



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

**GEODINÁMICA ACTUAL DE UNA CUENCA COSTERA DE DOMINIO  
SEMIÁRIDO. CALETA HORNOS, REGIÓN DE COQUIMBO.**

Memoria para optar al grado de Geógrafo

HUGO FELIPE AMAYA CARRASCO

Profesora Guía: María Victoria Soto Bäuerle

Santiago – Chile

Mayo 2013

## Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer enormemente a mis padres, Ester y Hugo, que me han apoyado en todas y cada una de mis etapas de mi vida, entregándome amor en los momentos más difíciles, entregándome sus sabidurías de la vida, corrigiendo mis errores y siempre velando a que recorra el buen camino, sin ustedes todo lo que he logrado no lo hubiera conseguido, los amo con todo mi corazón y siempre estaré agradecido por todo el apoyo que siempre me dan, pase lo que pase, sé que siempre estarán a mi lado.

Quiero agradecer también a mis hermanas, Romina e Ingrid, compañeras y amigas de toda la vida, el apoyo que me han brindado ha sido muy importante, sus retos, consejos, siempre los tendré en mi mente y sobre todo el tiempo para escuchar mis problemas, las amo mucho.

A mi querida abuela, que me está viendo y cuidando ahora desde el cielo, siempre te recordaré, añoro esos momentos cuando de chico iba a visitarte y siempre me tenías un regalo guardado, tus historias que me contabas cuando ya estaba grande, y tu enorme sonrisa cada vez que te iba a visitar, te hecho mucho de menos. Al menos sé que desde arriba ya has visto la promesa que te dije una vez y eso me hace feliz, estoy con la persona que me hace muy feliz, tal como me dijiste. Te amo.

A mi profesora guía María Victoria Soto, por su gran apoyo, paciencia, consejos, ayuda y comprensión. Me ha guiado desde mi práctica profesional, siempre dispuesta a escuchar mis preguntas, dudas y peticiones, le agradezco enormemente su ayuda para realizar mi memoria antes de partir, siempre estaré agradecido y dispuesto en brindar mi apoyo y ayuda en lo que sea. Al profesor Francisco Ferrando, por su desinteresada ayuda en revisar y corregir mi memoria, sus correcciones han sido de gran valor. Al profesor Pablo Sarricolea que sin su ayuda habría sido casi imposible poder completar mi memoria, te agradezco enormemente tu ayuda y el tiempo que te diste para revisar todo.

A mis amigos de la universidad, no los quiero nombrar uno por uno por miedo a que se quede alguien en el tintero. Han sido y serán los mejores amigos, cinco años compartiendo, conversando, hablando de nuestros problemas y disfrutando de la vida, su apoyo y alegría han sido fundamentales para poder recorrer estos largos cinco años de universidad, se les quiere un montón y por favor no perdamos el contacto!.

A mis mejores amigos de toda la vida, Sergio y Gonzalo, he crecido junto a ustedes (más de 18 años de amistad), son mis hermanos y siempre lo serán, por toda la vida. A mi mejor amiga Paula (Miya), has sido súper importante en mi vida, eres la mejor amiga que un hombre puede tener, agradezco todo los momentos que hemos compartido negrita garca, y espero que sean mucho más.

Finalmente agradecer a otro de mis pilares que me sostienen con vida, a mi novia Veronika, eres una mujer demasiado especial, agradecido enormemente por haberte conocido, has cambiado mi vida y estoy feliz por aquello, espero estar contigo por millones de años más, viviendo la vida juntos, recorriendo el mundo a tu lado. I hab di gern meine Liebste, meine Herzle, ich werde an deiner Seite sein. Du bist meine Liebe. Ich bin glücklich, mein Leben mit dir zu teilen.

## ÍNDICE DE CONTENIDOS

	<i>pág.</i>
<b>1. RESUMEN.....</b>	<b>6</b>
1.1. ABSTRACT .....	7
1.2. ZUSAMMENFASSUNG .....	8
<b>2. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>9</b>
<b>3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....</b>	<b>11</b>
<b>4. ESTADO DEL ASUNTO .....</b>	<b>14</b>
4.1. ZONA LITORAL00.....	14
4.1.1. <i>Clasificación de costas</i> .....	14
4.1.2. <i>Terminología asociada a la zona litoral</i> .....	17
4.1.3. <i>Playas</i> .....	18
4.1.4. <i>Perfiles de playas</i> .....	20
4.1.5. <i>Morfodinámica de playas y playas dominadas por olas</i> .....	22
4.2. ACANTILADOS Y TERRAZAS MARINAS .....	28
4.2.1. <i>Acantilados</i> .....	28
4.2.2. <i>Morfología de los acantilados costeros</i> .....	29
4.2.3. <i>Clasificación de los acantilados costeros</i> .....	29
4.2.4. <i>Terrazas Marinas</i> .....	32
4.3. ZONA DE LA CUENCA COSTERA.....	33
4.3.1. <i>Fenómenos de remoción en masa</i> .....	33
4.3.2. <i>Tipos de movimientos de masa (Extraído de HUGGET, 2010)</i> .....	34
4.3.3. <i>Factores que condicionan los fenómenos de remoción en masa</i> .....	36
4.3.4. <i>Factores desencadenantes de remociones en masa</i> .....	38
<b>5. OBJETIVO GENERAL Y ESPECIFICOS.....</b>	<b>40</b>
5.1. OBJETIVO GENERAL.....	40
5.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	40
<b>6. HIPOTESIS DE TRABAJO.....</b>	<b>40</b>
<b>7. ANTEDECENTES GENERALES.....</b>	<b>41</b>
7.1. ÁREA DE ESTUDIO .....	41
7.1.1. <i>Contexto Regional</i> .....	41
7.1.2. <i>Cordillera de Los Andes</i> .....	41
7.1.3. <i>Cordillera de la Costa y planicies litorales</i> .....	42
7.1.4. <i>Clima</i> .....	42
7.1.5. <i>Hidrografía</i> .....	43

7.1.6.	<i>Contexto específico del área de estudio (cuenca costera de Caleta de Hornos).</i>	44
7.2.	<b>GEOLOGÍA DE LA CUENCA COSTERA DE CALETA DE HORNOS (EMPARAN &amp; PINEDA, 2000, HOJA SERENA- LA HIGUERA, ESCALA 1:100.00)</b>	46
7.2.1.	<i>Cuaternario</i>	46
7.2.2.	<i>Mioceno-Pleistoceno</i>	47
7.2.3.	<i>Cretácico Inferior</i>	47
7.2.4.	<i>Jurásico - Cretácico</i>	48
<b>8.</b>	<b>METODOLOGÍA</b>	<b>49</b>
8.1.1.	<i>Metodología dinámica costera (MDC)</i>	50
8.1.2.	<i>Metodología cuenca costera (MCC)</i>	53
<b>9.</b>	<b>RESULTADOS</b>	<b>65</b>
9.1.	IDENTIFICACIÓN DE GRUPOS DE FORMAS, CARACTERIZACIÓN Y ANÁLISIS DE PROCESOS DINÁMICOS DEL LITORAL (OBJ. 1 Y 3)	65
9.2.	ANÁLISIS DE LOS PROCESOS DINÁMICOS QUE CARACTERIZAN LA CUENCA COSTERA DE CALETA DE HORNOS , EN EL ESCENARIO ACTUAL DEL DOMINIO SEMIÁRIDO (OBJ. 2) ....	76
9.3.	CARTA GEOMORFOLÓGICA CUENCA COSTERA DE CALETA DE HORNOS	89
<b>10.</b>	<b>DISCUSIÓN</b>	<b>96</b>
10.1.	ENSENADA DE CALETA DE HORNOS, PLAYA DISIPATIVA DE ALTA ENERGÍA Y SUS FORMAS ASOCIADAS	96
10.2.	PROCESOS DE FORMACIÓN DE LA ENSENADA DE CALETA DE HORNOS	99
<b>11.</b>	<b>CONCLUSIONES</b>	<b>103</b>
<b>12.</b>	<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>104</b>

## ÍNDICE DE TABLAS, CUADROS Y FIGURAS

	<i>pág.</i>
<i>Tabla 1: Clasificación cualitativa general de playas.....</i>	<i>18</i>
<i>Tabla 2: Características de playas de alta energía y de baja energía.....</i>	<i>20</i>
<i>Tabla 3: Formas de segundo orden de playas arenosas.....</i>	<i>21</i>
<i>Tabla 4: Resumen de movimientos de masa y movimientos de fluidos.....</i>	<i>34</i>
<i>Tabla 5: Factores condicionantes importantes para cada tipo de remoción en masa.....</i>	<i>37</i>
<i>Tabla 6: Tipos de remoción en masa generadas por sismos.....</i>	<i>39</i>
<i>Tabla 7: Cálculos base para la realización de los índices morfométricos.....</i>	<i>57</i>
<i>Tabla 8: Clasificación de tamaños de cuenca.....</i>	<i>57</i>
<i>Tabla 9: Clases de valores de forma.....</i>	<i>59</i>
<i>Tabla 10: Clases de valores de compacidad, método de GRAVELIUS (1914).....</i>	<i>60</i>
<i>Tabla 11: Clases de valores de alargamiento según método de HORTON (1945).....</i>	<i>61</i>
<i>Tabla 12: Clases de valores de masividad.....</i>	<i>61</i>
<i>Tabla 13: Clases de densidad de drenaje, según GREGORY &amp; WALLING, (1985).....</i>	<i>62</i>
<i>Tabla 14: Clases de orden de corriente, metodología de STRAHLER (1964).....</i>	<i>62</i>
<i>Cuadro 1: Fórmula para calcular el coeficiente de forma (Kf), método de HORTON.....</i>	<i>58</i>
<i>Cuadro 2: Formula para obtener el coeficiente de compacidad (Kc), método de GRAVELIUS (1914).....</i>	<i>59</i>
<i>Cuadro 3: fórmula para calcular el índice de alargamiento propuesto por HORTON (1945).....</i>	<i>60</i>
<i>Cuadro 4: Formula para obtener el coeficiente de masividad.....</i>	<i>61</i>
<i>Cuadro 5: Formula para obtener la densidad de drenaje (HORTON, 1945).....</i>	<i>62</i>
<i>Cuadro 6: Clases de Pendientes, condición de terreno y colores sugeridos (VAN ZUIDAM, 1986).....</i>	<i>64</i>
<i>Cuadro 7: Cuadro resumen de resultados de índices morfométricos.....</i>	<i>93</i>
<i>Figura 1: Procesos de erosión en cuencas costeras.....</i>	<i>12</i>
<i>Figura 2: Clasificación y tipos de costas según Shepard.....</i>	<i>15</i>
<i>Figura 3: Tipos, morfologías y diseño estratigráfico de los tipos de costas durante el Holoceno.....</i>	<i>17</i>
<i>Figura 4: Terminología Costera.....</i>	<i>18</i>
<i>Figura 5: Estado de playa disipativa.....</i>	<i>23</i>
<i>Figura 6: Estado de playa con barra longitudinal.....</i>	<i>24</i>
<i>Figura 7: Estado de playa rítmica y barra.....</i>	<i>24</i>
<i>Figura 8: Estado de playa de barra y rips transversales.....</i>	<i>25</i>
<i>Figura 9: Estado de playa con terraza de bajamar.....</i>	<i>25</i>
<i>Figura 10: Playa reflectiva.....</i>	<i>26</i>
<i>Figura 11: Representación de las secuencias de playas dominadas por olas.....</i>	<i>27</i>
<i>Figura 12: Componentes generales de un sistema de acantilado costero.....</i>	<i>28</i>
<i>Figura 13: Perfiles asociados a los principales tipos de acantilados costeros.....</i>	<i>30</i>
<i>Figura 14: Geomorfología de una costa rocosa y acantilada.....</i>	<i>31</i>
<i>Figura 15: Tipos de acantilados.....</i>	<i>32</i>
<i>Figura 16: Tipos de movimientos en masa.....</i>	<i>36</i>
<i>Figura 17: Mapa área de estudio Cuenca Costera de Caleta de Hornos.....</i>	<i>45</i>
<i>Figura 18: Clasificación metodológica de los objetivos específicos.....</i>	<i>49</i>
<i>Figura 19: Procesos para digitalización y mapeo de interpretación de imágenes satelitales.....</i>	<i>51</i>
<i>Figura 20: Zona proximal de la bahía de caleta de Hornos.....</i>	<i>65</i>

<i>Figura 21: Vista panorámica zona media de ensenada de caleta de Hornos. Se puede apreciar el cambio de oleaje junto a la playa de rodados.</i>	66
<i>Figura 22: Vista del proceso de intercambio entre playa de rodados a una playa arenosa junto con presencias de microacantilados .</i>	66
<i>Figura 23: Vista de las dunas anteriores junto a la playa de rodados (a la izquierda) y dunas anteriores modificadas por la construcción de un camino en la zona media de caleta de Hornos (a la derecha).</i>	67
<i>Figura 24: Vista de las dunas anteriores estabilizadas por vegetación en la zona distal de caleta de Hornos.</i>	67
<i>Figura 25: Vista general de las dunas recubriendo gran parte de la terraza marina en la zona media y distal de caleta de Hornos</i>	68
<i>Figura 26: Distintas vistas sobre el blow-out presente en la zona distal de caleta de Hornos.</i>	69
<i>Figura 27: Vista de duna barjanica dispuesta sobre la terraza marina, en la zona distal de caleta de Hornos</i>	69
<i>Figura 28: Vista panorámica de quebrada de Hornos</i>	70
<i>Figura 29: Puente de panamericana norte cruzando quebrada de Hornos.</i>	70
<i>Figura 30: Depósitos fluviales proveniente de quebrada Honda.</i>	71
<i>Figura 31: Vista panorámica desde la playa hacia quebrada de Honda</i>	71
<i>Figura 32: Quebrada Agua Salada junto a sus depósitos de rodados, tercera quebrada que forma la bahía de caleta de Hornos .</i>	72
<i>Figura 33: Vista interna de quebrada Agua Salada, junto a huellas de rodados depositados en las terrazas marinas del área de estudio</i>	72
<i>Figura 34: Depósitos de gravas redondeados en terraza marina II, en la zona proximal de caleta de Hornos</i>	73
<i>Figura 35: Vista de la terraza marina II, junto a su secuencia sedimentaria disectada por quebrada de Hornos en la zona proximal</i>	74
<i>Figura 36: Secuencia sedimentaria en terraza marina II ubicada en la zona proximal a media de la ensenada (entre quebrada Hornos y Honda).</i>	75
<i>Figura 37: Terraza marina II cubierto por arena proveniente de las dunas</i>	75
<i>Figura 38: Mapa Jerarquía red de drenaje utilizando el método de STRAHLER .</i>	79
<i>Figura 39: Mapa Jerarquía red de drenaje utilizando el método de SHREVE.</i>	80
<i>Figura 40: Mapa de pendientes cuenca de Hornos según método de VAN ZUIDAM (1986).</i>	81
<i>Figura 41: Mapa de distribución de precipitación, mes de Mayo</i>	84
<i>Figura 42: Mapa de distribución de precipitación, mes de Junio</i>	85
<i>Figura 43: Mapa de distribución de precipitación, mes de Julio</i>	86
<i>Figura 44: Mapa de distribución de precipitación, mes de Agosto.</i>	87
<i>Figura 45: Mapa de distribución de precipitación, mes de Septiembre</i>	88
<i>Figura 46: Carta geomorfológica Caleta de Hornos</i>	89
<i>Figura 47: Carta geomorfológica Caleta de Hornos, zoom subcuenca de Aguas Saladas.</i>	90
<i>Figura 48: Carta geomorfológica Caleta de Hornos, zoom vertientes graníticas.</i>	91
<i>Figura 49: Carta geomorfológica Caleta de Hornos, zoom zona costera</i>	92
<i>Figura 50: Tipos de zonas de rompientes, ensenada de caleta de Hornos</i>	98
<i>Figura 51: Perfil de playa zona media de caleta de Hornos.</i>	99
<i>Figura 52: Perfil de playa zona distal de caleta de Hornos.</i>	99
<i>Figura 53: Playa de rodados en la zona proximal de caleta de Hornos.</i>	101
<i>Figura 54: Extensa playa de rodados ubicado en la zona media, donde se encuentra la desembocadura de quebrada Honda.</i>	101
<i>Figura 55: Vista interna de quebrada Agua Salada, junto a huellas de rodados depositados en las terrazas marinas del área de estudio</i>	102

## 1. RESUMEN

Se analiza la cuenca costera de Quebrada Hornos y su litoral asociado desde la perspectiva de la geomorfología y dinámica costera, en el contexto de sistemas interconectados.

Se identificaron y estudiaron las formas y la dinámica del litoral cercano a través de la refracción del oleaje, y el análisis espaciotemporal de los tipos de zonas de rompiente (playas dominadas por olas), verificando la presencia de una playa eminentemente disipativa de alta energía. Se realizaron en la campaña de terreno perfiles de playa, trazados desde la línea de máxima resaca hasta el cordón de dunas anteriores.

El sistema costero está conformado por remanentes de terraza marina disectadas por tres *talwegs* que desembocan directamente en la bahía de Hornos. Sobre la terraza marina existe una importante duna transgresiva, de herencia del Cuaternario. La playa, en su zona proximal está conformada de gravas (rodados) media a gruesas, y de litologías predominantemente graníticas, mientras que la zona distal de la playa está compuesta por arenas.

Se aplicó a la cuenca una serie de índices morfométricos, los que fueron analizados en función a la geomorfología de las subcuencas y en el contexto de los datos climáticos existentes para la zona.

Se concluye que la cuenca presenta las condiciones necesarias para el transporte de masa desde las vertientes a los *talwegs* principales y éstos a la línea de costa, existiendo evidencias de procesos de remoción en masa en la cuenca, constituyéndose en un factor de base para la generación de fenómenos dinámicos generados bajo ciertos umbrales pluviales.

**Palabras claves:** dinámica costera, cuenca costera, índices morfométricos, remociones en masa.

## 1.1. ABSTRACT

*Analyzez the coastal basin and its coastal Quebrada associated Ovens from the perspective of coastal geomorphology and dynamics in the context of interconnected systems.*

*Identified and studied the ways of the coast and nearby coastal dynamics through the refraction of waves, and spatial analysis of types of surf zone (beaches dominated by waves), verifying the presence of a beach eminently high energy dissipative . Were performed in the field campaign beach profiles, drawn from the high surf line to previous line of dunes.*

*The system consists of coastal marine terrace remnants dissected by three talwegs flow directly into the bay Horn. On the terrace there is an important marine heritage Quaternary transgressive dune. On the beach, in the area is proximal gravels (pebbles) medium to coarse predominantly granitic lithologies, the distal area of the beach is composed of sand.*

*Was applied to the basin morphometric index series, which were analyzed according to the geomorphology of the sub-basins and in the context of existing climate data for the area. Conclude that the basin has the necessary conditions for mass transport from the slopes to the main talwegs and these waterfront, with evidence of mass wasting processes in the basin, becoming a basic factor for the generation of dynamic phenomena storm generated under certain thresholds.*

**Keywords:** *coastal dynamics, coastal basin, morphometric indices, mass removals.*



## 1.2. ZUSAMMENFASSUNG

Das an der Küste gelegen Becken der Quebrada Hornos und der umliegende Küstenbereich wurden aus einer geomorphologischen und küstendynamischen Sicht im Kontext der miteinander vernetzten Systemen untersucht.

Die Küstenformen und -dynamiken des umliegenden Küstenbereichs sowie der Einfluss der Wellenrefraktion wurden identifiziert und untersucht sowie eine räumlich-zeitliche Analyse der Art der Wellenfronten (Strand von Wellen dominiert) durchgeführt, um die Präsenz eines dissipativen Strandes mit großen Energieflüssen zu überprüfen. In einer Geländeexkursion wurden Strandprofil erstellt, die von der Gezeitenschorre bis zu den ersten Dünen reicht.

Das Küstensystem beinhaltet Resten einer Meeresterrasse, die von drei *Talwegen* durchschnitten wurde, welche direkt in der Bucht von Hornos ins Meer münden. Auf dieser Meeresterrasse gibt es eine wichtige transgressive Düne, die ein Erbe des Quartärs ist. Der Strand weist in seiner nahen *Zone (Proximal-Zone)* mittleren bis groben Kies aus vorherrschend granitischem Gestein auf, die ferne *Zone (Distal-Zone)* besteht aus Sanden.

Auf das Küstenbecken wurde eine Serie morphometrischer Indizes angewandt, welche nach ihrer Funktion in der Geomorphologie der untergeordneten Becken und im Kontext mit bestehenden Klimadaten der *Zone* analysiert wurden.

Das Becken der Quebrada Hornos weist die notwendigen Konditionen für einen Massentransport von den Hängen durch die Haupt-*Talwege* zur Küstenlinie auf. Es sind gravitative Massenprozesse zu erkennen, welche einen grundlegenden Faktor für die Bildung dynamischer Prozesse bei gegebenen Niederschlagsschwellenwerten darstellen.

**Schlagworte:** Küstendynamik, Küstenbecken, Morphometrische Indizes, Massenbewegungen.

## 2. INTRODUCCIÓN

Las zonas costeras han sido de gran importancia para el desarrollo de la sociedad, la utilización de ésta para transporte, comercio y la producción de alimentos marinos.

A nivel mundial la tendencia demográfica es decidora, y devela un aumento de la población en zonas costeras. Más de un tercio de la población mundial vive a menos de 100 kilómetros de la costa, dicha situación se acentúa en América Latina y el Caribe alcanzando un 60% (PNUMA/ORPALC, 2004). Chile no es ajeno a esta tendencia, debido a que presenta más de 120.827 km<sup>2</sup> de Mar territorial continental y oceánico, el Mar territorial de Chile continental representa 106.707km<sup>2</sup> (IGM, 2008) por el cual la mayoría de sus ciudades están ubicadas en zonas costeras tales como Iquique, La Serena, Coquimbo, Valparaíso, San Antonio, Puerto Montt por mencionar algunas entidades pobladas de relevancia en el sistema urbano nacional. Al mismo tiempo se han producido conflictos muy complejos en estas zonas debido a la explosión demográfica y la ocupación de terrenos, y tal como señala SARDA (2009). Sin embargo, las costas sufren en la actualidad una presión sin precedentes en la historia del planeta debido al incremento sustancial de la población humana y su aglomeración en este delicado sistema de interfase, tendencia que difícilmente va a reducirse en breve. La intensidad de esta presión amenaza fuertemente la integridad y sostenibilidad de los sistemas naturales costeros, y con ello, las funciones que estos desarrollan y los servicios que prestan.

En este sentido la zona costera es uno de los territorios litorales más intensamente usados, ya sea, la playa arenosa, las dunas costeras, las zonas estuariales con las consiguientes alteraciones antrópicas como también aquellas debidas a la dinámica natural de estos sistemas.

La población total de la Región de Coquimbo es de 704.908 habitantes (INE, 2012 preliminar) de los cuales el 97% se asienta en la zona costera en ciudades próximas a litorales arenosos, como Coquimbo, La Serena, Tongoy y los Vilos (CASTRO & BRIGNARDELLO, 2005).

Los efectos provocados en las zonas costeras dentro del centro-sur de Chile por el Tsunami del año 2010 surge como inquietud científica la necesidad de analizar cómo los ambientes litorales se han formado, evolucionado y estabilizando y de qué manera se pueden ver afectados producto de estos eventos naturales, reconociendo en consecuencia la existencia de condiciones de amenaza y de vulnerabilidad en la zona costera. Ellos permitirán contribuir entre otras cosas a elaborar planes de manejo de mitigación, diseño de zonas de evacuación y lo más importante medidas de prevención para evitar que los desastres naturales tengan un gran impacto en la sociedad.

El trabajo de investigación de esta memoria se encuentra enmarcada en el proyecto Fondecyt N° 1120234: Geodinámica y tendencia evolutiva del sistema litoral de la mega ensenada de Coquimbo: hacia una prognosis de amenazas naturales para escenarios de cambios ambientales endógenos y exógenos, que tiene como objetivo principal analizar la evolución de los grupos de formas que configuran la mega ensenada de Coquimbo a fin de poder establecer las condiciones de cambio y tendencias evolutivas futuras, que permitan realizar una prognosis respecto amenaza de origen natural ante escenarios de cambio ambiental y tectónico.

Esto se debe a que la zona mencionada anteriormente presenta ausencia de grandes sismos y se constituye en un agente detonador potencial de procesos de gran impacto en la línea de costa, que pueden incidir en cambios de altura del nivel de la costa, en la transferencia de masa sedimentaria litoral y la generación de procesos en remoción en masa.

En efecto, en el borde costero de la Región de Coquimbo tan solo el 18,1% de la línea litoral es arenosa, mientras que el resto es costa rocosa o bien, compuesta por playas de rodados u otros materiales detríticos de mayor tamaño que las arenas (CASTRO & BRIGNARDELLO, 2005).

### 3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Se plantea que los sistemas litorales del semiárido de Chile deben ser tratados como sistemas evolutivos (con diferentes transformaciones durante las estaciones del año con una notoria agudización en invierno) y con taxonomía adecuados a la realidad morfoclimática actual y de formas anteriores que se mantienen en el tiempo dejando entrever el comportamiento de las formas en el pasado.

El área de estudio corresponde a un clima semiárido, se caracteriza fundamentalmente por una costa rocosa baja, detrás de la cual se extienden terrazas marinas de abrasión, escalonadas hasta los primeros contrafuertes de la cordillera de la Costa (DÍAZ-NAVEAS & FRUTOS, 2010).

El área de estudio de ésta investigación comprende la zona de Caleta de Hornos y su litoral asociado en la mega ensenada de Coquimbo. La ensenada asociada a caleta de Hornos tiene un complejo sistema de transferencia de masa con su cuenca de sustentación fluvial.

En general en las costas de Chile existe también una importante evolución de sus formas, las que están controladas por las debilidades estructurales y tectónicas del litoral y las condiciones litológicas de este (MARTÍNEZ, 2001). Estos factores han incidido en la conformación de litorales alineados y desalineados, de la formación de playas arenosas y la transferencia de masa.

Por otro lado la información que ha provisto la modelación de los cambios climáticos de Chile para el presente siglo (CONAMA 2006; GARREAUX *et al.* 2008) permiten asumir condiciones de precipitaciones esporádicas y concentradas que generarían fuerte impacto en la geodinámica exógena del semiárido, propiciando inundaciones y remociones en masas afectando la evolución y dinámica de las formas. De acuerdo a los que señala POMAR (1963), podrían ocurrir alteraciones de caudal y sedimentos de los cursos de agua tanto en la parte alta como media de la cuenca modificando en si la desembocadura y el aporte de transferencia de masa entre ellas, acreción o erosión de las playas arenosas, avance o estabilización de las dunas, etc.

De acuerdo con esto la cuenca costera de Caleta de Hornos presenta un sistema complejo en cuanto a sus procesos de formación y dinámica pues presenta grandes quebradas aluviales los cuales habrían contribuido a la conformación de la playa en esta zona, indicando una interacción entre procesos costeros y aportes desde la cuenca.

Es así que en la cuenca del área de estudio es posible encontrar formas asociadas a procesos de erosión hídrica, remoción en masa, procesos dinámicos en los sistemas de vertientes, entre otros (Fig. 1).

**Figura 1: Procesos de erosión en cuencas costeras.**



(Fuente: Elaboración propia según antecedentes de LARA, 2007; ARAYA-VERGARA & BORGEL, 1972. Proyecto Fondecyt N° 1120234).

El área de estudio se inserta en una zona en la que se ha identificado el denominado “Gap sísmico de Coquimbo” (VIGNY *et al.*, 2009), En esta área se tiene registro de un terremoto magnitud 7,9 en 1943, conocido como el terremoto de Illapel. Este sismo produjo un tsunami de 4-5 m de alto (BECK *et al.*, 1998). Previamente, en esta zona se tiene registros de terremotos en los años 1647, 1730 y 1880, los dos primeros afectando también el segmento más al sur. Un terremoto intraplaca afectó parte de este segmento en 1997 (terremoto de Punitaqui, magnitud 7,1), el cual no corresponde sin embargo al de tipo de subducción interplaca. Las recurrencias de grandes sismos del orden de 100 años en Atacama y de entre 60 y 150 años en Coquimbo, si bien son sólo indicativas, sugieren que estas zonas pueden considerarse como brechas sísmicas con potencial de activarse en un futuro cercano, considerando que los últimos grandes terremotos fueron hace 88 y 67 años,

respectivamente. En la zona de Coquimbo, estudios recientes de sismicidad y deformación cortical (VIGNY *et al.*, 2009) muestran que la zona se está cargando para un futuro evento interplaca. Es así que en el futuro este sector podría ser afectado por un sismo de gran magnitud provocando serios daños a los asentamientos humanos como también modificaciones morfo-estructurales a los grupos de formas a estudiar.

Consecuentemente, el propósito de esta investigación es identificar los grupos de formas del ambiente litoral de Caleta de Hornos, e identificar la dinámica de la cuenca y la ensenada asociada a esta.

## 4. ESTADO DEL ASUNTO

El tema de investigación está sustentado teórica y conceptualmente en las formas y procesos de dos sistemas morfológicos. El primero está referido a los procesos de dinámica costera, es decir, procesos que han permitido formar y desarrollar el litoral, formación de terrazas marinas y de abrasión, formación de playas arenosas y de rodados y por último todo el comportamiento dinámico de la playa actual. El segundo se refiere al concepto de cuencas costeras y todos los procesos que ocurren en éstas y que al mismo tiempo interviene en el desarrollo de las formas de la línea de costa asociada, dentro de esta temática se consideran los procesos de dinámica de talwegs, denudación de vertientes, remoción en masa entre otros. Estos sistemas a su vez están insertos en un ambiente que de acuerdo a GARREAUD *et al.* (2008), están sujetos a los nuevos escenarios de cambios climáticos y en consecuencia a las modificaciones geodinámicas asociadas.

### 4.1. ZONA LITORAL00

#### 4.1.1. CLASIFICACIÓN DE COSTAS

Las costas (Fig. 2) pueden ser consideradas en dos tipos, las costas bajas deposicionales, que representan el 20% de la línea de costa mundial y que comprenden formas como playas, dunas, lagunas litorales, marismas, estuarios y deltas. La segunda unidad es la conformada por las costas escarpadas y rocosas, entre las que se cuentan como formas más representativas, los fiordos, rías, plataformas de abrasión y los acantilados, esta unidad representa el 80% de los litorales marinos del mundo (CASTRO & MORALES, 2006).

En las costas de depositación predominan los procesos de reagrupamiento y estabilización de sedimentos, siendo las playas y las dunas las formas más comunes. En este tipo de formas dominan los materiales desagregados, se encuentran en constante reajuste morfológico, poseyendo dinámicas muy cambiantes en cortos períodos (SHORT, 1999).

Las unidades de costas erosivas incluyen a los acantilados y plataformas litorales. En este tipo de formas domina la erosión, presentando su desarrollo condicionado por las características estructurales y litológicas de los afloramientos costeros (BIRD, 2008).

En la naturaleza sin embargo, las olas no son las únicas que erosionan las costas, se erosionan también por la acción de las mareas, condiciones sub-aéreas (como el clima) y la actividad biológica (HASLLET, 2009).

<b>I. Orillas y costas primarias o jóvenes</b>		
Debidas primariamente a la acción de agentes terrestres más bien que marinos.		
<b>1.COSTAS DE EROSION TERRESTRE</b> Conformada por erosión subaérea e inundadas parcialmente por aumento del nivel del mar, hundimiento o deglaciación.	Costas de Ría (valles de río inundados)	Tipo detrítico Tipo de enrejado
	Costas de erosión Glacial Inundadas	Costas de fiordo Valles glaciales
	Costas de Topografía Karst Inundadas	
<b>2. COSTAS DE DEPOSICION SUBAÉREA</b> Conformada por deposición de origen terrestre	Costas de deposición Fluvial	Costas deltaicas Digitadas Lobuladas Arqueadas Lanceoladas
		Costas con llanos de aluvión
	Costas de deposición Glacial	Morrenas parcialmente sumergidas
		Colinas de morrenas parcialmente sumergidas Rasgos del derrubio glaciario parcialmente sumergidos
	Costas de deposición eólica Costas de desmoronamiento	Dunas Dunas fósiles Llanos de arena
<b>II. Orillas y costas secundarias o maduras</b>		
Debidas primariamente a la acción de agentes marinos o de organismos marinos vivos. Pueden haber sido o no costas primarias antes de ser conformadas por el mar.		
<b>1.COSTAS DE EROSIÓN MARINA</b> Conformadas por erosión del mar debida a la acción de las olas	Acantilados rectificados	Tallados en material homogéneo
		Acantilados de lomo de burro Acantilados de línea de falla
	Acantilados irregulares	Tallados en estratos inclinados y alternados de material duro y blando Tallados en material heterogéneo
<b>2. COSTAS DE DEPOSICIÓN MARINA</b> Conformadas por la sedimentación marina	Costas con Barras y Lenguas Litorales	Playas de barra
		Islas de barra
		Lenguas de barra
		Barras de bahía
	Abanicos de derrubio	
	Costas lanceoladas	
	Llanos de playa	
<b>III. Costas continentales</b>		
Tipos costeros generales de los continentes		
<b>1.COSTAS DE MONTAÑAS RECIENTES</b>	Costas correspondientes a las formadas durante el terciario o el cuaternario	
<b>2. COSTAS DE MONTAÑAS ANTIGUAS</b>	Costas correspondientes a las formadas antes del terciario	
<b>3. COSTAS CON LLANOS COSTEROS</b>	Costas correspondientes a las formadas por deltas o llanos de aluvión	
<b>4. COSTAS GLACIADAS</b>	Costas correspondientes a las orillas que han estado o están cubiertas por glaciares	

Figura 2: Clasificación y tipos de costas según Shepard (1974).



En este sentido CODIGNOTTO (1997), muestra los factores que modelan las costas y su clasificación de tipo de costas. De este modo existen cuatro factores o grupos interdependientes:

- Factores del grupo I: Factores geológicos (estructura en el sentido geomorfológico).
- Factores del grupo II: Factores propios del océano (olas, corrientes y mareas).
- Factores del grupo III: Son propios de un sector de costa (acción eólica, acción fluvial y acción antrópica).
- Factores del grupo IV: Oscilaciones del nivel del mar de orden global (cambio climático global) y oscilaciones del nivel del mar de orden local (tectonismo-volcanismo).

Junto a estos factores que modifican la costa CODIGNOTTO (1997) identificó diversos tipos de costas (Fig. 3) que se resumen en las siguientes clases:

a) Costas de progradación: Este tipo de costas está formado por depósitos clásticos arenosos o gravosos con o sin bioclastos. Cada pulso de acreción queda representando morfológicamente por un depósito longitudinal levemente elevado (crestas de playas). Es así que este proceso puede rellenar bahías de forma total o parcial.

b) Costas estacionarias: Este tipo de costas se puede distinguir como: Espiga de barrera o *pin barrier*: Estas son formas de acreción con deriva litoral originadas hace unos 5.000 años, que cierran parcialmente cuerpos restringidos de agua salada o salobre. Actualmente su crecimiento o erosión es muy lento.

c) Costas de retrogradación: Este tipo de costa está representado por dos subtipos, el primero se conoce como islas de barrera en retroceso, en estas se encuentran un grupo de islas barreras que presentan incipientes fenómenos de erosión. La segunda es acantilada, este es el tipo más común que se puede encontrar en las costas.





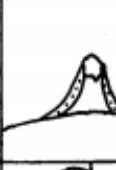
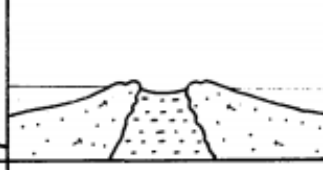
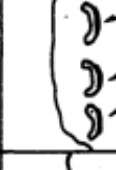
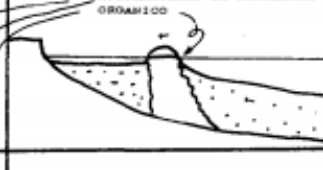


	TIPO	MORFOLOGIA	ESTRATIGRAFIA
PROGRADACION	A.1.		
	CRESTAS DE PLAYA		
ESTACIONARIO	B.1.		
	B.2.		
	TOMBOLO (dobla)		
RETROGRADACION	C.1.		
	ISLAS DE BARRERA		
	C.2		
	ACANTILADO ACTIVO		

Figura 3: Tipos, morfologías y diseño estratigráfico de los tipos de costas durante el Holoceno (fuente: CODIGNOTTO, 1997).

#### 4.1.2. TERMINOLOGÍA ASOCIADA A LA ZONA LITORAL

Las zonas litorales pueden ser divididas en varias unidades y formas (Fig. 4), tal como lo define BIRD (2008) y que es la nomenclatura más extendida a nivel científico.

Según HASLETT (2009), la zona litoral puede ser dividida según los cambios morfológicos, (*backshore, foreshore, inshore* y *offshore*) como también según los tipos de procesos de ondas que operan en diferentes partes de la zona costera (*swash zone, surf zone* y *breaker zone* que juntos comprenden la zona de *nearshore*). También hace referencia a la subdivisión en clases sedimentológicas, de acuerdo al tipo de sedimento, estructuras sedimentarias y/o procesos deposicionales que puedan ocurrir (READING & COLLINSON, 1996 en HASLET, 2009).

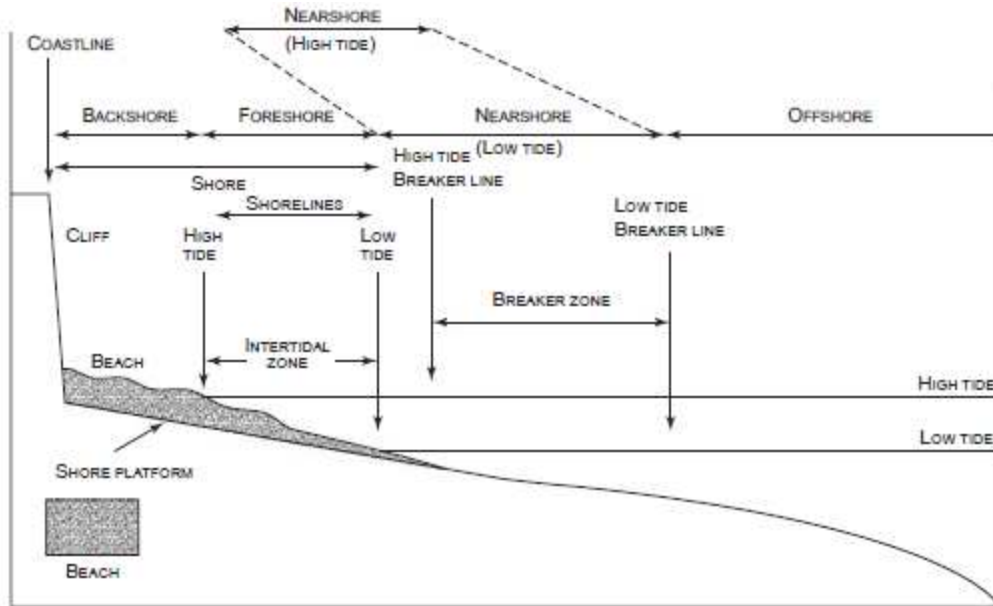


Figura 4: Terminología Costera (fuente: BIRD, 2008).

#### 4.1.3. PLAYAS

Las playas son sistemas costeros que cubren dos terceras partes de la costa libre de hielo en todo el mundo (SHORT, 1999). Una playa está conformada por los sedimentos que ahí se depositan y la acción de las olas (KOMAR, 1976). Una clasificación cualitativa (tabla 1) se realiza con base en la altura/energía de la ola, clima de la ola anual/estacional, tipo de ola, tamaño/composición de los sedimentos, rango de las marea, clima y latitud (SHORT 1999).

Parámetro	Tipo de playa	Referencia
Olas Altura/Energía	Alta-energía	Davis & Hayes (1984)
Clima de ola anual	Baja energía	Otvos (1982)
	Ola de tormenta	Davies (1964)
	Oleaje de la costa oeste	
	Oleaje de la costa este	
	Protegida	
Clima de ola estacional	Invierno/tormenta/corte	Inman & Filloux (1960)
	Verano/oleaje/relleno	Bascom (1964)
		Davis & Schwartz (1982)
Tipo de ola	Oceánica/Oleaje	Davies (1964)
	Mar	Nordstrom (1992)
	Estuarina	
Marea	Macro	Davies (1964)
	Meso	Hayes (1979)
	Micro	Davis & Hayes (1984)
Tamaño del sedimento	Roca	Davies (1980)
	Grava/guijarro	Nordstrom (1992)
	Arena	
Composición del sedimento	Cuarzo	Bird (1982)
	Carbonato	
Clima/latitud	Polar/alta	Davies (1982)
	Templada/media	
	Tropical/baja	

Tabla 1: Clasificación cualitativa general de playas. Modificado de SHORT (1999) en TORRES (2010).

Las playas están compuestas por materiales sueltos, no consolidados, maleables, sean de arenas y/o guijarros (HASLLET, 2009). En las playas opera la interacción de los agentes costeros (corrientes, mareas, vientos) (BIRD, 2008) en tal sentido que SHORT (1999) señala que una playa es la acumulación de sedimentos depositados por el oleaje, entre la profundidad máxima en la cual las olas pueden transportar material sedimentario hacia tierra (base de la ola), y el límite hacia tierra de la acción sub-aéreas de la ola y el transporte de los sedimentos (límite de *swash*) (TORRES, 2010) por lo tanto las playas están sujetas a constantes cambios morfológicos y topográficos (CASTRO & MORALES, 2006).

### **Playas de alta y baja energía (tabla 2)**

Este término se ocupa específicamente para playas arenosas (con sedimentos entre 2.0 y 0.07 mm). Se emplea el concepto de “alta energía” para las playas ubicadas frente a los océanos (MACLACHLAN & BROWN, 2006). El termino de playa de baja energía se aplica a playas protegidas en bahías, lagunas y estuarios (ELIOT et al, 2006). En playas de alta energía las olas regulan las características físicas que se observan en ellas, pero en playas de baja energía las olas están restringidas o ausentes y se observan otro tipo de características (ELIOT *et al.*, 2006 en TORRES 2010).

Alta energía (oleaje)	Baja energía (sin oleaje)
<p>La costa está sujeta a todas las formas de actividad de oleaje de baja frecuencia y rango total del nivel de agua</p> <p>Oleaje presente bajo condiciones de viento hacia el mar.</p> <p>Corrientes cercanas a la costa predominantemente manejadas por las olas.</p> <p>Plataformas intermareales y barras en la terraza formadas en ambientes del océano abierto, el formador principal de las costas dominadas por las mareas.</p> <p>Sin vegetación macroscópica creciendo en la zona cercana a la costa.</p> <p>El total de la playa está afectado por los cambios ambientales entre condiciones de calma y de tormenta. La mayoría de los cambios ocurren cerca de la costa, en los primeros 100 a 50 m hacia el mar.</p> <p>La morfología de la playa cambia, alternando desde las barras (ola-disipativa) y la berma (ola-reflectiva) estados de perfil conforme los cambios de régimen de ola entre condiciones relativamente bajas (&lt; 1.0 m) y altas (&gt; 2.0 m).</p> <p>Estados transitorios exhiben una línea de costa rítmica, con morfología común con gran variedad de barras internas y corrientes de retorno.</p> <p>La vegetación crece en la parte posterior de la playa, muy por encima de la marea más alta y condiciones moderadas de tormenta.</p>	<p>Las olas del océano son diferencialmente filtradas como olas transmareales que tienen una mínima reducción hacia el embayamiento (Kinsman 1984).</p> <p>La costa está en calma, a menudo como espejo, bajo condiciones de viento hacia el mar.</p> <p>Corrientes activas sobre las terrazas submareales que son manejadas predominantemente por mareas y cambios en el nivel del agua.</p> <p>Mientras el detalle de su geografía no se conoce, las terrazas submareales se forman en lugares donde se acumulan los sedimentos.</p> <p>Pastos y algas marinas creciendo en la terraza submareal, a menudo en los 5 m cercanos a la costa.</p> <p>Dependiendo del ancho, las terrazas del submareal permanecen sin cambio entre las condiciones de calma y de tormenta. La mayoría de los cambios ocurren en la playa y sobre la cara de la playa, en los primeros 10 a 20 m hacia el mar.</p> <p>Estado de la playa tiende a persistir en forma conforme cambia el régimen de ola entre condiciones relativamente baja (&lt; 0.1 m) y alta (0.25 m) y estados previos pueden persistir.</p> <p>Perfiles redondos que alternan entre formas con geometría cóncava y convexa (hacia tierra). La forma gruesa de la playa, incluyendo la terraza submareal, no cambia.</p> <p>La vegetación crece en la parte posterior de la playa, terminando muy cerca del límite de la marea más alta.</p> <p>La vegetación es lavada por olas que corren bajo condiciones moderadas de tormenta.</p>

Tabla 2: Características de playas de alta energía y de baja energía. Modificada de ELIOT *et al.* (2006) en TORRES (2010).

#### 4.1.4. PERFILES DE PLAYAS

La forma en que las playas responden a las energías de las olas se asocia al nivel de energía que recibe (HASLLET, 2009).

Las playas presentan un perfil, con características generales que se conocen como formas de primer orden (FINKL, 2004). La forma del perfil de playa es generalmente debida a procesos que operan a lo largo de un plano vertical en la dirección del avance de las olas, mientras que la forma del plano de la playa es debido a procesos que operan en dirección paralela a la costa a lo largo de la costa (SHORT, 1999 en TORRES, 2010). Con mayor detalle se observan formas de tercer orden, desde ondas generadas por olas, marcas de *swash* y *backswash*, canales de drenaje y estructuras internas en el piso que constituyen la

fábrica de los depósitos de playa. Las formas de segundo y tercer orden son producto de las condiciones locales de playa (FINKL, 2004).

ARAYA-VERGARA (1986) clasificó los perfiles de playa según su connotación genética y morfológica permitiendo su identificación mediante la relación entre las secuencias y procesos que han sido modelados, distinguiendo entre secuencias de playa (una, dos o más) y procesos morfológicos (erosivos, acrecionales o mixtos). El perfil subaéreo de la playa se compone fundamentalmente de una anteplaya o *beach-face* (tabla 3), normalmente precedida de una berma o pos playa cuando su pendiente se inclina hacia tierra adentro, o de una alta playa si su pendiente inclina hacia el mar o es cercana a la horizontal.

Forma o propiedad	SNP	SPP	Definición
Playa posterior [Backshore]	X		Zona de la playa entre la cresta de la berma y la duna, bancos o arrecifes.
Barra [Bar]	X		Borde o bordes alargados, ligeramente sumergidos, los cuales quedan expuestos en marea baja.
Barreras [Barrier]		X	Una playa de arena (playa de barrera), isla (isla de barrera), o punta que se extiende paralela con la tendencia general de la costa pero está separada de la tierra principal por un cuerpo de agua o ciénaga relativamente angostas.
Cara de playa [Beach face]	X		Zona de lavado (swash, término morfodinámico); parte de la inclinación reflectiva del perfil superior de la playa encima del NMM (Nivel Medio del Mar) y típicamente sobre la berma.
Playa de borde o de tormenta [Beach ridge]	X		Borde bajo, largo de materiales de playa gruesos (gravas, conchas) apilados por las olas de tormenta atrás de la berma, hacia tierra.
Berma [Berm]	X		Parte horizontal posterior cercana a las dunas atrás de la pendiente exterior
Cima de la Berma [Berm crest]	X		Límite hacia el mar de la berma; entre la pendiente, el levantamiento de la berma y la huella de la berma, terraza.
Cuspitos [Cusps]		X	Serie de curvas con puntas adyacentes sobre la cara de la playa
Playa exterior [Foreshore]	X		Parte inclinada de la playa entre la berma y la línea de agua más baja
Terraza de marea baja [Low tide terrace]	X		Barra a lo largo de la playa pegada a la cara de la playa que se convierte en terraza cuando baja el agua
Playa hacia fuera [Offshore]	X		Zona hacia el mar de la marca de la marea baja
Canal de retorno [Rip channel]	X	X	Canal que corta hacia el mar el flujo de las corrientes de retorno las cuales usualmente cruzan la barra a lo largo.
Línea de agua baja [Shoreface]	X	X	Línea de agua baja hacia la pendiente plana del continente.
Canales [Trough] ("runnel", bajo)	X		Larga depresión o serie de depresiones a lo largo de la playa baja o fuera de la cual la playa se expone cuando baja el agua.

SNP = Procesos perpendiculares a la orilla, SPP = Procesos paralelos a la orilla. Los terminos y definiciones difieren algo dependiendo del punto de vista (e.g. morfología, hidrodinámica). Definiciones basadas en Shepard (1973), Schwartz (1982), Short (1999).

Tabla 3: Formas de segundo orden de playas arenosas. Modificado de FINKL (2004) en TORRES (2010).

#### 4.1.5. MORFODINÁMICA DE PLAYAS Y PLAYAS DOMINADAS POR OLAS

Los modelos de evolución de playas tratan de relacionar la morfología tridimensional de las playas con las condiciones hidrodinámicas y sedimentarias del sistema. Para estudiar por lo tanto estos procesos se establecen una clasificación de los diferentes tipos de formas en planta y perfil que presentan las ensenadas, donde se definen una serie de secuencias de estados.

El análisis de la morfodinámica está determinado por los tiempos de observación, por cual se requiere siempre considerar el contexto morfoestructural de la ensenada, pues éste configura los patrones evolutivos generales del sistema (MARTÍNEZ, 2001).

En 1984, WRIGHT & SHORT realizaron una síntesis de su modelo de estados de playa micromareales, redefiniendo y simplificando la secuencia de estados, que pasó de diez a seis estados consecutivos, incluyendo una nomenclatura común a los estados de playa.

En este sentido se presenta a continuación una breve descripción de los diferentes estados morfodinámicos de las playas, que son de interés para el área de estudio.

Playas disipativas: Desde el punto de vista morfológico, este tipo de playas se caracteriza por tener pendientes suaves ( $\tan B = 0.01-0.02$ ) a lo largo de todo el perfil con una o más barras con surcos muy poco acusados, que contribuyen aún más el carácter disipativo del conjunto (Fig. 5).

Cuando las playas disipativas presentan corrientes de retorno se producen flujos sedimentarios hacia mar adentro, resultando esto en que la morfología de barras migre hacia fuera de la playa permitiendo que su pendiente disminuya, beneficiándose el ensanchamiento de la zona de rompiente y una mayor disipación de la energía de olas. En estos casos el flujo neto de sedimentos de las playas disipativas tiende a ser desde las barras interiores hacia las exteriores (LEE *et al.*, 1995, en SHORT, 1999).

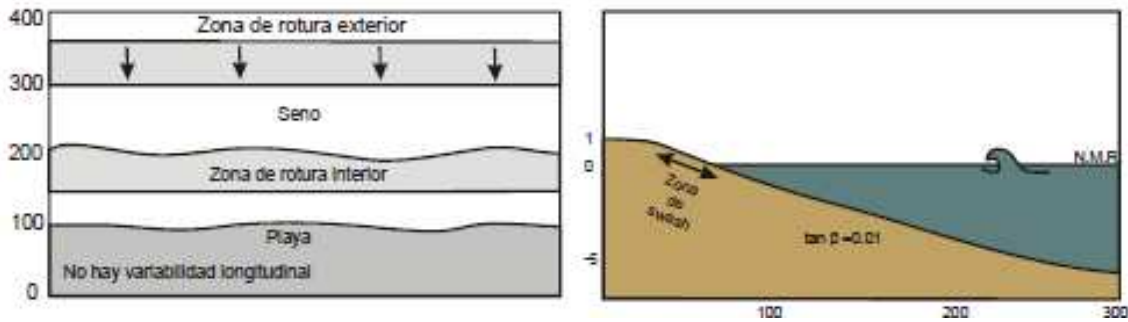


Figura 5: Estado de playa disipativa en WRIGHT & SHORT (1984).

Playas intermedias: Las playas de tipo intermedio presentan olas de 0.5 a 2 m de altura y sedimentos finos a medios. Están caracterizadas por una zona de disipación del oleaje (*surf*), que se amplía a medida que se incrementa la altura del oleaje y además presentan barras de arena, canales, corrientes de retorno y corrientes en dicha zona (SHORT, 1996 en TORRES, 2010).

Barra y surco longitudinal (LBT): Este estado se conoce también como *longshore bar-trough* o LBT, es el segundo estado de la secuencia de acreción. Se caracteriza por la presencia de al menos una barra longitudinal acusada y de perfil asimétrico (Fig. 6), con el lado de tierra con mayor pendiente, donde se produce la ruptura del oleaje. El incremento de la profundidad en el surco origina que el oleaje se recomponga al pasar la barra para romper de nuevo sobre el frente de playa. De este modo aparecen dos zonas de rompientes paralelas y estrechas en lugar de una ancha que aparecía en el estado anterior. El frente de playa adquiere una mayor pendiente y se hace, por tanto algo más reflectivo. Esto provoca un cambio en el tipo de ruptura del oleaje que pasa a ser de tipo *surging* o colapso dependiendo de la escala del evento. El ascenso sobre el frente de playa es considerable y resulta habitual la presencia de *cusps*.

Las corrientes longitudinales tienden a dominar en estas playas, por lo cual los mayores flujos de sedimentos se dan en dirección de la deriva, determinando intercambios restringidos entre la playa y la zona de rompiente que producen una alta variabilidad en el almacenamiento de arena (ARAYA-VERGARA, 1996).



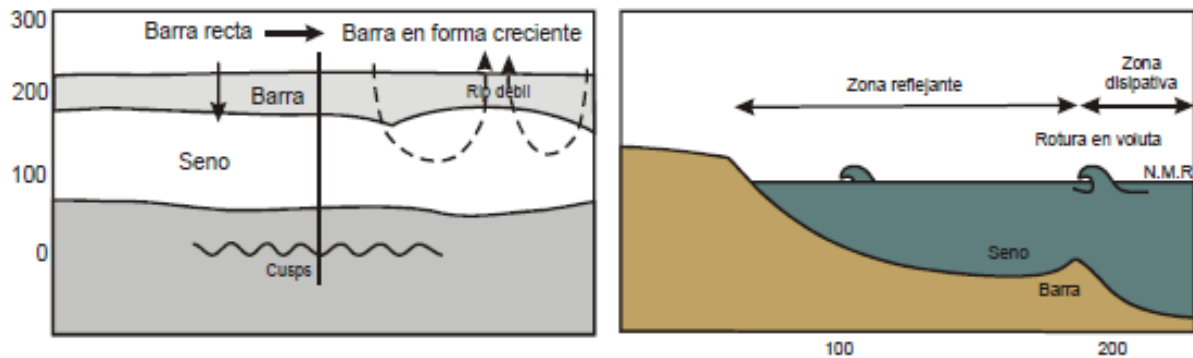


Figura 6: Estado de playa con barra longitudinal. En WRIGHT & SHORT (1984).

Barra y playa ritmica (RBB): Se caracteriza por la presencia de ondulaciones más o menos periódicas. De este modo, aparecen unas formas aconchadas con sus lados cóncavos opuestos entre sí, tanto en la cara interior de la barra como en el frente de playa. A esta concavidad se le conoce con el nombre de *crescentic bars*, barras crecientes o barras con forma de creciente (Fig. 7). Las distancias entre las salientes de estas formas son, habitualmente, del orden de unos 200 o 300 metros y se encuentran aproximadamente en oposición, es decir: los unos frente a los otros. En este estado se comienzan a ser evidentes las corrientes de retorno o *rip currents*, aunque sean de pequeña magnitud, dando lugar a la aparición de celdas circulatorias rítmicas a lo largo de la playa y entre ésta y la barra. La distancia entre la barra y el frente de playa suele ser menor en el caso del estado de barra longitudinal y el surco lo que produce una leve migración de la barra hacia la playa.

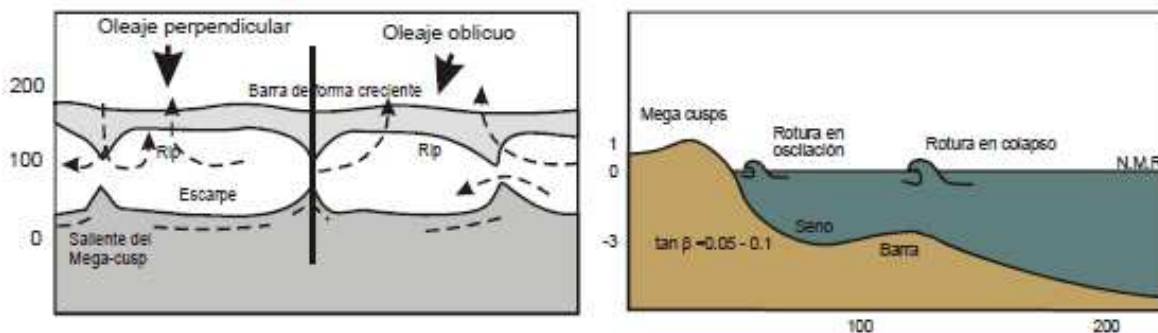


Figura 7: Estado de playa ritmica y barra. En WRIGHT & SHORT (1984).

Barra y rip transversales (TBR): Este estado aparece en la secuencia de acreción de playas, ocurre cuando el desarrollo transversal de las barras y el frente de playa logran tener contacto entre sí formando una especie de puente entre el frente de playa y la barra, que aparece ahora más claramente fragmentada (Fig. 8). Este esquema produce unas “barras transversales” de perfil disipativo alternando con zonas más profundas y de perfil más reflectivo por donde se canalizan intensas corrientes de retorno, que constituyen el elemento más característico de este estado de playa por su intensidad y su persistencia en forma y dirección. El extremo de la barra se encuentra más cerca del frente de playa que en los estados anteriores. En este estado el elemento dominante es la presencia de fuertes

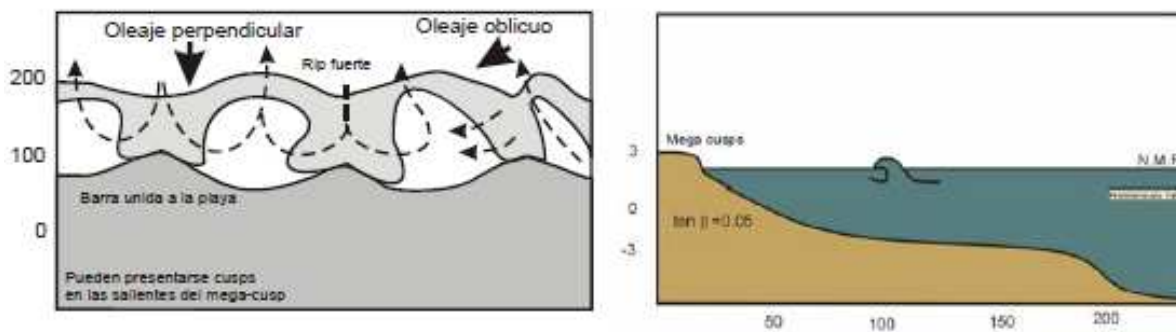


Figura 8: Estado de playa de barra y rips transversales. En WRIGHT & SHORT (1984).  
corrientes de rips.

Terraza de bajamar (LTT): La migración de la barra hacia tierra llega en este estado casi al límite, fundiéndose en muchos tramos con el propio frente de playa y dejando un pequeño surco alargado (Fig 9). Se puede apreciar la presencia de débiles corrientes de retorno en determinados puntos. Este estado es el menos energético de los intermedios y penúltimo paso de la secuencia de acreción. La playa con terraza bajamar es reflectiva en pleamar y ligeramente disipativa en bajamar.

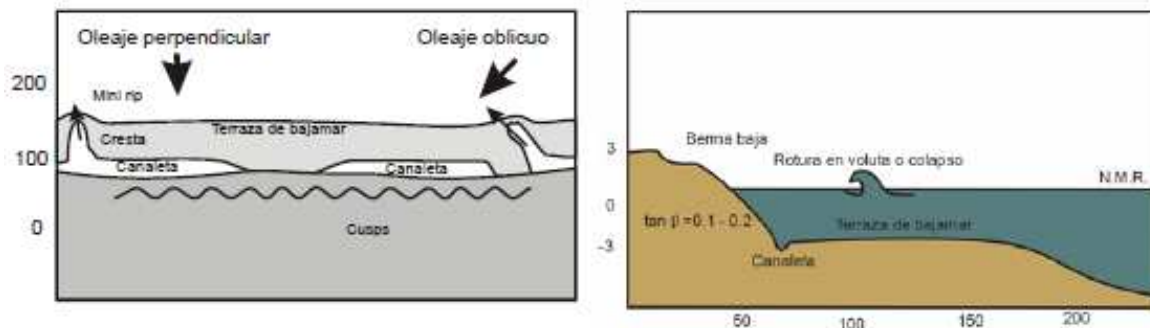


Figura 9: Estado de playa con terraza de bajamar. En WRIGHT & SHORT (1999).

Playas Reflectivas (R): Este estado constituye el final de la secuencia de acreción, donde la barra en su migración se ha integrado completamente con el frente de playa formando parte de la berma (Fig. 10). Este estado de playa carece de cualquiera de los elementos característicos del estado disipativo. El frente de playa es estrecho y de gran pendiente, terminado generalmente en un escalón de playa compuesto por los materiales más gruesos y que aparece a una profundidad tanto mayor cuanto más grande sea la altura de ola incidente y a partir del cual, la pendiente de playa decrece sensiblemente. Suele constatarse la presencia de una berma muy desarrollada o, bajo condiciones más energéticas, de *cusps* altamente rítmicos y muy pronunciados. La rotura del oleaje se produce habitualmente por colapso o por oscilación. En general, la granulometría de este tipo de playas es más gruesa que en las playas disipativas. El *backwash* surge como una ola hacia el mar producto del reflejo de las olas incidentes, de ahí el nombre reflectivo (GUZA & INMAN, 1975, en SHORT, 1999).

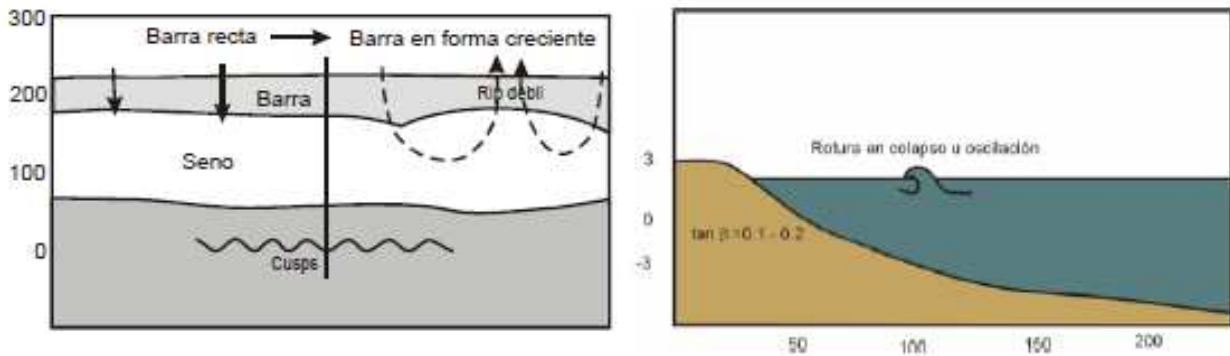


Figura 10: Playa reflectiva. En WRIGHT & SHORT (1984).

Los tipos de playas dominados por olas intermedias se expresan a continuación (Fig. 11):

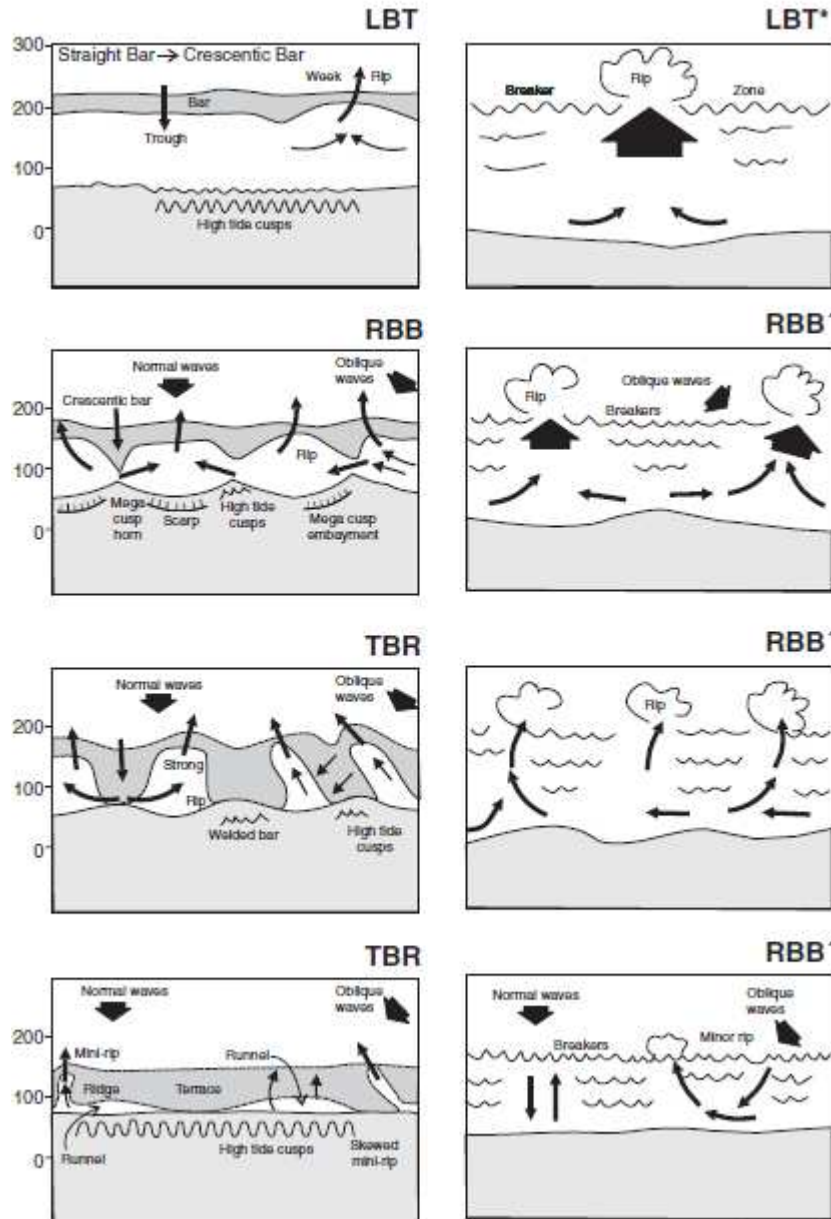


Figura 11: Representación de las secuencias de playas dominadas por olas para playas acrecionales (a la izquierda) y erosionales a la derecha) (SHORT, 1999; WRIGHT & SHORT, 1984; SUNAMURA, 1988 y LIPPMANN & HOLMAN, 1990 en DAVIDSON, 2009).

## 4.2. ACANTILADOS Y TERRAZAS MARINAS

### 4.2.1. ACANTILADOS

Los acantilados litorales son pendientes escarpadas que se alzan abruptamente desde el agua o desde la parte posterior de una plataforma que es lo suficientemente estrecha para que estas sean atacadas por acción de las olas como también durante las tormentas (DAVIDSON, 2010). Este tipo de formas se asocia a la erosión marina en la costa al mantenerse (ésta) estacionaria o retrocediendo sin vincularse su evolución a costas de progradación (DAVIDSON-ARNOTT, 2010). Los procesos costeros actúan modificando la línea de costa, pero la mayoría de tales formas es heredada. La acción de las olas capaz de erosionar la base de los acantilados de forma relativamente rápida y remueven los restos que han sido erosionados previamente (DAVIDSON, 2010). El retroceso de los acantilados pueden ser desde unos centímetros hasta metros por año y por lo tanto los acantilados están controlados por los procesos modernos de la costa (DAVIDSON, 2010).

En la formación de los acantilados inciden factores estructurales, tectónicos, eustáticos y climáticos (Fig. 12), siendo la erosión diferencial de las formas costeras por parte del mar uno de los principales procesos involucrados en su evolución (BIRD, 2008).

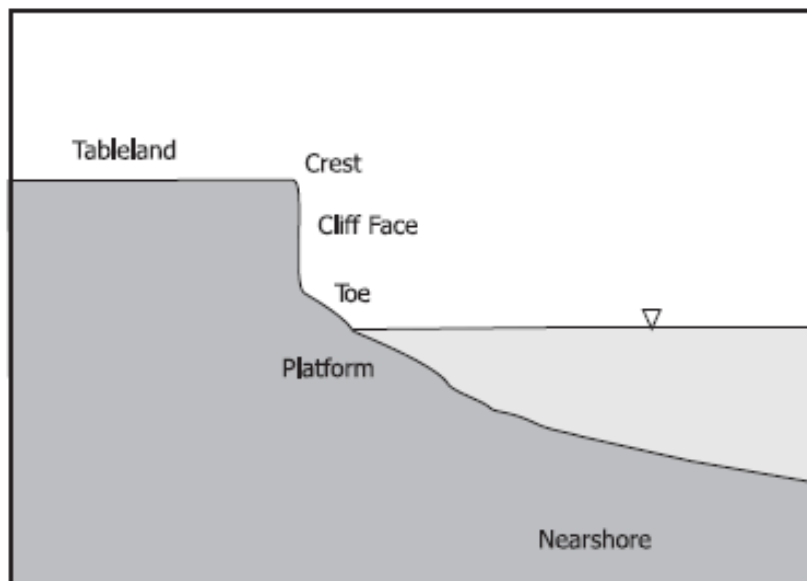


Figura 12: Componentes generales de un sistema de acantilado costero (fuente: DAVIDSON, 2010).

#### 4.2.2. MORFOLOGÍA DE LOS ACANTILADOS COSTEROS

Los acantilados costeros en ocasiones se forman en arenas cohesivas donde las raíces de las plantas y la humedad del suelo proporcionan algo de fuerza. La mayoría de los acantilados litorales se desarrollan en material que posee la resistencia debido a la cohesión proporcionada por la unión de minerales arcillosos (DAVIDSON, 2010). En un acantilado se presenta tanto actividad marina (en la base) como subaérea (en la zona superior) (TRENHAILE, 2005). Por otra parte hablando estrictamente por la definición de acantilado (*cliff*) esta se refiere para toda las líneas de costa que contengan una pendiente subaérea empinada, que estrictamente se habla de una pendiente superior a 40°, la altura del acantilado debe exceder la máxima altura de las olas (*run-up*) y sobresalir de esta (aunque las olas en *spray* puedan llegar a la cima del acantilado (DAVIDSON, 2010).

Las debilidades estructurales favorecen el modelado de plataformas litorales, cavernas, arcos, *notches* y *pockets beaches*; formas que surgen a medida que el acantilado retrocede, típicas de rocas que presentan fracturas o fallas, no comunes en cambio en formaciones blandas o extremadamente débiles (TRENHAILE, 2005; BIRD, 2008).

Es así que los acantilados costeros están controlados primeramente por el relieve de la zona costera y secundariamente por la operación de los procesos costeros.

#### 4.2.3. CLASIFICACIÓN DE LOS ACANTILADOS COSTEROS

Según DAVIDSON (2010) se pueden reconocer tres principales tipos de acantilados (Fig. 13).

*Plunging cliffs*: Estos ocurren donde el acantilado se extiende por debajo de la línea de costa hasta una profundidad considerable, las olas rompen directamente sobre la cara del acantilado y en este lugar no hay playas ni rampas ni plataforma. Usualmente los *Plunging cliffs* se desarrollan en rocas resistentes donde la pendiente y el relieve fueron determinados por eventos tectónicos.

Acantilados con plataformas en pendiente: Estos ocurren cuando la pendiente general de la forma heredada es menos pronunciada, debido a que el acantilado se encuentre en, o por

encima de la zona intermareal. Se generará erosión en la base del acantilado produciéndose recesión y generación de una plataforma en la cara del acantilado que retrocede.

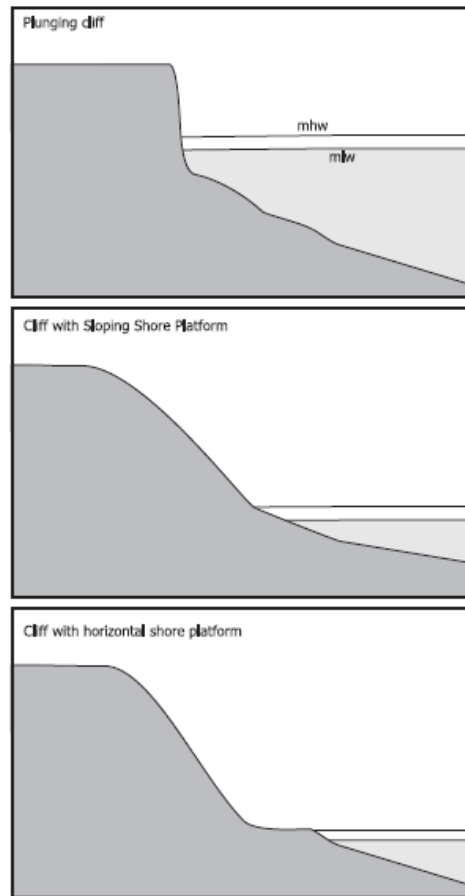


Figura 13: Perfiles asociados a los principales tipos de acantilados costeros (DAVIDSON, 2010).

En estos procesos la erosión es lenta, aun así debido a la alta irregularidad de la costa estas pueden desarrollar una variabilidad de formas tales como muecas, cuevas, arcos y pilares (Fig. 14).

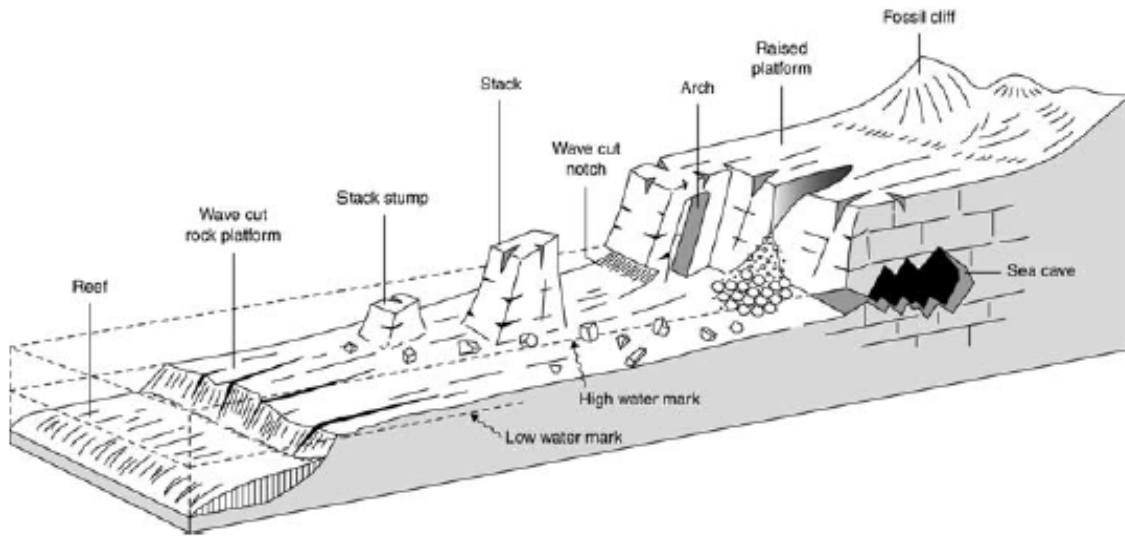


Figura 14: Geomorfología de una costa rocosa y acantilada (BRIGSS et al., 1997, en HASLLET, 2010).

CASTRO & MORALES (2006) señalan que los acantilados desarrollan a intensidad y frecuencia de los fenómenos de erosión, de tal manera que el retroceso de los acantilados es en consecuencia, mediante pulsos.

Mencionado lo anterior, se deduce entonces que los acantilados presentan actividad diferencial según la frecuencia del ataque al que son sometidos, pudiendo subdividirse por ello en tres categorías (OTTMAN, 1964; PASKOFF, 1981, en ANDRADE *et al.*, 2004) tal como se observa en la figura 15.

Acantilado vivo: tiende a poseer pendientes abruptas, corresponde a aquellos que son atacados por las olas al menos durante la marea alta.

Acantilado estabilizado: son los acantilados embestidos únicamente durante tormentas y otros eventos excepcionales, comúnmente poseen pendientes más suaves por la acumulación de materiales en su base y/o por la colonización por vegetación.

Acantilado muerto: aquel que ya no es ni será alcanzado por el mar (por sedimentación en su base, ascenso tectónico o descenso eustático), su perfil se desdibuja continuando su evolución como ladera continental.



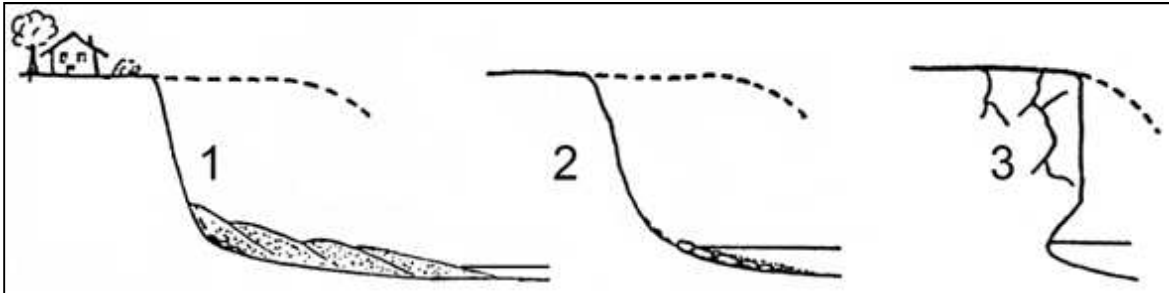


Figura 15: Tipos de acantilados, según OTTMAN (1964): 1) Acantilado muerto, 2) Acantilado estabilizado, 3) Acantilado Vivo.

#### 4.2.4. TERRAZAS MARINAS

Una terraza marina es una superficie de origen marino relativamente horizontal, plana o con inclinación leve, limitada por una pendiente descendente en un lado (acantilado), y otra ascendente en el opuesto (acantilado muerto) (PIRAZZOLI, 2005). De esta forma en el estudio de DEL CANTO & PASKOFF (1983) se habla que las planicies costeras son superficies aplanadas, disectadas por numerosos valles que pueden presentar distintos niveles escalonados (terrazas) entre varios centenares de metro de altura hasta el nivel del mar y que estos niveles tienen fundamentalmente un origen marino.

También se asume que a través de la evolución y formación de estas terrazas se han dejado relictos de antiguos cordones de playas, que evidencian antiguas playas como antiguas posiciones de las líneas de costas. En este contexto SOTO *et al.*, (2010) señala que estas antiguas formas muestran procesos de progradación/erosión glacioeustática y los efectos de la tectónica al elevar estas terrazas.

Por otra parte se puede tomar como comparación el estudio hecho en Punta de Choros por CASTRO & BRIGDARNELLO (2005) donde mencionan que las terrazas marinas que predominan en el lugar son “subhorizontales escalonadas y concordantes desde el punto de vista morfogénico; ellas fueron formadas por las acciones marinas derivadas de las variaciones glacioeustáticas del nivel marino, con un probable apoyo del tectonismo local.

### 4.3. ZONA DE LA CUENCA COSTERA

La cuenca costera que subyace junto al área de estudio está asociada a los procesos de formación y erosión que modifica el paisaje, esto a su vez implica una interacción de flujos de sedimentos tanto hacia la zona litoral como también en la propia cuenca. A continuación se presentarán las principales características de los procesos que han conformado la cuenca costera y que en la actualidad la siguen cambiando.

#### 4.3.1. FENÓMENOS DE REMOCIÓN EN MASA

Los fenómenos de remoción en masa son procesos de transporte de material definidos como procesos de ‘movilización lenta o rápida de determinado volumen de suelo, roca o ambos, en diversas proporciones, generados por una serie de factores’ (HAUSER, 1993 en LARA, 2007).

Los movimientos en masa se pueden clasificar de diversas formas, HUGGET (2007) los clasifica en seis tipos básicos con subtipos (Tabla 4), de acuerdo a los mecanismos en el que están sujetos (arrastre, flujos, deslizamientos, empuje, caída y subsidencia). También se clasifican por el contenido de agua que genera el movimiento de estos cuerpos (muy lento, lento, moderado, rápido, muy rápido, extremadamente rápido).

Main mechanism	Water content					
	Very low	Low	Moderate	High	Very high	Extremely high
Creep		Rock creep Continuous creep				
Flow	Dry flow	Slow earthflow		Solifluction	Rapid earthflow	Mudflow
		Debris avalanche (struzstrom)		Gelifluction	Rainwash	Slush avalanche
		Snow avalanche (slab avalanche)		Debris flow	Sheet wash	Ice flow
		Sluff (small, loose snow avalanche)				Rill wash
						River flow Lake currents
Slide (translational)		Debris slide	Debris slide		Rapids (in part)	
		Earth slide	Earth slide		Ice sliding	
		Debris block slide	Debris block slide			
		Earth block slide	Earth block slide			
		Rockslide				
		Rock block slide				
Slide (rotational)		Rock slump	Debris slump			
			Earth slump			
Heave		Soil creep				
		Talus creep				
Fall		Rock fall				Waterfall
		Debris fall (topple)				Ice fall
		Earth fall (topple)				
Subsidence		Cavity collapse				
		Settlement				

Tabla 4: Resumen de movimientos de masa y movimientos de fluidos (Fuente: HUGGET (1997b) adaptado de VARNES (1978) en HUGGET (2010)).

#### 4.3.2. TIPOS DE MOVIMIENTOS DE MASA (EXTRAÍDO DE HUGGET, 2010)

Flujos de rocas o *rock creep*: Estos son los más lentos en cuanto a deformación plástica de suelo o roca. Es el resultado del estrés aplicado por el peso del suelo o el cuerpo rocoso y usualmente ocurren en profundidad, debajo del manto degradado. Estos no deben ser confundidos con los flujos de suelo.

Flujos: estos implican un esfuerzo cortante a través del suelo, roca o nieve y escombros de hielo. La tasa de flujo es lenta en la base del cuerpo que fluye y aumenta de velocidad hacia la superficie. La mayoría de los movimientos ocurren por movimientos turbulentos. Los flujos están clasificados de la siguiente manera: **avalanchas** (el rápido movimiento hacia debajo de una pendiente de tierra, rocas, hielo o nieve), **flujos de escombros o debris**

**flows, flujos de tierra o earthflows y flujos de lodo o mudflows**, todo esto de acuerdo al material predominante: nieve o hielo, flujos de rocas, materia arenoso o arcilla.

Los flujos de detritos son un movimiento rápido de un cuerpo de partículas de sedimento con agua o aire o con la consistencia de un cemento húmedo. Los flujos de detritos se producen con una serie de momentos que dura desde unos pocos segundos a varias horas e incluso llegan a moverse desde 1 hasta 20 m/s. Los flujos de lodo son gatillados por la saturación de agua. Los flujos de detritos asociados a las erupciones volcánicas son llamados lahares.

Deslizamientos: Son una forma generalizada de movimientos en masas. Toman lugar alrededor de los planos de corte limpio y usualmente son diez veces más largo que ancho. Existen dos subtipos los movimientos traslacionales y deslizamientos rotacionales.

Los deslizamientos traslacionales ocurren a lo largo de planos de corte e incluyen deslizamientos de detritos, deslizamientos de tierra, deslizamientos de bloques de tierra, deslizamientos de rocas y deslizamientos de bloques de rocas.

Los deslizamientos rotacionales también son llamados *slumps* (depressiones), estos ocurren a lo largo de planos cóncavos, normalmente bajo condiciones de bajo a moderado contenido de agua y son más comunes en materiales gruesos, materiales uniformes tal como la arcilla.

Empuje: Es producido por fases alternativas de expansión y contracción causada por el calentamiento y el enfriamiento, por el mojado y secado, y por la actividad de excavación de los animales. El material se mueve pendiente abajo durante ciclos de expansión porque levanta el material en ángulo recto a la pendiente, pero la contracción se cae casi verticalmente bajo la influencia de gravedad. El empuje se clasifica como flujos de suelos o *soil creep* (de material más fino) o arrastre de talud (*talus creep*) de material más grueso.

Caídas: Es el movimiento hacia debajo de las rocas o de vez en cuando del suelo, a través del aire. La caída de rocas o *rock falls* son los más comunes, especialmente en paisajes con laderas empinadas y rocosas y acantilados. El agua y el hielo a su vez también pueden provocar caídas tales como las caídas de agua o *waterfalls* y caída de hielo o *icefalls*.

A continuación se muestra en la figura 16 algunos movimientos descritos anteriormente.

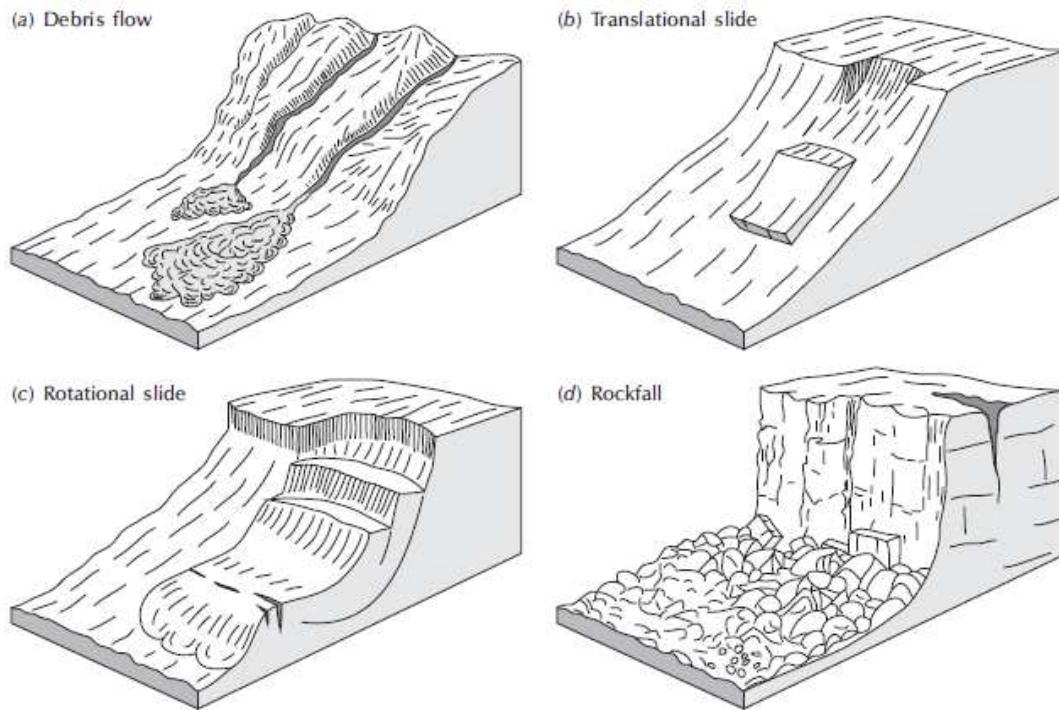


Figura 16: Tipos de movimientos en masa, a) Flujos, b) Deslizamiento traslacional, c) Movimiento rotacional y d) Caída. (Fuente: HUGGET, 2010).

#### 4.3.3. FACTORES QUE CONDICIONAN LOS FENÓMENOS DE REMOCIÓN EN MASA

Existen ciertos factores que serán condicionantes para la generación de los diferentes tipos de remociones en masa (Tabla 5) (HAUSER, 1993; en LARA, 2007). Se debe entender por factores condicionantes a aquellos factores que alteran o modifican en algún grado la estabilidad de la superficie generando en consecuencia situaciones potencialmente inestables.

Tipo de remoción en masa Factores Condicionantes	Caídas	Deslizamientos	Toppling	Flujos	Extensiones Laterales
Geología y Geotecnia	X	X	X	X	X
Geomorfología	X	X	X	X	X
Hidrología e Hidrogeología	X	X	X	X	X
Vegetación y Clima		X		X	X
Actividad Antrópica	X	X	X	X	

Tabla 5: Factores condicionantes importantes para cada tipo de remoción en masa. (Fuente: LARA, 2007).

A continuación se describe en forma breve cada uno de los factores condicionantes del efecto en remoción en masa (resumen extraído de LARA, 2007).

**Geomorfología y topografía:** Estos determinan la geometría de la ladera y de la masa susceptible a movilizarse. Los elementos importantes son: Pendiente de la ladera, forma de la ladera (cóncavo/convexo) y morfología (ladera, acantilado, depósitos antiguos, presencia de cauce al pie de la ladera, forma de la cuenca receptora), altura de la ladera, orientación de la ladera.

**Geología:** Condiciona directamente las cualidades geotécnicas del material y la estructura de la ladera. Los elementos son: Tipo de roca o suelo, grado de cementación o edad, meteorización, estructuras (ubicación y disposición de fallas, diaclasas, zonas de cizalle, etc.), ambiente tectónico (alzamiento, tasas de erosión, actividad sísmica, etc.), historia geológica (estrés del relieve).

**Clima:** Distintos tipos climáticos pueden condicionar diferentes tipos de remoción en masa. Cantidad de lluvia antes del movimiento influye en la susceptibilidad de un evento (lluvias antecedentes). La intensidad y frecuencia de precipitaciones, estacionalidad, cambios de temperaturas, posición de la isoterma 0°C, son factores importantes.

Acción antrópica: Cambios en propiedades de los materiales y estado de estrés (uso de explosivos, excavaciones, sobrecargas, etc.). Cambios en niveles de agua y capacidad de infiltración. Cambios en geometría de las laderas. Deforestación, acciones erosivas. Formación de depósitos susceptibles de moverse (áridos, relaves, presas de tierra, etc.).

Hidrología e hidrogeología: La red de drenaje, las posiciones y variaciones del nivel freático, caudales, coeficientes de escorrentía y coeficientes de infiltración, son factores hidrológicos e hidrogeológicos que condicionan la generación de remociones en masa ya que están directamente relacionados a la incorporación de agua en los suelos o macizos rocosos.

El suelo saturado presentará variaciones en los rangos de cohesión dependiendo de su granulometría. De todas maneras, la incorporación de agua en la estructura del suelo, que en ciertos casos puede llegar a la saturación, genera una disminución en la resistencia del material, disminuyendo su tensión efectiva producto de la generación de presiones de poros (LAMBE & WHITMAN, 1972 en LARA, 2007).

#### 4.3.4. FACTORES DESENCADENANTES DE REMOCIONES EN MASA

Los factores desencadenantes de estos efectos son estímulos externos que causan una respuesta casi inmediata en forma de remoción en masa.

Algunos de los agentes gatilladores más usuales son las lluvias intensas, los sismos, las erupciones volcánicas entre otros.

Precipitaciones: GONZÁLEZ *et al.* (2002) destacan que las lluvias como factores gatillantes de remociones en masa se encuentran relacionadas con su intensidad, duración y distribución. Así, precipitaciones de poca intensidad en periodos prolongados de tiempo y precipitaciones de gran intensidad en periodos cortos de tiempo podrían desencadenar eventos de remociones en masa.

Además, es necesario recalcar la importancia que presenta la ocurrencia de fenómenos climáticos como lo es el fenómeno de El Niño (GARCIA, 2000 en LARA, 2007), en el cual se caracteriza por el exceso de precipitaciones (inviernos con mayor días con lluvia y con precipitaciones de intensidades mayores) y de los niveles de caudales líquidos de escorrentía.

Sismos: En los estudios de KEEFER (1984) estableció magnitudes mínimas aproximadas para la generación de cierto tipo de fenómenos de remociones en masa (Tabla 6), en base a observaciones de eventos de remoción en masa generados por sismos de magnitudes menores o iguales a 5.3, estableciendo distancias máximas de 50 km entre el foco del sismo y zonas con ocurrencia de caídas de rocas y deslizamientos desagregados para un evento sísmico de magnitud cercana a 5.5 y de 10 km para flujos de detritos y deslizamientos masivos, ante similares eventos sísmicos.

Magnitudes mínimas aproximadas ( $M_L$ ) según Keefer (1984)	Magnitudes mínimas aproximadas ( $M_L$ ) según Rodríguez <i>et al.</i> (1999)	Tipo de remoción en masa
4,0	5,5	Caídas de rocas, deslizamientos de roca, caídas de suelo, deslizamientos desmembrados de suelo
4,5	5,5	Subsidencias de suelo, deslizamiento de suelo en bloques
5,0	6,5	Subsidencias de roca, deslizamientos de roca en bloque, flujos lentos de tierra, extensiones laterales de suelo, flujos rápidos de suelo, deslizamientos submarinos
6,0	6,5	Avalanchas de roca
6,5	6,0	Avalanchas de suelo

Tabla 6: Tipos de remoción en masa generadas por sismos (Fuente: LARA, 2007).



## **5. OBJETIVO GENERAL Y ESPECIFICOS**

### 5.1. OBJETIVO GENERAL

- Identificar los grupos de formas del ambiente litoral de Caleta de Hornos e identificar la dinámica de la cuenca costera de Caleta de Hornos y la ensenada asociada.

### 5.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Identificar y clasificar los principales grupos de formas presentes en el litoral.
2. Análisis de los procesos dinámicos que caracterizan la cuenca costera de Caleta de Hornos, en el escenario actual del dominio semiárido.
3. Caracterizar y analizar los procesos dinámicos del litoral.
4. Elaborar una carta geomorfológica de la cuenca costera de Caleta de Hornos.

## **6. HIPOTESIS DE TRABAJO**

Una de las características más significativas de los medios costeros es su fuerte dinamismo (PARDO & SANJAUME, 2007), por el cual los cambios se producen en lapsos temporales muy diferentes, desde cambios periódicos de la playa, hasta la formación misma de esta. Comprender cómo y porqué se producen dichos cambios costeros se asocian al análisis de los diferentes grupos que actúan en los procesos dinámicos.

Bajo esta premisa la formación de la playa de caleta de Hornos tiene que ver con una serie de intercambios de material desde el interior de su cuenca costera (incluyendo la formación de grandes quebradas y otros cauces, el clima del pasado como el actual en la zona y el efecto de las remociones en masa) y los procesos costeros en el litoral formando así una playa mixta entre playa arenosa y de rodados.

## 7. ANTEDECENTES GENERALES

### 7.1. ÁREA DE ESTUDIO

#### 7.1.1. CONTEXTO REGIONAL

El área de estudio está situada en la zona norte de Chile, específicamente en la Región de Coquimbo, emplazado en su zona costera, ésta limita al norte con la Región de Atacama, al sur con la Región de Valparaíso, al este con Argentina y al oeste con el Océano Pacífico; sus coordenadas son 29° 54' 28" S, 71° 15' 15" W. La Región de Coquimbo, para efectos del gobierno y administración interior, se divide en 3 provincias: Provincia de Elqui, capital Coquimbo; Provincia de Limarí, capital Ovalle; Provincia de Choapa, capital Illapel.

La población total de la IV Región es de 704.908 habitantes (INE, 2012 preliminar) de los cuales el 97% se asienta en la zona costera en ciudades próximas a litorales arenosos, como Coquimbo, La Serena, Tongoy y los Vilos (CASTRO & BRIGNARDELLO, 2005).

La Región de Coquimbo es llamada zona de los valles transversales. Presenta tres rasgos de relieve: La cordillera de Los Andes, el complejo montañoso andino costero y las planicies litorales.

#### 7.1.2. CORDILLERA DE LOS ANDES

Ocupa la posición extrema oriental de la región y se distingue por sus alturas, y su capacidad de retención nival. La cordillera de la IV región se caracteriza por la ausencia de vulcanismo cuaternario. Sus cumbres superan los 3500 m, alcanzando sobre la frontera chileno-argentina los 6000 m de altitud. Manifiesta numerosas huellas de actividad glacial, tanto en sus laderas como en los valles que la surcan, hoy ocupados por ríos, cuyas nacientes se encuentran en circos glaciales. El límite occidental de esta unidad está marcado por procesos tectónicos de solevantamiento andino, tales como la falla de Vicuña, que se extiende desde la latitud de La Serena (29°54'S-71°15'O), hasta la localidad de Los Andes (32°50'S-70°36'O) en la V región, donde aparece vinculada a la falla que marca el

límite de la Cordillera de Los Andes y la depresión intermedia en el centro del país (Novoa 1989).

#### 7.1.3. CORDILLERA DE LA COSTA Y PLANICIES LITORALES

Es amplia y presenta una zona de planicies litorales, en contacto directo con el Océano Pacífico. Estas son especialmente anchas en la desembocadura del río Limarí.

Las planicies litorales en la Región de Coquimbo se presentan con amplio desarrollo y su modelado penetra hacia el interior, formando franjas de hasta 40 km de ancho, su altura varía entre el nivel del mar y 200 m.s.n.m. En la desembocadura del río Elqui, Guanaqueros y la bahía de Tongoy se manifiestan, pero al sur desaparecen para dar paso a los relieves altos de Talinay, cuya principal característica es la costa elevada y abrupta que va descendiendo hacia el sur, donde nuevamente aparecen las planicies costeras.

#### 7.1.4. CLIMA

El clima de la Región de Coquimbo es de tipo semidesértico o semiárido, o de estepa, con una vegetación arbustiva y con predominio de espinos. Las precipitaciones se concentran preferentemente durante el invierno (CONAMA, 2012).

En el litoral se origina una estepa con nublados abundantes. Las temperaturas a lo largo del año son moderadas, producto de la influencia del océano. En la Cordillera de la Costa se presenta frecuentemente una neblina costera (camanchaca) que ha permitido, en algunos sectores, el desarrollo de especies vegetales propias del bosque valdiviano: Fray Jorge y Talinay (CONAMA, 2012).

Se aprecian tres variedades climáticas de importancia, pero con particulares características: el desierto, la estepa y la tundra de alta montaña (GORE COQUIMBO, 2012).

- Desierto costero con nubosidad abundante: en la franja adyacente a la costa la acción moderadora del Océano Pacífico provoca temperaturas parejas, con un promedio que va desde los 10°C hasta los 20°C.

Uno de sus rasgos característicos es que la abundante humedad genera una nubosidad conocida como camanchaca. Esta tiene una mayor presencia en sectores donde el farallón costero alcanza considerables alturas, como sucede en los altos de Talinay, en el Parque Nacional Fray Jorge.

- Desértico transicional: predomina al oriente de la franja costera y se caracteriza por contar con variables y exiguas precipitaciones, además de presentar amplitudes térmicas mayores que las de la costa; la disminución de la nubosidad permite una mayor claridad de los cielos.

- Estepa con nubosidad abundante: se extiende desde Quebrada Honda hasta Quilimarí y entre sus rasgos característicos podemos señalar que sus precipitaciones varían de norte a sur, desde los 100 mm hasta cerca de 275 mm. Además, registra temperaturas promedio que oscilan entre los 5°C y 15°C (mínima y máxima) y cuenta con una considerable nubosidad nocturna y matinal.

- Estepa templada marginal: predomina en los valles de la región como Elqui, Limarí y Choapa. Sus temperaturas oscilan entre los 14°C y 16°C, mientras que las precipitaciones alcanzan desde los 100 a 250 mm, concentradas, principalmente, en el mes de Agosto.

- Estepa fría de montaña: esta variedad climática se desarrolla entre los 1.650 y 4.000 m.s.n.m y se destaca por la transparencia atmosférica, que facilita la observación astronómica. En esta zona la temperatura media varía entre 8°C y 10°C.

#### 7.1.5. HIDROGRAFÍA

La Región de Coquimbo presenta tres importantes ríos: Elqui, Limarí y Choapa, todos ellos nacen en la Cordillera de Los Andes y desembocan en el mar. A los 815 m.s.n.m en la Cordillera de Los Andes nace el río Elqui que posee una cuenca hidrográfica de 9657 km<sup>2</sup>, un gasto medio de 15 m<sup>3</sup>/seg. y un régimen de alimentación mixta. Sus principales tributarios, en época de deshielo, son el río Turbio y Claro. La utilización de sus aguas es

aprovechada principalmente en el regadío del valle del Elqui y para consumo humano de las principales ciudades de la región tales como La Serena, Coquimbo y Vicuña.

En la parte central de la Región, también en la Cordillera de Los Andes, nace el río Limarí que posee numerosos tributarios dentro de los cuales están los ríos Hurtado, Grande y Guatulame. Posee una cuenca hidrográfica de 11.927 km<sup>2</sup> con un gasto medio de 25 m<sup>3</sup>/seg. Destacan en su estructura la regulación de sus aguas por los embalses de Recoleta, La Paloma y Cogotí. Estas se utilizan para el riego de los cultivos que se desarrollan en los valles y en la producción de hidroenergía en la central Los Molles.

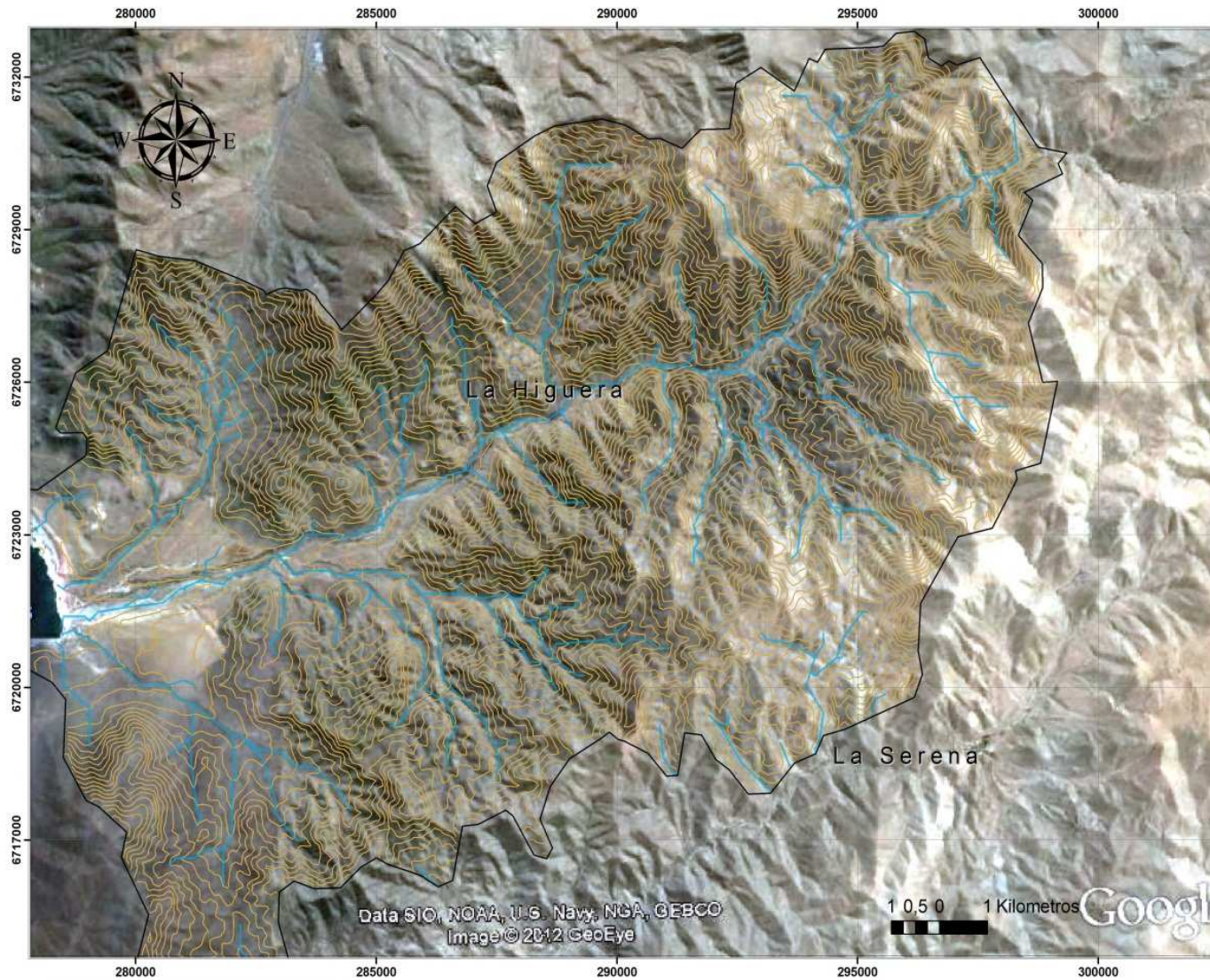
Hacia el sur de la región se encuentra ubicado el río Choapa que tiene su nacimiento aproximadamente los 1.000 m.s.n.m en la Cordillera de Los Andes. Presenta una hoya hidrográfica de 8.239 km<sup>2</sup> con un caudal medio de 30 m<sup>3</sup>/seg y con un régimen de alimentación mixta. Los ríos Tocornal e Illapel son sus principales tributarios (PÉREZ, 2005).

#### 7.1.6. CONTEXTO ESPECÍFICO DEL ÁREA DE ESTUDIO (CUENCA COSTERA DE CALETA DE HORNOS).

Esta cuenca costera está ubicada a 36 km de La Serena, la caleta se ubica en la parte sur de la comuna de La Higuera y se encuentra al borde la Panamericana norte (Fig. 17). Tiene una población de 594 habitantes en la caleta, cuya actividad económica es la pesca y extracción de mariscos, su clima es desértico y costero con una nubosidad abundante (fuente: Municipalidad de La Higuera, 2012).

La cuenca costera de Caleta de Hornos se encuentra incidida por tres grandes quebradas, las cuales son quebrada de Hornos, quebrada Honda y quebrada de Aguas Saladas, estas actualmente no se encuentran activas.

# Cuenca Costera de Caleta de Hornos, IV Región de Coquimbo



  
**Universidad de Chile**  
**Facultad de Arquitectura y Urbanismo**  
**Departamento de Geografía**  
 "Geodinámica actual de una cuenca costera  
 de dominio semiárido. Caleta de Hornos  
 Región de Coquimbo"  
**Proyecto FONDECYT**  
**N° 1120234/2012**  
 Elaboración Cartográfica: Hugo Amaya

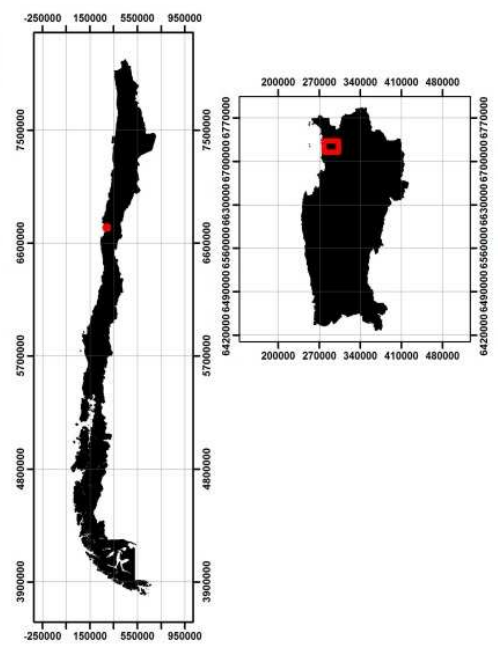
**Datos Geodésicos**  
 Proyección Universal de Mercator (UTM)  
 Origen de las Abcisas (E) meridiano 69° Oeste 500 KM  
 Origen de las Ordenadas (N) 10.000 KM al sur del ecuador  
 Las coordenadas UTM están referenciadas al Huso 19 S  
 Datum\_ WGS 1984  
 Imagen Satelital: Google Earth 2012

**Simbología**

-  Red de drenaje
-  Líneas administrativas
-  curvas\_50mts
-  Cuenca costera

1:65.000

Figura 17: Mapa área de estudio Cuenca Costera de Caleta de Hornos. (Fuente: Elaboración propia. Proyecto FONDECYT 1120234)



7.2. GEOLOGÍA DE LA CUENCA COSTERA DE CALETA DE HORNOS (EMPARAN & PINEDA, 2000, HOJA SERENA- LA HIGUERA, ESCALA 1:100.00)

7.2.1. CUATERNARIO

Depósitos de playa (Qm): Sedimentos no consolidados, líticos y, minoritariamente, bioclastos, que afloran a lo largo de la línea de costa, y en las desembocaduras de las quebradas mayores. En la playa se puede encontrar arenas medias a gruesas, arcósicas y líticas, con contenido variable de bioclastos, como también gravas polimícticas, clasto-soportadas, con clastos, en general, menores de 10 cm de diámetro y escasos bioclastos.

Depósitos eólicos (Qe): Son de arenas finas arcósicas, no consolidadas y de color gris claro, pueden formar dunas de hasta 5 m de altura, originadas por deflación eólica y exhiben zonas de concentración (“franjas negras”) de minerales pesados. Se exponen en una zona adyacente a la línea de costa en el sector de Quebrada Honda.

Depósitos coluviales: Sedimentos oligo y monomícticos no consolidados, adosados a las laderas, formados por bloques angulosos y lentes de limos, con mala estratificación subparalela. Se ubican en parte, en las cabeceras de abanicos aluvionales, con cuyos depósitos engranan.

Depósitos aluvionales: Brechas, polimícticas, con matriz de arena y limo. Constituyen el relleno de quebradas y forman conos aluvionales que cubren una topografía labrada en los depósitos fluviales antiguos (Qf1). Engranar con depósitos fluviales recientes (Qf2).

Depósitos fluviales (Qf): 1 Antiguos: Gravas muy gruesas y gruesas, débilmente consolidada, con abundante matriz de arena y buena estratificación y selección. Presentan intercalaciones de gravas finas arenosas y arenas. Forman terrazas laterales de 2 a 15 m de altura, en los valles actuales. 2 Recientes: Gravas muy gruesas y gruesas, no consolidadas, con buena estratificación, polimícticas, con abundante matriz de arena y clastos orientados y/o imbricados. Presentan intercalaciones de gravas finas arenosas y de arenas. Rellenan los cauces actuales de los valles tanto con flujo de agua permanente como intermitente.

Depósitos gravitacionales (Qg): Acumulaciones, principalmente, de bloques autoportados, depositados en la base de farellones desde los cuales se han desprendido por efecto de la gravedad. Se destaca en la ladera suroriental de Cerros de San Juan.

### 7.2.2. MIOCENO-PLEISTOCENO

Formación Confluencia (MPlc): Secuencia de gravas gruesas bien redondeadas, con intercalaciones de areniscas poco consolidadas y lentes de limos, continentales, y brechas muy gruesas con abundante matriz limo-arenosa. Incluye facies fluviales y aluvionales que engranan entre sí y, por otra parte, se superponen las facies aluvionales sobre las fluviales. Las facies aluvionales están compuestas de gravas medias a muy gruesas, clasto-soportadas, polimícticas, de color pardo medio, con estratificación gruesa y clastos redondeados y discoidales. Presentan intercalaciones de arenisca con estratificación cruzada.

Formación Coquimbo (MPlcq): Secuencia sedimentaria marina fosilífera, bien estratificada, con débil litificación y de color pardo anaranjado, que con 100 m de espesor mínimo, aflora en forma discontinua, en una franja de 7 km de ancho, en la zona costera. Presenta facies sedimentarias de ambiente litoral y, en parte, transicional. Esta presenta calizas bioclásticas matriz-soportadas (arena fina), blancas, y con intercalaciones de areniscas calcáreas, de color pardo claro, de guijarros y bioclastos. Afloran en quebrada Honda donde alcanzan hasta 25 m de espesor. Estos sedimentos se interpretan como depósitos de playas dominadas por el oleaje y canales de erosión al mismo tiempo se encuentran depósitos indiferenciados, principalmente se sitúan en zonas agrícolas y de desarrollo urbano, se observa areniscas finas a gruesas, de guijarros, con fauna de invertebrados.

### 7.2.3. CRETÁCICO INFERIOR

Intrusivos graníticos a dioríticos (130-110 Ma) (Kigd): Conjunto de stocks, principalmente de grano grueso, formado por dioritas a monzogranitos. Se interpretan cercanas a la cristalización.



#### 7.2.4. JURÁSICO - CRETÁCICO

Intrusivos Dioríticos (JKd): Monzodioritas cuarcíferas, monzodioritas, dioritas, dioritas cuarcíferas y gabros de biotita, anfíbola y piroxeno, de grano medio, en parte con tendencia porfírica. Forman afloramientos dispersos en la zona costera, a lo largo de 55 km donde intruyen al Complejo Subvolcánico de Agua Salada.

Plutón San Juan (Jsj): Cuerpo intrusivo por dioritas porfíricas de piroxeno y de anfíbola, de color pardo anaranjado, que forma un cordón montañoso, de 36 km<sup>2</sup>, que destaca por su altura. Intruye al Complejo Subvolcánico de Agua Salada.

Complejo Subvolcánico de Agua Salada (Jas): Pórfidos dioríticos, pórfidos andesíticos, andesitas porfíricas y microdioritas de piroxeno, anfíbola y localmente olivino, de color negro a gris verdoso, que afloran al oeste de la Zona de Falla Romeral y en bloques tectónicos en trazas de estas. Está intruido por el Plutón San Juan y por dioritas.

## 8. METODOLOGÍA

El presente trabajo está basado en una serie de procedimientos y herramientas que combinan dos temáticas que tienen sus propios pasos y fórmulas, pero que al mismo tiempo permitieron llegar a los resultados y las conexiones que tiene cada sistema entre sí. Es así que cada objetivo específico se analizó y clasificó para encontrar la manera más precisa de llevarla a cabo. Se les clasificó en dos categorías denominadas “metodología dinámica costera” (MDC) y “metodología cuenca costera” (MCC). Cada metodología adapta los procesos y estudios necesarios para llevar a cabo los objetivos específicos una vez clasificados (Fig. 18). Esta clasificación permitió cumplir con el objetivo general de esta memoria.

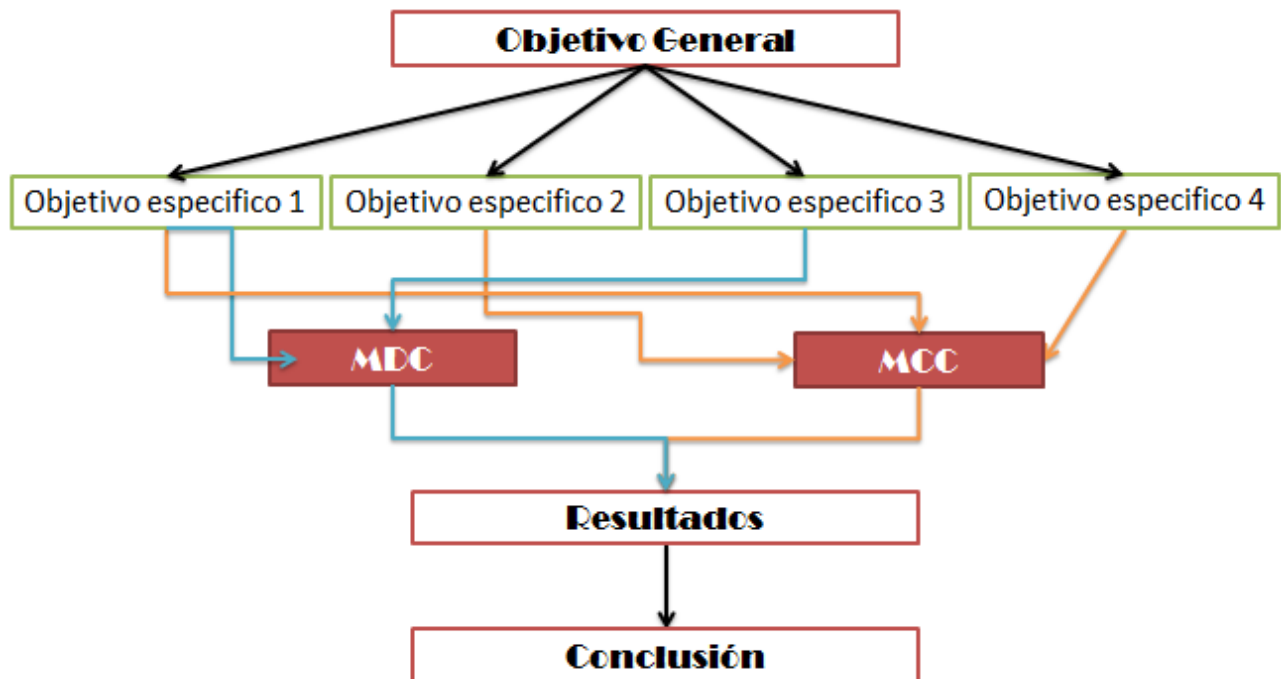


Figura 18: Clasificación metodológica de los objetivos específicos (fuente: Elaboración propia, proyecto FONDECYT 1120234).

### 8.1.1. METODOLOGÍA DINÁMICA COSTERA (MDC)

*En esta categoría clasificaron los objetivos específicos n°1: identificar y clasificar los principales grupos de formas presentes en el litoral y el objetivo específico n°3: Caracterizar y analizar procesos dinámicos de la zona litoral.*

Para ambos objetivos el primer paso realizado fue la recopilación de antecedentes e información del área de estudio:- esto consistió en identificar a los principales autores que han realizado estudios acerca de geomorfología costera, dinámica litoral, estudios del comportamiento de las olas etc., que sentaron las bases para las interpretaciones de los resultados posteriores. Destacan autores seleccionados fundamentales para esta investigación como bases para el análisis de cada objetivo específico:

ARAYA-VERGARA (1986), BIRD (2008), CASTRO & MORALES (2006), CODIGNOTTO (1997), DAVIDSON (2010), HASLLET (2009), KOMAR (1976), PASKOFF (1970, 2005), SHORT (1999), WRIGHT & SHORT (1984) entre otros.

#### **Objetivo específico n°1: Identificar y clasificar los principales grupos de formas presentes en el litoral.**

Para la aproximación al área de estudio se ha fotointerpretado las imágenes satelitales desde el software Google Earth versión 2010, utilizando las imágenes que están disponibles a partir del año 2005 (aproximadamente). Esto permitió crear una evolución actual del área a estudiar. A partir de estas imágenes se han distinguido las distintas geoformas presentes en el área.

Esta fotointerpretación sirvió también para digitalizar las características geomorfológicas de la cuenca costera de Caleta de Hornos y su cartografía.

En el siguiente esquema se muestran los pasos requeridos para tal digitalización de la fotointerpretación (Fig. 19).

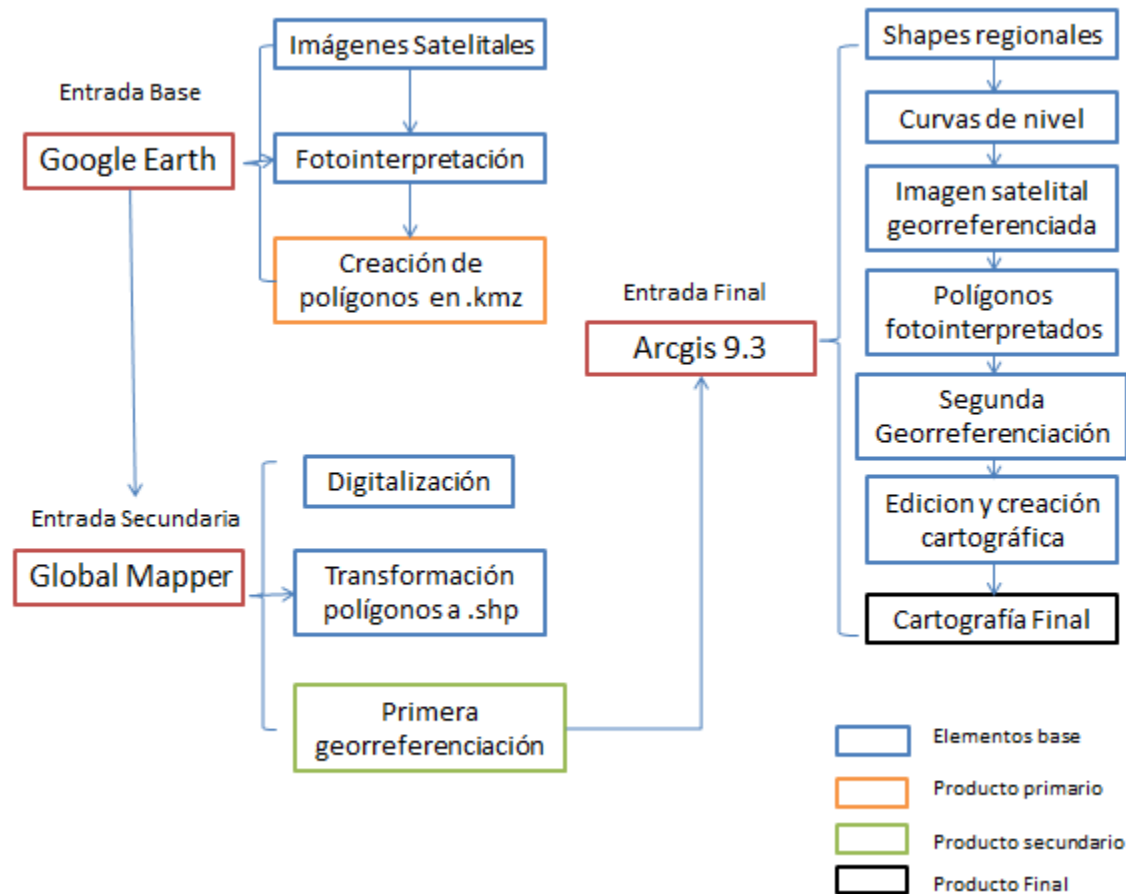


Figura 19: Procesos para digitalización y mapeo de interpretación de imágenes satelitales (fuente: Elaboración propia, proyecto FONDECYT 1120234).

Para el apoyo de la confección de la cartografía final se hizo una campaña de terreno para contrastar y comparar la fotointerpretación previamente realizada, en dicha campaña de terreno se elaboró la identificación y contraste de la fotointerpretación de la zona litoral.

### Objetivo específico n°3: Caracterizar y analizar procesos dinámicos de la zona litoral

Se entendió por procesos dinámicos a todos aquellos procesos que afecten en el cambio morfológico de la ensenada y por tal, el comportamiento de esta.

Para la ejecución de este objetivo se utilizó modelos de evolución morfodinámica de playas que tratan de relacionar la morfología de las playas, para ello se establece una clasificación de los diferentes tipos de formas en planta y perfil que presentan las playas,

definiendo una serie secuencial de estados tipos. Para la realización de dicho modelo se utilizó como base el modelo elaborado por WRIGHT & SHORT (1984) (Fig. 11).

El objetivo de este modelo es la determinación del estado morfodinámico de una playa a partir del estudio de las condiciones globales de ésta. Se tiene que definir el tipo de marea del área de estudio, que en este caso es de micromareal.

El concepto de estado morfodinámico tal y como es usado por WRIGHT & SHORT (1984) implica tanto las formas deposicionales presentes como su interacción con la hidrodinámica actuante.

La realización de tal método se dividió en 2 partes:

1) Se analizó el tipo de playa y zona de rompiente mediante la fotointerpretación de imágenes satelitales de Google Earth Pro desde el periodo 2005 hasta el año 2012, esto permitió realizar un análisis preliminar de la evolución de playa en distintos periodos (invierno-verano), a su vez se midió el ancho de la zona de rompiente como también el ancho de la ensenada utilizando el mismo software, con el cual se compararon con el tipo y estado de dunas si se encuentran presentes (apoyado desde el objetivo específico n°1).

Para esta medición las ensenadas se dividieron en tres zonas; zona proximal, zona media y zona distal. Estas se identificaron y posteriormente se trazaron con el largo total de la ensenada.

La ensenada de caleta de Hornos tiene un largo aproximado de 3 kilómetros, cada zona identificada se dividió con un espacio de 1 kilómetro de largo y al interior de cada zona detectada se dividió en 500 metros donde se realizaron muestreos.

2) En apoyo a este objetivo se realizó una campaña de terreno que consistió en realizar mediciones de tipos de zona de rompiente directo en la playa el cual se anotó fecha, estado de la marea y hora del muestreo, se utilizó la herramienta GPS para mapear cada punto realizado. Apoyando esta medición se realizaron mediciones de perfiles de playas

(utilizando la misma división de la ensenada, nombrada anteriormente y se llenó una hoja de condición global de ataque donde ARAYA-VERGARA (1983) ha planteado los conceptos de condición global de ataque y condición de estado, los cuales se utilizan para analizar el estado de ataque del oleaje sobre las formas del litoral y la permanencia de éstas en el tiempo, basados en la observación de la morfología de la cara de playa, como *beach cusps*, microantilados, etc.

#### 8.1.2. METODOLOGÍA CUENCA COSTERA (MCC)

*En esta metodología clasificaron los objetivos específicos n°2: Analizar los procesos dinámicos que caracterizan la cuenca a la luz de las condiciones climáticas del dominio semiárido (precipitaciones) y el objetivo n°4: Identificación de la Geomorfología y los procesos de remociones en masas de la cuenca de Hornos.*

Para los dos objetivos, el primer paso realizado fue el de recopilación de antecedentes e información del área de estudio. Esto consistió en identificar a los principales autores que han realizado estudios acerca de geomorfología costera, estudios y cálculos morfométricos de cuencas etc., que sentaron las bases para las interpretaciones de los resultados posteriores. Se muestran a continuación algunos de los autores seleccionados que fueron las bases para el análisis de cada objetivo específico:

HAUSER (1993), HUGGET (1997b, 196), HUGGET (2007), KEEFER (1984), LAMBE & WHITMAN (1972), LARA, M. (2007), VARNES (1978).

Estos autores hablan generalmente de las descripciones geomorfológicas en diversos ambientes geográficos, dinámicas de las cuencas, remociones en masa y sus tipos como también factores desencadenantes de estos movimientos, etc.

## **Objetivos específicos n°2: Análisis de los procesos dinámicos que caracterizan la cuenca, en el escenario actual del dominio semiárido**

Para entender el comportamiento de la cuenca y caracterizar las principales remociones es necesario realizar procesos de análisis y dinámica de la cuenca, estos procesos están sujetos a la temática de “cálculos morfométricos”.

Para obtener los resultados de estos análisis se utilizaron los siguientes softwares y bases de datos:

1. ArcGis 9.3
2. Google Earth 2012
3. Global Mapper 11
4. ASTER DEM

Como primer paso se elaboró la delimitación del área de estudio basado en la red de triangulación irregulares conocidos como TIN (en su sigla en inglés) obtenido partir de las curvas de nivel generados a partir del modelo digital de elevaciones (ASTER DEM) en conjunto con la red de drenaje correspondientes al área de estudio.

Para la generación de la delimitación de la cuenca costera se utilizó un análisis hidrológico presente en el programa ArcGis llamado “*hydrology*”, si bien ésta herramienta tiene algunos problemas cuando se trata de delimitar cuencas pequeñas, el problema se soluciona utilizando un DEM de alta resolución, así lo demuestra OÑATE & BOSQUE (2007) y KAMP *et al* (2003). Para esta investigación se utilizó un ASTER DEM.

En la herramienta de *Spatial Analyst* (ubicado en la caja de herramientas o *Arctool box*). Lo interesante de todos estos procesos en la delimitación de la cuenca es que permite realizar análisis morfológicos del área de estudio.

A continuación se describen paso a paso todos los procesos llevados a cabo para delimitar la cuenca de forma digital:

1. *Fill sinks*: Esta es una herramienta que permite rellenar las imperfecciones existentes en la superficie del modelo digital de elevaciones de tal manera las celdas en depresión

alcancen el nivel del terreno de alrededor con el objetivo de poder determinar de forma adecuada la dirección de flujo. Para esto hay que dirigirse a **Arctool box>Spatial Analyst>Hydrology>Fill**.

2. *Flow direction*: Esta es una herramienta que permite definir la dirección de flujo buscando el camino descendente de las celdas creadas a través del *Fill*. Para esto hay que dirigirse a **Arctool box > Spatial Analyst>Hydrology>Flow direction**.

3. *Flow accumulation*: Esta herramienta permite crear un raster de acumulación de flujo de cada celda. Se determina la cantidad de celdas de aguas arriba que vierten sobre cada celda que está inmediatamente aguas debajo de ella. Para esto hay que dirigirse a **Arctool box>Spatial Analyst>Hydrology>Flow accumulation**.

4. *Stream definition*: Esta herramienta permite clasificar las celdas de acumulación de flujo superior a un umbral que puede ser especificado por el investigador como celdas pertenecientes a la red de flujo. Es decir el umbral debe ser especificado como el número de celdas vertientes a la que se está clasificando en cada momento. Como es un valor subjetivo dado por el investigador se debe sopesar que valor debe ser el más indicado, ya que si se asume un valor de acumulación muy bajo muchos pixeles serán seleccionados como pertenecientes a la red hídrica, y al otro extremo si el valor es muy alto solo aquellos drenajes de orden alto serán definidos como red hídrica descartando información que puede ser importante en el análisis. Por lo tanto un umbral bajo determinará afluentes pequeños en la red de drenaje generada y un valor alto modelará solo los drenajes de mayor tamaño. Para este análisis se determinó un valor de 20.000 pixeles con el fin de que se genere un sistema de vertiente medio, o sea, se tendrá como resultado drenajes de un valor bajo-medio como también se identificarán los drenajes de mayor importancia en el área de estudio. Para esto hay que dirigirse a **Arctool box>Spatial Analyst>Hydrology>Stream definition>**

**Stream\_Red>Raster calculator** e ingresar la siguiente formula:  
**Stream\_Red=con([FlowAcc\_flow1]>20000,1).**

5. *Stream Link*: Esta herramienta divide los cauces en segmentos no interrumpidos. Es decir, que las secciones en las que se divide el flujo serán segmentos que conectan dos



uniones sucesivas, una unión y un punto de desagüe o una unión y una división del área de drenaje. Para esto hay que dirigirse a *Arctool box>Hydrology>Stream Link*.

6. *Stream order*: Esta herramienta permite crear un raster del orden de las corrientes: Se utilizó método de STRAHLER (1964) donde el orden de las corrientes se incrementa cuando se cruzan 2 drenajes del mismo orden. Por lo tanto 2 drenajes diferentes no se traducirán en un aumento del orden de la siguiente corriente.

Para esto hay que dirigirse a *Arctool box>Spatial Analyst>Hydrology>Stream Order*.

7. *Stream Feature*: Esta herramienta permite crear un shape de drenajes. Para esto hay que dirigirse a *Arctool box>Spatial Analyst>Hydrology>Stream Feature*.

8. *Feature Vertice to Point*: Esta herramienta permite determinar los puntos donde se cortan cada uno de los drenajes, esto quiere decir que convierte los vértices a punto. Por lo tanto se puede determinar un punto al inicio, a la mitad o al final de cada tramo de corriente. En este caso interesan los puntos finales de cada vertiente en donde existe acumulación de flujo y es el punto importante para la delimitación de la cuenca. Para esto hay que dirigirse a *Arctool box>Data Management tools>Features>Feature Vertice to Point*.

9. *Watershed Delineation*: Esta herramienta delinea una subcuenca por cada uno de los segmentos de cauce definidos en el paso anterior. Para esto hay que dirigirse a *Arctool box>Hydrology>Watershed Delineation*.

Así se obtuvo la cuenca delimitada de forma general y precisa. Para ver los resultados de los procesos antes mencionados ver el capítulo de resultados de la presente memoria.

## Análisis morfométricos

Estos análisis se derivaron a partir del Modelo Digital de Elevaciones (DEM) el cuál fue procesado a través del software ArcGis 9.3; para obtener los parámetros geométricos fue necesario obtener datos base sobre la cuenca (tabla 7):

- Área de la cuenca (en KM<sup>2</sup>)
- Perímetro de la cuenca (en KMS)
- Altura máxima, altura mínima y altura promedio
- Longitud de la cuenca, ancho de la cuenca, y ancho máximo de la cuenca (en KMS)
- Largo del cauce principal (en KMS)
- Largo total de cauces (en KMS).

A

Area	KM <sup>2</sup>	M.S.N.M			KM
	249,1				
Perimetro	KM				
	89,19				
Altura Maxina		1785	Longitud de la cuenca		23,4
Altura Minima		15	Ancho de la cuenca		10,6
Altura promedio		998,3	ancho max de la cuenca		15,1
Largo Cauce principal					25,4
Largo total de cauces					188,5

Tabla 7: Cálculos base para la realización de los índices morfométricos (fuente: Elaboración propia, proyecto FONDECYT 1120234).

partir de estos datos se pudo clasificar el tamaño de la cuenca en relación a la siguiente tabla (n°8).

Clasificación propuesta para el tamaño de la cuenca	
Tamaño de la cuenca en km <sup>2</sup>	Descripción
Menos 25 a 250	Pequeña
250 a 500	Intermedia pequeña
500 a 2,500	Intermedia grande
2,500 a 5,000	Grande
Más de 5,000	Muy grande

Tabla 8: Clasificación de tamaños de cuenca (fuente: CAMPOS, 1992).

Con estos datos ya obtenidos se procedió a realizar los siguientes índices morfométricos:

- Cálculo de coeficiente de forma (Kf), método de HORTON (1945)
- Cálculo de la compacidad de la cuenca (Kc), método de GRAVELIUS (1914)
- Cálculo de índice de alargamiento, propuesto por HORTON (1945)
- Cálculo de coeficiente de masividad (Km)
- Cálculo densidad de drenaje
- Jerarquía red de drenaje, método STRAHLER (1964)
- Acumulación de flujos (explicado en el punto anterior)
- Cálculo de la pendiente (en grados)
- Análisis de precipitaciones.

*A continuación se presenta una breve descripción de cada cálculo realizado para el análisis general de la cuenca costera de Caleta de Hornos (Hornos, Honda, Aguas Saladas):*

**Cálculo de coeficiente de forma (Kf):** De acuerdo con GONZALEZ (2004), la forma de la cuenca manda la tasa a la cual se suministra el agua al cauce principal, desde su nacimiento hasta su desembocadura. Para esto se aplica la fórmula (cuadro 1) para conocer la relación entre el área de la cuenca y la longitud de la misma, al cuadrado. Por lo tanto si una cuenca obtiene un factor de forma con valores inferiores a 1, tiende a ser alargada y está menos sujeta a avenidas, las cuales son lentas y sostenidas que una de la misma área y mayor factor de forma, es decir, valores mayores a 1 significaría una forma redondeada que sería susceptible a avenidas rápidas e intensas (HORTON, 1945; GUIDO&BUSNELLI, 1993; ORTIZ, 2004).

$$Kf = B/L = (A/L) / L = A/L^2$$
$$Kf = \frac{A}{L^2}$$

Cuadro 1: Fórmula para calcular el coeficiente de forma (Kf), método de HORTON.

Este factor relaciona la forma de la cuenca con la de un cuadrado, correspondiendo a  $K_f=1$  para regiones con esta forma, que es imaginaria.

Un valor de  $K_f$  superior a la unidad proporciona el grado de achatamiento de la cuenca o el de un río principal corto. En consecuencia, con tendencia a concentrar el escurrimiento de una lluvia intensa formando fácilmente grandes crecidas (tabla 9).

Rangos de $K_f$	Clases de forma
.01-.18	Muy poco achatada
.18-.36	Ligeramente achatada
.36-.54	Moderadamente achatada

Tabla 9: Clases de valores de forma (fuente: Instituto Nacional de Ecología, México, 2012).

**Coefficiente de compacidad ( $K_c$ ):** Este cálculo propuesto por GRAVELIUS (1914), compara la forma de la cuenca con la de una circunferencia, cuyo círculo inscrito tiene la misma área de la cuenca en estudio. Por lo tanto  $K_c$  se define como la razón entre el perímetro de la cuenca que es la misma longitud de la divisoria que la encierra y el perímetro de la circunferencia. El cálculo se realiza con la siguiente fórmula (cuadro 2):

$$K_c = 0.28 * \frac{P}{A^{1/2}}$$

Ecuación Cálculo del Coeficiente de Compacidad

Donde: P perímetro de la cuenca.  
A área de la cuenca.

Cuadro 2: Formula para obtener el coeficiente de compacidad ( $K_c$ ), método de GRAVELIUS (1914).

Este es un valor adimensional, independiente del área estudiada tiene por definición un valor de 1 para cuencas imaginarias de forma exactamente circular. Los valores de  $K_c$  nunca serán inferiores a 1. La cercanía a este número indica la tendencia a concentrar fuertes volúmenes de aguas de escurrimiento, siendo más acentuado cuánto más cercano

sea a la unidad, lo cual quiere decir que entre más bajo sea el índice mayor será la concentración de agua (tabla n°10).

Rangos de $K_c$	Clases de compacidad
- 1.25	Redonda a oval redonda
1.25 – 1.50	De oval redonda a oval oblonga
1.50 – 1.75	De oval oblonga a rectangular oblonga

Tabla 10: Clases de valores de compacidad, método de GRAVELIUS (1914)

**Índice de alargamiento:** Este índice ha sido propuesto por HORTON (1945) y relaciona la longitud máxima encontrada en la cuenca, medida en el sentido del río principal (en este caso quebrada Honda) y el ancho máximo de ella medido perpendicularmente; se calcula con la siguiente fórmula (cuadro 3):

$$I_A = \frac{L_m}{B}$$

Ecuación Cálculo del Índice de Alargamiento

Donde:

$L_m$  = Longitud máxima encontrada en el sentido del río principal.  
 $B$  = Ancho máximo de la cuenca.

Cuadro 3: fórmula para calcular el índice de alargamiento propuesto por HORTON (1945).

Cuando este índice ( $I_a$ ) toma valores mucho mayores a la unidad, se trata seguramente de cuencas alargadas, mientras que para valores cercanos a 1, se trata de una cuenca cuya red de drenaje presenta la forma de abanico y puede tener un río principal corto (tabla n°11).

Rangos de I	Clases de alargamiento
0.0-1.4	Poco alargada
1.5-2.8	Moderadamente alargada
2.9-4.2	Muy alargada

Tabla 11: Clases de valores de alargamiento según método de HORTON (1945).

**Coefficiente de masividad (Km):** Este coeficiente representa la relación entre la elevación media de la cuenca y su superficie, para realizar dicho cálculo se utiliza la siguiente fórmula (cuadro 4):

$$K_m = \frac{E_m}{A_{\text{cuenca}}}$$

Ecuación Determinación del Coeficiente de Masividad

Donde  $E_m$ : Elevación media (mts)  
 $A_{\text{cuenca}}$ : Área de la cuenca en Kilómetros.

Cuadro 4: Formula para obtener el coeficiente de masividad.

Este índice toma valores bajos en cuencas montañosas y altos en cuencas llanas (tabla 12).

Rangos de $K_m$	Clases de masividad
0-35	Muy Montañosa
35-70	Montañosa
70-105	Moderadamente montañosa

Tabla 12: Clases de valores de masividad.

**Densidad de drenaje (Dd):** Este índice permitió tener un mejor conocimiento de la complejidad y desarrollo del sistema de drenaje de la cuenca. En general, una mayor densidad de escurrimientos indica mayor estructuración de la red fluvial, o bien que existe mayor potencial de erosión. Por otro lado la densidad de drenaje provee un vínculo entre los atributos de forma de la cuenca y los procesos que operan a lo largo del curso de la corriente. De alguna manera la densidad de drenaje refleja controles topográficos, litológicos, pedológicos y vegetacionales, además de incorporar la influencia del hombre.

La densidad de drenaje se calcula a partir de la siguiente fórmula (cuadro 5):

$$D = \frac{L_k}{A}$$

Cuadro 5: Formula para obtener la densidad de drenaje (HORTON, 1945)

En este sentido la densidad de drenaje varía inversamente con la extensión de la cuenca. Como es sabido la red de drenaje toma sus características, influenciadas por las lluvias y la topografía. Por esto un valor alto de Dd corresponden grandes volúmenes de escurrimiento, al igual que mayores velocidades de desplazamiento de las aguas, lo que producirá ascensos de las corrientes. En este sentido en períodos de estiaje se esperan valores más bajos del caudal en cuencas de alta densidad de drenaje y de fuertes pendientes, mientras que en cuencas planas y de alta densidad de drenaje, se espera estabilidad del régimen de caudales, debido al drenaje subsuperficial y al aporte subterráneo (tabla 13).

Rangos de densidad	Clases
.1-1.8	Baja
1.9-3.6	Moderada
3.7-5.6	Alta

Tabla 13: Clases de densidad de drenaje, según GREGORY & WALLING, (1985).

**Jerarquía red de drenaje, método de STRAHLER (1964):** Este índice se obtiene mediante la agregación de corrientes, considerando una corriente de segundo orden a aquella donde se reúnen 2 corrientes de primer orden, una de tercer orden donde confluyen 2 de segundo orden y así sucesivamente. Este índice indica el grado de estructura de la red de drenaje. En general, mientras mayor sea el grado de corriente, mayor será la red y su estructura definida, por lo tanto un mayor orden en general indica la presencia de controles estructurales del relieve y mayor posibilidad de erosión o bien, que la cuenca podría ser más antigua dependiendo del relieve (tabla n°14).

Rangos de ordenes	Clases de orden
1-2	Bajo
2.1-4	Medio
4.1-6	Alto

Tabla 14: Clases de orden de corriente, metodología de STRAHLER (1964).

**Jerarquía red de drenaje, método de SHREVE (1967):** Este método tiene como propósito el demostrar la “magnitud” de los canales hídricos, en el sentido de que cada segmento está designado en función del número de segmentos que le alimentan, es decir, considera toda la red de drenaje de la cuenca teniendo una relación con la geomorfología y topología, no incluyendo características geológicas.

**Análisis de precipitaciones:** Debido a la imposibilidad de encontrar datos de precipitaciones sobre el área de estudio y la estación meteorológica más próxima se encuentra a una distancia donde los datos obtenidos pueden ser no representativos, se optó por utilizar datos climáticos entregados por el programa *WorldClim* (HIJSMAN *et al.*, 2005). *WorldClim* es un conjunto de capas que contienen datos climáticos globales (en formato de grillas), estos se refieren a superficies climáticas con una resolución espacial de aproximadamente 1 kilómetro cuadrado. La resolución usada de este modelamiento a sido de 30 arc s como resolución espacial, esto equivale alrededor de 0.86 km<sup>2</sup> en el ecuador. Las estaciones meteorológicas utilizadas en este modelo han sido recogidos a través de numerosas fuentes: *The Global Historical Climate Network Dataset (GHCN) v2*, esta fuente recoge información de precipitaciones de 20590 estaciones meteorológicas alrededor del mundo. *The WMO climatological normals (CLINO)* para los años 1961-1990, esta base de datos incluye 4261 estaciones meteorológicas que miden temperatura y precipitaciones. *The FAOCLIM 2.0 global climate database*, esta fuente contiene datos mensuales de 27372 estaciones meteorológicas, entre otras fuentes nombradas en el estudio de *WorldClim*.

Los datos pueden ser usados para mapeo y modelación espacial en SIG o en otros sistemas computacionales. Los datos interpolados observados son representativos desde el año 1950 al año 2000. Estos datos permitieron realizar mapas interpretativos de las precipitaciones del área de estudio de carácter mensual. Se tomaron los meses de Mayo a Septiembre que corresponden a las estaciones de fines de otoño e invierno. Se deja en claro que estos datos obtenidos no permiten identificar que periodos están relacionados al fenómeno del ENOS y



solo sirven como apoyo para los análisis de los índices morfométricos e identificar los lugares donde pueden ocurrir remociones en masa.

**Cálculo de pendiente, método de VAN ZUIDAM (1986):** Este método se utilizó para reclasificar el cálculo de la pendiente describen los procesos característicos y esperados, y las condiciones del terreno, así como una leyenda de colores sugerida por el mismo autor (Cuadro 6). Las clases de pendientes pueden coincidir con los sectores críticos, donde los procesos de deslizamiento son dominantes (VAN ZUIDAM, 1986)

Clase de pendiente		Condiciones del terreno	Color sugerido
Grados	Porcentaje		
0-2	0-2	Planicie, sin denudación apreciable	Verde oscuro
2-4	2-7	Pendiente muy baja, peligro de erosión	Verde claro
4-8	7-15	Pendiente baja, peligro severo de erosión	Amarillo
8-16	15-30	Pendiente moderada, deslizamientos ocasionales, peligro severo de erosión.	Naranja
16-35	30-70	Pendiente fuerte, procesos denudacionales intensos (deslizamientos), peligro extremo de erosión de suelos	Rojo claro
35-55	70-140	Pendiente muy fuerte, afloramientos rocosos, procesos denudacionales intensos, reforestación posible	Rojo oscuro
> 55	> 140	Extremadamente fuerte, afloramientos rocosos, procesos denudacionales severos (caída de rocas), cobertura vegetal limitada	Morado

Cuadro 6: Clases de Pendientes, condición de terreno y colores sugeridos (VAN ZUIDAM, 1986)

## 9. RESULTADOS

### 9.1. IDENTIFICACIÓN DE GRUPOS DE FORMAS, CARACTERIZACIÓN Y ANÁLISIS DE PROCESOS DINÁMICOS DEL LITORAL (OBJ. 1 Y 3)

Esta bahía tiene características muy interesantes las cuales la distinguen de una forma notable de otros tipos de ensenadas. Esta bahía se ubica a 34 kilómetros al norte de La Serena.

Comenzando con el estudio del tipo de zonas de rompiente en la zona proximal de la ensenada se encuentra una saliente, conocida como cerro La Pena, por el cual tiene un efecto en la distribución de los trenes de olas dando como resultado a una zona reflectiva. En esta zona la playa es de rodados con una larga extensión, no se logró identificar playa arenosa, solamente está acompañada de dunas anteriores ya modificadas por el ser humano y que se encuentran sin alimentación (Fig. 20).



Figura 20: Zona proximal de la bahía de caleta de Hornos, donde se puede identificar una playa de rodados (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).

En la zona media de la ensenada se presenta la misma morfología de playa de rodados acompañados por dunas alteradas, aun así el análisis de tipo de zona de rompiente cambia, dando como resultado a una zona de barras y surcos longitudinales (LBT), con grandes volutas (3 metros aproximadamente), no se logra diferenciar cambios en la morfología de la playa por posibles formaciones de micro acantilados (Fig. 21).



Figura 21: Vista panorámica zona media de ensenada de caleta de Hornos. Se puede apreciar el cambio de oleaje junto a la playa de rodados (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).

La zona distal de la ensenada en la cual se evidenció un cambio en la morfología y estructura de la playa, que varía de playa de rodados a playa arenosa. En cuanto al análisis de tipo de zona de rompiente este resultó ser de barras y surcos longitudinales (LBT) hacia un estado disipativa (D) en la zona más distal de la bahía. En esta zona se identificó modificaciones en la estructura de la playa entregando datos sobre su condición global de ataque, que tiene finalmente un carácter de alta (34), en esta área se logró identificar microacantilados en la zona (Fig. 22). Esta zona también se encuentra afectada en los momentos de pleamar y cuando está sujeta a bravesas y temporales ya a que existen rastros del aumento de la marea que indica hasta qué punto llega el mar en estas condiciones (las antedunas se encuentran con evidencias de erosión por parte del oleaje)



Figura 22: Vista del proceso de intercambio entre playa de rodados a una playa arenosa junto con presencias de microacantilados (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).

En cuanto a la identificación de las formas presentes en la ensenada, se llegó a identificar las siguientes: Dunas, terrazas marinas, *talwegs* y playa de rodados.

Las dunas se encuentran presentes desde la zona media hasta la zona distal de la ensenada. En la zona media, las dunas anteriores se presentan alteradas antrópicamente (construcción de caminos) y aisladas por la playa de rodados, por el cual aportes de sedimentos de arena desde el mar se ven casi imposibles de obtener, de este modo se encuentran estabilizadas (Fig. 23).



Figura 23: Vista de las dunas anteriores junto a la playa de rodados (a la izquierda) y dunas anteriores modificadas por la construcción de un camino en la zona media de caleta de Hornos (a la derecha) (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).

En la zona distal de la playa, hay mayor presencia de dunas actuales que limitan junto a la playa arenosa y junto a la terraza marina. Estas dunas no son de gran tamaño y se encuentran estabilizadas por vegetación, este tipo de emplazamiento de duna se puede encontrar a lo largo de toda la zona distal (Fig. 24) y tiene un ancho de aproximadamente 3 metros. Estas dunas por su distancia al mar (60 metros aproximadamente) no se ven influenciadas o atacadas por el oleaje, ya que en la campaña de terreno no se logró identificar las condiciones de ataque o de erosión producto el oleaje, aun así en la zona hay un gran aporte eólico de arena, debido al viento que se originan en este lugar.



Figura 24: Vista de las dunas anteriores estabilizadas por vegetación en la zona distal de caleta de Hornos, junto a la playa (izquierda de la imagen) y terraza marina (derecha de la imagen) (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).

De esta manera también se logró identificar una tercera disposición de dunas que están ubicadas a una mayor altura y lejanía del mar (90 metros aproximadamente).

La tercera disposición de las dunas que se detectó en este área se encuentra ubicada sobre la terraza marina de la zona distal, cubriendo gran parte de la terraza llegando a confundir en primera parte si se trata solo de una gran duna o si es solamente terraza marina (Fig.25).



Figura 25: Vista general de las dunas recubriendo gran parte de la terraza marina en la zona media y distal de caleta de Hornos (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).

La campaña de terreno confirmó que la terraza marina se encuentra cubierta por dos tipos de dunas. La primera tiene una forma barjánica que se encuentra aislada en cuanto a alimentación de arenas pero no está vegetada, como consecuencia de la escasa alimentación de arenas se logró identificar también en la zona más distal de la terraza marina un *blow-out*, asociado a la falta de alimentación de arenas (Fig.26 y Fig.27).



Figura 26: Distintas vistas sobre el *blow-out* presente en la zona distal de caleta de Hornos. Se puede distinguir la distinta disposición de material (grosor de arena) y color en la zona media del *blow-out* (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).



Figura 27: Vista de duna barjanica dispuesta sobre la terraza marina, en la zona distal de caleta de Hornos (imagen de la derecha sobre terraza marina, imagen de la izquierda, vista desde la playa) (Fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).

Con la identificación de terrazas marinas y *talwegs*, se identificó dos terrazas y tres grandes quebradas que desembocan en la ensenada.

Las tres grandes *talwegs* disectan la terraza marina presente en el lugar, dejando a la vista la disposición de los sedimentos, lo que permite deducir hechos y procesos que ocurrieron durante la formación de las terrazas marinas.

Uno de estos *talwegs* se denomina “Quebrada de Hornos”, y es la más cercana hacia el pueblo de la caleta. Mirando desde la carretera se pudo observar que ésta quebrada se encuentra bien escarpada, y tiene un ancho aproximado de 100 metros, que llegando al mar pierde su ancho (Fig. 28) y actualmente tiene un carácter de *talweg*.



Figura 28: Vista panorámica de quebrada de Hornos (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).

Este curso de agua de carácter intermitente, solamente se activa cuando ocurren eventos pluviométricos de una gran magnitud. Como se observa en la figura 29, en condiciones normales no tiene capacidad para ocupar todo el lecho. Actualmente solo se encuentran pequeños canales que desembocan hacia el mar, ésta quebrada se encuentra modificada por la carretera panamericana norte que cruza todo el lecho a través de un puente (Fig. 29).



Figura 29: Puente de panamericana norte cruzando quebrada de Hornos (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).

A partir de la amplitud del lecho y los depósitos dejados cerca del mar y aguas arriba, se puede derivar una condición dinámica mayor capaz de disectar el lecho, procesos acompañados por la acción tectónica propia de esta zona con un carácter muy activo y torrencial, permitiendo generar grandes escarpes y transportar masa de variado calibre de las subcuencas asociadas (Fig. 30).



Figura 30: Depósitos fluviales proveniente de quebrada Honda, se puede observar la forma redondeada de estos depósitos (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).

El segundo lecho analizado, Quebrada Honda, es el más grande de los tres reconocidos en caleta de Hornos, su ancho supera los 400 metros aproximadamente, (Fig. 31) y en la zona de su desembocadura se logró detectar grandes depósitos de rodados, de diversos tamaños, algunos muy bien redondeados (Fig. 32). Esta quebrada según la carta geológica del Sernageomin contiene depósitos fluviales recientes con gravas gruesas y muy gruesas, no consolidadas, con buena estratificación, polimícticas, con abundante matriz de arena y clastos orientados y/o imbricados. Presentan intercalaciones de gravas finas arenosas y de arena.

La quebrada mencionada anteriormente es la que más aporta material hacia la ensenada, producto de su ancho, el tamaño de los depósitos y porque todavía mantiene un carácter intermitente en cuanto a su cauce, activado en eventos pluviométricos intensos y concentrados, tal como el fenómeno de El Niño (ENOS).



Figura 31: Vista panorámica desde la playa hacia quebrada de Honda (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).



El siguiente curso fluvial es Aguas Saladas y es el de menor extensión y altura, al igual que los anteriores, contiene depósitos de rodados que desembocan hacia el mar coalesciendo con los depósitos de rodados de la Quebrada Honda (Fig. 33): En este lecho se pudo observar los de la terraza marina (Fig. 34). Estos lechos fluviales intermitentes no están interconectados entre sí, salvo en sus depósitos que coalescen.



Figura 32: Quebrada Agua Salada junto a sus depósitos de rodados, tercera quebrada que forma la bahía de caleta de Hornos (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).



Figura 33: Vista interna de quebrada Agua Salada, junto a huellas de rodados depositados en las terrazas marinas del área de estudio (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).

Por otra parte en la ensenada de esta caleta se ha identificado una playa de rodados, formado gracias a los depósitos de las tres quebradas principales (Hornos, Honda, Aguas

Saladas). Ocupando gran parte de esta, desde la zona proximal, donde se ubica la caleta de este sector hasta la zona media y parte de la zona distal de la ensenada, ocupando varios cientos de metros de ancho en la zona media que corresponde a la desembocadura de quebrada de Honda, se deduce que ésta quebrada contenía una mayor carga de depósitos (gravas redondeadas) y al unirse con los depósitos de las otras dos quebradas da origen a este tipo de playa. Un detalle no menor es que estos depósitos no solamente son aportes fluviales (erosionados de forma redondeada) sino que también se encontró varias gravas aplanadas producto de la acción marina, el cual da a entender el dinamismo formador tanto de la acción marina y del oleaje como también los aportes fluviales de estas quebradas.

### **Terrazas Marinas**

En cuanto al análisis de las terrazas marinas del sector, en la campaña de terreno se identificó una terraza marina. Se deduce que es la TM2 la cual se encuentra intervenida por los tres *talwegs* (nombradas anteriormente), sobre esta terraza marina se ubica el asentamiento de caleta de Hornos. Según la carta geológica del Sernageomin corresponde a la formación Coquimbo y contiene depósitos indiferenciados. Sin embargo esta terraza comparte otros dos periodos de formación.



Figura 34: Depósitos de gravas redondeados en terraza marina II, en la zona proximal de caleta de Hornos (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).

El segundo corresponde al Mioceno-Pleistoceno que muestra la formación Confluencia. Esta formación se pudo observar desde la entrada de la caleta (Fig. 35).



Figura 35: Vista de la terraza marina II, junto a su secuencia sedimentaria disectada por quebrada de Hornos en la zona proximal (fotografía: campaña de terreno, Julio de 2012, proyecto FONDECYT 1120234).

El tercero corresponde al Mioceno-Pleistoceno que presenta la formación Coquimbo y contiene dos tipos de depósitos y se identificó en las paredes de las desembocaduras de los tres *talwegs*. Esta terraza también tiene aporte de materiales fluviales y aportes del cuaternario, teniendo una clasificación de Terraza Marina-Fluvial del Plio-Cuaternario.

Estos sedimentos según la carta geológica del Sernageomin se interpretan como depósitos de playas dominadas por el oleaje y de canales de erosión (en este caso las tres quebradas presentes en el sector).

Se identificó las formas de sedimentación y origen que tuvo esta terraza marina y se detectó varias secuencias sedimentarias en la campaña de terreno. Estos fueron identificados como depósitos fluviales de rodados, depósitos de arena y depósitos de conchales.

Finalmente en la terraza marina desde la zona media y distal de caleta de Hornos se encuentra un desarrollo dunar denominado *blow-out* (abordados en el análisis de las dunas) al mismo tiempo estas recubren gran parte de la terraza marina (Fig. 36; Fig. 37).



Figura 36: Secuencia sedimentaria en terraza marina II ubicada en la zona proximal a media de la ensenada (entre quebrada Hornos y Honda) (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).



Figura 37: Terraza marina II cubierto por arena proveniente de las dunas (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).

## 9.2. ANÁLISIS DE LOS PROCESOS DINÁMICOS QUE CARACTERIZAN LA CUENCA COSTERA DE CALETA DE HORNOS , EN EL ESCENARIO ACTUAL DEL DOMINIO SEMIÁRIDO (OBJ. 2)

*A continuación se presentan los resultados de los índices morfométricos, teniendo como principal característica que se trata de una cuenca pequeña (249.1 KM<sup>2</sup>) según la clasificación de CAMPOS (1992) y que durante los temporales de 1997 que afectaron a la IV Región de Coquimbo producto del fenómeno de El Niño, el día 18 de Junio de 1997, se produjeron diversos Aluviones que arrasaron con todo a su paso. En relación a los caminos, los cortes de estos comenzaron en la ruta 5 Norte a la altura de Punta Colorada, a lo que se agregaron deslizamientos de tierra, anegamientos y pequeños derrumbes en otros puntos de la Ruta 5. Posteriormente los cortes de camino fueron provocados por las bajadas de las quebradas en distintos sectores, como ejemplo están las de punta Colora, Caleta de Hornos (PÉREZ, 2005).*

**Coefficiente de forma (Kf):** El coeficiente calculado para esta cuenca fue de **0.456**, este valor es inferior a 1 e implica que la cuenca estudiada tiende al alargamiento y ser moderadamente achatada en consecuencia la cuenca costera está menos sujeta a crecidas, las que tienden a ser lentas y continuas. El transporte de material del cauce que proviene de las laderas suele ser depositado de la misma forma, lenta, teniendo en consideración que éstos se producen por eventos pluviométricos concentrados (ENSO).

**Coefficiente de compacidad (Kc):** Se obtuvo como resultado un valor de **1.5** y según la clasificación de compacidad de GRAVELIUS (1914) la cuenca es oval oblonga a rectangular oblonga (Tabla 10). Como el valor es cercano a 1 (en donde jamás ningún valor podrá ser menor a este), la cuenca costera tiene la capacidad de concentrar mayor volumen de escurrimiento superficial. Esto ayuda a potenciar la erosión de las laderas de la cuenca debido a que ésta se encuentra poca vegetada, y por lo tanto está expuesta a la erosión del escurrimiento, aportando material a las principales quebradas del área de estudio (Hornos, Honda y Aguas Saladas).

**Índice de alargamiento:** El resultado arrojado de este índice fue de **1.68**, según las clases de alargamiento (Tabla 11) la cuenca se clasifica como moderadamente alargada, es decir

que no tiene una forma claramente redondeada por lo que influye en la dinámica rápida del agua en los drenajes y su potencial erosivo.

**Coefficiente de masividad (Km):** El resultado arrojado fue de **4.007** que según la clasificación de masividad (Tabla 12) lo clasifica como una cuenca muy montañosa y de pendientes fuertes, que favorece a la erosión por eventos pluviales concentrados y deslizamientos de masas. Este cálculo es apoyado por el cálculo de pendientes del área de estudio.

**Densidad de drenaje (Dd):** El resultado fue de **0.75**, donde según la clasificación de los rangos de densidad (Tabla 13) se clasifica como una baja densidad de drenaje. Este resultado está influenciado principalmente por la dinámica actual de la cuenca donde la precipitación es muy escasa y donde las grandes lluvias ocurren en eventos El Niño (ENSO).

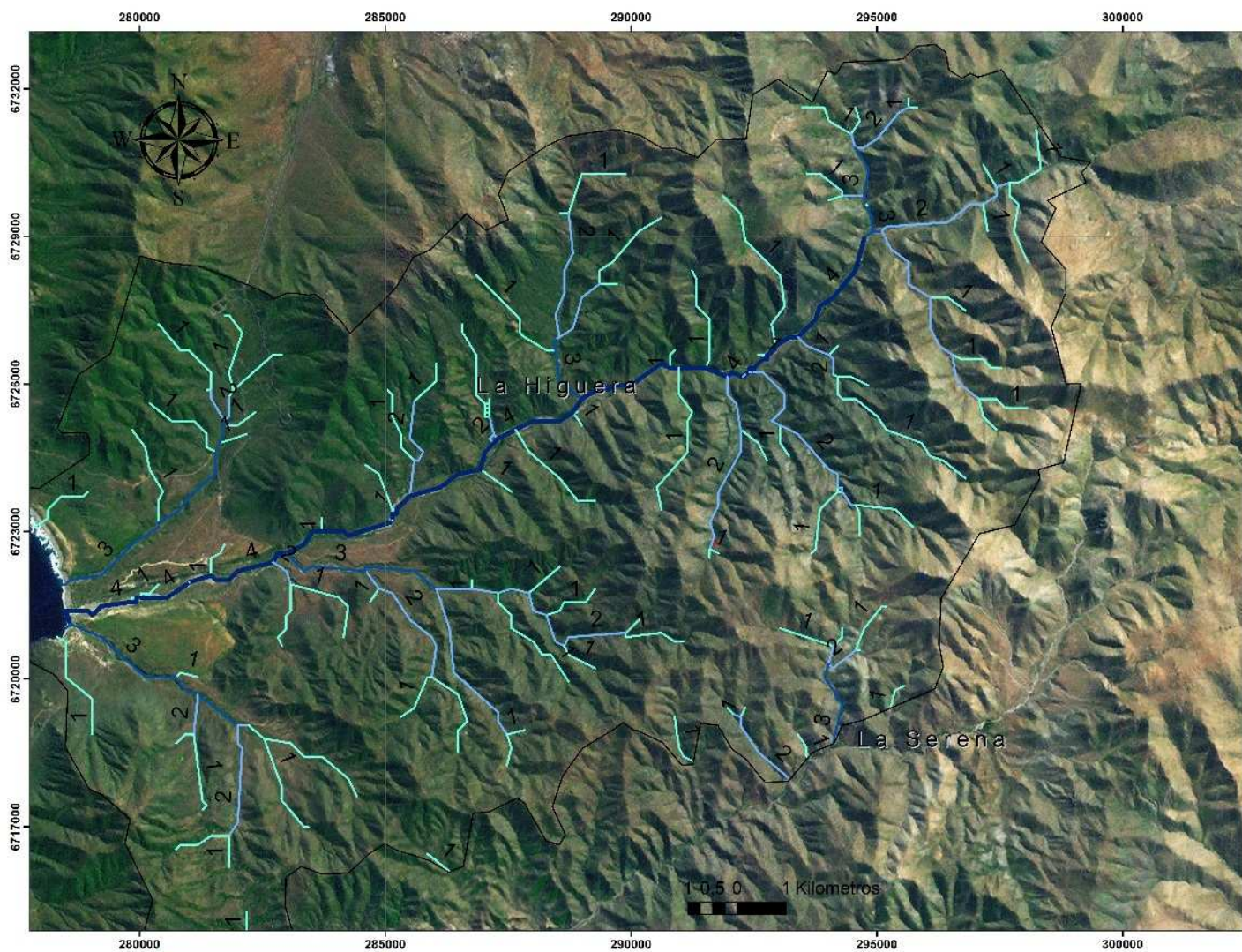
**Jerarquía red de drenaje, método de STRAHLER (1964):** El resultado de este índice para la cuenca de Hornos fue de valor máximo de orden de **4.0** y según la clasificación de clases de orden (Tabla 14), la cuenca presenta una clase **media** en la estructuración de la red de drenaje. Este resultado en conjunto con los anteriores demuestra que el sistema de drenaje de la cuenca de Hornos se encuentra en un estado medio en cuanto a su desarrollo y actividad, donde sus *talwegs* principales (Quebrada Hornos, Quebrada Honda y Quebrada Aguas Saladas) tienen un carácter intermitente y para su activación es necesario tener fenómenos pluviales intensos, como ocurren en los años donde aparece el fenómeno climático de “El Niño” (ENSO) (Fig. 38).

**Jerarquía red de drenaje, método de SHREVE (1967):** El resultado de este índice para la cuenca de Hornos fue de un valor máximo de **94**, este alto valor se le atribuye al *talweg* principal de la cuenca de Hornos, llamado Quebrada Honda, esto se debe a que a diferencia de los otros 2 *talwegs* principales, este contiene una mayor conexión en su red de drenaje durante su desarrollo en la cuenca costera, en donde varios afluentes que tiene sus propias interconexiones desembocan en este, atribuyéndole un mayor valor hasta llegar a su desembocadura. Por otro lado tanto Quebrada Hornos como Quebrada Aguas Saladas

comparten un valor de **11** en cuando a su valor de orden, teniendo así una gran diferencia en cuanto al desarrollo y conexiones de sus propias redes de drenaje. (Fig. 39)

**Cálculo de pendiente:** Como resultado de la reclasificación según VAN ZUIDAM (1986), en la cuenca costera de Caleta de Hornos predominan tres tipos de pendientes: Las pendientes fuertes ocupan en total 85.8 km<sup>2</sup> del área total de la cuenca concentrándose en la zona media y alta de la cuenca (Quebrada Honda), este tipo de laderas según VAN ZUIDAM (1986) tienen procesos denudacionales intensos (deslizamiento) y tiene un peligro extremo de erosión de suelos. El segundo rango de pendiente se refiere a pendientes moderadas ocupando un total de 85.7 km<sup>2</sup> del área total de la cuenca, éstas predominan en el sector sur de la cuenca, distribuyéndose en la zona alta como baja de la cuenca (sector de Quebrada Hornos). Estas laderas según la condición de terreno propuesto por VAN ZUIDAM (1986) pueden presentar deslizamientos ocasionales y peligro severo de erosión. El tercer rango de pendiente se trata de pendientes muy fuertes ocupando un total de 26,6 km<sup>2</sup> del área total de la cuenca, estas se concentran casi en su totalidad en el sector alto de la cuenca costera muy cercanas a la Quebrada Honda. Estas laderas según la clasificación de condición de terreno pueden presentar afloramientos rocosos, procesos denudacionales intensos que pueden aportar a su *talweg* asociado. Las pendientes muy bajas (8.6 km<sup>2</sup> de área total) y planicies (14.1 km<sup>2</sup>) están asociados a la terraza marina y el fondo de los *talwegs* principales (Hornos, Honda, Aguas Saladas) (Fig. 40).

# Jerarquía red de drenaje: Metodo Strahler



**Simbología**

- Cuenca costera
- Líneas administrativas

**Jerarquía Drenaje: Strahler**

**Jerarquía**

- 1
- 2
- 3
- 4

1:65.000



**Universidad de Chile**  
**Facultad de Arquitectura y Urbanismo**  
**Departamento de Geografía**

"Geodinámica actual de una cuenca costera de dominio semiárido. Caleta de Hornos Región de Coquimbo"

**Proyecto FONDECYT**  
**N° 1120234/2012**

Elaboración Cartográfica: Hugo Amaya

Datos Geodésicos

Proyección Universal de Mercator (UTM)

Origen de las Abcisas (E) meridiano 69° Oeste 500 KM

Origen de las Ordenadas (N) 10.000 KM al sur del ecuador

Las coordenadas UTM están referenciadas al Huso 19 S

Datum: WGS 1984

Imagen Satelital: Google Earth 2012

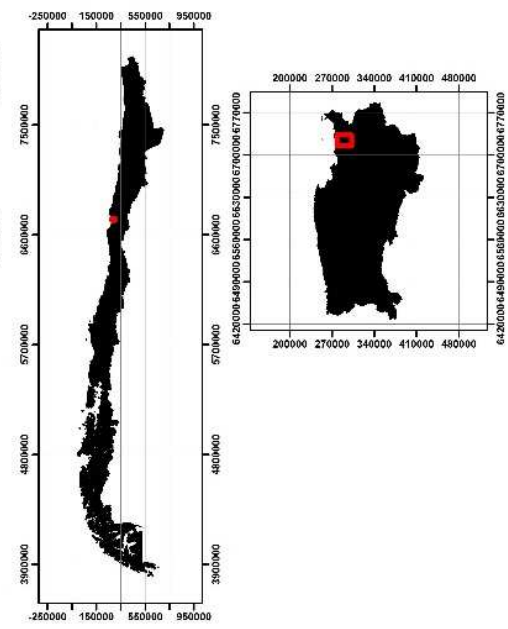
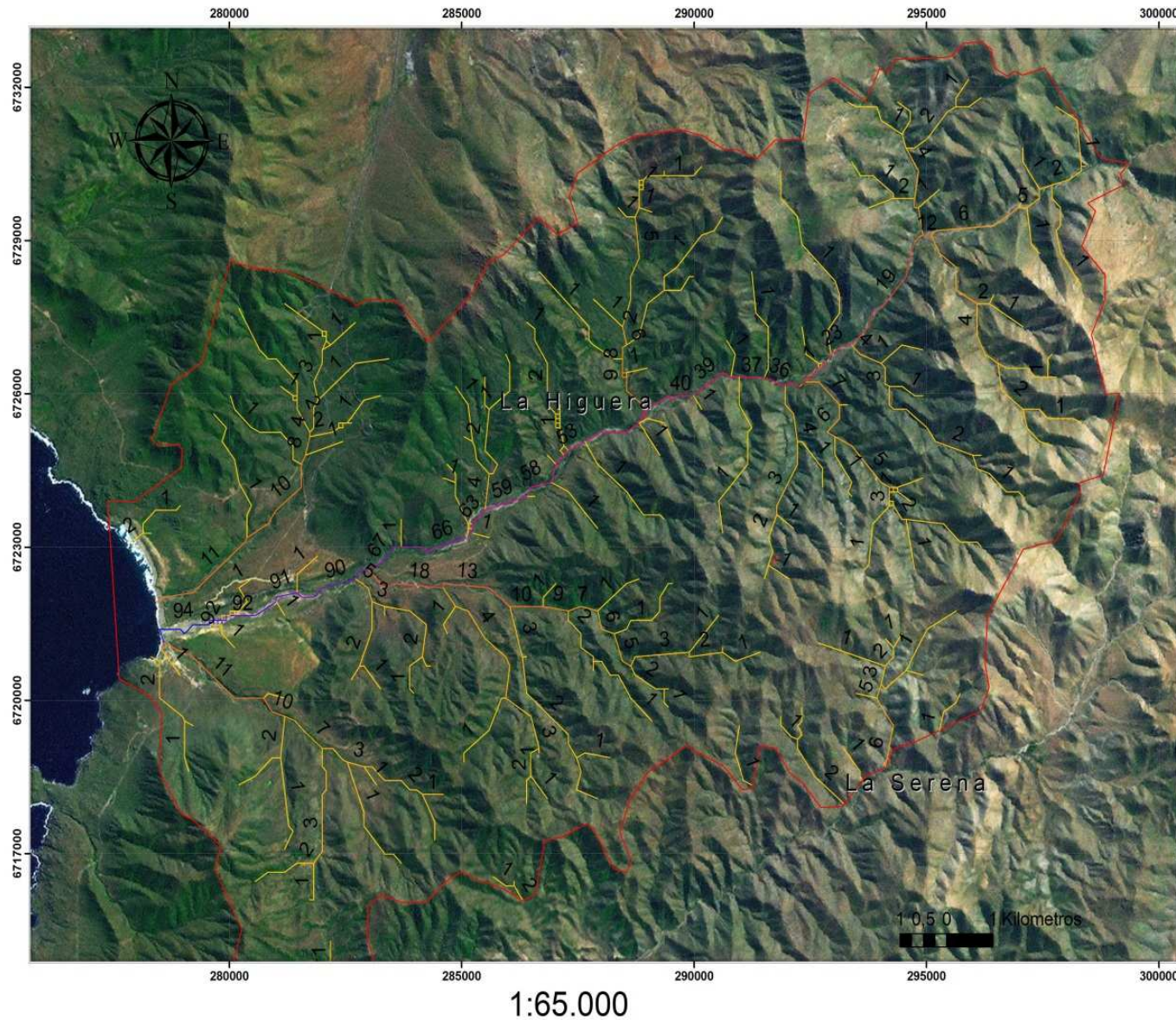


Figura 38: Mapa Jerarquía red de drenaje utilizando el método de STRAHLER (fuente: Elaboración propia, Proyecto FONDECYT 1120234).

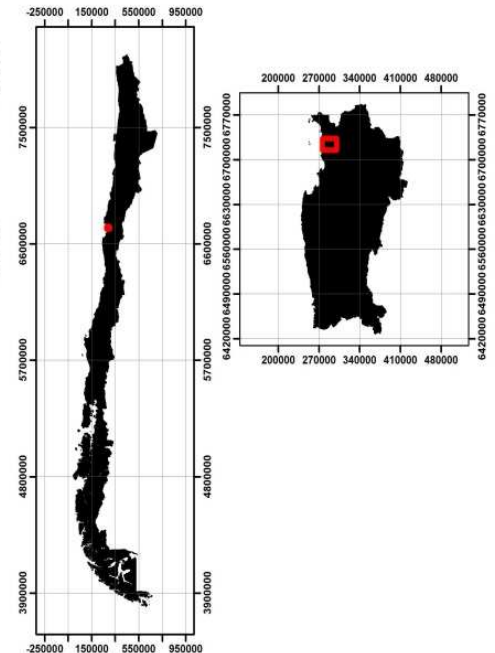


# Jerarquía red de drenaje: Metodo Shreve



  
**Universidad de Chile**  
**Facultad de Arquitectura y Urbanismo**  
**Departamento de Geografía**  
 "Geodinámica actual de una cuenca costera de dominio semiárido. Caleta de Hornos Región de Coquimbo"  
**Proyecto FONDECYT**  
**N° 1120234/2012**  
 Elaboración Cartográfica: Hugo Amaya

Datos Geodésicos  
 Proyección Universal de Mercator (UTM)  
 Origen de las Abscisas (E) meridiano 69° Oeste 500 KM  
 Origen de las Ordenadas (N) 10.000 KM al sur del ecuador  
 Las coordenadas UTM están referenciadas al Huso 19 S  
 Datum\_WGS 1984  
 Imagen Satelital: Google Earth 2012



**Simbología**



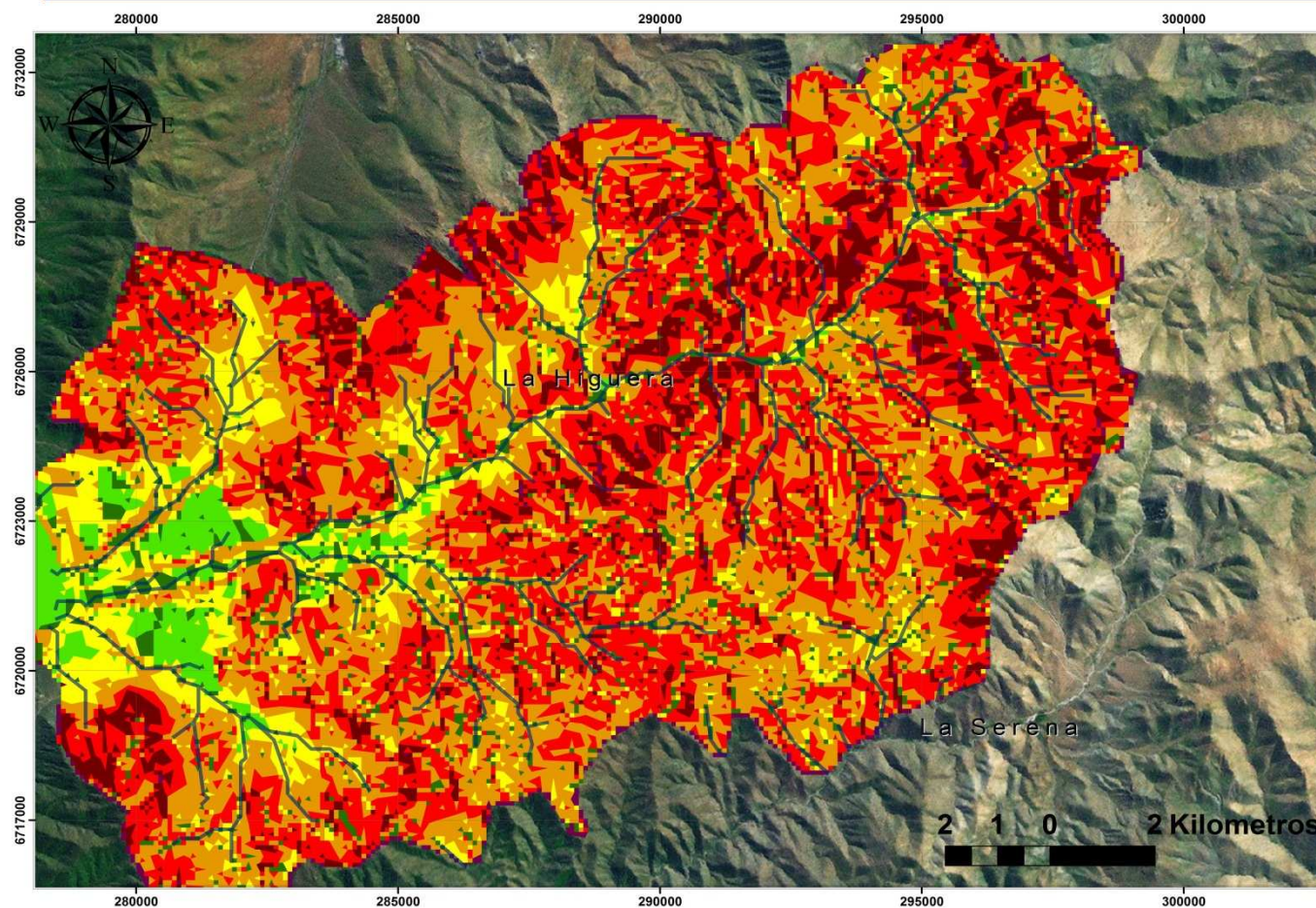
-  Cuenca costera
-  Líneas administrativas

Figura 39: Mapa Jerarquía red de drenaje utilizando el método de SHREVE (fuente: Elaboración propia, Proyecto FONDECYT 1120234).

# Pendiente cuenca costera de Caleta de Hornos



  
**Universidad de Chile**  
**Facultad de Arquitectura y Urbanismo**  
**Departamento de Geografía**  
 "Geodinámica actual de una cuenca costera  
 de dominio semiárido. Caleta de Hornos  
 Región de Coquimbo"  
**Proyecto FONDECYT**  
**N° 1120234/2012**  
 Elaboración Cartográfica: Hugo Amaya

Datos Geodésicos  
 Proyección Universal de Mercator (UTM)  
 Origen de las Abcisas (E) meridiano 69° Oeste 500 KM  
 Origen de las Ordenadas (N) 10.000 KM al sur del ecuador  
 Las coordenadas UTM están referenciadas al Huso 19 S  
 Datum\_ WGS 1984  
 Imagen Satelital: Google Earth 2012

**SIMBOLOGÍA**

 Líneas administrativas  
 Red de drenaje

**Pendiente VAN ZUIDAM**

**Clasificación de pendiente**

 Planicie/ 0° - 2°  
 Pendiente muy baja / 2° - 4°  
 Pendiente baja / 4° - 8°  
 Pendiente moderada / 8° - 16°  
 Pendiente fuerte / 16° - 35°  
 Pendiente muy fuerte / 35° - 55°  
 Extremadamente fuerte / > 35°

1:65.000

Clase pendiente	Área en KM <sup>2</sup>
Planicie	14,1
Pendiente muy baja	8,6
Pendiente baja	23,9
Pendiente Moderada	85,8
Pendiente fuerte	85,7
Pendiente muy fuerte	26,6
Extremadamente fuerte	4,3

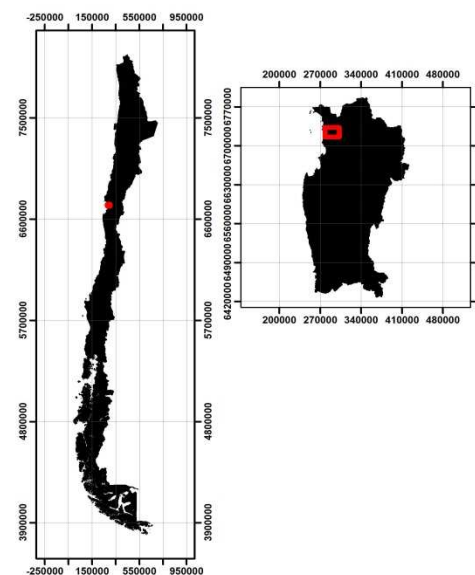


Figura 40: Mapa de pendientes cuenca de Hornos según método de VAN ZUIDAM (1986) (fuente: Elaboración propia, Proyecto FONDECYT 1120234).

**Análisis Precipitación:** Con los datos obtenidos a través de *WorldClim* (ver sección de metodología cuenca costera) se realizó un análisis de la distribución espacial de la precipitación de la cuenca de caleta de Hornos: estos datos son un promedio de un periodo de 50 años (1950-2000). Se seleccionó el periodo de Mayo a Septiembre, cuando ocurren las precipitaciones correspondientes a las estaciones de finales de Otoño e Invierno. Se tiene en consideración que esta metodología no permite identificar de forma individual los años que fueron afectados por el fenómeno de El Niño (ENSO).

### **Mes de Mayo**

La distribución de las precipitaciones es heterogénea, donde las mínimas precipitaciones ocurren en la zona alta de la cuenca con una cantidad de 9-10 mm, es así que va aumentando las precipitaciones llegando al nivel del mar, donde la zona media-baja de la cuenca se obtiene precipitaciones de 10.01-12 mm y en la zona baja se obtiene un máximo de 14.01-16 mm.

De acuerdo a lo anterior en este periodo ocurrieron más precipitaciones en la zona media y baja de la cuenca, donde el máximo de lluvia ocurre en la ensenada de caleta de Hornos (Fig. 41).

### **Mes de Junio**

Durante este mes se origina una gran diferencia en cuanto a precipitaciones y distribución espacial de las máximas, esto se debe al periodo de invierno y posiblemente a los años afectados por el ENSO. Es así que las máximas precipitaciones ocurren en toda la zona alta de la cuenca y en las laderas coincidentes con altas pendientes de la cuenca, cubriendo también gran parte de la zona media de la cuenca. La máxima precipitación fluctúa entre los 23.01 a 26 mm. Las zonas de precipitación media disminuyen en su distribución espacial, situándose en las zonas altas de los *talwegs* con mayor jerarquía. Las precipitaciones en esta zona fluctuaron entre los 21.01 a 23 mm.

De este modo la gran diferencia en cuanto a cantidad de las precipitaciones ocurre en la ensenada de caleta de Hornos, fluctuando desde los 18 a los 19 mm, es así que la ocurrencia de las grandes lluvias se desplaza hacia las zonas altas de la cuenca (Fig. 42).

## **Mes de Julio**

Las precipitaciones vuelven a tener un cambio en los montos y la ubicación espacial donde se originan. Los valores más altos se encuentran en los sectores norte y sur de la cuenca. La mayor presencia de precipitación se encuentra en el lado sur del área teniendo valores de 17.01 a 19 mm.

En el sector NE de la cuenca domina las precipitaciones de concentración media, es aquí donde nace la principal quebrada de la cuenca (Quebrada Honda), las precipitaciones se mantienen hasta la zona media de la cuenca, los valores de la concentración media de precipitaciones fluctúan entre los 16.01 a los 17 mm.

Las zonas de más baja concentración de precipitación se concentran en dos zonas. La primera zona se desplaza fuera de la cuenca en sentido este y la segunda zona permanece en la ensenada, sus valores fluctúan entre los 15.01 a 16 mm (Fig. 43).

## **Mes de Agosto**

Nuevamente se produce un cambio espacial en la distribución de las precipitaciones, el más alto valor se encuentra en la zona media y baja de la cuenca, desarrollándose en los tres principales *talwegs*. La cantidad de lluvia tiende al descenso debido al término del invierno, siendo sus valores de 12.01 a 14 mm.

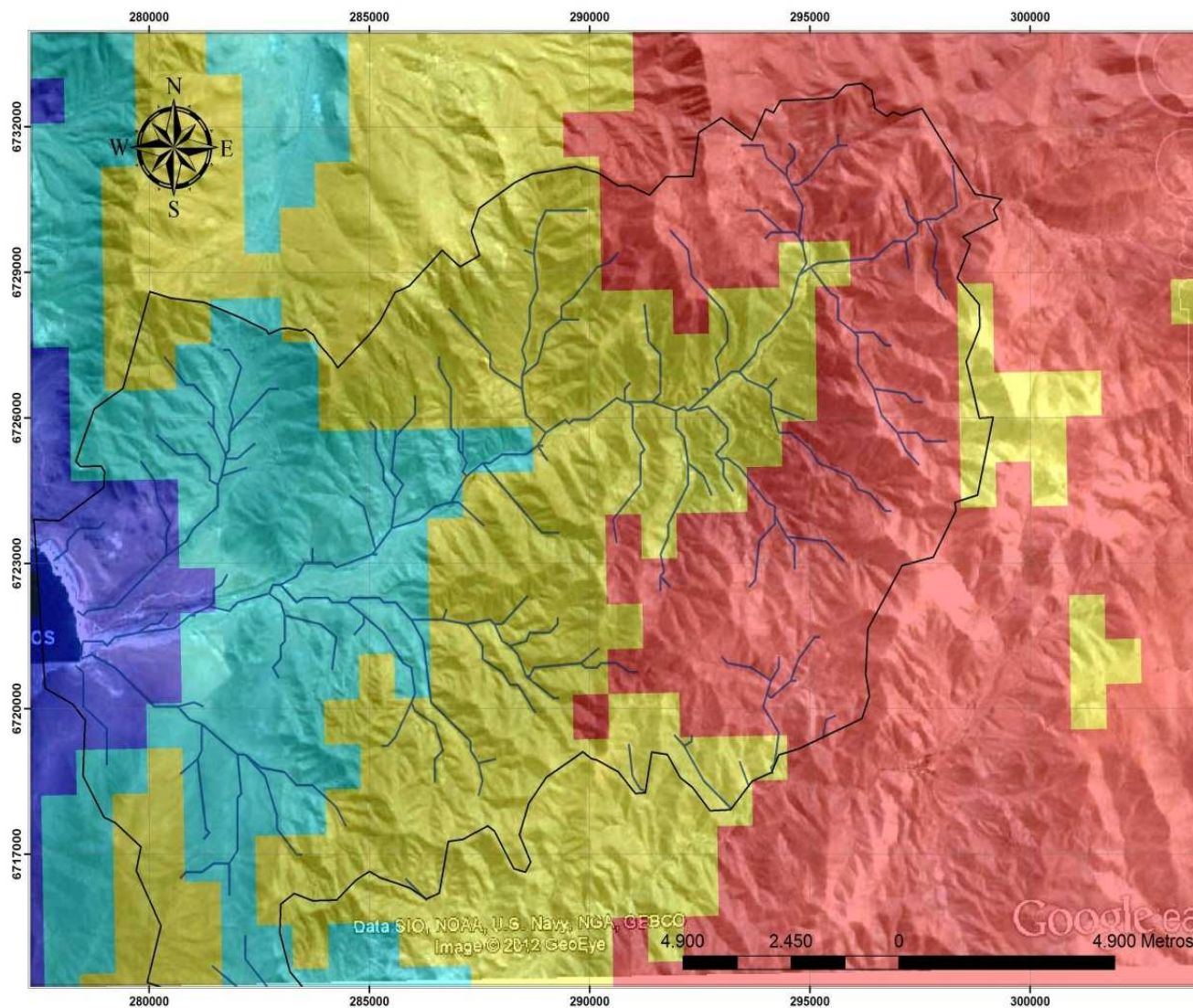
La zona de concentración media de precipitación reduce la superficie ocupada, estando solo en algunas nacientes de subcuencas secundarias y aguas arriba de quebrada de Hornos, sus valores fluctúan entre los 11.01 a 12 mm.

La zona de baja precipitaciones se desplaza hacia la zona alta de la cuenca, alejándose del área de estudio, estas tienen un valor de 9 a 10 mm (Fig. 44).

## **Mes de Septiembre**

Existe una fuerte disminución en la cantidad de precipitación, donde el máximo de lluvia llega a 6 mm y se encuentra ubicada en pocos sectores de la cuenca costera. Esto se debe al término de invierno e inicio de la primavera. El mínimo de precipitación llegó a unos 5 mm y es la que domina en la cuenca (Fig. 45).

# Distribución Pp (mm) cuenca de Hornos, Mayo (1950-2000)



**Simbología**

**Distribución Pp (mm)**

9	-	10
10,1	-	12
12,1	-	14
14,1	-	16

Cuenca costera  
 Red de drenaje

1:70.000

  
**Universidad de Chile**  
**Facultad de Arquitectura y Urbanismo**  
**Departamento de Geografía**  
 "Geodinámica actual de una cuenca costera  
 de dominio semiárido. Caleta de Hornos  
 Región de Coquimbo"  
**Proyecto FONDECYT**  
**N° 1120234/2012**  
 Elaboración Cartográfica: Hugo Amaya

Datos Geodésicos  
 Proyección Universal de Mercator (UTM)  
 Origen de las Abcisas (E) meridiano 69° Oeste 500 KM  
 Origen de las Ordenadas (N) 10.000 KM al sur del ecuador  
 Las coordenadas UTM están referenciadas al Huso 19 S  
 Datum\_ WGS 1984  
 Imagen Satelital: Google Earth 2012

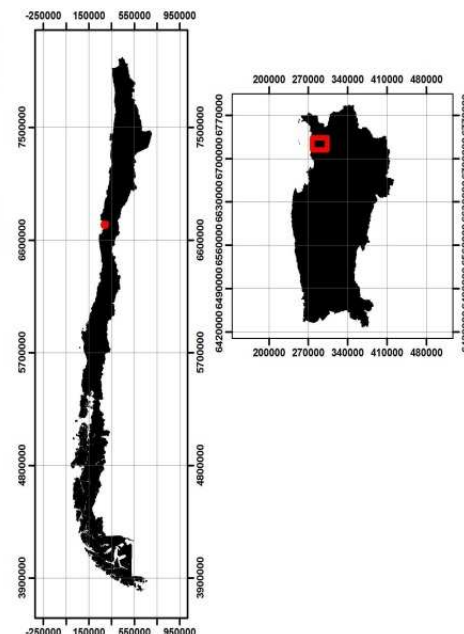
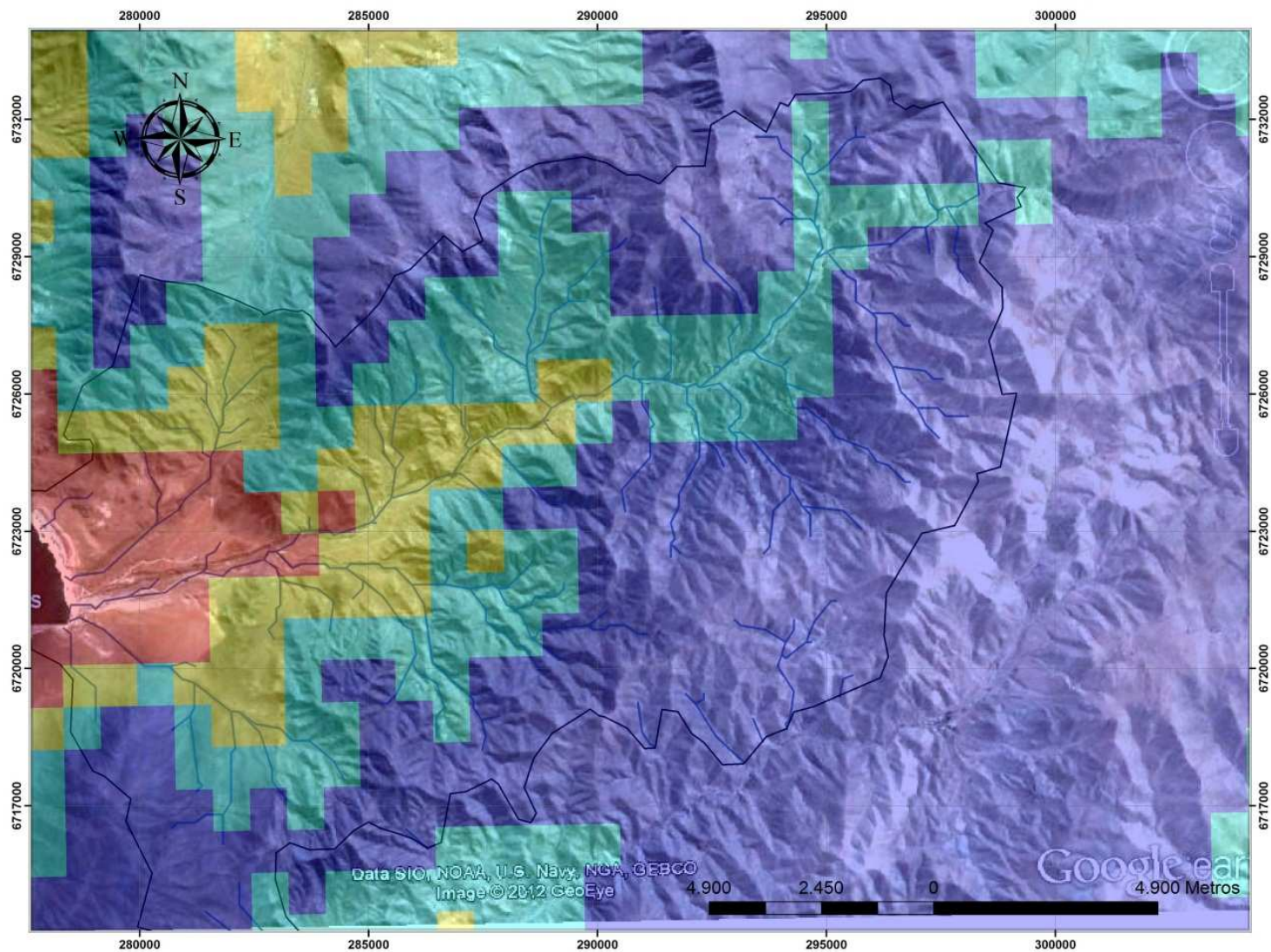


Figura 41: Modelización de distribución de precipitación, mes de Mayo (fuente: Elaboración propia, Proyecto FONDECYT 1120234).

# Distribución Pp (mm) cuenca de Hornos, Junio (1950-2000)



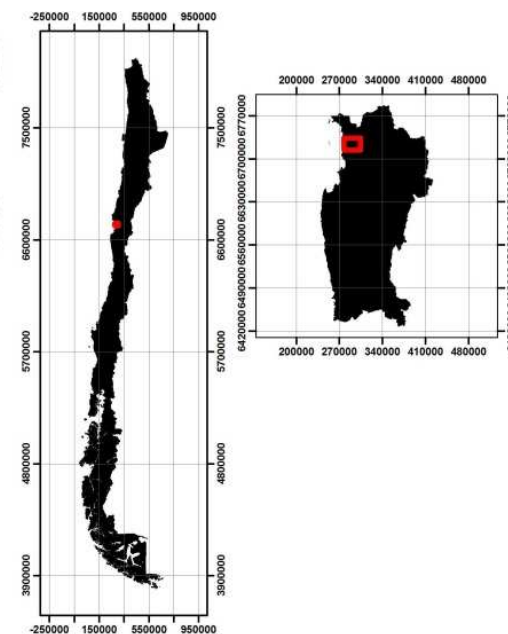
Simbología	
Distribución Pp (mm)	
18 - 19	(Red)
19,1 - 21	(Yellow)
21,1 - 23	(Cyan)
23,1 - 26	(Purple)
Cuenca costera	(Black outline)
Red de drenaje	(Blue lines)

1:70.000

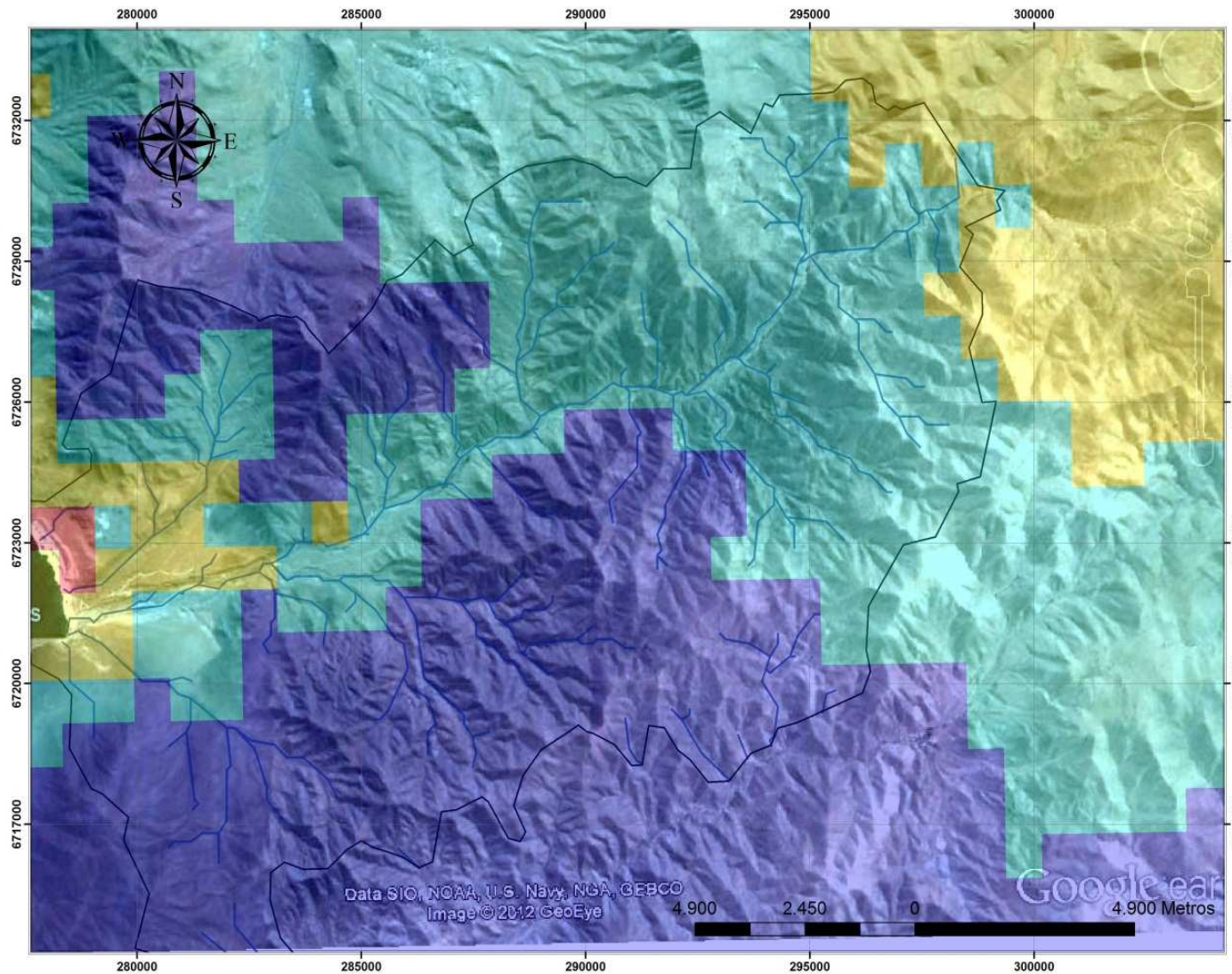
Figura 42: Modelización de distribución de precipitación, mes de Junio (fuente: Elaboración propia, Proyecto FONDECYT 1120234).

  
**Universidad de Chile**  
**Facultad de Arquitectura y Urbanismo**  
**Departamento de Geografía**  
 "Geodinámica actual de una cuenca costera de dominio semiárido. Caleta de Hornos Región de Coquimbo"  
**Proyecto FONDECYT**  
**N° 1120234/2012**  
 Elaboración Cartográfica: Hugo Amaya

Datos Geodésicos  
 Proyección Universal de Mercator (UTM)  
 Origen de las Abcissas (E) meridiano 69° Oeste 500 KM  
 Origen de las Ordenadas (N) 10.000 KM al sur del ecuador  
 Las coordenadas UTM están referenciadas al Huso 19 S  
 Datum\_ WGS 1984  
 Imagen Satelital: Google Earth 2012



# Distribución Pp (mm) cuenca de Hornos, Julio (1950-2000)



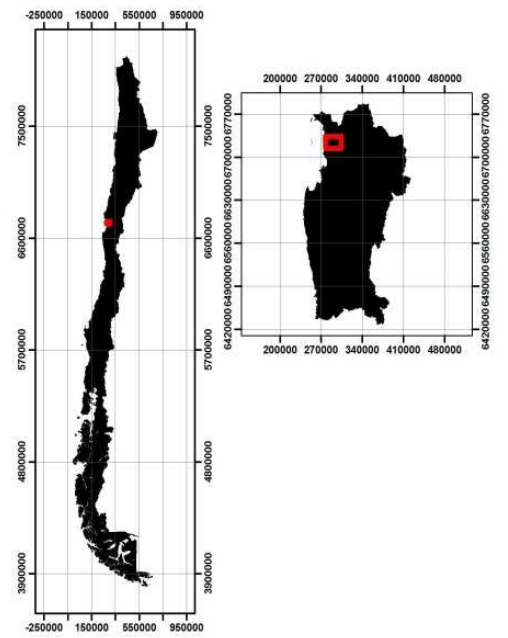
Simbología	
<b>Distribución Pp (mm)</b>	
<span style="display:inline-block; width:15px; height:10px; background-color: #FF9999; border: 1px solid black;"></span>	15
<span style="display:inline-block; width:15px; height:10px; background-color: #FFFF99; border: 1px solid black;"></span>	15,1 - 16
<span style="display:inline-block; width:15px; height:10px; background-color: #99FF99; border: 1px solid black;"></span>	16,1 - 17
<span style="display:inline-block; width:15px; height:10px; background-color: #9999FF; border: 1px solid black;"></span>	17,1 - 19
<span style="display:inline-block; width:15px; height:10px; border: 1px solid black;"></span>	Cuenca costera
<span style="display:inline-block; width:15px; height:10px; border-bottom: 1px dashed black;"></span>	Red de drenaje

1:70.000

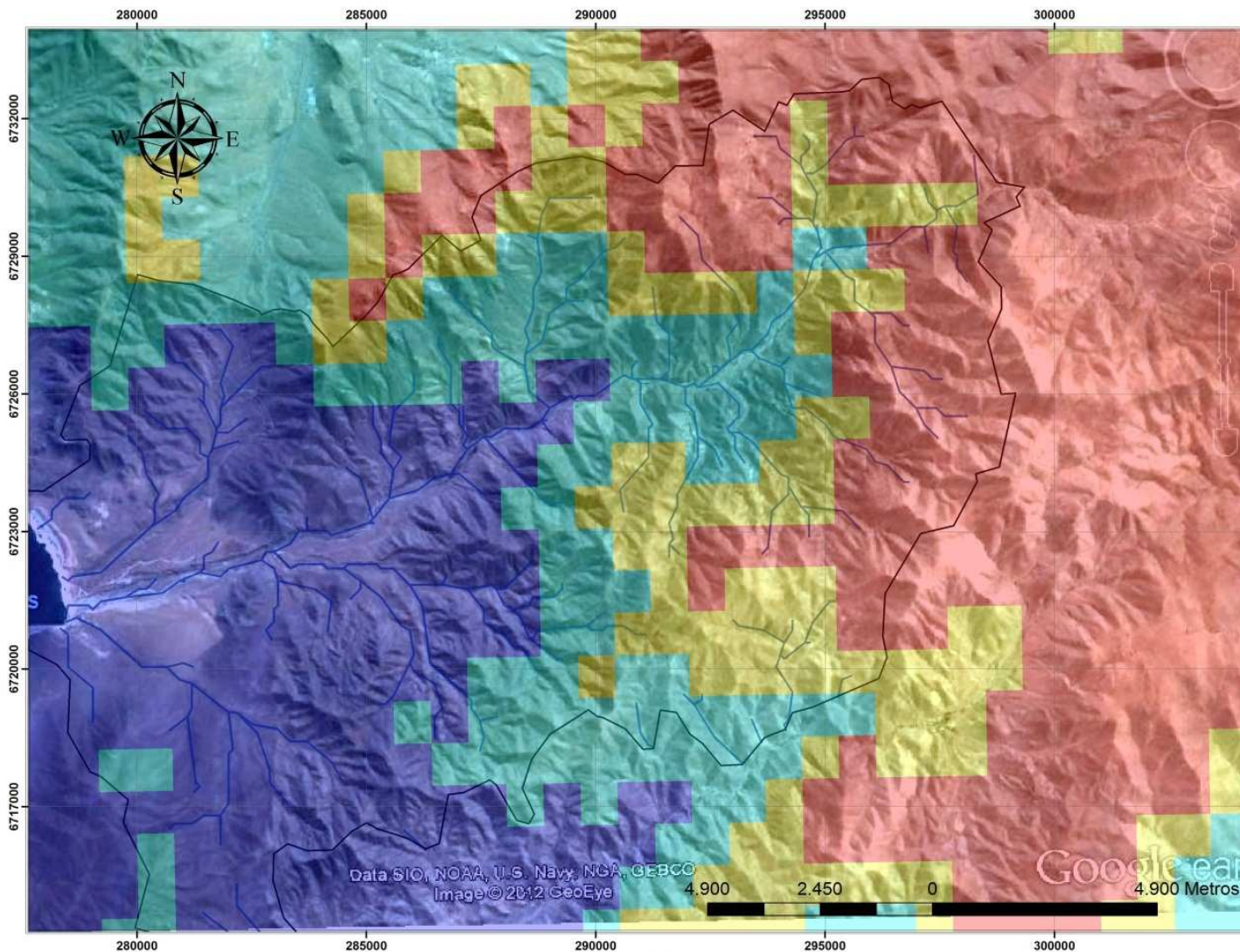
Figura 43: Modelización de distribución de precipitación, mes de Julio (fuente: Elaboración propia, Proyecto FONDECYT 1120234).

  
**Universidad de Chile**  
**Facultad de Arquitectura y Urbanismo**  
**Departamento de Geografía**  
 "Geodinámica actual de una cuenca costera  
 de dominio semiárido. Caleta de Hornos  
 Región de Coquimbo"  
**Proyecto FONDECYT**  
**N° 1120234/2012**  
 Elaboración Cartográfica: Hugo Amaya

Datos Geodésicos  
 Proyección Universal de Mercator (UTM)  
 Origen de las Abcisas (E) meridiano 69° Oeste 500 KM  
 Origen de las Ordenadas (N) 10.000 KM al sur del ecuador  
 Las coordenadas UTM están referenciadas al Huso 19 S  
 Datum\_ WGS 1984  
 Imagen Satelital: Google Earth 2012



# Distribución Pp (mm) cuenca de Hornos, Agosto (1950-2000)



Simbología	
<b>Distribución Pp (mm)</b>	
<span style="display:inline-block; width:15px; height:10px; background-color: #f08080; border: 1px solid black;"></span>	9 - 10
<span style="display:inline-block; width:15px; height:10px; background-color: #ffff00; border: 1px solid black;"></span>	10,1 - 11
<span style="display:inline-block; width:15px; height:10px; background-color: #00ffff; border: 1px solid black;"></span>	11,1 - 12
<span style="display:inline-block; width:15px; height:10px; background-color: #8000ff; border: 1px solid black;"></span>	12,1 - 14
<span style="display:inline-block; width:15px; height:10px; border: 1px solid black;"></span>	Cuenca costera
<span style="display:inline-block; width:15px; height:10px; border-bottom: 1px dashed black;"></span>	Red de drenaje

1:70.000

  
**Universidad de Chile**  
**Facultad de Arquitectura y Urbanismo**  
**Departamento de Geografía**  
 "Geodinámica actual de una cuenca costera de dominio semiárido. Caleta de Hornos Región de Coquimbo"  
**Proyecto FONDECYT**  
**N° 1120234/2012**  
 Elaboración Cartográfica: Hugo Amaya

**Datos Geodésicos**  
 Proyección Universal de Mercator (UTM)  
 Origen de las Abcisas (E) meridiano 69° Oeste 500 KM  
 Origen de las Ordenadas (N) 10.000 KM al sur del ecuador  
 Las coordenadas UTM están referenciadas al Huso 19 S  
 Datum\_ WGS 1984  
 Imagen Satelital: Google Earth 2012

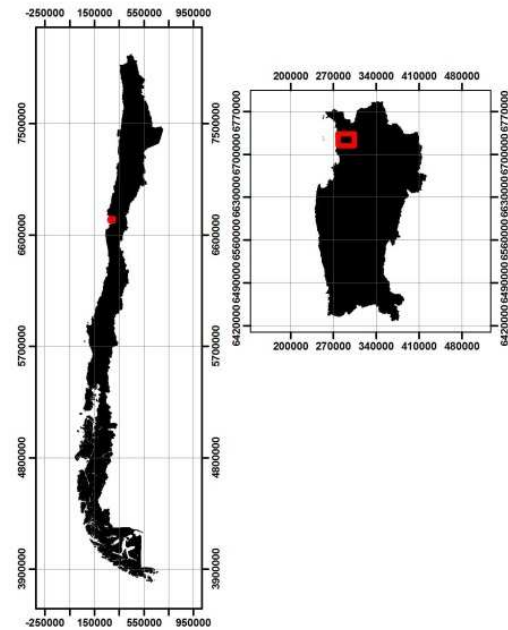
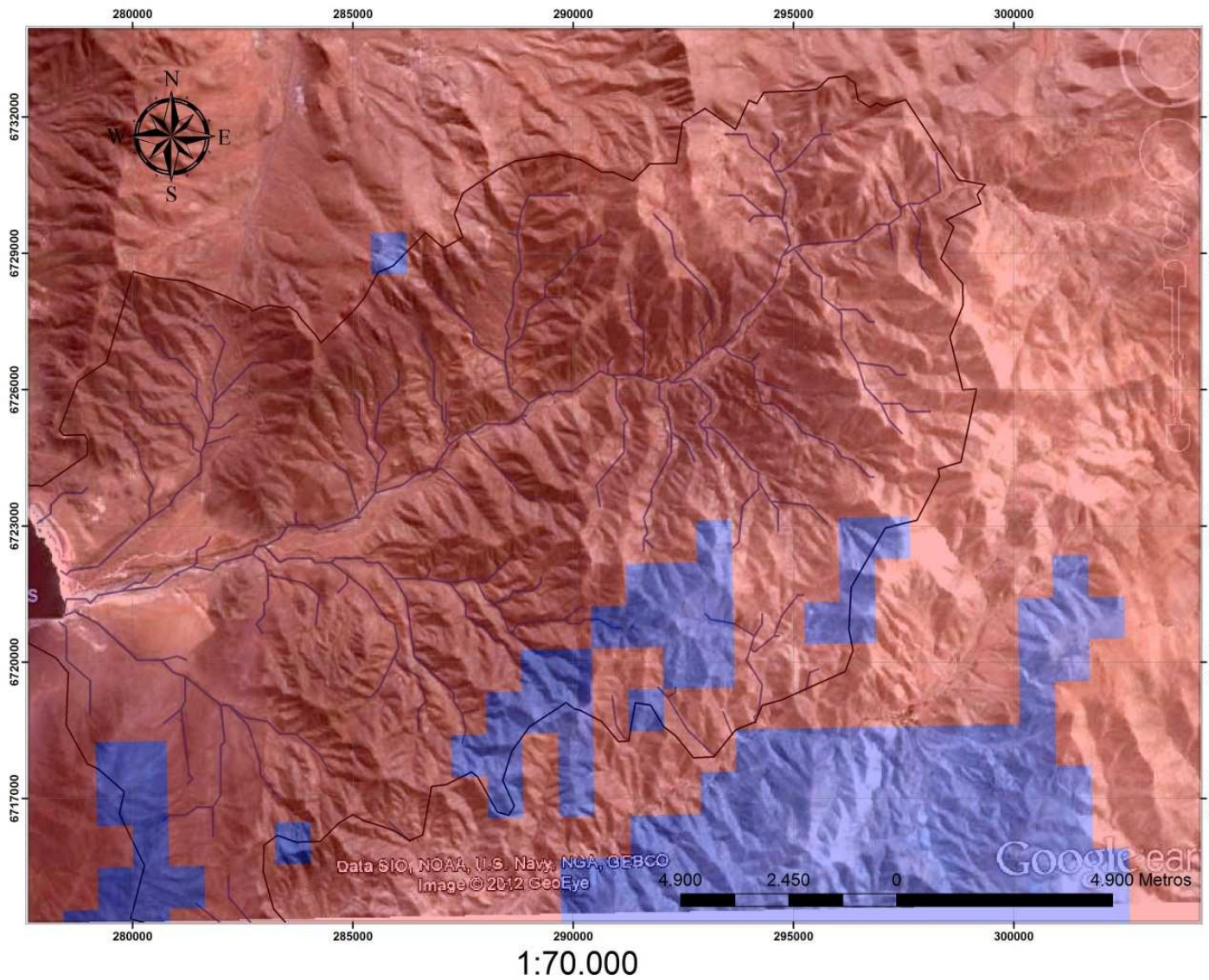


Figura 44: Modelización de distribución de precipitación, mes de Agosto (fuente: Elaboración propia, Proyecto FONDECYT 1120234).



# Distribución Pp (mm) cuenca de Hornos, Septiembre (1950-2000)

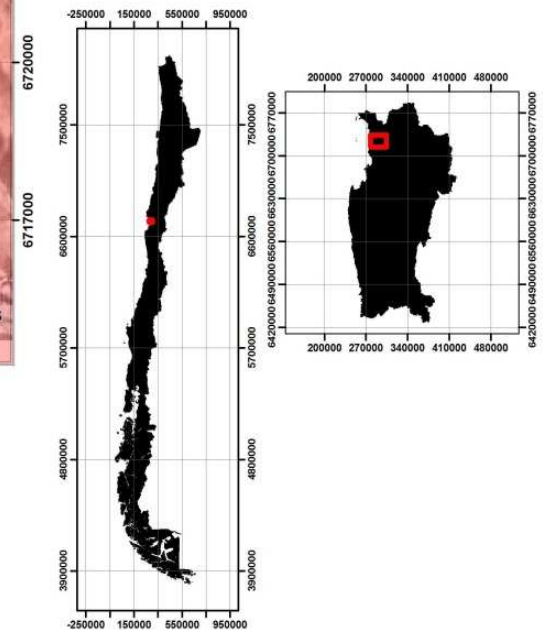


Simbología	
Distribución Pp (mm)	
	5
	5,1 - 6
	Cuenca costera
	Red de drenaje

Figura 45: Modelización de distribución de precipitación, mes de Septiembre (fuente: Elaboración propia, Proyecto FONDECYT 1120234).

  
**Universidad de Chile**  
**Facultad de Arquitectura y Urbanismo**  
**Departamento de Geografía**  
 \*Geodinámica actual de una cuenca costera de dominio semiárido. Caleta de Hornos Región de Coquimbo\*  
**Proyecto FONDECYT N° 1120234/2012**  
 Elaboración Cartográfica: Hugo Amaya

**Datos Geodésicos**  
 Proyección Universal de Mercator (UTM)  
 Origen de las Abcisas (E) meridiano 69° Oeste 500 KM  
 Origen de las Ordenadas (N) 10.000 KM al sur del ecuador  
 Las coordenadas UTM están referenciadas al Huso 19 S  
 Datum: WGS 1984  
 Imagen Satelital: Google Earth 2012



9.3. CARTA GEOMORFOLÓGICA CUENCA COSTERA DE CALETA DE HORNOS

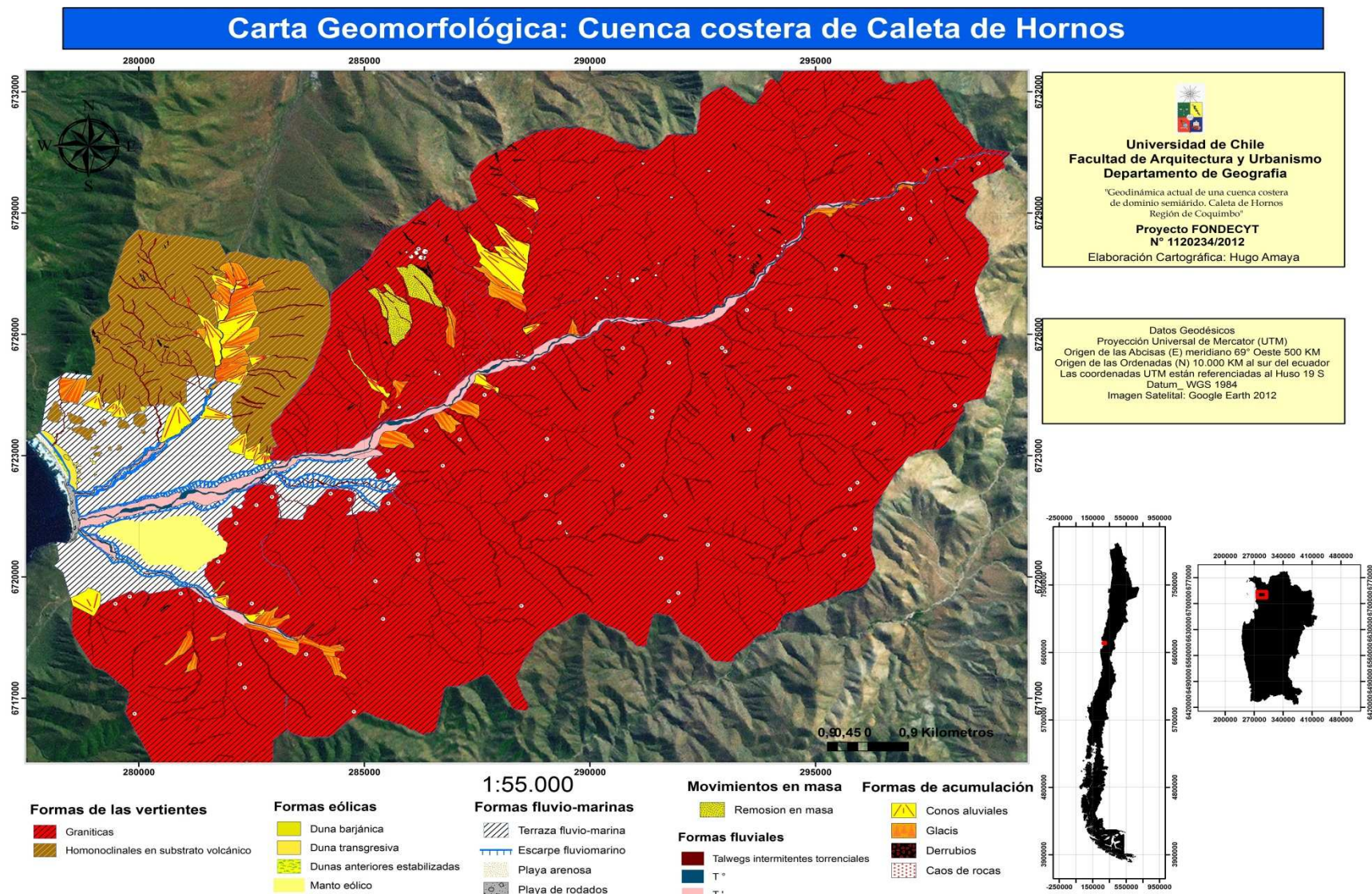


Figura 46: Carta geomorfológica Caleta de Hornos (fuente: Elaboración propia, Proyecto FONDECYT 1120234).

# Carta Geomorfológica: Zoom subcuenca Aguas Saladas

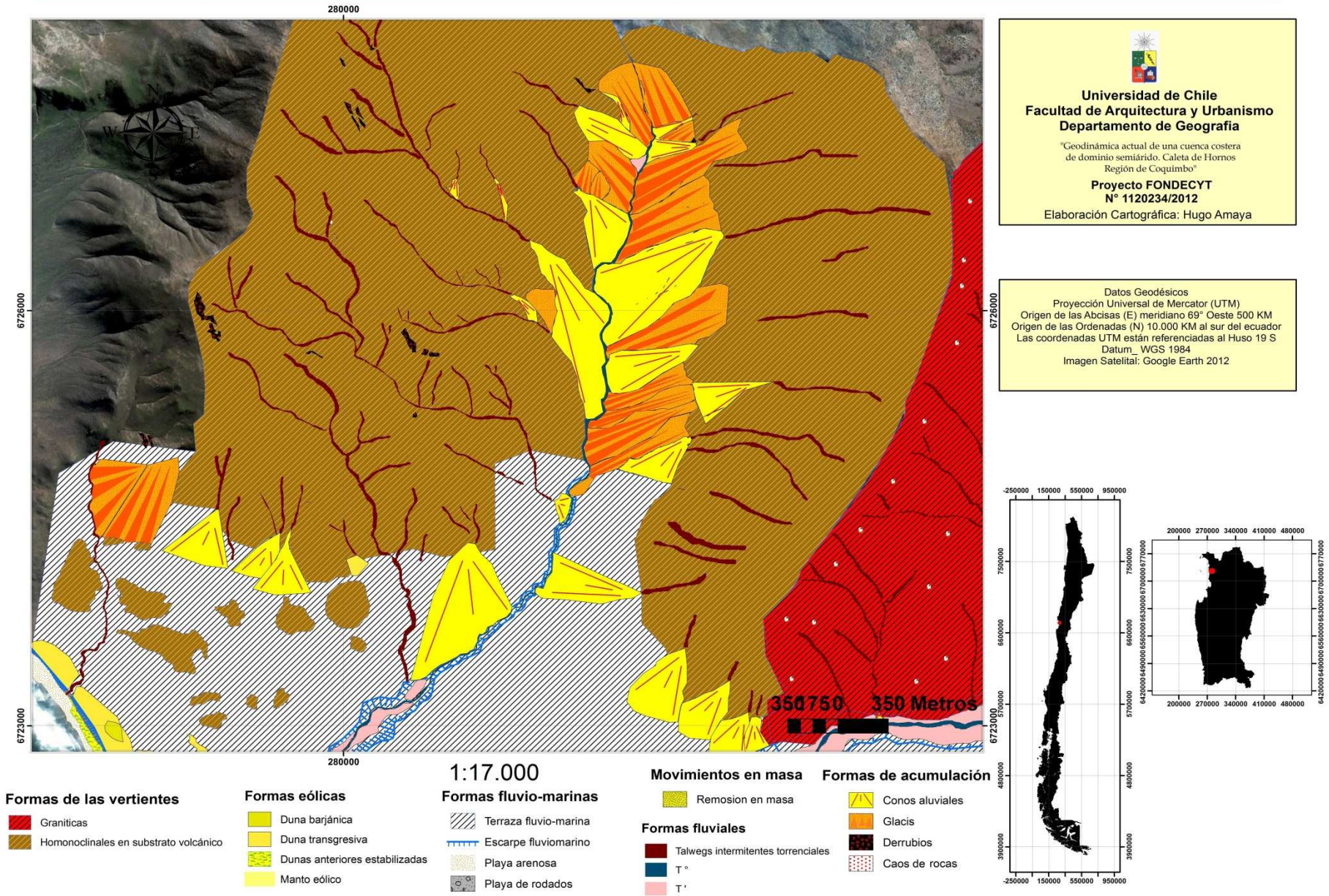


Figura 47: Carta geomorfológica Caleta de Hornos, zoom subcuenca de Aguas Saladas (fuente: Elaboración propia, Proyecto FONDECYT 1120234).

# Carta Geomorfológica: Zoom vertientes Graníticas

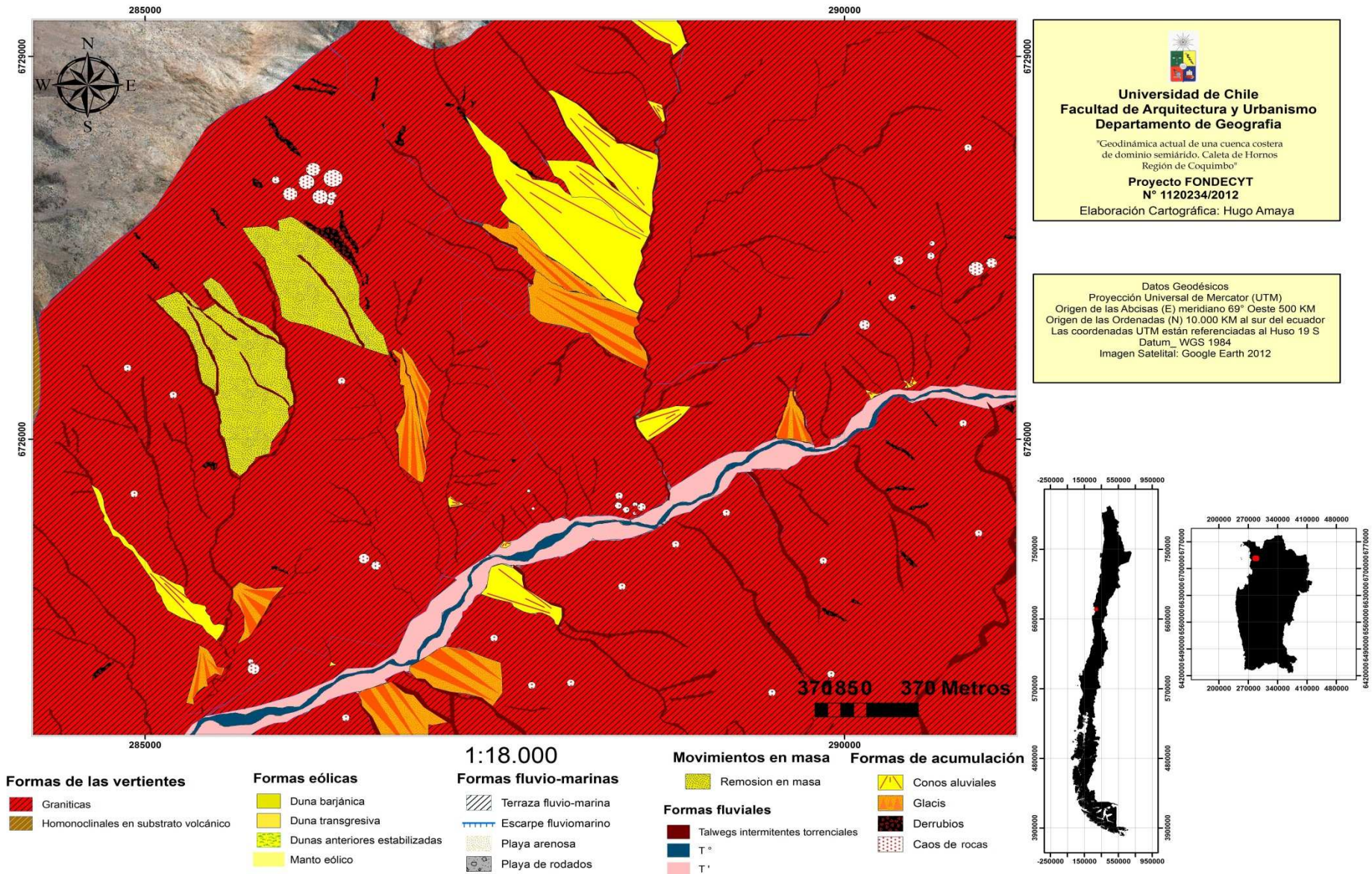


Figura 48: Carta geomorfológica Caleta de Hornos, zoom vertientes graníticas (fuente: Elaboración propia, proyecto FONDECYT 1120234)

# Carta Geomorfológica: Zoom zona costera

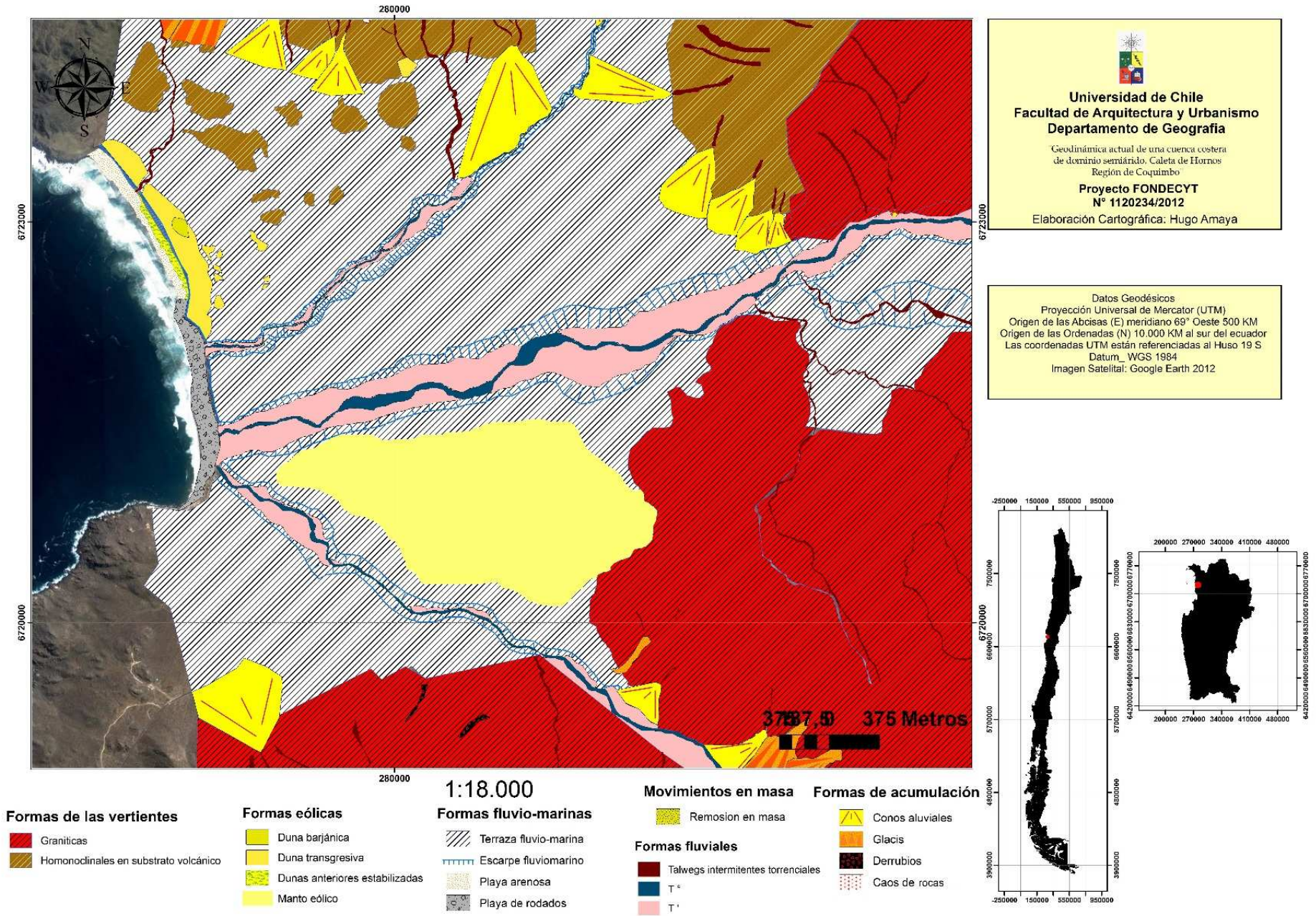


Figura 49: Carta geomorfológica Caleta de Hornos, zoom zona costera (fuente: Elaboración propia, Proyecto FONDECYT 1120234).

### Cuadro resumen resultados de índices morfométricos:

	Resultados
Cálculo de coeficiente de Forma (Kf)	0.45
Calculo de compacidad de la cuenca (Kc)	1.5
Cálculo de Índice de Alargamiento (Ia)	1.68
Cálculo del Coeficiente de Masividad (Km)	4.007
Cálculo densidad de Drenaje (Dd)	0.75
Jerarquía red de drenaje Metodo de STRAHLER	4
Jerarquía red de drenaje metodo de SHREVE	94
Calculo de pendiente metodo de VAN ZUIDAM	Pendiente moderada, fuerte, muy fuerte

Cuadro 7: Cuadro resumen de resultados de índices morfométricos (fuente: Elaboración propia, proyecto FONDECYT 1120234).

A partir de los resultados anteriores, la cuenca costera de Caleta de Hornos presenta un alto dinamismo entre sus vertientes y los *talwegs* principales, es decir, las vertientes aportan materiales sedimentarios a los *talwegs* a través de las conexiones de sus redes de drenaje. En este sentido las redes presentan una mediana jerarquía según los resultados con el método de STRAHLER (1964), el *talweg* con mayor jerarquía resulto ser Quebrada de Honda con un valor de **4** (cuadro 7) y las otras 2 *talwegs* principales (Hornos y Aguas Saladas) con un valor de **3** (Fig. 38), esta metodología no explica de forma precisa el por qué se obtienen estos resultados ya que surgen problemas con cuencas de menor tamaño, por ende fue apoyado por el cálculo de orden de SHREVE (1986), el cual toma en cuenta y asigna un valor a todos los drenes que se encuentran en la cuenca. Nuevamente Quebrada Honda obtiene el mayor valor de orden teniendo un valor de **94** (cuadro 7), esto se debe a que la totalidad de las conexiones de los drenes ubicados en la zona media y alta de la cuenca desembocan en este *talweg*, entregándole una mayor capacidad de transporte de material. Por otra parte los otros dos *talwegs* principales obtienen un valor de **11** (Fig. 39), deduciendo de esta manera que estas quebradas presentan una menor complejidad entre las conexiones de sus redes de drenaje.

Por otro lado la cuenca costera de Caleta de Hornos presenta una forma (cuadro 7) que tiende al alargamiento y que es moderadamente achatada, esto implica por un lado que está sujeta a menores crecidas, las cuales pueden ser lentas y continuas pero según el resultado

de su compacidad (cuadro 7) al ser oval oblonga a rectangular oblonga la cuenca costera tiene la capacidad de concentrar mayor volumen de escurrimiento superficial (esto es apoyado con el análisis anterior de las jerarquías de los drenes). A través de esto se puede establecer que la cuenca tiene una alta potencialidad de erosión de sus laderas. Esta potencialidad se encuentra apoyado con el índice de alargamiento (cuadro 7) que indica que la cuenca es moderadamente alargada, esto influye en el dinamismo rápido del agua en los drenajes y su respuesta a la entrega de material a sus desembocaduras. De esta manera Quebrada Honda es el *talweg* que presenta un mayor potencial erosivo y entrega de material hacia el litoral. Actualmente la densidad de drenaje de esta cuenca es baja (cuadro 7), pues los drenes presentes toda la cuenca costera son intermitentes y que pueden ser activados sólo en eventos pluviométricos concentrados.

La potencialidad de erosión que tiene la cuenca costera y por ende la entrega de material hacia los *talwegs* principales (Hornos, Honda, Aguas Saladas) es sustentada también por las características de las pendientes presentes en el área de estudio, apoyado por el coeficiente de masividad, donde se clasifica a la cuenca costera de Caleta de Hornos como una cuenca muy montañosa (cuadro 7). Dicho lo anterior las pendientes predominantes en la cuenca son de moderadas a muy fuertes (cuadro 7), estas pendientes según el modelo de VAN ZUIDAM (1986) pueden presentar en el terreno diversas características, desde tener deslizamientos ocasionales, peligro de erosión severa, procesos de denudacionales intensas, afloramientos rocosos, etc. (Fig. 40). Estos tipos de características son confirmados a través de la geomorfología presente en la cuenca costera de Caleta de Hornos. En este sentido la vertiente que predomina en la cuenca son las vertientes graníticas el cual presenta condiciones favorables para su erosión (Fig. 46), no obstante es en la zona norte de la cuenca donde predominan diversos tipos de movimientos en masa. En la vertiente con características homoclinales en substrato volcánico se encuentran formas de acumulación tanto de conos aluviales y glaciales, estos se pueden encontrar de una manera aleatoria, todas estas formas de acumulación aportan materiales a la Quebrada de Aguas Saladas (Fig. 47).

Siguiendo la misma orientación (norte) de la cuenca, en la parte media de ésta cuenca, se encuentra otro lugar con presencia de movimientos en masa pero ya en vertientes

graníticas. Se repiten formas de acumulación de conos aluviales y glacis, estos materiales son entregados a la Quebrada Honda a través de redes de menor jerarquía que desembocan en él, también se logró identificar presencias de derrubios y caos de rocas en toda la área mencionada. La diferencia se encuentra con la presencia de remociones en masa (identificados por interpretación de imágenes satelitales) en el lugar (Fig. 48). Finalmente en la zona litoral existe una playa de rodados, que cubre principalmente la zona proximal y media de la ensenada (Fig. 49), estos rodados fueron entregados por las tres principales quebradas (Hornos, Honda y Aguas Saladas) ya que estos desembocan en él. Donde el mayor aporte de este material se debe a la Quebrada Honda, que es el de mayor envergadura y mayor jerarquía.

La terraza marina presente en esta zona ha sido fuertemente incidida por estos tres *talwegs*. En el escarpe de la terraza marina que se encuentra hacia el litoral, se identificó una duna transgresiva, y un manto eólico aislado en la zona de la Quebrada de Hornos (Fig. 49).



## 10. DISCUSIÓN

### 10.1. ENSENADA DE CALETA DE HORNOS, PLAYA DISIPATIVA DE ALTA ENERGÍA Y SUS FORMAS ASOCIADAS

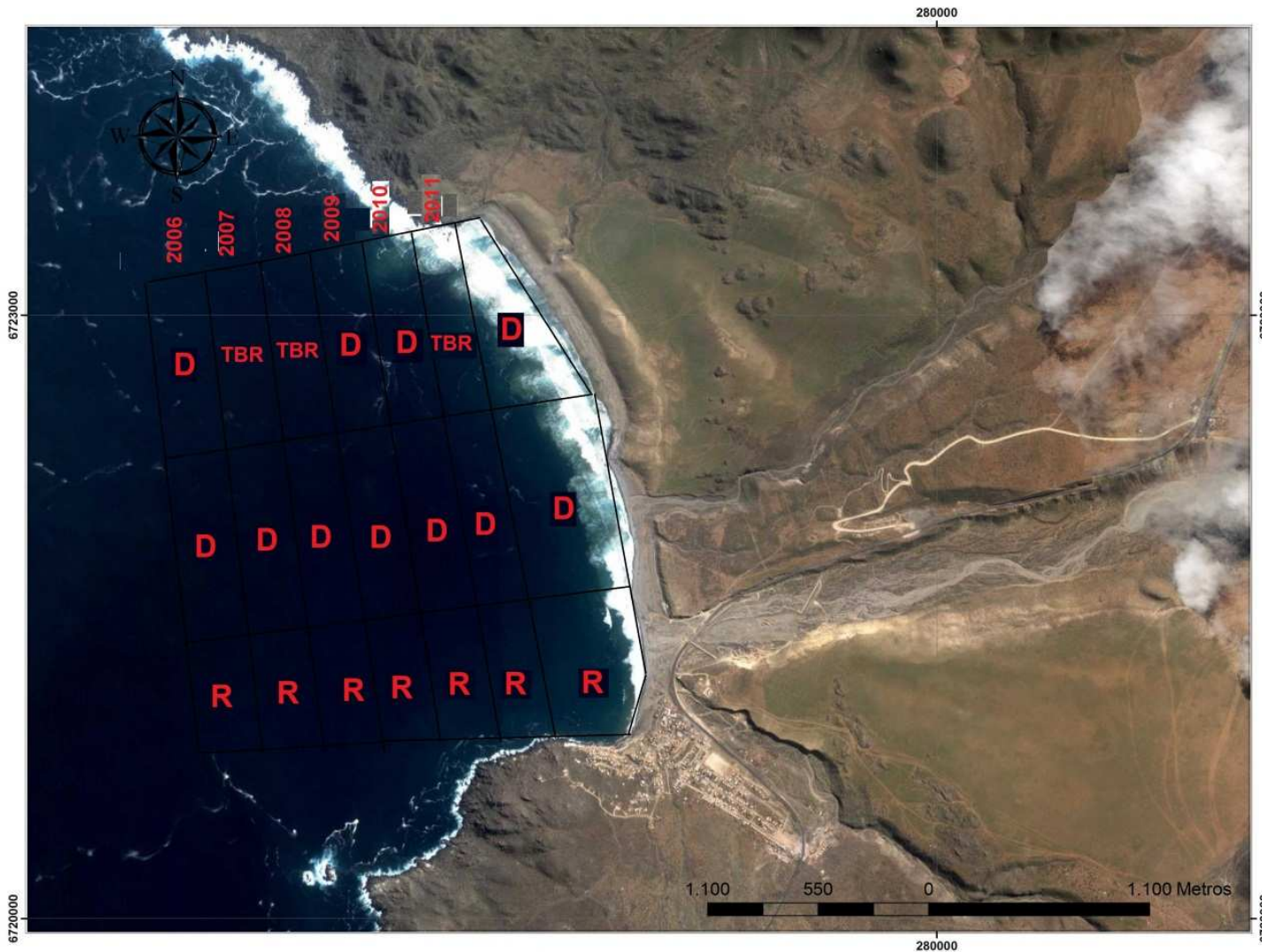
El análisis de la playa realizada de acuerdo a la metodología de WRIGHT & SHORT (1984) en SHORT (1999), realizada a través de imágenes de diferentes años y observación en terreno permite identificar a la bahía de Caleta de Hornos como una playa predominantemente disipativa de alta energía (Figura 50), De acuerdo a ello la morfodinámica presente estaría asociada a constantes cambios morfológicos ya que según SHORT (1999) este tipo de playas están sometidos a las variaciones y a las dinámicas del oleaje, las mareas y corrientes, ajuste que a su vez incide en los flujos de agua y sedimentos. La zona proximal, muy reducida es reflectiva, tal como lo plantean los modelos de los autores ya señalados y las observaciones de ARAYA-VERGARA (1996), SOTO (2005), SOTO & ARRIAGADA (2007).

Este tipo de playa presenta una zona de surf muy ancha y de ello se deriva, que también es de baja pendiente (Figura 50), donde las olas al romper disipan su energía (GUZA & INMAN, 1975, en SHORT, 1999). La playa arenosa presenta una pendiente baja en la zona media y distal, debido a la condición de alta energía es imposible encontrar dunas embrionarias, este es un indicador de la alimentación sedimentaria que tiene la bahía es baja. Aplicando la clasificación de los perfiles de playa según ARAYA-VERGARA (1986), esta corresponde a una playa monosecucional erosional el cual es confirmado con los perfiles de playa tomados en la zona media y distal en terreno (Figura 51 y Figura 52). Los perfiles de playa en la zona media y distal, muestran una pendiente cóncava, siendo estas las características de las ensenadas con tendencias erosivas.

En cuanto a las formas presentes en la ensenada, se encuentran dunas anteriores estabilizadas con vegetación y que no estarían recibiendo aportes sedimentarios directos de la playa producto de la condición de alta energía y el bajo aporte sedimentario asociado al oleaje ya descrito. Esta situación sin embargo requiere de un monitoreo de los perfiles de playa para establecer la condición de estado de la playa arenosa. A su vez sobre la terraza marina existe depósitos eólicos del Cuaternario, los cuales se encuentran sin aporte

sedimentario, ya que el escarpe de la terraza situado frente a la costa actúa como barrera. Sobre la terraza marina se encuentra un *blow-out* que también es un indicador del bajo aporte sedimentario desde el mar.

# Tipos de zonas de rompientes: Ensenada caleta de Hornos



  
**Universidad de Chile**  
**Facultad de Arquitectura y Urbanismo**  
**Departamento de Geografía**  
 "Geodinámica actual de una cuenca costera  
 de dominio semiárido. Caleta de Hornos  
 Región de Coquimbo"  
**Proyecto FONDECYT**  
**N° 1120234/2012**  
 Elaboración Cartográfica: Hugo Amaya

Datos Geodésicos  
 Proyección Universal de Mercator (UTM)  
 Origen de las Abcisas (E) meridiano 69° Oeste 500 KM  
 Origen de las Ordenadas (N) 10.000 KM al sur del ecuador  
 Las coordenadas UTM están referenciadas al Huso 19 S  
 Datum\_ WGS 1984  
 Imagen Satelital: Google Earth 2012

## Simbología

- Tipos de zona de rompiente:
- D: Disipativa
  - TBR: Barra y rips transversales
  - R: Reflectiva

1:16.000

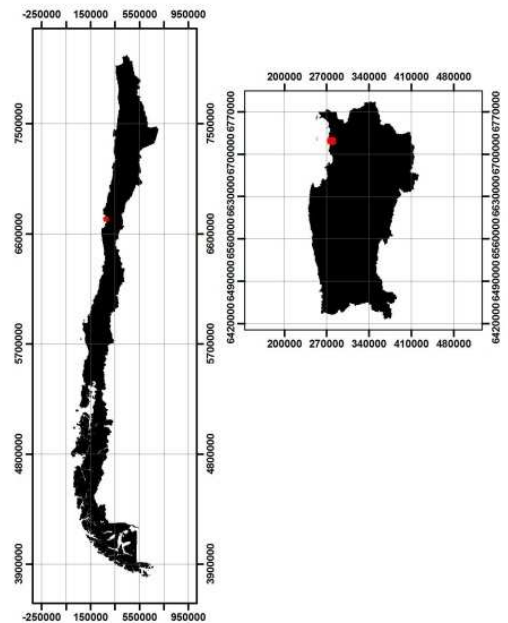


Figura 50: Tipos de zonas de rompientes, ensenada de caleta de Hornos (fuente: elaboración propia, proyecto FONDECYT 1120234).



Figura 51: Perfil de playa zona media de caleta de Hornos (fuente: elaboración propia, proyecto FONDECYT 1120234).

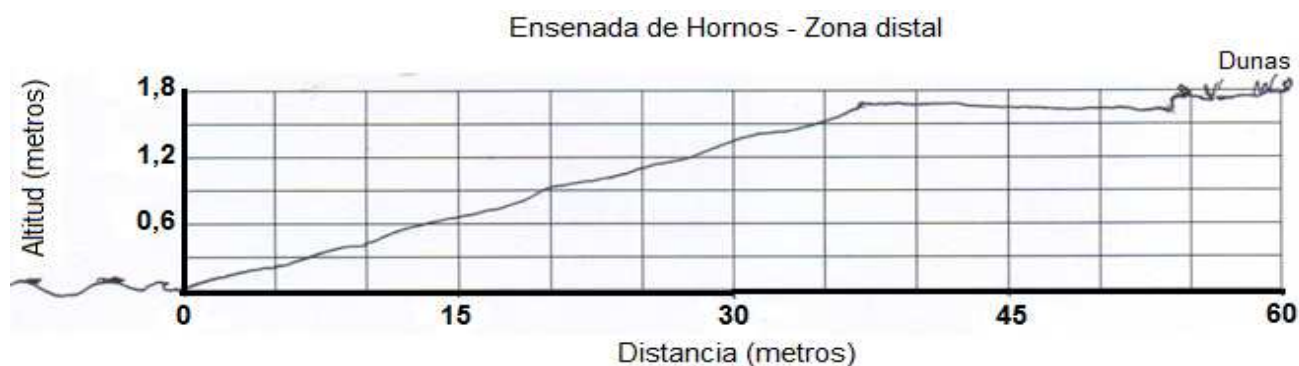


Figura 52: Perfil de playa zona distal de caleta de Hornos (fuente: elaboración propia, proyecto FONDECYT 1120234).

## 10.2. PROCESOS DE FORMACIÓN DE LA ENSENADA DE CALETA DE HORNOS

Los procesos de formación de las ensenadas y terrazas marinas se explican básicamente a través de los movimientos de ascenso y descenso corticales o del mar, sea mediante isostasia o glacioeustasia (STRAHLER & STRAHLER, 1989). Es así que su fisonomía está influenciada por las características del oleaje incidente, por la estructura de las masas costeras y por los procesos del litoral cercano (SHORT, 1999). Las playas operan con una serie de interacciones entre ellas y los agentes costeros (corrientes, mareas, vientos) (BIRD, 2008), lo cual implica que sean sistemas muy dinámicos, estando sujetas a constantes cambios morfológicos y topográficos (CASTRO & MORALES, 2006).

Aun así estos procesos descritos anteriormente no explican la influencia dinámica y de formación que puede tener la cuenca costera asociada a la ensenada. En este sentido la morfología de la bahía de caleta de Hornos ha estado constantemente influenciada por los aportes sedimentarios desde la cuenca costera asociada, no sólo formando una playa de rodados de gran extensión, que ocupan la zona proximal y media de la ensenada (Figura 53 y Figura 54) sino que también está presente en los sedimentos que forman la terraza marina (Figura 55), tal como fue observado en terreno y mapeado por EMPARAN & PINEDA (2006).

Según estos autores, los sedimentos que forman la ensenada y la terraza marina corresponden a depósitos de playas no consolidados, líticos y, minoritariamente, bioclásticos. Estos tienen dos clases de depósitos: a) Arenas medias a gruesas, arcósicas y líticas, con contenido variable de bioclastos y b) Gravas polimícticas, clasto-soportadas, con clastos, en general, menores a 10 cm de diámetro y escasos bioclastos.

Una de las formas teóricamente aceptables para explicar las playas de rodados en la zona proximal, es que su procedencia se debe a los aportes de materiales de las vertientes de la cuenca costera inmediata a la playa. La cuenca está compuesta por vertientes homoclinales en substrato volcánico y vertientes graníticas. La cuenca contiene profundos regolitos y sobre todo masivos caos de rocas asociados a la exhumación profunda del granito. Éstas han sido erosionadas al mismo tiempo por tres *talwegs* principales (Hornos, Honda, Aguas Saladas) que desembocan en la ensenada trayendo consigo los materiales dispuestos a través de las laderas. Las denudaciones de las laderas pueden ser activados gracias a las concentraciones de lluvias producidas por el ENSO (revisar inicio subtema 9.2), el cual su mayor concentración se da en el periodo de Otoño e Invierno.

Es así que dos sistemas diferentes entre sí el litoral y la cuenca están interconectados genéticamente, donde la dinámica de la cuenca costera ha incidido en la formación y dinámica de su litoral asociado.

Finalmente se tiene que tener en consideración que todos los resultados anteriores han sido obtenidos gracias a cálculos de índices morfométricos y *modelaciones* de precipitaciones,

que tienden a representar la realidad de diversas maneras, pero que han sido confirmados en su mayoría a través de las interpretaciones de las imágenes satelitales y visita a terreno.



Figura 53: Playa de rodados en la zona proximal de caleta de Hornos (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).



Figura 54: Extensa playa de rodados ubicado en la zona media, donde se encuentra la desembocadura de quebrada Honda (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).



Figura 55: Vista interna de quebrada Agua Salada, junto a huellas de rodados depositados en las terrazas marinas del área de estudio (fotografía: campaña de terreno, Julio 2012, proyecto FONDECYT 1120234).

## 11. CONCLUSIONES

Caleta de Hornos se encuentra en un sistema climático del semiárido, y está formada por dos sistemas genéticamente unidos. El primer sistema identificado fue el litoral, formado por una terraza marina disectada por tres grandes *talwegs* y una ensenada conformada por dos tipos de depósitos; rodados y depósitos de arena. La morfología que fue analizada de la ensenada está condicionada a la alta energía del oleaje, obteniendo así un balance negativo en cuanto al aporte de sedimentos hacia la playa arenosa, donde en visita a terreno no se logró identificar ninguna duna en formación. Sin embargo, esta condición requiere de análisis sistemático para validar que tal condición de estado actual no obedezca a hechos estacionales o episódicos.

El segundo sistema identificado es la cuenca costera asociada al litoral, teniendo sus propias formas y dinámicas. Está compuesto por dos tipos de vertientes que en condiciones favorables son de fácil erosión, encontrándose material regolítico y redondeado producto de la meteorización profunda que ha sido expuesta por la denudación de las laderas.

Los análisis de los índices morfométricos y el estudio espaciotemporal de los modelos de precipitaciones del sector permitieron concluir que la cuenca costera tiene una condición favorable al aporte de material hacia los *talwegs* principales y estos hacia la costa. Se hallaron evidencias de remociones en masa en el sector dejando entrever el alto dinamismo de la cuenca costera cuando este es activado por eventos pluviales concentrados.

Por último se concluye que la ensenada de Caleta de Hornos y la terraza marina no solo depende de las características dinámicas del litoral y su oleaje, sino que también son alteradas por la actividad presente en su cuenca costera asociada, es así que la playa de rodados en la zona proximal y media de la bahía está formado por materiales provenientes de las vertientes de la cuenca costera y que éstos han sido depositados gracias a los tres grandes *talwegs* (Hornos, Honda, Aguas Saladas) que desembocan en el litoral. La terraza marina también contiene grandes depósitos de gravas redondeadas, siendo de este modo una terraza marina-fluvial.



## 12. BIBLIOGRAFÍA

ANDRADE, B., ELIZALDE, P. & M. HALABY. 2004. Morfología de acantilados y plataformas litorales en la costa de Chile central entre la boca del Rapel y Boyeruca (33° 54' – 34° 41' S). *Rev. Geogr. Terra Australis* 49: 299-311.

ARAYA-VERGARA, J. 1983. Influencias morfogenéticas de los desalineamientos y líneas de costa contrapuestas en el litoral de Chile central. *Inform. Geogr. Chile* 30: 3-23.

ARAYA-VERGARA, J.F. 1986. *Toward a classification of beach profiles. Journal of coastal research*. 2 (2):259-265.

ARAYA-VERGARA, L. 1996. Sistema de interacción oleaje-playa frente a los ergs de Chanco y Arauco, Chile. *Gayana Oceanol.* 4(2): 159-167.

BIRD, E. 2008. *Coastal Geomorphology: An introduction. 2<sup>nd</sup> Edition*. J. Wiley & Sons Ltd. 411p.

BRIGGS, D., SMITHSON, P., ADDISON, K. and ATKINSON, K., 1997. *Fundamentals of the Physical Environment (2nd edn)*. Routledge, London, 557pp.

CASTRO, C. & BRIGNARDELLO, L. 2005. Geomorfología aplicada a la ordenación territorial de litorales arenosos. Orientaciones para la protección, usos y aprovechamiento sustentable del sector de Los Choros, Comuna de La Higuera, IV Región. *Revista de Geografía Norte Grande*, N°33, p. 33-58.

CASTRO, C. & E. MORALES. 2006. *La Zona Costera. Medio Natural y Ordenación Integrada*. Serie GEOlibros N°5, Pontificia Universidad Católica de Chile. 210p.

CODIGNOTTO, J. 1997. Geomorfología y dinámica costera. El mar argentino y sus recursos pesqueros. 1: 89-105 pp.

CONAMA. 2006. Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. Informe Final. Santiago, Chile. CONAMA. 63 p.

COUSSOT, P., MEUNIER, M., 1996. *Recognition, classification and mechanical description of debris flows. Earth Science Reviews, No.40, p.209-227.*

DAVIDSON, R. 2010. *An introduction to Coastal Processes and Geomorphology. Cambridge University Press, New York. pp 439*

DEL CANTO, S & PASKOFF, R. 1983. Características y evolución geomorfológica actual de algunas playas de Chile central, entre Valparaíso y San Antonio (V Región). *Revista de Geografía Norte Grande*, 10: 31-45

DÍAZ-NAVEAS, J. & J. FRUTOS (eds.). 2010. Geología Marina de Chile. Comité Oceanográfico Nacional de Chile - Pontificia Universidad Católica de Valparaíso - Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. 115 pp.)

EMPARAN & PINEDA. 2000. Área La Serena- La Higuera, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapas Geológicos. No 18. 1 mapa escala 1:100.000.

ELLIOT, MJ, TRAVERS A & I ELIOT (2006). *Morphology of a Low-Energy Beach, Como Beach, Western Australia. Journal of Coastal Research 22 (1): 63-77.*

FINKL, C. W., 2004. *Coastal classification: systematic approaches to consider in the development of a comprehensive scheme. Journal of Coastal Research, 20, 166–213.*

GARCÍA, V., 2000. Fenómenos de remociones en masa asociados a la ocurrencia de anomalías atmosféricas, Santiago Oriente. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

GARREAUD, R., ACEITUNO, P., MUÑOZ, R., ROJAS, M. y A. MONTECINOS, 2008. El clima de Chile está cambiando. Comunicación del Proyecto ACT-19. Variabilidad climática en Chile: evaluación, interpretación y proyecciones. Departamento de GF, Universidad de Chile. Santiago.

GONZALEZ DE VALLEJO, L.I., FERRER, M., ORTUÑO, L., OTEO, C., 2002. Ingeniería Geológica. Editorial Prentice Hall. 715 p.

GONZALEZ, MA. 2004. Análisis morfométrico de la cuenca y de la red de drenaje del río Zadorra y sus afluentes aplicado a la peligrosidad de crecidas. Boletín de la A.G.E. No. 38. 311-329 p.

GRAVELIUS, H. (1914) *Grundrifi der gesamten Gewâsserkunde, Band 1: h'lufikunde (Compendium of Hydrology, vol. 1: Rivers, in German). Göschen, Berlín, Germany*

GREGORY, JK, WALLING, ED. 1985. *Dranaige Basin Analysis. The Bath Press. Victoria, Australia. 451 p.*

GUIDO, E, BUSNELLI, M. 1993. Criterios morfométricos para la evaluación de la torrencialidad de una cuenca hídrica (Río Las Cataras, Catamarca. XII Congreso

Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos en Mendoza. Vol. 6: 116-122.

GUZA, R.T & INMAN, D.I. 1975. *Edge waves and beach cusps. Journal of Geophysical Research, 80: 2997-3012.*

HASLETT, S. 2009. *Coastal systems 2<sup>nd</sup> Edition. Taylor & Francis Group. 216 pp*

HAUSER, A., 1993. Remociones en masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. Boletín No. 45, p. 7-29.

HUGGET, R. J. 1997b. *Environmental Change: The Evolving Ecosphere. London: Routledge.*

HUGGET, R. 2007. *Fundamentals of geomorphology, 2<sup>nd</sup> edition. Taylor & Francis Group. p 448*

HIJMANS, R.J., S.E. CAMERON, J.L. PARRA, P.G. JONES and A. JARVIS, 2005. *Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. International Journal of Climatology 25: 1965-1978.*

HORTON, RE (1945) *Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. Geol. Soc. America Bull. 56: 275-280.*

KAMP, U., BOLCH, T., OLSENHOLLER, J., 2003, DEM generation from ASTER satellite data for geomorphometric analysis of cerro Sillajhuay, Chile/Bolivia, ASPRS Annual Conference Proceedings, Anchorage, Alaska

KEEFER, D.K., 1984. *Landslides caused by earthquakes. Geological Society of America Bulletin, vol. 95, p. 406-421.*

KOMAR, P.D. 1976. *Beach Processes and Sedimentation.* Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.

LARA, M. 2007. Metodología para la evaluación y zonificación de peligro de remociones en masa con aplicación en Quebrada San Ramón, Santiago oriente, Región Metropolitana. Tesis de Magíster, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, pp. 212

LEE, G., NICHOLLS, R. J. and BIRKEMEITER, W. A. 1998. *Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, 1981\_1991. Marine Geology, 148, 163\_177.*

LIPPMAN, T. C., HOLMAN, R. A. 1990. *The spatial and temporal variability of sand bar morphology. Journal of Geophysical Research, 106, 973\_989.*

MARTÍNEZ, C. 2001. El efecto de ensenada en los procesos litorales de las ensenadas de Valparaíso, Algarrobo y Cartagena, Chile Central. Tesis de Magíster (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geografía, Santiago, pp. 152.

MCLACHLAN, A. & BROWN, A. 2006. *The ecology of sandy Shores. Academic Press Elsevier. 2<sup>nd</sup> edition.*

NOVOA, JE (1989) Geografía y Medio Ambiente. En: Colosos del Norte Verde. Ediciones Universidad de La Serena y Universidad Católica del Norte, La Serena:15-20.

NOVOA, JE & LÓPEZ, DAVID. 2001. Capítulo 2 IV Región: El escenario Geográfico Físico en Libro Rojo de la Flora Nativa y de los Sitios Prioritarios para su Conservación: Región de Coquimbo. Ediciones Universidad de la Serena, La Serena, Chile. 2:13-28

OÑATE-VALDIVIESO, FERNANDO & BOSQUE SENDRA, JOAQUÍN. 2007. Extracción de modelos digitales de elevación a partir de imágenes ASTER para la determinación de características morfométricas de cuencas hidrográficas. Ed Martin, 2007.

ORTIZ, 2004. Evaluación hidrológica en Revista Hidro Red, Red Latinoamericana de Micro Hidroenergía, Lima Perú. Vol (2): 2-10.

OTTMAN, F. 1964. Introducción a la geología marina y litoral. Trad. por A. Riggi (1967). Editorial Universitaria de Buenos Aires. 287 p.

PASKOFF, R. 1970. Geomorfología de Chile semiárido. Trad. por J. Novoa (1993). Facultad de Humanidades, Universidad de La Serena. 321p.

PASKOFF, R. 1981. *L'erosion de cot es. Paris, 127 pp.*

PASKOFF, R. 2005. *Faulted Coasts. In: Schwartz, M. [ed.] Encyclopedia of Coastal Science. Encyclopedia of Earth Science Series. Springer. Pp. 463-466.*

PÉREZ, C.A. 2005. Cambio climático: Vulnerabilidad, adaptación y rol institucional. Estudios de caso en el valle del Elqui. Memoria para optar al título de Ingeniero civil ambiental. Universidad de la Serena.

PIERSON, T.C.; COSTA, J.E., 1987. *A rheological classification of subaerial sedimentwater flows. Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, vol.7, p.1-12.*

PIRAZZOLI, P. 2005. *Marine Terraces. In: Schwartz, M. [ed.] Encyclopedia of Coastal Science. Encyclopedia of Earth Science Series. Springer. Pp. 632-633.*

POMAR, J. 1963. Cambios en los ríos y en la morfología de la costa de Chile. *Revista Chilena de Historia y Geografía*, 130: 318-356.

READING, H. G. and COLLINSON, J. D., 1996. Clastic coasts. In: H. G. Reading (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (3rd edn). Blackwell Science, Oxford, 154–231.

SHORT, AD. 1996. *The role of wave height, period, slope, tide range and embaymentisation in beach classification: A review.* *Revista Chilena de Historia Natural* 69:589-604

SHORT, A. D. 1999. *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics.* A. Short (Ed). John Wiley & Sons, Ltd. Chichester. P173-191.

SHREVE, ROLAND L. 1967. *Infinite topologically random channel networks. University of California, Los Angeles.*

SOTO, M. 2005. Aspectos morfodinámicos de ensenadas desalineadas del litoral de Chile central. Pichilemu y Caleta Los Piures. *Rev. Geogr. Norte Grande* 33:73-87.

SOTO, M. & J. ARRIAGADA. 2007. Características dinámicas de ensenadas estructurales de Chile central. Maitencillo-Cachagua y Papudo, Región de Valparaíso. Rev. Geogr. Norte Grande 38:99-112.

SOTO, M. *et al.* 2010. Aspectos geodinámicos de un paleoestuario del desierto marginal de Chile. Rio Copiapó. Rev. Geogr. Norte Grande 46: 123-135.

STRAHLER, A. N. (1964) *Quantitative geomorphology*. In: *Handbook of Applied Hydrology* (ed. by V. T. Chow), Section 4-II.

SUNAMURA, T. 1988. *Beach morphologies and their change*. In Horikawa, K. (ed.), *Nearshore Dynamics and Coastal Processes*. University of Tokyo Press, Tokyo, pp. 136\_166.

TORRES, G. 2010. Ecología de la taxocenosis de peracáridos macrobentónicos en playas arenosas protegidas

TRENHAILE, A. 2005. *Cliffed Coasts*. In: Schwartz, M. [ed.] *Encyclopedia of Coastal Science*. *Encyclopedia of Earth Science Series*. Springer. Pp. 237-240.

VAN ZUIDAM, R.A.. 1986: *Aerial photo-interpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping*. Smits Publishers, The Hague. 442 p.p.

VARNES, D. J. 1978. *Slope movement and types and processes*. In R. L. Schuster and R. J. Krizek (eds) *Landslides: Analysis and Control* (Transportation Research Board Special Report 176), pp. 11–33. Washington, D.C.: National Academy of Sciences.



VIGNY, C., RUDLOFF, A., RUEGG, J.C., MADARIAGA, R., CAMPOS, J., ALVAREZ, M., 2009. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 175:86-95.

WRIGHT L & A SHORT. 1984. *Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. Marine Geology* 56: 93-118.