



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE ARQUITECTURA Y URBANISMO
ESCUELA DE GEOGRAFIA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓGRAFO

**MORFOGÉNESIS EVOLUTIVA Y SEDIMENTOLOGÍA
DEL SISTEMA DE DUNAS COSTERAS DE LA
TRINCHERA, REGIÓN DEL MAULE**

Autor: Cristián Iván Araya Cornejo
Profesor Guía: José F. Araya Vergara

SANTIAGO-CHILE

2010

Agradecimientos

Quiero agradecer a mis padres, María Georgina y Waldemar, por su paciencia, esfuerzo y entrega en este proceso y en los anteriores, por su sencillez y compañía a toda prueba, que en conjunto con mi hermano Cesar, me entregaron todo su amor incondicional.

A mi Profesor Guía, Don José Araya Vergara, por su gran aporte científico, sabiduría, dedicación en la corrección, y su pasión inextinguible por la geomorfología y sus temas afines. Estos conocimientos y cualidades sin duda influyeron en mi trabajo, y dieron ánimos para poder sobrellevar este bello pero a la vez difícil proceso.

A mis camaradas y amigos entrañables Daniel Acuña, Rodrigo Calabran, Rayner de Ruyt, José Luis Riveros (Jolo) y Vanessa Magallanes. Las palabras quedan cortas para describir todo lo que vivimos y aprendimos juntos. Espero que esta amistad desborde en el tiempo a los años vividos en la carrera, gracias por todo.

A los amigos y compañeros: Cecilia Aqueveque, Orlando Arévalo, Alberto Iriarte, Pablo Iribarren, Alejandro Ortega, Marcela Rodríguez y Juan Pablo Valenzuela. Gracias por su apoyo y compañía.

A todos mis profesores, ayudantes y compañeros de universidad, que como tales, acompañaron mi estadía en la carrera, conduciéndome al conocimiento los primeros, y complementando mi aprendizaje los últimos. Recordare siempre las conversaciones y comentarios dentro y fuera de las aulas, concordancias y desavenencias, porque constituyen parte importante de mi crecimiento profesional y humano.

A Ana López, por su incansable compañía y ayuda, especialmente en los menesteres asociados a su especialidad. Gracias por tu cariño, entrega y sabiduría, te llevare siempre en mi corazón.

Finalmente y en especial a Dios, gracias por haberme dado el ser y mis circunstancias.....

INDICE

Contenidos	Página
Índice de Contenidos.....	I
Índice de Figuras.....	III
Índice de Tablas.....	IV
Resumen / Abstract.....	V
I. Introducción.....	1
1.1. Estado del asunto	1
<i>Investigaciones sobre dunas costeras</i>	1
<i>Factores intervinientes en la formación y desarrollo de acumulaciones arenosas costeras</i>	2
<i>Sedimentología de Dunas</i>	3
<i>Situación del área de estudio</i>	4
1.2. Propósito	5
1.3. Hipótesis	5
II. Materiales y Métodos	6
2.1. Área de Estudio	6
2.2. Procedimientos	7
<i>Principios de clasificación geomorfológica</i>	7
<i>Procedimientos de campo</i>	8
<i>Procedimientos de laboratorio</i>	9
<i>Procedimientos de gabinete</i>	10
III. Resultados	11
3.1 Geomorfología	11
3.1.1 Formas Costeras no Dunares	11
<i>Formas Estuariales</i>	11
<i>Formas Costeras de Origen Marino</i>	12
<i>Formas Costeras de Origen Mixto</i>	13
3.1.2 Formas Costeras Dunares	14
<i>Tipología de Dunas</i>	14
a.- Zona Norte	15

b.- Zona Intermedia	22
c.- Zona Sur	27
3.2 Sedimentología	35
3.2.1 Sedimentología y Análisis de Testigos de Muestreo	35
<i>Testigo N° 1</i>	35
<i>Testigo N° 2</i>	37
<i>Testigo N° 3</i>	39
<i>Testigo N° 4</i>	41
<i>Testigo N° 5</i>	43
<i>Testigo N° 6</i>	45
<i>Testigo N° 7</i>	47
<i>Testigo N° 8</i>	49
<i>Testigo N° 9</i>	51
3.2.2 Resultados de Laboratorio	58
<i>Granulometría</i>	59
<i>Morfoscopía</i>	61
<i>Mineralogía</i>	62
IV. Discusión	66
<i>Morfología y emplazamiento dunar</i>	66
<i>Zona Norte</i>	66
<i>Zona Intermedia</i>	67
<i>Zona Sur</i>	69
<i>Relaciones morfo-sedimentológicas de testigos</i>	71
<i>Implicancias morfométricas, granulométricas y mineralógicas</i>	73
<i>Consideraciones sobre causas y efectos ambientales locales, en el desarrollo evolutivo dunar</i>	74
<i>Consideraciones metodológicas</i>	75
V. Conclusiones	76
VI. Referencias Bibliográficas	79
VII. Apéndice	85

INDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. Área de Estudio.....	6
2. Sand Auger	8
3. Zonificación del Campo de Dunas según características morfológicas de las dunas	14
4. Zona Norte del Campo de Dunas	15
5. Eventos de coalescencia entre las crestas	16
6. Pérdida de estructura en dunas transversales.....	17
7. Realineamiento de dunas transversales	18
8. Barjanes anchos a barlovento de la terraza marina.....	20
9. Dunas de Sombra	21
10. Dunas vegetadas remanentes.....	21
11. Zona Intermedia del Campo de Dunas	22
12. Avance de crestas de origen barjánico y montículos vegetados.....	23
13. Avance de dunas barjanes sobre montículos vegetados remanentes.	25
14. Dunas de origen Barjánico siendo colonizados por vegetación.	26
15. Dunas de origen Barjánico siendo colonizados por vegetación.	26
16. Zona Sur del Campo de Dunas.	27
17. Surgimiento de la Playa Antigua.	28
18. Laguna Litoral.	28
19. Núcleos Húmedos.	29
20. Frente de anteduna erosionado por el mar.....	30
21. Perfil erosional de playa de gravas marinas.	30
22. Frente de avance semivegetado, duna parabólica.	31
23. Estabilización de Dunas Ascendentes.....	32
24. Dunas Ascendentes.	33
25. Carta Geomorfológica.	34
26. Testigo N° 1.....	35
27. Testigo N° 2.....	37
28. Testigo N° 3.....	39

29. Testigo N° 4.....	41
30. Testigo N° 5.....	43
31. Testigo N° 6.....	45
32. Testigo N° 7.....	47
33. Testigo N° 8.....	49
34. Testigo N° 9.....	51
35. Ubicación de testigos.	53
36. Corte transversal geomorfológico, Zona Norte.....	55
37. Corte transversal geomorfológico, Zona Intermedia	56
38. Corte transversal geomorfológico, Zona Sur	57
39. Ubicación de muestras obtenidas en la primera y segunda campaña de terreno.	58
40. Curva acumulativa de testigos de muestreo.	59
41. Curva acumulativa de las formas consideradas en la segunda campaña de terreno.....	60
42. Gráfico mineralogía de arenas no magnéticas	63
43. Gráfico mineralogía de arenas magnéticas.	64
44. Diferencias en la dimensión del largo y espaciamiento de dunas entre la zona Norte e Intermedia.....	69
45. Precipitaciones en el campo dunas La Trinchera durante los últimos 50 años..	76

INDICE DE TABLAS

Tabla	Página
1. Parámetros de clasificación de las arenas.....	9
2. Tabla resumen de información obtenida de los testigos.	55
3. Parámetros granulométricos de muestreo	62
4. Parámetros morfoscópicos obtenidos en laboratorio.	66

RESUMEN

Se investigan los aspectos geomorfológicos y sedimentológicos que configuran el sistema de dunas costeras presente en litoral de la región del Maule, entre los estuarios Huenchullamí y Mataquito, en la zona denominada como La Trinchera. Se observaron tres zonas con distintos patrones dunares predominantes: la zona norte, dominada por dunas de la familia de barjanas; la zona sur, dominada por dunas de la familia parabólica; y la zona intermedia, la cual se expresa como una zona de transición, exhibiendo patrones de dunas de origen barjánico y parabólico. Además, se analizan perfiles estratigráficos obtenidos sobre los distintos tipos de morfología presentes, por medio de instrumentos como el sand auger y caising de perforación, lográndose profundidades de hasta 9,5 m. Se suma a este análisis, un estudio sobre la base de una secuencia de imágenes de distintos años, con el fin de observar la sucesión de formas dunares que han acaecido sobre el área de estudio durante los últimos 50 años, y cuya ocurrencia debió quedar registrada en perfiles estratigráficos identificables. A partir de una correlación morfo-sedimentaria temporal, se intenta establecer los ambientes de depositación y los procesos que ayudaron a configurar el estado actual del campo de dunas, dilucidando así los aspectos evolutivos relevantes para el desarrollo geomorfológico de estas.

Palabras clave: Sistema de dunas costeras, sucesión de formas dunares, sand auger y caising de perforación, perfil estratigráfico, ambientes de depositación.

ABSTRACT

The geomorphological and sedimentological aspects that form the coastal dune system present in the coast of the region of the Maule, between the estuaries Huenchullamí and Mataquito, in the zone denominated like La Trinchera are investigated. Three zones with different predominant dune patterns were observed: the North zone, dominated by dunes of the crescentic family; the South zone, dominated by dunes of the parabolic family; and the intermediate zone, which is expressed like a zone of transition, exhibiting dune patterns of crescentic and parabolic origin. In addition, obtained stratigraphic profiles are analyzed on the different types from present morphologies, by means of instruments like to sand auger and caising of perforation, being obtained depths of up to 9.5 m. It is added to this analysis, a study on the base of sequence of images of different years, with the purpose of to observe the succession of dune forms that have happened on the study area during last the 50 years, and whose occurrence had to be registered in identifiable stratigraphic profiles. From a temporary morfo-sedimentary correlation, it is tried to establish the depositional environment and processes that helped to form the present state of the dune field, explaining therefore evolutionary aspects for the geomorphological development of these.

Key words: Coastal dune system, succession of dune forms, to sand auger and caising of perforation, stratigraphic profile, depositional environment.

I. INTRODUCCIÓN

1.1 Estado del Asunto

Investigaciones sobre dunas costeras

Los campos de dunas como conjunto están entre los ejemplos más elocuentes de patrones en la naturaleza. Estos patrones se han interpretado como resultado de la auto organización dentro de sistemas complejos (WERNER, 1995). Sobre este tipo de formas eólicas ha existido un gran interés, derivado de la gran variedad de formas que suelen presentar los conjuntos dunares y la vasta superficie que cubren en las distintas regiones del planeta (BAGNOLD, 1941; COOKE *et al.*, 1993; LANCASTER, 1995; KOCUREK y LANCASTER, 1999; WIGGS, 2001; ROGERS y NASH, 2003; PYE y TSOAR, 2009).

La atención sobre las dunas costeras ha llegado quizás algo más tarde, pero últimamente han sido objeto de una mayor atención y han cobrado un protagonismo científico muy notorio debido a su importancia y riqueza (NORDSTROM *et al.*, 1990). Una gran variedad de formas se pueden encontrar en ambientes costeros al interior de las playas arenosas, apareciendo en las costas de océanos, lagos y estuarios. Se distribuyen por todo el mundo en asociación con las playas arenosas, produciendo una amplia gama de formas y dimensiones relacionadas con las variaciones espaciales y temporales en la entrada de sedimento y el régimen del viento (GIMINGHAM *et al.*, 1989; NORDSTROM *et al.*, 1990; CARTER *et al.*, 1992; PYE, 1993).

Como principio general, los procesos eólicos son, por extensión superficial, más importantes en zonas áridas donde la cubierta de la vegetación es escasa y el contenido humedad del suelo es bajo (MARZOLF, 1988). Por esta razón, los mares de arena activos más grandes ocurren en áreas que reciben < 250 mm de precipitación anual. Sin embargo, las dunas se pueden formar en cualquier régimen climático donde se expone arena descubierta y donde existe un fuerte viento para arrastrar la arena. JENNINGS (1964) observó que las dunas costeras parecen estar menos desarrolladas en los climas tropicales húmedos, comparados con las latitudes templadas. Solamente en estudios subsecuentes se demostró que no hay carencia general de dunas en las áreas tropicales húmedas (SWAN, 1979). La energía eólica costera es, sin embargo, más baja en latitudes ecuatoriales que en el cinturón de viento y en zonas de viento del oeste en latitudes medias (PYE y TSOAR, 2009), y por lo tanto hay un potencial más bajo para el transporte eólico de arena.

Mientras que en los campos de dunas de regiones áridas y semi-áridas, los barjanes, crestas transversales y barjanoides son las dominantes, en regiones húmedas los campos de dunas costeras, las antedunas y dunas parabólicas son los tipos más comunes (PYE, 1984; ILLENBERGER, 1988). Sin embargo, en las zonas de transición climática pueden darse distintas combinaciones de patrones de dunas, que a la larga enriquecen el estudio de estas, pero a la vez lo complejizan.

Factores intervinientes en la formación y desarrollo de acumulaciones arenosas costeras

Los patrones de deposición y de erosión de la arena que componen las dunas costeras están influidos fuertemente por velocidad del viento, la rugosidad superficial, la topografía de la anteduna y la cubierta de vegetación (ARENS, 1996). Para algunos autores la formación de dunas requiere más que solo arena y vientos fuertes. Bajo condiciones ideales, vientos apacibles (4.5-5 m/s a 16-18 km/h) pueden generar movimiento de granos de arena (RITTER *et al.*, 2002). En contraste, fuertes vientos pueden ser incapaces de transportar arena, a menos que la arena este libre al actuar el viento. Por ejemplo, hoy día la velocidad de los vientos en las grandes planicies en Estados Unidos excede lo requerido para desgastar, secar y denudar arena, el 30-60% del tiempo (MUHS y MAAT, 1993), pero el transporte de arena por el viento es mínimo, principalmente debido a la vegetación. Una regular y poco densa vegetación puede inhibir el transporte de arena. También las superficies húmedas debido a la lluvia y al derretimiento de nieve suprimen la erosión del viento, al igual que los factores tales como rugosidad superficial, la presencia de una amplia gama de tamaños de partículas y los efectos enlazantes de montos pequeños de arcilla, de sales precipitadas, y de tierra congelada (LANCASTER, 1995; WIGGS *et al.*, 2004). Como es habitual en los ambientes dunares costeros, el viento es el agente energético único que se encarga de deflacionar la superficie de la playa y áreas desprovistas de vegetación en el propio campo dunar, y de transportar la fracción arenosa, para conformar tipos de dunas específicas o superficies irregulares. Existen otros factores diversos como el alto grado de humedad y la colonización vegetal, derivadas de la franja climática que ocupa la región y de la humedad producida por las precipitaciones, infiltración y evaporación, y de su proximidad al mar, que condicionan las formas de relieve dunar resultante y la fijación del sedimento (FLOR y MARTÍNEZ, 1991).

A los factores antes descritos, se debe agregar también la dificultad de separar factores como los cambios en el nivel del mar, clima, y perturbaciones originadas por el hombre, del desarrollo de los sistemas dunares costeros (FILION 1984, en PYE y TSOAR 2009). En el primer caso, las fluctuaciones del nivel del mar pueden también tener una influencia fuerte, iniciando fases de actividad de dunas transgresivas asociadas a los cambios de la línea de la playa, o accionando cambios extensos en el nivel de aguas subterráneas (CHAN y KOCUREK, 1988). En situaciones topográficas convenientes, los cuerpos costeros de dunas pueden ser cubiertos parcialmente o totalmente durante un período de levantamiento del nivel del mar. Estos ejemplos se han descrito en la costa de nordeste de Australia (PYE y RHODES, 1985) y Baja California (FRYBERGER *et al.*, 1990). En Australia también se estudian las interrelaciones entre factores tales como la relación playa-duna, elemento que es un ingrediente primordial en la clasificación morfodinámica de las playas, como lo proponen SHORT y HESP (1982) y SHORT (1988). En una organización original de energías hidrodinámicas que interactúan con el suficiente sedimento, esta clasificación describe un continuum de respuesta morfológica hacia los procesos ambientales que oscilan entre condiciones muy disipativas (movilización de sedimento desde la fuente costera) y condiciones muy reflectivas (ninguna movilización del sedimento). Las condiciones modales que dan lugar a una transferencia de arena a la playa, también

ayudan al almacenaje interior de arena en dunas primarias y secundarias (PSUTY, 2004).

Así mismo los factores oceanográficos como las marejadas, son relacionadas directamente con la evolución de las costas, y su repercusión en la morfología de estas se encuentra bien documentada aquí en Chile. Tratándose de la morfología de las dunas, se considera que la influencia de bravezas puede ser determinantes y generar retrocesos en los depósitos cercanos a las playas, situación que se puede observar en algunos sistemas dunares de Chile (ARAYA-VERGARA 1979).

Finalmente, las actividades humanas desempeñan un papel cada vez mayor, siendo responsable bajo diversas circunstancias de la desestabilización de dunas parcialmente vegetadas, y de la estabilización y del control de sistemas activos (PYE, 1993).

Sedimentología de Dunas

Los sedimentos que componen las dunas proporcionan un registro de acumulación y pueden por lo tanto suministrar información importante de los procesos de formación y desarrollo de las dunas (LANCASTER, 1995). Muchas investigaciones de sedimentos de duna se han vinculado a los intentos de identificar este tipo de arenas en el registro de rocas de origen eólico y de caracterizar sus ambientes deposicionales (AHLBRANDT, 1979). Esto ha implicado con frecuencia comparaciones de arenas eólicas con las depositadas en ambientes marinos, costeros, fluviales, o glaciales (MASON y FOLK, 1958). Incluso, algunos autores en el pasado (SHOTTON, 1937; CAILLEUX, 1952), han sugerido que la morfología de las arenas eólicas pueden presentarse como redondeadas o bien redondeadas en su forma, e investigaciones más recientes (GOUDIE *et al.*, 1987) indican que en arenas eólicas, la redondez autentica en el grupo dominante de tamaño 125-250 μm es poco común y la mayoría de los granos son sub-angulares a sub-redondeados en su forma. GOUDIE y WATSON (1981) también observaron que los granos de diversos mares de arena muestran aspectos distintivos en lo que respecta a la redondez de grano, reflejando características de la fuente de arena y las vías de transporte. Generalmente las arenas pueden presentar tamaños muy variables, desde bien a muy bien clasificadas, pero con asimetrías y angulosidades distintas, por lo que no deben ser considerados como parámetros únicos de diagnóstico para caracterizar tales depósitos dunares (AHLBRANDT, 1979).

Para una interpretación acertada de los registros sedimentarios eólicos se requiere que la naturaleza de los procesos eólicos y los controles del medio ambiente en ellos sean entendidos adecuadamente. Para simplificar tal entendimiento, PYE (1993) sugiere que la formación de secuencias sedimentarias eólicas tiene solamente tres requisitos básicos: (1) una fuente de sedimento; (2) suficiente energía eólica para clasificar y para transportar el sedimento; y (3) una localización conveniente donde parte, o todo el sedimento se acumule. Trabajos adicionales se requieren para aclarar las relaciones entre las fases de construcción de las dunas y los cambios en nivel del mar, fuente de sedimento, y condición de viento y de olas. Esto puede probablemente ser mejor

realizado con una combinación de estudios morfo-estratigráficos, de datación, de laboratorio, de experimentos de campo y modelamiento numérico (PYE y TSOAR, 2009).

Se genera también la necesidad de dar cuenta fehacientemente de los procesos superficiales que le competen a la geomorfología, generando la necesidad de propiciar una correlación entre los depósitos y las formas superficiales. Es así como en sus estudios, autores como WALKER (1990) y LØNNE (1995) van más allá de una simple interpretación de los registros sedimentológicos y los relacionan con la geomorfología que la suprayace, denominando tal correlación como aloestratigrafía.

Situación del área de estudio

En Chile, distintos estudios geomorfológicos de importancia sobre dunas han considerado la variable sedimentológica como un antecedente importante a la hora de entender los procesos que acompañaron la creación y evolución de estas (ARAYA-VERGARA, 2001; PASKOFF *et al.*, 1998 y PASKOFF *et al.*, 2000). Se necesita eso sí propiciar metodologías que permitan un estudio más acabado de las arenas que estructuran las dunas de distintas edades, tales como la extracción de testigos superficiales y subsuperficiales con herramientas como el Sand Auger y Caising de perforación.

El campo de dunas a estudiar en este trabajo se encuentra en la región de “costas abrasivo-acumulativas de bahías amplias sin protección” (ARAYA-VERGARA, 1976), tratándose del “litoral arenoso” (ARAYA-VERGARA, 1982) ubicado entre los estuarios Mataquito y Huenchullamí. Este sector es conocido como la Trinchera, el cual presenta una playa con el mismo nombre y debe su denominación al Toqui Lautaro que se atrincheró en las dunas desde donde neutralizó el ataque del ejército Español. No ha habido estudio geomorfológico alguno que describa el estado actual de las dunas antes descritas y las investigaciones de referencia más cercanas, corresponden a las que se enfocan sobre el sistema dunar de Putú-Quivolgo, que se encuentra inmediatamente al sur (GUEVARA y VAN BEBBER, 1987; ARAYA-VERGARA, 1986 y 1987) abarcando el campo de dunas comprendido entre los estuarios del Maule y el Huenchullamí.

1.2 Propósito

Visto en tiempo geológico, las dunas costeras son formas efímeras, cuya representación espacial mantiene una relativa oportunidad de ser preservada en un registro estratigráfico. Esto no constituye una censura al rol geológico de las dunas, ya que representan una parte importante en la evolución costera, suministrando depósitos costeros y sellando lagunas. Las dunas entonces reaccionan a los cambios ambientales en una variedad de escalas temporales, especialmente a las variaciones en el abastecimiento de sedimento y cambios en el nivel del mar (CARTER *et al.*, 1990), generando así ciertos patrones y estructuras sedimentológicas características de sus ambientes de depositación.

Es así como el interés científico por comprender tales sistemas complejos, cotejando sus múltiples y posibles usos, ha desencadenado en un sinnúmero de investigaciones con distintas orientaciones proclives a entender su comportamiento tanto presente como histórico, recurriendo por ejemplo a aspectos como la sedimentología de dunas, que potencialmente pueden proveer una historia cronológica de la secuencia de depositación y sus condiciones ambientales (SHORT y HESP, 1999).

Por lo tanto este estudio pretende ser un aporte al conocimiento geográfico en el sector a estudiar, investigando las características geomorfológicas y sedimentológicas del litoral arenoso en cuestión, a partir de antecedentes tanto cualitativos como cuantitativos, con el objeto de dar cuenta del estado actual del campo de dunas y de dilucidar su evolución durante el pasado reciente, considerando los factores ambientales relevantes que afectan su desarrollo.

1.3 Hipótesis

Como ha sido observado en otras partes de Chile (ARAYA-VERGARA, 1986, 1987, 1989, 2001; PASKOFF, 1970, etc.), el sistema dunar de la Trinchera debiera presentar diferentes generaciones de dunas y formas superficiales recientes. En consecuencia, y tal como algunos autores mencionan (CARTER *et al.*, 1990; SHORT y HESP, 1999, LANCASTER, 1995), el proceso formativo de estas debiera estar registrado en perfiles estratigráficos, los cuales deben mostrar antecedentes sobre pulsos formativos correlacionables con el estado actual del campo de dunas.

II. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1 Área de Estudio (ver Fig. 1)

El sistema de dunas de la Trinchera se emplaza en la zona costera de la Región del Maule, entre los $34^{\circ} 59'$ y $35^{\circ} 07'$ S, y los $72^{\circ} 12'$ y $72^{\circ} 09'$ W. Este sistema se encuentra delimitado en el norte por el Estuario del Mataquito, en el sur por el Estuario Huenchullami, por el Oeste por el Océano Pacífico y en el Este por una terraza marina de edad Pliocénica. El clima predominante en el área es de tipo mediterráneo, durando su estación seca entre 3 y 5 meses. La temperatura promedio anual puede oscilar entre los $11,7$ y $13,4^{\circ}\text{C}$ (SANTIBAÑEZ y URIBE, 1993). La pluviometría en el área alcanza un promedio anual cercano a los 1000 mm, los cuales se concentran en otoño e invierno, con lluvias esporádicas en primavera, y en donde los vientos dominantes provienen del sudoeste y del oeste (FUENZALIDA, 1965).

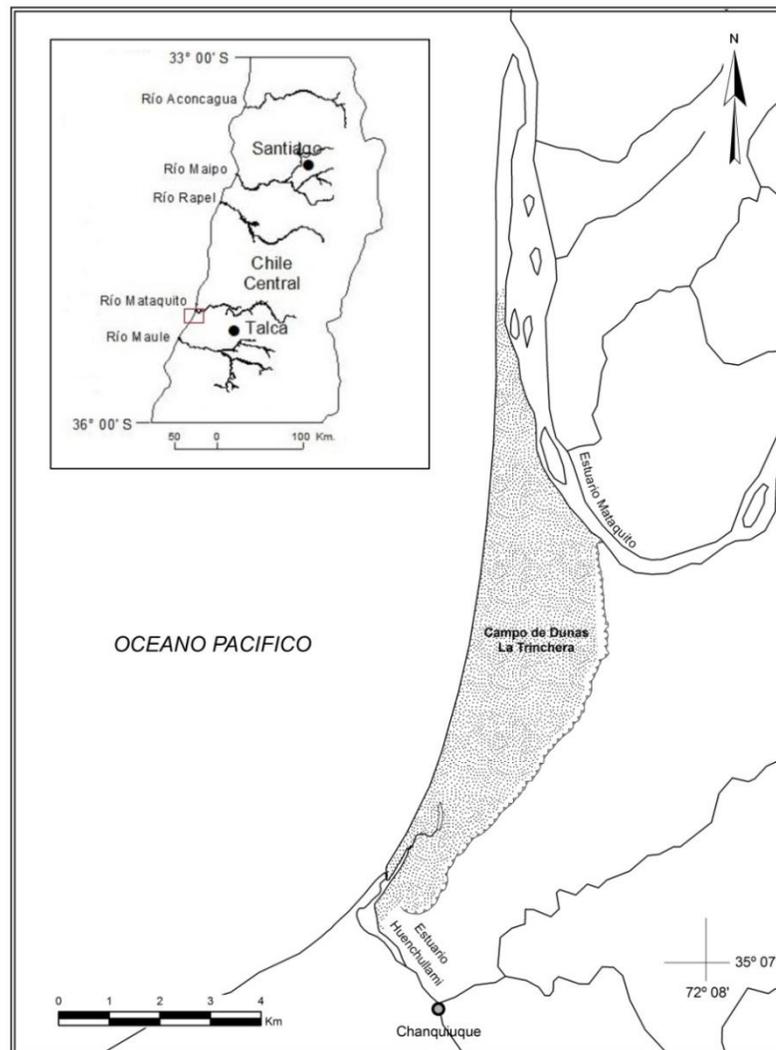


Fig. 1: Área de Estudio.

2.2 Procedimientos

Principios de clasificación geomorfológica

Para la distinción de las unidades dunares se consideró en primer lugar la clasificación de SMITH (1954, en ARAYA-VERGARA 1987), que señala que las formas de acumulación de arena pueden ser dunas primarias (derivadas directamente de la playa) y dunas secundarias (derivadas de formas pre-existentes). La identificación de las distintas familias de dunas, ya sea de formas libres como las de origen barjánico, o las que provienen de las antedunas, se basó principalmente en las clasificaciones adoptadas por ARAYA-VERGARA en los distintos tratados que ha realizado este autor sobre este tipo de formas superficiales (1986, 1987, 1989, 2001), y en los trabajos en que ha colaborado con otros autores (SOTO, 1987; GUEVARA y VAN BEBBER, 1987; BERASALUCE, 1987; VARGAS, 1990; VELOSO, 2005).

Se sumaron a estos, conceptos y fundamentos referidos en otros trabajos, con el propósito de complementar ciertas definiciones que no alcanzaban a abarcar los autores antes descritos, como el de *duna en montículo* (PYE y TSOAR, 2009) y *duna ascendente* (SMITH, 1954; TSOAR 1983; TINLEY, 1985), buscando dar cuenta de todas las categorías de dunas contempladas en el área de estudio. En cuanto a las *dunas remanentes*, el reconocimiento de su morfología y el entendimiento de las causas de su formación, son tratadas a la luz de la información recopilada por ARAYA-VERGARA (comunicación personal) en campos de dunas en el litoral de Chile central.

La interpretación referida tanto a las estructuras dunares dinámicas, como a los sucesos de migración y cambios morfológicos, es realizada comprendiendo los fenómenos masivos, recurrentes y asociados, no así los esporádicos e individuales, similar a lo hecho por ARAYA-VERGARA (2001) al utilizar la clasificación de sistemas dunares interactuantes, en su estudio sobre los Ergs de Atacama. Este tipo de clasificación considera a las dunas individuales sólo por su modo de asociación entre sí. Asimismo se observan las transformaciones de dunas presentes en el sistema dunar y todos los cambios de formas asociados con el transporte de masa, considerando la teoría de transmutación de ARAYA-VERGARA (1987). Se recurrió también al término de *duna transgresiva*, tratado por distintos autores (HESP y THORN, 1990; PASKOFF y KELLETAT, 1991; BIRD, 2008), para dar cuenta de los elementos dinámicos que componen los campos de dunas costeros, y que sirven como agentes indicativos de actividad reciente (junto con los ripple marks).

Para dar cuenta de la correlación entre los depósitos y las formas superficiales, se considero el concepto de *aloestratigrafía* utilizado por WALKER (1990) y LØNNE (1995).

Procedimientos de campo

En análisis sedimentológico se construyó en dos etapas, las que comprenden distintas metodologías de toma y registro de muestras de arena, realizándose sus respectivas campañas de terreno, para la obtención de muestras de los distintos tipos de acumulaciones arenosas y depósitos presentes en el área de estudio.

Respecto del procedimiento de toma de muestras en la primera etapa, se realizaron testigos de muestreo en donde se extrajeron compuestos de arena por medio de un *sand auger* (Fig. 2) en sustratos secos, y *caising de perforación* en sustratos saturados, procurando la combinación de ambos métodos en ciertas áreas que ameritaron tal acción. Si bien la muestra es disturbada inevitablemente en este tipo de metodología de extracción, estas herramientas han demostrado ser extremadamente útiles para estudiar tendencias subsuperficiales generales como la variación del tamaño de grano a una profundidad de unos 10 m. o más (PYE y TSOAR, 2009). Para abordar tal indicador de variación, se utilizó el sistema de clasificación propuesto por estos mismos autores, que para el análisis de tendencias discrimina tres escalas de estudio: en dunas individuales, entre diferentes tipos de dunas y áreas de interduna o como conjunto considerando todo el campo de dunas.

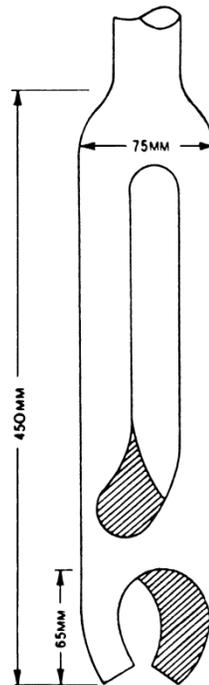


Fig. 2: Sand Auger. Herramienta para la extracción de muestras de arena en seco, la cual se vale de movimientos de torsión mecánica para la penetración en el sustrato arenoso. (Fuente: PYE y TSOAR, 2009)

Se estableció así una ruta de extracción lineal con toma de muestra de testigos cada 1 km., en perfil longitudinal al campo de dunas, procurando muestrear los cuerpos arenosos representativos de distintas edades (en especial las dunas activas y recientes) y las formas arenosas restantes presentes en el sistema dunar estudiado. De cada metro de sedimento que se extrajo, se considero una muestra representativa para el posterior registro en fichas de campo, de las particularidades de sus arenas

componentes (Apéndice 1). Se utilizaron criterios de medición tanto granulométricos como morfoscópicos, que se midieron gracias a una cartilla de medición para arenas o *Sand Gauge* (Apéndice 2) (McCULLOUGH, 1984), y mineralógicos. El reconocimiento de este último aspecto, fue realizado en por medio del apoyo de un geólogo y un catálogo mineralógico de campo. También se registraron características tales como el tipo de duna o depósito, posición dentro de la estructura dunar (base, vertiente de barlovento, cresta, vertiente de sotavento) y profundidad obtenida. Finalmente, se realizaron perfiles descriptivos que ayudaron a una mejor concepción de los datos obtenidos de los testigos.

La segunda etapa constó de un procedimiento de toma de muestras de las capas superficiales de estructuras arenosas, siguiendo inicialmente los puntos de muestreo ejecutados en la primera etapa. Se adicióno a estos algunos puntos sobre cuerpos dunares y depósitos (e.j. la interduna) significativos, que quedaron fuera de la fase anterior, y que se consideró pertinente incluir para una mejor comprensión del componente sedimentológico de las formas estudiadas. De esta manera se obtuvo muestras de arena y suelo de los primeros 20 cm. de cada forma, descartándose los primeros 2 cm. por componerse de una mixtura de población de granos poco representativos (ARENS *et al.*, 2002), los que posteriormente fueron analizados en laboratorio.

Procedimientos de laboratorio

Las muestras de arena logradas en la segunda etapa de terreno fueron analizadas en laboratorio por medio de distintas técnicas, para establecer así sus patrones granulométricos, morfoscópicos y mineralógicos. Este procedimiento contempla tipos de análisis que sirvieron de control para establecer la rigurosidad y eficacia de los resultados de la metodología de extracción de muestras utilizada en la primera fase (análisis de campo), en lo que respecta a todos sus criterios de medición.

Para la obtención de la granulometría, se tamizaron 50 gr. de las arenas obtenidas en cada punto de muestreo, con tamices que poseían medidas basadas en los siguientes parámetros de clasificación (Tabla 1):

Tamaño (μm)	Clasificación
1000	Muy Gruesa
500	Gruesa
250	Media
125	Fina
63	Muy Fina
-63	Limo/Arcilla

Tabla N° 1: Parámetros de clasificación de las arenas.

Después del tamizado se pesaron las arenas que quedaron en cada tamiz, obteniendo de esta manera el porcentaje representativo de cada textura.

Por la importante presencia de granos susceptibles al magnetismo, se estableció un protocolo de distinción entre estos y los no magnéticos, con el fin de dar mayores esclarecimientos respecto a su representatividad en el total de los granos. Con un imán de neodimio (de 3500 gauss), cubierto previamente con papel de seda, se expuso a 5 gr. de arena a la influencia de tal imán, hasta separar totalmente los granos susceptibles al magnetismo de los no magnéticos. Este procedimiento se realizó en las texturas medias (250 μm) y muy finas (63 μm), para observar las diferencias porcentuales existentes entre cada medida granulométrica.

Así mismo, para dilucidar los parámetros morfoscópicos y mineralógicos, se observó en el microscopio granos de arena separados magnéticamente de forma previa, analizando 50 granos de magnéticos y 50 de no magnéticos, pertenecientes a la textura dominante (grado granulométrico modal) de cada punto de muestreo.

Con los resultados de laboratorio se calcularon distintos parámetros estadísticos y sedimentológicos tales como la mediana, el grado granulométrico modal, el coeficiente de asimetría (S_k) (KRUMBEIN y PETTIJOHN, 1938) y el coeficiente de clasificación (S_o) de TRASK (1932). La morfoscopia de granos representados por los índices de redondez y esfericidad se revisó gracias al sistema de POWERS (1953) modificado por ARAYA-VERGARA (2001), y la revisión de la textura superficial de granos también se realizó considerando los patrones utilizados en este trabajo, permitiendo de esta manera interpretar los procesos que acompañaron el transporte y depositación de las arenas.

Procedimientos de gabinete

La configuración superficial del campo de dunas fue observada gracias a imágenes satelitales obtenidas del programa Google Earth Pro (2005), realizando así el análisis geomorfológico y la consecuente clasificación de las dunas. La posterior representación en una carta geomorfológica se realizó gracias a la georeferenciación de tales imágenes en el programa Arc GIS 9.3, sobre las cuales se trazaron manualmente por medio de este mismo software, las crestas que describen y caracterizan su morfología, siguiendo los preceptos propuestos por BEVERIDGE *et al.* (2006)

En el análisis multitemporal correspondiente al ítem de sedimentología de testigos, se utilizaron las fotografías aéreas generadas por el vuelo HYKON (1955) y OEA (1963), Ortofotos del proyecto CIREN (1994) e imágenes satelitales obtenidas del programa Google Earth Pro (2005), las que fueron georeferenciadas también en el software SIG Arc GIS 9.3. Se insertaron en cada una de ellas los puntos correspondientes a los testigos de extracción, los que sirvieron de referencias para interpretar los ambientes de depositación para cada año de estudio.

III. RESULTADOS

3.1 GEOMORFOLOGÍA

3.1.1 Formas Costeras no Dunares

Formas Estuariales

Las estructuras características generadas en ambientes de desembocadura por la acción fluvial y mareal se propician en el área de estudio por la acción de dos ejes principales: El estuario Mataquito y el estuario Huenchullami. Estos a su vez enmarcan físicamente el campo de dunas que compone el área de estudio, siendo el primero el que lo hace por el norte y el segundo, por el sur. En general, ambos presentan formas propias de las rías que sustentan los estuarios y que contienen elementos tales como *Meandros estuariales, Delta en Ría, Laguna estuarial* y una *Flecha*.

A continuación se describen las formas de origen estuarial observables para estos dos casos en el ámbito contextual de los estuarios.

Estuario del Huenchullami

Este estuario se abre paso a través del valle fluvial, resultante de la disección de las terrazas costeras. Se encuentra conformado por bancos laterales que representan las formas activas recientes, configurando la zona proximal del estuario.

El delta estuarial comienza a presentarse a unos 2,5 km. de la boca del estuario y se proyecta hacia ésta mostrando una serie de bancos impersitentes, los cuales dividen el cuerpo principal en dos para posteriormente unirse en un único canal. Del resto de las formas de esta franja del estuario (bancos laterales), los más pequeños y compactos manifiestan evidencias de ser inundados y transformados recurrentemente ya que poseen estructuras con irregularidades en sus orillas y superficies lisas sin muestras de consolidación alguna. Los de mayor tamaño presentan un grado de transición hacia la consolidación con ciertos niveles de cubierta de vegetacional, aunque sus bordes aun denotan que existe una importante transferencia moderna de sedimentos.

En la zona distal aparece una laguna estuarial alargada que se dispone paralela a la costa y aparece conectada en el norte con una laguna litoral que se sitúa posterior a un cordón de antedunas. Su ancho promedio no es mayor a los 80 m. y su desembocadura se encuentra controlada en primer lugar por una flecha exterior compacta (sur) de no más de 900 m. de largo y que termina en una forma recurvada impersistente.

Las flechas así como todas las formas de origen estuarial, dependen del balance de energía y masa fluvio-marino existente en los estuarios. Así, es posible entender el desarrollo de la flecha estuarial del Huenchullami, que dependiendo de las crecidas fluviales en invierno y el poder erosivo del mar, se abre o se cierra tal como lo

muestran la imagen del año 1955 y 2005 (Fig. 27) en donde el estuario ha pasado de ciego a abierto.

Estuario del Mataquito

El Mataquito se presenta con tres zonas cuyas estructuras se definen con cierta claridad, representando una típica distribución estuarial. Por un lado la zona proximal se configura característicamente por un canal bien controlado por el terraplenamiento de relleno, describiendo solo una curva propia de los meandros, y con su banco lateral respectivo. Seguido de esto se muestran ciertas difluencias con bancos de formas alargadas y angostas, siendo la de mayor superficie la que exhibe una mayor estabilidad morfológica.

En la zona media generalmente predomina un delta estuarial, pero en el caso del Mataquito no se exhibe esta morfología de forma clara. Después de la zona proximal, domina un único canal sin muestras de acumulaciones medias ni laterales recientes y claras. Solo a partir de la zona de inflexión final del canal, es decir, cuando comienza a proyectarse de forma paralela a la línea de costa, empiezan a aparecer las estructuras de sedimentación reciente. Surgen también bancos medios de diversos tamaños y grados de estabilización pero sin llegar a una dominancia clara por parte de la vegetación, índice que en definitiva ayuda para definir el grado de estabilidad de la forma. Sin embargo, tal zona que sirve de transición entre ambientes de dominio fluvial y mareal, muestra formas cambiantes o impersitentes, producto de la variabilidad propia de un área cercana al mar. Los bancos planos, bajos y con extremos afilados son la muestra clara de lo anteriormente descrito.

La flecha exterior se revela extensa (5 km. aprox.) con presencia de dunas en su superficie y coronada por una flecha recurvada. Esta delimita la extensión longitudinal de la laguna estuarial que se presenta paralela a la línea de costa y con un ancho promedio que bordea los 600 m.

La influencia de estos dos estuarios en la morfogénesis y desarrollo del campo dunar será vista posteriormente.

Formas Costeras de Origen Marino

Terraza marina

Se encuentra dispuesta a sotavento del campo de dunas, a lo largo del área de estudio entre los estuarios Mataquito y Huenchullami, presentando altitudes máximas aproximadas de 180 m. Se observan rasgos de fallamientos y discontinuidades estratigráficas, lo que da cuenta de los procesos tectónicos antes mencionados, y de procesos superficiales deposicionarios que acaecieron sobre tal basamento, relevándose los depósitos de origen marino, de playa, estuariales (sectores norte y sur), dunares y pedogenéticos. Así, se disponen estratos de gravas marinas subyaciendo a areniscas bien consolidadas, y en las secciones medias y superiores (los estratos más modernos), destacan sedimentos arenosos de menor consolidación y

oxidación que las areniscas. Estas estructuras muestran una clara laminación o bandeamiento, situándolas dentro de los procesos de origen dunar y que se van intercalando con paleosuelos, lo que se asemeja mucho a lo que sucede en la actualidad en el campo de dunas estudiado, ya que existe presencia de suelo incipiente y gravas marinas en convivencia con las dunas (Fig. 17). Sobre esta terraza, se observan también una red de drenaje de importancia que disecta su estructura (Fig. 3), además de que dunas de origen reciente la remontan y coronan en el sector más meridional (dunas ascendentes).

Formas Costeras de Origen Mixto

Interduna

La interduna puede ser entendida como el espacio en depresión que separa dos estructuras o cuerpos dunares, afectado frecuentemente por el nivel freático y que puede presentar desarrollo de suelos. En el campo de dunas existen distintos sectores que muestran tales condiciones, con distintas dimensiones y orientaciones.

A este conjunto corresponde una gran depresión interdunar, que posee anchos de hasta 800 m., y que en algunas ocasiones muestra ondulaciones en su superficie, organizadas en bandas longitudinales paralelas que pueden representar cordones de playa antiguas. También existe la presencia de suelos principalmente arenosos y crecimiento de vegetación tanto herbácea como arbustiva, recurso que es utilizado frecuentemente para el pastoreo de ganado bovino y equino.

Sedimentológicamente esta forma puede ser identificada como una superficie de deflación, por donde algunos cuerpos dunares avanzan en dirección hacia el interior, actuando también como lecho de flujo migratorio de arenas dunares desde la playa y dunas cercanas a esta, hacia las estructuras arenosas más internas. Esto genera que muchas de las arenas que circulan por esta superficie vayan quedando en el camino y queden atrapadas por los distintos elementos superficiales que la componen, como la vegetación y cuerpos lenticulares que se forman esporádicamente en temporadas más lluviosas, y por el nivel freático alto. Las arenas que más se ven afectadas por estos eventos corresponden a los de textura media y gruesa, ya que sus mecanismos de transporte son la saltación o arrastre, condición que las hace más susceptibles a quedar depositadas en la interduna, que las que se trasladan por suspensión (arenas finas y muy finas). Debido a esto las arenas interdunares son granulométricamente bimodales en su composición y se presentan en conjunto con gravas de distintas dimensiones, las cuales se relacionan a las playas antiguas.

3.1.2 Formas Costeras Dunares

Tipología de Dunas



Fig. 3: Zonificación del Campo de Dunas según características morfológicas de las dunas.

El campo dunar posee una superficie de 17 Km.² y está compuesto por tipos de dunas muy variados, lo que enriquece y da valor al estudio de las formas, pero que a su vez lo complica. Para simplificar el análisis geomorfológico, se zonificara tal campo considerando patrones de homogeneidad superficial, tales como identificación de familias de dunas dominantes y sus continuum, nivel de transgresión de los cuerpos libres, grado de estabilización, etc.

El resultado de esta zonificación es la división del campo de dunas en tres partes: Zona Norte, Zona Intermedia y Zona Sur (Fig. 3).

a.- Zona Norte (ver Fig. 4)

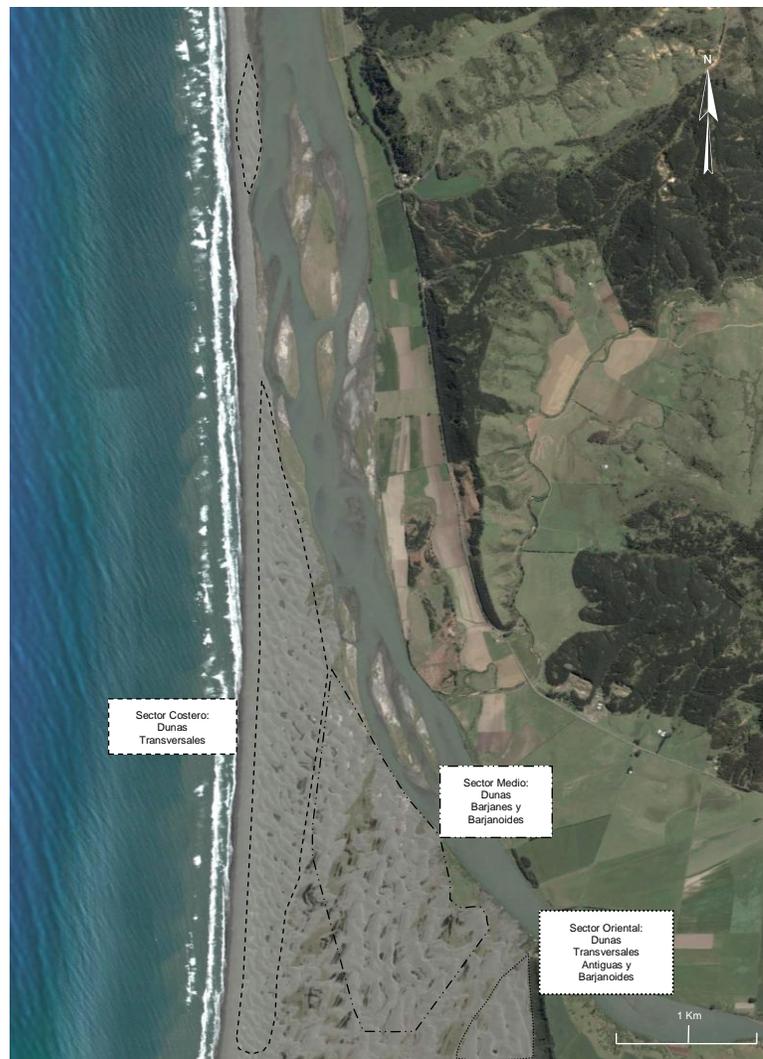


Fig. 4: Zona Norte del Campo de Dunas.

En esta zona se exhiben principalmente formas asociadas a la familia de los barjanes, presentándose sistemáticamente desde la costa hacia el interior con distintos niveles de desarrollo. Así, se distinguen 3 grandes áreas de similitudes morfológicas, dependiendo estas en primera instancia de su cercanía con la playa, que es la principal fuente de sedimento de este sistema dunar y que va determinando en gran medida las formas presentes.

Dunas Transversales

El patrón transversal domina en dos sectores de esta zona, siendo el que se encuentra cercano a la playa el de mayor superficie y el aledaño a la terraza marina el más limitado en tamaño.

En las dunas transversales que se encuentran contiguas a la playa y que se extienden hasta la flecha del estuario Mataquito, se aprecian crestas de longitudes y tamaños disímiles, las que reducen su magnitud a medida que se van alejando de la costa debido en parte a que el volumen de sedimento y la fuerza del viento van disminuyendo hacia el interior. La orientación de las crestas para este sector es N.W.-S.E., lo que implica que su morfología actual responde al patrón de viento dominante (S.W.).

Los eventos de coalescencia entre crestas se hacen presentes en el sector, teniendo como eje principal la asociación lateral entre cuerpos de distintos tamaños pero que pertenecen a la misma familia de dunas (flechas en Fig. 5). Estos eventos traen como consecuencia un aumento en la longitud de las crestas y, por lo tanto, un incremento en el volumen y espaciamiento entre estas ya que su desplazamiento se hace más lento.

Fig. 5: Eventos de coalescencia entre las crestas (indicado por la flechas). Producto de la unión de los flancos laterales de las dunas, se genera un aumento en el largo de la cresta, tamaño de la forma, y por consiguiente una disminución en la velocidad de avance del cuerpo dunar.



Los procesos de coalescencia que ocurren en este tipo de dunas generan una clasificación natural hacia formas de similar tamaño y por ende, tasa de migración. Sin embargo, a medida que disminuye considerablemente el aporte de sedimento, en muchas ocasiones se produce la erosión de las formas o su degradación. Esto propicia entonces una transmutación hacia cuerpos de menor tamaño y de mayor velocidad de desplazamiento, en este caso, como los barjanes coalescentes (flechas rojas en Fig. 6).

Estos eventos que generan pérdida de compactación, de crecimiento, de avance e interrupción en el desarrollo de las dunas transversales producidos por la disminución de la tasa de aporte de arena, pueden ser asociadas en parte a depresiones afectas a la humedad presentes en el sector (flechas azules en Fig. 6). Tales rasgos producen una variabilidad temporal en la intensidad del transporte (es decir, intermitencia) incluso cuando el viento es relativamente constante, rompiendo el equilibrio morfológico de los cuerpos dunares.

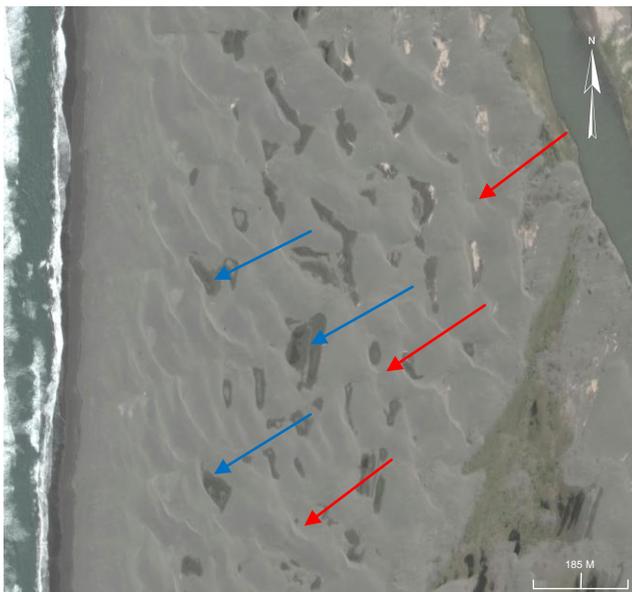


Fig. 6: Pérdida de estructura en dunas transversales. La disminución o aporte intermitente de sedimentos hacia las dunas transversales, afecta el desarrollo de estas, y genera un cambio hacia formas menos estables y con mayor velocidad de migración (flechas rojas). Esto se puede deber en parte a depresiones afectas a la humedad (flechas azules).

Otro de los sectores en donde se desarrollan dunas transversales es el oriental, en el límite con la terraza marina. Su tamaño y espaciamiento es mayor comparado con las dunas del sector descrito anteriormente, lo que da cuenta de su pertenencia a generaciones más antiguas. La génesis de estas crestas se podría explicar principalmente por el constante proceso de unión con otras dunas que van fusionándose con las formas preexistentes, generando un incremento del tamaño de la forma, largo de la cresta y espaciamiento entre ellas.

Las crestas encuentran un límite para su avance en la terraza marina, que para esa sección presenta una altitud de 60 m., lo que genera también un realineamiento forzado de estas. Es decir, que si bien la orientación original de las crestas (N.W. - S.E.) en un principio guarda relación con el viento dominante (S.W.), la existencia de la

terrazza obliga a un realineamiento de la orientación de tales crestas, lo que genera un efecto de pivote. Esto propicia que el extremo más meridional de la duna tope primero con el obstáculo y el septentrional siga avanzando hasta alinearse y detenerse frente a la terraza, quedando finalmente paralela a esta (Fig. 7).

Fig. 7: Realineamiento de dunas transversales. Producto de la presencia de una barrera topográfica como la terraza marina, las crestas experimentan un avance diferencial en los extremos, realineando su eje principal. Las líneas de color representan el eje de las crestas.



Comparando ciertos elementos de este sector, con los cuerpos transversales más cercanos a la costa, el espaciamiento entre las crestas y el tamaño de las dunas es mayor. Se puede decir entonces que las dunas de esta sección son más antiguas en su génesis, debido a que los factores antes descritos (tamaño y espaciamiento), además de su posición geomorfológica, son elementos a considerar a la hora de estimar la antigüedad relativa si no se tiene herramientas de datación absoluta. En la actualidad la duna transversal más cercana a la terraza se encuentra vegetada en su vertiente de sotavento con especies como *Lupinus arboreus*, que proliferan generalmente en todas las dunas cercanas al acantilado inactivo, y en algunas partes de su perfil de barlovento exhibe también el crecimiento de vegetación. Esto implicaría que su grado de estabilización también es mayor.

Barjanoides

La serie de dunas barjanoides se congrega principalmente en las zonas posteriores a las dunas transversales que se encuentran cercanas a la costa, en la sección media y anterior a las dunas transversales que se hallan limitando con la terraza marina (Fig. 4).

Los cuerpos más occidentales (ulteriores a las dunas transversales) provienen del retrabajo de las arenas de las dunas precedentes, lo que se traduce en una transmutación hacia formas menos desarrolladas y de velocidades de avance mayor.

La dirección de avance de estas es hacia el estuario, respondiendo a la dirección predominante del viento (S.W.) y generándose procesos de compresión entre las formas (en ocasiones afectadas por depresiones húmedas) ya que en la ribera del Mataquito prolifera la vegetación de tipo arbustiva, impidiendo su avance y mayor pérdida de material hacia el estuario.

Las dunas barjanoides que se encuentran en el sector medio se disponen a sotavento de la depresión interdunar, lo que las hace receptoras de las arenas provenientes de las generaciones de dunas transgresivas, por lo que el abastecimiento de estas es intermitente y limitado en comparación a las que se encuentran más hacia la costa. Algunas de las crestas barjanoides de este sector tienen una orientación N.-S., lo que implica una diferencia importante respecto de la orientación de las crestas transversales costeras y de la serie de barjanes aislados y coalescentes que se localizan cercanos al estuario Mataquito. Tal aspecto puede deberse a la influencia de vientos de segundo orden en importancia, como los vientos del W. que al parecer adquieren mayor relevancia en el desarrollo de las dunas a medida que se avanza al interior del sistema dunar.

Se disponen también de forma contigua a las dunas transversales que limitan con la terraza en una escasa cantidad, interactuando también con los barjanes anchos que los anteceden, permitiendo establecer así una relación genética ya que es probable que estos barjanoides sean el resultado de la coalescencia de este tipo de barjanes.

Barjanes

En esta zona se exhiben esporádicamente sin poder establecerlos como grupo conjunto en algún lugar específico, tendencia típica en este tipo de formas. Se presentan en el área de estudio bajo tres categorías: barjanes aislados, barjanes coalescentes y barjanes anchos.

Estas categorías en general aparecen asociadas a otras dunas de la familia de los barjanes como dunas transversales y barjanoides, siendo en muchos casos el resultado de la pérdida de compactación de estos dos tipos de dunas debido a la dispersión y erosión. Esta conclusión se puede verificar gracias a su posición relativa en el campo de dunas, porque se emplazan preferentemente a sotavento de los cinturones y crestas de mayor tamaño, siendo el resultado de una transmutación hacia formas más pequeñas por parte de estas, como es el caso de los barjanes aislados y barjanes coalescentes. La pérdida de continuidad de las crestas y la posterior formación de este tipo de dunas en el área de estudio, se produce en parte por la existencia de núcleos y depresiones húmedas que provocan un desequilibrio en el desarrollo de los montículos arenosos, ya que con su presencia generan una limitante para el transporte de arena como se describió anteriormente (Fig. 6).

La orientación general de los barjanes aislados y coalescentes responde a la dirección predominante del viento, lo que evidencia una formación y desarrollo actual. Caso especial son los barjanes anchos, que tal como lo indica su nombre, muestran una longitud mayor en uno de los cuernos y que para el caso del campo de dunas es el

extremo septentrional. Por la posición en el campo dunar (cercanos a la terraza marina) y por el tipo de evolución que los caracteriza, no se pueden considerar como contemporáneos en su formación en lo que respecta a las otras dos categorías, ya que debieran ser relativamente más antiguos en su génesis.



Fig. 8: Barjanes anchos a barlovento de la terraza marina.

Dunas de sombra y Dunas remanentes

En la Zona Norte, los montículos de arena que exhiben vegetación en su superficie se muestran y distribuyen indistintamente en toda la extensión de esta, sin grandes concentraciones y de preferencia en áreas bajas como las depresiones interdunares y cercanas a la playa, en donde existe más humedad disponible para el desarrollo de las plantas. Presentan distintos tamaños y morfologías dependiendo en gran medida de su posición, del tipo de vegetación que la recubre, su génesis y antigüedad.

Dentro de los tipos de dunas se encuentran las dunas de sombra (shadow dunes), las cuales se ubican en las bases de las dunas de origen barjánico o en el límite entre estas y las depresiones interdunares, porque precisamente en estas zonas existe mayor humedad y también una cantidad relativamente importante de arena en transporte, moviéndose por suspensión y reptación, siendo este último proceso el que más le proporciona arenas a este tipo de dunas. La especie que más se observa en estos montículos dunares es la *Ambrosia chamissonis* (Fig. 9).



Fig. 9: Dunas de Sombra. Se forman producto del atrapamiento de arena por vegetación como la *Ambrosia chamissonis*, transportada principalmente por reptación y saltación.

Otro de los tipos de montículos dominados por la vegetación y que es interesante relevar son las dunas remanentes antiguas. Estas se presentan como afloramientos de un sistema relativamente antiguo en comparación con el actual, y está conformado por distintas especies de vegetación herbácea. Su presencia se debe a que estos restos de sistemas pasados resistieron al recubrimiento de las dunas móviles y a la erosión típica de los campos de dunas, gracias en parte a la vegetación que las protegió físicamente del viento además de afirmar su estructura por medio de las raíces. Estos conforman verdaderos pilares vegetados que en algunas ocasiones logran alturas importantes (Fig. 10). En la superficie muestran desarrollo de suelos incipientes además de laminación paralela y oblicua, característica propia de las dunas desarrolladas y estabilizadas.

Fig. 10: Dunas vegetadas remanentes. Tipos de montículos vegetados que representan un sistema de dunas más antiguo ya erosionado.



b.- Zona Intermedia (ver Fig. 11)



Fig. 11: Zona Intermedia del Campo de Dunas.

La relevancia de esta zona se relaciona con la variedad de tipologías de dunas que se encuentran en ella y que en definitiva marca un área de transición en lo que respecta al sistema dunar, desde la zona norte en la que dominan las familias de dunas barjánicas, hacia la zona sur que es más húmeda y donde se despliegan y predominan las dunas asociadas a la presencia de vegetación como antedunas, de montículo, remanentes y parabólicas. Una de las particularidades que caracteriza a esta zona, es que empieza a tomar más relevancia la principal depresión interdunar como forma residual, comenzando a afectar el desarrollo de las dunas que se encuentran posteriores a esta y en donde empiezan a perder importancia las dunas de gran tamaño como las transversales.

Dunas Transversales

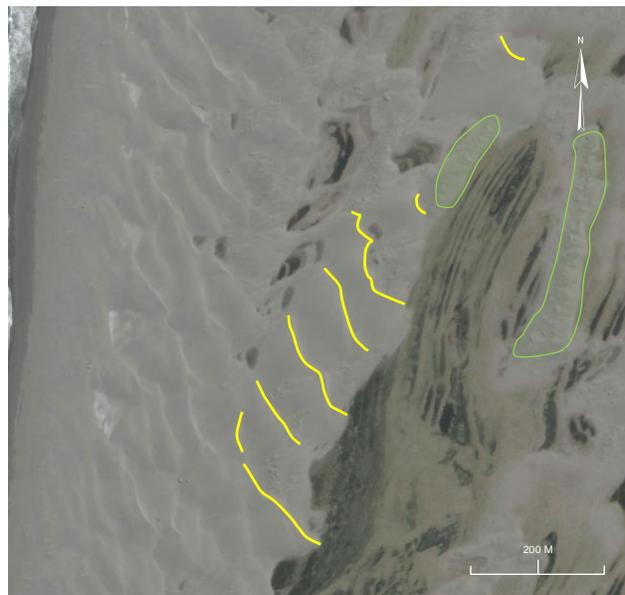
Se ubican en las secciones límites del campo de dunas, es decir, colindan con la playa y la terraza marina, y si bien se encuentra en situaciones similares en cuanto a la ubicación espacial con la zona norte, en densidad y extensión superficial son mucho menos trascendentales.

Los cuerpos de dunas transversales que se distribuyen cerca de la línea de costa tienden a ir decreciendo hacia el sur en todos sus aspectos superficiales, tanto en cobertura como en la longitud de sus crestas, comenzando a cobrar importancia las dunas embrionarias que se presentan entre la playa y el resto de las dunas. Esta disminución tiene que ver directamente con la baja en la cantidad de arena que

alimenta a estas dunas, lo que coincide con una mayor cercanía al estuario Huenchullami y con un cambio paulatino en la posición relativa de la línea de costa, lo que en el área de estudio se traduce en una menor cantidad de trenes de olas y un menor ancho de la playa. Estos elementos son importantes y deben considerarse debido a que suelen estar asociados a la condición de energía del oleaje, que es cada vez menor a medida que se avanza hacia el sur del área de estudio.

A partir de estos mismos cordones de dunas, en el extremo norte de la zona intermedia, ocurren fenómenos de transgresión hacia la superficie de la depresión interdunar o superficie de deflación, por parte de trenes de crestas transversales, dunas barjanoides y barjanes, que a medida que avanzan hacia el interior van cubriendo las zonas en depresión (Fig. 12). A la vez que avanzan estas crestas, las arenas que las componen, van también alimentando a las dunas que se encuentran en áreas posteriores a la depresión interdunar, como las dunas de familias barjánicas que se hallan en la zona norte.

Fig. 12: Avance de crestas de origen barjánico y montículos vegetados. Trenes de dunas transversales que van avanzando sobre la superficie interdunar o de deflación. Las amebas verdes corresponden a montículos vegetados que pueden representar una limitante para el avance de las dunas.



Sin embargo, la humedad propia de las zonas en depresión en los campos de dunas costeras genera que especies de vegetación presentes en el área de estudio como la *Ambrosia chamissonis*, *Distichlis spicata* o *Lupinus arboreus*, atrapen la arena en transporte o comiencen a vegetar a las dunas, dificultando que estas se desplacen hacia el interior, generando entonces montículos dunares que se emplazan preferentemente en las zonas límites, entre las depresiones interdunares y las áreas con dunas libres (amebas verdes en Fig. 12).

En la sección cercana a la terraza marina, la orientación de las dunas transversales a diferencia de sus similares en la zona norte, coinciden con la dirección predominante del viento. Sin embargo, como se explicó anteriormente en la Fig.7, es probable que ocurra una compresión por la presencia de la terraza (barrera topográfica) y una

reorientación de las crestas producida por el avance diferencial de sus extremos por la barrera física que esta representa.

Barjanoides

En esta zona los patrones de dunas barjanoides se emplazan en pequeños grupos localizados en el sector costero y oriental del campo de dunas, en el espacio que limita con la terraza marina. Su presencia también muestra un decrecimiento sostenido a medida que se avanza hacia el sur del área de estudio, desapareciendo totalmente en esta zona (Intermedia) y revelando una nula presencia en el sector medio.

En el sector costero tales dunas se disponen detrás y entre los patrones transversales, evidenciando un espaciamiento menor que las que se encuentran más al norte y demostrando un estadio menos evolucionado, con una menor disponibilidad de sedimentos pero con una tasa de avance mayor, lo que se ratifica en parte con las fases transgresivas descritas anteriormente (Fig. 12). Finalmente, en este sector las dunas barjanoides desaparecen prácticamente en la mitad de la zona intermedia.

El área que colinda con la terraza marina muestra a las dunas barjanoides, ya no solo antecediendo a las dunas transversales como en la zona norte, sino que también se sitúan entre ellas, tal como en el sector costero. También el espaciamiento entre crestas se reduce, produciéndose en parte por los procesos de compactación que afectan a los cordones de dunas que se ubican cerca de barreras topográficas.

Barjanes

En general se expresan dentro de la zona de forma discontinua y esporádica, siendo parte (en el caso de las barjanes coalescentes y aislados) de sucesiones conectivas con otras dunas de la misma familia, principalmente con las del sector occidental del área de estudio, y conformando el frente de avance trenes de cordones que avanzan y suprayacen a la depresión interdunar. Así, se registra su presencia no solo en el sector costero sino que también en el sector medio, coexistiendo con montículos dunares vegetados que dificultan su avance y generando en algunos casos que los barjanes cubran a los montículos (Fig. 13).

Respecto de los barjanes anchos, estos se extienden cercanos a la terraza marina antecediendo a crestas barjanoides y transversales, conformando así las secuencias genéticas que caracterizan a este sector. Sin embargo, disminuye progresivamente su presencia hacia el sur hasta desaparecer también en esta zona.



Fig. 13: Avance de dunas barjanes sobre montículos vegetados remanentes. La interesante perspectiva de este fenómeno se establece en esta ocasión de forma descriptiva, pero a simple vista se observa que la duna barján es un poco más esbelta que la duna remanente lo que le permite cubrirla, consiguiendo anexarla a su estructura y dinámica.

Dunas con Vegetación

Este tipo de dunas ve incrementada su presencia a lo largo y ancho de esta zona, factor que se ve explicado por una cantidad mayor de humedad disponible para las plantas, producto de lo que se observa en el sector de la interduna donde se produce un aumento considerable en su superficie y muestra una mayor cantidad de sectores húmedos o anegados. Como tales, los sub-tipos principales identificables varían desde dunas en montículo, como las dunas de sombra, pasando por blow outs hasta dunas parabólicas, mostrando las primeras ordenamientos lineales con variadas orientaciones, y los dos últimos más bien de forma aislada.

El rol de la vegetación comienza a ser determinante para los procesos de transformación entre las dunas activas, traduciéndose en cambios progresivos de dunas barjanes hacia dunas parabólicas, siendo determinantes los montículos vegetados como las dunas de sombra que comienzan a coronar las crestas de las dunas barjanes y barjanoides.

La formación de estas sobre las crestas cambia la dinámica y el perfil de los barjanes. La arena erosionada desde el lado de barlovento que es generalmente depositada en la vertiente de sotavento, es atrapada por los arbustos en la cresta llevando a la formación de dunas de sombra. Esto cambia gradualmente la forma de la vertiente de barlovento desde convexo a cóncavo, mientras que conjuntamente cambia el tipo de duna de barján a blow out y a parabólico (Figs. 14 y 15). Esto es el resultado no solo del aumento de la disponibilidad de humedad, sino que también del manejo con *Ammophila arenaria* ejercido por parte de la población que posee cultivos en áreas aledañas. Este fenómeno ocurre en toda la zona pero se observa una concentración en el sector central y oriental ya que el poniente aún es dominado por una dinámica erosional y deposicional mayor, lo que dificulta el crecimiento de vegetación en estos términos.



Fig. 14 y 15: Dunas de origen Barjánico siendo colonizadas por vegetación. Especies como la *Ammophila arenaria* se posicionan en zonas con baja erosión y/o deposición como las crestas de las dunas (líneas amarillas), trayendo como consecuencia un cambio en el perfil de la duna y su tipología.

Por su parte las dunas en montículo son representadas principalmente por dunas remanentes que si bien aparecen en algunos casos de forma aislada, generalmente se distribuyen de forma conjunta, en la zona posterior a las dunas de familias barjánicas costeras y en el interior. Estos verdaderos pedestales de erosión resisten los procesos deflacionarios generando montículos que en muchos casos sobresalen en medio de las superficies planas de la depresión interdunar, dificultando el proceso de transporte de las arenas hacia el interior y atrapándola gracias a la vegetación que las compone o simplemente por su presencia física, generando en algunos casos la formación de blow outs.

c.- Zona Sur (ver Fig. 16)



Fig. 16: Zona Sur del Campo de Dunas.

El desarrollo de esta zona se ha visto afectada en los últimos 50 años por la intervención del hombre. La búsqueda de protección de casas y sembradíos frente al avance de las dunas, ha provocado que se vegeten algunos sectores de forma artificial. Es así como siendo la zona más intervenida de las tres descritas en este estudio, ha mostrado una evolución de las formas tendiente al dominio de las dunas con vegetación, develando tipologías tales como blow outs, parabólicas, upsiloidales y la presencia de antedunas y dunas en montículo. También es importante establecer que la superficie de la depresión interdunar principal, aumenta considerablemente, lo que habla en primera instancia de una baja importante en el abastecimiento de sedimento desde la playa y de un aumento en la humedad, lo que puede ser asignado a un nivel freático que está constantemente muy cercano a la superficie. En ciertos sectores en donde la acreción de arena llega a ser nula y el desarrollo de suelos es precario, la erosión superficial del viento hace que surjan registros sedimentológicos de los cordones de playa antigua como son las gravas marinas (Flechas negras en Fig. 17)

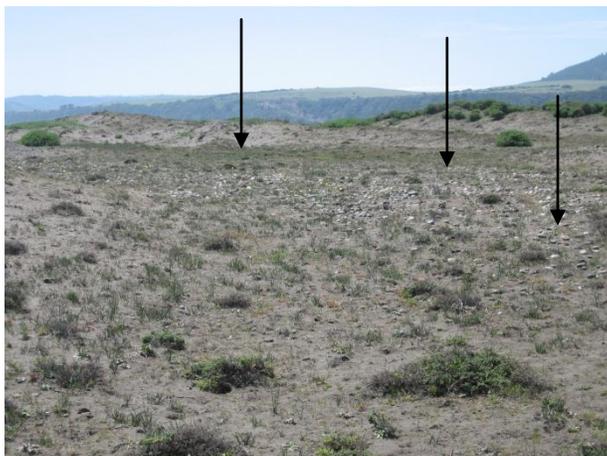


Fig. 17: Surgimiento de la Playa Antigua. En sectores de la depresión interdunar, donde los eventos de acreción son mínimos y los procesos erosivos son importantes, aparecen registros de playas antiguas que acontecen como una superficie empedrada o acorazada (indicado por las flechas).

Antedunas

En el sector cercano a la línea de costa predominan las dunas embrionarias y las antedunas. Estas últimas describen una extensión longitudinal de 3 Km., un ancho y una altura promedio de 100 y 6 m. respectivamente, conformando una gran cresta compuesta por corredores de deflación que la surcan transversalmente. Dentro las especies que se encuentran en la anteduna destacan la *Ambrosia chamissonis*, *Carpobrotus aequilaterus*, *Ammophila arenaria* en la vertiente de barlovento, y *Lupinus arboreus* en la de sotavento. La vegetación de tipo arbustivo dominada por el *Lupinus* llega a cubrir una extensión importante de la cara de sotavento, sobre todo en el área cercana a la laguna litoral, situación que restringe de forma importante el transporte de sedimento hacia el interior, debido a que la cobertura vegetal, el alto nivel freático y los cuerpos lenticulares (Fig. 18) tienden a suprimirla. Existen evidencias en terreno del alto nivel freático (producido en parte por la lluvia) en este sector, lo que permite establecer este tipo de conclusiones, como lo muestran los núcleos húmedos que quedan al descubierto, producto de la acción deflacionaria del viento en los corredores de deflación, los que ayudan a disminuir la erosión y el transporte de arena en los cuerpos dunares (Fig. 19).

Fig. 18: Laguna Litoral. Ejerce una influencia directa e importante a la hora de restringir el transporte de arena hacia el interior además de proporcionar de humedad suficiente para el crecimiento de vegetación, acrecentando la dificultad para el proceso de deflación.





Fig. 19: Núcleos Húmedos. Surgen en sectores donde la acción erosiva del viento es significativa, como es el caso de los corredores de deflación en donde aparecen acompañados por *ripple marks*.

Un aspecto determinante para establecer los procesos actuales de formación de antedunas y su desarrollo, es la morfología que expresan frente a la playa, lo que ayuda a entender también su extensión longitudinal y latitudinal. Así, en el área de estudio, las antedunas muestran un acantilado (Fig. 20), revelando la acción destructiva de las olas, situación que se da como producto de las tormentas ocasionales que acaecen en el sector. Desde esta perspectiva el efecto de recorte que producen estos eventos tenderían a dar paso a la iniciación de la formación de más crestas de anteduna, lo que a su vez debiera generar cordones consecutivos y paralelos a la costa. Sin embargo esta situación no acontece debido a que corresponde considerar también aspectos como el tipo de perfil de playa y su ancho, además del suministro de sedimento y las condiciones de viento. Sin dudar del último factor como elemento efectivo y presente, en el área se describe un perfil de playa erosional conformado por gravas (Fig. 21), no dando lugar a los procesos de relleno que tienen como factor componente la formación de microdunas.

Por consiguiente, si las antedunas son bien controladas por la vegetación (como ocurre en el área de estudio) y el material es constantemente retrabajado, el resultado que se obtiene es una única gran cresta de antedunas, indicando que los procesos y dinámicas de formación se dieron en circunstancias distintas a las actuales, y no asumiendo que tales procesos pertenecen a sucesos de índole estacional.



Fig. 20: Frente de anteduna erosionado por el mar. Las olas de tormenta generan patrones de antedunas con sus frentes erosionados en forma de acantilado.

Fig. 21: Perfil erosional de playa de gravas marinas. Perfil que acompaña al perfil erosivo de antedunas, evidenciando una influencia significativa de las olas en el modelado de las antedunas en el sector costero de la Zona Sur.



Dunas Parabólicas y Upsiloidales

Siendo que este tipo de dunas es característica de las regiones costeras húmedas, su presencia es importante solo en la zona sur, sobresaliendo entre los montículos vegetados que se conforman sobre la superficie interdunar y en el sector que limita con la anteduna, culminando recurrentemente los corredores de deflación. Son cuerpos de baja altura debido a que están compuestos preferencialmente de arena media y gruesa, que es el tipo de granulometría que atrapa generalmente la vegetación por que se transporta por mecanismos de saltación y reptación, mientras que las arenas finas y muy finas pueden transportarse por suspensión.

Las características naturales de estas áreas como la alta humedad, bajo abastecimiento de arena proveniente de la playa y la presencia de vegetación arbustiva, las hacen propicios para el desarrollo de estas formas. Estos factores generan superficies planiformes, las que sirven para el establecimiento de actividades

como el pastoreo y la agricultura, generando la posibilidad de un manejo artificial de las dunas para que en su avance no impidan la realización de estas acciones. Los efectos de la unión de estos factores son la generación de blow outs y su paso a dunas parabólicas. Muchos de estos cuerpos pudieron haber evolucionado no solo de blow outs, sino que también de dunas barjánicas como producto de los procesos de transmutación que son visibles hoy en la zona intermedia.

Las dunas parabólicas que presentan un crecimiento y desarrollo asimétrico de uno de sus brazos toman el nombre de dunas upsiloidales. Su presencia no es muy numerosa en comparación con el resto de los tipos de dunas en la zona, incluyendo las parabólicas. Se establecen en las zonas posteriores a las antedunas, como cuerpos evolucionados de los blow outs y en el sector oriental, contiguos a las dunas ascendentes que recubren parte del acantilado de la terraza marina.

La mayoría de estos montículos vegetados presentan un escaso avance, y si lo hacen, es de manera conjunta con otros cuerpos de la misma morfología, y que en algunos casos los llevan a tocar el frente de avance de uno con el brazo retrasado de otro. Los que no muestran un real desplazamiento, se debe a que su lóbulo o frente de avance se encuentra vegetado total o parcialmente en su vertiente de sotavento por vegetación arbustiva y herbácea, impidiendo que exista flujo o caída de granos, que son los procesos principales para evidenciar el avance de estos cuerpos arenosos (Fig. 22).



Fig. 22: Frente de avance semivegetado, duna parabólica. La vegetación comienza a estabilizar a la duna en esta sección, provocando una disminución o el cese total del avance de esta hacia el interior.

Dunas en Montículo

Su presencia es poco importante en esta zona en comparación con otros tipos de montículos y se establecen específicamente por detrás de la serie de blow outs y dunas upsiloidales en el sector costero. Esporádicamente también se desarrollan en el sector medio como una gran cresta vegetada y también en el sector oriente asociados también con las dunas upsiloidales. Se debe detallar que muchas de estas crestas han sido intervenidas por el hombre colocando en ellas especies como *Ammophila arenaria* en barlovento y *Lupinus arboreus* en sotavento.

Dunas Ascendentes

Los cuerpos de arena que se acumulan de forma adyacente a algún obstáculo topográfico y que avanzan por la vertiente de barlovento de este, toman el nombre de dunas ascendentes. Su desarrollo está condicionado a un abastecimiento importante de arena y vientos que tengan la capacidad de hacer que estas remonten superficies en altura. En el área de estudio estos montículos que exhiben un nivel de estabilización importante (Fig. 23), ubicándose en el sector suroriental de la zona sur, de forma contigua a la terraza marina, conformando el tipo de acumulación dunar más austral. Este último aspecto tiene relevancia debido a que una ubicación lejana a la línea de costa y la existencia de una superficie intermedia afectada generalmente por un nivel freático alto, no podrían por sí solas sostener la presencia de estas formas, permitiendo hipotetizar que las arenas que conforman las dunas ascendentes provienen principalmente del estuario, aunque la cuenca que contiene a este no sea la principal fuente de sedimento. En efecto, existe evidencia en terreno que vincula al campo de dunas que esta al sur del estuario y la propia dinámica de este, con la formación de las dunas ascendentes y los depósitos superficiales que coronan la terraza marina, situándolos como factores relevantes en la generación de estos (flechas amarillas y rojas Fig. 24) además de la influencia deposicional del mar sobre la flecha. Los fenómenos cíclicos característicos como las crecidas y posteriores decrecimientos del caudal a lo largo de los años, proporcionan el sedimento suficiente para abastecer a las dunas, disminuyendo o ampliando su efecto en los momentos en que la flecha se abre o se cierra. Finalmente, habría que considerar otro elemento importante en su desarrollo, y es el control artificial de las dunas con vegetación, debido a que estas tienen la capacidad de remontar la terraza y avanzar sobre su superficie, afectando a las casas y cultivos que se encuentran cercanos a esa ubicación (flechas azules en Fig. 24).

Fig. 23: Estabilización de Dunas Ascendentes. El nivel de estabilización, evidenciado por la cubierta vegetal, es considerable, dejando una baja proporción superficial descubierta y activa.



Fig. 24: Dunas Ascendentes.

- La flecha amarilla indica los corredores de cordones lineares de arena que sirven de nexo con el estuario.

- Las flechas azules muestran las zonas vegetadas con estratos arbóreos, dispuestas para detener el traspaso libre de arena hacia la superficie de la terraza y para cortar su abastecimiento.

- Las flechas rojas revelan el avance de las arenas de las dunas hacia los bancos laterales, las que posteriormente son transportadas con las crecidas hacia la zona distal del estuario.



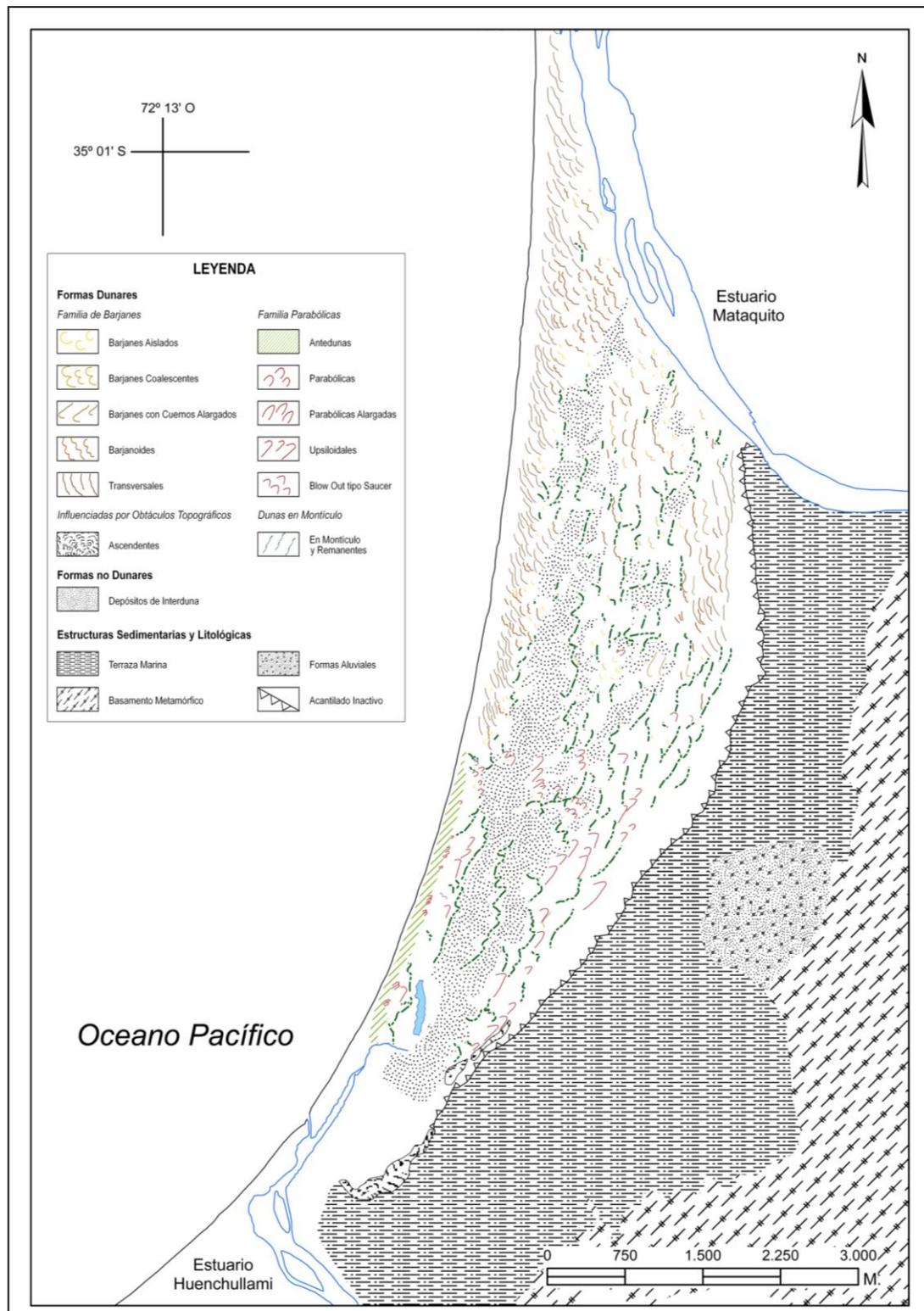


Fig. 25: Carta Geomorfológica.

3.2 SEDIMENTOLOGÍA

3.2.1 Sedimentología y Análisis de Testigos de Muestreo (ver Fig. 35 y Tabla N° 2)

Testigo N° 1

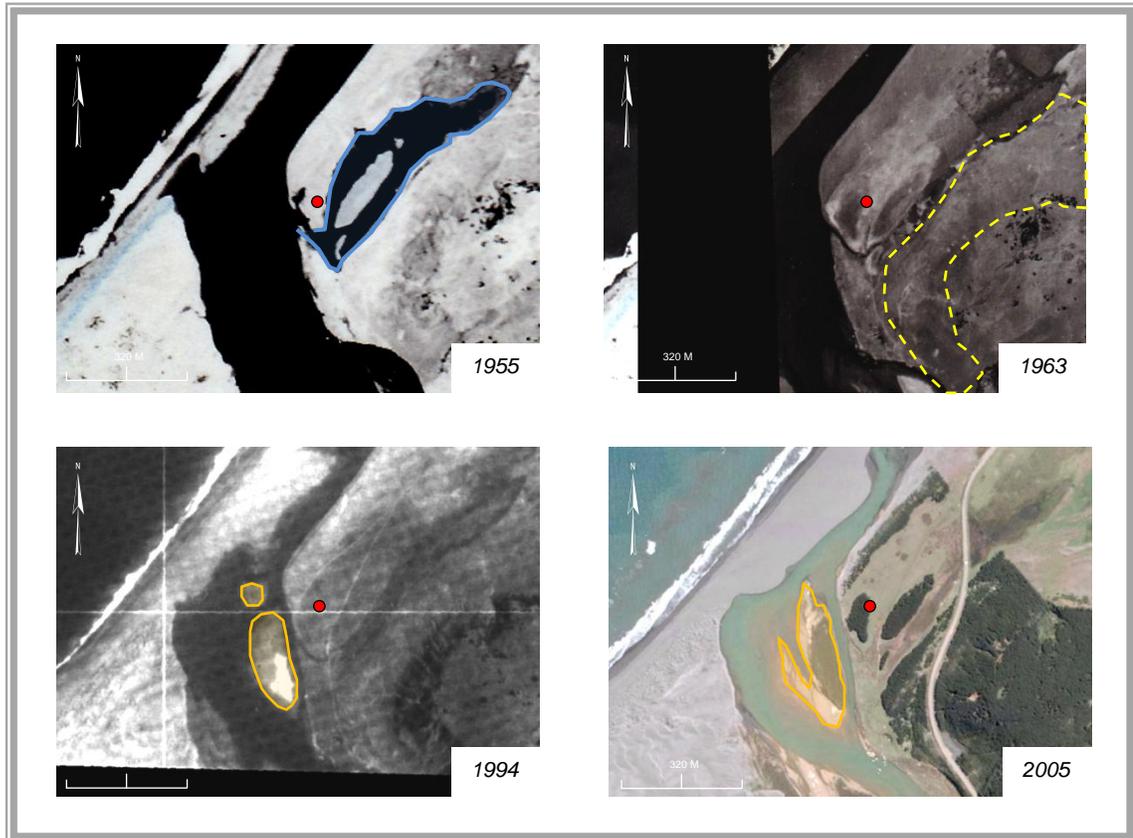


Fig. 26

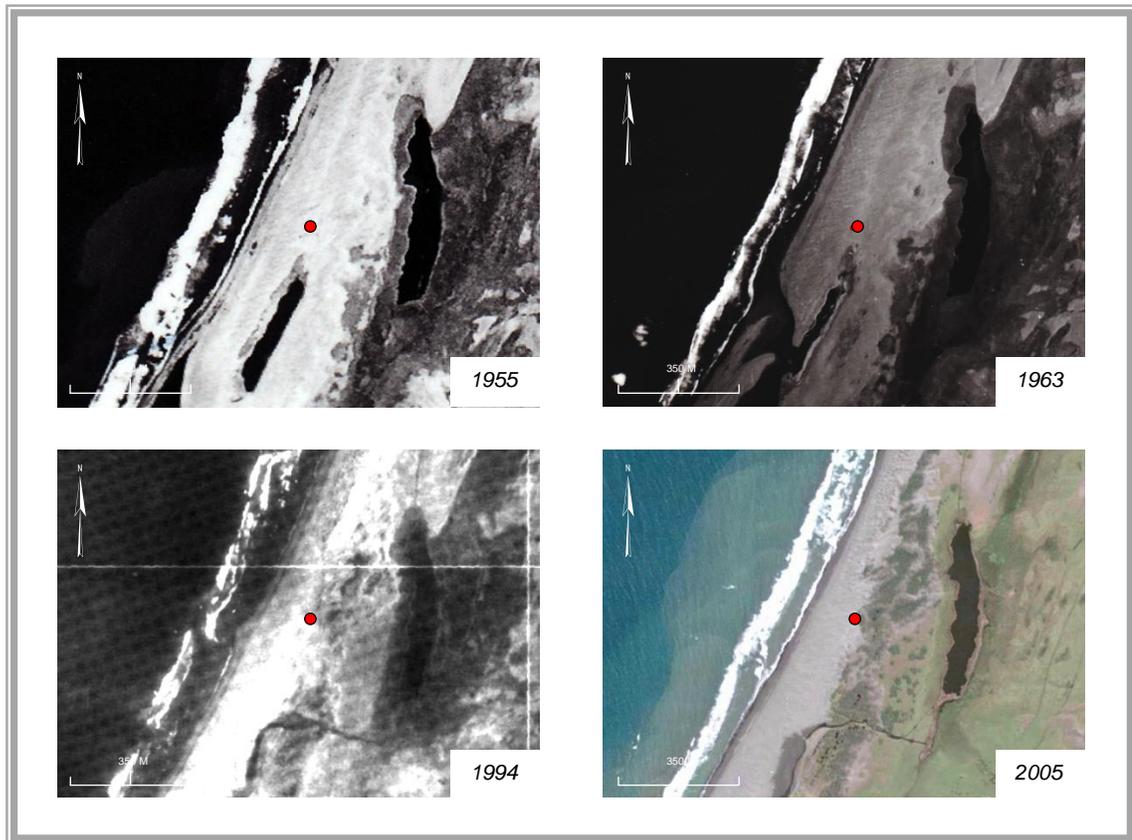
Descripción del Testigo

El testigo se sitúa en una terraza estuarial, en la ribera este de la desembocadura del estuario Huenchullami, a la altura de la inflexión que sirve de transición entre la zona media y distal de este. Las modificaciones morfológicas recurrentes propias de las desembocaduras estuariales son observables también en este estuario durante los últimos 50 años. Estos cambios han generado distintas condiciones de sedimentación, lo que podría explicar la poca potencia del sustrato arenoso además de la variabilidad granulométrica, morfoscópica y mineralógica presentes en el muestreo. Se destaca también la abundante presencia de arenas de origen lítico y cuarzos, los cuales proliferan generalmente en granulometrías gruesas y muy gruesas. Los granos son subredondeados y redondeados. Esta situación es esperable debido a la cercanía con el estuario y la fuerte influencia de la cordillera de la costa como fuente importante de los sedimentos encontrados en el muestreo.

Análisis

Si bien en la actualidad existe una estabilidad morfológica (presencia de suelo incipiente y vegetación en superficie), hace 50 años la ribera estuarial estaba sujeta a inundaciones periódicas como se puede observar en la imagen de 1955. En ella se presentan áreas de inundación inexistentes en la actualidad (contorno azul en Fig. 26) asociadas a un antiguo brazo estuarial, que además es acompañado de pequeños bancos compactos con irregularidades, lo que hace evidente una mayor transferencia de sedimentos. Ya para el año 1963 las áreas inundadas relacionadas al brazo estuarial desaparecen casi por completo, dando paso a una superficie plana y relativamente homogénea, lo que da muestra de inundaciones intermitentes pero de menor recurrencia que en 1955. Este tipo de superficies abandonadas por los estuarios, favorece el desarrollo y avance de dunas en áreas próximas, como las dunas ascendentes que se encuentran a unos 300 m. de tal superficie (contorno segmentado amarillo en Fig. 26). En los años 1994 y 2005 aparecen en el estuario bancos medios ausentes en los años de estudio anteriores (contorno naranja en Fig. 26), dejando explícitas las diferencias en cuanto a caudal y balance de masa existentes en estos periodos.

Esta tendencia hacia la estabilización de las formas, debido a una menor recurrencia en la inundación de las riberas del estuario Huenchullami, podría explicar la disminución en el tamaño de las partículas hacia la superficie (pasando de arenas muy gruesas a finas). Esta situación, además de la existencia de un desarrollo de suelo incipiente en el primer metro de muestreo y la poca potencia del estrato arenoso (el que se encuentra sobre una cama de gravas marinas), indica que la estabilización parcial de la terraza estuarial ha sucedido hace poco tiempo. Además da cuenta del cambio en el ambiente de depositación dominante sobre este punto (de subacuática a subaérea), y la consecuente pérdida paulatina en la capacidad de transporte de sedimentos, lo que se refleja en el cambio gradual en la granulometría hacia la superficie.

Testigo N° 2**Fig. 27****Descripción del Testigo**

La toma de muestras en este testigo se realizó en un sector de transición entre la playa y el campo de dunas, precisamente en un cordón incipiente de una anteduna a unos 100 m. (aprox.) de la línea de costa, donde proliferan montículos de arena con vegetación pionera como la *Ambrosia chamissonis* y *Carpobrotus aequilaterus*. Se encontró alrededor de 1 m. de sustrato arenoso, con presencia posterior de gravas marinas. La mineralogía de las arenas está dominada por los óxidos al igual que en la mayoría del resto de los testigos, con formas preferentemente subangulares.

Análisis

Dentro del contexto de revisión de las imágenes (Fig. 27), la del año 1955 muestra la existencia predominante de corredores de deflación en los sectores aledaños al punto de muestreo, con escasa a nula presencia de vegetación y con dos lagunas de las cuales la que está más al sur pertenece a una extensión del estuario Huenchullami, estando vinculada a este por una quebrada que debió crecer y conectarse totalmente a la laguna en estaciones más lluviosas. Precisamente en el año 1963 la situación de la laguna parece cambiar ya que esta fue incluida totalmente en la dinámica estuarial de

la desembocadura, por la ruptura de la barrera litoral por parte de la acción del mar. Las imágenes de los años siguientes dan cuenta de una disminución de la influencia directa del estuario Huenchullami en las cercanías del área del muestreo, del mantenimiento de la dinámica deposicional y la aparición de mayor vegetación para el 2005 en la zona posterior a este. Tal vegetación como se pudo corroborar en terreno, tiene caracteres herbáceos y arbustivos, situación muy distinta a los años anteriores en donde no se observa vegetación a ese nivel, permitiendo vincular tal situación con un cambio en las condiciones superficiales y también al manejo hecho por el hombre especialmente en la zona sur del campo de dunas.

La escasa potencia de sedimento arenoso en el muestreo, puede asignarse a la interrelación de los antecedentes antes descritos. La presencia de lagunas cercanas a la costa y por sobre todo la cercanía al estuario y al mar, generan un nivel freático muy cercano a la superficie, suprimiendo o disminuyendo regularmente el transporte de arena, y por consiguiente la depositación de esta, pero además dificultando el crecimiento de la vegetación, producto de las áreas inundadas en los años anteriores (1955 y 1963), lo que dificultaría la formación y proliferación de dunas como las de carácter embrionario y su desarrollo hacia una anteduna. Este tipo de acumulaciones arenosas asociadas a vegetación pionera en esta zona cercana a la cara de playa es de suma importancia para generar acreción de arena y para la posterior formación de antedunas. De ahí su escasa presencia en las áreas aledañas en los primeros años de análisis.

Otro factor importante a considerar es la posición del testigo frente a los procesos de transferencia de arena en la playa. La tasa de transporte incrementa en la dirección del viento a medida que se aleja de la línea de costa, con un máximo entre los 50 a 150 m. (efecto Fetch), la que disminuye a medida que se aleja de estos parámetros (el punto de muestreo esta a 100 m.). Esto implica que los sedimentos son denudados desde la línea de costa a lo largo del día (cuando la arena está seca) y subsecuentemente transportado a lo largo de la playa intermedia, y depositados en la parte superior de esta (pie de las dunas), dificultando la existencia de acreción de sedimentos para el sector en el cual fueron muestreadas las arenas. También el tipo de zona de rompiente (surf), que determina el ancho de la playa y que frente a este punto es de solo 30 m. aproximadamente, afecta el volumen de arena que potencialmente será transportado por los vientos hacia el interior.

Testigo N° 3

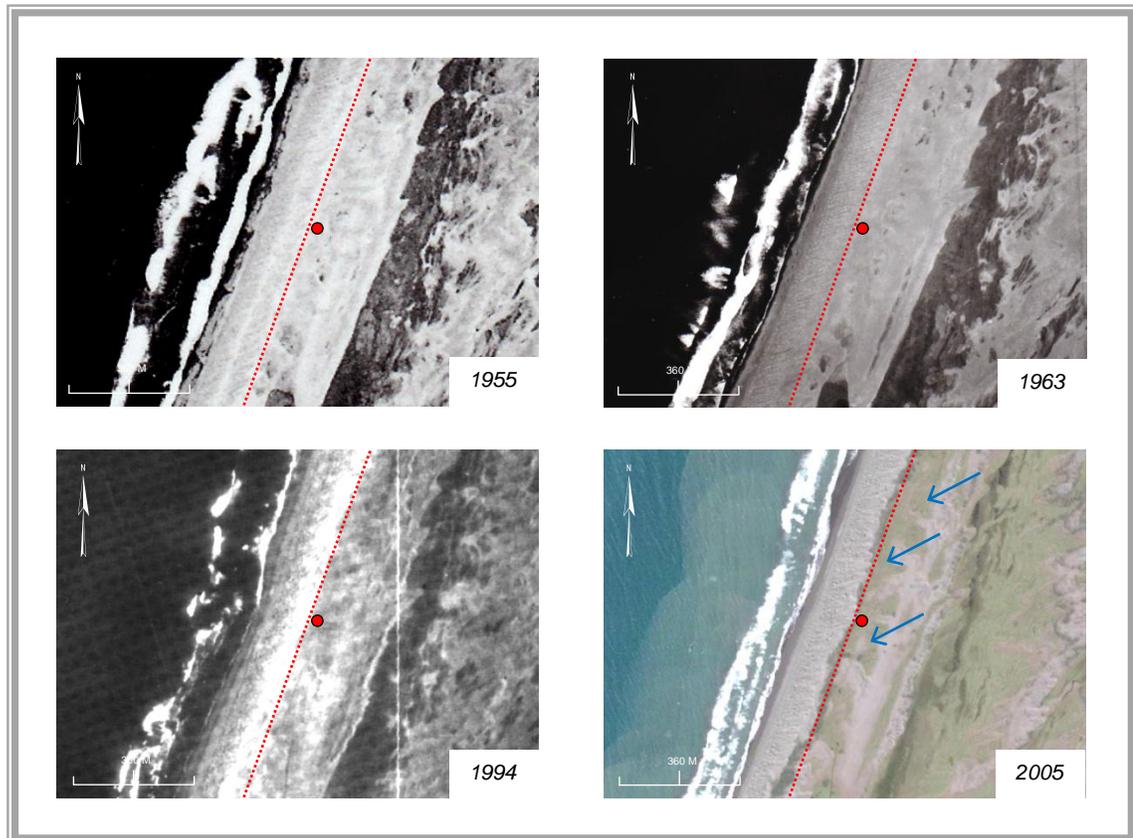


Fig. 28

Descripción del Testigo

La morfología dunar asociada al área de extracción de muestras de este testigo, corresponde a la zona de asociación entre las antedunas y las dunas parabólicas, compuesta estas por especies de vegetación como *Ambrosia chamissonis*, *Carpobrotus aequilaterus* y *Ammophila arenaria* en la vertiente de barlovento y *Lupinus arboreus* en sotavento. Emplazada específicamente en la zona de sotavento de la cresta principal, se logra una profundidad de 9 m., con representación dominante de arenas finas y de litología ferromagnesiana, siendo el sustrato que la subyace un manto de gravas marinas.

Análisis

La preponderante presencia de arena fina en todo el testigo, se entiende en la medida en que las condiciones de depositación de arena sean similares o estables en el tiempo, y en que la combinación de los factores relevantes en la depositación (viento, abastecimiento de arena, vegetación, topografía, etc.) lo admitan.

El análisis de las imágenes permite apreciar ciertos rasgos comunes para todos los años estudiados. Además de la similitud de asociación morfológica, persisten estructuras de tipo blow outs, y corredores de deflación asociados a estos. Es bien sabido que dentro de un campo de dunas, las condiciones de transporte y depositación difieren dependiendo de variados factores, entre ellos la topografía. La propia presencia de la anteduna como estructura, durante todos los años estudiados, implica directamente una disminución hacia el interior en el monto total de arena transportada, y también en la granulometría. La mayoría de los granos gruesos se quedan en el camino por las irregularidades en la superficie provocadas por la aparición de dunas embrionarias y las propias crestas de los cordones de antedunas, depositándose en la base de estas y generando que los granos de menor tamaño como las arenas finas traspasen preferentemente estos obstáculos, principalmente por suspensión. Así, estas granulometrías van dominando la estructura de sotavento de la anteduna y van condicionando el desarrollo de los cuerpos dunares posteriores, ya que este tipo de dunas por su altura y composición vegetacional no permiten que entren de forma fluida las oleadas de arena que las abastecen.

Otro elemento a considerar es que el ancho del área que corresponde a los cordones de antedunas es muy similar para todos los años estudiados (125 m. promedio), afirmando que las condiciones morfológicas contextuales de barlovento para este punto durante los últimos 50 años no han presentado mayores cambios. Sin embargo las zonas inmediatamente posteriores o más interiores han mostrado variaciones relativamente significativas, como por ejemplo el aumento en superficie de las zonas dominadas por el nivel freático, que van cubriendo áreas en donde antes dominaban los depósitos eólicos (flechas azules en Fig. 28). Esto genera en primera instancia un cambio en las condiciones superficiales, lo que en definitiva afecta la dinámica de depositación de arena, y por lo tanto, la formación y desarrollo de cuerpos dunares. Así, el testigo se emplaza en un área de transición, marcando un límite (identificado con línea intermitente en las imágenes en Fig. 28) entre el sector de barlovento ligado a las antedunas (el que es más estable como morfología), y el de sotavento asociado en la actualidad a una depresión interdunar.

Testigo N° 4

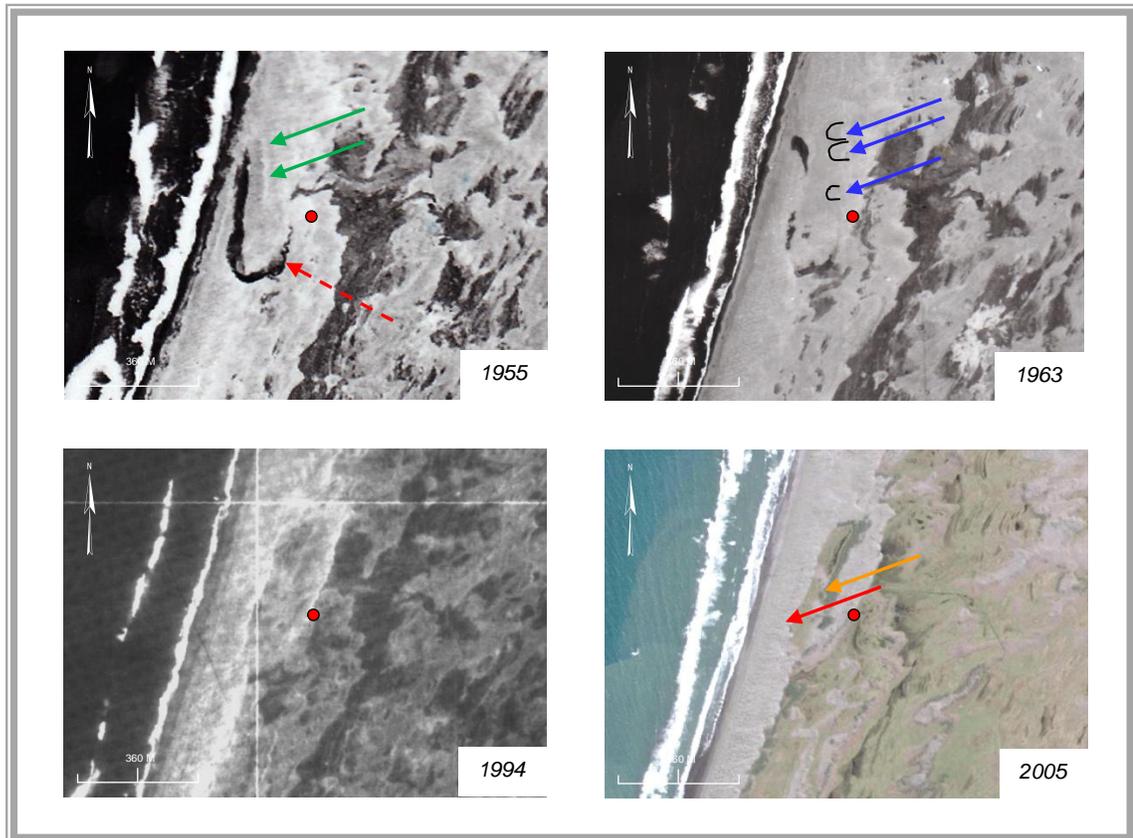


Figura N° 29

Descripción del Testigo

El testigo N° 4 se ubica en la actualidad en una duna en montículo, que se dispone a sotavento y de forma paralela a la anteduna entre dos depresiones interdunares. Se obtuvieron alrededor de 7 m. de sedimento en el cual también son preponderantes las arenas finas de litología ferromagnesiana (al igual que en el testigo N° 3) y con una cama de gravas marinas como base. También las especies vegetacionales que componen la duna son similares al anterior testigo descrito.

Análisis

A grandes rasgos es posible observar que el sistema dunar en ese sector presenta una morfología variable, evolucionando contantemente durante los últimos 50 años. En la imagen de 1955 llama la atención la escasa presencia de vegetación y la existencia de un pequeño estero que nace cercano al punto de muestreo y que influyó en buena medida en el desarrollo de las dunas contiguas a este. Tal como se vio en el testigo N° 2, los cuerpos de agua (sin considerar el mar) cercanos a campos de dunas, tienden a suprimir el transporte de arena y a dificultar el crecimiento de vegetación terrestre en las áreas de inundación.

Además, los lechos abandonados por los cuerpos de escurrimiento superficial generan en primera instancia un aumento local en la cantidad de sedimento disponible para el transporte (en 1963 se forman pequeños barjanes, Fig. 29), pero con posterioridad, acontece una disminución o cese eventual de la deflación, debido principalmente a la aparición de la cubierta vegetal. Situación que ocurre en el desarrollo del área de estudio.

Para la zona que antecede al área relacionada con el testigo, se advierten cambios morfológicos importantes, pasando de antedunas en 1955 (flechas verdes en Fig. 16) a formas tipo barján en 1963 (flechas azules en Fig. 29), y terminando en corredores de deflación y blowouts (flecha roja en Fig. 29), además de la formación de una depresión interdunaria (flecha naranja en Fig. 29).

En cuanto a la morfología dominante asociada al punto de extracción para los años 1955 y 1963, esta se presenta compleja debido a que no muestra una forma característica clara que ayude a su clasificación. La presencia del estero (flecha punteada en Fig. 29) que se encontraba al parecer unido a la depresión interdunaria interior y que es parte del área de influencia de la superficie arenosa, repercute en el tipo de sedimento encontrado en el testigo. Esto se puede corroborar por la presencia considerable de limo y una fracción menor de arcilla a partir de los 4 m. de muestreo y presencia de gravas pequeñas a partir de los 7 m. Solo el testigo N° 9 que se encuentra cercano al estuario del Mataquito tiene condiciones parecidas en cuanto a la presencia de limo, por lo tanto también puede ser utilizado como referente.

A partir de la fotografía de 1994 se observa con mayor claridad la forma de la duna, como una cresta paralela a la costa y a la anteduna, lo que habla que en 50 años la dinámica de transporte y deposición de arena ha cambiado considerablemente y que los cuerpos de agua como ríos, lagos y nivel freático, son elementos importantes a considerar para la evolución de sistemas arenosos. La compleja relación en el tiempo, dada por consideraciones tanto hidrológicas como geomorfológicas, topográficas (rugosidad superficial como la presencia de la anteduna) o vegetacionales, presenta un impedimento para el transporte de granos gruesos desde la playa y el favorecimiento del transporte por suspensión o saltación, lo que explica en parte la presencia preferencial de arenas finas en todo el perfil.

Testigo N° 5

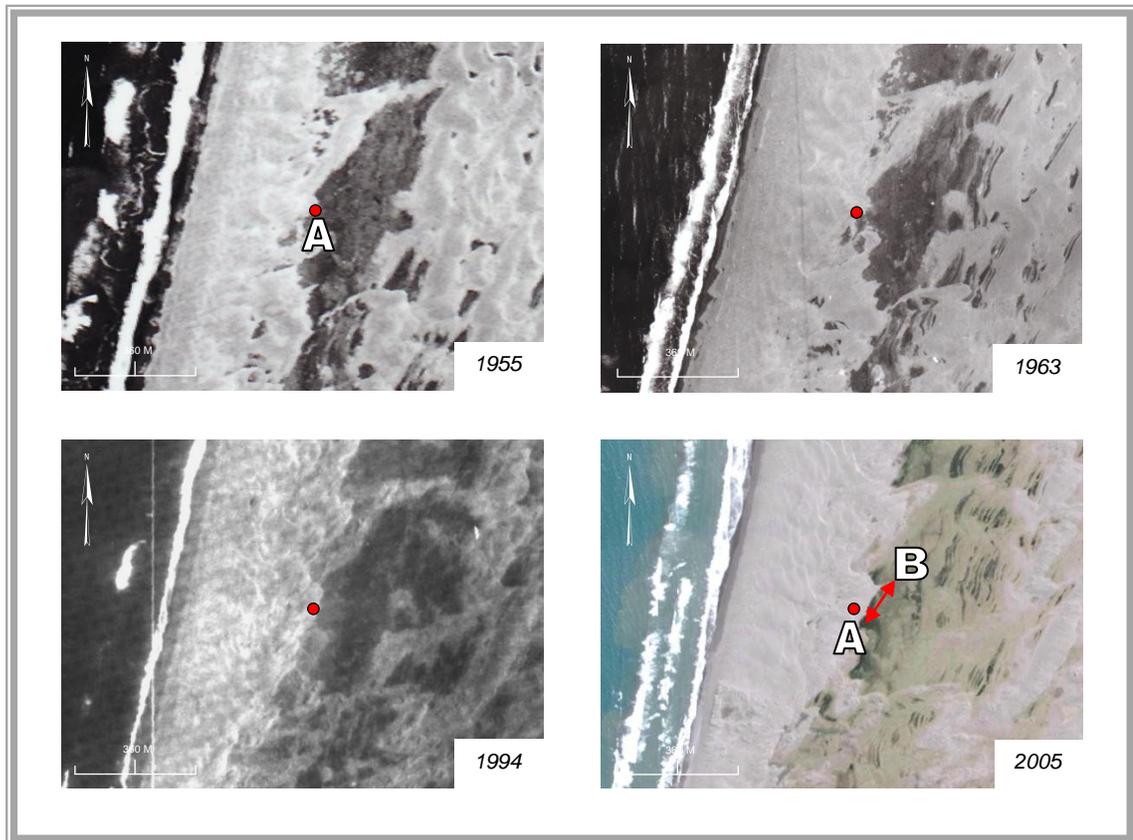


Fig. 30

Descripción del Testigo

El testigo N° 5 posee la característica de encontrarse sobre una estructura arenosa planiforme, y que durante los últimos 50 años no ha exhibido una tipología específica, aunque coincide con las características de lo que algunos autores describen como sand sheet. A pesar de esto, ha presentado ciertas constantes para todos los años estudiados, tales como el encontrarse a barlovento de una zona dominada por dunas barjánicas, barjanoides, e incluso parabólicas. Sin embargo, la ausencia de una vertiente de precipitación en la actualidad podría hacer pensar que la duna se encuentra en un estado de transición hacia una forma más estable, siendo potencialmente objeto de colonización por parte de la vegetación. Con la extracción se logro una profundidad de 6 m., llegando hasta un manto de gravas marinas con dominancia bimodal de arenas medias y finas, y con una importante presencia de magnetita e ilmenita.

Análisis

Para entender la dinámica superficial desde 1955, se sigue la evolución de un cuerpo de arena asociado al testigo, tomando A como punto inicial (en Fig. 30). Así, se puede especificar que solo avanzó aproximadamente unos 100 m. en 50 años (de A a B), lo que indica una baja disponibilidad de sedimento que aporte lo suficiente como para formar cuerpos arenosos mas grandes o que avancen con mayor velocidad, y también una disminución para ese sector de la eficacia geomorfológica del viento (lejanía de la costa y rugosidad superficial). Para precisar respecto a la capacidad efectiva del viento relacionado con la rugosidad superficial, en la actualidad el testigo se emplaza a sotavento de la cresta de la anteduna (de 7 a 8 m. de alto en esa sección), en el límite con la zona dominada por la familia de barjanes, ubicándolo entonces en un sector de transición de zonas. Otro factor importante a consignar es que, independiente de la velocidad de avance de un cuerpo arenoso, estas formas se caracterizan por que su componente sedimentológico principal en el momento de mayor tasa de avance son las arenas finas y muy finas, lo que implica que estas debieran componer parte importante del registro en el muestreo, cosa que así sucede.

Pero cuando el aporte de sedimento es bajo o muy interrumpido en las dunas activas, las primeras en avanzar hacia el interior en los procesos de transgresión son las arenas finas, movilizándose más rápido y en mayor cantidad que las medias, quedando estas últimas rezagadas. Sin embargo, con el tiempo y al haber menor cantidad de arenas finas, las que pasan a ser transportadas preferentemente pero más lentamente son las de tamaño medio. Las bajas tasas de aporte y transporte de arena, la baja altura de las formas y un nivel freático cercano a la superficie, ayudan a la generación de ambientes propicios para el crecimiento de vegetación. Así, se favorece la formación de montículos vegetados como las dunas de sombra presentes en los alrededores del punto de extracción de muestras, las que son capaces de atrapar arena que se transporta principalmente por reptación, como las arenas medias y gruesas.

Los procesos antes descritos pueden ayudar a comprender la distribución granulométrica variable de los sedimentos encontrados en el testigo, el cual muestra que en los primeros 2 m. predominan las arenas medias, para luego disminuir su presencia exhibiendo una predominancia de arenas finas, dejando el último metro también con supremacía de arenas medias. La variabilidad mostrada en la composición interna de la duna puede tener que ver con la variabilidad de procesos que acompañaron el desarrollo dunar a lo largo del tiempo, y que se observa a partir de 1955, ayudando también a entender la falta de una morfología discernible en el tiempo.

Testigo N° 6

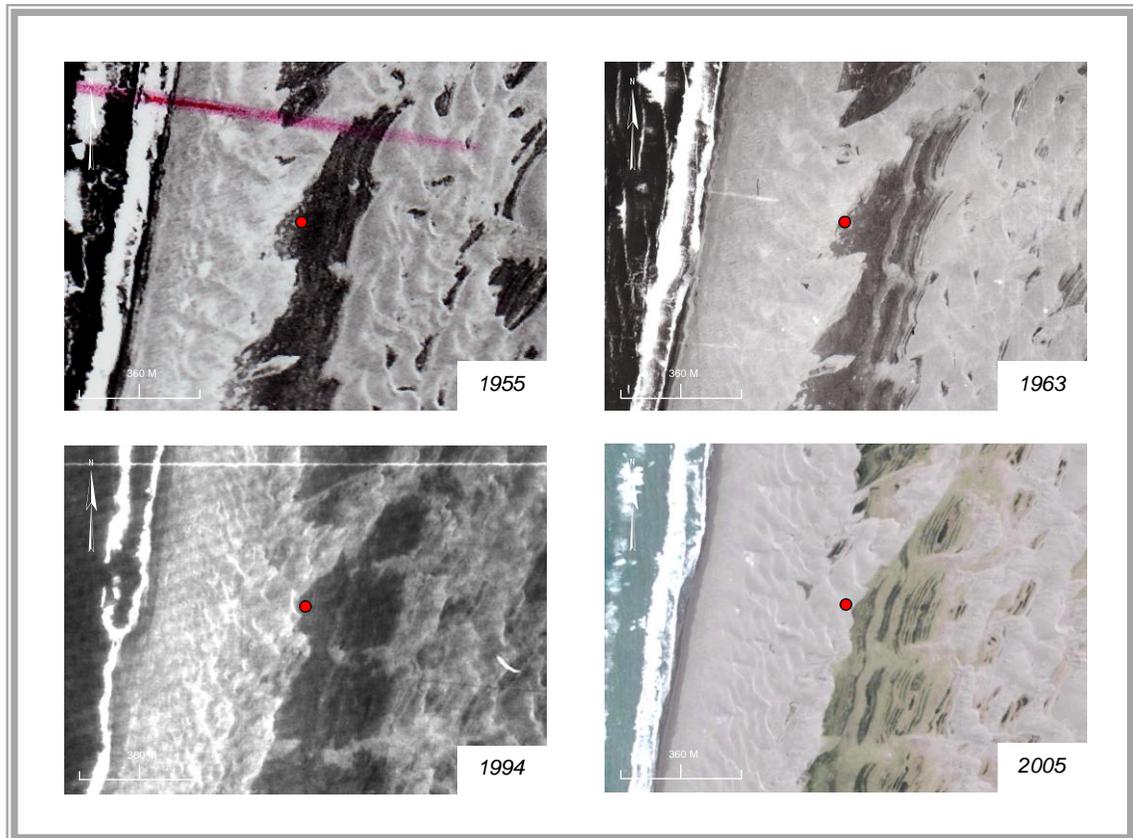


Fig. 31

Descripción del Testigo

La posición en la cual se realizó el testigo corresponde a la vertiente de barlovento de una duna barján, perteneciente a una secuencia de crestas de la misma familia, que avanza sobre la depresión interdunar principal. Se lograron 9 m. de profundidad, siendo las arenas finas las predominantes y las muy finas secundándolas en importancia. La litología que domina corresponde a los magnéticos, y el cuerpo arenoso se localiza sobre un manto de gravas marinas, en donde además se encontró un estrato de arcillas a los 8 m.

Análisis

A simple vista se observa que la dinámica de movimiento y avance de los cuerpos de arena en el área de extracción para este testigo son distintos al anterior. En el año 1955, el punto en el cual se ubicó la extracción de muestras (Fig. 31), no presenta un cuerpo de arena definido, ya que se posiciona sobre la planicie interdunar principal, la cual muestra para ese entonces la presencia de vegetación y desarrollo de suelos (condición similar a la actualidad). Ya para el año 1963, la superficie estaba cubierta

por una lámina de arena de poco espesor, que correspondería al frente de avance que caracteriza generalmente la migración de las dunas, en este caso dunas barjanes, sobre superficies planas. La imagen de 1994 muestra a una duna barján aislada que se encuentra en vías de posicionarse sobre el punto de extracción, situándose este para ese entonces, cercano a la vertiente de sotavento. Finalmente para el año 2005, y como se expuso anteriormente, el punto ya se posiciona sobre la vertiente de barlovento de un barján aislado.

Consecuentemente, se puede decir que la predominancia de arenas finas se debe a que la dinámica de transporte y sedimentación en el área estudiada fue dominada en los últimos 50 años por familias de dunas barjanes, las cuales presentan la característica general de estar constituidas principalmente por granulometrías de tamaño fino, sobre todo en las vertientes de barlovento. Junto con esto se considera que el ambiente de depositación que ha dominado todos los años, corresponde a una zona de transgresión de cuerpos dunares que avanzan hacia la zona de interduna, situación que ha sido constante hasta hoy, lo que establece un patrón de abastecimiento de arena superior a los testigos anteriores, debido también a las condiciones menos húmedas desde la playa hasta la posición del testigo. Esto implica que los obstáculos importantes para los procesos de transporte desde la playa hacia el interior, como la anteduna (por su altura y vegetación), prácticamente desaparecen, lo que se condice con un descenso en el nivel freático (lejanía del estuario Huenchullami y laguna litoral, y disminución de la superficie de la depresión interdunar).

Se debe agregar al análisis que en el penúltimo metro de muestreo (7-8 m.), se encontró un estrato de 50 cm. de arcilla, el cual se hacía más denso a medida que se avanzaba en profundidad, hasta desaparecer a partir del último metro muestreado (8-9 m). Esto quiere decir que, cuando ese nivel estuvo expuesto a la superficie, hubo un desarrollo incipiente de suelos, lo que coincide con lo descrito anteriormente para el año 1955.

Testigo N° 7

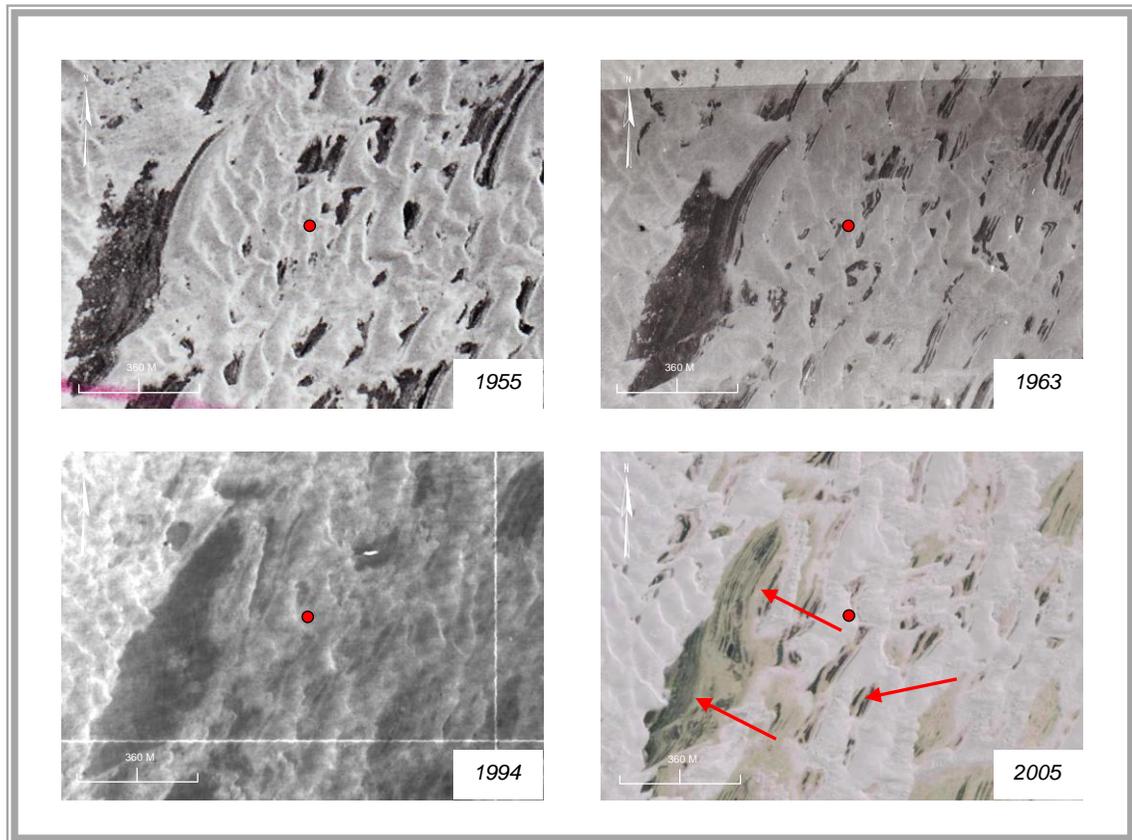


Fig. 32

Descripción del Testigo

El testigo fue obtenido sobre un cuerpo arenoso con morfología compleja, pero que aún conserva ciertas características de una duna de la familia de los barjanes, tales como vertiente de precipitación y cuernos hacia sotavento, pero con algunos montículos vegetados creciendo en su estructura. Desde este punto se extrajo una variabilidad granulométrica de arenas (9,5 m.) importante, en comparación al resto de los testigos muestreados, variando desde texturas finas a gruesas.

Análisis

La evolución propia del área asociada a este testigo está condicionada en primer lugar por su distancia de la playa, generando que el abastecimiento directo de sedimentos desde ésta sea relativamente bajo, lo que propicia que la mayoría de las arenas provengan del retrabajo de las arenas que componen las dunas que se encuentran a barlovento. Además, se encuentra condicionada al posicionarse a sotavento de la depresión interdunar, debido a que esta superficie es proclive a saturarse de agua por las lluvias y por el nivel freático cercano a la superficie, situación que restringe de manera importante el aporte de arena desde la costa, en comparación con las áreas

que no están en esta condición. Así, la altura que alcanzarán las dunas o cuerpos arenosos será baja, realidad que se puede observar en este sector para todos los años estudiados.

En el año 1955 la morfología dunar predominante en el sector, pertenecía a la de origen barjánico, siendo el de tipo barjanoide el más preponderante. El tipo de granulometría de arenas dominante para este tipo de familias, generalmente es fino. A partir de 1964 y en los años 1994 y 2005 el contexto geomorfológico dunar cambia, debido a que el carácter barjánico de las formas comienza a desaparecer en toda el área circundante, dando paso a la presencia de dunas cubiertas con vegetación (que también condicionan el abastecimiento de sedimento) y el aumento del espaciamiento entre cada cuerpo dunar (Fig. 32). Al haber un aporte de sedimento bajo y un viento relativamente constante, disminuye la proporción de arenas finas ya que en su mayoría han sido objeto de la deflación, lo que provoca que las arenas de mayor tamaño sean las que tengan mayor importancia en el muestreo para los primeros tres metros. La existencia de arena fina en los siguientes dos metros, puede deberse (como se describió anteriormente) a que en los años anteriores hubo un dominio de formas barjánicas, las cuales están asociadas a este tipo de tamaño granulométrico.

En cuanto a la presencia de arena gruesa desde los 5 m. de muestreo hasta los 9 m., una explicación tentativa se basa en la observación de ciertas características morfológicas comunes en todos los años estudiados. La presencia de sectores de depresiones interdunares recurrentemente inundadas por las lluvias, afectadas por un nivel freático cercano a la superficie, con un desarrollo de suelos incipiente y que exhiben algunas ondulaciones (indicado con flechas rojas en Fig. 32), corresponde sedimentológicamente a cordones de playas antiguas, los que han sido alterados en el tiempo. Este tipo de estructuras pueden constituirse de todo tipo de componentes sedimentarios, desde gravas hasta arena, y también puede albergar marismas y humedales. Esta situación se observa tanto en este campo de dunas, como el que esta al sur del estuario Huenchullami.

Testigo Nº 8

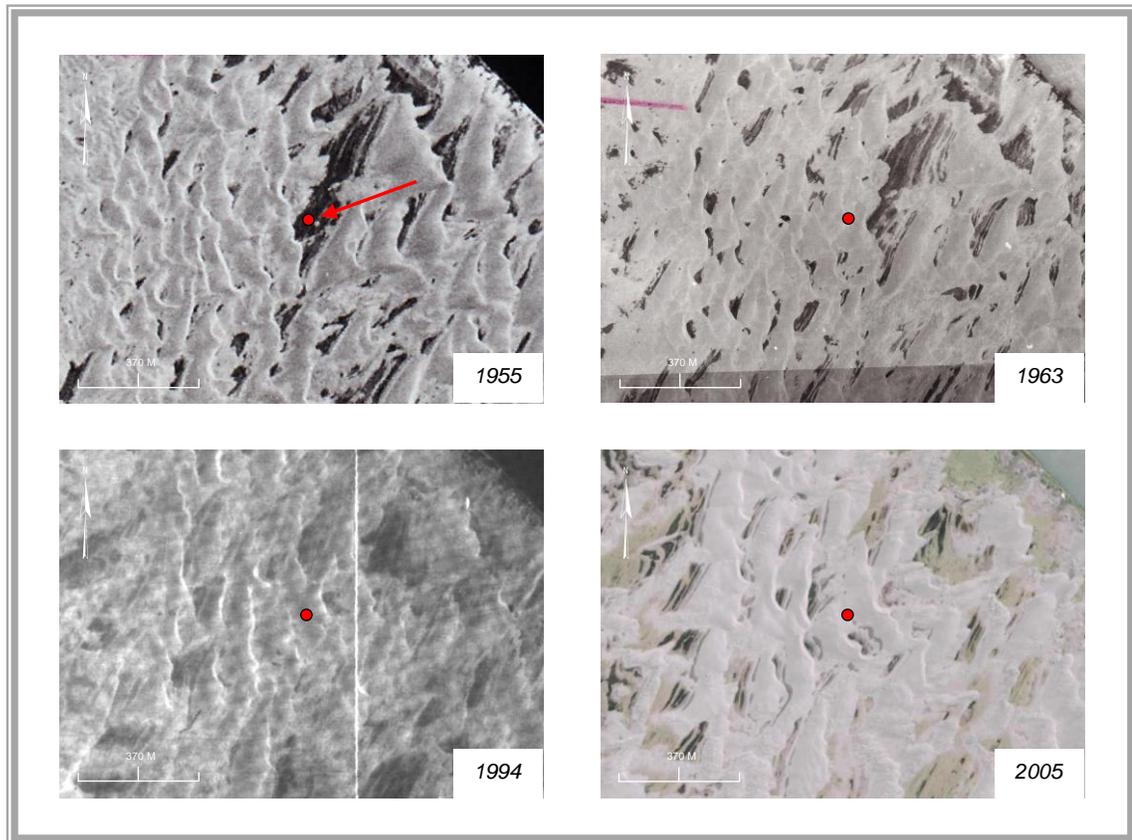


Fig. 33

Descripción del Testigo

Este testigo se encuentra posicionado actualmente en la base delantera de un barjanoide, en un área dominada por morfologías dunarias correspondientes a la familia de barjanas, y en menor medida por la presencia de mantos de arena. Se obtuvo una profundidad de muestreo de 7 m. de arenas de textura fina y media, con predominación de magnéticos en su composición litológica.

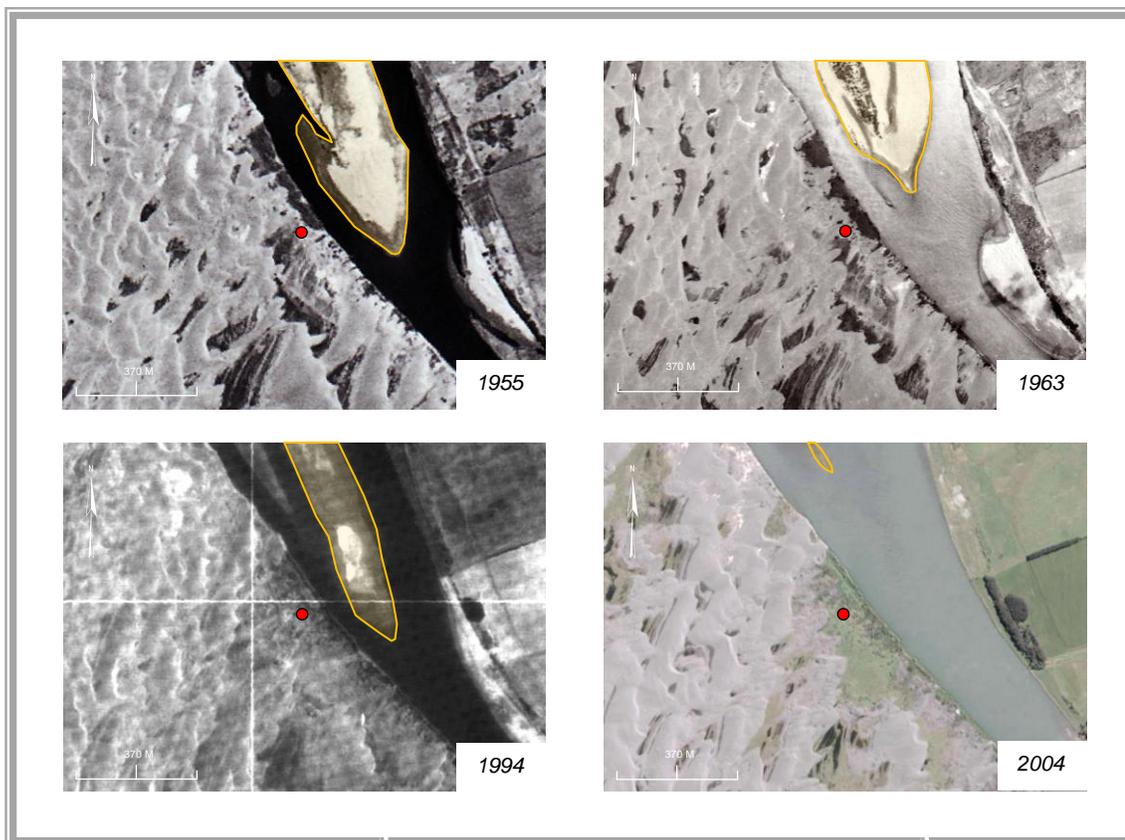
Análisis

En los años 1963 y 1994 el ambiente de deposición es muy similar al actual, lo que determina en cierta medida los tamaños de grano esperables (fina). La excepción puede ser lo ocurrido en el año 1955, ya que el área en el cual se posicionó el testigo, no mostraba estructuras dunares en su superficie, y presentaba un aparente presencia de vegetación y desarrollo de suelos (flecha roja en Fig. 33).

Tal dinámica de formas acaecidas durante los últimos 50, años repercutió evidentemente en el tipo y la granulometría de sedimentos depositados. De los 7 m. muestreados, los primeros 3 se encuentran dominados por arenas finas, las que pueden ser asociadas a tipos de barjanoides observados en los años 1963, 1994 y 2005. A los 2,6 m. se localiza un estrato de arcilla con 40 cm. de potencia y que marca la transición de arenas finas a medias, las cuales comienzan a dominar a partir de los 4 m. Se destaca también la situación del aumento del espaciamiento entre las crestas o cuerpos de dunas, siendo progresivo a medida que se avanza en el tiempo de análisis, lo que marca una tendencia verificable también en el testigo anterior. Esto muestra una mayor evolución de las formas, y una probable disminución para las zonas interiores del aporte de sedimentos provenientes de las áreas más cercanas a la línea de costa, lo que coincide con un aumento de las superficies libres de estructuras dunares.

La presencia de arcillas a partir de los 2,5 m., permite pensar que en el pasado hubo desarrollo de suelos y sumado a la posterior presencia de arenas de grano medio, confirma lo observado en la imagen de 1955.

En los últimos 1,5 m. se encontró un estrato de limos, que al final hizo imposible seguir muestreando por sus características jabonosas, cuando se encuentran saturados (el nivel freático se encontró a los 3 m.). Tal situación, sumada a la cercanía del estuario del Mataquito (700 m.), hace pensar que el área de muestreo en el pasado pudo ser afectada por crecidas eventuales del estuario (apoyado esto por la presencia importante de líticos), o porque el ambiente de depositación fue dominado por un ambiente sub-acuático más permanente (laguna interior).

Testigo N° 9**Fig. 34****Descripción del Testigo**

La extracción de muestras se ejecutó en el sector que bordea el estuario Mataquito, sobre una terraza estuarial, con desarrollo incipiente de suelos. Se obtuvieron 7 m. de muestreo, de los cuales los primeros tres presentan arcillas y limos (producto del desarrollo de suelo), además de un sustrato de grava muy fina que subyace a todo el manto arenoso. Si bien estas últimas (grava muy fina) pertenecen a un tipo de sedimento característico de los ríos, muy cerca del punto de extracción se disponen acumulaciones de origen dunar pertenecientes en su mayoría a la familia de los barjanes, lo que refleja ciertamente una alternancia en el tiempo de ambientes de depositación entre sub-áreo y sub acuático. En efecto el desarrollo de suelos se ve complementado con la existencia vegetación arbustiva y arbórea consolidada como el *Peumus boldus*, lo que permite entender que dicha zona no ha sido afectada por inundaciones importantes durante las últimas décadas.

Análisis

Para los años 1955 y 1963 el área de muestreo presentaba una dinámica distinta a la actual, ya que existía la presencia de cuerpos de arena de baja altura y sin una forma específica. Ya para 1994 y 2005, los cuerpos de arena se encuentran ausentes, mostrando entonces la existencia de vegetación y desarrollo de suelos. Esto coincide además con una disminución continua en el tiempo, del volumen de los cuerpos deposicionales estuariales como lo es el banco medio del estuario Mataquito (amebas naranjas, en Fig. 34). Aquel suceso puede ir unido precisamente a la disminución en el aporte de arena a ese sector terminal del campo de dunas, ya que suele suceder que el avance de las dunas y las arenas que las componen, puede afectar el desarrollo de los ríos o estuarios que los limitan, alimentando por ejemplo a los bancos laterales o medios que los componen.

A partir de tales eventos, se entiende que las arenas finas que se encuentran a partir de los 2 m. en el testigo, provienen seguramente de los cuerpos de arena superficiales que aparecen en las imágenes de 1955 y 1963 (Fig. 34), y la grava muy fina, de la influencia sedimentológica que el estuario ejerce sobre esa zona límite. Además, destaca también la presencia importante de arenas de origen lítico en las arenas de texturas medias que se disponen entre los 5 y 7 m. de profundidad, suceso que se observa también en el testigo N° 1 (cercano al Huenchullami), lo que refuerza el hecho anteriormente descrito, sobre la evidente influencia del estuario Mataquito sobre el lugar de muestreo.

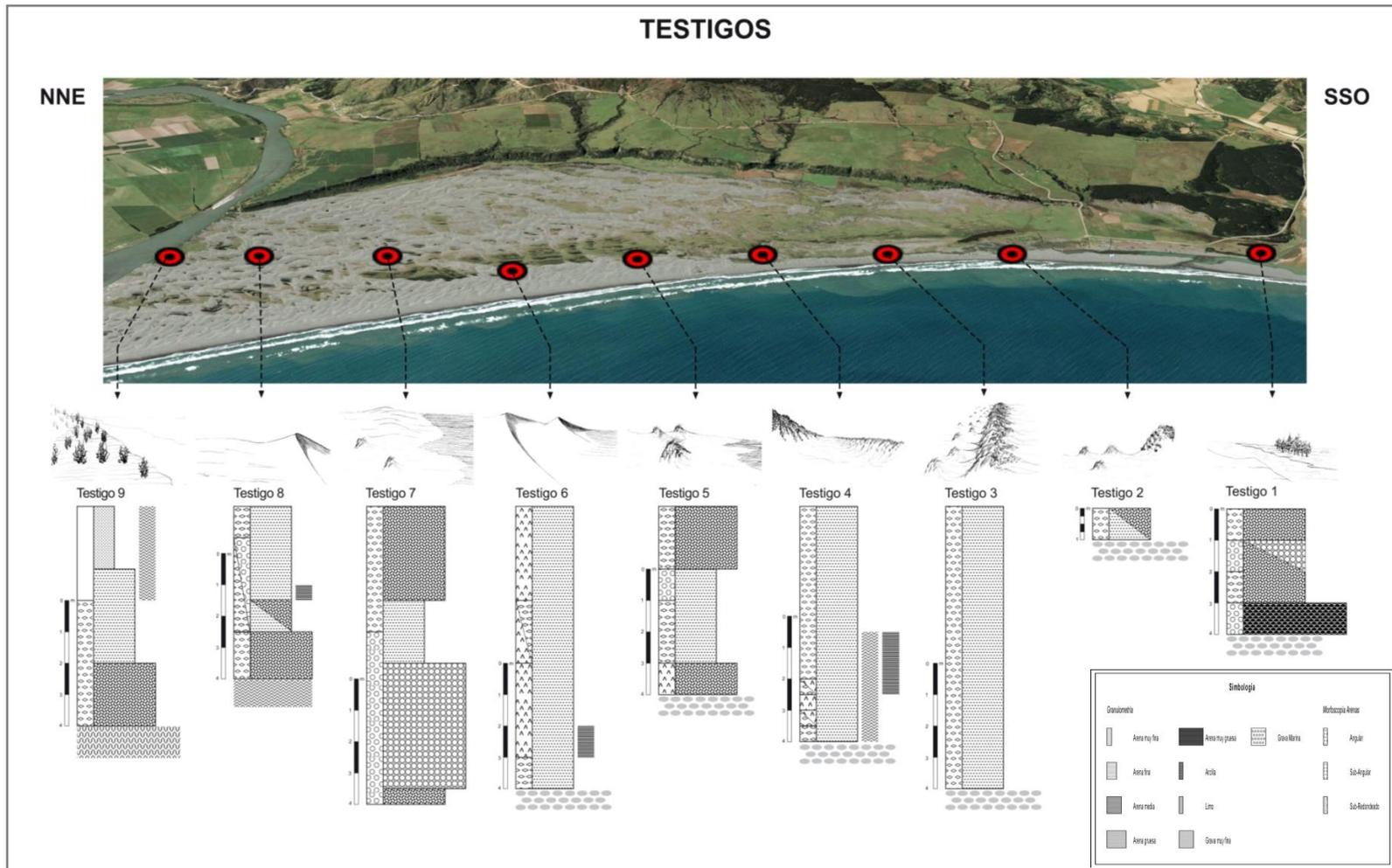


Fig. 35: Ubicación de Testigos.

2010

Nº de Testigo	Profundidad alcanzada (m.)	Posición Geomorfológica	Granulometría	Morfoscopía	Mineralogía	Sustrato	Observaciones
1	3,7	Terraza estuarial	F, M, G, MG	R, SR, SA	O(+), Qz(+), Lit.(+), Zc(-)	Gravas marinas	Existe suelo incipiente en los primeros 50 cm. de muestreo
2	1	Dunas embrionarias	F, M	SR, SA	O(+), Qz(-), Lit.(-), Zc(-)	Gravas marinas	
3	9	Anteduna	F, M	SR, SA	O(+), Qz(-), Lit.(-), Zc(-)	Gravas marinas	
4	7,4	Duna en Montículo	MF, F, M	SR, SA, A	O(+), Qz(-), Lit.(-), Zc(-)	Gravas marinas	A partir de los 4 m., existe una presencia importante de limo que acompaña a las arenas
5	6,2	Sand Sheet	MF, F, M	SR, SA, A	O(+), Qz(-), Lit.(-), Zc(-)	Gravas marinas	
6	9	Barján Aislado	MF, F	SA, A	O(+), Qz(-), Lit.(-), Zc(-)	Gravas marinas	Entre los 7 y 8 m. aparece un estrato de arcillas
7	9,5	Duna Barjanoide degradada	F, M, G	SR, SA	O(+), Qz(-), Lit.(-), Zc(-)	Arena media	
8	6,7	Duna Barjanoide	F, M	SR, SA	O(+), Qz(-), Lit.(+), Zc(-)	Limo	Entre los 5,5 y 6,7 m. aparece un estrato de limos
9	7	Terraza Estuarial	MF, F, M, G	SR, SA	O(+), Qz(-), Lit.(+), Zc(-)	Grava muy fina	Existe suelo incipiente en el primer metro. A partir de los 6 m. existe un sustrato de grava muy fina

Tabla Nº 2: Tabla resumen de información obtenida de los testigos. Abreviaciones de tabla: Granulometría: MF= Muy Fino, F= Fino, M= Medio, G= Grueso, MG= Muy Grueso; Morfoscopía: A= Anguloso, SA=Sub-Anguloso, SR= Sub-Redondeado, R= Redondeado; Mineralogía: O= Óxidos, Qz= Cuarzos, Lit.= Líticos, Zc= Zircón; Abundancia= + = Abundante, - = Escaso.

CORTES TRANSVERSALES

Derivado de la descripción geomorfológica y de la sedimentología de los testigos, se confeccionaron los siguientes perfiles tipo:

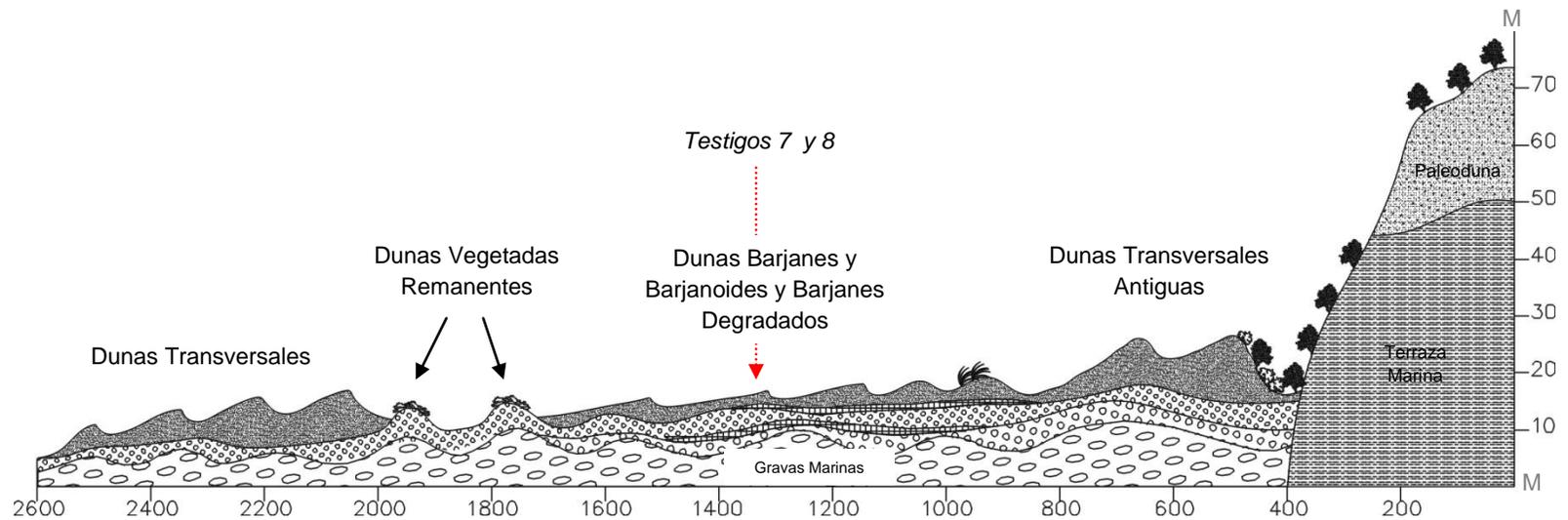


Fig. 36: Corte transversal geomorfológico, Zona Norte.

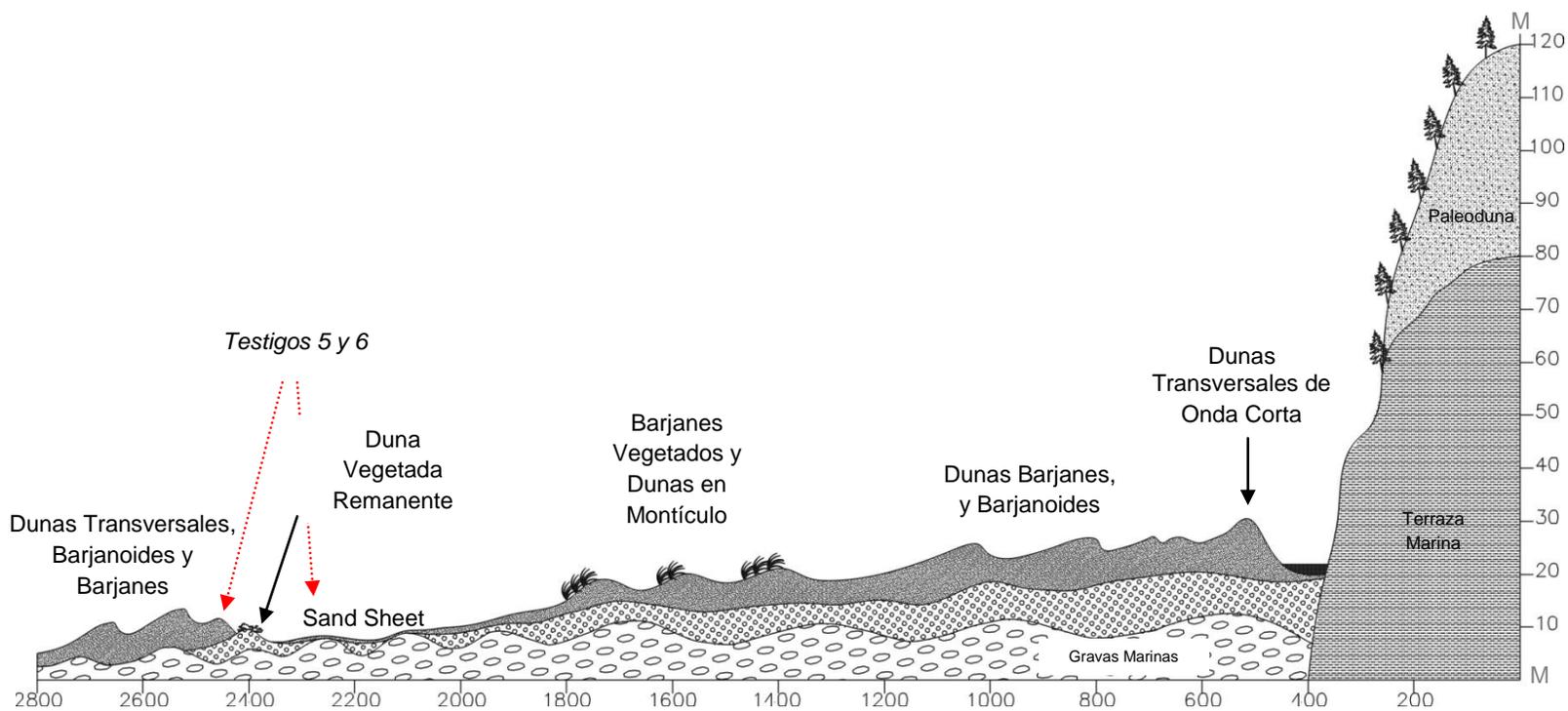


Fig. 37: Corte transversal geomorfológico, Zona Intermedia.

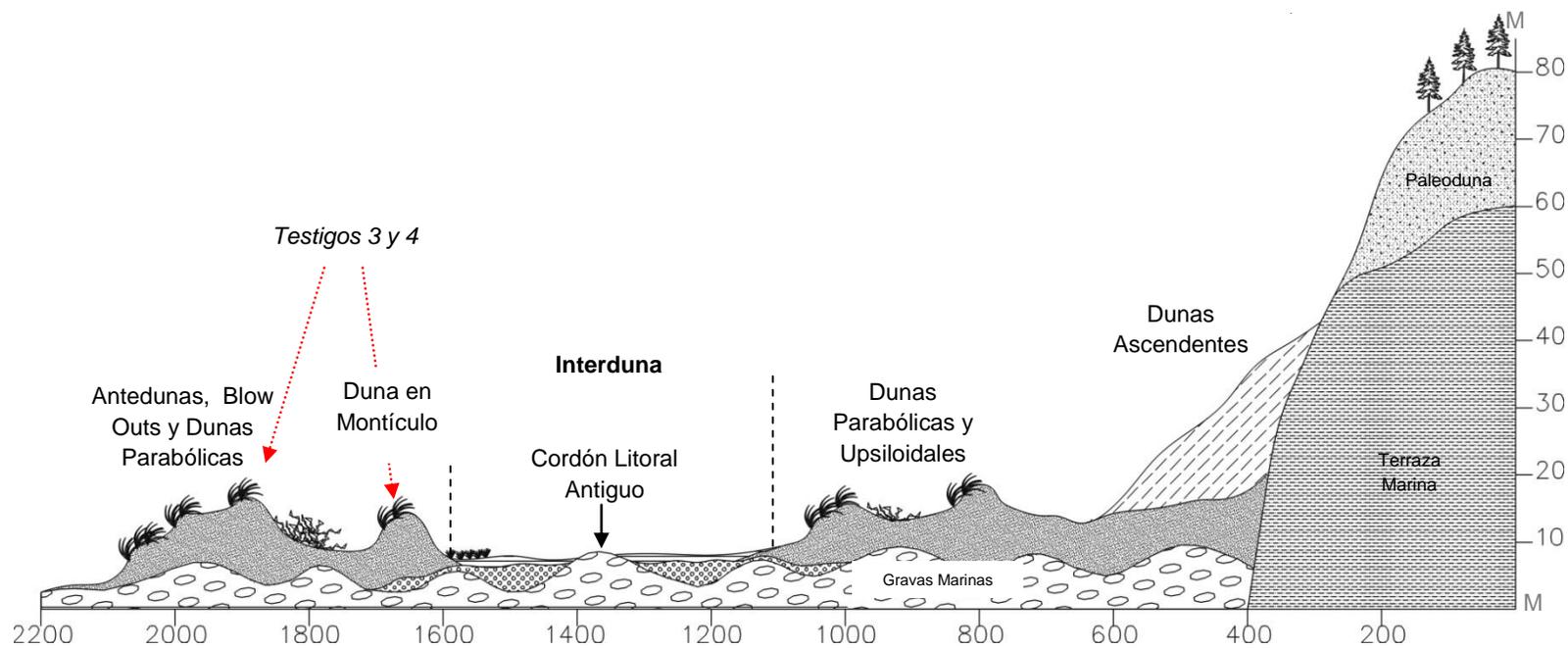


Fig. 38: Corte transversal geomorfológico, Zona Sur.

3.2.2 Resultados de Laboratorio

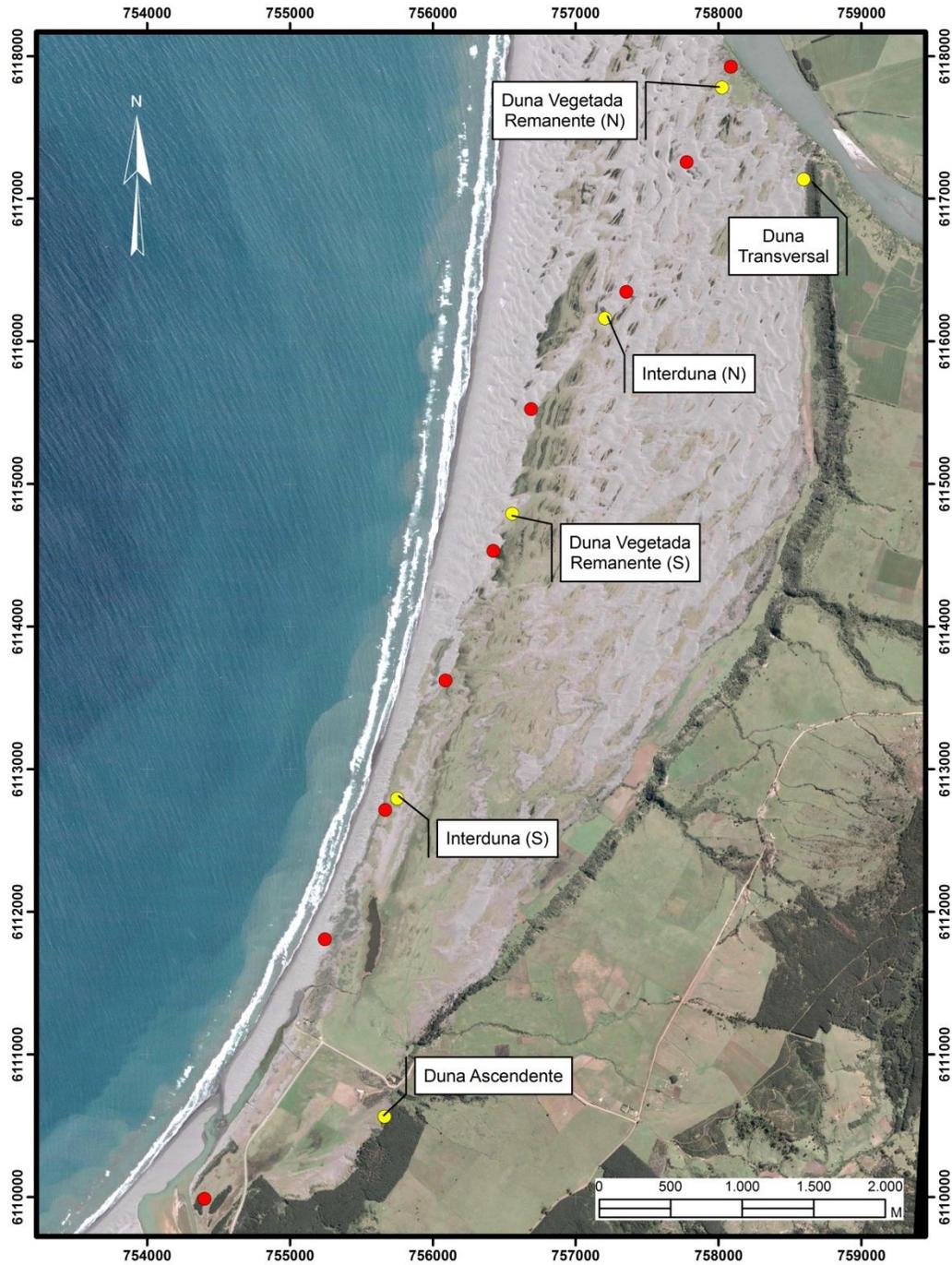


Fig. 39: Ubicación de muestras obtenidas en la primera (puntos rojos) y segunda campaña de terreno (puntos amarillos).

Granulometría

Dentro del análisis de laboratorio, un aspecto destacable es que, de todas las muestras de arena obtenidas en la segunda campaña de terreno, la totalidad corresponde a la fracción inferior a 1 mm. (1000 μm). Del proceso de toma de muestra de los puntos de control correspondientes a los testigos, el 1 y el 9 se descartaron del análisis granulométrico, morfosκόpico y mineralógico, por presentar suelo en los primeros 20 cm. Del análisis granulométrico se derivan las Fig. 40 y 41, correspondientes a los puntos de control de los testigos de muestreo de la primera campaña de terreno y a las principales formas arenosas que quedaron excluidas (producto de la metodología de muestreo), y que fueron obtenidas en la segunda campaña de terreno (Fig. 39).

Las curvas acumulativas de los testigos son típicamente dunares (verticalizadas) y exhiben una distribución de dominancia de la fracción media en el total de las arenas muestreadas, en donde solo predominan las arenas finas (125 μm) en los testigos 2 y 3, mientras que las medias (250 μm) en el resto de estas. El aspecto anterior indica que la proporción de arenas finas se reduce con la distancia a la playa, evento que se muestra explícitamente en la Fig. 40, con la sola excepción del testigo 8 que posee más arenas finas que el 3, 4, 5, 6 y 7.

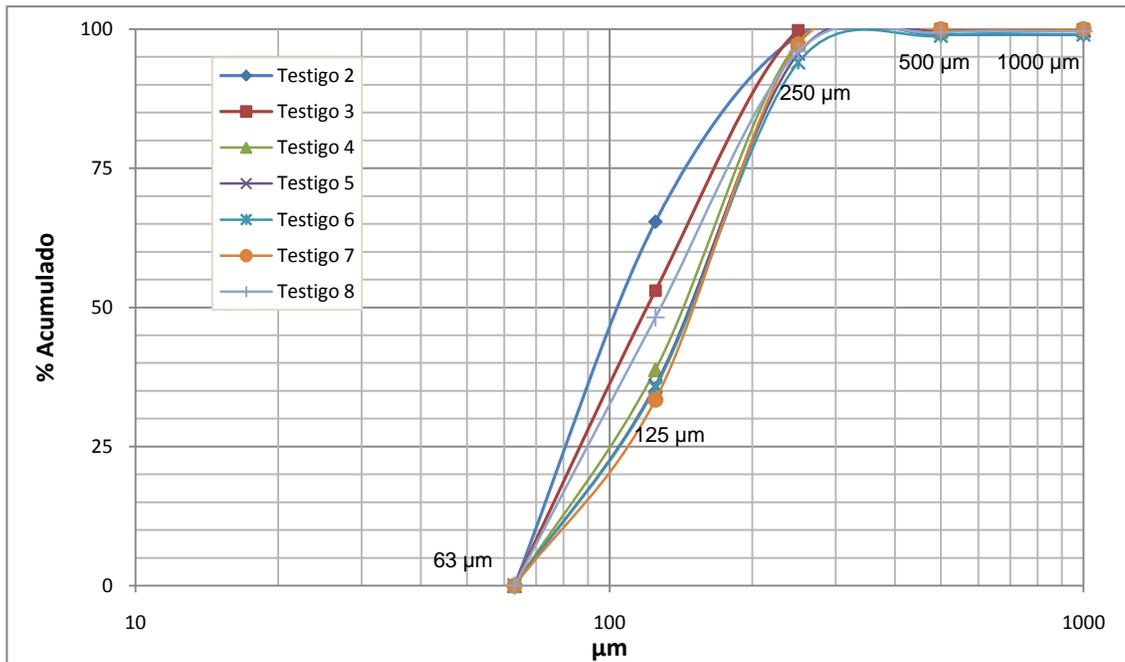


Fig. 40: Curva acumulativa de testigos de muestreo.

Las curvas correspondientes a las muestras obtenidas en la segunda campaña de terreno (Fig. 41), muestran un dominio de las granulometrías finas. Las que divergen de la moda en esta ocasión son las arenas correspondientes a las muestras de interduna norte y sur en donde dominan las arenas medias, aunque el más septentrional podría considerarse casi bimodal (47% de arenas medias y 45% de arenas finas). Llama la atención el caso de la duna transversal, la cual presenta un 71% de arenas finas, siendo la duna que muestra el mayor porcentaje para este tamaño, lo que se ve reflejado en la mediana que cruza a la curva acumulativa en las 98 μm (Tabla N° 3). En cambio, el cuerpo arenoso que exhibe una mayor proporción de texturas medias es el testigo 7, cuyo porcentaje de arenas finas no supera el 32%.

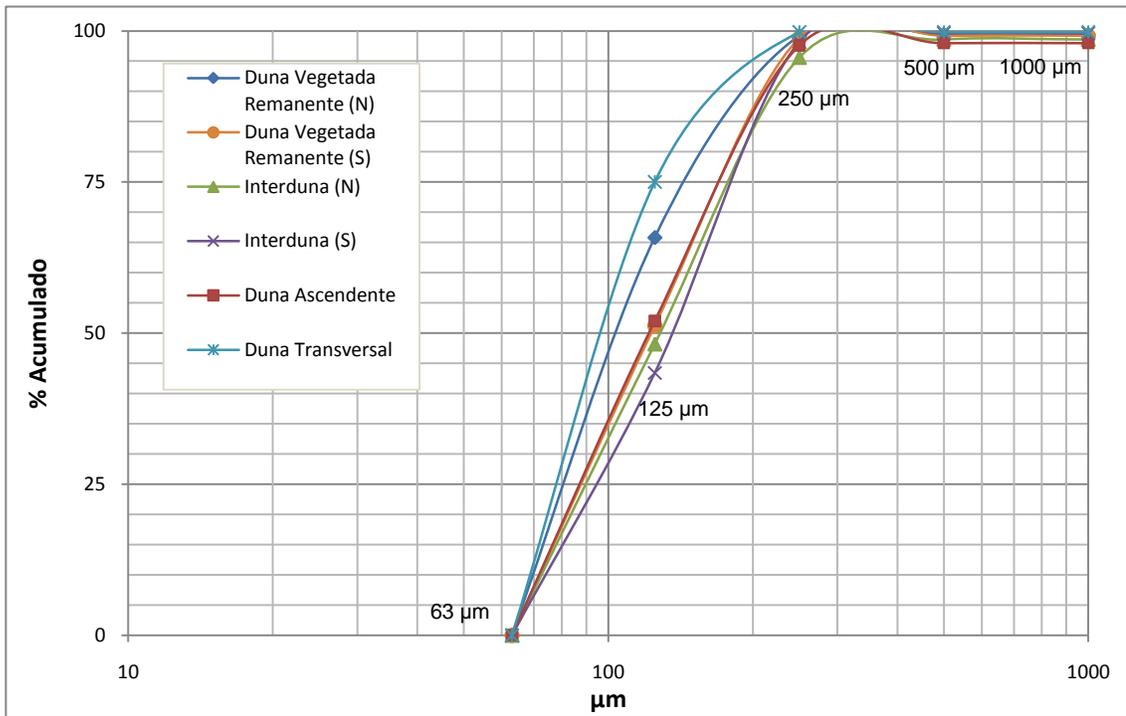


Fig. 41: Curva acumulativa de las formas consideradas en la segunda campaña de terreno.

Discriminando entre las arenas magnéticas y no magnéticas de todos los puntos de muestreo, se obtuvo un resultado interesante, diferenciando entre granulometrías de 63 y 250 μm . Se mostro una tendencia a la disminución de la presencia total de magnéticos en los segundos (250 μm), llegando a un 95% y 82% respectivamente.

Índices Granulométricos (ver Tabla N° 3)

De los parámetros texturales derivados del trabajo de tamizaje y confección de curvas acumulativas, se obtuvieron los siguientes índices: coeficiente de simetría (Sk) y coeficiente de clasificación (So).

En cuanto a la simetría de las arenas, en general se puede clasificar a todas las distribuciones como simétricas, existiendo solo dos puntos que presentan simetrías perfectas (el testigo 3 y la duna vegetada remanente (s)), estando el 46% de las muestras bajo el valor 1, lo que coincide con los puntos en donde predominan las arenas medias.

Puntos de muestreo	Mediana (μm)	Sk	So	Grado Granulométrico Modal
Testigo 2	103	1,12	1,33	Arena Fina
Testigo 3	120	1	1,36	Arena Fina
Testigo 4	143	0,95	1,35	Arena Media
Testigo 5	150	0,88	1,34	Arena Media
Testigo 6	150	0,94	1,35	Arena Media
Testigo 7	150	0,96	1,31	Arena Media
Testigo 8	126	1,02	1,36	Arena Media
Interduna (N)	130	0,96	1,39	Arena Media
Interduna (S)	137	0,95	1,37	Arena Media
Duna Vegetada Remanente (N)	103	1,04	1,32	Arena Fina
Duna Vegetada Remanente (S)	123	1	1,37	Arena Fina
Duna Transversal	98	1,02	1,25	Arena Fina
Duna Ascendente	120	1,03	1,37	Arena Fina

Tabla N° 3: Parámetros granulométricos de muestreo.

Los valores que presenta el coeficiente de clasificación son muy similares para todos los puntos de muestreo, mientras que nuevamente la duna transversal es la que muestra el menor valor de todos. Puesto que todos los índices están bajo el valor 2,5, las arenas pueden ser denominadas como “muy bien clasificadas”.

Morfoscopía (ver Tabla N° 4)

En general, los granos de arenas que más proliferan en el campo de dunas son los subangulosos y subredondeados, exhibiendo distintos índices de redondez, dependiendo sustancialmente de su origen mineralógico y de la distancia a la playa. Esta conclusión se obtiene de los valores que expresan las arenas no magnéticas, que presentan una mayoría de granos subangulosos, mientras que los de origen magnético muestran una mayoría de subredondeados, evidenciando de esta manera una diferencia en cuanto a la resistencia a los procesos de transporte y depositación.

Una diferencia considerable se produce en los testigos 2 y 3, ya que son los únicos que manifiestan una mayoría de granos subredondeados en los no magnéticos, y más granos subangulosos en los de origen magnético, generándose una disimilitud respecto de los demás testigos. Esto, conjuntamente con romper con una tendencia, permite especular sobre el estado de los granos, antes y después de ser transportados por el viento, a través de distancias considerables hacia el interior del campo de dunas, recordando que los testigos 2 y 3, son los puntos de muestreo más cercanos a la playa.

Otro aspecto a relevar es que no existen granos oxidados en los magnéticos ni en los no magnéticos, lo que indica que las arenas han sido depositadas en una edad reciente, y que los granos no han sufrido cambios post-deposicionales importantes producto de los agentes erosivos.

El pulimiento de los granos también presenta valores significativos, marcando la diferencia entre las arenas magnéticas y no magnéticas. Salvo en la muestra de interduna norte, en el resto de los puntos el pulimiento es mayor en los magnéticos, afirmando la idea de que estos son menos resistentes a los procesos de transporte y depositación, asociados a la acción marina. Por lo tanto los granos mate son más numerosos en los no magnéticos aunque también presentan ciertas excepciones, como el testigo 5 y la duna ascendente.

El brillo natural se debe a las características propias de los minerales componentes de las arenas y los procesos de formación de estas. Si bien no existe ninguna dominancia específica por parte de los magnéticos y de los no magnéticos, las mineralogías que muestran mayor importancia en este aspecto son las ilmenitas en los primeros, y el vidrio volcánico en los segundos.

Mineralogía

Los resultados obtenidos del análisis mineralógico de las arenas se resumen en las Fig. 42 y 43, las cuales representan el porcentaje de frecuencia de los distintos tipos de litología de granos presentes en el muestreo, separados en magnéticos y no magnéticos.

En los no magnéticos, la especie mineral dominante es el cuarzo con un 49%, seguido por el vidrio volcánico con un 34%, siendo los líticos y zircones los que menos presencia tienen, con un 11% y 6% respectivamente. De estos, como características individuales destacan los vidrios volcánicos que mostraban brillos naturales y un índice de redondez menor que los zircones, que son los que se mostraban de manera más redondeada, clasificándose como subangulosos. Los líticos y cuarzos al igual que los vidrios, son subangulosos, lo que los hace comparativamente más resistentes a los procesos de desgaste.

Dentro de los magnéticos, existe una primacía de las magnetitas (36 %), siendo secundadas por las ilmenitas, los cuarzos y los líticos, que poseen porcentajes casi similares.

Entre las propiedades litológicas de las arenas presentes en el muestreo, en las no magnéticas se perciben granos más resistentes que otros al desgaste superficial. Así, la ilmenita y el rutilo poseen índices de redondez inferiores a los cuarzos, ilmenitas y magnetitas, exhibiendo estos últimos una mayoría de granos subredondeados, mientras que los otros dos tipos exhiben mayorías subangulares. Las ilmenitas además se destacan por describir en general brillos naturales y aristas angulosas, presentándose en muchas ocasiones de forma combinada con líticos y cuarzos.

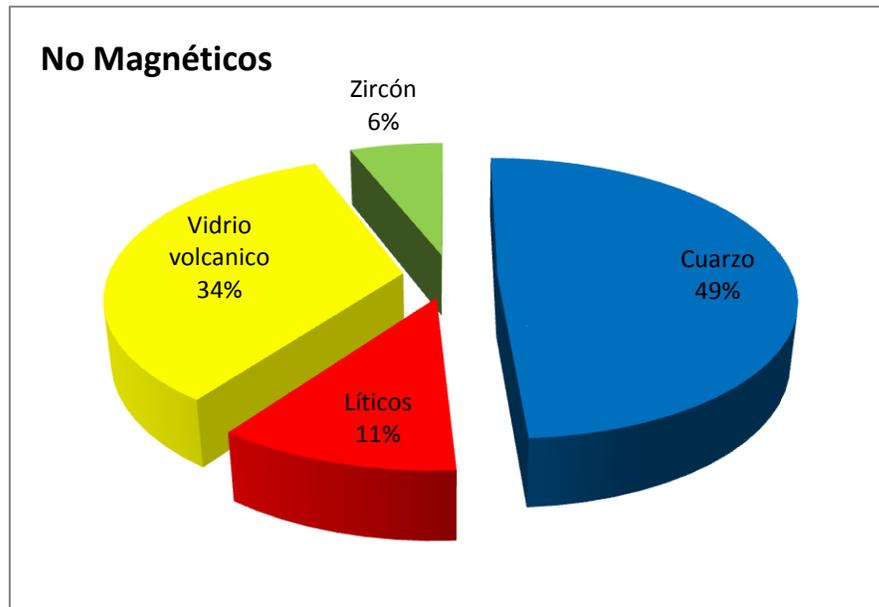


Fig. 42: Gráfico mineralogía de arenas no magnéticas.

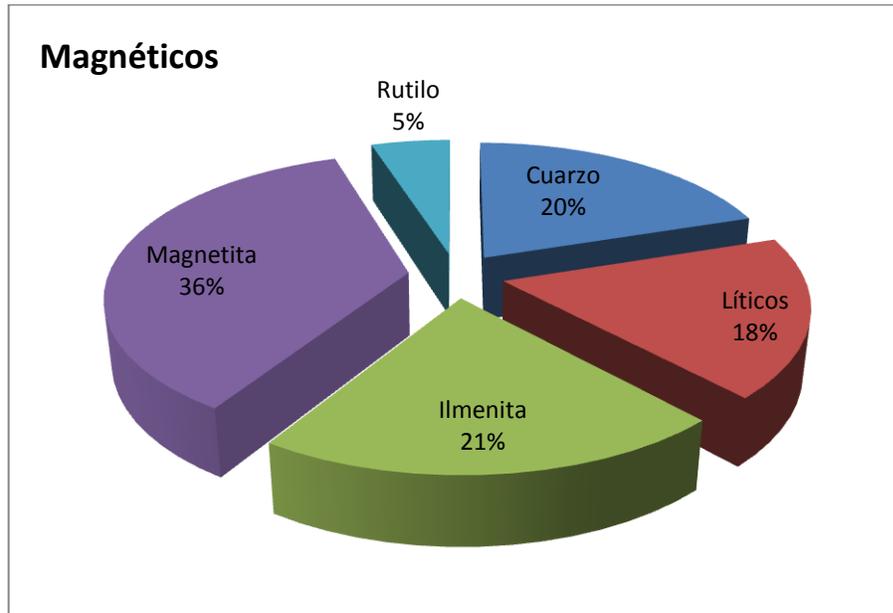


Fig. 43: Gráfico mineralogía de arenas magnéticas.

2010

Puntos de muestreo	% A (NM - M)	% SA (NM - M)	% SR (NM - M)	% R (NM - M)	% MR (NM - M)	% O (NM - M)	% P (NM - M)	% M (NM - M)	% BN (NM - M)
Testigo 2	10 - 16	58 - 62	30 - 18	2 - 4	-	-	28 - 38	38 - 22	34 - 40
Testigo 3	6 - 10	64 - 66	30 - 18	0 - 6	-	-	32 - 58	32 - 20	36 - 22
Testigo 4	2 - 4	74 - 44	20 - 42	4 - 6	0 - 4	-	42 - 66	36 - 18	22 - 16
Testigo 5	8 - 6	54 - 40	30 - 42	6 - 10	2 - 2	-	32 - 34	46 - 56	22 - 10
Testigo 6	4 - 6	60 - 44	32 - 44	4 - 6	-	-	26 - 32	60 - 54	14 - 14
Testigo 7	6 - 14	52 - 38	38 - 32	4 - 16	-	-	34 - 42	46 - 38	20 - 20
Testigo 8	8 - 0	48 - 46	38 - 46	4 - 8	2 - 0	-	20 - 72	44 - 20	36 - 8
Interduna (N)	2 - 0	64 - 28	34 - 70	0 - 2	-	-	68 - 58	22 - 18	10 - 24
Interduna (S)	-	60 - 52	40 - 46	0 - 2	-	-	48 - 66	44 - 16	8 - 18
Duna Vegetada Remanente (N)	4 - 0	56 - 52	32 - 42	8 - 6	-	-	50 - 68	24 - 10	26 - 22
Duna Vegetada Remanente (S)	2 - 0	74 - 36	18 - 62	4 - 2	2 - 0	-	38 - 62	32 - 22	30 - 16
Duna Transversal	-	52 - 18	48 - 80	0 - 2	-	-	50 - 56	30 - 20	20 - 24
Duna Ascendente	0 - 2	64 - 34	34 - 60	2 - 2	0 - 2	-	76 - 78	4 - 4	20 - 18

Tabla Nº 4: Parámetros morfoscópicos obtenidos en laboratorio. Abreviaciones de tabla: A= Anguloso, SA=Sub-Anguloso, SR= Sub-Redondeado, R= Redondeado, MR= Muy redondeado; O= Oxidados, P= Pulidos, M= Mate, BN= Brillo Natural; NM= No Magnéticos, M= Magnéticos.

IV. DISCUSIÓN

Morfología y emplazamiento dunar

Zona norte

En cuanto a la ubicación de las dunas transversales, estas se presentan en zonas en las cuales existe abundante aporte de sedimentos y también en sectores residuales o terminales, en donde mucha de la arena del campo de dunas termina confinada por la presencia de controles topográficos. Las que se emplazan cercanas a la costa reciben generalmente una mayor cantidad de sedimento, en comparación con las más interiores, debido a que se encuentran próximas a la fuente, y donde los vientos pueden ser más fuertes, respondiendo así a la teoría que indica que las dunas transversales ocurren principalmente bajo este tipo de condiciones (ARAYA-VERGARA, 1986, LANCASTER, 1989). También el área que delimita con la terraza marina muestra la ocurrencia de dunas transversales exhibiéndose como formas más esbeltas, con un mayor largo de las crestas y espaciamiento entre ellas, y que ven impedido su avance por la presencia de tal terraza. Esta posición alejada de la dinámica que acontece en sectores más cercanos a la costa, solo hace pensar que el desarrollo de la forma transversal pudo haber ocurrido por la coalescencia y superposición de las dunas que han ido llegando por oleadas hacia ese sector a lo largo de los años, constituyéndose como un patrón complejo (SCHWÄMMLE y HERRMANN, 2003; KOCUREK y EWING, 2005). Considerando estos factores, es decir, posición geomorfológica, tamaño y largo de las crestas, y espaciamiento (EWING *et al.*, 2006), se puede establecer una diferenciación genético-temporal clara, posicionando a las dunas transversales terminales, es decir, las que colindan con la terraza marina, como parte de una generación dunar más antigua que las que se encuentran cercanas a la costa. Se destaca también el realineamiento espacial sufrido por estas crestas, que en un principio responden en su orientación a la dirección del viento dominante, pero que al tocar su brazo más septentrional con esta terraza, ocurre una clara reorientación de la dirección o eje de la cresta.

Las dunas barjanoides se posicionan en casi toda esta zona ubicando preferencialmente en áreas de transición, ya sea a sotavento de las dunas transversales cercanas a la costa, o a barlovento de las crestas transversales que delimitan con la terraza marina. Tal disposición en el primer caso, puede responder a la continuum propuesto por ARAYA-VERGARA (1986), el cual justifica su presencia en esa posición producto de la disminución en el abastecimiento de arena. En el segundo caso, pueden constituirse como el resultado de la coalescencia de dunas de menor tamaño, las que van comprimiéndose y superponiéndose entre sí, y que potencialmente pueden fusionarse con las crestas transversales, tal como lo describe el modelo "A" de interacción de dunas de KOCUREK y EWING (2005).

Resultantes en muchas ocasiones de la pérdida de compactación de dunas transversales y barjanoides, los barjanes aislados, coalescentes y anchos, en su proliferación actual, representan una evidencia para establecer el grado de estabilidad del campo de duna, tal como lo hiciera ARAYA-VERGARA (1987) en su estudio sobre

la evolución de sistemas de dunas costeras en Chile Central. Estos tipos de dunas se emplazan y desplazan de manera esporádica y no agrupada, en toda la zona en cuestión, demostrando que existe un constante proceso de erosión de las formas, e indicando que el campo de dunas por lo menos en esta zona se encuentra activo.

En cuanto a los barjanes, si bien son capaces de avanzar varias decenas de metros por año, la dinámica y la evolución de este tipo de dunas es difícil de determinar debido a la gran escala de tiempo que implica, con mediciones en el terreno que deben compilarse sobre varias décadas (SCHWÄMMLE y HERRMANN, 2003), por eso se hace más factible analizarlas en su estado actual y evaluarlas por lo que representan.

El desarrollo de dunas con presencia de vegetación en su superficie, como las dunas de sombra en esta zona, no es muy prolífico y solo acontece en áreas protegidas, a barlovento de los grandes cinturones como las áreas de interduna, fenómeno que observaron LANCASTER y TELLER (1988) en los depósitos de interduna en el desierto de Namibia. En estos sectores existe una baja erosión y deposición, además de la presencia de una mayor humedad producto del alto nivel freático.

El afloramiento de dunas remanentes permite establecer la existencia de sistemas pasados coexistiendo con dunas actuales, las que a su vez pueden cubrirlas en su avance. Estas han resistido los procesos de erosión típicos de los campos de dunas, gracias al crecimiento de vegetación, la generación de raíces y el desarrollo de un suelo incipiente. Respecto a su antigüedad, posiblemente sean clasificados como medias según las observaciones preliminares hechas por ARAYA-VERGARA (comunicación personal) en dunas del litoral central, y que presentan similares características. Aunque su origen no está totalmente claro, por su forma y composición podrían corresponder a vestigios de tsunamis pasados, como el que afectó a la zona en el año 1835 (LAGOS, 2000). Estas morfologías llamadas también “pedestales”, son típicas de sistemas de dunas costeros que se desarrollan en regiones de tectonismo activo y afectados por tsunamis, como Nueva Zelandia o Indonesia, y pueden ir acompañadas de la formación de “sand sheet” (GOFF *et al.*, 2008; 2009), tal como a acontece en el área de estudio.

Zona Intermedia

Respecto a las dunas transversales en esta zona, ocurre una disminución gradual en la cobertura superficial, tamaño y longitud de las crestas en dirección hacia el sur del campo de dunas, hasta que finalmente desaparecen. Esto sucede en los sectores costeros y colindantes con la terraza marina, coincidiendo con una disminución en la misma dirección (hacia el sur) del ancho de playa y la condición de energía del oleaje. Las características hidrodinámicas del oleaje pueden condicionar la morfología y la dimensión de las dunas, determinando por ejemplo, el ancho de la playa y el tamaño de los granos que la componen. SHORT (1988) concluye que existe una relación positiva entre el nivel de energía de rompientes y el tipo y extensión de las dunas, ya que a medida que la energía de oleaje aumenta, la playa se hace crecientemente disipativa, y el aporte potencial de arenas sobre y a lo largo del litoral aumenta.

Asimismo HESP (2002) observa que el ancho de la playa y el suministro de sedimento están íntimamente ligados al tipo de zona de surf de la playa. A esto debe agregarse un cambio progresivo hacia el sur de la orientación de la playa, factor que según ARAYA-VERGARA (1996) también determina la evolución y morfología de las dunas, ya que en sus estudios en los sistemas dunares de Chanco y Putú-Quivolgo (ARAYA-VERGARA, 1987) observó que sobre litorales oblicuos al viento, los patrones transversales también perdieron compactación, y en algunas ocasiones se transmudaron hacia barjanas individuales, situación que también acontece en el área de estudio.

Los niveles de transgresión de las dunas barjánicas a través de la interduna también se ven disminuidos hacia el sur, producto probablemente de los factores antes descritos, lo que ha generado que se vayan generando amplios espacios sin dunas activas. Las oleadas de dunas que avanzan sobre el área de la interduna, ven afectado su avance producto del alto nivel freático y la vegetación que la interduna alberga como la *Ambrosia Chamissonis*, *Distichlis spicata* o *Lupinus arboreus*, que van atrapando arena, modificando la forma de las dunas y disminuyendo el potencial de arenas que pueden traspasar tales morfología, lo que disminuye también la alimentación a las otras dunas que se ubican en el interior. Esto genera una reacción en cadena que puede llegar a determinar los grados de estabilización de los campos de dunas. Por lo tanto, esta forma se comporta de manera similar a lo que ARAYA-VERGARA (2001) describe en sus estudios sobre los *Ergs* de Atacama, llamando los lechos de flujo migratorio de arenas que alimentan a las dunas como *terrenos de deflación*.

La condición de las dunas barjanoides en el área cercana a la terraza marina, que se muestran emplazándose por delante y entre las crestas transversales, permite ver el estado de compresión y las fases en curso de unión y superposición de formas, dando la perspectiva de un estado previo o menos desarrollado, de lo observado en el mismo sector en la zona norte. En efecto y como se dijo anteriormente, la altura y la longitud de onda de las crestas transversales es menor, además de su espaciamiento (Fig. 44) y grado de estabilización, lo que en definitiva permite sospechar de un estado comparativo menos evolucionado de este tipo de formas, entre las dos zonas. También los procesos de superposición de formas se pueden observar en el avance de barjanas y barjanoides sobre dunas remanentes en el área de interduna.

Queda clara la dinámica de transición hacia un sector más húmedo y propicio para el crecimiento de vegetación en la configuración de las dunas barjánicas de esta zona, principalmente en el sector poniente y central, debido a que comienzan a ser colonizadas por especies como la *Ammophila arenaria* en su perfil de barlovento, hasta llegar incluso a coronarlas en la cresta. Esta colonización paulatina genera en el tiempo un cambio de perfil y estructura, lo que puede llegar a generar una modificación total de la morfología convirtiéndose en dunas parabólicas, situación prevista por TSOAR y BLUMBERG (2002) en su estudio realizado a lo largo de la costa mediterránea de Israel. Tal fenómeno es casi ausente en el sector poniente debido a que al estar cerca de la costa, las condiciones para el crecimiento de vegetación a tal nivel en este tipo de dunas son prácticamente nulas, debido a la fuerte condición de abastecimiento, transporte, erosión y depositación de sedimento.

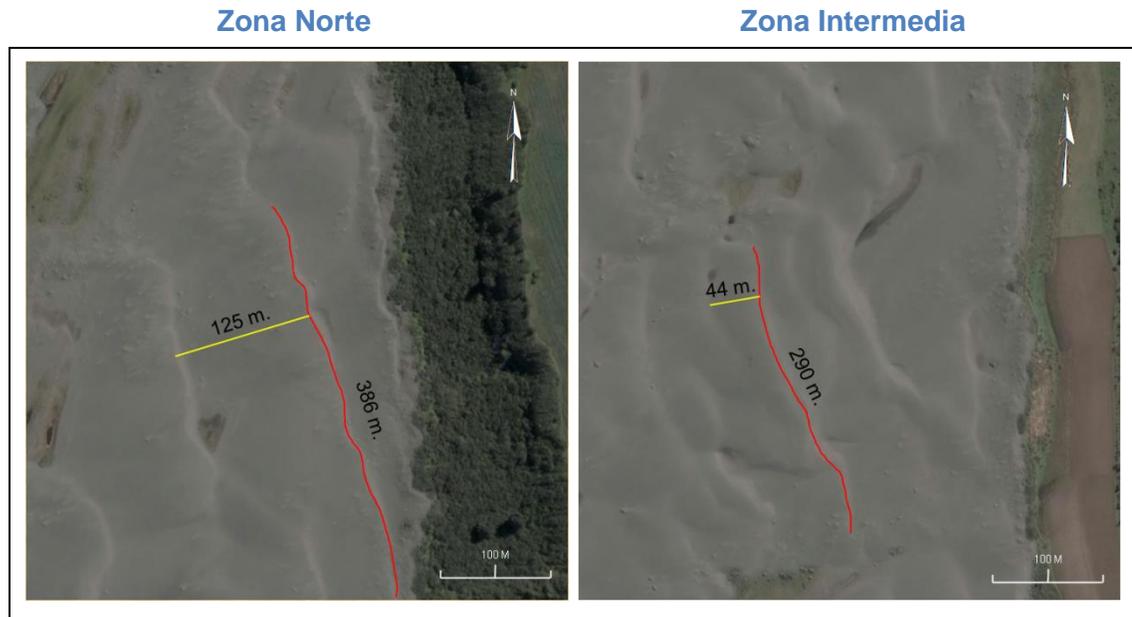


Fig. 44: Diferencias en la dimensión del largo y espaciamiento de dunas entre la Zona Norte e Intermedia.

Dentro de esta misma perspectiva, clave es la protección que puedan presentar ciertas áreas a los procesos antes descritos, además de la cantidad de humedad subsuperficial disponible, para permitir la transformación de las morfologías desde estructuras móviles a estabilizadas, como las dunas montículo presentes en esta zona. Este tipo de dunas son descritas por PYE y TSOAR (2009) como cualquier montón de arena de forma irregular, cuya superficie está entera o parcialmente vegetada y que en campos de dunas costeras forman en algunas ocasiones una serie de cadenas discontinuas paralelas a la línea de la playa, mostrando comúnmente una distribución casual. Aunque la descripción y clasificación de estos autores puede resultar a primera vista como insuficiente, amplia o ambigua, estos principios de categorización y distribución dan cuenta de lo que se observa en superficie de manera efectiva, facilitando la comprensión y representación de estas formas vegetadas complejas.

Zona Sur

Se hace evidente la marcada diferencia entre la zona norte y sur en lo que atañe a la morfología de dunas y el estado de estabilidad de las formas. Se expresa la alta incidencia de un ancho menor de la playa, el cambio la orientación de esta, además de un nivel freático alto, en la merma en el aporte de sedimentos para la acreción de las formas. Es así como en un amplio sector no se observan formas dunares relevantes, dejando espacio para el desarrollo de una amplia superficie de interdunas, en donde incluso se presentan restos de cordones playas antiguas expuestas en superficie y estructuras arenosas planas o de baja altura, sin una forma regular ni vertiente de precipitación alguna. Estos últimos tipos de formas descritos, pueden corresponder a la denominación de “sand sheets” o “láminas de arena”, observados por distintos autores en sectores en campos de dunas en donde no se presentan las condiciones para la

formación de dunas más altas, debido a un nivel freático alto, inundaciones periódicas, superficies compactadas o cementadas, presencia de vegetación o un significativo componente de arena gruesa (KOCUREK y NIELSON 1986; LANCASTER, 1995; GOUDIE, 2003; MOUNTNEY, 2005), sin descontar que también son abundantes en zonas sujetas a tsunamis (LAGOS y CISTERNAS, 2004; GOFF et al, 2009).

En el sector aledaño a la línea de costa, hay sólo una gran cresta de anteduna, sin la existencia de cordones paralelos hacia el interior, mostrándose de forma asociadas con dunas de origen parabólico en toda su longitud, tal como lo determinara VELOSO (2005) en su estudio sobre el sistema dunar de Longotoma. Por lo mismo, un disminuido aporte de arenas generaría incluso la inexistencia de cordones paralelos sucesivos en zonas afectadas por tormentas recurrentemente (VARGAS, 1990).

Como se dijo anteriormente, un factor que determina el abastecimiento de arena es el ancho de playa, que en este caso es el más bajo del área de estudio (20 m. promedio), el cual a su vez depende del tipo de zona de rompiente, factor que según HESP (2002) es relevante para la explicar elementos relevantes como la altura, el volumen, e incluso las características de la vegetación que componen la anteduna.

El continuum de la anteduna involucra la transgresión hacia el interior de la forma, y el nivel de abastecimiento de sedimento determina el desarrollo de dunas secundarias, las cuales son separadas de los procesos costeros. Éste es un elemento importante del continuum porque es una situación espacio-temporal en donde la transferencia interior crea y mantiene la acreción y el posible avance de las dunas parabólicas, que en el caso del sector costero exhibe un nivel de estabilización importante. Esta sucesión de eventos determina y explica también el bajo traspaso de arena hacia el nivel interior de la zona, lo que en definitiva condiciona el grado de fijación de la vegetación que estabiliza tales formas, haciendo que las que se encuentran en avance actual constituyan un porcentaje menor respecto del total ya estabilizado.

Las dunas ascendentes por su parte, aparecen como vestigios de un nivel de acreción de sedimentos mayor muy distinto al actual. El nivel de estabilización que exhiben se debe esencialmente a la baja importante en el abastecimiento de arena, debido principalmente a la intervención directa del hombre, que ha cortado en gran medida sus canales de alimentación (Fig. 24). Su posición geomorfológica y su fuente principal de abastecimiento, las puede separar genéticamente del resto del campo de dunas, tratándose entonces de una estructura que pudo ser alimentado por oleadas de sedimento que probablemente no llegaron a incidir de forma directa en la formación y desarrollo de las otras morfologías presentes en las áreas más septentrionales.

Relaciones morfo-sedimentológicas de testigos

Los testigos N° 1 y 9 presentan condiciones muy parecidas en lo que respecta a su posición geomorfológica ya que los dos se encuentran próximos a un estuario (Huenchullami y Mataquito respectivamente), mostrando algunas similitudes en sus depósitos. A pesar de poseer distintos niveles de evolución y antigüedad, deducido principalmente por su disímil potencia y nivel de desarrollo de suelos, las

características mineralógicas y granulométricas son muy similares, porque predominan los granos líticos (situación inédita entre los demás testigos) y existe preponderancia de arenas muy gruesas en sus depósitos más profundos.

La cercanía con el mar afecta la dinámica de depositación de estructuras arenosas, lo que se ve reflejado en el testigo N° 2 que se posiciona a 100 m. de la línea de costa y que presenta solo un metro de profundidad. Además de un alto nivel freático, las inundaciones ejercidas por las marejadas y las olas de tormenta, erosionan y modifican las formas inmediatamente cercanas a la costa (ARAYA-VERGARA, 1979; LAGOS y CISTERNAS, 2004; BIRD y JONES 1988, en VARGAS 1990), favoreciendo en este caso la existencia de playas de grava por sobre las de arena, afectando consecuentemente el crecimiento de acumulaciones dunares. Por otra parte y tal como indica el estudio de GILLETE *et al.* (1996), la tasa de transporte es mayor a partir de los 50 m. de la línea de costa, hasta los 150 m. (efecto fetch), solo predominando la fases de deposición en las zonas posteriores a estos parámetros, haciendo de esto un factor relevante que permite explicar la escasa potencia del testigo.

Aunque no pertenecen a la misma tipología de dunas, los testigos N° 3 y 4 exhiben profundidades similares y una clara preponderancia de arenas finas y sub-angulosas, por lo que se deduce que estas forman parte de un mismo pulso dunar. Bajo esta perspectiva, se hace evidente que las características del sedimento que llega a abastecer y componer a las dunas, no determinan por si solos la forma de la duna. Efectivamente se destaca en el análisis de estos, que el testigo N° 3 durante todos los años de estudio había mostrado un ambiente de depositación muy estable, y que en cambio el testigo N° 4, había sido bastante variable, determinando en parte la forma superficial de la duna, no así su composición interna que es dependiente del tipo de arenas que la abastece.

A estos casos se les puede sumar el testigo N° 6, que siendo parte de un tipo de duna distinto, es decir barján aislado, relativamente alejado y con un ambiente de depositación también diferente, igualmente exhibe un perfil casi idéntico a los antes descritos. Sin embargo, se deben hacer ciertas precisiones respecto a este último testigo, ya que por pertenecer a una duna barján que se encuentra dentro del contexto de cordones de dunas en transgresión hacia el interior del campo de dunas, es probable que las arenas que la compongan sean el producto del retrabajo de las formas que se encuentran a barlovento de esta, y que por lo tanto no necesariamente pueden pertenecer al mismo pulso que conformo a los otros testigos. Es por lo demás el tipo de textura esperable, ya que generalmente compone a este tipo de dunas (WASSON y HYDE, 1983)

El testigo N° 5 se extrajo sobre una estructura arenosa que en la actualidad no presenta vertiente de precipitación, considerándose más bien como una lámina de arena que penetra hacia el área de interduna. Según autores como PSUTY (2004) o BIRD (2008), este tipo de morfología es esperable en áreas donde las formas dunares que presentan ciertos rasgos vegetativos, se ven disminuidas en tamaño y extensión, y el perfil migra al interior con forma de láminas de arena penetrando en y a través de las formas interiores. Esta condición de transgresión queda también establecida por HESP

y THORN (1990) que clasifican a los sand sheet (laminas de arena) como una de las formas transgresivas. Este tipo de clasificación no se contrapone a lo que sucede con el perfil sedimentario, ya que este en sus dos primeros metros está compuesto principalmente por arenas medias, granulometría que generalmente compone a estas formas (PYE y TSOAR, 2009). Por lo demás, existe también en este testigo un grado de complementariedad o relación directa entre la variabilidad superficial de morfologías (visible en las imágenes) y la variabilidad presente en el registro sedimentológico.

Situación similar ocurre con el testigo N° 7, que es el que muestra el registro en duna con la mayor variabilidad granulométrica y morfoscópica. Su lejanía a la fuente de sedimento principal (la playa) y su posición geomorfológica dentro del sistema de dunas (a sotavento de la interduna), además de la diversidad de formas que se posicionaron sobre este punto, pueden explicar en parte su condición sedimentaria. Las arenas que la componen provienen principalmente del retrabajo de las dunas que la anteceden, y la degradación actual de la duna de origen barjánico evidencia dos situaciones: 1) que los procesos de erosión son más importantes que los de depositación, implicando que salga mas arena de la que entra, y 2) se deduce una disminución de los sedimentos que ingresan a esta, lo que permite entre otros aspectos que crezca vegetación tanto en la vertiente de barlovento como en sotavento y en sus cuernos. Entonces, al igual como sucede en zonas de bajo abastecimiento como las interdunas (DOUGILL y THOMAS, 2002), es esperable encontrar en estas dunas degradadas un predominio de granulometrías medias o gruesas, ya que al tener un menor umbral para el transporte por el viento (ARENS *et al.*, 2002), las arenas finas son las primeras en ser transportadas, dejando relegadas al resto de las granulometrías más gruesas. Este hecho se ve registrado en el perfil que muestra en los tres primeros metros la predominancia de arenas medias.

En el en análisis del testigo N° 8, también se aprecian los cambios que ha sufrido ese sector del campo de dunas durante los últimos 50 años, los que se ven reflejados igualmente en el estado de variabilidad morfológica de los granos y su grado textural, mostrando un talante similar al testigo N° 7. Sin embargo, a pesar de la observación de hechos similares en estos testigos, como un aumento progresivo en el espaciamiento de las dunas que los circundan, el consecuente aumento de zonas intermedias húmedas y el cambio regular de las formas que se posan sobre el punto de extracción, la duna barjanoide que alberga tal punto del testigo N° 8, se encuentra activa, sin degradación ni vegetación en su estructura, y en un claro avance actual. Esto evidentemente también se ve manifestado en el registro estratigráfico, ya que las arenas de textura fina son las que dominan en este testigo (conocidas como las que tiene más capacidad móvil) y no las medias como en el testigo N° 7. Y si bien algunos autores como AHLBRANDT (1979) consideran que los patrones texturales no son determinantes para caracterizar ambientes deposicionarios ni tipos de dunas, en este caso comparativo existe una clara relación entre grado de actividad de la duna y la granulometría que domina.

Implicancias morfométricas, granulométricas y mineralógicas

En lo referente al análisis en laboratorio, los patrones granulométrico de los testigos indican en la generalidad, un aumento progresivo del tamaño de grano desde la playa hacia el interior (desde S.W. a N.E.), sin que implique que este resultado por si solo, marque una tendencia significativa, debido a la cantidad mínima de puntos de muestreo obtenida (7). De los resultados correspondientes al resto del muestreo, se destacan los obtenidos en el depósito de interduna, debido a que ambos responden a la teoría que señala que estos están compuestos preferencialmente por arenas medias (DOUGILL y THOMAS, 2002), y los obtenidos en la duna transversal, que tiene un porcentaje importantísimo (el más alto de todos) de arenas finas (71%). Este hecho refuerza la hipótesis que indica que las dunas transversales que colindan con la terraza marina, y que no pueden seguir avanzado debido a su presencia, resultan ser formas “terminales” para las arenas que han sido removidas de todos los tipos de estructuras arenosas que se encuentran en el campo de dunas, y que en este caso en su mayoría corresponden a arenas finas.

Como se sabe, al ser muestras subsuperficiales, estas ayudan a configurar la situación sedimentológica general actual del campo de dunas, información que al ser cruzada con la obtenida de los testigos, permite inferir una caracterización histórica. Esto devela de que en los últimos 50 años, el campo de dunas ha ido decreciendo en el abastecimiento desde su fuente principal, ya que como se vio anteriormente, son las arenas medias las que dominan progresivamente desde la línea de costa hacia el interior, sin presencia de arena fina, que es la granulometría que generalmente compone a las dunas transgresivas o móviles. La dominancia de arenas medias se debe principalmente a que las arenas finas han sido removidas, quedando relegadas en el transporte, por presentar un mayor umbral para ser movidas por el viento.

En la relación que se estableció entre granulometría y los granos magnéticos, la medición permite inferir que la mayor presencia de granos magnéticos en los grados texturales muy finos, se produce porque en su mayoría los granos magnéticos más gruesos se presentan de forma combinada con otros tipos de minerales, y en los muy finos se exhiben más bien individualizados. Esto se produce porque en la unión entre minerales de distinto origen, generalmente existen planos de debilidad, por lo que se hace más fácil la disgregación o división entre estos.

Los resultados referentes a las formas de granos revelan que en general, los tipos de granos que prevalecen son subangulosos y subredondeados, coincidiendo con las investigaciones hechas por GOUDIE y WATSON (1981) y GOUDIE et al. (1987), que indican que en las arenas eólicas en las fracciones finas y medias, en su mayoría pertenece a este tipo de formas. También estos índices develan diferencias entre los granos magnéticos y no magnéticos, descubriéndose en los segundos un mayor grado de resistencia a los procesos de transporte y depositación, inferido por que en la mayoría de estos dominan los granos subangulosos, mientras que los magnéticos muestran mayorías de subredondeados.

Si a esto se le suma que el grado de pulimiento de los granos magnéticos también es mayor que en los no magnéticos, se complementa la hipótesis sobre la menor resistencia en este tipo de granos a los procesos erosivos. Así también, el nivel de oxidación de granos es prácticamente nulo, por lo que no se puede hacer diferencias entre pulsos por medio de este indicador en este caso de estudio.

En cuanto a la mineralogía, la predominancia de granos magnéticos permite establecer que en su mayoría los granos provienen de la cuenca del Maule, producto de aportes de origen volcánico, como ya fue probado en otros estudios (ARAYA-VERGARA, 1981).

Consideraciones sobre causas y efectos ambientales locales, en el desarrollo evolutivo dunar

Como en muchas otras áreas (PYE y TSOAR, 2009), en este campo de dunas es difícil separar los efectos de cambios en el clima, tsunamis y perturbaciones humanas en cualquier grado de certeza. Se hace referencia a los hitos ambientales y los efectos de estos, que han sido observados gracias a los análisis geomorfológicos y sedimentológicos, y que se hace necesario especificar para comprender de mejor manera los aspectos evolutivos que han marcado el desarrollo del campo dunar.

El flujo de sedimento en cualquier punto a lo largo de la superficie arenosa depende principalmente de la fuerza del viento, el tamaño del grano y el abastecimiento de arena, pero también son importantes factores como el contenido de humedad de la superficie de arena. Un contenido de agua relativamente alto en los sedimentos superficiales reduce el transporte potencial significativamente, excepto quizás cuando la velocidad del viento es particularmente intensa (BAUER *et al*, 2009). Se observa a lo largo del campo de dunas fenómenos como zonas húmedas superficiales (Fig. 6) y núcleos internos que en ciertas ocasiones quedan expuestos (Fig. 19), y que son provocados principalmente por las lluvias (HESP y THORN, 1990), las que pueden provocar interferencias en la migración (WASSON y HYDE, 1983) y compactación de las formas (ARAYA-VERGARA, 1987). Se identificó también en terreno, lagunas intermitentes y zonas anegadas en el área de interduna, que debido a las lluvias y al alto nivel freático, pueden permanecer por largas temporadas durante el año, lo que afectaría directamente el transporte de arena hacia el interior del campo de dunas y a las dunas que la transgreden. Entonces, se hace patente la clara influencia que pueden tener las lluvias y el nivel freático en el desarrollo de este sistema dunar, y lo que podría implicar el aumento de estas por efecto por ejemplo del cambio climático, situación que acontece en el área de estudio, ya que se evidencia un aumento progresivo de las precipitaciones en los últimos 50 años de casi 200 mm. (Fig. 45).

Para algunos autores el aumento de las lluvias no generaría grandes cambios en la capacidad de producción vegetal de las dunas, debido a la baja capacidad de retención de humedad suficiente para mejorarla (TSOAR y BLUMBERG, 2002). Para otros investigadores esto no es tan cierto (HESP y THORN, 1990), ya que las dunas son capaces de generar una cubierta térmica debido al desecamiento solar de la superficie, reduciendo así la evaporación de la humedad subsuperficial. Esto quiere decir que

estas tienen la capacidad de conservar humedad después de las lluvias, por tiempos superiores a lo previsto a niveles subsuperficiales, favoreciendo el crecimiento vegetacional y disminuyendo entonces la capacidad del viento para transportar arena, lo que explicaría en parte el cambio morfológico que han experimentado las dunas durante el lapso de tiempo estudiado. Además los ascensos del nivel freático causan angostamientos de la superficie eólica activa, incluso si los procesos costeros no causaran erosión o acreción a lo largo de la costa (BAUER *et al*, 2009), generando que fenómenos como aumento de las lluvias o del nivel del mar, propicien una disminución en el transporte de arena dentro del campo de dunas y en el abastecimiento general de este (en el caso del aumento del nivel del mar), sucesos que también se han observado en el área de estudio. Así mismo se debe considerar el factor tectónico reflejado en los tsunamis, como un agente dinámico que al contrario de los anteriores que son paulatinos, provoca cambios o efectos drásticos, y que pueden ser cotejados en el sistema dunar en la presencia de dunas remanentes (pedestales) y depósitos de sand sheet (GOFF *et al*, 2008; 2009).

Finalmente los efectos directos provocados por los seres humanos se hacen evidentes en tres situaciones principales: en la forestación o plantación de vegetación, en zonas específicas donde el avance dunar afecta sus casas o sembradíos (principalmente en la zona sur); en la utilización de zonas de interduna y dunas de baja altura para la alimentación de ganado bovino y equino, en donde este puede dañarlas con sus pisadas o al extraer vegetación de raíz; y en la extracción de arena para la construcción y relleno, como el autor constató en terreno.

Consideraciones metodológicas

Los procedimientos de toma de muestra en el primer terreno tuvieron una particular importancia en el desarrollo de la investigación. La extracción de muestras por medio del Sand Auger y el Caising de perforación, facilitó el acceso a información muy relevante para dar cuenta del registro sedimentológico de las arenas que se encontraban incluso a profundidades de 9,5 m., pudiendo llegar incluso a las gravas de playa antigua. Si bien la muestra resulta disturbada en el proceso de extracción, impidiendo por ejemplo ver los estratos en su forma natural de depositación, y el tipo de laminación, tal hecho se contrasta con la versatilidad operativa y la eficiencia de muestreo, para obtener los rasgos granulométricos, mineralógicos y morfoscópicos de las arenas en profundidad.

También el registro de la información obtenida por medio de la interpretación de los datos gracias al sand gauge en la ficha de terreno, fue bastante efectiva si se compara con los resultados de laboratorio, los que ayudaron como una metodología de control, ya que en los rangos granulométricos obtuvo un 71% de efectividad, mientras que en el morfoscópico alcanzó un 85%. Si bien existe un cierto grado de error, sirve de sobremano para obtener datos preliminares, ayudando a tener una visión de lo que se puede encontrar en el análisis de laboratorio.

2010

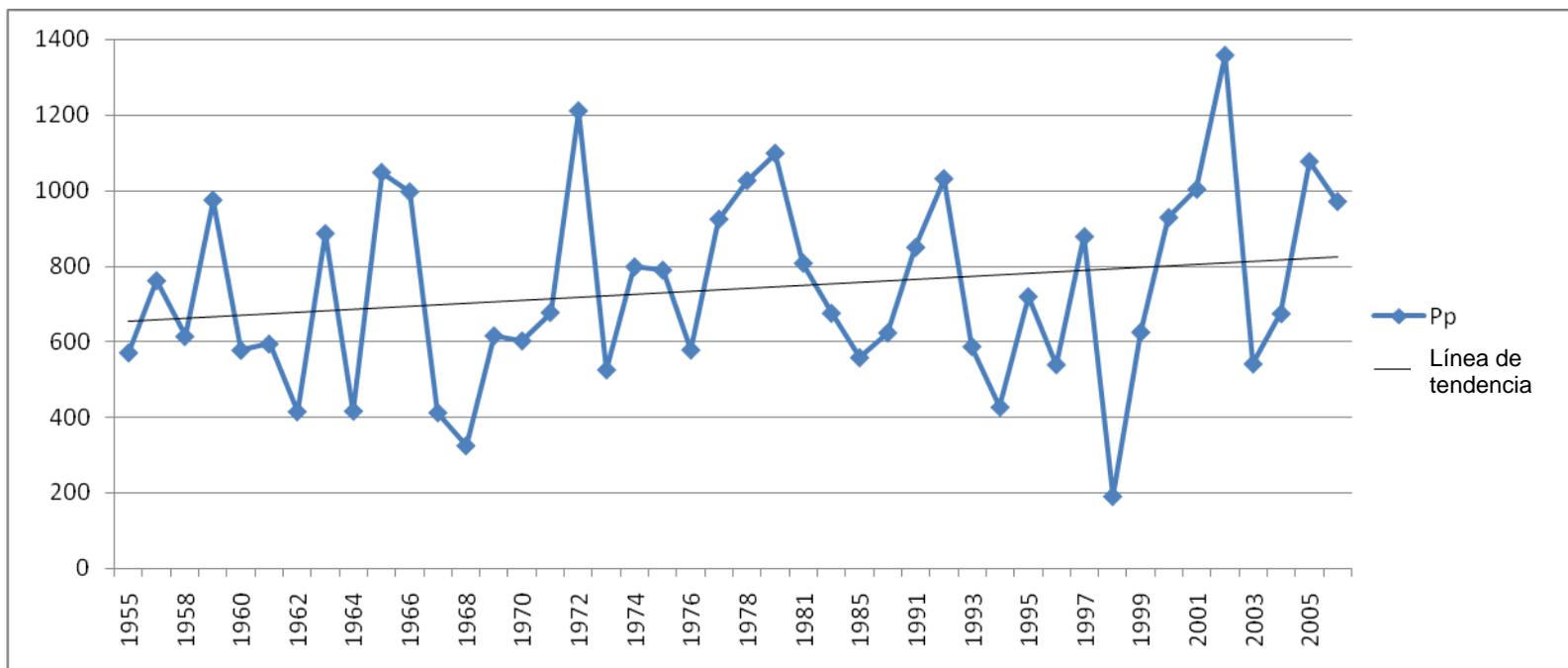


Fig. 45: Precipitaciones en el campo de dunas de La Trinchera durante los últimos 50 años (Eje x= Años, Eje Y= mm).
Fuente: Anuario Meteorológico de Chile (1955-1985), y Anuario Climatológico de la Dirección Meteorológica de Chile (1986-2006).

V. CONCLUSIONES

El sistema de dunas costeras de La Trinchera exhibe tres zonas con distintos patrones de familias predominantes: la zona norte, que presenta una dominancia de dunas de la familia de barjanas; la zona sur, que se encuentra conformada principalmente por dunas de la familia parabólica; y la zona intermedia que se expresa como una zona de transición, exhibiendo morfologías correspondientes a las dos familias antes descritas. Así también, al interior del campo de dunas se desarrolla un área de interduna que va creciendo en superficie en dirección norte-sur.

Respecto del desarrollo evolutivo del campo de dunas, el análisis multitemporal y geomorfológico muestra cambios importantes en su superficie durante los últimos 50 años. Se revelan procesos de transmutación, degradación de las formas y estabilización. Esto ha sido relacionado a eventos como el aumento de las precipitaciones, intervención humana (sobre todo en la vegetación artificial de las dunas y de sus canales de abastecimiento), y también a una disminución local en el aporte de sedimentos, tal como lo observaron GUEVARA y VAN BEBBER (1987) en su estudio sobre las dunas de Putú. Así mismo, se debe considerar que, además de los típicos factores generales que determinan las formas presentes en los sistemas de dunas costeras, como el tipo de zona de rompiente, orientación de la playa, fuerza de los vientos o el abastecimiento de arena, para un mejor entendimiento del desarrollo del campo dunar y de los tipos de dunas presentes, se deben agregar aspectos locales y regionales que han sido determinantes tales como: el control topográfico que ejerce la terraza marina, el alto nivel freático, el cambio en el nivel de las precipitaciones, tectonismo y recurrencia de tsunamis, y las actividades humanas.

Las morfoscopías de arenas que prevalecen en el campo de dunas corresponden a granos subangulosos y subredondeados, mientras que los tamaños predominantes oscilan entre el rango de arenas finas y medias. En cuanto a la mineralogía, la mayoría de granos magnéticos en todas las muestras permite establecer su origen en la cuenca del Maule, como ha sido consignado en otros estudios (ARAYA-VERGARA, 1981). Además, se revelan importantes diferencias entre los granos magnéticos y no magnéticos, ya que los segundos muestran una mayoría de granos subangulosos, y los magnéticos expresan una mayoría de subredondeados. El grado de pulimiento de los granos magnéticos es mayor que en los no magnéticos, situación que si se complementa con lo anterior, permite estimar que los granos magnéticos presentan una menor resistencia los procesos erosivos.

El estudio sedimentológico de dunas, basado en la revisión de testigos y el análisis multitemporal, muestra un alto grado de correspondencia entre la sucesión de formas que tienen lugar en la superficie del campo de dunas a lo largo del tiempo, y la variabilidad granulométrica y morfoscópica presente en el registro sedimentológico de estas. Sin embargo, cabe destacar que aspectos como los antes mencionados (tamaño y forma del grano), por si solos, parecen no determinar la morfología y el tamaño de la duna, por lo que no deben ser considerados como parámetros exclusivos en el establecimiento de la aloestratigrafía de un campo de dunas. Más bien, para un mejor entendimiento de esta, se deben considerar también aspectos como: el tipo de

sedimento que abastece a las dunas, la variabilidad superficial de las formas, la posición geomorfológica y la lejanía a la línea de costa.

Gracias al análisis de testigos de muestreo, muestras de laboratorio, secuencias multitemporales de imágenes y la geomorfología del campo de dunas, se pudo dar cuenta de buena manera de los procesos y factores que ayudaron a conformar el estado actual del sistema de dunas costeras de La Trinchera. De esta manera se comprobó que la sucesión superficial de las formas, quedan registradas en perfiles, los que poseen información relativa a los eventos que las formaron, por lo que se acepta la hipótesis de trabajo.

Cabe destacar que si bien los perfiles de dunas en la generalidad, demostraron ser un registro admisible para dar cuenta de los antecedentes formativos de estas, deben ser correlacionados con procedimientos e información anexa (como los que se llevaron a cabo en este trabajo), si se quiere establecer interpretaciones más concluyentes o específicas. Así mismo, se puede decir que la eficiencia de tal correlación dependerá de la calidad, grado de detalle y nivel de complementariedad de la información que se obtenga.

VI. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHLBRANDT, T. (1979). Textural parameters of eolian deposits. In E.D.McKee (ed.), *A Study of Global Sand Seas*, 21–51, United States Geological Survey, Professional Paper 1052.
- ARAYA-VERGARA, J. F. (1976). Reconocimiento de tipos e individuos geomorfológicos regionales en la costa de Chile. *Informaciones Geográficas* 23: 9-30.
- ARAYA-VERGARA, J. F. (1979). Las incidencias cataclismáticas de las bravezas en la evolución de la costa de Chile Central. *Informaciones Geográficas* 26: 19-42.
- ARAYA-VERGARA, J. F. (1982). Análisis de la Localización de los procesos y formas predominantes de la línea litoral de Chile. Observación Preliminar. *Informaciones Geográficas* 29: 35-55.
- ARAYA-VERGARA, J. F. (1986). Significance of Barhcans in Beach-Dune System Interactions in Central Chile. *Thalassas* 4: 23-27.
- ARAYA-VERGARA, J. F. (1987). The evolution of modern coastal dune systems in central Chile. In Gardiner, V. De: *International Geomorphology*. Wiley and Sons. Chichester II: 1231-1244.
- ARAYA-VERGARA, J. F. (1989). Remnant Coastal Dunes and their significance in Chilean Ergs. *Geokoplus*, 1:1-15.
- ARAYA-VERGARA, J. F. (2001). Los ergs del desierto marginal de Atacama, Chile. *Investigaciones Geográficas Chile* 35: 27-66.
- ARENS, S. (1996). Rates of aeolian transport on a beach in a temperate humid climate. *Geomorphology* 17: 3–18.
- ARENS, S.; VAN BOXEL, J.; ABUODHA, J. (2002). Changes in grain size of sand in transport over a foredune. *Earth Surface Processes and Landforms* 27: 1163-1175.
- BAGNOLD, R. (1941). *The physics of blown sand and desert dunes*. Londres, Ed. Methuen.
- BAUER, B.; DAVIDSON-ARNOTT, R.; HESP, P.; NAMIKAS, S.; OLLERHEAD, J.; WALKER, I. (2009). Aeolian sediment transport on a beach: Surface moisture, wind fetch, and mean transport. *Geomorphology* 105 (1-2): 106-116.
- BERASALUCE, J. (1987). Estudio de la evolución actual del sistema dunario rocas de Santo Domingo-El Yali: "Investigación morfodinámica aplicada y perspectivas de manejo". Memoria para optar al título de Geógrafo. Universidad de Chile, Escuela de Geografía. Inédito.

- BIRD, B. (2008). Coastal Geomorphology: An Introduction, 2nd Edition John Wiley and Sons Ltd., Pages: 448
- CAILLEUX, A. (1952). L'indice de emousée des grain de sable et grès. *Revue de Géomorphologie Dynamique* 2: 78-87.
- CARTER, R.; NORDSTROM, K.; PSUTY, N. (1990). The study of coastal dunes. NORDSTROM, PSUTY y CARTER (eds.) Coastal Dunes: Form and Process. Wiley and Sons: 1-14.
- CARTER, R.; CURTIS, T.; SHEEHY-SKEFFINGTON, M. (eds) (1992). Coastal Dunes. Geomorphology, Ecology and Management for Conservation. Balkema, Rotterdam.
- CHAN, M. y KOCUREK, G. (1988). Complexities in eolian and marine interactions: processes and eustatic controls on erg development. *Sediment. Geol.* 56: 283-300.
- COOKE, R.; WARREN, A.; GOUDIE, A. (1993). *Desert geomorphology*. London, UCL Press.
- DOUGILL, A. y THOMAS, A. (2002). Nebkha dunes in the Molopo Basin, South Africa and Botswana: formation processes and validity as indicators of soil degradation. *Journal of Arid Environments* 50: 413-428.
- EWING, R.; KOCUREK, G.; LAKE, L. (2006). Pattern analysis of dune-field parameters. *Earth Surface Processes and Landforms* 31: 1176-1191.
- FLOR, G. y MARTÍNEZ, P. (1991). Características morfológicas y sedimentológicas de las dunas eólicas de Sonabia (zona oriental de Cantabria, NO de España). *Estudios Geológicos* 47 (5-6): 317-337.
- FRYBERGER, S.; KRYSTINIK, L.; SCHENK, C. (1990). Tidally flooded back barrier dunefield, Guerrero Negro area, Baja California, Mexico. *Sedimentology* 37: 23-43.
- FUENZALIDA, H. (1965). Clima: Geografía económica de Chile. Texto refundido. Corporación de Fomento de la Producción. Santiago, Chile. 99-152.
- GILLETE, D.; HERBERT, G.; STOCKTON, P.; OWEN P. (1996). Causes of the fetch effect in wind erosion. *Earth Surface Processes and Landforms* 21: 641-659.
- GIMINGHAM, C.; RITCHIE, W.; WILLETTS, B.; WILLIS, A. (eds) (1989). Coastal Sand Dunes. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh Section B (Biological Sciences)* Vol. 96.
- GOFF, J.; MCFADGEN, B.; WELLS, A.; HICKS, M. (2008). Seismic signals in coastal dune systems. *Earth-Science Reviews* 89 (1-2): 73-77.

- GOFF, J.; LANE, E.; ARNOLD, J. (2009). The tsunami geomorphology of coastal dunes. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 9: 847-854.
- GOUDIE, A.; WARREN, A.; JONES, D.; COOKE, R. (1987). The character and possible origins of the aeolian sediments of the Wahiba Sands. *Geographical Journal* 153: 231-256.
- GOUDIE, A. y WATSON, A. (1981). The shape of desert sand dune grains. *Journal of Arid Environments* 4: 185-190.
- GOUDIE, A. (2003). Sandsheet. *Encyclopedia of Geomorphology*, Vol. II: 905-906.
- GUEVARA, S. y VAN BEBBER G. (1987). Estado actual y tendencia evolutiva del litoral arenoso La Capellania-Putu-Quivologo. Memoria para optar al título de Geógrafo. Universidad de Chile, Escuela de Geografía. Inédito.
- HESP, P. (2002). Foredunes and Blowouts: Initiation, Geomorphology and Dynamics. *Geomorphology* 48: 245-68.
- HESP, P. y THORN, B. (1990). Geomorphology and evolution of active transgressive dunefields. NORDSTROM, PSUTY y CARTER (eds.) *Coastal Dunes: Form and Process*. Wiley and Sons: 253-288.
- ILLENBERGER, W. (1988). The dunes of the Alexandria coastal dunefield, Algoa Bay, South Africa. *S. Afr. J. Geol.* 91: 381-390.
- JENNINGS, J. (1964). The question of coastal dunes in tropical humid climates. *Z. Geomorph.* 8: 150-154.
- KOCUREK, G., y NIELSON, J. (1986). Conditions favourable for the formation of warm-climate Aeolian sand sheets. *Sedimentology* 33: 795-816.
- KOCUREK, G. y LANCASTER, N. (1999). Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology* 46: 505-515.
- KOCUREK, G. y EWING, R. (2005). Aeolian dune field self-organization – implications for the formation of simple versus complex dune-field patterns. *Geomorphology* 72: 94-105.
- KRUMBEIN, W. y PETTIJOHN, F. (1938). *Manual of sedimentary petrography*, 500 pp. Appleton Century Crofts, New York.
- LAGOS, M. (2000). Tsunamis de origen cercano a las costas de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande* 27: 93-102.

- LAGOS, M. y CISTERNAS, M. (2004). Depósitos de tsunamis como indicadores de riesgo: evidencias sedimentarias. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis* 49: 329-351.
- LANCASTER, N. (1989). *The Namib Sand Sea: Dune Forms, Processes, and Sediments*, A.A. Balkema, Rotterdam, 200 pp.
- LANCASTER, N. (1995). *Geomorphology of desert dunes*. Routledge, London, 290 pp.
- LANCASTER, N., y TELLER, J. (1988). Interdune deposits of the Namib Sand Sea. *Sediment. Geol.* 55: 91-108.
- LØNNE, I. (1995). Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. *Sedimentary Geology* 98: 13-43.
- MARZOLF, J. (1988). Controls on late Paleozoic and early Mesozoic eolian deposition of the western United States. *Sediment. Geol.* 56: 167-192.
- MASON, C. y FOLK, R. (1958). Differentiation of beach, dune, and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. *Journal of Sedimentary Petrology* 28: 211-226.
- McCULLOUGH, W. (1984). Sand-gauge. 3101 Elkridge Ct., Beltsville, MD 20705.
- MOUNTNEY, N. (2005). Deserts. *Encyclopedia of Geology* Vol. IV: 542.
- MUHS, D. y MAAT, P. (1993). The potential response of eolian sands to greenhouse warming and precipitation reduction on the Great Plains of the U.S.A. *Journal of Arid Environments* 25: 351-361.
- NORDSTROM, K.; PSUTY, N.; CARTER, B. (1990). *Coastal dunes: form and process*. Chichester, John Wiley and Sons.
- PASKOFF, R. (1970). *Le Chili semi-aride, recherches géomorphologiques*. Biscaye, 420 p. Bordeaux.
- PASKOFF, R. y KELLETTAT, D. (1991). Introduction: review of coastal problem. *Z. Geomorph.* 81: 1-13.
- PASKOFF, R.; CUITIÑO, L.; PETIOT R. (1998). Carácter relicto de la Gran Duna de Iquique, Región de Tarapacá, Chile. *Rev. Geol. de Chile* 25: 255-263. Santiago, Chile.
- PASKOFF, R.; MANRIQUEZ, H.; CUITIÑO, L.; PETIOT R. (2000). Características, origen y cronología de los cordones dunares de la playa de Santo Domingo, Región de Valparaíso, Chile. *Rev. geol. de Chile* 27: 121-131.

- PSUTY, N. (2004). The Coastal Fore-dune: A Morphological Basis for Regional Coastal Dune Development. En: MARTINEZ, M. AND PSUTY, N. (Eds.) Coastal Dunes; Ecology and Conservation. Ecological Studies, 171: 11-25. Springer-Verlag, Berlin.
- PYE, K. (1984). Models of transgressive coastal dune building episodes and their relationship to Quaternary sea level changes: a discussion with reference to evidence from eastern Australia. *Coastal research: U.K. perspectives*, 81-104
- PYE, K. (1993). Introduction: the nature and significance of Aeolian sedimentary systems. *Geological Society, London, Special Publications 72*: 1-4.
- PYE, K., y RHODES, E. (1985). Holocene development of an episodic transgressive dune barrier, Ramsay Bay, North Queensland, Australia. *Marine Geol.* 64: 189-202.
- PYE, K. y TSOAR, H. (2009). Aeolian Sand and Sand Dunes. Springerlink, 2nd printing, 475 p. 280 illus., Hardcover.
- RITTER, D.; KOHEL, R.; MILLER, J. (2002). Process Geomorphology, 4th ed. McGraw-Hill, New York, N.Y., 560 pp.
- ROGERS, S. y NASH, D. (2003). *The dune book*. North Carolina Sea Grant, 28p.
- SANTIBAÑEZ, F y URIBE, J. (1993). Atlas Agroclimático de Chile. VI, VII, VIII y IX Regiones. Lab. de Agroclimatología. Fac. de Ciencias Agrarias y Forestales. U. de Chile. Ministerio de Agricultura. CORFO. Santiago. 99 p.
- SCHWÄMMLE V. y HERRMANN, H. (2003). Geomorphology: Solitary wave behaviour of sand dunes. *Nature* 426: 619-620.
- SHORT, A. (1988). Wave, beach, fore-dune, and mobile dune interactions in southeast Australia. *Journal of Coastal Research* 3: 5-9.
- SHORT, A. y HESP, P. (1982). Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. *Mar. Geol.* 4: 259-284.
- SHORT, A. y HESP, P., (1999). Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. Edited by A.D. Short. John Wiley and Sons Ltd.: 279-292.
- SHOTTON, F. (1937) The Lower Bunter sandstones of north Worcestershire and east Shropshire (England). *Geological Magazine* 74: 534-553.
- SMITH, H. (1954). Eolian sand on desert mountains. *Bull. Geol. Soc. Am.* 65: 1036-1037.
- SOTO, M. V. (1987). Dinámica y tendencia evolutiva del campo de dunas de Chanco. Memoria para optar al título de Geógrafo. Universidad de Chile, Escuela de Geografía. Inédito.

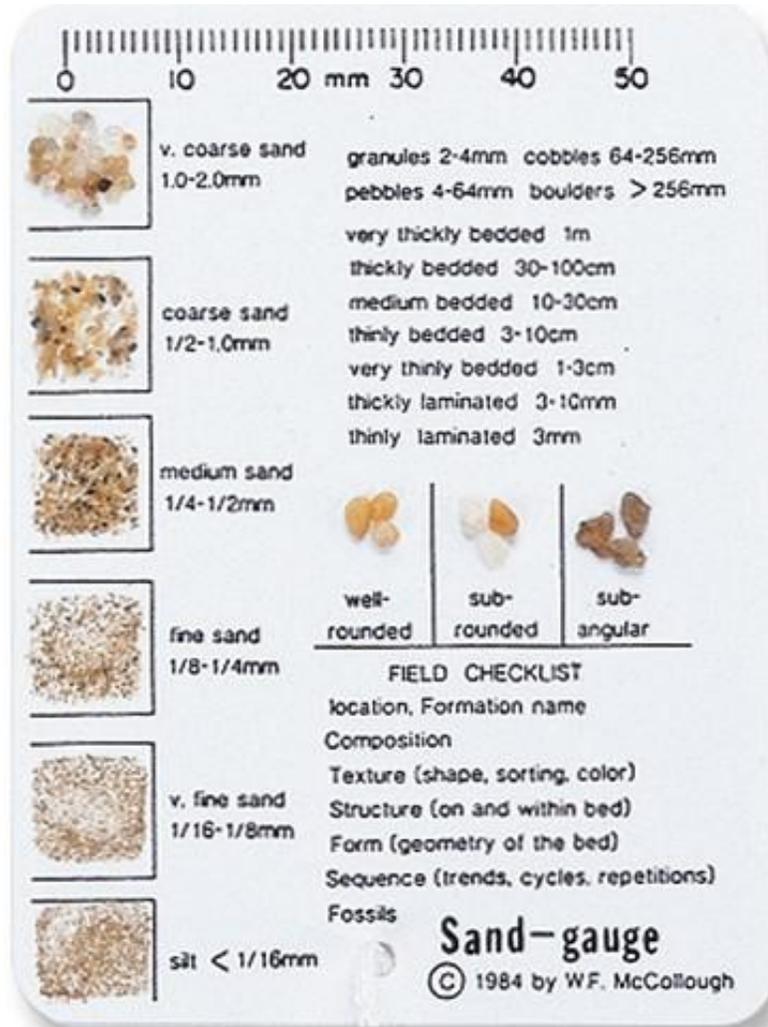
- SWAN, B. (1979). Sand dunes in the humid tropics: Sri Lanka. *Z. Geomorph.* 23: 152-171.
- TINLEY, K. (1985). Coastal dunes of South Africa. South African National Scientific Programmes, Report N° 109, Pretoria.
- TRASK P. (1932). Origin and environment of source sediments of petroleum, 323 pp. Gulf Publishing Company, Houston.
- TSOAR, H. (1983). Wind tunnel modelling of echo and climbing dunes. In M. E. Brookfield and T. S. Ahlbrandt (Eds.), *Eolian sediments and processes*, 247–259. Amsterdam: Elsevier.
- TSOAR, H. (1984). The formation of seif dunes from barchans – a discussion. *Z. Geomorph.* 28: 99-103.
- TSOAR, H. y BLUMBERG, D. (2002). Formation of parabolic dunes from barchan and transverse dunes along Israel's Mediterranean coast. *Earth Surface Processes and Landforms* 27: 1147-1116.
- VARGAS, I. (1990). Interacciones oleaje - playas - dunas en rocas de Santo Domingo. Informe de práctica. Universidad de Chile, Escuela de Geografía. Inédito.
- VELOSO, B. (2005). Estructura y dinámica del sistema dunar de Longotoma. Memoria para optar al título de Geógrafo. Universidad de Chile, Escuela de Geografía. Inédito.
- WALKER, R. (1990). Facies modeling and sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology* 60: 777-786.
- WASSON, R. y HYDE, R. (1983). A test of granulometric control of desert dune geometry. *Earth Surface Processes and Landforms* 8: 301-312.
- WERNER, B. (1995). Eolian dunes: Computer simulations and attractor interpretation. *Geology* 23: 1107–1110.
- WIGGS, G. (2001). Desert dune processes and dynamics. *Progress in Physical Geography* 25(1): 53-79.
- WIGGS, G.; BAIRD, A.; ATHERTON, R. (2004). The dynamic effects of moisture on the entrainment and transport of sand by wind. *Geomorphology* 59: 13-30.

VII. APÉNDICE

Herramientas de apoyo utilizadas en la primera campaña de terreno

Date: _____																					
Area : _____			Location: _____			Hole n° _____			Depth: _____												
UTM Z- 18 wg: 84			E: _____			N: _____			Hour: _____			Alt: _____									
DEPTH (m)	GRANULOMETRY					LITOLOGY						ROUNDNESS				WATER LEVEL (m)	SAMPLE (Y/N)				
	VERY COARSE	COARSE	MEDIUM	FINE	VERY FINE	ALUV / COLUV	GRAVEL	SILT	CLAY	QZ	OXIDES	CALCAREOUS	VEGETAL MATTER	LITHICS	ZIRCON			ANGULAR	SUBANGULAR	SUBROUNDED	ROUNDED
0 - 1																					
1 - 2																					
2 - 3																					
3 - 4																					
4 - 5																					
5 - 6																					
6 - 7																					
7 - 8																					
8 - 9																					
9 - 10																					
COMMENTS: _____																					
Muestras: _____																					

Apéndice Nº 1: Ficha de Campo.



Apéndice N° 2: Sand Gauge.