



**UNIVERSIDAD DE CHILE**  
FACULTAD DE ARQUITECTURA Y URBANISMO  
ESCUELA DE GEOGRAFÍA

Memoria para optar al título profesional de Geógrafo

# **EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DE LA TERRAZA MARINA DE LA TRINCHERA, REGIÓN DEL MAULE**

**Autor:** Daniel Alejandro Acuña Navarro.  
**Profesor Guía:** José F. Araya Vergara

**SANTIAGO-CHILE**  
2011

## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar agradezco a Dios por darme desde pequeño la vocación de geógrafo y por su infinita ayuda que permitió que llegara desde Iquique a la Universidad de Chile, que realizara la carrera con éxito y que emprendiera el desafío de esta memoria.

A mis padres, Hortensia y Gilberto, por todo el amor y el gran esfuerzo realizado al llevar a la universidad a cinco hijos a pesar de los escasos recursos con los que contaban. Siempre estaré agradecido de todos sus sacrificios.

A todos mis hermanos por su apoyo, confianza y ayuda, y muy en especial a Alejandra que costó parte importante de mis gastos de estadía, además de brindarme todo su cariño y fe en mi persona, gran parte de este logro también es tuyo.

A mis queridos tíos María Elena Navarro y Norbert Siegel porque con su invaluable cariño y ayuda me han empujado a cumplir mis más grandes sueños.

A mis queridos amigos y compañeros de carrera Cecilia Aqueveque, Cristian Araya, Rayner De Ruyt, Alberto Iriarte, Pablo Iribarren y Alejandro Ortega, con quienes formamos un grupo de verdaderos amantes de la Geografía, apasionados por comprender cada vez más el complejo funcionamiento de la superficie de nuestro planeta, nuestras conversaciones fueron un gran empuje para ir por más en la senda de la Geografía. Es un honor para mí contribuir con esta mi memoria a la serie de destacados trabajos de título de gran audacia y calidad desarrollados por ustedes en diversos ámbitos de la Geografía.

A Rodrigo Donoso y Felipe González por su invaluable y desinteresada ayuda en mi trabajo de terreno, no solo les agradezco por su esfuerzo y ardua labor, sino por sobre todo por su gran disposición y amistad a toda prueba.

A la profesora Carmen Paz Castro, por su apoyo, empuje y aliento que nos motivó de sobremanera a Pablo, Alberto y a mí cuando dábamos nuestros primeros pasos dentro de la Paleogeografía. Agradecer también por toda su buena disposición ante mis consultas durante el periodo de desarrollo de este trabajo.

Al profesor Oscar Seguel por compartir sus conocimientos y su pasión por el suelo de forma tan desinteresada. Sus cátedras, terrenos y conversaciones enriquecieron de gran forma mi conocimiento e interés por este factor geográfico. Agradezco en especial por la facilitación de la mufla para la obtención de la materia orgánica y por la excelente acogida y respuesta de mis dudas surgidas de la investigación.

Al profesor José Araya por proponerme esta memoria, por creer en mí y exigirme más, lo que me llevó a crecer enormemente en el conocimiento geomorfológico, paleogeográfico e incluso pedológico, me permitió crecer también en rigurosidad y profesionalismo. Gracias profesor por compartir conmigo su gran pasión por la Geografía física y por instarme a profundizar siempre más.

Finalmente quisiera agradecerle a ti, Marisel Salas, por tu ayuda en el trabajo de laboratorio y por sobre todo por tu inmenso apoyo, cariño, compañía y amor que han hecho que mis días sean más bellos.

Para todos ustedes con mucho cariño va dedicado este logro

## ÍNDICE DE CONTENIDOS

<b>Contenido</b>	<b>Página</b>
Índice de contenidos .....	2
Índice de figuras .....	4
Índice de tablas .....	6
Resumen / Abstract .....	7
I. INTRODUCCION .....	8
1.1 ESTADO DEL ASUNTO .....	8
1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA .....	11
1.3 PROPÓSITO .....	12
1.4 HIPOTESIS DE TRABAJO .....	12
II. MATERIALES Y MÉTODOS .....	13
2.1 ANTECEDENTES GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO .....	13
2.2 PROCEDIMIENTOS .....	15
III. RESULTADOS .....	20
3.1 GEOMORFOLOGÍA .....	20
3.1.1 Formas marinas .....	20
3.1.2 Formas fluviomarinas .....	22
3.1.3 Formas fluviales .....	22
3.1.4 Formas de base de vertiente .....	24
3.1.5 Formas eólicas .....	25
3.2 ESTRATIGRAFÍA .....	27
3.2.1 Rocas Metamórficas del Complejo Dóllimo .....	27
3.2.2 Areniscas de la Trinchera .....	28
3.2.3 Conglomerados de playa .....	29

Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

3.2.4 Manto eólico .....	29
3.2.5 Depósitos coluviales .....	30
3.2.6 Interpretación estratigráfica.....	31
3.3 SEDIMENTOLOGÍA .....	35
3.3.1 Descripción de los testigos muestreados .....	36
3.3.2 Análisis por variable.....	39
3.3.3 Correlaciones sedimentológicas .....	46
3.4 PEDOLOGÍA .....	47
3.4.1 Descripción de suelos .....	48
3.4.2 Resultados de laboratorio .....	59
3.4.3 Clasificación taxonómica de los suelos .....	70
3.5 PALEOGEOGRAFÍA .....	72
3.5.1 Reconstrucción paleogeográfica .....	72
3.5.2 Mapa de paisajes superpuestos.....	76
IV. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS .....	78
4.1 Paleosuelos.....	78
4.2 Suelos modernos y clasificación taxonómica.....	80
4.3 Evolución paleogeográfica.....	83
V. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....	88
5.1 Conclusiones.....	88
5.2 Recomendaciones.....	89
VI. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	90
VII. APENDICE .....	99

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura</b>	<b>Página</b>
1. Área de estudio .....	13
2. Sand Auger.....	15
3. Realización de canaleta de muestreo en estrato endurecido .....	16
4. Acantilado inactivo en su sección norte .....	20
5. Estuario del Mataquito .....	23
6. Sección sur del acantilado afectado por dunas ascendentes.....	25
7. Carta Geomorfológica.....	26
8. Afloramiento metamórfico .....	27
9. Afloramiento de areniscas marinas.....	28
10. Acercamiento al estrato de areniscas marinas.....	28
11. Estrato de conglomerados de playa.....	29
12. Acercamiento al estrato de gravas de playa .....	29
13. Depósito coluvial caótico .....	30
14. Corte transversal Sector Norte.....	32
15. Corte transversal Sector Centro.....	33
16. Corte transversal Sector Sur.....	34
17. Ubicación de los cortes sedimentológicos .....	35
18. Camino vehicular privado, lugar de realización del corte 1 .....	36
19. Canaleta de muestreo del Corte 5 .....	38
20. Perfil de morfoscopía de arenas de la línea "A" .....	40
21. Perfil de morfoscopía de arenas de la línea "B" .....	41
22. Perfil granulométrico de la línea "A" .....	43
23. Perfil granulométrico de la línea "B" .....	44

## Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

24. Perfiles granulométrico y morfoscópico de la línea "C" .....	45
25. Ubicación de las calicatas y de los cortes transversales realizados .....	47
26. Nódulos de manganeso en terrones del pedón norte.....	49
27. Diagrama del perfil de paleosuelo.....	54
28. Diagrama del perfil de suelo norte .....	55
29. Diagrama del perfil de suelo centro .....	56
30. Diagrama del perfil de suelo sur .....	57
31. Curvas de acumulación textural del pedón norte .....	60
32. Curvas de acumulación textural del pedón centro.....	60
33. Curvas de acumulación textural del pedón sur .....	61
34. Curvas de acumulación textural del paleopedón norte.....	61
35. Curvas de acumulación textural del paleopedón sur.....	61
36. Ubicación de los horizontes estudiados en el triángulo textural .....	65
37. Mapa paleogeográfico del estadio 1 .....	73
38. Mapa paleogeográfico del estadio 2 .....	73
39. Mapa paleogeográfico del estadio 3 .....	73
40. Mapa paleogeográfico del estadio 4 .....	73
41. Mapa paleogeográfico del estadio 5 .....	75
42. Mapa paleogeográfico del estadio 6 .....	75
43. Mapa paleogeográfico del estadio 7 .....	75
44. Mapa paleogeográfico del estadio 8 .....	75
45. Mapa de paisajes superpuestos .....	77
46. Cartografía de suelos de la terraza de la Trinchera .....	82
47. Lineamientos en el sector de La Trinchera .....	85
48. Fallamiento encontrado en las cercanías del corte 1 .....	85

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>	<b>Página</b>
1. Descripción de los perfiles de suelos.....	58
2. Porcentajes de distribución de la fracción fina del suelo.....	59
3. Distribución de las medidas de partículas de arena en los suelos muestreados.....	63
4. Índices granulométricos obtenidos.....	64
5. Indicadores químicos del suelo.....	67
6. Morfoscopía.....	69
7. Magnetismo y textura superficial.....	69
8. Mineralogía.....	70
9. Clasificación taxonómica de los pedones muestreados.....	71
10. Correlación de paleosuelos para la línea "A".....	80

## RESUMEN

Se estudia una terraza marina en el litoral de la región del Maule para reconstituir su evolución paleogeográfica. Con este fin se investigan aspectos geomorfológicos, estratigráficos, sedimentológicos y pedológicos. Geomorfológicamente se identifican formas marinas, fluvio-marinas, fluviales, de base de vertiente y eólicas. El estudio de la estratigrafía de la terraza muestra un claro patrón de regresión marina compuesto por areniscas marinas, gravas de playa y depósitos de eólicos dunares. El análisis sedimentológico del manto eólico dunar presentó paleosuelos interestratificados y una gradación normal, permitiendo establecer su origen, dirección del transporte eólico y la predominancia de antiguas dunas ascendentes en la porción superior del estrato. Contrariamente a la generalidad de los casos, la terraza marina estudiada está cubierta por suelos muy distintos presentando Ultisoles (Haploustult), Alfisoles (Paleustalf) e Inceptisoles (Haploustept) en sus sectores norte, centro y sur respectivamente, evidenciando así que su estabilización no se realizó en un mismo periodo. Finalmente a partir de los datos recabados se reconstruye la evolución del sector de la terraza marina presentando una secuencia de mapas paleogeográficos.

**Palabras clave:** Paleogeografía; Terraza marina; Regresión marina; Paleodunas; Manto eólico; Paleosuelos; Evolución paleogeográfica.

## ABSTRACT

This work studies a marine terrace on the coast of the Maule region to rebuild their paleogeographic evolution. To this purpose, geomorphological, stratigraphic, sedimentological and pedological issues are evaluated. Geomorphologically are identified marine, fluvio-marine, fluvial, aeolic and slope base forms. The study of the stratigraphy of the terrace shows a clear pattern of marine regression composed by marine sandstone, beach gravels and dune deposits. Sedimentological analysis of dune deposits presented interbedded paleosols and a normal gradation, allowing to establish their origin, direction of aeolian transport and the predominance of old rising dunes in the upper part of the stratum. Contrary to the majority of cases, studied marine terrace is covered by different soils presenting Ultisols (Haploustult), Alfisols (Paleustalf) and Inceptisols (Haploustept) in its northern, central and south sector respectively, thus demonstrating that stabilization was not performed in the same period. Finally, with the collected data was possible to rebuild the evolution of the marine terrace sector, illustrated by a sequence of paleogeographic maps.

**Keywords:** Paleogeography; Marine terrace, Marine regression; Paleodunes; Aeolic mantle; Paleosols; Paleogeographic evolution.

## I. INTRODUCCION

### 1.1 ESTADO DEL ASUNTO

#### *El Cuaternario en Chile Central*

Durante el Neógeno los rasgos característicos de la paleogeografía de Chile central consistían principalmente en la Cordillera de los Andes, que habría alcanzado la mitad de su altura actual hace 10 millones de años A.P. (GREGORY-WODZICKI, 2000) y una peneplanicie que la separaba del océano Pacífico (MARDONES, 2005). A mediados este periodo el Anticiclón del Pacífico Sur ocupó su actual posición (LATORRE *et al.*, 2007).

Según DRESCH (1973) durante el Plioceno tuvo lugar un ajustamiento estructural debido a una fase tectónica extensiva que dio origen a la Cordillera de la Costa. Hacia finales del Plioceno la corriente de Humboldt alcanzó su actual intensidad debido al cierre del Istmo de Panamá (IBARAKI, 1997) y la Cordillera de los Andes alcanzó alturas cercanas a las actuales (CLAPPERTON; 1983, HARTLEY & CHONG, 2002; HARTLEY, 2003)

Un estudio que arroja muchas luces sobre la paleogeografía de la región durante el Cuaternario es el realizado por TRICART (1971-1972) sobre la cuenca hidrográfica del río Maule. El autor demuestra que el clima durante el Cuaternario no ha variado mucho, oscilando entre el actual para los interglaciales y un clima "pluvial" para las edades glaciales donde los intervalos secos son más prolongados y abundantes, y la estación lluviosa más intensa. Como consecuencia de esto durante las glaciaciones el escurrimiento se intensificó, los procesos morfogenéticos por ende fueron más intensos, siendo favorables a la acumulación (contrariando el modelo glacioeustático) y habría favorecido importantes acciones eólicas.

Estas observaciones fueron corroboradas y perfeccionadas por posteriores estudios (CAVIEDES, 1990; HEUSSER, 1990; LAMY *et al.*, 1998, 1999, 2000) llegando a la conclusión que durante el Pleistoceno tuvieron lugar una serie de recurrencias cíclicas frías debidas al movimiento de precesión que provocaron un traslado de 5° al norte de los Vientos del Oeste. Estas recurrencias consistían en un clima más húmedo en la Cordillera de los Andes con un aumento de la caída de nieve y en la Cordillera de la Costa un incremento de las precipitaciones durante el periodo de máxima insolación del verano austral. El aumento de la escorrentía durante las recurrencias frías está asociado también al incremento de depósitos fluviales de hierro continental junto a una elevada productividad vegetal.

VEIT y GARLEFF (1995), en su estudio sobre la evolución del paisaje durante el Cuaternario en Chile central-sur, demuestran que durante el Pleistoceno Tardío predominaron en los Andes procesos glaciales y periglaciales. Las planicies litorales presentaron principalmente procesos de escurrimiento superficial. En la Cordillera de la Costa prevalecieron los procesos periglaciales. Por su parte en la depresión intermedia predominaron procesos de escurrimiento superficial. Solo en el sector poniente de la depresión intermedia y las partes bajas de la Cordillera de la Costa entre los 35° y los 42°S presentaron estabilidad geomorfológica. También afirman que la distribución de zonas estables e inestables durante el Cuaternario Medio e Inferior se desconoce debido al escaso conocimiento que se tiene de la paleogeografía de estos paisajes.

El registro palinológico de la laguna Tagua-Tagua (VALERO-GARCÉS *et al.*, 2005) revela para finales del Pleistoceno Tardío que entre los 40.100 y los 21.000 años A.P. tuvo lugar un clima húmedo con muy altas precipitaciones. Mientras que desde los 21.000 años A.P. ha tenido lugar un aumento gradual de la aridez solo interrumpido por dos pequeños episodios húmedos (19.500-17.000 y 13.500-11.500 años A.P.).

Por su parte JENNY *et al.* (2003), a través del estudio de los registros palinológicos de la laguna de Aculeo, estimaron las precipitaciones medias anuales para Chile central durante el Holoceno. Entre los 10.000 y los 5.700 años A.P. la precipitación media anual bordeó entre los 150 y los 300mm. Entre los 5.700 y los 3.200 años A.P. las precipitaciones variaron entre los 350-450mm/año. Finalmente desde los 3.200 hasta nuestros días la precipitación media anual se encuentra en el rango de los 450-550mm/año.

El sector costero durante el Cuaternario

TRICART (1971-1972) también demuestra que la Cordillera de la Costa sufrió distintos alzamientos tectónicos durante el Cuaternario, lo que provocó el encajonamiento de sus cauces. Este hecho también es documentado por ARAYA-VERGARA (1977) quien en su estudio de la costa central sur de Chile, observa que entre el Mataquito y el Itata domina una configuración en zigzag de la costa la cual clasifica como "Estructura tectónica oblicua de Guilcher", dando cuenta al igual que TRICART (1971-1972) de la diferenciación altimétrica de las distintas terrazas de la zona. VEIT y GARLEFF (1995) afirman que los suelos rojo-arcillosos de la Cordillera de la Costa son probablemente del Terciario, mientras que los suelos pardo-arcillosos tendrían su origen en el Tardiglacial.

El principal factor que ha dado origen a las terrazas marinas en Chile han sido las variaciones glacio-eustáticas, mientras que el alzamiento tectónico a cumplido con la función de separar las terrazas labradas en los periodos interglaciales (HERM y PASKOFF, 1967, PASKOFF, 1999). Con respecto al solevantamiento que ha sufrido la costa durante el Cuaternario, es posible dividir esta en diferentes tramos independientes entre sí con distintas velocidades y frecuencia de alzamiento (PASKOFF, 1977). ARAYA-VERGARA (1977) concluye que es probable que los acantilados de las terrazas marinas entre los ríos Mataquito e Itata no se formaran solo por la acción marina sino también como escarpes de falla. PASKOFF (1999) observa que los alzamientos tectónicos en la costa del norte y centro de Chile ocurren de forma gradual y asísmica, mientras que en Chile meridional los alzamientos suelen suceder a raíz de grandes eventos telúricos, elevando la costa repentinamente.

En concordancia con lo anterior PASKOFF (1993) asevera que la formación, desarrollo y destrucción de campos de dunas durante el Cuaternario estuvo condicionado principalmente por los ciclos glacioeustáticos, dándose condiciones favorables fuera del óptimo transgresivo, ya que durante éste la amplitud de las planicies litorales se ve muy reducida, por lo que los óptimos transgresivos son desfavorables a las acciones eólicas. Según PASKOFF *et al.* (1998) en el caso de la duna Dragón en Iquique, las condiciones óptimas ocurrieron durante el máximo regresivo, debido a que la planicie litoral alcanzó una amplitud suficiente "para favorecer importantes acciones de deflación". Esta dinámica a nivel regional condicionó el desarrollo de diferentes paisajes costeros en el transcurso de los ciclos glacioeustáticos, junto con diferentes generaciones de dunas.

### ***Terraza de la trinchera***

La terraza marina a estudiar en este trabajo se encuentra en la región de “costas abrasivo-acumulativas de bahías amplias sin protección” (ARAYA-VERGARA, 1976), estando ubicada entre los ríos Mataquito y Huenchullamí, no habiendo sido estudiada aún. Esta terraza comparte similitudes con otras terrazas con paleodunas de la costa chilena. Con la terraza marina ubicada en la desembocadura del Choapa estudiada por BÖRGEL (1967) comparte similitudes tales como la altura, la presencia de depósitos dunares, la inclinación hacia el oeste, su fuerte disección interna y la presencia de afloramientos metamórficos. Con la que se encuentra en el sector de Ventanas comparte el hecho que las distintas generaciones de paleodunas se encuentran divididas por paleosuelos interestratificados (FUENZALIDA, 1956; PASKOFF 1970). Este hecho también es observado por CASTRO *et al.* (2001) para el caso de las paleodunas ubicadas en Punta Concón y por PASKOFF (1967) en las cercanías de Huaquén. ARAYA-VERGARA (2010, com. personal) observa que en otras partes de la costa de Chile se encuentran paleodunas sobre terrazas junto a la presencia de afloramientos metamórficos, paleosuelos interestratificados, altura similar y en la misma posición aloestratigráfica, hecho que hace más interesante un estudio de la terraza y su cobertura eólica asociada en el sector de la Trinchera dado que los resultados de la investigación podrían ser extrapolables a otros sectores de la costa chilena.

Las investigaciones geográficas más cercanas al área anteriormente mencionada, corresponden en su mayoría a las que se enfocan sobre el sistema dunar de Putú-Quivolgo que se encuentra inmediatamente al sur (ARAYA-VERGARA, 1986 y 1987; GUEVARA y VAN BEBBER, 1987; AQUEVEQUE, 2008; AQUEVEQUE *et al.*, 2008) abarcando el litoral comprendido entre el interfluvio Maule-Huenchullamí. Las excepciones corresponden el estudio de ARAYA (2010) que trata del campo de dunas de la Trinchera y los estudios de ARAYA-VERGARA (1965, 1966 y 1981) los dos primeros tratan sobre la cordillera de la costa del Huenchullamí, mientras que el último se avoca al estudio del delta en ría del Mataquito.

## 1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En un mismo campo de dunas pueden coexistir dunas de variadas características, PASKOFF (1993), diferencia distintos tipos de dunas agrupándolas en borderas, transversales, alargadas y antiguas. Sobre estas últimas, expresa que se localizan más allá de las formas actuales activas, cubriendo extensos sectores, que han perdido su morfología original, que presentan arenas rubefactadas por alteración y que forman un suave relieve de colinas bajas siendo estas de edad pleistocena. CASTRO *et al.* (2001) en cambio, solo diferencian dunas litorales activas y paleodunas. Este último término por su descripción, corresponde al de dunas antiguas indicado por PASKOFF (1993). Estos investigadores agregan a la definición, para el caso de Chile central, el desarrollo de suelos evolucionados y una cubierta vegetal estabilizadora. La investigación de ARAYA-VERGARA (2001) demuestra que en un mismo campo de dunas pueden existir agrupaciones de dunas que correspondan a distintos pulsos formativos, es decir de distintas antigüedades.

Las terrazas marinas antiguas tanto en Chile semiárido (BÖRGEL, 1967; PASKOFF, 1970; VELOSO, 2005) como en Chile Central (FUENZALIDA, 1956; CAVIEDES, 1967, ARAYA, 2010) e incluso meridional (ARAYA-VERGARA, 2009, com. personal) son los lugares más frecuentes donde es posible encontrar paleodunas. Sin embargo estos lugares son en sí ambientes muy frágiles. CASTRO y VICUÑA (1986) llegan a la conclusión que “los procesos de erosión pluvial en paleodunas originan degradación irreversible del paisaje”. TAVARES (2001) denuncia el actual proceso de forestación tanto de dunas actuales como paleodunas y sus graves consecuencias para el sostenimiento del paisaje. La investigación de CASTRO *et al.* (2001) evidencia la gran fragilidad que presentan las terrazas de paleodunas, considerando características tales como sus laderas de baja estabilidad, sus cárcavas de rápido avance y sus suelos también muy frágiles, por lo que los autores instan a cambiar el uso que se hace de estos espacios y en lo posible a crear áreas de conservación.

La necesidad de crear tales áreas es aún más importante si se considera el potencial testimonio natural que contienen tal como lo expone ARAYA-VERGARA (1997) al tratar el caso del campo de dunas de Concón. El autor demuestra que reconstruir la secuencia de paisajes de distinta edad lleva a comprender el significado científico y cultural del paisaje actual, dando cuenta de “la importancia científica de crear áreas de conservación donde se pueda documentar la historia del paisaje”.

Sin embargo, y a pesar de la fragilidad que pueden adquirir estas formas en la dinámica geográfica natural (CASTRO y BRIGNARDELLO, 1999; ZÚÑIGA, 2000), y del testimonio paleogeográfico que contienen, los estudios sobre ésta temática en particular son casi inexistentes. Más aún, no existen estudios paleogeográficos que se enfoquen al estudio de paleodunas sobre terrazas marinas. No deja de sorprender lo escaso de las investigaciones que desde la vertiente geográfica chilena se enfoquen en estudios paleogeográficos (CAVIEDES, 1972a, 1972b, 1985, 1990; CAVIEDES & PASKOFF, 1975, CAVIEDES & IRIARTE, 1989; CAVIEDES & WAYLEN, 1990, MANDUJANO, 1987), resaltando en este sentido las recientes y numerosas publicaciones paleogeográficas de geógrafos europeos como VEIT (1990, 1991, 1993, 1996, 1998, 2000), GROSJEAN (1994, 1998, 2001), MESSERLI (MESSERLI *et al.*, 1993, 1996, 1998, 2000), KULL (KULL & GROSJEAN, 1998, 2000; KULL *et al.*, 2002), entre otros.

Tomando en cuenta lo anterior, resalta la importancia de la realización de estudios paleogeográficos que permitan documentar la historia del paisaje y sirvan de base para la propuesta de conservación de estas frágiles terrazas en beneficio de la ciencia, la cultura, la recreación y del entorno geográfico natural.

### **1.3 PROPÓSITO**

En este contexto el presente estudio pretende indagar sobre las características paleogeográficas, geomorfológicas y pedológicas a partir de antecedentes tanto cualitativos como cuantitativos, con objeto de dilucidar parte de su evolución paleogeográfica o en otras palabras “documentar la historia del paisaje”.

### **1.4 HIPOTESIS DE TRABAJO**

#### ***Supuestos***

Se proyectan en Chile semiárido (BÖRGEL, 1967; PASKOFF, 1967; PASKOFF, 1993; VELOSO, 2005), central (FUENZALIDA, 1956; CAVIEDES, 1967; CASTRO *et al.*, 2001; ARAYA, 2010) e incluso meridional (ARAYA-VERGARA, 2010 com. personal), terrazas marinas sobreyacidas por coberturas eólicas en la misma posición aloestratigráfica.

La terraza marina es producto de los ciclos glacioeustáticos y del continuo alzamiento tectónico que ha experimentado la costa (PASKOFF, 1999). Estas formas están constituidas por más de un cuerpo arenoso (ARAYA-VERGARA, 2010 com. personal) y su modelado obedece a erosión posterior.

#### ***Consecuentes***

En vista de esos antecedentes es posible reconstituir el proceso formativo y evolutivo de la terraza marina y su paisaje asociado.

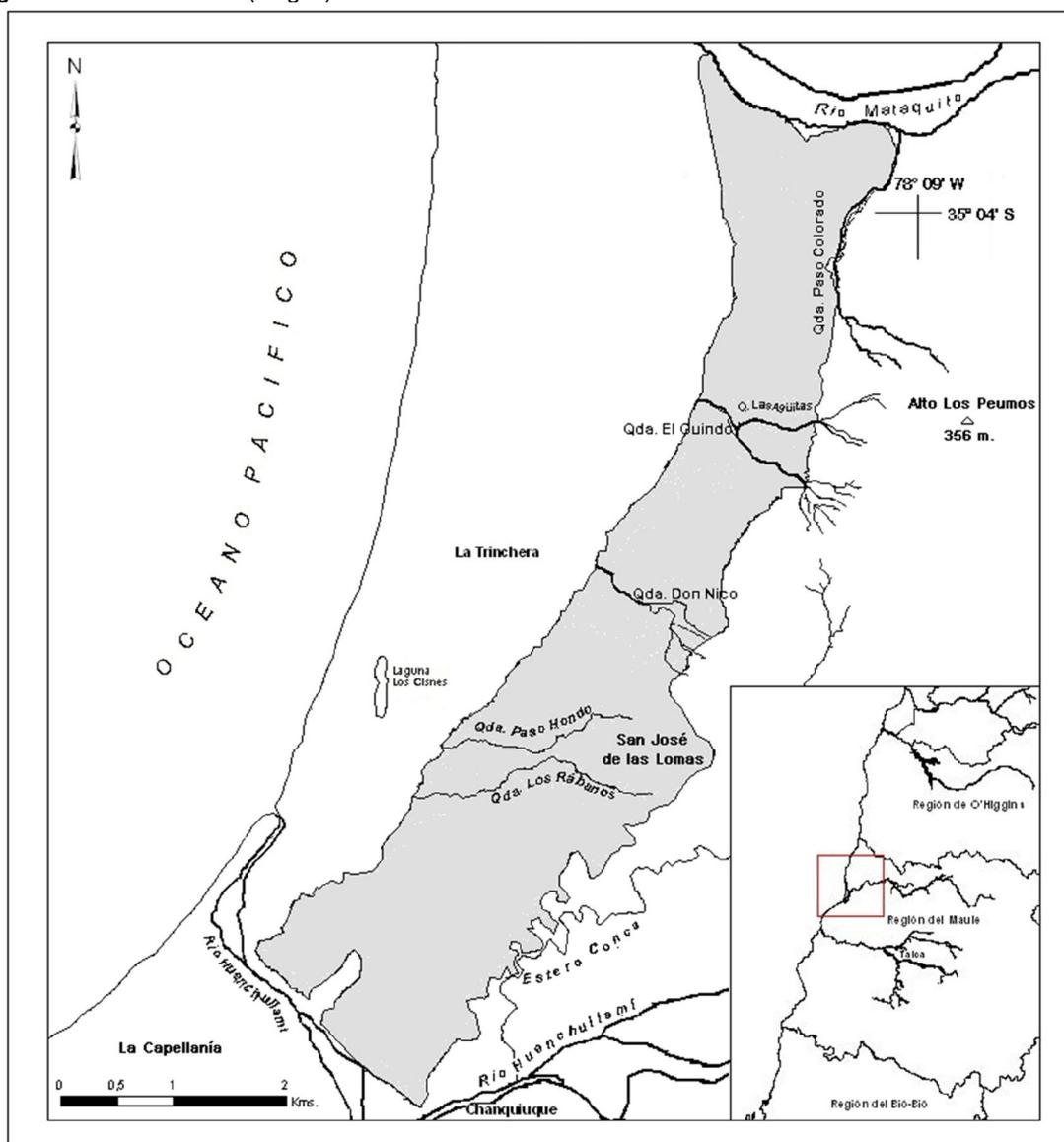
## II. MATERIALES Y MÉTODOS

### 2.1 ANTECEDENTES GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

#### **Localización**

La terraza marina de La Trinchera, se ubica entre los estuarios de los ríos Huenchullamí y Mataquito, entre los 35° 03' y 35° 08' Sur y los 72° 12' 72° 08' Oeste. La terraza marina limita al norte con el río Mataquito, al oeste con el campo de dunas activas de la Trinchera, al sur con el río Huenchullamí y al este con una estribación de la Cordillera de la Costa. Administrativamente el área de estudio pertenece a la comuna de Curepto, provincia de Talca, Región del Maule. La terraza se desarrolla en sentido norte sur por 9Km, presentando 1500 metros de ancho promedio. (Ver figura 1)

**Figura 1:** Área de estudio (en gris)



Fuente: Elaboración propia

### **Marco geográfico**

El área de estudio corresponde a una terraza marina que La terraza tiene una leve inclinación norte-sur, lo que se demuestra en el frente del acantilado, donde en su extremo sur comienza con alturas cercanas a los 40m, mientras que en el norte alcanza alturas cercanas a los 120m. La terraza también presenta una inclinación en sentido Este-Oeste. Desde la superficie de la terraza hasta un estrato de gravas marinas, una cobertura de origen eólico se desarrolla con una potencia de al menos 40m promedio. La terraza fue cartografiada por GANA (1981), pero sin dar cuenta de la presencia de depósitos de origen eólico dunar. El hecho que su superficie es suavemente acolinada, junto a los depósitos eólicos que la conforman en su parte superior, es indicio que se trataría de paleodunas que han perdido sus formas originales.

La terraza se encuentra disectada por angostas y profundas quebradas en forma de V, en el norte se encuentra la quebrada Agüita que es tributaria de la quebrada el Guindo que atraviesa la terraza hasta el acantilado, en el centro se encuentra la quebrada Don Nico mientras que en el sur se encuentran las quebradas Paso hondo y Los Rábanos. La terraza también cuenta con un gran número de drenes de escasa profundidad, la mayoría solo se activan con las lluvias.

La parte oriental del área de estudio, la terraza limita con una estribación de la Cordillera de la Costa, que alcanza una altura promedio de 250m. Siendo su mayor altura el Alto Los Peumos que alcanza 356m, emplazándose contiguo al área de estudio. Tanto en el norte como en el sur de la terraza, esta no se encuentra contigua a la Cordillera de la Costa, sino que está separada por talwegs, en el norte la separación se debe a la quebrada Paso Colorado, mientras que en el sur es debido a la presencia del Estero Conca. En el centro del área de estudio la terraza es contigua a la Cordillera de la Costa, por lo que es posible encontrar una serie de glaciares coluviales que forman una especie de piedmont. En este sector existe la mayor densidad de drenes.

En los límites norte, occidente y sur de la terraza existen acantilados actualmente inactivos. La terraza tiene una leve inclinación norte-sur, lo que se demuestra en el frente del acantilado, donde en su extremo sur comienza con alturas cercanas a los 40m, mientras que en el norte alcanza alturas cercanas a los 120m. La terraza también presenta una inclinación en sentido Este-Oeste.

Los suelos en el área de estudio, a pesar de haberse desarrollado sobre arena debido a la existencia de paleodunas, permiten su utilización no solo ganadera sino también agrícola, por lo que en el paisaje se observan parches destinados a cultivos. Según LUZIO *et al.* (2010) los suelos de terrazas costeras de las regiones de O'Higgins y del Maule son suelos profundos a muy profundos de clase textural en superficie franco arenosos y franco arcillo arenosos, mientras que en profundidad varían entre franco arcillo limosos a arcillo limosos. La capacidad de drenaje de estos suelos varía de drenaje moderado a pobremente drenado por lo que no es raro encontrar en ellos rasgos redoximórficos. El porcentaje de saturación de bases es variable presentando un rango entre 19 y 72%, mientras que el pH es ácido variando entre 6,5 y 4,6. Las clasificaciones que mejor representan a estos suelos son el orden Inceptisol para el caso de la taxonomía y la clase IV para el caso de la capacidad de uso.

El clima en el área de estudio se ve afectado por forma alternada por el anticiclón del pacífico sur en primavera y verano, mientras que en invierno y otoño el área es afectada

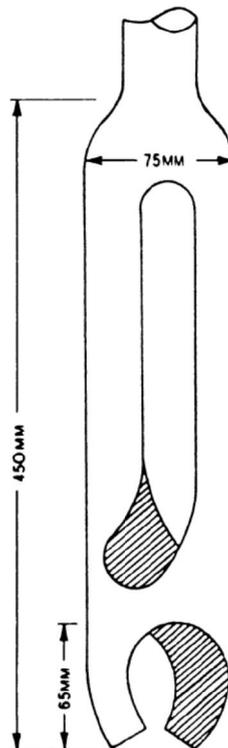
por condiciones ciclónicas provenientes del Pacífico suroriental. Según la clasificación climática de Koeppen el clima del área de estudio es templado-cálido con estación seca y lluviosa semejantes (FUENZALIDA, 1965). La pluviometría en el área alcanza un promedio anual cercano a los 1000mm los cuales se concentran en invierno y otoño, con lluvias esporádicas en primavera. Los vientos dominantes provienen del sudoeste (FUENZALIDA, 1971) predominando durante todo el año. El segundo vector de importancia con respecto a la dirección del viento es Norte, en especial en los meses de otoño e invierno (GUEVARA Y VAN BEBBER, 1987). La temperatura promedio anual varía entre los 11,7 y 13,4°C (SANTIBAÑEZ y URIBE, 1993).

En el área de estudio las precipitaciones se concentran en invierno y otoño, mientras que en verano y primavera se emplaza la estación seca, teniendo ambas estaciones semejante duración.

## 2.2 PROCEDIMIENTOS

Se realizó, en primer lugar, una exhaustiva revisión bibliográfica, especialmente para recoger antecedentes respecto a las características geológicas (GANA, 1981), geomorfológicas (ARAYA, 2010; ARAYA-VERGARA, 1965, 1966, 1977, 1981, 1986 y 1987; GUEVARA y VAN BEBBER, 1987) y pedológicas (AQUEVEQUE, 2008; AQUEVEQUE *et al.*, 2008; LUZIO *et al.*, 2010) tanto del área de estudio como de sus cercanías.

Figura 2: Sand Auger



Fuente: PYE y TSOAR (2009)

Posteriormente, mediante visitas a terreno, se analizaron a grandes rasgos las principales asociaciones estratigráficas que conforman la terraza marina, a través de la observación

## Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

de los cortes presentes en el escarpe de terraza como cortes de caminos y afloramientos en el terreno. El estudio estratigráfico tenía como objetivo obtener información a gran escala de la formación y evolución paleogeográfica de la terraza marina.

Para profundizar el conocimiento sedimentológico del manto eólico se extrajeron muestras de arenas y se procedió a analizarlas en terreno. Para esto se utilizaron dos metodologías de toma de muestras. La primera consistió en la obtención de arena por medio de un Sand Auger (Ver figura 2), siguiendo la metodología descrita por PYE & TSOAR (2009). Esta metodología fue empleada en especial en la superficie de la terraza, dependiendo de la dureza del estrato superior y en ciertos escalones del acantilado donde se estimó conveniente. Sin embargo dada la mayor compactación de ciertos estratos, debido entre otras causas a la presencia de abundante arcilla, esta metodología fue complementada por la realización de canaletas de muestreo, específicamente en cortes expuestos.

Las canaletas de muestreo o muestreo de canal consisten en la extracción de muestra a lo largo de un frente de afloramiento del estrato de interés. Para esto se utiliza una pala, o en el caso de mayor dureza una picota, con la cual se hace un canal o surco en el frente del afloramiento desde arriba hacia abajo. En la base se ubica un recipiente que recibe el material desprendido del frente de afloramiento (Ver figura 3).

**Figura 3:** Realización de canaleta de muestreo en estrato endurecido.



Fuente: Colección fotográfica del autor.

Los muestreos fueron desarrollados aprovechando cortes naturales y artificiales en el terreno que poseían accesibilidad y permitían la extracción de sedimento, debido a esto los puntos de muestreo no fueron aleatorios ni según una malla uniforme de puntos sino que estuvieron condicionados por las facilidades y vicisitudes que ofrece el lugar según los criterios antes mencionados. Por lo general se intentó seguir el borde de terraza y se

realizaron algunos puntos en la medianía de la terraza, donde fue posible, para dar cuenta del manto eólico hacia el interior de la terraza.

De las muestras se obtuvo la granulometría, mineralogía y morfoscopia. La morfoscopia y la granulometría se midieron a través de una cartilla de medición para arenas o *Sand Gauge* (ver apéndice 1) (McCOLLOUGH, 1984), mientras que para la mineralogía se recurrió a un catálogo mineralógico de campo y al apoyo de un geólogo. Estos criterios fueron aplicados a través del análisis en terreno de las muestras cada 50cm de avance en profundidad, los datos obtenidos se registraron en una ficha tipo (ver apéndice 2).

Posteriormente, a través de fotointerpretación utilizando ortofotos 1:20.000 (CIREN, 1999), complementadas con imágenes satelitales obtenidas del programa Google Earth Pro y observación de terreno, se realizó un reconocimiento de formas actuales sobre la terraza marina. A partir de lo anterior se elaboró una carta geomorfológica del área de estudio.

Complementando lo anterior y tomando como base lo expuesto por ENGEL *et al.* (1996) se procedió a tomar muestras del suelo actual sobre la terraza marina en tres puntos representativos para obtener indicadores pedológicos relacionados con el desarrollo, evolución y edad aproximada del suelo en el área de estudio. Estos análisis tienen como objetivo dar cuenta de la evolución paleogeográfica posterior a la estabilización de la cobertura eólica hasta el presente. Estos tres puntos están ubicados en cada una de las tres zonas en que se dividió la terraza marina. Además con el fin de caracterizar los paleosuelos presentes en el manto eólico se extrajeron muestras de estos en dos puntos distintos de la terraza. La descripción de los pedones estudiados se basó en los criterios del "Libro de campaña para la descripción y el muestreo de suelos" (SOIL SURVEY STAFF, 1998).

En la etapa de terreno se procedió a recabar de cada pedón distintas características del suelo como son clase textural, adhesividad, plasticidad, espesor, profundidad, límites, estructura, color y raíces de cada uno de los horizontes, junto con la recolección de muestras para su posterior análisis en el laboratorio de geografía. En la etapa de laboratorio se procedió a la obtención de otras características de los horizontes como son textura, contenido aproximado de carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ), pH, contenido de materia orgánica, capacidad de intercambio catiónico y saturación de bases.

Para caracterizar de mejor forma el material parental de los suelos se obtuvieron en laboratorio aspectos como el porcentaje de granos magnéticos, mineralogía, textura superficial y morfoscopia, pero solo para los horizontes más profundos de cada suelo y del horizonte C-H1, debido a que son representativos de los materiales parentales a partir de los cuales se desarrollaron los suelos estudiados.

El color de los horizontes se obtuvo en seco y húmedo utilizando la tabla Munsell (Munsell Color Chart). La textura se obtuvo utilizando el método de sedimentación de partículas o densímetro de Bouyoucos (BOUYOUCOS, 1962) conociéndose así los contenidos de arena, limo y arcilla de cada horizonte. Considerando que el material parental de estos suelos es arena de origen eólico, se propuso conocer con más detalle la distribución de las partículas en el tamaño arena, lo que se obtuvo mediante tamizaje de acuerdo a los tamaños propuestos por el USDA (SOIL SURVEY STAFF, 1998).

Una vez obtenidos estos resultados se realizaron curvas acumulativas y se calcularon parámetros tales como la mediana, el grado granulométrico modal, el coeficiente de clasificación ( $S_o$ ) (TRASK, 1932), el coeficiente de heterogeneidad textural ( $U$ ) (KÉZDI, 1980) y el coeficiente de asimetría ( $Sk$ ) (TRASK, 1932)

El contenido aproximado de carbonato de calcio se obtuvo siguiendo la metodología propuesta por RETALLACK (1997) que basa su cálculo en la reacción de la muestra de suelo al ácido clorhídrico (HCl). Los valores de pH para cada horizonte se obtuvieron a través de un pH-metro de marca AZ Instrument Corp y fueron obtenidos en agua destilada.

El cálculo del contenido de materia orgánica se realizó mediante el método de la combustión seca que consiste en la exposición de la muestra a temperaturas cercanas a los 600°C en una mufla, lo cual se realizó siguiendo las indicaciones de STEUBING *et al.* (2002).

Como es sabido, el procedimiento de obtención directo de la capacidad de intercambio catiónico es costoso, laborioso y toma mucho tiempo (SEYBOLD *et al.*, 2005; SEILSEPOUR & RASHIDI, 2008). Por estas razones se decidió obtener este indicador recurriendo a un modelo de regresión lineal que se basa en la influencia que tienen otras propiedades del suelo sobre la capacidad de intercambio catiónico, ecuaciones que también se conocen como funciones pedotransfer. En la literatura existen gran variedad de propuestas (DRAKE & MOTTO, 1982, SAHRAWAT 1983; ASADU & AKAMIGBO, 1990; BELL & KEULEN, 1995; MACDONALD, 1998; KROGH *et al.*, 2000; SEYBOLD *et al.*, 2005; SEILSEPOUR & RASHIDI, 2008), sin embargo se eligió la propuesta de KROGH *et al.* (2000) debido a que su estudio se realizó en suelos existentes en un contexto geográfico similar a los estudiados y a que su ecuación reúne la mayor cantidad de variables, obteniéndose así resultados más confiables.

Para la obtención del contenido de saturación de bases se mezcló porciones de muestra con ácido clorhídrico para luego titular con hidróxido de sodio (NaOH), usando Rojo de Metilo ( $C_{15}H_{15}N_3O_2$ ) como indicador químico, según la metodología expuesta por STEUBING *et al.* (2002). Debido a que esta metodología solo sirve para muestras con un pH menor a 6,8, en las muestras PN-H1, PN-H2, C-H5, S-H5, PS-H1 y PS-H2 no se obtuvo la saturación de bases. Los resultados obtenidos se dividieron por la capacidad de intercambio catiónico, obteniéndose así el porcentaje de saturación de bases (SOIL SURVEY STAFF, 2006).

Para el cálculo del porcentaje de arenas magnéticas se usó un imán de neodimio de 3500 gauss, recubierto con papel de seda, para así separar los granos magnéticos de los no magnéticos, procediendo luego a pesar los grupos de arenas para calcular los porcentajes. Este procedimiento se realizó en el grado granulométrico modal de cada horizonte.

Para obtener la morfoscopía se analizaron en el microscopio 50 granos de magnéticos y 50 de no magnéticos, según la escala de POWERS (1953) modificada por ARAYA-VERGARA (2001), obteniéndose los índices de redondez y esfericidad. La revisión de la textura superficial de las arenas se realizó siguiendo el criterio utilizado por ARAYA-VERGARA (2001).

## Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

Con la descripción morfológica de los perfiles de suelo en terreno y las propiedades físicas y químicas obtenidas en la etapa de laboratorio se procedió a clasificar taxonómicamente los suelos muestreados, considerando como base la nomenclatura del USDA (SOIL SURVEY STAFF, 1999; SOIL SURVEY STAFF, 2006), alcanzando hasta la categoría de Gran Grupo.

Con el conjunto de antecedentes geomorfológicos, estratigráficos, sedimentológicos y pedológicos se procedió a realizar una reconstrucción paleogeográfica con las distintas etapas de evolución posible integrando los resultados. Para el establecimiento de la relación y sucesión evolutiva de los paisajes dunares caracterizando el contexto litoral antiguo, se utilizó esencialmente el estudio de ARAYA–VERGARA (1997). En este trabajo el autor genera un mapa de “paisajes superpuestos”, que contiene los principales testimonios de la historia del paisaje natural.

### III. RESULTADOS

#### 3.1 GEOMORFOLOGÍA

La geomorfología dentro del área de estudio puede ser agrupada en cinco grandes grupos; formas marinas, formas fluviales, formas fluvio-marinas, formas de base de vertiente y formas eólicas. Las cuales son descritas a continuación.

##### 3.1.1 Formas marinas

###### Acantilado Inactivo

Labrado en rocas metamórficas en su sección inferior y sobre areniscas marinas y eólicas en su sector medio y superior, el acantilado forma el límite oeste del área de estudio. (Ver figura 4)

**Figura 4:** Acantilado inactivo en su sección norte.



Fuente: Colección fotográfica del autor.

La mayor parte del acantilado se extiende primero en sentido sureste-noroeste desde el sector de los meandros estuariales del río Huenchullamí, hasta el sector del delta en ría del mismo. Luego el acantilado toma un sentido suroeste-noreste hasta 800 metros al norte de la Quebrada las Agüitas donde adquiere un sentido norte-sur hasta llegar al estuario del río Mataquito. Este sector del acantilado se presenta recto y con gran pendiente, excepto en el sector sur desde el Huenchullamí hasta un poco más al norte de la Quebrada Paso Hondo donde es abordado por dunas ascendentes provenientes del campo de dunas adyacente, en algunos sectores de este tramo estas dunas han logrado llegar hasta la terraza aprovechando la menor altitud de ésta en el sector sur.

El acantilado se encuentra en su gran mayoría estabilizado por la vegetación, excepto en seleccionados puntos donde se han construido caminos que conectan la terraza con la

planicie litoral. La vegetación instalada en la vertiente del acantilado consta principalmente de matorral esclerófilo con presencia de especies introducidas como el *Pinus radiata* y el *Pinus insignis* principalmente. Estas especies dominan el sector sur del acantilado en el sector de las dunas ascendentes donde han sido plantadas con el objeto de frenar la invasión de las dunas hacia la terraza. Hacia el norte de este sector el acantilado presenta en su base depósitos coluviales de pequeñas magnitudes.

Algunos cursos de agua que atraviesan la terraza marina disectan el acantilado, haciendo que en algunos casos el acantilado se proyecte hacia la terraza como es el caso de la Quebrada Los Rábanos, la Quebrada Don Nico y la Quebrada El Guindo. Hacia el extremo norte del acantilado inactivo se extiende paralela a su base una ecoduna, contribuyendo a su formación el acantilado, que en este sector alcanza sus más grandes alturas.

### **Terraza marina**

Esta unidad comprende prácticamente la totalidad de área de estudio, posee un largo de 9,5km y un ancho promedio de 1,5Km, su superficie se presenta baja pero con abundantes colinas las cuales corresponderían a antiguas dunas que perdieron su forma, basándose esta inferencia en los materiales de la terraza que se observan en el acantilado. En la actualidad la terraza presenta suelos bien desarrollados, por lo que se utilizan principalmente para diversos tipos de cultivos, junto a sectores utilizados para ganadería y en menor cantidad sectores con plantaciones de pinos.

La terraza marina es atravesada y disectada por diversos cursos de agua, de sur a norte estos son; Quebrada los Rábanos, Quebrada Paso Hondo, Quebrada Don Nico y finalmente Quebrada El Guindo, esta última prácticamente divide a la terraza en dos debido a la profundidad de su cauce.

La terraza es posible dividirla en 3 sectores según este en contacto o no con la Cordillera de la Costa o *coast range* (nombre genérico de la forma). El sector norte comprende desde el Mataquito hasta la naciente de la Quebrada Paso Colorado en el cordón de Loma el Portillo, en este sector la terraza pierde el contacto con la *coast range* gracias a la Quebrada Paso Colorado. En esta zona la terraza alcanza su mayor altitud con 163 metros, se trata de una elevación, lo que en el pasado se pudo haber tratado de una gran duna. Esta gran colina abarca todo el ancho de la terraza en el extremo norte de esta.

El sector central de la terraza comprende hasta la Quebrada Don Nico y se caracteriza por estar contigua al *coast range* que en este tramo presenta una altura promedio de 280 metros, por lo cual la porción oriente de la terraza se encuentra afectada por procesos de transporte de sedimento desde el *coast range* hasta la terraza, proceso que ha dado lugar a canales interconsecuentes, quebradas y glacis coluviales. En esta zona se forma una densa red de drenaje que se dispersa hacia la terraza hasta su sector medio donde se ve ahogada por las colinas características de la terraza.

El sector sur de la terraza que abarca desde la Quebrada Don Nico hasta el río Huenchullamí, se encuentra separado del *coast range* por el estero Conca el cual es afluente del Huenchullamí. Uno de los tributarios del Conca nace desde la vertiente sur del cerro Alto los Peumos. Este sector de la terraza se encuentra disectado en su sección norte por dos quebradas de importancia que son Paso Hondo y Los Rábanos, las últimas quebradas de importancia en la terraza. El extremo sur de esta sección la terraza pierde

altura y manifiesta el mayor desarrollo de los procesos denudativos que han modelado un número considerable de cursos de agua y han suavizado la escarpa de la terraza en el sector.

### **3.1.2 Formas fluvio-marinas**

#### ***Terraza estuarial***

Encontrándose tanto en el estuario del Huenchullamí como el del Mataquito, esta forma está conformada por depósitos sedimentarios compuestos principalmente de gravas y arenas. Su origen se halla en la colmatación de las rías de ambos cursos fluviales, depósitos que posteriormente fueron disectados por la dinámica fluvio-marina dando origen a esta terraza que en ambos estuarios presenta alturas cercanas a los 10 m.s.n.m.

#### ***Bancos estuariales***

Estas formas presentes en ambos estuarios se conforman por el arrastre de sedimentos de los cursos fluviales, los cuales en el estuario encuentran las condiciones para la depositación componiéndose principalmente de arenas. En el estuario del Mataquito, en el sector que corresponde al área de estudio se observa el fin de la zona proximal de meandros estuariales, hay tres bancos en este sector, dos bancos laterales ambos en la ribera norte y entre ellos se encuentra un banco medio que sirve de difluencia al río, mas adelante en el mismo estuario se encuentra otro banco de mayores proporciones haciendo de difluencia para posteriormente llegar al delta en ría. (ARAYA-VERGARA, 1981) (Ver figura 5).

En el Huenchullamí, desde el exutorio del estero Conca se presentan primero dos bancos laterales que corresponden al final de la zona proximal de meandros estuariales. A continuación dos bancos medios sirven de difluencia al estuario. Antes de entrar en la zona media se presenta un último banco lateral en un codo del estuario. Posteriormente se presenta con claridad el delta en ría compuesto por una serie de bancos estuariales alargados de forma lenticular junto con canales de marea abundantes.

### **3.1.3 Formas fluviales**

#### ***Escarpa de terraza***

La escarpa de terraza tiene lugar al norte del área de estudio junto al Mataquito, al sur junto al Huenchullamí y al sureste junto al estero Conca. En su sección norte se extiende de forma curva bordeando el lecho del Mataquito hasta la quebrada Paso Colorado, la forma que adquiere la escarpa en este sector evidencia que ha sido modelada por la dinámica estuarial. Su vertiente es más inclinada que la que se observa en el acantilado inactivo a excepción de un sector en la parte central de este donde encuentran su exutorio dos pequeños cursos de agua.

Junto al Huenchullamí, la escarpa de terraza es más baja e incluso presenta menor pendiente que frente al Mataquito, a pesar de enfrentar de forma directa al estuario en ciertos tramos, suele presentar pendientes simples y actualmente se encuentra recubierta por plantaciones de pinos que tienen el propósito de frenar el avance dunar.

La sección del escape de terraza que corresponde al estero Conca se caracteriza por ser

muy irregular y presentar pendientes complejas, debido a que el estero ha comenzado a excavar su lecho sobre las rocas metamórficas subyacentes. La altura del escarpe va aumentando conforme se acerca el estero a su exutorio en el río Huenchullamí. Este escarpe también presenta colonización vegetal.

**Figura 5:** Estuario del Mataquito. A la izquierda se observa la escarpa de terraza y un banco estuarial, a la derecha; la terraza estuarial.



Fuente: Colección fotográfica del autor.

### **Lechos y Canales**

Los principales canales del área de estudio se desarrollan en sentido este-oeste, mientras atraviesan la terraza fluyen encajonados en valles en forma de V y muy pronunciados. El primero de estos es la Quebrada El Guindo que tiene su origen en el *coast range*, con numerosos afluentes en este sector que abarcan 1,5Km de la vertiente occidente de la Cordillera de la Costa, naciendo algunas más allá de los 300m.s.n.m. La gran cantidad de cabeceras se unen al alcanzar el nivel de la terraza formando dos canales; La Quebrada el Guindo y la Quebrada las Agüitas. Ésta última antes de entrar a la terraza debe atravesar depósitos coluviales caóticos. Ambos canales escurren presentando un gran encajonamiento que en su confluencia al centro de la terraza supera los 70 metros de profundidad, labrando su lecho incluso a través del zócalo cristalino. Finalmente la quebrada llega a su nivel de base en la planicie litoral donde desaparece el lecho.

La Quebrada Don Nico tiene la mayor parte de sus nacientes en el *coast range*. Sus tributarios terminan de confluir en el último tercio antes de alcanzar el nivel de base, en este último trecho el encajonamiento del canal se acentúa fuertemente, pero sin alcanzar la profundidad de la Quebrada El Guindo. Una vez alcanzada la planicie litoral, sus aguas también son canalizadas para el uso agrícola.

La Quebrada Paso Hondo tiene su origen en la terraza en el sector de San José de las Lomas, el sector más alto de la terraza con 188m.s.n.m., este canal se encajona levemente siguiendo un patrón meandrante hasta que llega a la planicie litoral. Hacia el último tercio de su desarrollo sobre la terraza profundiza su encajonamiento sin lograr

llegar al nivel de la planicie litoral por lo que en este sector del acantilado se forma una pequeña cascada. Ya en la planicie litoral, su lecho avanza brevemente hasta perderse en la misma planicie, probablemente producto de la alta permeabilidad del sustrato.

Por último la Quebrada los Rábanos que se desarrolla en cierto sentido paralela a la quebrada anterior, nace también en San José de las Lomas, en su parte sur. Se desarrolla encajonándose también con un patrón meandrante sobre la terraza, pero alcanza mucho mayor encajonamiento que la Quebrada Paso Hondo. Al llegar a la planicie litoral sus aguas son contenidas en un pequeño tranque a través de un dique, con fines agrícolas.

Mención aparte merecen la quebrada Paso Colorado y el estero Conca, que a pesar de no atravesar la terraza marina, si la bordean sirviendo de límite al área de estudio. La quebrada Paso Colorado presenta su cabeceras en las vertientes del cerro Alto Los Peumos (356m), presentando un sentido noroeste-sudeste, desde este punto la pendiente de la quebrada se va haciendo progresivamente más abrupta hasta llegar a la cercanía de la terraza marina, en este punto la quebrada pierde pendiente encajándose entre la Cordillera de la Costa y la terraza marina, orientándose en sentido norte-sur. En su tramo final separa la terraza marina de la terraza estuarial, para finalmente entregar sus aguas al estuario del Mataquito.

El estero Conca, justo antes de entrar en el área de estudio se presenta encajonado atravesando las rocas metamórficas del zócalo, en su encajonamiento se observa un patrón meandrante que se intensifica notablemente al bordear la terraza marina. En la mayor parte de su recorrido por el área de estudio presenta una orientación noreste-suroeste, con la excepción de su último tramo donde atraviesa la terraza estuarial del Huenchullamí, en este sector su orientación es norte-sur. Por último encuentra su exutorio en el estuario del Huenchullamí.

### ***Talwegs consecuentes***

Se desarrollan en el sector central de la terraza atravesando los glacés coluviales de forma consecuente, se trata de alrededor de 25 drenes que disectan el faldeo de glacés en dirección a la terraza. En un primer tramo presentan un patrón de drenaje centrifugado en abanico, escurriendo sobre el glacés coluvial, sin embargo, encontrándose ya en la terraza tienden a confluir debido a las colinas propias de la terraza que sirven de reguladores de presencia. En la confluencia de estos talwegs se forman las quebradas de Don Nico y El Guindo.

### **3.1.4 Formas de base de vertiente**

#### ***Glacés coluviales***

Estas formas se localizan en la zona de contacto entre la superficie de terraza y la Cordillera de la Costa, en el sur de este sector se encuentran más desarrolladas que más al norte, caracterizándose el sur por la numerosa cantidad de talwegs consecuentes presentes en el glacés. Esta coalescencia de glacés forma una especie de piedmont en este sector. Los glacés se presentan vegetados y con desarrollo de suelos, además también se encuentran levemente incididos por una serie de talwegs, lo que parece ser indicativo de un actual balance de disección positivo.

### 3.1.5 Formas eólicas

Flanqueando la terraza marina por el occidente se encuentra el campo de dunas de la Trinchera que ya ha sido estudiado en detalle por ARAYA (2010). Una de las particularidades del campo de duna es la gran variedad de formas dunares que presenta en proporción a su tamaño. En el sector norte las dunas más frecuentes son las transversales y los barjanoides. Paralela a la terraza marina se emplaza una ecoduna.

En el sector intermedio de este campo dunar existe una gran cantidad de parches verdes debido principalmente a la escasa profundidad de la napa freática en el área. Predominan en el área los barjanes, barjanoides y las dunas montículos que están asociadas a vegetación.

El sector sur manifiesta una notable intervención humana que ha disminuido la proporción de dunas en el área. Así las dunas en este sector se encuentran divididas por un extenso parche verde. Hacia la costa existen dunas parabólicas, mientras que hacia la terraza marina se observa la presencia de dunas ascendentes que han hecho una especie de talud arenoso en su ascenso hacia la terraza marina (Ver figura 6). La invasión de estas dunas hacia los terrenos de uso agrícola de la terraza han sido controlada a través de la plantación de pinos en el borde de la terraza que han logrado detener el avance de las dunas ascendentes (ARAYA, 2010). Sin embargo recientemente muchas de estas plantaciones han sido taladas, lo que podría traer como consecuencia una nueva invasión de dunas ascendentes sobre la terraza.

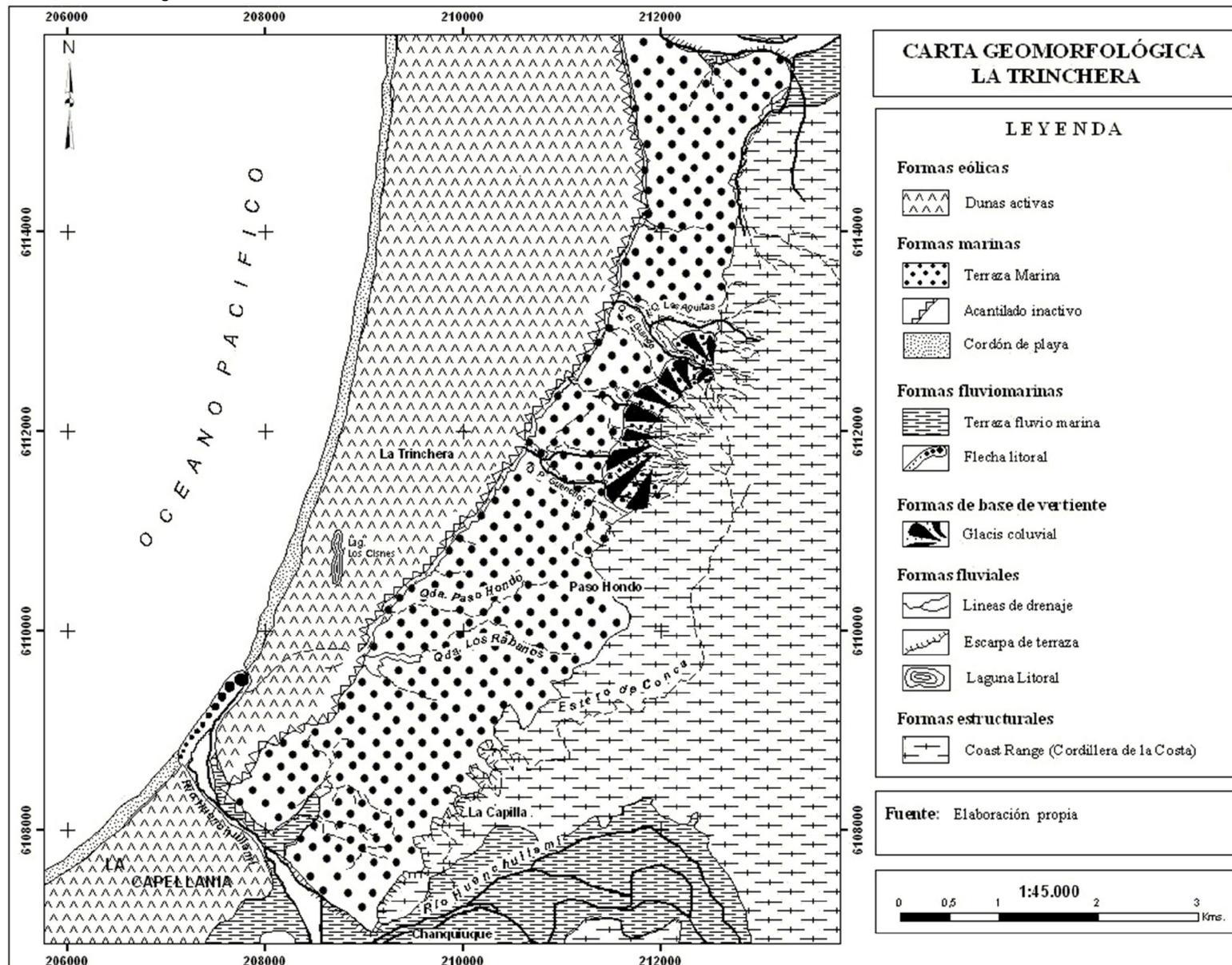
**Figura 6:** Sección sur del acantilado afectado por dunas ascendentes.



Fuente: Modificado de ARAYA (2010)

Evolución paleogeográfica de la terraza marina de la Trinchera, Región del Maule

Figura 7: Carta Geomorfológica.



Fuente: Elaboración propia

### 3.2 ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía en el área de estudio se caracteriza por su naturaleza predominantemente sedimentaria y por la sucesión regresiva que representa. Cortes realizados en la vertiente occidental del acantilado debido a la construcción de caminos privados han servido para dar cuenta de la sucesión estratigráfica de la terraza con miras a ahondar en su paleogeografía.

#### 3.2.1 Rocas Metamórficas del Complejo Dóllimo

En la base de la columna estratigráfica es posible encontrar rocas metamórficas, más específicamente esquistos. Según GANA (1981) se trata del complejo Dóllimo, el cual está compuesto principalmente de esquistos nodulares de albita y esquistos cuarzo micáceos del Carbonífero que corresponden al zócalo metamórfico que aflora en el área. En todo el sector del acantilado inactivo se observó que esta unidad subyacía a las Areniscas de la Trinchera, de origen marino.

**Figura 8:** Afloramiento metamórfico en la confluencia de las quebradas Agüita y El Guindo



Fuente: Colección fotográfica del autor.

No se lo encuentra siempre en el mismo nivel, mientras que en el extremo sur aflora hasta los 20m después no se observan afloramientos del complejo Dóllimo debido a que dunas ascendentes cubren el acantilado inactivo. Posteriormente en el sector medio de la terraza de nuevo son visibles los esquistos del complejo, encontrándose en la base.

También en el sector medio pero hacia el centro de la terraza en el sector donde la quebrada Agüita entrega su caudal a la quebrada El Guindo existen afloramientos del complejo Dóllimo, que se encuentran discordantes a depósitos de paleodunas, las cuales

no alcanzan los 20m antes de llegar a la superficie de la terraza, el contacto entre ambos estratos en el sector se da a los 96m.s.n.m. (Ver figura 8).

En los lechos de las quebradas en el sector se pueden observar afloramientos donde la vegetación no cubre completamente el curso hídrico. En el extremo norte del área de estudio solo se observan en la vertiente oriente de la quebrada Paso Colorado que corresponde al *coast range*. Estas observaciones hablan de una superficie irregular del zócalo cristalino que en el área de estudio se manifiesta sin un patrón claro.

### 3.2.2 Areniscas de la Trinchera

El siguiente estrato en la columna estratigráfica del área de estudio corresponde a las Areniscas de la Trinchera como han sido denominadas por GANA (1981). Se encontró su afloramiento en el sector centro principalmente, sin embargo su potencia no pudo ser determinada con exactitud, pero alcanzaba los 30m aproximadamente. Estas presentaban principalmente un color gris verdoso, donde era posible suponer la presencia de glauconita, (ver figura 10), lo cual fue corroborado con lupa. Como se sabe este es un mineral que se forma en ambiente marino, por lo que se ratificaba el origen marino que les asignó GANA (1981) quien además correlaciona estas areniscas con la formación Tubul (FERUGLIO, 1949), la cual es una formación marina de aguas poco profundas de aproximadamente 100m de profundidad, su edad es del Plioceno Superior no superando los 2,6 millones de años A.P. (MARTINEZ, 1976).

**Figuras 9 y 10:** Afloramiento de areniscas marinas en el sector centro del acantilado inactivo. En la figura 9 se puede observar el contacto con los conglomerados de playa. En la figura 10 un acercamiento al estrato.



Fuente: Colección fotográfica del autor.



Fuente: Colección fotográfica del autor.

Hacia el techo del estrato, dentro de las areniscas se encontraron pequeñas secciones de 10 a 40cm de ancho que contenían gravas pequeñas que se hacían más abundantes hacia el límite con los conglomerados de playa. Este tipo de conglomerados basales hace suponer que en su último lapso su ambiente sedimentario era más bien infralitoral, es decir en aguas mucho menos profundas que los 100m que se le asignan a la formación Tubul y es evidencia de que la regresión se mantuvo estacionaria en algunos intervalos.

### 3.2.3 Conglomerados de playa

Sobreyaciendo a las areniscas de la Trinchera se encuentra un estrato de conglomerados que presenta una potencia que excede los 10 metros. Está compuesto por gravas de forma discoidal, evidenciando que estuvieron expuestas a la acción marina. La matriz soportante de estos conglomerados consta de arenas finas. (Ver figura 12).

**Figuras 11 y 12:** Estrato de conglomerados de playa en el extremo norte del acantilado. En la figura 11 en la parte superior se observa el contacto con el manto eólico. En la figura 12 un acercamiento a las gravas marinas.



Fuente: Colección fotográfica del autor.



Fuente: Colección fotográfica del autor.

Afloramientos de este estrato es posible ver en el sector centro y norte. Posiblemente en el sector sur no sea posible ver esta unidad debido a la ligera inclinación que presenta la terraza de norte a sur, por lo que el estrato en el sector sur estaría actualmente soterrado.

### 3.2.4 Manto eólico

Por sobre el estrato de conglomerados y coronando la columna estratigráfica continúa un gran depósito de arenas eólicas, estas arenas presentan diferentes grados de estratificación cruzada, evidenciando que se trata de paleodunas. El espesor de estas areniscas es variable, alcanzando en algunos sectores los 70m, siendo lo común encontrar 50m de potencia aproximadamente. En esta unidad es posible observar secuencias de dunas separadas por intercalaciones de 30 hasta 60cm de espesor, con presencia importante de limo y arcilla, las cuales corresponderían a paleosuelos. Estos suelos enterrados morfológicamente presentan una mayor consistencia y tienden a sobresalir formando discretas cornisas. En su parte superior estos cuerpos presentan límites abruptos donde continúan los depósitos eólicos, mientras en su parte inferior presentan límites claros pero no abruptos. Con el fin de caracterizarlos, dos de estos paleosuelos son estudiados en profundidad en la sección de Pedología.

Se estima que estas paleodunas no poseen una edad anterior al Plioceno ya que sobreyacen a las Areniscas de la Trinchera del Plioceno Superior. Su edad no sobrepasa

el Pleistoceno ya que éstas paleodunas poseen un grado de estabilización mucho mayor que las dunas antiguas pleistocenas estudiadas por GUEVARA y VAN BEBBER (1987). Por datación relativa se estima que estas paleodunas corresponden al Pleistoceno.

### 3.2.5 Depósitos coluviales

En la zona central del área de estudio entran en contacto el *coast range* con la superficie de terraza. Entre las quebradas El Guindo y Agüita se encuentran depósitos que aparentemente sobreyacen a los depósitos eólicos, se trata de coluvios que cubren la terraza, los cuales se presentan caóticos estando compuestos principalmente por clastos angulosos de esquistos de diferente tamaño dentro de una matriz soportante heterogénea (Ver figura 13). Estos depósitos gravitacionales provienen de la vertiente del *coast range* que en el sector centro está contigua a la terraza. Estos depósitos parecen haberse dispuesto a través de diversos eventos de remoción en masa.

**Figura 13:** Depósito coluvial caótico cercano a las cabeceras de la quebrada Agüita



Fuente: Colección fotográfica del autor

Hacia el sur de estos depósitos, sobreyaciendo el contacto entre el manto eólico de la terraza y los esquistos del *coast range* se encuentran depósitos de gravas, arenas y finos que se han depositado formando una serie de glacís coluviales, su granulometría se hace más fina mientras más penetran estos depósitos hacia la terraza.

### 3.2.6 Interpretación estratigráfica

La secuencia estratigráfica, con excepción del zócalo metamórfico, se muestra concordante, lo que revela la actividad del sector desde el tiempo de depositación del primer depósito hasta el presente. La presencia de las areniscas marinas que corresponden en edad a finales del Plioceno Tardío prueba que parte del área de estudio estuvo debajo del nivel del mar durante este periodo. Considerando el hallazgo del contacto directo entre el Complejo Dóllimo y el manto eólico en el centro de la terraza se infiere que solo la porción occidental del área de estudio estuvo bajo el nivel del mar, mientras que el resto se habría encontrado sobre el nivel del mar.

La presencia de gravas de playa en el estrato inmediatamente superior es evidencia de una regresión del nivel del mar en el área de estudio posterior al Plioceno Tardío.

El paso hacia los depósitos de paleodunas es indicio de una mayor regresión del mar que permitió el desarrollo de una planicie litoral lo suficientemente ancha junto con un régimen de vientos favorable para favorecer la formación de dunas. La gran potencia de los depósitos podría ser indicio de la prolongada estabilidad de las condiciones frías, aunque podría también deberse a una gran disponibilidad de material.

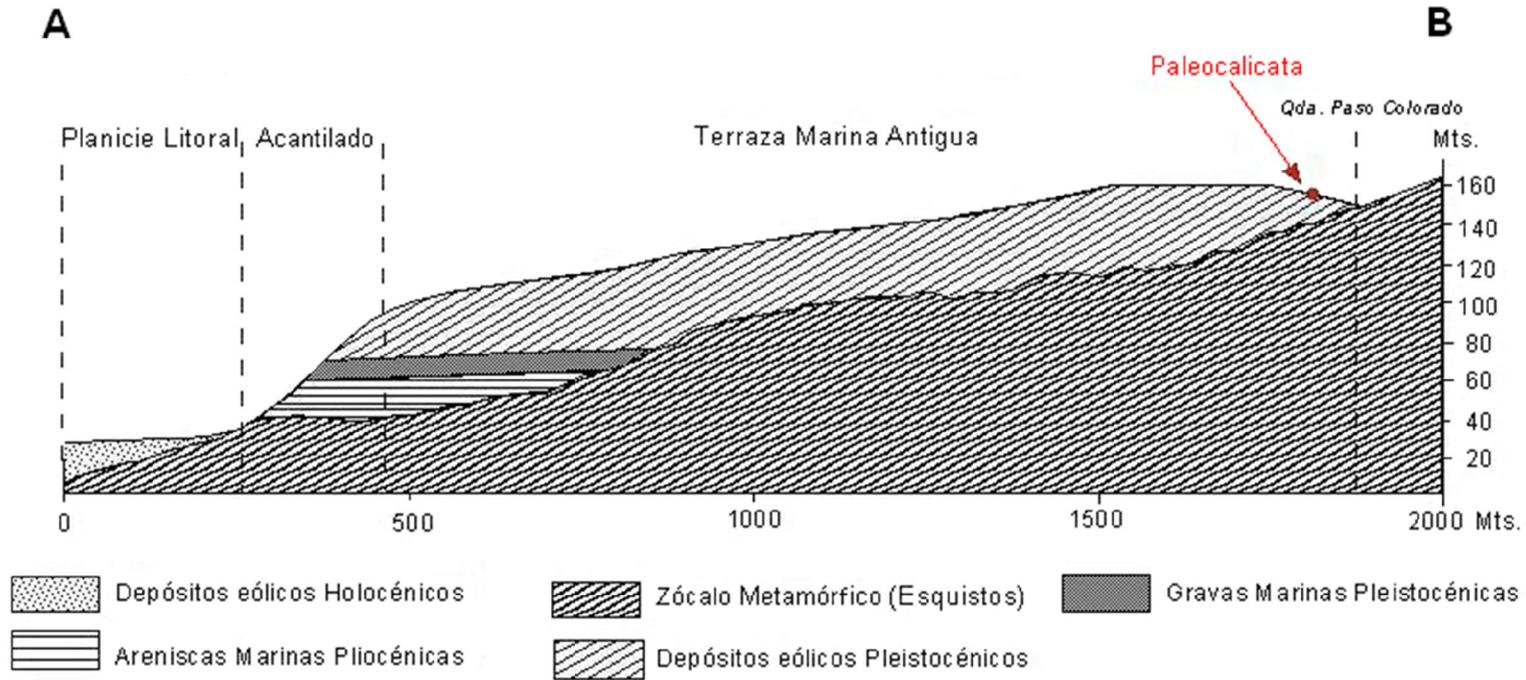
La presencia de paleosuelos interestratificados en una secuencia estratigráfica suele ser indicador de condiciones más estables, por lo que estos paleosuelos podrían representar las grandes fluctuaciones tanto climáticas como de disponibilidad de sedimento para la formación de dunas que tuvieron lugar debido a los ciclos de glaciaciones e interglaciales que han tenido lugar durante el Cuaternario. Sin embargo también podrían corresponder a suelos de antiguas vegas interdunares como las que se observan actualmente en el colindante campo de dunas de la Trinchera. De ser este el caso, estos paleosuelos no serían indicadores de condiciones climáticas más estables durante el Cuaternario.

Los depósitos coluviales hallados en el sector medio de la terraza y que conforman una serie de glacís coluviales (Ver figura 14) no se habrían podido desarrollar en la extensión que ocupan sobre la terraza hasta que la superficie de ésta no se encontrara estabilizada con suelos lo suficientemente desarrollados para reducir la permeabilidad del sustrato arenoso, permitiendo por tanto el transporte de los materiales finos. Por su parte los depósitos coluviales caóticos probablemente corresponden a antiguos movimientos en masa ocurridos en el sector inmediatamente al norte de los glacís y que coincide con la mayor altitud del *coast range* en las cercanías del área de estudio.

### CORTES TRANSVERSALES

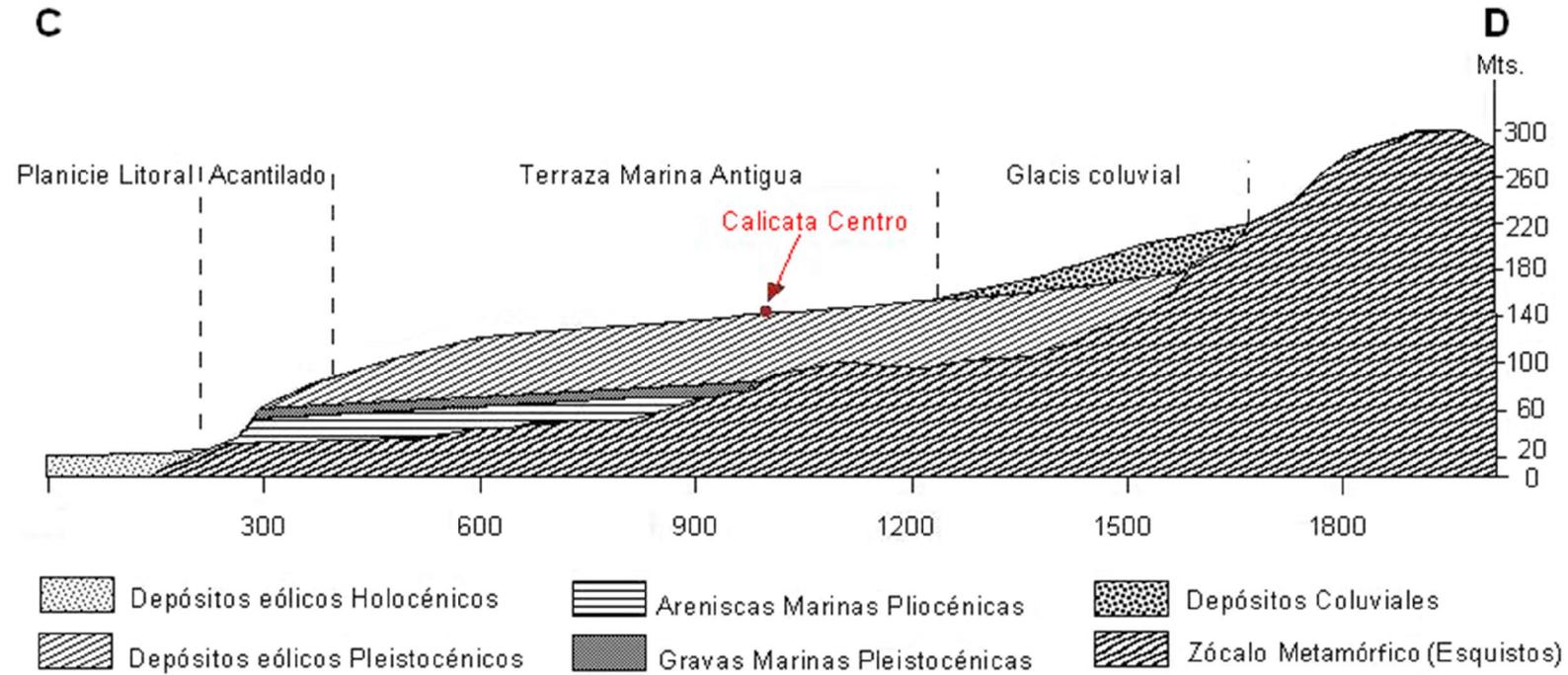
Derivado de la observación de la geomorfología y la estratigrafía del área de estudio se realizaron los siguientes perfiles tipo:

Figura 14: Corte transversal Sector Norte



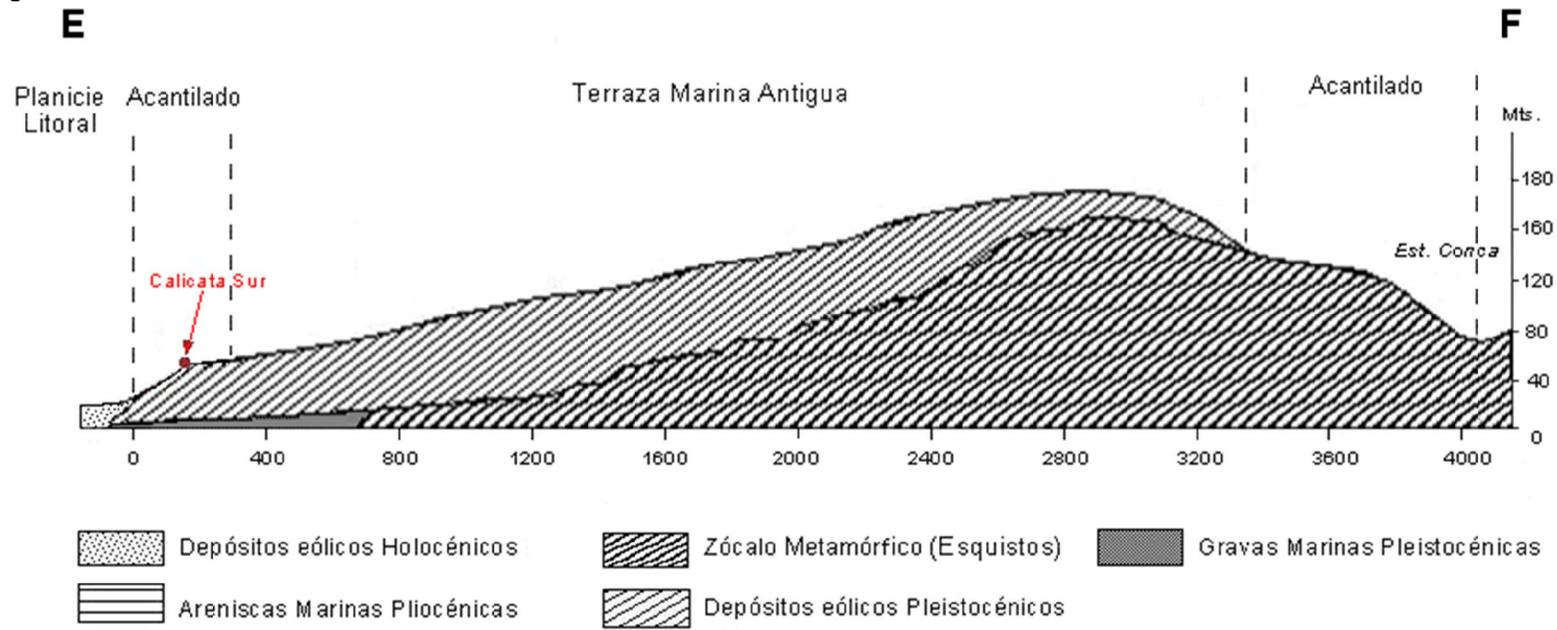
Fuente: Elaboración propia

Figura 15: Corte transversal Sector Centro



Fuente: Elaboración propia

Figura 16: Corte transversal Sector Sur

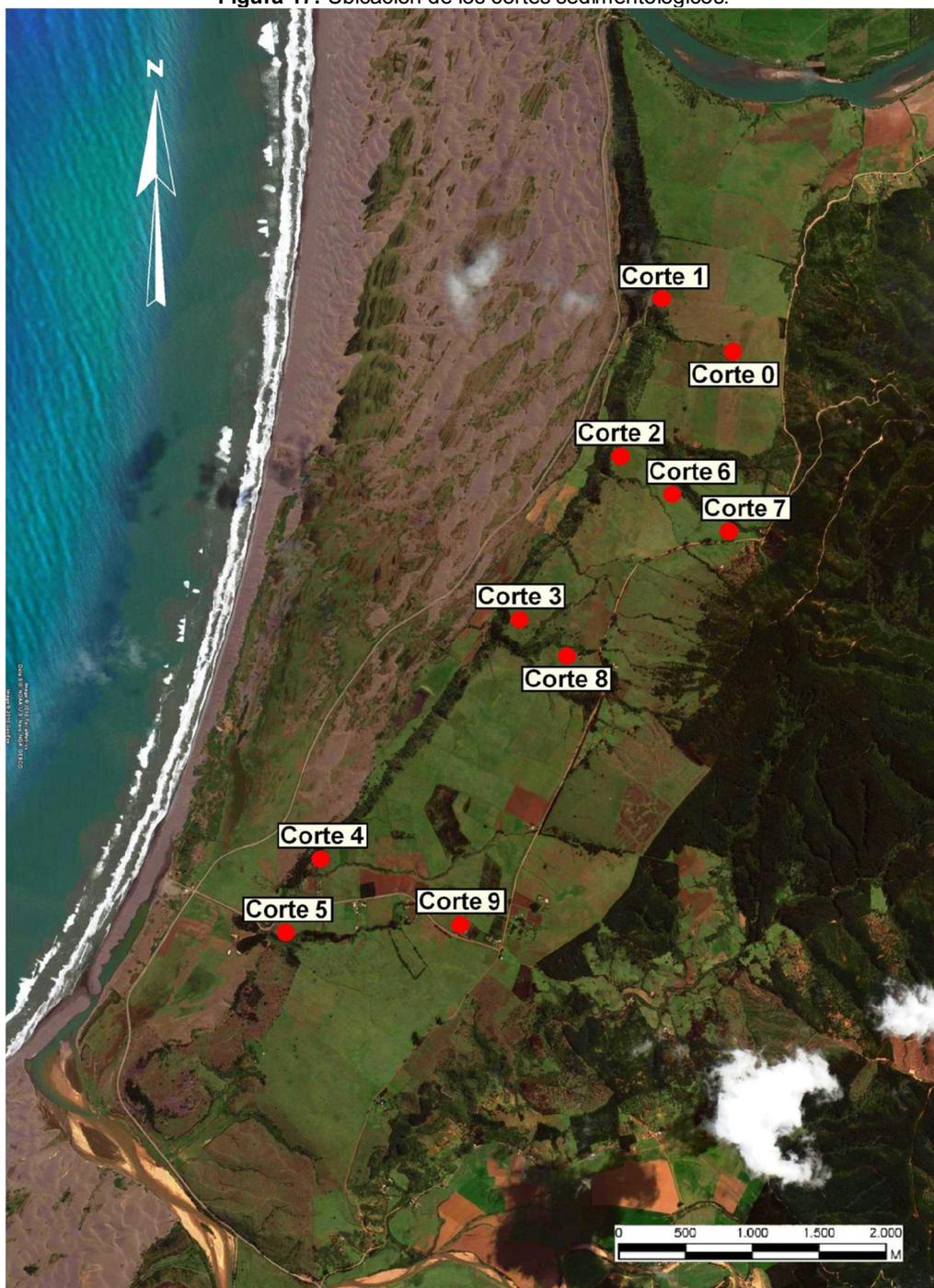


Fuente: Elaboración propia

### 3.3 SEDIMENTOLOGÍA

La sedimentología procuró profundizar en el conocimiento del manto eólico anteriormente descrito en el apartado de estratigrafía. En general la sedimentología se presentó bastante homogénea donde solo existieron sutiles diferencias observables en las variables relevadas.

Figura 17: Ubicación de los cortes sedimentológicos.



Fuente: Elaboración propia en base a imagen de Google Earth

### 3.3.1 Descripción de los testigos muestreados

#### **Corte 0:**

El primer corte que se trató de realizar, se efectuó en medio de campos de cultivos al norte de la terraza utilizándose solo el Sand Auger.

Al penetrar el suelo con el Sand Auger se encontró abundante arcilla, estimando al tacto una clase textural franco arcillosa, sin embargo a los 170cm aproximadamente comenzó el Sand Auger a presentar problemas para seguir avanzando, finalmente una densa capa con presencia de arcilla no permitió continuar con el sondeo, por lo que la profundidad en este testigo no alcanzó los 2 metros, con lo que se descartó la realización del corte. Sin embargo este fallido testigo entrega valiosa información de las características del suelo en el centro del sector norte del área de estudio.

#### **Corte 1:**

Es el testigo más cercano al estuario del Mataquito, tratándose de un camino vehicular privado labrado en el acantilado (Ver figura 18). Solo se ocupó el método de la canaleta.

Su granulometría varía entre arenas muy finas y finas, depositadas sin ninguna gradación específica, y con presencia de limo en casi la totalidad del corte. Presenta asociaciones de limo/arcilla entre los 7 y los 13 metros de profundidad. En cuanto a la morfoscopía, presenta mayoritariamente arenas subredondeadas, teniendo presencia esporádica las subangulares, pero solo en 4 metros del perfil.

**Figura 18:** Camino vehicular privado, lugar de realización del corte 1.



Fuente: Colección fotográfica del autor

**Corte 2:**

El corte se realizó aprovechando un camino para personas. En superficie se halló un suelo de buen desarrollo. La granulometría de este testigo, presenta una variabilidad entre arenas muy finas a medias, siendo estas últimas predominantes en los últimos metros del corte. No presentan ninguna gradación y al igual que el corte uno, exhibe fracciones texturales limosas en la mayor parte del testigo, exceptuando los últimos 3 metros. En el corte se observan intercalaciones de limo y arcilla que afectan su sección superior en los tramos de 2 a 3 metros, 8 a 9 metros y 12 a 13 metros. La morfoscopia varía entre arenas subredondeadas y subangulosas, siendo predominantes en la parte superior las primeras y en el final del corte las segundas.

**Corte 3:**

Para este testigo se aprovechó un camino para personas y caballos labrado en el acantilado. En superficie se halló un suelo de buen desarrollo. Se usó principalmente el método de la canaleta.

La granulometría que presentaron las arenas osciló entre muy finas a medias, sin una gradación, y con presencia de texturas limo-arcillosas concentradas en la parte superior y media del corte. A diferencia del corte anterior, presenta intercalaciones de limo y arcilla a lo largo de todo el corte en los tramos 3 a 4 metros, 17,5 a 19 metros y 31 a 31,4 metros, mientras que se observó la presencia de limo hasta los 24 metros, la excepción corresponde al tramo que va entre los 27 y los 28 metros que junto con presentar abundante limo, manifiesta una discontinuidad granulométrica al ser una intercalación de arenas muy finas en medio de un estrato de arenas medias. La clasificación morfoscópica estuvo dominada por arenas subredondeadas y subangulosas, siendo las primeras las predominantes. La intercalación de limo y arcilla de los 31 metros presentó microbandeamientos que revelarían el origen lagunar de la fracción fina.

**Corte 4:**

Se trata de un corte natural vegetado. En superficie se halló un suelo muy arenoso y delgado, probablemente correspondiente a un Entisol. El corte se muestreó tanto con el Sand Auger como a través del método de la canaleta.

Su granulometría varió desde arenas muy finas a medias sin presentar alguna gradación y con presencia de fracciones texturales limo-arcillosas en los primeros 5 metros prolongándose la presencia de limos hasta los 14 metros, reapareciendo en los 2,5 metros finales del testigo. A los 10,8 y por 5cm aproximadamente se halló un estrato muy compacto que exhibió limo y arcilla. Distribuidas de forma equitativa en el corte, la morfoscopia presenta arenas subangulares y subredondeadas. Se encontró abundancia de rutilos entre los 9 y los 10 metros.

**Corte 5:**

Es el testigo más cercano al estuario del Huenchullamí. Fue realizado en un corte de camino. Se utilizó principalmente el método de la canaleta, usándose solo para los últimos metros el Sand Auger (Ver figura 19).

El corte presenta arenas muy finas, finas y medias, acompañadas en sus primeros 5

## Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

metros por fracciones arcillo-limosas que presentan una interrupción entre los 3,7 a los 4,4 metros donde se intercala un estrato duro de areniscas. Por debajo de ellas y hasta los 4,8 metros se desarrolla un paleosuelo que fue muestreado en la segunda etapa de terreno. Bajo este existen otras asociaciones de limo/arcilla entre los 7 a 11 metros y entre los 14 a 17 metros. Morfoscópicamente, el testigo está dominado por arenas subangulares, aunque persisten en su presencia las subredondeadas, con la particularidad que entre los 5 y los 6 metros se halló la presencia de arenas angulares, lo que coincide con la gran abundancia de cuarzos que se hallan entre los 5 y los 7 metros.

**Figura 19:** Corte 5, hacia la izquierda se puede observar la canaleta de muestreo realizada.



Fuente: Colección fotográfica del autor

### **Corte 6:**

El corte se realizó en la vertiente de solana de la quebrada el Guindo, alternándose el método de la canaleta con el uso del Sand Auger. En el testigo existe una depositación en gradación normal, pasando de arenas muy finas a finas, con presencia de texturas arcillo/limosas en los primeros 6 y en los últimos 3 metros del corte. En cuanto a la morfoscopía, existe una predominancia de arena subredondeadas, aunque entre los 11 y los 14 metros aparecen las arenas subangulares

### **Corte 7:**

Este testigo está emplazado unos 500 metros hacia el este del anterior corte, nuevamente en la vertiente de solana de la quebrada El Guindo. Se utilizó para el muestreo el Sand Auger de forma exclusiva. Granulométricamente, el corte prácticamente presenta una homogeneidad de arenas finas, con excepción del último metro que presenta arenas finas. Entre los 4 y los 6,5 metros las arenas finas son acompañadas por fracciones texturales limo-arcillosas. Ya a los 6,4 metros se encuentra un estrato muy arcilloso y

consistente que no permitió continuar con el muestreo en el terreno. La morfoscopia indica que las arenas subredondeadas predominan durante todo el testigo muestreado. Se observó en el segundo metro de muestreo la existencia de nódulos de magnéticos.

**Corte 8:**

El muestreo se realizó en la ladera de solana de uno de los tributarios de la quebrada Don Nico, utilizando para ello el Sand Auger. Existe una homogeneidad granulométrica, morfoscópica y mineralógica a lo largo de todo el testigo, existiendo arenas finas subredondeadas, acompañadas de fracciones texturales arcillo/limosas en los primeros 3 metros y entre los 6 y los 7 metros.

**Corte 9:**

Testigo realizado en un corte de camino. Para los primeros metros, así como para los últimos se usó el Sand Auger, mientras que para el resto del corte se usó el método de la canaleta. El corte presenta una homogeneidad granulométrica a lo largo de todo el corte, compuesto por arenas finas, en asociación con arcillas en los primeros 2,7 metros. Entre los 10 y los 10,5 metros el testigo exhibió una capa de arcilla. La clasificación morfoscópica da cuenta de arenas subangulares predominantes, con una leve presencia de arenas subredondeadas en los últimos metros.

**3.3.2 Análisis por variable**

**Morfoscopia**

El aspecto morfoscópico se presentó de acuerdo a lo esperado. Los testigos más cercanos al Huenchullamí presentaron mayor frecuencia de granos subangulares, incluso el corte 5 presentó arenas angulares, clasificación que no se encontró en ningún otro corte. (Ver figura 20)

De forma paulatina la morfoscopia fue graduando hacia una dominancia de arenas subredondeadas. Este hecho se puede percibir claramente en los testigos del frente del acantilado (cortes 1, 2, 3, 4 y 5) que forman la denominada línea "A" y también en los testigos del interior de la terraza que forman la línea "B" (cortes 6, 8 y 9) (Ver figura 21).

Otra tendencia también esperable, se observa al comparar cortes del frente con los cortes del interior que le eran más cercanos. Se puede observar en la secuencia de testigos que forman la línea "C" (cortes 2, 6 y 7) (Ver figura 24) y al relacionar los cortes 3 y 8 (Ver anexo 3) y los cortes 5 y 9, (Ver anexo 4) que los granos subredondeadas van presentando mayor abundancia al avanzar hacia el interior de la terraza.

Estas dos tendencias coinciden con la dirección Suroeste del viento dominante en el área de estudio. Así como era de esperar, mientras más lejos están las arenas de su área fuente, mas redondeadas se encuentran debido al desgaste que experimentan durante los procesos de transporte eólico. Estos datos permiten concluir que la dirección dominante del viento en el lapso de depositación de estos sedimentos es prácticamente la misma que la actual.

Figura 20: Perfil de morfoscopia de arenas de la línea "A".

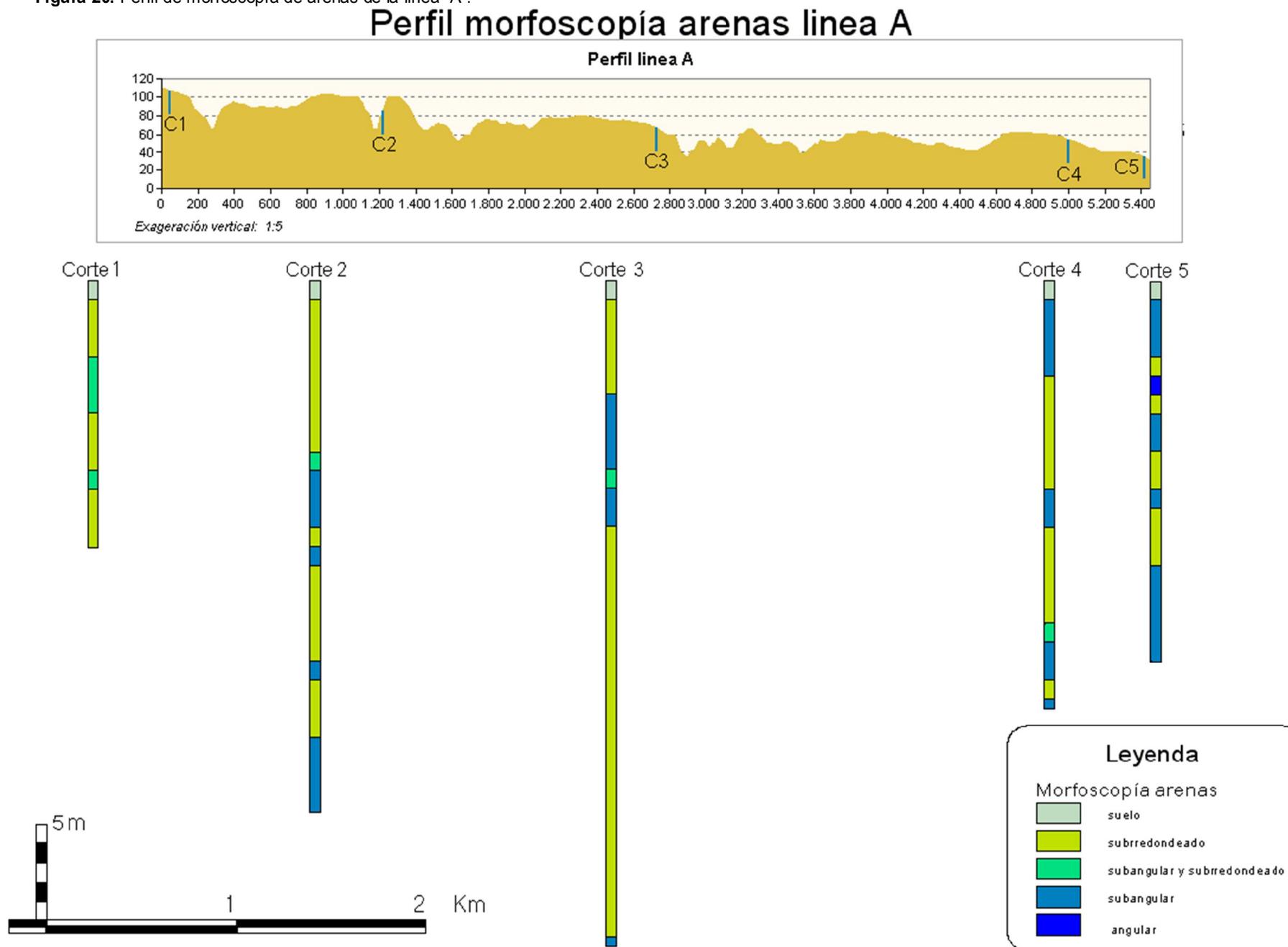
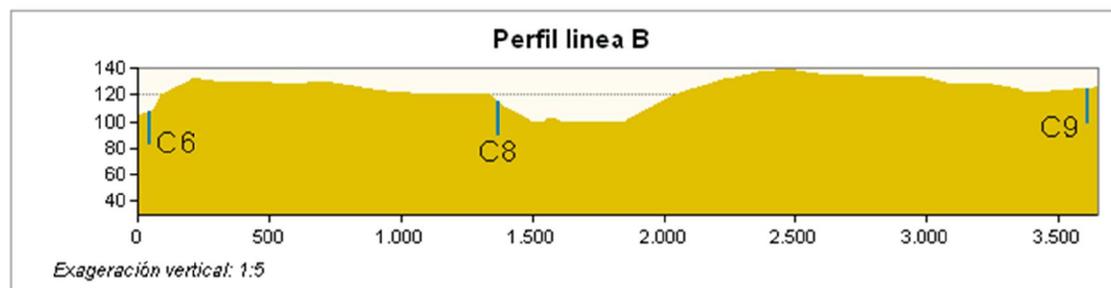


Figura 21: Perfil de morfoscopia de arenas de la línea "B"

## Perfil morfoscopia arenas linea B



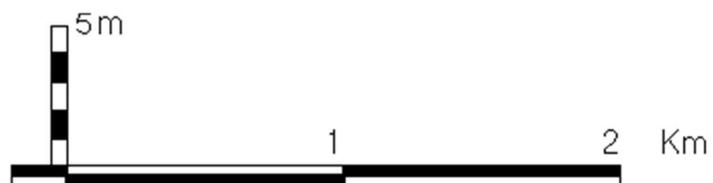
Corte 6



Corte 8



Corte 9



### Leyenda

Morfoscopia arenas

- suelo
- subredondeado
- subangular y subredondeado
- subangular
- angular

### **Granulometría**

De forma general la granulometría presentó una graduación normal, encontrándose las arenas más finas en el tramo superior, mientras que en los tramos inferiores predominaron las arenas de mayor tamaño, incluso el tamaño textural más grande registrado, el de arena media, se encontró casi exclusivamente en los cortes más profundos en sus secciones más bajas. La excepción de esta tendencia la constituye el corte 7 que presenta arenas muy finas en su tramo final. Sin embargo este corte concluye su metraje a los 7 metros por lo que es una excepción irrelevante.

La presencia de arenas medias en las secciones media e inferior del manto eólico junto con la presencia de arena muy fina en su tramo superior es indicio de la evolución del antiguo campo de dunas que existió en el área de estudio. Según PYE & TSOAR (2009) una forma de identificar sand sheets es por la presencia de arena media de origen eólico. Por lo que es posible la existencia de sand sheets durante un largo periodo en el área de estudio.

La desaparición de la arena media y la abundancia de arena muy fina en el tramo superior del manto eólico probablemente corresponde a una abundancia de dunas ascendentes antes de la estabilización de la superficie de la terraza. Se infiere la abundancia de dunas ascendentes porque estas suelen estar compuestas principalmente de arena muy fina (PYE & TSOAR, 2009). También por la observación de dunas ascendentes activas presentes al sur de la terraza. Posiblemente a medida que se fue sollevando la terraza, esta fue invadida por sucesiones de dunas ascendentes hasta antes que su superficie se estabilizara.

### **Mineralogía**

Como regla general, la mineralogía del manto eólico es muy homogénea, presentando abundancia de magnetitas e ilmenitas, acompañadas por cuarzo, líticos, vidrios y trazas de zircón en prácticamente todos los testigos. Las grandes variaciones las presentaron el cuarzo y el zircón.

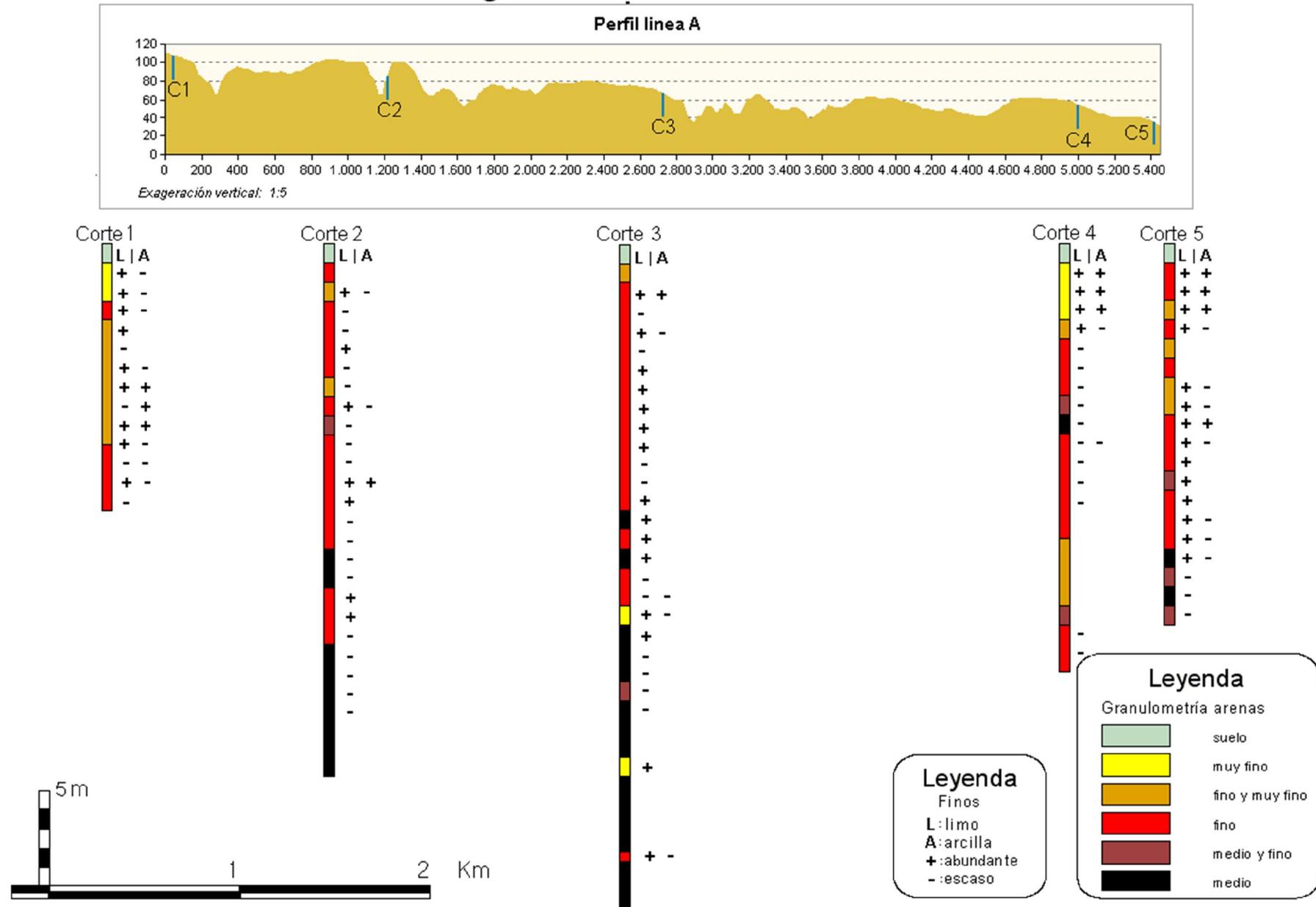
Con respecto al cuarzo siempre se presentó como un elemento accesorio, excepto en el corte 5, que entre los 4 y los 8 metros de profundidad alcanzó una proporción similar a la de magnetitas e ilmenitas.

En el caso del zircón este varía tanto vertical como horizontalmente, aunque se presenta solo en trazas. Por lo general el zircón es más abundante hacia el interior de la terraza constituyendo la excepción el corte 8, el que adolece de zircón. Mientras que se hace más escaso en los cortes que se encuentran en el acantilado, con la excepción del corte 4 que carece de zircón solo en los primeros 5 metros de profundidad. Los cortes 1, 2 y 3 presentan zircón prácticamente solo en su tramo inferior, junto a escasas intercalaciones aisladas en tramos superiores.

Cabe señalar que en numerosas ocasiones se observó también la presencia de trazas de rutilo. La gran homogeneidad de la mineralogía permite afirmar que los sedimentos que componen el manto eólico provienen de una misma fuente de origen.

Figura 22: Perfil granulométrico de la línea "A".

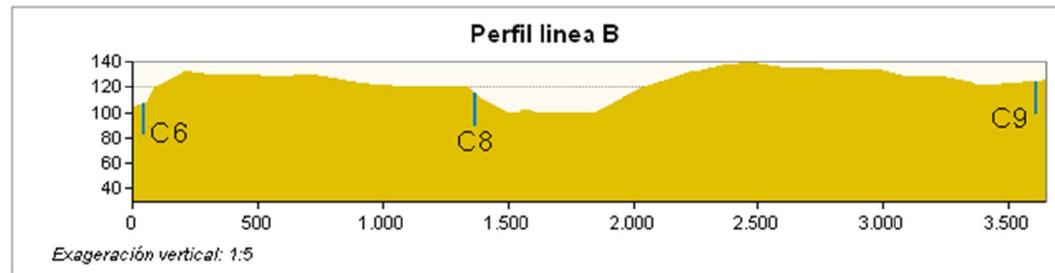
## Perfil granulometría arenas línea A



Fuente: Elaboración propia

Figura 23: Perfil granulométrico de la línea "B".

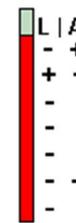
## Perfil granulometría arenas línea B



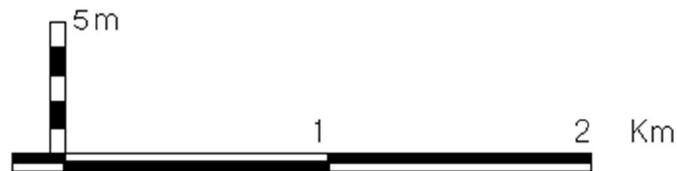
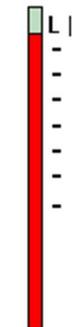
Corte 6



Corte 8

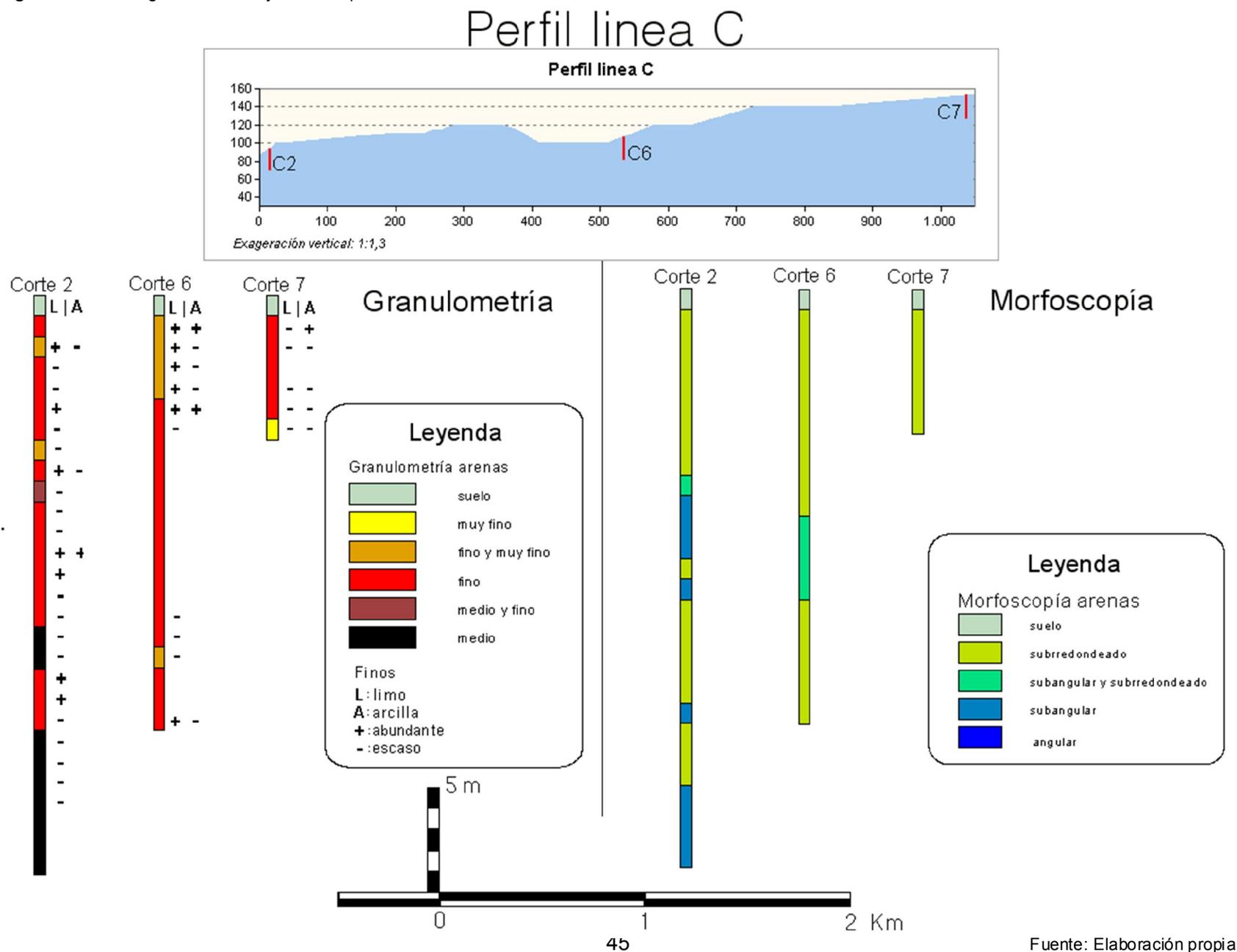


Corte 9



Fuente: Elaboración propia

Figura 24: Perfiles granulométrico y morfoscópico de la línea "C".



### **3.3.3 Correlaciones sedimentológicas**

Al tratar de correlacionar la mineralogía, la granulometría y la morfoscopía se observó que estas no presentan mayor correlación. Correlacionando los aspectos morfoscópicos y granulométricos se observó todavía una escasa relación en el sentido norte sur, mientras que en sentido este-oeste la correlación fue mayor.

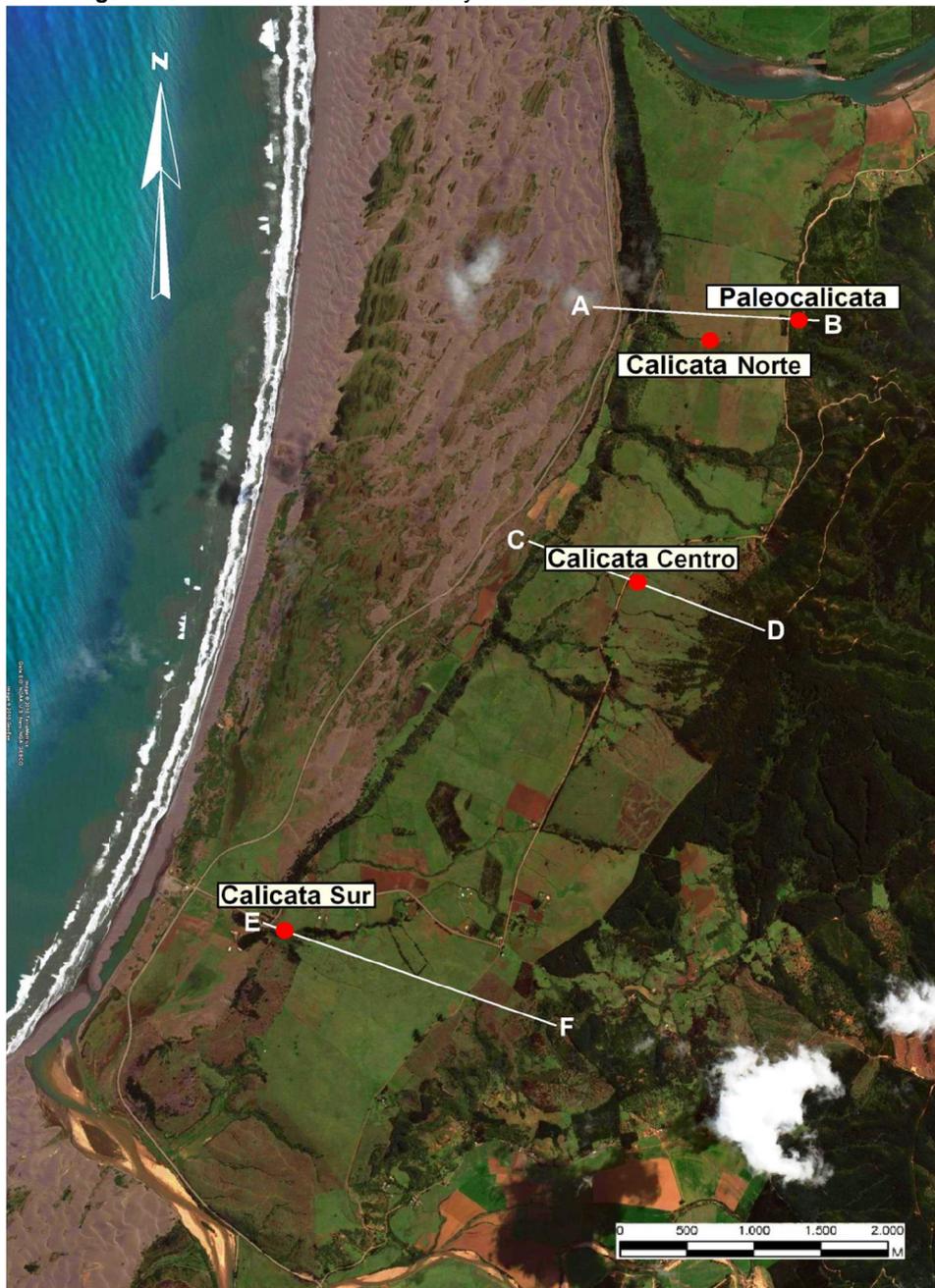
En el sentido norte-sur solo dos asociaciones de ambos aspectos correspondieron parcialmente. Se trata de la asociación de subangulosos más superficial junto a la segunda asociación de arenas finas más superficial. La otra coincidencia parcial trata de la asociación más profunda de subredondeados junto a la asociación más profunda de arenas medias.

En el sentido este-oeste se encontraron 3 correlaciones, la primera incluyó los tramos 3 a 7, 5 a 11 y 2 a 6 metros de los cortes 2, 6 y 7 respectivamente, constituidos por arenas finas subredondeadas. La segunda constó de los tramos 2 a 6 y 0,5 a 8 metros de los cortes 3 y 8 respectivamente, que presentaron arenas finas y subredondeadas (Ver apéndice 3). La última correlación abarcó los tramos 11 a 13 y 10 y 11 metros, de los cortes 4 y 9 respectivamente compuestos por arenas finas subangulosas (Ver apéndice 4).

### 3.4 PEDOLOGÍA

El presente apartado tiene un doble propósito. Dada la abundancia de paleosuelos en el manto eólico y su marcada uniformidad, se estudian dos de estos paleosuelos para tener una idea del tipo de suelos existieron en el antiguo campo de dunas. El segundo propósito es estudiar los suelos que se desarrollan actualmente sobre la terraza marina con el fin de obtener información sobre la evolución de la terraza desde su estabilización hasta la actualidad.

**Figura 25:** Ubicación de las calicatas y de los cortes transversales realizados.



Fuente: Elaboración propia en base a imagen de Google Earth

### 3.4.1 Descripción de suelos

Los suelos modernos sobre la terraza muestran un considerable estado de desarrollo contando todos con horizontes B bien formados, una profundidad promedio del solum de 159cm, 4 a 5 horizontes por perfil.

Los horizontes de estos suelos presentan clases texturales francas variando desde franco arenoso (Fa), a franco arcilloso (FA). Las texturas mas arenosas se presentaron con mayor frecuencia en los horizontes C mientras que las texturas mas limosas y arcillosas predominaron en los horizontes A y B. La excepción a la regla fue la presencia de un horizonte E donde predomina la clase textural franco arenosa, marcando un quiebre textural con respecto a los horizontes A y B colindantes. La estructura más común fue la de bloques, tanto angulares como subangulares con un grado estructural comúnmente moderado a débil, comúnmente en los primeros horizontes del perfil.

Por su parte los paleosuelos exhibieron un escaso desarrollo, una profundidad promedio del solum de 40cm, una secuencia de horizontes A-C en todos los casos, texturas muy gruesas que variaron entre arenoso y franco arenoso. Generalmente no presentan estructura.

A continuación se presenta el detalle por perfil de suelo, la ubicación de cada calicata se presenta en la figura 25.

#### ***Calicata sector Norte***

Esta calicata se emplaza en medio de la terraza, caracterizándose el paisaje por ser acolinado. En donde se encuentra la calicata, también es la naciente de un talweg cuya disección sobre la superficie de terraza en el punto no supera los 2 metros. La superficie del suelo está cubierta por gramíneas y en los alrededores se existen cultivos, se aprecian signos claros de erosión laminar en superficie en rumbo al curso de agua contiguo. Sus coordenadas geográficas son 35° 4' 34" Sur, 72° 9' 24" Oeste.

Suelo profundo de textura superficial franco arenosa color en seco pardo oscuro en el matiz 7,5YR en profundidad varía se halla un horizonte argílico de textura franco arcillo arenosa, luego del cual continua las texturas franco arenosas (Ver figura 28). Con respecto a los límites estos son en su mayoría lineal claros a excepción entre el horizonte A y el horizonte Bt1 donde el límite es lineal difuso.

#### Características físicas y morfológicas del pedón

Profundidad  
(cm)

0 -16 A	Color pardo oscuro (7,5YR 3/2) en seco y Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; franco arenoso; granular fino moderado; ligeramente adhesivo y ligeramente plástico; raíces finas y medias abundantes, gruesas escasas; límite lineal difuso.
16 - 52 Bt1	Color pardo oscuro (10YR 3/3) en seco y pardo grisáceo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco arenoso; prismas medios moderados

## Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

que rompen a bloques finos moderados; ligeramente adhesivo y ligeramente plástico; raíces finas comunes; límite lineal claro.

- |               |   |
|---------------|---|
| 52-82<br>Bt2  | Color pardo oscuro (7,5YR 3/4) en seco y pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco arcillo arenoso; prismas gruesos fuertes; ligeramente adhesivo y moderadamente plástico; raíces finas comunes y medias escasas; límite lineal claro.   |
| 82 -126<br>Bx | Color pardo oscuro (7,5YR 3/4) en seco y pardo rojizo oscuro (5YR 3/2) en húmedo; franco arenoso; prismas gruesos fuertes; moderadamente adhesivo y moderadamente plástico; raíces muy finas escasas; límite lineal claro. Nódulos de Manganeso prominentes, medios, abruptos, comunes.   |
| 126<br>2Ex    | Color pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en seco y pardo oscuro (7,5YR 3/4) en húmedo; franco arenoso; bloques subangulares finos moderados; moderadamente adhesivo y muy plástico; raíces medias escasas. Presencia de nódulos de Manganeso prominentes, gruesos, abruptos, abundantes. |

**Figura 26:** Nódulos de manganeso en terrones pertenecientes al horizonte 2Ex del pedón norte.



Fuente: Colección fotográfica del autor.

### Observaciones

La superficie del suelo manifiesta signos claros de erosión laminar, al parecer un horizonte superficial del suelo ha sido removido por erosión, este horizonte removido si se observa presente en los suelos a pocos metros de la calicata. En los horizontes Bx y 2Ex se encontraron rasgos redoximórficos, específicamente nódulos de manganeso (Ver figura 26).

### **Calicata sector Centro**

Perfil realizado a un costado del camino que recorre la terraza, se ubica en el centro de la superficie del área de estudio, en paisaje de lomajes. 500 metros hacia el oeste se encuentra el glacis coluvial ahogado por los lomajes propios de la terraza. La superficie del suelo está cubierta por gramíneas. Sus coordenadas geográficas son 35° 5' 28" Sur, 72° 9' 51" Oeste.

Suelo profundo, se presenta bien desarrollado con cinco horizontes cuyos límites se van haciendo difusos en profundidad, el primer horizonte presenta un límite claro, el segundo uno gradual, mientras que los últimos horizontes se destacan por sus límites difusos (Ver figura 29). A excepción del último horizonte, se observaron raíces finas en todos los demás horizontes, estas variaron desde abundantes a escasas. De clase textural superficial franco limosa y color en seco pardo en el matiz 10YR, las texturas varían en profundidad producto de un horizonte eluvial de textura franco arenosa, dando paso después a dos horizontes iluviales de textura franco arcillosa, un horizonte BC franco arenoso completa el cuadro. Los colores en profundidad varían siempre en el matiz 10YR. No se observó el límite del último horizonte ni tampoco el material parental del suelo.

### Características físicas y morfológicas del pedón

Profundidad  
(cm)

0 -9 A	Color pardo (10YR 5/3) en seco y pardo oscuro (7.5YR 3/2) en húmedo; franco limoso; bloques subangulares finos moderados a débiles; muy adhesivo y ligeramente plástico; raíces finas abundantes; límite lineal claro.
9 - 23 2E	Color pardo amarillento (10YR 5/4) en seco y pardo grisáceo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco arenoso; bloques angulares medios a gruesos, moderados; ligeramente adhesivo y ligeramente plástico; raíces finas comunes; límite ondulado gradual.
23-69 2Bt1	Color pardo oscuro (10YR 3/3) en seco y pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco arcilloso; prismas medios a finos fuertes; moderadamente adhesivo y muy plástico; raíces finas escasas; límite ondulado difuso.
69 -125 2Bt2	Color pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en seco y pardo oscuro (7.5YR 3/4) en húmedo; franco arcilloso; gránulos gruesos moderados; moderadamente adhesivo y muy plástico; raíces finas escasas; límite lineal difuso.

## Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

125            Color pardo amarillento (10YR 5/4) en seco y pardo oscuro (7.5YR 3/2)  
2BC            en húmedo; franco arenoso; láminas delgadas moderadas; ligeramente  
                  adhesivo y ligeramente plástico; ausencia de raíces.

### ***Calicata sector Sur***

Perfil ubicado a 80 metros del acantilado inactivo en el sector sur, se trata de un gran corte de camino en sentido noreste-suroeste, correspondiente al mismo punto del corte estratigráfico 5. La superficie del suelo está cubierta de gramíneas y pastos y su uso actual es pecuario (ganadería de vacunos). Sus coordenadas geográficas son 35° 6' 45" Sur, 72° 11' 32" Oeste.

De clase textural superficial franco arcilloso y color en seco pardo oscuro en el matiz 7,5YR en profundidad varía hacia texturas progresivamente más arenosas y colores en el matiz 10YR. Suelo muy profundo, presentó raíces en todo su perfil variando desde finas abundantes en superficie hasta finas y muy finas escasas. Con respecto a sus límites varían desde abrupto a gradual.

### Características físicas y morfológicas del pedón

Profundidad (cm)	
0 - 8 Ap	Color pardo oscuro (7.5YR 3/2) en seco y negro (10YR 2/1) en húmedo; franco arcilloso; gránulos gruesos débiles; muy adhesivo y moderadamente plástico; raíces finas abundantes; límite lineal gradual.
8 - 29 A	Color pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en seco y pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco; bloques subangulares medios moderados; moderadamente adhesivo y ligeramente plástico; raíces finas abundantes; límite lineal claro.
29 - 48 Bw1	Color pardo oscuro (10YR 3/3) en seco y negro (10YR 2/1) en húmedo; franco; bloques angulares gruesos fuertes; muy adhesivo y ligeramente plástico; raíces finas comunes; límite lineal abrupto.
48 - 113 Bw2	Color pardo oscuro (10YR 3/3) en seco y pardo rojizo oscuro (5YR 3/2) en húmedo; franco arenoso; bloques subangulares medios moderados; raíces finas escasas; límite lineal claro.
113 – 200 y más Bw3	Color pardo rojizo oscuro (5YR 3/2) en seco y pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco arenoso; bloques subangulares finos moderados, raíces finas y muy finas escasas; límite lineal gradual.
270 - 370 BC	Láminas delgadas moderadas, ausencia de raíces.
370 – 438 R	Areniscas eólicas, límite abrupto.

## Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

438 - 480 Amb	Color pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en seco y pardo oscuro (7.5YR 3/4) en húmedo; franco arenoso; masivo; ligeramente adhesivo, no plástico; ausencia de raíces; límite lineal gradual.
480 Cb	Color pardo amarillento (10YR 5/4) en seco y pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; arenoso; grano simple; no adhesivo y no plástico; ausencia de raíces.

### Observaciones

Aunque se recabó la información del perfil de suelo hasta los dos metros respetando las normas de la USDA, se observaron bloques subangulares hasta los 2,7 metros aproximadamente (Ver figura 30). A partir de los 368 cm de profundidad el suelo descansa sobre arenas de textura muy fina y muy compactadas (areniscas). A los 438 cm se encuentra un horizonte enterrado de textura franco arenosa, de carácter impermeable lo que se evidencia por la humedad que se encuentra en su límite superior, lo que parece ser un nivel freático. El límite inferior de este paleosuelo se encuentra a los 480 cm sobreyaciendo arenas eólicas de tamaño fino a muy fino no compactadas.

### ***Paleocalicata***

A solo 800 metros al este de la calicata norte, se encuentra la denominada "Paleocalicata" llamada de este modo dado a que fue realizada con el objetivo de muestrear un paleosuelo. Esta calicata se emplaza en el borde de la terraza, hacia el oeste junto a la quebrada Paso Colorado, más al sur se encuentra el sector de transición donde la terraza empieza a tener contacto con el *coast range* y comienzan a tener lugar una serie de glacis y conos a lo largo de este contacto. Las coordenadas geográficas del perfil son: 35° 4' 30" Sur, 72° 9' 3" Oeste. Tratándose de un corte al costado del camino que atraviesa la terraza en sentido norte-sur. Sin embargo la superficie del suelo presenta una pendiente de 20°.

Suelo moderadamente profundo de textura superficial franco limosa tendiendo a texturas cada vez mas arenosas en profundidad, presentando de forma contrastante estructuras de bloques (Ver figura 27). Los límites de los horizontes se presentan diversos, variando desde difuso a abrupto, en tanto con respecto a las raíces, estas son finas abundantes en los primeros dos horizontes, en el horizonte B se hacen escasas y en los horizontes siguientes no se encuentran.

La fuerte pendiente que experimenta el suelo superficial determina que este no sea representativo de los suelos del sector norte del área de estudio. Sin embargo esta calicata es de interés por el paleosuelo que se encuentra en ella desde los 1,77m de profundidad. Debido a esto solo los horizontes más profundos que corresponden al paleosuelo de esta calicata serán considerados en el análisis de laboratorio.

Características físicas y morfológicas del pedón

Profundidad  
(cm)

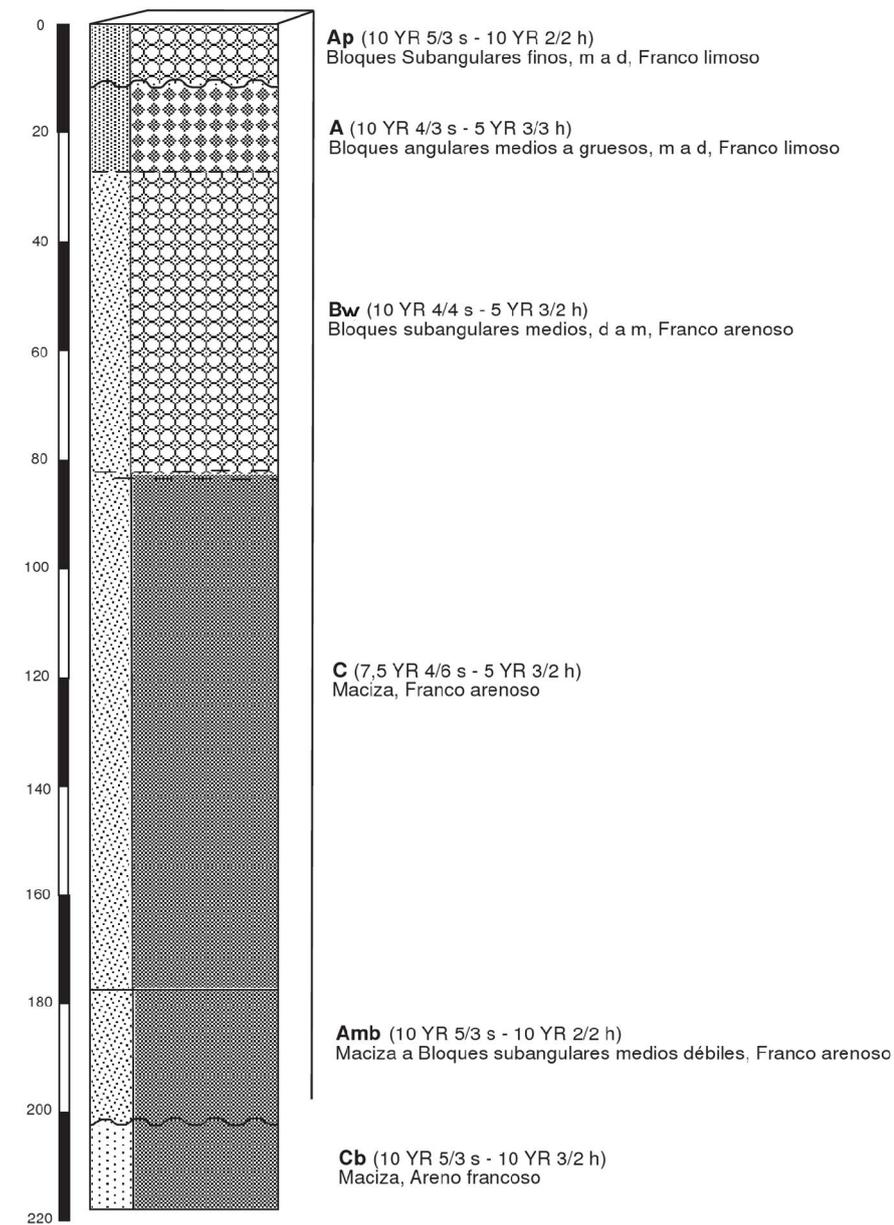
0 - 12 Ap	Color pardo (10YR 5/3) en seco y pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco limoso; bloques subangulares finos moderados a débiles; moderadamente adhesivo y moderadamente plástico; raíces finas abundantes; límite lineal gradual.
12 - 27 A	Color pardo oscuro (10YR 4/3) en seco y pardo rojizo oscuro (5YR 3/3) en húmedo; franco limoso; bloques angulares medios a gruesos débiles; moderadamente adhesivo y moderadamente plástico; raíces finas abundantes; límite ondulado claro.
27 - 83 Bw	Color pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en seco y pardo rojizo oscuro (5YR 3/2) en húmedo; franco arenoso; bloques subangulares medios débiles a moderados; ligeramente adhesivo y ligeramente plástico; raíces muy finas escasas; límite lineal difuso.
83 - 177 C	Color pardo fuerte (7.5YR 4/6) en seco y pardo rojizo oscuro (5YR 3/2) en húmedo; franco arenoso; masivo; ligeramente adhesivo y no plástico; ausencia de raíces; límite lineal abrupto.
177 - 205 Abm	Color pardo (10YR 5/3) en seco y pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco arenoso; bloques subangulares débiles; moderadamente adhesivo, ligeramente plástico; ausencia de raíces; límite lineal gradual.
205 Cb	Color pardo (10YR 5/3) en seco y pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; areno francoso; masivo; no plástico y no adhesivo; ausencia de raíces.

Observaciones

Una particularidad del perfil es la presencia de dos horizontes enterrados que vendrían a corresponder a Amb y Cb respectivamente, sus contenidos de arena, limo y arcilla no siguen el patrón de los horizontes superiores por lo que se trataría de otra secuencia genética (Ver tabla 1).

## Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

**Figura 27:** Diagrama del perfil de paleosuelo.  
***Paleocalicata***

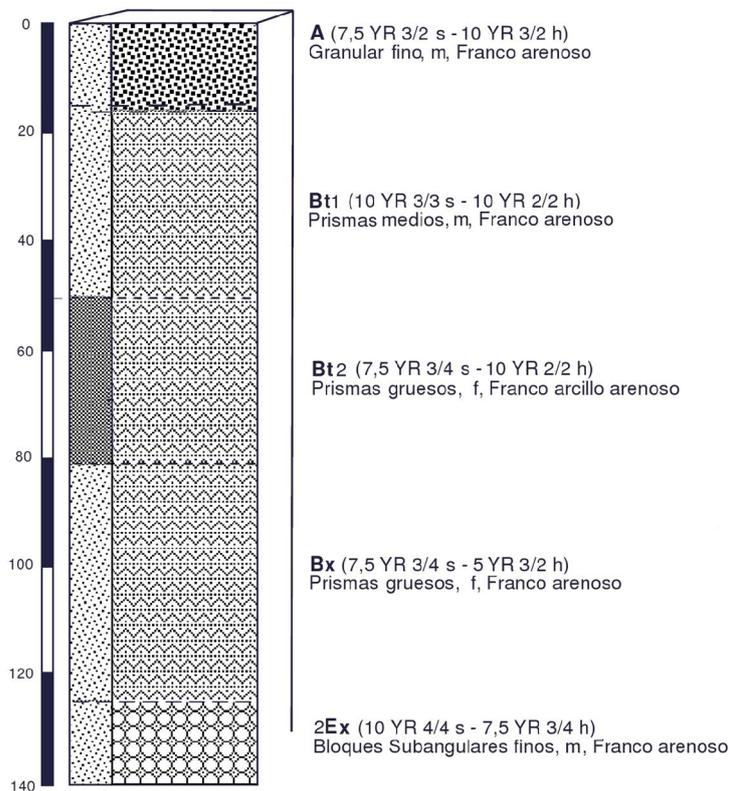


Límites	Textura	Estructura
— Límite horizonte abrupto	Franco arenoso	Bloques angulares
- - - Límite horizonte claro	Franco limoso	Bloques subangulares
~ Límite horizonte gradual	Areno francoso	Maciza
- · - Límite horizonte difuso		

Escala vertical: 1: 10

Fuente: Elaboración propia

**Figura 28:** Diagrama del perfil de suelo norte.  
**Calicata Norte**



**Límites**

- Límite horizonte abrupto
- - - Límite horizonte claro
- ~ Límite horizonte gradual
- · - Límite horizonte difuso

**Textura**

- Franco arenoso
- Franco arcillo arenoso

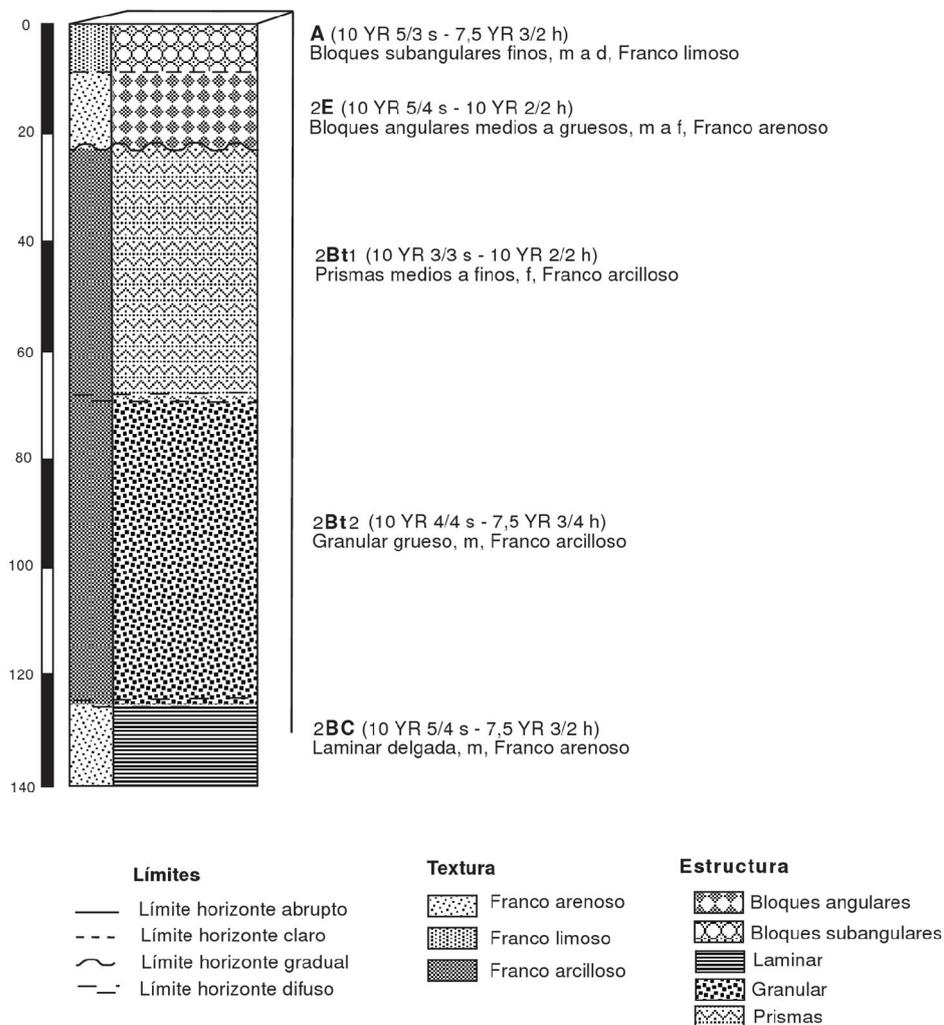
**Estructura**

- Bloques subangulares
- Granular
- Columnas
- Prismas

Escala vertical: 1: 10

Fuente: Elaboración propia

**Figura 29:** Diagrama del perfil de suelo centro.  
**Calicata Centro**



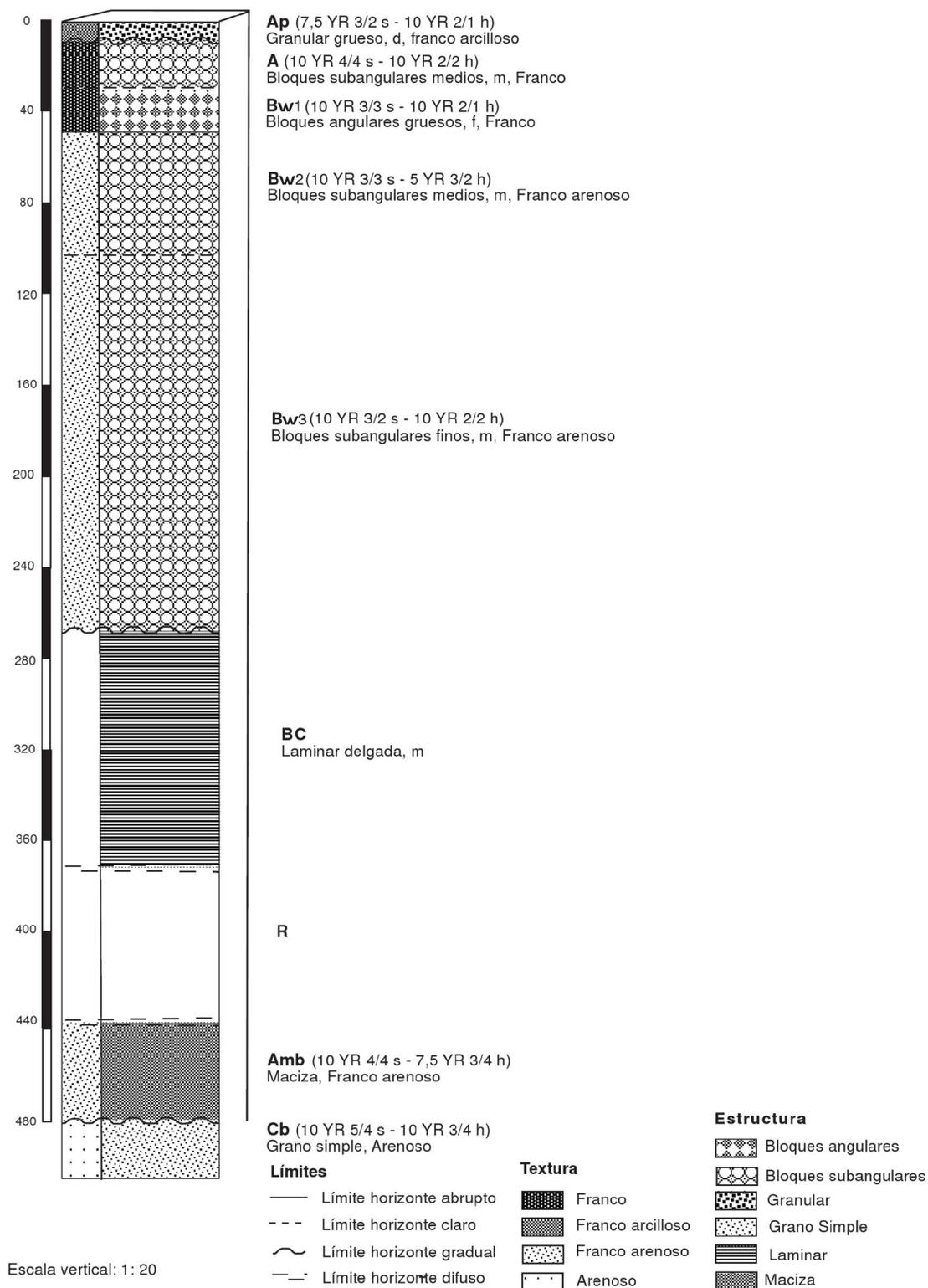
Escala vertical: 1: 10

Fuente: Elaboración propia

## Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

**Figura 30:** Diagrama del perfil de suelo sur.

### **Calicata Sur**



Fuente: Elaboración propia

Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

**Tabla 1:** Descripción de los perfiles de suelos <sup>1</sup>

Horizonte	Espesor	Color seco	Color húmedo	Clase textural	Estructura	Límite	Raíces	Adhesividad	Plasticidad
Calicata Norte									
A	0-16	7,5YR 3/2	10 YR 3/2	Fa	g f m	lineal difuso	f-m a, g e	ligera	ligera
Bt1	16 – 52	10YR 3/3	10YR 2/2	Fa	p m m	lineal claro	f c	ligera	ligera
Bt2	52-82	7,5YR 3/4	10YR 2/2	FAa	p g f	lineal claro	f c, m e	ligera	moderada
Bx	82-126	7,5YR 3/4	5YR 3/2	Fa	p g f	lineal claro	mf e	moderada	moderada
2Ex	126 y más	10YR 4/4	7,5YR 3/4	Fa	bsa f m		m e	moderada	muy plástico
Calicata Centro									
A	0 - 9	10YR 5/3	7,5YR 3/2	FL	bsa f mo-de	lineal claro	fa	muy adhesivo	ligera
2E	9 - 23	10YR 5/4	10YR 2/2	Fa	ba m-g mo	ondulado gradual	fc	ligera	ligera
2Bt1	23 - 69	10YR 3/3	10YR 2/2	FA	p m-f fu	ondulado difuso	fp	moderada	muy plástico
2Bt2	69 - 125	10YR 4/4	7,5YR 3/4	FA	gr g mo	lineal difuso	fe	moderada	muy plástico
2BC	125 y más	10YR 5/4	7,5YR 3/2	Fa	l f mo			ligera	ligera
Calicata Sur									
Ap	0 - 8	7,5YR 3/2	10YR 2/1	FA	gr g de	lineal gradual	fa	muy adhesivo	moderada
A	8 - 29	10YR 4/4	10YR 2/2	F	bsa m mo	ondulado claro	fa	moderada	ligera
Bw1	29 - 48	10YR 3/3	10YR 2/1	F	ba g fu	lineal abrupto	fc	muy adhesivo	ligera
Bw2	48 - 113	10YR 3/3	5YR 3/2	Fa	bsa m mo	lineal claro	fe	moderada	muy plástico
Bw3	113 - 270	10YR 3/2	10YR 2/2	Fa	bsa f mo	lineal gradual	f-mf e	moderada	muy plástico
Amb	438 - 480	10YR 4/4	7,5YR 3/4	Fa	maciza	lineal gradual		ligera	no plástico
Cb	480 y más	10YR 5/4	10YR 3/4	a	grano simple			no adhesivo	no plástico
Paleocalicata									
Ap	0 -12	10YR 5/3	10YR 2/2	FL	bsa f mo-de	lineal gradual	fa	moderada	moderada
A	12 - 27	10YR 4/3	5YR 3/3	FL	ba m-g mo-de	lineal claro	fa	moderada	moderada
Bw	27 - 83	10YR 4/4	5YR 3/2	Fa	bsa f-m de-mo	lineal difuso	mf p	ligera	no plástico
C	83 - 177	7,5YR 4/6	5YR 3/2	Fa	maciza	lineal abrupto		ligera	ligera
Amb	177 - 205	10YR 5/3	10YR 2/2	Fa	maciza	lineal gradual		moderada	ligera
Cb	205 y más	10YR 5/3	10YR 3/2	aF	maciza			no adhesivo	no plástico

<sup>1</sup> Descripción de nomenclatura: **Clase textural:** a=arenosa, aF= areno francosa, Fa=franco arenosa, F=franca, FL=franco limosa, FAa=franco arcillo arenosa, FA=franco arcillosa; **Estructura:** p= prismática, ba= bloques angulares, bsa=bloques subangulares, gr=granular, l=laminar; Tamaño: f=fino, m=medio, g=grueso; Grado estructural: de=débil, mo=moderado, fu=fuerte; **Raíces:** Tamaño: mf=muy finas, f= finas; Cantidad: a=abundantes, c=comunes, p=pocas, e=escasas;

### 3.4.2 Resultados de laboratorio

Para el análisis de laboratorio fueron excluidos los horizontes correspondientes al suelo superficial de la Paleocalicata dado que por su fuerte pendiente no resultan ser representativos. En adelante “Paleopedón Norte” se referirá a los horizontes del Paleosuelo enterrado de la Paleocalicata, “Pedón Sur” se referirá al suelo superficial presente en la Calicata Sur y finalmente “Paleopedón Sur” corresponderá al paleosuelo encontrado en la Calicata sur.

#### Textura

En el 74% de los horizontes de los suelos estudiados predominaron las partículas tamaño arena, lo cual es esperable dado el material parental de estos suelos, sin embargo en un significativo 26% restante predominó el tamaño limo, esto por lo general sucede en los horizontes superficiales lo cual es indicio de los procesos pedogenéticos a los que ha estado sometido el material eólico. Sin considerar los suelos enterrados, la porción tamaño arena del suelo en los horizontes varió desde un máximo de 67% en el horizonte Bw3 del perfil sur (S-H5) hasta un 29,2% en el horizonte A del perfil centro (C-H1) (ver tabla 1). El promedio de contenido de arena para estos horizontes fue de un 51,1%.

**Tabla 2:**

Porcentajes de distribución de la fracción fina del suelo para los horizontes estudiados.

	Arena					Limo					Arcilla				
	H1	H2	H3	H4	H5	H1	H2	H3	H4	H5	H1	H2	H3	H4	H5
Pedón Norte	64,8	61,8	53,4	59	61	29	25	19	39	36	6,2	13,2	27,2	2,4	2,8
Paleopedón norte	70	82				27	10				3	8			
Pedón Centro	29,2	56,2	33,6	38	61	57,4	25	37	30,5	26,2	13,4	18,8	29,4	31,8	12,8
Pedón Sur	30,2	45,8	49,2	57,2	67,2	40	37,4	33	26	19	29,8	16,8	17,8	16,8	13,8
Paleopedón Sur	71,2	97,2				23	2,4				5,8	0,4			

Para la fracción limo, el contenido máximo en un horizonte fue de 57,4% en el horizonte A del sector centro (C-H1), mientras que el mínimo se recabó en el horizonte Bw3 del Pedón Sur (S-H5) con un 19%. El promedio de contenido de limo para todos los horizontes, sin contar con los horizontes correspondientes a paleosuelos, fue de 32%. En el caso de la fracción arcilla, el máximo se halló en el horizonte 2Bt1 del perfil centro (C-H3) con un 37% mientras que el horizonte que presentó menos arcilla fue el horizonte 2Bx del Pedón Norte (N-H4) con un 2,4%. El promedio de arcilla para todos los horizontes, excluidos los horizontes enterrados, fue de un 16,9%.

Por su parte los horizontes correspondientes a los paleopedones se diferencian drásticamente de los horizontes de los suelos actuales, especialmente en las fracciones arena y limo. La característica que más diferencia a estos horizontes fósiles del resto de los horizontes muestreados es el marcado contenido de arena que poseen, siendo muy alto incluso en sus horizontes superiores, el promedio de arena para estos horizontes es de 80,1%, presentando una escasa diferenciación en el contenido de arena con respecto al material parental dunario de estos suelos.

Los porcentajes promedio para las fracciones limo y arcilla para los horizontes fósiles son 15,5 y 4,3 respectivamente. Estas particularidades son evidencia del escaso desarrollo que alcanzaron a tener estos suelos cuando se encontraban en superficie.

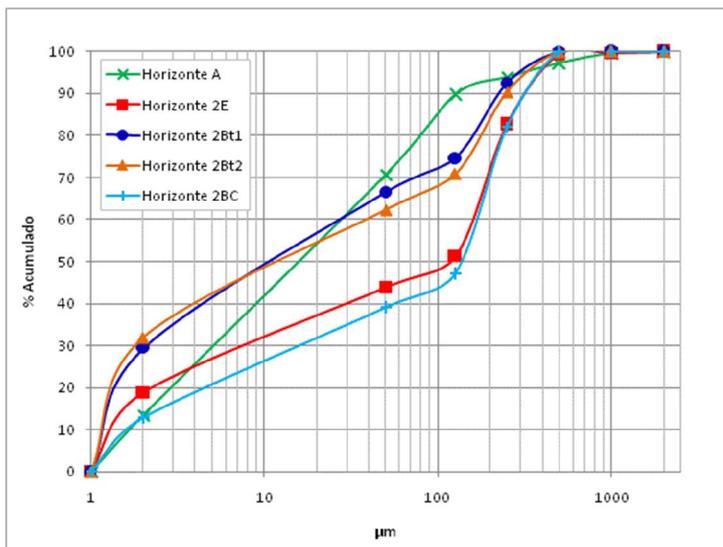
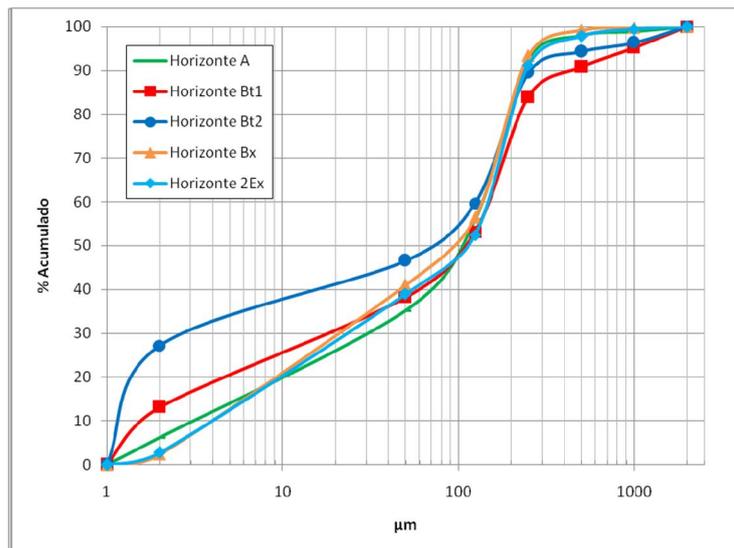
## Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

Las curvas de acumulación textural que se muestran en las figuras 30 a 34, presentan una significativa heterogeneidad siendo un indicio de los distintos grados de desarrollo de los suelos muestreados.

En el caso de los suelos enterrados muestran curvas sigmoidales que son típicamente dunares, presentando un brusco ascenso en la categoría de arena fina. Los horizontes más superficiales presentan una escasa diferenciación con respecto a los subyacentes, diferenciación más notoria en el Paleopedón Sur. Llamativa es la mayor presencia de arcilla en el horizonte Cb que en el Amb para el caso del Paleopedón Norte lo que indica una incipiente acumulación de arcilla en lo que con un mayor desarrollo podría haber sido un horizonte B.

**Figura 31:** Curvas de acumulación textural de los horizontes correspondientes al pedón norte.

Fuente: Elaboración propia



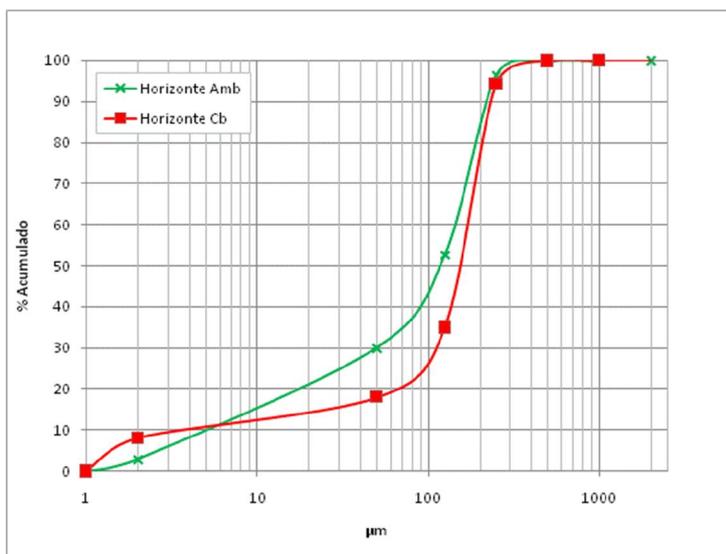
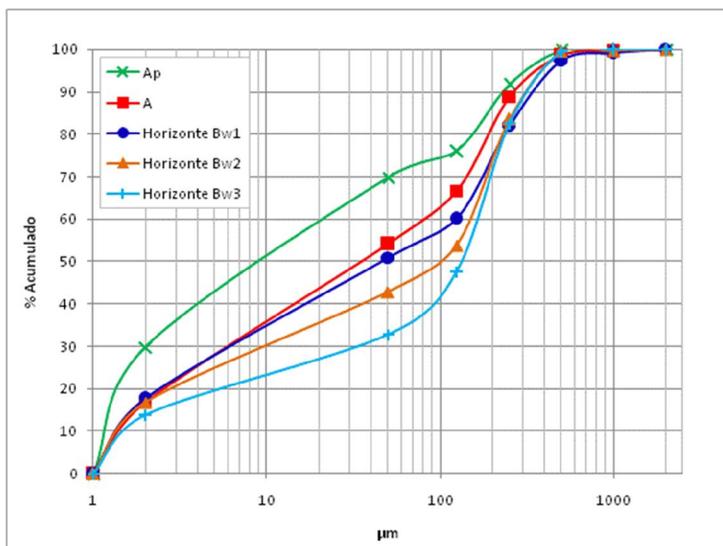
**Figura 32:** Curvas de acumulación textural de los horizontes correspondientes al pedón centro.

Fuente: Elaboración propia

Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

**Figura 33:** Curvas de acumulación textural de los horizontes correspondientes al pedón sur.

Fuente: Elaboración propia

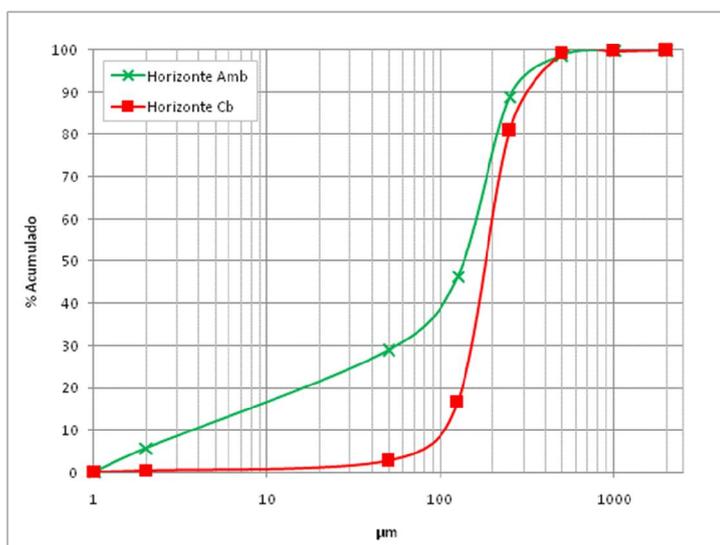


**Figura 34:** Curvas de acumulación textural de los horizontes correspondientes al paleopedón norte.

Fuente: Elaboración propia

**Figura 35:** Curvas de acumulación textural de los horizontes correspondientes al Paleopedón Sur.

Fuente: Elaboración propia



Con respecto a los suelos modernos, el Pedón Norte presenta tres curvas de acumulación textural muy similares que corresponden a las de los horizontes A (N-H1), Bx (N-H4) y 2Ex (N-H5) situación que encuentra su símil entre el horizonte 2E y 2BC del Pedón Centro. A partir de lo anterior es posible inferir que el horizonte A podría corresponder a un horizonte E exhumado por erosión. Por el contrario las curvas de los horizontes argílicos Bt1 (N-H2) y Bt2 (N-H3) se diferencian claramente entre si y aún más con el resto de las curvas del pedón.

En el caso del Pedón Centro se observan tres tendencias claramente diferenciadas que corresponden al horizonte A que presenta una marcada oblicuidad, los horizontes 2Bt1 (C-H3) y 2Bt2 (C-H4) con grandes porcentajes de arcillas y las curvas que corresponden a los horizontes 2E (C-H2) y 2BC (C-H5) que tienen similares proporciones de arena. Esta clara diferenciación se debería al considerable desarrollo pedogenético y estaría en línea con el comportamiento de suelos más evolucionados.

El Pedón Sur por su parte muestra una especie de gradualidad desde el horizonte más superficial (S-H1) al más profundo (S-H5), presentando así las características de mayor pedogénesis el horizonte Ap.

La distribución de las arenas exhibe una dominancia casi absoluta de las arenas finas (250-125  $\mu\text{m}$ ), la única excepción corresponde al horizonte A del perfil centro (C-H1) donde dominan las arenas muy finas (125-50  $\mu\text{m}$ ). También cabe destacar la ínfima proporción de arenas gruesas y las aún más escasas arenas muy gruesas.

Considerando los porcentajes con respecto al total de arena por horizonte (ver tabla 2), se observa que la dominancia de las arenas finas varía entre 72,1 a 44,5% (sin considerar el horizonte C-H1). Por pedón se observan tendencias ordenadas; en el Pedón Norte las arenas finas varían entre 63,6 a 49,8%, en el Paleopedón Norte de 72,4 a 62,1%, en el Pedón Centro de 57,4 a 51,2%, en el Pedón Sur de 52,1 a 44,5% y en el Paleopedón Sur de 66,2 a 59,7%. Estas observaciones ayudan a confirmar el común origen del material parental eólico en superficie.

La excepción a la regla, el horizonte A del Pedón Centro (C-H1), que se distingue no solo por su predominancia de arenas muy finas, sino que también en sus porcentajes de arenas gruesas y finas que difieren de la tendencia que se observa en el resto de los horizontes, (Ver tabla 3). También se observa una peor selección con respecto al resto de los horizontes muestreados. Esto podría explicarse teniendo en cuenta un origen distinto del material parental del que tomó forma este horizonte. Es posible inferir que se trata de una fina capa proveniente del lavado de los depósitos coluviales, los cuales forman el glacis coluvial. Para verificar esta hipótesis se ha incluido el horizonte C-H1 en el estudio de los materiales parentales. Cabe señalar que con respecto a las arenas muy gruesas los horizontes N-H2 y N-H3 presentan porcentajes bastante más elevados que la tendencia que se observa en el resto de los horizontes.

La predominancia de las arenas finas se encuentra secundada por arenas muy finas y medias. Las arenas muy finas secundan con holgura en los perfiles del norte, mientras que los porcentajes de arena media sobrepasan a los de arena muy fina en el Pedón Sur. En el Pedón Centro y en el Paleopedón Sur arenas muy finas y medias presentan porcentajes similares. Por lo general las arenas muy finas se encuentran en todos los perfiles con un porcentaje entre las arenas que ronda el 20% (ver tabla 3) mientras que las arenas medias tienden a disminuir hacia el norte.

Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

**Tabla 3:**

Distribución de las medidas de partículas de arena en los suelos muestreados en el área de estudio.

	Medida partículas de arena (%)				
	2000-1000 µm	1000-500 µm	500-250 µm	250-125 µm	125-50 µm
<b>Pedón Norte</b>					
H1	1,71	1,36	8,22	56,67	32,04
H2	7,71	7,17	10,99	49,84	24,29
H3	6,8	3,79	9,08	55,82	24,51
H4	0,34	1,06	9,86	62,57	26,17
H5	0,91	2,60	10,88	63,59	22,02
<b>Paleopedón Norte</b>					
H1	0,07	0,18	4,88	62,44	32,43
H2	0,07	0,21	6,92	72,10	20,70
<b>Pedón Centro</b>					
H1	1,36	9,00	10,61	14,57	64,46
H2	0,73	0,52	29,56	56,11	13,08
H3	0,05	0,25	22,14	53,44	24,12
H4	0,05	0,39	25,76	51,27	22,53
H5	0,00	0,24	29,08	57,48	13,20
<b>Pedón Sur</b>					
H1	0,36	0,81	26,39	52,06	20,37
H2	0,93	2,16	21,42	48,79	26,70
H3	1,56	3,90	31,12	44,56	18,86
H4	0,57	0,26	28,00	52,13	19,04
H5	0,12	0,60	25,09	52,04	22,14
<b>Paleopedón Sur</b>					
H1	0,08	1,76	13,55	59,79	24,81
H2	0,24	0,62	18,7	66,2	14,24

2000-1000 µm: Arena muy gruesa, 1000-500 µm: arena gruesa, 500-250 µm: arena media, 250-125 µm: arena fina, 125-50 µm: arena muy fina.

Esta tendencia a disminuir el porcentaje de arenas medias con la distancia hacia el norte puede estar relacionada con la fuente de origen de los vientos en el momento de la estabilización del paisaje. Las arenas medias al ser más difícil su traslado por el viento se harían progresivamente más escasas hacia el norte, tendencia que también se observó anteriormente para los testigos en la sección de sedimentología.

Al analizar la variabilidad de la distribución de los tamaños de las partículas de arena en profundidad, no se observa variación significativa en los pedones modernos en ninguno de los rangos a excepción del caso del aumento de la arena muy gruesa a mitad del perfil en el caso del Pedón Norte. Sin embargo para los paleopedones existen dos tendencias; las arenas medias y finas aumentan en profundidad, en especial las arenas finas que tienen variaciones que superan los 7 puntos porcentuales. De forma inversa las arenas muy finas disminuyen bruscamente en profundidad con diferencias que superan los 10 puntos porcentuales. Estas diferencias podrían ser explicadas por procesos pedogenéticos.

*Índices granulométricos*

Con los resultados de los separados texturales en conjunto con las curvas de acumulación textural se calcularon parámetros estadísticos como el coeficiente de clasificación (So), el coeficiente de simetría (Sk) y el coeficiente de heterogeneidad textural (U).

El grado de clasificación que presentaron los horizontes varió entre muy bien clasificadas a mal clasificadas. Los horizontes enterrados junto con el horizonte C-h1 presentaron valores de sorting (So) inferiores a 2,5 por lo que se puede afirmar que son “muy bien clasificados”. El horizonte S-h5 registró un valor entre 2,5 a 3 por lo que entra en la categoría de bien clasificados. Presentaron una clasificación “normal” los horizontes N-h1, N-h4, N-h5, C-h5, S-h2 y S-h4. Mal clasificados resultaron los horizontes N-h2, N-h3, C-h1, C-h3, C-h4, S-h1 y S-h3, al presentar valores de So superiores a 4,5 (ver tabla 4).

**Tabla 4:**  
Índices granulométricos obtenidos.

Horizontes	Mediana ( $\mu\text{m}$ )	So	Sk	U	Moda
N-h1	101	3,145	0,579	3,331	arena fina
N-h2	101,5	4,714	0,418	7,407	arena fina
N-h3	73	10,262	0,246	15,667	arena fina
N-h4	96	3,555	0,537	5,054	arena fina
N-h5	102	3,490	0,534	4,565	arena fina
PN-h1	116,6	2,143	0,700	2,643	arena fina
PN-h2	153,9	1,451	0,867	1,696	arena fina
C-h1	27,1	2,418	0,865	6,468	arena muy fina
C-h2	119	4,551	0,382	8,244	arena fina
C-h3	21,5	8,416	0,705	19,850	arena fina
C-h4	23,6	10,257	0,633	24,850	arena fina
C-h5	135,3	3,385	0,463	5,853	arena fina
S-h1	20	8,329	0,666	22,137	arena fina
S-h2	41,6	4,131	0,963	9,925	arena fina
S-h3	48	4,651	0,901	11,742	arena fina
S-h4	103	3,985	0,495	7,388	arena fina
S-h5	133,7	2,878	0,551	3,534	arena fina
PS-h1	135	2,206	0,649	2,588	arena fina
PS-h2	178,8	1,271	1,004	1,853	arena fina

So: coeficiente de clasificación, Sk: coeficiente de simetría, U: coeficiente de heterogeneidad.

Considerando que el suelo fue formado a partir de materiales eólicos que clasifican como muy bien clasificados, mientras peor clasificación presente un horizonte implica que tiene un mayor desarrollo pedogenético. De esta forma el sorting también es útil para estimar el

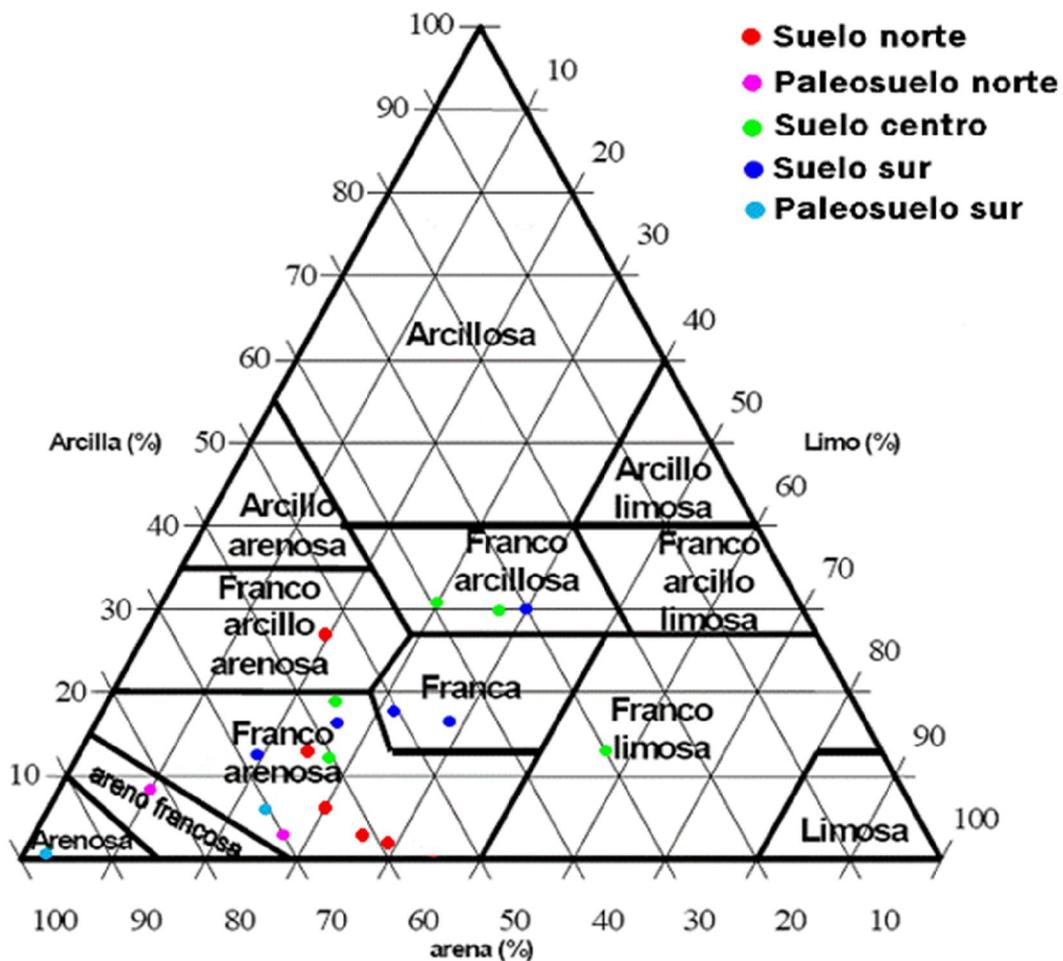
grado de evolución de estos suelos.

Con respecto a la simetría de las arenas, el índice arrojó solo valores de Skewness (Sk) sobre cero, por lo que todos los horizontes presentan una asimetría positiva, que tiende hacia las arenas finas, tal como se expresa en la moda, cuya única excepción corresponde al horizonte C-h1.

Mediante el cálculo del coeficiente de heterogeneidad (U) se pudo constatar que solo cuatro horizontes superaron el valor crítico 14 que los clasifica como heterogéneos en su composición granulométrica siendo los horizontes N-h3, C-h3, C-h4 y S-h1. Mientras que casi todo el resto a excepción del horizonte S-h3 están bajo el valor crítico 10 por lo que clasifican como granulométricamente homogéneos. Cabe notar que los pedones enterrados serían totalmente homogéneos, dando otro indicio del escaso desarrollo pedogenético de estos.

**Clase textural**

**Figura 36:** Ubicación de los horizontes estudiados en el triangulo textural (USDA)



Fuente: Elaboración propia

Con respecto a la clase textural, todos los horizontes clasificaron en las clases francas, a excepción del horizonte Cb del paleosuelo sur (PS-h2). La clase textural predominante correspondió a la categoría franco arenosa con un 47,3% del total de horizontes seguida de la clase franco arcillosa con un 15,8%. En la figura 36 se muestra la ubicación de las diversas clases texturales de los horizontes estudiados en el triángulo textural del USDA.

#### **Contenido aproximado de carbonato de calcio**

Casi la totalidad de las muestras no reaccionaron al ácido clorhídrico con la sola excepción del horizonte Ap del pedón sur (S-H1) que reaccionó emanando humo de color blanquecino. De esta forma es posible clasificar las muestras como no calcáreas y estimar su contenido de carbonato de calcio como menor de 0,5% (ver tabla 5).

Para el caso del horizonte anteriormente mencionado, su contenido de carbonato de calcio ronda entre 0,5 y 1% y clasifica como débilmente calcáreo. La explicación de su divergencia en el contenido de carbonato de calcio frente a la gran homogeneidad que muestran el resto de los horizontes puede tener su origen en el uso ganadero que se le da al suelo actualmente.

#### **Acidez del suelo (pH)**

Por lo general los distintos horizontes de suelo muestreados mostraron un rango de pH cercano variando entre 6,2 a 7,4. Según la categoría propuesta por BAAS-BECKING *et al.* (1960) los horizontes que presentan valores mayores a 6,5 clasifican como neutros siendo el resto clasificados como moderadamente ácidos.

En todos los suelos fue usual que el pH aumente en profundidad, presentándose el valor más ácido en el horizonte A del Pedón Sur (S-H2), mientras que el valor más alcalino lo presentó el horizonte Abm del Paleopedón Sur (PS-H1). Este último pedón marcó la única excepción en que el pH no aumentó en profundidad, sino todo lo contrario.

Todos los pedones modernos alcanzaron un pH ponderado de 6,6 clasificándose como neutros aunque en el límite, a punto de ser moderadamente ácidos. Sin embargo el Pedón Norte se caracterizó por tener la mayor cantidad de horizontes neutros (3 de 4), mientras que el pedón con los valores más ácidos fue el Pedón Sur.

Por su parte los paleopedones se muestran mucho más neutros, llegando a superar el valor 7, sin embargo este dato no tiene utilidad, ya que una vez enterrados, los suelos no conservan su valor de pH original (SIMONSON, 1941), teniéndose que usar métodos indirectos para obtener el pH que originalmente poseía un paleosuelo (RESTALLACK, 2001), sin embargo son datos útiles para observar la variación del pH a lo largo del perfil.

#### **Contenido de materia orgánica**

De acuerdo a lo esperado, en los distintos pedones se observó una disminución de el contenido de materia orgánica conforme a la profundidad con tres excepciones; en el Pedón Norte donde el horizonte 2Ex (N-h5) presentó un ligero aumento de la materia orgánica en comparación con el horizonte Bx (N-h4), en el Pedón Centro dándose en el horizonte 2Bt1 (C-H3) con respecto al horizonte 2E (C-H2) y en el Pedón Sur el horizonte A (S-H2) presentó más materia orgánica que el horizonte Ap (S-H1). Los pedones modernos presentaron porcentajes cercanos al 5%, incluso tres horizontes superaron este

Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

monto (horizonte N-h1 con un 5,9%, S-H1 con un 5,3%; S-H2 con un 6% y C-H1 con un 7,6%). En cambio el contenido más bajo lo presentó el horizonte Bx del perfil norte (N-h4) con un 0,59%.

Al aplicar la clasificación de WALKLEY & BLACK (1934) para estos pedones se observa que la mayoría de los horizontes clasifican como “extremadamente ricos”, la excepción la constituyen los horizontes C-h2 y S-h5 que clasifican como “ricos” en materia orgánica, el horizonte N-h2 que clasifica como “medianamente rico”, el horizonte N-h3 que clasifica como “medianamente pobre”, el horizonte N-h5 que clasifica como “pobre” y el horizonte N-h4 que clasifica como “extremadamente pobre”. Estas excepciones dan cuenta en el caso del Pedón Norte del menor contenido de materia orgánica que tiene este pedón en profundidad, mientras que en el caso de C-h2 este quiebre en el contenido de materia orgánica dentro del perfil es típico de los horizontes E.

**Tabla 5:**  
Indicadores químicos del suelo

Horizontes	CaCO3 (%)	Materia orgánica (%)	pH	saturación de bases (meq.)	C.I.C. (meq.)	% saturación de bases
N-h1	< 0,5	5,91	5,5	17,50	62,84	27,84
N-h2	< 0,5	2,73	5,7	15,62	53,51	29,19
N-h3	< 0,5	1,27	5,9	16,22	48,27	33,65
N-h4	< 0,5	0,59	6,1	16,85	36,63	46,03
N-h5	< 0,5	0,67	6,2	14,45	43,24	33,41
PN-h1	< 0,5	2,03	6,8	-	30,11	-
PN-h2	< 0,5	1,43	7,2	-	27,04	-
C-h1	< 0,5	7,65	6,4	25,6	68,56	37,34
C-h2	< 0,5	4,01	6,5	21,12	45,54	46,37
C-h3	< 0,5	4,74	6,4	18,88	48,72	38,75
C-h4	< 0,5	4,74	6,5	20,32	49,44	41,10
C-h5	< 0,5	4,26	7	-	46,24	-
S-h1	0,5 - 1	5,33	6,3	24,8	53,01	46,79
S-h2	< 0,5	6,01	6,2	24	59,67	40,22
S-h3	< 0,5	4,69	6,3	21,6	49,99	43,21
S-h4	< 0,5	4,56	6,5	20	49,66	40,28
S-h5	< 0,5	3,40	6,9	-	41,07	-
PS-h1	< 0,5	1,42	7,4	-	24,34	-
PS-h2	< 0,5	0,49	7,1	-	21,89	-

C.I.C.: capacidad de intercambio catiónico, meq.: miliequivalentes.

Para los paleopedones, los contenidos de materia orgánica fueron más bien bajos, variando entre un 2 a 0,5%, presentando también tres grados de clasificación. El horizonte PN-h1 clasifica como “mediano” en su contenido de materia orgánica. Los horizontes PN-h2 y PS-h1 clasifican como “medianamente pobres” por último el horizonte PS-h2 clasifica

como “extremadamente pobre”. Sin embargo estos datos no dan cuenta de la realidad de estos suelos antes de verse enterrados, aunque se trate de suelos del Cuaternario. Estudios realizados demuestran que los contenidos de materia orgánica de paleosuelos del Cuaternario representan entre un 10 y un 5% del contenido de materia orgánica que originalmente tenían (RETALLACK, 1991) Por lo que este indicador no sería fiable en paleosuelos.

### ***Capacidad de Intercambio Catiónico***

Para los pedones superficiales la capacidad de Intercambio catiónico comúnmente varió entre 36,63 y 53,51 miliequivalentes (ver tabla 5). Las excepciones las constituyeron los horizontes N-h1, C-h1 y S-h2, con montos muy por arriba del promedio, lo cual se explica por poseer las mayores cantidades de materia orgánica.

En el caso de los pedones enterrados sus montos de capacidad de intercambio catiónico variaron entre 30,11 y 21,89meq., siendo notablemente más bajos que los valores obtenidos por los pedones superficiales.

### ***Saturación de bases***

La saturación de bases presentó valores parejos para los pedones centro y sur que variaron entre 25,6 a 18,08 meq., mientras que para el pedón norte los valores se presentaron más bajos variando entre 17,5 a 14,45. Por lo general los valores de saturación de bases iban decreciendo en profundidad, con la excepción de los horizontes N-h2, N-h3 y C-h4. Quedaron excluidos de este análisis los horizontes de los pedones enterrados, junto a los horizontes C-h5 y S-h5 por tener un pH demasiado elevado para la metodología empleada.

Respecto al porcentaje de saturación de bases, que se obtiene a través de la saturación de bases dividida por la capacidad de intercambio catiónico, los resultados también se mostraron bastante parejos variando entre 27, 84% y 46,79%, concentrando los valores más bajos el pedón norte. Todos los valores se encuentran por debajo del 50% necesario para considerar un suelo relativamente fértil y para clasificar en el orden de los Molisoles. De esta forma se determina que en el área de estudio no existe ningún epipedón mólico, clasificando por tanto los epipedones de los pedones norte y sur como epipedones úmbricos (epipedones oscuros con un porcentaje de saturación de bases menor a 50%)

### ***Material parental***

Los indicadores obtenidos para el material parental mostraron mayor variabilidad que la esperada, confirmando el distinto origen del material que constituyó el horizonte C-h1.

### ***Morfoscopia***

La tendencia general para el caso de la morfoscopia fue la predominancia de los granos redondeados, seguidos de los subredondeados y muy redondeados. Esta tendencia es rota notoriamente por el horizonte C-h1(ver tabla 6).

El horizonte C-h1 presenta a los granos subangulosos como clasificación modal, seguidos por subredondeados y angulosos, con respecto a estos últimos es de notar su elevada proporción, diez veces mayor que la más próxima proporción de granos angulosos.

## Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

Notable también son su bajísima proporción de granos redondeados y su carencia de partículas muy redondeadas.

**Tabla 6:**

Morfoescopía (en porcentajes)					
Horizontes	angulosos	subangulosos	subredondeados	redondeados	muy redondeados
N-h5	0,55	9,16	23,72	46,33	20,22
PN-h2	0,00	4,00	25,76	41,35	28,89
C-h1	21,14	37,57	33,79	7,50	0,00
C-h5	1,61	6,82	23,97	40,06	27,55
S-h5	2,00	3,13	34,99	34,38	25,51
PS-h2	0,00	5,63	31,64	37,63	25,09

Los horizontes C-h5 y PN-h2 presentan como segunda más común clasificación morfoescópica la categoría muy redondeados, superando por poco en ambos casos a la categoría de subredondeados, escapando así de la tendencia mayoritaria.

### *Magnetismo*

El porcentaje de partículas que respondieron al magnetismo varió entre el 27,22 al 10,7% de las muestras (ver tabla 7). Cabe notar que el horizonte C-h1 presentó la más baja respuesta al magnetismo en comparación al resto (10,7%).

### *Textura Superficial*

La tendencia general para la textura superficial fueron las altísimas proporciones de granos brillantes y ferruginizados lo que es indicador del alto grado de transporte y alteración a que han sido sometidas las partículas en especial la de los horizontes N-h5, PN-h2, C-h5, S-h5 y PS-h2 (ver tabla 7).

Nuevamente fuera de la tendencia general se ubicó el horizonte C-h1, destacando por sus altas proporciones de partículas con brillos naturales y granos mates y sus bajas concentraciones de granos brillantes por el pulimiento y de ferruginizados.

**Tabla 7:**

Magnetismo y textura superficial (en porcentajes)

Horizontes	magnéticos	brillantes	mates	brillos naturales	ferruginizados
N-h5	13,9	97,17	0,83	2,00	90,89
PN-h2	26,50	99,47	0,00	0,53	96,00
C-h1	10,70	7,93	57,65	30,86	31,43
C-h5	19,72	96,39	2,00	1,61	87,58
S-h5	18,84	88,75	9,25	2,00	96,49
PS-h2	27,22	94,73	2,00	3,27	100,00

### Mineralogía

Los minerales más comunes encontrados en el total de las muestras fueron el cuarzo, la magnetita, la ilmenita, el zircón y la biotita. La muscovita destacó como el mineral más común en el caso del horizonte C-h1 con un 32,36%. Para este horizonte también destacó la mayor concentración de biotita entre todas las muestras con un 6,32% junto con la más baja proporción de magnetita con un 1,39% (ver tabla 8).

El horizonte N-h5 por su parte presentó por lejos las más altas concentraciones de cuarzo donde la mitad de la muestra está compuesta de éste mineral. Este horizonte también presentó la más alta concentración de zircón, casi doblando al siguiente horizonte con la proporción de zircón más alta.

Por último el horizonte PS-h2 junto al horizonte S-h5 presentaron los porcentajes más altos de líticos.

**Tabla 8:**  
Mineralogía (en porcentajes)

Horizontes	cuarzo	magnetita	ilmenita	zircón	biotita	muscovita	vidrio	líticos
N-h5	50,75	3,61	4,73	9,11	2,00	0,00	8,61	20,08
PN-h2	20,64	10,34	13,78	3,74	0,53	4,41	22,79	23,79
C-h1	19,22	1,39	5,31	5,89	6,32	32,36	9,04	19,36
C-h5	29,07	8,48	8,09	1,80	0,39	0,00	14,45	29,69
S-h5	19,48	10,17	6,59	4,00	0,38	0,00	13,80	43,58
PS-h2	28,83	10,72	11,07	0,00	1,09	0,00	8,92	38,66

Con estos datos se puede concluir el origen distinto del material parental de horizonte C-h1 que por la baja redondez de sus partículas y las altas proporciones de muscovita en su mineralogía se concluye que el material parental corresponde a material coluvial procedente desde el *coast range*, compuesto principalmente de Esquistos micáceos ricos en muscovita.

A partir de la predominancia en el horizonte N-H5 de cuarzo y zircón que son minerales de alta resistencia a la intemperización, es posible deducir que este horizonte presenta un mayor lapso de exposición a este proceso que el resto de los horizontes.

### 3.4.3 Clasificación taxonómica de los suelos

A través de las características pedológicas, tanto morfológicas como químicas recabadas, junto con las características climáticas del área de estudio, fue posible clasificar los suelos muestreados en el área de estudio según la taxonomía planteada por el SOIL SURVEY STAFF (1999, 2006) alcanzándose hasta la categoría de Gran Grupo.

Los órdenes de suelos obtenidos correspondieron a Entisol, Inceptisol y Alfisol tal como lo muestra la tabla 9.

## Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

**Tabla 9:**

Clasificación taxonómica de los pedones muestreados en el área de estudio.

Pedón	Orden	Suborden	Gran-Grupo
Norte	Ultisol	Ustult	Haploustult
Paleonorte	Entisol	Orthent	Ustorthent
Centro	Alfisol	Ustalf	Paleustalf
Sur	Inceptisol	Ustept	Haploustept
Paleosur	Entisol	Orthent	Ustorthent

Con respecto al Pedón Norte, este clasificó como Ultisol por presentar un fragipán, un horizonte argílico y una saturación de bases menor a 35% en el horizonte más profundo del suelo. Se identificó como perteneciente al suborden Ustult debido a que el área de estudio presenta un régimen de humedad ústico (LUZIO *et al.*, 2010). Finalmente fue clasificado como un Haplustult debido a que no cumplía con los requisitos de los otros grandes grupos.

El Pedón Centro corresponde a un Alfisol ya que posee un horizonte argílico pero una saturación de bases superior al 35% en todo el perfil. Por encontrarse en un régimen de humedad ústico clasificó en el suborden Ustalf. Finalmente en el ámbito de gran grupo integró la categoría de los Paleustalf debido a que el horizonte argílico es de textura franco arcillosa y tiene una diferencia de más de 20% en el contenido de arcilla con respecto al horizonte suprayacente (horizonte 2E).

Por último el Pedón Sur fue identificado como Inceptisol ya que presenta horizontes cámbicos. El régimen de humedad imperante lo incluye dentro de los Ustepts. Al no cumplir con los requisitos de los gran grupos precedentes clasifica como Haploustept.

Por su parte los pedones enterrados clasificaron ambos como Ustorthents, es decir Entisoles promedio bajo un régimen climático ústico.

La presencia de horizontes argílicos en el sector centro y también en el sector norte permite aseverar la existencia de bosque nativo una vez estabilizados estos dos sectores en la terraza. Como es sabido, los Alfisoles se forman bajo bosque.

El escaso desarrollo pedogenético de los paleosuelos puede deberse a dos causas. La primera hipótesis es que estos paleosuelos corresponden a suelos formados en vegas situadas en depresiones interdunares como las que se observan actualmente en el campo de dunas de la Trinchera. La segunda hipótesis se basa en la posibilidad del que durante el desarrollo del manto eólico este afrontó relativamente cortos periodos de estabilidad que formaron suelo en toda su superficie el cual fue enterrado al volver a propiciarse la formación de dunas. Proceso que se habría presentado cierto grado de recurrencia.

### 3.5 PALEOGEOGRAFÍA

#### 3.5.1 Reconstrucción paleogeográfica

Con los datos recabados en las distintas secciones anteriores es posible, de forma tentativa, reconstruir la evolución paleogeográfica que ha experimentado el área de estudio.

Primer estadio: El primer estadio se deduce de la presencia de areniscas marinas ricas en glauconitas del Plioceno tardío que se encuentran sobreyaciendo a los esquistos del complejo Dóllimo. Esto implica que parte del área de estudio se encontraba bajo el mar a finales del Plioceno. El hallazgo en el centro de la terraza de un contacto directo entre los esquistos y el manto eólico hacen suponer que solo la mitad poniente de la terraza se encontraba bajo el mar (Ver figura 37).

Segundo estadio: Un segundo estadio es representado por el estrato de gravas de playa que se encuentran inmediatamente por sobre las areniscas marinas de la Trinchera. Este estrato es indicativo de un periodo regresivo del mar, que en su retirada fue dejando playas de grava. Así en este segundo estadio se empezó a formar una planicie litoral entre el *coast range* y el mar (Ver figura 38).

Tercer estadio: El tercer estadio habría comenzado al conseguir la planicie litoral la suficiente amplitud para favorecer los procesos eólicos junto a apropiadas condiciones de suministro de sedimentos y un dominio climático propicio con un régimen de vientos que permitiese el transporte. De esa forma se comenzó a desarrollar el antiguo campo de dunas de la Trinchera durante el Pleistoceno. La potencia del manto eólico parece ser indicio de un largo lapso de formación de este campo de dunas.

La geografía durante este estadio habría presentado un extenso campo de dunas entre el *coast range* y la línea de costa, como ocurre actualmente entre la terraza marina y el mar. (Ver figura 39).

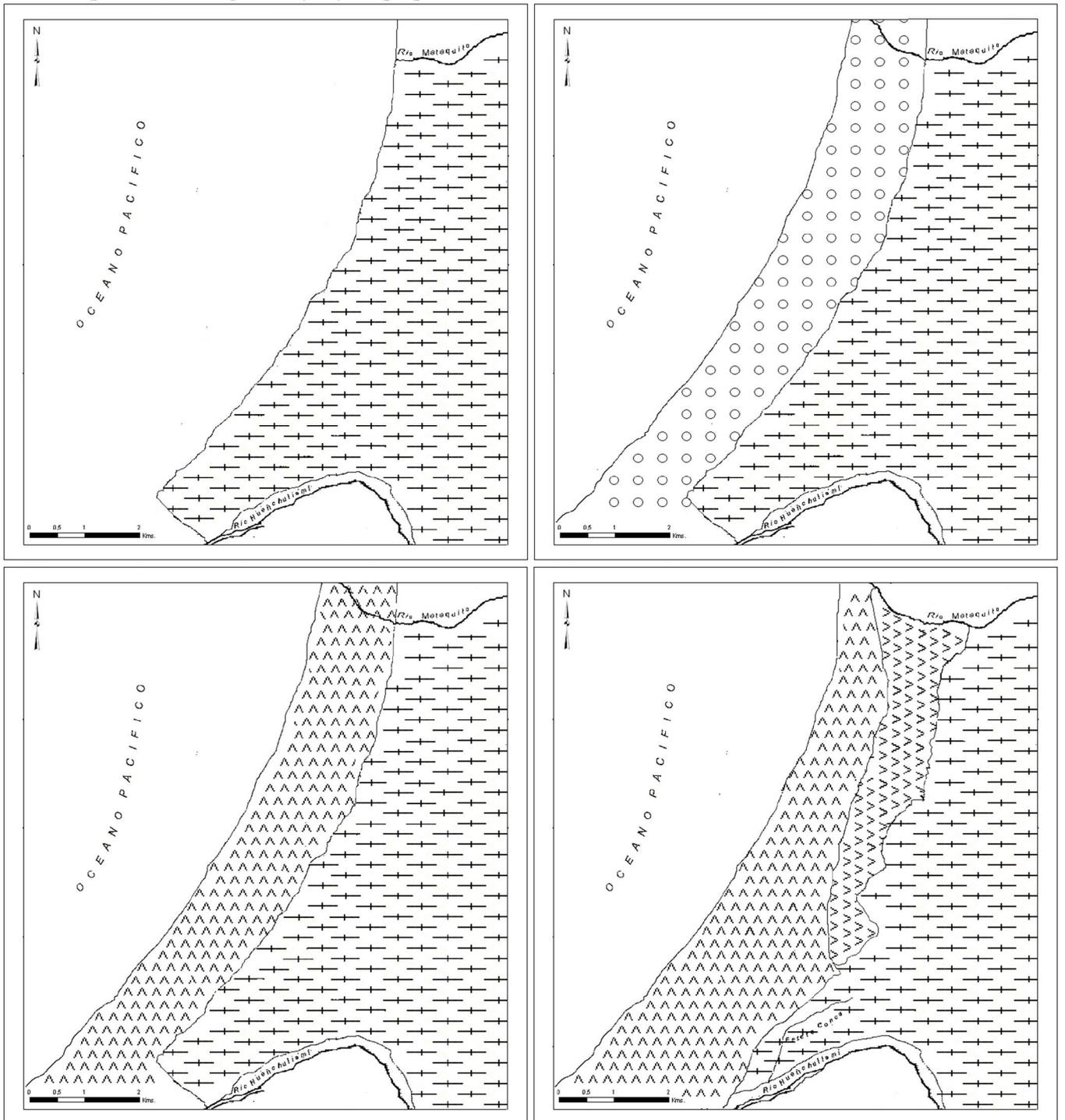
Cuarto estadio: A partir del hallazgo de una mayor concentración de arenas muy finas y finas hacia la porción superior del manto eólico, que son evidencia de la predominancia de dunas ascendentes, se infiere el desarrollo de un acantilado inactivo en medio del antiguo campo de dunas de la trinchera probablemente formado por acción marina, tectónica o una combinación de ambas.

La geografía de este estadio está caracterizada por la formación de la terraza marina en especial en su sector norte, junto con un terraplén de dunas ascendentes bordeando el acantilado cuando este se encontrase inactivo (Ver figura 40). La razón de la suposición de la elevación en un primer lugar del sector norte radica en la mayor altura promedio que hoy tiene ésta en comparación con el resto de la terraza.

Quinto estadio: Considerando las evidencias planteadas en el estadio anterior y bajo el supuesto de un ascenso gradual de la terraza (PASKOFF, 1999), en este estadio el alzamiento de la terraza sería tal que ya es posible diferenciar fácilmente los límites de la terraza, por tanto en el sector sur de ella se diferenciaría con nitidez el acantilado. La terraza se alimenta aún de dunas ascendentes que también ascienden desde el sector centro y sur. (Ver figura 41).

Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

Figuras 37, 38, 39 y 40: Mapas paleogeográficos estadios 1 a 4.



LEYENDA

	Coast Range (Cordillera de la Costa)		Playa de gravas		Dunas Activas
	Dunas Ascendentes		Superficie de terraza estabilizada		Bosque Nativo
	Terraza con invasión ocasional de dunas ascendentes				

Fuente; Elaboración propia

Sexto estadio: Dado que los suelos del sector norte de la terraza son los más desarrollados y antiguos es posible deducir que este sector se estabilizó primero que el resto de la terraza dejando de recibir dunas ascendentes permitiendo la colonización vegetal y el desarrollo de suelos.

En este estadio la sección norte de la terraza ya no sufre invasiones de dunas ascendentes, dado que éstas ya no serían capaces de remontar el frente norte del acantilado. En la superficie de la terraza se desarrolla suelo incipiente que en un primer momento probablemente se trató de Psamments teniendo en cuenta el material parental (Ver figura 42).

Séptimo estadio: A través del grado de evolución del suelo en el sector centro se puede concluir que éste se estabilizó en un estadio posterior a la estabilización del sector norte pero anterior a la del sector sur. Las dunas ascendentes en este estadio solo remontarían la terraza por el sector sur y ya no transitarían por el sector centro de la terraza. En este sector, una vez estabilizado, comenzaría el desarrollo de suelos que en primera etapa de desarrollo corresponderían a Psamments (Ver figura 43).

Muy probablemente en el sector norte ya se habría formado un bosque nativo, uno de los factores responsables de los fragipanes encontrados en la calicata norte. Con respecto al suelo la evolución de este a Inceptisol habría favorecido el establecimiento del bosque nativo, a su vez éste al contribuir a la formación del horizonte argílico habría permitido que el suelo evolucionara nuevamente pasando de Inceptisol a Alfisol.

Octavo estadio: Debido, entre otras causas, a la gran altura ganada por la terraza por el continuo ascenso tectónico se ve dificultado el ascenso de las dunas, la terraza recibe menores aportes acresivos por lo que el sector sur de la terraza comienza a estabilizarse.

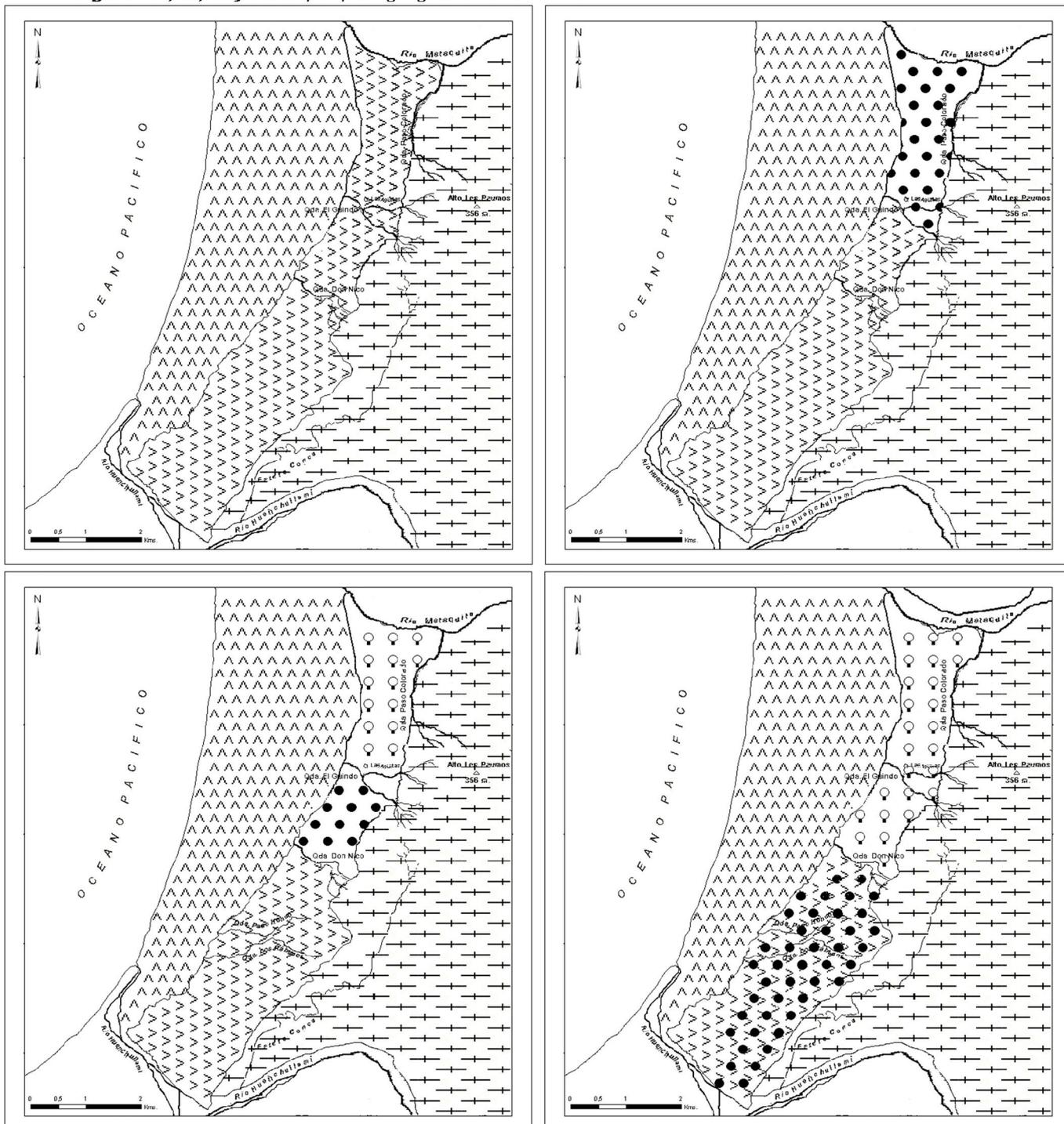
El largo tiempo de estabilización del sector norte y el padecimiento de un clima más frío y lluvioso que el actual durante una o más recurrencias frías del Cuaternario habría favorecido el lavado de las bases en el pedón, acidificándolo a tal punto de hacer evolucionar el Alfisol preexistente en el Ultisol actual.

En el sector centro mientras tanto, la estabilización de la superficie de la terraza habría facilitado la formación de los glacis coluviales que se ubican en el área de estudio. En este estadio también se habría establecido un bosque nativo en la porción centro de la terraza a juzgar por la presencia de un horizonte argílico en el Pedón Centro. A su vez el bosque nativo habría contribuido a la evolución del suelo hasta constituir un Alfisol. (Ver figura 29).

Con respecto a la actividad de las dunas ascendentes, hasta el día de hoy los aportes de material dunar habrían ido sucediéndose y el suelo de la sección sur de la terraza habría ido incorporando parte de estos materiales a través del proceso pedogenético denominado cumulización, lo que explica la gran profundidad del Pedón Sur y la inexistencia de un horizonte argílico. Estos constantes aportes de material habrían dificultado el establecimiento de bosque nativo como eventualmente ocurrió en el resto de la terraza. (Ver figura 44).

Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

Figuras 41, 42, 43 y 44: Mapas paleogeográficos estadios 5 a 8.



LEYENDA

- |   |  |   |
|---|--|---|
|  Coast Range (Cordillera de la Costa)                |  Playa de gravas                    |  Dunas Activas |
|  Dunas Ascendentes                                   |  Superficie de terraza estabilizada |  Bosque Nativo |
|  Terraza con invasión ocasional de dunas ascendentes |  |   |

Fuente: Elaboración propia

### **3.5.2 Mapa de paisajes superpuestos**

El valor del paisaje actual del sector de la Trinchera se aprecia mejor si se tiene en cuenta que conserva parte de su contexto evolutivo, reflejado en tres paisajes principales que representan estadios de evolución y que componen la misma terraza (Ver figura 45).

#### ***Paisaje antiguo***

Corresponde a la parte norte de la terraza marina, siendo su límite la quebrada El Guindo. Representa el sexto estadio expuesto en la evolución paleogeográfica. Paisaje estabilizado, cuyas formas eólicas han perdido toda nitidez permaneciendo en el paisaje como montículos, presentando este sector los montículos más grandes de toda la terraza. Pedológicamente hablando este sector está representado por los suelos más desarrollados de la terraza marina, principalmente Ultisoles.

#### ***Paisaje medio***

Paisaje emplazado entre las quebradas El Guindo y Don Nico, limitando al este con los glacés coluviales. Esta porción de la terraza marina es testimonio del séptimo estadio representado en la evolución paleogeográfica. Se trata de un paisaje estabilizado, al igual que el paisaje anterior las dunas han perdido sus formas originales pero en este paisaje sus montículos remanentes son de menor tamaño. Los suelos en este paisaje se encuentran bien desarrollados, constituyendo principalmente Alfisoles. Este paisaje también se encuentra afectado por la actividad coluvial reciente que ha dado origen a los glacés, los cuales han cubierto parte del paisaje original.

#### ***Paisaje reciente***

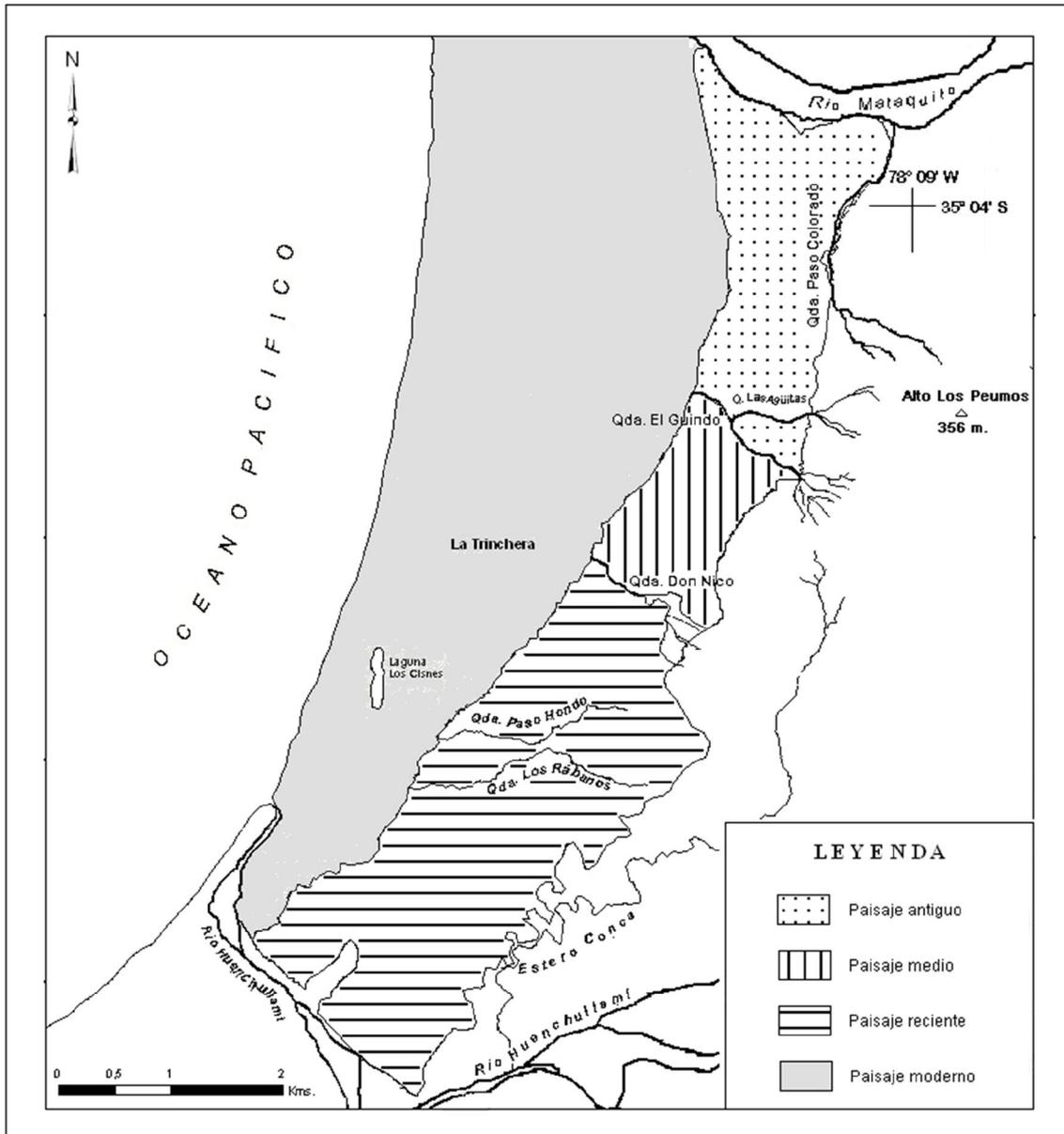
Este paisaje está caracterizado por las invasiones de dunas ascendentes actuales sobre un paisaje de estabilización reciente. Al igual que en los paisajes anteriores, montículos presentes en este paisaje representan formas dunarias antiguas que se encuentran bajo suelos de desarrollo poco avanzado, principalmente Inceptisoles y en el extremo sur Entisoles. La reciente acción antrópica de forestación del borde sur de la terraza para el control de dunas, representa un cambio en la dinámica del paisaje que lo vuelve más estable aún. Es posible incorporar al conjunto del paisaje reciente el sector de los glacés coluviales en el sector medio cuya dinámica también es reciente y aún activa.

#### ***Paisaje moderno***

El vecino campo de dunas de La Trinchera es un paisaje de gran dinámica actual que representa lo que probablemente fue la terraza marina durante el tercer estadio paleogeográfico. Este paisaje se proyecta hacia la terraza marina a través del terraplén que han formado en el acantilado inactivo las dunas ascendentes. La observación en conjunto de este paisaje con el resto de los paisajes sirve para apreciar la evolución que ha presentado la geografía del lugar durante miles de años y también para apreciar la fragilidad de la terraza marina, compuesta por materiales de la misma procedencia que los del actual campo de dunas de la Trinchera

Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

Figura 45: Mapa de paisajes superpuestos



Fuente: Elaboración propia

## IV. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

### 4.1 Paleosuelos

Respecto a la clasificación taxonómica de los paleosuelos muestreados, resulta llamativo que tanto el paleosuelo norte como el paleosuelo sur clasifiquen dentro del suborden Orthent y no dentro del orden Psamment como era de esperarse. Según el Soil Taxonomy (SOIL SURVEY STAFF, 1999) los Psamment son los Entisoles arenosos y se forman a partir de dunas estabilizadas, mantos arenosos y materiales parentales arenosos, entre otras posibilidades. Mientras que los suelos del suborden Orthent no se forman a partir de dunas estabilizadas.

La clasificación de los paleosuelos como Orthent indica que el periodo de estabilidad de la paleosuperficie fue lo suficientemente largo para permitir no solo el desarrollo de suelos primarios (Psamment), sino que también la evolución de éstos hacia Orthents. Esta evolución ocurrió a través de un proceso de acumulación de arcilla que les permitió pasar de una textura arenosa a una franco arenosa.

Al comparar los paleosuelos estudiados con los suelos del suborden Psamment en dunas estabilizadas estudiados por AQUEVEQUE (2008) y AQUEVEQUE *et al.* (2008) en el campo de dunas de Putú-Quivolgo que se encuentra inmediatamente al sur del área de estudio, se puede concluir que los suelos antiguos muestreados presentan un mayor grado de desarrollo que los Psamments de Putú-Quivolgo.

Con respecto a los paleosuelos observados en el manto eólico se proponen dos hipótesis sobre su origen:

a) Vegas interdunares; El origen de los paleosuelos estaría relacionado con el desarrollo de vegas ubicadas en las depresiones interdunares en las cuales se asentaría vegetación psamnófitas que con el tiempo contribuiría a la formación de suelos delgados principalmente arenosos a franco arenosos (Psamments). Si este fuera el caso la distribución de los paleosuelos en el manto eólico se presentaría sin orden aparente y con escasa continuidad vertical.

Entre los hechos a favor de esta hipótesis está el espesor promedio de los paleosuelos encontrados los cuales variaban entre 40 a 60cm de grosor, su homogeneidad y el desorden con el que aparecen en el registro recabado.

A partir de esta hipótesis se podría concluir que el campo de dunas en el pasado presentó un aspecto similar al que presenta el actual campo de dunas de La Trinchera en lo que refiere a la presencia de vegas interdunares.

b) Alternancias climáticas del Pleistoceno: Es conocido que los paleosuelos están asociados a condiciones de mayor estabilidad en el paisaje que permitieron su desarrollo. Los periodos cálidos del Pleistoceno (interglaciales) con sus condiciones de mayor estabilidad (TRICART, 1971-1972) habrían contribuido al desarrollo de suelos en la totalidad del campo de dunas. Luego durante los periodos fríos (glaciales), la mayor disponibilidad de sedimentos (CAVIEDES, 1990; HEUSSER, 1990; LAMY *et al.*, 1998, 1999, 2000) habría contribuido a sepultar la capa de suelo formada en la recurrencia anterior. De esta forma la distribución vertical de los paleosuelos en el manto eólico sería a través de capas que dividirían los estratos de arena que conforma el manto eólico. A

favor de esta hipótesis está el hecho de encontrarse paleosuelos en la porción superior del manto eólico donde predominan las arenas finas y muy finas, además que los paleosuelos muestreados presentaron al menos un horizonte franco arenoso, evidencia de ser suelos más desarrollados que los que normalmente se forman sobre dunas estabilizadas y por ende prueba de haber gozado de un mayor periodo de estabilidad.

A partir de esta hipótesis se puede trabajar en la determinación de los geosoles que formarían los paleorrelieves del manto eólico en sus periodos biostáticos. El término geosol es entendido aquí según lo definido por RETALLACK (2001) es decir; un ensamblaje de paleosuelos que fueron parte de un mismo paleopaisaje o paleorrelieve.

Trabajando con esta hipótesis es posible distinguir dos claras e importantes correlaciones. La primera agrupa los cortes 2, 6 y 7, en los tramos 8 a 9; 5 a 6 y 4 a 6,7 metros respectivamente. Se trata de una especie de estrato compuesto por fracciones texturales arcillo/limosas, con predominancia de arenas finas y subredondeadas. La segunda agrupa a los cortes 4, 5 y 9, en los tramos 10,6 a 11; 9 a 11 y 12 en adelante respectivamente. Estos tramos tienen en común la presencia de texturas limo/arcillosas, junto una predominancia de arenas finas subredondeadas. No se conoce el espesor de esta capa en el corte 9 debido a que fue la resistencia de una capa dénsica con presencia de limo y arcilla la que no permitió continuar con el muestreo.

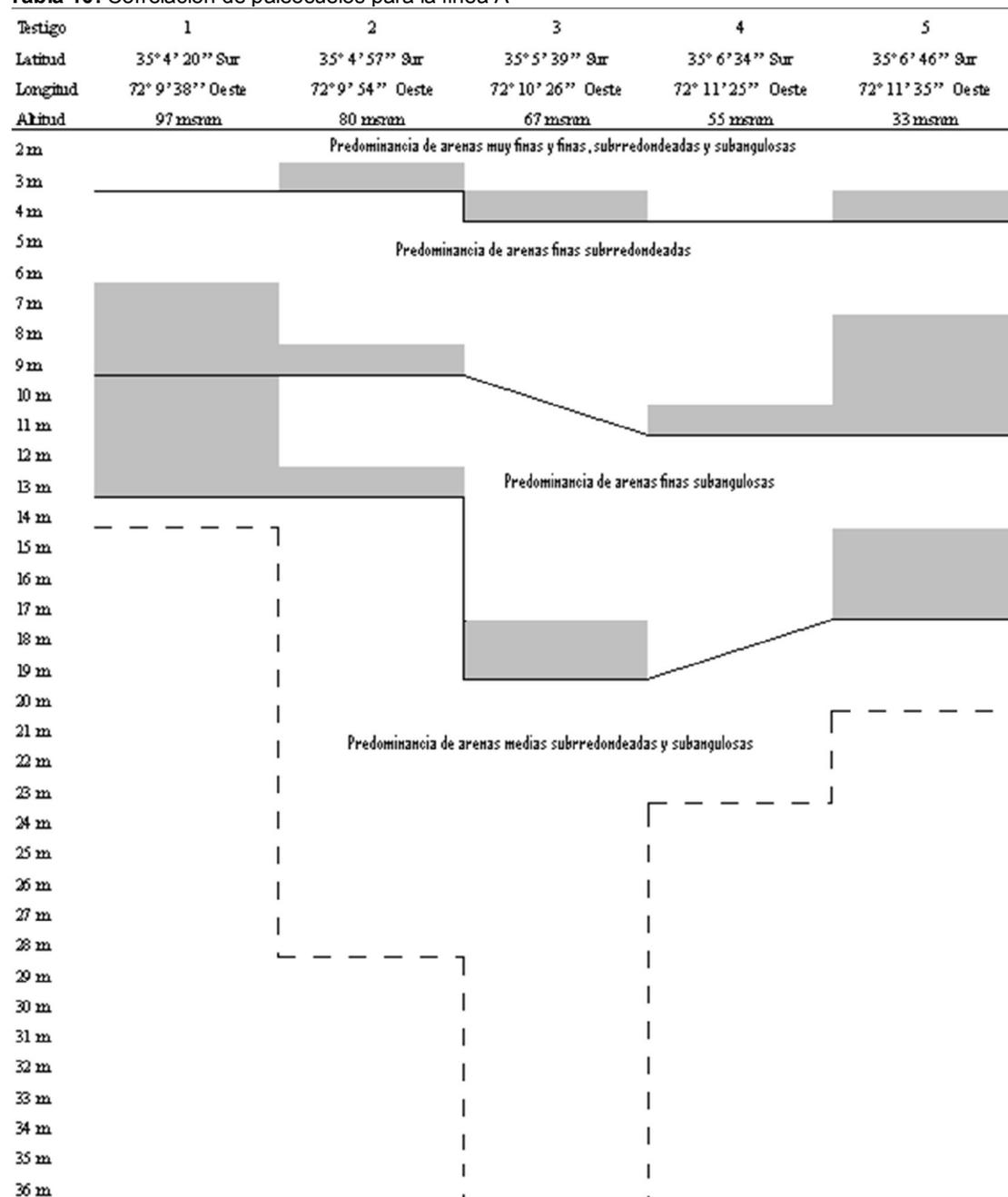
Es posible aún encontrar una tercera correlación en la línea A, aunque de forma un tanto forzada al ignorar un buen número de discontinuidades. De modo que es posible inferir tres paleorrelieves. (Ver tabla 1)

El primero es trazado uniendo los tramos 2 a 3 del corte 2 y 3 a 4 de los cortes 3 y 5. El segundo uniría los tramos 6 a 9 del corte 1; 8 a 9 del corte 2; 10 a 11 del corte 4 y 7 a 11 del corte 5. El tercero consta de los tramos 9 a 13 del corte 1; 12 a 13 del corte 2; 17 a 19 del corte 3 y 14 a 17 del corte 5. También se podría identificar un último paleorrelieve que estaría representado por la capa con presencia de finos ubicada en el tramo 32 a 33 del corte 3, sin embargo esta capa, como se dijo anteriormente no corresponde a un paleosuelo sino que por su estructura sedimentaria presenta evidencia de corresponder a una paleolaguna.

Se infiere que estas correlaciones basadas en la correspondencia de texturas finas, pudiera tratarse de geosoles y por lo tanto con ellos se podría conocer la antigua superficie de la terraza para distintos periodos de tiempo que sería posible determinar datando estos paleosuelos. Sin embargo la datación se debiese hacer antes entre los paleosuelos pertenecientes al mismo geosol supuesto, para así conocer si en verdad son contemporáneos y formaron parte de una catena de suelo en la superficie de la terraza.

## Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

**Tabla 10:** Correlación de paleosuelos para la línea A<sup>2</sup>



### 4.2 Suelos modernos y clasificación taxonómica

La planificación del muestreo de suelos partió bajo el supuesto usado por ENGEL *et al.* (1996) consistente en que los suelos presentes en una misma terraza responden a una misma génesis, tienen la misma edad y comparten una misma o muy similar clasificación taxonómica. Esta hipótesis es la base de los estudios de cronosecuencias realizados en

<sup>2</sup> Descripción de nomenclatura: Presencia de paleosuelos en la sección: en gris; Paleorrelieves inferidos: línea continua; Límites del muestreo: línea segmentada.

todo tipo de terrazas (STEVENS & WALKER, 1970; BOCKHEIM, 1980; VREEKEN, 1984; SCHAETZL *et al.*, 2000); por tanto es ocupada también en terrazas marinas (JENNY *et al.*, 1969; MUHS, 1982; MERRITS *et al.*, 1991). Por esta razón se planteó que, obteniendo muestras de suelo en tres puntos representativos de la terraza, sería suficiente para clasificar el suelo desarrollado sobre ésta y así estimar de forma relativa el lapso de estabilidad de la superficie de terraza y los procesos que han tenido lugar durante éste. Sin embargo la taxonomía de los suelos llevó a clasificarlos en órdenes distintos que se diferencian claramente por su grado de evolución, no cumpliéndose así la norma general.

Mientras que el Pedón Sur clasificó en el orden de los Inceptisoles, el Pedón Centro se incluyó dentro de los Alfisoles, clave para esto fue la presencia del horizonte argílico que exhibe este pedón. Por su parte el suelo norte debido al fragipán y al bajo porcentaje de saturación de bases que posee clasificó como un Ultisol. Este último dato puede parecer dudoso considerando la latitud y el régimen de humedad al que se encuentra sometida la terraza, sin embargo según LUZIO *et al.* (2010) el porcentaje de saturación de bases para los suelos del sector costero de las regiones sexta y séptima varía entre 19 y 72% por lo que los datos recabados están dentro de los márgenes esperables.

La clasificación Haploustepts a través del prefijo ust da cuenta del clima mediterráneo húmedo en el que están insertos los todos los pedones (LUZIO *et al.*, 2010). Por su parte la clasificación Paleustalf en que queda inscrito el Pedón Centro a través del prefijo pale refiere al avanzado desarrollo de este pedón con respecto al común de los Alfisoles. Por su parte el Pedón Norte al clasificar como Ultisol hace referencia a un desarrollo aún más avanzado.

En estas diferencias taxonómicas se puede apreciar claramente un patrón evolutivo en el cual aumenta de sur a norte el grado de desarrollo del suelo, por tanto también es posible concluir que la superficie de la terraza no se estabilizó en un mismo tiempo, sino que por sectores.

Como explicación se plantea que una vez solevantada la terraza esta seguía siendo invadida por dunas ascendentes. Llega un momento en que estas no pueden seguir ascendiendo por el sector norte del acantilado, pero siguen ascendiendo por los flancos centro y sur de este donde es más bajo. Es entonces cuando el dren más desarrollado de la terraza, la Quebrada El Guindo, alcanza una disección lo suficientemente importante para no dejar pasar a las dunas ascendentes que transitan por la terraza. Esto habría permitido que el sector norte de la terraza se estabilizara primero y por tanto explica el mayor desarrollo del suelo (Ultisol).

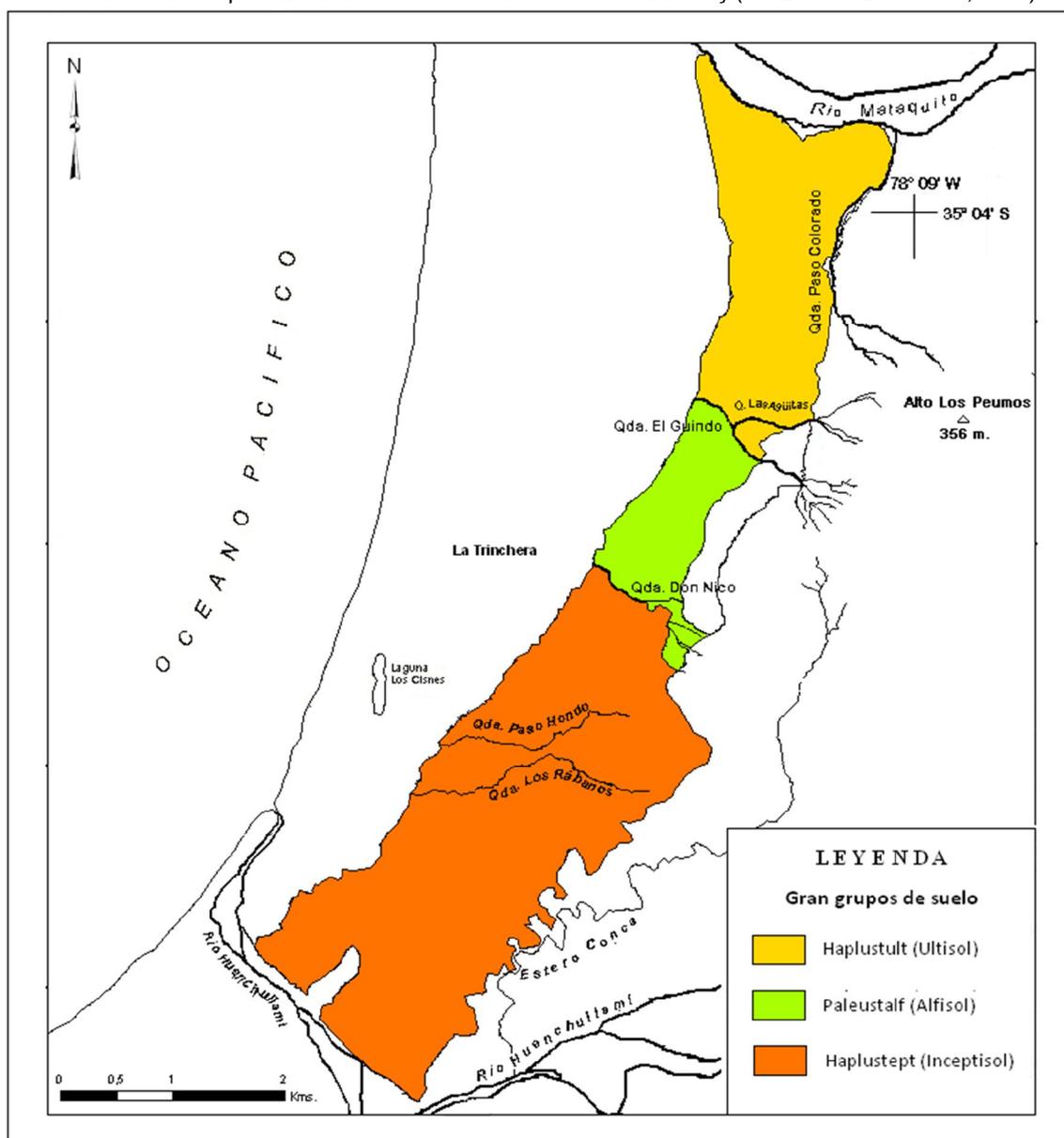
En un segundo momento las dunas ascendentes ya solo podrían remontar por el sector sur del acantilado, junto a esto el segundo dren de importancia, la Quebrada Don Nico, alcanza el grado de disección necesario por sobre la terraza para impedir la invasión de las dunas ascendentes hacia el sector centro del área de estudio, permitiendo así la estabilización de este sector y el desarrollo de suelos.

El sector sur de la terraza habría seguido sufriendo invasiones de dunas ascendentes hasta unas cuantas décadas atrás cuando los habitantes del lugar tomaron medidas contra las dunas. Evidencia de esta acción es la plantación de pinos en las laderas de ascensión de las dunas ascendentes y la colonización del sector cercano de la planicie litoral y laderas de ascensión con psamnófitas introducidas.

## Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

Se descarta que a raíz del grado de disección de las quebradas Paso Hondo y Los Rábanos se haya formado una tercera zona de estabilización previa dado que se constató la existencia de dunas ascendentes, intervenida con pinos y psamnófitas, al norte de los puntos en donde estos drenes abandonan la terraza como por ejemplo sucede en el lugar del corte 4 (Ver figura 17).

**Figura 46:** Cartografía de suelos de la terraza de La Trinchera. Los colores que representan a los suelos fueron extraídos del mapa mundial de órdenes de suelo del Soil Taxonomy (SOIL SURVEY STAFF, 1999).



Fuente: Elaboración propia

Trabajando con ésta hipótesis fue posible desarrollar una cartografía de suelos para la terraza marina de La Trinchera, al tener claros los límites de los sectores con distintas edades relativas de estabilización (Ver figura 46). En el desarrollo de la cartografía se dejó en blanco el sector del glacis coluvial, ya que en su parte media y proximal podrían tener

un espesor de sedimentos mayor a 50cm que haya enterrado el suelo, generándose un nuevo suelo en superficie (SOIL SURVEY STAFF, 1999) lo que hace necesario la realización de calicatas sobre la forma para conocer qué tipo de suelo se desarrolló sobre ésta.

#### 4.3 Evolución paleogeográfica

El hallazgo de areniscas de origen marino confirmó que parte de la terraza en un primer periodo evolutivo se encontraba bajo el mar. Al ser correlacionadas estas areniscas con la formación Tubul (FERUGLIO, 1949) por GANA (1981) se pudo corroborar que estas fueron formadas en un ambiente de aguas poco profundas y además establecer su edad que según MARTINEZ (1976) no superarían los 2,6 millones de años A.P. perteneciendo al Plioceno. Sin embargo es necesario tomar con cautela este último dato dado que por un lado el límite entre el Plioceno y el Pleistoceno reconocido por la Comisión Internacional para la Estratigrafía ha sido redefinido en el 2009 desde 1,8 millones de años a 2 millones 588 mil años A.P. (COHEN & GIBBARD, 2011) y por otro lado se han observado terrazas marinas relativamente cercanas al área de estudio que están compuestas por areniscas marinas del Mioceno (ARAYA-VERGARA, 2011 com. Personal).

Según DRESCH (1973) durante el Plioceno tuvo lugar la fase tectónica extensiva que dio origen al *coast range*, Esto parece verificarse en el área de estudio al encontrarse hacia el centro de la terraza un contacto directo entre el zócalo metamórfico que compone el *coast range* en el área y el manto eólico. Lo que permite suponer que la línea de costa a finales del Plioceno se encontraba cercana a la medianía de la terraza. El tipo de contacto entre el mar y la costa podría haberse tratado de un farellón costero, es decir un acantilado rocoso activo que enfrentaba directamente al mar como ocurrió inmediatamente más al sur en Putú según lo constatado por ARAYA-VERGARA (1977) y GUEVARA y VAN BEBBER (1987) donde se ha observado la presencia de grutas y entalles formados por la acción marina. Sin embargo con los antecedentes disponibles no es posible probar esta hipótesis.

La presencia de gravas de playa a continuación de las areniscas marinas es evidencia de un periodo regresivo que afectó al área de estudio que pudo haberse originado por alzamiento tectónico, glacioeustatismo o una combinación de ambos factores. Sin embargo si consideramos que la época inmediatamente posterior al Plioceno Superior es el Pleistoceno es posible que éste segundo estadio paleogeográfico descrito, marcado por la regresión del mar pudiese coincidir con el descenso global del nivel del mar ocurrido durante el Pleistoceno Temprano debido a la expansión sucesiva de grandes campos de hielo continentales en el Hemisferio Norte (DROXLER *et al.*, 2005). Por tanto es plausible aseverar que las gravas de playas probablemente correspondan al Pleistoceno Temprano. Considerando que este sector ha estado continuamente afectado por el alzamiento tectónico durante el Cuaternario (TRICART, 1971-1972), lo más probable es que la regresión que dio origen a las gravas de playas haya tenido un origen mixto.

La depositación de paleodunas sobre las gravas de playa es indicativa de una mayor regresión del nivel marino, la cual habría permitido la formación de una planicie litoral lo suficientemente amplia para favorecer la formación de dunas (PASKOFF, 1993 y 1998). Debido a la gran cantidad de ciclos glacioeustáticos ocurridos durante el Pleistoceno (CAVIEDES, 1990; HEUSSER, 1990; LAMY *et al.*, 1998, 1999, 2000), lo más probable es que el paleocampo de dunas de la Trinchera se formó a partir de sucesivos pulsos

dunarios, los cuales se habrían producido fuera de los óptimos transgresivos (PASKOFF, 1993). Más específicamente se habrían producido durante los intervalos glaciales dado que durante éstos predominó un clima “pluvial” con una oscilación estacional muy intensa que favoreció el escurrimiento, el suministro de sedimentos y las acciones eólicas (TRICART, 1971-1972).

Se pudo comprobar por medio de la morfoscopía de las arenas del manto eólico que la dirección del viento predominante en el paleocampo de dunas de la Trinchera era prácticamente la misma que la actual. Por su parte la mineralogía de éstas arenas es muy similar con las del campo de dunas de Putú Quivolgo estudiadas por ARAYA-VERGARA (1981) y GUEVARA y VAN BEBBER (1987), por tanto se puede aseverar que comparten un origen común, el cual probablemente es la cuenca del Maule. De lo anterior se desprende que no solo el régimen de viento ha permanecido constante sino también la corriente de deriva litoral. Esto último no niega el aporte de sedimentos realizado por el Huenchullamí, si bien su proporción es menor.

La granulometría de las arenas del manto eólico presentó una predominancia de las arenas finas, sin embargo se encontró una abundancia de arenas medias que se concentraron de forma exclusiva en las secciones media e inferior del manto eólico. Existen tres explicaciones para este hallazgo, o se trata de arenas de playa, o de arenas de depresiones interdunares o de sand sheets (PYE & TSOAR, 2009). El que las arenas medias se encuentren en depósitos con arquitectura sedimentaria dunar descarta que se trate de depósitos de playa.

La desaparición de la arena media y la abundancia de arena muy fina en la parte superior del manto eólico indican la anterior ocurrencia de dunas ascendentes (PYE & TSOAR, 2009). Esto se ve reforzado para el área de estudio al encontrarse actualmente dunas ascendentes cuya principal composición es arena muy fina (ARAYA, 2010).

Las dunas ascendentes se habrían desarrollado necesariamente una vez formada la terraza y su acantilado asociado. Con respecto a la génesis de esta forma, se infiere su origen como un escarpe de falla que comenzó a solevantar la parte oriente del antiguo campo de dunas dando origen a la terraza marina. Entre las evidencias a favor de esta hipótesis están el lineamiento que se aprecia entre el acantilado de la terraza marina estudiada y el acantilado del sector de Iloca (Ver figura 47), y la presencia de un fallamiento en el sector del corte 1 (Ver figura 48). Es posible también inferir un segundo lineamiento que abarca la porción centro y sur del acantilado (Ver figura 47). Coincide que el único fallamiento observado en la terraza se encuentra en el sector donde los dos lineamientos inferidos tienen su punto de encuentro.

Si bien PASKOFF (1999) señala que el principal origen de las terrazas marinas en el Norte y Centro de Chile han sido las secuencias regresivas y transgresivas del nivel del mar debido a la alternación de periodos glaciales e interglaciales cumpliendo el alzamiento tectónico un rol secundario. ARAYA-VERGARA (1977) por su parte observa que entre el Mataquito y el río Itata domina una configuración de la costa en zigzag en la cual es común que los lineamientos coincidan con los acantilados, reconociendo en este sector costero la estructura tectónica oblicua de Guilcher (GUILCHER, 1966). El autor concluye que los acantilados de las terrazas de la zona probablemente se formaron no solo por la acción marina sino también como escarpes de falla. A partir de lo anterior se deduce la posibilidad que este sector de la costa sea una excepción a la generalidad de lo que ha sido la génesis de las terrazas marinas en Chile planteada por PASKOFF (1999).

Lo más probable es que el acantilado de la terraza se haya formado como un escarpe de falla siendo también modelado por la acción marina.

**Figuras 47 y 48:** Evidencias de fallamiento en el área de estudio. La figura 46 muestra dos lineamientos inferidos (en amarillo), el primero se proyecta a través del acantilado del sector de Iloca hasta el norte del acantilado de la Trinchera, el segundo ocuparía el resto del acantilado. La figura 47 muestra un fallamiento encontrado en la terraza en el sector del corte 1, aparente punto de encuentro entre los dos lineamientos.



Fuente: Elaboración propia en base a imagen de Google Earth.



Fuente: Colección fotográfica del autor.

Teniendo en cuenta que el sector norte de la terraza presenta los suelos de mayor antigüedad y siguiendo la hipótesis expuesta en el anterior apartado de suelos modernos y clasificación taxonómica, se plantea que en el sexto estadio paleogeográfico la incisión de la quebrada el Guindo es tan profunda sobre la terraza que impide el paso de las dunas ascendentes hacia la porción norte de la misma, por lo que empieza la colonización vegetal y el desarrollo de suelos que comienzan a estabilizar el paisaje. Este proceso se habría repetido en el séptimo estadio paleogeográfico con respecto a la quebrada Don Nico y el sector centro de la terraza.

Considerando que durante las recurrencias frías del Cuaternario aumentó la escorrentía (TRICART, 1971-1972; CAVIEDES, 1990; HEUSSER, 1990; LAMY *et al.*, 1998, 1999, 2000), se estima que en estos periodos fríos predominó un balance de disección positivo dando como resultado la mayor tasa de incisión en las quebradas y por tanto el aislamiento de los sectores norte y centro.

El hecho de encontrarse un fragipán y un horizonte argílico en la calicata norte, evidencia que en el séptimo estadio paleogeográfico el sector norte ya estaría cubierto por bosque nativo. Como es sabido los fragipanes generalmente se forman en suelos bajo bosque (SOIL SURVEY STAFF, 1999), así como también los horizontes argílicos (RESTALLACK, 2001). Esto último implica que el sector centro también fue colonizado por bosque nativo, como se expresa en el octavo estadio paleogeográfico, debido a que la calicata centro también posee un horizonte argílico.

La estabilización del sector centro de la terraza pudo permitir que se desarrollara el glacis coluvial presente en el sector, dado que un sustrato más coherente que lo que son las arenas dunares es indispensable para que ocurra el escurrimiento laminar necesario para la formación del glacis.

La presencia de un fragipán con nódulos de manganeso en la calicata norte es evidencia de la existencia de un nivel freático alto que mantuvo saturado este horizonte de forma estacional en el pasado (BREEMEN & BUURMAN, 1998; SCHAEITZ & ANDERSON, 2005), dando como resultado un suelo hidromorfo. La ausencia de hierro reducido permite deducir que el nivel freático alto fue producido por un horizonte argílico de baja permeabilidad dado que la reducción del hierro necesita montos bastantes más bajos de oxígeno que la del manganeso (ZAPATA, 2006), situación que habría requerido un horizonte más impermeable. La estimación de un horizonte B más profundo junto a los colores más claros del fragipán respecto del fragipán suprayacente llevó a clasificarlo como un horizonte Ex. Lo más probable es que este horizonte o el inferior fuese el que impidió el paso del Sand Auger en el corte 0.

Cabe preguntarse cómo es posible que un horizonte periódicamente inundado se transformase en un fragipán cuando éstos son cuerpos prácticamente impermeables. Si bien aún no está claro el origen de los fragipanes y existen muchas hipótesis al respecto (SOIL SURVEY STAFF, 1999), la que mejor explica lo ocurrido para el horizonte 2Ex es la génesis por licuefacción (CERTINI *et al.*, 2007), la cual consiste en el colapso de horizontes saturados en agua por licuefacción, lo que en zonas activas como la estudiada, usualmente es provocado por terremotos.

Según SCHAEITZ & ANDERSON (2005) los fragipanes se forman comúnmente en regímenes de humedad údicos como el que hoy se encuentra desde el sur del Río Itata hasta la Región de Magallanes, excluida Tierra del Fuego (LUZIO *et al.*, 2010), pero probablemente éste régimen de humedad imperó en el área de estudio durante las recurrencias frías del Pleistoceno, en conformidad con el régimen climático pluvial indicado por TRICART (1971-1972) para las glaciaciones. Esto permite afirmar que el suelo de la calicata norte es un suelo relicto del Pleistoceno.

En resumen, el gran desarrollo pedogenético en el sector norte de la terraza permitió que se desarrollara un suelo con un horizonte argílico lo suficientemente poco permeable para permitir la saturación estacional de un horizonte suprayacente durante las recurrencias frías del Pleistoceno. Posiblemente a raíz de un evento telúrico el horizonte suprayacente se transformó en un fragipán, aumentando los problemas de infiltración en este sector de la terraza. Luego se habría desarrollado un nuevo suelo sobre el fragipán el cual también sufrió ciclos de humectación y secado, en vista de los nódulos de manganeso que también posee este horizonte. Estos ciclos podrían ser los causantes del fragipán que se halla sobre el horizonte 2Ex (SOIL SURVEY STAFF, 1999), que a causa de su estructura prismática gruesa puede ser clasificado como un fragipán bien desarrollado (SCHAEITZ & ANDERSON, 2005), esto implica que su génesis fue lenta y no intempestiva como la del fragipán subyacente.

Respecto al Pedón Sur, llama la atención su exagerado grosor (3,7 m), generalmente los suelos en Chile rara vez alcanzan los 2 metros de profundidad (SEGUEL, 2010 com. Personal). Por otro lado, parece una paradoja que el suelo de la calicata sur clasifique como Inceptisol y a la vez presente la mayor profundidad entre los pedones estudiados. Se entiende normalmente que los suelos más profundos son los más evolucionados, sin

embargo esto da cuenta de la dinámica a la que estuvo expuesto el sector sur del área de estudio. El desarrollo del suelo sobre el sur de la terraza es un indicio de periodos con menor aporte de sedimentos que permitieron cierto grado de estabilidad, contribuyendo con la pedogénesis. Aun así las dunas ascendentes siguieron invadiendo la terraza, de tal manera que el suelo empezó a recibir una cantidad de adiciones de arena que si bien no enterraron el suelo, superaban la tasa de asimilación pedogenética, dando como resultado que la superficie del suelo creciera hacia arriba, aumentando así su grosor de forma atípica. Este proceso pedogenético es descrito en la literatura como “cumulización” (RIECKEN & POETSCH, 1960; SCHAEITZ & SORENSON, 1987; ALMOND & TONKIN, 1999).

Esto explica que el suelo sea incipiente pero a la vez presente un exagerado grosor. Con esta evidencia pedogenética es posible aseverar que las dunas ascendentes continuaron invadiendo la terraza hasta tiempos recientes. La plantación de pinos y psamnófitas en los sectores del acantilado invadidos por dunas ascendentes demuestra que éstas seguían invadiendo la terraza lo que motivó la intervención antrópica. El tránsito de estas dunas por el sector sur de la terraza habría sido un impedimento para la colonización de especies arbóreas por lo que lo más probable es que hasta antes de la acción humana este sector de la terraza estuviese cubierto parcialmente por praderas.

## V. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### 5.1 Conclusiones

La terraza marina de La Trinchera presenta una secuencia estratigráfica claramente regresiva compuesta por areniscas marinas, gravas de playa y depósitos eólicos. La sedimentología del manto eólico se caracterizó por una predominancia de arenas finas, sin embargo en su porción superior predominaron las arenas muy finas, esto último es prueba de la predominancia de dunas ascendentes en el ambiente de depositación del último tramo del manto eólico.

El hallazgo de suelos muy distintos sobre la terraza caracterizados por un patrón de aumento del grado de desarrollo pedológico de sur a norte evidencia que la superficie de la terraza no se estabilizó en un mismo periodo, sino que se estabilizó por partes en distintos periodos.

La aparente contradicción entre el exagerado grosor del suelo del Pedón sur y su escaso desarrollo edáfico se debe a que la tasa de aportes de material al suelo fue superior a la tasa de asimilación pedogenética de éste durante un prolongado periodo de tiempo, proceso conocido con el nombre de cumulización. Este proceso tuvo lugar gracias a las continuas invasiones de dunas ascendentes que sufrió el sector sur.

La plantación de pinos y psamnófitas de forma estratégica en las laderas ocupadas por dunas ascendentes en el sector sur de la terraza es evidencia de que las dunas ascendentes continuaban invadiendo el sector sur de la terraza hasta hace unas décadas atrás.

Respecto a la evolución paleogeográfica del área de estudio, a través de la evidencia recolectada se establece que hacia finales del Neógeno ésta consistía en una costa rocosa donde el mar se encontraba directamente con el *coast range*, la presencia de areniscas marinas prueba que parte del área de estudio se encontraba bajo el mar. La regresión del Pleistoceno Temprano sumado al alzamiento tectónico provocó que toda el área de la actual terraza emergiera sobre el nivel del mar, conformando primero una playa de gravas y luego un campo de dunas. Un fallamiento en medio de este antiguo campo de dunas junto a los ciclos glacioeustáticos contribuyó a formar el actual acantilado marino dando origen a la terraza marina. Invadida por dunas ascendentes, la superficie de terraza se estabilizó por sectores en distintos tiempos. En vista de lo anterior se comprueba la hipótesis de trabajo dado que fue posible reconstituir el proceso evolutivo del área de estudio.

Es posible extrapolar la evolución de la terraza marina de La Trinchera a otras terrazas marinas que compartan la misma estratigrafía solo dentro del sector costero entre el Mataquito y el Itata dado que dentro de este sector las terrazas están condicionadas por la misma estructura tectónica, por lo que compartirían el origen de los acantilados como escarpes de falla. Sin embargo es poco probable que coincidan en la estabilización por sectores de la superficie de terraza dada la particular complejidad presentada en el caso estudiado.

A través del estudio de los suelos sobre la terraza fue posible dar cuenta de un importante número de procesos que ocurrieron de forma posterior a la estabilización de la porción norte de la terraza, de esta forma se comprobó la utilidad de incorporar la variable

pedológica a la hora de realizar un estudio paleogeográfico. Además mediante el estudio de esta variable se pudo concluir que el supuesto ampliamente utilizado que arguye que a una superficie de terraza le corresponde una determinada edad de estabilización no es válido para todos los casos.

Si bien esta investigación ha dado cuenta a grandes rasgos de una multitud de eventos que fueron transformando la geografía con el correr del tiempo, aún es posible profundizar mucho más mediante estudios de mayor detalle que, por ejemplo, se dediquen al estudio de la secuencia de paleosuelos del manto eólico, se enfoquen en el estudio de la arquitectura sedimentaria del manto eólico o con técnicas de geocronología se establezcan el tiempo en que ocurrieron cada una de las transformaciones del paisaje, por nombrar algunas posibilidades.

## 5.2 Recomendaciones

Ha quedado demostrado que la terraza marina de La Trinchera es un área de contacto entre paisajes de distinta edad que además posee un invaluable registro natural a través del cual es posible conocer la evolución paleogeográfica del área de estudio desde fines del Neógeno hasta nuestros días.

Actualmente han empezado trabajos de explotación de arenas ricas en magnetita en el área de Putú para la extracción de hierro, lo que ha generado una serie de protestas por parte de los habitantes del lugar con miras a proteger el humedal presente en el campo de dunas. El autor de este trabajo conoce de primera fuente el interés por parte de privados de explotar las arenas de las paleodunas de la terraza marina con el fin de extraer hierro para lo cual ya se han realizado prospecciones.

Considerando que la terraza está compuesta por paleodunas, una posible explotación del manto eólico de la terraza conllevaría una degradación irreparable de ésta debido a la gran fragilidad de estas formas ya demostrada por diversos autores (CASTRO y VICUÑA, 1986; CASTRO y BRIGNARDELLO, 1999; ZÚÑIGA, 2000; TAVARES, 2001; CASTRO *et al.*, 2001).

El frágil equilibrio de esta geoforma, que contiene los testimonios de la evolución paleogeográfica del área, plantea la necesidad de crear un área de conservación por parte de la autoridad con el fin de preservar no solo el invaluable valor científico que posee la terraza, sino también su valor escénico y cultural.

De permitirse por parte de las autoridades competentes la explotación de las arenas que constituyen la terraza se originarán graves procesos de degradación irreversible del paisaje, junto con la pérdida del vasto testimonio paleogeográfico que contiene la terraza.

## VI. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMOND, P. & TONKIN, P. (1999). Pedogenesis by upbuilding in an extreme leaching and weathering environment, and slow loess accretion, south Westland, New Zealand. *Geoderma* 92: 1–36.

AQUEVEQUE, C. (2008). Análisis de suelos desarrollados en dunas litorales antiguas de Chile Central, Sistemas de Putú, Chanco y el Yali. Memoria para optar al título de geógrafo. Departamento de Geografía, Universidad de Chile. Inédito.

AQUEVEQUE, C., SEGUEL, O. & ARAYA-VERGARA, J. F. (2008). Taxonomic classification of soils developed on old coastal dunes of Central Chile; El Yali, Putú and Chanco Systems. Soil Classification 2008, International Conference and Field Workshop. 3 - 8 November. Santiago, Chile.

ARAYA, C. (2010). Morfogénesis evolutiva y sedimentología del sistema de dunas costeras de La Trinchera, región del Maule. Memoria para optar al título de geógrafo. Departamento de Geografía, Universidad de Chile. Inédito.

ARAYA-VERGARA, J. F. (1965). Investigaciones morfológicas y cartográficas en lechos fluviales de la Cordillera de la Costa. Chile Central – Hoya del Huenchullamí. *Informaciones Geográficas Chile*, 12.

ARAYA-VERGARA, J. F. (1966). Estudio de los procesos morfogénéticos actuales en la Cordillera de la Costa del Huenchullamí. Tesis para optar al título de Profesor de Estado en Historia y Geografía. Universidad de Chile. Inédito.

ARAYA-VERGARA, J. F. (1976). Reconocimiento de tipos e individuos geomorfológicos regionales en la costa de Chile, *Informaciones Geográficas Chile*, 23: 9-30.

ARAYA-VERGARA, J.F. (1977). Análisis geomorfológico de la costa central sur de Chile en imágenes de SKYLAB 3 – Experimento 190 A. *Informaciones Geográficas Chile*. 24: 37-47.

ARAYA-VERGARA, J. F. (1981). El concepto de “delta en ría” y su significado en la evolución litoral (Ej. En Chile Central). *Informaciones Geográficas Chile*. 25: 71-102.

ARAYA-VERGARA, J. F. (1986). Significance of Barchans in beach-dune systems interactions in Central Chile. *Revista Ciencias del Mar Thalassas*, 4(1):23-27. Vigo, España.

ARAYA-VERGARA, J. F. (1987). The evolution of modern coastal dune systems in central Chile. In Gardiner, V. De: International Geomorphology. J. Wiley and Sons. Chichester: 1231 – 1244.

ARAYA-VERGARA, J. F. (1997). Fundamentación Geomorfológica para la Conservación y Manejo de Sistemas Dunares. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*, 42: 65-72.

ARAYA-VERGARA, J. F. (2001). Los ergs del desierto marginal de Atacama, Chile. *Investigaciones Geográficas Chile*, 35:27-66.

- ASADU, C. & AKAMIGBO, F. (1990). Relative contribution of organic matter and clay fractions to cation exchange capacity of soils in southern Nigeria. *Samaru Journal of Agricultural Research* 7: 17-23.
- BAAS-BECKING, L., KAPLAN, L. & MOORE, D. (1960). Limits of the natural environment in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *Journal of Geology* 68, 243-284.
- BELL, M. & KEULEN, J. (1995). Soil pedotransfer functions for four Mexican soils. *Soil Science Society of America Journal* 59: 865-871.
- BOCKHEIM, J. (1980). Solutions and use of chronofunctions in studying soil development. *Geoderma* 24: 71-85.
- BÖRGEL, R. (1967). Correlaciones fluviomarinas en la desembocadura del Río Choapa. *Informaciones Geográficas Chile*, 13-14: 55-68.
- BOUYOUCOS, G. (1962). Hydrometer method improved for making particle size analyses of soils. *Agronomy Journal*. 544:464-465.
- BREEMEN, N. & BUURMAN, P. (1998). Soil Formation. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, The Netherlands. 383 pp.
- CASTRO, C. (1985). Reseña del estado actual del conocimiento de las dunas litorales en Chile. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*, 28: 13-32.
- CASTRO, C., & VICUÑA, P. (1986). Man's impact on coastal dunes in central Chile (32°-34° S). *Revista Ciencias del Mar Thalassas*, Vol. 4 (1): 17-21. Vigo, España.
- CASTRO, C., CALDERÓN, M. y ZÚÑIGA, A. (2001). Indicadores geomorfológicos de la fragilidad de paleodunas. *Revista de Geografía Norte Grande*, 2001, N° 28, p. 11-24.
- CASTRO, C. y BRIGNARDELLO, L. (1999). Diagnóstico del estado actual y sensibilidad natural del borde costero entre Concón y Quintay, V Región de Valparaíso. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*, 44: 107 – 124.
- CAVIEDES, C. (1967). Las terrazas del Aconcagua inferior. *Revista Geográfica de Valparaíso*. Vol. 1, N° 1. 63-80.
- CAVIEDES, C. (1972a). Geomorfología del Cuaternario del valle del Aconcagua, Chile central. *Freiburger Geographische Heften*. N° 11. 153 pp.
- CAVIEDES, C. (1972b). On the paleoclimatology of the Chilean Littoral. *The Iowa Geographer Bulletin* 29:8-14.
- CAVIEDES, C. (1985). South American and world climatic history. In: Environmental history: Critical issues in comparative perspective. Ed. by K. E. Bayles, 135-152.
- CAVIEDES, C. (1990). Rainfall variation, snowline depression and vegetational shifts in Chile during the Pleistocene. *Climatic Change* 16: 99-114.

- CAVIEDES, C. & IRIARTE, A. (1989). Migration and distribution of rodents in central Chile since the Pleistocene: The palaeogeographic evidence. *Journal of Biogeography* 16:181-187.
- CAVIEDES, C. & PASKOFF, R. (1975). Quaternary Glaciations in the Andes of North-central Chile. *Journal of Glaciology* 14 (70): 155-169.
- CAVIEDES, C & WAYLEN, P. (1990). Chapters for a Climatic History of South America. In: W. Endlicher and H. Gossmann, (eds). Beiträge zur Regionalen und Angewandten Klimatologie. Freiburger Geographische Hefte No. 32. Freiburg i. B., 149-180.
- CERTINI, G., UGOLINI, F., TAINA, I., BOLLA, G., CORTI, G., & TESCARI, F. (2007). Clues to the genesis of a discontinuously distributed fragipan in the northern Apennines, Italy. *Catena*, 69: 161–169.
- CLAPPERTON, C. (1983). The glaciation of the Andes. *Quaternary Science Reviews*, 2, 83–155.
- COHEN, K. & GIBBARD, P. (2011). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Subcommission of Quaternary (International Commission on Stratigraphy). Department of Geography, University of Cambridge. Cambridge, United Kingdom.
- DRAKE, E. & MOTTO, H. (1982). An analysis of the effect of clay and organic matter content on the cation exchange capacity of New Jersey soils. *Soil Science*. 133: 281-288.
- DRESCH, J., (1973). Géomorphologie des Andes chiliennes et argentines, *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, Paris, 1973, 15(1-2) p. 177-192.
- DROXLER, A., BELOPOLSKY A., & CAMOIN, G. (2005) Mid Brunhes origin of modern atolls: a model developed in the Maldives and Moruroa atolls. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, 10414.
- ENGEL, S., GARDNER, T., & CIOLKOSZ, E. (1996). Quaternary soil chronosequences on terraces of the Susquehanna River, Pennsylvania. *Geomorphology* 17, p. 273-294.
- FERRUGLIO, E. (1949). Descripción geológica de la Patagonia. Tomo II. Buenos Aires.
- FUENZALIDA, H. (1956). Campos de dunas en la costa de Chile Central. XVIII Congreso Internacional de Geografía. Río de Janeiro, pp. 234-240.
- FUENZALIDA, H. (1965). Clima. En: Geografía económica de Chile. Texto refundido. Corporación de Fomento de la Producción. Santiago, Chile. pp. 99-152.
- FUENZALIDA, H. (1971). Climatología de Chile. Publicación Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile. Santiago, Chile.
- GANÁ, P. (1981). Geología de la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule. Tesis de grado para optar al título de geólogo. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile. Inédito.

GREGORY-WODZICKI, K. (2000). Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 1091–1105.

GROSJEAN, M. (1994). Paleohydrology of the Laguna Lejía (north Chilean Altiplano) and climatic implications for late-glacial times. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109, 89-100.

GROSJEAN, M. (1998). Late Quaternary Climate Changes in the Atacama Altiplano: regional, global climate signals and possible forcing mechanisms. *Zbl. Geol. Paläontol. Teil 1*, H3/4, 581-592.

GROSJEAN, M. (2001): Mid-Holocene Climate in the South-Central Andes: Humid or Dry? *Science* 292: 2391-2392.

GUEVARA, S. y VAN BEBBER, J. (1987). Estado actual y tendencia evolutiva del litoral arenoso La Capellanía - Putú - Quivolgo. Memoria para optar al título de geógrafo. Departamento de Geografía, Universidad de Chile. Inédito.

GUILCHER, A. (1966). Les grandes falaises et megafalaises des cotes sudouest d'Irlande. *Annals de Géographie*, 75: 26-38.

HARTLEY, A. (2003). Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society*, London, Vol. 160, pp. 7–10.

HARTLEY, A. & CHONG, G. (2002). A late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. *Geology*, 30, 43–46.

HERM, D. & PASKOFF, R. (1967) Vorschlg zur Gliederung des marinen Quatars in Nord und Mittel Chile. *Palaontologie*, 10, 577-588.

HEUSSER, C. (1990). Ice age vegetation and climate of subtropical Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80, 107-127.

IBARAKI, M. (1997). Closing of the Central American Seaway and Neogene coastal upwelling along the Pacific coast of South America. *Tectonophysics* 281, 99-104.

JENNY, B., WILLHELM, D. & VALERO-GARCÉS, B. (2003). The southern westerlies in Central Chile: Holocene precipitation estimates based on a water balance model for Laguna Aculeo (33°50'S). *Climate Dynamics*, 20: 269-280.

JENNY, H., ARKLEY, R. & SCHULTZ, M. (1969) The pygmy forest podsol ecosystem and its dune associates of the Mendocino Coast. *Madrone*, 20:60-74.

KÉZDI, A. (1980). Handbook of Soil Mechanics. Vol. 2 Soil Testing. Elsevier. Amsterdam, The Netherlands. 258 p.

KROGH, L., BREUNING, H. & GREVE M. (2000). Cation exchange capacity pedotransfer function for Danish soils. *Soil and Plant Science* 50: 1-12.

KULL, C., & GROSJEAN, M. (1998). Albedo changes, Milankovitch forcing, and Late Quaternary climate changes in the Central Andes. *Climate Dynamics* 14:871–881.

KULL, C., & GROSJEAN, M. (2000). Late Pleistocene climate conditions in the North Chilean Andes drawn from a climate-glacier model. *Journal of Glaciology* 46:622–632.

KULL, C., GROSJEAN, M. & VEIT, H. (2002). Modelling modern and late Pleistocene glacioclimatological conditions in the North Chilean Andes (29°S–30°S). *Climate Change* 53(3):359–381.

LAMY, F., HEBBELN, D. & WEFER, G. (1998). Late Quaternary precessional cycles of terrigenous sediments of the Norte Chico, Chile (27, 5°S) and paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 141,233-251

LAMY, F., HEBBELN, D. & WEFER, G. (1999). High resolution marine record of climatic change in mid-latitude Chile during the last 28.000 years based on terrigenous sediment parameters. *Quaternary Research* 51, 83-93.

LAMY, F., KLUMP, S., HEBBELN, D. & WEFER, G. (2000). Late Quaternary rapid change in Northern Chile. *Terra Nova* 12, 8-13.

LATORRE, C., MORENO, P., VARGAS, V., MALDONADO, A., VILLA-MARTINEZ, R., ARMESTO, J., VILLAGRAN, C., PINO, M., NUÑEZ, L. & GROSJEAN, M. (2007). Late Quaternary environments and palaeoclimate. In: Moreno, T. & Gibbons, W. (eds.), "The Geology of Chile", pp. 309-328. London Geological Society Press. London, United Kingdom.

LUZIO, W., CASANOVA, M. y SEGUÉL, O. (2010). Suelos de Chile. Departamento de Ingeniería y Suelos, Facultad de Ciencias Agronómicas, Universidad de Chile. Santiago, Chile. 364 pp.

MACDONALD, K. (1998). Development of pedotransfer functions of southern Ontario soils. Report from greenhouse and processing crops research center. Harrow, Ontario, Canada. No: 01686-8-0436, pp.: 1-23.

MANDUJANO, E. (1987). Morfometría y evolución paleogeográfica de la cuenca hidrográfica del río Maullín. Memoria para optar al título de geógrafo. Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile. Inédito.

MARDONES, M. (2005). Cordillera de la Costa: Caracterización físico-ambiental y regiones morfoestructurales. En: Smith-Ramírez, C., Armesto, J. y Valdovinos, C. (eds.) "Historia, Biodiversidad y Ecología de los Bosques Costeros de Chile". Editorial Universitaria. Santiago, Chile. 708 pp.

MARTINEZ, R. (1976). Hallazgo de *Sphaeroidinella dehiscentes* (Parker & Jones) en el Plioceno de Arauco: su significado para la reinterpretación del Neógeno superior en Chile. Actas del Primer Congreso Geológico Chileno. Tomo I, 125-142.

MERRITS, D., CHADWICK, O. & HENDRICKS, D. (1991) Rates and processes of soil evolution on uplifted marine terraces, northern California. *Geoderma*, 51: 241-275.

- MESSERLI, B., GROSJEAN, M., BONANI, G., BÜRGI, A., GEYH, M., GRAF, K., RAMSEYER, K., ROMERO, H., SCHOTTERER, U., SCHREIER, H. & VUILLE, M., (1993). Climate Change and Dynamics of Natural Resources in the Altiplano of Northern Chile during Late Glacial and Holocene Time. First Synthesis. *Mountain Research and Development* 13(2), 117-127.
- MESSERLI, B., AMMANN, C., GEYH, M., GROSJEAN, M., JENNY, B., KAMMER, K. & VUILLE, M. (1996). Current Precipitation, Late Pleistocene Snow Line and Lake Level Changes in the Atacama Altiplano (18° S–28°/29°S), *Bamberger Geographische Schriften* 15, 17–35.
- MESSERLI, B., AMMANN, C., GEYH, M., GROSJEAN, M., JENNY, B., KAMMER, K. & VUILLE, M. (1998). The problem of the "Andean Dry Diagonal": Current precipitation, late Pleistocene snow line, and lake level changes in the Atacama Altiplano (18°S - 28/29°S). - *Bamberger Geographische Schriften* 15: 17-34.
- MESSERLI, B., GROSJEAN, M., HOFER, T., NUÑEZ, L. & PFISTER, C. (2000). From nature-dominated to human-dominated environmental changes. *Quaternary Science Reviews*, V19, N1-5, pp. 459-479.
- McCOLLOUGH, W. (1984). Sand-gauge. 3101 Elkridge Ct., Beltsville, MD 20705.
- MUHS, D. (1982). A soil chronosequence on Quaternary marine terraces, San Clemente Island, California. *Geoderma* 28: 257-283.
- PASKOFF, R. (1967). Los cambios Climáticos Plio-cuaternarios en la Franja Costera de Chile Semiárido, en: *Boletín de la Asociación de Geógrafos de Chile*. Año 1. Santiago, Chile.
- PASKOFF, R. (1970). Le Chili semi aride: Recherches Géomorphologiques (Tesis de Doctorado en Geografía). Ed. Biscaye Frères. Bordeaux, France. 420 p.
- PASKOFF, R. (1977). The Quaternary of Chile : the state of research. *Quaternary Research*, 8 : 87-91.
- PASKOFF, R. (1993). Geomorfología de Chile Semiárido. Ediciones Universidad de La Serena. La Serena, Chile.
- PASKOFF, R. (1999). Contribuciones recientes al conocimiento del Cuaternario marino del centro y norte de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, 26: 43-50.
- PASKOFF, R., CUITIÑO, L. y PETIOT, R. (1998). Carácter relicto de la Gran Duna de Iquique, Región de Tarapacá, Chile. *Revista geológica de Chile*, vol.25, no.2, p.255-263.
- POWERS, M. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*. Volume 23.
- PYE, K. & TSOAR, H. (2009). Aeolian sand and sand dunes. Springer (Ed.). Leipzig, Germany.

RETALLACK, G. (1991). Untangling the effects of burial alteration and ancient soil formation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 19,183-206.

RETALLACK, G. (1997). *A Colour Guide to Paleosols*. Wiley, Chichester.

RETALLACK, G. (2001). *Soils of the past; and introduction to Paleopedology*. Second edition. Blackwell Science (ed.). Oxford, United Kingdom.

RIECKEN, F. & POETSCH, E. (1960). Genesis and classification considerations of some prairie-formed soil profiles from local alluvium in Adair County, Iowa. *Proceedings of Iowa Academy of Science*. 67:268–276.

SAHRAWAT, K. (1983). An analysis of the contribution of organic matter and clay to cation exchange capacity of some Philippine soils. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 14: 803-809.

SANTIBAÑEZ, F. y URIBE, J. (1993). Atlas Agroclimático de Chile. VI, VII, VIII y IX Regiones. Laboratorio de Agroclimatología. Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales. Universidad de Chile. Ministerio de Agricultura. CORFO. Santiago, Chile.

SCHAETZL, R. & SORENSON, C. (1987). The concept of “buried” vs. “isolated” paleosols: examples from northeastern Kansas. *Soil Science*. 143: 426–435.

SCHAETZL, R., KRIST, F. & RINDFLEISCH, P. (2000). Postglacial landscape evolution of northeastern lower Michigan, interpreted from soils and sediments. *Annals of the Association of American Geographers*, 90: 443-466.

SCHAELTZ, R. & ANDERSON, S. (2005). *Soils: genesis and geomorphology*. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom. 817pp.

SEILSEPOUR, M. & RASHIDI, M. (2008). Prediction of soil cation exchange capacity based on some soil physical and chemical properties. *World Applied Sciences Journal*, 3 (2): 200-205.

SEYBOLD, C., GROSSMAN, R., & REINSCH, T. (2005). Predicting Cation Exchange Capacity for soil survey using linear models. *Soil Science Society of America Journal*. 69:856-863.

SIMONSON, R. (1941). Studies of buried soils formed from till in Iowa. *Soil Science Society of America Proceedings* 6, 373-381.

SOIL SURVEY STAFF (1998). Libro de campaña para la descripción y el muestreo de suelos. Centro Nacional de Relevamiento de Suelos, Servicio de Conservación de Recursos Naturales, Departamento de Agricultura de los EE.UU. Lincoln, Nebraska.

SOIL SURVEY STAFF (1999). *Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. Second Edition. United States Department of Agriculture. Natural Resources Conservation Service. Agriculture Handbook. 871 p.

SOIL SURVEY STAFF (2006). *Claves para la Taxonomía de Suelos*. Décima Edición, 2006. Departamento de Agricultura de los Estados Unidos. Servicio de Conservación de Recursos Naturales.

STEURING, L., GODOY, R. y ALBERDI, M. (2002). Métodos de Ecología Vegetal. Universidad Austral de Chile. Editorial Universitaria. Santiago, Chile.

STEVENS, P. & WALKER, T. (1970). The chronosequence concepts and soil formation. *Quaternary Review*, 45: 333–350.

TAVARES, C. (2001). Propuesta para el uso de dunas litorales en Chile central. *Revista Geográfica*, Instituto Panamericano de Historia y Geografía.

TRASK, P. (1932). Origin and environment of source sediments of petroleum, 323 pp. Gulf Publishing Company, Houston.

TRICART, J. (1971-1972). La cuenca hidrográfica del río Maule: reconocimiento geomorfológico. *Informaciones Geográficas Chile* 21-22: 37-70.

VALERO-GARCÉS, B., JENNY, B., RONDANELLI, M., DELGADO-HUERTAS, A., BURNS, S., VEIT, H. & MORENO, A. (2005). Paleohydrology of the Laguna de Tagua Tagua (34° 30') and moisture fluctuations in central Chile for the last 46000 years. *Journal of Quaternary Science* 20 (78) 625-641.

VEIT, H. (1990). El Cuaternario en el Norte Chico: Perfil geomorfológico por el Valle de Elqui. - XII Congreso nacional de Geografía y III jornada de cartografía temática, La Serena, 15.-18. Nov. 1990, field guide, 21 p.

VEIT, H. (1991). "Aspectos geomorfológicos y pedológicos sobre cambios climáticos durante el Cuaternario superior en el norte chico". I Taller Internacional de Geoecología de montaña y desarrollo sustentable en los andes del sur. Universidad de Chile, Departamento de Geografía.

VEIT, H. (1993). Upper Quaternary landscape and climate evolution in the Norte Chico (Northern Chile): an overview. *Mountain Research and Development*, 13 (2): 139-144.

VEIT, H. (1996). Southern Westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological studies in the Norte Chico, Northern Chile (27-33° S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 123: 107-119.

VEIT, H. (1998). Holocene climatic changes and atmospheric paleocirculation in the northwestern part of the "Arid Diagonal" of South America. - *Bamberger Geographische Schriften* 15: 355-369.

VEIT, H. (2000). Climate and landscape change into the Atacama desert. *Geographische Rundschau* 52 (9): 4-9.

VEIT, H. y GARLEFF, K. (1995). Evolución del paisaje Cuaternario y los suelos en Chile central-sur. En: Armesto, J., Villagrán, C. y Arroyo, M. (eds.) "Ecología de los Bosques Nativos de Chile". Editorial Universitaria, Santiago, Chile. 477 pp.

VELOSO, B. (2005). Estructura y dinámica del sistema dunar de Longotoma. Memoria para optar al título de geógrafo. Universidad de Chile, Departamento de Geografía. Inédito.

VREEKEN, W. (1984). Relative dating of soils and paleosols. In: Mahaney, W. (ed.). "Quaternary dating methods", pp. 269-281, Elsevier. New York, United States.

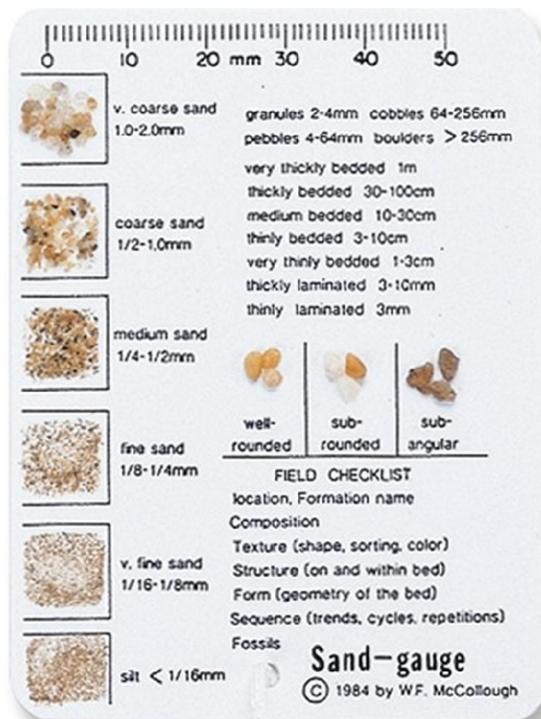
WALKLEY, A. & BLACK, A. (1934). An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Science*, 37:29-38.

ZAPATA, R. (2006). Química de los procesos pedogenéticos. Escuela de Geociencias, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Colombia. Medellín, Colombia. 358pp.

ZUÑIGA, A. (2000). Diagnóstico de las condiciones ambientales que condicionan la estabilidad de las laderas y la ocurrencia de movimientos en masa. Caso de estudio: Franja costera de Zapallar, Región de Valparaíso. Memoria para optar al título de geógrafo. Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile. Inédito.

VII. APENDICE

Apéndice N° 1: Sand Gauge.



Fuente: McCOLLOUGH (1984)

Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule

Apéndice N° 2: Ficha de Campo.

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
0 - 1																				
1 - 2																				
2 - 3																				
3 - 4																				
4 - 5																				
5 - 6																				
6 - 7																				
7 - 8																				
8 - 9																				
9 - 10																				

COMMENTS: \_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

Muestras: \_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

Fuente: ARAYA (2010)





## Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, Región del Maule