioceno – Plioceno), recibiendo su nombre, a partir de su ubicación geográfica, como ocurre con la Formación Caldera – Bahía Inglesa, Formación Coquimbo y en el centro sur la Formación Navidad (LE ROUX *et al.*, 2006). Aloestratigráficamente existe también una correlación entre ellas, dado que los estudios anteriormente señalados, indican que los diferentes movimientos glacioeustáticos, sumado a los procesos de alzamiento tectónicos, tanto regional como local, muestran niveles de terrazas marinas con alturas similares, como son los casos de Caldera y Bahía Inglesa, La Serena y las terrazas de la Bahía de Tongoy y Altos de Talinay.

Bajo este escenario y en el marco de la investigación propuesta por el proyecto FONDECYT N° 1120234, que comprende la mega ensenada de Coquimbo, se seleccionó como área de estudio la franja costera comprendida entre Punta Chungungo y Punta Negra (29°13' – 30°15' S), zona de transición entre el dominio climático árido y semiárido. Ésta se caracteriza por el predominio de una costa rocosa acantilada, donde se identifican niveles de terrazas marinas, las cuales evidencian la acción tectónica y glacioeustática en la formación y evolución de éstas, así como también la presencia de cinco ensenadas que albergan playas de tipo arenosas y de gravas.

Los antecedentes que permiten justificar la presente investigación, son principalmente la falta de estudios geomorfológicos que expliquen la evolución y forma de la terrazas marinas, ya que sólo los Estudios de Impactos Ambientales (EIA) del proyecto termoeléctrico de Barrancones, ubicado en el sector de Ensenada Ramadilla (29°24'S), el Puerto de la mina La Dominga en el sector de Caleta Totoralillo Norte (29°29'S) y el Plan Regulador Comunal de La Higuera, entregan información parcial y muy preliminar sobre la geomorfología de esta franja costera.

A la falta de investigaciones geomorfológicas detalladas en esta franja costera, se suma la inexistencia de una carta geológica única que abarque completamente al área de estudio, así como también la uniformidad en las formaciones, estructura y escala, contando sólo con tres cartas geológicas que integran el área de estudio, pero que hacen énfasis en distintas características del área y de manera diferenciada. En el caso de la carta más antigua, de MOSCOSO *et al.* (1982), a escala 1:250.000, sólo se logran identificar grandes formaciones rocosas volcánica y plutónicas y no depósitos sedimentarios Holocénica. Las cartas de EMPARÁN y PINEDA (2000) y CREIXELL *et al.* (2012), escalas 1:100.000, permiten reconocer más grupos de depósitos, especialmente los aluviales, coluviales y litorales a lo largo de la franja costera. Sin embargo, ambas cartas no abarcan complemente la zona de investigación, ya que la primera integra la zona sur y la otra la zona norte, siendo su límite Caleta Totoralillo Norte. A esta diferencia se suma la falta de una nomenclatura e identificación única de formaciones en ambas cartas, que genera complejidad y dificultad al momento de caracterizar geológica y geomorfológicamente el área de estudio. Ejemplo de ello es lo ocurrido con la Formación Coquimbo, que sólo se describe para el área de estudio en la carta de EMPARÁN Y PINEDA (2000), y que complementa con los trabajos de LE ROUX *et al.* (2004; 2005 y 2006), pero la carta de CREIXELL *et al.* (2012), en la zona norte del área de estudio, no identifica si los depósitos marinos identificados son de la Formación Coquimbo.

En cuanto a las investigaciones anteriormente señaladas, tanto en ambientes áridos y semiáridos, los estudios sobre terrazas marinas reconocen dos categorías: la primera, corresponde a las terrazas de abrasión marina y la segunda a las terrazas marinas sedimentarias (SAILLARD, 2008). Ambos tipos de terrazas marinas son estudiadas de forma independiente en los ambientes de bahías y penínsulas, respecto a sus niveles, unidades geológicas y tasas de alzamientos, como ocurre en las zonas de las Bahías de Mejillones; Caldera – Bahía Inglesa; Carrizalillo; La Serena; Tongoy y Altos del Talinay. Esto se debe a que en las penínsulas, los estudios son dirigidos a las terrazas de abrasión marinas, y en las bahías a las terrazas marinas sedimentarias, como ocurre en la Bahía de Tongoy. No obstante, el trabajo de SAILLARD *et al.* (2012), analiza y correlaciona ambos tipos de

terrazas marinas, donde se establece que la correlación de los diferentes niveles se encuentra determinada por la acción de la Dorsal de Juan Fernández (LE ROUX *et al.*, 2005).

En consecuencia a lo anterior, se propone desarrollar una investigación descriptiva y explicativa sobre la evolución geomorfológica de la franja costera entre Punta Chungungo y Punta Negra (29°13' – 30°15' S), en función al desarrollo y evolución de las terrazas marinas y a los procesos de depositación subaéreos que modelaron las bases del flanco del *Coastal Range* en su vertiente occidental durante el Cuaternario.

1.3 ÁREA DE ESTUDIO

La Mega ensenada de Coquimbo, se extiende desde los 29°13'00"S hasta los 30°15'00"S, abarcando tres comunas costeras de la Región de Coquimbo, como son La Higuera, La Serena y Coquimbo (VILLAGRAN, 2007).

Dentro de las comunas señaladas, el área de estudio del presente trabajo de investigación se encuentra a 50 Km. al norte de la ciudad de La Serena, y se emplaza en el sector costero de la comuna de La Higuera, entre las ensenadas de Choros y Caleta de Horno. Su ubicación dentro de la mega ensenada de Coquimbo, la sitúan en el sector norte de la ensenada.

Específicamente su posición latitudinal comprende desde los 29°22'S hasta 29°35'S, abarca desde el sector de Punta Chungungo hasta el sector de Punta Negra, longitudinalmente la sección costera comprende todo el sector del margen occidental del Cordón Sarco (71° 15'O), perteneciente al segmento occidental del bloque andino, de la Cordillera de la Costa (Fig. 1).

En relación a las dimensiones que abarca la sección en estudio, esta cubre una superficie total de 121,97 Km², lo que equivale a 12.196,75 hás. La distancia de la línea de costa entre Punta Chungungo y Punta Negra, presenta una extensión de 67,11 Km.

A lo largo de los 67.11 Km de línea de costa se desarrollan principalmente cinco ensenadas que albergan playas de tipo arenosas y de rodados. Las ensenadas con presencia de playa arenosa son dos: Caleta Tinajas¹, localmente conocida como Playa Chungungo Viejo, y ensenada Caleta Temblador, también conocida como Playa Temblador. En cuanto a las ensenadas con playas de rodados son tres y corresponden a Ensenada Ramadilla, Caleta Cruz Grande y finalmente Caleta Totoralillo, conocida como Playa Totoralillo Norte. De menor dimensión y como caso puntual se encuentra la ensenada EL Olivo, donde la quebrada del mismo nombre en su desembocadura presenta una playa de gravas.

El acceso al área de estudio se realiza principalmente por dos vías, las cuales conectan con el eje principal Panamericana (Ruta 5). La primera de ella en sentido norte sur de la Ruta 5, se conecta con la ruta D-180, vía de acceso que cruza de Este (E) a Oeste (W) el Cordón Sarco y también corresponde a la entrada de la mina El Tofo. Este acceso termina al conectarse con la ruta D-190.

¹ Los nombre de las ensenadas como de los distintos lugares indicados en la carta de área de estudio corresponde a lo entregado por las cartas topográficas D-039 y D-045 del IGM, escala 1:50.000.

ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA SECCIÓN OCCIDENTAL DEL CORDÓN SARCO:
IDENTIFICACIÓN DE TERRAZAS MARINAS · REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE

Esta última ruta (D-190), comienza al sur del área de estudio y conecta con la ruta 5 antes de subir la cuesta Buenos Aires. Esta vía recorre gran parte del área y finaliza en el sector del poblado de Chungungo y Cruz Grande.

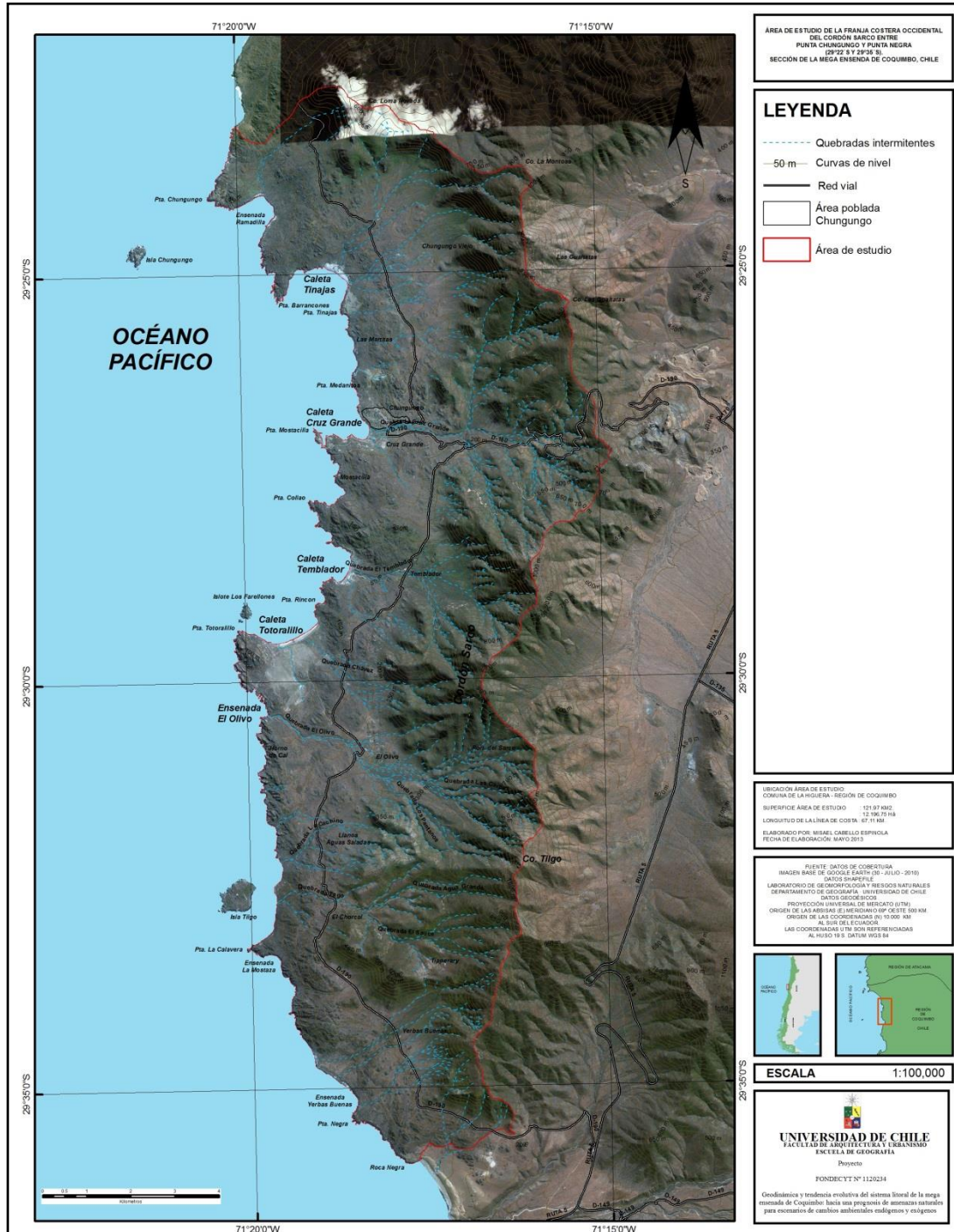


Fig. 1 Área de estudio franja costera occidental del Cordón Sarco, entre Punta Chungungo y Punta Negra (29°22' S Y 29°35' S). Sección de la Mega Ensenada de Coquimbo, Chile. **Fuente:** Proyecto 1120234.

1.3.1 CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS

Las características climáticas del área de estudio, se enmarcan en la zona de transición entre el clima mediterráneo desértico y semi-desértico (NOVOA Y LÓPEZ, 2001; AGUILAR *et al.*, 2013), presentando diferentes matices como: húmedo y nuboso en el litoral, y estepario cálido en el interior (NOVOA Y LÓPEZ, 2001). El clima correspondiente según la clasificación de KÖPPEN, es de tipo desértico costero con nubosidad abundante BWn² (NOVOA Y LÓPEZ, 2001). Sus características se deben a la influencia del anticiclón del pacífico, provocando un permanente bloqueo de las depresiones frontales que causan lluvias. No obstante, el desplazamiento del anticiclón, permite el ingreso entre los meses de mayo y agosto de precipitaciones de origen frontal o post-frontal (ANTONIOLETTI *et al.*, 1972).

La falta de estaciones meteorológicas cercanas a la franja costera, no permiten obtener datos fidedignos de los factores climáticos incidentes en el área de estudio como son la humedad, las temperaturas y las precipitaciones. Esta misma situación se presentó en Caleta Horno, donde AMAYA (2013), utilizó la información del programa WORLDCLIM (HIJSMAN *et al.* 2005), programa que contiene datos climáticos globales de los últimos 50 años (1950 – 2000).

De acuerdo con los datos climáticos obtenidos por WORLDCLIM para el área de estudio, las temperaturas medias mensuales para los últimos 50 años, es de 14,1°C. Su distribución anual concentra en los meses de octubre a marzo una temperatura promedio de 16,6°C, presentando las máximas temperaturas en el mes de febrero de 18,3°C. Para los meses de abril a septiembre el promedio anual es de 12,8°C, concentrando en el mes de julio las temperaturas más bajas de 11,76°C.

Las precipitaciones promedio mensual entre 1950 hasta el año 2000 para la franja costera fue de 6.0 mm. De acuerdo a su distribución mensual, para el periodo de otoño e invierno el promedio es de 11.6 mm, siendo los meses de mayo a agosto donde se concentran las mayores precipitaciones, con un promedio de 15.5 mm. Para el periodo de primavera verano el promedio de precipitaciones es de 0.5 mm, donde los meses de diciembre, enero y febrero no registran precipitación (0.0 mm). En cambio, en los meses de marzo, octubre y noviembre las precipitaciones alcanzan un monto promedio de 0.9 mm.

La tabla 1 muestra la distribución de los montos mensuales de temperatura y precipitaciones desde 1950 hasta 2000 para el área de estudio, así mismo la figura 2 representa gráficamente la distribución de los montos mediante un diagrama ombrotérmico.

² Definido como un clima donde capa de aire en contacto con el mar frío adyacente a la costa es comprimido por el aire subsidente, seco y recalentado, estableciéndose de esta forma "dos capas de aire perfectamente definidas y netamente separadas" (ANTONIOLETTI *et al.*, 1972), este tipo de clima se caracteriza por sus temperaturas media mensuales que varían entre 10 y 20° C, lo que determina que todo el año se ofrezca desarrollo vegetativo potencial, esto es, temperaturas superiores a 10° C; una alta humedad relativa media (siempre superior a 65%) y más de 100 días nublados al año (PRC LA HIGUERA, 2004).

TABLA 1 Montos de temperatura y precipitación promedio mensual de 1950 – 2000.

°C/Pp.	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
°C	18.1	18.3	17.0	17.9	13.4	12.0	11.7	12.0	12.9	13.9	15.6	17.0
Pp. (mm)	0.0	0.0	0.5	2.8	14.0	20.0	16.1	11.8	4.7	2.0	0.3	0.0

FUENTE: Elaboración propia en base a los datos de *WorldClim*.

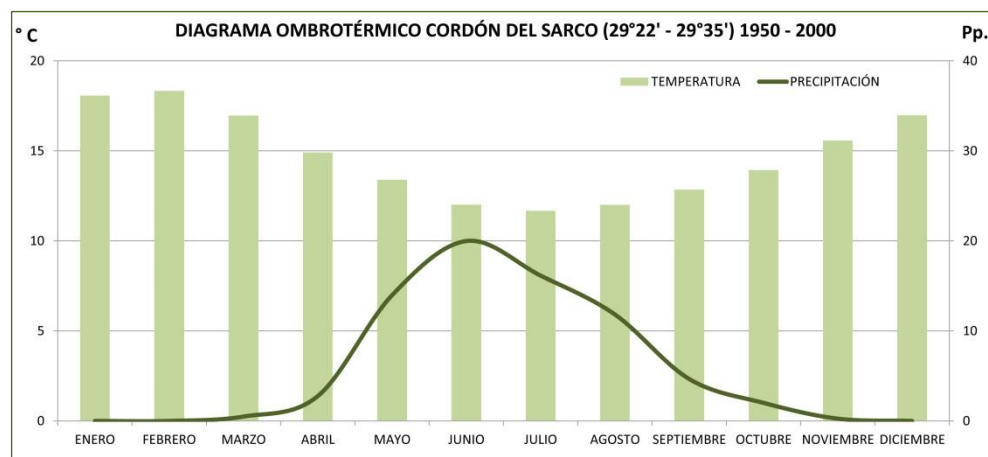


Fig. 2 Diagrama Ombrotérmico del área de estudio Cordón Sarco (29°22' – 29°35'). La información obtenida corresponde a imágenes *raste* descargadas del sitio web *WorldClim* sobre Temperatura (°C) y Precipitaciones (Pp.) entre los años 1950 y 2000. FUENTE: Elaboración propia en base a los datos de *WorldClim*.

1.3.2 CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS

La información hídrica del área de estudio corresponde sólo las quebradas, los cuales son identificados de acuerdo a la carta topográfica IGM (1:50.000), fotos áreas e imágenes satelitales de Google Earth. En sentido norte sur son, la Quebrada Cruz Grande (2.229 Km.); la Quebrada El Temblador (1.073 Km.); la Quebrada Chávez (1.647 Km.); la Quebrada El Olivo (3.510 Km.), está quebrada nace de la confluencia de dos quebradas como son la Quebrada Las Carpas (3.186 Km.) y la Quebrada Los Pantanos (2.314 Km.); la Quebrada La Cachino (1.814 Km.); la Quebrada Tilgo (2.300 Km.), nace de la confluencia de las quebradas Agua Grande (1.208 Km.) y El Sauce (1.435 Km.); finalmente la Quebrada Yervas Buenas (1.533 Km.). Estas quebradas interiores del dominio de media montaña, cuyos depósitos aparentemente estables, se activarían producto de un cambio de su actual sistema morfoclimático a uno más lluvioso, provocando que sus materiales desagregados y almacenados por largo tiempo, se ponen violentamente en movimiento (FERRANDO Y MUÑOZ, 1977).

1.3.3 CARACTERÍSTICAS OCEANOGRÁFICAS³

Las condiciones oceanográficas de la zona costera de la Región se caracterizan por su alta variabilidad espacio-temporal, la que ha sido atribuida al efecto de la batimetría y vientos que la afectan (MORAGA *et al.*, 1994 en EIA-CTB, 2007).

Según VILLAGRAN (2007) destaca la importancia de la batimetría, en donde la isobata de 100 m sería el límite de las pequeñas bahías que conforman entre sí una gran bahía, la cual estaría limitada en el norte por Punta Choros y Punta de Vaca por el sur. Desde el punto de vista batimétrico, esta gran bahía, estaría limitada por la isobata 1.000 m.

La información batimétrica entregada en VILLAGRAN (2007), abarca de modo general toda la mega ensenada de Coquimbo, desde la Bahía Los Choros hasta la Bahía de Tongoy (Fig. 3), comprendiendo en su sección norte el área de estudio del presente informe.

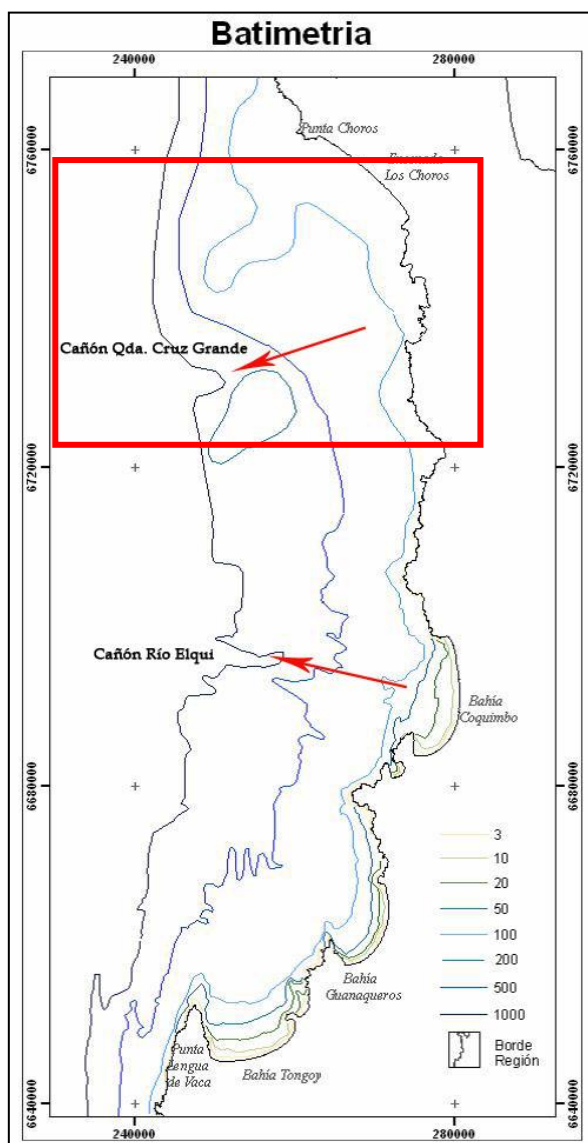
En relación a los aspectos oceanográficos entre estas bahías, específicamente en cuanto al régimen térmico estacional, se identifica la presencia de inversiones térmicas y salinas, las cuales serían generadas por la aparición de ondas internas de diferentes periodos y variaciones en la posición del frente de masas de agua, bajo los 50 m se encuentran aguas de mayor salinidad, asociadas a bajos contenidos de oxígeno y alto contenido de nutrientes, los cuales penetran a las bahías principalmente debido a las mareas y cambios en la circulación en general (ALARCÓN, 1975 en VILLAGRAN, 2007).

Al acercarse a la zona de estudio, JOHNSON *et al.*, (1980 en EIA-CTB, 2007) señala que ésta se caracteriza por presentar una orientación de los vientos SW y una plataforma continental estrecha. Estas características dada su cercanía a la zona de surgencia, podrían condicionar a este sector como una zona de relevancia en la producción biológica dentro del Sistema de la Corriente de Humboldt, rasgo ampliamente reconocido para los márgenes costeros del Pacífico Sur.

De acuerdo al PRC LA HIGUERA (2004), la localidad de Chungungo, se calificada como un sector de Riesgo Alto por Mareas y Riesgo Bajo para Tsunamis (RMaTb) según los parámetros de riesgos asociados a procesos oceanográficos. En el caso de tsunami, la localidad cuenta con la presencia del molo de la dársena de Cruz Grande, el cual se presenta como una barrera artificial otorgando a esta localidad una baja vulnerabilidad.

Al frente de la localidad de Chungungo, la morfología submarina presenta un cañón que corresponde a la prolongación de la Quebrada Cruz Grande y a su valle asociado a la localidad. Esta morfología submarina lleva a que esta localidad se encuentre con mayor riesgo a las mareas (PRC LA HIGUERA, 2004).

³ Lo referido a esta información se obtuvo en base a la información entregada por la Memoria explicativa del Plan Regulador Comunal de la Higuera (PRC, 2004), por VILLAGRAN (2007) y por el EIA-CTB (2007).



Batimetría correspondiente a la zona frente de la línea de costa del área de estudio.

Fig. 3 Carta batimétrica. Condiciones oceanográficas de la Mega ensenada de Coquimbo.

Fuente: VILLAGRAN (2007), en base a MORAGA Y OLIVARES, (1993).

1.4 HIPÓTESIS

1.4.1 ANTECEDENTES PARA FORMULACIÓN DE HIPÓTESIS

La terrazas marinas son un marcador geomorfológico que proporciona variada información sobre la paleo dinámica costera (SAILLARD, 2008), y se utiliza como importante testigo para cuantificar el sollevamiento de la costa, a lo largo de los márgenes activos en aproximadamente 1 Ma. De igual forma, son las huellas de los cambios del nivel del mar en una costa sujeta a movimientos verticales (ORTLIED y MACHARE, 1990; SAILLARD, 2008; SAILLARD *et al.* 2011), dado que su formación es el resultado de la interacción entre alzamiento tectónico y las variaciones glacioeustáticas del nivel del mar (QUEZADA *et al.*, 2007).

Los trabajos realizados en el semiárido por PASFOKK (1970); OTA Y PASKOFF (1993); OTA *et al.* (1995); LE ROUX *et al.* (2004; 2005 y 2006); SAILLARD (2008; *et al.*, 2009; 2011 y 2012); REGARD *et al.* (2010); PFEIFFER (2011) y RODRÍGUEZ *et al.* (2013), sobre terrazas marinas han permitido principalmente identificar qué tipo de terrazas marinas son, a qué formación corresponden, cuantos niveles de terrazas presentan, sus tasas de alzamientos y datar la antigüedad de estas.

1.4.2 FORMULACIÓN DE HIPÓTESIS

El reconocimiento de los grupos de formas y las condiciones dinámicas actuales del paisaje permiten establecer las condiciones de construcción de terrazas marinas en la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa de la Región de Coquimbo durante el Cuaternario.

1.5 OBJETIVOS

1.5.1 OBJETIVO GENERAL

Analizar la geomorfología de la franja costera centrada en las terrazas marinas del Cordón Sarco desde una perspectiva dinámica y evolutiva.

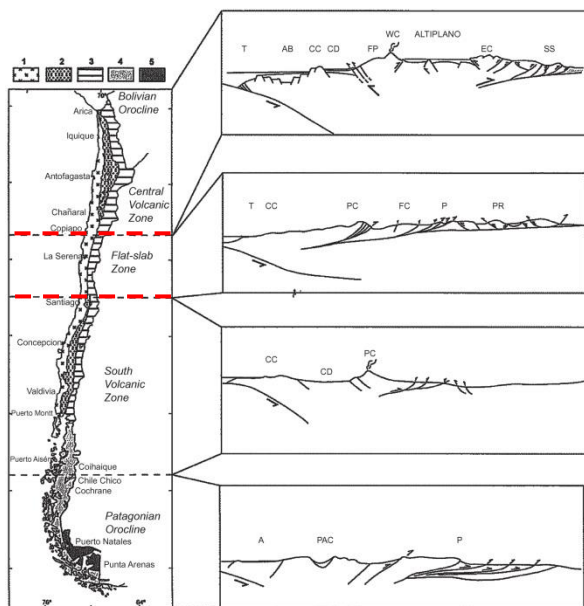
1.5.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- 1) Identificar las unidades geológicas y geomorfológicas del Cordón Sarco, en la Cordillera de la Costa.
- 2) Establecer las relaciones dinámicas y evolutivas existentes entre unidades geomorfológicas en el Cordón Sarco.
- 3) Determinar el ambiente de depositación de la cobertura sedimentaria de las unidades de terrazas marinas, a partir de funciones granulométricas conocidas.

CAPÍTULO II
ESTADO DEL ASUNTO

2.1 INVESTIGACIONES GEOLÓGICAS Y ESTRUCTURALES A NIVEL REGIONAL

El área de estudio se encuentra en el segmento andino ubicado entre los 27° y 32° Sur, correspondiente al antearco de los Andes, y a la zona de subducción denominada *flat – slab* (Fig. 4), que se caracteriza por presentar un ángulo de subducción menos pronunciado en comparación al norte y al sur de este segmento (CAHILL y ISACKS, 1992 en CHARRIER *et al.*, 2007). Este segmento está formado por la Cordillera de los Andes o Principal y la Cordillera de la Costa (AGUILAR *et al.* 2013). En lo referente al desarrollo tectónico, este segmento presenta a lo menos dos factores que pueden haber contribuido al alzamiento y la configuración del paisaje regional, el primero, es el aumento de la convergencia de placas durante el Oligoceno (PILGER *et al.*, 1984; WORTEL, 1984; PARDO-CASAS y MOLNAR, 1987; SOMOZA, 1998; KENDRICK *et al.*, 2003 en AGUILAR *et al.* 2013) y la migración norte a sur de la subducción de la Dorsal de Juan Fernández, ocurrida entre los 16 y 12 Ma (YAÑEZ *et al.*, 2001 en AGUILAR *et al.*, 2013).



Las unidades morfo estructurales:

(1) Cordillera de la Costa (27° y 33°S); (2) Depresión Central; (3) Antearco Precordillera y la Cordillera Occidental (18° y 27°S), alta Cordillera de los Andes (27° y 33°S), Cordillera Principal (33°S y 42°S); (4) Cordillera Patagónica; (5) Ante país andino en la cordillera patagónica austral.

Abreviaturas

(AB) Cuenca Arica; (CC) Cordillera de la Costa; (CD) Depresión Central; (CE) Cordillera Oriental; (FC) Frontal Cordillera; (FP) Antearco Precordillera; (P) Precordillera (entre 27° - 33°S); (PA) Archipiélago de la Patagonia; (PAC) Cordillera Patagónica; (PC) Cordillera Principal; (PR) Sierras Pampeanas; (SS) Subandinas Sierras; (T) Trinchera; (WC) Cordillera Occidental.

Fig. 4 Diferencia latitudinales entre los ángulos de subducción (*Wadati – Benioff*). Las líneas segmentadas (rojas) muestran las zona de subducción denominada *Flat – Slab*, donde su ángulo de *Wadati – Benioff* es más plano en comparación con las zonas que están más al norte y al sur de las líneas segmentadas. **Fuente:** CHARRIER *et al.* (2007).

La Cordillera de la Costa, presenta una variedad de unidades geológicas (Fig. 5), la más antigua de estas unidades, conformada por rocas metamórficas y volcánico-sedimentarias del Paleozoico superior, y sobre estas rocas, sobreyacen discordantemente rocas sedimentarias marinas silicoclásticas y volcánicas andesíticas, con edades entre el Triásico Medio-Lías y Cretácico inferior (AGUILAR *et al.*, 2013), correspondiente a las formaciones Cifuncho, Pan de Azúcar y la Negra (SUÁREZ *et al.*, 1985 en AGUILAR *et al.*, 2013).

Las rocas intrusivas de este segmento se encuentran constituidas por extensos complejos plutónicos cuyas edades van desde el Triásico Superior al Cretácico Inferior, y representan una gran variedad petrográfica entre gabros a granitos; la disposición de esta unidad corresponde a una franja elongada de dirección NNE-SSW, paralela al segmento más austral del Sistema de Fallas de Atacama (AGUILAR *et al.*, 2013).

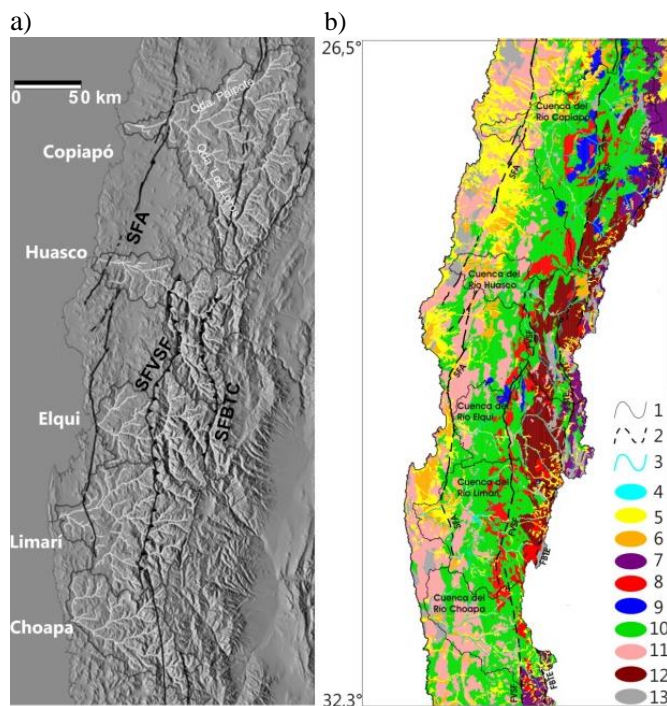


Fig. 5 Carta Geológica y estructural de la región de Coquimbo: **(a)** Sistema de fallas que se presentan en la zona del *Flat - Slab*: **(SFA)** Sistema de Fallas de Atacama; **(SFVSF)** Sistema de Fallas Vicuña - San Félix; **(SFBTC)** Sistema de Fallas Baños del Toro Choyai. **(b)** Marco geológico regional de los Andes semiáridos, las principales unidades geológicas son: **(1)** Límite de cuencas; **(2)** Principales sistemas de fallas; **(3)** Red fluvial; **(4)** Lagos, embalses y vegas; **(5)** Plio-cuaternario no diferenciado; **(6)** Gravas y sedimentos Miocenos; **(7)** Volcanismo Oligoceno-Mioceno; **(8)** Intrusivo Paleoceno-Eoceno; **(9)** Volcanismo Paleoceno-Eoceno; **(10)** Volcánico-sedimentario Mesozoico; **(11)** Intrusivos Mesozoicos; **(12)** Intrusivos Paleozoico; **(13)** Paleozoico no diferenciado). **Fuente:** SERNAGEOMIN (2003 en AGUILAR *et al.*, 2013).

Relacionado al marco geológico estructural que afecta principalmente al norte de Chile, correspondiente al Sistema de Fallas de Atacama, la estructura más importantes de los Andes Centrales, con una extensión de ~ 1000 km, que va desde Iquique hasta La Serena, su activación comenzó durante el Mesozoico (Jurásico-Cretácico), presenta un desplazamiento con rumbo siniestral, dando origen a estructuras de más 60 km de largo. Este sistema representa el eje del arco magmático Jurásico-Cretácico que facilitó el emplazamiento de los complejos plutónicos y secuencias volcánicas (GARCIA, 1967 en AGUILAR *et al.*, 2013). Este sistema es la mayor estructura que controla la geomorfología de la Cordillera de la Costa en el norte de Chile (ALMONACID, 2007; RIQUELME *et al.*, 2003; 2007 en AGUILAR *et al.*, 2013).

De acuerdo con los trabajos realizados por EMPARÁN y PINEDA (2000), ARANCIBIA (2004 en CHARRIER *et al.*, 2007) y EMPARÁN y PINEDA (2005 en CHARRIER *et al.*, 2007), la región norte y sur de la costa de La Serena, y entre Los Vilos y Los Molles (29°30'S – 32°S), han permitido identificar un nuevo segmento del Sistema de Falla de Atacama que es denominado Romeral – La Silla del Gobernador, y que se agrega a los segmentos antes reconocidos⁴.

⁴ Principales segmentos del gran Sistema de Fallas de Atacama y vestigio de esta estructura, subdividido en tres grandes segmentos curvos y cóncavos hacia el oeste. De norte a sur, son segmentos Salar del Carmen, Paposo y El Salado-

La descripción de EMPARÁN y PINEDA (2000), señala como principal estructura regional cercana a la línea de costa la Zona de la Falla Romeral (Fig. 6a), su rumbo es en sentido norte – sur. La presencia de esta estructura marca un cambio notable en las edades y características litológicas de las unidades que afloran hacia ambos lados de la zona de falla, separando en dos dominios estructurales; **(a)** Dominio Costero y **(b)** Dominio Occidental. En función al área de investigación corresponde al dominio costero, se encuentra al oeste de la zona de falla, se caracteriza por estar compuesto por rocas intrusivas del Jurásico – Cretácico inferior y afloramientos del Complejo Volcánico Aguas Saladas del jurásico.

CREIXELL *et al.* (2012), identifican y describen cuatro segmentos de fallas⁵ entre los 29°00'S y los 29°30'S (Fig. 6b), y que se encuentran asociados al sistema de fallas El Salado; estos segmentos de fallas que presentan un rumbo NNE – SSW, afectan principalmente a rocas intrusivas y volcánicas del Cretácico inferior, y en menor proporción a rocas Paleozoicas, Triásicas y Jurásicas. El Sistema de Falla El Tofo (SFET), es el segmento que se presenta en el área de investigación, caracterizado por ser un conjunto de fallas frágiles a frágiles dúctiles, con rumbos variados entre NNE – SSW; N – S Y WNW – ESE. La traza de falla dentro de este sistema con más extensión, corresponde a la falla El Tofo (18 km al sur de la Quebrada Los Choros), traza que presenta un sector norte con un progresivo desplazamiento normal, mientras que al sur, un movimiento siniestral, cuyo episodio de transpresión son datado por medio de ⁴⁰Ar/³⁹Ar en actinolita con edades de 121.9±1.5 y 121.9±1.5 Ma.

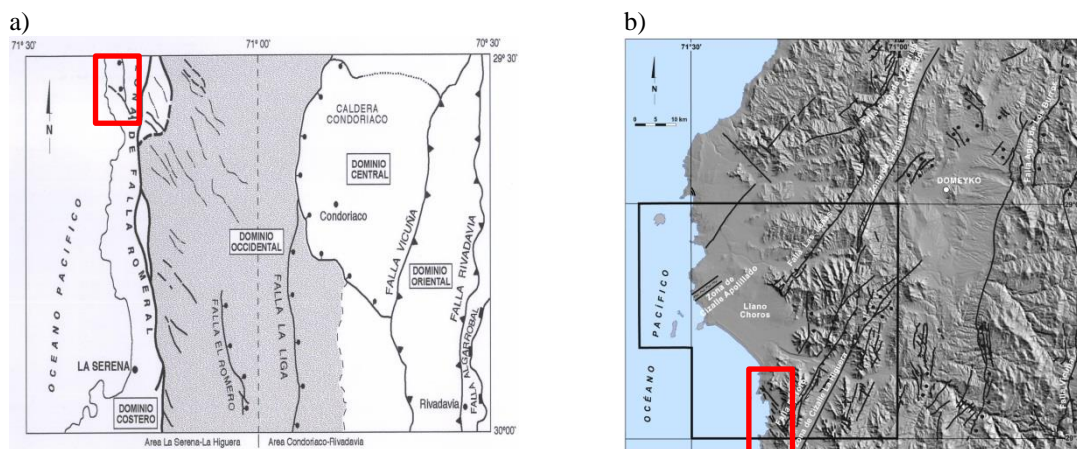


Fig. 6 Sistema general de fallas sector norte de la región de Coquimbo: **(a)** Unidades estructurales identificadas por EMPARÁN y PINEDA (2000); **(b)** unidades estructurales reconocidas por CREIXELL *et al.* (2012). Cuadro rojo es el área de investigación.

Vallena (NARANJO 1987; THIELE y PINCHEIRA 1987; THIELE y HERVÉ 1984; GARCÍA 1991; MARRÓN *et al.* 1993; MARINOVIC y COL 1995; ARÉVALO *et al.* 2003 en CHARRIER *et al.* 2007).

⁵ (a) Fallas Las Leñas; (b) Zona de Cizalle Algarrobo (ZCA); Zona de Cizalle La Higuera (ZCLH) y el Sistema de Fallas El Tofo (SFET) en CREIXELL *et al.* (2012).

2.2 GEOMORFOLOGÍA COSTERA REGIONAL

Para el desarrollo de la presente investigación y dentro de un marco general respecto a las características geomorfológicas del área de estudio, se distinguen tres grandes morfologías, como son la Cordillera de la Costa, la superficie de abrasión marina solevantada y la morfología de la línea de costa.

a) Cordillera de la Costa: En relación a las características de la Cordillera de la Costa AGUILAR *et al.* (2013), señala que entre los 27°S hasta los 29°5'S, presentan alturas máximas que alcanzan los 1.500 m.s.n.m. en el norte y descienden progresivamente hacia el sur, donde el segmento coincide y se confunde con la inflexión de la Cordillera Principal y del borde costero. Otro de los elementos que caracterizan este segmento, hace relación al grado de sus pendientes, que son inferiores a 10° y se evidencian relieves maduros definidos por pedimentos bien preservados.

b) Superficie de abrasión marina solevantada: Esta superficie se presenta con una serie de niveles aterrizados, ondulados e inclinados asociados al proceso de alzamiento continental, su límite superior en contacto con la Cordillera de la Costa se establece aproximadamente en los 100 m.s.n.m. En los sectores de las bahías de Coquimbo y Tongoy, y producto de su extensión en relación de la línea de costa y la Cordillera de la Costa, presenta 5 niveles de superficies aterrizadas (PASKOFF, 1970).

En relación a esta forma y a sus características, se debe indicar, que su superficie se extiende a lo largo del litoral de la Región de Coquimbo, presentando algunas interrupciones por la desembocadura de los ríos principales, y donde se hallan amplias terrazas de sedimentación marina (PASKOFF, 1970; FERRANDO Y MUÑOZ, 1977).

En cuanto a su morfología, las superficies de abrasión son áreas planiformes, ligeramente inclinadas al oeste, derivadas del aplanamiento de la roca por la acción del mar, donde la superficie original de estas unidades corresponde a la roca desnuda, con una cubierta fragmentaria o discontinua de cantos angulosos y/o rodados marinos (PASKOFF, 1970; FERRANDO Y MUÑOZ, 1977).

c) Morfología de la línea de costa: Los primeros acercamientos de la forma de la línea de costa corresponden a los estudios realizados por ARAYA-VERGARA (1972 y 1976). Identificando por regiones los individuos morfológicos costeros. El primero de ellos corresponde a la “División Geomorfológica de la costa de Chile”, de ARAYA-VERGARA (1972), que denomina a este sector de la costa del semiárido como Punta Rincón – Tongoy, caracterizada por la acción “*Abrasivo tectónica y erosivo tectónica de bahía amplia con algunas bahías de regularización lobuladas. Plataforma escalonada*”, donde se señala la inexistencia de escarpe en la Cordillera de la Costa, amplias planicies litorales de 6-20 km. y amplias bahías, algunas de las cuales son lobuladas, con ganchos de protección en el cierre sur, por un *horst*, que demuestra la influencia tectónica en el conjunto.

Cuatro años después de la publicación de 1972, ARAYA-VERGARA (1976), propone una nueva clasificación regional para esta línea de costa. Esta nueva clasificación es más detallada y se

“caracteriza fundamentalmente por una costa rocosa baja, detrás de la cual se extienden terrazas marinas de abrasión, escalonadas hasta los primeros contrafuertes de la cordillera de la Costa. Generalmente, esas terrazas tienen un ancho que puede alcanzar unos pocos kilómetros y suelen elevarse hasta 150 - 200 m sobre el nivel del mar. Resultan de la interferencia entre las variaciones eustáticas del nivel del mar durante el Plio-Cuaternario y la tendencia al solevantamiento de la costa”. De Acuerdo a esta definición, su relevancia se reconoce como una costa rocosa, con terrazas de abrasión, las cuales se aprecia la importancia de la acción abrasiva del oleaje y la tectónica, debido al escalonamiento de la terrazas y con la presencia de terrazas tanto marina, fluvio - marinas y de abrasión.

Esta nueva clasificación en relación al área de estudio se encuentra dentro de la taxonomía regional denominada Unidad Punta Rincón – Punta Curaumilla, se clasifica como una “Región de costas abrasivo y erosivo tectónicas con bahías lobuladas protegidas”, representado por un bloque diagrama en el sector de Bahía Inglesa, sector litológicamente caracterizado por presentar “la mayor alternancia entre rocas blandas y rocas duras que se puedan detectar en la costa del país en un tramo tan largo” (ARAYA-VERGARA, 1976), de esta forma la sucesión de varios tipos de rocas contribuye al grado de indentación de la costa. Al igual que en la descripción anterior y a pesar de que esta clasificación abarca una mayor dimensión, se reconoce la importancia de la abrasión y tectónica en el modelado de la costa en análisis (Fig. 7).

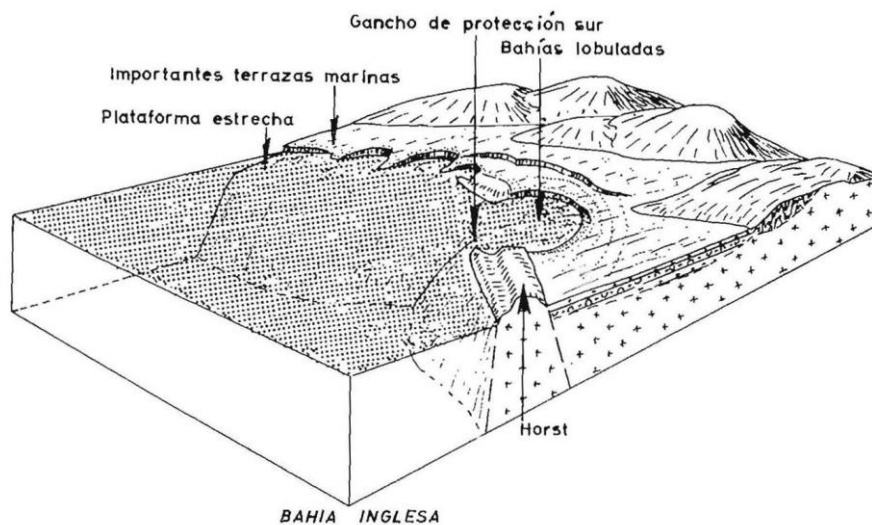


Fig. 7 Bloque diagrama que representa a la región de costa abrasión y erosión tectónicas con bahía lobuladas protegidas. **Fuente:** ARAYA – VERGARA (1976).

2.3 EVOLUCIÓN DE TERRAZAS MARINAS

2.3.1 CAMBIOS CLIMÁTICOS Y VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR⁶

El estudio evolutivo de terrazas marinas a lo largo de las costas del mundo, ha entregado como resultado que el nivel del mar ha sufrido variaciones producto de movimientos verticales asociado a los cambios climáticos globales durante los últimos 3 Ma (PASKOFF 1970; ORTLIEB Y MACHARE, 1990; LAMBECK *et al.* 2002; SAILLARD 2008).

Para comprender como ha fluctuado el nivel del mar, actualmente se acepta y se utiliza el término glacioeustatismo (PASKOFF, 1970; ORTLIEB Y MACHARE, 1990; QUEZADA *et al.*, 2007; SAILLARD, 2008), refiriéndose al máximo y mínimo nivel alcanzado por el mar, producto del aumento o disminución de las grandes masas de hielos polares y glaciales de alta montaña (PASKOFF, 1970; LAMBECK *et al.*, 2002).

Las variaciones climáticas del nivel del mar y las formas heredadas por estos grandes cambios ocurridos durante el Cuaternario, son analizadas en investigaciones realizadas desde la década de los 70 en adelante. Anteriormente, las oscilaciones del mar se entendían en el caso de las glaciaciones por estudios geológicos realizados en Europa y América del Norte, donde la expansión de los mantos glaciales se observaba por la presencia de morrenas y terrazas. Durante los periodos interglaciales, las oscilaciones del nivel del mar se han analizado mediante la utilización del polen de la vegetación templada en Europa y en los paleosuelos de América producto de la meteorización química profunda. Esta forma de comprender los cambios durante el Cuaternario duró hasta la década de los 70, donde el avance tecnológico y el análisis de núcleos (testigos o *cores*) de los océanos, de las capas de hielo y de sedimentos de ríos y lagos, han permitido una mejor comprensión y detalle de este período (GORNITZ, 2009).

Para determinación de las variaciones glacioeustáticas del nivel del mar durante el Cuaternario, se han realizado estudios para determinar las paleo-temperaturas marinas y continentales. Estas investigaciones se analizan en base a isótopos estables como son las moléculas de Oxígeno (O), Hidrógeno (H) y Carbono (C). EMILIANI (*et al.* 1961; 1966 en JORDÁN PARDO, 1995), realizaron los primeros trabajos analizando isótopos estables sobre conchas de foraminíferos extraídos de los sedimentos del fondo oceánico, obteniendo la primera curvas de paleo-temperaturas de los últimos 2 Ma (JORDÁN PARDO, 1995).

La utilización del isótopos estables de Oxígeno (O), se fundamenta como método en la relación entre el $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, donde las aguas oceánicas constituidas por isótopos pesados de Oxígeno (^{18}O), son más difíciles de evaporar que las moléculas de isótopos ligeros de Oxígeno (^{16}O). De acuerdo a esta relación se puede establecer que las aguas atmosféricas que precipitan en forma de nieve estarán

⁶ Las investigaciones científicas internacionales sobre evolución de niveles de terrazas marinas, mencionan como uno de los principales proceso formador de éstas se relacionan directamente con los cambios globales en las variaciones del nivel de los océanos. El uso del nivel de los océanos es en general poco difundido en la literatura científica, siendo ampliamente usada la expresión Nivel del mar. Esta deriva de la traducción del término “*Sea level*” utilizado por los textos anglosajones, y lo mismo ocurre con el término “*Niveau de la mer*” por los textos franceses.

compuestas mayoritariamente por ^{16}O , lo que significa que en épocas frías el ^{18}O , tiende a quedarse en el mar sin evaporarse, mientras que ^{16}O , se encontrará retenido en forma de hielo en las zonas polares y en los glaciares, mientras que en las conchas de los foraminíferos se concentran mayores moléculas de ^{18}O , indicando la presencia de un clima más frío con desarrollo de grandes extensiones de masas de hielos en los polos y glaciares de montañas (JORDÁN PARDO, 1995; LAMBECK *et al.*, 2002 y SAILLARD, 2008).

Utilizando este método, SHACKLETON & OPDYKE (1973; 1976 en JORDÁN PARDO, 1995), en base a los núcleos V28-238 y V28-239, extraídos del fondo oceánico del Pacífico ecuatorial, identificaron una secuencia de episodios de diferentes temperaturas para el Cuaternario, los que denominaron Estadios Isotópicos Marinos (MIS⁷). La correlación entre la curva de paleotemperatura y la escala magneto-estratigráfica ha entregado una escala que abarca el final del Plioceno y el Cuaternario, integrada por 41 Estadios Isotópicos Marinos. Estos MIS son interpretados mediante la utilización de números, siendo los números pares lo que identifican a los periodos glaciales y los impares los correspondientes a los periodos interglaciales (Fig. 8). No obstante, entre cada periodo glacial o interglacial, han ocurrido variaciones de temperaturas, las cuales son identificadas como sub estadios isotópicos marinos, estos se expresan con letras (a, b, c, d, e) (SAILLARD, 2008).

SHACKLETON & OPDYKE (1973; 1976 en JORDÁN PARDO, 1995), establecieron una completa caracterización de los últimos 730 ka, desde el Pleistoceno medio hasta el Holoceno. Reconociendo 19 MIS, alternando glaciaciones e interglaciaciones. La transición de un clima global frío a uno cálido se conoce como Terminación, son siete los más importantes y según su MIS y edad son; Terminación VII (15e MIS/621ka); Terminación VI (15a/533 ka); Terminación V (11/424 ka); Terminación IV (9a/337 ka); Terminación III (7e/243 ka); Terminación II (5e/130 ka); Terminación I (1/14 ka).

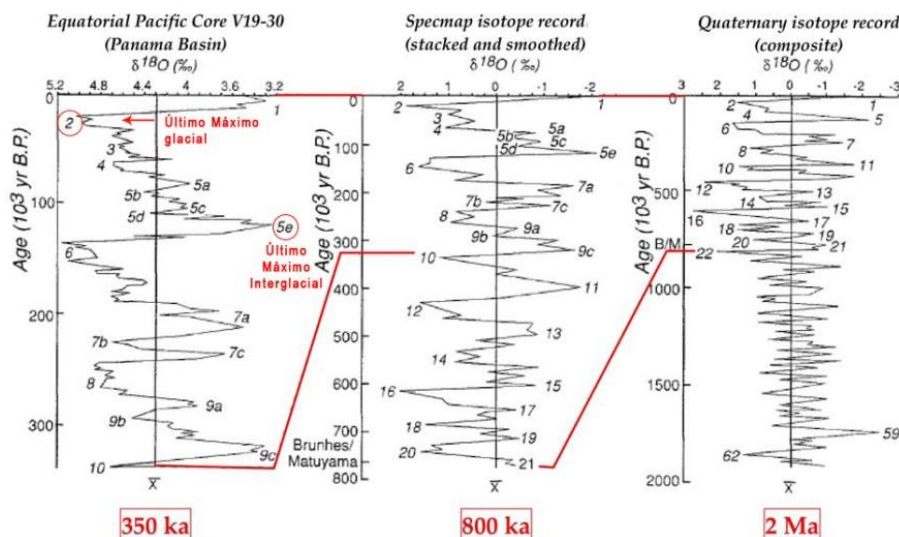


Fig. 8 Estadios Isotópicos Marinos e Interestadiales: Asociada a las variaciones Paleomagnéticas y las oscilaciones del nivel del mar. **Fuente:** SAILLARD (2008).

⁷ MIS, sigla en inglés de *Marine Isotope Stages*.

En el Plioceno en base a registros de polen de fósiles de animales terrestres y foraminíferos marinos la temperatura era aproximadamente 3.5°C mayor que la temperatura promedio actual, implica una menor capa de hielo en los continentes y el ártico, por lo tanto un nivel del mar más alto (GORNITZ, 2009; URIARTE CANTOLLA, 2010). Sin embargo ello no fue constante, ya que hubo un Óptimo climático en el Plioceno medio con un nivel del mar ± 30 metros por encima del nivel actual, este aumento en el nivel del mar se debe a menor volumen de hielo acumulado en la Antártida y en Groenlandia (URIARTE CANTOLLA, 2010). En el Cuaternario, y dada la mayor intensidad de las glaciaciones más antiguas, el nivel del mar estuvo más bajo (y más alto en el interglacial) que en las glaciaciones siguientes. Esta reducción gradual (estadial) en la magnitud de los periodos glaciales e interglaciales fue acompañada de descensos y ascensos del nivel del mar cada vez de menor magnitud, lo que explica los niveles de terrazas marinas más altas y más antiguas y más bajas y más recientes.

El cierre del istmo de Panamá y los registros de ^{18}O en foraminíferos de sedimento marinos, indican una transición de un clima cálido con bajo volumen de las masas de hielo del Plioceno, a un clima más frío con un aumento en el volumen en las masas de hielo, especialmente en el Hemisferio Norte. Se tiene consenso que las oscilaciones glaciales e interglaciales durante el Pleistoceno inferior, están relacionadas a las variaciones astronómicas en el eje de la tierra cada 41.000 años, que duraron hasta los 900 ka antes del presente, las que permitieron que el crecimiento de las capas de hielos fueran relativamente pequeñas. La temperatura para el Pleistoceno inferior no ha sido calculada exactamente, pero pruebas en las zonas tropicales del pacífico evidencian que las temperaturas era un poco más cálidas que las actuales (LAMBECK *et al.*, 2002; GORNITZ, 2009 y URIARTE CANTOLLA, 2010).

En Chile las condiciones climáticas desérticas actuales del semiárido se instauraron a lo largo del cambio Era entre el Plioceno y el Pleistoceno. No obstante, durante el Cuaternario la hiperaridez del norte de Chile habría sufrido varias pero interrumpidas fases pluviales, contemporáneas con las glaciaciones a mayor latitud y altitud (VILLAGRAN, 1995).

El Cuaternario comienza con el Pleistoceno inferior (2.58 Ma), y se caracterizó por ser un periodo de bruscos cambios climáticos, que afectaron con mayor o menor intensidad a todas las latitudes (URIARTE CANTOLLA, 2010). La transición del Plioceno superior al Cuaternario (Fig. 9), está marcado por el paso de un clima con intervalos cálidos a la sucesión de cortos climas fríos, que dieron paso a la acumulación de hielo en América del norte y Europa, permitiendo la aparición de *icebergs* en el océano Atlántico norte, dando origen al *Icepack* Ártico (Polo Norte) (LAMBECK *et al.*, 2002; GORNITZ, 2009; URIARTE CANTOLLA, 2010).

Las condiciones que se iniciaron hace 2.5 Ma, posibilitaron que en las altas latitudes, abundantes precipitaciones en forma de nieve aumentaran el volumen de los hielos, generan que el clima de la tierra fuera marcado por una sucesión de glaciaciones e interglaciales (LAMBECK *et al.*, 2002; GORNITZ, 2009; URIARTE CANTOLLA, 2010).

La ocurrencia de las glaciaciones en el Cuaternario, de acuerdo a RUTHERFORD (2000 en URIARTE CANTOLLA, 2010), LAMBECK *et al.* (2002) y GORNITZ (2009), se encuentra

relacionada con los ciclos astronómicos de Milankovitch, que establece que en el Pleistoceno inferior, las masas de hielo en los continentes no estaban muy desarrolladas, las oscilaciones climáticas concordaban con las variaciones cíclicas de la inclinación del eje (oblicuidad) terrestre más o menos 40.000 años (41 ka de duración). Hacia finales del Pleistoceno inferior e inicio del Pleistoceno medio, entre los 1.5 Ma y los 600 ka la amplitud de los ciclos glaciales comenzaron a aumentar y a partir de los 600 ka en adelante, los ciclos glaciales se encuentran en intervalos con una duración entre 80.000 y 120.000 años. La duración de los ciclos glaciales presenta similitud con las variaciones de la excentricidad de la órbita terrestre, que es de unos 100.000 años. La diferencia en la duración se debe a una modulación de la frecuencia provocada por otra componente secundaria de la excentricidad que es de 413.000 años.

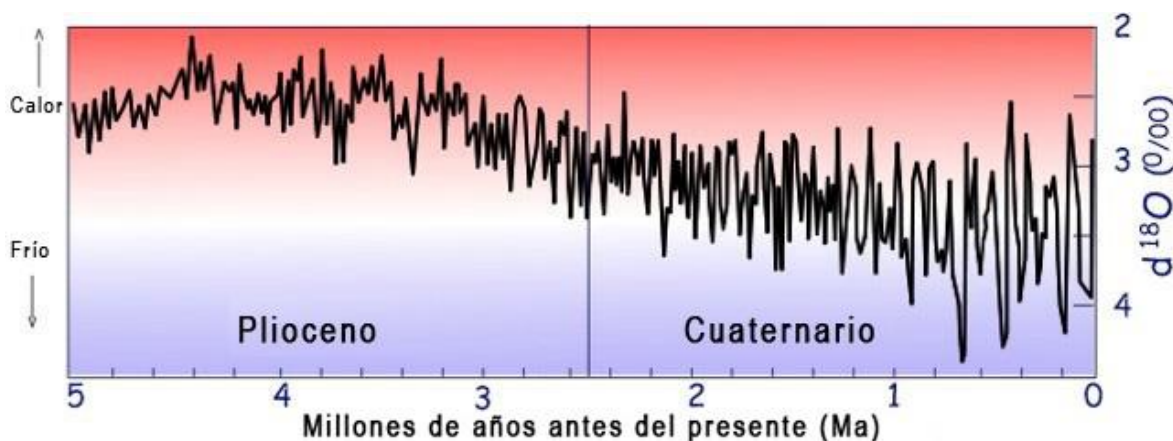


Fig. 9 Transición hace 2.58 Ma entre el Plioceno y el Cuaternario: Se evidencian las variaciones climáticas pasando por un dominio más cálido a otro predominantemente más frío. Las variaciones climáticas durante esta transición se encuentra asociada a las oscilaciones del ¹⁸O en los mantos de hielo polares y los glaciales de montaña. **Fuente:** URIARTE CANTOLLA (2010).

Finalizando el Pleistoceno inferior y a comienzos del Pleistoceno medio, ocurrió un importante cambio en las condiciones de los ciclos climáticos de las glaciaciones e interglaciaciones, marcadas por una prolongación en la magnitud de los *peak* entre los ciclos climáticos de las glaciaciones e interglaciaciones, que comenzó alrededor de los 900 ka y terminó aproximadamente hace 650 ka y se conoce como la Revolución del Pleistoceno Medio (Fig. 10), se debe hacer distinción que a lo largo de todo el Cuaternario las glaciaciones fueron disminuyendo su duración e intensidad. Este importante cambio se encuentra asociado a las oscilaciones astronómicas que estableció Milankovitch, pasando de un dominio de la oblicuidad de cada 41.000 años, a un dominio de la excentricidad de cada 100.000 años. No obstante, aunque es más aceptada esta última variación, que se conoce como excentricidad forzada, aún no existe un consenso sobre si las variaciones climáticas responden precisamente a esta variación, ya que otros autores proponen que el movimiento astronómico de precesión de cada 20.000 años, explica los cambios climáticos y la periodicidad del glacioeustatismo. Las variaciones glacioeustáticas evidencian una mayor prolongación en el paso de un periodo glacial a un interglacial, con una frecuencia aproximadamente de 100.000 años, con un marcado gradiente térmico, agudizando dramáticamente el contraste entre periodos fríos y cálidos.

Esta condiciones climáticas se mantienen a lo largo de todo el Pleistoceno Medio y Superior (GORNITZ, 2009; URIARTE CANTOLLA, 2010).

El Pleistoceno Superior, se caracteriza por presentar los últimos máximos glacial e interglacial registrados a lo largo del Cuaternario. Hace aproximadamente 130 ka comienza el penúltimo interglacial (Interglacial Eemiense), hace 127 ka ocurrió el Último Máximo Interglacial, y corresponde al MIS 5e y termina hace ± 115 ka, su duración es aproximadamente de 15.000 años. Las variaciones en las temperaturas globales, eran 1°C y 2°C mayores que en la actualidad, no obstante, registros polínicos indican que partes de Asia las temperaturas en julio eran hasta 4°C superiores; sondeos de testigos de hielos en Groenlandia señalan que las temperaturas era 5°C mayores hace 123 ka. Los estudios de alquenomas y foraminíferos señalan que la temperatura superficial del agua en muchos océanos era 2°C a 3°C más altas que las actuales (LAMBECK *et al.*, 2002; GORNITZ 2009; URIARTE CANTOLLA, 2010).

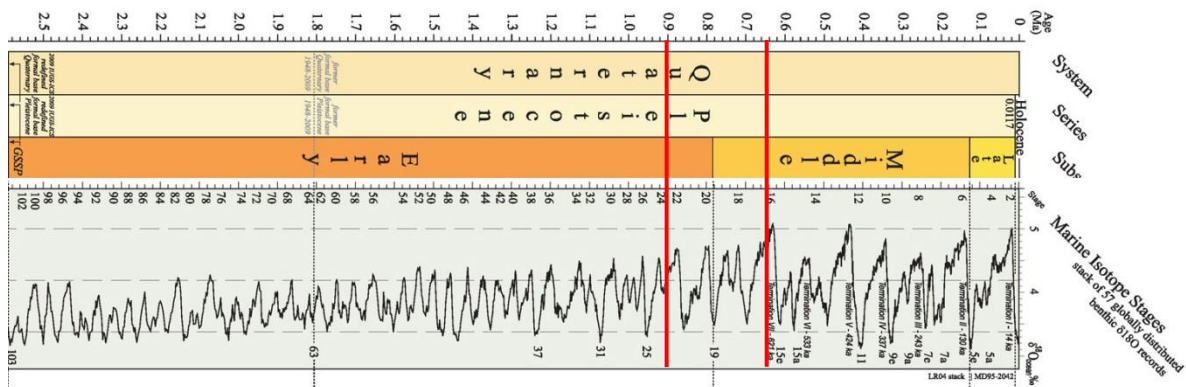


Fig. 10 Cronoestratigrafía del Cuaternario: Las líneas rojas muestran el segmento de transición entre el Pleistoceno medio y superior conocido como Revolución del Pleistoceno Medio, donde se inician las oscilaciones más prolongadas e intensas entre los *peak* que marcan los periodos glaciales e interglaciales. **Fuente:** Tabla Cronoestratigráfica Internacional – Comisión Internacional de Estratigrafía (2010).

En cuanto a las oscilaciones del nivel del mar, los estudios realizados a terrazas de coral en la península de Huon en Papua-Nueva Guinea y Barbado, indican que el nivel del mar alcanzó su cota más alta de 2 a 8 metros por sobre el nivel actual, antes del interglacial estaba 20 m bajo el nivel actual (Fig. 11). Las causas de este aumento se deben al derretimiento y disminución de las masas de hielo polares y glaciales de montaña, especialmente al derretimiento de las masas que cubren la parte occidental de la Antártida, la cual hace 120.000 años antes no existía, la reducción de las banquisas australes facilitó el aporte de CO₂ del mar a la atmósfera, lo que provocó un *feedback* positivo al calentamiento que aceleró la deglaciación en ambos hemisferios (LAMBECK *et al.*, 2002; GORNITZ 2009 y URIARTE CANTOLLA, 2010).

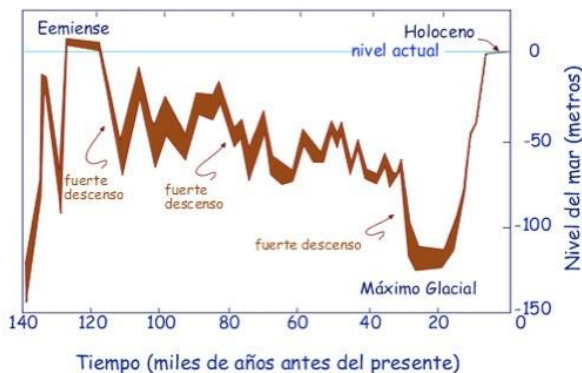


Fig. 11 Variación del nivel del mar durante los últimos 140 ka, desde el Penúltimo Interglacial (Eemiense) hasta el Holoceno, pasando por la Última Glaciación (Würm) y su Último Máximo Glacial. Durante el Penúltimo Interglacial el nivel del mar se encontraba 2 a 8 metros superior al nivel actual.

Fuente: URIARTE CANTOLLA (2010).

A lo largo de la última glaciación estudios en terrazas coralinas y de isotopos de oxígenos en foraminíferos bentónicos, se registraron tres bruscos descensos del nivel del mar, entre los 115, 80 y 30 ka. La primera fase (115 – 80 ka) registró un descenso del mar de ± 50 metros producto de una rápida acumulación de los hielos continentales. En el sur de Chile, desde los $38^{\circ}30'S$ hasta los $41^{\circ}20'$, durante la última glaciación O Würm, la magnitud alcanzada por la glaciación llevo los frentes glaciales avanzar sobre los depósitos pedemontanos y de la Depresión Central en forma progresiva con el aumento de la latitud, donde los glaciales de valle pasan a ser glaciares de *piedmont* y la glaciación interna a un glaciación externa (FERRANDO, 2002), en base a dataciones con ^{14}C realizadas a morrenas frontales indican que la cara frontal presenta edades máximas para el último máximo glacial de aproximadamente 46.000 años antes del presente, para la cara interior las edades son aproximadamente de 14.820 años antes del presente, indicando el comienzo del retroceso de los glaciales y que los glaciales del último máximo glacial permanecieron estacionarios \pm uno 27.000 a 30.000 años (MERCER, 1972 en FERRANDO, 2002). La extensión de los mantos glaciales de la Antártica y de Los Andes, alcanzaron su máxima extensión aproximadamente hace 73 ka, concordante con la primera fase brusca de descenso del mar (VILLAGRAN, 1995; LAMBECK *et al.*, 2002; GORNITZ 2009; URIARTE CANTOLLA, 2010).

La segunda fase (80 – 30 ka), el nivel del mar descendió aproximadamente 20 metros por debajo del nivel actual. No obstante, al final de esta segunda fase cerca de los 30.000 años, el nivel del mar descendió 70 metros bajo el nivel actual. La temperatura de acuerdo a análisis de espeleotemas en Villars (Francia), indica un enfriamiento de $-10^{\circ}C$ respecto a las temperaturas promedio actuales (LAMBECK *et al.*, 2002; GORNITZ 2009; URIARTE CANTOLLA, 2010).

La última fase (30 – 19 ka) abarca el periodo conocido como Último Máximo Glacial (23 – 19 ka), el cual se registró de formas muy diferentes en distintas latitudes. En las bajas latitudes la disminución térmica fue mucho menor que en las altas latitudes, también fue menor en las costas que al interior de los continentes. En el Hemisferio Norte las temperaturas fueron $5.7^{\circ}C$ y $8.7^{\circ}C$ más bajas que la actualidad (Fig. 12). El Hemisferio Sur la mayor insolación veraniega era un 8% superior en el Trópico de Capricornio que al inicio del Holoceno, la humedad también es mayor al sur de la línea del Ecuador. La temperatura superficial del mar se estimó entre $4^{\circ}C$ y $5^{\circ}C$ más frías que las actuales, el enfriamiento de las aguas profundas era $1^{\circ}C$ y $2^{\circ}C$ más bajas (LAMBECK *et al.*, 2002; GORNITZ 2009 y URIARTE CANTOLLA, 2010).

El Último Máximo Glacial, corresponde al menor descenso del nivel del mar, registrando en su inicio un rápido descenso aproximadamente entre 30 a 40 m en un periodo de 1.000 a 2.000 años (LAMBECK *et al.*, 2002; URIARTE CANTOLLA, 2010).

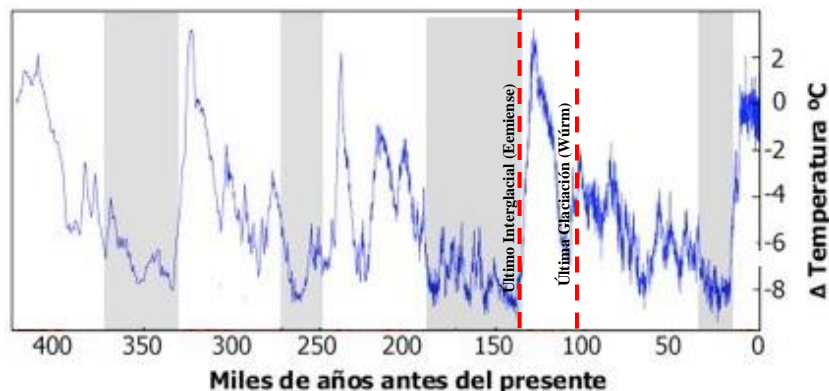


Fig. 12 Oscilación de las temperaturas en los últimos 400 mil años. **Fuente:** URIARTE CANTOLLA, 2010.

Al término del Pleistoceno superior e inicio del Holoceno, se registra una transgresión que marca el aumento del nivel del mar, el cual comenzó hace ± 19 ka, transición que se conoce como Deglaciación o Terminación I. Estudios en terrazas coralinas en la Isla de Barbado, Tahití y Papua Nueva Guinea, señalan que el ritmo de ascenso del mar fue 12 mm/año (2 metros/siglo), también se señalan tres importantes pulsos de fusión (*Melt Water Pulse*) antes del inicio del Holoceno. El primer pulso de fusión ocurrió hace 19 ka, registró una subida del mar de 10 metros (50 mm/año), este aumento se encuentra asociado al derretimiento inicial de la Antártica, y anterior al deshielo del Hemisferio Norte (GORNITZ 2009; URIARTE CANTOLLA, 2010).

Después de este primer pulso, ocurrieron otros dos episodios de corta duración pero de muy fuerte deshielo, el segundo pulso ocurrió entre los 14.2 y los 13.7 ka con un ascenso rápido del mar de unos 20 metros (40 mm/años). En el Hemisferio Norte la transición entre el segundo pulso y el último pulso es interrumpido por un enfriamiento que duró 1.200 años. En el Hemisferio Sur durante el segundo pulso, ocurrió un descenso de la temperatura y del nivel del mar (*Antarctic Cold Reversal*), la transición al último pulso se caracteriza por un aumento de la temperatura y del nivel del mar. El último pulso fue alrededor de 11 ka, de menor intensidad que el anterior, con un ritmo de descenso de 12 mm/año (LAMBECK *et al.*, 2002 y URIARTE CANTOLLA, 2010).

En el sur de Chile, durante el Último Máximo Glacial, ocurrieron dos avances glaciales de menor intensidad en la Antártica y en la cordillera. El primero de estos avances ocurrió entre los 21 y 18 ka, concordante con el Último Máximo Glacial. El último avance glacial sucedió entre los 15 y 14 ka, correlativo con el periodo de enfriamiento *Antarctic Cold Reversal*. Ambos avances son contemporáneos con los eventos ocurridos en el Hemisferio Norte (VILLAGRAN, 1995).

El Holoceno, comienza hace 11.7 ka y se caracteriza por un rápido y abrupto ascenso en las temperaturas y el nivel del mar. La temperatura media durante esta época, se ha mantenido entre los

14°C y 15°C, a excepción de algunos períodos cortos de bruscos enfriamientos como ocurrió hace 8.2 ka (DEMENOCAL, 2000 en URIARTE CANTOLLA, 2010).

CLAPPERTON (1990 en VILLAGRAN, 1995), en base a registros glaciales en Los Andes y la curva de paleotemperatura de testigos de hielo en la Antártica, señalan un avance glacial ocurrido hace 10 y 12 ka antes de presente para el Hemisferio Sur, el cual fue de menor envergadura en comparación con el Hemisferio Norte.

Entre los 10 y 5 Ka, se produjo el *Hypsithermal* u Óptimo Climático del Holoceno, caracterizado por ser un período muy cálido y húmedo que tuvo su punto de inflexión hace 6 ka. Antes de los 6.000 años las condiciones climáticas en el Hemisferio Norte, la insolación ocurrida en verano y en invierno eran 8% superior e inferior respectivamente a las actuales, evidencia de esta condición está dada en estudios sedimentológicos y biológicos del Ártico donde las masas de hielo en verano e invierno ocupaban una superficie del 50% y del 75% menor que en la actualidad, lo que significa que los veranos eran más cálidos y los inviernos más fríos que hoy (GORNITZ 2009; URIARTE CANTOLLA, 2010). A través de los análisis sedimentológicos en las regiones ecuatoriales de América, se señala que esta primera parte del Holoceno, fue más cálido y húmedo a nivel global que la segunda mitad (RODBELL, 1999 en URIARTE CANTOLLA, 2010). Datos de ^{14}C de hace 5.000 años en sedimentos marinos en el Estrecho de Magallanes y del Canal Beagle, señalan que el nivel de mar alcanzó su máximo nivel de 3.5 metros mayor que el actual (VILLAGRAN, 1995). Posteriormente, han ocurrido al menos tres avances glaciales en Los Andes (CLAPPERTON, 1990 en VILLAGRAN, 1995), el primer avance entre 4.6 y 4.2 Ka, se caracterizó por glaciales más extensos al Oeste de Los Andes, el segundo entre 2.7 y 2 ka, los glaciales más extensos fueron al Este de Los Andes, finalmente el tercer avance ocurrió en las recientes centurias.

Dentro del Óptimo Climáticos del Holoceno, se registró un brusco enfriamiento global, el cual ocurrió entre los 8.4 y 8 ka, siendo su *peak* hace 8.2 ka (BARBER, 1999 en URIARTE CANTOLLA, 2010). Después de este corto periodo brusco de enfriamiento, la temperatura volvió a aumentar, pero no volvió a alcanzar las temperaturas que hubo durante el Óptimo Climático del Holoceno (URIARTE CANTOLLA, 2010).

VEIT (1991 en VILLAGRAN, 1995), en base a evidencia geomorfológica, pedológica, como es el desarrollo de suelos rojos y análisis por radiocarbono en Los Andes y la costa del semiárido, establecen que las condiciones climáticas durante el Último Máximo Glacial eran frías y secas, con una marcada aridez y temperaturas de 7°C por debajo de la actual, así como también precipitaciones mayores a las actuales.

Por ejemplo la región semiárida de Chile, durante el Holoceno se encuentra caracterizada por temperaturas altas, posibilitadas por el desplazamiento hacia el sur de la banda de Convergencia del Pacífico, con presiones anormalmente bajas en el dominio del anticiclón subtropical y del pacífico oriental, asociadas a los eventos El Niño (ENSO) y a un aumento de las lluvias invernales (VILLAGRAN, 1995). La mayor frecuencia y duración del El Niño, son compatibles con los cambios geomorfológicos y climáticos, como es la mayor actividad en el desarrollo de conos aluviales e intensificación de los procesos de erosión, asociados a la mayor incidencia de

precipitaciones fuertes durante el Holoceno en el semiárido, estos cambios son registrados y dados por el uso radiocarbono (VEIT, 1991 en VILLAGRAN, 1995).

2.3.2 TECTÓNICA REGIONAL Y LOCAL

El alzamiento tectónico continuo y la sucesión de períodos glaciales e interglaciales, permitieron que se generen sucesiones de terrazas marina. No obstante, una sucesión de terrazas marinas rara vez puede considerarse como una secuencia crono-estratigráfica completa (QUEZADA *et al.*, 2007; ANDERSON *et al.*, 1999 en SAILLARD, 2008), debido a que las terrazas marinas pueden ser erosionadas después que se formaron, producto de una transgresión marina o por movimientos verticales de subsidencia o alzamiento de la terraza marinas (LE ROUX *et al.* 2006; SAILLARD, 2008).

PASKOFF (1970), describe la acción tectónica del semiárido posterior a los últimos movimientos de las grandes fases ocurridas a fines del Oligoceno, o a inicio del Mioceno, para ello el autor hace uso del término Neotectónica, para referirse a las deformaciones Cuaternarias ocurridas en la secuencia marina del Mioceno Medio y Superior.

BIROT (1965 en PASKOFF, 1970) estableció el no confundir y asociar los movimientos ocurridos durante el Cuaternario a deformaciones más antiguas del relieve, ya que la franja costera del semiárido presenta un patrón característico casi a lo largo, constituido por extensas y escalonadas niveles de terrazas marinas, labradas por ciclos eustáticos del Plioceno – Pleistoceno sobre rocas pre-terciarias y depósitos de la Formación Coquimbo (Mioceno Medio y Superior) (PASKOFF, 1970). AGUILAR (2010), señala para la región semiárida que la morfología de la Cordillera de la Costa, corresponde a la sección sur de la extensión del Pediplano de Atacama y que este pediplano se encuentra escasamente incidido, de bajas pendientes y relativamente plano, evidenciando la predominancia de un régimen tectónico estable, con tasa de alzamientos moderados.

En cuanto a la forma aplanada de las terrazas marinas producto de la acción abrasiva del mar, es de acuerdo PASKOFF (1970), una característica que permite la detección de las deformaciones causadas por la tectónica. Para ello la evidencia tectónica de estas deformaciones son identificadas por PASKOFF (1970), en cinco categorías. La primera de ellas, son los **(1) ESCARPES DE FALLAS**, fáciles de identificar cuando desnivelan una terraza marina, en sentido Norte-Sur, y su escarpe o cara mira hacia el Este, presenta una altura considerable, ejemplo de ello la Falla de Puerto Aldea; **(2) FALLAS CON RECHAZO HORIZONTAL**, no son fáciles de reconocer topográficamente, pero se manifiestan de forma indirecta, su forma es interpretada cuando una quebrada es interrumpida abruptamente y presenta forma de “bayoneta”. Evidencia este tipo de deformación, ocurre en la Quebrada El Teniente (31°S). **(3) BASCULAMIENTOS**, son relativamente identificables en las terrazas marinas ya que las quebradas drenan hacia el Este. **(4) ALZAMINETOS Y HUNDIMIENTOS**, corresponden a sectores donde el solevantamiento exagera la altura de las terrazas marinas y un hundimiento tiene efectos en sentido opuesto, con altitudes reducidas y disminuciones del número de niveles. Se manifiesta también por acantilados muertos menos desarrollados. **(5) PLIEGUES**, corresponde a deformaciones que aparecen en series

blandas del Mioceno Medio y Superior, como aparecen en las formaciones de Chalinga y Coquimbo.

Los actuales estudios para determinar la actividad tectónica en el Neógeno se han realizado en base a estratigrafías de sucesiones sedimentarias y a las terrazas marinas en las cuencas marinas del sector de Carrizalillo (29°S) y Bahía de Tongoy (30°S), las que dan cuenta de una historia de alternancias entre subsidencias y alzamientos en el borde costero de la Cordillera de la Costa (AGUILAR, 2010). Las subsidencias han sido datadas entre los 12-10 Ma y los 7-2 Ma, los alzamientos han ocurrido en periodos cortos entre los 10-7 Ma y menores a 2 Ma, estos alzamientos son asociados a la subducción y migración de la Dorsal de Juan Fernández bajo la placa sudamericana hace 12 Ma (LE ROUX *et al.*, 2005; 2006).

Otra característica que evidencia la tectónica en el Neógeno, son las facies fluviales de los estuarios encontrados en los depósitos marinos de este período y que se encuentran concentradas entre los 10 y 4 Ma (AGUILAR, 2010). Al principio se pensaba que estos sedimentos correspondían a procesos erosivos de los pulsos de alzamientos regionales posteriores a los 10 Ma, y que explicarían la conexión del ante arco interno con el océano (RIQUELME *et al.* 2003 en AGUILAR, 2010). No obstante, LE ROUX *et al.* (2006) establece que estos depósitos corresponden a sedimentos y litologías que tiene su origen en la Cordillera de la Costa, y su presencia está asociada a períodos de mayores precipitaciones o alzamientos locales.

La tectónica del Cuaternario y los estudios más recientes han demostrados alzamientos relativos al Pleistoceno a lo largo de la Cordillera de la Costa (AGUILAR, 2010). MARQUARD *et al.* (2004) y QUEZADA *et al.* (2007), establecen alzamientos continuos para las siete terrazas marinas de Caldera y Bahía Inglesa, durante el Pleistoceno Medio, en el caso de las dos terrazas más altas desde los 781 ka, y para los cinco niveles más bajos desde los 430 ka. SAILLARD *et al.* (2009; 2012), también determina para las terrazas marinas de la ensenada de Tongoy, alzamientos tectónicos ocurridos durante el Pleistoceno Medio. En el caso de Altos de Talinay, aproximadamente hace 690 ka, mientras que para el sector de la Bahía de Tongoy hace 405 ka.

2.3.3 FORMACIÓN DE TERRAZAS MARINAS

LAJOIE (1986, en QUEZADA *et al.*, 2007), define terrazas marinas como terrazas escalonadas, donde la correlación entre la línea de máxima transgresión y los niveles altos del mar (interestadiales), permiten reconstruir la actividad tectónica de un determinado sector. SAILLARD (2008), define terrazas marinas como una superficie plana limitada por un acantilado activo hacia el océano y por un paleo acantilado hacia el continente. La secuencia lógica de las terrazas marinas señala que las superficies más altas son las más antiguas y al contrario las superficies más bajas son las más recientes; esta morfología de sucesiones de terrazas marinas, son el resultado combinado del sollevamiento tectónico en margen activo de la costa y las variaciones glacioeustáticas (SAILLARD, 2008) (Fig. 13).

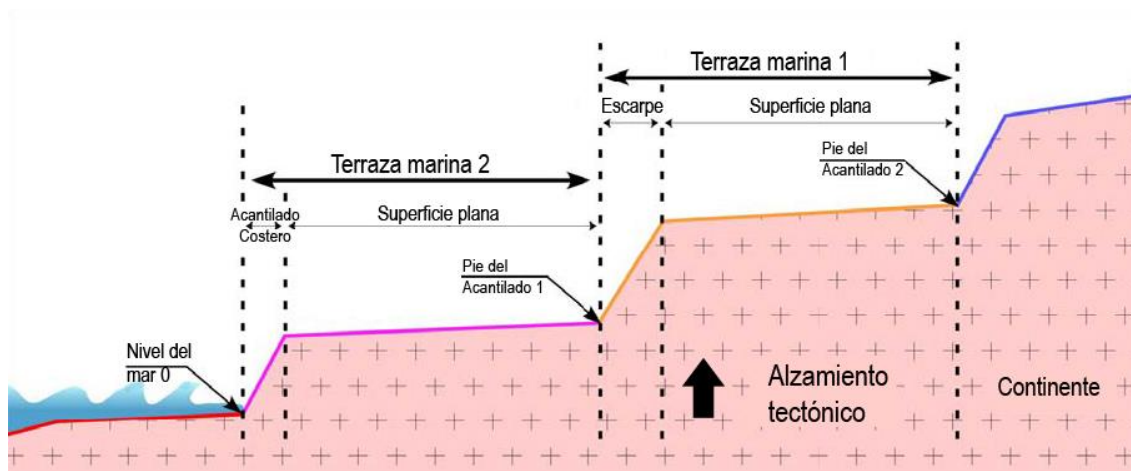


Fig. 13 Secuencia de terrazas marinas formadas por glacioeustatismo y alzamientos tectónicos: Se identifican dos niveles, TMII – TMI. La terraza marina mayor (TMI) es la más antigua. La figura muestra elementos fundamentales a la hora de reconocer terrazas marinas: Un escarpe que indica la presencia de un acantilado; una superficie plana la cual puede contener depósitos, un ángulo de línea de costa (*shoreline angle*) o pie del acantilado y un acantilado costero que señala el límite actual del nivel del mar. **Fuente:** SAILLARD (2008).

Las terrazas marinas son un marcador geomorfológico que proporciona variada información sobre la paleo dinámica costera (SAILLARD, 2008), se utilizan como importantes indicadores para cuantificar el solevantamiento de la costa, a lo largo de los márgenes activos en el último 1 Ma, dado que son las evidencias de los cambios del nivel del mar en una costa sujeta a movimientos verticales (cosísmicos) (ORTLIEB Y MACHARE, 1990; SAILLARD, 2008; 2011).

La formación de terrazas marinas resulta de la interacción entre las variaciones glacioeustáticas del nivel del mar y los alzamientos tectónicos (Fig. 14) (PASKOFF 1970; 1999; ORTLIEB Y MACHARE, 1990; LE ROUX *et al.* 2004; *et al.* 2005; *et al.* 2006; QUEZADA *et al.*, 2007; SAILLARD, 2008; *et al.* 2009; *et al.* 2010; *et al.* 2011; *et al.* 2012). No obstante, antes de poder entender y comprender como se formaban las terrazas marinas, muchos autores discutieron sobre su génesis, sin embargo HERM Y PASKOFF (1967 en PASKOFF, 1999) introdujeron por primera vez el concepto de glacioeustatismo, para referirse a la formación de las terrazas marinas, mostrando la importancia de las variaciones propias del océano para explicar las antiguas orillas de la costas y el alzamiento tectónico como la función de separar las terrazas labradas por la acción abrasiva en los períodos interglaciales. Estos dos procesos permiten la conservación de las terrazas marinas cuaternarias en el margen convergente (MARQUARDT *et al.*, 2004).

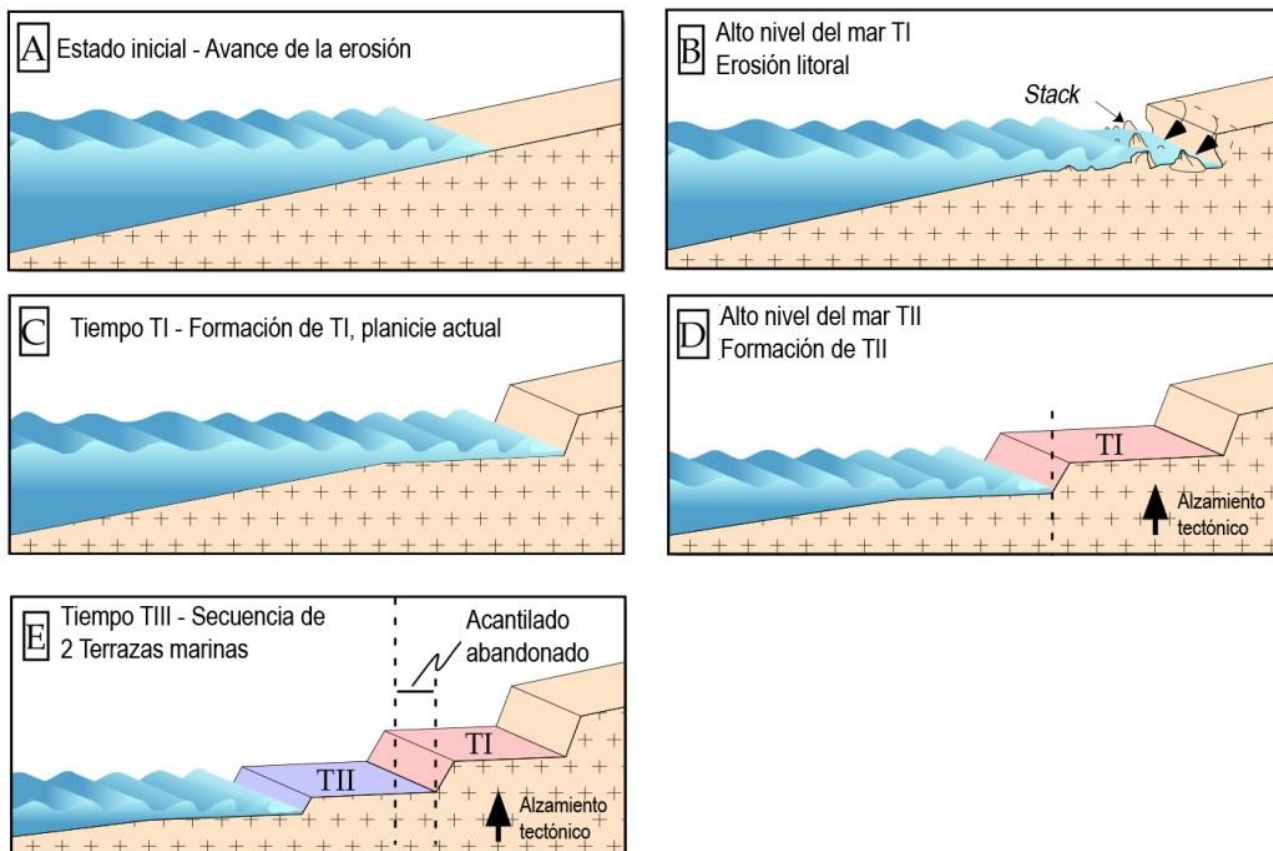


Fig. 14 Esquema evolutivo de una secuencia de terrazas marinas y sus estados formativos asociados al glacioeustático y alzamientos tectónicos: El estado inicial (a) muestra la transgresión marina y el avance erosivo de las olas; (b) En este estado el nivel del mar alcanza su apogeo, comenzando la erosión litoral, generando *stack* producto de la erosión diferencial; (c) El tercer estado corresponde a la formación de la TMI y su planicie actual, la acción de la erosión litoral, el oleaje y la corriente de deriva han eliminado todo restos del material rocoso erosionado; (d) La TMI se encuentra formada y preservada en este estado por dos hechos, el primero, a una regrección marina y segundo a un alzamiento tectónico, posteriormente una nueva transgresión marina inicia el proceso de formación de TMII; (e) El último estado evidencia la formación de la TMII, la cual se construyó igual que TMI, actuando los procesos glacioeustáticos y tectónico. Ambas terrazas se encuentra separadas por un acantilado abandonado. **Fuente:** SAILLARD (2008).

SAILLARD (2008), señala que las terrazas marinas, se diferencian e identifican en dos tipos. La primera de ellas, corresponde a la superficie rocosa de abrasión con o sin cubierta sedimentaria considerable, que se denomina **TERRAZAS DE ABRASIÓN MARINA** (GILBERT, 1890 en SAILLARD, 2008), el segundo tipo, corresponde a superficies cubiertas de depósitos marinos sedimentarios cuyo espesor es variable, denominado como **TERRAZAS MARINA CON DEPÓSITOS** (ORTLIEB, 1987 en SAILLARD, 2008) (Fig. 15).

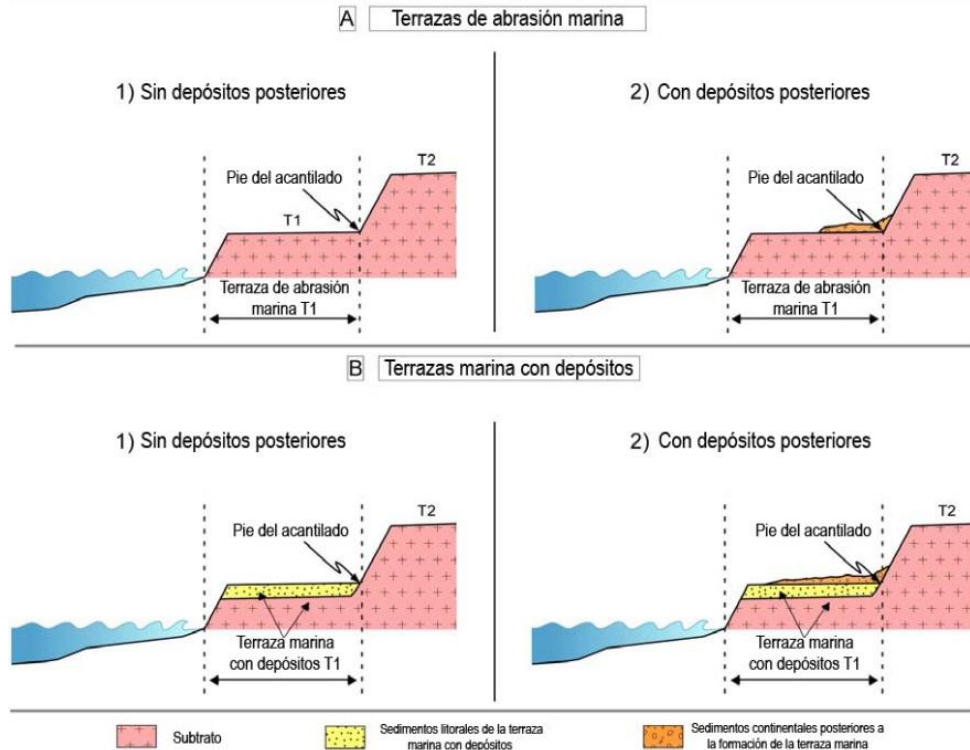


Fig. 15 Tipo de terrazas marinas: La figura **A**, terrazas de abrasión marina: El estado (1), muestra la superficie de abrasión directamente erosionada sobre el sustrato rocoso; El estado (2), evidencia depósitos que pueden ser marinos producto de una reocupación marina posterior (transgresión) o por sedimentos depositados por procesos aluviales o coluviales. La figura **B**, terrazas marinas con depósitos: El estado (1), presenta depósitos sedimentarios contemporáneos a la formación de la terraza, que pueden variar de centímetros a metros; El estado (2), la terraza marina con depósitos presentan sedimentos de origen aluvial o coluviales, o presencia de dunas o paleo playas (*beach ridge*). **Fuente:** SAILLARD (2008).

En cuanto a la formación de las terrazas de abrasión marina PASKOFF (1970, 1999); ORTLIEB Y MACHARE (1990) y SAILLARD (2008; *et al.* 2009; *et al.* 2010; *et al.* 2011), señalan que se desarrollan durante un interglacial, donde el nivel del mar aumenta (transgresión), hay erosión de la roca fundamental, generando una superficie casi plana conocida como plataforma de abrasión marina y con la presencia de un acantilado, el cual indica hasta donde llegó el nivel del mar. La construcción de una terraza de abrasión marina (Fig. 16) comienza en primer lugar con la presencia de un acantilado y restos de rocas, que son desprendidos del acantilado o remanentes de una columna de roca o *Stack*, separa del acantilado, que han resistido a la erosión marina. Para la explicación de esta primera etapa en la formación de una terraza de abrasión marina, el modelo mecánico formativo de acantilados de OTTAMANN (1965 en CASTRO Y MORALES, 2006), permiten comprender cómo se generan este tipo de terrazas marinas. Comenzando con el desarrollo de un acantilado por el ataque del oleaje que erosiona la base del acantilado, generando una muesca o *notch*, la cual, a medida que se profundiza por la abrasión de los materiales detríticos heterométricos que acompañan el ataque del oleaje, hacen que posteriormente colapse por gravedad la cara del acantilado que se encuentra sobre *notch*, desplomándose y depositándose en la base del acantilado. Los materiales depositados protegen la base del acantilado hasta que son distribuidos y

depositados fuera del alcance del oleaje, una vez retirados estos materiales se inicia la creación de otro *notch*, haciendo que retroceda otra vez el acantilado.

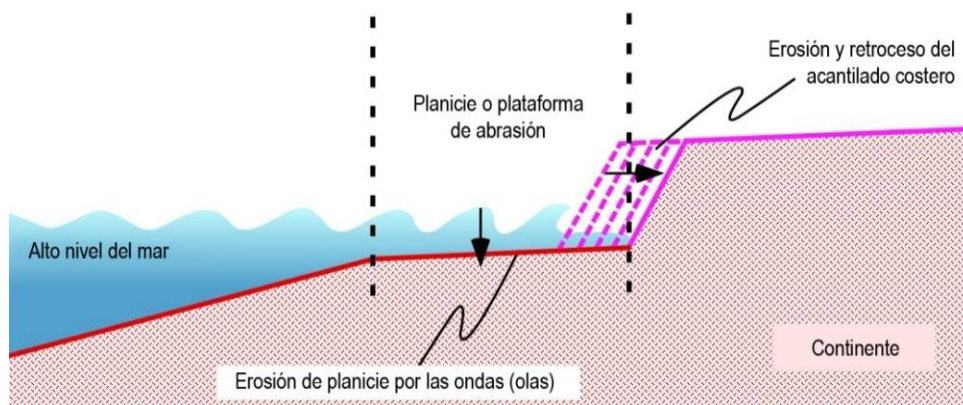


Fig. 16 Proceso de formación de una terraza de abrasión marina durante una transgresión marina: Una terraza de abrasión se forma a medida que retroceden los acantilados costeros. La flecha señala la superficie principal de erosión, correspondiente a la plataforma de abrasión. **Fuente:** SAILLARD (2008).

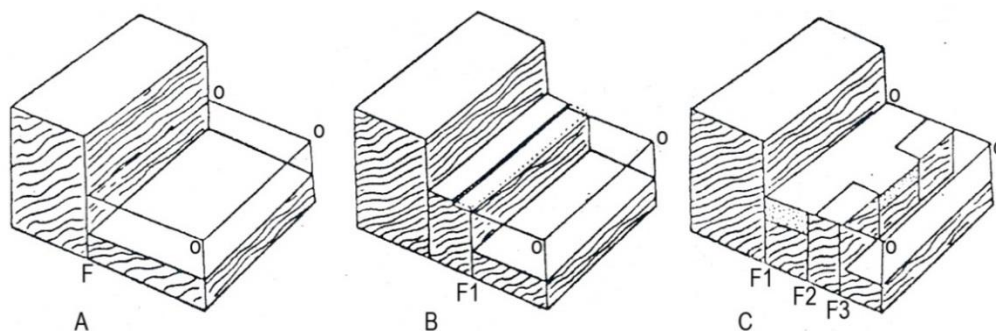
PASKOFF (1970), explica un modelo de evolución para la formación de terrazas marinas y plataformas de abrasión marina en el semiárido de Chile (Fig. 14). Primero, indica que la condición en la cual no se genera el desarrollo de una plataforma de abrasión y el retroceso de su acantilado, corresponden cuando la pared vertical rocosa del acantilado tipo *Plunging Cliff* y el fondo marino presentan una batimetría muy profunda, permitiendo que la acción de las ondas no sean influenciadas por el fondo y no se deformen y rompan, produciendo que las olas se reflejen sin poder erosionar notablemente el acantilado⁸ (Fig. 17A).

La condición donde sí se puede constatar el desarrollo de una plataforma de abrasión y posterior terraza marina (Fig. 17B), se genera cuando entre la pared vertical rocosa y el fondo marino se presenta una superficie sumergida aplanada que permite que la acción de las ondas sean influenciadas, se deformen y rompan, donde la energía del oleaje erosione en forma de *notch* y permita el retroceso del acantilado, el cual al encontrarse con una falla donde la parte vertical sobre el *notch* se desplome creando un mega acantilado, el material depositado será removido dependiendo de la acción glacioeustática. Este caso es el más común a lo largo de toda la costa semi árida de Chile.

Un elemento importante de señalar en relación al modelo de formación de plataforma de abrasión marina y posterior desarrollo de terrazas de abrasión marina propuesto por OTTAMANN (1965 en CASTRO Y MORALES, 2006) y PASKOFF (1970) es la presencia de una batimetría de poca profundidad, con una pendiente suave, cercana a la línea litoral, permitiendo que la acción de las olas sean efectivas y la erosión actué.

⁸ PASKOFF (1970) reconoce esta primera condición entre el tramo litoral de Papudo y Cachagua, donde la ladera vertical del cerro Higuera (692 m.s.n.m.), está en contacto directo con la costa. Lo que evidencia la ausencia de una plataforma de abrasión y de discretas formas producto de la acción marina en la ladera.

La condición C de la figura 17, será abordado cuando se describa la formación de las terrazas marinas con depósitos.



Topografía del margen continental y terrazas marinas. F: Falla. O: Nivel del Océano.

Fig. 17 MODELO EVOLUTIVO DE TERRAZAS MARINAS POR PASKOFF: (A) muestra la situación donde la posibilidad de crear una plataforma de abrasión marina y posterior terraza de abrasión son nulas; (B) Situación donde si es posible el desarrollo de una plataforma de abrasión marina y la posterior terraza de abrasión marina.; (C) Condición donde es posible el desarrollo de terrazas marinas sedimentarias. La presencia de *horsts*, los cuales dependen de su tamaño y del nivel del mar, funciona con islas o *stack*, y permiten la sedimentación con la costa. Después de la sedimentación producto de las transgresiones y regresiones, los *horsts* posibilitan la protección de estos sedimentos de la por la acción erosiva del mar. **Fuente:** PASKOFF (1970).

La litología es un elemento fundamental para la formación y preservación de las terrazas marinas. En el caso de las terrazas de abrasión marina, PASKOFF (1970), señala que ciertas rocas son más aptas que otras a la abrasión marina, como son las series sedimentarias que permiten un mejor aplanamiento que rocas correspondientes a rocas volcánicas. Para el caso de gran parte del semiárido costero, la presencia de formaciones antiguas como las paleozoicas, que no han sido cubiertas por las efusiones volcánicas mesozoicas, por lo cual estas formaciones paleozoicas presentan facies rítmicas, esquistos y areniscas, las cuales han sufrido un metamorfismo intenso, generando nuevas rocas, como mica esquistos, filitas y cuarcitas, las cuales presentan una resistencia media al ataque del oleaje, favoreciendo la abrasión marina y posterior conservación de las formas resultantes. La presencia de rocas masivas (rocas plutónicas) como los granitoides a lo largo de la costa de la región semiárida chilena, se presentan con variados espesores que van desde decenas de metros o más. Cuando las rocas masivas se encuentran fuertemente fisuradas y con un escaso proceso de descomposición producto de la meteorización, no presentan resistencia al aplanamiento marino y a la formación de plataformas y posterior presencia de terrazas de abrasión marina.

TRENHAILE (2000 en SAILLARD, 2008), establece una relación entre la litología y buzamiento de los estratos de un acantilado para el desarrollo de plataformas de abrasión marina y posterior formación de terrazas marinas, donde factores como el ancho de la plataforma, la resistencia de las rocas, el grado de irregularidad de la plataforma, la cantidad y persistencia de los materiales depositados al pie del acantilado más el periodo de las olas, permiten determinar la extensión de la plataforma, dado que si la roca es más resistente, más lenta será la erosión.

A lo cual SAILLARD (2008) agrega que la litología y el buzamiento de formaciones rocosas que se presentan estratificadas con las rocas volcánicas pueden presentarse favorables al desarrollo de plataformas y terrazas de abrasión marina. La relación entre la litología y su buzamiento se expresa cuando un acantilado presenta estratos o capas que están ordenados horizontalmente, permitiendo el desarrollo de plataformas y terrazas marinas escalonadas. Cuando las capas o estratos se encuentran con un buzamiento vertical o sub vertical y presentan una mayor inmersión con el fondo marino, la reducción en la energía erosiva de las olas al pie del acantilado produce plataformas más estrechas y posteriormente terrazas también más angostas.

SAILLARD (2008), señala que en una terraza de abrasión marina, la presencia de paleo *stack* y de materiales depositados a los pies de un paleo acantilado o *shoreline angle* (REGARD *et al.*, 2010), son indicadores de la litología de las rocas, de la estacionalidad y velocidad de regresión marina, donde la acción abrasiva del oleaje, no tuvo el tiempo necesario para erosionar y aplanar completamente estos remanentes de *stack*, así como también, la capacidad de arrastre de los materiales fuera de su área fuente (Fig. 18).

No obstante, la preservación de las terrazas costeras expuestas a un nuevo periodo interglacial, y dependiendo del nivel que alcance el mar, puede erosionar una terraza de abrasión o una serie de terrazas de abrasión formadas anteriormente, provocando un aumento en su tamaño, o simplemente erosionar por completo esta terraza, hasta el punto de que desaparezca por completo, eliminando la existencia de ella (MARQUARDT *et al.*, 2004; SAILLARD, 2008; *et al.* 2009; *et al.* 2011).

En relación a las terrazas marinas con depósitos, PASKOFF (1970; 1999); MARQUARDT *et al.* (2004); QUEZADA *et al.* (2007) y SAILLARD *et al.* (2012), señalan que la mecánica en la formación corresponde a los mismos procesos señalados anteriormente, vinculados principalmente al glacioeustatismo y solevantamiento tectónico (Fig. 19).

No obstante, la diferencia principal entre una terraza de abrasión marina y una terraza marina con depósitos, es que, las primeras se encuentran desarrolladas por ondas de corte (*wave-cut platforms*) en las penínsulas o en secciones de laderas que estaban en contacto directo con el océano y las segundas son desarrolladas por ondas de construcción (*wave-built terraces*), que se dan, en las paleo bahías y bahías actuales, identificando depósitos de sedimentos marinos y *beach ridges* (PASKOFF, 1970; ORTLIEB Y MACHARE, 1990; OTA y PASKOFF, 1993; MARQUARDT *et al.*, 2004; LE ROUX *et al.*, 2004; *et al.*, 2005; *et al.*, 2006; QUEZADA *et al.*, 2007 y SAILLARD *et al.*, 2012). Esta última característica señala otra importante diferencia, la litología donde se esculpió las secuencias de terrazas marinas. Las terrazas de abrasión marina se encuentran elaboradas en la roca *in situ*, como se explicó anteriormente, las terrazas marinas con depósitos se han construido en secciones o segmentos donde ha sido posible primero el avance del mar (transgresión) y posteriormente la depositación de sedimentos marinos, como son las paleo bahías.

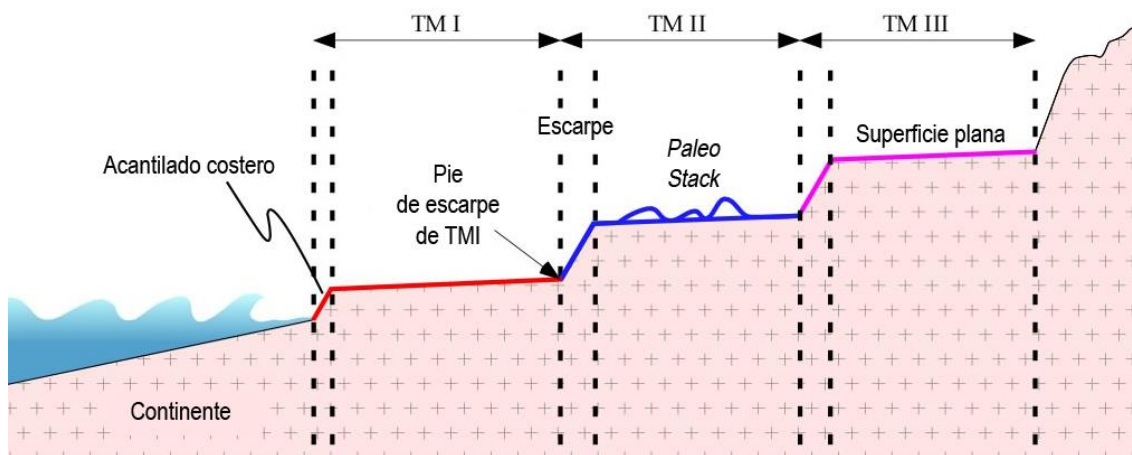


Fig. 18 Morfología de terrazas de abrasión marina desarrolladas por procesos glacioeustáticos y tectónicos: La terraza más antigua es TMIII y la más joven TMI. TMIII y TMI presentan superficies planas y limitados por los acantilados inactivo (Pie de escarpe). TMII, presentan una condición diferente en comparación de las anteriores, no presenta una superficie plana, sino paleo *stack*, los cuales son indicadores del rápido cambio del nivel del mar, tanto por una transgresión como una regresión marina, donde las acción abrasiva del oleaje no ha podido desgastar y erosionar estos remanentes. La presencia de estos paleo *stack*, es la ocurrencia de un gran alzamiento tectónico, que provoco que estas formas quedaran aisladas a la acción de las olas. **Fuente:** SAILLARD (2008).

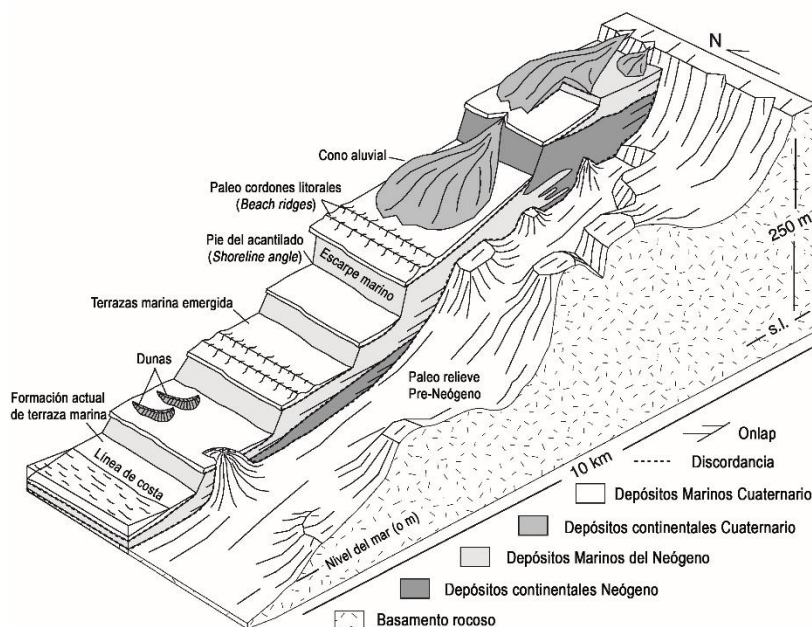


Fig. 19 Morfología de terrazas marinas con depósitos desarrollados por procesos glacioeustáticos y tectónicos: Esquema de reconstrucción por MARQUARDT *et al.* (2004) a lo largo del río Copiapó, muestra las relaciones geométricas y la discordancias entre el lecho rocoso y las unidades sedimentarias del Cenozoico Tardío. La importancia de este esquema radica en la superposición de las facies depositacionales tanto continentales como marinas que conforman una terraza marina con depósitos, también los procesos más recientes del Holoceno, como los conos aluviales y dunas. Sobre las terrazas marinas con depósitos se observan cordones litorales (*beach ridges*) formados por una regresión. **Fuente:** MARQUARDT *et al.* (2004).

Como se mencionó anteriormente PASKOFF (1970) en su modelo evolutivo y formación de terrazas marinas, señala tres casos, siendo el último caso, el que explica cómo se formaron las terrazas marina con depósitos (Fig. 17 C). La presencia de dos pequeños *horsts* alineados meridionalmente, separados entre sí por un compartimiento hundido, limitado hacia *offshore* por un graben hundido al pie del último gran bloque emergido. De acuerdo con los datos del autor, en cuanto comenzó la transgresión del Mioceno Medio al Superior, el nivel del mar en su apogeo, casi alcanzó la altura de los dos *horsts*, los cuales pueden funcionar morfológicamente como islas o *stack*, donde el mar deposita una serie arenosa en el bloque deprimido. Cuando el mar pierde su estabilidad o apogeo y comienza la regresión plio-cuaternaria los diferentes ciclos marinos quedan registrados en estos sedimentos poco resistentes depositados en el bloque deprimido. La conservación de estos depósitos es gracia a los *horsts*, que funcionaron como isla o *stack* y que después de la depositación funcionan como península, protegiendo y amortiguando a estos sedimentos de la acción erosiva del mar. PASKOFF (1970) establece que este caso queda claramente identificado en los alrededores de la bahía de Coquimbo, SAILLARD *et al.* (2012) establece que la construcción de las terrazas marina de la Bahía de Tongoy (Fig. 20) sigue el principio establecido por PASKOFF (1970) en su modelo de formación de terrazas marinas.

Tanto en las bahía de Mejillones, Caldera y Bahía Inglesa, Coquimbo y Tongoy, como en sus alrededores, los sedimentos depositados son el mejor testimonio del cambio del nivel del mar a lo largo de las costas de Chile desde fines del Mioceno (MARQUARDT *et al.*, 2005; 2004 SAILLARD, 2008).

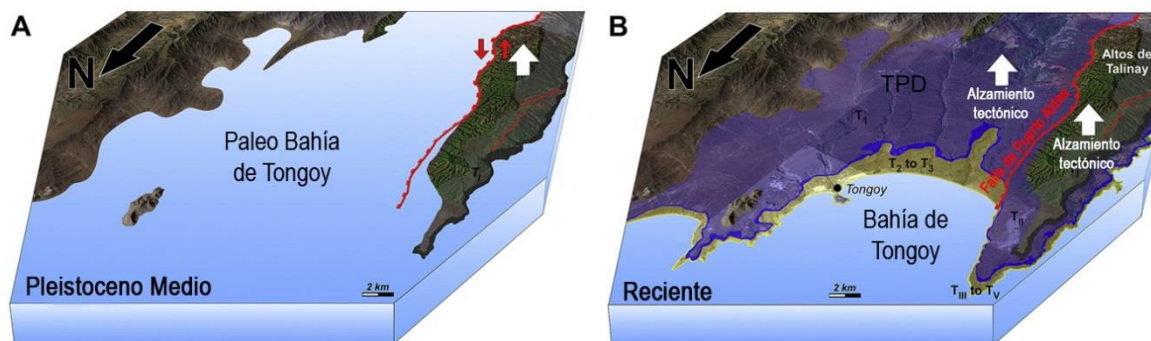


Fig. 20 Bloque diagrama de la paleo bahía de Tongoy. (A) Se aprecia la altura que alcanzó el nivel del mar en el Pleistoceno medio (~781 ka) y que cubre lo que hoy es la actual bahía de Tongoy. (B), corresponde a la actual bahía de Tongoy, donde PASKOFF (1970) identifico 5 niveles de terrazas marinas, desarrolladas por la depositación de sedimentos marinos tanto por las transgresiones y las regresiones, y preservadas por los alzamientos tectónicos (flechas blancas). Las flechas rojas indican el movimiento de la falla de Puerto Aldea. **Fuente:** SAILLARD *et al.* (2012).

Al igual que las terrazas de abrasión marina, cuando ocurre un evento de alzamiento tectónico, la superficie de la terraza marina con depósitos queda aislada de la acción del mar, pero a merced de la acción de los agentes sub aéreos. Al igual que en las terrazas de abrasión marina, un aumento del mar por sobre el límite anterior que labró una terraza marina, provoca un aumento en el tamaño, o la erosión por completo esta terraza, haciéndola desaparecer completo.

Un elemento característico de las terrazas de abrasión marina, pero especialmente más representativas en las terrazas marinas con depósitos, es que a medida que van retrocediendo el nivel del mar (regresión), se van formando antiguos niveles de playa, que son series o secuencias de líneas paralelas a la costa, que conforman cuerpos sedimentarios alargados, de altura métrica, formados por gravas, arenas, restos de conchas y fósiles de restos de conchas, que se acumulan en la zona supralitoral, que son los cordones litorales o *beach ridge*, los cuales se caracterizan por ser frecuentes componentes en las costas planas del Cuaternario (ORTLIEB Y MACHARE, 1990; OTA Y PASKOFF, 1993; OTVOS (2000); PFEIFFER, 2011 y SAILLARD *et al.*, 2012).

ORTLIEB Y MACHARE (1990), establecen que a diferencia de las terrazas de abrasión marinas, que permiten reconstruir la posición que alcanzó el nivel del mar en su máxima transgresión, los cordones litorales o *beach ridges* ofrecen un reducido interés para el estudio de las fluctuaciones del nivel del mar, ya que la altura de los cordones regresivos no pueden relacionarse con las fases conocidas de alto nivel marino. Sin embargo, OTA Y PASKOFF (1993), reconocen una serie de *beach ridges* en la Bahía de Tongoy, los cuales se formaron durante el retroceso de la línea costera, la utilización de datación absoluta por radiocarbono ^{14}C , se pudo establecer la edad de los cordones litorales, teniendo el más antiguo una edad de 5400 años, y el más joven 910 años. Posteriormente SAILLARD *et al.* (2012), estudia la evolución de las terrazas marinas con depósitos desarrollados en la paleo bahía de Tongoy, para ello data con otro método absoluto en base a Uranio-Torio (U-th), los restos de conchas depositados en los *beach ridge*, teniendo el más antiguo una edad aproximadamente de 300 ka.

Tanto los datos obtenidos por OTA Y PASKOFF (1993) y SAILLARD *et al.* (2012), mediante la datación de los *beach ridge* de la paleo bahía de Tongoy, refuerzan lo dicho por OTVOS (2000), permitiendo evidenciar que estos cordones litorales son un elemento importante para reconocer y correlacionar la edad, la variación del nivel del mar y la tasa de alzamiento tectónico, con otras terrazas marinas del Neógeno.

Como se estableció anteriormente, la litología es una de las características más relevantes a la hora de identificar y reconocer terrazas marinas, donde los sedimentos marinos litificados que conforman las terrazas marinas con depósitos, son la estructura principal, la cual es observada y analizada mediante perfiles estratigráficos.

Los perfiles estratigráficos de una terraza marina con depósitos y su ciclotema (secuencia de sedimentos depositados rítmicamente), permite determinar la naturaleza de sus ambiente depositacional, si estos son marinos o continentales, así como también su composición granulométrica, que abarca desde bloques hasta arenas finas, arcillas y limos.

Sin embargo, para una comprensión que abarque la totalidad de los aspectos de un cuerpo de roca caracterizado por una combinación particular de rasgos litológicos, físicos y de estructuras biológicas y paleontológicas que confieren características diferentes, que los dispuestos sobre, bajo o lateralmente adyacente a una unidad estratigráfica (WALKER Y JAMES, 1992 en CARREÑO, 2012), esta definición se refiere al término acuñado por GRESSLY (1838 en CARREÑO, 2012) de facies.

La identificación de facies depositacionales refleja un proceso particular, un conjunto de condiciones o un ambiente específico, donde se deben interpretar considerando el contexto que lo rodea, ya que asociación de facies están genética o ambientalmente relacionadas (COLLINSON, 1969 en CARREÑO, 2012).

LE ROUX (*et al.* 2004; *et al.* 2005; *et al.* 2006), establece para las costas de Chile del semiárido, una zonificación de las profundidades de los ambientes sedimentarios (Tabla 2).

Por lo cual, la importancia en la interpretación de los modelos de facies, adquiere una gran utilidad ya que permiten reconocer no sólo los ambientes depositacionales de las sucesiones sedimentarias, sino también un completo contexto en el cual se formaron las terrazas marinas, como es su clima, patrones de circulación oceánica, tasas de sedimentación y las tasas y las naturalezas de los cambios glacioeustáticos y tectónicos locales, regionales y globales (MIDDLETON, 2004 en CARREÑO, 2012).

TABLA 2 Zonas batimétricas de los ambientes submarinos.

AMBIENTE (Facies)	RANGO BATIMÉTRICO (mbnm*)	PROFUNDIDAD MEDIA (m)	ERROR (m)
Zona litoral o Playa	0	0	-
Frente de playa superior	0 – 40	20	± 20
Frente de playa medio	40 – 60	50	± 10
Frente de playa inferior	60 – 100	80	± 20
Plataforma continental interior	100 – 140	120	± 20
Plataforma continental externa	140 – 200	170	± 30
Talud continental superior	200 – 500	350	± 150
Talud continental medio superior	500 - 1500	1000	± 500
Talud continental medio	1500 – 2500	2000	± 500
Talud continental inferior	2500 – 5500	4000	± 1500

*Metros bajo el nivel del mar. **Fuente:** LE ROUX *et al.* (2004; 2005; 2006).

2.3.4 TERRAZAS MARINAS A LO LARGO DE LA COSTA ÁRIDA Y SEMIÁRIDA DE CHILE

A lo largo de la costa de Chile, especialmente en la costa árida y semiárida, la presencia de terrazas marinas cuaternarias, señalan la importante actividad glacioeustática y tectónica, evidenciando los máximos y mínimos niveles alcanzados por el mar, así como también los alzamientos tectónicos, tanto a nivel local como regional, ocurrido durante el Cuaternario.

De acuerdo con la distribución de los sedimentos marinos del Neógeno (MARTÍNEZ-PARDO, 1990 en CHARRIER *et al.*, 2007), que conforman las distintas terrazas marinas a lo largo de la costa de Chile, estos reciben diferentes nombres de acuerdo a su ubicación geográfica (Fig. 21). En cuanto a la costa del norte de Chile, la primera de estas unidades corresponde a la Formación La Portada, entre Mejillones y Antofagasta. La segunda unidad se presenta entre los sectores de Caldera – Bahía Inglesa y se conoce como Formación Bahía Inglesa. En la zona del semiárido se encuentra la Formación Coquimbo, específicamente abarca entre los sectores de Carrizalillo y la Bahía de Tongoy.

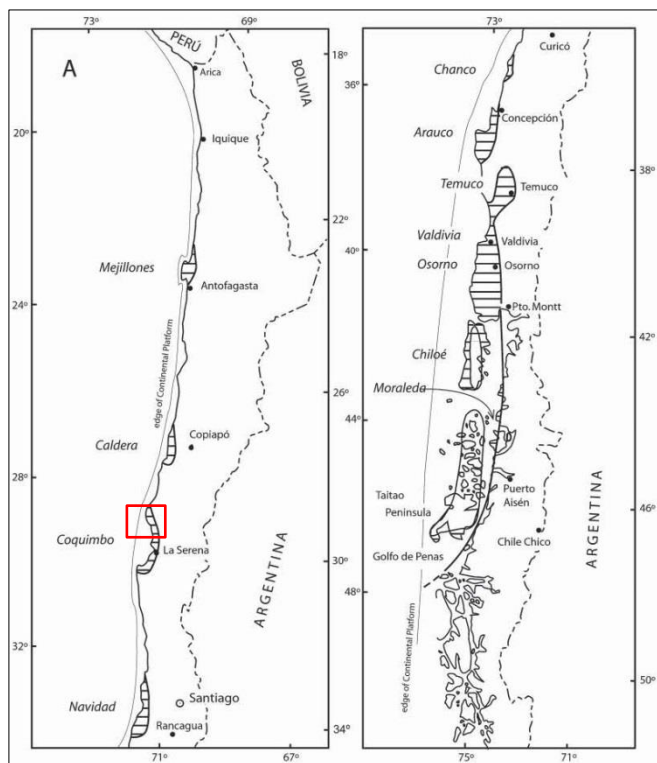


Fig. 21 Distribución de los principales depósitos sedimentarios costeros del Neógeno: Conforman actualmente las terrazas marinas con depósitos desde Antofagasta (23°S) hasta la Península del Taitao (47°S). El recuadro de color Rojo indica el área de estudio de la presente investigación.

Fuente: MARTÍNEZ-PARDO (1990 en CHARRIER *et al.*, 2007).

Los primeros estudios sobre terrazas marinas y su relación cronológica durante el periodo del Cuaternario, fue elaborada durante los años 60, cuando (a) no se disponía de métodos para establecer la edad de los depósitos como son los radiocronológicos (U/Th y ERS)⁹ o biogeoquímicos (Racemización de aminoácidos); (b) Se consideraba aún que sólo se habían

⁹ Uranio – Torio y Resonancia electromagnética.

producido cuatro grandes glaciaciones desde el Pleistoceno superior; (c) Se consideraba común suponer que el nivel del mar había alcanzado alturas “eustáticas”, características de cada episodio interglacial de hasta varias decenas de metros por encima de su posición actual (ORTLIEB *et al.*, 1997).

Debido a estos, las terrazas marinas de la costa nor-chilena desde Mejillones hasta Coquimbo fueron atribuidas a la época e identificadas bajo el nombre de Serena (*Sereniense*) I y II del Pleistoceno inferior y Herradura (*Herraduriense*) I y II del Pleistoceno medio y superior. La llegada de la década de los 70 y los avances tecnológicos en los resultados de la geocronología de las terrazas marinas, han podido modificar la clasificación que se tenía antes de esta década. También en esta década se introdujo un cambio conceptual en los fundamentos de la cronoestratigrafía del Cuaternario, como fue establecer la recurrencia de 100.000 años para los ciclos interglaciales, durante el último millón de años, así como también es aceptado el hecho de que el nivel del mar nunca subió significativamente sobre el nivel actual, o a lo máximo unos 6 metros durante el último máximo interglacial (ORTLIEB *et al.*, 1997).

El trabajo de investigación más septentrional sobre terrazas marinas en la costa árida de Chile, se encuentran en el área comprendida entre la Bahía de Mejillones hasta Bahía de Antofagasta, donde se presentan terrazas de abrasión marinas con sedimentos del Neógeno y *beach ridge* que muestran los diferentes niveles glacioeustáticos y tectónicos que han modelado esta área (ORTLIEB *et al.* 1996a; 1996b; 1997 y MARQUARDT *et al.*, 2005).

ORTLIEB *et al.* (1996a; 1996b; 1997), estableció para el norte de la Península de Mejillones, específicamente para los sectores de Hornito y Chacaya la presencia de tres y cuatro niveles de terrazas de abrasión marinas respectivamente (Fig. 22a), con una cubierta de sedimentos. Morfoestratigráficamente la primera terraza (TM I), se encuentra aproximadamente es entre ± 18 y 25 m.s.n.m., de acuerdo con los análisis de serie de Uranio (U-serie) de los fragmentos de conchas corresponde al Pleistoceno superior y su labrado fue durante el MIS 5e y 5c (119 ± 5 y $105,3\pm 10$ ka). La segunda y tercera terraza marina (TM II y TM III), se encuentran a $\pm 50 - 55$ y a ± 80 m.s.n.m., ambas fueron datadas mediante un análisis aminoestratigráfica (amino ácidos epimerización) en fragmentos de conchas, arrojando como época a ambas terrazas el Pleistoceno medio, en el caso de la terraza marina II, corresponde al MIS 7 (220 ka) y para la terraza marina III al MIS 9 (330 ka). La cuarta terraza marina (TM IV) sólo se encuentra en el sector de Chacaya, a una altura de ± 90 m.s.n.m., su datación se realizó mediante U-serie, especialmente a fragmentos de moluscos de aguas más cálidas como en la actual costa del Perú, y son *Donax peruvianus* y *Trachycardium procerum*, se determinó que corresponde también al Pleistoceno Medio, pero al MIS 11 (428 ± 35 ka). De acuerdo con los datos obtenidos para las edades de las terrazas marinas, se pudo obtener la tasa de alzamiento para la zona norte de la Península de Mejillones, donde TMI sufrió un alzamiento de 30 m durante los últimos 120 ka, con un promedio de tasa de alzamiento de 0.24 m/ka. Para TM II y III, el promedio en la tasa de alzamiento se mantuvo en ± 0.24 m/ka, evidenciando un comportamiento estable y poco afectado por los movimientos locales. Para TM IV no se tienen datos sobre su tasa de alzamiento, sin embargo se establece que antes de los 400 ka el régimen de alzamiento fue lento o muy lento.

La tabla 3 presenta un resumen con los valores correspondientes a los niveles de altura (m.s.n.m.), estadio isotópicos marinos (MIS) y su edad (ka), así como también los métodos de datación utilizados y la tasa de alzamiento tectónico (m/ka), para las terrazas marinas de Hornito y Chacaya.

TABLA 3 Resumen de las terrazas marinas en Hornito y Chacaya.

TM	ALTURA TM (m.s.n.m.)	MIS (ka)	TASA DE ALZAMIENTO PROMEDIO (m/ka)	MÉTODO DE DATACIÓN
I	± 18 a 25	5e (119±5) 5c (105,3±10)	±0.24	U-Serie
II	± 50 a 55	7 (220)	±0.24	aminoácidos
III	± 80	9 (330)	±0.24	aminoácidos
IV	± 90	11 (428±35)	-	U-Serie

Fuente: Elaboración propia, en base a ORTLIEB *et al.* (1996a; 1996b; 1997).

El área de la Pampa de Mejillones y del Cerro Morro Mejillones, MARQUARDT *et al.* (2005), analiza las secuencias de *beach ridge* y terrazas de abrasión marina respectivamente. Tanto la Pampa de Mejillones como el Cerro Morro Mejillones, se encuentran separados por la falla de Mejillones.

La Pampa de Mejillones (Fig. 22b) se caracteriza por presentar una secuencia de seis cordones de playas o *beach ridge*, labrados en depósitos marinos del Cuaternario, los cuales se encuentran sobre depósitos del Neógeno (Mioceno – Plioceno) de la Formación la Portada (MARQUARDT *et al.*, 2005; FERRARIS y DI BIASE, 1978 en CORTÉS *et al.* 2007). La diferencia entre la playa del Holoceno y los *beach ridge* del Pleistoceno, es que se encuentra separado por un acantilado que se desarrolló durante el máximo nivel marino del Holoceno hace aproximadamente 6 ka. De acuerdo a los datos obtenidos para la geocronología de la Pampa de Mejillones mediante U-serie y aminoácidos de los trabajos realizados por ORTLIEB *et al.* (1996a; 1996b; 1997) en Hornitos y Chacaya, los que se aplican a los perfiles y muestra obtenidas por MARQUARDT (*et al.* 2005), determinaron que los cuatro *beach ridge* más altos corresponden a los 4 últimos interglaciales, los dos más bajos pertenecen al sub estadio isotópico 5.

El *beach ridge* más alto corresponde al MIS 11 (430 ka), a una altura promedio de ±160 m.s.n.m. Después a una altura menor promedio de ±129 m.s.n.m. está el siguiente *beach ridge* que fue datado para el MIS 9 (330 ka), después a ±63.4 m.s.n.m. como altura promedio se estableció el MIS 7 para este *beach ridge*. Finalmente y correlativo al último Máximo Interglacial el MIS 5(e), aparece un *beach ridge* que se encuentra a una altura de ±43.3 m.s.n.m., a una altura entre ±29.8 y 16.4 m.s.n.m., aparecen los dos últimos *beach ridge* correspondientes al sub MIS 5c y 5a (MARQUARDT *et al.*, 2005). Como ancho promedio de separación, los *beach ridge* se encuentran entre ±160 y 570 metros de distancia.

La tasa de alzamiento promedio de los *beach ridge* es ±0.20 – ±0.50 m/ka. El *beach ridge* del MIS 11, la tasa de alzamiento es aproximadamente de ±0.40 m/ka, al igual que para la parte más alta de la pampa. Para los *beach ridge* que se encuentran entre los 330 ka la tasa de alzamiento es de ±0.15 m/ka, para el sector de Hornito la tasa de alzamiento de este mismo período es de ±0.25 m/ka. En el

sector de la cabecera y el borde orientado de la pampa, su alzamiento es aproximadamente de ± 0.40 a ± 0.50 m/ka, y para la zona nor-occidental es de ± 0.25 a ± 0.40 m/ka (MARQUARDT *et al.*, 2005).

Para el sector del Cerro Morro Mejillones (Fig. 22b), MARQUARDT (*et al.*, 2005), reconocen la presencia de secuencias de terrazas de abrasión marina con depósitos del Cuaternario (Pleistoceno), y con presencia de depósitos aluviales y coluviales. La secuencia de terrazas de abrasión marina se encuentran separadas por dos grandes subdivisiones, Terraza Alta (Plioceno Superior) y Terraza Baja (Pleistoceno Medio y Superior), la división entre la terraza alta y baja es por un acantilado de 100 metros. La terraza alta, la secuencia más alta se encuentra a 575 m.s.n.m., presenta un depósito de ceniza de 0.5 metros, con una edad de 3.26 ± 0.16 Ma, el nivel más bajo se encuentra a 350 m.s.n.m. Para la terraza baja (tabla 4), se ha establecido su correlación con los cuatro últimos interglaciales. El nivel más alto y el más antiguo datado por medio de ^{21}Ne en sedimentos de cuarzo, estableció como edad al MIS 11 (430 ka), una altura promedio de ± 280 m.s.n.m. Los tres siguientes niveles se encuentran relacionados mediante los datos obtenidos por la geocronología del sector de Hornito por ORTLIEB *et al.* (1996a; 1996b) a los MIS 9, 7 y 5. Para el MIS 9 (330 ka), el nivel de terraza se encuentra a ± 208 m.s.n.m., el nivel de terraza del MIS 7 (229 ka) a ± 127 m.s.n.m. y el MIS 5, específicamente al 5e (127 ka), su nivel se encuentra a $\pm 72,7$ m.s.n.m., con un paleoacantilado de 30 metros y un ancho promedio de 2 km. Para el caso de los tres últimos niveles de terraza, el más bajo de ellos corresponde a la actual plataforma de abrasión (Holocénica) con una altura promedio de nivel de ± 4.5 m.s.n.m., los otros dos niveles de terrazas corresponden al MIS 5, más específicamente al 5c y 5a, con alturas de ± 42.7 y 34 m.s.n.m.

La tabla 4 presenta un resumen con los valores correspondientes a los niveles de altura (m.s.n.m.), estadio isotópicos marinos (MIS) y su edad (ka), así como también los métodos de datación utilizados y la tasa de alzamiento tectónico (m/ka), para las terrazas marinas de la Península de Mejillones.

TABLA 4 Resumen de las terrazas marinas en la Península de Mejillones.

CERRO MORRO MEJILLONES				PAMPA DE MEJILLONES			
TM	ALTURA (m.s.n.m.)	MIS	TASA DE ALZAMIENTO PROMEDIO (m/ka)	TM	ALTURA (m.s.n.m.)	MIS	TASA DE ALZAMIENTO PROMEDIO (m/ka)
I	± 2.9	1	± 0.68 Y ± 0.57	I	± 4.5	1	± 0.20 Y ± 0.50
II	± 16.4	5a		II	± 34	5a	
III	± 29.8	5c		III	± 42.7	5c	
IV	± 43.3	5e		IV	± 72.7	5e	
V	± 63.4	7		V	± 127	7	
VI	± 129	9		VI	± 208	9	
VII	± 160	11*		VII	± 280	11	

*Datación con Neón 21. Fuente: Elaboración propia, en base a MARQUARDT (*et al.*, 2005).

Al sur de la Península de Mejillones, a 425 km, se encuentra el sector de Caldera y Bahía Inglesa (27°), donde se presenta una de las secuencias de terrazas marinas mejor conservadas y mayor altura a lo largo de la costa de América del Sur. MARQUARDT *et al.* (1999), en base a análisis morfoestratigráficos a las terrazas marinas del Cuaternario, propone una secuencia al Este de Caldera de seis diferentes niveles de terrazas, que marcan los niveles de máxima transgresión

marina alcanzados por los últimos interglaciales. Las alturas de estos niveles se encuentran entre los ± 3 ; ± 25 ; ± 44 ; ± 110 ; ± 162 y ± 200 m.s.n.m.

La tasa de alzamiento tectónico obtenido para este sector para el último medio millón de años es de un rango variable de ± 0.40 a ± 0.20 m/ka (MARQUARDT *et al.*, 1999). La tasa de alzamiento tectónico es concordante con los datos de alzamientos obtenidos por ORTLIED *et al.* (1996a; 1996b; 1997) en Hornito y Chacaya, pero no concuerdan con las tasas de alzamientos al suroeste de la Bahía de Antofagasta.

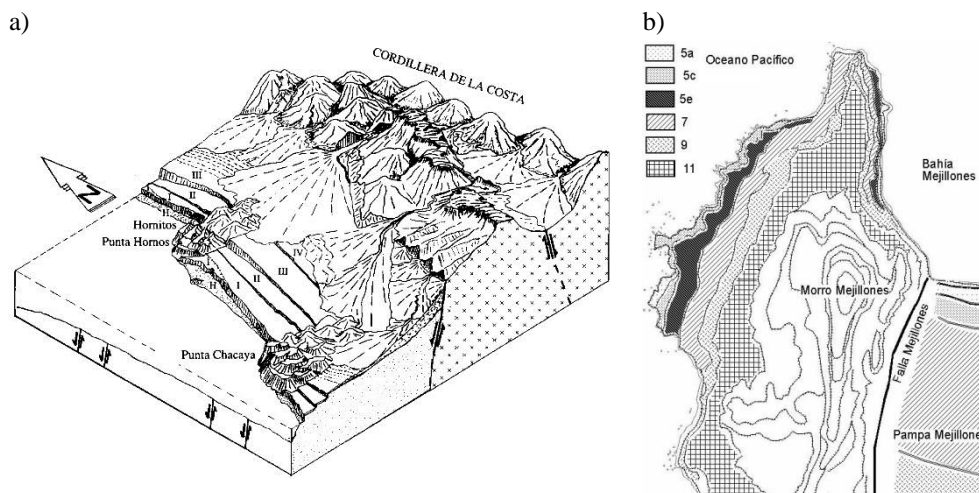


Fig. 22 Terrazas marinas de Hornito y Chacaya y Mejillones: **(a)** Bloque diagrama de las terrazas marinas en Hornito y Chacaya; **(b)** imagen de las secuencias marinas en la Península de Mejillones, en Cerro Morro Mejillones se presentan terrazas de abrasión marina. En la Pampa de Mejillones se identifican cordones de playas o *Beach ridge*. **Fuente:** ORTLIED *et al.* (1996a) y MARQUARDT *et al.* (2005).

MARQUARDT *et al.* (2004), en su estudio sobre la neotectónica asociada a los alzamientos y deformaciones de las terrazas marinas en la zona de Caldera y Bahía Inglesa, precisó el número y los valores obtenidos en 1999 para las terrazas marinas de estos sectores. Para ello utiliza la misma metodología que aplicó en 1999, pero para determinar de forma más precisa el número de terrazas marinas, **(a)** primero y mediante la utilización de en terreno de altímetro Barométrico determinó el número real de secuencias de terrazas, las cuales también las correlacionó lateralmente y verticalmente con las sucesivas transgresiones del nivel del mar ocurridas durante el Pleistoceno Medio y Superior (MIS 11; 9; 7; 5) y el Holoceno (MIS 1 durante el Holoceno Medio) en área conocidas en todo el mundo. Posteriormente, **(b)** la identificación de moluscos de aguas cálidas como son los bivalvos de *Donax peruvianus* y *Trachrycardium procerum*, los cuales fueron datados por ORTLIED *et al.*, (1995; 1996; 1997) y corresponden al MIS 11 (430 ka); **(c)** La datación a los depósitos marinos de áreas circundantes a Caldera en base a U/Th, ERS y recemización de aminoácidos de los trabajos de RADTKE (1987 en MARQUARDT *et al.*, 1999) y LEONARD (1994 en MARQUARDT *et al.*, 1999); finalmente una comparación gráfica del espacio relativo entre la terrazas y cada secuencia obtenida.

El resultado final de esta metodología dio como resultado la identificación de 7 y 8 terrazas respectivamente, las cuales se encuentran entre los ± 3 y los ± 200 m.s.n.m., tanto para Caldera y Bahía Inglesa (Fig. 23). Sin embargo, la información entregada por MARQUARDT *et al.* (2004), sobre la identificación de la secuencia de terrazas marinas sólo corresponden, en el caso de Caldera, para 6 niveles de terrazas y para Bahía Inglesa, 7 niveles de terrazas. Con la correlación en datación para las edades en el área de Caldera – Bahía Inglesa, MARQUARDT *et al.* (2004), asignó a estas terrazas, las siguientes estadios isotópicos, MIS 11; MIS 9; MIS 7, MIS 5 MIS 1.

Para el caso de las terrazas marinas de Caldera identificadas por MARQUARDT *et al.* (2004), la terraza más alta TMVII, se encuentran a 205 ± 10 m.s.n.m., pero como se señaló anteriormente no se obtiene una edad absoluta, si se señala la presencia de fauna marina (moluscos del Cuaternario); Para TMVI la altura establecida es de 162 ± 10 m.s.n.m. y corresponde al MIS 11 (430 ± 3 ka), en esta terraza se encontraron fragmentos de conchas de *Donax peruvianus* y *Trachrycardium procerum*, moluscos correspondientes a aguas marinas más cálidas que las actuales. También se presentan secuencias de *beach ridge*, lo que señalan los niveles de regresión marina; TMV, se caracteriza por presentar una altura de 110 ± 3 m.s.n.m., pertenece al MIS 9 (330 ± 10 ka); TMIV, tiene una altura de 67.7 ± 7 m.s.n.m. y corresponde al MIS 7 (210 ± 10 ka); TMII presenta una altura de 44 ± 5 m.s.n.m. y pertenece al inicio del último máximo interglacial, al MIS 5e (125 ± 5 ka), esta secuencia se caracteriza por ser estrecha y que fue erosionada durante la formación de TMII; Para TMII, la altura es de 25 ± 5 m.s.n.m. y corresponde al MIS 5c (100.5 ± 5 ka), esta terrazas corresponde a un sub estadio isotópico del MIS 5, al igual que TMIII, en esta nivel se presentan *beach ridge*; finalmente TMI corresponde a la actual playa arenosa de Caldera, presenta una altura de 3 ± 1 m.s.n.m. y pertenece al MIS 1 (6 ± 2 ka), su edad corresponde al máximo nivel marino del Holoceno.

En Bahía Inglesa, la secuencia de terrazas marinas identificadas por MARQUARDT *et al.* (2004), son 8, pero al igual que en Caldera sólo se obtuvo la edad para 7 niveles de terrazas. Para la TMVIII, sólo se determinó que presenta una altura de 210 ± 20 m.s.n.m., y presenta fauna marina de moluscos del Cuaternario; TMVII, corresponde a una altura de 139 ± 10 m.s.n.m. y pertenece al MIS 11 (430 ± 30 ka), al igual que en Caldera, aquí se encontró los mismos moluscos de aguas cálidas, así como también la presencia de *beach ridge*; En el caso de TMVI, su altura actual es de 115 ± 5 m.s.n.m. y corresponde al MIS 7 (330 ± 10 ka), esta terrazas también presenta secuencia de *beach ridge*; En TMV, la altura de esta terraza es de 78 ± 7 m.s.n.m. y corresponde al MIS 7 (210 ± 10 ka), presenta al igual que las dos anteriores terrazas secuencia de *beach ridge*; La cuarta terrazas TMIV, tiene una altura de orden de los 40 ± 5 m.s.n.m. y pertenece al MIS 5e (125 ± 5 ka), esta terraza presenta un pequeño paleo acantilado que separa a TMV; Las terrazas TMIII y II presentan alturas que se encuentran entre los 31 ± 5 y los 10 ± 5 m.s.n.m. y ambas corresponde a los MIS 5c (100.5 ± 5 ka) y 5a (83.3 ± 3 ka), estas dos terrazas presentan en su superficie *beach ridge*, que indican las regresiones marinas durante las glaciaciones. Tanto TM IV, III y II, pertenecen a al MIS 5, que corresponde al último máximo interglacial. Finalmente TMI, corresponde al igual que en Caldera al Holoceno, se mantiene la misma altura y edad (3 ± 1 m.s.n.m.; MIS 1 (6 ± 2 ka) correspondiente al máximo nivel marino del Holoceno.

La tasa de alzamientos tectónico obtenido por MARQUARDT *et al.* (2004), entrega como resultado que las terrazas marinas correspondientes a los MIS 11; 9; 7 y 5, tanto para Caldera como Bahía

Inglesa, presentan un alzamiento promedio de 0.34 ± 0.06 m/ka. Para el caso del Holoceno (MIS 1), el promedio de alzamiento tectónico es del orden de los 0.33 ± 0.06 m/ka, lo que señala que durante los últimos 430 ka, el alzamiento tectónico ha sido en general constante y continuo. Los valores de alzamientos obtenidos por MARQUARDT *et al.* (1999) y comparados en MARQUARDT *et al.* (2004), concuerdan con los rangos promedios, ya que el 1999 se estimó como promedio de alzamiento entre ± 0.40 a ± 0.20 m/ka para los últimos 500 ka, y en 2004 para los últimos 430 ka la tasas promedio es de orden 0.34 ± 0.06 m/ka. Finalmente MARQUARDT *et al.* (2004), señala que las terrazas que se encuentran sobre los 200 m.s.n.m., presentan tasas de alzamientos mucho más lentos, especialmente durante 1 Ma atrás.

La identificación de las terrazas marinas más altas de Caldera y Bahía Inglesa, tanto en su altura, edad y morfología corresponden al trabajo de investigación realizado por QUEZADA *et al.* (2007).

Para la determinar la altura de estas dos terrazas se identificaron dos lugares, esto se debe a la dificultad producto de los depósitos clásticos aluviales y coluviales que descienden de la Cordillera de la Costa. El primero de ellos corresponde a Bahía Inglesa a 8 km del litoral y 300 metros al Oeste de la Cordillera de la Costa, esta terraza se encuentra labrada en coquinas finas parcialmente litificadas y con abundante estratificación cruzada característico de la Formación Bahía Inglesa. El segundo lugar corresponde el Oeste de Puerto Viejo se localiza a 17 km del litoral y a 2 km de la Cordillera de la Costa, esta terraza presenta varios cordones de playas o *beach ridge*, formados por franjas de conglomerados bioclásticos, con abundantes cuarzo redondeados y sobre estos se pueden encontrar algunos clastos de cuarzo angulosos aportados por conos aluviales locales (QUEZADA *et al.*, 2007).

La altura de estas terrazas fue obtenida por altímetro, arrojando como resultados para el primer sector de 223 ± 1 m.s.n.m. y para el segundo sector una altura de 224 ± 1 m.s.n.m. (QUEZADA *et al.*, 2007).

Para la datación de las terrazas más altas, correspondientes a Caldera y Bahía Inglesa, ubicadas entre los 200 y los 230 m.s.n.m. QUEZADA *et al.* (2007), utilizando por primera vez el nucleído cosmogénico ^{21}Ne en terrazas marina con depósitos, donde obtuvo edades que se encuentran entre los 860 ± 11 ka. En relación a los estadios isotópicos donde pudieron formarse las terrazas marina con depósitos, corresponden a MIS 19, 21 y 25, dado que no se pudo precisar a qué MIS corresponde su formación. Estos se debe a que las tasas de alzamientos para estos tres MIS son similares con un promedio de 280 ± 20 m/ka, lo que señala que en cualquiera de estos MIS se pudo labrar estos dos niveles de terrazas marinas sobre los 200 m.s.n.m.

Las tasas promedio de alzamiento tectónico, para las terrazas marina con depósitos datadas por MARQUARDT (2004) son de 0.34 ± 0.06 m/ka, y en caso de las terrazas más altas datadas por QUEZADA *et al.* (2007) son de 0.28 ± 0.02 m/ka. La diferencia entre la altura y las edades de las terrazas marina con depósitos datadas por MARQUARDT (2004) y por QUEZADA *et al.* (2007), evidencia que entre las dos terrazas más altas y las demás, existió un período donde el nivel del mar permaneció muy por debajo del nivel actual, incluyendo los interstadiales desarrollados en ese

período, y que el alzamiento tectónico fue más lento que en los últimos 400 ka (QUEZADA *et al.*, 2007).

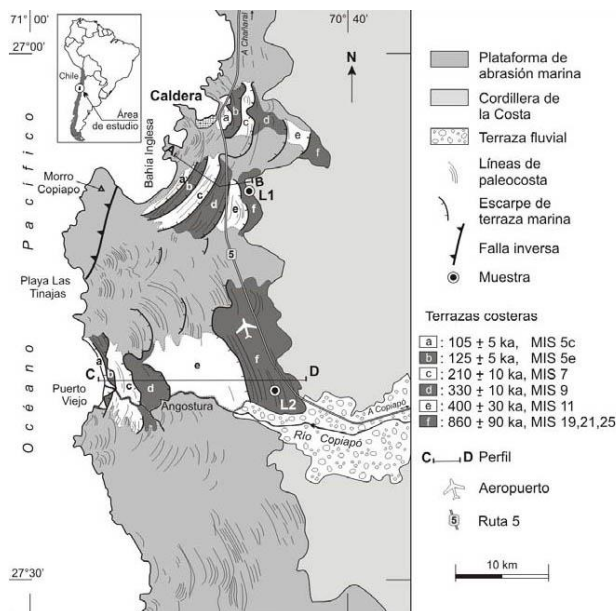


Fig. 23 Secuencia geomorfológica de terrazas marinas en Caldera y Bahía Inglesa: Los puntos L1 y L2, sectores donde se dataron las terrazas más altas. De a-e secuencia de terrazas marinas según MARQUARDT *et al.* (2004) y f pertenece a la terrazas datada por QUEZADA *et al.* (2007). **Fuente:** QUEZADA *et al.* (2007).

La tabla 5 presenta un resumen con los valores correspondientes a los niveles de altura (m.s.n.m.), estadio isotópicos marinos (MIS) y su edad (ka), así como también los métodos de datación utilizados y la tasa de alzamiento tectónico (m/ka), para las terrazas marinas de Caldera y Bahía Inglesa.

TABLA 5 Resumen de las terrazas marinas en Caldera y Bahía Inglesa.

CALDERA				BAHÍA INGLESА					
TM	ALTURA (m.s.n.m.)	MIS (ka)	TASA DE ALZAMIENTO (m/ka)		TM	ALTURA (m.s.n.m.)	MIS	TASA DE ALZAMIENTO (m/ka)	
			PROM.	IND.				PROM.	IND.
I	3±1	1 (6±2)	0.34±0.06	0.33±0.26	I	3±1	1	0.34±0.06	0.33±0.26
	-	5a (83.3±3)		-	II	10±5	5a		0.31±0.07
II	25±5	5c (100.5±5)		0.39±0.06	III	31±5	5c		0.45±0.06
III	44±5	5e (125±5)		0.31±0.05	IV	40±5	5e		0.28±0.05
IV	67±7	7 (210±10)		0.33±0.04	V	78±7	7		0.39±0.04
V	110±3	9 (330±10)		0.32±0.04	VI	115±5	9		0.34±0.02
VI	162±10	11 (430±30)	0.38±0.04	VII	139±10	11	0.32±0.04		
VII*	224±6	19 (780±10)	0.28±0.02	0.32±0.02	VIII*	224±6	19	0.28±0.02	0.32±0.02
	224±6	21 (860±10)		0.28±0.01		224±6	21		0.28±0.01
	224±6	25 (960±10)		0.23±0.01		224±6	25		0.23±0.01

*Datación con Neón 21. **Fuente:** Elaboración propia, en base a MARQUARDT *et al.* (2004) y QUEZADA *et al.* (2007).

A lo largo del semiárido chileno, la secuencia de terrazas marinas en la Bahía de Coquimbo se considera entre las mejores estudiadas en la costa del pacífico en América del Sur (PASKOFF, 1970; LEONARD Y WEHMILLER, 1992).

PASKOFF (1970) es el primero en realizar un completo estudio geomorfológico y evolutivo de las terrazas marinas en la Bahía de Coquimbo, donde se identifican cinco niveles marinos del Pliocuatrnario, los cuales se encuentran cubiertos por depósitos de playas fosilíferos y separados por paleo acantilados, los cuales atestiguan las posiciones sucesivas de la línea de costa en su movimiento de retroceso, desde el Plioceno hasta su posición actual. Sin embargo DARWIN en 1846, fue el primero en identificar y describir con precisión la sucesión de antiguos niveles en esta bahía, notando que los depósitos que conforman estas terrazas presentan una fauna similar a la actual, pero los depósitos subyacentes muestran especies en gran parte desaparecidas, a lo cual el denominó como Formación Coquimbo y representan a los sedimentos del Mioceno.

La Formación Coquimbo presenta un espesor aproximadamente 250 metros, sus sedimentos son de tipo nerítico y sub litoral, su litofacies se encuentran conformadas por areniscas, arenas poco cementadas y calcáreas ($< 5\% \text{ CaCo}_3$), a menudo amarillenta, pero también verdosa, blanquecina y grisáceas con granos finos y medio, cuarzos angulosos, con contenido de limo y arcillo (20% a 30%), también se pueden encontrar entre los depósitos de arenas lentes de grava perfectamente pulidas, probablemente abandonadas por corrientes marinas y algunas grandes bloques desplazados por corta distancia a partir de basamento rocoso que tiene una topografía regular. Sin embargo estos depósitos del Mioceno marino pueden mostrar algunas veces otros aspectos litológicos ligados a condiciones locales de sedimentación (PASKOFF, 1970).

La identificación de las terrazas marinas realizadas, se realizó mediante el punto de vista geomorfológico, apoyándose primero (1) en la presencia de plataformas de abrasión marinas; (2) antiguos acantilados; (3) muescas (*Notch*) y (4) cordones de playas (*beach ridge*). También se estableció la correlación por dos criterios aplicados simultáneamente, (a) una sucesión de niveles topográficos entre los cortes transversales establecidos perpendicularmente al de la orilla actual, en diferentes puntos de la bahía y (b) la continuidad topográfica de estos niveles. Estos pasos geomorfológicos han sido complementados con estudios estratigráficos de los depósitos marinos, como son las superposiciones, truncamientos; discordancias y buzamientos, también con estudios sedimentológicos en laboratorios que permitieron identificar facies transgresivas y regresivas, típicamente marinas o lagunares. La ayuda del Dr. D. Herm, permitió reconocer la paleontología de los fósiles en la bahía y las mutaciones en la fauna permitieron proponer una secuencia en los tiempos pliocuatrnarios. Las alturas no son utilizadas para definir las terrazas marinas, esto se debe principalmente a que no se pueden descartar los efectos eventuales de deformaciones tectónicas (PASKOFF, 1970).

PASKOFF (1970), en la Bahía de Coquimbo identificó cinco niveles de terrazas marinas a las cuales les otorgó el nombre de Serenience I; Serenience II; Herradurience I; Herradurience II y Vegience. Respecto a la primera terraza marina (Serenience I), la más alta y la más antigua, se estableció una altura de 120 a 130 m.s.n.m., se caracteriza por ser la más ancha y extensa de estas terrazas, con pocos procesos de erosión y acumulación de depósitos aluviales o coluviales, el

desarrollo de suelo al encontrarse sobre formación calcárea, presenta encostramientos calcáreos, también se presentan fósiles de conchas de moluscos pertenecientes al Mioceno, como son *Chlamys coquimbensis* y *Eurhamalea coquimbana*.

La segunda terraza marina la Sereniencia II, tiene una altura aproximada de 75 a 80 m.s.n.m., presenta depósitos fluviales y marinos, correspondientes a dos facies distintas, las cuales estarían marcadamente diferenciadas por un aumento en el periodo de las crecidas del caudal río Elqui y la aparición de un ambiente deltaico, el corte donde se analizó su estratigrafía tiene una altura de 78 metros.

La Herraduriencia I, se encuentra a una altura que va aproximadamente desde los 35 a 40 m.s.n.m., se encuentra conformada por un enorme acantilado que separa a la terraza marina anterior, sobre su superficie aparece una gran duna, su ancho es de 500 metros, y también presenta restos de fósiles de moluscos y que corresponden al Mioceno como son la *Chlamys coquimbensi*, se encuentra muy erosionado por el océano, el corte que se analizó tiene una altura de 45 metros.

Para la Herraduriencia II, su altura es de 15 a 20 m.s.n.m., con un ancho también de 500 metros, sobre su superficie aparecen condones dunarios antiguos, de arenas alteradas y poco consolidadas, también se identifican fósiles de moluscos como *Chlamys coquimbensi*, que pertenecen al Mioceno.

Finalmente la última terraza marina corresponde al Vegiencie, tiene una altura de 4 a 5 m.s.n.m. y abarca la orilla actual del litoral, es decir la playa actual, presenta 2 a 3 metros de espesor de formaciones sueltas abandonadas en el momento de su emersión, con depósitos arenosos, turbosos o de conchas, contiene clastos rodados que le suceden hacia la base y corresponden a una fase anterior transgresiva, sobre su superficie presenta dunas y cordones litorales (*beach ridge*).

Las edades otorgadas a los cinco niveles de terrazas marinas en la Bahía de Coquimbo por HERM Y PASKOFF (1967 en PASKOFF, 1970) y modificada por PASKOFF (1977 en LEONARD Y WEHMILLER, 1992), sugieren que Sereniencia I y II pertenecen al Pleistoceno inferior; la terrazas Herraduriencia I (Penúltima interglaciación) y II (última interglaciación) al Pleistoceno medio y el Vegiencie al Holoceno. Sin embargo, estas edades fueron datadas de acuerdo a parámetros geomorfológicos, estratigráficos, paleontológicos y climáticos, y no con métodos de datación absolutos. LEONARD Y WEHMILLER (1992) en base a los trabajos realizados por RADTKLE en 1987 y 1989 con U/Th y ERS y por HSU en 1989 con aminoácidos, determinaron la edad aproximada de la terrazas Herraduriencia I y II, de acuerdo a las distintas muestras tomadas en la Bahía de la Herradura y al norte y sur de la Bahía de Coquimbo, asignando para ello una edad de 125 ka para la terrazas Herraduriencia II, que es concordante con el MIS 5; para la terraza Herraduriencia I se determinó una edad aproximada de 211 ka, concordante con el MIS 7. Sin embargo, algunas muestras encontradas tanto en Herraduriencia I como en II, indican que estas terrazas presentan materiales más antiguos y fueron reocupadas por los interglaciales que les sucedieron a su formación, como es el caso de Herraduriencia II, donde se encontraron restos que corresponderían al MIS 9 (± 330 ka), lo mismo ocurre con la terraza Herraduriencia I, que contiene restos fósiles datados en el MIS 11 (± 430 ka).

En el caso de las terrazas denominadas Vegience el trabajo de OTA Y PASKOFF (1993), atribuye a este nivel una edad correspondiente al Holoceno, donde estudios en la playa de Bahía Coquimbo, La Herradura y la Bahía de Tongoy, muestran que se relaciona principalmente a fluctuaciones glacioeustáticas y en menor medida a alzamientos tectónicos. Esto queda demostrado al reconocer la existencia de una serie de cordones litorales (*beach ridge*) que se formaron durante el retroceso de la línea costera, asignando al cordón litoral más joven una edad de 9.1 ka, y al más antiguo una edad cercana a los 5.4 ka. La obtención de las edades se realizó mediante el uso de ^{14}C .

PASKOFF *et al.* (1995 en PASKOFF, 1999), de acuerdo a los datos obtenidos elabora un esquema propio de las edades de las terrazas marinas en la Bahía de Coquimbo (Fig. 24), donde se establece que la terraza Serenience I estaría labrada durante el Plioceno y el Pleistoceno Inferior, para la terraza Serenience II corresponden al Pleistoceno Inferior, ambas no son atribuidas algún estadio isotópico marino (MIS), para el caso de la Herradurience I, esta correspondería al Pleistoceno Medio y se asignaría como MIS 9 y se habría labrado durante la penúltima interglaciación, para la Herradurience II, se atribuye también al Pleistoceno Medio, pero específicamente al MIS 5(e) y se habría labrado durante el último máximo interglacial. Finalmente el Vegience corresponde al Holoceno, específicamente al MIS 1.

La tasa de alzamiento de acuerdo con los datos de LEONARD Y WEHMILLER (1992) y OTA Y PASKOFF (1993), asignan un valor promedio menor a ± 0.20 m/ka para las terrazas Herradurience I y II, en el caso del nivel del Holoceno se establece un valor de acuerdo a la progradación de los cordones litorales de ± 0.13 y ± 0.14 m/ka.

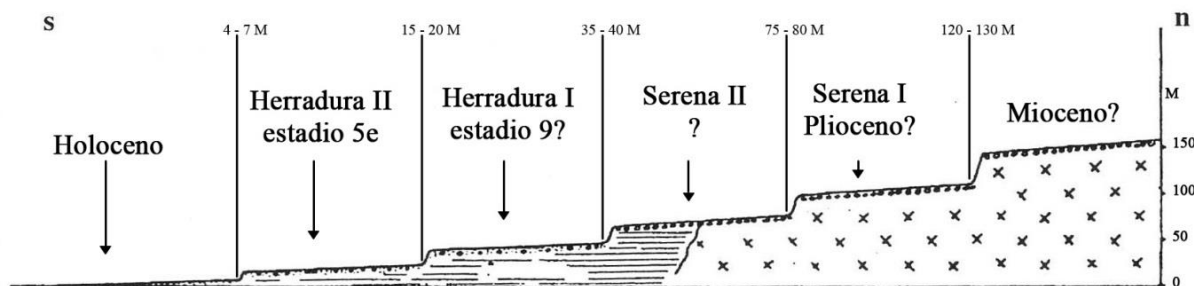


Fig. 24 Perfil longitudinal de las cinco terrazas marinas ubicadas en la Bahía de Coquimbo. **Fuente:** PASKOFF *et al.* (1995 en PASKOFF, 1999).

La tabla 6 presenta un resumen con los valores correspondientes a los niveles de altura (m.s.n.m.), estadio isotópico marino (MIS) y su edad (ka), así como también los métodos de datación utilizados y la tasa de alzamiento tectónico (m/ka), para las terrazas marinas de la Bahía de Coquimbo.

TABLA 6 Resumen de las terrazas marinas en la Bahía de Coquimbo.

TM	ALTURA (m.s.n.m.)	MIS (ka)	TASA DE ALZAMIENTO PROMEDIO (m/ka)	MÉTODO DE DATACIÓN
SERENIENCE I (SERENA I)	120 – 130	- Plioceno	-	-
SERENIENCE II (SERENA II)	75 – 80	- Pleistoceno inferior	-	-
HERRADURIENCE I (HERRADURA I)	35 – 40	9? (±330) Pleistoceno medio	±0.20	U/Th – ERS*
HERRADURIENCE II (HERRADURA II)	15 – 20	5e (±125) Pleistoceno medio		U/Th – ERS*
VEGIENCE (VEGA)	4 - 5	1 (±11 ka) Holoceno	±0.13 / ±0.14	¹⁴ C**

* Dataciones realizadas por RADTKLE (1987; 1989 en LEONARD Y WEHMILLER, 1992), en base a Uranio – Torio; ** Datación realizada por OTA Y PASKOFF (1993) en base a Carbono 14. **Fuente:** Elaboración propia, en base a PASKOFF (1979; *et al.*, 1995 en PASKOFF, 1999).

Al sur de la Bahía de Coquimbo se encuentra la bahía de Tongoy, donde se presentan terrazas marinas labradas en el sector de la paleo bahía (Formación Coquimbo) y en la península conocida como Altos de Talinay (Fig. 25). Las terrazas marinas de este sector han sido correlacionadas con las transgresiones marinas del Pleistoceno y fueron labradas durante los periodos interglaciales (PASKOFF, 1970; OTA *et al.*, 1995; LE ROUX *et al.*, 2005 y 2006; SAILLARD, 2008; *et al* 2009 y *et al* 2012).

OTA *et al.* (1995), son los primeros en identificar y clasificar las cuatro terrazas marinas que se presentan en el *headland* de Altos de Talinay, de forma descendente (desde la más alta a la más baja) reciben el nombre de Talinay I a IV. También identifican en la Paleo bahía de Tongoy tres terrazas marinas y de forma descendente son denominadas como TII a IV, a diferencia de Altos de Talinay donde sólo se presenta la terraza más alta o Talinay I. En el caso de las terrazas de Altos de Talinay, se asignó una altura a cada terraza, siendo Talinay I la más alta con una altura aproximada de +200 m.s.n.m.; para Talinay II se definió una altura entre 100 y los 140 m.s.n.m.; Talinay III se encuentra entre los 35 y 50 m.s.n.m.; finalmente Talinay IV con una altura entre los 20 y 30 m.s.n.m.

Mediante correlaciones geomorfológicas hecha a las terrazas marinas de la Bahía de Coquimbo, es que OTA *et al.* (1995), con los datos obtenidos por RADTKE (1989 en LEONARD Y WEHMILLER, 1992), a dataciones de conchas de fósiles marinos mediante series de Uranio, ERS y aminoácidos, asigna edades a las terrazas de la bahía de Tongoy. Siendo para las terrazas de Altos de Talinay las siguientes edades, Talinay I del Plio-Pleistoceno; Talinay II el Pleistoceno medio; Talinay III el MIS 9; Talinay IV el MIS 5e. Para las terrazas de la bahía de Tongoy las siguientes edades, TII del pleistoceno medio, TIII el MIS 9 y para TIV el MIS5e. Para el caso de la playa actual en la bahía de Tongoy OTA Y PASKOFF (1993), estableció edades en base a ¹⁴C, para los

cordón litoral más joven de 9.1 años y a los más antiguo una edad de 5.4 ka, correspondientes al Holoceno.

BENADO (2000 en PFEIFFER, 2011) reconoce la existencia de cinco niveles de terrazas en la zona de Altos de Talinay, donde define un nuevo nivel que denominó TV, el cual corresponde a la terraza del holoceno o Vegience como la identifico PASKOFF (1970), y asigna como edades las propuestas por PASKOFF *et al.* (1995 en PASKOFF, 1999) para la Bahía de Coquimbo.

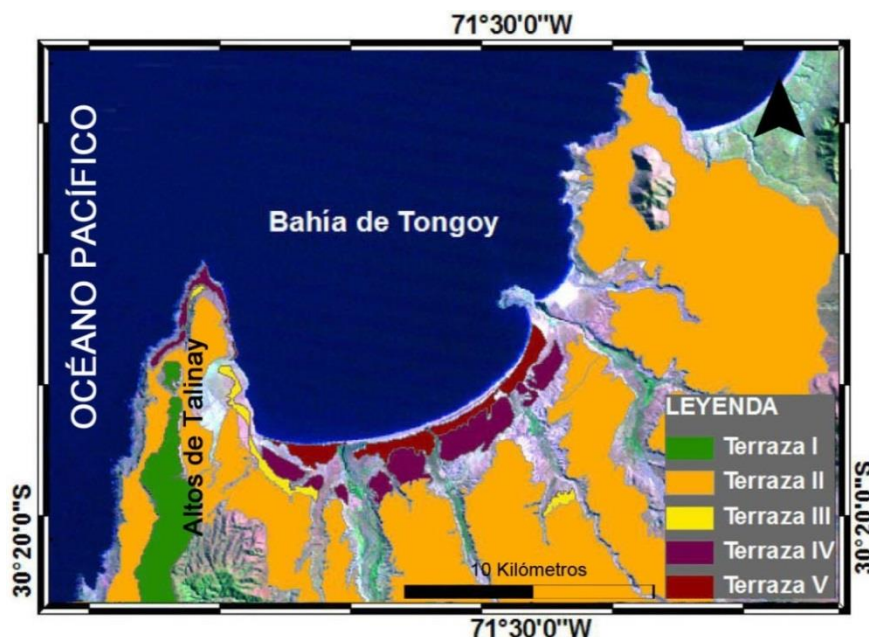
SAILLARD (2008), estudia las terrazas de abrasión marinas en Altos de Talinay, donde data y determina la tasa de alzamiento tectónico en este sector. Se asignan nuevas alturas a estos sectores de acuerdo a su ángulo de línea de costa, quedando determinadas de la siguiente manera, para Talinay I una altura 425 ± 15 m.s.n.m.; Talinay II aproximadamente 170 ± 20 m.s.n.m.; en Talinay III, 55 ± 5 m.s.n.m.; para Talinay IV una altura de 25 ± 3 m.s.n.m.; y finalmente Talinay V una altura de 6 ± 1 m.s.n.m. Para determinar sus edades, SAILLARD (2008; *et al.*, 2009), data la terrazas marinas correspondientes a Altos de Talinay, mediante la utilización de U/Th en conchas de fósiles y el método de nucleído cosmogénico ^{10}Be , para rocas ricas en cuarzo. Con el método de U/Th, data las terrazas Talinay II y Talinay IV, entregando como resultado que estas terrazas corresponden a los estadios isotópicos marino MIS 9c (317 ± 1 ka) y MIS 5e (123 ± 14 ka) respectivamente. Posteriormente, utilizando ^{10}Be , data las terrazas Talinay I, III y V, obteniendo como resultado de estas terrazas marinas corresponden a los MIS 17 (679 ± 8 ka), MIS 7e (225 ± 12 ka) y MIS 1 (11 ± 2 ka).

Posteriormente en SAILLARD *et al.* (2012), se establece que las edades, MIS y alturas de las terrazas marina con depósitos ubicadas en la paleo bahía de Tongoy son las siguientes: Para TII, se encuentra a ± 200 m.s.n.m., corresponde al MIS 11 y su edad es de ± 412 ka; Para TIII, altura ± 48 m.s.n.m., del MIS 7e y su edad es de ± 225 ka; Para TIV, altura ± 14 m.s.n.m., del MIS 5c y su edad es de 94.5 ± 15 ka; Finalmente, para TV, su altura ± 9 m.s.n.m., del MIS 1 y su edad es de ± 6 ka. Tanto TII y TIV, fueron datados en base a los sedimentos de los *beach ridge* por SAILLARD *et al.* (2012).

La tasas de alzamiento de la actual Bahía de Tongoy, se encuentra determinada por la presencia de la Falla de Puerto Aldea y la subducción de la Dorsal de Juan Fernández (LE ROUX *et al.*, 2006; SAILLARD *et al.*, 2012). En el caso de la Paleo Bahía de Tongoy la presencia de la Dorsal de Juan Fernández ha provocado desde los 11.9 Ma hasta 2.5 Ma, fuerte eventos de subsidencia de 110 metros con una tasa de alzamiento de 0.02 mm/año y alzamientos 175 metros a una tasa de 0.08 mm/año (LE ROUX *et al.*, 2006), afectando la depositación de los sedimentos del Mioceno y Plioceno de la Formación Coquimbo, siempre asociado a los cambios glacioeustáticos del mar. SAILLARD *et al.* (2012), establece como tasa de alzamiento para la paleo Bahía de Tongoy, específicamente para las terrazas marinas TIV y TII, para la terraza IV se determinó una tasa de 0.520 ± 0.080 m/ka, para la terraza II un valor de alzamiento de 0.290 ± 0.0112 m/ka.

Para las terrazas de altos de Talinay SAILLARD (2008; *et al.*, 2009; *et al.*, 2012), establece tasas de alzamiento para las cinco terrazas marinas, siendo para Talinay I 0.738 ± 0.152 m/ka; para Talinay II de 0.738 ± 0.152 m/ka; Talinay III 0.389 ± 0.149 m/ka; para Talinay IV un valor de 0.180 ± 0.80 m/ka

y finalmente para Talinay V 0.166 ± 0.434 m/ka. SAILLARD *et al.* (2012), señala que durante el Pleistoceno Medio anterior a los 320 y los 230 ka, tanto la Altos de Talinay como la paleo bahía se han comportado de forma diferencial, producto de la Falla de Puerto Aldea, indicando que para la península habría sufrido un alto alzamiento tectónico, mientras que en la paleo bahía este habría sido lento. Después de los 320 y 230 ka, tanto la paleo bahía como Altos de Talinay han evolucionado como un bloque rígido.



La tabla 7 presenta un resumen con los valores correspondientes a los niveles de altura (m.s.n.m.), estadio isotópicos marinos (MIS), de su edad (ka), así como también los métodos de datación utilizados y la tasa de alzamiento tectónico (mm/ka), para las terrazas marinas de Caldera y Bahía Inglesa.

TABLA 7 Resumen de las terrazas marinas en la Bahía de Tongoy.

ALTOS DE TALINAY					PALEO BAHÍA DE TONGOY			
TM	ALTURA (m.s.n.m.)	MIS (ka)	TASA DE ALZAMIENTO (m/ka)	MÉTODO DE DATACIÓN	ALTURA (m.s.n.m.)	MIS (ka)	TASA DE ALZAMIENTO (m/ka)	MÉTODO DE DATACIÓN
I	425±15	17 (679±8)	0.738±0.152	¹⁰ Be	-	-	-	-
II	170±20	9c (317±1)	0.738±0.152	U/Th / ¹⁰ Be*	±200	11 (±412)	0.290±0.112	U/Th
III	55±5	7e (225±12)	0.389±0.149	¹⁰ Be	±48	7e (±225)	-	-
IV	25±3	5e (123±14)	0.180±0.80	U/Th / ¹⁰ Be*	±14	5c (94.5±15)	0.520±0.80	U/Th
V	6±1	1 (11±2)	0.166±0.434	¹⁰ Be	±9	1 (±6 ka)	-	-

*Datación realizadas por SAILLARD (2008) con U/Th y posteriormente re-datadas en SAILLARD *et al.* (2009) con ¹⁰Be.

Fuente: Elaboración propia, en base a SAILLARD *et al.* (2012).

CAPÍTULO III
PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO

3.1 ESTRUCTURA METODOLÓGICA GENERAL

El planteamiento metodológico propuesto para el desarrollo de esta investigación, se realiza a través de tres fases, correspondiente a responder cada uno de los objetivos planteados anteriormente. Cada fase dentro de este capítulo presenta como estructura interna tres puntos. El primer punto corresponde a los antecedentes metodológicos aplicados para el desarrollo de cada uno de las fases. El segundo punto, hace referencia a los materiales tanto digitales como los artefactos utilizados para cada fase. Finalmente, el tercer punto, abarca el procedimiento y procesamiento de los materiales usados para la elaboración el producto final de cada fase. La tabla 8 muestra las tres fases del planteamiento metodológico, donde se destaca el producto final de cada objetivo.

TABLA 8 Fases metodológicas.

FASE 1		
FACTOR EVALUADO	Identificar las unidades geológicas del Cordón Sarco en el flanco occidental de la Cordillera de la Costa.	Fase I y II responden al: OBJETIVO ESPECÍFICO I Y OBJETIVO ESPECÍFICO II
PRODUCTO	• CARTA GEOLÓGICA	
FASE 2		
FACTOR EVALUADO	Identificar y analizar las unidades geomorfológicas del Cordón Sarco en el flanco occidental de la Cordillera de la Costa.	
PRODUCTO	• CARTA GEOMORFOLÓGICA	
FASE 3		
FACTOR EVALUADO	Determinar el ambiente de depositación de la cobertura sedimentaria de las unidades de terrazas marinas, a partir de funciones granulométricas conocidas.	Fase III responden a: OBJETIVO ESPECÍFICO III
PRODUCTO	• CURVAS DE FRECUENCIAS ACUMULATIVAS • ANÁLISIS ESTADÍSTICOS • AMBIENTE DEPOSITACIONAL	

FUENTE: Proyecto 1120234.

3.2 FASE I: IDENTIFICAR LAS UNIDADES GEOLÓGICA DEL CORDÓN SARCO EN EL FLANCO OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA DE LA COSTA

El producto del objetivo I corresponde a la generación de una carta geológica definitiva para el área de estudio, dado que existen tres cartas que abarcan el área de estudio, las cuales corresponden a años distintos de publicaciones y escalas distintas. La carta de MOSCOSO *et al.* (1982) abarca toda el área pero su escala es 1:250.000, con una definición muy poco detallada. Las cartas de EMPARÁN Y PINEDA (2000) y CREIXELL *et al.* (2012) son a escala 1:100.000, y ambas presentan mayor nivel de detalle en comparación a la carta de MOSCOSO *et al.* (1982). Sin embargo, ambas cartas no cubren completamente toda el área de estudio, a esto se suma que ambas cartas tampoco utilizan las mismas nomenclatura para clasificar las unidades geológicas existentes en el área.

3.2.1 MÉTODO PARA CLASIFICACIÓN DE UNIDADES GEOLÓGICAS

El reconocimiento metodológico de las unidades geológicas para la elaboración de una carta geológica, se realiza en base a la asociación de las características litológicas y a las edades determinadas en las cartas de EMPARÁN Y PINEDA (2000) y CREIXELL *et al.* (2012). En cuanto a la carta de MOSCOSO *et al.* (1982), esta no se utilizó para la elaboración de la carta final, debido al detalle de su escala.

Litológicamente la asociación de las unidades geológicas se realiza identificando los componentes descritos en ambas cartas especialmente para el área de transición y traslape de estas, para ello se utilizan los cuadernillos adjuntos en cada carta. Las edades obtenidas mediante los métodos de datación absolutos realizados a los minerales analizadas por las cartas de EMPARÁN Y PINEDA (2000) y CREIXELL *et al.* (2012), son un complemento que permite diferencial y discriminar si una unidad geológica se desarrollaron durante el mismo procesos formador con fases distinta y dentro del mismo tiempo o corresponden a unidades diferentes. Para los depósitos marinos que conforman en nivel más bajo de terraza marina en el área de estudio, son identificados con el nombre de Formación Coquimbo, en base a los trabajos de MARTÍNEZ – PARDO (1990 en CHARRIER *et al.*, 2007), EMPARÁN Y PINEDA (2000) y LE ROUX *et al.* (2004; 2005 y 2006).

3.2.2 MATERIALES PARA CLASIFICACIÓN DE UNIDADES GEOLÓGICAS

La tabla 9 muestra los materiales utilizados para la clasificación de las unidades geológicas y realización de una carta geológica para la franja costera occidental del Cordón Sarco entre Punta Chungungo y Punta Negra, de la mega ensenada de Coquimbo entre los 29°22'S y los 29°35'S, son los siguientes:

TABLA 9 Materiales usados para elaborar Carta Geológica.

CARTAS GEOLÓGICAS			
CARTA	INSTITUCIÓN o AUTOR	AÑO	ESCALA
CARTA LA SERENA – LA HIGUERA	SERNAGEOMIN EMPARÁN Y PINEDA	2000	1:100.000
CARTA CARRIZALILLO – EL TOFO	SERNAGEOMIN CREIXELL <i>et al.</i>	2012	1:100.000
PROGRAMAS			
SOFTWARE	EMPRESA	AÑO	VERSIÓN
ARCGIS	ESRI	2011	V. 10.1
GLOBAL MAPPER	BLUE MARBLE GEOGRAPHICS	2011	V. 13

FUENTE: Proyecto 1120234.

3.2.3 PROCEDIMIENTOS Y PROCESAMIENTO DE LOS MATERIALES

Las cartas geológicas de EMPARÁN Y PINEDA (2000) y CREIXELL *et al.* (2012), ambas en formato digital se procesaron con el software GLOBAL MAPPER V13, para asignar la georreferenciación correspondiente a la proyección UTM (*Universal Transversal Mercator*) y

DATUM WGS 84 (*World Geodetic System*), con huso horario 19 Sur. Posteriormente con este mismo programa se digitalizaron las unidades geológicas de ambas cartas.

Después de tener digitalizadas las unidades geológicas, la edición cartográfica final se realizó mediante la utilización del software SIG ARCGIS V10.1, obteniendo así la carta geológica final para el área de estudio. Para la clasificación tipológica de las unidades definitiva se utiliza la nomenclatura tanto de EMPARÁN y PINEDA (2000) como de CREIXELL *et al.* (2012). No obstante, para los depósitos marinos que conforma la terraza marina baja se otorga el nombre de Formación Coquimbo, descrita por EMPARÁN Y PINEDA (2000) y por los trabajos posteriores de LE ROUX *et al.* (2004; 2005; 2006).

3.3 FASE II: IDENTIFICAR Y ANALIZAR LAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICA DEL CORDÓN SARCO EN EL FLANCO OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA DE LA COSTA

El desarrollo metodológico del segundo objetivo, se realizó a través de dos etapas. La primera etapa corresponde al análisis de gabinete consiste en la recopilación del material bibliográfico y cartográfico. La segunda etapa se realizó de forma complementaria a la información obtenida en la primera etapa, corresponde a la actividad de terreno. Esta segunda etapa tiene como método principal, el reconocimiento de las variables estructurales, litológicas, de vertientes¹⁰, depositacionales tanto fluviales como costeras.

3.3.1 MÉTODO PARA CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA

3.3.2 ETAPA DE GABINETE

Esta investigación tiene como objetivo entender la geomorfología costera y los procesos existentes que se encuentran asociados al marco geológico y estructural, y a los procesos desarrollados o derivados de los componentes físicos ambientales. Para ello y como se indicó previamente, la primera etapa corresponde a recopilación de material bibliográfico y cartográfico, planteando como metodología los siguientes procedimientos para el análisis de las componentes del ambiente físico:

a) MORFOTECTÓNICA DE BLOQUE: Se consideró el ambiente morfo estructural y tectónico y su influencia en el modelado de las vertientes, según los propuestos por ARAYA-VERGARA (1985; 1996); SOTO *et al.* (2004; 2006); CASTRO *et al.* (2009). Esta componente es fundamental dado el carácter evolutivo de la Cordillera de la Costa, incluyendo el análisis de las características de fallamiento, estratificación y plegamientos, siendo utilizados para este fin la información de EMPARAN y PINEDA (2000); CREIXELL *et al.* (2012) y AGUILAR *et al.* (2013).

¹⁰ El término “VERTIENTE”, se utiliza para definir a las superficies inclinadas de terreno que se extienden desde las divisorias y cumbres hasta los fondos de valle. DE PEDRAZA (1996), menciona que las vertientes son fisonomías complejas y genéticamente se debe a múltiples procesos: junto a los gravitacionales, tectónicos, volcánicos, periglaciales, entre otros; que tienen por función general, rebajar o anular los escarpes y taludes, que contribuyen al desarrollo de las vertientes. Se afirma que las vertientes, son sistemas dinámicos abiertos donde los efectos combinados del desgaste, permiten el transporte de materiales pendiente abajo hacia los cursos de agua (FERNANDEZ, 2006). Las vertientes se definen como el principal medio aportador de materia y energía hacia planos inferiores (PADILLA, 2007).

b) SISTEMA DE VERTIENTES: Se analizaron según el concepto de la clasificación de ARAYA-VERGARA (1985; 1996), y las aplicaciones de SOTO *et al.* (2004; 2006); PADILLA (2007) y CASTRO *et al.* (2009). Las vertientes fueron analizadas desde el punto de vista de unidades homogéneas o sistemas de vertientes, las que cumplen un rol importante como aportadoras de materia, considerando que en el área de estudio se presentan estructuras geológicas que exponen estratos rocosos a los agentes sub-aéreos (SOTO *et al.*, 2006). De acuerdo a la taxonomía citada, las áreas de baja y media montaña deberían ser tratadas de acuerdo a la acción de los agentes exógenos, es decir, según la tendencia erosiva aun cuando existan formas estructurales, pero no siendo estos agentes los elementos de clasificación más representativos de la condición geodinámica.

c) FORMAS DEPOSITACIONALES O DE CONTACTO DE BASE DE VERTIENTES: Son consideradas como las formas indicativas de los procesos geodinámicos actuales de los sistemas de vertientes, y fueron analizadas de acuerdo a la génesis destacando los procesos dinámicos actuales, principalmente las evidencias de erosión, flujos de detritos y lechos torrenciales, para ello se utiliza la clasificación de ARAYA-VERGARA (1985; 1996), y que son aplicadas por SOTO *et al.* (2006, 2012) y PADILLA (2007).

d) MORFOESTRUCTURA COSTERA Y FORMAS DE DEPOSITACIÓN: El reconocimiento de las principales unidades geomorfológicas costeras presentes en el área de estudio, se identificaron a través de la aplicación de criterios morfogenéticos y morfodinámicos (CASTILLO Y ROBLE, 2012). Para tal efecto la identificación de estas formas se realizó siguiendo los patrones de zonificación propuestos por ARAYA-VERGARA (2006). Para la presente investigación se utilizaron los tres siguientes componentes, (1) CARA DE LITORAL Y POST LITORAL (*Shoreface* y *Back-shore*), aquí se reconocieron elementos como la dinámica de litoral y las condiciones de erosión y depositación. (2) POST-LITORAL SUPERIOR (*Backshore*), este punto se caracterizó de acuerdo a las formas depositacionales, tales como los sistemas dunarios y sistemas lacustres litorales; (3) COSTA, se encuentran asociadas a la presencia de plataformas costeras, formas polifásicas (terrazas), formas de interacción fluvio-tectónica.

El análisis de estos componentes se realizó en base a los siguientes trabajos, BÖRGEL (1963); PASKOFF (1970); FERRANDO (1986); GUZMÁN *et al.* (1998); SHORT (1999), MARQUARDT *et al.* (1999; 2004; 2005); PASKOFF Y MANRÍQUEZ (2004); LE ROUX *et al.* (2004; 2005; 2006); SOTO (2005); GOUDIE (2006); QUEZADA *et al.* (2007); BIRD (2008); MIGÓN (2008); SAILLARD (2008); HUSLETT (2009); PARSON Y ABRAHAMS (2009); DAVISON – ARNOTT (2010); PFEIFFER (2011).

3.3.3 ETAPA DE CAMPO

La segunda etapa, correspondió al levantamiento de información en terreno, la cual se realiza de forma complementaria a la etapa de gabinete. Esta etapa consistió en el reconocimiento y validaciones de los componentes estructurales, litológicos, de vertientes, depositacionales (contacto de base), fluviales y costeras, identificadas en el proceso de fotointerpretación de la etapa de gabinete, así como también, la identificación de nuevas formas no identificadas en la fotointerpretación. Dentro de la actividad de terreno, también se realizan medición a formas como

escarpes, terrazas marinas, ensenadas y playas, etc. Para ello se utilizó como apoyo el levantamiento de puntos de control en terreno, mediante un equipo GPS, brújula, cartas topográficas IGM.

La etapa de terreno, se realizó entre los días 12, 13 y 14 de junio del 2013, esta actividad se dividió en dos etapas, dado que el área de estudio se seccionó en dos sub áreas, la primera corresponde al sector norte y abarca desde Punta Chungungo hasta Caleta Temblador (29°22'S – 29°29'S), incluyendo la sección occidental de la Cordillera de la Costa y la correspondiente línea de costa, lo mismo para el sector sur, desde Caleta Temblador hasta Punta Negra (29°29'S – 29°35'S).

3.3.4 MATERIALES PARA CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA

Los materiales utilizados para realizar la caracterización geomorfológica y posterior elaboración de la carta geomorfológica de la franja costera occidental del Cordón Sarco entre Punta Chungungo y Punta Negra (Tabla 10), de la mega ensenada de Coquimbo entre los 29°22'S y los 29°35'S, son los siguientes:

TABLA 10 Materiales utilizados para elaborar carta Geomorfológica

CARTA GEOLÓGICA*			
CARTA	INSTITUCIÓN u/o AUTOR	AÑO	ESCALA
CARTA LA SERENA – LA HIGUERA	SERNAGEOMIN EMPARÁN Y PINEDA	2000	1:100.000
CARTA CARRIZALILLO – EL TOFO	SERNAGEOMIN CREIXELL <i>et al.</i>	2012	1:100.000
* Ambas cartas permiten elaborar la carta geológica definitiva para el área de estudio y que se utiliza para esta investigación.			
CARTA TOPOGRÁFICA REGULAR			
CARTA	INSTITUCIÓN	AÑO	ESCALA
Sección D CRUZ GRANDE (D – 039)	Instituto Geográfico Militar (IGM)	2005	1:50.000
Sección D LOS HORNOS (D – 045)	Instituto Geográfico Militar (IGM)	2005	1:50.000
FOTOGRAFÍA AÉREA			
VUELO	INSTITUCIÓN	AÑO	ESCALA
GEOTEC (N° 00155 – 00156 – 00157– 00158)	Servicio Aéreo Fotogramétrico de Chile (SAF)	1996	1:70.000
IMAGEN SATELITAL			
MOSAICO	EMPRESA u/o AUTOR	AÑO	RESOLUCIÓN
QUICKBIRD II GOOGLE EARTH	DIGITAL GLOBEL/GEO EYE	30/06/2010	2,44 M (MULTIESPECTRAL)
PROGRAMAS			
SOFTWARE	EMPRESA	AÑO	VERSIÓN
ARCGIS	ESRI	2011	V. 10.1
GLOBAL MAPPER	BLUE MARBLE GEOGRAPHICS	2011	V. 13
GOOGLE EARTH PRO	GOOGLE INC.	2012	V. 7.1.1.1871
GOOGLE SATELLITE MAPS DOWNLOADER	ALLMAPSOFT	2010	V. 6.981

FUENTE: Proyecto 1120234.

3.3.5 PROCEDIMIENTOS Y PROCESAMIENTO DE LOS MATERIALES

Con los materiales antes mencionados, la primera etapa a seguir y como aproximación al área de estudio, es la utilización de la plataforma digital GOOGLE EARTH, para realizar un vuelo digital del territorio, con el fin de construir una imagen previa del sector, y así poder conocer en términos generales cuales son las características físicas naturales de este sector.

Una vez realizado lo anterior, se procedió a utilizar la información obtenida en la etapa de revisión bibliográfica, la información relacionada con la morfología asociada al ambiente de media y baja montaña, y tipos de individuos geomorfológicos costeros y litorales.

Posteriormente se procedió a la etapa de fotointerpretación, para ello se utilizó como información base, la imagen satelital del software GOOGLE EARTH, correspondiente al día 30 de junio de 2010, el mosaico satelital se generó utilizando el software GOOGLE SATELLITE MAPS DOWNLOADER V.6981. Con el software GLOBAL MAPPER V13, el mosaico se procesó permitiendo otorgar la proyección UTM y DATUM WGS 84, con huso horario 19 Sur.

Como material complementario se utilizó las fotografías aéreas producidas por el SAF (Servicio Aéreo Fotogramétrico), correspondientes al vuelo GEOTEC del año 1996, con escala 1:70.000. El manejo de las fotos aéreas se realizó mediante la utilización de estereoscopia. Con toda esta información y considerando las referencias bibliográficas se procedieron a identificar las unidades geomorfológicas.

Para el proceso de cartografiar las unidades geomorfológicas, se utilizaron dos programas, el primero fue GLOBAL MAPPER V13, con este software se dibujaron las unidades geomorfológicas que fueron identificadas mediante la fotointerpretación de la imagen satelital del GOOGLE EARTH, así como también fotos aéreas. En esta etapa también se utilizó como información base, las cartas topográficas, donde se obtuvo información relacionada a hipsometría, al grado de incidencia del nivel de pendientes, a los topónimos y red hídrica.

Después de tener identificadas las unidades geológicas y geomorfológicas, la edición de estas unidades se realizó mediante el SIG ARCGIS V10.1, generando así la cartografía geomorfológica preliminar del área de estudio.

La información levantada en la etapa de terreno se contrastó con la información preliminar obtenida en la etapa de gabinete, permitiendo ajustar la carta geomorfológica pre-existente, realizada para terreno.

Para la información referente a la leyenda y la simbología, se utilizó como parámetro taxonómico, la establecida por PEÑA MONNÉ (1997), no obstante, para una mejor interpretación se agregaron y adoptan otros elementos taxonómicos, los cuales tienen como objetivo complementar la información existente, y así obtener una clasificación detallada para la carta geomorfológica del margen occidental de la franja costera del Cordón Sarco.

3.4 FASE III: DETERMINAR EL AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN DE LA COBERTURA SEDIMENTARIA DE LAS UNIDADES DE TERRAZAS MARINAS, A PARTIR DE FUNCIONES GRANULOMÉTRICAS CONOCIDAS

El análisis sedimentológico es una de las técnicas más importante y más utilizadas para el estudio geomorfológico, ya que han permitido reconstruir la evolución y el significado de los procesos sedimentarios, las dinámicas del transporte y las posibles modificaciones posteriores que haya podido sufrir los sedimentos, el área fuente del material, las condiciones hidrodinámicas de las corrientes y su capacidad de arrastre, además de las condiciones y el ambiente de sedimentarios.

Se realiza el análisis sedimentológico a los depósitos que cubren la superficie de las terrazas marina, como son los sedimentos con restos calcáreos y los sedimentos finos que conforman estas terrazas, también se analizan los sedimentos que conforman las playas protegidas por *headland*.

3.4.1 MÉTODO PARA DETERMINAR LA GRANULOMETRÍA

Para la granulometría de las terrazas marinas y playas se adopta el sistema de análisis metodológico propuesto por ARAYA – VERGARA (2011) y para el Laboratorio de Geomorfología y Suelo de la Escuela de Geografía de la Universidad de Chile.

Esta metodología se basa en el análisis de distintas fracciones que constituye los depósitos, especialmente de las arenas (finas y gruesas) y clastos. La metodología comprende, análisis granulométrico y la morfometría de cantos, en el caso de presentar fragmentos mayores que las arenas.

3.4.2 ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO

Tiene como objetivo obtener información sobre las características de los sedimentos presentes en las distintas formas, donde el tamaño de granos (fracciones finas y gruesas), es un indicador de la energía y competencia de arrastre del medio o agente de transporte en el momento de depositar la carga. Dependiendo de la distancia recorrida por los sedimentos, se puede apreciar la mayor o menor capacidad de clasificación o selección de dicho agente (TANARRO, 2006).

La clasificación distribucional del tamaño y textura de los granos de arenas (Tabla 11) se realiza de acuerdo a la escala de UDDEN de 1914, WENTWORTH de 1922, FRIEDMAN & SANDERS de 1978 y la escala de Phi de KRUMBEIN de 1938 (BLOTT & PYE, 2001).

TABLA 11 Escala y clasificación distribucional de sedimentos según su tamaño y textura.

TAMAÑO DE GRANO (mm)	Phi (Φ) KRUMBEIN (1938)	UDDEN (1914) – WENTWORTH (1922)		FRIEDMAN AND SANDERS (1978)
1024	-10	Bloque		Rodado grande
512	-9			Rodado medio
256	-8			Rodado pequeño
128	-7			Canto grande
64	-6			Canto pequeño
32	-5			Gravas
16	-4	Grava gruesa		
8	-3	Grava media		
4	-2	Grava fina		
2	-1	Gránulo		Grava muy fina
1	0	Arena	Arena muy gruesa	Arena muy gruesa
0.5	1		Arena gruesa	Arena gruesa
0.25	2		Arena media	Arena media
0.125	3		Arena fina	Arena fina
0.0625	4		Arena muy fina	Arena muy fina
0.031	5	Limo		Limo grueso
0.015	6			Limo medio
0.0078	7			Limo fino
0.0039	8			Limo muy fino
0.0020	9	Arcilla		Arcilla

Fuente: BLOTT & PYE (2001).

3.4.3 INTERPRETACIÓN DE LA CURVA FRECUENCIA ACUMULATIVA

La interpretación dependerá de su forma, ya que la Curva de Frecuencia Acumulada en escala aritmética, entregará información como el grado de concentración de partículas que fueron transportadas y depositadas, por medio de tracción, saltación o de suspensión, y dependiendo de la energía del agente transportador se desarrollara un mejor o peor aporte al nivel de cada uno de estos medios (SEPÚLVEDA, 2013).

VISHER (1969), establece las características correspondientes a los tres medios de transporte que se identifican en un papel log-probabilístico.

a) TRANSPORTE POR SUSPENSIÓN (*Suspension transport*): En REINECK & SINGH (1980), el tamaño máximo de grano de sedimento que puede llevarse por medio de la suspensión dependen principalmente de la energía de la turbulencia del medio de transporte. Según LANE (1983 en REINECK & SINGH, 1980), por lo general son partículas menores a 0,1 mm. Sin embargo, este valor varía en gran medida, de acuerdo a los diferentes medios ambientes, así como también dependen de las condiciones hidrodinámicas en el momento de la sedimentación. Siempre hay una cierta cantidad de intercambio entre la carga de suspensión y la carga de sedimentos transporta en fondo. La mayor parte de los depósitos contienen una cierta cantidad de sedimentos finos que han sido transportados por suspensión. Esto puede ser fácilmente reconocida y separados en curvas log-probabilística como sedimentos recientes, como aparece en la figura 26 (VISHER, 1969).

b) TRANSPORTE POR SALTACIÓN (*Saltation transport*): Hay muy poca información sobre el tamaño máximo de grano que se mueve mediante el transporte por saltación, pero datos entregados por la *U.S. Waterways Experiment Station* (1939), muestra que los granos de hasta 1,0 mm de diámetro (0Φ), han sido muestreado a 60 cm por encima del fondo, demostrando el transporte por saltación (REINECK & SINGH, 1980). Varios factores hidrodinámicos, tales como velocidad de la corriente, la profundidad del agua, y la naturaleza del fondo, parecen controlar el tamaño máximo de granos transportados por medio del transporte por saltación. Muestras graficadas en papel log-probabilístico, muestran que los granos más gruesos hacen una subpoblación (VISHER, 1965b en REINECK & SINGH, 1980). En algunos casos excepcionales, cuando los flujos opuestos están activos, dos distintas subpoblación de saltación se pueden desarrollar, y que difieren entre ellas ligeramente, en cuanto a los valores correspondientes a su Mediana y a su Selección (*Sorting*). Esto último ocurre con los sedimentos de playa, donde la acción del oleaje en la zona de saca y la resaca se encuentran activas (VISHER, 1969).

c) TRANSPORTE POR TRACCIÓN (*Surface creep transport*): En cuanto a los granos que se desplazan por medio del transporte por tracción, son descritos como las partículas más gruesas encontradas en una muestra. Mayoritariamente las muestras que presentan en su distribución una subpoblación de granos gruesos, presentan valores de Mediana y grado de Selección (*Sorting*), que se difieren de las otras dos subpoblaciones. No obstante, algunos sedimentos como los son los depósitos fluviales, no se distinguen entre el transporte de tracción y saltación, a pesar de no constar con una explicación clara a este fenómeno, pero se establece como lo más probable a la eliminación en parte de la fracciones más gruesas y a un fuerte cambio en la depositación de los sedimentos por la corriente continua del flujo (VISHER, 1969).

La Figura 26, muestra la distribución de los distintos medios transportes que dan forma a una curva de frecuencia acumulativa representada en un papel log-probabilístico.

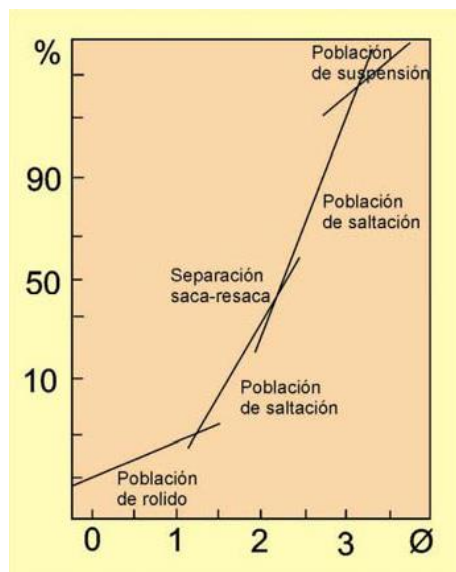


Fig. 26 Interpretación de la curva de frecuencia acumulativa establecida por VISHER (1969): Se vincula las poblaciones de la distribución acumulativa con los mecanismos de transporte de los sedimentos. Estableciendo que los sedimentos más gruesos se asigna a proceso de transporte por tracción, a los sedimentos intermedios a un transporte por saltación y los sedimentos más finos y recientes al transporte por suspensión. Fuente: VISHER (1969).

Debido a las condiciones climáticas semiáridas del área de estudio, se debe hacer una distinción a los mecanismos de transporte de sedimentos, ya que la presencia de concentración de carbonato cálcico (CaCO_3) precipitado y acumulado formando horizontes de suelo cementados conocidos como horizontes petrocálcicos, entre los cuales se presentan las calcreta (caliche) o costras calcáreas, indica un proceso de transporte lateral de descenso de sedimentos producto de la disolución del CaCO_3 presente en los fragmentos de conchas (PFEIFFER, 2011; SEPÚLVEDA, 2013). El transporte de estos sedimentos se produce por **SOLUCION**, y ocurre cuando agua precipita y se filtra en el terreno, disuelve algunos de los componentes del suelo, después el agua puede infiltrarse a través de las aberturas, poros y grietas de la roca y disolver materiales a medida que se mueve. Dentro de los dos principales modelos de suministro de carbonato cálcico a la formación de costras calcáreas, se encuentran el modelo “*per descensum*”, donde el carbonato penetra el perfil en solución y es típico en calcretas pedogenéticas, y el segundo modelo corresponde al “*per ascensum*” en donde el carbonato se obtiene desde las aguas freáticas (GOUDIE, 1983 en SEPÚLVEDA, 2013). Siendo el primer modelo el presente en las terrazas marinas del área de estudio. La importancia en la depositación de carbonato cálcico y evolución en calcreta calcáreas, es la posibilidad de reconstruir el tipo de ambiente y ecosistemas pasados y acerca de los regímenes tectónicos, climáticos y sedimentarios en los que fueron formados (ALONSO – ZARZA Y WRIGHT, 2010 en PFEIFFER (2011)).

3.4.4 ANÁLISIS ESTADÍSTICOS PARA LA GRANULOMETRÍA.

El análisis de los parámetros estadísticos granulométricos consistió en los cálculos del tamaño de los granos propuestos por FOLK & WARD (1957), como son la Media (M_Z); Desviación Estándar (σ_I); Asimetría (Sk_I); y Curtosis (K_G).

3.4.5 PARÁMETROS ESTADÍSTICOS SEGÚN FOLK & WARD (1957)

a) MEDIA (MEAN): Corresponde a la representación del tamaño promedio del total de los sedimentos. En base a la media es posible explicar la naturaleza y condiciones de depositación de los sedimentos. Este aspecto está influenciado por parámetros como la velocidad del agente de transporte, forma, gravedad específica, composición, durabilidad, y naturaleza de la resistencia de los sedimentos durante el transporte. El tamaño de grano será mayor a mayor aporte de energía a los sedimentos. El valor de la media de los sedimentos actúa como un índice de medida de abrasión y agotamiento (ESTRADA, 2007).

La medida de la media se puede calcular usando la fórmula:

$$M_Z = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3}$$

Dónde:

El valor 3, es constantes.

Φ_N , representa el diámetro correspondiente al N° % de la distribución de las partículas.

Ejemplo Φ_{50} , representa el diámetro correspondiente al 50% de la distribución de las partículas.

b) DESVIACIÓN ESTÁNDAR (STANDARD DEVIATION) O SELECCIÓN (SORTING):

Indica la forma en que se distribuyen los individuos de una población alrededor del valor central. El grado de selección depende del tamaño de los sedimentos y sirve como una medida para descifrar la energía del ambiente de depósito, así como para saber de la presencia o ausencia de fracciones de granos ásperos o finos (MCKINNEY & FRIEDMAN, 1970 en ESTRADA, 2007). Ésta es una de las cualidades texturales más útiles para clasificar arenas de acuerdo a sus diferentes ambientes de depósito. La selección de los sedimentos está influenciada por muchos parámetros tales como el grado de turbulencia, la velocidad del agente de transporte, propiedades hidrodinámicas, naturaleza de los sedimentos provistos al ambiente de depósito y el índice de materiales detríticos (MCKINNEY & FRIEDMAN, 1970 en ESTRADA, 2007). Los sedimentos mejor clasificados son generalmente aquellos en los que el rango de valor del medio va de 2.0Φ a 3.0Φ , independientemente de las condiciones prevalecientes en el ambiente de depósito (INMAN, 1952 en ESTRADA, 2007). Su expresión matemática corresponde a la siguiente fórmula elaborada por FOLK & WARD (1957):

$$\sigma_1 = \frac{\phi_{84} + \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$$

Dónde:

- Los valores 4 y 6.6, son constantes.
- Φ° , representa el diámetro correspondiente al N° % de la distribución de las partículas.
- Ejemplo Φ_{95} , representa el diámetro correspondiente al 95% de la distribución de las partículas.

Según los valores obtenidos por FOLK & WARD (1957) se establece la siguiente clasificación (Tabla 12):

TABLA 12 Clasificación del tamaño de grano de acuerdo de la Desviación Estándar

RANGO (σ_1)	CLASIFICACIÓN SEGÚN DESVIACIÓN ESTÁNDAR
< 0.35Φ	Muy bien seleccionado
0.35 a 0.50Φ	Bien seleccionado
0.50 a 0.70Φ	Moderadamente bien seleccionado
0.70 a 1.00Φ	Moderadamente seleccionado
1.00 a 2.00Φ	Mal seleccionado
2.00 a 4.00Φ	Muy mal seleccionado
> 4.00Φ	Extremadamente mal seleccionado

Fuente: FOLK & WARD (1957).

La Figura 27, muestra la distribución gráfica de la curva que representa la desviación estándar.

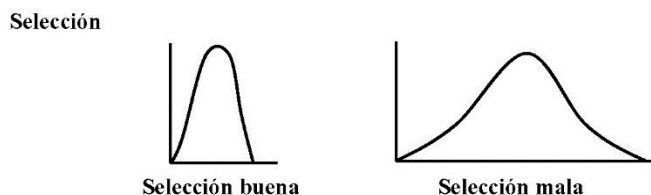


Fig. 27 Distribución gráfica del modelo de curva de desviación estándar (*Standard Deviation*).
Fuente: LE ROUX (2012).

c) ASIMETRÍA (SKEWNESS): Es una medida independiente de la selección o desviación estándar, e indica predominio de una población respecto a otra. Relaciona el grado de simetría que guarda la granulometría promedio respecto a los extremos de la curva de una determinada distribución. Si hay arena de grano más grueso, entonces los resultados demuestran valores negativos. Por el contrario, si hay más materiales de grano fino, los valores serán positivos. La asimetría como parámetro es importante para distinguir ambientes e indicar la mezcla entre arenas finas y gruesa (ESTRADA, 2007). La expresión matemática según la fórmula de FOLK & WARD (1957):

$$Sk_I = \frac{(\Phi_{84} + \Phi_{16} - 2\Phi_{50})}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{(\Phi_{95} + \Phi_5 - 2\Phi_{50})}{2(\Phi_{95} - \Phi_5)}$$

Dónde:

- El valor 2, es constante.
- Φ_N° , representa el diámetro correspondiente al N° % de la distribución de las partículas.
- Ejemplo Φ_{95} , representa el diámetro correspondiente al 95% de la distribución de las partículas.

Según los valores obtenidos por FOLK & WARD (1957) se establece la siguiente clasificación (Tabla 13):

TABLA 13 Clasificación del tamaño de grano de acuerdo de la Asimetría

RANGO (Sk_I)	CLASIFICACIÓN SEGÚN ASIMETRÍA	
	MATEMÁTICAMENTE	GRÁFICAMENTE
+1.0 a +0.3 Φ	Muy asimétrica positiva	Muy negativa
+0.3 a +0.1 Φ	Asimétrica positiva	Negativa
+0.1 a -0.1 Φ	Simétrica	Simétrica
-0.1 a -0.3 Φ	Muy asimétrica negativa	Positiva
-0.3 a -1.0 Φ	Muy asimétrica negativa	Muy positiva

Fuente: FOLK & WARD (1957).

La Figura 28, muestra la distribución gráfica de la curva que representa la asimetría.

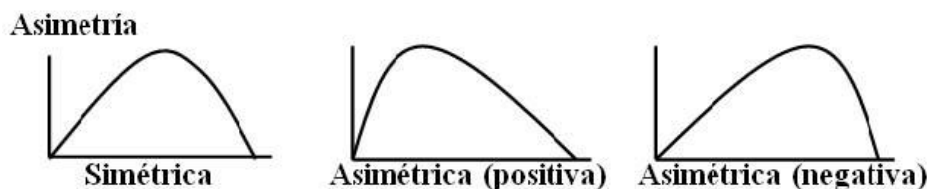


Fig. 28 Distribución gráfica del modelo de curva de asimetría (*Skewness*). Fuente: LE ROUX (2012).

d) **CURTOSIS (*KURTOSIS*)**: Es una comparación del cociente entre la clasificación de los sedimentos de la dispersión de la parte central y la dispersión de los extremos de la distribución de curva de frecuencia. Si la porción de la parte central se clasifica mejor que los extremos de la curva, se dice que la forma de la curva de frecuencia está excesivamente punteada y se conoce como leptocúrtica. No obstante, si los extremos de la curva frecuencia se clasifican mejor que la porción de la parte central, se dice que la curva presenta una forma más plana en el centro, conocida como platicúrtica. Geológicamente, la gráfica de curva de la curtosis es una forma de comparar cualitativamente los sedimentos ya clasificados, con alta energía, con el posterior transporte y modificación por otro tipo de ambiente (FOLK & WARD, 1957). Algunas curvas bimodales demuestran fuertemente la forma platicúrtica con la depresión media entre la curva de frecuencia enarbolada doble (FOLK, 1980 en ESTRADA, 2007). La curtosis se expresa matemática según la siguiente fórmula de FOLK & WARD (1957):

$$K_G = \frac{\Phi_{95} + \Phi_5}{2.44 (\Phi_{75} - \Phi_{25})}$$

Dónde:

El valor 2.44, es constante.

Φ_N , representa el diámetro correspondiente al N° % de la distribución de las partículas.

Ejemplo Φ_{95} , representa el diámetro correspondiente al 95% de la distribución de las partículas.

Los siguientes términos se utilizan para describir las características de la curtosis (Tabla 14):

TABLA 14 Clasificación del tamaño de grano de acuerdo de la Curtosis.

RANGO (K_G)	CLASIFICACIÓN SEGÚN CURTOSIS
< 0.67 Φ	Muy platicúrtica
0.67 a 0.90 Φ	Platicúrtica
0.90 a 1.11 Φ	Mesocúrtica
1.11 a 1.50 Φ	Leptocúrtica
1.50 a 3.00 Φ	Muy leptocúrtica
>3.00 Φ	Extremadamente leptocúrtica

Fuente: FOLK & WARD (1957).

La Figura 29, muestra la distribución gráfica de la curva que representa la Curtosis.

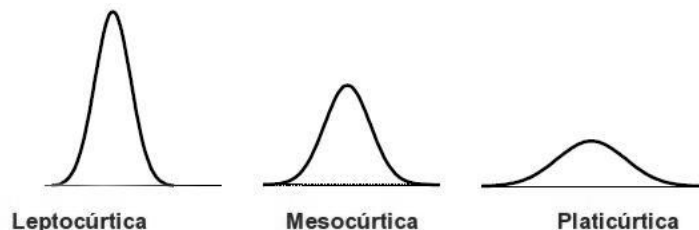


Fig. 29 Distribución gráfica de modelo de curva de Curtosis (*Kurtosis*). **Fuente:** LE ROUX (2012).

3.4.6 DETERMINAR AMBIENTE DEPOSITACIONAL

Para determinar el ambiente depositacional de los sedimentos finos localizados en las terrazas marinas y bahías, se utiliza el método cuantitativo de discriminación de diferentes mecanismos y ambientes de depositación, conocido como Función Discriminante Lineal (FDL) propuestas por SAHU (1964) para la costa de la India. Este método supone que la distribución de tamaño de grano de sedimentos clásticos refleja el factor de fluidez (viscosidad) del medio de depositación y la energía del ambiente (sitio) de depositación. Según el autor, el método estadístico de análisis de los sedimentos como Media (M_z); Desviación Estándar (σ_1); Asimetría (Sk_1) y Curtosis (K_G), son importantes para interpretar las variaciones de los factores de energía y fluidez, obteniendo así una correlación con los diferentes procesos y el medio ambiente de depositación. La determinación del ambiente depositacional se realiza mediante la utilización de cuatro ecuaciones correspondientes a la FDL (SAHU, 1964), las cuales permiten discriminar si una muestra se depositó en un ambiente (a) Eólico o de Playa; (b) Playa o en Aguas agitadas poco profundas (90 metros de profundidad); (c) Aguas marinas poco profundas o en un Ambiente Fluvial; y finalmente si es (d) Fluvial o Turbidez.

En función del área de estudio, las ecuaciones C y D, no son consideradas, ya que SAHU (1964), considera como Fluvial, a la presencia de ambientes deltaicos, lo cuales no se encuentran a lo largo de la línea de costa.

Para la discriminación de estos ambientes, se realiza mediante la utilización de un Número Discriminante, el cual establece el límite para cada ambiente. La expresión matemática y número discriminante para cada ecuación, son los siguientes.

Para discriminar entre ambiente Eólico o de Playa:

$$Y_{(E:P)} = -3.5688M_z + 3.7016\sigma_1^2 - 2.7066SK_1 + 3.1135K_G$$

Dónde:

E = Eólico; P = Playa; M_z = Media; σ_1 = Desviación Estándar; Sk_1 = Asimetría; K_G = Curtosis

Si Y es > -2.7411 , corresponde a un medio ambiente depositacional de PLAYA (P). Si Y es < -2.7411 es un medio ambiente depositacional EÓLICO (E).

Para discriminar entre ambiente de Playa o Aguas agitadas poco profundas:

$$Y_{(P:APP)} = 15.6534M_z + 65.7091\sigma_1^2 + 18.1071SK_1 + 3.1135K_G$$

Dónde:

P = Playa; APP = Agua agitada poco profunda; M_z = Media; σ_1 = Desviación Estándar;
 Sk_1 = Asimetría; K_G = Curtosis

Si Y es < 63.3650, corresponde a un medio ambiente depositacional de PLAYA (P). Si Y es < 63.3650 es un medio ambiente depositacional AGUAS AGITADAS POCO PROFUNDAS (APP).

3.4.7 MATERIALES PARA DETERMINAR LA GRANULOMETRÍA

Los materiales utilizados para obtener los análisis granulométricos, se dividen en dos etapas (Tabla 15). La primera corresponde a la toma de las muestras en terreno. La segunda etapa se realiza en el Laboratorio de Geomorfología y Suelo, de la Escuela de Geografía de la Universidad de Chile.

TABLA 15 Materiales utilizados para análisis granulométrico

PRIMERA ETAPA – TERRENO			
CANTIDAD	MATERIALES	CARACTERISTICA	
1	PALA	-	
1	BARRENO	LONGITUD DE 20 CM Y DIÁMETRO DE 10 CM.	
1	HUINCHA	DE 30 METROS	
20	ENVASES PLÁSTICOS	DE 500 ML	
1	ÁCIDO CLORHÍDRICO (HCl)	1 LITRO AL 10%	
SEGUNDA ETAPA – LABORATORIO			
CANTIDAD	MATERIALES	CARACTERISTICA	
1	TAMIZADOR	MALLA DE 1000; 500; 250; 125 Y 63 μ	
1	BALANZA DE PRECISIÓN	PRECISIÓN DE 0.1 Gr.	
20	BOLSAS PLÁSTICAS O PAPEL	-	
20	FICHA DE NORMALIZACIÓN	-	
PROGRAMAS			
SOFTWARE	AUTORES	AÑO	VERSIÓN
GRADISTAT	BLOTT & PYE	2001	EXCEL 97 O 2000
DPLOT	HYDESOFT	2013	V 2.3.4.4

FUENTE: Proyecto 1120234.

3.4.8 PROCEDIMIENTOS Y PROCESAMIENTO DE LOS MATERIALES

Al igual que el punto anterior, el procesamiento de los materiales se realiza en dos etapas. Siendo la primera la actividad de terreno y como segunda etapa al procesamiento de la información en el laboratorio, este último corresponde al utilizado por ARAYA – VERGARA (2011).

3.4.9 ETAPA DE TERRENO

La obtención de las muestras se realiza primero con la identificación de pre terreno de los puntos aproximados donde se extraerán. Para ello se procede a trazar cinco perfiles donde se identifica los niveles de terrazas y las playas actuales. Como resultado de este procedimiento se obtuvieron 16 puntos. La tabla 16, muestra las coordenadas de los sectores donde se extrajeron las muestras.

Para la extracción de las muestras se estableció una profundidad de 50 cm para evitar el grado de intemperismo (ESTRADA, 2007). La excavación del área de extracción para cada punto se realizó mediante la utilización del barreno de 20 cm, el cual también permite sacar la muestra que se analizó. Para el caso de las playas, debido a su contenido de materiales sueltos fueron obtenidas mediante uso de pala.

TABLA 16 Coordenada UTM para sectores de extracción de muestras.

MUESTRAS	ENSENADA RAMADILLA	CALETA TINAJAS	CALETA CRUZ GRANDE	CALETA TEMBLADOR	CALETA TOTORALILLO NORTE
TERRAZA MARINA ALTA	274902 6749379	276756 6744793	278047 6739659	277356 6736596	275959 6733365
TERRAZA MARINA MEDIA	274391 6745487	-	276750 6739621	276112 6737487	275151 6733864
PLAYAS ACTUALES	274108 6745386	275907 6743635	276525 6739889	276126 6735417	-

FUENTE: Proyecto 1120234.

3.4.10 ETAPA DE LABORATORIO

El procedimiento para el análisis granulométrico de arena pura extraída directamente de la playa, se debe, en primer lugar secar al aire o bien al horno las muestras, si originalmente están húmeda. Posteriormente se debe pesar 50 gr de muestra seca; colocarlos en la columna de tamices ordenados decrecientes según abertura de malla; cerrar herméticamente en la tamizadora; tamizar por 10 a 15 min. Una vez terminado el tamizado, se debe vaciar cuidadosamente los contenidos de cada tamiz en bolsitas de papel, identificadas con el número de muestra y la abertura de malla en PHI (Φ). En una balanza de precisión se debe pesar las muestras separas y anotar el peso en cada bolsita; la información de cada una de las muestras se debe anotar en una ficha normalizada. Sumar y anotar los pesos acumulados en la ficha normalizada y calcular los porcentajes acumulados de cada muestra.

Para el procedimiento de las muestras de arena mezclada con limos y arcilla, lo primero que se debe hacer es secar al aire las muestras, el secado al horno sólo se aplica a muestras con humedad

moderada, regulando la temperatura no superior a 30 o 50°. Posteriormente se debe pesar 100 gr de muestra seca y lavarlos con agua destilada, para después vaciar el material en suspensión al tamiz de 4 Φ o 63 μ , la operación se repite hasta que el agua de la suspensión se vea clara. Secar la muestra a una temperatura no superior a 100°. Una vez seca la muestra, tamizar, pesar, guardar y registrar la información con las mismas prescripciones que para arena pura. Recuperar la fracción de limo arcillosa y secando para posteriormente pesar el contenido seco y anotar en la ficha normalizada.

Posteriormente del procesamiento de las muestras, se analizan estadísticamente la granulometría de arenas, para elaborar la Curva de Frecuencia Acumulativa Aritmética y Curva de Frecuencia Log – Probabilística, usando los datos de la ficha normalizada que va desde las arena muy finas (4 Φ) hasta las arena más gruesa (-1 Φ). Los materiales necesarios para graficar la curva de frecuencia acumulativa aritmética se realiza mediante el software EXCEL y para la curva de frecuencia acumulada log-probabilística, con el programa D PLOT V. 2.3.4.4. Posteriormente a la realización del gráfico de las curvas de frecuencia acumulativa, se procede a obtener los resultado de los datos estadísticos correspondiente a la Media (M_z); Desviación Estándar (σ); Asimetría (Sk_1); Curtosis (K_G); propuestos por FOLK & WARD (1957). Estos valores estadísticos son calculados mediante la utilización del programa GRADISTAT (BLOTT & PYE, 2001).

CAPÍTULO IV RESULTADOS

4.1 CONTEXTO GEOLÓGICO GENERAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

De acuerdo a la carta geológica de EMPARÁN y PINEDA (2000), denominada HOJA LA SERENA – LA HIGUERA, que abarca longitudinalmente desde los 29°30`S hasta los 30°00`S, se puede apreciar que en la sección norte de la carta entre los 29°30`S hasta los 29°35`S (Fig. 30), comprende la sección sur del área de estudio. Las primeras unidades identificadas corresponden a la era mesozoica, y son el Complejo Subvolcánico Agua Salada (Jas), del periodo Jurásico, de la serie superior y con una edad ~ 155 Ma, el Intrusivo Dioríticos (JKd), del periodo transicional Jurásico Cretácico, de las series superior e inferior y con una edad ~ 145 Ma., el Intrusivo Granitoide (Kig-b), del periodo Cretácico, de la serie inferior y con una edad ~ 131 – 125 Ma. Las unidades referentes a la era cenozoica, pertenecen a depósitos del periodo Cuaternario, con series que pueden ir entre el Pleistoceno y el Holoceno, estas unidades se encuentran asociadas a formas depositacionales de tipo Aluviales (Qa), Coluviales (Qc) y de Playas (Qm).

Una segunda carta geológica utilizada, del área CARRIZALILLO – EL TOFO, corresponde al trabajo de realizado por Creixell *et al.* (2012), Longitudinalmente abarca desde los 29°00`S hasta los 29°30`S, comprendiendo la sección norte del área de estudio que va desde los 29°22`S hasta los 29°30`S (Fig. 31). Al igual que la carta del año 2000 de EMPARÁN y PINEDA, la escala 1:100.000, permite tener e identificar con detalles más formaciones que la primera carta del año 1982, así como también señalar que las formaciones corresponden a las eras mesozoica y cenozoicas. Las principales formaciones identificadas de la era mesozoica son la Formación Punta del Cobre (JKpc), comprende el periodo Jurásico y las serie superior (Hauteriviano) con una edad de ~ 133 – 129 Ma., La formación Manzodiorita Cruz Grande (Kimdcg), del periodo Cretácico y de la serie inferior, con una edad ~ 143 – 137 Ma., El Complejo Plutónico El Tofo (Kito), comprende el periodo Cretácico y de la serie inferior, con una edad ~ 137 - 127 Ma., finalmente El Intrusivo Hipabisales Las Gualtatas (Kihlg), del periodo Cretácico y de la serie inferior, con una edad *ca* 131 Ma. Las unidades correspondientes a la era cenozoica son principalmente depósitos pertenecientes al periodo Cuaternario, de las series Pleistoceno – Holocenos. Los depósitos descritos son Coluvial (PIHc), Litoral (PIHl), Aluvial (PIHa) y Eólico (PIHe).

En base a los antecedentes anteriormente señalados, se expresan sucintamente las unidades identificadas, por EMPARÁN y PINEDA (2000) y finalmente por CREIXELL *et al.* (2012).

4.1.1 SEGÚN EMPARÁN y PINEDA (2000).

- FORMACIONES VOLCÁNICAS:

a) **Complejo Subvolcánico Agua Salada (Jas, *ca.* 145 Ma)**, presenta pórfidos dioríticos, pórfidos andesíticos, andesitas porfíricas y microdioritas de piroxeno, anfíbola y localmente olivino, de color negro a gris verdoso, que afloran al oeste de la Zona de Falla Romeral y en bloque tectónico entre las trazas de esta. Esta intruido por el Plutón San Juan y por dioritas datadas en *ca.* 145 Ma.

- **FORMACIONES INTRUSIVAS:** Este tipo de roca se encuentran dos unidades:

b) Intrusivo Diorítico (JKd, ca. 145 Ma): Corresponde a monzodioritas cuarcíferas, mazodioritas, dioritas, dioritas cuarcíferas y gabros de biotita, anfíbola y piroxeno de grano medio, en parte, con tendencia porfírica. Forman afloramientos dispersos en las zonas costeras, a lo largo de 55 km, donde intruyen al Complejo Subvolcánico Aguas Salada.

c) Intrusivo Granitoides (Kig, ca. 131 -125 Ma): Esta unidad forman cuerpos aislados que afloran al oeste de la ZFR, en el dominio costero, constituyen tres plutones simples, de pequeño tamaño (5 a 13 Km²): Plutón Las Carpas, Plutón Cerro del Cobre y Plutón Península de Coquimbo. Intruyen al Complejo Subvolcánico Agua Salada y a dioritas del Jurásico-Cretácico.

- **SECUENCIA SEDIMENTARIA:** Se identifican tres tipos de depósitos:

d) Formación Coquimbo (MPlcq (e)):

Corresponde al conjunto de sedimentos marinos que aflora en la zona costera entre los 28° y 30° Lat. S, su sección inferior es de areniscas amarillas, con niveles de coquinas y su sección superior de areniscas amarillentas y conglomerados, con niveles carbonatados y fosilíferos. EMPARÁN & PINERA (2000), asigna una edad correspondiente al Mioceno – Plioceno. LE ROUX *et al.* (2004; 2005; 2006) y MORELLÍ (2008), asigna una edad correspondiente al Plioceno – Pleistoceno.

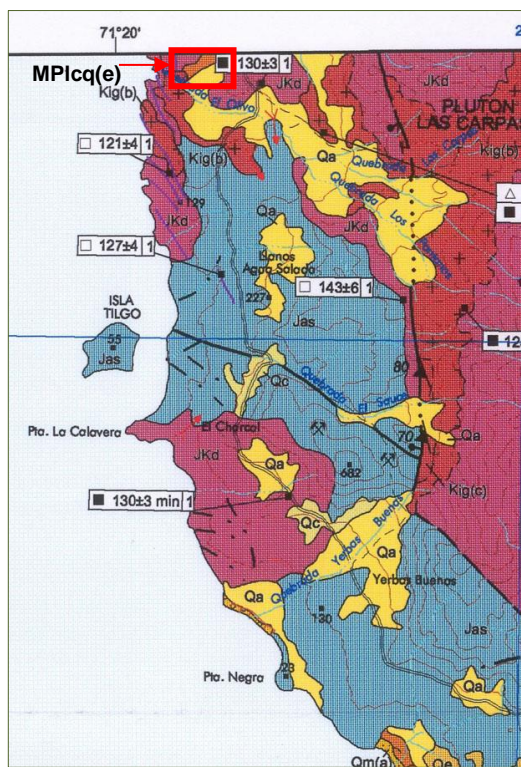
Esta secuencia sedimentaria marina fosilífera, se encuentra bien estratificada, con débil litificación y de color pardo anaranjado. Con un espesor mínimo de 100 m., que afloran en forma discontinua, en una franja de hasta 7 km. de ancho. Esta formación se apoya discordantemente sobre rocas plutónicas mesozoicas y engrana con las facies de la Formación Confluencia y los Depósitos Eólicos de Quebrada El Jardín.

La característica litológicas de la Formación Coquimbo, descrita para el área de estudio, señala que son depósitos indiferenciados, donde se observan areniscas finas a gruesas, de guijarros, con fauna de invertebrados, en la que se ha identificado: *Transenella pannosa*, *Mulinia edulis*, *Aequipecten purpurata*, de edad cuaternaria. En otros sectores se exponen areniscas finas limosas de color pardo claro, con fauna de invertebrados e intercalación de limos blancos calcáreos (estratos de 0.3 a 2 cm), en las que se ha identificado *Aequipecten purpurata*, *Tagelus cf. Dombeyi*, ambas del Cuaternario.

e) Depósito Aluvial (Qa): Corresponde a brechas no consolidadas, polimícticas, con matriz de arena y limo. Constituyen el relleno de quebradas y forman conos aluviales que cubren una topografía labrada en los depósitos fluviales antiguos. Engranar con los depósitos fluviales recientes.

f) Depósito Coluviales (Qc): Son sedimentos oligo y monomícticos, adosados a las laderas, formados por bloques angulosos y lentes de limos, con mala estratificación sub-paralela. Se ubican, en parte, en las cabeceras de abanicos aluviales, con cuyos depósitos engranan.

g) **Depósitos de Playas (Qm):** Sedimentos no consolidados, líticos y, minoritariamente bioclásticos, que afloran a lo largo de la línea de costa en la bahía de Coquimbo y en la desembocadura de las quebradas mayores. (a) Arenas medias a gruesas, arcósicas y líticas, con contenido variable de bioclastos; (b) Gravas polimícticas, clasto-soportadas, con clastos, en general, menores a 10 cm de diámetro y escasos bioclastos; (c) sedimentos indiferenciados.



FORMACIONES GEOLÓGICAS:

Jas: Complejo Subvolcánico Agua Salada;

JKd: Intrusivo Diorítico;

Kig(b): Intrusivo Granotoides;

MPlcq(e): Formación Coquimbo;

Qa: Depósito Aluviales;

Qc: Depósitos Coluviales;

Qm: Depósitos de Playas.


 Ubicación de trama correspondiente a la Formación Coquimbo – MPlcq (e).

Fig. 30 CARTA GEOLÓGICA. Sector norte de la hoja Área La Serena – La Higuera.

Fuente: EMPARÁN y PINEDA (2000).

4.1.2 SEGÚN CREIXELL *et al.* (2012).

De acuerdo con la información obtenida por la carta geológica, las formaciones que se describen presentan unidades y subunidades, donde se evidencia las distintas secuencias depositacionales y las rocas litificadas en cada secuencia.

• **FORMACIONES ESTRATIFICADAS:**

a) **Formación Punta del Cobre (JKpc, ca. 133 – 129 Ma):** Corresponde a una secuencia volcánica y sedimentaria heterogénea, formada, en orden decreciente de abundancia, por lavas, brechas, tobas areniscas y calizas. Litológicamente esta unidad se encuentra compuesta por 6 subunidades y 11 sub-categorías. Las subunidades litológicas presentes dentro del área de estudio son dos JKpc (2) y (3), esta última presenta la sub categoría JKpc (3a).

La subunidad JKpc (2), corresponde a Brechas Epiclásticas de Estratificación Gruesa, las que se presenta como una secuencia verdosa que aflora como una franja continua en dirección NNE-SSW

desde la quebrada Los Choros hasta la punta Barrancones. Poseen estratificación gruesa plana, en bancos de 5 a 15 m, distinguible solo a distancia y particularmente en la parte baja de la secuencia. Litológicamente, están compuestas por brechas medias, matriz soportada de fragmentos porfiríticos ricos en plagioclasa y afáníticos, de 2 a 15 cm y hasta de 1.5 m, subangulosos a subredondeados de bordes lobulados y a veces difusos, de composiciones andesíticas y minoritariamente dacíticas. Poseen matriz fina, rica en cristales de plagioclasa.

La subunidad JKpc (3) corresponde rocas andesitas con presencia de miembro homogéneo de lavas ocoíticas vesiculares que aflora desde el norte de la quebrada Carrizalillo, hasta el sur de la quebrada Cruz Grande. Al sur de la quebrada Los Choros es intruido por dioritas y tonalitas del Complejo Plutónico El Tofo (Kito) y por la Monzodiorita Cruz Grande (Kimdcg). La secuencia está formada por coladas macizas, de colores negro, rojo oscuro y verdoso en algunos lugares parcialmente epidotizada por la intrusión de complejos de diques andesíticos. A escala del afloramiento, se aprecian bloques meteorizados de aspecto moteado. La estratificación, de rumbo NNE-SSW y manteos variables entre 22 y 44° al este, es solo visible a la distancia y se caracteriza por presentar flujos macizos de 20 a 30 m, con brechas autoclásticas de base y techo, que en total suman espesores cercanos a 40 m para cada colada. Estas coladas están alternadas localmente con areniscas finas y brechas muy finas (JKpc3a), que a la distancia lucen como cuerpos lenticulares.

- **FORMACIONES INTRUSIVAS:** Este tipo de roca se encuentran tres unidades, las cuales son descritas por primera vez en esta carta geológica:

b) Manzodiorita Cruz Grande (Kimdcg, ca. 143 – 137 Ma): Corresponde a un cuerpo intrusivo que aflora al sur de la localidad de Chungungo. La Monzodiorita Cruz Grande intruye al miembro JKpc3 de la Formación Punta del Cobre y a su vez es intruida por granitos del Complejo Plutónico El Tofo y por abundantes diques máficos de color gris oscuro, de rumbo NW-SE, alrededor de los cuales se observa una intensa alteración de epidota. Litología. Monzodiorita de anfíbola y biotita, con color rosado de meteorización.

c) Complejo Plutónico El Tofo (Kito, ca. 137 - 127 Ma): Este complejo intruye a rocas estratificadas de la Formación Punta del Cobre a través de una superficie plana con suave manteo al este. Abajo el complejo intruye a través de una superficie, igualmente plana y subparalela respecto a la anterior, a rocas de la Formación Punta del Cobre (hacia el norte) y a la Monzodiorita Cruz Grande (hacia el sur). Esta última superficie es interpretada como el piso plutónico del complejo. El complejo plutónico está constituido por dos subunidad. La primera, por diorita-tonalita superior Kito (d) y la granítica inferior Kito (g), siendo esta última subunidad la presente en el área de estudio y corresponde a una lámina plutónica constituida por granito rosado de biotita y anfíbola, con color blanquecino de meteorización.

d) Intrusivo Hipabisales Las Gualtatas (Kihlg, ca. 131 Ma): Corresponde a un cuerpo intrusivo de reducidas dimensiones que afloran entre las quebradas Los Choros y Cruz Grande, al NW del yacimiento El Tofo. Intruyen rocas estratificadas de la Formación Punta del Cobre (JKpc3). La mayor parte de estos cuerpos presenta una geometría lacólfica, con un piso plutónico manteando al

este, concordante con la estratificación de la roca de caja. Litología esta unidad se compone de microdioritas, localmente cuarcíferas de clinopiroxeno.

- SECUENCIA SEDIMENTARIA: Se identifican cuatro tipos de depósitos:

e) **Deposito Coluviales (PIHc)**: Corresponden a depósitos de cantos rodados y gravas no consolidadas, con mala selección y con muy escasa matriz de arena o gravilla. Estos depósitos se caracterizan por su nula o escasa compactación, y no presentan estratificación, además de carecer de cobertura de suelo. Su porosidad y permeabilidad son generalmente altas. Sus depósitos son restringidos a laderas con pendiente moderada a alta, donde se forman taludes o rellenan quebradas cortas. Su tamaño es en general pequeño (<1 km² de superficie) y tienen una mayor distribución en zonas de alta pendiente en el borde occidental del cordón montañoso en contacto con la llanura costera.

f) **Depósito Litoral (PIHl)**: Este tipo de depósitos está compuesto por sedimentos de limos, arenas y gravas que cubren terrazas de abrasión marinas y zonas litorales. Se han agrupado en subunidades de depósitos inactivos (**PIHl1**) y activos (**PIHl2**). Los depósitos inactivos (**PIHl1**) son sedimentos que cubren las terrazas de abrasión marina. Hacia el este su distribución es restringida por el borde occidental del cordón montañoso. Estos depósitos incluyen cordones litorales que se orientan casi paralelos a la línea de costa actual. El espesor es cercano a 1.5 m y su composición consistente en cantos rodados medios a gruesos, matriz soportados, localmente coquináceos, con matriz de grava fina a arena fina y abundante cemento calcáreo blanquecino. Contienen restos de gastrópodos y bivalvos marinos. Hacia el techo se observan gravas que contienen cantos rodados y bolones. Dado su fuerte cementación, presentan una baja permeabilidad.

Los depósitos litoral activos (**PIHl2**), se distribuyen restringidamente en las zonas de playa actuales en una franja que no supera los 50 m de ancho. De acuerdo con la carta geológica el litoral activo presenta dos subunidades (a) y (b), pero sólo se observa en el área de estudio la subunidad (a), y corresponde a sedimentos de arenas de playas actuales, de grano medio, con buena selección y sin consolidación (**PIHl2a**).

g) **Depósito Aluvial (PIHa)**: Corresponden a depósitos de baja a media pendiente, que se encuentran depositados en el fondo de todos los llanos, valles y quebradas afluentes de las quebradas principales. Son moderadamente consolidados y están formados por gravas y arenas gruesas, de composición heterogénea y subangulosos, mayoritariamente soportados por una matriz limo-arenosa. Se han agrupado en depósitos aluviales inactivos (**PIHa1**) y activos (**PIHa2**).

Los depósitos inactivos (**PIHa1**), se caracterizan por ser depósitos que se encuentran como relleno principal de llanos, valles y quebradas. Se encuentran adosados a nacientes de quebradas y a algunas laderas altas, forman conos aluviales, con pendientes localmente importantes (>15°) y con desarrollo tenue de suelo. Se componen de gravas finas a gruesas, con bloques y bolones entre 0.1 y 0.6 m de diámetro, subredondeados, inmersos en matriz de limo y arena fina, dispuestos en bancos de espesores entre 2 y 5 m, con gradación normal. La composición de los clastos varía según el área, pero son comunes los clastos de andesitas y rocas intrusivas dioríticas y granodioríticas.

Los depósitos activos (**PIHa2**), corresponden a gravas acumuladas en canales de escorrentía recientes, que se han desarrollado sobre los depósitos aluviales inactivos. Los depósitos están levemente compactados, con clastos angulosos de tamaño rodados a bloques, mal seleccionados, con estratificación cruzada y paralela medianamente desarrollada. Domina en ellos la fábrica matriz soportada, con una matriz de limo a arena fina. La composición de los fragmentos es similar a la de los depósitos aluviales inactivos. En general, representan depósitos de baja pendiente (<10°) y pequeña superficie.

h) Depósitos Eólico (PIHe): Los depósitos eólicos descritos en la carta geológica corresponden a arenas bien seleccionadas de grano medio a muy fino, con nulo a leve grado de consolidación. Se distribuyen ampliamente en las zonas costeras. Los depósitos eólicos se agrupa en dos subunidades, en inactivos (**PIHe1**) y activos (**PIHe2**). En el caso del área estudio sólo de describen depósitos eólicos inactivos, donde sólo se presenta la subcategoría (c). Los depósitos (**PIHe1**), presentan con compactación leve, estabilizados por vegetación de tipo matorral. Son principalmente arenas silíceas finas bien seleccionadas con estratificación cruzada. Poseen porosidad y permeabilidad medias. En forma muy localizada, están cementados por carbonatos provenientes de la disolución de material calcáreo que forman depósitos litorales cercanos. La subunidad (c), corresponden a depósitos de color blanquecino, mediana a fuertemente consolidados, localmente con cemento calcáreo, con buena selección. Presentan una suave pendiente hacia el oeste. Se distribuyen cubriendo gran parte del llano Choros, o adosados a laderas de cerros.



FORMACIONES GEOLÓGICAS:

- JKpc:** Formación Punta del Cobre;
- Kimdcg:** Manzodiorita Cruz Grande;
- Kito:** Complejo Plutónico El Tofo;
- Kihlg:** Intrusivo Hipabisales Las Gualtatas;
- PIHc:** Depositos Coluvial;
- PIHl:** Depositos Litoral;
- PIHa:** Depositos Aluvial;
- PIHe:** Depositos Eólico.

Fig. 31 CARTA GEOLÓGICA. Área Carrizalillo – El Tofo. **Fuente:** CREIXELL *et al.* (2012).

Con la información obtenida de las cartas geológicas de EMPARÁN y PINEDA (2000) y CREIXELL *et al.* (2012). Se elaboró la carta geológica final para esta investigación (Fig. 32). No obstante, la elaboración final de esta carta conto con la dificultad de que ambas cartas no cubre totalmente el área de estudio, evidenciando unidades geológicas que no presentan límites definidos en la zona de traslape entre ambas cartas. RAULD (2014, en comunicación verbal), señala como solución para este problema el de establecer como primer criterio las edades absolutas establecidas para cada unidad, esta información será complementada con la descripción geológica de cada unidades presentes en el área de traslape, ya que estas unidades geológicas corresponderían al mismo cuerpo formador, pero serían fases de litificación diferenciadas.

Las unidades geológicas en conflicto corresponden en el caso de la carta EMPARÁN y PINEDA (2000) al Intrusivo Diorítico (JKd *ca.* 145 Ma), al Intrusivo Granitoide (Kig *ca.* 131 - 125 Ma) y a la Formación Coquimbo (MPlcq); en el caso de la carta de CREIXELL *et al.* (2012) son las unidades Manzodiorita Cruz Grande (Kimdcg *ca.* 143 – 137 Ma), Complejo Plutónico El Tofo (Kito *ca.* 137 – 127 Ma) y Depósito Litoral inactivo (PIH1).

Para las unidades geológicas Intrusivo Diorítico (JKd) y Manzodiorita Cruz Grande (Kimdcg), de acuerdo al rango de sus edades ambas unidades se encuentran dentro del mismo tiempo de formación y su edades se ubican en la transición del Jurásico y el Cretácico, en cuanto a la descripción litológica, ambas unidades presenta en común rocas manzodioritas, así como también se localizan al sur del área de estudio, específicamente al sur de las localidades Cruz Grande y Chungungo. Los mismo ocurre con las unidades geológicas al Intrusivo Granitoide (Kig) y Complejo Plutónico El Tofo (Kito), en base a las edades absolutas, ambas unidades corresponden al mismo rango, el cual pertenecen al Cretácico inferior, dentro de las características de ambas unidades, estas intruyen a rocas del Jurásico – Cretácico, como es el caso de las unidades anteriormente mencionadas; litológicamente estas unidades presentan rocas granitoides como el granito y la diorita.

De acuerdo con estos resultados se infiere que las unidades geológicas Diorítico (JKd) y Manzodiorita Cruz Grande (Kimdcg), son parte del mismo cuerpo intrusivo que las formó; para las unidades Intrusivo Granitoide (Kig) y Complejo Plutónico El Tofo (Kito), se infiere la misma situación, donde el cuerpo intrusivo que forma estas unidades es el mismo. En cuanto al nombre de las unidades geológicas que se utiliza para la carta geológica final corresponde a las unidades descritas por CREIXELL *et al.* (2012), dado que corresponde a la investigación más reciente realizada en esta zona.

En cuando a las unidades de la costa, EMPARÁN y PINEDA (2000) identifican para el sector de Caleta Totalillo Norte a la Formación Coquimbo, sin embargo, en la carta de CREIXELL *et al.* (2012), para este mismo sector identifica para esta misma unidad como Depósito Litoral inactivo (PIH1). A diferencia en la identificación de las unidades anteriormente señaladas, las investigaciones hechas por LE ROUX *et al.* (2004; 2005; 2006), para los sectores de Carrizalillo (al norte de la Bahía Los Choros) y en Bahía de Tongoy, permiten inferir que la unidad descrita por CREIXELL *et al.* (2012), son de la Formación Coquimbo, lo que concuerda con lo descrito por

ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA SECCIÓN OCCIDENTAL DEL CORDÓN SARCO:
IDENTIFICACIÓN DE TERRAZAS MARINAS · REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE

EMPARÁN y PINEDA (2000), por lo cual en nombre con que identifican estas unidades en esta carta geológica es Formación Coquimbo.

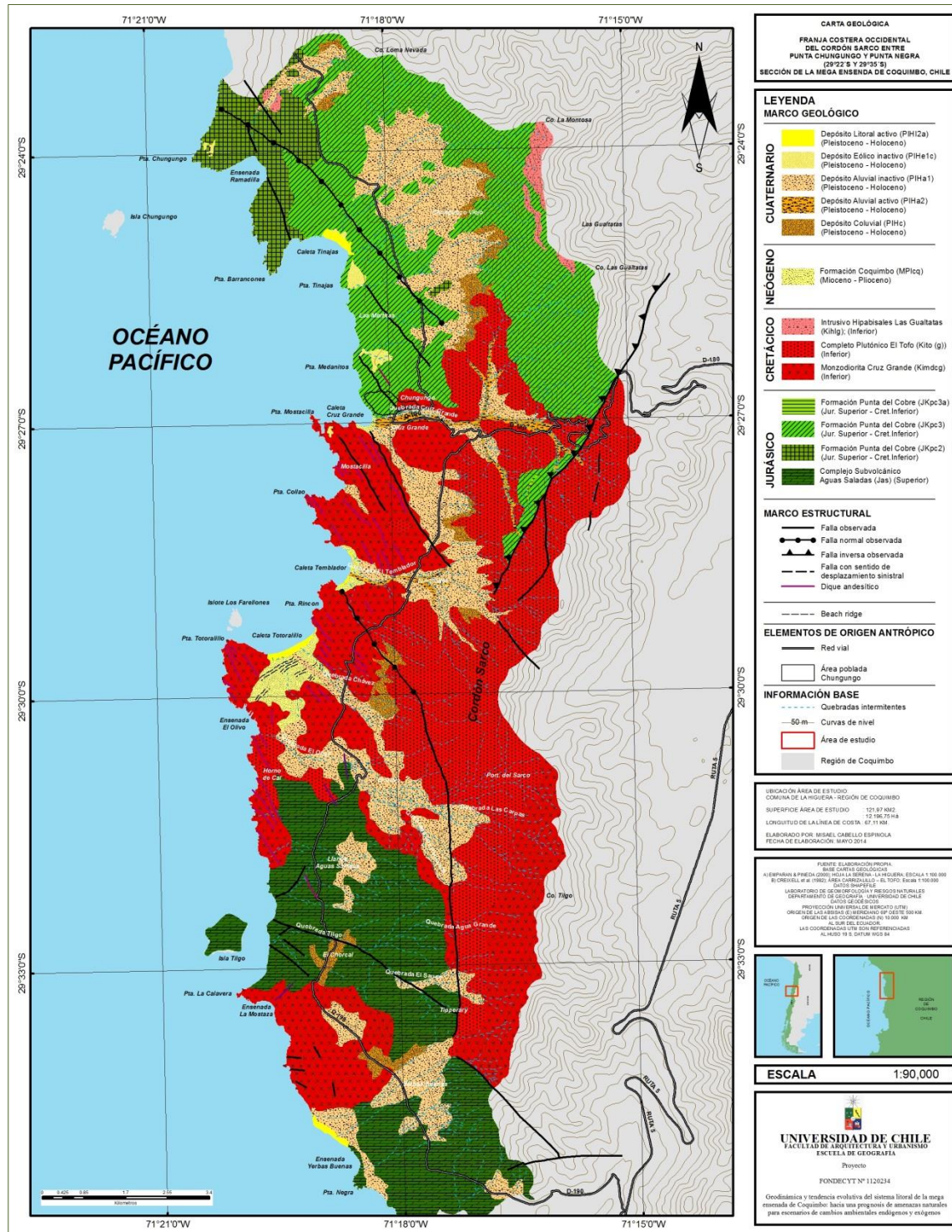


Fig. 32 Carta geológica de franja costera occidental del Cordón Sarco. Fuente: Elaboración en base a las Cartas Geológicas de EMPARÁN y PINEDA (2000) y CREIXELL et al. (2012).

4.2 CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Los resultados obtenidos de la caracterización geomorfológica de la franja costera en estudio, son descritos y presentados mediante la utilización de cuatro componentes geomorfológicos descriptivos, como son: (4.2.1) Morfotectónica de bloques, (4.2.2) Sistema de vertientes, (4.2.3) Formas depositacionales o de base de vertiente y (4.2.4) geomorfología costera y litoral.

De acuerdo con esta información y en base al análisis realizado, se definieron y diferenciaron los distintos procesos que ocurren en cada uno de estos componentes. Dentro de la descripción realizada se incluyen las observaciones en terreno, las cuales son apoyadas con la información geológica, topográfica y bibliográfica relacionada con el área de estudio.

4.2.1 MORFOTECTÓNICA DE BLOQUES

Lo relativo a los lineamientos tectónicos, el sector de las fallas normales se encuentra a lo largo de toda el área de estudio, pero principalmente son mayores desde la zona media y distal¹¹. En sentido Este - Oeste las fallas normales se encuentran en el sector de las vertientes, la dirección de las principales fallas son en sentido Nor-Noroeste. Con respecto a la falla normal, este lineamiento sólo se encuentra en la zona proximal del área de estudio, este tipo de falla se encuentra en dirección Nor-Noroeste.

Como segundo elemento se identifican afloramientos rocosos, este tipo de forma se encuentra en la sección alta de las vertientes (zona proximal), correspondiente a la Formación Punta de Cobre (JKpc3), espacialmente se encuentran bien representadas y localizadas en la zona norte del área de estudio, producto de la gravedad se presentan en la zona baja de la vertiente detríticos desprendidos desde la cara libre rugosa. Los detríticos presentan variados calibres, desde rodados hasta bloques, de formas angulosas y sub-redondeadas.

4.2.2 SISTEMA DE VERTIENTES

a) VERTIENTE ESTRUCTURAL CONCORDANTE (Jurásico Superior - Cretácico Inferior ~ 145 - 130 Ma):

Se caracteriza por presentar un modelado esculpido en secuencias estratificadas correspondientes a las unidades geológicas de la Formación Complejo Subvolcánico Agua Saladaa (JAS) y Formación Punta del Cobre (JKpc). De acuerdo a la clasificación taxonómica de ARAYA – VERGARA (1985; 1996), estas vertientes pueden ser clasificadas como **VERTIENTES CON CARAS LIBRES RUGOSAS Y TALUD**; en su parte alta se observan afloramientos de roca con mucha rugosidad y en su parte baja los materiales desprendidos depositados en forma de talud, los cuales se encuentran estabilizados por vegetación de tipo matorral, lo que evidencia la presencia de suelo delgado. La distribución de estas vertientes se presenta en la zona distal y proximal de la franja (Fig. 33).

¹¹ La separación de la franja costera en proximal, media y distal se entenderá en sentido de la deriva litoral, es decir desde Sur a Norte.

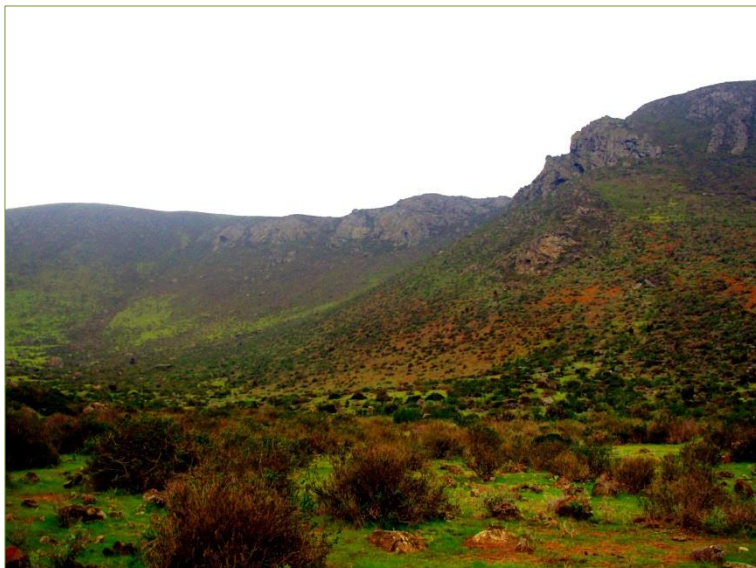


Fig. 33 VERTIENTE ESTRUCTURAL

CONCORDANTE: Vertiente de cara libre rugosa y talud, en la zona proximal de la franja costera. En la zona del talud (baja) se observa la presencia de vegetación.

Fuente: Proyecto 1120234.

b) VERTIENTES CON INFLUENCIA EXÓGENA DE FLANCO ACTIVO CON INTERFLUVIO EN RELIEVE FERALES (Cretácico inferior ~ 130 Ma):

Se emplazan preferentemente en la zona media de la cuenca. Se caracteriza por ser un bloque montañoso de roca maciza de las formaciones Manzodiorita Cruz Grande (Kimdcg) y Complejo Plutónico El Tofo (Kito (g)), que correspondiente a roca monzodiorítica y diorita cuarcífera, las cuales intruyen a las formaciones estratificada Formación Punta de Cobre (JKpc3) y Complejo Volcánico Agua Salada (JAS). Presentan alturas menores a 2000 m.s.n.m., se pueden clasificar taxonómicamente según la adaptación hecha de ARAYA – VERGARA (1985; 1996), por SOTO *et al.* (2006), como ambientes de media y baja montaña. Se utilizó la noción de influencias exógenas, y según la tendencia erosiva, para ellos se utiliza el concepto de vertientes de flanco de valle activo o flanco de valle pasivo, donde su principal diferencia entre vertientes pasivas y activas, es presencia de divisorias de aguas muy redondeadas y muy poca presencia relativa de quebradas, y en las segundas las divisorias son más agudas y presentan una mayor cantidad relativa de quebradas. Siendo la vertiente de flanco de valle activo, la correspondiente a las características de la vertiente media del área de estudio. También se debe señalar que se observa la presencia de caos de bloques, producto de la meteorización y exhumación de la vertiente (Fig. 34).



Fig. 34 VERTIENTE FLANCO DE VALLE ACTIVO CON INTERFLUVIO EN RELIEVE FERALES: Evidencia de denudación de la vertiente por procesos sub aéreos, presencia de caos de bloques producto de la meteorización y divisorias agudas.
Fuente: Proyecto 1120234.

4.2.3 FORMAS DEPOSITACIONALES O DE BASE DE VERTIENTES

La descripción de esta formas se realiza con la ayuda de la carta geológica de EMPARÁN y PINEDA (2000) y CREIXELL *et al.* (2012), ya que ambas carta cuentan con un mayor nivel de detalle y permite reconocer los depósitos recientes (Cuaternario), así como también el tipo de depósito y el origen de estos como aluviales o coluviales.

a) CONOS ALUVIALES:

Correspondiente a depósitos del Cuaternario reciente, y son principalmente generados por procesos de remoción en masa, especialmente por flujos de detritos (*debris flow*), así como también por procesos fluviales torrenciales. Su reconocimiento se debe a forma de cono o abanico, suavemente inclinado y con un perfil transversal convexo.

La presencia de conos aluviales caóticos y de conos coalescentes se observan en las vertientes tanto volcánica como intrusiva, pero con mayor presencia en las vertientes intrusivas. También se presentan cerca de la costa, en contacto con la plataforma de abrasión y como en las terrazas marinas.

En la zona proximal y distal del área de estudio, se encuentran conos aluviales asociados a los sistemas de vertiente volcánicos. En el caso de los conos coalescentes localizados en la vertiente sur, se presentan dos conos, que presentan en su parte distal el desarrollo de formas de glacis. En la sección norte de la cuenca, los conos coalescentes presentan contacto laterales con formas de glacis (Fig. 35), pero en la parte distal de los conos, está en contacto con terrazas marina, el cual se comprobó en terreno. La medida de los conos en la parte sur tiene aproximadamente 1.5 km de longitud y un ancho de ~ 1.3 km. Los conos de la sección norte tienen una longitud aproximadamente de 2.3 km de largo y un ancho en su parte distal de 2.7 km.

En la parte media de la cuenca, correspondiente a la vertiente intrusiva, se observan dos formas de conos. Ambos conos se presentan de forma coalescente, con contacto lateral con glacis; el cono mayor (ubicado en la quebrada El Temblador) en su parte distal presentan un cono menor que se proyecta de forma telescópica, el cual tiene contacto y cubre a la terraza marina en el sector de la Caleta Temblador. Lo relacionado con las dimensiones, se debe señalar que el cono mayor tiene aproximadamente ~ 1.7 km de longitud y ~ 1.3 km de ancho, el cono menor tiene ~ 0.8 km de longitud y 0.5 km de ancho.

Una de las características de los conos aluviales coalescentes, es que todos presentan importantes marcas de incisión y disección asociada a la acción de las quebradas torrenciales.

En el sector de la línea de costa se presentan cuatro conos aluviales. Dos de ellos se localizan en los sectores de Caleta Cruz Grande y Caleta Temblador, y cubren el nivel más bajo de terraza marina. Ambos conos, incluyendo la terraza marina baja, presentan una importante incisión y disección, con una longitud aproximada de 65 m., para Caleta Temblador y ~ 107 m, en Caleta Cruz Grande; la profundidad para Caleta Temblador es de unos ~ 3 m, y Cruz Grande de ~ 5 m. Para el caso de los otros dos conos aluviales, estos se encuentran en la parte sur (zona proximal) del área de estudio y ambos cubren la plataforma de abrasión marina. Por la dificultad del terreno y la optimización del tiempo, no se accedió a obtener imágenes ni muestras, por lo cual la descripción se realizó sólo por medio de fotointerpretación.



Fig. 35 CONOS ALUVIALES COALESCENTES: Zona proximal, sector de Chungungo viejo, coalescencia de conos aluviales caóticos (línea roja), en vertiente intrusivas. En la zona distal de los conos en contacto con terraza marina alta (TMA), a una altura de ~ 120 m.s.n.m. **Fuente:** Proyecto 1120234.

b) GLACIS (*PEDIMENT*):

AGUILAR *et al.*, (2013), señala que la altura de los glacis se localizan entre los 27° y 32°, descendiendo desde aproximadamente 1.500 m.s.n.m. en la parte oriental de la Cordillera de la Costa hasta los 500 m.s.n.m., cerca del borde costero, donde la red de drenaje no presenta una mayor incisión sobre estos glacis. Esto se debe a que al norte de los 29°.5S, estas formas se encuentran mejor preservadas y no tan degradadas y disectadas por la red de drenaje como al sur de esa latitud.

En relación al área de estudio, los glacis se distribuyen a lo largo de toda el área, y se presentan tanto en la vertiente intrusiva como en la vertiente volcánica. La parte distal de los glacis, se encuentran en contacto con formas pertenecientes al dominio costero, como son las terrazas marinas.

En relación a su evolución, los glacis se han formado en su mayoría por flujos laminares de agua que bajan por la vertiente, presentando una pendiente suave. En la sección sur (proximal) del área de estudio es aproximadamente 6.5°, en su sección media es de ~ 4.1° y en su sección norte (distal) es de ~ 8.2°.

La diferencia observada para estas tres secciones del área de estudio y sus pendientes, se encuentra directamente ligados con el área respectiva a las vertientes y la litología que las compone. En el caso de vertientes graníticas, los glacis presentan una superficie más plana, donde la diferencia entre las pendientes es menor marcada, lo que permite al glacis extenderse longitudinalmente por aproximadamente 1 km. En contraste, los glacis desarrollados en vertiente modeladas en rocas volcánicas, presentan una mayor diferencia entre sus pendientes, por lo cual estos glacis presentan una mayor pendiente y una menor extensión longitudinal ~ 0.5 km. Los glacis descritos cubren parte de la superficie de la terraza marina.

Los glacis desarrollados en la parte distal de los conos aluviales, se localizan en la sección sur (proximal) de la cuenca, específicamente en los sectores de Yerbas Buenas y El Olivo (Fig. 36). La superficie de transición entre el cono y el glacis, se caracteriza por ser un área con presencia de clastos superficiales, con formas sub angulares en la vertiente volcánica y sub redondeados en la vertiente intrusiva. La presencia de clastos con evidencias de oxidación y pátina, evidencian que son depósitos heredados.

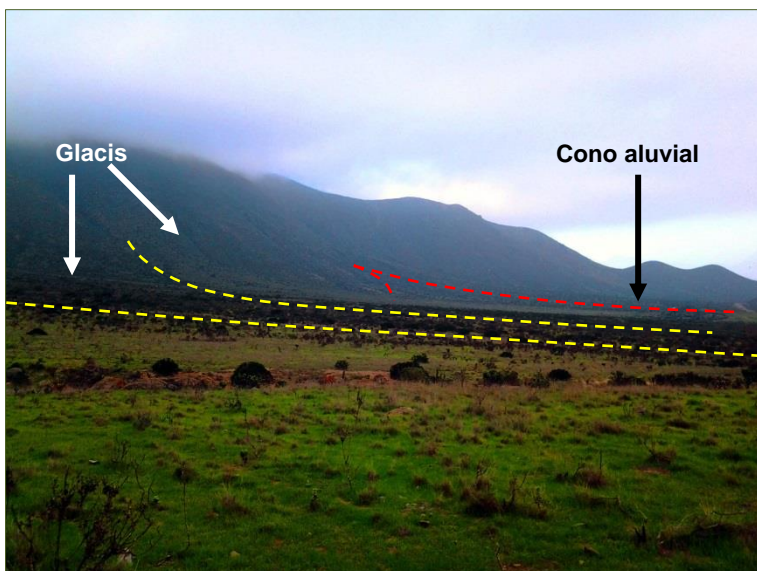


Fig. 36 GLACIS (*Pediment*): Glacis (líneas amarillas) desarrollado en la vertiente monoclinal, en la zona proximal de la cuenca. Se observa el contacto lateral con cono aluvial (línea roja). La vegetación desarrollada en la superficie del glacis y del cono aluvial, evidencia el desarrollo de suelo.

Fuente: Proyecto 1120234.

c) LECHOS TORRENCIALES:

El reconocimiento de este tipo de forma se realizó mediante fotointerpretación y la imagen satelital de Google Earth, debido a la dificultad en terreno, no se pudo acceder a estos sectores. Para la identificación de estas formas se utilizó la clasificación realizada por ARAYA-VERGARA (1985) y la información entregada por EMPARÁN y PINEDA (2000) y CREIXELL *et al.* (2012), donde se identifican los depósitos claramente del periodo Cuaternarios.

De acuerdo a ARAYA - VERGARA (1985), este tipo de lechos corresponden a quebradas (*talwegs*) secundarios que presentan una condición de fuerte incisión y con presencia de material en curso mal seleccionado. La disposición caótica y mala selección de sus materiales, como condición es independiente a la longitud del *talweg*.

Especialmente los lechos torrenciales se localizan en cuatro quebradas, las que corresponden en sentido sur-norte a la Quebrada El Sauce (tributaria de la Quebrada Tilgo) (Fig. 37), la Quebrada Los Pantanos y Las Carpas (tributarios de la Quebrada El Olivo), y la Quebrada Cruz Grande. Estas quebradas de acuerdo a la carta geológica de EMPARÁN y PINEDA (2000), corresponden al Cuaternario y presentan depósitos aluvionales, de brechas no consolidadas o polimícticas, con matriz de arena y lino. Estos depósitos constituyen procesos de remoción en masa de flujo o deslizamientos de tipo gravitacionales, que cubren depósitos antiguos en las quebradas.

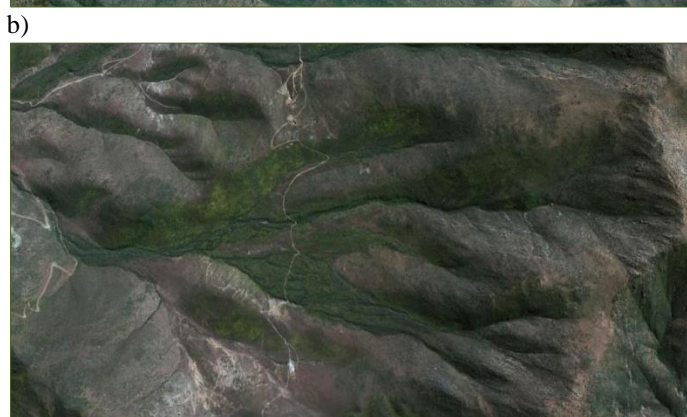
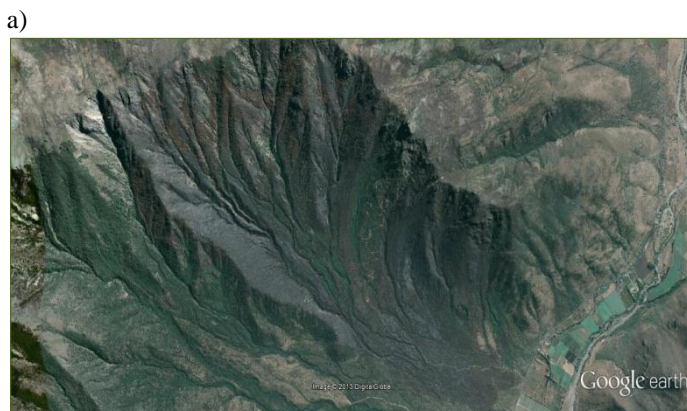


Fig. 37 LECHOS TORRENCIALES: Corresponden a quebradas o *talwegs* secundarios que presentan una condición de fuerte incisión y con presencia de material en curso, producto de la torrencialidad. **(a)** Corresponde a la vertiente norte del alveolo de Chicauma, que ARAYA – VERGARA (1982) clasifico con presencia de lechos torrenciales; **(b)** Quebrada El Sauce, donde se reconoce un patrón similar a los lechos torrenciales de Chicauma. **Fuente:** Google Earth.

d) LECHOS DE ACUMULACIÓN ACTUAL:

Lo relacionado con este tipo de forma, corresponde a las quebradas Temblador y Cruz Grande (Fig. 38), y se relaciona con los actuales *talwegs* por donde circula el flujo fluvial provenientes de los sistemas de vertientes.

Con la verificación en terreno y las imágenes satelitales de Google Earth, se verifico que durante el periodo de estío e invernal, estos lechos se encuentran secos, esto se debe a que estas quebradas y el área de estudio no presentan importantes precipitaciones para activar el funcionamiento de las quebradas, dado que la última actividad de precipitaciones importante ocurrió en el año 1997, año correspondiente al periodo ENSO (NIÑO). Sin embargo, la presencia de gravas frescas en estas quebradas, dan cuenta del funcionamiento que han tenido en años anteriores.

Un elemento característico de los lechos torrenciales actuales y de la red hídrica en general, es el funcionamiento intermitente, debido a las características climáticas de la región y del área de estudio, que se enmarca dentro de un área de transición entre árido y el semiárido, más la presencia del anticiclón del Pacífico, que produce que las precipitaciones del orden de los 50 mm anuales sólo ocurran en el periodo inverna, y no todo los años (NOVOA Y LÓPEZ, 2001; AGUILAR *et al.*, 2013).

No obstante, se puede evidenciar que todos las quebradas tuvieron un funcionamiento distinto al actual, ya que estos presentan una depositación caótica, dada por la mala selección de los sedimentos (Fig. 39). Esta situación se debe a las condiciones climáticas, presentes en el Cuaternario, específicamente al Pleistoceno y que son muy distintas a las actuales.



Fig. 38 LECHO DE ACUMULACIÓN ACTUAL: En la imagen se observa la antropización de la Qda. Cruz Grande, para acopio de agua.

Fuente: Proyecto 1120234.

a)



b)



Fig. 39 QUEBRADAS INTERMITENTES CON CONDICIÓN DE TORRENCIALIDAD: Presencia de mala selección de rodados y bloques sub redondeados. (a) Quebrada ubicada en Ensenada Ramadilla, se observan rodados y bloques en el fondo de la quebrada y sobre la TERRAZA MARINA BAJA (TMB); (b) Corresponde a la Qda. El Olivo, sector donde se puede observar la presencia de rodados, gravas y bloques, evidenciando la condición caóticas y mala selección de estas rocas. **Fuente:** Proyecto 1120234.

4.2.4 GEOMORFOLOGÍA COSTERA Y LITORAL

a) TERRAZAS MARINAS:

A lo largo del área de estudio, la presencia de terrazas marinas, fue uno de los elementos geomorfológicos distintivos encontrados, toda vez que estos no estaban documentados en los antecedentes disponibles para el área de estudio, dando cuenta sólo la descripción de un nivel de terraza de abrasión marina, cubiertas por depósitos aluviales y coluviales.

La importancia de reconocer la presencia de estas formas, es que permiten observar la dinámica costera, mediante los procesos glacio-eustáticos y la actividad tectónica, ocurrida en el Neógeno y Cuaternario.

En relación a las terrazas marinas (TM), se identificaron tres niveles de terrazas, que se encuentran a lo largo de toda el área de estudio, disectadas por las quebradas principales y quebradas secundarias. El reconocimiento de los tres niveles de terrazas, se pudo realizar definitivamente en terreno, debido a que en el proceso de fotointerpretación, no se pudo detallar claramente la presencia de estos tres niveles de terrazas, ya que sólo se observó en ciertos sectores la presencia de estas formas, como es el caso de las Caletas Cruz Grande, Caleta Temblador y Caleta Totoralillo Norte.

En términos generales, las superficies de cada una de las tres TM, se encuentran ubicados en promedio dentro del mismo rango de altitud. Las tres TM, desde la más alta a la más baja, se catalogan como Terraza Marina Alta (TMA), Terraza Marina Media (TMM) y Terrazas Marina Baja (TMB). La primera TM identificada corresponde a la TMA y su superficie se extiende aproximadamente entre los 102 hasta los 160 m.s.n.m.; La segunda TM identificada, corresponde a la TMM, con una superficie que se extiende aproximadamente entre los 30 hasta los 75 m.s.n.m. y Finalmente la TMB, con una superficie que se extiende entre los 3 y los 28 m.s.n.m. aproximadamente.

Para el análisis de las terrazas marinas, la principal diferenciación entre los tres niveles de terrazas, se debe a que TMM y TMA, corresponden a terrazas de abrasión marina (*wave-cut platform*), y en el caso de la TMB, esta corresponde a una terraza marina con depósitos marinos (*wave-built terraces*). En base a esta diferenciación se propone para TMB la separación a lo largo de la franja en sentido de la deriva litoral, en tres zona, proximal, media y distal, comenzando desde la zona distal hasta la proximal.

a.1) TERRAZA MARINA ALTA (TMA) Y MEDIA (TMM): A lo largo de la línea de costa del área de estudio, la TMA se encuentra en contacto con el sistema de vertientes que abarca la Cordillera de la Costa. Producto de la denudación del sistema de vertientes, en toda su extensión, se observa el desarrollo de formas de base de vertientes como son los conos aluviales y glacis (*pediment*), los cuales cubren parte importante de TMA. Dentro de la extensión de TMA en la franja costera, se observa en la forma de la superficie de la terraza, que presenta antiguos remanentes de acantilados y de *stack*, los cuales evidencian que este nivel de terraza marina corresponde a una terraza de abrasión marina. En cuanto a estas dos formas se observó que presentan importantes

diaclasas y meteorización, sumándose también la presencia de *tafonis* como procesos de erosión eólica.

Dentro de las características de la TMA, esta se encuentra cubierta con sedimento amalgamado de arenas, con fragmentos de conchas y detritos heterométricos, con formas que van desde redondeados, sub redondeados y sub angulosas (el reconocimiento de estos depósitos se realizó mediante calicatas hechas en terreno y por otras calicatas encontradas, la que corresponden a las realizadas para el EIA de la Central Termoeléctrica Barrancones), estos sedimentos permiten ver los remanentes de paleo *stack*, en la superficie de TMA. Está cubierta sedimentaria, indica que fue depositada posterior a la formación de la terraza de abrasión marina, evidenciando un proceso de transgresión marinan. Las quebradas principales y los secundarios, presentan un importante nivel de disección en la TMA, debido a su fuerte pendiente, disección nuestra una cubierta de material aluvial que cubre ciertos sectores de la TMA. Una de las características encontrada en TMA, sector de Caleta Totoralillo Norte, es la presencia de un estrato de material calcáreo o costra calcárea masiva, que PFEIFFER (2011) identifica en el sector de la paleo bahía de Tongoy. La figura 40, muestra las distintas formas descritas en este nivel de terraza.

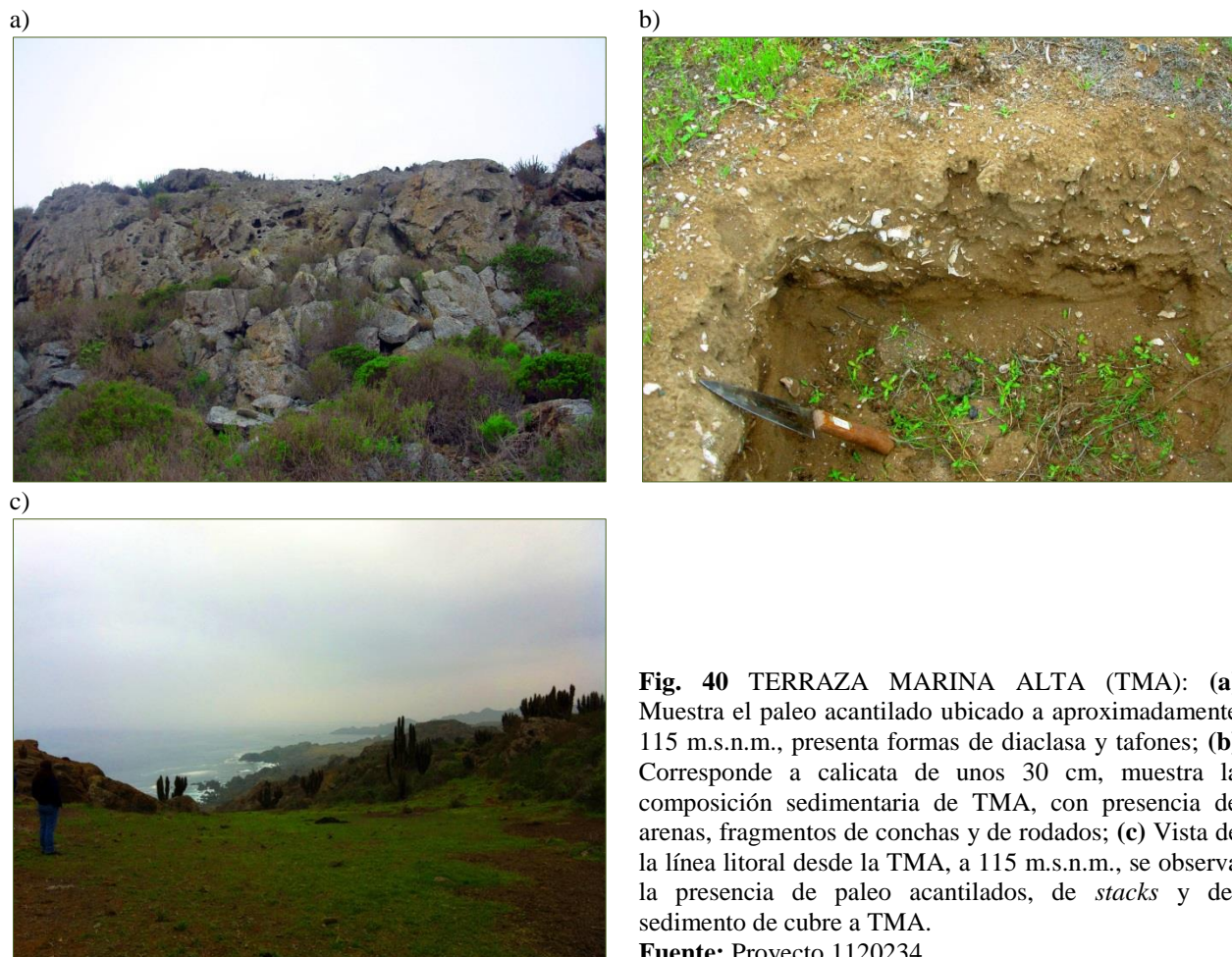


Fig. 40 TERRAZA MARINA ALTA (TMA): (a) Muestra el paleo acantilado ubicado a aproximadamente 115 m.s.n.m., presenta formas de diaclasa y tafones; (b) Corresponde a calicata de unos 30 cm, muestra la composición sedimentaria de TMA, con presencia de arenas, fragmentos de conchas y de rodados; (c) Vista de la línea litoral desde la TMA, a 115 m.s.n.m., se observa la presencia de paleo acantilados, de *stacks* y del sedimento de cubre a TMA.

Fuente: Proyecto 1120234.

El siguiente nivel de terraza marina corresponde a TMM. Al igual que TMA, es una terraza de abrasión marina y presenta las mismas características que esta, ya que en se encuentran remanentes de paleo acantilados y de paleo *stacks*, los cuales también evidencia diaclasamiento y erosión eólica en forma de tafonis, acompañado por una cobertura sedimentaria de matriz arenosa, con fragmentos de conchas y detritos heterométricos, que van desde gravas redondeadas, sub redondeadas y sub angulosas. Está cubierta sedimentaria, indica que tanto en TMA y TMM, fue depositada posterior a la formación de la terraza de abrasión marina, evidenciando un proceso de transgresión marina. Las incisiones producidas por las quebradas o *talwegs* principales y secundarios, evidencian una cubierta de material aluvial que cubre ciertos sectores de la terraza marina.

Sin embargo, dentro de las características que diferencia a TMM con TMA, no se presenta de forma continua a lo largo del área de estudio, siendo interrumpida por TMB en algunos sectores como son las ensenadas Caletas Tinajas y Caleta Totoralillo y por el paleo acantilado de la TMA. Otra característica de TMM, es en la zonas media y proximal de la costa, donde el ancho de la terraza se angosta, reduciendo su tamaño en comparación con la zona distal, de tal manera que en ciertos sectores se observan remanentes de TMM, y que la terraza se encuentre en contacto directo con los acantilados activos y el mar, evidenciando que TMB no se presenta en estos sectores. La figura 41, muestra las distintas formas descritas en este nivel de terraza.

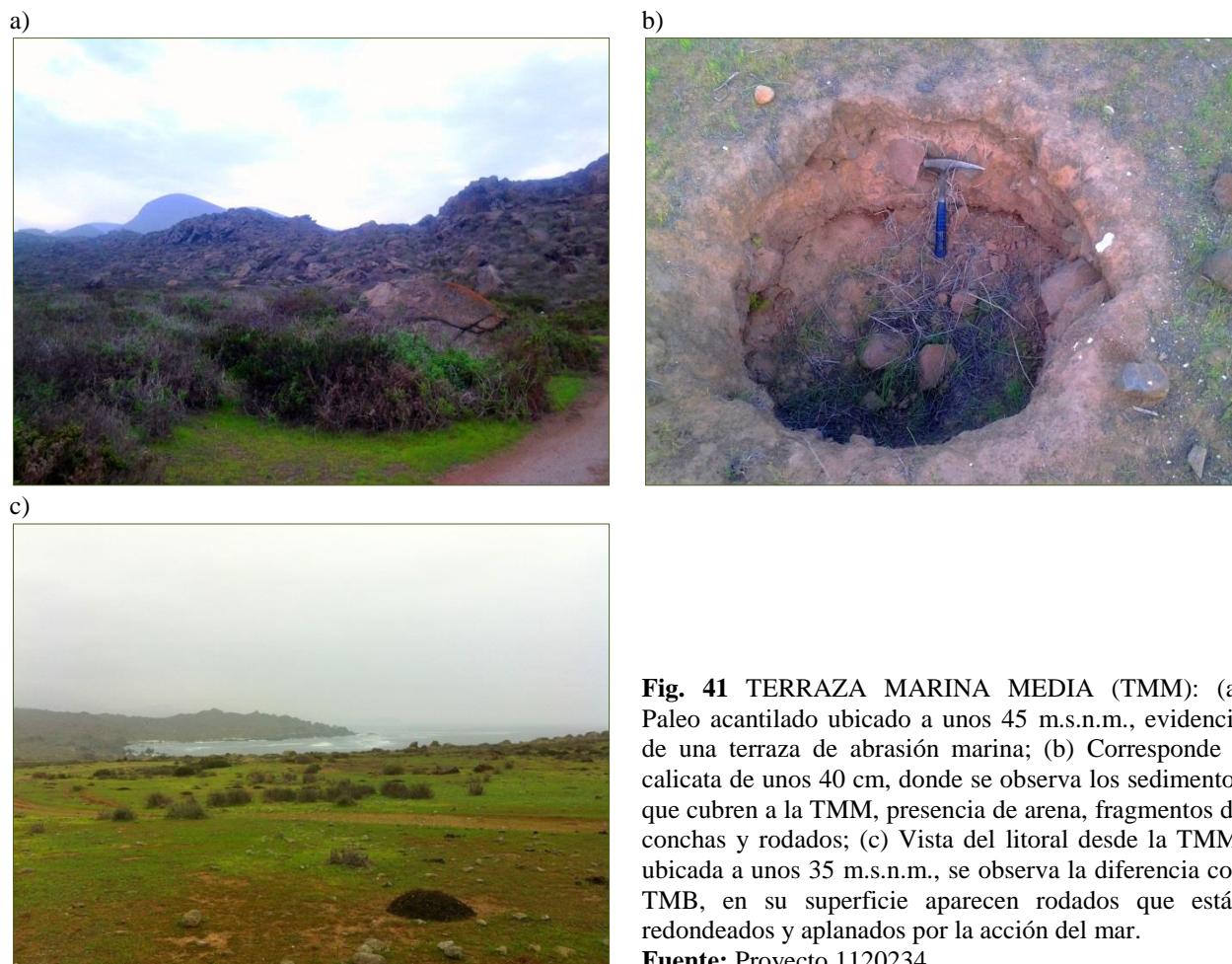


Fig. 41 TERRAZA MARINA MEDIA (TMM): (a) Paleo acantilado ubicado a unos 45 m.s.n.m., evidencia de una terraza de abrasión marina; (b) Corresponde a calicata de unos 40 cm, donde se observa los sedimentos que cubren a la TMM, presencia de arena, fragmentos de conchas y rodados; (c) Vista del litoral desde la TMM, ubicada a unos 35 m.s.n.m., se observa la diferencia con TMB, en su superficie aparecen rodados que están redondeados y aplanados por la acción del mar.

Fuente: Proyecto 1120234.

a.2) TERRAZA MARINA BAJA (TMB): Finalmente el último nivel de TM observado, corresponde a TMB y se identifica como una terraza marina con depósitos (*wave-built terraces*). El reconocimiento de este nivel de TM se obtuvo exclusivamente a la actividad en terreno.

Las principales zonas donde se identificaron la TMB, corresponden a las ensenadas ubicadas en la zona media y distal, como son Caleta Totoralillo, Caleta Temblador, Caleta Cruz Grande, Caleta Tinajas y Ensenada Ramadilla. Un elemento particular en relación a TMB y a las cinco ensenadas, es que se encuentran disectada por quebradas inactivas que permiten observar la disposición de sedimentos a lo largo de la terraza.

De acuerdo con lo establecido por EMPARÁN y PINEDA (2000) y corroborado por LE ROUX *et al.* (2005; 2006), los sedimentos de TMB, presentes en las cinco ensenadas presentan sedimentos que corresponderían a la Formación Coquimbo, presentando depósitos indiferenciados de areniscas, coquinas, conglomerados, fragmentos de macro y micro fósiles como son los *Balanus sp*, *gastropods*, *Ostrea sp*, *Chorus sp*, *bivalves*, diatomeas y posibles fósiles de cetáceos.

En Ensenada Ramadilla los sedimentos de la posible Formación Coquimbo son observados por medio de la incisión generada por la quebrada que desemboca en la playa, donde la pared de la incisión presenta un perfil con un ciclotema de cinco niveles de depositación, los cuales muestran la influencia marina y fluvio torrencial del área de estudio. La terraza marina tiene una altura de ~3 m.s.n.m. (medida desde el escarpe de la terraza y la playa, lo que REGARD *et al.* (2010) denominó como ángulo de línea de costa o *shoreline angle*), el primer y tercer estrato corresponde a material depositado por una posible transgresión marina; corresponde a roca sedimentaria fuertemente cementada compuesta por una matriz de arenisca finas y gruesas, rodados con forma redondeada, sub redondeada y aplanados, coquina con fauna marina conformada por bivalvos, principalmente de ostras (*Ostrea sp*). Producto de la erosión, los estratos 1 y 3 presentan forma de cornisas. Los estratos 2 y 4, corresponden a depósitos marinos, producto de una eventual regresión marina, ya que son estratos heterométrico, conformados por bloques y gravas redondeados y sub redondeados, con presencia de arena. El quinto estrato corresponde a depósito marino, con una matriz arenosa y con fragmentos de conchas de macro fósiles y detritos heterométricos, en su superficie se encuentran bloques que han sido depositados por flujos torrenciales, evidencia de esto se refleja en la quebrada adyacente, donde también se encuentran estos bloques depositados. La figura 42, muestra las distintas formas descritas en este nivel de terraza.

Hacia el sur la presencia de TMB, en la ensenada Caleta Tinajas, tiene una altura promedio de 9 m.s.n.m. (medido desde el ángulo de línea de costa o *shoreline angle*, es decir desde el escarpe de la terraza y la playa). En Caleta Tinajas, TMB se encuentra disectada por dos *talwegs*, los cuales no presentan una gran incisión, como la observada en la quebrada de Ensenada Ramadilla.

En terreno se observó la evidencia de dos etapas de depositación, la primera etapa, tiene un espesor promedio de ~ 6 m, y concuerda con la estructura observada en Quebrada Honda, donde la descripción hecha por EMPARÁN y PINEDA (2000), identifica a esta primera etapa como caliza bioclástica de matriz soportada (arenas finas), blancas con intercalaciones de areniscas calcáreas de color pardo claro, con gravas y bioclastos, así como también los descrito por LE ROUX *et al.*

(2005) para la facie 4, 5 y 7 donde se aprecian facies de multicolores ricas en arcillas, con areniscas, limolitas, caliza calcárea y gravas. Dentro de este estrato se puede observar que existe más de una lente depositacional, y corresponderían principalmente a un secuencia sedimentaria rítmica, casi horizontal. La segunda estrato presenta un espesor promedio de ~3 m producto de la erosión y dureza de su depósito, se genera una cornisa sobre el estrato anterior. Esta terraza marina presenta estratos que son concordante con lo descrito por EMPARÁN y PINEDA (2000) y LE ROUX *et al.* (2005) para las unidades que a la Formación Coquimbo. La parte superior de la terraza, está compuesto de areniscas finas a gruesas, con gravas y con fauna de invertebrados (fragmentos de chochas que formarían un cordón litoral antiguo o *beach ridge*, misma formas identificada por PFEIFFER (2011) en la paleo bahía de Tongoy. La figura 43, muestra las distintas formas descritas en este nivel de terraza y sus estratos.

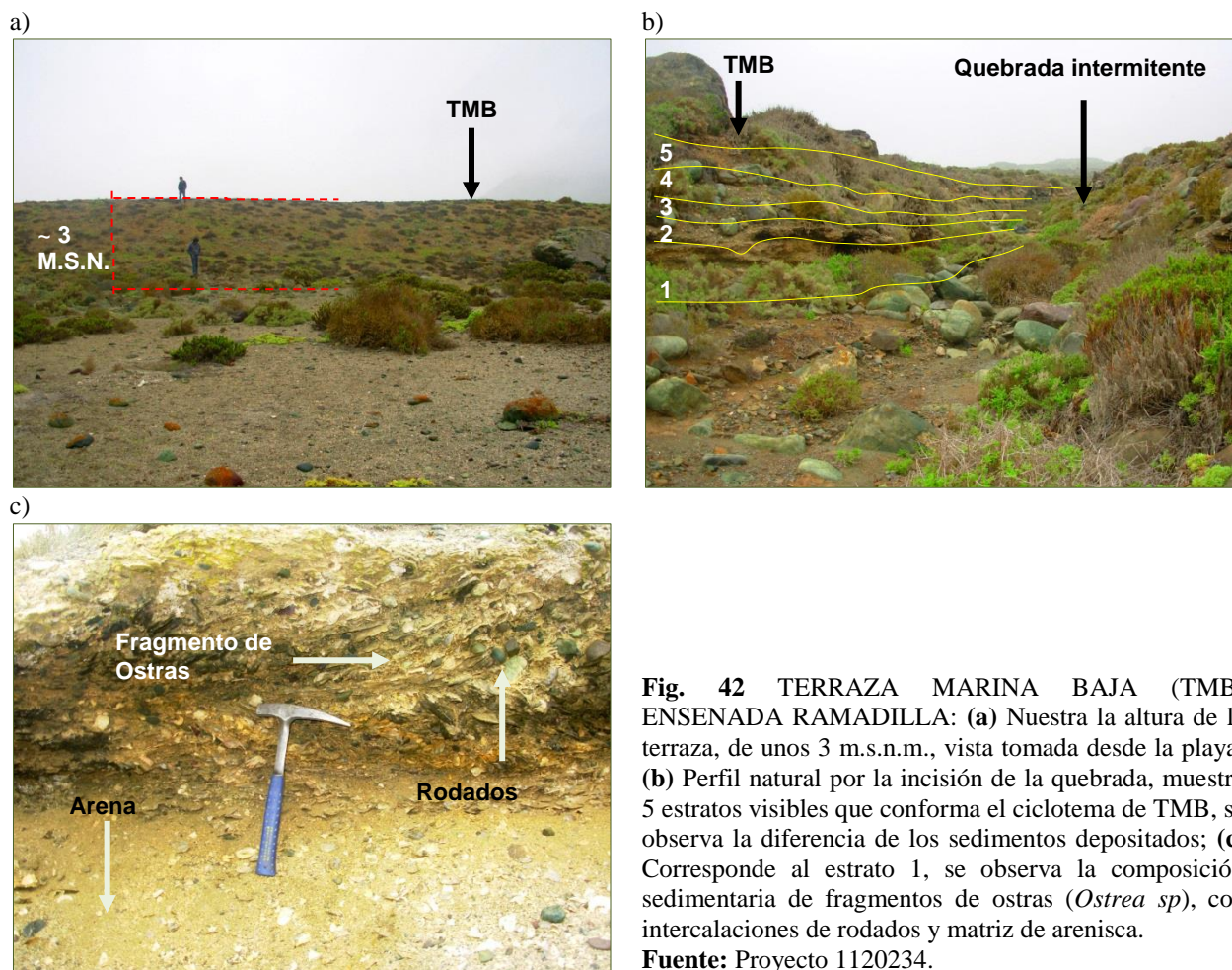


Fig. 42 TERRAZA MARINA BAJA (TMB) ENSENADA RAMADILLA: (a) Nuestra la altura de la terraza, de unos 3 m.s.n.m., vista tomada desde la playa; (b) Perfil natural por la incisión de la quebrada, muestra 5 estratos visibles que conforma el ciclotema de TMB, se observa la diferencia de los sedimentos depositados; (c) Corresponde al estrato 1, se observa la composición sedimentaria de fragmentos de ostras (*Ostrea sp*), con intercalaciones de rodados y matriz de arenisca.
Fuente: Proyecto 1120234.

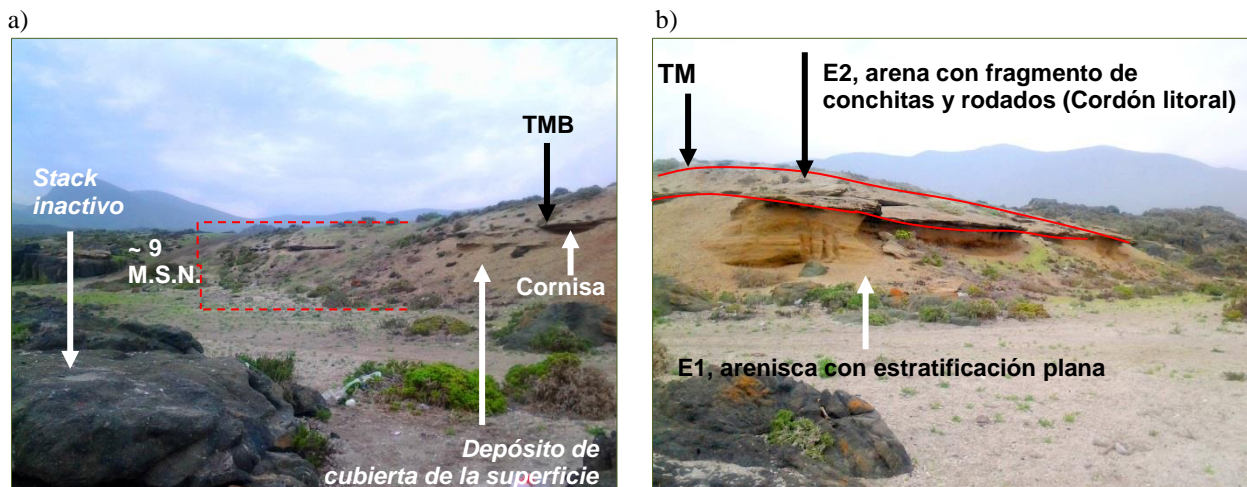


Fig. 43 TERRAZA MARINA BAJA (TMB) CALETA TINAJA: **(a)** Perfil de la playa y TMB, con altura aprox. 9 m.s.n.m. Se observa una cubierta en la cara de la terraza de material proveniente de la superficie, con cornisas producto de la erosión y *stack* inactivo; **(b)** Perfil natural producto de la erosión en la cara de la terraza, se observa 2 estratos que conforma ciclotema de TMB, se evidencia la diferencia de los sedimentos depositados. **Fuente:** Proyecto 1120234.

La tercera ensenada donde se observó la presencia TMB, corresponde a sector de la Caleta Cruz Grande. Al encontrarse en la desembocadura de la Quebrada Cruz Grande, es que los materiales caóticos transportados por la quebrada, cubren la TMB, por lo cual no se pudo observar los materiales que la conforman, debiendo observar en otros sectores a la TMB. El primero de estos sectores se encuentra a 28 m.s.n.m. ($29^{\circ}26'39''S - 71^{\circ}18'5''W$), corresponde a una excavación producto de la erosión, con una profundidad aproximada de 70 a 100 cm, formada de areniscas, de color pardo claro, con bloques y gravas redondeadas y sub redondeadas, con fragmentos de conchas de bivalvos e intercalaciones de costras calcáreas masivas. Según observaciones hechas en terreno por MÄRKER (2014, comunicación verbal), estas costras calcáreas masivas correspondería a un proceso de lavado o iluviación, producto de la disolución del material calcáreo ubicado en los estratos superiores. El segundo sector donde se observó la presencia de TMB, es en el *headland* ubicado al sur de la playa, donde se localizaba la dársena de Cruz Grande, donde un corte que se realizó para el camino de acceso a la dársena. En este sector dos de las principales características observadas son, la presencia a lo largo de toda la sección del corte de la TMB de posibles restos fósiles de cetáceos, siendo estos los primeros fósiles observados en TMB y en comparación a las ensenadas anteriores. La segunda característica que presenta este segmento es que la terraza se encuentra dividida en dos secciones laterales, la primera de ellas más cercana al hacia el pueblo (Este), donde se aprecian en terreno al menos 6 estratos. Los estratos con más espesor son principalmente compuestos de areniscas y coquinas, y corresponden a los estratos 1, 3 y 5; los estratos 2 y 4 son de menor espesor y están compuestos principalmente de rodados con algunos bloques y con fragmentos de bivalvos especialmente de ostras, el 6 estrato está formado por distintos materiales, en su base presentan una costra calcárea masiva, idéntica a lo observado anteriormente, sobre este aparecen bloques heterométricos con rodados redondeados y sub redondeados, con fragmentos de conchas de locos (*Concholepas concholepas*), lo que según PFEIFFER (2011), denominó en la paleo bahía de Tongoy como cordón litoral antiguo.

La segunda sección hacia la dársena (Oeste), presenta una marcada diferencia en la composición de los estratos en comparación con la sección anteriormente descrita, esto se evidencia dado los materiales que forman la terraza son principalmente bloques y gravas heterométricas. Al igual que en la sección anterior, la presencia de posibles restos de fósiles de cetáceos, se intercalan entre los estratos. En términos generales el corte descrito y analizado se aprecia 5 estratos, los cuales presentan espesores variados, con materiales de distintas formas. En sentido de abajo hacia arriba se describen. El primer y tercer estrato tiene un espesor aproximado de 40 a 50 cm, conformado principalmente por gravas redondeadas y sub redondeas, con algunos cantos sub redondeados intercalados entre las gravas, una característica que destaca a simple vista es el color marrón que cubre los sedimentos, lo que evidencia la presencia de arcilla y limo como sedimentos más finos. El segundo estrato presenta un espesor casi idéntico ~ de 40 cm., pero en algunos sectores su espesor se confunde con su estrato superior, presentando un límite irregular entre estratos. En cuando a los materiales que conforman es claramente distinguible la diferencia con el estrato inferior, dado que se presentan, materiales heterométricos entre bloques y gravas sub angulosos y sub redondeados, con algunas gravas redondeadas, la forma de los materiales indican que corresponden a un flujo torrencial. El cuarto estrato es el de mayor espesor ~ de 90 a 100 cm., el cual se puede sub dividir en dos sub estratos, que se repiten en cuanto a la materialidad que lo conforma, dado que ambos presentan un primer tipo de sedimentos litificados como arenas finas, con fragmentos de conchas y gravillas, con un espesor de ~ 30 cm, sobre este se depositan sedimentos compuestos por materiales de gravas sub redondeados y sub angulosos con un espesor de ~ 20 cm, en ambos sub estratos se presentan intercalaciones de gravas sub redondeadas. Finalmente el último estrato presenta una composición heterométrica, que va desde arenas, gravas y bloques sub angulosos a sub redondeados, evidenciando una mala selección de los materiales producto de un ambiente torrencial depositacional, este estrato presenta un espesor muy variado y con las mismas características que se encuentran en el estrato superior de la sección anterior.

El tercer sector donde se observó la presencia de TMB corresponde al punto GPS 29°27'10''S – 71°18'10''O, a una altura de 27 m.s.n.m. El corte observado tiene una altura ~ de 5 m, se puede identificar a lo menos 4 estratos, los cuales presentan espesores variados. El primer estrato descrito es el inferior, el cual tiene un espesor ~ 1m, formado por coquinas, principalmente de fragmentos de *Ostrea sp.* El segundo estrato de espesor ~ 50 cm, conformado principalmente por gravas redondeadas y sub redondeas, con algunas gravas sub angulosas intercaladas entre las gravas y con presencia de arenas. El tercer estrato cuenta con el mayor espesor ~ 2m, corresponde principalmente de areniscas, con algunas intercalaciones de gravas sub redondeadas y conchas de *Ostreas sp.* El último estrato corresponde a nivel superior, con un espesor de ~ 40 cm, que presenta costras calcáreas masivas, idéntico a lo observado en el primer sector, costra que permitiría correlacionar este proceso en ambos sectores. Sobre este sector y de acuerdo a lo señalado en terreno por MÄRKER (2014, comunicación verbal), se observa el desarrollo de suelo (arenoso) el cual se encuentra cubierto por materiales heterométricos, compuestos de bloques y gravas sub angulosos y sub redondeados, depositados por un flujo torrencial. La figura 44, muestra las distintas formas descritas en este nivel de terraza de la Ensenada Caleta Cruz Grande.

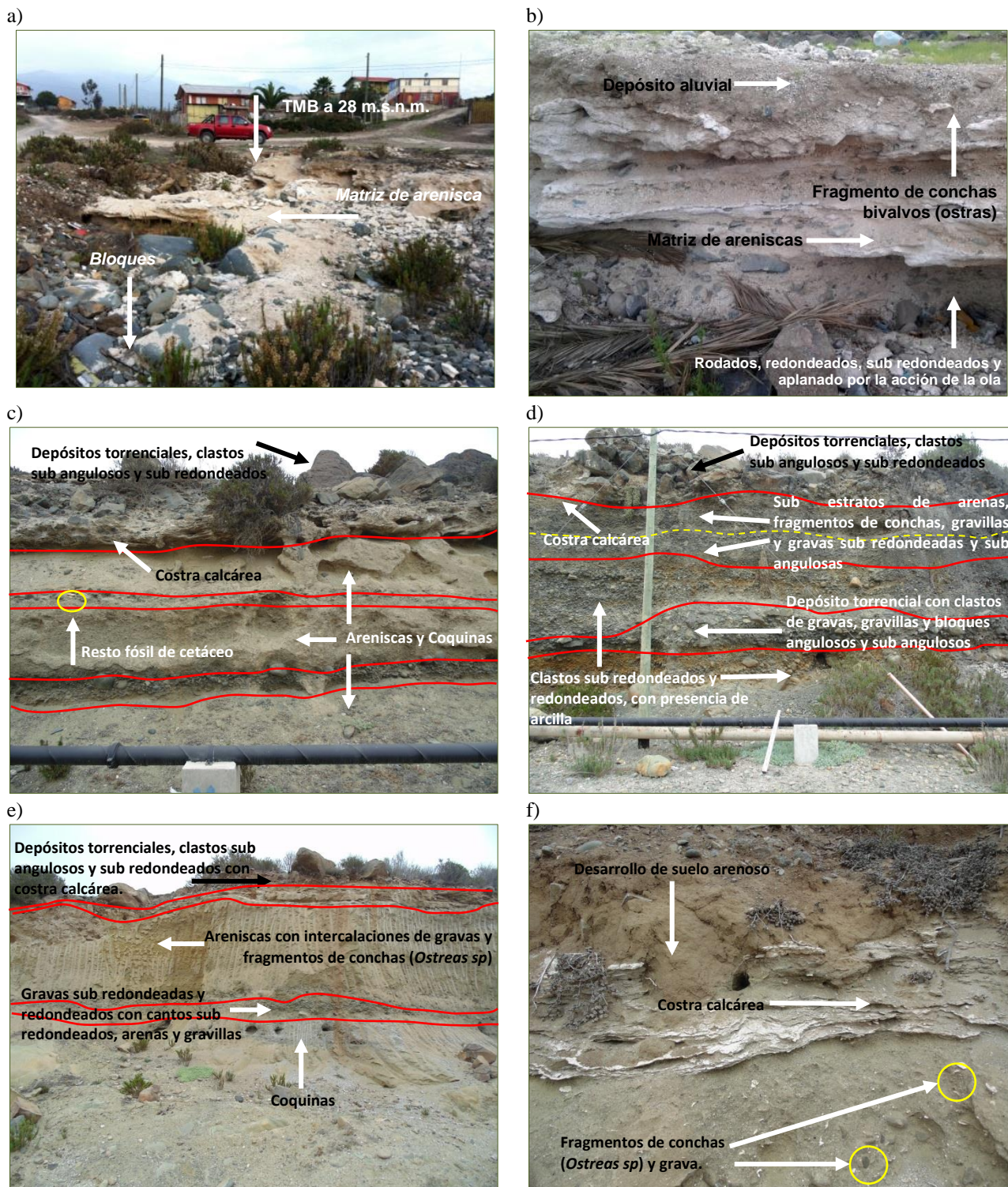


Fig. 44 TERRAZA MARINA BAJA (TMB) CALETA CRUZ GRANDE: (a) y (b) Se observa la matriz de areniscas con fragmentos de conchas, bloques y gravas, en la superficie de depósitos aluviales; (c) y (d) Sobre el *headland* se observan las diferencias de los materiales que componen la TMB, claramente se diferencian los sedimentos predominantes, en (c) arenisca y coquinas, con la presencia de restos de fósiles marinos, en (d) gravas sub angulosas y redondeadas. En ambas imágenes se presentan material torrencial, como presencia de costras calcáreas masivas; (e) y (f) Facie de TMB, se observan 4 estratos, predominan las areniscas y coquinas con presencia de gravas y fragmentos de *Ostreas sp.* En (f) se observa la costra calcárea masiva, sobre ella se aprecia suelo arenoso. **Fuente:** Proyecto 1120234.

En la ensenada Caleta Temblador, es el cuarto sector donde se observó la presencia de TMB, con una altura promedio de ~ 18 m.s.n.m. y con una diferencia de 7 metros en relación al ángulo de línea de costa actual, ubicado a 11 m.s.n.m. De acuerdo a lo examinado se constató que esta terraza presenta tres estratos en el corte analizado.

En el caso de la zona distal, media y proximal, se observa que el primer estrato (abajo hacia arriba), corresponde a roca sedimentaria de coquinas masivas con intercalaciones de arenisca media a fina, que se correlaciona con lo observado por LE ROUX *et al.* (2006), para la Formación Coquimbo en la facies 3 en la Bahía de Tongoy, como depósitos generalmente lenticulares, de colores naranja-ocre-amarillo, bien cementados, donde puede haber gravas y cantos rodados de andesita y otros materiales. También se observó que la presencia de erosión eólica como *tafonis*, idénticos de los observados en la roca granítica en las terrazas de abrasión marina. El espesor promedio de este primer nivel, es de ~ 6.5 m.

Al igual que lo observado en Caleta Cruz Grande, también en este sector se encontraron probables restos fósiles de cetáceos, indicando que los horizontes con presencias de estos restos fósiles evidencia un ambiente de aguas cálidas.

Un segundo nivel de depositación corresponde a lo que PFEIFFER (2011) identificó y denominó en TMIV para la paleo bahía de Tongoy, como cordón litoral joven o *beach ridge*, que en caso de Caleta Temblador presentaría las mismas características sedimentarias para TMB, donde se observa tanto en la terraza descrita por PFEIFFER (2011) como la TMB, una terraza no litificada con una matriz de arena finas y gruesas, con una gran cantidad de conchas de bivalvos, específicamente de machas (*Mesodesma Donacium*), las que se encuentran en algunos casos fragmentadas y en otras en buen estado de conservación. El espesor promedio de este segundo nivel, es de ~ 70 cm. También se presentan una gran cantidad de gravas redondeados y sub redondeados aplanado por la acción de saca y resaca del oleaje. En la zona media de la TMB este depósito se encuentra basculado hacia el Este, cubriendo parte del escarpe de la terraza.

El último depósito observado corresponde a depósitos del cono aluvial, que cubren completamente la terraza. Se puede observar que presentan materiales heterométricos, como son los bloques angulosos y sub angulosos, con intercalaciones de gravas redondeados y sub redondeados, así como también la presencia de arenas. La incisión hecha por la quebrada llega hasta la zona de la playa, permite observar como este último depósito cubre a la terraza marina.

La figura 45, muestra las distintas formas descritas en este nivel de terraza.

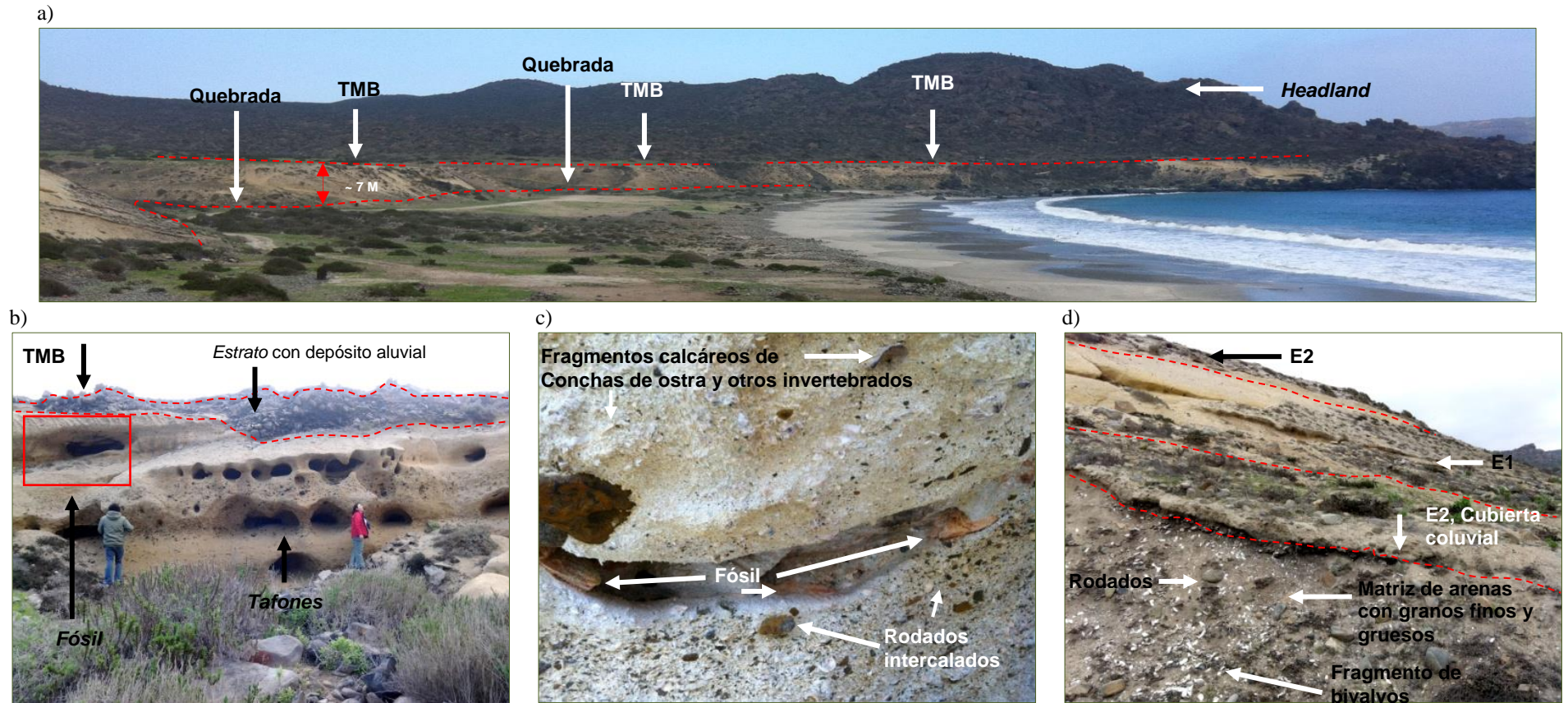


Fig. 45 TERRAZA MARINA BAJA (TMB) CALETA TEMBLADOR: **(a)** Vista panorámica de la TMB, de unos 7 m.s.n.m., se observa disección de la terraza por las quebradas; **(b)** Corresponde a la zona distal de la ensenada, se observan dos estratos, el inferior es un depósito de arenisca y el estrato superior es un depósito aluvial caótico con sedimentos mal seleccionados. El cuadro rojo señala la ubicación de fósil encontrado; **(c)** Segmento de estrato inferior de arenisca, donde se aprecia el probable fósil de cetáceo, se observa también la presencia de rodados intercalados de distintos tamaños y fragmentos calcáreos de bivalvos (ostra) y otros invertebrados; **(d)** Zona media de la terraza, se observa los dos estratos y el basculamiento hacia el Este del estrato 2 (E2) que cubre al estrato 1 (E1). Se observa los sedimentos que componen a E2, con presencia de arenas de color gris claro, con fragmentos de ostras y rodados. **Fuente:** Proyecto 1120234.

En Caleta Totoralillo Norte, la presencia de TMB, se pudo observar en la zona distal y proximal de la ensenada (Fig. 46).

En la zona distal, se observó que la terraza marina en ciertos sectores no se encontraban cubierto por rocas depositadas antrópicamente, producto de una ex-fundición de hierro. En cuanto al depósito que conforma TMB en este sector, estos corresponde a conglomerado sedimentario litificado, con matriz arenosas, con restos de bivalvos, especialmente ostras y con rodados de distintos tamaños y de formas, mayoritariamente redondeada y sub redondeada. Una característica diferenciadora de este conglomerado sedimentario, es la presencia de dos posibles estratos, donde el primer nivel presenta una cantidad menor de rodados, siendo principalmente compuestas por una matriz de arenosa y de fragmentos de ostras, pero en estrato superior, se observa claramente que existe una mayor cantidad de rodados, evidenciando que en este último nivel existió una condición diferente debido al mayor aporte de rodados, Producto de la erosión por el ataque del mar la terraza, se aprecia el desarrollo de un *notchs* (Fig. 46 a y b).

Los materiales observados de TMB en la zona proximal, son totalmente diferentes a los visto en la zona distal, ya que en este sector corresponde a una terraza formada de areniscas, con una altura de 3.2 metros y se encuentra cubierta por un cordón de duna anteriore (*foredune*). La observación del ciclotema se pudo realizar en este sector por la desembocadura de la Quebrada Chávez, que disecta a TMB. De las características particulares de TMB, en este sector corresponde a la máxima extensión ~ 1.5 km.

La TMB en este sector presenta 6 estratos, que corresponderían a un ambiente de *nearshore* o de litoral cercano e intermareal según LE ROUX *et al.*, (2006), analizado en Tongoy. Las características de los estratos 2 al 5, presentan estratificación plana y rítmica, a excepción de los estratos 1 y 6. El estrato 1, se caracteriza por ser un depósito macizo, de arenas grises oscuras, de ~1.6 m de espesor, con intercalación horizontales de fragmentos de ostras, a un 1 m de altura. El estrato 2 tiene ~ 20 cm de espesor entre arenas finas y gruesas que se presentan estratificadas, con fragmentos de ostras. Entre el contacto con el estrato 1 y 2 se evidencia un color rojizo que evidencia oxidación de ferromagnesianos (sesquióxido). El estrato 3, tiene un espesor de ~ 50 cm, no presenta estratificación, pero presenta la misma estructura sedimentaria que el estrato 2. El estrato 4, que tiene un espesor de ~ 20 cm y presenta estratificación. El estrato 5 tiene un espesor de ~ 60 cm, y es similar en estructura y disposición sedimentaria que el estrato 1, no se observa la presencia de bivalvo. El estrato 6, tiene ~15 a 20 cm, está compuesto por rodados de diferentes tamaños con arenisca, con gravas redondeadas y sub redondeadas y algunas aplanadas. Este nivel se presenta totalmente distinto a los demás analizados, lo que evidencia que se generó producto de una posible regresión marina, formando un cordón de playa o litoral como lo describe PFEIFFER (2011) en Tongoy (Fig. 46 c y d).

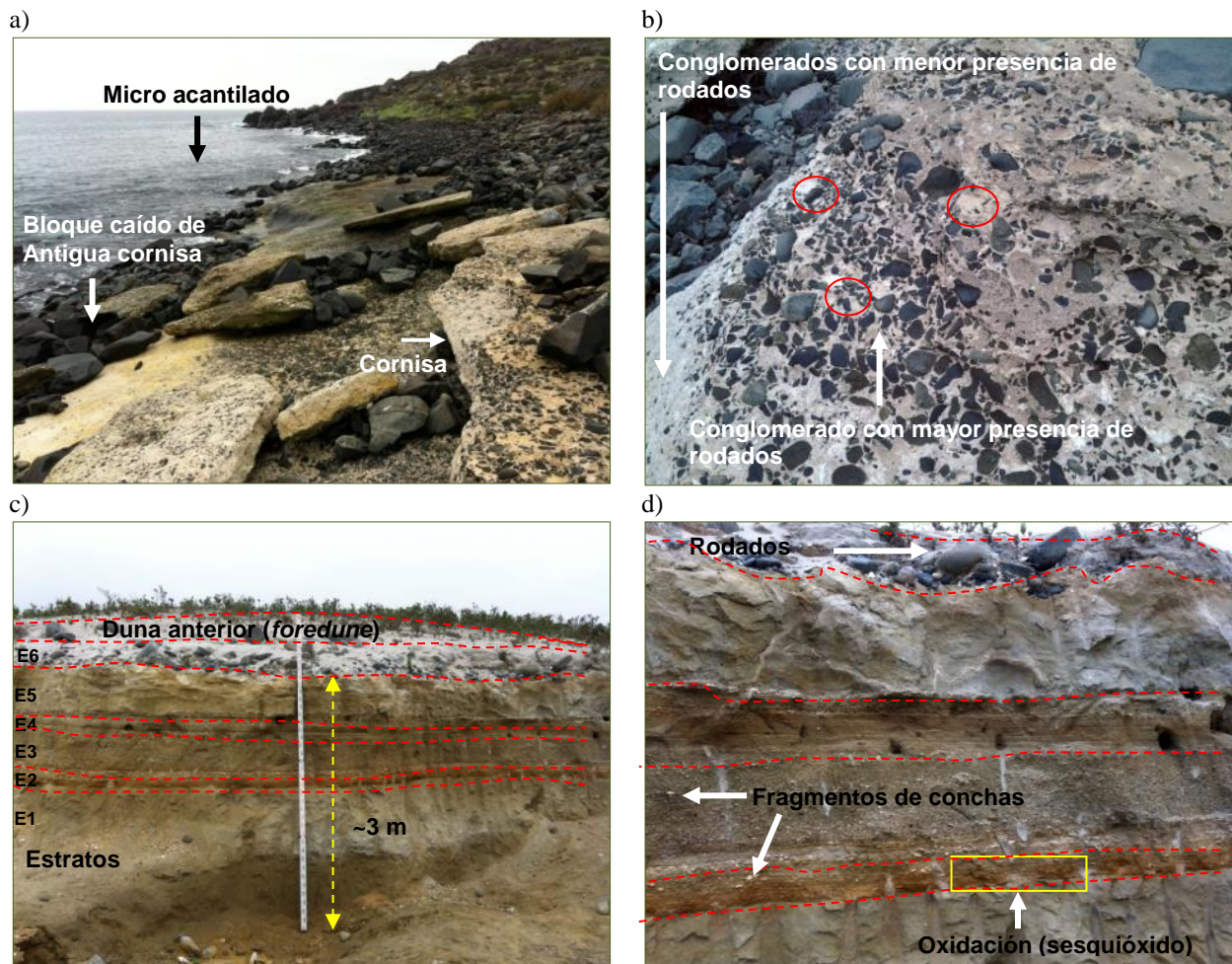
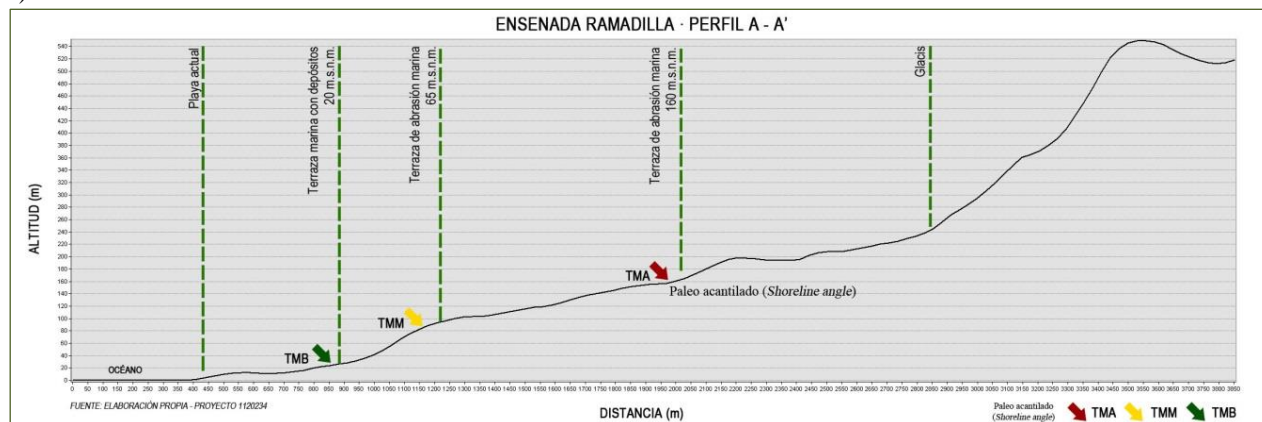


Fig. 46 TERRAZA MARINA BAJA (TMB) CALETA TOTORALILLO NORTE: **(a)** y **(b)** Zona distal de la TMB, sector que se caracteriza al ser un conglomerado sedimentario, con matriz de arenisca, rodados y fragmentos de ostras; **(a)** Formas como micro acantilado, cornisa y bloques caídos, evidencian la erosión del oleaje y sollevamiento tectónico; **(b)** Segmento de la terraza, donde se observa el conglomerado en un nivel inferior con menor presencia de rodados y el nivel superior con mayor presencia de rodados. Círculos rojos son restos de bivalvos, específicamente ostras. En ambos niveles la arenisca es de color gris claro; **(c)** y **(d)** Zona proximal de la terraza con depósitos de arenisca estratificada plana con presencia de rodados y fragmentos de ostras; **(c)** Se observa 6 estratos con distintos espesores que conforman el ciclotema de TMB, su altura es de 3.2 m, cubierta por la duna anterior; **(d)** Se observa el ritmo de los sedimentos, evidenciando los cambios en la forma de depositación de los estratos. La característica de TMB en este sector, es la presencia de oxidación (sesquióxido) entre E1 y E2, lo que señala la presencia de arcilla, se observa también la presencia de fragmentos de conchas de ostras, y nula presencia de clastos rodados. **Fuente:** Proyecto 1120234.

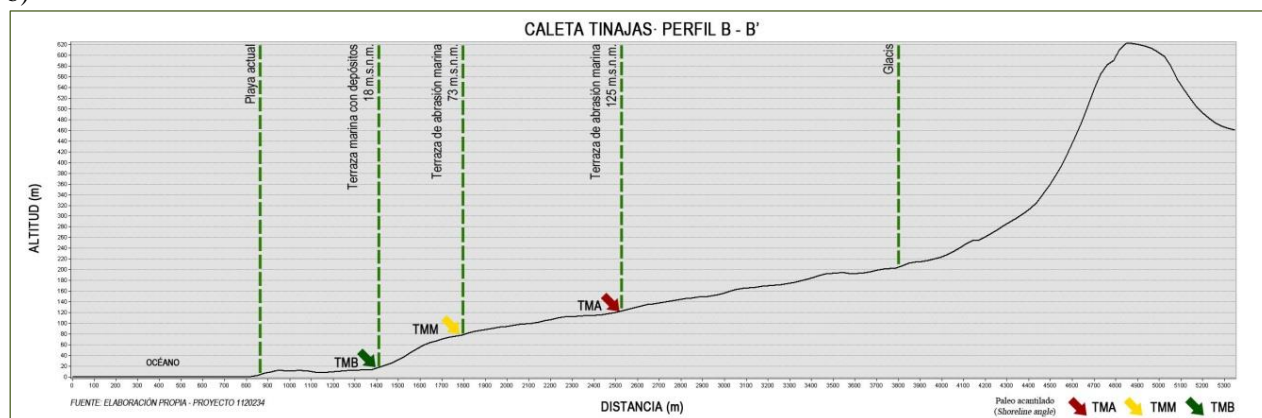
Finalmente después del análisis y descripción de las terrazas marinas, con la información obtenida se elaboraron cinco perfiles topográficos (Fig. 47 y Fig. 48) que unen los tres niveles de terrazas marinas ubicados transversalmente a la línea de litoral de las bahías donde se identificó la TMB. En cuanto a la TMM, como se estableció anteriormente este nivel de terraza no se encuentra continua a lo largo de toda el área de estudio, por lo cual su reconocimiento en los perfiles se complementó con el trabajo en terreno, especialmente en los perfiles de Caleta Tinajas; Caleta Cruz Grande; Caleta Temblador. A lo largo de cada perfil se observa la extensión de la TMM, lo mismo ocurre

con la TMA, a diferencia de la TMM, este nivel se reconoce constantemente dentro del área de estudio.

a)



b)



c)

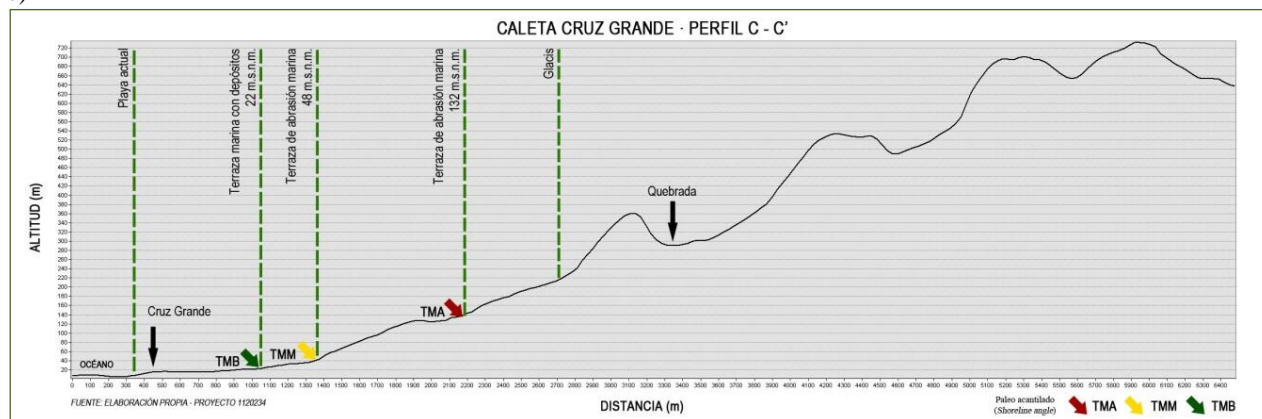
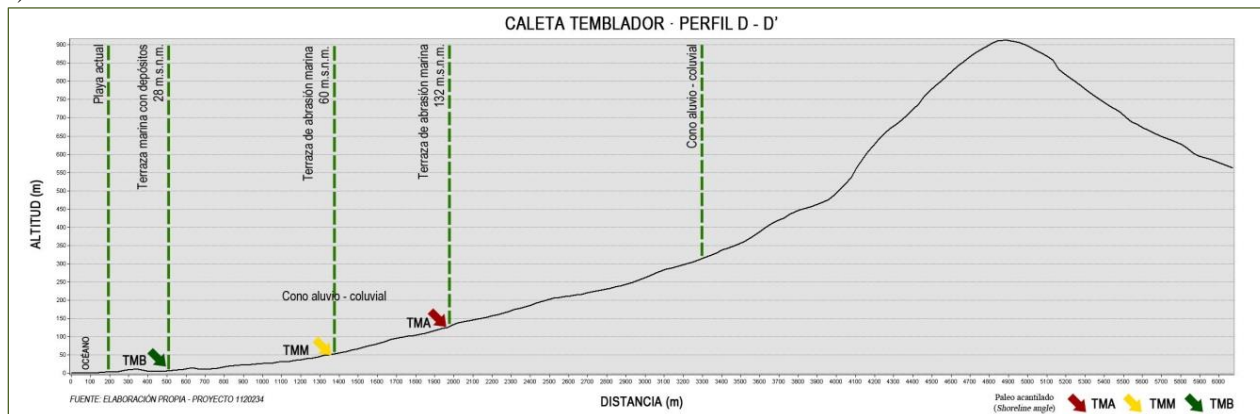


Fig. 47. Perfiles topográficos transversales correspondientes, (a) Ensenada Ramadilla; (b) Caleta Tinajas y (c) Caleta Cruz Grande. Se identifican los tres niveles de terrazas marinas correspondientes a la TMA; TMM y TMB. Las líneas verdes marcan los límites y extensión general de cada unidad geomorfológica identificados. Las flechas de colores marcan la ubicación de los paleo acantilados o *shoreline angle* y señalan el inicio de cada nivel de terraza marina así como también la altura de cada terraza. **Fuente:** Proyecto 1120234.

a)



b)

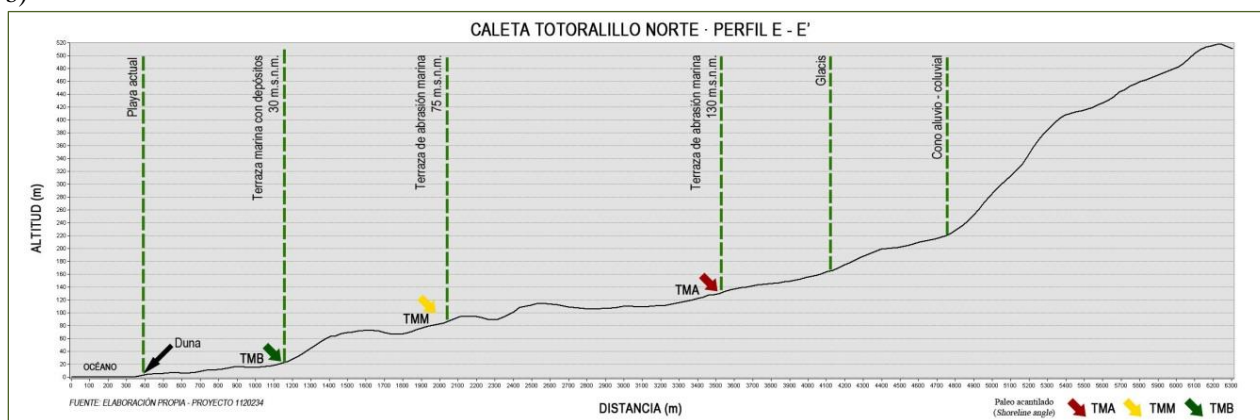


Fig. 48. Perfiles topográficos transversales correspondientes, (a) Caleta Temblador y (b) Caleta Totoralillo Norte. Se identifican los tres niveles de terrazas marinas correspondientes a la TMA; TMM y TMB. Las líneas verdes marcan los límites y extensión general de cada unidad geomorfológica identificados. Las flechas de colores marcan la ubicación de los paleo acantilados o *shoreline angle* y señalan el inicio de cada nivel de terraza marina así como también la altura de cada terraza. **Fuente:** Proyecto 1120234. **Fuente:** Proyecto 1120234.

b) ENSENADAS Y PLAYAS:

La descripción y análisis de estas 5 playas se realiza en sentido norte – sur. Los topónimos con que se identifican a las playas dentro del área de estudio corresponden a los nombres propios obtenidos de las cartas topográficas del IGM Cruz Grande (D-039) y Hornos (D-045).

b.1) ENSENADA RAMADILLA: Es la ensenada más septentrional en el área de estudio, y la última antes de la gran Bahía de los Choros. La ensenada presenta forma de herradura muy cerrada, protegida por dos salientes rocosas. No obstante, debido a la perpendicularidad de la ensenada con la dirección del viento, hace que las olas ataquen directamente a la playa (Fig. 49). Se debe aclarar que la expresión “Ensenada” corresponde al nombre propio que se reconoce en la carta topográfica IGM Cruz Grande (D-039), pero no corresponde a la definición geomorfológica del término ensenada. La ensenada se clasifica como rocosa, frente a ella aparecen algunos *stacks*, y en su parte distal presenta una playa de bolsillo o *pocket beach*, con un ancho aproximado de 20 metros que

cuenta con dos fases de depositación. La primera fase en contacto directo con el mar, corresponde a depósitos de cantos rodados heterométricos, de forma redondeada y sub redondeada y aplanados por la acción del oleaje. Litológicamente se encuentran en su mayoría gravas de tipo granitoides, conglomerados y andesitas.

La segunda fase, posterior a la playa de rodados, corresponde a una playa con depósitos de arenas mezcladas con material calcáreo (fragmentos de conchas) y con algunos bloques y rodados, que en condiciones de pleamar y marejadas, puede ser alcanzada por el oleaje. El ancho es de 38 m aproximadamente con una longitud ~ 210 m. Esta segunda fase limita al Este con la TMB.

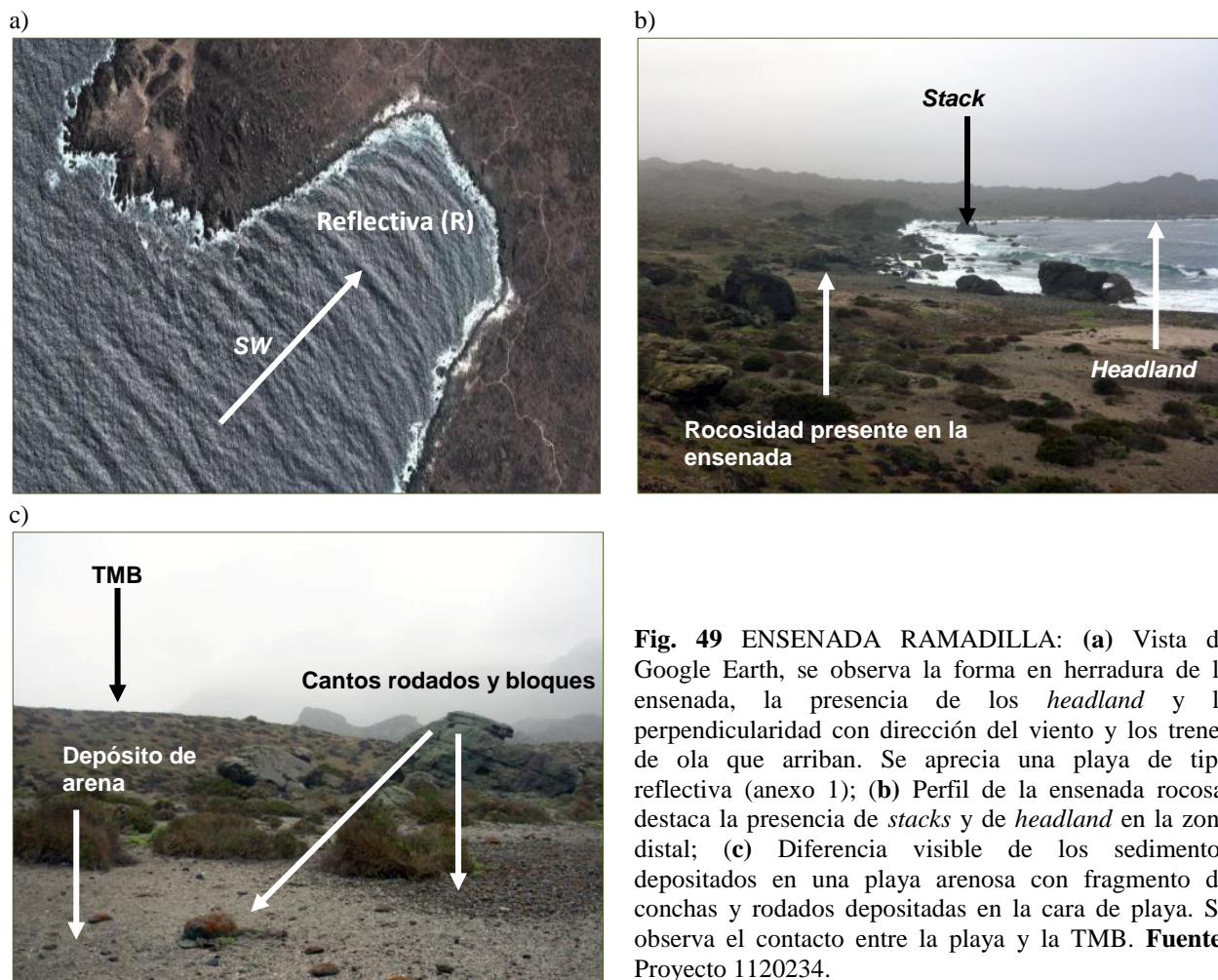


Fig. 49 ENSENADA RAMADILLA: (a) Vista de Google Earth, se observa la forma en herradura de la ensenada, la presencia de los headland y la perpendicularidad con dirección del viento y los trenes de ola que arriban. Se aprecia una playa de tipo reflectiva (anexo 1); (b) Perfil de la ensenada rocosa, destaca la presencia de stacks y de headland en la zona distal; (c) Diferencia visible de los sedimentos depositados en una playa arenosa con fragmento de conchas y rodados depositadas en la cara de playa. Se observa el contacto entre la playa y la TMB. **Fuente:** Proyecto 1120234.

b.2) CALETA TINAJAS: La Caleta Tinajas es una ensenada que presenta una forma de herradura similar a la ensenada anterior, también presenta una posición perpendicular a la dirección del viento, por lo cual el oleaje incide directamente en la ensenada y a la playa. Esta ensenada en su extensión longitudinal se presenta como rocosa, con muy pocos stacks, donde los más visibles se encuentran frente a la ensenada.

La ensenada presenta una playa tipo *pocket beach*, donde el material depositado corresponde a arenas claras. La extensión de la playa es de aproximadamente 670 metros de longitud y con un ancho promedio de 195 metros aproximadamente. Al centro de la playa se aprecian *stacks* abandonados, lo cuales evidencian en su superficie procesos de erosión, similares a las terrazas de abrasión marina, indicando la actividad conjunta entre la erosión marina y el solevantamiento tectónico (Fig. 50). Al Este, la playa está en contacto con la TMB.

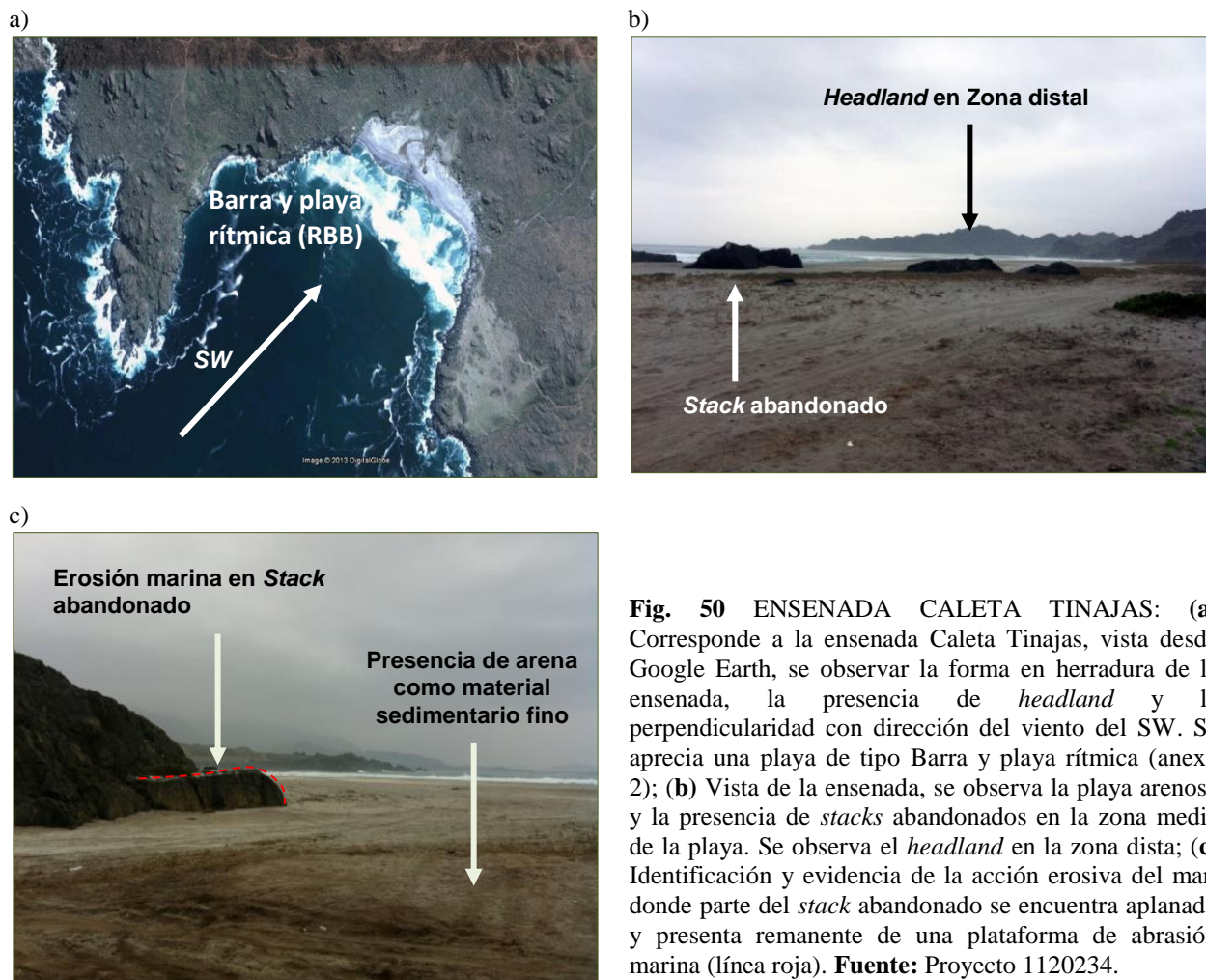


Fig. 50 ENSENADA CALETA TINAJAS: (a) Corresponde a la ensenada Caleta Tinajas, vista desde Google Earth, se observar la forma de herradura de la ensenada, la presencia de *headland* y la perpendicularidad con dirección del viento del SW. Se aprecia una playa de tipo Barra y playa rítmica (anexo 2); (b) Vista de la ensenada, se observa la playa arenosa y la presencia de *stacks* abandonados en la zona media de la playa. Se observa el *headland* en la zona dista; (c) Identificación y evidencia de la acción erosiva del mar, donde parte del *stack* abandonado se encuentra aplanado y presenta remanente de una plataforma de abrasión marina (línea roja). **Fuente:** Proyecto 1120234.

b.3) CALETA CRUZ GRANDE: Esta ensenada se encuentra las localidades de Chungungo y Cruz Grande. Al igual que las anteriores ensenadas, también presenta una forma de herradura muy cerrada, es una ensenada principalmente rocosa, presenta sólo dos formas de *stack*, el *headland* se presenta en la zona proximal de la ensenada, y su longitud es aproximadamente de 1.5 km, con una altura que va desde los 2 metros hasta los 20 metros aproximadamente. La influencia del *headland*, como barrera natural de protección ante la dirección del viento y del oleaje, provoca un efecto de refracción de las olas, generando que los trenes de ola disminuyan su energía, permitiendo clasificar a la playa con característica de reflectiva.

La playa presenta depósitos de rodados, pero en la zona proximal, se observan depósitos de arenas, similares a los de la playa Tinajas. Las dimensiones de la playa son aproximadamente de 390 metros de longitud por 11 metros de ancho promedio. Litológicamente los rodados corresponden a rocas granitoides, a conglomerados y andesitas. Dentro de las características de la playa, dado por su escaso ancho, combinado con la pleamar, se observa que las gravas que conforman la playa se encuentran depositadas sobre la pendiente de la terraza, evidenciando la altura y la fuerza que alcanza el taque del oleaje. La presencia en la zona proximal de la playa, de depósitos de arenas, evidencia cierto nivel de progradación y alimentación de la playa de materiales finos transportados por la deriva litoral (Fig. 51). Al Este, la playa se encuentra en contacto con la TMB.



Fig. 51 ENSENADA CALETA CRUZ GRANDE: (a) Vista de Google Earth, se observa la forma en herradura de la ensenada, la presencia de *headland* en la zona proximal; (b) Vista de la ensenada desde la zona proximal hasta la zona distal, se aprecia una playa de tipo reflectiva (anexo 3); (c) Playa de rodados (redondeados y sub redondeados). En la zona proximal se observan depósitos de arena, también se aprecia la TMB y los rodados depositados en su base, asociados a la energía del oleaje.
Fuente: Proyecto 1120234.

b.4) CALETA TEMBLADOR: Caleta Temblador, es la cuarta ensenada en dirección al sur del área de estudio, localizada en la zona media de la franja. Las características estructurales de esta ensenada, presentan en la zona proximal una saliente rocosa, con una longitud de 200 metros aproximadamente, y en la zona distal una saliente aproximadamente de 1.2 km.

La ensenada Caleta Temblador presenta características especiales en cuanto al arribo de los trenes de ola. Se observa un doble efecto en el movimiento ondulatorio: el primero de ellos se debe a la cercanía con la ensenada Caleta Totoralillo Norte ubicada inmediatamente al sur, donde la presencia de una gran saliente rocosa, sumado al Islote Los Farellones y un pequeño *stacks* provocan un doble efecto de difracción. El segundo efecto se produce cuando los trenes de ola, que han sufrido los efectos de difracción, se enfrentan al *headland* de la ensenada Caleta Temblador. Se produce, entonces, el efecto de refracción de estas olas provenientes del suroeste, provocando que lleguen a la playa con una notoria disminución de energía (Fig. 52 a).

En cuanto a la playa correspondiente a esta ensenada, sus dimensiones son aproximadamente de 840 metros de longitud por un ancho de 92 metros. Los materiales depositados en la playa, presenta características similares a la ensenada Ramadilla, con dos fases de depositación. La primera de ellas corresponde a una antigua playa de rodador, preferentemente con forma redondeada y sub redondeada, aplanada, y presenta sectores con cubierta de arenas por efecto eólico. Una característica relevante es la presencia de cuatro cordones de playas (*beach ridge*), lo que evidencia antiguos niveles de playa (Fig. 52 b). Esta playa y los *beach ridge* asociados, en su conjunto se encuentra en contacto a la TMB, el ancho promedio de la playa de rodados es de 64 metros. En el caso de la actual playa arenosa el ancho promedio de fase arenosa es de 28 metros aproximadamente.

La presencia de este tipo de sedimentos, la condición estructural y las características actuales de una playa reflectiva, permiten evidenciar que la playa se encuentra en un proceso de acreción, alimentada del material transportado por la acción de la deriva litoral.

Una característica observada en terreno y que refleja un cambio en la energía del oleaje que ataca a la playa, es la presencia de *beach cusp*, debido a las corrientes de retorno (*rip currents*), esta característica muestra la dinámica presente en el litoral (Fig. 52 c y d).

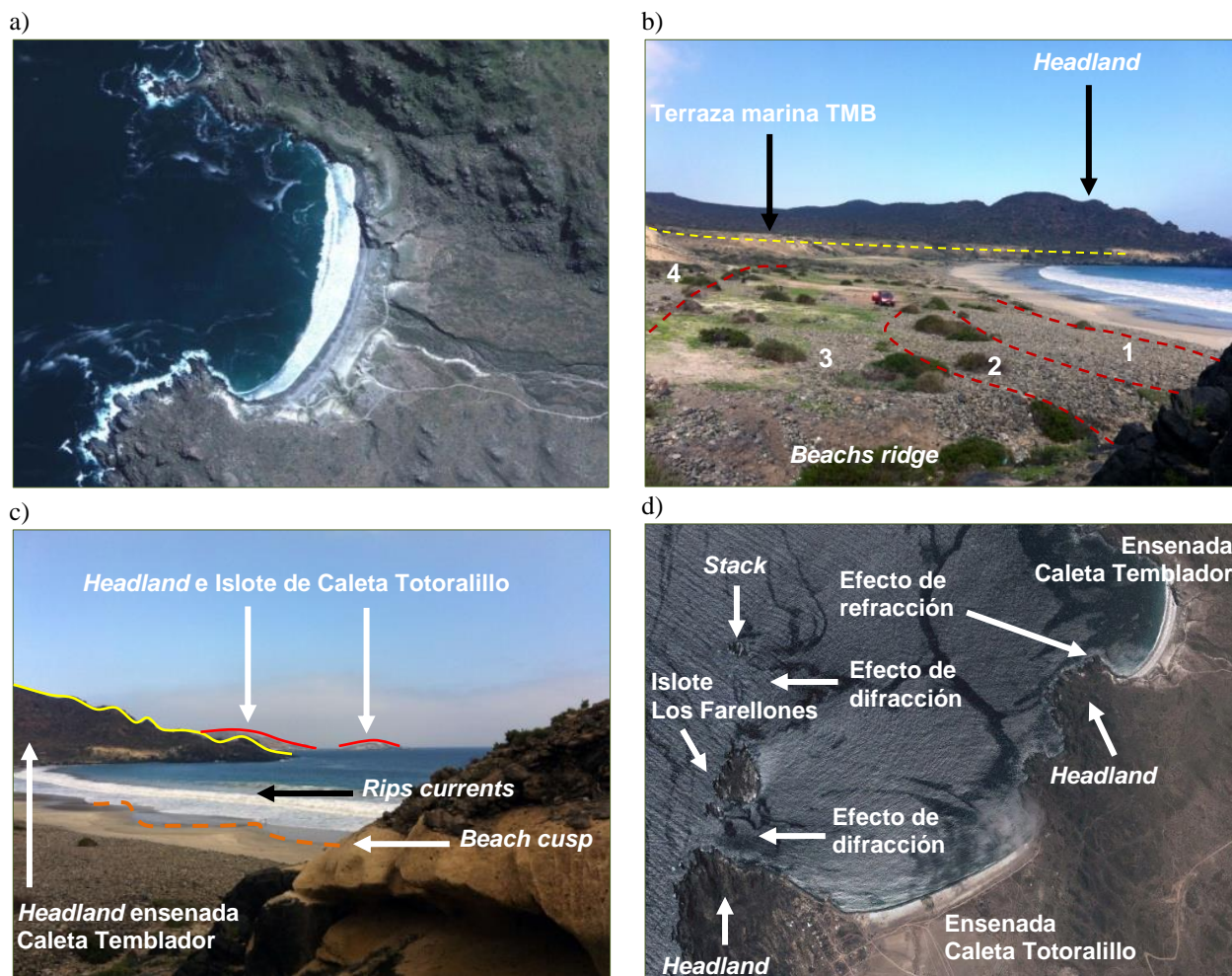


Fig. 52 ENSENADA CALETA TEMBLADOR: **(a)** Ensenada Caleta Temblador, vista desde Google Earth, donde se observa la presencia de *headland*, en la zona proximal y distal. Se aprecia una playa de tipo reflectiva (anexo 4); **(b)** Vista de la ensenada, tomado desde la TMB en la zona distal, se destacan los sedimentos depositados en la playa (rodados y arenas), en el caso de los rodados, se observan cuatro cordones de playa (*Beach ridge*), los números y las líneas rojas indica la posición de estos *beach ridge*, posteriormente se aprecia la actual playa de arena y la saliente rocosa en la zona proximal; **(c)** Se observar la saliente rocosa propia de esta ensenada (amarillo) y la saliente rocosa de la ensenada Caleta Totoralillo y el Islote Los Farellones (rojo), donde se produce efecto de difracción y refracción del oleaje, caracterizando a esta playa como reflectiva, también se observan *beach cusp* (naranja) producto de corriente de retorno (*rips currents*); **(d)** Se observa el doble efecto en la disminución de la energía del oleaje que arriba a la ensenada Caleta Temblador, efecto producido primero por la difracción del oleaje del *headland* y del Islote Los Farellones en la ensenada Caleta Totoralillo, posteriormente el efecto de refracción es causado por el *headland* de la ensenada Caleta Temblador. **Fuente:** Proyecto 1120234.

b.5) CALETA TOTORALILLO NORTE: Esta ensenada es la más extensa de las cinco ensenadas descritas y analizadas dentro del área de estudio. Presenta en su zona proximal un *headland* que mide aproximadamente 842 m de longitud, con alturas de van desde los 4 hasta los 70 metro, frente al *headland* se ubica el Islote Los Farellones. Ambas estructuras se presentan como una enorme barrera de protección a la dirección de los vientos y los trenes de olas, generando entre la saliente y el islote el efecto de difracción. En el caso del islote, su presencia genera el efecto de refracción, ambos efectos se traduce en la disminución de la energía del oleaje que arriba a la

ensenada y a la playa. Esta situación se refleja en la ensenada, donde la playa se caracteriza por ser de tipo reflectiva. Esta característica se determinó por medio de la fotointerpretación previa, y posteriormente su corroboración en terreno, donde se observó que las olas rompían de forma natural al acercarse a la playa (Fig. 53).

Es la ensenada más extensa y también la playa más amplia, ya que su longitud es aproximadamente de 1.130 km, por 10 metros de ancho, promedio, compuesta por rodados, con una composición litológica de rocas granítica en su mayoría, y con presencia en menor escala de andesitas; los rodados presentan forma redondeada y sub redondeada, aplanados por la acción del oleaje. La playa presenta un perfil mono secuencial, que cuenta con una cara y una berma muy bien definidas; en el caso de la cara de playa, esta presenta una pendiente fuerte, mayor a 35° , con una altura de promedio de 2 metros, la berma cuenta con una pendiente suave entre 10 a 15 grados. La playa de rodados está en contacto con un extenso cordón de duna, el cual presenta un micro acantilado en toda la duna, lo que evidencia una importante actividad reciente de las olas, demostrando una condición de ataque del oleaje que asciende por sobre los cinco a seis metros de altura (Fig. 53)

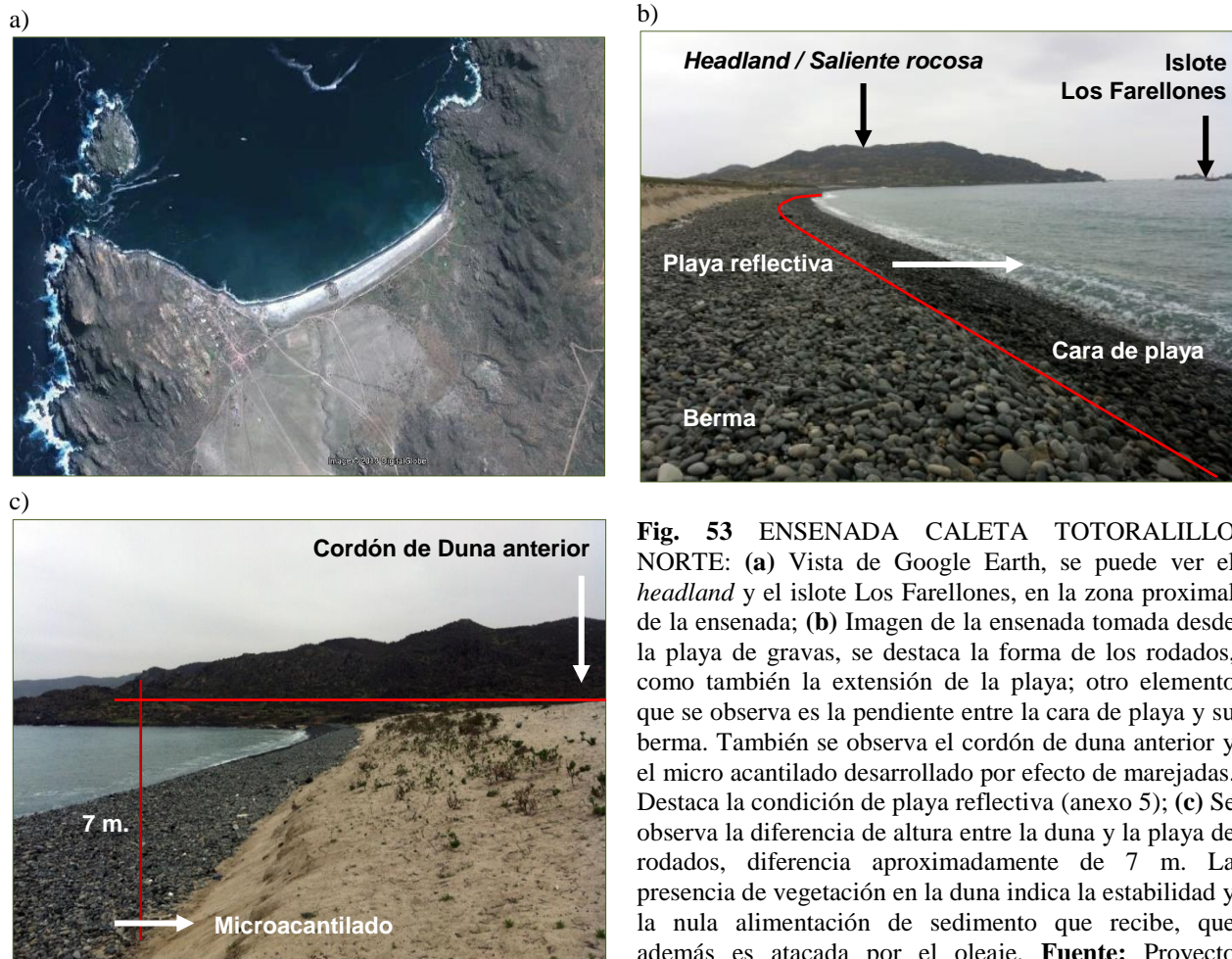


Fig. 53 ENSENADA CALETA TOTORALILLO NORTE: (a) Vista de Google Earth, se puede ver el *headland* y el islote Los Farellones, en la zona proximal de la ensenada; (b) Imagen de la ensenada tomada desde la playa de gravas, se destaca la forma de los rodados, como también la extensión de la playa; otro elemento que se observa es la pendiente entre la cara de playa y su berma. También se observa el cordón de duna anterior y el micro acantilado desarrollado por efecto de marejadas. Destaca la condición de playa reflectiva (anexo 5); (c) Se observa la diferencia de altura entre la duna y la playa de rodados, diferencia aproximadamente de 7 m. La presencia de vegetación en la duna indica la estabilidad y la nula alimentación de sedimento que recibe, que además es atacada por el oleaje. **Fuente:** Proyecto 1120234.

Al sur de Caleta Totoralillo Norte se encuentra Ensenadas El Olivo¹², debido a su tamaño, sólo fue posible su análisis a través del trabajo en terreno. Lo primero que se debe señalar es que este sector corresponde a la desembocadura de la quebrada El Olivo y contiene una playa de rodados. En su parte proximal se presenta una pequeña saliente rocosa (*headland*) que cumple el efecto de protección ante el oleaje, no obstante, la distancia entre la playa y la saliente, hace que la refracción no sea significativa en la disminución en la energía del oleaje que llega a la playa.

La playa se clasifica como *pocket beach*, con una extensión de aproximadamente 56 metros de longitud y 24 metro de ancho. Los sedimentos depositados corresponden a rodados, similares a los encontrados en Caleta Totoralillo Norte, así como también en su forma. La playa presenta un perfil mono secuencial, con una cara de playa y una berma, con una altura entre la parte más baja de la cara de playa y la berma de 8 metros (Fig. 54). En relación a estos rodados, se asume una situación similar a la de Caleta Totoralillo, donde la energía del oleaje permite que se depositen estos sedimentos y no acumulación de sedimentos finos como son las arenas, produciendo así la progradación de la playa.

Al sur del área de estudio se encuentran las Ensenadas La Mostaza y Ensenada Yerbas Buenas, las cuales tienen la misma condición que Ensenada Ramadilla y Ensenada el Olivo, donde la expresión “Ensenada” corresponde al nombre propio que aparece en la carta topográfica Hornos (D-045), y no a la definición propia del término ensenada. La dificultad del terreno y el tiempo, no se pudo acceder a estos sectores, por lo cual la información se obtuvo producto del trabajo de fotointerpretación. En ambos casos se identificó una costa rocosa, ya que presenta los mismos patrones rocosos a lo largo de costa del área de estudio, muy similares a los de la zona proximal de Ensenada Ramadilla (Fig. 55).

¹² Se debe aclarar que al igual que en Ensenada Ramadilla la expresión “Ensenada” corresponde al nombre propio que se reconoce en la carta topográfica IGM Hornos (D-045), pero no corresponde a la definición geomorfológica del término ensenada.



Fig. 54 ENSENADA EL OLIVO: (a) Vista desde imagen Google Earth, se puede ver la presencia de un pequeño *headland* en la zona proximal; (b) Vista de la Ensenada El Olivo, en la imagen se puede observar en la zona distal el acantilado y *headland*, así como la forma de la playa de rodado; la línea amarilla muestra la zona atacada por el oleaje, la ante playa con una altura relativa de aprox. de 8 m.s.n.m. A través de esto se evidencia la energía del oleaje efectivo; (c) Vista de la pendiente de la cara de playa, se observa la granulometría de los rodados con forma redondeada y aplanado por la acción de la saca y resaca.

Fuente: Proyecto 1120234.

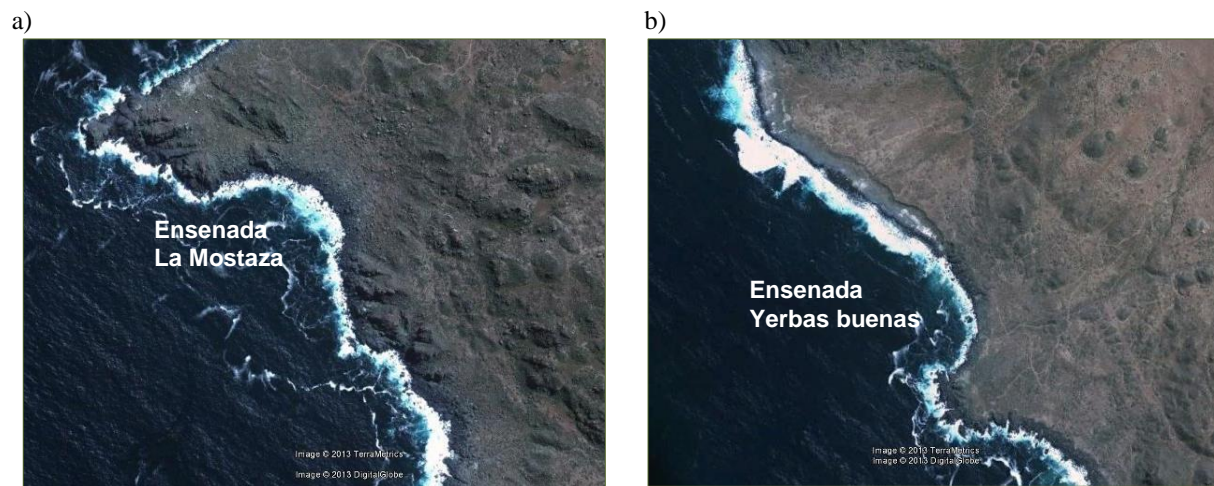


Fig. 55 ENSENADA LA MOSTAZA Y YERBAS BUENAS: (a) Corresponde a la Ensenada La Mostaza, clasificada como costa rocosa; (b) Ensenada Yervas Buenas, clasificada como costa rocosa y playa de rodados, estos sedimentos se encuentran sobre la plataforma de abrasión marina. **Fuente:** Google Earth.

c) SISTEMA DUNARIO:

En relación a la presencia de dunas en el área de estudio, sólo se constató, que a lo largo de toda la línea de costa, dos formas dunares, ambas ubicadas en la zona media de la franja costera, se caracterizan por presentar diferentes tamaños y distancia en relación a la línea de costa.

La primera forma dunar identificada, se localiza en el sector de Punta Medanitos, al norte de las localidades Caleta Cruz Grande y Chungungo. Su posición GPS, corresponde a las coordenadas 29°26'15''S – 71°18'0''O (UTM 276885S – 6741313O), se encuentra a una altura aproximada de 74 m.s.n.m., a una distancia de 706.03 metro desde la línea de costa. La altura promedio de la duna es aproximadamente de 9 m, respecto a los puntos tomados en la base y la superficie de la duna.

La forma duna se ubica a barlovento, sobre la terraza marina media (TMM) y en contacto con el escarpe de la TMA, que REGARD *et al.* (2010) denomina como *shoreline angle* o ángulo de línea de costa. Presenta una forma convexa, se observa en su superficie algunos promontorios rocosos o paleo *stacks*, así como también la presencia de vegetación tipo matorral. Debido a las características señaladas, en cuanto a su ubicación y forma, este tipo de duna puede ser clasificado como una duna frontal (BÖRGEL, 1963; FERRANDO, 1986) (Fig. 56).

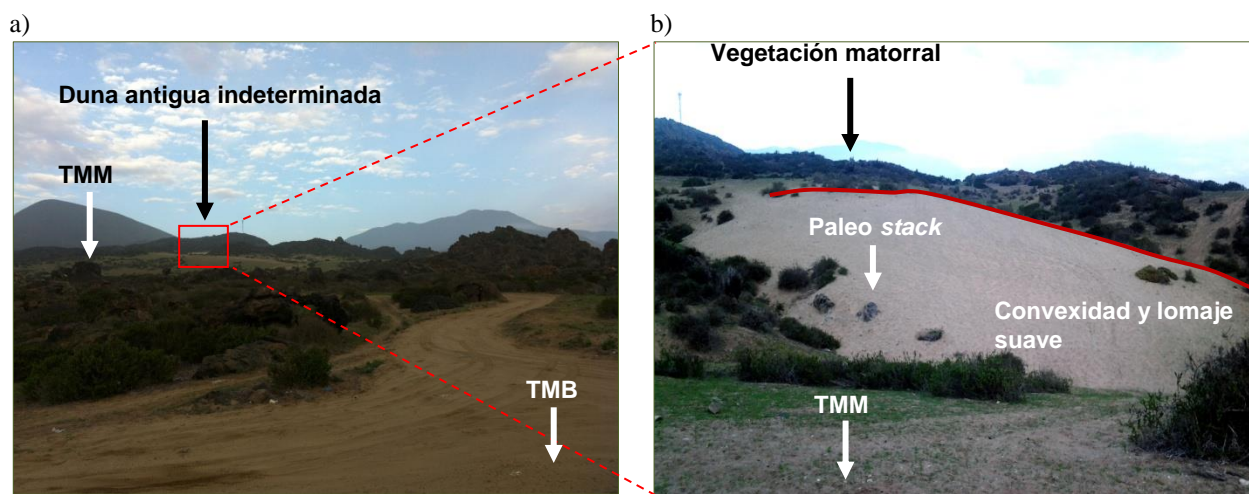


Fig. 56 DUNA EN EL SECTOR DE PUNTA MEDANITOS: (a) Vista desde TMB, en Punta Medanito, se observa la ubicación de duna en el sector de TMM, evidencia la distancia que se encuentra con respecto a la línea de costa en TMB; (b) Duna antigua indeterminada ubicada en TMM, presencia de vegetación y paleo *stack*, con forma convexa y de lomaje sueva (línea roja). **Fuente:** Proyecto 1120234.

La segunda forma observada corresponde a la duna más extensa y alta identificada, presenta una forma de duna anterior (*foredune*). Se localiza paralela a toda la playa de Caleta Totoralillo Norte, a diferencia de la duna anteriormente descrita, esta se encuentra a 14 m.s.n.m., a una distancia de 10 a 13 metro desde la línea de costa, con un perímetro aproximado de 2.473,6 m y un área de 115.810 m². La altura promedio de la duna anterior es aproximadamente de 7 m, con respecto a la berma de las playas de rodados.

Esta duna anterior (*foredune*), presenta de acuerdo a lo observado en terreno a un solo cordón de duna conformado por dos convexidades, que presentan una marcada diferencia entre ambas alturas. La convexidad con mayor altura, no sólo presenta una mayor altura (11 m.s.n.m), sino también un ancho mayor (51.7 m). Se observa que esta convexidad mayor en su superficie se presenta completamente vegetada, lo que indica un estado de estabilidad, permitiendo inferir que esta duna es más antigua en comparación con la convexidad de menor altura (Fig. 57 a).

Para el caso de la convexidad de menor altura, esta se encuentra en contacto hacia el oeste con la playa de rodados, presenta un menor ancho (46.8 m) y altura (11 m.s.n.m.), con una diferencia aproximada de 3 metros en relación con la convexidad con mayor altura. Otro elemento diferenciador, en comparación, es la escasa vegetación existente en el cordón de duna menor, el cual sólo aparece en ciertos sectores, lo que permite inferir una menor estabilizada. La presencia de un micro acantilado, es indicador de la erosión sufrida bajo eventos de fuertes oleajes. (Fig. 57 b).

La presencia de vegetación, sumado a la energía de la playa (esta playa se identificó como una playa dominada por ola de tipo reflectiva) y a la materialidad de esta playa de rodados, son indicadores de la nula alimentación de sedimentos finos como son las arenas.

Un elemento importante de señalar es que esta duna anterior (*foredune*) se encuentra sobre la TMB, esto queda demostrado en la zona proximal de la ensenada, donde la incisión de la Quebrada Chávez disecta a la duna así como también a TMB, lo que permite reconocer la altura y espesor de la duna (Fig. 57 c).

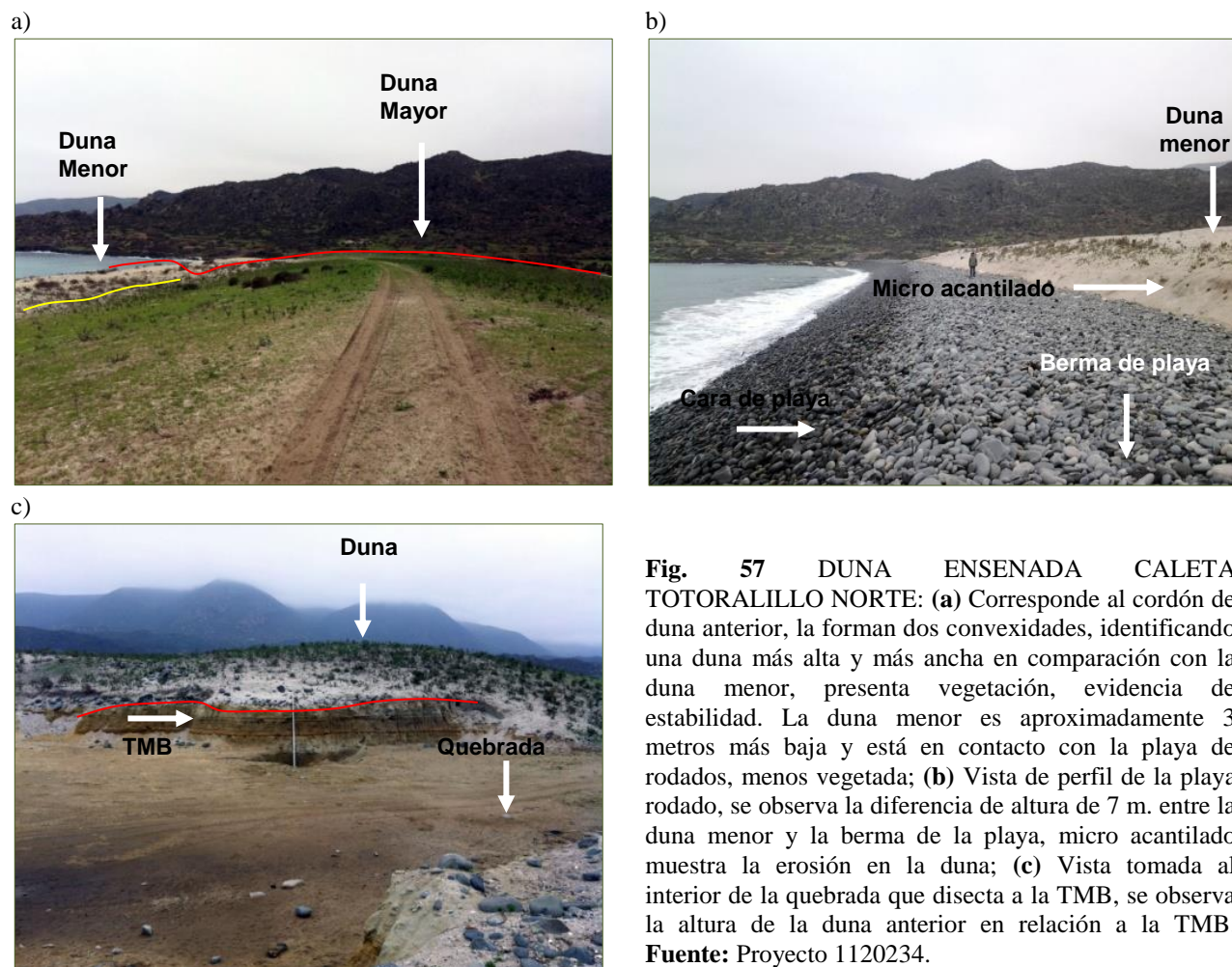


Fig. 57 DUNA ENSENADA CALETA TOTORALILLO NORTE: **(a)** Corresponde al cordón de duna anterior, la forman dos convexidades, identificando una duna más alta y más ancha en comparación con la duna menor, presenta vegetación, evidencia de estabilidad. La duna menor es aproximadamente 3 metros más baja y está en contacto con la playa de rodados, menos vegetada; **(b)** Vista de perfil de la playa rodado, se observa la diferencia de altura de 7 m. entre la duna menor y la berma de la playa, micro acantilado muestra la erosión en la duna; **(c)** Vista tomada al interior de la quebrada que disecta a la TMB, se observa la altura de la duna anterior en relación a la TMB. **Fuente:** Proyecto 1120234.

d) ACANTILADOS (*Cliff*) Y PALEO ACANTILADOS (*Paleo Cliff*):

Lo observado a lo largo de la línea de costa dentro del área de estudio, permite identificar la existencia de acantilados, no obstante, por la inaccesibilidad del terreno algunas de estas formas fueron observadas desde la distancia, específicamente desde las ensenadas o desde las terrazas marinas más altas (TMM y TMA). Desde Punta Totoralillo hasta la ensenada El Olivo, se observa la línea más continua de acantilados vivos y estabilizados¹³ dentro del área de estudio. En la ensenada El Olivo, correspondiente a una *pocket beach* de gravas (Fig. 58 a), se observó que la altura promedio de estos acantilados es de ~ 20 metros, encontrando sectores al norte de esta ensenada, entre 47 a 51 metros de altura, cerca de Pta. Totoralillo.

¹³ Los acantilados se pueden clasificación en tres categorías:

a) *Acantilado vivo*: tiende a poseer pendientes abruptas, corresponden a aquellos que son atacados por las olas al menos durante la marea alta; (b) *Acantilado estabilizado*: son embestidos únicamente durante tormentas y otros eventos excepcionales, comúnmente poseen pendientes más suaves por la acumulación de materiales en su base y/o por la colonización por vegetación; (c) *Acantilado muerto*: aquel que ya no es ni será alcanzado por el mar (por sedimentación en su base, ascenso tectónico o descenso eustático) continuando su evolución como ladera continental (CASTRO y MORALES, 2006).

No obstante, la presencia de la TMA, TMM y la TMB, evidencian la presencia de paleo acantilados, los cuales en el caso de las tres terrazas marinas se ubican a aproximadamente a 160, 75 y 28 m.s.n.m., alturas que son atribuibles a los alzamientos tectónicos, posiblemente regional como local. Evidencia de esta morfología se observa en el sector de Ensenada Ramadilla, donde ~ a 125 m.s.n.m., la acción erosiva del oleaje se presenta con la presencia de un *notch*, el cual se encuentra de forma continua en la pared del paleo acantilado de la TMA en este sector (Fig. 58 b).

Tanto en los acantilados vivo o muerto, se puede observar que existe una inclinación de la pendiente en dirección hacia el mar. En el caso de los acantilados vivos esta inclinación presentaría más bien un perfil irregular, con una plataforma litoral en su base que puede tener más de un nivel y que no tiende a poseer una superficie aterrazada o regular (Fig. 58 c). Otra característica de los acantilados vivos, estabilizados o muertos, es que presenta un alto nivel de diaclasamiento, producto de la tectónica y las fallas existentes.

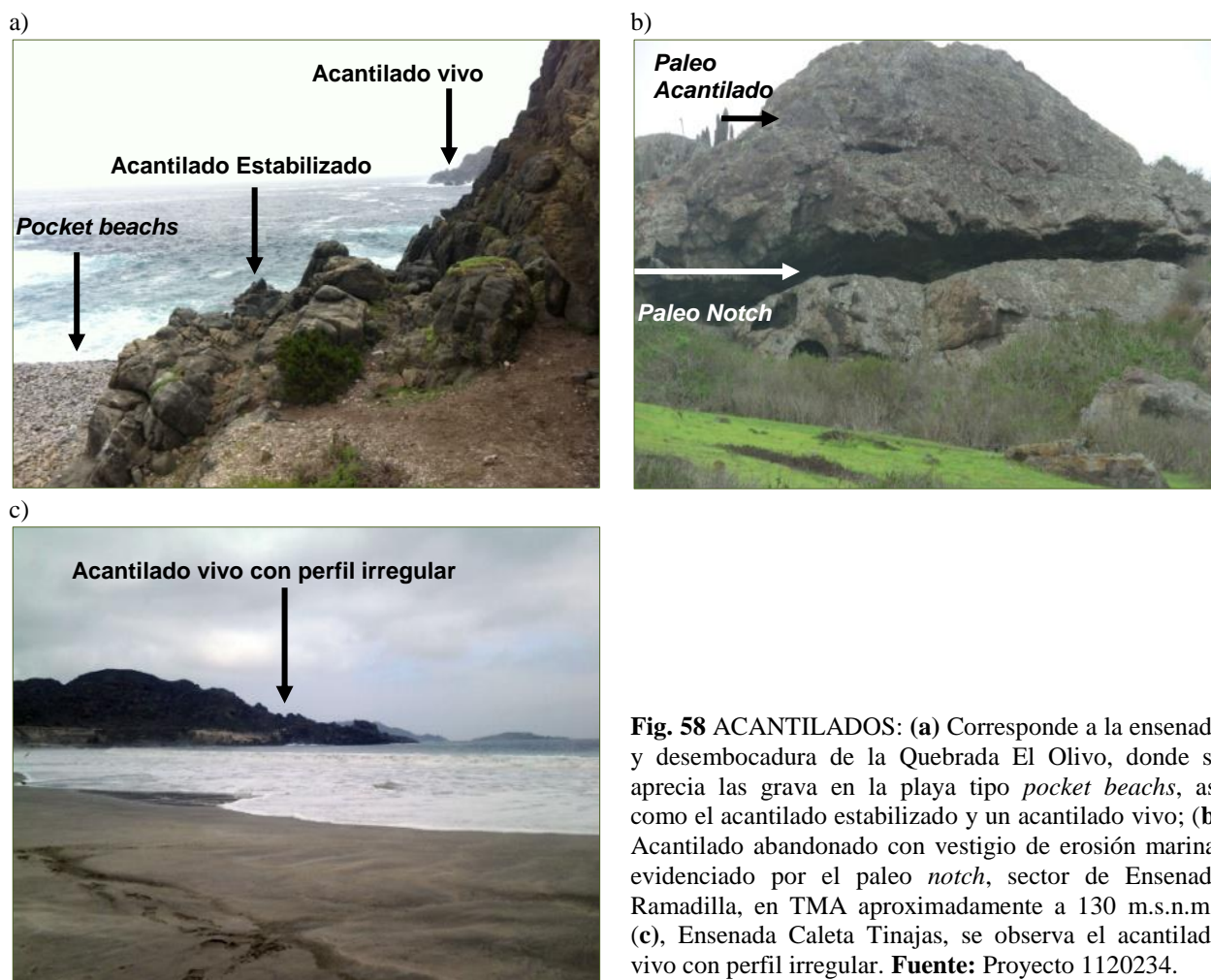


Fig. 58 ACANTILADOS: (a) Corresponde a la ensenada y desembocadura de la Quebrada El Olivo, donde se aprecia las grava en la playa tipo *pocket beaches*, así como el acantilado estabilizado y un acantilado vivo; (b) Acantilado abandonado con vestigio de erosión marina, evidenciado por el paleo *notch*, sector de Ensenada Ramadilla, en TMA aproximadamente a 130 m.s.n.m.; (c), Ensenada Caleta Tinajas, se observa el acantilado vivo con perfil irregular. **Fuente:** Proyecto 1120234.

e) PROMONTORIOS ROCOSOS O *STACKS*:

Las formas de *stacks* se encuentran distribuidos a lo largo de toda la costa en estudio (Fig. 59), sin embargo, se localizan principalmente frente de las costas geológicamente identificadas como de rocas extrusivas, incluyendo las playas. Espacialmente corresponde en sentido de la deriva litoral a la zona proximal y distal del área de estudio. En la costa de la zona media, corresponden a rocas intrusivas, donde la presencia de los *stacks* es menor y solamente se encuentran principalmente frente a los acantilados.

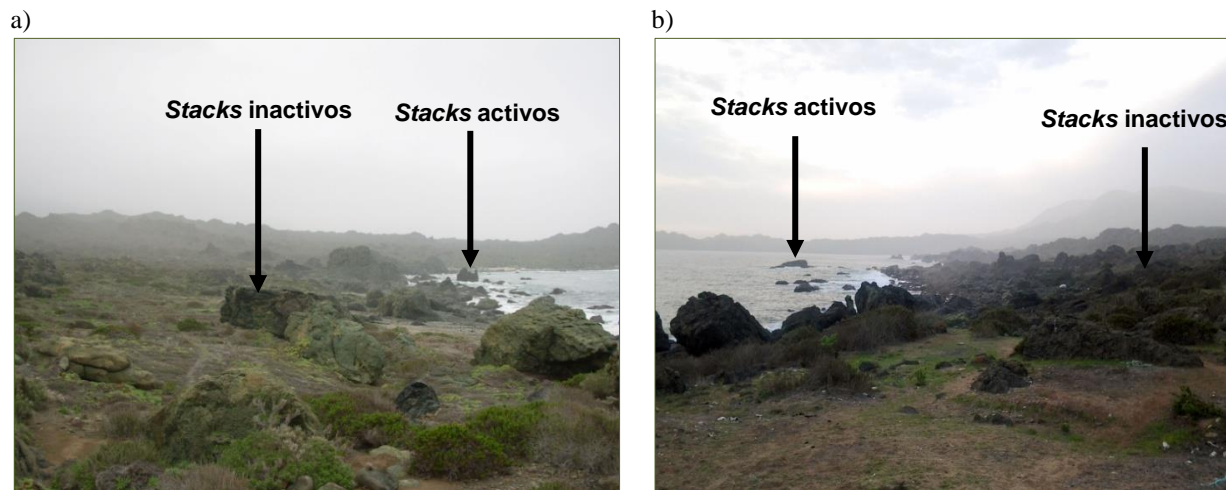


Fig. 59 *STACKS*: (a) *Stacks* activos e inactivos observados en la playa y en la terraza marina baja (TMB), en la costa de Ensenada Ramadilla; (b) Sector de Punta Medanitos, donde se aprecian los *stacks* activos e inactivo.
Fuente: Proyecto 1120234.

f) ISLAS E ISLOTES:

Debido al tiempo de la actividad en terreno y a la complejidad de acceder a las islas e islotes, el análisis correspondiente se realiza solamente con la etapa de fotointerpretación, utilizando la imagen satelital de Google Earth y la fotos aéreas del vuelo SAF (1996), más la información geológica de EMPARÁN y PINEDA (2000) y CREIXELL *et al.* (2012).

En sentido de la deriva litoral, la Isla Tilgo (Fig. 60 a), ubicada en $29^{\circ}32'37,86''S$ – $71^{\circ}20'11,31''O$, se encuentra a una distancia aproximadamente de 390.27 metros de la costa, en el sector de la Quebrada Tilgo. La isla tiene una altura aproximada de 34 m (esta información es obtenida mediante el uso de imagen *raster* STRM de 30 metros). Geomorfológicamente, la sección oeste de la isla presenta una plataforma de abrasión marina, como también en la sección este, pero con una playa de gravas; dentro de esta sección se observa un nivel de terraza que se encuentra a 15 m.s.n.m., y que es concordante con el nivel de la primera terraza marina (TMB). En la isla este nivel se observa en todo el contorno de la isla, demostrando que la isla se desarrolló cuando se solevó la terraza (TMB).

El Islote Los Farellones (Fig. 60 b), ubicada en $29^{\circ}29'08''\text{S} - 71^{\circ}19'59''\text{O}$, se encuentra a una distancia aproximadamente de 955.04 metro de la costa, en dirección de la Caleta Totalalillo, el islote tiene una altura aproximada de 18 metros. Geomorfológicamente, el islote presenta plataforma de abrasión marina, en todo su contorno, pero en la sección este, se infiere una pequeña playa de gravas. De acuerdo con su altura de 18 metros, al igual que en la Isla Tilgo, es concordante con el nivel de la primera terraza marina (TMB), demostrando que el islote se desarrolló cuando se solevó TMB.

La Isla Chungungo (Fig. 60 c), se ubicada en $29^{\circ}24'44''\text{S} - 71^{\circ}21'25''\text{O}$, está a una distancia aproximadamente de 2.97 Km de la costa, en dirección de la Ensenada Ramadilla, la isla tiene una altura aproximada de 20 metros. Geomorfológicamente, el islote presenta plataforma de abrasión marina, en todo su contorno. De acuerdo con su altura de 20 metros, la isla presenta el mismo patrón de desarrollo en concordancia con el solevamiento de TMB.

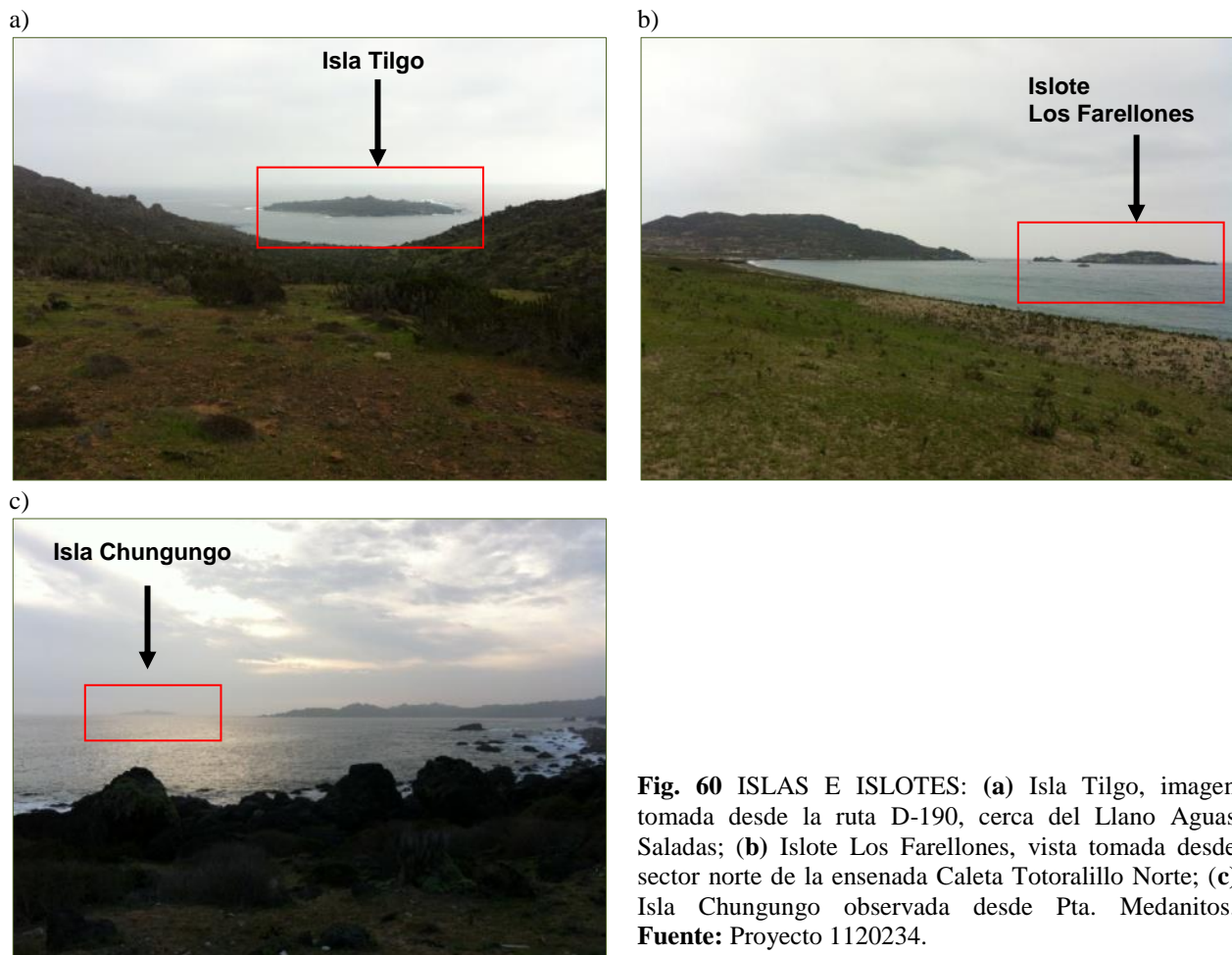


Fig. 60 ISLAS E ISLOTES: (a) Isla Tilgo, imagen tomada desde la ruta D-190, cerca del Llano Aguas Saladas; (b) Islote Los Farellones, vista tomada desde sector norte de la ensenada Caleta Totalalillo Norte; (c) Isla Chungungo observada desde Pta. Medanitos. **Fuente:** Proyecto 1120234.

Finalmente una vez realizado el análisis y descripción geomorfológica del área de estudio, se procede con la información obtenida se realizó la carta geomorfológica final para la franja costera occidental del Cordón Sarco (Anexo 14).

4.3 DESCRIPCIÓN DE LOS COMPONENTES GRANULOMÉTRICOS DE TERRAZAS MARINAS Y PLAYAS ACTUALES

La descripción granulométrica correspondiente a la sección occidental del Cordón Sarco, se realizó en las siguientes formas:

- 1) Terrazas de abrasión marina alta (TMA) y media (TMM).
- 2) Playas actuales.

En la etapa de laboratorio se etiquetaron las muestras y se obtuvieron los pesos específicos. Mediante la utilización de Excel, se obtuvieron los porcentajes por peso individual (% P) y porcentajes por peso acumulado (% A) de cada muestra. Después se procedió a calcular los parámetros estadísticos de FOLK & WARD (1957) correspondientes a la Media (M_z), Desviación estándar (σ_1), Asimetría (S_{K1}) y Curtosis (K_G), mediante el uso del programa GRADISTAT (BLOTT & PYE, 2001) (Anexo 6, 7, 8 y 9). Una vez obtenidos los parámetros estadísticos, se procedió a identificar el ambiente depositacional de las muestras mediante la Función discriminante Lineal (FDL) de SAHU (1964), entre los ambiente Eólico (E) o Playa (P) y entre Playa (P) o Agua poco profunda (APP).

4.3.1 COMPONENTES GRANULOMÉTRICOS DE TERRAZA MARINA ALTA (TMA)

a) GRANULOMETRÍA DE TERRAZA MARINA ALTA (TMA)

La terraza marina alta (TMA), se encuentra aproximadamente a 160 m.s.n.m. y se identifica por su continuidad a lo largo de toda el área de estudio. La granulometría de los cinco puntos de muestreo para la TMA, abarcan sedimentos con tamaños entre los -1Φ hasta los 4Φ (2000mm; 63μ), de acuerdo con la escala granulométrica de UDDEN – WENTWORTH (BLOTT & PYE, 2001), equivalen a gránulos y arenas, estas últimas van desde muy gruesas a muy finas.

Las cinco muestras no son arenas puras, presentan linos y arcillas, por lo cual debieron ser tratadas para separar las partículas menores a 4Φ (63μ). Una vez realizado este procedimiento, el peso promedio final de las cinco muestras quedó en el orden de los 55 a 60 grs. De acuerdo con la posición de TMA y las formas de base como conos aluviales y glaciares (*Pediment*), explica la presencia de las partículas finas, correspondería a suelo evolucionado.

Como resultados del tamizado de las muestras, se observa en la tabla 17 que los sectores de Ensenada Ramadilla, Caleta Tinajas, Caleta Cruz Grande y Caleta Temblador, la mayor concentración de partículas de arenas se presentan en las fracciones de 3Φ y 4Φ (150μ ; 63μ), con un porcentaje de 50 y 67 % del peso total, clasificando a estas arenas como finas y muy finas. Con el resto de las fracciones el comportamiento granulométrico es similar para estos sectores, ya que sus porcentajes individuales y acumulados se encuentran en los mismos rangos, demostrando así un comportamiento similar en estos cuatro puntos. No obstante, para Caleta Totoralillo Norte, la granulometría de este sector se presenta con un comportamiento distinto al de los sectores anteriormente señalados, ya que la mayor concentración de partículas de arenas se encuentra entre las fracciones de 1Φ y 2Φ (500mm; 250μ), las cuales se clasifican como arena gruesa y media. Sin

embargo esta concentración no es tan predominante como en los otros sectores, dado que la característica principal es una distribución casi homogénea en el tamaño de los granos. Una característica similar para los cinco puntos corresponde a las partículas atrapadas en el tamiz de -1Φ (2000 mm), ya que estas se clasifican como gránulos, y presentan un porcentaje individual muy homogéneo.

TABLA 17 Porcentaje del peso individual y acumulado para la granulometría de la TMA.

TAMIZ	ENSENADA RAMADILLA		CALETA TINAJAS		CALETA CRUZ GRANDE		CALETA TEMBLADOR		CALETA TOTORALILLO NORTE	
	% P	% A	% P	% A	% P	% A	% P	% A	% P	% A
4 Φ	32.770	100	31.572	100	24.190	100	32.143	100	11.649	100
3 Φ	33.887	67.230	32.369	68.428	26.300	75.810	31.280	67.857	19.115	88.351
2 Φ	11.342	33.343	16.259	36.058	20.205	49.510	15.580	36.577	23.102	69.237
1 Φ	10.450	22.001	11.914	19.799	16.174	29.305	10.961	20.997	22.556	46.135
0 Φ	5.615	11.551	4.655	7.885	6.801	13.131	4.619	10.036	17.723	23.579
-1 Φ	5.936	5.936	3.230	3.230	6.330	6.330	5.417	5.417	5.856	5.856

% P = Porcentaje por peso individual; % A = Porcentaje por peso acumulado.

Fuente: Proyecto 1120234.

b) CURVAS DE FRECUENCIA ACUMULADA ARITMÉTICA Y LOG – PROBABILÍSTICA PARA LA TERRAZA MARINA ALTA (TMA)

De acuerdo con lo observado en figura 61, se puede apreciar que Ensenada Ramadilla, Caleta Tinajas y Caleta Temblador presentan curvas de frecuencia acumuladas aritméticas similares entre ellas, debido a que los porcentajes acumulados e individuales de sus fracciones se encuentran dentro de los mismos valores. En el caso de Caleta Cruz Grande la forma de la curva es idéntica a las descritas anteriormente, no obstante su diferencia se observa entre las arenas gruesas y medias donde sus porcentajes individuales son mayores (Tabla17). La curva de Caleta Totoralillo Norte, es la única que presenta una forma distinta en comparación con las anteriores, dado que presenta mayor porcentaje entre las arenas muy gruesas hasta las finas (Tabla17).

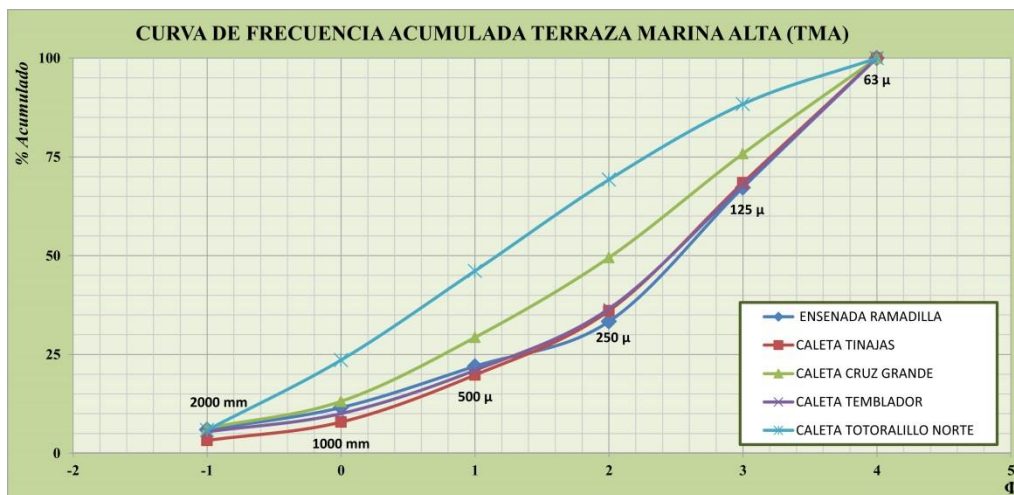


Fig. 61 Curva de frecuencia acumulada aritmética para la TMA. Fuente: Proyecto 1120234.

En cuanto a las muestras obtenidas para los cinco sectores se puede observar que en todas ellas se identifican los tres mecanismos de transportes, tracción, saltación y suspensión. En el caso del transporte por tracción, las muestras muestran diferentes puntos de quiebre o truncamiento en la curva, siendo en el caso de la Ensenada Ramadilla y Caleta Tinajas su límite de truncamiento en los 1Φ (500 mm), abarcando los sedimentos correspondientes a los gránulos, arenas muy gruesas y gruesas. En el caso de estos dos sectores sus porcentajes varían entre los 19.799% y 20.001%, evidenciando un buen desarrollo de este segmento. En Caletas Cruz Grande, Temblador y Totoralillo Norte, el transporte por tracción varía ya que su puntos de quiebre se encuentra en 0Φ (1000 mm), abarcando solamente los sedimentos entre los gránulos y las arenas muy gruesas ($-1\Phi - 0\Phi$), siendo sus porcentajes entre los 10.036%, 13.131% y 23.579%, al igual que en los dos anteriores sectores, se observa un buen desarrollo de la carga por tracción.

Como se identificó anteriormente las cargas que se depositaron por tracción presentan distintos truncamientos, por lo cual las cargas transportadas por saltación dentro de su límite comienzan en distintos puntos, no obstante, las cinco muestras tienen el mismo punto de quiebre, el cual corresponde a 3Φ (125 μ). Para el sector de Ensenada Ramadilla y Caleta Tinajas, los sedimentos transportados por saltación comprenden a las arenas medias y finas ($2\Phi - 3\Phi$), siendo respectivamente sus porcentajes entre los 45.229% y 48.628%. En los sectores de Caleta Cruz Grande, Caleta Temblador y Caleta Totoralillo Norte, las cargas de saltación abarcan las partículas que van entre las arenas gruesas hasta las finas ($1\Phi - 3\Phi$), en cuanto a sus porcentajes, los tres sectores presentan valores que van para Caleta Cruz Grande 62.679%, en Caleta Temblador un 57.821% y en Caleta Totoralillo Norte 64.773%. En cuanto a la carga por saltación, se puede observar que las partículas de arenas depositadas por este mecanismo de transporte presentan un buen desarrollo y de acuerdo a sus porcentajes y en comparación los otros dos tipos de transporte, la saltación sería el mecanismo predominante.

Por último, las fracciones de arenas que son transportadas por el mecanismo de suspensión. En cuanto al punto de truncamiento, se observa en la figura 62, que todas las muestras se encuentran dentro del mismo límite, y abarcan las fracciones más finas de las arenas, dentro de la clasificación de UDDEN – WENTWORTH (BLOTT & PYE, 2001), corresponden a las arenas muy finas 4Φ (63 μ). Como se aprecia en la tabla 17, las mayores concentraciones de arenas muy finas, se presentan en Ensenada Ramadilla (32.770%), Caleta Tinajas (31.572%) y Caleta Temblador (32.770%), después sigue Caleta Cruz Grande con un 24.190% y finalmente la menor concentración se encuentra en Caleta Totoralillo Norte con un 11.649%. En términos generales se puede apreciar que la carga de suspensión se presenta bien desarrollada.

Sin embargo, se debe considerar que del peso total de las muestras analizada para los cinco sectores, existe un porcentaje de material que no se utilizó al momento de elaborar la curva log - probabilísticas, y corresponden a las fracciones de limo y arcilla. De acuerdo a sus porcentajes, las fracciones de limo y arcilla se encuentran entre el 26.84% (Caleta Totoralillo Norte) y los 49.69% (Caleta Tinajas). A pesar de que estas partículas también son transportadas por suspensión, se debe considerar que para depósito antiguos, ocurren procesos de diagénesis en las arenas (VISHER,

1969), y la cercanía a la Cordillera de la Costa, con la presencia de conos aluviales y glaciares, son los principales contribuidores a la presencia de limo y arcilla.

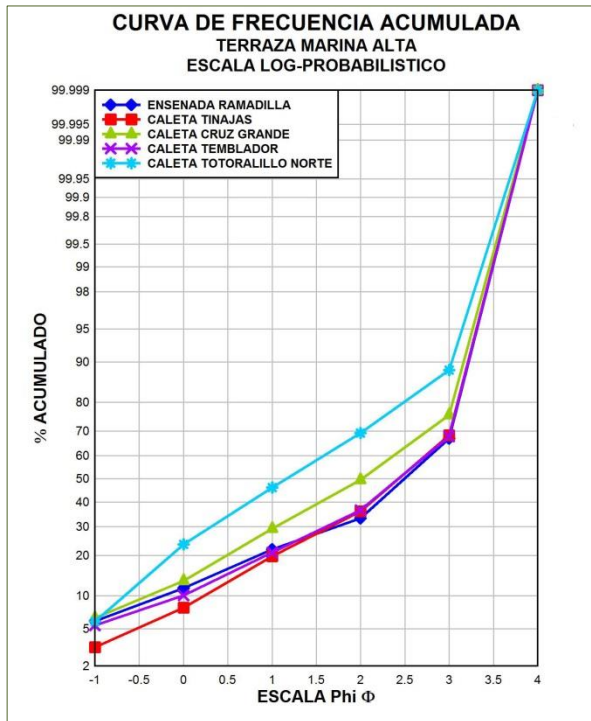


Fig. 62 Curva de frecuencia acumulada log-probabilística para la TMA, se observa los truncamientos para transporte de tracción, saltación y suspensión.

Fuente: Proyecto 1120234.

c) PARÁMETROS ESTADÍSTICOS PARA LA TERRAZA MARINA ALTA (TMA)

Los valores estadísticos entregados por GRADISTAT (BLOTT & PYE, 2001), para los cinco puntos que comprenden la terraza marina alta se encuentran sintetizados en la tabla 18. El primer parámetro correspondiente a la Medía (M_z) del tamaño de los granos, se encuentra entre los 1,417 Φ y los 2,422 Φ , lo cual indica de acuerdo a la escala de UDDEN – WENTWORTH (BLOTT & PYE, 2001), corresponde arenas de grano medio y finos. Los granos de arena finos son los predominantes en cuatro de los cinco puntos, ya que sólo Caleta Totoralillo Norte presenta una Media en base a granos medios, ya que este punto de acuerdo a la geomorfología del sector, se encuentra más cercano al contacto con los glaciares que en los otros puntos.

En cuanto a la Desviación Estándar (σ_1), y a la escala propuesta por FOLK & WARD (1957), los valores se encuentran entre los 1.36 y los 1.521 Φ , por lo cual, estos valores se expresan como sedimentos mal seleccionados, lo que evidencia la presencia de sedimentos heterogéneos como muestra la tabla N° 6, en cada tamiz. En cuanto a la velocidad del transporte de los sedimentos, los cinco puntos muestran la misma velocidad y que estos sedimentos no fueron transportados por un tiempo considerable. Según ESTRADA (2007), la mala selección es el resultado de la mezcla de sedimentos recientes (los aportados por los glaciares y conos aluviales) con sedimentos antiguos.

Los valores correspondientes a la Asimetría (S_{K1}) de los cinco puntos evaluados para la granulometría de la TMA, se encuentran entre los -0.432 y los -0.126 Φ según la escala de FOLK &

WARD (1957). Estos valores se expresan de acuerdo esta escala como Muy Positiva, lo que significa que existe un predominio de granos finos, como lo evidencia la Media (M_z) para cada punto. La similitud en la asimetría de los cinco puntos muestra que los procesos de transporte y sedimentación eran directamente uniforme a lo largo de esta terraza marina al momento de su depositación, así como también evidencia que existe una condición depositacional que de erosión (DUANE, 1964 en ESTRADA, 2007). El dominio de granos finos sugiere que la condición de depositación se debe a un ambiente tranquilo cuando se labró esta terraza marina, y que la adición de arenas finas puede ser por la actividad eólica posterior a su depositación (MARTIN, 1965 en ESTRADA, 2007).

Finalmente la Curtosis (K_G) se presenta con valores que va entre 0.896 y 1.038 Φ , y de acuerdo con la escala de FOLK & WARD (1957), se expresa como Mesocúrtica y Platicúrtica, siendo predominante en cuatro de los cinco puntos la clasificación Mesocúrtica y sólo en Caleta Tinajas se clasifica como Platicúrtica. Sin embargo, lo observado en la tabla N° 6, se puede apreciar que el valor de la Curtosis de Caleta Tinajas (0.896) se encuentra en el límite entre Platicúrtico y Mesocúrtico, por lo cual, no se identifica una diferencia entre la distribución de los granos en los cinco puntos, demostrando que no hay un predominio en la clasificación de los extremos y del centro de la curva de frecuencia, lo que demostraría una relación entre los demás parámetros estadísticos propuestos por FOLK & WARD (1957).

TABLA 18 Parámetros estadísticos de FOLK & WARD (1957) para granulometría de la TMA

ENSENADA RAMADILLA			
MEDIA (M_z)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (σ_1)	ASIMETRÍA (SK_1)	CURTOSIS (K_G)
2.393	1.512	-0.432	1.038
Arena fina	Mal seleccionada	Muy positiva	Mesocúrtica
CALETA TINAJAS			
MEDIA (M_z)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (σ_1)	ASIMETRÍA (SK_1)	CURTOSIS (K_G)
2.422	1.36	-0.358	0.896
Arena fina	Mal seleccionada	Muy positiva	Platicúrtica
CALETA CRUZ GRANDE			
MEDIA (M_z)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (σ_1)	ASIMETRÍA (SK_1)	CURTOSIS (K_G)
2.239	1.521	-0.339	0.964
Arena fina	Mal seleccionada	Muy positiva	Mesocúrtica
CALETA TEMBLADOR			
MEDIA (M_z)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (σ_1)	ASIMETRÍA (SK_1)	CURTOSIS (K_G)
2.4	1.49	-0.407	1.032
Arena fina	Mal seleccionada	Muy positiva	Mesocúrtica
CALETA TOTORALILLO NORTE			
MEDIA (M_z)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (σ_1)	ASIMETRÍA (SK_1)	CURTOSIS (K_G)
1.417	1.505	-0.126	0.941
Arena media	Mal seleccionada	Muy positiva	Mesocúrtica

FUENTE: Proyecto 1120234.

d) FUNCIÓN DISCRIMINANTE LINEAL (FDL) Y AMBIENTE DEPOSITACIONAL PARA LA TERRAZA MARINA ALTA (TMA)

Una vez que obtenidos los valores estadísticos, se procedió a determinar a el ambiente depositacional en función a la granulometría de los cinco puntos de muestreo. Para ello se utilizó la Función Discriminante Lineal (FDL) de SAHU (1964), entre ambiente Eólico v/s Playa y entre Playa v/s Agua poco profunda.

La primera FDL que se aplicó correspondió a un ambiente depositacional entre eólico o playa. De acuerdo con la información de la tabla 19, se puede apreciar que los cinco puntos de muestreo entregan como resultado, que los sedimentos depositados son de un ambiente de playa.

La segunda ecuación de la FDL, correspondió a la discriminación de un ambiente de playa o de aguas poco profunda, entendida esta última hasta los 90 mbnm y playa como la zona cercana a la línea litoral o *zona de swash*. Como se indica en la tabla 19, los cinco puntos de muestra, entregan como resultado que la granulometría corresponde a un ambiente de agua poco profunda.

La tabla 19, registra los valores obtenidos para cada sector mediante la aplicación de la FDL.

TABLA 19 Ambiente depositacional según la FDL de SAHU (1964) para la TMA

TERRAZA MARINA ALTA	EÓLICO V/S PLAYA	PLAYA V/S AGUA POCO PROFUNDA
ENSENADA RAMADILLA	4.0512	199.066
	Playa	Agua poco profunda
CALETA TINAJAS	1.7360	169.548
	Playa	Agua poco profunda
CALETA CRUZ GRANDE	4.2783	198.764
	Playa	Agua poco profunda
CALETA TEMBLADOR	3.7111	195.178
	Playa	Agua poco profunda
CALETA TOTORALILLO NORTE	6.5187	186.146
	Playa	Agua poco profunda

FUENTE: Proyecto 1120234.

4.3.2 COMPONENTES GRANULOMÉTRICOS DE TERRAZA MARINA MEDIA (TMM)

a) GRANULOMETRÍA DE TERRAZA MARINA MEDIA (TMM)

Geomorfológicamente la terraza marina media (TMM), se encuentra aproximadamente a 75 m.s.n.m. y a diferencia de TMA, este nivel de terraza no se presenta continua a lo largo de toda el área de estudio, identificando TMM sólo en ciertos sectores. La granulometría de los puntos de muestreo para la TMM, abarcan sedimentos entre los -1Φ hasta los 4Φ (2000 mm; 63μ), de acuerdo con la escala granulométrica de UDDEN – WENTWORTH (BLOTT & PYE, 2001), equivalen a gránulos y arenas que van desde muy gruesas a muy finas.

Una característica importante de señalar para la TMM, en comparación con la TMA, es que en los sectores de Caleta Cruz Grande y Caleta Totalillo, gracias a excavaciones (aprox. 1 metro de profundidad), se observó la presencia de capas de sedimentos separados por costras calcáreas masivas, similares a las observadas por PFEIFFER (2011) para la bahía de Tongoy, permitiendo así diferenciar y obtener sedimentos de cada capa, para el caso de Caleta Cruz Grande, dos muestras y para Caleta Totalillo Norte tres muestras (tabla 20). Se obtuvo así, un número total de 7 muestras para la TMM. El único sector donde no se pudo obtener una muestra, corresponde a Caleta Tinajas, debido a la dificultad de acceso a la TMM en terreno.

Al igual que en TMA, las muestras de los sectores de TMM, no se componen de arenas puras, ya que presentan partículas de limo y arcilla, por lo cual se trató para eliminar las fracciones menores a 4Φ (63μ). Realizado este procedimiento, el promedio final de los pesos correspondientes a las capas superficiales quedó aproximadamente en los 75 gr. A diferencia de TMA, el peso perdido para esas muestras es mucho menor, sólo en Caleta Temblador la pérdida fue casi del 50% (44.52 gr.). Lo que indica que mayoritariamente TMM, presentan menos fracciones bajo los 4Φ en comparación con TMA, a pesar también de su cercanía con conos aluviales y glaciares (*Pediment*). En el caso de las capas encontradas bajo las costras calcáreas masivas, la pérdida promedio del peso debido a la presencia de limo y arcilla es cerca de 10 gr. para las capas de Caleta Totalillo Norte 2 y 3 y del 0.1 gr. para la capa de Caleta Cruz Grande 2. Para las capas bajo las costras calcáreas masivas estas corresponden arena pura, donde sólo se utilizó 50 gr. como muestra.

La tabla 20 muestra que, en Ensenada Ramadilla y Caleta Temblador, la mayor concentración de partículas de arenas se presenta entre las fracciones de 3Φ y 4Φ (150μ ; 63μ), con un porcentaje entre el 44,093 y 65.214 % del peso total, clasificando a estas arenas como finas y muy finas. Con el resto de las fracciones, para Ensenada Ramadilla, estos se concentran entre las fracciones de 0Φ y 2Φ (1000μ ; 250μ), clasificando como arenas muy gruesas y gruesas. Para Caleta Temblador, Cruz Grande 1 y Totalillo Norte 1 (estos dos últimas se refiere a las muestras que se encuentran sobre la primera costra calcárea masiva), al igual que en TMA, el resto de las muestras corresponden a las fracciones de 2Φ y 1Φ (2000μ ; 500μ), clasificando a estos sedimentos entre gránulos, arenas muy gruesas, gruesas y medias.

En Caleta Cruz Grande 2, bajo la primera costra calcárea, su distribución de acuerdo a la tabla 20, muestra que el 91.018 % de las arenas pertenecen a arena media y fina, es decir a los 2Φ y 3Φ (250μ ; 125μ). Estas arenas muestran claramente una diferencia con las arenas depositadas sobre la costra calcárea masiva, primero, la falta de sedimentos como el limo y la arcilla, por presentarse no compactada y por estar protegida de la acción del viento.

Para el caso de Caleta Totalillo Norte 2, las arenas que corresponden a la segunda capa bajo la primera costra calcárea. La tabla 20, muestra que el 92.644% de la arena se encuentra distribuido entre las fracciones de 1Φ , 2Φ y 3Φ , siendo estas dos últimas fracciones las que concentran los mayores porcentajes individuales con un 41.054% y un 36.192%. Para la última capa, Caleta Totalillo Norte 3 (capa bajo la segunda costra calcárea masiva), muestra en la tabla 20, que el 90.719% de las arenas corresponden a las fracciones de 3Φ , 2Φ y 1Φ , siendo la fracción de 3Φ , la que concentra el mayor porcentaje individual con un 44.335%. Tanto Caleta Totalillo Norte 2 y 3,

presentan al igual que Caleta Cruz Grande 2, bajo contenido de partículas finas como son el limo y la arcilla, aproximadamente 10 gr en ambas capas. Lo que indica una diferencia con Caleta Totoralillo Norte 1, donde estos sedimentos corresponden al 35 gr del peso total. En este sector la presencia de costras calcáreas masivas, es al igual que en Caleta Cruz Grande, es responsable de la casi nula presencia de limo y arcilla y de proteger a los horizontes 2 y 3 de la acción del viento y por presentar capas no compactadas.

TABLA 20 Porcentaje del peso individual y acumulado para la granulometría de la TMM.

TAMIZ	ENSENADA RAMADILLA		CALETA CRUZ GRANDE 1		CALETA CRUZ GRANDE 2		CALETA TEMBLADOR		CALETA TOTORALILLO NORTE 1		CALETA TOTORALILLO NORTE 2		CALETA TOTORALILLO NORTE 3	
	(Φ)	% P	% A	% P	% A	% P	% A	% P	% A	% P	% A	% P	% A	% P
4Φ	20.756	100	25.755	100	3.218	100	26.186	100	12.128	100	2.862	100	7.464	100
3Φ	23.338	79.244	30.034	74.245	47.522	96.782	39.027	73.814	46.006	87.872	15.398	97.138	44.335	92.536
2Φ	17.187	55.907	21.780	44.211	43.496	49.260	17.493	34.786	29.580	41.866	41.054	81.740	32.485	48.201
1Φ	12.417	38.720	10.789	22.431	4.838	5.764	9.110	17.293	9.375	12.286	36.192	40.686	13.899	15.716
0Φ	26.303	26.303	5.207	11.642	0.926	0.926	4.753	8.183	1.328	2.910	4.250	4.494	1.266	1.817
-1Φ	-	-	6.435	6.435	-	-	3.430	3.430	1.583	1.583	0.244	0.244	0.551	0.551

% P = Porcentaje por peso individual; % A = Porcentaje por peso acumulado. **Fuente:** Proyecto 1120234.

b) CURVAS DE FRECUENCIA ACUMULADA ARITMÉTICA Y LOG – PROBABILÍSTICA PARA LA TERRAZA MARINA MEDIA (TMM)

La figura 63, corresponde a la curva acumulada aritmética, se observa que las curvas presentan tres diferentes formas, de acuerdo a los sectores donde se obtuvieron las muestras. La primera forma corresponde al sector de Ensenada Ramadilla, la curva tiene una forma casi rectilínea, sólo se observa una inflexión en la fracción 1Φ (500μ), en este punto y como se observa en la tabla 20, antes y después, los valores de los porcentaje por peso individual aumentan.

Como segundo caso se encuentra la forma de las curvas de Caleta Cruz Grande 1 y Caleta Temblador, ambas curvas presentan desde las arenas más gruesas (1Φ; 500μ) hasta las medias (2Φ; 250μ), una sinuosidad, que forma una línea casi rectilínea hacia las arenas finas (3Φ; 125μ).

Finalmente se encuentran las muestras de Caleta Cruz Grande 2 y Caleta Totoralillo 1, 2 y 3, es importantes destacara que la forma de estas curvas corresponden a los dos sectores de TMM donde se encontraron capas arenas bajo las costras calcáreas masivas. Estas cuatro curvas presentan una forma sigmoidal, característica similar a las curvas aritméticas elaboradas en las playa del litoral central por VERDEJO (1960 en SEPÚLVEDA, 2013). Estas curvas muestran dos puntos de inflexión en sus extremos, en los 1Φ (500μ) y en los 3Φ (250μ), evidenciando un importante desarrollo porcentual acumulado de las arenas medias y finas (Tabla 20). En el caso de la curva de Caleta Totoralillo Norte 2, a pesar de graficar una curva sigmoidal, muestra variaciones en cuanto a los puntos de inflexión, ya que el primero ocurre en los 0Φ (1000mm) y el segundo en los 2Φ (250μ), lo que equivale a un mejor desarrollo de las arenas gruesas y medias.

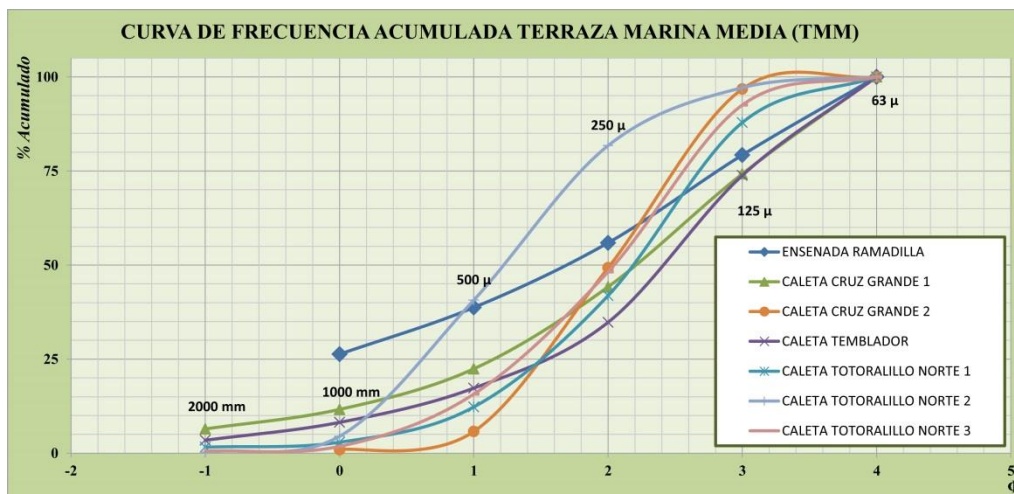


Fig. 63 Curva de frecuencia acumulada aritmética para TMM. Fuente: Proyecto 1120234.

En cuanto a las curvas log – probabilística (Fig. 64), todas ellas cuentan en su desarrollo con los tres tipos de transportes. La primera curva log – probabilística corresponde a la muestra de Ensenada Ramadilla, en ella se puede observar un importante desarrollo y moderada selección de la carga de tracción, la cual presenta un porcentaje por peso acumulado de 55.907% (tabla 20), abarcando a las arenas muy gruesas 0Φ (1000mm) y medias 2Φ (250μ), y siendo esta última fracción el punto de quiebre y el límite de la carga de tracción. La carga de saltación abarca a las arenas finas (3Φ o 125μ), las cuales presentan un porcentaje de 23.338% (tabla 20), lo que refleja un buen desarrollo de este tipo de transporte. Las partículas que son transportadas por suspensión, pertenecen a las arenas muy finas (4Φ o 63μ), el porcentaje de arenas es de 20.756% (tabla 20); de acuerdo con su porcentaje y forma se puede apreciar un buen desarrollo de este tipo de transporte. No obstante, al igual que en TMA, se debe considerar la presencia de partículas inferiores a 4Φ como son el limo y arcilla, ya que también pueden ser transportadas por suspensión, la presencia de estos sedimentos, puede ser asociado la suspensión producto de la transgresión o regresión marina cuando se formaba la terraza marinas o por los flujos que formaron y depositaron los conos aluviales o los glacis (*pediment*), en el caso de Ensenada Ramadilla, el porcentaje de limo y arcilla del total de la muestra es de 30.76%.

La segunda curva log – probabilística corresponde a Caleta Cruz Grande (Fig. 64), y como se estableció anteriormente, se obtuvieron dos muestras, Caleta Cruz Grande 1 y Caleta Cruz Grande 2, separadas por una costra calcárea masiva. Los sedimentos de ambas curvas correspondientes a la carga de tracción presentan el mismo punto de truncamiento, en las arenas gruesas o 1Φ (500μ), abarcando en el caso de Caleta Cruz Grande 1 desde gránulos hasta las arenas gruesas, con un porcentaje acumulado de 22.431% (tabla 20), en el caso de Caleta Cruz Grande 2, desde las arenas muy gruesas hasta las gruesas, con un porcentaje acumulado de 5.764% (tabla 20). De acuerdo a sus porcentajes se puede apreciar la diferencia entre ambas muestras, ya que el segmento sobre la costra calcárea masiva presenta un 6.435% de sedimentos mayores a las arenas como son los gránulos y en el caso de la muestra bajo la costra, no presentan estos sedimentos, lo que se puede inferir como material arrastrado por las formación de los glacis (*Pediment*) en este sector y que se depositó

después de la formación de la costra calcárea masiva, protegiendo a las arenas que se encuentran bajo esta costra.

El segundo segmento de ambas curvas corresponde a las arenas transportadas por saltación, abarca las arenas medias (2Φ o 250μ) y finas (3Φ o 125μ), siendo estas últimas las arenas donde se produce el truncamiento hacia la carga de suspensión. En cuanto a sus porcentajes, se puede observar que Caleta Cruz Grande 1 tiene un porcentaje acumulado de 51.814% de estas arenas y el caso de Caleta Cruz Grande 2 un total acumulado en porcentaje de 94.236% (tabla 20), a pesar de la diferencia en sus porcentajes, se observa un muy buen desarrollo de la carga de saltación y una moderada selección en la composición de sus arenas. La presencia de la costra calcárea masiva explicaría la diferencia entre sus porcentajes, ya que lixiviación o precipitación que forma la costra, permitió el precipitado de estas arenas.

Finalmente los sedimentos que fueron transportados como carga de suspensión, corresponden a las arenas muy finas (4Φ o 63μ). En el caso de Caleta Cruz Grande 1 el porcentaje acumulado es de 25.755% (tabla 20), lo que representa un buen desarrollo de la carga de suspensión. En el caso de Caleta Cruz Grande 2, el porcentaje acumulado es de 3.218% (tabla 20), lo que evidencia un escaso desarrollo de transporte por suspensión de esta muestra. La diferencia entre sus porcentajes se explica por la presencia de la costra calcárea masiva, ya que la formación y compactación de esta costra produce un efecto de barrera, que permite que a la muestra de Caleta Cruz Grande 2 casi no se agreguen sedimentos menores como limo y arcilla. En ambas muestras se observa presencia de limo y arcilla, pero con marcadas diferencias en sus porcentajes, para la muestra de Caleta Cruz Grande 1 el limo y la arcilla tienen un porcentaje acumulado de 32.48%, para la muestra de Caleta Cruz Grande 2 un porcentaje acumulado de 1.515%, lo que evidencia la protección de la costra calcárea.

La tercera muestra corresponde al sector de Caleta Temblador (Fig. 64), esta muestra al igual que el Ensenada Ramadilla no se presenta una capa de costra calcárea masiva, como las encontradas en Caleta Cruz Grande y Caleta Totalillo Norte. Otra similitud entre ambas muestras es que presentan los mismos puntos de truncamiento para sus cargas de tracción (2Φ o 250μ), saltación (3Φ o 125μ) y suspensión. En el caso de la carga de tracción, la muestra abarca sedimentos desde gránulos (-1Φ o 2000μ) hasta las arenas medias (2Φ o 250μ), de acuerdo con la composición sedimentaria y en base a los porcentajes individuales (tabla 20), se clasificó como un depósito pobremente seleccionado, el porcentaje acumulado para la carga de tracción es de 34.786% (tabla 20), lo que permite identificar un buen desarrollo de este transporte. En cuanto a los sedimentos que han sido transportados por saltación, corresponden a arenas finas (3Φ o 125μ) y representan un 39.027% del total; con una buena selección al estar compuesta sólo de arenas finas, presentando así un buen desarrollo de la carga de saltación. Por último, las partículas de arenas que fueron transportadas como carga de suspensión, corresponden a las arenas muy finas (4Φ o 63μ), con un porcentaje de 26.186%, y con buen desarrollo de este tipo de transporte. Al igual que en la anteriores cargas de suspensión, se debe considerar la presencia de sedimentos menores a 4Φ (63μ), ya que son fracciones transportadas por este mecanismo y con un porcentaje del 44.52% de los 100 gr. de muestra extraída.

El último sector donde se obtuvo muestras corresponde al sector Caleta Totalillo Norte, al igual que en Caleta Cruz Grande, se presentan costras calcáreas masivas, diferenciándose porque existen tres capas costras calcáreas, permitiendo recolectar tres muestras, identificadas como Caleta Totalillo Norte 1, 2 y 3.

El primer segmento de la curva log – probabilística (Fig. 64) corresponde a los sedimentos transportados por tracción, en el caso de las tres muestras, presentan el mismo punto de truncamiento, correspondiente al 0Φ , abarcando desde gránulo (-1Φ o 2000mm) hasta las arenas muy gruesas (0Φ o 1000mm) (tabla 20). De acuerdo con los porcentajes acumulados para las tres muestras de este tipo de transporte, estas son inferiores al 5%, siendo en el caso de Caleta Totalillo Norte 1 un 2.910%, Caleta Totalillo Norte 2 un 4.494% y Caleta Totalillo Norte 3 con un 1.817% (tabla 20), en cuanto a la selección de los sedimentos, Caleta Totalillo Norte 1 y 3 presentan una moderada selección, en la muestras de Caleta Totalillo Norte 2 sus sedimentos están bien seleccionados. Lo relacionado a su desarrollo, se puede observar en la figura 62 que Caleta Totalillo Norte 1 y 3 presentan un buen desarrollo de la carga de tracción, pero en Caleta Totalillo Norte 2 no se logra destacar, ya que no se diferencia con la pendiente de la carga de saltación. En comparación a las dos muestras de Caleta Cruz Grande, en las tres muestras Caleta Totalillo Norte, presentan nulas variaciones porcentuales, las tres muestras presentan gránulos, lo que en el caso de Caleta Totalillo Norte 1 corresponderían a material arrastrado por el glacis (*Pediment*), asociado también a la baja pendientes entre ambas terrazas, en el caso de Caleta Totalillo Norte 2 y 3 la presencia de los gránulos, se puede asociar a un ambiente depositacional de facie de playa (*foreshore*), BOGGS (2006) señala que en facie de playa (*foreshore*) predominan las arenas finas y medias, y que también pueden encontrarse gravas y gránulos.

Al igual que en la descripción anterior, las tres muestras presentan el mismo punto de truncamiento límite para las cargas transportadas por saltación, en los 3Φ (125μ), abarcando sedimentos como arenas gruesas (1Φ o 500μ), medias (2Φ o 250μ) y finas (3Φ o 125μ). Dentro de las observaciones hechas a las tres muestras se puede apreciar la diferencia que existe entre la muestra de Caleta Totalillo Norte 2 y las muestras de Caleta Totalillo Norte 1 y 3, en estas dos últimas muestras se identifican dos sub segmentos de carga de saltación y de acuerdo a VISHNER (1969) corresponderían a la acción de la saca (*swash*) y la resaca (*backwash*); en el caso de estas dos muestras el punto de quiebre del sub segmentos se da en los 2Φ (250μ). En el caso de Caleta Totalillo Norte 1 y 3, la carga de saltación correspondiente a la saca (*swash*) presenta fracciones entre las arenas gruesas y media, donde la suma de sus porcentajes es de 38.955% y de 46.384% (tabla 20). En el caso de la saltación asociada al sub segmento de la resaca (*backwash*), sus sedimentos corresponden a las arenas finas y sus porcentajes son 46.006% y 44.335%. En el caso de Caleta Totalillo Norte 2 la carga de saltación no evidencia sub segmento relacionado a la saca y resaca, la suma de sus porcentajes es de 92.644%, abarcando desde arenas gruesas hasta arenas finas (tabla 20). Las tres muestras presentan una moderada selección de sus arenas y un buen desarrollo de la carga de saltación.

Por último, las arenas que fueron transportadas por suspensión, corresponden en el caso de las tres muestras a las arenas muy finas (4Φ o 63μ) (Fig. 64). En el caso de Caletas Totalillo Norte 1, 2 y 3, sus porcentajes son de 12.128%, 2.862% y 7.464% (tabla 20), las tres con un buen desarrollo de

la carga de suspensión, en cuanto a la selección de los sedimentos para esta carga, no se puede establecer, ya que la presencia de fracciones como el limo y arcilla del total de las muestras es considerable, para Caleta Totalillo Norte 1, un porcentaje de 25.13%, para Caleta Totalillo Norte 2 un 9.11% y para Caleta Totalillo Norte 3 un 10.29% (tabla 20). Las diferencias en cuanto a los porcentajes se pueden relacionar, al igual que en las muestras Caleta Cruz Grande, con la presencia y protección que generan las costras calcáreas masivas, en el caso de Caleta Totalillo Norte 1, la cercanía al glacis (*pediment*) y cono aluvial, explica la mayor presencia de limo y arcilla, sedimentos que por la impermeabilidad de la primera costra calcárea masiva, no precipitan a la segunda muestra. No obstante, para las muestras de Caleta Totalillo Norte 2 y 3 la presencia de limo y arcilla corresponden a las partículas propias transportadas por un ambiente deposicional de facie de playa (*foreshore*).

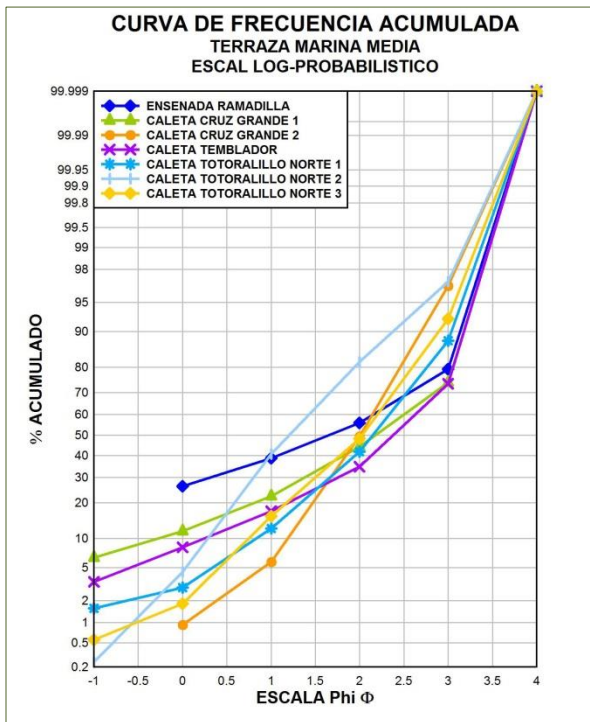


Fig. 64 Curva de frecuencia acumulada log-probabilística para TMM, se observa los truncamientos para transporte de tracción, saltación y suspensión.

Fuente: Proyecto 1120234.

c) PARÁMETROS ESTADÍSTICOS PARA LA TERRAZA MARINA MEDIA (TMM)

Los valores estadísticos obtenidos para la TMM en base a FOLK y WARD (1957) y calculadas con GRADISTAT, indican que la Media (M_z), se encuentra entre los 1.605 y los 2.427 Φ , lo que equivale según la escala granulométrica de UDDEN – WENTWORTH (BLOTT & PYE, 2001), a arenas medias y finas, siendo las arenas finas las que predominan en la TMM (tabla 21).

La tabla 21 muestra los valores de la desviación estándar (σ_1) para las muestras de la TMM, y se encuentra entre los siguientes valores expresados en Phi, 0.623 y 1.591, rango que clasifican a los sedimentos entre moderadamente bien seleccionados a mal seleccionados. Para las muestras de Ensenada Ramadilla, Caleta Cruz Grande 1 y Caleta Temblador, los valores corresponde a arenas mal seleccionadas, lo que indica que los sedimentos han tenido poco transporte. En comparación

con las muestras de Caleta Totoralillo Norte 1, 2 y 3, donde la selección de las arenas según los valores corresponden a sedimentos moderadamente seleccionados, lo que indica que el transporte de estas arenas fue mayor. A diferencia de los sectores con muestra de sedimentos mal seleccionados, donde la presencia de partículas como el limo y arcilla es mayor, en el caso de las muestras de Caleta Totoralillo Norte 1, 2 y 3 (moderadamente seleccionado), sólo la capa superficial presenta un 35% de contenido de limo y arcilla, para las capas bajo las costras calcáreas masivas, estas partículas son aproximadamente el 10%. Esto reafirma la capacidad protectora de la costra calcárea masiva.

En el caso de la muestra de Caleta Cruz Grande 2, el valor de la desviación estándar es de 0.623, lo que se traduce como moderadamente bien seleccionada, lo que significa un transporte mayor en comparación con los otros puntos, el porcentaje de limo y arcilla es de 0.44%, y debido a su posición bajo la costra calcárea masiva y al igual que en las muestras de Caleta Totoralillo Norte 2 y 3, se encuentra protegida.

Como segundo valor estadístico para la TMM está la Asimetría (S_{K1}). El rango de valores es entre -0.456 y 0.04Φ , que corresponde a sedimentos clasificados como asimetría muy positiva y simétrica, predominando las arenas con asimetría Muy positiva. Sólo en las muestras de Ensenada Ramadilla y Caleta Totoralillo Norte 2, las arenas son simétricas. La asimetría muy positiva, indica que existe una preponderancia de granos finos, lo que concuerda con los valores de la Media, señalando que la depositación de estos sedimentos se realizó en un ambiente tranquilo y que la adición de arenas finas puede ser por la actividad eólica posterior a su depositación. En cuanto a los dos puntos, con una clasificación simétrica de las arenas, se observa que la distribución de los granos es relativamente homogénea, donde no predominan los granos finos ni gruesos, no obstante, en cuanto a su ambiente depositacional, DUANE (1964 en ESTRADA, 2007), sugiere que es una mezcla entre arenas de playa y de río, explicaría estas condición y concuerda con la presencia de la Quebradas Honda, al sur del área de estudio y que en condiciones ambientales distintas a las actuales, aportaría con estos sedimentos.

La Curtosis (K_G), para la TMM se encuentra con valores entre el rango de 0.596 y 1.138Φ , que en base a la clasificación de FOLK & WARD (1957), corresponde a sedimentos que están entre muy platicúrticos hasta leptocúrtico, evidenciando también muestras con distribución mesocúrtica. La característica mesocúrtica, señala que no existe un dominio en la dispersión de la curva de frecuencia entre la parte central y los extremos, como ocurre en Caleta Cruz Grande 1, Caleta Temblador y Caleta Totoralillo Norte 3. En el caso de Caleta Cruz Grande 2 y Caleta Totoralillo Norte 2, las muestras se clasifican como platicúrtica y evidencia un predominio de los extremos en relación con la parte central. En las muestras de Caleta Totoralillo Norte 1, se presenta la situación inversa, ya que se clasifica su dispersión como leptocúrtica, donde la parte central de la curva predomina en contraste sus extremos. Finalmente la muestra de Ensenada Ramadilla, muestra la situación extrema, ya que su dispersión en función de la curva de frecuencia es clasificada como muy platicúrtica, donde los extremos presentan un mayor dominio que los sedimentos ubicados en la parte central.

TABLA 21 Parámetros estadísticos de FOLK & WARD (1957) para granulometría de la TMM.

ENSENADA RAMADILLA			
MEDIA (M_z)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (σ_1)	ASIMETRÍA (SK_1)	CURTOSIS (K_G)
1.743	1.591	-0.054	0.596
Arena media	Mal seleccionada	Simétrica	Muy platicúrtica
CALETA CRUZ GRANDE 1			
MEDIA (M_z)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (σ_1)	ASIMETRÍA (SK_1)	CURTOSIS (K_G)
2.314	1.5	-0.369	1.058
Arena fina	Mal seleccionada	Muy positiva	Mesocúrtica
CALETA CRUZ GRANDE 2			
MEDIA (M_z)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (σ_1)	ASIMETRÍA (SK_1)	CURTOSIS (K_G)
2.318	0.623	-0.456	0.811
Arena fina	Moderadamente bien seleccionada	Muy positiva	Platicúrtica
CALETA TEMBLADOR			
MEDIA (M_z)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (σ_1)	ASIMETRÍA (SK_1)	CURTOSIS (K_G)
2.427	1.325	-0.35	0.97
Arena fina	Mal seleccionada	Muy positiva	Mesocúrtica
CALETA TOTORALILLO NORTE 1			
MEDIA (M_z)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (σ_1)	ASIMETRÍA (SK_1)	CURTOSIS (K_G)
2.36	0.83	-0.34	1.138
Arena fina	Moderadamente seleccionada	Muy positiva	Leptocúrtica
CALETA TOTORALILLO NORTE 2			
MEDIA (M_z)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (σ_1)	ASIMETRÍA (SK_1)	CURTOSIS (K_G)
1.605	0.842	0.04	0.875
Arena media	Moderadamente seleccionada	Simétrica	Platicúrtica
CALETA TOTORALILLO NORTE 2			
MEDIA (M_z)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (σ_1)	ASIMETRÍA (SK_1)	CURTOSIS (K_G)
2.298	0.81	-0.333	1.078
Arena fina	Moderadamente seleccionada	Muy positiva	Mesocúrtica

FUENTE: Proyecto 1120234.

d) FUNCIÓN DISCRIMINANTE LINEAL (FDL) Y AMBIENTE DEPOSITACIONAL PARA LA TERRAZA MARINA MEDIA (TMM)

Después de obtener los valores estadísticos para TMM, se utilizó la Función Discriminante Lineal (FDL) para determinar el ambiente depositacional de los sedimentos depositados en este nivel de terraza marina.

Al igual que en la TMA la primera FDL corresponde a la identificación de ambiente depositacional entre un ambiente eólico o uno de playa. Como se señala en la tabla 22, se puede observar que para todos los puntos donde se obtuvieron las muestras existe un predominio de sedimentos depositados en un ambiente de playa, siendo sólo en la muestra de Caleta Cruz Grande 2, donde se presentan sedimentos depositados en un ambiente eólico.

Una vez que se ha aplicado la primera FDL, se procede a calcular la segunda FDL, la cual determina si los sedimentos corresponden a un ambiente depositacional entre playa o de agua poco

profundas. Como se señala en la tabla 22, las siete muestras obtenidas en la TMM, indican que los sedimentos depositados corresponden a un ambiente de aguas poco profundas.

La importancia de los sedimentos depositados en esta terraza marina, especialmente en Caleta Cruz Grande 2, donde las arenas según la primera FDL corresponden a sedimentos depositados por acción eólica, y que de acuerdo con la segunda FDL, serían arenas de agua poco profunda. En relación con los datos obtenidos por ambas FDL, se interpreta que durante la formación de la terraza marina, especialmente en una transgresión, las arenas corresponden a un ambiente de aguas someras, posteriormente cuando el nivel del mar sufre una regresión marina y estos sedimentos quedan descubiertos, la acción del viento comienza a transportar estos sedimentos y a depositar y cubrir otros sectores.

TABLA 22 Ambiente depositacional según FDL de SAHU (1964) para la TMM.

TERRAZA MARINA MEDIA	EÓLICO V/S PLAYA	PLAYA V/S AGUA POCO PROFUNDA
ENSENADA RAMADILLA	5.1172	203.6644
	Playa	Agua poco profunda
CALETA CRUZ GRANDE 1	4.1307	196.9656
	Playa	Agua poco profunda
CALETA CRUZ GRANDE 2	-3.3638	68.5404
	Eólico	Agua poco profunda
CALETA TEMBLADOR	1.5840	164.9652
	Playa	Agua poco profunda
CALETA TOTORALILLO NORTE 1	-1.6231	97.1126
	Playa	Agua poco profunda
CALETA TOTORALILLO NORTE 2	-0.4624	88.6261
	Playa	Agua poco profunda
CALETA TOTORALILLO NORTE 3	-1.7246	93.0033
	Playa	Agua poco profunda

FUENTE: Proyecto 1120234.

4.3.3 COMPONENTES GRANULOMÉTRICOS DE PLAYAS ACTUALES

a) GRANULOMETRÍA DE PLAYAS ACTUALES

Como se identificó anteriormente en la caracterización geomorfológica del área de estudio, las playas actuales en las cuales se realizó el análisis granulométrico corresponden a los mismos sectores donde se obtuvieron las muestras para las TMA y TMM. Las playas actuales donde se trabajó corresponden a Ensenada Ramadilla, Caleta Tinajas, Caleta Cruz Grande y Caleta Temblador. En el caso de Caleta Totalillo Norte, al ser una playa de rodados muy homogénea, no presenta sedimentos iguales o menores a 2000 mm (-1Φ), por lo cual no se consideró para la elaboración de las Curvas de frecuencia acumulada. En cuantos a las dimensiones todas las playa, son clasificadas como *pocket beach* o playas de bolsillo.

Respecto a la granulometría, las muestras de las playas, abarcan sedimentos con tamaños entre 0Φ (1000 mm) y los 4Φ (63μ). De acuerdo con la escala granulométrica de UDDEN – WENTWORTH (BLOTT & PYE, 2001), equivalen a arenas muy gruesas a muy finas.

Como resultado del proceso de tamizados, la tabla 23 se observa, que en las cuatro muestras presentan diferencias en relación a composición granulométrica.

En el sector de Ensenada Ramadilla (tabla 23), se aprecia el predominio de las arenas muy gruesas (0Φ ; 1000mm) y de arenas gruesas (1Φ ; 500 μ), ya que estas dos fracciones de arenas concentra el 99.047% acumulado de toda la muestra, siendo las arenas muy gruesas las que contienen caso el doble (65.252%) del porcentaje de las arenas gruesas (33.796%). El resto de las arenas van desde los 2Φ a 4Φ (250 μ ; 63 μ), es decir arenas medias a muy finas, con un porcentaje acumulado de 0.953%, siendo las arenas medias (2Φ ; 250 μ) las que concentran el 0.939%, evidenciando la casi nula presencia de arenas finas y muy finas.

En el caso de las caletas Tinajas, Cruz Grande y Temblador (tabla 23), la mayor concentración se presenta entre las arenas medias (2Φ ; 250 μ) y finas (3Φ ; 125 μ). En Caleta Tinajas, estas arenas representan el 61.175% del total, siendo las arenas medias con un 52.918% las que dominan, para las arenas muy gruesas (0Φ ; 1000mm) y muy finas (4Φ ; 63 μ) ambas sólo acumulan un 1.355%. En la muestra de Caleta Cruz Grande, las arenas medias y finas son el 95.075% del total de la muestra, siendo las arenas finas las que concentran el mayor porcentaje, con un 73.856%, en el caso de las arenas muy gruesas (0Φ ; 1000mm), gruesa (1Φ ; 500 μ) y muy finas (4Φ ; 63 μ), acumulan sólo el 4.706%, las arenas muy finas presentan mayor porcentaje. La muestras de Caleta Temblador, presenta una composición muy similar que Caleta Cruz Grande, ya que las arenas medias y finas concentran el 97.974% del total, donde las arenas finas son el 58.991%, a diferencia en Caleta Cruz Grande, la acumulación de las estas fracciones es más similar a lo ocurrido en Caleta Tinajas, donde existe una distribución más homogénea entre las arenas medias y finas (tabla 23).

TABLA 23 Porcentaje de peso individual y acumulado para la granulometría de las playas actuales.

TAMIZ	ENSENADA RAMADILLA		CALETA TINAJAS		CALETA CRUZ GRANDE		CALETA TEMBLADOR	
	% P	% A	% P	% A	% P	% A	% P	% A
4 Φ	0.010	100	0.103	100	3.976	100	0.414	100
3 Φ	0.004	99.990	35.257	99.897	73.856	96.015	58.991	99.586
2 Φ	0.939	99.986	52.918	64.628	21.219	21.997	38.983	40.638
1 Φ	33.796	99.047	10.437	11.693	0.506	0.731	1.403	1.614
0 Φ	65.252	65.252	1.252	1.252	0.224	0.224	0.290	0.290

% P = Porcentaje por peso individual; % A = Porcentaje por peso acumulado.

Fuente: Proyecto 1120234.

b) CURVAS DE FRECUENCIA ACUMULADA ARITMÉTICA Y LOG – PROBABILÍSTICA PARA PLAYAS ACTUALES

Las curvas de frecuencias acumuladas aritmética y log – probabilística, se realizaron sólo para las muestras de cuatro de las cinco playas actuales, quedando fuera la playa de Caleta Totoralillo Norte.

En la figura 65, se observar una marcada diferencia entre la forma de la curva de Ensenada Ramadilla y las curvas de Caleta Tinajas, Caleta Cruz Grande y Caleta Temblador. En el caso de Ensenada Ramadilla la curva comienza en los 65.252%, para las arenas muy gruesas (0Φ ; 1000mm) y las arenas gruesas (1Φ ; 500 μ) concentran un 33.796%, entre ambas fracciones concentran el 99.047% del peso acumulado. Las arenas gruesas marcan la inflexión hacia las arenas medias (2Φ ; 250 μ), finas (3Φ ; 125 μ) y muy finas (4Φ ; 63 μ), estas tres fracciones concentran el 0.014% del peso total. En el caso de Caleta Tinajas, Cruz Grande y Caleta Temblador, se observa en comparación con Ensenada Ramadilla, que estas tres curvas presentan dos puntos de inflexión, la primera inflexión para las tres muestras corresponde a las arenas gruesas (1Φ ; 500 μ), la segunda inflexión, ocurre para las tres muestras en las fracción de arenas finas (3Φ ; 125 μ). Dado la presencia de estos dos puntos de inflexión, las muestras de Caleta Tinajas, Cruz Grande y Temblador presentan una forma sigmoideal, muy característica de playa del litoral central estudiadas por VERDEJO (1960 en SEPÚLVEDA, 2013).

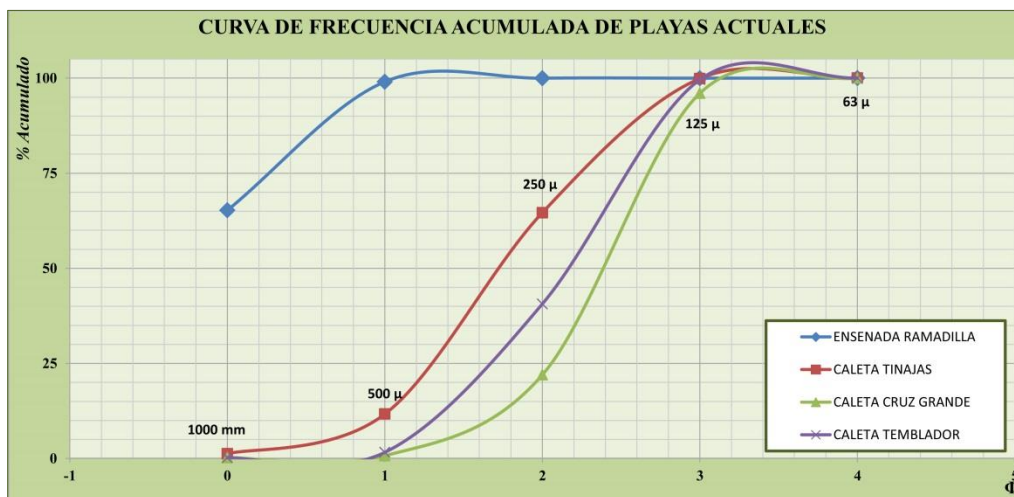


Fig. 65 Curva de frecuencia acumulada aritmética para las playas actuales. **Fuente:** Proyecto 1120234.

Las curvas log – probabilísticas realizada a las playas actuales presenta diferencias en cuanto a la forma de las curvas entre las muestras de las cuatro playas, estas diferencias corresponden a los puntos de quiebre o truncamiento, ya que el truncamiento entre la carga de saltación y suspensión es la misma para la Caleta Tinajas, Caleta Cruz Grande y Caleta Temblador y diferente para Ensenada Ramadilla (Fig. 66).

En el caso de la playa de Ensenada Ramadilla (Fig. 66), se debe considerar el porcentaje de material calcáreo compuesto por fragmentos de conchas, el cual es del 10% del total de la muestra. En

cuanto a la curva log – probabilística de Ensenada Ramadilla, presenta un primer segmento correspondiente al transporte por tracción, este segmento abarca a las arenas muy gruesas (0Φ ; 1000mm) y gruesas (1Φ ; 500 μ), siendo las arenas gruesas donde se produce el truncamiento entre la carga de tracción y saltación, el porcentaje acumulado de estas arenas es de 99.047% (tabla 23), la selección de sus arenas se catalogan como moderadamente seleccionadas, presentan de acuerdo a su porcentaje un buen desarrollo del transporte por tracción. El segundo segmento corresponde a las partículas transportadas por saltación, abarcando a las arenas medias (2Φ ; 250 μ). La carga de saltación presenta un porcentaje de 0.939% (tabla 23), el segmento de carga de saltación de Ensenada Ramadilla no presenta sub segmento que identifique a la acción de saca (*swash*) y la resaca (*backwash*). El segmento de saltación presenta una buena selección de sus arenas, pero un mal desarrollo de la carga de saltación en cuanto a su porcentaje y su forma, la cual no presenta un cambio importante con el segmento del transporte de tracción. Finalmente los sedimentos transportados por suspensión corresponden a las arenas finas (3Φ ; 125 μ) y muy finas (4Φ ; 63 μ), la suma de su porcentaje acumulado es de 0.014%, de acuerdo a la composición de sus arenas estas son moderadamente seleccionadas y presenta un buen desarrollo de la carga de suspensión, dado que se observa un importante cambio entre la carga de saltación y la suspensión.

En cuanto a las curvas log – probabilísticas correspondientes a las playas de Caleta Tinajas, Cruz Grande y Temblador (Fig. 66), estas presentan curvas con formas casi similares, con variaciones en sus extremos y en los porcentajes acumulados e individuales. Sin embargo, las principales similitudes que se observan en las tres curvas son los dos puntos de truncamiento y la presencia de sub segmentos en la carga de saltación, las que corresponderán a la acción de la saca (*swash*) y la resaca (*backwash*). En el caso de primer truncamiento, ocurre en las arenas gruesas (1Φ), separando el transporte de tracción con el de saltación; el segundo punto de truncamiento se da en los 3Φ (125 μ) y diferencia al transporte de sedimentos por saltación con los de suspensión.

El primer segmento de las curvas corresponde a los sedimentos que son transportados por tracción, en el caso de Caleta Tinajas, Caleta Cruz Grande y Caleta Temblador, este segmento abarca a las arenas muy gruesas (0Φ ; 1000mm) y gruesas (1Φ ; 500 μ) (Fig. 66). En cuanto a los porcentajes acumulados por la carga de tracción, se observa que en la muestra de Caleta Tinajas es de 11.693%, en Caleta Cruz Grande de un 0.731% y en Caleta Temblador de 1.614% (tabla 23). En cuanto a la selección de los sedimentos Caleta Tinajas presentan arenas bien seleccionadas, debido al mayor porcentaje de las arenas finas, en el caso de la muestra de Caleta Cruz Grande y Caleta Temblador las arenas presentan una moderada selección, debido a que no existe un predominio de una arena por sobre la otra. El desarrollo de la carga de tracción para Caleta Tinajas no destaca un buen desarrollo de este segmento, ya que no se nota un cambio entre la carga de tracción y de saltación. En el caso de las muestras de Caleta Cruz Grande y Caleta Temblador, a pesar de contar con menos porcentaje acumulado, si logra un buen desarrollo de la carga de tracción, ya que claramente se nota el truncamiento con la carga de saltación.

El segundo segmento de las curvas corresponde a los sedimentos transportados por saltación, en el caso de las muestras de las tres caletas estas abarcan arenas medias (2Φ ; 250 μ) y finas (3Φ ; 125 μ) (Fig. 66). Como se estableció anteriormente, una de las características de la carga de saltación, es la presencia de sub segmentos que evidencian la acción de la saca (*swash*) y la resaca (*backwash*) para

las tres playas. Se observa en la tabla 23 que la suma de los porcentajes individuales son para Caleta Tinajas un 88.175%, donde el 52.918% es de saca y el 35.257% resaca; la muestras de Caleta Cruz Grande este segmento tiene un total de 95.075%, del cual un 21.219% es saca y el 35.257% resaca; Caleta Temblador, la saltación tiene un total de 97.974%, donde la saca es un 38.983% y la resaca un 58.991%; Los valores obtenidos para las tres muestras señalan que la saca corresponde a las arenas medias y las arenas finas para la resaca. La selección de las arenas para la carga de saltación de las tres muestras es de moderada selección. Se observa que las tres curvas presentan un muy buen desarrollo de la carga de saltación y concuerdan con la forma de las curvas de playas analizadas y descritas VISHER (1969) en la bahía de Florida.

Finalmente los sedimentos que pertenecen al transporte por suspensión corresponden en el caso de las tres curvas a las arenas muy finas (4Φ ; 63μ); sólo para las playas de Caleta Tinajas (0.034%) y Caleta Cruz Grande (0.220%) se obtuvieron sedimentos de limo y arcilla. En cuanto al porcentaje correspondiente a la carga de suspensión, se obtuvo para las muestras de Caleta Tinajas un 0.103%, Caleta Cruz Grande un 3.976% y Caleta Temblador un 0.414% (tabla 23). Se observa un buen desarrollo de la carga de suspensión en la playa Caleta Tinajas, donde se observa un cambio con respecto a la carga de saltación, sin embargo en el caso de Caleta Cruz Grande y Caleta Temblador, se aprecia un mal desarrollo de la carga de suspensión, ya que no se observa un importante cambio en la pendiente en relación con la carga de saltación, especialmente para la muestra de Caleta Cruz Grande.

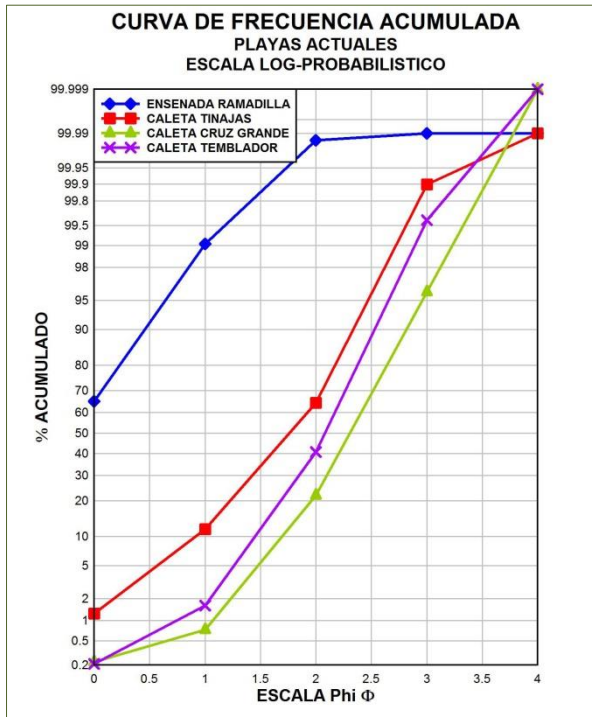


Fig. 66 Curva de frecuencia acumulada log-probabilística para las playas Actuales, se observa los truncamientos para transporte de tracción, saltación y suspensión.

Fuente: Proyecto 1120234.

c) PARÁMETROS ESTADÍSTICOS PARA PLAYAS ACTUALES

La tabla 24 muestra los valores estadísticos de acuerdo a los parámetros propuestos por FOLK & WARD (1957). El primer valores corresponde a la Media (M_z), esta se encuentran entre los 0.098 y los 2.482 Φ , y en función de la escala propuesta por UDDEN – WENTWORTH (BLOTT & PYE, 2001), predominan las arenas finas, siendo sólo en el caso de Ensenada Ramadilla donde la media corresponde a arenas gruesas (0.098Φ).

En el caso de la Desviación Estándar (σ_1) la tabla 24 muestras los valores obtenidos, se encuentran entre el rango de 0.476 y 0.648 Φ , valores que clasifican a las arenas de acuerdo a la escala de FOLK y WARD (1957) como bien seleccionada y moderadamente bien seleccionada. Las playas bien seleccionadas como son Ensenada Ramadilla y Caleta Cruz Grande, se observan diferencias en su composición, ya que en la muestra de Ensenada Ramadilla el 99.047% corresponden a arenas muy gruesas y gruesas, pero en el caso de la muestra de la playa de Caleta Cruz Grande su selección es del 95.075% y corresponde a arenas medias y finas.

La Asimetría (S_{K1}) obtenida para las playas actuales clasifica a las arenas como muy positivas a muy negativas, donde los valores se encuentran entre los -0.461 a los 0.537 Φ (tabla 24). Las muestras de las playas de Caleta Cruz Grande y Caleta Temblador registran asimetría muy positiva, lo que se traduce en la presencia de sedimentos finos como son las arenas medias y finas. La presencia de asimetría muy positiva, con un dominio de las arenas media y finas, indican un ambiente depositacional tranquilo y que concuerda con la presencia de un tipo de playa dominado por olas Reflectiva de baja energía. En el caso de Caleta Tinajas la asimetría obtenida corresponde a negativa, lo que se expresa en una mejor distribución en relación con la media de los granos gruesos como son las arenas medias y gruesas, en relación a la playa de Caleta Tinajas el tipo de playa dominado por olas es de Barra y playa rítmica, donde la energía de oleaje es mayor, lo que permite una mayor depositación de granos gruesos como son las fracciones que predominan en esta playa. Por último se encuentra Ensenada Ramadilla, donde su asimetría corresponde a muy negativa, lo que corresponde a una mayor distribución de granos gruesos, concordante con el mayor porcentaje de arenas muy gruesas y gruesas. A diferencia de la Caleta Tinajas donde su asimetría también es negativa y presenta granos gruesos, en Ensenada Ramadilla, su tipo de playa dominado por olas es Reflectiva, pero de mayor energía que en las Caletas Cruz Grande y Temblador, donde también son Reflectiva, permitiendo así depositar granos mayores.

El último valor estadístico calculado para las playas correspondientes a la Curtosis (K_G), se observa en la tabla 24, que las cuatro muestras se encuentran entre los 0.592 y los 1.611 Φ , y de acuerdo con la clasificación de FOLK & WARD (1957), se expresa entre muy platicúrtica a muy leptocúrtica, lo que evidencia una variedad en la distribución de los granos de arena en las cuatro muestras. Las playas de Ensenada Ramadilla y Caleta Temblador, como resultados de curtosis muy platicúrtica. En el caso de Caleta Tinajas, la distribución de sus granos en función de la curtosis, obtienen una clasificación mesocúrtica. Finalmente para Caleta Cruz Grande, el valor obtenido de curtosis es muy leptocúrtica.

TABLA 24 Parámetros estadísticos de FOLK & WARD (1957) para granulometría de playas actuales.

ENSENADA RAMADILLA			
MEDIA (M_z)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (σ_1)	ASIMETRÍA (SK_1)	CURTOSIS (K_G)
0.098	0.496	0.537	0.605
Arena gruesa	Bien seleccionada	Muy negativa	Muy platicúrtica
CALETA TINAJAS			
MEDIA (M_z)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (σ_1)	ASIMETRÍA (SK_1)	CURTOSIS (K_G)
2.053	0.648	0.209	0.916
Arena fina	Moderadamente seleccionada	Negativa	Mesocúrtica
CALETA CRUZ GRANDE			
MEDIA (M_z)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (σ_1)	ASIMETRÍA (SK_1)	CURTOSIS (K_G)
2.482	0.476	-0.543	1.611
Arena fina	Bien seleccionada	Muy positiva	Muy leptocúrtica
CALETA TEMBLADOR			
MEDIA (M_z)	DESVIACIÓN ESTÁNDAR (σ_1)	ASIMETRÍA (SK_1)	CURTOSIS (K_G)
2.367	0.51	-0.461	0.592
Arena fina	Moderadamente bien seleccionada	Muy positiva	Muy platicúrtica

FUENTE: Proyecto 1120234.

d) FUNCIÓN DISCRIMINANTE LINEAL (FDL) Y AMBIENTE DEPOSITACIONAL PARA PLAYAS ACTUALES

Para las Playas actuales, una vez obtenido los parámetros estadísticos establecidos por FOLK y WARD (1957), se procesa a discriminar el ambiente depositacional mediante la FDL. Para ello, la primera FDL es entre un ambiente depositacional de eólico versus uno de playa. Los resultados de las cuatro muestras tomadas para las playas actuales aparecen en la tabla 25, se observa que las arenas muestreadas corresponden en su mayoría a un ambiente depositacional de tipo playa, siendo sólo en Caleta Temblador donde las muestras arrojaron como resultado que su depositación corresponde a un ambiente eólico.

Después de aplicar la primera FDL, se da paso a calcular la segunda FDL, donde se discrimina entre un ambiente depositacional de playa o de aguas poco profundas. Como aparece en la tabla 25, se observa que en la playa de Ensenada Ramadilla y Caleta Temblador la FDL arrojó como resultado que las arenas de ambos sectores pertenecen a un ambiente de playa. En cuanto a la Caleta Tinajas y Caleta Cruz Grande, se obtienen como resultados de esta segunda FDL, que ambas playas, sus sedimentos corresponden a un ambiente depositacional de agua poco profundas.

TABLA 25 Ambiente depositacional según FDL de SAHU (1964) para las playas actuales.

TERRAZA MARINA ALTA	EÓLICO V/S PLAYA	PLAYA V/S AGUA POCO PROFUNDA
ENSENADA RAMADILLA	1.3294	38.6182
	Playa	Playa
CALETA TINAJAS	-2.3545	80.4641
	Playa	Agua poco profunda
CALETA CRUZ GRANDE	-1.8756	73.7203
	Playa	Agua poco profunda
CALETA TEMBLADOR	-4.6841	56.7518
	Eólico	Playa

FUENTE: Proyecto 1120234.

CAPÍTULO V DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

5.1 DISCUSIONES

5.1.1 EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LAS TERRAZAS MARINAS DE LA FRANJA COSTERA OCCIDENTAL DEL CORDÓN SARCO: PROCESOS Y FORMAS

a) CONSIDERACIONES EVOLUTIVAS PARA LA FORMACIÓN DE LAS TERRAZAS MARINAS

En función a la clasificación taxonómica regional propuesta por ARAYA-VERGARA (1976), la unidad predominante en el área de estudio, corresponde al sistema de vertientes del Cordón Sarco, en la cual se desarrollaron las terrazas marinas (PASKOFF, 1970; ARAYA-VERGARA, 1976; FERRANDO y MUÑOZ, 1977). A lo largo de este segmento se identificaron tres niveles de terrazas marinas, denominadas en esta investigación como Terraza Marina Alta (TMA), Terraza Marina Media (TMM), y Terraza Marina Baja (TMB). Los paleo acantilados que marcan la altura de las terrazas marinas se encuentran a ~160 m.s.n.m., ~75 m.s.n.m. y ~28 m.s.n.m., respectivamente. De acuerdo con SAILLARD (2008), los niveles equivalentes a la TMA y la TMM se clasifican como terrazas de abrasión marinas (*wave-cut platforms*), y la TMB como terraza marina con depósitos (*wave-built terraces*).

PASKOFF (1970); ORTLIEB *et al.* (1987); MARQUARDT *et al.* (2004; 2005); LE ROUX *et al.* (2004; 2005; 2006); QUEZADA *et al.* (2007) y SAILLARD (2008), señalan que en el norte de Chile la presencia de terrazas marinas es el resultado de la acción combinada de procesos glacioeustáticos y de la tectónica, estos procesos se entienden y aplican para comprender la génesis de las terrazas marinas encontradas en el área de estudio de esta memoria.

La interpretación de la formación de las terrazas marinas de acuerdo a lo establecido por PASKOFF (1970); TRENHAILE (2000 en SAILLARD, 2008) y SAILLARD (2008), permitió modelizar computacionalmente a través de un diagrama evolutivo, la probable posición de la línea de costa asociada a los paleo acantilados de las terrazas marinas identificadas en el área de estudio (Fig. 67):

La unidad TMA presenta una baja pendiente que posibilitó la acción erosiva del mar, permitiendo el retroceso del acantilado y la formación de una plataforma de abrasión marina, tal como se aprecia en la figura 67 (a y b). Además, las características litológicas señaladas por TRENHAILE (2000 en SAILLARD, 2008) y SAILLARD (2008) como la disposición horizontal o sub horizontal de las capas y el buzamiento hacia el mar de las rocas extrusivas (Anexo 10) en la zona proximal y distal del área de estudio, es concordante con la presencia de más amplias terrazas de este nivel en esas zonas, encontrándose así una relación entre el modelado de terrazas y el modelo explicativo que planteó PASKOFF (1970) para la región.

La figura 67 (b y c) expresan la posición de los paleo acantilados de TMM y TMB, lo que permite evidenciar lo angosto que es TMM (Fig. 67 c), que como se ha señalado, es una unidad discontinua y que sólo se ha desarrollado en determinados sectores del área de estudio, coincidente con sectores

de la cordillera con fuerte pendiente, siguiendo la relación genética planteada PASKOFF (1970); TRENHAILE (2000 en SAILLARD, 2008) y SAILLARD (2008).

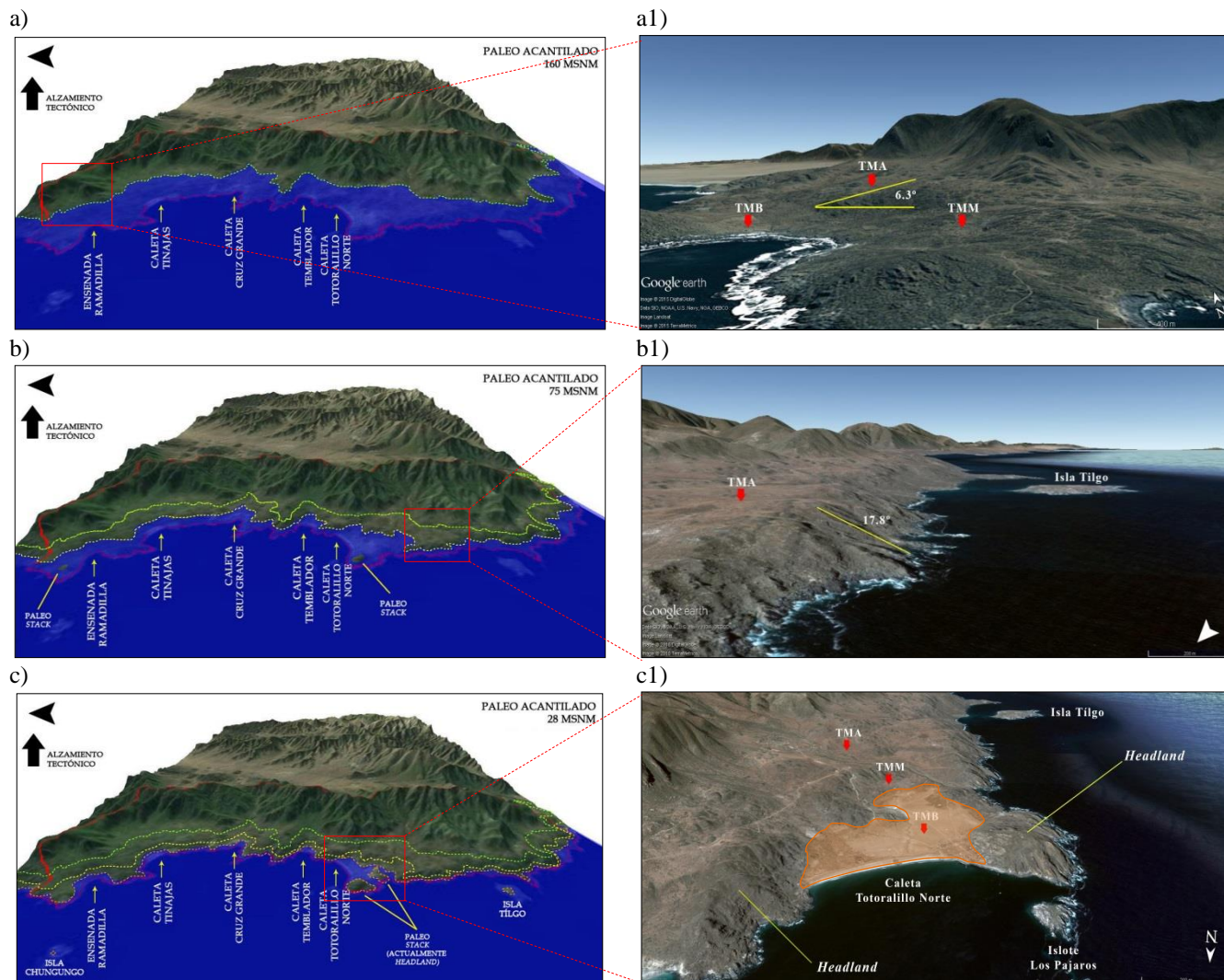


Fig. 67 Diagrama evolutivo de TMA, TMM y TMB, realizado a partir de los posición de los paleo acantilados de las tres terrazas marinas, según altitud medidas en terreno. Se trazaron en el modelo, las probables isolíneas de cada paleo acantilado. (a) Paleo acantilado de TMA (verde), se observa una línea de costa casi rectilínea muy cerca de la Cordillera de la Costa. La imagen a1 corresponde al sector de Ensenada Ramadilla. TMA presenta una pendiente de 6.3° , lo que evidencia la baja gradiente de este nivel. (b) Paleo acantilado de TMM (amarillo), se observa una línea de costa más sinuosa, con sectores con poca superficie con respecto al paleo acantilado de la TMA; destaca la presencia de *stacks*, que posteriormente pasaran a ser *headland*. La imagen b1, corresponde al sector sur de Caleta Totoralillo Norte, donde el escarpe del paleo acantilado de TMA se encuentra separado del océano por una angosta plataforma de abrasión marina. Este escarpe del paleo acantilado presenta una pendiente de 17.8° , pendiente mayor en comparación con la imagen a1, lo que indica la condición adversa a la formación de un nivel de terraza marina. (c) Corresponde a la posición del paleo acantilado de TMB (naranja); se aprecian los sectores en que localizaran las ensenadas donde se desarrolla la TMB, protegidas por *headland* tanto en la parte distal como proximal de la ensenada, así como también el surgimiento de la Isla Tilgo, que es concordante en altura con TMB. La imagen c1, corresponde al sector de Caleta Totoralillo Norte. El área achurada corresponde a la superficie de la TMB, en donde se observa la morfología de ensenada, delimitada por la presencia del paleo acantilado de la TMM y de *headland* a ambos lados de la superficie de la TMB, condición similar a la ensenada de la paleo bahía de Tongoy. **Fuente:** Google earth - Proyecto 1120234.

Las terrazas marinas con depósitos (*wave-built terraces*), como el nivel de TMB, se encuentran asociadas a bahías protegidas por *headland*, tal como como las terrazas similares identificadas por PASKOFF (1970); ORTLIEB y MACHARE (1990); MARQUARDT *et al.* (2004; 2005); LE ROUX *et al.* (2004; 2005; 2006); QUEZADA *et al.* (2007) y SAILLARD *et al.* (2012).

Con la ayuda del bloque diagrama de la figura 20 de SAILLARD *et al.* (2012), se realizó una interpretación a la formación y presencia de la TMB, que señalan que los sedimentos marinos que conforman las terrazas marinas de la paleo bahía de Tongoy, se depositaron dentro de esta ensenada protegida por el *headland*, que cumplen la función de los *horsts* del modelo explicativo de PASKOFF (1970). De acuerdo con esta característica morfológica, el diagrama evolutivo de las terrazas marinas del área de estudio (Fig. 67 c), concuerda con la morfología del bloque diagrama de SAILLARD *et al.* (2012), donde se observa la presencia de formas similares a las ensenadas protegidas por la presencia de *headland* que dan forma a la TMB. En Caleta Totoralillo Norte se ejemplifican estos hechos (fig. 67 c), con la presencia de dos *stack*, que han conformado el *headland* actual de la zona proximal de la bahía (Fig. 67 c1).

b) ASPECTOS MORFOLÓGICOS ASOCIADOS A LAS TERRAZAS MARINAS

De acuerdo con las características morfológicas observadas en la TMA, al encontrarse en contacto directo con las vertientes de la Cordillera de la Costa, aparecen conos aluviales y glaciares (*Pediment*) que cubren parte de esta terraza. Estas formas basales no corresponden a depósitos actuales, lo cual es concordante con lo observado por ARAYA-VERGARA (1980), SOTO *et al.* (2010; 2014) y AQUILAR (2010; *et al.*, 2013), ya que corresponden a formas heredadas, desarrolladas en periodos anteriores al Holoceno, específicamente a un clima subtropical con un potencial pluviométrico diferente al actual, presumiblemente asociados a los periodos entre el Mioceno y el Pleistoceno según las dataciones de EMPARÁN & PINEDA 2006, en los conos aluviales y glaciares de la cuenca de Tongoy. Las evidencias paleo climáticas y ambientales se encuentran en la alteración de las rocas graníticas y la presencia de caos de rocas asociados.

Estos sistemas de base de vertiente se activan durante eventos ENSO, especialmente durante El Niño, con eventos pluviométricos extremos en términos de intensidad y concentración. La acción de eventos extremos heredados se evidencia en los lechos torrenciales en la zona sur, evidenciada por la marcada indicción de los *talweg* y el calibre de los materiales en curso, tal como observado en Bahía de Carrizalillo, Bahía de Coquimbo y Bahía de Tongoy (PASKOFF, 1970; LE ROUX *et al.*, 2004; 2006; SAILLARD, 2008).

ARAYA-VERGARA (2008), establece que las formas depositacionales asociadas a la evolución de las vertientes se encuentran asociadas a los periodos glaciares, lo que señalaría que la presencia de estas formas, se encuentra relacionada a condiciones climáticas con un marcado aumento en las precipitaciones, lo que permite inferir que la depositación de sedimentos sobre las terrazas se encuentran vinculadas con la formación de los conos aluviales y glaciares (*Pediment*), así como la incisiones se encuentran asociadas a los periodos interglaciales, lo que equivale a establecer que a medida que fueron formando las terrazas marinas, estas también fueron disectadas por los *talwegs*

que actualmente llegan hasta la línea de costa, lo que asociado con la litología de la zona media, permite relacionar con la erosión de la superficie en esta zona.

Una característica del paisaje costero es la presencia de paleo *stacks*. De acuerdo con lo observado por SAILLARD (2008) en San Juan de Marcona (Perú) y Bahía de Tongoy (Chile) la presencia de estos paleo *stacks*, son indicadores de la estacionalidad y la velocidad de las regresiones marinas que han afectado a las terrazas marinas. Los paleo *stacks* se distribuyen en el área de estudio predominantes en la zona proximal y distal, asociadas a los sectores con rocas extrusivas, de la misma manera los *stacks* actuales mantienen esa distribución, como en Ensenada Ramadilla y Caleta Tinajas y no se observa en la zona media de rocas intrusivas.

Se encontró costras calcáreas en TMA y en TMM y restos de conchas de *Concholepas concholepas*; *Crepidula dilatata*; *Fissurella spp* y *Iselica chilensis* (Anexo 11), que son especies frecuentes a lo largo de la costa de Chile (GUZMAN *et al.*, 1998). En TMA y TMM la costra calcárea fue identificada en Caleta Cruz Grande, Caleta Temblador y Caleta Totalillo Norte. Estas costras calcáreas constituyen evidencias de condiciones climática pasadas, tal como lo evidenció PASKOFF (1970) en las terrazas marinas altas de Coquimbo y Tongoy, PFEIFFER (2011) en Tongoy y SEPÚLVEDA (2013) en la zona costera de la Isla de Juan Fernández, quienes aluden a un clima húmedo con precipitaciones que permiten la infiltración del carbonato cálcico, seguido por un clima seco donde la evaporación contribuye a la fijación del carbonato cálcico y la formación de las costras. De acuerdo a lo analizado por PFEIFFER (2011) en Tongoy, y haciendo la correlación con las costras calcáreas del área de estudio, éstas se habrían formado después de las regresiones marinas que formaron las tres terrazas marinas identificadas en Cordón Sarco.

En TMB se identificaron cordones litorales o *beach ridge*, formas que se constituyen en evidencias de los cambios del nivel del mar que marcan la posición paralela de antiguos niveles de playa (PASKOFF, 1970; ORTLIEB y MACHARE, 1990; OTA y PASKOFF, 1993; MARQUARDT *et al.*, 2004; LE ROUX *et al.*, 2004; 2005; 2006; QUEZADA *et al.*, 2007 y SAILLARD *et al.* 2012). CREIXELL *et al.*, (2012) identifica una secuencia de seis *beach ridge* en el sector de Caleta Totalillo Norte, lo que es coincidente con lo observado en terreno, en los sectores de Ensenada Ramadilla, Caleta Tinajas y Caleta Temblador, donde se presenta al menos un cordón de playa o *beach ridge*, conformados de arenas, gravas y restos de conchas de *Mesodesma donacium* (machas) o de *Concholepas concholepas* (locos); este reconocimiento es concordante con la descripción realizada por PFEIFFER (2011) en Tongoy, para la TMV que es equivalente en el área de estudio para la TMB.

c) CONSIDERACIONES GRANULOMÉTRICAS EN LA IDENTIFICACIÓN DE LAS TERRAZAS MARINAS

Los sedimentos encontrados en las superficies identificadas como terrazas marinas fueron analizados desde el punto de vista granulométrico para poder contribuir a establecer los ambientes de depositación. De esta manera los sedimentos depositados en la superficie de las unidades TMA y la TMM, habrían sido transportados por saltación, que corresponden al tipo de transporte de mayor competencia encontrada en el área de estudio. Se comparan los resultados de esta investigación con

los de VERDEJO (1960 en SEPÚLVEDA, 2013) y VISHNER (1969), y se comprueba la tendencia señalada. Los parámetros estadísticos permite determinar que el ambiente depositacional corresponden a un ambiente de aguas poco profundas, asociado a un ambiente intermareal o facie de frente de playa correspondiente a un ambiente de *nearshore*.

5.1.2 TERRAZAS MARINAS: HACIA UNA DATACIÓN RELATIVA SEGÚN DATACIONES ABSOLUTAS EN TERRAZAS MARINAS DEL DESIERTO COSTERO

Como en esta investigación no se realizaron análisis de dataciones absolutas para establecer los estadios isotópicos marinos (MIS) y las edades asociadas a las terrazas marinas del área de estudio, se recurrió a la una correlación relativa con datos de alturas y dataciones absolutas de las terrazas marinas ubicadas al norte y sur del área de estudio. Las terrazas marinas comparadas y correlacionadas en esta investigación son las siguientes (Tabla 26): Hornito y Chacaya (ORTLIEB *et al.*, 1987); Caldera y Bahía Inglesa (MARQUARDT *et al.*, 2004); Cerro Morro Mejillones y Pampa Mejillones (MARQUARDT *et al.*, 2005); Coquimbo (PASKOFF, 1970); Paleo bahía de Tongoy y Altos de Talinay (SAILLARD, 2008; *et al.*, 2012).

El primer dato relevante corresponde a la datación absoluta realizada a las terrazas marinas de Hornito y Chacaya por ORTLIEB *et al.* (1995; 1996; 1997), donde los resultados son correlacionados por MARQUARDT *et al.* (2005) para datar las terrazas marinas de Cerro Morro Mejillones y Pampa Mejillones. En el caso de las terrazas marinas de Caldera y Bahía Inglesa, MARQUARDT *et al.*, (2004) utilizan los datos obtenidos por ORTLIEB *et al.*, (1995; 1996; 1997), RADTKE (1987 en MARQUARDT *et al.*, 1999) y LEONARD (1994 en MARQUARDT *et al.*, 1999). Para las terrazas marinas de Coquimbo, los datos utilizados corresponden a las investigaciones de RADTKLE (1987; 1989 en LEONARD y WEHMILLER, 1992) y por HSU (1989 en LEONARD Y WEHMILLER, 1992) en las costas de Perú. En cuanto a la bahía de Tongoy, OTA *et al.* (1999) identifican las edades de las terrazas marinas de esta paleo bahía y de Altos de Talinay, según las edades de las terrazas marinas de Coquimbo obtenidas por RADTKLE (1987; 1989 en LEONARD Y WEHMILLER, 1992). Posteriormente, la Paleo bahía de Tongoy y Altos de Talinay es datada por SAILLARD *et al.* (2012), usando métodos absolutos como ^{10}Be , que presentan una mayor precisión y un mayor rango de edad entre 3 a 5 millones de años.

Al establecer un probable MIS y una edad relativa para la TMA, de acuerdo a la correlación altimétrica (160 m.s.n.m. aproximadamente), se puede establecer que corresponde al MIS 11, con una edad relativa de 430 ± 30 ka (Fig. 68). Las terrazas marinas que mejor permiten correlacionar altimétricamente la TMA con MIS 11 (Tabla 26), son las terrazas de Caldera (TM VI), Bahía Inglesa (TM VII) y Cerro Morro Mejillones (TM VII). Es importante señalar que en Tongoy, la TM II de la paleo bahía, corresponde al MIS 11, sin embargo su altura es mayor (± 200 m.s.n.m.) no permitiendo correlacionar altimétricamente con la TMA. En el caso de la terraza marina alta (TM II) en Altos de Talinay, ocurre la situación contraria, donde concuerda altimétricamente con la TMA, pero según la datación realizada por SAILLARD (2008), está terraza marina corresponde al MIS 9. Esto se debe según LE ROUX *et al.* (2006) al comportamiento diferencial causado por la Falla de Puerto Aldea y la migración hacia el sur de la Dorsal de Juan Fernández (JFR), haciendo

que las terrazas marinas de Altos de Talinay sean más altas que las terrazas de la paleo bahía (Anexo 12).

En el caso de la correlación entre de MIS/edad relativa para TMM, la tabla 26 muestra que la correlación altimétrica permite establecer que esta terraza se encuentra asociada al MIS 7 y corresponde a una edad relativa de 210 ± 10 ka (Fig. 68). Esta aseveración se ve ratificada con las investigaciones utilizadas como referencia, tales como Hornito y Chacaya (TM II), Caldera (TM IV), Bahía Inglesa (TM V), Cerro Morro Mejillones (TM V), Alto de Talinay (TM III) y la Paleo bahía de Tongoy (TM III). A pesar de que existen terrazas con alturas relativamente más bajas en comparación con la TMM, se debe considerar las diferentes tasas de alzamientos para cada sector (Anexo 12).

La terraza denominada TMB, en la tabla 26, se aprecia que esta terraza se desarrolló posiblemente durante el MIS 5 y presenta una edad relativa aproximadamente de 125 ± 5 ka (Fig. 68). No obstante, con la correlación altimétrica encontrada en terreno y la precisión de las dataciones a las terrazas de referencia, la TMB puede corresponder a algún sub-estadios isotópicos marinos del MIS 5, como son el MIS 5e, MIS 5c y MIS 5a, según los datos de Hornito y Chacaya (TM I – MIS 5e o c), Cerro Morro Mejillones (TM III – MIS 5c) y Pampa de Mejillones (TM II – MIS 5a), Caldera (TM III – MIS 5c), Bahía inglesa (TM III – MIS 5c), Coquimbo (Herradurience II – MIS 5e) y Altos de Talinay (TM IV – MIS 5e), donde la correlación altimétrica presentada es correspondiente con algunos de los tres sub-estadios isotópicos marinos del MIS 5.

A través de la información de gabinete, de terreno y las correlaciones realizadas para establecer el MIS y las edades relativas de las terrazas marinas de esta investigación, y mediante la utilización de los datos de MARQUARDT *et al.* (2004), para el sector de Caldera y Bahía Inglesa, relativos a la posición de los antiguos altos niveles del mar, correspondientes a los MIS 11, 7 y 5, se pudo establecer las probables tasas de alzamiento tectónico para las terraza marinas de esta área de estudio. Para ello a través de la aplicación de la ecuación de LAJOIE (1986 en SAILLARD, 2008) (Anexo 13), se obtuvo que TMA correspondiente al MIS 11, con una tasa de alzamiento de aproximada de 0.37 ± 0.05 m/ka. Para TMM se obtuvo un alzamiento de 0.37 ± 0.04 m/ka y la tasa de alzamiento para TMB es de 0.18 ± 0.03 m/ka. En consideración con los datos obtenidos en esta investigación y los señalado por ORTLIED *et al.*, (1996) y MARQUARDT *et al.* (2004), los alzamientos que afectaron a estas terrazas se encuentran asociadas a la tectónica regional.

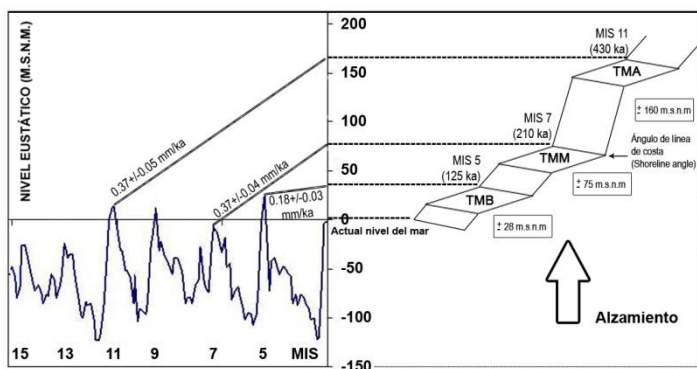


Fig. 68 Bloque diagrama de las terrazas marinas y su relación con las variaciones glacioesutáticas. Se observa la curva glacioesutáticas de MILLER *et al.*, (2005 en QUEZADA *et al.* 2007), donde la altura del ángulo de línea de costa de los paleo acantilados de la TMA, TMM y TMB, se correlacionan con los MIS correspondientes a los interglaciares asociados a la formación de estas terrazas. También se señala las tasas de alzamientos tectónico asociadas a cada terraza marina y al MIS correspondiente. **Fuente:** Proyecto 1120234.

**ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA SECCIÓN OCCIDENTAL DEL CORDÓN SARCO:
IDENTIFICACIÓN DE TERRAZAS MARINAS · REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE**

TABLA 26 Correlación altimétrica y edades absolutas según estadios isotópicos marinos utilizados para la identificación de la TMA; TMM y TMB

COQUIMBO (29°15' S) PASKOFF (1970)		HORNITO Y CHACAYA (23°S) ORTLIEB <i>et al.</i> (1987)		CALDERA (27°S) MARQUARDT <i>et al.</i> (2004)		BAHÍA INGLESA (27°S) MARQUARDT <i>et al.</i> (2004)		CERRO MORRO MEJILLONES (23°S) MARQUARDT <i>et al.</i> (2005)		PAMPA MEJILLONES (23°S) MARQUARDT <i>et al.</i> (2005)		ALTOS DE TALINAY (30°15' S) SAILLARD <i>et al.</i> (2008)		PALEO BAHÍA DE TONGOY (30°15' S) SAILLARD <i>et al.</i> (2012)		TM CORDÓN DE SARCO (29°30' S) SECTOR NORTE MEGA ENSENADA DE COQUIMBO CABELLO (2015)			
ALTURA (msnm)	SERIE y MIS (ka)	ALTURA (msnm)	MIS (ka)	ALTURA (msnm)	MIS (ka)	ALTURA (msnm)	MIS (ka)	ALTURA (msnm)	MIS (ka)	ALTURA (msnm)	MIS (ka)	ALTURA (msnm)	MIS (ka)	ALTURA (msnm)	MIS (ka)	ALTURA (msnm)	Datación Relativa MIS (ka)		
SERENIENCE I		-		TM VII		TM VIII		-		-		TM I		-		-			
120 - 130	Plioceno	-	-	233±1	19/21/25 (800±7)	224±1	19/21/25 (910±13)	-	-	-	-	425±15	17 (679±51)	-	-	-	-		
SERENIENCE II		TM IV		TM VI		TM VII		TM VII		TM VII		-		TM II		TMA			
75 - 80	Pleistoceno inferior	±90	11 (428±35)	162±10	11 (430±30)	139±10	11 (430±30)	±160	11 (428±35)	±280	11 (428±35)	-	-	±200	11 (±412)	±160	11 (430±30) o 9 (330±10)		
HERRADURIENCE I		TM III		TM V		TM VI		TM VI		TM VI		TM II		-					
35 - 40	Pleistoceno medio 9? (±330)	±80	9 (330)	110±3	9 (330±10)	115±5	9 (330±10)	±129	9 (330)	±208	9 (330)	170±20	9c (318±30)	-	-				
-		TM II		TM IV		TM V		TM V		TM V		TM III		TM III		TMM			
-	-	±50 a 55	7 (220)	67±7	7 (210±10)	78±7	7 (210±10)	±63.4	7 (220)	±127	7 (220)	55±5	7e (225±17)	±48	7e (±225)	±75	7 (210±10)		
HERRADURIENCE II		TM I		TM III		TM IV		TM IV		TM IV		TM IV		-		TMB			
15 - 20	Pleistoceno medio 5e (±125)	±18 a 25	5e (119±5)	44±5	5e (125±5)	40±5	5e (125±5)	±43.3	5e (119±5)	±72.7	5e (119±5)	25±3	5e (149±10)	-	-	±28	5 (125±5)		
-		TM I		TM II		TM III		TM III		TM III		-		TM IV					
-	-	±18 a 25	5c (105.3±10)	25±5	5c (100.5±5)	31±5	5c (100.5±5)	±29.8	5c (105.3±10)	±42.7	5c (105.3±10)	-	-	±14	5c (94.5±15)				
-		-		-		TM II		TM II		TM II		-		-					
VEGENICE		-		TM I		TM I		TM I		TM I		TM V		TM V		-			
4 - 5	Holoceno 1 (±11)	-	-	3±1	1 (6±2)	3±1	1 (6±2)	±2.9	1	±4.5	1	6±1	1 (11±2)	±9	1 (±6)	-	-		

Fuente: Proyecto 1120234.

5.2 CONCLUSIONES

Las principales conclusiones obtenidas de los resultados de esta investigación son los siguientes:

- 1) El bloque cordillerano del Cordón Sarco constituye la principal unidad morfológica donde se han desarrollado las distintas formas identificadas a lo largo del área de estudio, asociadas a la dinámica y evolución de las vertientes y de los agentes costeros y litorales. De acuerdo con la dinámica evolutiva de las vertientes y sus procesos erosivos, las formas depositacionales correlativas corresponden a conos aluviales, glaciares (*Pediment*) y quebradas con lechos torrenciales que evidencian fuertes períodos de incisión. La presencia de estas morfologías se encuentran asociadas a formas heredadas de condiciones climáticas pasadas, de un clima más húmedo que el actual. Las evidencias geomorfológicas se correlacionan con la dinámica de ambientes tropicales y subtropicales. La identificación de costras calcáreas en las terrazas marinas, permiten asociar junto a la presencia de los conos aluviales y glaciares, las condiciones climáticas pasadas.
- 2) Se comprobó la existencia de tres niveles de terrazas marinas, TMA (± 160 m.s.n.m); TMM (± 75 m.s.n.m) y TMB (± 28 m.s.n.m). La presencia de estos tres niveles de terrazas marinas en el área de estudio se configuran como geoformas distintivas desarrolladas a lo largo de esta sección de la Cordillera de la Costa. La correlación altimétrica de la TMA con un MIS y edad, permite asimilarla al MIS 11 (~ 430 ka). TMM \sim al MIS 7 (edad relativa ~ 210 ka) y TMB, correspondería según las correlaciones realizadas a MIS 5 (~ 125 ka), es decir durante el último máximo interglacial. La presencia de paleo *stack*, costras calcáreas y *beach ridge*, refuerzan la identificación y clasificación de las terrazas marinas.
- 3) Con la identificación de los estados MIS y las edades de estos interglaciales, se pudo establecer las tasas probables de los alzamientos tectónicos que las afectaron a las terrazas marinas del área de estudio, evidenciando alzamiento regionales en la formación de estas terrazas. En el caso de la TMA la tasa de alzamiento es de 0.37 ± 0.05 m/ka, para la TMM de 0.37 ± 0.04 m/ka y la TMB aproximadamente de 0.18 ± 0.03 m/ka.

Se puede concluir que la variedad de unidades geomorfológicas identificadas en el área de estudio, y la comprensión de los procesos que dieron forma a estas unidades, sumado con la integración de los métodos utilizados, permitió establecer los procesos dinámicos y evolutivos que han moldeado el flanco occidental de la Cordillera de la Costa. De esta manera, se comprueba la hipótesis de esta investigación, en el sentido que en el área de estudio existe un conjunto de unidades morfológicas que permiten establecer las condiciones evolutivas asociadas a las distintas etapas en la construcción de terrazas marinas, evidenciando la dinámica presente en este angosto segmento de la Cordillera de la Costa.

BIBLIOGRAFÍA

ALMONACID, T. (2007). “*GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL DE DOMEYKO Y DEL YACIMINETO DE COBRE DOS AMIGOS, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE*”. Tesis para optar al Grado de Magister en Ciencias, Mención Geología. Departamento de Geología, Facultad de ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

AMAYA, H. (2013). “*GEODINÁMICA ACTUAL DE UNA CUENCA COSTERA DE DOMINIO SEMIÁRIDO. CALETA HORNOS, REGIÓN DE COQUIMBO*”. Memoria para optar al grado de Geógrafo. Escuela de Geografía, Facultad de Arquitectura y Urbanismo de la universidad de Chile.

ANTONIOLETTE, R. SCHNEIDER, H. BORCOSQUE, JL. ZARATE, E. (1972). “*CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS DEL NORTE CHICO (25° A 33° LATITUD SUR)*”. Instituto de Investigación de Recursos Naturales. Inscripción N° 40595

AGUILAR, G. (2010). “*EROSIÓN Y TRANSPORTE DE MATERIA EN LA VERTIENTE OCCIDENTAL DE LOS ANDES SEMIÁRIDOS DEL NORTE DE CHILE (27 - 32° S): DESDE UN ENFOQUE A GRAN ESCALA TEMPORAL Y ESPACIAL, HASTA LA EVOLUCIÓN CUATERNARIA DE UN SISTEMA FLUVIAL*”. Tesis para obtener el grado de Doctor en Ciencia de la tierra de la Universidad de Toulouse (Francia) y el grado de Doctor en Ciencias, mención Geología de la Universidad Católica del Norte (Chile). Escuela de Postgrado de la Ciencia Universo, Medio Ambiente y del Espacio de la Universidad de Toulouse - Paul Sabatier (UPS), y Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte (UCN).

AGUILAR, G. RIQUELME, R. MARTINOD, J. DARROZES, J. (2013). “*ROL DEL CLIMA Y LA TECTÓNICA EN LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LOS ANDES SEMIÁRIDOS CHILENOS ENTRE LOS 27-32°S*”. *Andean Geology* 40 (1): 79 – 101.

AQUEVEQUE, C. (2008). “*ANÁLISIS DE SUELOS DESARROLLADOS EN DUNAS LITORALES ANTIGUAS DE CHILE CENTRAL. SISTEMAS EL YALI, PUTÚ Y CHANCO*”. Tesis para optar al grado de Geógrafo. Escuela de Geografía, Facultad de Arquitectura y Urbanismos de la Universidad de Chile.

ARAYA-VERGARA, J. F. (1972). “*BASES GEOMORFOLÓGICAS PARA UNA DIVISIÓN DE LAS COSTA DE CHILE*”. *Informaciones Geográficas*, número especial en homenaje al XXII Congreso Internacional de Geografía y a la XIII Asamblea General de la Unión Geográfica Internacional (Canadá).

ARAYA-VERGARA, J. F. (1976). “*ROCONOCIMIENTO DE TIPOS E INDIVIDUOS GEOMORFOLÓGICOS REGIONALES EN LA COSTA DE CHILE*”. *Revista Informaciones Geográficas*, N° 23.

ARAYA-VERGARA, J. F. (1980). “*EVOLUCIÓN DE LAS VERTIENTES Y MORFOGÉNESIS FLUVIAL EN EL DOMINIO SUBTROPICAL SECO SEGÚN LA CARTA GEOMORFOLÓGICA DETALLADA (EJ: CHILE SEMIÁRDO)*”. Revista Informaciones Geográficas, N° 27, pp. 3 - 44.

ARAYA-VERGARA, J. F. (1985). “*ANÁLISIS DE LA CARTA GEOMORFOLÓGICA DE LA CUENCA DEL MAPOCHO*”. Revista Informaciones Geográficas N° 32, pp. 31 – 44.

ARAYA-VERGARA, J. F. (1996). “*PRIMERA EXPERIENCIA CON UNA CLASIFICACIÓN DINÁMICA DE VERTIENTES DE MONTAÑA*”. I Taller Internacional de Geocología de Montaña y Desarrollo Sustentable de los Andes del Sur. The United Nations Iniversity.

ARAYA-VERGARA, J. F. (2006). “*FENÓMENOS DE COSTA Y LITORAL*”. Documento de trabajo. Santiago.

ARAYA-VERGARA, J. F. (2011). “*GUÍA DE LABORATORIO DE ANÁLISIS DE SEDIMENTOS*”. Laboratorio de Geomorfología, Escuela de Geografía, Facultad de Arquitectura y Urbanismos de la Universidad de Chile.

BÖRGEL, R. (1963). “*LAS DUNAS LITORALES EN CHILE, TEORIA Y APLICACIÓN*”. Sección Geomorfología Aplicada N° 3. Instituto de Geografía, Facultad de Filosofía y Educación de la Universidad de Chile.

BIRD, E. (2008). “*COASTAL GEOMORPHOLOGY: AN INTRODUCTION*”. 2nd Edition. J. Wiley y Sons Ltd.

BLOTT, S. J. PYE, K. (2001). “*GRADISTAT: A GRAIN SIZE DISTRIBUTION AND STATISTICS PACKAGE FOR THE ANALYSIS OF UNCONSOLIDATED SEDIMENTS*”. Earth Surfaces Processes and Landforms N° 26, pág. 1237 – 1248.

CODIGNOTTO, J. (1997). “*GEOMORFOLOGÍA Y DINÁMICA COSTERA*”. El mar argentino y sus recursos pesqueros. N° 1, pág. 89-105.

CARREÑO, C. (2012). “*AMBIENTE DEPOSITACIONAL DE LA FORMACIÓN BAHÍA INGLESA (NEÓGENO) EN LA CUENCA DE CALDERA, III REGIÓN, CHILE*”. Tesis para optar al Grado de Geólogo. Departamento de Geología, Facultad de ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

CASTILLO, R. ROBLES, M. (2012). “*GEOMORFOLOGÍA COSTERA DE HUENTELAUQUÉN Y ECOTOPOS ADYACENTES*”. Proyecto FPA 4-1-006-2012. Universidad de la Serena.

CASTRO, C. MORALES, E. (2006). “*LA ZONA COSTERA. MEDIO NATURAL Y ORDENACIÓN INTEGRADA*”. Serie GEOLibros N°5, Pontificia Universidad Católica de Chile. 210p.

CASTRO, C. P. SOTO, MV. FERNÁNDEZ, R. MÄRKER, M. RODOLFI, G. (2009). “*IMPACTO EN LA GEODINÁMICA ACTUAL DEL VALLE DE NANTOCO, CUENCA DEL RÍO COPIAPÓ ASOCIADO A LA RECONVERSIÓN PRODUCTIVA*”. Revista de Geografía Norte Grande, N° 42, pp. 81-99.

CORTÉS, J. MARQUARDT, C. GONZÁLEZ, G. WILKE, H. MARINOVIC, N. (2007). “*CARTAS MEJILLONES Y PENÍNSULA DE MEJILLONES REGIÓN DE ANTOFAGASTA*”. Carta geológica de Chile serie geología básica. Servicio Nacional de Geología y Minería – Chile Subdirección Nacional de Geología. N° 103 y 104 escala 1:100.000. ISSN 0717-7283.

CHARRIER, R. PINTO, L. RODRÍGUEZ, MP. (2007). “*TECTONOSTRATIGRAPHIC EVOLUTION OF THE ANDEAN OROGEN IN CHILE*”. Capítulo III de The Geology of Chile, editado por Teresa Moreno del Instituto de Ciencias de la Tierra de Jaume Almera y del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (Barcelona, España) y Wes Gibbons. Publicado por The Geological Society London.

CREIXELL, T. ORTIZ, L. ARÉVALO, C. (2012). “*GEOLOGÍA DEL ÁREA CARRIZALILLO – EL TOFO*”. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapa Geológico, N° 133 y 134, mapa escala 1:100.000, Santiago.

DAVIDSON-ARNOTT, R. (2010). “*INTRODUCTION TO COASTAL PROCESSES AND GEOMORPHOLOGY*”. Cambridge University Press.

DE PEDRAZA J, (1996). “*GEOMORFOLOGÍA. PRINCIPIOS, MÉTODOS Y APLICACIONES*”. Editorial Rueda, Madrid. Cap. 8 Procesos Glaciares.

DÍAZ-NAVEAS, J. FRUTOS, J. (2010). “*GEOLOGÍA MARINA DE CHILE*”. Comité Oceanográfico Nacional de Chile (CONA). Capítulo N° 9, pp. 76-83. Pontificia Universidad Católica de Valparaíso. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN).

EIA-CTB (2007). “*CAPITULO 4, LÍNEA DE BASE – CENTRA TERMO ELECTRICA BARRANCONES*”. Estudio de impacto Ambiental, Suez-Energy International. Jaime Illanes y Asociados – Consultores S.A.

EMPARÁN, C. PINEDA, G. (2000). “*ÁREA LA SERENA – LA HIGUERA. REGIÓN DE COQUIMBO*”. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapa Geológico, N° 18, 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.

ESTRADA, J. (2007). “*CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS Y GEOQUÍMICAS DE ARENA DE PLAYA DE TECOLUTLA, VERACRUZ, MÉXICO: IMPLICACIONES DE PROCEDENCIA Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS DE DEPÓSITO*”. Tesis para optar al título de licenciado en química de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería.

FERNÁNDEZ, R. (2006). “*EVALUACIÓN ESPACIAL DE PROCESOS EROSIVOS Y SU INFLUENCIA SOBRE EL CORREDOR DE COMERCIO LAS LEÑAS. VI REGIÓN DEL LIBERTADOR GRAL. BERNARDO O’HIGGINS*”. Memoria para optar al Título de Geógrafo. Universidad de Chile.

FERRANDO, F. MUÑOZ, M. (1977). “*ESTUDIO DE LAS AGRICOLAS, COMUNIDADES DE LA IV REGIÓN – GEOMORFOLOGÍA*”. Instituto de Investigación de Recursos Naturales para la Corporación de Fomento de la Producción. Publicación N° 20.

FERRANDO, F. (1986). “*NOMENCLATURA DE FORMAS DE ACUMULACIÓN DE ARENA POR ACCIÓN EÓLICA*”. Escuela de Geografía, Facultad de Arquitectura y urbanismos de la Universidad de Chile (Apuntes académico no publicado).

FOLK, R; WARD, W. (1957). “*BRAZOS RIVER BAR: A STUDY IN THE SIGNIFICANCE OF GRAIN SIZE PARAMETERS*”. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 27, N° 1, pág. 3 – 26.

GORNITZ, V. (2009). “*ENCYCLOPEDIA OF PALEOCLIMATOLOGY AND ANCIENT ENVIRONMENTS*”. Serie Enciclopedia de Ciencias de la Tierra. Editado por el Instituto Goddard para el Estudio del Espacio y la Columbia University, New York, USA.

GOUDIE, A. (2006). “*ENCYCLOPEDIA OF GEOMORPHOLOGY*”. International Association of Geomorphologists, Publicado por Routledge The Taylor y Francis Group.

GUZMÁN, N. SAÁ, S. ORTLIEB, L. (1998). “*CATÁLOGO DESCRIPTIVO DE LOS MOLUSCOS LITORALES (GASTROPODA Y PELECYPODA) DE LA ZONA DE ANTOFAGASTA, 23°S (CHILE)*”. Estudios Oceanológicos N° 17, pág. 17 – 86. ISSN CL 0071-173X.

HASLETT, S. 2009. “*COASTAL SYSTEMS 2ND EDITION*”. Taylor y Francis Group. Pág. 216.

HIJMANS, R.J; CAMERON, S.E; PARRA, J.L; JONES, P.G; JARVIS, A. (2005). “*VERY HIGH RESOLUTION INTERPOLATED CLIMATE SURFACES FOR GLOBAL LAND ÁREAS*”. International Journal of Climatology N° 25, pág. 1965 - 1978.

JORDÁN PARDO, J. (1995). “*EL CUATERNARIO: DEFINICIÓN, LIMITE INFERIOR Y DIVISIONES*”. Revista de Prehistórica y Arqueológica. ISSN N° 0514 – 7336, N° 48, pág. 53 – 74.

KURT LAMBECK, K. ESAT, T. M. POTTER, E. (2002). “*LINKS BETWEEN CLIMATE AND SEA LEVELS FOR THE PAST THREE MILLION YEARS*” Journal Nature N° 419, pág. 199-206.

LEONARD, E.M. WEHMILLER, J.F. (1992). “*LOW UPLIFT RATES AND TERRACE REOCCUPATION INFERRED FROM MOLLUSK ARNINOSTRATIGRAPHY, COQUIMBO BAY AREA, CHILE*”. Quaternary Research N° 38, pág. 246 - 259.

LE ROUX, J.P. GÓMEZ, C. FENNER, J. MIDDLETON, H. (2004). “*SEDIMENTOLOGICAL PROCESSES IN A SCARP-CONTROLLED ROCKY SHORELINE TO UPPER CONTINENTAL*

SLOPE ENVIRONMENT, AS REVEALED BY UNUSUAL SEDIMENTARY FEATURES IN THE NEOGENE COQUIMBO FORMATION, NORTH-CENTRAL CHILE". Journal Sedimentary Geology N° 165, pág. 67–92.

LE ROUX, J.P. GÓMEZ, C. VENEGAS, C. FENNER, J. MIDDLETON, H. MARCHANT, M. BUCHBINDER, B. FRASSINETTI, D. MARQUARDT, C. GREGORY-WODZICKI, K.M. LAVENU, 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 N° 19, pág. 83–98.

LE ROUX, J.P; OLIVARES, D; NIELSEN, S; SMITH, N; MIDDLETON, H; FENNER, J; ISHMAN, S; (2006). “*BAY SEDIMENTATION AS CONTROLLED BY REGIONAL CRUSTAL BEHAVIOR, LOCAL TECTONICS AND EUSTATIC SEA LEVEL CHANGES: COQUIMBO FORMATION (MIOCENE-PLIOCENE), BAY OF TONGOY, CENTRAL CHILE*”. Journal Sedimentary Geology N°184, pág. 133–153.

LE ROUX, J.P. (2012). “*APUNTES DE SEDIMENTOLOGÍA*”. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

MARQUARDT, C. ORTLIE, L. LAVENU, A. GUZMAN, N. (1999). “*RECENT VERTICAL MOTION AND QUATERNARY MARINE TERRACES IN THE CALDERA AREA, NORTHERN CHILE (27°S)*”. *Fourtli /SAG. Goettingen (Germany)*.

MARQUARDT, C; LAVENU, A; ORTLIEB, L; GODOY, E; CONTE, D. (2004): “*COASTAL NEOTECTONICS IN SOUTHERN CENTRAL ANDES: UPLIFT AND DEFORMATION OF MARINE TERRACES IN NORTHERN CHILE (27°S)*”. Journal Tectonophysics N° 394, pág. 193 - 219.

MARQUARDT, C. ORTLIEB, L. LAVENU, A. GONZÁLEZ, G. RITZ, JF. (2005). “*TERRAZAS MARINAS DE LA PENÍNSULA MEJILLONES (23°S). IMPLICANCIAS SISMOTECTÓNICAS PARA LA COSTA NORTE DE CHILE*”. Artículo en preparación, publicado en tesis doctoral.

MIGÓN, P. (2006). “*GRANITE LANDSCAPES OF THE WORLD*”. Publicado por Oxford Univertisy Press. ISBN 0-19-927368-5 978-0-19-927368-3

MORELLI, P. (2008). “*ESTUDIO GEOLÓGICO DEL SISTEMA DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL DE PAJONALES, PROVINCIA DE VALLENAR, REGIÓN DE ATACAMA*”. Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Facultad de ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

MOSCOSO, R. NASI, C. SALINAS, P. (1982). “*HOJA VALLENAR Y PARTE NORTE DE LA SERENA, REGIONES DE ATACAMA Y COQUIMBO*”. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa Geológico, N°. 55, 1 mapa escala 1:250.000, Santiago.

NOVOA, J. y LÓPEZ, D. (2001). “*CAPÍTULO 2 - IV REGIÓN: EL ESCENARIO GEOGRÁFICO FÍSICO*”. Libro Rojo de la Flora Nativa y de los Sitios Prioritarios para su Conservación: Región de Coquimbo (F.A. Squeo, G. Arancio y J.R. Gutiérrez, Eds.). Ediciones Universidad de La Serena.

PADILLA, R. (2007). “*DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA ACTUAL DEL PAISAJE DE MONTAÑA, CORRESPONDIENTE AL BLOQUE SUR-OESTE DE LA REGIÓN METROPOLITANA*”. Tesis para optar al grado de Geógrafo. Escuela de Geografía, Facultad de Arquitectura y Urbanismos de la Universidad de Chile.

PARSON, A. y ABRAHAMS, A. (2009). “*GEOMORPHOLOGY OF DESERT ENVIRONMENTS*”. Segunda Edición. Ed. Springer.

PASKOFF R. (1970). “*LE CHILI SEMI-ARIDE, RECHERCHES GEOMORPHOLOGIQUES*”. Geomorfología de Chile Semiárido. Traducción al español José Enrique Novoa Jerez. Ediciones Universidad de La Serena, La Serena, 1993.

PASKOFF R. (1999). “*CONTRIBUCIONES RECIENTES AL CONOCIMIENTO DEL CUATERNARIO MARINO DEL CENTRO Y NORTE DE CHILE*”. Revista de Geografía, Norte Grande, N° 26, pp. 43-575, Pontificia Universidad Católica de Chile.

PASKOFF, R. y MANRÍQUEZ, H. (2004) “*LAS DUNAS DE LAS COSTAS DE CHILE*”. Santiago de Chile: Instituto Geográfico Militar de Chile.

PEÑA MONNE, J. L. (1997). “*CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA BÁSICA Y APLICADA*”. Ed. Geoforma Ediciones. Logroño - España

PFEIFFER, J. (2011). “*EVOLUCIÓN Y GÉNESIS DE CALCRETAS PEDOGÉNICAS EN LA PALEOBAHÍA DE TONGOY*”. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencia , Mención Geología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

PRC LA HIGUERA (2004). “*ESTUDIO PLAN REGULADOR COMUNAL DE LA HIGUERA, INFORME N°3, MEMORIA*”. Ilustre Municipalidad de La Higuera. Infracon S.A.

OTA, Y. PASKOFF, R. (1993). “*HOLOCENO DEPOSITS ON THE COAST OF NORTH – CENTRAL CHILE: RADIOCARBONO AGES AND IMPLICATIONS FOR COASTAL CHANGES*”. Revista Geológica de Chile, 20, 25 – 32.

OTA, Y. MIYAUCHI, T. PASKOFF, R. KOBAYASHI, M. (1995). “*PLIO-QUATERNARY MARINE TERRACES AND THEIR DEFORMATION ALONG THE ALTOS DE TALINAY, NORTH – CENTRAL CHILE*”. Revista Geológica de Chile, 22.

OTVOS, I. (2000). “*BEACH RIDGES: DEFINITIONS AND SIGNIFICANCE*”. *Geomorphology* N° 32, pág. 83 - 108.

ORTLEB, L. MACHARE, J. (1990). “*GEOCRONOLOGIA Y MORFOESTRATIGRAFÍA DE TERRAZAS MARINAS DEL PLEISTOCENO SUPERIOR: EL CASO DE SAN JUAN-MARCONA, PERU*”. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, N° 81, pág. 87 – 106.

ORTLIEB, L. ZAZO, C. GOY, J. HILLAIRE - MARCEL, C. GHALEB, B. COUMOYER, L. (1996a). “*COASTAL DEFORMATION AND SEA LEVEL CHANGES IN NORTHERN CHILE SUBDUCTION AREA (23°S) DURING THE LAST 330 KY*”. *Quaternary Science Reviews*, N° 15, pág. 819 - 831.

ORTLIEB, L. GOY, JL. ZAZO, C. HILLAJRE – MARCEL, C. GHALEB, B. GUZMAN, N. THIELE, R. (1996b). “*QUATERNARY MORPHOSTRATIGRAPHY AND VERTICAL DEFORMATION IN MEJILLONES PENINSULA, NORTHERN CHILE*”. Third ISAG, St Malo (France).

ORTLIEB, L. GUZMAN, N. MARQUARDT, C. VARGAS, G. (1997). “*EL CUATERNARIO MARINO DEL NORTE DE CHILE: REVISIONES CRONOLÓGICAS E IDENTIFICACIÓN POSIBLE DE DEPÓSITOS DE 400 KA*”. VIII Congreso de Geológico Chileno (Antofagasta). Vol. 1, pág. 371 - 375.

QUEZADA, J. GONZALEZ, G. DUNAI, T. JENSEN, A. JUEZ-LARRE, J. (2007). “*PLEISTOCENE LITTORAL UPLIFT OF NORTHERN CHILE: 21NE AGE OF THE UPPER MARINE TERRACE OF CALDERA-BAHIA INGLESA AREA*”. *Revista Geológica De Chile* N° 34, pág. 81–96.

REINECK, H; SINGH, I. (1980). “*DEPOSITIONAL SEDIMENTARY ENVIRONMENTS*”. 2 ed. *Germany, Springer*, pág. 551.

REGARD, V. SAILLARD, M. MARTINOD, J. AUDIN, L. CARRETIER, S. PEDOJA, K. RIQUELME, R. PAREDES, P. HÉRAIL, G. (2010). “*RENEWED UPLIFT OF THE CENTRAL ANDES FOREARC REVEALED BY COASTAL EVOLUTION DURING THE QUATERNARY*” *Earth and Planetary Science Letters* N° 297, pág. 199 – 210.

RODRÍGUEZ, M.P; CARRETIER, S; CHARRIER, R; SAILLARD, M; REGARD, V; HÉRAIL, G; HALL, S; FARBER, D; AUDIN, L. (2013). “*GEOCHRONOLOGY OF PEDIMENTS AND MARINE TERRACES IN NORTH-CENTRAL CHILE AND THEIR IMPLICATIONS FOR QUATERNARY UPLIFT IN THE WESTERN ANDES*”. *Geomorphology* N° 180–181, pág. 33 – 46.

SAHU, B. (1964). “*DEPOSITIONAL MECHANISMS FROM THE SIZE ANALYSIS OF CLASTIC SEDIMENTS*”. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 34, N° 1, pág. 73 – 83.

SAILLARD, M. (2008). “*DYNAMIQUE DU SOULÈVEMENT CÔTIER PLEÏSTOCÈNE DES ANDES CENTRALES: ETUDE DE L'ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE ET DATATIONS (10BE) DE SÉQUENCES DE TERRASSES MARINES (SUD PÉROU – NORD CHILI)*”. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias de la Tierra y el Medioambiente. Université de Toulouse.

SAILLARD, M. HALL, S.R. AUDIN, L. FARBER, D.L. HÉRAIL, 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 (31S) INFERRED FROM 10BE DATING*”. Earth and Planetary Science Letters N° 277, pág. 50 - 63.

SAILLARD, M. HALL, S.R. AUDIN, L. FARBER, D.L. MARTINOD, J. REGARD, V. PEDOJA, K. HÉRAIL, G. (2010). “*REPLY TO A COMMENT ON “NON-STEADY LONG-TERM UPLIFT RATES AND PLEISTOCENE MARINE TERRACE DEVELOPMENT ALONG THE ANDEAN MARGIN OF CHILE (31°S) INFERRED FROM 10BE DATING” BY M. SAILLARD, S.R. HALL, L. AUDIN, D.L. FARBER, G. HÉRAIL, J. MARTINOD, V. REGARD, R.C. FINKEL. AND F. BONDOUX [EARTH PLANET. SCI. LETT. 277 (2009) 50–63]*”. Earth and Planetary Science Letters N° 296, pág. 506 - 509.

SAILLARD, M. HALL, S.R. AUDIN, L. FARBER, D.L. REGARD, V. HÉRAIL, G. (2011). “*ANDEAN COASTAL UPLIFT AND ACTIVE TECTONICS IN SOUTHERN PERU: 10BE SURFACE EXPOSURE DATING OF DIFFERENTIALLY UPLIFTED MARINE TERRACE SEQUENCES (SAN JUAN DE MARCONA, W15.4S)*”. Geomorphology N° 128, pág. 178 - 190.

SAILLARD, M. RIOTTE, J. REGARD, V. VIOLETTE, A. HÉRAIL, G. AUDIN, L. RIQUELME, R. (2012). “*BEACH RIDGES UETH DATING IN TONGOY BAY AND TECTONIC IMPLICATIONS FOR A PENINSULAEBAY SYSTEM, CHILE*”. Journal of South American Earth Sciences N° 40, pág. 77 - 84.

SEPÚLVEDA, P. (2013). “*CONDICIONES DE SEDIMENTACIÓN DE SECUENCIAS SEDIMENTARIAS HOLOCENAS EN LA ISLA ROBINSON CRUSOE Y SUS IMPLICANCIAS EN EL ALZAMIENTO DEBIDO AL CRECIMIENTO DEL HOT-SPOT*”. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

SOTO, M.V. CASTRO, C.P. CHÁVEZ, C. (2004). “*CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL CORREDOR DE COMERCIO LAS LEÑAS, VALLES DEL RÍO CACHAPOAL, ANDES DE CHILE CENTRAL*”. Revista Geográfica Norte Grande, 2004, N° 31, p. 85-98.

SOTO, M. CASTRO, C. RODOLFI, G. MARKER, M. PADILLA, R. (2006). “*PROCESOS GEODINÁMICOS ACTUALES EN MEDIA Y BAJ AMONTAÑA, BORDE MERIDIONAL DE LA CUENCA DEL RÍO MAIPO, REGIÓN METROPOLITANA DE SANTIAGO*”.

SOTO, M.V. MARKER, M. ARRIAGADA, J. CASTRO, C. RODOLFI, G. (2010). “*EVALUACIÓN DE LA AMENAZA NATURAL EN AMBIENTE SEMIÁRIDO, SUSTENTADA EN LA GEOMORFOLOGÍA Y EL MODELAMIENTO DE ÍNDICES TOPOGRÁFICOS. SALAMANCA, REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE*”. Proyecto FONDECYT N° 1071098. Revista Investigaciones Geográficas. Santiago, N° 42, pp. 19 - 36.

SOTO M.V; MÁRKER M; RODOLFI G; SEPÚLVEDA S.A; CABELLO M. (2014). “*ASSESSMENT OF GEOMORPHIC PROCESSES AFFECTING THE PALEO-LANDSCAPE OF TONGOY BAY, COQUIMBO REGION, CENTRAL CHILE*”. Geografía Física e Dinámica Cuaternaria. ISSN 0391-9838. DOI 10.4461/GFDQ.2014.37.6.

SHORT, A. (1999). “*HANDBOOK OF BEACH AND SHOREFACE MORPHODYNAMICS*”. Ed. Andrew Short, Wiley.

TANARRO, L. (2006). “*GEOMORFOLOGÍA DE LOS VALLES DEL PIEDEMONTES NORTE DEL SISTEMA CENTRAL EN SU SECTOR SEGOVIANO: CUENCA DEL RÍO DURATÓN*”. Tesis para la optar al grado de doctor de la Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Geografía e Historia, Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física.

URIARTE CANTOLLA, A. (2010). “*HISTORIA DEL CLIMA DE LA TIERRA*”. Segunda edición.

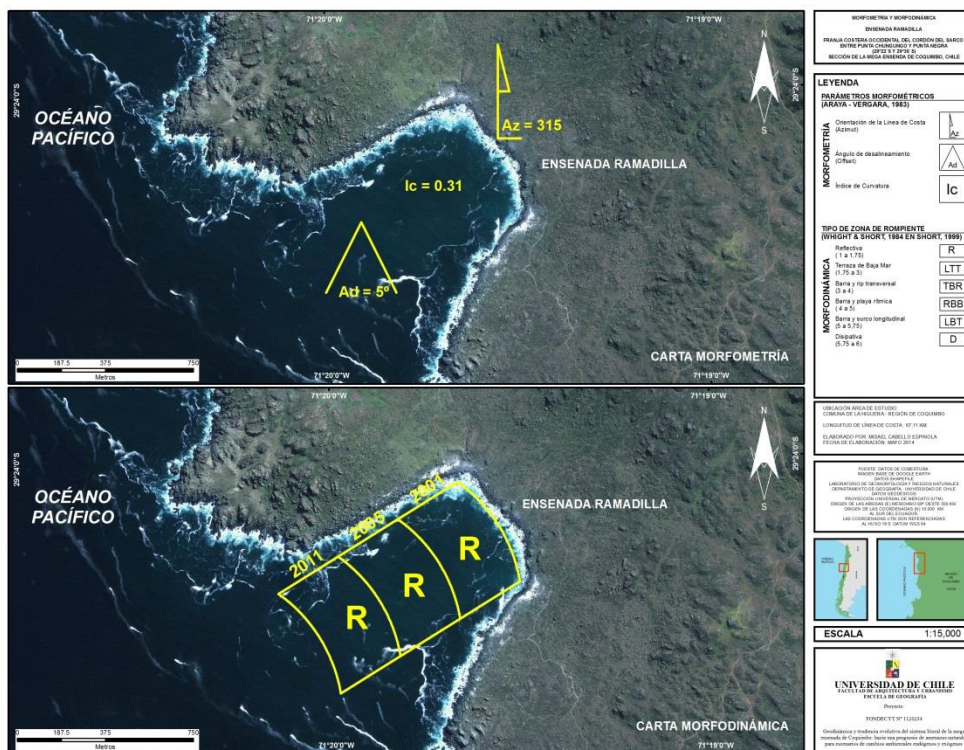
VELOSO, B. (2005). “*ESTRUCTURA Y DINÁMICA DEL SISTEMA DUNAR DE LONGOTOMA*”. Memoria para optar al Título Profesional de Geógrafo. Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile. Santiago.

VILLAGRÁN, C. (1995). “*EL CUATERNARIO EN CHILE: EVIDENCIAS DE CAMBIO CLIMÁTICO*”. Sección 5, Chile, del libro *Cuaternario en América del Sur*, editado por Jaime Argollo y Philippe Mourguiart. PROYECTO PICG· 281 del Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération. Mission, La Paz – Bolivia.

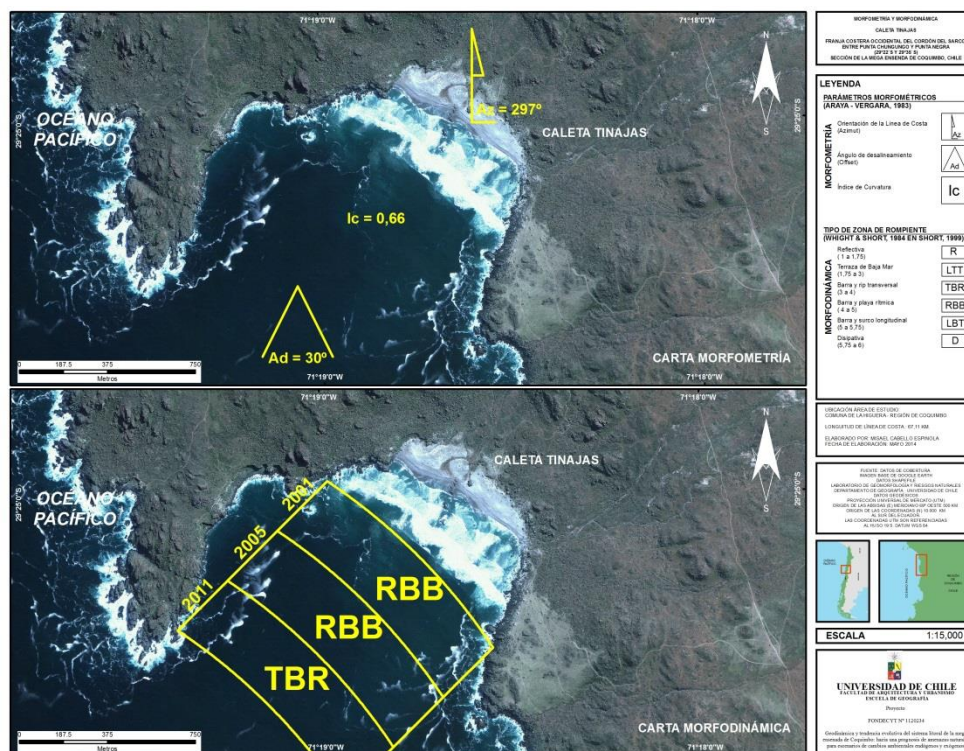
VILLAGRAN, C. (2007). “*DINÁMICA COSTERA EN EL SISTEMA DE BAHÍAS COMPRENDIDAS ENTRE ENSENADA LOS CHOROS Y BAHÍA TONGOY*”. Memoria para optar al título de Geógrafo. Escuela de Geografía, Facultad de Arquitectura y Urbanismo de Universidad de Chile.

VISHER, G. (1969). “*GRAIN SIZE DISTRIBUTIONS AND DEPOSITIONAL PROCESSES*” Journal of Sedimentary Petrology, vol. 39, N° 3, pág. 1074 – 1106.

ANEXOS

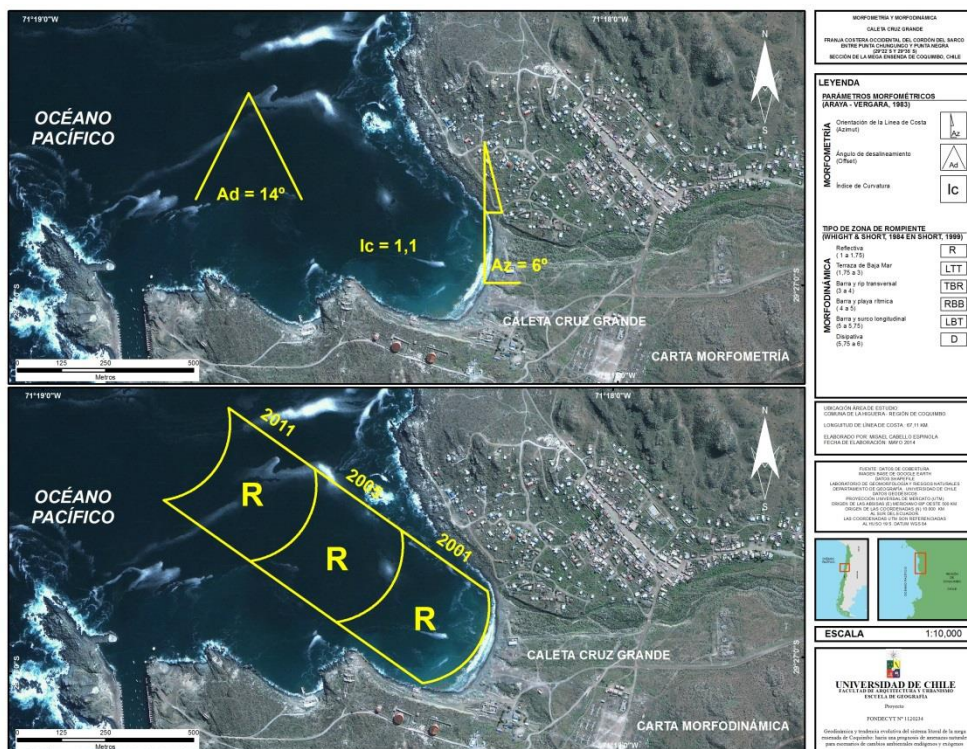


Anexo 1 Morfometría y morfodinámica de Ensenada Ramadilla. Fuente: Proyecto 1120234.

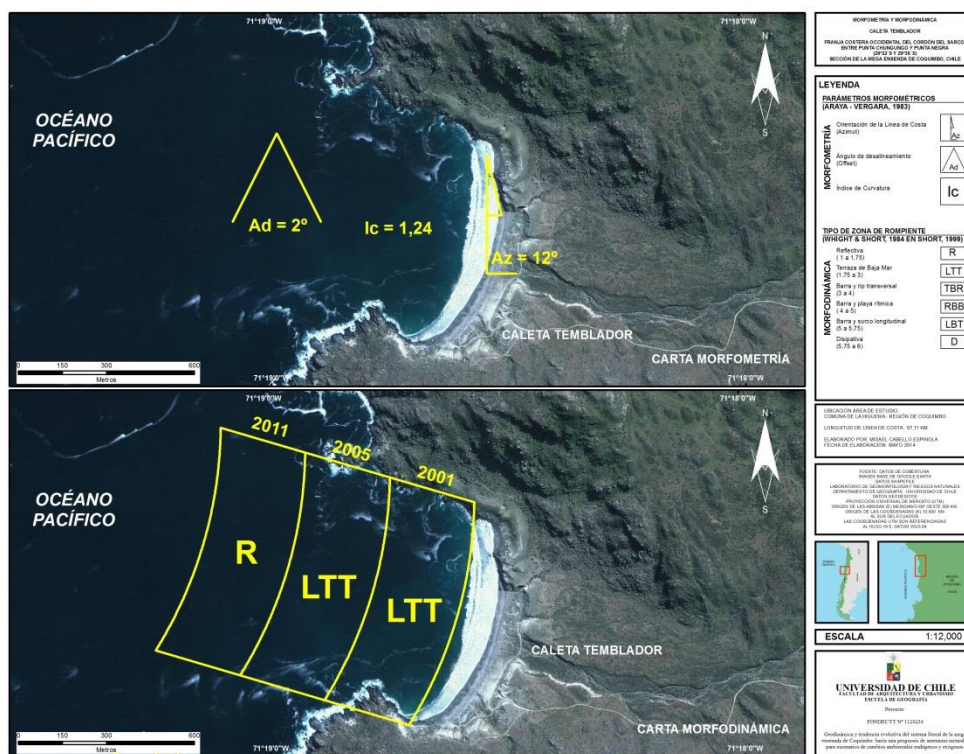


Anexo 2 Morfometría y morfodinámica de Caleta Tinajas. Fuente: Proyecto 1120234.

ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA SECCIÓN OCCIDENTAL DEL CORDÓN SARCO:
IDENTIFICACIÓN DE TERRAZAS MARINAS · REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE

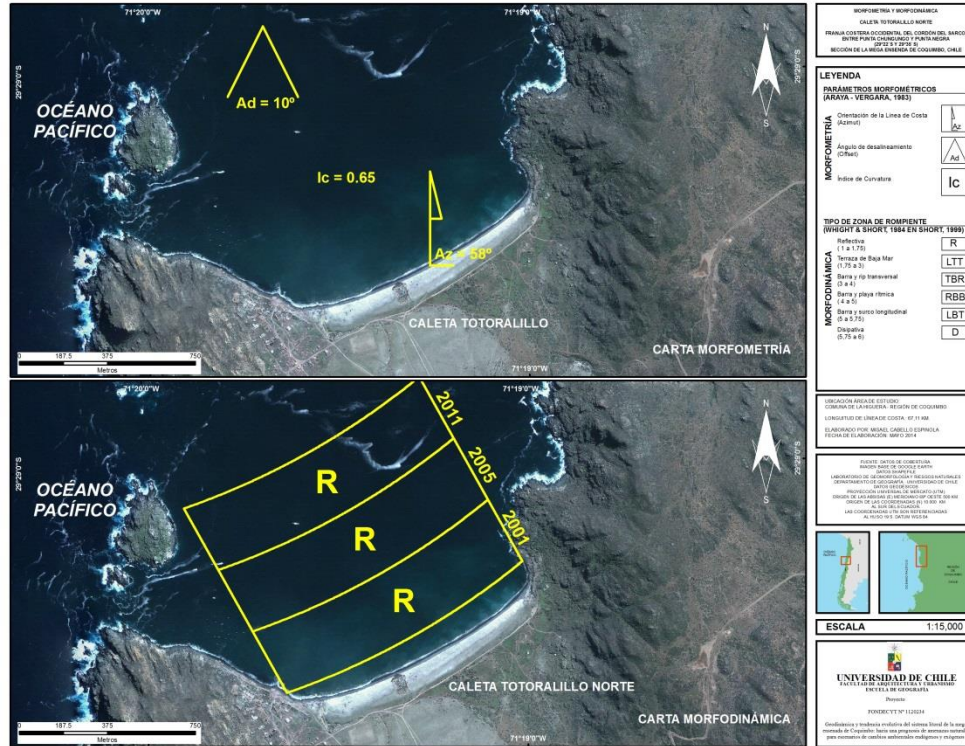


Anexo 3 Morfometría y morfodinámica de Caleta Cruz Grande. Fuente: Proyecto 1120234.



Anexo 4 Morfometría y morfodinámica de Caleta Temblador. Fuente: Proyecto 1120234.

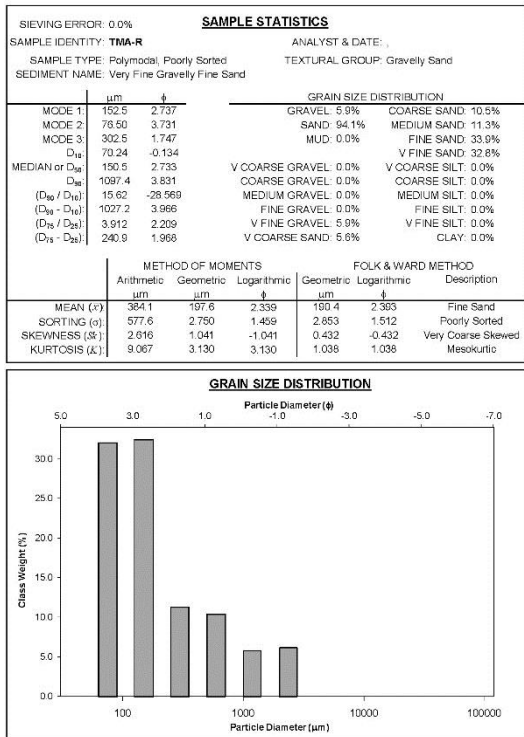
**ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA SECCIÓN OCCIDENTAL DEL CORDÓN SARCO:
IDENTIFICACIÓN DE TERRAZAS MARINAS · REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE**



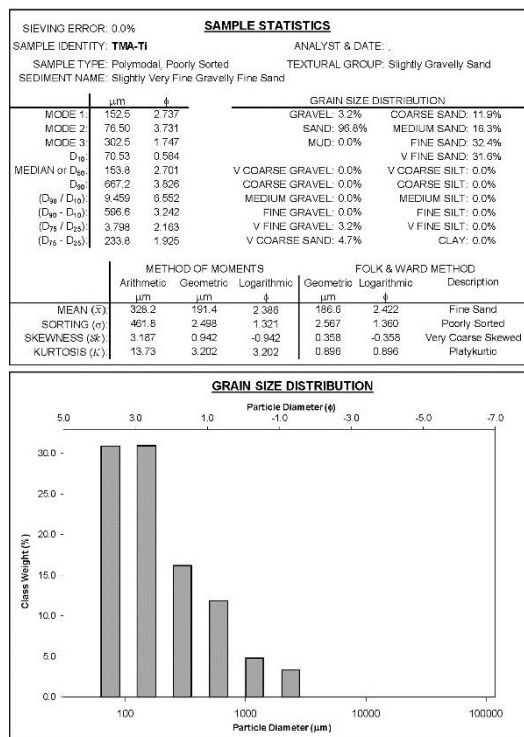
Anexo 5 Morfometría y morfodinámica de Caleta Totoralillo Norte. **Fuente:** Proyecto 1120234.

**ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA SECCIÓN OCCIDENTAL DEL CORDÓN SARCO:
IDENTIFICACIÓN DE TERRAZAS MARINAS · REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE**

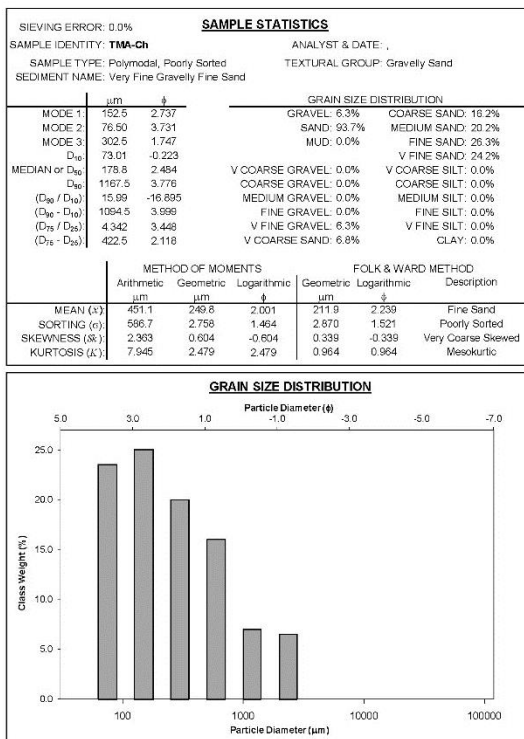
a)



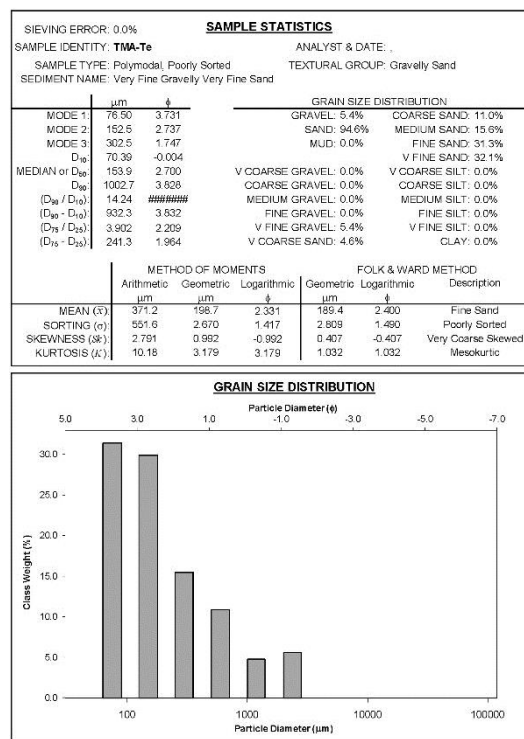
b)



c)



d)

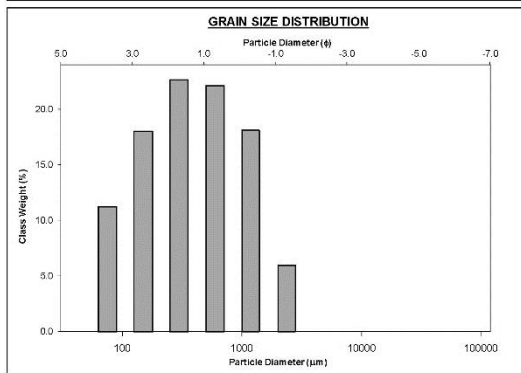


Anexo 6 Ficha técnica con parámetros estadísticos de FOLK & WARD (1957), para TMA en (a) Ensenada Ramadilla, Caletas (b) Tinajas, (c) Cruz Grande y (d) Temblador, obtenidos mediante el uso de GRADISTAT (BLOTT & PYE, 2001). **Fuente:** Proyecto 1120234.

**ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA SECCIÓN OCCIDENTAL DEL CORDÓN SARCO:
IDENTIFICACIÓN DE TERRAZAS MARINAS · REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE**

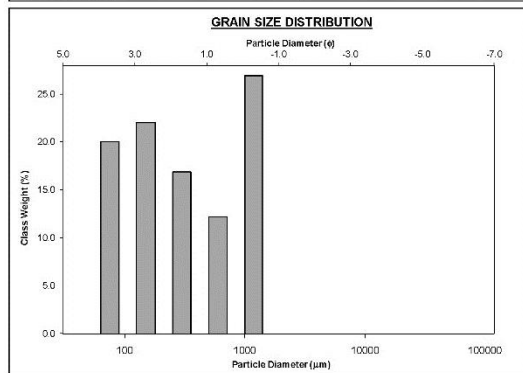
a)

SIEVING ERROR: 0.0%		SAMPLE STATISTICS		ANALYST & DATE: ,	
SAMPLE IDENTITY: TMA-To		TEXTURAL GROUP: Gravelly Sand			
SAMPLE TYPE: Polymodal, Poorly Sorted		SEDIMENT NAME: Very Fine Gravelly Medium Sand			
GRAIN SIZE DISTRIBUTION		GRAIN SIZE DISTRIBUTION		GRAIN SIZE DISTRIBUTION	
MODE 1	302.5 1.747	GRAVEL: 5.3%	COARSE SAND: 22.6%		
MODE 2	605.0 0.747	SAND: 94.1%	MEDIUM SAND: 23.1%		
MODE 3	1200.0 -0.243	MUD: 0.0%	FINE SAND: 19.1%		
D ₁₀	85.57 -0.372	V FINE SAND: 11.6%	V FINE SAND: 11.6%		
MEDIAN or D ₅₀	334.8 1.579	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%		
D ₆₀	1294.1 3.547	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
(D ₆₀ / D ₁₀)	15.12 -0.536	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
(D ₉₀ / D ₁₀)	1208.5 3.919	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D ₉₀ / D ₅₀)	4.307 5.005	V FINE GRAVEL: 5.9%	V FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ - D ₂₅)	533.2 2.107	V COARSE SAND: 17.7%	CLAY: 0.0%		
METHOD OF MOMENTS		FOLK & WARD METHOD		Description	
	Arithmetic Geometric Logarithmic	Arithmetic Geometric Logarithmic	Arithmetic Geometric Logarithmic	Arithmetic Geometric Logarithmic	Description
MEAN (x̄)	397.6 375.2 1.414	574.5 1.417	574.5 1.417	Medium Sand	
SORTING (σ)	586.7 2.656 1.409	2.838 1.505	2.838 1.505	Poorly Sorted	
SKEWNESS (sk)	1.656 0.025 -0.025	0.126 -0.126	0.126 -0.126	Coarse Skewed	
KURTOSIS (K)	5.564 2.091	2.091	0.941 0.941	Mesokurtic	



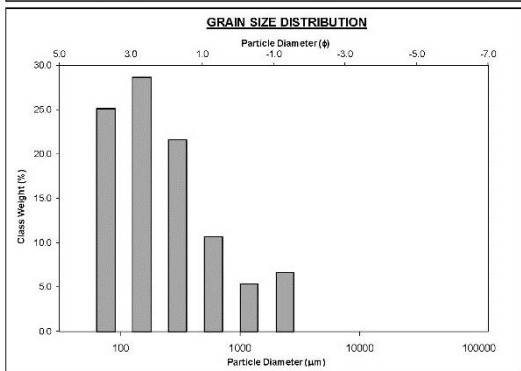
b)

SIEVING ERROR: 0.0%		SAMPLE STATISTICS		ANALYST & DATE: ,	
SAMPLE IDENTITY: TMM-R		TEXTURAL GROUP: Sand			
SAMPLE TYPE: Polymodal, Poorly Sorted		SEDIMENT NAME: Poorly Sorted Very Coarse Sand			
GRAIN SIZE DISTRIBUTION		GRAIN SIZE DISTRIBUTION		GRAIN SIZE DISTRIBUTION	
MODE 1	1200.0 -0.243	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 12.4%		
MODE 2	152.5 2.737	SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 17.2%		
MODE 3	76.50 3.731	MUD: 0.0%	FINE SAND: 23.3%		
D ₁₀	74.81 -0.301	V FINE SAND: 20.8%	V FINE SAND: 20.8%		
MEDIAN or D ₅₀	282.0 1.826	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%		
D ₆₀	1231.9 3.741	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
(D ₆₀ / D ₁₀)	16.47 -12.432	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
(D ₉₀ / D ₁₀)	1157.1 4.041	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D ₉₀ / D ₅₀)	7.612 -120.806	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ - D ₂₅)	883.2 2.928	V COARSE SAND: 26.3%	CLAY: 0.0%		
METHOD OF MOMENTS		FOLK & WARD METHOD		Description	
	Arithmetic Geometric Logarithmic	Arithmetic Geometric Logarithmic	Arithmetic Geometric Logarithmic	Arithmetic Geometric Logarithmic	Description
MEAN (x̄)	484.2 298.9 1.742	298.9 1.743	298.9 1.743	Medium Sand	
SORTING (σ)	446.8 2.803 1.487	3.012 1.591	3.012 1.591	Poorly Sorted	
SKEWNESS (sk)	0.736 0.097 -0.097	0.054 -0.054	0.054 -0.054	Symmetrical	
KURTOSIS (K)	1.833 1.571 1.571	0.596 0.596	0.596 0.596	Very Platykurtic	



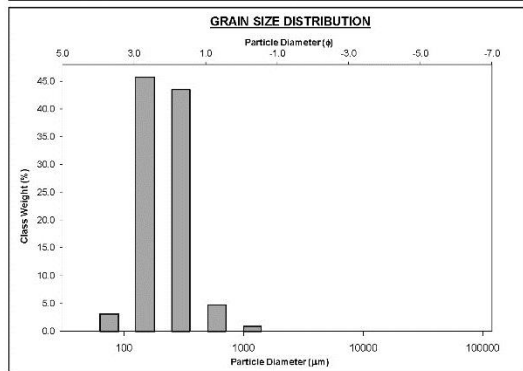
c)

SIEVING ERROR: 0.0%		SAMPLE STATISTICS		ANALYST & DATE: ,	
SAMPLE IDENTITY: TMM-Ch1		TEXTURAL GROUP: Gravelly Sand			
SAMPLE TYPE: Polymodal, Poorly Sorted		SEDIMENT NAME: Very Fine Gravelly Fine Sand			
GRAIN SIZE DISTRIBUTION		GRAIN SIZE DISTRIBUTION		GRAIN SIZE DISTRIBUTION	
MODE 1	152.5 2.737	GRAVEL: 6.4%	COARSE SAND: 10.8%		
MODE 2	76.50 3.731	SAND: 93.6%	MEDIUM SAND: 21.8%		
MODE 3	302.5 1.747	MUD: 0.0%	FINE SAND: 30.0%		
D ₁₀	72.36 -0.153	V FINE SAND: 25.8%	V FINE SAND: 25.8%		
MEDIAN or D ₅₀	167.8 2.575	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%		
D ₆₀	1111.9 3.789	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
(D ₆₀ / D ₁₀)	15.37 -24.754	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
(D ₉₀ / D ₁₀)	1039.6 3.942	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D ₉₀ / D ₅₀)	3.824 2.245	V FINE GRAVEL: 6.4%	V FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ - D ₂₅)	251.6 1.935	V COARSE SAND: 5.2%	CLAY: 0.0%		
METHOD OF MOMENTS		FOLK & WARD METHOD		Description	
	Arithmetic Geometric Logarithmic	Arithmetic Geometric Logarithmic	Arithmetic Geometric Logarithmic	Arithmetic Geometric Logarithmic	Description
MEAN (x̄)	413.6 225.1 2.152	201.1 2.314	201.1 2.314	Fine Sand	
SORTING (σ)	585.2 2.687	1.426	2.828 1.500	Poorly Sorted	
SKEWNESS (sk)	2.569 0.851 -0.851	0.369 -0.369	0.369 -0.369	Very Coarse Skewed	
KURTOSIS (K)	8.753 2.977	2.977	1.058 1.058	Mesokurtic	



d)

SIEVING ERROR: 0.0%		SAMPLE STATISTICS		ANALYST & DATE: ,	
SAMPLE IDENTITY: TMM-Ch2		TEXTURAL GROUP: Sand			
SAMPLE TYPE: Bimodal, Moderately Well Sorted		SEDIMENT NAME: Moderately Well Sorted Fine Sand			
GRAIN SIZE DISTRIBUTION		GRAIN SIZE DISTRIBUTION		GRAIN SIZE DISTRIBUTION	
MODE 1	152.5 2.737	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 4.6%		
MODE 2	302.5 1.747	SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 43.5%		
MODE 3	76.50 3.731	MUD: 0.0%	FINE SAND: 47.5%		
D ₁₀	131.7 1.543	V FINE SAND: 3.2%	V FINE SAND: 3.2%		
MEDIAN or D ₅₀	179.0 2.482	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%		
D ₆₀	343.1 2.525	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
(D ₆₀ / D ₁₀)	2.609 1.856	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
(D ₉₀ / D ₁₀)	211.4 1.382	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D ₉₀ / D ₅₀)	2.058 1.606	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ - D ₂₅)	156.3 1.041	V COARSE SAND: 0.9%	CLAY: 0.0%		
METHOD OF MOMENTS		FOLK & WARD METHOD		Description	
	Arithmetic Geometric Logarithmic	Arithmetic Geometric Logarithmic	Arithmetic Geometric Logarithmic	Arithmetic Geometric Logarithmic	Description
MEAN (x̄)	246.9 215.5 2.215	200.6 2.318	200.6 2.318	Fine Sand	
SORTING (σ)	145.4 1.599 0.677	1.541 0.823	1.541 0.823	Moderately Well Sorted	
SKEWNESS (sk)	3.176 0.498 -0.498	0.456 -0.456	0.456 -0.456	Very Coarse Skewed	
KURTOSIS (K)	19.05 3.744 3.744	0.811 0.811	0.811 0.811	Platykurtic	

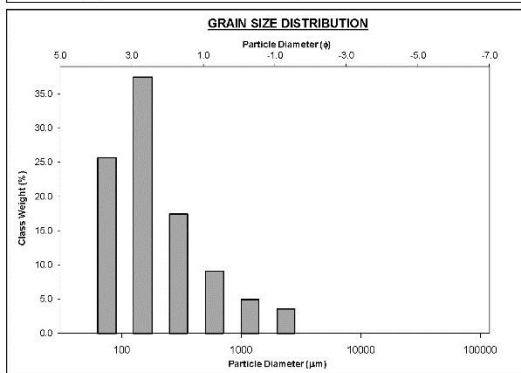


Anexo 7 Ficha técnica con parámetros estadísticos de FOLK & WARD (1957), para TMA en (a) Caleta Totoralillo Norte y TMM para (b) Ensenada Ramadilla y (c) y d) Caleta Cruz Grande 1 y 2, obtenidos mediante el uso de GRADISTAT (BLOTT & PYE, 2001). **Fuente:** Proyecto 1120234.

**ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA SECCIÓN OCCIDENTAL DEL CORDÓN SARCO:
IDENTIFICACIÓN DE TERRAZAS MARINAS · REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE**

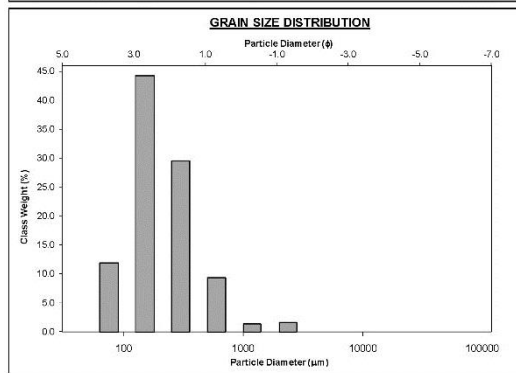
a)

SAMPLE STATISTICS						
SIEVING ERROR: 0.0%						
SAMPLE IDENTITY: TMM-To			ANALYST & DATE: .			
SAMPLE TYPE: Polymodal, Poorly Sorted			TEXTURAL GROUP: Slightly Gravelly Sand			
SEDIMENT NAME: Slightly Very Fine Gravelly Fine Sand						
	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1	152.5	2.737	GRAVEL: 3.4%	COARSE SAND: 9.1%		
MODE 2	76.50	3.731	SAND: 96.6%	MEDIUM SAND: 17.5%		
MODE 3	302.5	1.747	MUD: 0.0%	FINE SAND: 39.0%		
D_{10}	72.19	0.598	V FINE SAND: 26.2%			
MEDIAN or D_{50}	156.1	2.679	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%		
D_{90}	662.0	3.792	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
(D_{90} / D_{10})	9.171	6.373	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
(D_{75} / D_{25})	589.9	3.197	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D_{75} / D_{50})	3.435	2.037	V FINE GRAVEL: 3.4%	V FINE SILT: 0.0%		
$(D_{75} - D_{25})$	215.6	1.780	V COARSE SAND: 4.8%	CLAY: 0.0%		
METHOD OF MOMENTS						
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	FOLK & WARD METHOD		
	μm	μm	ϕ	μm	ϕ	Description
MEAN (\bar{x})	326.9	194.2	2.395	193.9	2.407	Fine Sand
SORTING (σ)	465.1	2.415	1.272	2.506	1.325	Poorly Sorted
SKEWNESS (S_k)	3.247	1.065	-1.065	0.350	-0.360	Very Coarse Skewed
KURTOSIS (K)	13.81	3.659	3.659	0.970	0.970	Mesokurtic



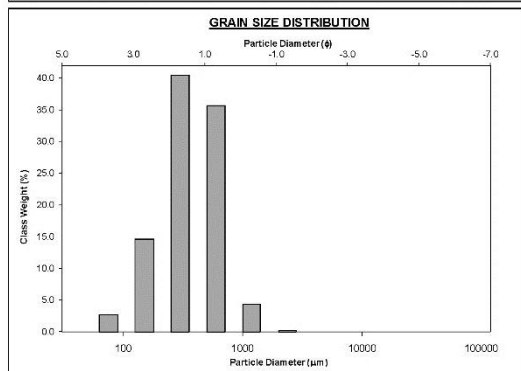
b)

SAMPLE STATISTICS						
SIEVING ERROR: 0.0%						
SAMPLE IDENTITY: TMM-To 1			ANALYST & DATE: .			
SAMPLE TYPE: Polymodal, Moderately Sorted			TEXTURAL GROUP: Slightly Gravelly Sand			
SEDIMENT NAME: Slightly Very Fine Gravelly Fine Sand						
	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1	152.5	2.737	GRAVEL: 1.6%	COARSE SAND: 9.4%		
MODE 2	302.5	1.747	SAND: 98.4%	MEDIUM SAND: 29.6%		
MODE 3	76.50	3.731	MUD: 0.0%	FINE SAND: 46.0%		
D_{10}	84.54	0.877	V FINE SAND: 12.1%			
MEDIAN or D_{50}	168.8	2.567	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%		
D_{90}	544.6	3.564	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
(D_{90} / D_{10})	6.442	4.068	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
(D_{75} / D_{25})	400.1	2.688	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D_{75} / D_{50})	2.206	1.657	V FINE GRAVEL: 1.9%	V FINE SILT: 0.0%		
$(D_{75} - D_{25})$	166.9	1.141	V COARSE SAND: 1.3%	CLAY: 0.0%		
METHOD OF MOMENTS						
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	FOLK & WARD METHOD		
	μm	μm	ϕ	μm	ϕ	Description
MEAN (\bar{x})	279.6	206.5	2.276	194.8	2.360	Fine Sand
SORTING (σ)	323.9	1.956	0.968	1.777	0.830	Moderately Sorted
SKEWNESS (S_k)	4.782	0.949	-0.949	0.340	-0.340	Very Coarse Skewed
KURTOSIS (K)	30.05	4.627	4.627	1.138	1.138	Leptokurtic



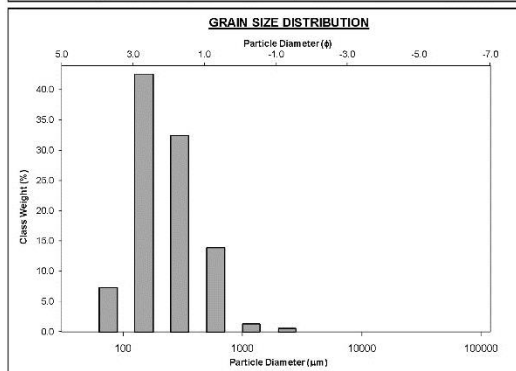
c)

SAMPLE STATISTICS						
SIEVING ERROR: 0.0%						
SAMPLE IDENTITY: TMM-To 2			ANALYST & DATE: .			
SAMPLE TYPE: Trimodal, Moderately Sorted			TEXTURAL GROUP: Slightly Gravelly Sand			
SEDIMENT NAME: Slightly Very Fine Gravelly Medium Sand						
	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1	302.5	1.747	GRAVEL: 0.2%	COARSE SAND: 36.2%		
MODE 2	605.0	0.747	SAND: 99.8%	MEDIUM SAND: 41.1%		
MODE 3	152.5	2.737	MUD: 0.0%	FINE SAND: 15.4%		
D_{10}	148.0	0.571	V FINE SAND: 2.9%			
MEDIAN or D_{50}	327.9	1.608	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%		
D_{90}	873.1	2.758	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
(D_{90} / D_{10})	4.547	4.828	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
(D_{75} / D_{25})	525.1	2.185	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D_{75} / D_{50})	2.198	2.456	V FINE GRAVEL: 0.2%	V FINE SILT: 0.0%		
$(D_{75} - D_{25})$	317.3	1.136	V COARSE SAND: 4.2%	CLAY: 0.0%		
METHOD OF MOMENTS						
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	FOLK & WARD METHOD		
	μm	μm	ϕ	μm	ϕ	Description
MEAN (\bar{x})	425.7	352.9	1.502	328.7	1.605	Medium Sand
SORTING (σ)	260.5	1.827	0.969	1.792	0.842	Moderately Sorted
SKEWNESS (S_k)	2.008	-0.274	0.274	-0.040	0.040	Symmetrical
KURTOSIS (K)	11.76	3.004	3.004	0.875	0.875	Platykurtic



d)

SAMPLE STATISTICS						
SIEVING ERROR: 0.0%						
SAMPLE IDENTITY: TMM-To 3			ANALYST & DATE: .			
SAMPLE TYPE: Polymodal, Moderately Sorted			TEXTURAL GROUP: Slightly Gravelly Sand			
SEDIMENT NAME: Slightly Very Fine Gravelly Fine Sand						
	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1	152.5	2.737	GRAVEL: 0.2%	COARSE SAND: 13.9%		
MODE 2	302.5	1.747	SAND: 99.4%	MEDIUM SAND: 32.5%		
MODE 3	605.0	0.747	MUD: 0.0%	FINE SAND: 44.3%		
D_{10}	127.6	0.792	V FINE SAND: 7.5%			
MEDIAN or D_{50}	177.4	2.495	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%		
D_{90}	577.6	2.970	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
(D_{90} / D_{10})	4.525	3.750	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
(D_{75} / D_{25})	448.9	2.178	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D_{75} / D_{50})	2.224	1.704	V FINE GRAVEL: 0.6%	V FINE SILT: 0.0%		
$(D_{75} - D_{25})$	176.8	1.153	V COARSE SAND: 1.3%	CLAY: 0.0%		
METHOD OF MOMENTS						
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	FOLK & WARD METHOD		
	μm	μm	ϕ	μm	ϕ	Description
MEAN (\bar{x})	284.1	224.8	2.153	203.4	2.298	Fine Sand
SORTING (σ)	246.2	1.860	0.865	1.753	0.810	Moderately Sorted
SKEWNESS (S_k)	-4.345	0.581	-0.581	0.333	-0.333	Very Coarse Skewed
KURTOSIS (K)	32.96	3.450	3.450	1.078	1.078	Mesokurtic

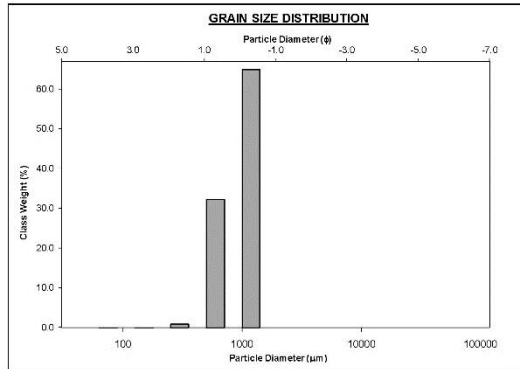


Anexo 8 Ficha técnica con parámetros estadísticos de FOLK & WARD (1957), para la TMM en las caletas (a) Temblador y (b, c y d) Totoralillo Norte 1, 2 y 3, obtenidos mediante el uso de GRADISTAT (BLOTT & PYE, 2001). **Fuente:** Proyecto 1120234.

**ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA SECCIÓN OCCIDENTAL DEL CORDÓN SARCO:
IDENTIFICACIÓN DE TERRAZAS MARINAS · REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE**

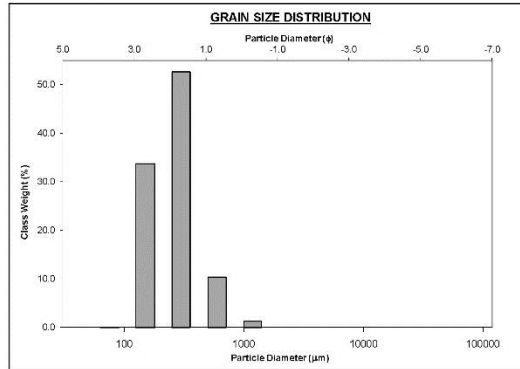
a)

SIEVING ERROR: 0.0%		SAMPLE STATISTICS		ANALYST & DATE: .	
SAMPLE IDENTITY: PL-R		TEXTURAL GROUP: Sand		TEXTURAL GROUP: Sand	
SAMPLE TYPE: Bimodal, Well Sorted		TEXTURAL GROUP: Sand		TEXTURAL GROUP: Sand	
SEDIMENT NAME: Well Sorted Very Coarse Sand		TEXTURAL GROUP: Sand		TEXTURAL GROUP: Sand	
		GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1	1200.0	0.243	GRAVELL: 0.0%	COARSE SAND: 33.8%	
MODE 2	605.0	0.747	SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 0.8%	
MODE 3			MUD: 0.0%	FINE SAND: 0.0%	
D ₁₀	549.2	-0.411	V FINE SAND: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%	
MEDIAN or D ₅₀	1081.8	-0.113	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%	
D ₉₀	1329.6	0.865	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%	
(D ₉₀ / D ₁₀)	2.421	-2.103	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%	
(D ₉₀ - D ₁₀)	780.4	1.276	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%	
(D ₇₅ / D ₂₅)	1.918	-2.137	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%	
(D ₇₅ - D ₂₅)	589.0	0.939	V COARSE SAND: 65.3%	CLAY: 0.0%	
		METHOD OF MOMENTS		FOLK & WARD METHOD	
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic
	μm	μm	φ	μm	φ
MEAN (x̄)	950.3	926.0	0.1111	954.1	0.096
SORTING (σ)	288.8	1.498	0.485	1.410	0.486
SKEWNESS (sk)	-0.684	-0.863	0.863	-0.537	0.537
KURTOSIS (K)	1.567	2.529	2.529	0.605	0.605
					Coarse Sand
					Well Sorted
					Very Fine Skewed
					Very Platykurtic



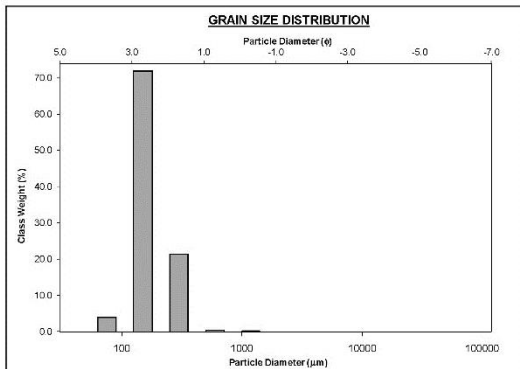
b)

SIEVING ERROR: 0.0%		SAMPLE STATISTICS		ANALYST & DATE: .	
SAMPLE IDENTITY: PL-Ti		TEXTURAL GROUP: Sand		TEXTURAL GROUP: Sand	
SAMPLE TYPE: Trimodal, Moderately Well Sorted		TEXTURAL GROUP: Sand		TEXTURAL GROUP: Sand	
SEDIMENT NAME: Moderately Well Sorted Medium Sand		TEXTURAL GROUP: Sand		TEXTURAL GROUP: Sand	
		GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1	302.5	1.747	GRAVELL: 0.0%	COARSE SAND: 10.4%	
MODE 2	152.5	2.737	SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 52.9%	
MODE 3	605.0	0.747	MUD: 0.0%	FINE SAND: 35.3%	
D ₁₀	138.5	0.918	V FINE SAND: 0.1%	V FINE SILT: 0.0%	
MEDIAN or D ₅₀	275.4	1.860	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%	
D ₉₀	529.2	2.852	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%	
(D ₉₀ / D ₁₀)	3.822	-3.107	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%	
(D ₉₀ - D ₁₀)	390.8	1.934	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%	
(D ₇₅ / D ₂₅)	2.010	1.821	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%	
(D ₇₅ - D ₂₅)	183.3	1.007	V COARSE SAND: 1.3%	CLAY: 0.0%	
		METHOD OF MOMENTS		FOLK & WARD METHOD	
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic
	μm	μm	φ	μm	φ
MEAN (x̄)	252.2	250.4	1.959	241.0	2.053
SORTING (σ)	165.9	1.596	0.674	1.567	0.648
SKEWNESS (sk)	2.530	0.543	-0.543	-0.200	0.200
KURTOSIS (K)	12.73	3.226	3.226	0.916	0.916
					Fine Sand
					Moderately Well Sorted
					Fine Skewed
					Mesokurtic



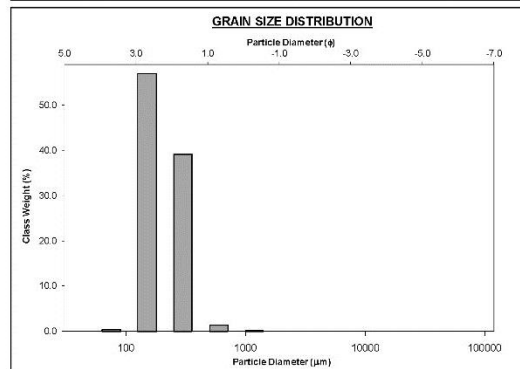
c)

SIEVING ERROR: 0.2%		SAMPLE STATISTICS		ANALYST & DATE: .	
SAMPLE IDENTITY: PL-Ch		TEXTURAL GROUP: Sand		TEXTURAL GROUP: Sand	
SAMPLE TYPE: Bimodal, Well Sorted		TEXTURAL GROUP: Sand		TEXTURAL GROUP: Sand	
SEDIMENT NAME: Well Sorted Fine Sand		TEXTURAL GROUP: Sand		TEXTURAL GROUP: Sand	
		GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1	152.5	2.737	GRAVELL: 0.0%	COARSE SAND: 0.5%	
MODE 2	302.5	1.747	SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 21.3%	
MODE 3			MUD: 0.0%	FINE SAND: 74.0%	
D ₁₀	128.8	1.715	V FINE SAND: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%	
MEDIAN or D ₅₀	158.8	2.673	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%	
D ₉₀	304.7	2.957	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%	
(D ₉₀ / D ₁₀)	2.366	1.725	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%	
(D ₉₀ - D ₁₀)	175.9	1.243	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%	
(D ₇₅ / D ₂₅)	1.279	1.142	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%	
(D ₇₅ - D ₂₅)	38.72	0.355	V COARSE SAND: 0.2%	CLAY: 0.0%	
		METHOD OF MOMENTS		FOLK & WARD METHOD	
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic
	μm	μm	φ	μm	φ
MEAN (x̄)	186.0	170.8	2.540	179.0	2.482
SORTING (σ)	85.97	1.417	0.503	1.391	0.476
SKEWNESS (sk)	4.670	0.927	-0.927	0.543	-0.543
KURTOSIS (K)	47.11	5.591	5.591	1.611	1.611
					Fine Sand
					Well Sorted
					Very Coarse Skewed
					Very Platykurtic



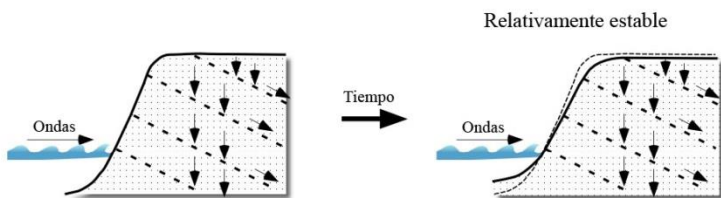
d)

SIEVING ERROR: 0.0%		SAMPLE STATISTICS		ANALYST & DATE: .	
SAMPLE IDENTITY: PL-Te		TEXTURAL GROUP: Sand		TEXTURAL GROUP: Sand	
SAMPLE TYPE: Bimodal, Moderately Well Sorted		TEXTURAL GROUP: Sand		TEXTURAL GROUP: Sand	
SEDIMENT NAME: Moderately Well Sorted Fine Sand		TEXTURAL GROUP: Sand		TEXTURAL GROUP: Sand	
		GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1	152.5	2.737	GRAVELL: 0.0%	COARSE SAND: 1.4%	
MODE 2	302.5	1.747	SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 39.0%	
MODE 3			MUD: 0.0%	FINE SAND: 59.0%	
D ₁₀	132.8	1.603	V FINE SAND: 0.4%	V FINE SILT: 0.0%	
MEDIAN or D ₅₀	188.8	2.558	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%	
D ₉₀	325.2	2.915	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%	
(D ₉₀ / D ₁₀)	2.452	1.818	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%	
(D ₉₀ - D ₁₀)	192.6	1.312	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%	
(D ₇₅ / D ₂₅)	1.977	1.547	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%	
(D ₇₅ - D ₂₅)	142.1	0.983	V COARSE SAND: 0.2%	CLAY: 0.0%	
		METHOD OF MOMENTS		FOLK & WARD METHOD	
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic
	μm	μm	φ	μm	φ
MEAN (x̄)	219.2	200.1	2.321	193.9	2.367
SORTING (σ)	97.53	1.450	0.536	1.424	0.510
SKEWNESS (sk)	3.035	0.712	-0.712	0.461	-0.461
KURTOSIS (K)	25.16	3.064	3.064	0.592	0.592
					Fine Sand
					Moderately Well Sorted
					Very Coarse Skewed
					Very Platykurtic

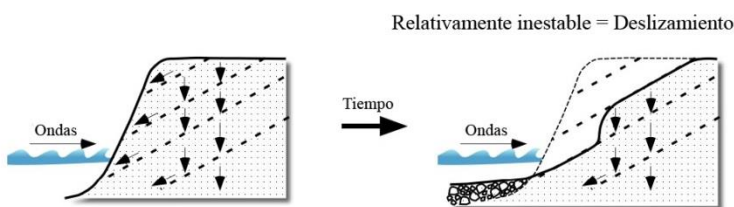


Anexo 9 Ficha técnica con parámetros estadísticos de FOLK & WARD (1957), para las playas actuales de (a) Ensenada Ramadilla, caletas (b) Tinajas, (c) Cruz Grande y (d) Temblador, obtenidos mediante el uso de GRADISTAT (BLOTT & PYE, 2001). **Fuente:** Proyecto 1120234.

A Capas con buzamiento hacia el continente



B Capas con buzamiento hacia el mar

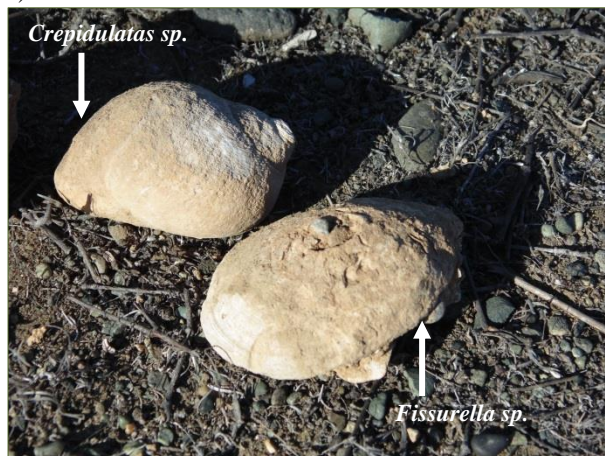


Anexo 10 Características litológicas favorables para la evolución de terrazas marinas en roca extrusivas. Imagen (a) es la situación no favorable a la formación de acantilados costeros y posterior evolución de terrazas marinas, debido a la disposición sub horizontal y buzamiento de las capas hacia el continente. Imagen (b) situación favorable a la formación de acantilados costeros y posterior evolución de terrazas marinas, debido a la disposición sub horizontal y buzamiento de las capas hacia el mar. **Fuente:** TRENHAILE (2000 en SAILLARD, 2008) y SAILLARD (2008).

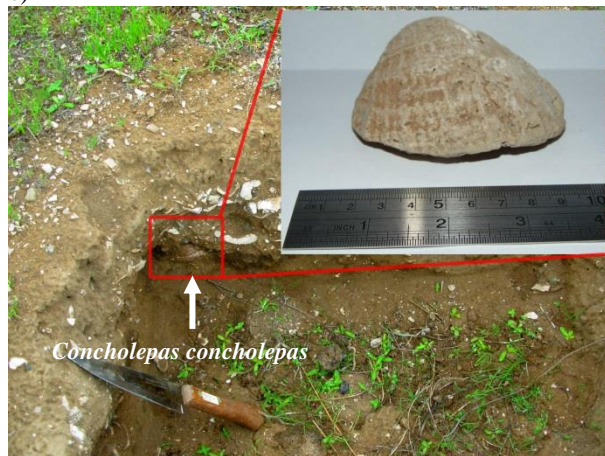
a)



b)



c)



Anexo 11 **Gastrópodos en TMA y TMM:** (a) Corresponde posiblemente a una *Iselica chilensis*, gastrópodo encontrado en la TMA en el sector de Caleta Totalillo Norte; (b) Especies encontradas en la TMM en el sector de Ensenada Ramadilla, corresponden posiblemente a *Crepidula dilatata* y *Fissurellas sp*; (c) Concholepas Concholepas, encontrada en TMM en el sector de Ensenada Ramadilla. **Fuente:** GUZMAN *et al.*, 1998.

**ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA SECCIÓN OCCIDENTAL DEL CORDÓN SARCO:
IDENTIFICACIÓN DE TERRAZAS MARINAS · REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE**

Anexo 12 Tasas de alzamientos tectónicos de terrazas marinas ubicadas al norte y sur del área de estudio

COQUIMBO PASKOFF (1970)	HORNITO Y CHACAYA ORTLIEB <i>et al.</i> (1987)	CALDERA MARQUARDT <i>et al.</i> (2004)	BAHÍA INGLESA MARQUARDT <i>et al.</i> (2004)	CERRO MORRO MEJILLONES MARQUARDT <i>et al.</i> (2005)	PAMPA MEJILLONES MARQUARDT <i>et al.</i> (2005)	ALTOS DE TALINAY SAILLARD <i>et al.</i> (2012)	PALEO BAHÍA DE TONGOY SAILLARD <i>et al.</i> (2012)
SERENIENCE I	-	TM VII	TM VIII	-	-	TM I	-
-	-	0.28±0.02 m/ka	0.28±0.02 m/ka	-	-	0.738±0.152 m/ka	-
SERENIENCE II	TM IV	TM VI	TM VII	TM VII	TM VII	-	TM II
-	0.24 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.28±0.02 m/ka	0.68 y 0.57 m/ka	0.20 y 0.50 m/ka	-	0.29±0.112 m/ka
HERRADURIENCE I	TM III	TM V	TM VI	TM VI	TM VI	TM II	-
0.20 m/ka	0.24 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.68 y 0.57 m/ka	0.20 y 0.50 m/ka	0.738±0.152 m/ka	-
-	TM II	TM IV	TM V	TM V	TM V	TM III	TM III
-	0.24 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.68 y 0.57 m/ka	0.20 y 0.50 m/ka	0.389±0.149 m/ka	-
HERRADURIENCE II	TM I	TM III	TM IV	TM IV	TM IV	TM IV	-
0.20 m/ka	0.24 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.68 y 0.57 m/ka	0.20 y 0.50 m/ka	0.180±0.08 m/ka	-
-	TM I	TM II	TM III	TM III	TM III	-	TM IV
-	0.24 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.68 y 0.57 m/ka	0.20 y 0.50 m/ka	-	0.52±0.08 m/ka
-	-	-	TM II	TM II	TM II	-	-
-	-	-	340±60 m/ka	0.68 y 0.57 m/ka	0.20 y 0.50 m/ka	-	-
VEGIENCE	-	TM I	TM I	TM I	TM I	TM V	TM V
0.13 y 0.14 m/ka	-	0.34±0.06 m/ka	0.34±0.06 m/ka	0.68 y 0.57 m/ka	0.20 y 0.50 m/ka	0.166±0.434 m/ka	-

Fuente: Proyecto 1120234.

Anexo 13 Cálculo de tasa de alzamiento para TMA, TMM y TMB

De acuerdo con la correlación altimétrica realizada a las terrazas marina TMA, TMM y TMB, y la identificación probable de los MIS, se calculó mediante la ecuación de LAJOIE (1986 en SAILLARD, 2008), las tasa de alzamiento tectónico para cada terrazas marina.

$$TA = (H - NM) / E$$

TA = Tasa de alzamiento tectónico

H = Altura actual de terraza marina medida desde ángulo de línea de costa (*Shoreline angle*).

NM = Posición eustático del nivel del mar correspondiente a la edad absoluta de la terraza marina.

E = Edad absoluta obtenida para cada terraza marina

Para determinar la tasa de alzamiento, se necesita la información relacionada a la posición del nivel del mar que formo cada terraza marina, de acuerdo a cada MIS, así como también la edad absoluta correspondiente a cada MIS. Para ello se utiliza la información entregada por MARQUARDT *et al.* (2004), utilizada para calcular las tasas de alzamiento de las terrazas marinas de Caldera y Bahía Inglesa.

Anexo 13a Tabla resumen con datos para determinar tasa de alzamiento.

(1) Terrazas marinas	(2) Altura actual de terraza marinas (H)	(3) MIS	(4) Posición eustático del nivel del mar (NM)	(5) Edad absoluta obtenida para terraza marina (E)
TMA	160±10 m	MIS 11	0±10	430±30 (ka)
TMM	75±7 m	MIS 7	-3±4	210±10 (ka)
TMB	28±5 m	MIS 5	5±3	125±5 (ka)

Fuente: (1) y (2) Proyecto 1120234. (3), (4) y (5) MARQUARDT *et al.* (2004).

Ejemplo de aplicación:

$$TA = (160 \text{ m} - 0 \text{ m}) / 430 \text{ ka}$$

$$TA = (160 \text{ m}) / 430 \text{ ka}$$

$$TA = 0.37 \text{ m/ka}$$

De acuerdo con los datos obtenidos por MARQUARDT *et al.* (2004) y la aplicación de la ecuación de LAJOIE (1986 en SAILLARD, 2008), se obtuvieron las tasas de alzamientos para la TMA, TMM y la TMB.

Anexo 13b Tabla con resultados de las tasas de alzamiento para la TMA, TMM Y TMB.

TERRAZAS MARINAS	MIS	TA
TMA	MIS 11	0.37±0.05
TMM	MIS 7	0.37±0.04
TMB	MIS 5	0.18±0.03

Fuente: Proyecto 1120234.

Anexo 14 Carta Geomorfológica franja costera occidental del Cordón Sarco (1:50.000).