



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

**ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS Y TENDENCIA EVOLUTIVA DEL LITORAL
DE LA ENSENADA DE CONCÓN- RITOQUE, REGIÓN DE VALPARAÍSO, ENTRE
LOS AÑOS 2009 - 2019**

Memoria para optar al título de Geógrafa

JAVIERA FRANCISCA ZÚÑIGA ROMERO

Profesora Guía: Joselyn Arriagada González

SANTIAGO – CHILE

2021

*Y los médanos, serán témpanos
en el vértigo, de la eternidad
y los pájaros, serán árboles
en lo idéntico, de la soledad*

Gustavo Cerati.

AGRADECIMIENTOS

Primero, agradezco a la profesora Joselyn por darme la posibilidad de desarrollar esta memoria, por su ayuda, confianza y su buena disposición a resolver mis dudas en esas tantas reuniones por zoom.

A mis padres, Ana y Fernando, gracias por el apoyo, comprensión, el esfuerzo que han entregado en mi educación y, especialmente, por la paciencia en este proceso. A mi hermano Feño, por las risas y peleas, pero lo más importante ¡por acompañarme a terreno!

A mi tía Pauli, por las locuras y las risas infinitas, sobre todo por la paciencia en los momentos en que el estrés y el enojo me superaban, gracias por siempre aguantar mi mal genio y mis mañas.

A mis amigas/os en estos años de carrera, Cata, Cami y “nuestro” Miguel, gracias por soportarme en todos los trabajos, por las risas, las buenas copuchas y, especialmente, por esos terrenos con algunos incidentes inolvidables que ahora nos sacan tantas carcajadas. Al Cristóbal, por las buenas conversas, por siempre estar ahí para ayudarme en todo, en especial las mil veces que necesité ayuda en SIG ¡ya nos veremos por tus tierras sureñas! Al Claudio, por su paciencia y ayuda en SIG, por revisar mis cartografías una y otra vez. Por último, con los que compartí en estos años de geo el gusto por la fotografía de naturaleza y de los que aprendí muchísimo de aves, Elías y Goye.

También quiero agradecer a quienes me acompañaron a terreno, que sin su ayuda este trabajo hubiera sido imposible: a Don Marquitos y Nicole gracias por la buena voluntad, la simpatía y las locuras en ese día de playa, y obviamente al Javier por haber caminado esos 16k y ayudarme en todas las mediciones.

A mis regalones, a la Luna por haberme acompañado en casi toda mi vida de estudiante, a la Poli y a mi Gabriel, porque han sido la mejor compañía todos estos años, sobre todo en pandemia, gracias por soportar mis cariños molestos.

Finalmente, a esta playa hermosa y al humedal que me acogieron por tanto tiempo y no dejaron de sorprenderme cada vez que los visité. Espero que algún día estemos a su altura y les entreguemos el cuidado y protección que merecen.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

CAPÍTULO 1: PRESENTACIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	2
1.3 ÁREA DE ESTUDIO	5
1.3.1 Antecedentes Generales	5
1.3.2 Antecedentes Climatológicos	6
1.3.3 Antecedentes Vegetacionales	6
1.3.4 Antecedentes Geológicos	8
1.3.5 Antecedentes Hidrográficos	9
1.3.6 Antecedentes Geomorfológicos	10
1.4 OBJETIVOS	13
1.4.1 Objetivo General	13
1.4.2 Objetivos Específicos	13

CAPÍTULO 2: REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

2.1 LITORAL	14
2.2 ENSENADA	15
2.3 PLAYAS DOMINADAS POR OLAS	17
2.4 PERFILES DE PLAYA Y CONDICIÓN GLOBAL DE ATAQUE	19
2.5 DUNAS LITORALES	20
2.5.1 Clasificación de dunas	21
2.6 SISTEMAS DE DESEMBOCADURAS	24
2.6.1 Tipos de desembocaduras	24
2.6.2 Estuario	26
2.6.3 Zonificación de un estuario	27
2.6.4 Clasificación de estuarios	29

CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA

3.1 PROCEDIMIENTOS.....	33
-------------------------	----

CAPITULO 4: RESULTADOS

4.1 CARACTERIZACIÓN DE LA DINÁMICA COSTERA	38
4.1.1 Refracción del oleaje.....	38
4.1.2 Tipos de Zonas de Rompientes	40
4.1.3 Ancho de rompientes.....	42
4.1.4 Ancho de playa.....	43
4.1.5 Perfiles de playa y condición global de ataque (CGA)	44
4.2 MORFOLOGÍA DE ESTUARIOS	54
4.2.1 Configuración y evolución morfológica estuario del Aconcagua.....	54
4.2.2 Configuración y evolución morfológica estuario del estero Mantagua	60
4.3 EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA CAMPO DUNAR Y SISTEMA PLAYA-ESTUARIOS	67
4.3.1 Modelado fluvial y fluvio-marino	67
4.3.2 Modelado eólico.....	72
4.3.3 Modelado Litoral.....	88
4.3.4 Intervención antrópica.....	89

CAPITULO 5: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

5.1 DISCUSIÓN	92
5.1.1 Dinámica costera: refracción del oleaje, TZR y condición global de ataque.....	92
5.1.2 Configuración y evolución morfológica de estuarios	94
5.1.3 Geomorfología del campo dunar y su relación con el sistema playa-estuarios ...	97
5.2 CONCLUSIONES	99

BIBLIOGRAFÍA	101
ANEXOS	110

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1: Área de estudio.....	5
Fig. 2: Origen fitogeográfico de flora en campo de dunas de Ritoque.....	7
Fig. 3: Ensenada Concón- Ritoque, Hojas de Quillota y Portillo. Carta Geológica 1: 250.000 .	8
Fig. 4: Límites del medio litoral.....	14
Fig. 5: Refracción del oleaje.....	16
Fig. 6: Continuum dunar.....	22
Fig. 7: Formación de nebka.....	23
Fig. 8: Elementos morfológicos según zonificación estuarial.....	28
Fig. 9: Zonificación de un estuario respecto al dominio de factores marinos y fluviales	29
Fig. 10: Tipos de deltas en ría en reacción a la influencia del oleaje	32
Fig. 11: Puntos de control y zonas de ensenada Concón- Ritoque.....	34
Fig. 12: Método de mira y horizonte con terreno en ascenso.....	35
Fig. 13: Clasificación de dunas de Ritoque	37
Fig. 14: Refracción del oleaje en la ensenada de Concón - Ritoque	39
Fig. 15: Microacantilado de playa - sector estuario Mantagua.....	40
Fig. 16: Tipos de Zonas de Rompientes, Ensenada de Concón - Ritoque.....	41
Fig. 17: Ancho de tipos de zonas de rompientes, ensenada de Concón - Ritoque	42
Fig. 18: Ancho de playa, ensenada de Concón - Ritoque.....	43
Fig. 19: P.C 1, zona proximal. Perfil de playa monosecuenal mixta.....	45
Fig. 20: P.C 1, zona proximal. Cara de playa y TZR rítmica.....	45
Fig. 21: P.C 3, zona proximal. Perfil de playa monosecuenal erosional	46
Fig. 22: P.C 4, zona proximal. Perfil de playa monosecuenal erosional	46
Fig. 23: Perfiles zona proximal	47
Fig. 24: P.C 5, zona media. Perfil de playa monosecuenal acrecional	48
Fig. 25: P.C 7, zona media. Perfil de playa monosecuenal erosional.....	48
Fig. 26: Microacantilado en anteduna entre P.C 6 y 7. Perfil monosecuenal erosivo.	49
Fig. 27: P.C 8, zona media. Perfil monosecuenal acrecional.	49
Fig. 28: Perfiles zona media	50
Fig. 29: Barjanes en zona distal.....	51
Fig. 30: Frente transgresivo de barján	51
Fig. 31: P.C 11, zona distal. Perfil de playa monosecuenal acrecional.	52
Fig. 32: P.C 12, zona distal. Perfil de playa bisecuenal acrecional.	52
Fig. 33: Perfiles zona distal	53
Fig. 34: Zonificación estuario del río Aconcagua	54
Fig. 35: Barrea litoral en estuario del río Aconcagua.....	58
Fig. 36: Evolución morfológica del estuario del río Aconcagua.....	59
Fig. 37: Zonificación estuario del estero Mantagua	60
Fig. 38: Bancos medio y laterales, estuario del estero Mantagua.....	61
Fig. 39: Bancos medios esporádicos zona media, estuario del estero Mantagua	62

Fig. 40: Banco medio estuario Mantagua.....	63
Fig. 41: Configuración del inlet los años 2009, 2015 y 2017.....	64
Fig. 42: Ancho de barrera litoral en el estuario del estero Mantagua.....	65
Fig. 43: Evolución morfológica estuario del estero Mantagua.....	66
Fig. 44: Barrera litoral en estuario del río Aconcagua	68
Fig. 45: Sistema fluvio-marino en estuario del río Aconcagua	69
Fig. 46: Terraza fluvio-marina sector Santa Julia.....	70
Fig. 47: Terraza fluvio-marina sector Mantagua	70
Fig. 48: Sistema fluvio-marino en estuario del estero Mantagua	71
Fig. 49: Conexión laguna estuarial y laguna litoral.....	72
Fig. 50: Especies vegetacionales en duna anterior	73
Fig. 51: Duna anterior en zona proximal (P.C 2)	73
Fig. 52: Altura duna anterior en P.C 3.....	74
Fig. 53: Extracción de duna anterior en P.C 3 y 4.....	74
Fig. 54: Duna anterior con frente transgresivo en laguna litoral, zona media.....	75
Fig. 55: Frente transgresivo en duna anterior, zona media.....	76
Fig. 56: Mediciones del ancho de duna anterior (metros)	77
Fig. 57: Frente transgresivo en duna anterior, zona distal.....	77
Fig. 58: Duna anterior, depresión interdunaria y dunas transversales en zona media.....	78
Fig. 59: Depresión interdunaria (<i>Baccharis macraei</i>).....	78
Fig. 60: Depresión interdunaria en sector Mantagua, zona media	79
Fig. 61: Dunas entrabadas, sector Mantagua.....	80
Fig. 62: Dunas entrabadas con huellas vehiculares	80
Fig. 63: Dunas transversales activas y estabilizadas	81
Fig. 64: Rosa de los vientos año 2010.....	82
Fig. 65: Crestas de dunas transversales, agosto 2019.....	82
Fig. 66: Rosa de los vientos, 2019. Rangos de intensidad en nudos (kt.)	83
Fig. 67: Dunas transversales estabilizadas con huellas vehiculares en zona media	84
Fig. 68: Dunas longitudinales y blow outs en zona distal	85
Fig. 69: Blow outs en zona media	85
Fig. 70: Plantaciones de Pino, zona media	86
Fig. 71: Dunas onduladas en zona distal	87
Fig. 72: Área (ha) de dunas identificadas.....	87
Fig. 73: Acantilado vivo y plataforma de abrasión en Punta Ritoque, zona distal.....	89
Fig. 74: Trabajos en duna anterior, zona distal.....	90
Fig. 75: Carta geomorfológica de la ensenada Concón-Ritoque para los años 2010 y 2019.	91

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Asociación de especies vegetales y unidad morfológica en dunas de Ritoque.....	7
Tabla 2: Síntesis de estudios sobre Terrazas Marinas en la ensenada de Concón - Ritoque.....	11
Tabla 3: Imágenes objetivo 1	34
Tabla 4: Imágenes objetivo 2	35
Tabla 5: Zonificación y formas esenciales de un estuario.....	36
Tabla 6: Material utilizado en los procedimientos	37

RESUMEN

Se realizó un estudio geomorfológico de la ensenada de Concón – Ritoque durante el periodo 2009- 2019, con el objetivo de analizar los aspectos geomorfológicos y la tendencia evolutiva de playa, estuarios y campo dunar. Para cumplir con la finalidad de la investigación, se inició con una recopilación de antecedentes geomorfológicos del área de estudio, se trabajó en la fotointerpretación y análisis multitemporal de imágenes satelitales y su posterior corroboración en terreno, donde también se realizaron mediciones de perfiles de playa. Los resultados demuestran que la geomorfología de la ensenada responde principalmente al ataque del oleaje y al aporte sedimentario proveniente del río Aconcagua. De esta manera, la exposición de línea de costa respecto a los trenes de ola evidencia un litoral con diferencias geomorfológicas relevantes a lo largo de 12 kilómetros, principalmente en la playa. La configuración geomorfológica de estuarios y campo dunar se mantienen estables en el periodo estudiado. Para finalizar, se determinó que la morfología de playa, duna anterior y zona distal de estuarios son dinámicas y que están estrechamente vinculadas a la estabilización del campo dunar, en el cual los cambios más notorios se deben en su totalidad a la intervención antrópica.

Palabras claves: Geomorfolología de ensenada, dinámica costera, litoral cercano, tipos de zonas de rompientes, condición global de ataque, estuarios, continuum dunar.

CAPÍTULO 1: PRESENTACIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN

El crecimiento poblacional de ciudades y áreas litorales en América Latina ha ido en constante aumento en los últimos años debido a que se constituyen como un ámbito favorable para el desarrollo de actividades humanas (Barragán & De Andrés, 2016). Esto ha generado presión sobre el espacio litoral, ya que los asentamientos humanos son localizados cercanos a ecosistemas costeros como, por ejemplo, bahías y lagunas costeras, las cuales han multiplicado por 10 su desarrollo urbano desde mediados del siglo XX hasta la actualidad (Barragán & de Andrés, 2016). Así, las áreas litorales son consideradas como espacios frágiles y en la zona central de Chile son objeto de una presión antrópica creciente (Andrade et al., 2008) provocando presión y destrucción de sistemas naturales de gran importancia ecosistémica.

El uso de estos sistemas naturales por parte del ser humano conlleva, en innumerables ocasiones, procesos irreversibles de transformaciones geomorfológicas (Castro, 1992), por lo que el conocimiento del modo de evolución del litoral se hace necesario *“ante la tendencia actual a la concentración de actividades económicas y centros poblados que requieren ser orientados sobre la base del conocimiento científico”* (Martínez & Salinas, 2009, p. 203).

Para aportar con conocimiento científico en esta materia se debe tener en consideración que, playas, dunas y estuarios son sistemas dinámicos en constante evolución. Cambios en la hidrodinámica sedimentaria generan transformaciones morfológicas siendo el resultado de la interacción entre factores antrópicos y naturales (Martell, 2013). Rivera (2016) señala que los modelados litorales de menor dimensión operan a tiempos perceptibles por el ser humano (horas, días y años), por ende, la morfología litoral en respuesta a procesos morfogenéticos actuantes (oleaje, marea, vientos y corrientes) detallan geoformas de acreción y erosión. Se puede considerar como ejemplo las marejadas que son cada vez más recurrentes e intensas y que son relacionadas directamente con la evolución de las costas y repercuten en la morfología litoral (Araya, 2010) ocurriendo en una escala de tiempo acotada y evidente para el ser humano.

Bajo el contexto de una presión urbana creciente y la transformación geomorfológica del litoral, la siguiente investigación pretende analizar los aspectos geomorfológicos y la tendencia evolutiva de los diversos ambientes litorales en la ensenada de Concón- Ritoque, comunas de Concón y Quintero, durante la última década. La elección se basa principalmente en dos importantes aportes científicos que implican una evolución en la morfología litoral de esta ensenada; primero, la línea litoral presenta un estado de erosión de -0,75 m /año (Ministerio del Medio Ambiente - MMA, 2019). Segundo, una transformación productiva en la cuenca del río Aconcagua que repercute sobre la disponibilidad y dinámica sedimentaria en el litoral (Soto et al., 2011). También, el ser objeto de estudio de importantes y numerosos estudios científicos, desde la década de los 60' hasta la actualidad, los cuales han revelado una gran diversidad de

ambientes en la zona, promueven este litoral como un área de gran relevancia científica. Esto, la hace interesante no tan solo para estudios geomorfológicos, sino también para estudios de diversas disciplinas, en los cuales han destacado investigaciones de flora y fauna otorgándole mayor valor al ambiente en cuestión.

El presente trabajo pretende ser un aporte más a los estudios geomorfológicos de esta ensenada, a través de la actualización del conocimiento de la dinámica costera. En otras palabras, entregar información sobre los procesos que la afectan, sus resultados en la morfología litoral, su evolución en los últimos años y su comportamiento en la actualidad. La generación de esta información es fundamental en el buen manejo y planificación del litoral. De este modo, contribuye al conocimiento científico de la ensenada sobre aquellos elementos que prestan servicios ecosistémicos importantes a comunas con problemas medioambientales, siendo un avance a la protección frente a la intervención antrópica que la ha afectado desde hace décadas.

Para lograr el propósito de esta investigación, se caracterizó la dinámica del litoral cercano a través del efecto de ensenada (Martínez, 2001) expresado en las zonas de rompiente y morfología de playa. La configuración morfológica de los estuarios se realizó en base a la identificación de elementos morfológicos (Araya- Vergara, 1981). Por último, la determinación de la morfología del campo dunar y su evolución se realizó a través de una identificación de tipos de dunas y evolución del sistema playa-estuarios.

1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El crecimiento urbano en áreas costeras es uno de los procesos que provoca mayor destrucción sobre este sistema natural, lo que conlleva pérdida de servicios ecosistémicos, alteración de la erosión litoral y contaminación sobre cuerpos de agua (Martínez et al., 2016). Crecimiento preocupante si se considera que, sólo al año 2003, aproximadamente 3 billones de personas en el mundo vivían a menos de 60 km de la costa (Woodroffe, 2003 en Martínez et al., 2016).

La destrucción natural que provoca el crecimiento urbano se refleja en actividades como extracción de áridos, construcción de infraestructura turística en playas y dunas, rellenos de humedales, entre muchas otras. Estas intensifican la erosión de playas y alteran el equilibrio dinámico de estos sistemas naturales, por ende, son una de las grandes causas de eliminación de los servicios ecosistémicos que prestan estos ambientes (Martínez, 2019).

Cabe destacar que más del 70% de las costas del mundo están sufriendo procesos de erosión (Maio et al., 2012 en Rangel-Buitrago, 2019) siendo altamente susceptibles a inundaciones costeras y eventos extremos del oleaje lo que conlleva la desaparición completa de ecosistemas (Kirshen et al., 2007 en Rangel-Buitrago, 2019). En Chile no son la excepción, la tendencia de eventos extremos del oleaje indica que *“han aumentado de un promedio de 5 por año a mediados del siglo pasado, a 20 por año en el siglo XXI”* (Winckler et al., 2019, p. 52). La

tendencia también señala que aquellas tormentas que causaban mayor daño se producían en invierno; no obstante, recientemente no han mostrado distinción estacional produciéndose incluso en verano (Martínez et al., 2018). Se estima que las marejadas se intensifiquen y aumenten su frecuencia en un futuro cercano (Winckler et al., 2019). Estos fenómenos modifican constantemente la morfología de las playas y el potencial erosivo de estos eventos puede causar consecuencias dramáticas en playas e infraestructura costera, siendo evidenciado en las costas del país los últimos años (Winckler et al., 2019).

En Chile dos de las grandes áreas metropolitanas se han desarrollado en zonas costeras; Valparaíso y Concepción, ocupando extensos ambientes costeros como humedales y dunas (Martínez et al., 2016). El gran Valparaíso compuesto por 5 comunas (Valparaíso, Viña del Mar, Concón, Quilpué y Villa Alemana) tiene una población de 951.311 habitantes (INE- 2017), convirtiéndose en la tercera conurbación más importante del país luego de Santiago y Concepción (MINVU, 2015). Con el paso del tiempo esta conurbación va sumando más comunas a su funcionamiento como Quintero, Puchuncaví y Limache (MINVU, 2015).

La intensidad en las formas de ocupación sumado a los recursos naturales, económicos y culturales que posee el litoral de la región de Valparaíso, la convierten en un sistema complejo y de alta fragilidad dada las actividades que se llevan a cabo, como actividades de turismo, portuarias, energéticas e industriales, las que destacan en las comunas de Concón, Quintero y Puchuncaví, las cuales han generado importantes impactos medioambientales y paisajísticos (Figueroa et al., 2008). Por estas distintas formas de ocupación y actividades de gran impacto el espacio costero de la región de Valparaíso está al borde de la saturación (Andrade et al., 2004).

En tal sentido, el área de estudio de esta investigación (ensenada de Concón-Ritoque) se ubica en las comunas de Concón y Quintero, las cuales siguen la tendencia de crecimiento urbano y degradación del litoral. Estas poseen 42.152 y 31.923 habitantes respectivamente, según el censo del año 2017 (INE, 2017). Al año 2012 tuvieron un crecimiento poblacional importante, Concón creció con un 18,7% y Quintero con un 30,8% (variación intercensal) (Centro Nacional del Medio Ambiente - CENMA, 2013). Destacan como una de las zonas industriales más relevantes del país por su favorecida ubicación en la zona central, su capacidad portuaria y energética, infraestructura vial y su proximidad con centros urbanos que aportan mano de obra (CENMA, 2013). De este modo, sobresalen 9 proyectos industriales con o sin calificación ambiental (CENMA, 2013), además de otras actividades que alteran la dinámica y morfología litoral, por ejemplo, la extracción ilegal de áridos en el campo dunar de Ritoque, incrementando la intervención ambiental de estas comunas.

El litoral arenoso de la bahía de Concón, que comprende desde playa La Boca hasta playa Mantagua (2,8 km), ha sido afectado por la erosión presentando una tasa de cambio de -0,75 m/año entre los años 1980-2018, por lo que es clasificada en estado erosivo (MMA, 2019). La ensenada es susceptible a la erosión por causas naturales y antrópicas, entendiendo estas últimas

como el uso industrial y urbano, principalmente (MMA, 2019).

La transformación geomorfológica de la ensenada de Ritoque no sólo se debe a la intervención antrópica en el litoral y al efecto de marejadas como ha sido mencionado. También influye el cambio de uso de suelo en la cuenca del río Aconcagua, dado que existe una modificación de la transferencia de masa desde la cuenca al litoral arenoso adyacente (Soto et al., 2011). En este sentido Soto et al., (2011) señala que en el valle del Aconcagua se han intensificado los procesos productivos agrícolas, lo que ha implicado una expansión territorial de cultivos hacia laderas, conos y glacis, además del fondo de valle. Esta transformación productiva ha provocado un aumento en la transferencia de masa desde la cuenca del río Aconcagua al litoral adyacente (Ritoque); sin embargo, a modo general *“el sistema no ha sufrido avance dunario y el continuum dunar fue apreciado sin cambios evolutivos”* (Soto et al., 2011, p. 199) (hasta el año 2009); en otras palabras, el litoral no recibió aportes adicionales suficientes desde la cuenca como para generar cambios evolutivos. Esto último es difícil de explicar si se compara con el caso similar de Copiapó donde existieron cambios significativos en el litoral arenoso (Soto et al., 2011).

Lo anterior, queda demostrado en el aumento de vegetación en el campo dunar de Ritoque producto de la expansión natural de especies nativas e introducidas hace 40 años. A pesar de esto, según Soto et al., (2011) fue posible evidenciar cambios de poco alcance espacial pero muy significativos en la interpretación dinámica (transmutación) en la desembocadura y la zona media de la ensenada. Cambios observados fueron transmutación de nebkas a barjanas y duna anterior en desarrollo con frente transgresivo, que coinciden con un litoral cercano ancho de tendencia transversal, dando cuenta del transporte de sedimentos desde la cuenca a la zona distal. Otro cambio fue la transmutación de barjanoides a blowouts que coinciden con un litoral cercano estrecho de rasgos longitudinales que contribuyen al transporte de sedimentos en función de la deriva litoral (Soto et al., 2011).

Entonces, a partir de la investigación de Soto et al., (2011) se puede establecer que la dinámica costera de la ensenada de Ritoque se ve influenciada por los factores señalados anteriormente; sin embargo: ¿qué ocurre con la dinámica costera de esta ensenada que implica un aporte de sedimentos, evolución constante de la playa y estuarios y, por el contrario, una estabilización del campo dunar?

A raíz de la importancia ecosistémica del litoral inserto en dos comunas que presentan una saturación poblacional y medioambiental que se ha intensificado en las últimas décadas, además de ser afectada por actividades antrópicas que incrementan su estado de erosión, es necesario conocer cómo ha evolucionado la dinámica costera en la ensenada de Ritoque en los últimos 10 años. Esto último, con la finalidad de poder integrar estos conocimientos a la planificación comunal vigente, ordenando y zonificando desde una perspectiva técnico-científica que logre ser visibilizada por la población (Pino, 2018) junto con lograr proteger los servicios ecosistémicos que prestan las playas, estuarios y dunas.

1.3 ÁREA DE ESTUDIO

1.3.1 Antecedentes Generales

La ensenada de Concón – Ritoque se ubica en la zona litoral de las comunas de Quintero y Concón, región de Valparaíso (6.357.000 N – 265.000 E), específicamente entre la desembocadura del río Aconcagua por el sur y el sector Punta Ritoque por el norte (Fig. 1). Posee una extensión de 12 km y se encuentra expuesta a los vientos provenientes del sur - oeste. En la zona distal de la ensenada se encuentra el campo de dunas de Ritoque que al año 2003 poseía una superficie de 2.280 ha (Rojas, 2008). En la zona media se ubica el sitio del humedal de Mantagua, compuesto por el estero Mantagua, su desembocadura y la laguna litoral, abarcando una superficie de 269 ha (MMA, 2015a). El curso de este estero es desviado hacia el sur debido a la gran extensión y densidad que posee el campo dunar en el sector norte de la bahía (Castro, 2015), logrando cruzar estas dunas en el sector de Mantagua donde existe menor sedimentación.

Fig. 1: Área de estudio



Fuente: Elaboración propia, 2020.

1.3.2 Antecedentes Climatológicos

Según la clasificación climática de Koppen- Geiger (Sarricolea et al., 2017) el área de estudio se encuentra inserta en un clima mediterráneo de lluvia invernal e influencia costera (Csb (i)). Se caracteriza por una temperatura media de 12°C y precipitaciones de 900 mm promedio. Los extremos altitudinales en que se ubica este tipo de clima son desde los 0 m.s.n.m hasta los 750 m.s.n.m. En las zonas altas de las cuencas costeras donde nacen los afluentes de los esteros locales se puede encontrar un clima mediterráneo de lluvia invernal, el cual tiene una temperatura promedio de 11°C y precipitaciones del orden de los 700 mm. Este segundo tipo de clima se da entre los 100 m.s.n.m como mínimo y 1.000 m.s.n.m como máximo (Sarricolea et al., 2017). Predominan los vientos S-W con una velocidad media de 26 km / h (Salas y Toral, 1974 en Rojas, 2008).

1.3.3 Antecedentes Vegetacionales

La vegetación presente en dunas es de gran relevancia en la formación, avance y control de estos ambientes. De este modo, las especies que las habitan son muy particulares, ya que deben adaptarse a condiciones extremas modificando su forma, hojas y raíces para adecuarse al “golpeteo de los granos de arena movidos por el viento, las inmersiones por el oleaje, la salinidad, la movilidad y la alta porosidad del sustrato” (Castro, 2015, p. 63).

Una especie común de ambientes dunarios corresponde a la especie *Ambrossia chamissonis*, la cual tiene una forma particular en respuesta a su adaptación al medio; tiene raíces muy profundas para alcanzar napas freáticas, soporta la salinidad y funciona como un obstáculo al transporte de arena generando una forma de montículo de aproximadamente 1 metro (Castro, 2015).

Para el campo de dunas de Ritoque, Castro (1987) y Paskoff & Manríquez (2004) asocian una formación vegetal a cada unidad morfológica (Tabla 1). De estas especies destaca *Ambrossia chamissonis* por ser una especie capaz de colonizar sectores inestables y *Ammophila arenaria*, especie introducida desde Oregon (Estados Unidos), con el objetivo de crear y estabilizar la duna anterior. Por estos motivos, *Ammophila arenaria* es muy frecuente y abundante en el campo dunar de Ritoque (MMA, 2015b).

Según el diagnóstico de sitios prioritarios para la conservación en la región de Valparaíso (MMA, 2015b), en las dunas de Ritoque se identificaron 121 especies, de ellas solo 42 son endémicas y 5 se encuentran en alguna categoría de conservación (MMA, 2015b):

- Preocupación menor: *Alstroemeria pulchra*, *Adiantum thalictroides* var. *Hirsutum*, *Puya chilensis* y *Neopteris subgibbosa*.
- Casi amenazada: *Trichocereus chiloensis* ssp. *Litoralis*.

Tabla 1: Asociación de especies vegetales y unidad morfológica en dunas de Ritoque

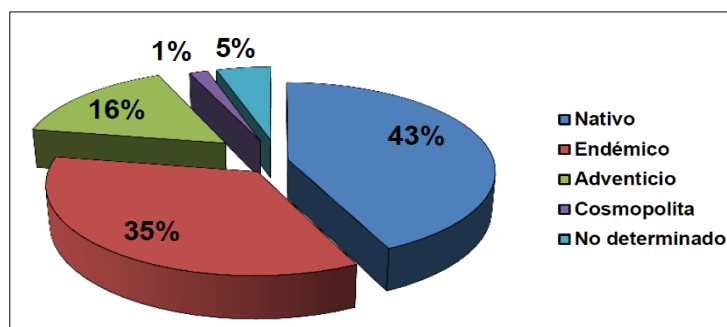
Unidad morfológica	Especies vegetacionales.
Duna anterior	<i>Ambrossia chamissonis</i>
	<i>Carpobrotus chilensis</i>
	<i>Ammophila arenaria</i>
Depresión interdunaria	<i>Scirpus nodosus</i>
	<i>Lupinus arboreus</i>
Dunas transversales	-
Dunas longitudinales	<i>Baccaris concava</i>
	<i>Puya chilensis</i>
	<i>Cereus</i>
Dunas onduladas	Bosque esclerófilo
	Matorral

Fuente: Elaboración propia (2021) en base a Castro (1985 en Rojas 2008); Castro (1987) y Paskoff y Manríquez (2004).

Destaca un alto número de especies autóctonas, siendo el 43% nativa y 35% endémicas (Fig. 2) (MMA, 2015b). Sin embargo, las especies identificadas en el estudio mencionado sumado a informes anteriores establecen un total de 147 especies (MMA, 2015b).

El diagnóstico realizado (MMA, 2015b) se dividió en dos inventarios; uno de vegetación natural y el segundo corresponde a vegetación exótica. Estos fueron identificados por comunidades vegetacionales asociadas a la unidad morfológica en la que se encuentran (Anexo 1). De estos se obtuvo que las especie dominantes en las dunas de Ritoque son la especie endémica *Baccharis macraei* (Vautro) presente en las 5 comunidades identificadas y con distribución a lo largo de todo el campo dunar y *Ficinia nodosa* (Quilmén) presente en 3 de 5 comunidades. *Carpobrotus chilensis* (Doca), *Pseudognaphalium gayanum* y *Cryptocarya alba* (Peumo) también son consideradas como especies de gran importancia a lo largo del campo dunar.

Fig. 2: Origen fitogeográfico de flora en campo de dunas de Ritoque

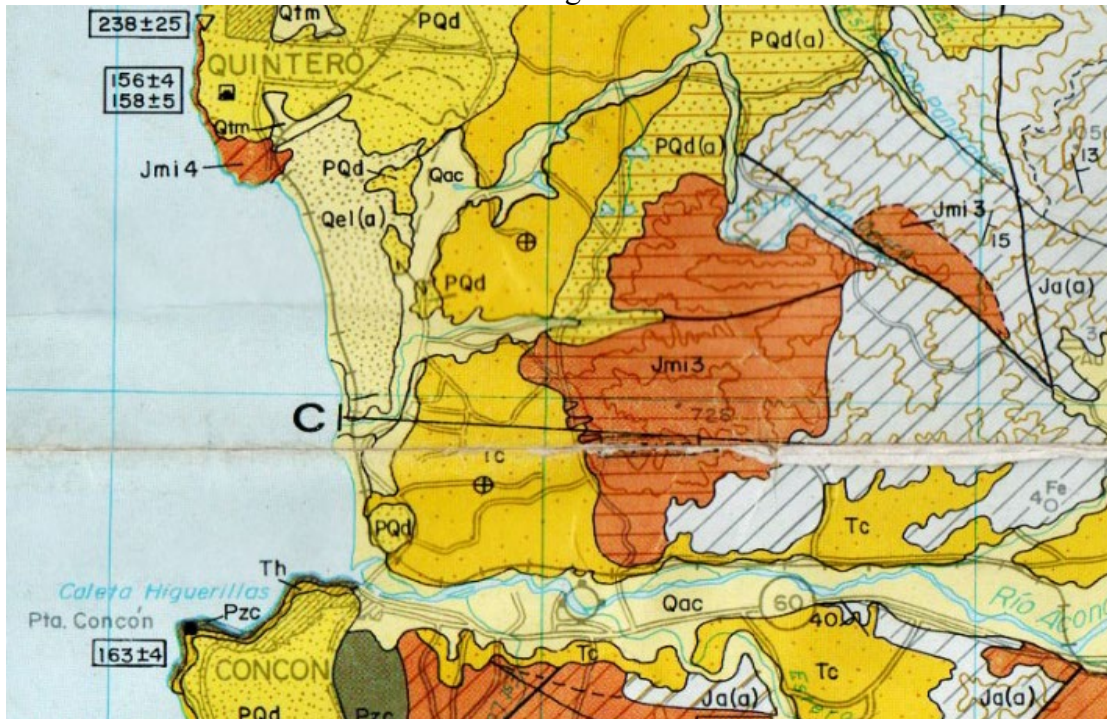


Fuente: MMA, 2015b.

1.3.4 Antecedentes Geológicos

En cuanto a la geología del área de estudio, según SERNAGEOMIN (2003), Rivano et al., (1993) y Rivano (1996) es posible encontrar las siguientes secuencias sedimentarias (Fig. 3):

Fig. 3: Ensenada de Concón- Ritoque en Hojas de Quillota y Portillo.
Carta Geológica 1: 250.000



Fuente: Rivano et al., (1993)

- *Qel(a) (holoceno)*: Corresponde a sedimentos eólicos y litorales; depósitos de playa y dunas. Depósitos eólicos de arenas finas a medias, activos, no consolidados, de color pardo a grisáceo, ubicados en áreas contiguas a las playas actuales (Lagos, 2013). Coincide con playa y campo de dunas transversales.
- *Qac (holoceno)*: Sedimentos aluviales, coluviales y depósitos de relleno de valles. Están relacionados a los cursos de agua actuales (esteros Quintero y Mantagua) y tiene su expresión más importante en la hoya del río Aconcagua (Rivano et al., 1993; Rivano, 1996).
- *PQd (Plioceno- pleistoceno)*: Sedimentos eólicos antiguos (paleodunas). Forman superficies suavemente onduladas que cubren las terrazas costeras. Corresponden a arenas poco consolidadas, de colores ocre, muy bien seleccionadas y con evidencias de estratificación entrecruzada frecuente: el espesor puede variar de unos pocos cm hasta alrededor de 10m, presenta superficie ondulada y convexa representativa de barjanes (Spalletti, 1980 en Cuevas, 2017). *PQd(a)*: gravas y arenas aluviales.

- *Tc (¿mioceno- plioceno?) Formación Confluencia:* Corresponde a la asociación de facies compuesta por “conglomerados clasto-soportados, redondeados y oblatos, imbricados con tablas y lentes de areniscas: sistema fluvial trenzado a ligeramente meándrico con carga predominante de fondo” (Cuevas, 2017, p. 43). Espiñeira (1989 en Rivano et al., 1993) distinguió en el valle del río Aconcagua una secuencia de gravas y ripios con intercalaciones de arenas poco consolidadas que se distribuyen en terrazas altas y con potencias de 50 a 100 metros las que muestran una distribución superficial parcialmente concordante con el sistema hidrográfico actual.
- *Th (¿mioceno? – plioceno) Formación Caleta Horcón:* presente en punta Concón. Corresponden a sedimentos poco consolidados que aparecen a lo largo del acantilado costero entre Maitencillo y Horcón. En esta formación deben incluirse los sedimentos litorales que forman parte del acantilado costero entre Viña del Mar y Concón (Rivano et al., 1993; Rivano, 1996). Según Cuevas (2017) es una formación de carácter marino y sus principales componentes son areniscas, en partes arcillosas, limolitas y arcillolitas, con menores intercalaciones de niveles conglomerádicos y coquinas.
- *Jmi3 (Jurásico) Unidad Tranquilla:* corresponde al Plutón Mauco. Forma parte de la Superunidad Mincha. Esta última constituyen la franja más occidental de los intrusivos mesocenozoicos y conforma gran parte de la cordillera de la costa y planicies litorales. Los afloramientos de rocas de la Superunidad Mincha son cubiertos por sedimentos consolidados y no consolidados del neógeno y cuaternario (Rivano et al., 1993; Rivano, 1996).
- *Ja(a) (Jurásico inferior- medio) Formación Ajial:* rocas metamórficas atribuidas a lavas y depósitos piroclásticos ácidos e intermedios (Rivano et al., 1993; Rivano, 1996).

1.3.5 Antecedentes Hidrográficos

Los cursos hídricos presentes en el área de estudio son el estero Mantagua que forma parte de la cuenca del estero Quintero siendo uno de sus afluentes y el río Aconcagua. Los primeros corresponden a microcuencas costeras que nacen en la ladera occidental de la Cordillera de la Costa y drenan hacia el mar (MMA, 2015a) formando en su desembocadura un humedal y laguna litoral. El régimen de alimentación de estos cauces es pluvial y los acuíferos están asociados a depósitos fluviales actuales y antiguos aterrizados (en gran parte de las cuencas costeras de la región de Valparaíso) (MMA, 2015a). De acuerdo con esto, se puede inferir que la época de crecida es en invierno.

El río Aconcagua corresponde a una de las cuencas hidrográficas más grandes del país con 7.160 km² (Martínez y Cortez, 2008). El régimen de alimentación es de carácter mixto, presenta crecidas en primavera debido a los deshielos cordilleranos y en invierno por precipitaciones

(Centro de Análisis y Asesoría Ambiental - CENAM, 2015). Su desembocadura se ubica en Concón, específicamente en la zona proximal del área de estudio.

Las crecidas en invierno de ambos cursos fluviales sumado a la acción del mar provocan la erosión de la barrera sedimentaria conectando el curso fluvial con el mar. La mayoría de estos cursos de aguas son importantes corredores biológicos que dan origen a humedales costeros en la región (MMA, 2015a).

1.3.6 Antecedentes Geomorfológicos

En el área de estudio existen 4 unidades geomorfológicas que han sido estudiadas en varias oportunidades. Estas investigaciones han considerado la identificación y caracterización de las diferentes formas encontradas, como también las amenazas que presentan y sus transformaciones. Estas unidades son:

- **Cordillera de la Costa**

Se caracteriza por ser un relieve joven con presencia de terrazas de abrasión marina con altitud de hasta 500 m.s.n.m en el área de estudio (Naranjo, 2014). Presenta un ancho de 72,78 km aproximadamente, en las cercanías del río Aconcagua (Naranjo, 2014). Sus cerros se constituyen por rocas graníticas muy diaclasadas y se encuentran disectados por profundas quebradas con muy poca vegetación producto de la sequedad del clima, por lo tanto, esta vegetación no proporciona mayor protección a las rocas superficiales, permitiendo la disección de esta unidad y la presencia de detritos coluviales (Figueroa, 1966).

- **Terrazas marinas**

Para Martínez y Cortez (2007) las terrazas marinas son la unidad geomorfológica más destacada en el área, estructuralmente están ubicadas sobre un margen de subducción, asociadas a una tectónica de bloque y a procesos de abrasión marina, relacionados con movimientos glacioeustáticos durante el cuaternario. Figueroa (1966) reconoce para esta ensenada tres niveles de terrazas marinas (Tabla 2) a partir del trazado de dos perfiles; uno desde el cerro Colorado en dirección al oeste y un segundo perfil desde el cerro Mauco hasta un punto en la costa frente al islote rocoso en el sector Punta Piedra. En tanto, Caviedes (1967 en Manríquez, 2013) identificó tres terrazas marinas cercanas a la desembocadura del río Aconcagua, evidenciando acción tectónica, marina y fluvial, denominándolas superior, media e inferior (Tabla 2).

Tabla 2: Síntesis de estudios sobre Terrazas Marinas en la ensenada de Concón - Ritoque

Autor, año	Lugar	Niveles identificados
Figuroa, H (1966)	Perfil cerro Colorado dirección a la costa (Bahía de Quintero - río Aconcagua)	100-80 80 - 20 20-0
	Perfil cerro Mauco - islote rocoso (Punta Piedra) (Bahía de Quintero - río Aconcagua)	140 - 120 120-80 20- 0
Caviedes, C (1967)	Desembocadura río Aconcagua	superior medio inferior

Fuente: Modificado de Manríquez (2013).

- Campo dunar

Autores como Figuroa (1966), Castro (1987; 1992), Paskoff y Manríquez (2004) han identificado cinco unidades geomorfológicas en el campo dunar y las han clasificado de la siguiente manera para esta área:

- *Anteduna*: Unidad geomorfológica formada desde la línea de más alta marea hacia el interior, se extiende paralela a la playa a lo largo de 10 km. En ella destacan pequeños montículos de arena que son retenidas por plantas como *Ambrossia chamissonis* y *Carpobrotus chilensis*. Entre montículos se pueden encontrar corredores de deflación en la misma dirección de los vientos dominantes.
- *Depresión interdunaria*: Unidad geomorfológica baja ubicada entre la anteduna y las dunas transversales. Posee condiciones de humedad dado que la napa freática está próxima a la superficie. Al sur del campo dunar esta depresión húmeda está ocupada por la laguna y el humedal, ya que la anteduna represa la desembocadura del estero Mantagua.
- *Dunas transversales*: Superficie extensa que ocupa la mayor parte del campo dunar, avanzan 3 kilómetros hacia el interior. Son dunas altas y coalescentes, con crestas sinuosas y disimétricas, presentan laderas de pendiente suave a barlovento (15° a 35°) y pendientes abruptas a sotavento (26° a 35°) orientadas perpendicularmente a los vientos dominantes. Carecen de vegetación.
- *Dunas longitudinales*: Dunas antiguas de época holocénica, situadas sobre la terraza marina de 50 m.s.n.m. Son dunas estabilizadas por la presencia de cobertura vegetal, como gramíneas y arbustos bajos, que están discontinua por el paso de personas y animales, lo que favorece la formación de cavidades de deflación.

- *Dunas Antiguas*: De época pleistocénica, ocupan una gran superficie sobre la terraza marina de 100 m.s.n.m. Se caracterizan por suaves ondulaciones con presencia de cárcavas producto del deterioro de la vegetación y contaminación en la zona.

Caviedes (1972 en Villa-Martínez & Villagrán, 1997) señala que las dunas más antiguas (longitudinales y onduladas) tiene edades correspondientes al holoceno temprano y pleistoceno cuando se produjo un sostenido ascenso del nivel del mar que culminó entre el 6.000 y 5.000 años A.P, mientras que dunas actuales (transversales y monticulares) se formaron después de esta última transgresión marina del holoceno entre 6.000 y 4.000 años A.P. En este tiempo, se reestableció una circulación atmosférica parecida a la actual, con mayor influencia de los vientos del oeste que transportaron los sedimentos litorales y fluviales desde el Aconcagua hacia el norte, hasta formar el campo de dunas actual. La depositación de esta nueva generación de dunas represó cauces de agua formando lagunas temporales como la laguna de Mantagua (Villa-Martínez & Villagrán, 1997).

Las dunas de Ritoque poseen tres fuentes de abastecimiento según Toral (1979 en Rojas 2008); la más importante corresponde a los sedimentos provenientes del río Aconcagua, la segunda fuente de abastecimiento tiene su origen en los procesos de meteorización y erosión de la zona costera rocosa próxima al campo de dunas (Punta Ritoque y Concón). Existe la probabilidad que una tercera fuente tenga relación con procesos de meteorización y erosión de playas contiguas o sectores ubicados al sur del río Aconcagua.

- **Estuarios río Aconcagua y estero Mantagua**

En cuanto a información geomorfológica de los dos sistemas de desembocaduras presentes en el área de estudio, solo hay investigaciones para el estuario del río Aconcagua. Entre estos estudios destacan Cortez (2002), Martínez & Cortez (2007; 2008).

Estas investigaciones estudiaron las características hidrográficas y sedimentológicas del estuario, donde los resultados indicaron la presencia de una cuña salina hacia unos 3 km al interior del estuario que debiera adelgazarse aguas arriba (no ha sido posible determinar si su extensión se debe a condiciones estacionales o durante todo el año). Esta cuña salina posee flujos en dos horizontes y en sentidos opuestos, en la superficie una capa de agua dulce y cálida que fluye a alta velocidad hacia la desembocadura, y una capa profunda de agua salada más fría que corre aguas arriba. También concluyeron que en el estuario predominan las energías de las olas, el río y en menor grado las mareas (menores a 2 m) que logran influenciar la dinámica estuarial a través de convergencia generado por las flechas litorales e ingresando la cuña salina (Martínez & Cortez, 2007).

El resultado de las energías fluviales y marinas quedan reflejadas en la sedimentología y morfología al interior del estuario; la laguna estuarial contiene arenas introducidas por el ambiente marino de mayor energía y bancos efímeros de morfología redondeada. Mientras que

la zona media posee sedimentos más finos de influencia fluvial que se intercalan con las arenas durante los ciclos de flujo y reflujos, además de la presencia de bancos laterales estabilizados con morfología en punta (Martínez & Cortez, 2007). Finalmente, aplicaron el modelo geomorfológico de delta en ría de Araya-Vergara (1981), identificando unidades representativas como: flechas litorales, laguna estuarial, bancos estuariales y meandros (Martínez & Cortez, 2008).

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 Objetivo General

Analizar entre los años 2009 - 2019 las características geomorfológicas y la tendencia evolutiva del litoral de la ensenada de Concón- Ritoque, región de Valparaíso.

1.4.2 Objetivos Específicos

- Caracterizar la dinámica costera presente en el litoral cercano y playa.
- Identificar la morfología que configura los sistemas de desembocaduras (río Aconcagua-estero Mantagua) y su transformación en el periodo seleccionado.
- Determinar la evolución morfológica del campo dunar y su relación con la dinámica presente en el sistema playa - estuario.

CAPÍTULO 2: MARCO CONCEPTUAL

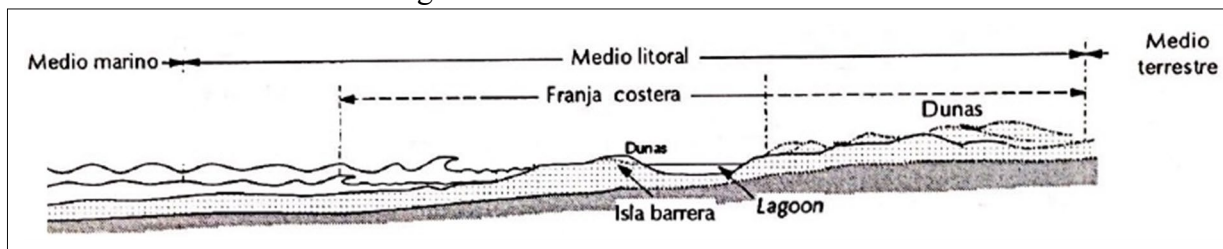
2.1 LITORAL

El concepto litoral tiene muchas definiciones según el autor que las describa o según la disciplina que lo esté estudiando. Varios autores suelen usar este concepto como sinónimo de Costa; sin embargo, Pedraza (1996) señala que litoral hace alusión al medio natural y costa a un dominio morfodinámico. Más allá de esto, ambos términos refieren a la interacción mareas-continente (Pedraza, 1996). Castro & Morales (2006, p. 13) definen el litoral como “zona de contacto y transición entre el océano, la litosfera y la atmósfera por lo que se genera una interacción entre medios diferenciados que albergan fenómenos naturales y humanos”.

La geomorfología litoral es aquella disciplina que explica “la formación y evolución del relieve litoral a partir del estudio de sus formas, sedimentos y los procesos que se dan en la línea de costa actual” (Woodroffe, 2003 en Gómez-Pujol & Pons, 2007, p. 18). Desde un punto de vista geomorfológico, Manríquez (2013) señala al litoral como el resultado de la interacción de variables relacionadas principalmente con factores orográficos bajo la influencia de agentes climáticos. En consecuencia, Manríquez (2013) entrega relevancia al estudio de la geomorfología ya que entrega información primordial sobre los procesos que dan origen y condicionan la evolución de las formas resultantes de estas interacciones.

De lo anterior, se deduce que es muy difícil definir sus límites dado que corresponde a una interacción y su influencia hacia el mar o hacia el continente posee límites poco visibles, por lo cual, en términos geomorfológicos es muy difícil identificarlos. Pedraza (1996) propone límites del medio litoral en playas (con presencia de *lagoon*) que va desde la línea de más baja marea hasta las dunas, ya que en su origen existe influencia del mar (Fig. 4). Castro & Morales (2006) señalan que el litoral comprende aquella banda entre mareas más altas y las más bajas. Hacia el continente se extiende hasta donde actúan las salpicaduras de las olas o hasta el máximo ingreso de aguas saladas en estuarios o en las napas freáticas. En el mar continúa por debajo del nivel medio del agua en la plataforma continental.

Fig. 4: Límites del medio litoral



Fuente: Modificado de Pedraza (1996).

2.2 ENSENADA

Castro & Morales (2006) reconocen dos categorías de costas, una costa rocosa y escarpada que ocupa gran parte del litoral a nivel mundial y un segundo tipo de costas bajas o deposicionales, las cuales incluyen playas, dunas, lagunas litorales, deltas y estuarios. En este último tipo de costas se configuran las ensenadas que están directamente relacionadas a condiciones morfoestructurales, tectónicas, morfodinámicas, oceanográficas y ambientales (Soto & Arriagada, 2007). Por este motivo, las ensenadas corresponden a unidades costeras que constituyen sistemas complejos muy recurrentes en el litoral chileno (Soto & Arriagada, 2007).

Las playas arenosas están vinculadas a un relieve litoral rocoso generando un arco entre los acantilados rocosos, originando lo que se conoce como ensenada o bahía, la cual se va reajustando según la incidencia del oleaje (Villagrán, 2007). Esta autora destaca también la morfología de las bahías y los factores que inciden en ella como presencia de obstáculos, dimensión del *headland*, orientación de la línea de costa, fuente de sedimentos entre otros. Este último factor es de gran relevancia en la morfología y dinámica que resultará en la ensenada. La bahía depende de la cantidad de sedimentos que provienen de ríos o mar de fondo (Villagrán, 2007) lo que implica el equilibrio sedimentológico de la bahía. De esta manera, Sweers (1999 en Villagrán, 2007) menciona bahías de equilibrio estático, que se caracterizan por no poseer una entrada significativa de sedimentos, por lo tanto, la deriva litoral genera nula entrada y salida de sedimentos. Por otro lado, existen las bahías de equilibrio dinámico, aquellas que poseen una fuente de abastecimiento de sedimentos importante como un río resultando una alta dinámica de entrada y salida de sedimentos.

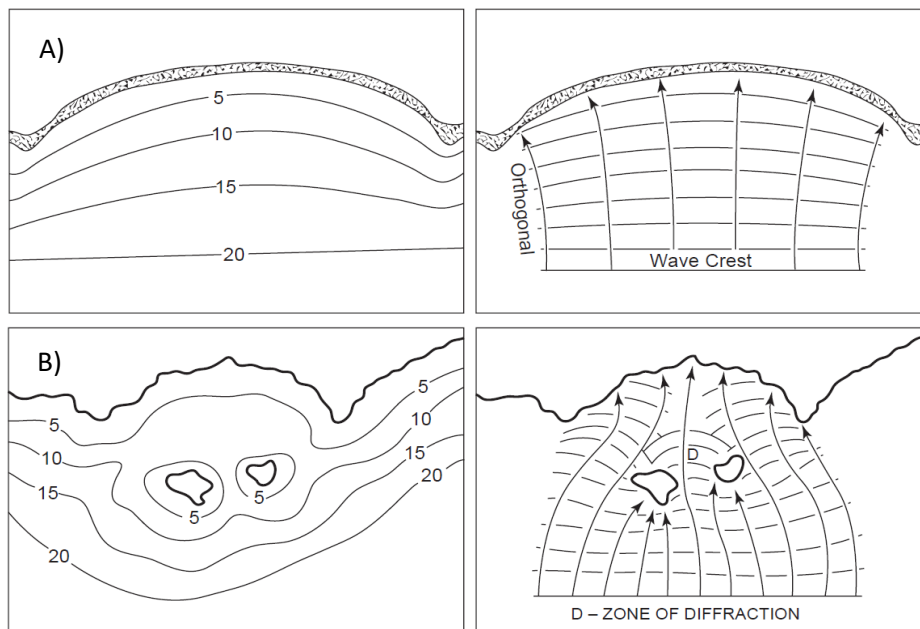
El primero en investigar la morfología de este tipo de bahías fue Halligan (1906 en Araya-Vergara, 1983) para la costa de Nueva Gales del Sur. Luego, Silvester (1960 en Araya – Vergara, 1983) las denomina bahías de medio corazón, concepto con el que se aproximan a una espiral logarítmica, forma propuesta por Yasso (1965 en Araya – Vergara, 1983). Silvester (1969 en Araya- Vergara, 2003) añade que las bahías en zeta se generan por la interacción de las olas de mar de fondo, que arriban a la línea de costa con promontorios en ángulo de 45° con respecto a su dirección general, con los sedimentos. Luego, Araya – Vergara (1983 y 1985 en Soto, 2005) emplea el término de ensenada en zeta para aludir a las bahías denominadas *headland bay* o bahías *crenulate*, aquellas en forma de espiral logarítmica (Lavalle & Lakhan, 1997 en Martínez, 2001; Soto, 2005).

Komar (1998 en Martínez, 2001) explica que, debido al proceso de refracción del oleaje, la energía se concentra en las salientes rocosas y se disipa en el interior de la bahía. Esto había sido previamente estudiado por Phillips (1985 en Martínez, 2001) quien señalaba que la refracción del oleaje está directamente relacionada con la curvatura de la bahía que se aproxima a la forma de una espiral logarítmica que es muy común a lo largo de líneas de costa.

En síntesis, el concepto de ensenada se puede entender como aquellas bahías y playas que se encuentran entre salientes rocosas, denominados promontorios o *headlands*, el cual genera refracción en la incidencia del oleaje, en donde la energía se concentra en la saliente y tiende a disminuir hacia el norte de la bahía, debido a la dirección sur - oeste que presentan los trenes de olas en las costas de Chile (Komar, 1998 en Martínez, 2001; Giménez, 2012).

Cuando los trenes de ola se aproximan a la línea litoral pueden encontrarse con obstáculos que modifiquen la incidencia de la onda en la ensenada, en otros términos, influyen en el arribo diferenciado a lo largo de la línea de costa (Villagrán, 2007), ocurriendo tres procesos. Uno de ellos mencionado anteriormente es la refracción, proceso en que cambia la dirección del oleaje debido a la disminución de la profundidad o cualquier objeto que haga disminuir la velocidad de propagación, por lo que las crestas tienden a ponerse paralelas a las isóbatas (Komar, 1998 en Villagrán, 2007) (Fig. 5a).

Fig. 5: Refracción del oleaje



A) Refracción dentro de una bahía. B) Refracción y difracción entre islas.

Fuente: Bird (2008).

Otros dos fenómenos que son condicionados por la topografía submarina y por la configuración de la línea de costa son la difracción que consiste en la convergencia de las olas ante la presencia de islas logrando pasar por entradas estrechas donde las olas se amplían (Bird, 2008). Davidson-Arnott (2010) señala que la difracción es el proceso mediante el cual la energía se transfiere lateralmente a lo largo de la ola. Esto ocurre en respuesta a cambios abruptos en la batimetría, por ejemplo, alrededor de promontorios, siendo responsable de la propagación de las olas tras el objeto (Fig.5b). Un tercer fenómeno es la reflexión en el cual la ola rompe con un obstáculo

que pueden ser costa rocosa, acantilados, diques, estructuras verticales, dando como resultado una onda reflejada y considerable disipación de energía (Davidson-Arnott, 2010).

El arribo diferencial del oleaje incidente a lo largo de la ensenada es denominado como **efecto de ensenada**, que corresponde a “*la interacción de factores geomorfológicos y oceanográficos que repercuten directamente en la distribución de las formas del litoral y en el comportamiento diferencial dentro de las ensenadas*” (Martínez, 2001, p.147) lo que fue demostrado a partir de los procesos litorales para las ensenadas de Valparaíso, Algarrobo y Cartagena (Martínez, 2001)

El *headland* corresponde al punto cero de la bahía, desde este punto hacia el norte la ensenada se puede dividir en zona proximal, media y distal, que está determinado en función de la dirección de la deriva litoral (sur – norte). Esto, para clasificar la incidencia del oleaje a lo largo de ella y la influencia en la morfología litoral, como por ejemplo tipos de zonas de rompientes, playas y dunas (Soto, 2005). En relación con esto, es importante reconocer la acción del oleaje en la dinámica sedimentaria a través de la caracterización de la zona de rompiente, ya que explica la variabilidad espacial y temporal de la morfología de playas y dunas (Soto et al., 2015). Esto fue demostrado anteriormente por Araya-Vergara (1996) al clasificar la dinámica litoral de Chanco y Arauco en función de la deriva litoral, concluyendo que el ancho del sistema dunar es menor en las zonas proximales (sur) para ir aumentando hacia las zonas distales (norte), determinando que la masa dunar crece a medida que los tipos de zonas de rompientes son más transversales y de características intermedias.

Similares resultados obtuvieron Soto & Arriagada (2007) para las ensenadas de Cachagua y Papudo, siendo en la primera muy relevante la influencia de la deriva litoral en el transporte de sedimentos, llegando a depositarlo en el norte de la bahía (zona distal). De igual manera Papudo presenta dunas en la zona distal de la ensenada. No obstante, presentan una gran diferencia en cuanto a la respuesta del oleaje debido a su posición relativa de la línea de costa y la forma litoral. Papudo presenta una bahía mucho más protegida que Cachagua, por lo tanto, dan cuenta de ensenadas con dinámicas muy diferentes, destacándose principalmente el ataque del oleaje y su influencia en la morfología de playa estacional en Cachagua.

2.3 PLAYAS DOMINADAS POR OLAS

Una playa corresponde a un depósito de sedimentos no consolidados desde la línea de más baja marea hacia el interior, hasta donde exista un cambio en la topografía o presencia de vegetación (Castro & Morales, 2006). Son zonas muy dinámicas, debido a las constantes modificaciones topográficas y morfológicas (Castro & Morales, 2006) en respuesta a los procesos del litoral cercano, las características del oleaje y la estructura de las masas costeras (Short, 1999b en Giménez, 2012). Los materiales que constituyen las playas dependen de las condiciones e intensidad del oleaje y de los materiales que constituyen las fuentes de alimentos, que pueden ser desde arenas muy finas hasta gravas (Castro & Morales, 2006).

Las playas dominadas por olas corresponden a aquellas en que su dinámica morfológica responde a la incidencia del oleaje. Este término fue propuesto por Short (1999 en Soto & Arriagada, 2007) y hace referencia a los tipos de zonas de rompientes en una playa en respuesta a la presencia de barras y surcos presentes en la topografía submarina y corrientes litorales asociadas, como corrientes transversales o de retorno y corriente longitudinal (Soto & Arriagada, 2007).

Wright & Short (1984 en Benavente, 2015) proponen un modelo de tipos de playas dominadas por olas que fue desarrollado durante 6 años en playas australianas. Corresponde a un modelo morfodinámico tridimensional que explica la relación entre la playa y el tipo de zona de rompiente que puede presentar cambios en las barras según la evolución de la energía incidente del oleaje (Wright & Short, 1984 en Benavente, 2015). Araya – Vergara (1996) propone una guía para la identificación de los tipos de zonas de rompientes en base al trabajo teórico realizado por Wright & Short (1984 en Araya-Vergara 1996) para su utilización en fotografías aéreas (Anexo 2). Los tipos de playas dominados por olas de menor a mayor energía son:

- Playas reflectivas (R): Son aquellas que presentan menor energía del oleaje. Se caracterizan por no presentar barras y surcos, lo que se traduce en la inexistencia de zona de rompientes, por lo tanto, rompen directamente en la cara de playa presentando pendientes empinadas. Las playas reflectivas y la zona de *swash* son estrechas. Por lo general, se ubican en zonas protegidas del oleaje directo.
- Playas intermedias: es el tipo de playa más común. En el continuum de tipos de playas se encuentran entre las reflectivas de baja energía y disipativas de alta energía. Se caracterizan por presentar una morfología muy inestable, dado que las barras pueden migrar rápidamente según las condiciones del oleaje y de los sedimentos (Benavente, 2015). Por estos motivos, según la disposición de las barras, surcos o discontinuidades de estas, se pueden identificar a través de rompientes o corrientes locales (Soto & Arriagada, 2007). Existen 4 tipos de playas intermedias:
 - a) Terraza de baja mar (LTT): de las playas intermedias es la que tiene menor energía. Presenta una barra o terraza unida a la cara de playa, por lo que la zona de *swash* es un poco más ancha que las playas reflectivas. Esta barra es de morfología homogénea, puede presentar pequeños *rip currents*.
 - b) Barra y rip transversal (TBR): posee barras y surcos perpendiculares y unidos a la costa. Estas corrientes transversales o también llamadas corrientes de retorno se asocian a intercambio directo de masa entre la zona de rompiente y el litoral afuera (Araya- Vergara, 1996). Comúnmente presentan cúspides de playa y la corriente longitudinal es casi nula.

- c) Barra y playa rítmica (RBB): Son playas que no presentan un orden diferenciable en su zona de rompiente. Esto se debe a que presentan una barra paralela a la costa de características heterogéneas, ya que posee diferencias de altitud, es decir, la barra presenta zonas de baja profundidad donde rompe el oleaje y sectores de mayor profundidad en donde el oleaje pasa directo para romper en la cara de playa. El *backswash* de ambas rompientes puede generar *rip currents* (Giménez, 2012). Debido a esto la zona de rompiente junto con la cara de playa poseen una morfología rítmica o semilunar.
- d) Barra y surco longitudinal (LBT): posee una barra continua paralela a la costa y separada de ella por un surco, que puede presentar corrientes de retorno. Poseen dos líneas de rompientes, la primera rompe con la barra y la segunda con la cara de playa. En ellas predomina la corriente longitudinal o de deriva donde los sedimentos se distribuyen como resultado de un intercambio restringido a la zona de rompiente (Araya- Vergara, 1996).
- Playas disipativas (D): Son las playas de mayor energía. Se ubican en costas expuestas al oleaje directo. Poseen una zona de surf muy ancha, con dos o más rompientes, alcanzando aproximadamente los 200 metros de amplitud. Se caracterizan por poseer muy baja pendiente, en donde las olas rompen y disipan su energía (Giménez, 2012).

2.4 PERFILES DE PLAYA Y CONDICIÓN GLOBAL DE ATAQUE

La morfología de playa se debe principalmente a la incidencia del oleaje y el balance sedimentario que presente, lo que deriva en la variación espacio- temporal en los perfiles de playa (Martínez, 2001; Giménez, 2012). La variación más común y que varios autores hacen referencia es la diferencia entre perfiles de playa de invierno y verano. Castro & Morales (2006) hacen referencia a una variación estacional del perfil de playa; donde en invierno el oleaje de tempestades erosiona la playa y, por el contrario, en verano se deposita material dejando una playa de suave pendiente.

Estos perfiles (invierno - verano) corresponden a la primera clasificación de perfiles de playa que fue propuesta por Shepard & La Fonda (1940 en Benavente, 2015) en 1936 para el sur de California. Observaron una variación estacional asociado al clima de la ola. En esta misma línea, Saville (1950 en Araya- Vergara, 1986) distingue el perfil de tormenta y el perfil de verano y Shepard (1950 en Araya- Vergara, 1986) clasifica perfiles para la costa del pacífico en perfiles de invierno o cóncavos y perfiles de verano o convexos.

Davis (1982 en Araya- Vergara, 1986) argumenta que la clasificación basada en variaciones estacionales presenta malas interpretaciones, dado que una variación en la energía de la ola no necesariamente corresponde a una variación estacional. Por lo tanto, Araya- Vergara (1986)

señala que trabajos posteriores prefieren una clasificación genética como la propuesta por el Centro de Investigación de Ingeniería Costera (1973 en Araya- Vergara, 1986) que establece perfiles erosivos y acrecionales.

Sin embargo, Araya- Vergara (1986) al trabajar a lo largo de la costa de Chile con 380 perfiles indica que una clasificación genética no es suficiente, ya que pudo observar que un perfil erosivo no siempre es sinónimo de tormenta, dado que encontró evidencias que muestran acreción en tiempo de tormenta, además de encontrar perfiles simples, compuestos y complejos, con partes erosivas y acrecionales. De este modo, el autor propone un sistema taxonómico que integra morfología y genética. La morfología hace referencia a la secuencia de elementos que pueden ser simples, complejos y compuestos. Mientras que con genética hace alusión a procesos erosionales, acrecionales o mixtos (Anexo 3).

Formas presentes en los perfiles de playa como micro acantilados, *beach cusps*, plataformas, entre otras, permiten identificar la energía incidente del oleaje (Benavente, 2015). Esto puede ser cuantificado a través del concepto de Condición Global de Ataque (CGA) que se entiende como “*el conjunto de requerimientos necesarios para que una forma determinada del litoral sea atacada por el oleaje*” (Araya – Vergara, 1983, p. 4). La CGA puede ser baja (puntaje menor a 15), media (entre 16 y 30) y alta (mayor a 30) (Araya-Vergara 2004 en Villagrán, 2007) (Anexo 4).

2.5 DUNAS LITORALES

Las dunas litorales corresponden a acumulaciones eólicas de arena que se dan en zonas costeras donde existe un gran aporte de sedimentos que está disponible para ser transportado por el viento (Martínez, 2008 en Benavente, 2015). Se ubican desde la playa posterior debido a la existencia de vientos, disponibilidad de sedimentos, acción de las olas, topografía y vegetación, esta última siendo de gran importancia en el control de la sedimentación (Tavares, 2003). Por lo tanto, están constituidas por “*arenas procedentes de la playa que se acumulan por encima del nivel de marea alta*” (Nordstrom et al., 1990 en Gutiérrez, 2008, p. 415).

La formación de una duna litoral se debe a la disponibilidad de sedimentos en la playa adyacente y vientos capaces de movilizar esta arena. Según lo señalado por Gutiérrez (2008) el viento puede movilizar granos de arena de tamaño entre 0,1 y 0,3 mm. Los sedimentos que forman las dunas litorales provienen de la abrasión marina sobre formaciones rocosas o por la erosión provocada por los ríos, los cuales acarrearán el sedimento y lo depositan al llegar al mar. Una vez ahí, estos son transportados por la corriente litoral y depositados en el litoral, específicamente en el estrán arenoso quedando al descubierto en marea baja, momento en que las arenas se encuentran más secas y son transportadas por el viento hacia el interior del continente (Börgel, 1963). Según Short & Hesp (1999 en Benavente, 2015) en playas disipativas se genera un flujo de viento más efectivo para el transporte de arena producto de la menor pendiente siendo menos

disturbado que en playas reflectivas, por lo tanto, es posible encontrar mayor extensión de dunas en playas de este tipo.

2.5.1 Clasificación de dunas

Existen varios tipos de clasificaciones según los factores dominantes en la formación de las dunas, por estos motivos, algunas de las clasificaciones según Davies (1978, Nordstrom, 1990 en Peña - Cortés et al., 2008) son en base a un conjunto de variables como, edad, origen, orientación, morfología, morfodinámica litoral o una combinación de ellas.

La vegetación es un elemento importante en la modelación de las dunas (Goldsmith, 1978 en Peña - Cortés et al., 2008) y es de gran relevancia en su evaluación y clasificación (Tavares, 1996 en Peña- Cortés et al., 2008). De acuerdo con esto, algunos autores las han clasificado a partir de la presencia o ausencia de vegetación como Pye (1983 en Davidson- Arnott, 2010) que hace una distinción entre dunas impedidas, aquellas que están fijadas por vegetación y dunas transgresivas, en donde la vegetación está ausente y la arena se moviliza fácilmente por acción del viento. Del mismo modo, Van Der Meulen & Jungerius (1989 en Peña-Cortés et al., 2008) las clasifica como dunas estabilizadas (con vegetación) y dunas activas (sin vegetación). Strahler (1994) las señala como dunas fijas o inactivas cuando presentan vegetación que impide el avance de la duna y dunas vivas o activas aquellas que no poseen vegetación y que cambian de forma constantemente por acción del viento.

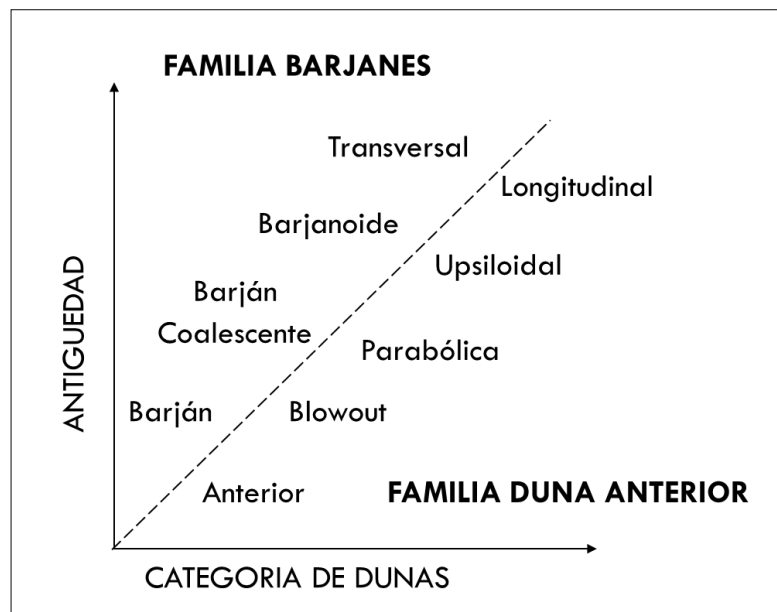
Castro (1992) agrega otra característica importante para la clasificación de las dunas que tiene relación con la actividad dunaria a través del tiempo geológico y el resultado de diferentes generaciones de dunas producto de *“pulsaciones de períodos favorables a la actividad dunaria y de otros, en que han predominado los procesos de formación de suelos, favoreciendo la fijación de las dunas”* (Castro, 1992, p. 54). Esto coincide con lo que señala Veloso (2005, p. 66) *“los pulsos dunares se generarían por periodos de actividad (en relación con el abastecimiento de arena) seguidos de periodos prolongados de inactividad. Esto, puede deberse a cambios climáticos, cambios eustáticos, diferencia en la carga sedimentaria fluvial o cambios en la relación litoral afuera - sistema fluvio - estuarial”*. Por lo tanto, las características morfológicas y sedimentológicas sirven para determinar la edad de las dunas (actuales, medias, antiguas) (Araya- Vergara, 1989 en Veloso, 2005). Conforme a lo anterior, Castro (1992, p. 54) clasifica las dunas en *“dunas actuales activas libres de vegetación y cubiertas dunarias antiguas estabilizadas por la vegetación”*.

Anterior a esto, Paskoff (1970 en Giménez, 2012) identificó tres generaciones de dunas en el norte chico y las clasificó de acuerdo con su antigüedad: dunas antiguas pleistocénicas o paleodunas, que se caracterizan por estar en niveles altos y presentan una pérdida de su morfología característica; dunas estabilizadas holocénicas, de morfología alargada y

colonizadas naturalmente por vegetación y; dunas libres, aquellas que avanzan sobre formaciones más antiguas.

Araya - Vergara (1987 en Benavente, 2015) generó una clasificación morfológica y morfogenética según la evolución individual o compartida hacia formas más complejas, cuestión que se conoce como secundarización según el continuum dunar (Fig. 6). Esta evolución parte de dos familias de dunas: familia de duna anterior, originadas desde la anteduna que se forman por retención de arena debido a la presencia de vegetación (nebkas) y familia barjanes que provienen de formas libres (Araya, 2010) que se generan desde manchas de arena seca sin obstáculos (barján) y son derivadas directamente de la playa (Velo, 2005; Aqueveque, 2008; Arriagada, 2007). Luego, existe una redistribución de masa o coalescencia de estas dunas primarias, que evolucionan de manera individual o compartida, transformándose en unidades morfológicas más complejas llamadas dunas secundarias (Velo, 2005).

Fig. 6: Continuum dunar



Fuente: Aqueveque, 2008.

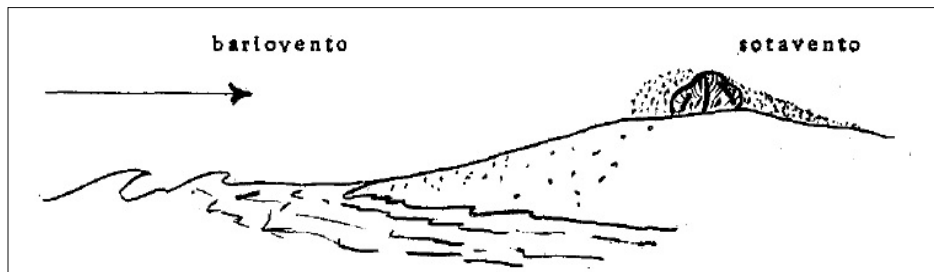
Familia duna anterior:

Duna anterior o anteduna: unidad morfológica formada por la retención de dunas a partir de vegetación (nebkas).

La formación de una nebka ocurre una vez que el viento ha transportado las arenas y estas han sido abandonadas frente a un obstáculo (vegetación o piedrecillas) (Castro & Morales, 2006). De esta manera, comienzan a acumularse a barlovento del obstáculo aumentando en altura hasta igualarlo (Börgel, 1963). Luego, sobrepasa el obstáculo desarrollando una cola de duna a

sotavento de este (Börgel, 1963) (Fig. 7) y otra parte es removida por un torbellino que se origina detrás de la duna y transporta los granos a la duna adyacente (Castro & Morales, 2006). Cuando la duna deja de crecer en altura comienza el transporte de sedimentos a la duna siguiente, es decir, comienza a desplazarse en la dirección del viento (Castro & Morales, 2006).

Fig. 7: Formación de nebkka



Fuente: Börgel (1963)

Las nebkas tienen una forma de montículo, mientras que la anteduna es un cordón paralelo a la playa, en otras palabras, la anteduna es un conjunto de nebkas (Castro, 1985 en Giménez, 2012). Su perfil transversal presenta cambios estacionales, ya que en invierno puede ser erosionada y en verano se vuelve a reconstruir (Paskoff & Manríquez, 2004). Cuando existe una ruptura de un cordón de anteduna en un lugar donde generalmente no existe vegetación, se origina un *blowout* que se considera como el primer paso para la formación de una duna parabólica (Veloso, 2005). “*Los blowouts son morfologías producidas por deflación y constituyen depresiones cerradas en arenas eólicas sueltas hasta el límite de las raíces de las plantas*” (Livingstone & Warren, 1996 en Gutiérrez, 2008, p. 379). Comienzan a formarse cuando la vegetación es escasa, lo que disminuye la rugosidad aumentando la superficie de erosión y exportación de los sedimentos (Gutiérrez, 2008).

Depresión interdunaria: espacio de topografía baja paralela a la anteduna, se encuentra entre esta y las dunas libres interiores, corresponde a un espacio de flujo activo de sedimentos (Castro, 1985 en Lagos, 2013). Se caracteriza por ser un área húmeda debido a la cercanía de la napa freática con la superficie, en algunas ocasiones es ocupada por una laguna litoral (Peña- Cortés et al., 2008).

Duna parabólica: Tipo de duna que deriva de los *blowouts*. Son elongadas por el viento adquiriendo forma de “U” o “V” apuntando sus brazos a barlovento “*pudiendo evolucionar hacia una duna upsiloidal cuando sus brazos se alargan a tal punto que se transforman en largas y estrechas alineaciones, paralelas entre sí*” (Veloso, 2005, p.12).

Duna longitudinal: derivan de una duna upsiloidal cuando esta se convierte en dos cordones paralelos, vegetalizados e independientes entre sí, orientados en la dirección del viento (Veloso,

2005; Giménez, 2012). Por este motivo, se alargan sobre cientos de metros separados por corredores de algunos metros de profundidad (Paskoff & Manríquez, 2004).

Familia Barjanes:

Barján: o también llamada “de arco”, es una acumulación aislada de arena por el viento, sin vegetación (Paskoff & Manríquez, 2004), posee forma de media luna con sus cuernos en la misma dirección del viento (sotavento) debido a que estos se movilizan más rápido que el cuerpo principal (Benavente, 2015). Se caracteriza por una suave pendiente a barlovento y una abrupta pendiente a sotavento. En esta última pendiente se generan remolinos con corrientes de convección que originan la forma de arco (Börgel, 1963). Cuando existe un conjunto de barjanes, que siguen manteniendo su forma se denominan **barjanes coalescentes**, si aquellos se unen perdiendo su morfología individual se denominan **barjanoides** (Veloso, 2005).

Duna transversal: su forma elemental es el barján. Se constituye una vez que los barjanoides forman una cresta homogénea orientada de forma transversal o perpendicular al viento (Veloso, 2005). Posee gran carga de material y al igual que el barján posee forma asimétrica, por lo que la ladera de barlovento suele ser convexa y de pendiente suave. Al contrario, la ladera de sotavento es de pendiente más fuerte y cóncava (Ottmann, 1967).

La ladera que da al viento, por lo general, presenta pequeñas ondulaciones llamadas *ripples* que son “*acumulaciones eólicas más pequeñas y constituyen la respuesta inicial de las superficies arenosas al transporte por el viento*” (Gutiérrez, 2008, p. 358). Se posicionan perpendiculares al viento, pero sobre laderas se encuentran oblicuos por la gravedad (Gutiérrez, 2008). Aportan información del momento, ya que se pueden formar en pocos minutos, por ende, indican la dirección del viento y el tipo de transporte (Benavente, 2015).

Una última unidad morfológica que puede ser diferenciada por su origen y las características que presenta se denomina **aspersión**. Según Arriagada (2007) son zonas de material arenoso que no conforma una estructura bien diferenciada, por lo que indican fuerte influencia del viento y aporte de sedimentos. En el caso de estudio de la geomorfología estuarial del río Choapa (Arriagada, 2007) el campo de aspersión eólica fue formado por el desmantelamiento del campo de dunas transversales.

2.6 SISTEMAS DE DESEMBOCADURAS

2.6.1 Tipos de desembocaduras

Las desembocaduras son sistemas costero- litorales en donde la red hídrica como ríos y esteros descargan sus aguas y sedimentos al mar, por lo tanto, se pueden considerar como un sistema de gran dinamismo dado el intercambio de materia y energía entre el ambiente marino y continental (fluvial) (Venegas, 2014).

Según Araya - Vergara (1981) existe un continuum de tipos de desembocaduras en que se identifican delta y estuario en los extremos y delta estuarial en una fase de transición; no obstante, para el autor estuario es un término hidrológico, porque ocurren fenómenos estuariales en brazos distributarios de deltas. En este sentido, propone utilizar el término ría que es la forma sobre la cual se desarrolló el estuario. Por lo tanto, propuso denominar a los deltas estuariales como deltas en ría, a aquellos deltas interiores formados en valles anegados por el mar (Araya-Vergara, 1981).

En Chile el desarrollo de rías se vio favorecido por las fases transgresivas más próximas al actual, permitiendo la presencia de rías hacia el máximo transgresivo. En estas rías existió una tendencia a la colmatación por sedimentos debido a la elevación del nivel de base, permitiendo la acumulación de bancos desde el interior hacia el mar, lo que se conoce como deltas en ría (Araya- Vergara, 1981). Estos deltas no avanzan hacia el mar por la alta energía del oleaje y otros factores oceanográficos, evidenciándose en la construcción de formas deposicionales en la desembocadura como barreras y flechas litorales (Araya-Vergara, 1981).

En síntesis, en el continuum de tipos de desembocaduras es posible establecer a las rías como aquellas desembocaduras o valles fluviales que se encuentran anegados por el mar, donde el hundimiento excede a la acumulación de sedimentos (Egorov, 1970 en Araya- Vergara, 1981). Perillo (1995 en Arriagada, 2005) señala a las rías como estuarios, ya que están dominadas por la mezcla de agua dulce y salada. En la fase de transición es posible encontrar deltas en ría (o delta estuarial), que se caracterizan por presentar exceso de sedimentos sin extenderse hacia el mar producto de la mayor energía del oleaje ante la energía fluvial (Araya- Vergara, 1981). En el otro extremo del continuum se encuentran los deltas, aquellos tipos de desembocadura donde la acumulación de sedimentos excede el hundimiento (Egorov, 1970 en Araya- Vergara, 1981) frente a la desembocadura de un río, donde el aporte de sedimentos supera la redistribución por procesos marinos (Gutiérrez, 2008).

Debido a la complejidad y las características únicas que puede presentar cada desembocadura, la geomorfología de estas ha sido estudiada en pocas ocasiones en nuestro país, por esta razón existen pocas clasificaciones al respecto. Una de ellas es de Araya- Vergara (1982) que clasifica tipos de sistemas de desembocaduras presentes en Chile según el contexto morfoclimático en el que se desarrollan patrones de desembocaduras. De acuerdo con lo propuesto por el autor:

- Desde el extremo norte de Chile hasta el delta de Chañaral ($26^{\circ}20'$) corresponde a una **zona de deltas distales**.
- En la zona central se identifica una **zona de rías progradadas**, localizadas en un clima semiárido con la presencia de ríos exorreicos que se caracterizan por abundante carga sólida dada las condiciones de semi - aridez (Arriagada, 2005) y se ubican desde el río Copiapó ($27^{\circ}20'$) hasta el río Maipo ($33^{\circ}47'$). También existe una **zona de deltas en ría**

en donde la energía fluvial es la suficiente para abastecer de sustancia deltaica y la energía marina suficiente para impedir la progradación hacia el mar. Esta se localiza entre el río Rapel (34°) y el río Biobío (37°) y se ubican los campos de dunas de mayor importancia.

- Más al sur, entre el río Imperial (38°45') y el río Maullín (41°37'), se encuentra una **zona de rías** en que los ríos no disponen de mucha materia para generar deltas en ría. Por último, es posible distinguir una **zona de deltas de cabecera de fiordos** exclusivamente en las costas de fiordos de la Patagonia.

2.6.2 Estuario

Una de las tantas definiciones de estuario es entregada por Pritchard (1967 en Bird, 2008, p.299) que lo define como *“un cuerpo de agua costero semiencerrado, que tiene una conexión libre con el mar abierto y dentro del cual el agua de mar es mensurablemente diluida con agua dulce derivada del drenaje terrestre”*. Bird (2008) señala que esta definición no toma en cuenta las mareas o la morfología, por lo tanto, define de manera alternativa un estuario como la parte hacia el mar de un sistema de valle ahogado sujeto a la mezcla de agua dulce y salada y al aporte de sedimentos marinos y de la cuenca. Además, añade que la morfología del estuario representa el ajuste entre la capacidad del canal y el volumen de agua que entra y sale por las oscilaciones de las mareas.

Dalrymple et al., (1992) señala que el estuario ocupa un área de la desembocadura donde las salinidades varían entre 0,1 ‰ y 0,32‰ aproximadamente. Esta definición es recomendada cuando se tratan procesos químicos y biológicos en la transición fluvio-marina, sin embargo, para procesos geomorfológicos tiene un uso limitado, puesto que en el estudio de los depósitos la distribución de litofacies está determinada por procesos físicos como la influencia del río, las olas, y las mareas.

En este sentido, Dalrymple et al., (1992) define un estuario como una fracción de un sistema de valles inundados que recibe sedimentos fluviales y marinos. Por ende, contiene facies influenciadas por procesos fluviales, de mareas y del oleaje. Extendiéndose desde las facies de marea en la zona proximal hasta el límite marítimo de las facies costeras en la zona distal. Además, el autor señala que en esta definición está implícito el hecho de que los estuarios solo se pueden formar por el aumento relativo del nivel del mar. En relación con esto, Arriagada (2005, p. 9) añade que *“si aumentan los aportes sedimentarios o baja la velocidad eustática, el estuario se rellena y se convierte en delta (...) por lo que estuario y delta no son excluyentes, puede darse la existencia de estuarios dentro de deltas”*.

Un ejemplo que demuestra el estudio de facies en estuarios fue realizado por Hervé et al. (2003) para el área de Algarrobo en Chile central, en el cual expone las condiciones en que fueron

depositados los sedimentos fluviales y marinos, a la vez que indican la existencia de una transgresión marina y elevación tectónica. La columna estratigráfica que se analizó presentaba, a rasgos generales, un estrato de sedimentos fluviales de arena blanca amarillenta de grano grueso en el fondo, por encima arenas de color gris oscuro y de grano fino a medio con abundante materia orgánica intersticial, fósiles marinos y restos vegetales, y más cercano a la superficie arena blanca amarillenta de grano grueso. Según la composición similar que tienen los depósitos fluviales, se infiere que fueron depositados bajo un régimen del río similar y parecido al que posee en la actualidad. El horizonte marino posee una edad comprendida entre 6.640 y 6.300 años AP, es decir, fue depositado en el Holoceno medio, indicando niveles altos del mar y la transgresión marina del Holoceno medio en Chile central (Hervé et al., 2003).

Producto de este gran dinamismo se señalan a estos ambientes costeros como ambientes de gran complejidad, ya que en ellos interactúan factores hidrográficos, oceanográficos, químicos y biológicos, lo que produce dinámicas únicas en cuanto a su geomorfología y evolución (Martínez & Cortez, 2008).

2.6.3 Zonificación de un estuario

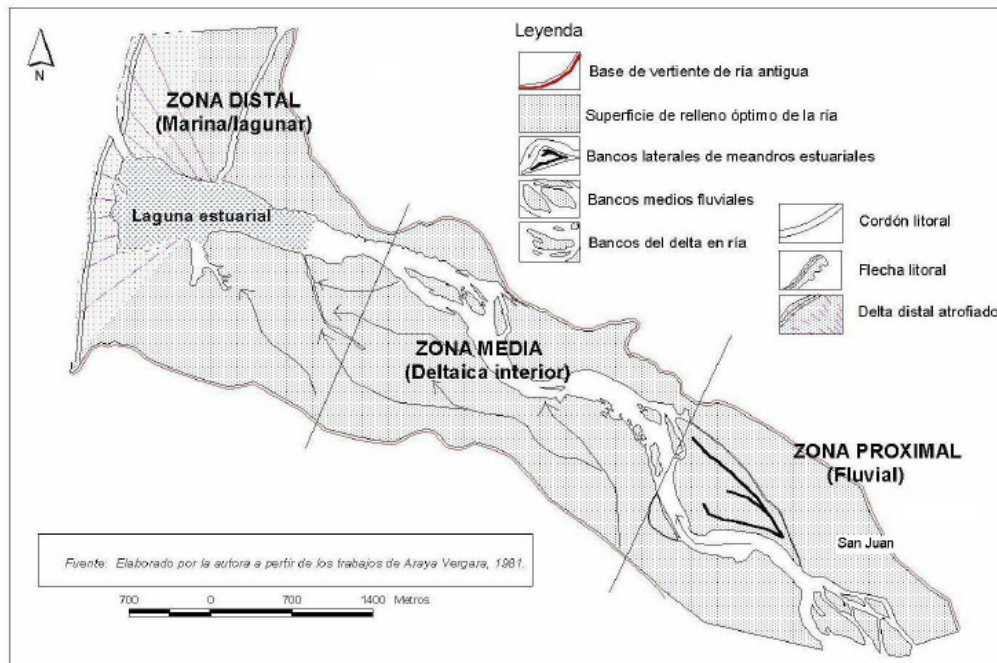
Araya - Vergara (1981) analizó la morfología de deltas en ría o deltas estuariales de la zona centro-sur de Chile (ríos Maipo, Rapel, Mataquito e Itata) y planteó una zonificación de estos sistemas basándose en las formas que presentan; no obstante, como su nombre lo señala se desarrollan en rías colmatadas, que consisten en valles fluviales frente a las desembocaduras elaborados en la roca fundamental del zócalo o en materiales blandos de las terrazas marinas (Araya-Vergara, 1981). En ellas, es posible deducir el óptimo del relleno moderno a partir de las alturas de la plataforma de la terraza baja principal. Estas rías colmatadas contienen los siguientes elementos y a partir de ellos es posible identificar tres zonas (Fig.8):

- 1) **Zona fluvial** con meandros estuariales. El cuerpo de agua se presenta en forma de un canal único con las orillas de resbalamiento cuspidadas por la acción de las corrientes de flujo y reflujos en estos meandros.
- 2) **Zona deltaica interior** con bancos medios y distributarios. Se produce un cambio en el patrón de los canales, presenciando un patrón anastomosado. Los bancos medios son de morfología oblonga muy largos o romboidales, orillas cóncavas y convexas y puntas en cuerno por las corrientes de flujo y reflujos.
- 3) **Zona lagunar** con laguna distal semi bloqueada por barrera litoral o flecha, una barrera o flecha exterior. Cuando la barrera se rompe se forman un canal que une la laguna estuarial con el mar denominado *inlet*, dando origen a dos flechas, norte y sur. Estos elementos morfológicos presentan variación en su forma y localización, sin un patrón definido (Ibarra, 2013) debido a las condiciones fluviales y oceanográficas. La

migración y cierre de un *inlet*, por lo general, ocurren en ambientes micro mareales, dominados por el oleaje y con fuertes variaciones estacionales de los ríos como del oleaje (Tung et al., 2009). La migración depende de factores como la magnitud de la deriva litoral, la velocidad de las corrientes de reflujo y la composición de los bancos (Fitzgerald, 1988 en Tung et al., 2009), este último de gran relevancia, dado que, si la barrera está compuesta por sedimentos consolidados, se produce menor erosión y el *inlet* tiende a la estabilidad (menor migración) (De Alteris y Byrne, 1975 en Tung et al., 2009).

Esta clasificación de Araya - Vergara (1981) ha sido utilizada en algunas investigaciones de sistemas estuariales de la zona central de Chile para aportar al conocimiento geomorfológico de ellos. Tal como son los estudios del estuario del río Maipo (Arriagada, 2005) (Fig.8), el estuario del río Aconcagua (Martínez & Cortez, 2008), estuarios de los ríos Copiapó y Choapa (Arriagada, 2007), paleoestuario del río Copiapó (Soto et al., 2010) y estuario del Maule (Venegas, 2014). Así pues, el estudio del estuario del Aconcagua es de gran importancia para esta investigación debido a la influencia de los aportes sedimentológicos de este río a la conformación del campo dunar de Ritoque.

Fig. 8: Elementos morfológicos según zonificación estuarial



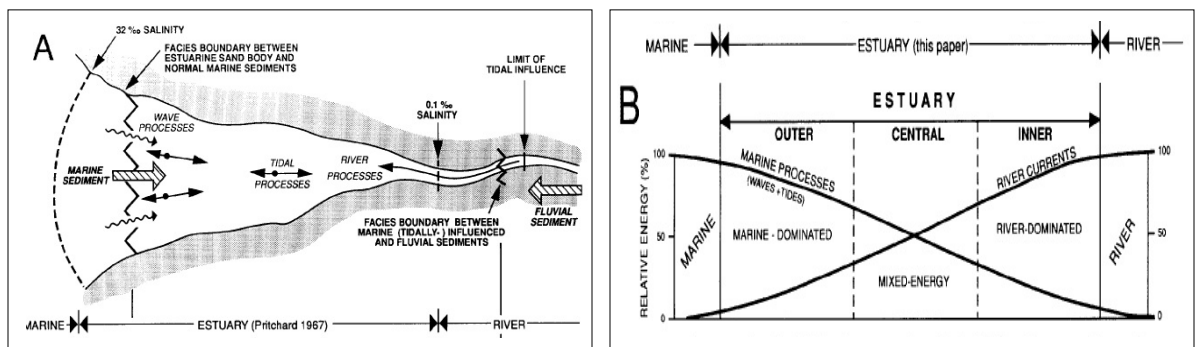
Fuente: Arriagada (2005).

Dalrymple et al., (1992) presenta una zonificación similar a la anterior, a partir de los tres factores que controlan la morfología de los estuarios que son la energía y procesos fluviales, energía del oleaje y las mareas. Cada uno de estos factores posee un alcance dentro del estuario,

dominando cada uno en ciertas partes de una desembocadura, relacionándose cada uno de ellos con la distribución de facies, por lo que zonificó un modelo estuarial en tres partes (Fig. 9) (Dalrymple et al., 1992), (se menciona como un modelo dado que los factores que influyen en el desarrollo de un estuario varían según las condiciones que presente cada uno):

- 1) **Zona interior (o proximal):** existe dominancia del río por sobre la influencia marina. posee sedimentación gruesa transportada aguas abajo.
- 2) **Zona central o media:** existe un equilibrio de la dominación de fuerzas fluviales como marina. Existe energía mínima, por lo tanto, se depositan los sedimentos más finos que resultan de la convergencia de ambas cargas.
- 3) **Zona exterior (o distal):** en ella dominan las fuerzas marinas (oleaje y mareas), por ende, hay presencia de sedimentación gruesa (arenas) transportadas aguas arriba.

Fig. 9: Zonificación de un estuario respecto al dominio de factores marinos y fluviales



Fuente: Dalrymple et al., (1992).

2.6.4 Clasificación de estuarios

Perillo & Piccolo (2013) entregan una clasificación física para estuarios, que son las que normalmente se usan para describir estos sistemas, las que coinciden con las que plantea Serrano (2013). A continuación, se presentan aquellas clasificaciones más utilizadas en investigaciones geomorfológicas:

- Clasificación por mareas:

Davies (1964 en Perillo & Piccolo, 2013) divide los estuarios según el rango de mareas, estos son micromareales ($H < 2$), mesomareales ($2 \leq H \leq 4$ m) y macromareales ($H > 4$ m). Perillo & Piccolo (2013) agregan que es necesario dividir el rango macromareal en dos tipos: macromareales ($4 \leq H \leq 6$) e hipermareales ($H > 6$ m). La variación del rango de marea tiene estrecha relación con la velocidad de la corriente de marea según la forma del estuario, por lo

tanto, Dyer (1997 en Serrano, 2013) propone otra clasificación basada en la relación entre convergencia y fricción:

- **Clasificación según convergencia y fricción:**

1. **Estuarios hipersíncronos:** la convergencia supera a la fricción. Corrientes y rangos de marea aumentan hacia el interior del estuario. En la zona de dominio fluvial la convergencia disminuye y aumenta el efecto de la fricción, disminuyendo la amplitud y velocidad de las mareas. Son estuarios con forma de embudo (Serrano, 2013).
2. **Estuario síncronos:** la fricción y la convergencia tienen efectos iguales y opuestos en la marea. El rango es constante en el estuario hasta que se alcanza la zona fluvial (Serrano, 2013).
3. **Estuarios hiposíncronos:** la fricción excede a la convergencia. El rango de marea disminuye a lo largo del estuario y las mayores velocidades se dan en la zona distal. Son estuarios de bocas angostas (Serrano, 2013).

- **Clasificación por salinidad:**

Cameron y Pritchard (1963 en Serrano 2013) clasificaron los estuarios según la estratificación salina basada en los niveles de estabilidad. Estos son:

1. **Estuarios altamente estratificados de cuña salina y de fiordos:** predomina el flujo del río por sobre las mareas, donde el agua dulce se ubicará sobre el agua salada con una interfase o haloclina, ya que es menos densa y fluirá hacia el mar por encima de ella. La ubicación de la cuña salina varía según el flujo del río (Serrano, 2013).
2. **Estuarios parcialmente mezclados:** las mareas adquieren mayor importancia dado que el movimiento entre baja y pleamar en fricción con el fondo provoca turbulencias permitiendo la mezcla de agua dulce y salada (Serrano, 2013).
3. **Estuarios bien mezclados o verticalmente homogéneos:** el flujo de las mareas supera al flujo del río, por lo que se dan en condiciones macromareales. El rango de mareas es mayor en relación con la profundidad del agua, la turbulencia producida con el fondo es de importancia en la mezcla de la columna de agua completa y hacer al estuario verticalmente homogéneo (Serrano, 2013).

- **Clasificación morfológica:**

Dalrymple et al., (1992) vincula la distribución de facies y la morfología al interior del estuario con la energía del oleaje, de las mareas y del río. Comprende dos tipos de estuarios que son:

- 1) **Estuarios dominados por olas:** predomina una energía alta del oleaje. Las ondas del oleaje provocan que los sedimentos se muevan a lo largo de la costa, formando en su boca, barreras, flechas o barras, que protegen al estuario de la fuerza del oleaje. La acción de las mareas es baja, no obstante, si esta aumenta se mantienen las entradas en el estuario. En este proceso gran parte de la energía se disipa por fricción en la entrada. La energía fluvial disminuye hacia el mar producto de la disminución del gradiente hidráulico. Este tipo de estuario presenta dos máximos de energía, uno en la zona proximal por la energía fluvial y otro en la zona distal producido por la energía de las olas y en el centro se puede encontrar un mínimo de energía. En consecuencia, las litofacies se distribuyen en granos finos en el centro y granos gruesos en la parte proximal y distal (Dalrymple et al., 1992).
- 2) **Estuarios dominados por mareas:** se ubican en zonas macrotidales. La energía de marea domina en la boca del estuario, debido a su forma característica de embudo. La entrada de la marea se comprime y se incrementa su velocidad que luego disminuye a 0 en la cabeza del estuario. La energía fluvial desciende hacia el mar y su máximo se ubica en la zona proximal. En tanto el máximo de energía mareal, se desplaza hacia el interior del estuario, por ende, la zona de equilibrio de energía también se desplaza hacia el interior. La distribución de facies tripartitas no es tan evidente, porque las arenas se desplazan a lo largo del estuario por los canales de marea (Dalrymple et al., 1992).

Según señala Dalrymple et al. (1992) los estuarios dominados por ríos no existen, porque la influencia del río determina la velocidad en que se llena el estuario y no la morfología del estuario. Sin embargo, Cooper (1993) señala que sí existe este tipo de estuario a partir del estudio del estuario Mgeni en Sudáfrica;

- 3) **Estuarios dominados por los ríos:** Se asocian a alto suministro de sedimento fluvial y condiciones que no favorecen la progradación en la costa debido a la energía del oleaje. En el caso del estuario Mgeni no presenta división tripartita de facies como estuarios microtidales, tampoco bancos de arena alargados como en estuarios dominados por mareas. La energía fluvial se extiende hasta la boca del estuario producto de las inundaciones periódicas y la deposición por mareas de inundación que ocurre esporádicamente, por lo tanto, presentan división bipartita de facies. La principal diferencia entre estos estuarios y aquellos dominados por las olas es que los dominados por ríos no muestran cambios evolutivos bajo condiciones estables del nivel del mar y mantienen un equilibrio morfológico, dado que los procesos sedimentarios siguen un camino cíclico dominados por impactos de inundaciones inmediatos y ajustes a largo plazo después de las inundaciones (Cooper, 1993).

Cooper (1993) menciona los estudios de deltas en ría realizados por Araya -Vergara (1985 en Cooper, 1993) dado que presentan condiciones similares como son; territorios costeros con

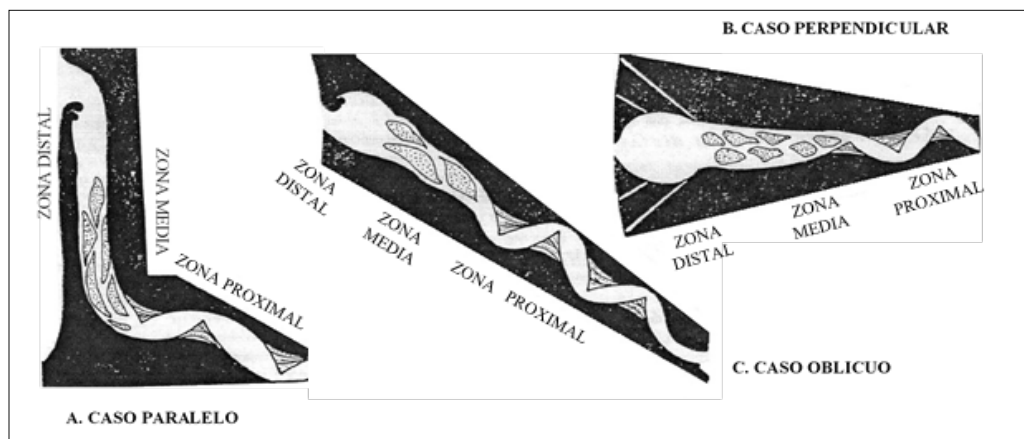
pendiente topográfica y precipitaciones estacionales comparables a las de Natal y señala que son comparables, ya que en los deltas en ría de Chile la progradación costera también se restringe por la energía del oleaje

- **Clasificación según la orientación en respuesta al swell**

Araya- Vergara (1985 en Venegas, 2014) propuso una clasificación para deltas estuariales según la configuración u orientación que presentan estas desembocaduras en respuesta a la acción de la energía del oleaje (*swell*), influenciando la morfología que presentan en su interior. Se identifican tres tipos (Fig.10):

- 1) **Delta estuarial paralelo:** lecho de río recto desviado por una barrera o flecha, quedando el curso de agua paralelo a la costa. La flecha que desvía la desembocadura, indica gran aporte de sedimentos desde el sur extendiéndose hacia el norte por la deriva litoral.
- 2) **Delta estuarial transversal:** rías posicionadas de forma perpendicular a la línea de costa con aportes fluviales significantes. Sus bancos son más cortos de forma cuspidada producto de la interacción del oleaje y mareas.
- 3) **Delta estuarial oblicuo:** se presentan oblicuos a la línea de costa. sus bancos son más largos que en el caso anterior, porque la energía del oleaje es menor. La deriva a lo largo de la costa impide la descarga del río produciéndose una flecha recurvada en la boca

Fig. 10: Tipos de deltas en ría en reacción a la influencia del oleaje



Fuente: Araya- Vergara (1981).

CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA

3.1 PROCEDIMIENTOS

Para lograr un completo análisis de la evolución costera que ha sufrido la ensenada de Concón - Ritoque en los últimos 10 años, fue necesario recopilar información bibliográfica sobre los factores que inciden en la geomorfología del área de estudio (geología, climatología, hidrología), esto con la finalidad de obtener una contextualización de las dinámicas presentes en el área de estudio. Cabe señalar que la ensenada ha sido estudiada en varias investigaciones las que fueron utilizadas como insumo con la finalidad de comparar estos resultados con aquellos trabajos. Esto último, con el propósito de poder seguir a lo largo de los años la dinámica costera y los cambios geomorfológicos más importantes que presenta esta bahía a modo de actualización.

Objetivo 1:

Para la caracterización de la dinámica costera presente en el litoral cercano y playa se utilizó la metodología propuesta por Lagos (2013) que consistió en la realización de un diagrama de refracción, identificación de tipos de zonas de rompientes y evaluación de la condición global de ataque, como se describe a continuación:

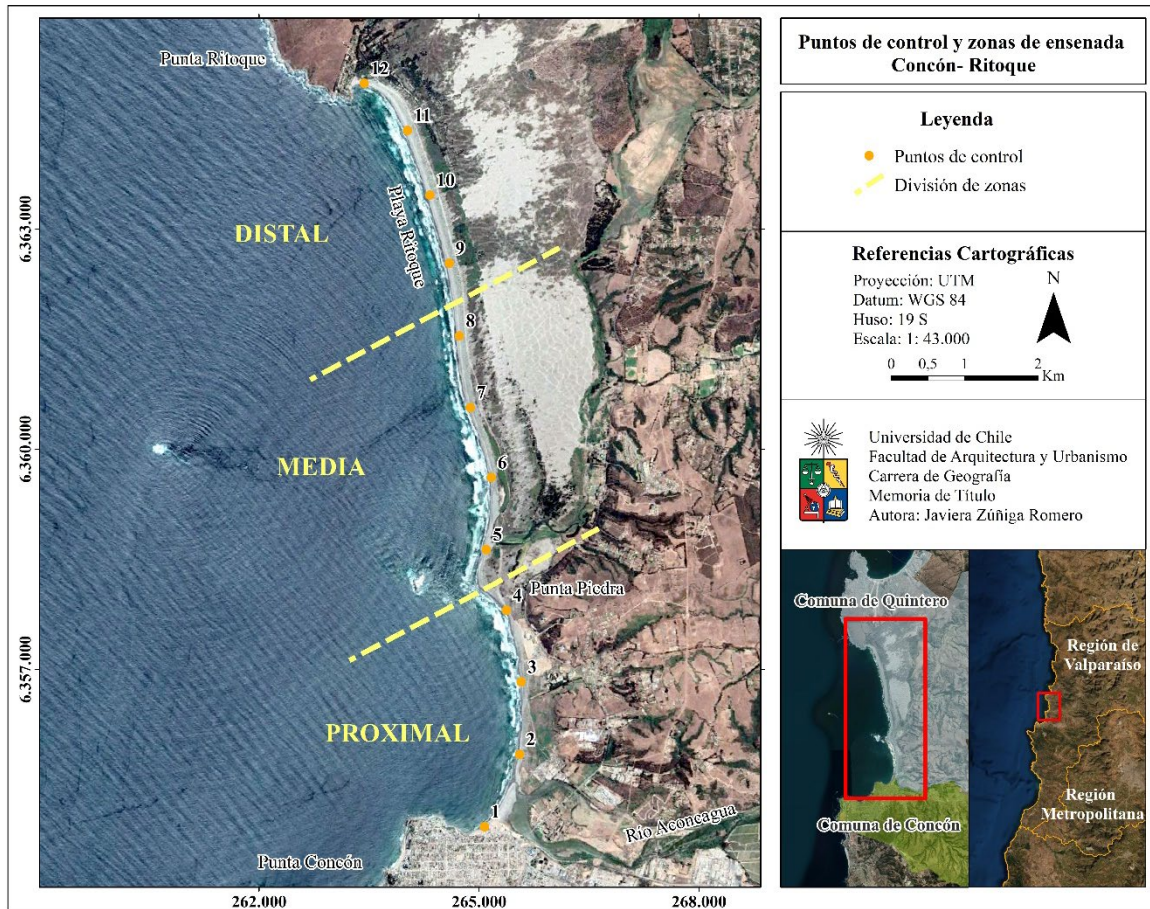
- a) Primero se realizó un diagrama de refracción del oleaje a través de la identificación de trenes de olas y su unión a través de una perpendicular. También se identificaron trenes de olas secundarios y efectos locales como difracción y refracción del oleaje. Además, se utilizó como insumo un DEM (CIGIDEN, 2020) (Tabla 6) para obtener la batimetría de la ensenada e identificar el efecto de fondo en la refracción. Con todo lo anterior, fue posible obtener una representación del ataque del oleaje a lo largo de la ensenada para una imagen de Google Earth con fecha 07/01/2019.
- b) Luego, para seguir analizando la energía del ataque del oleaje según la posición de la línea litoral, se dividió la ensenada en zonas proximal, media y distal (Fig. 11), identificando en cada una de ellas tipos de zonas de rompientes, anchos de playa y de zonas de rompientes para cuatro años seleccionados, con la finalidad de dar cuenta de su evolución en 10 años. Para esto se seleccionaron imágenes satelitales obtenidas de Google Earth con 3 años de diferencia (Tabla 3). De las imágenes seleccionadas tres corresponden a meses de verano y una a época de otoño producto de la disponibilidad y calidad de las imágenes existentes en el software. Luego, se marcaron 12 puntos de control cada un kilómetro de distancia a lo largo de la ensenada (Fig. 11). En estos puntos se identificaron y midieron los TZR, su ancho y el ancho de la playa. Para la fotointerpretación de los TZR se utilizó una comparación de la clasificación de zonas de rompientes de Wright & Short (1984) modificado por Araya -Vergara (1996) (Anexo 2).

Tabla 3: Imágenes objetivo 1

Imagen satelital	Fecha	Estación
Google Earth	18 febrero 2010	Verano
Google Earth	17 junio 2013	Otoño
Google Earth	15 enero 2016	Verano
Google Earth	07 enero 2019	Verano

Fuente: Elaboración propia, 2020.

Fig. 11: Puntos de control y zonas de ensenada Concón- Ritoque

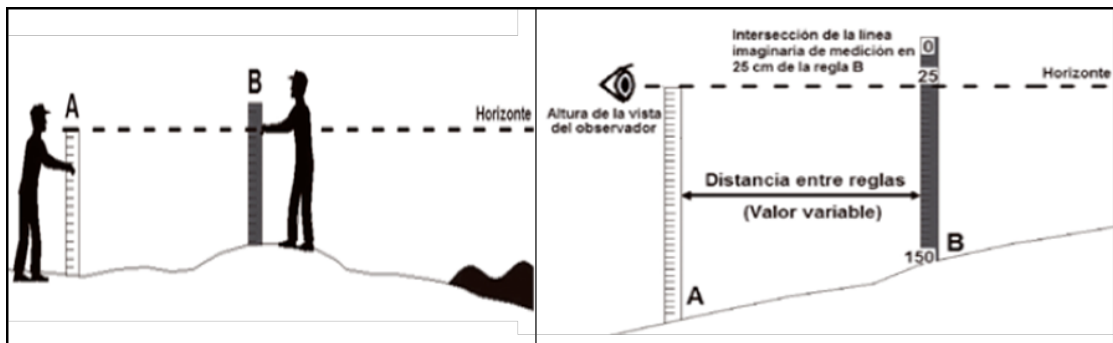


Fuente: Elaboración propia, 2021.

- c) Por último, para el cumplimiento del primer objetivo, en directa relación con la energía del ataque del oleaje y la configuración actual de la morfología de playa, se realizaron 12 perfiles de playa en los puntos de control seleccionados anteriormente (Fig. 11) desde la zona de rompiente hasta el pie de duna anterior. Los perfiles se generaron en terreno, los días 8 y 13 de noviembre del 2020, a través del método de mira y horizonte propuesto por Emery (1961) que consistió en medir los desniveles del terreno con dos reglas graduadas según un observador (Fig.12). De acuerdo con la metodología propuesta por

Bustos et al. (2013) en base a lo planteado por Emery (1961), se utilizó una planilla (Anexo 5) en la que se registraron los puntos de medición, aquellos en donde se identificaron geformas de la playa, el valor de desnivel y la distancia entre las miras. Los valores obtenidos en terreno se traspasaron a Microsoft Excel desde donde se obtuvieron las representaciones gráficas de los perfiles (Bustos et al., 2013). En los mismos puntos de control, se midió en terreno la condición global de ataque a partir de una tabla de puntuación de Araya- Vergara (2004 en Bustos et al., 2013) (Anexo 4), en la cual, se clasificaron los perfiles según la tipología propuesta por Araya- Vergara (1986) que comprende una combinación de secuencias y procesos (Anexo 3).

Fig. 12: Método de mira y horizonte con terreno en ascenso



Fuente: Emery (1961) en Bustos et al., (2013).

Objetivo 2:

Para la identificación de las formas que configuran las desembocaduras del río Aconcagua y estero Mantagua y su evolución en 10 años, se utilizaron las metodologías propuestas por Arriagada (2005; 2007), Martínez & Cortez (2008) y Venegas (2014) para los estuarios del río Maipo, Copiapó, Choapa, Aconcagua y Maule, respectivamente.

Se fotointerpretaron cuatro imágenes satelitales obtenidas de Google Earth cada 3 y 4 años para ambos estuarios (Tabla 4). Se utilizó como apoyo carta geológica (Rivano et al., 1993), cartas topográficas (IGM, s/f; 1978; 1979; 1981) y DEM (CIGIDEN, 2020) (Tabla 6). Las imágenes seleccionadas corresponden a meses de verano a excepción del año 2009 en que no había disponibilidad de imágenes.

Tabla 4: Imágenes objetivo 2

Imagen satelital	Fecha	Estación
Google Earth	31 mayo 2009	Otoño
Google Earth	24 diciembre 2012	Verano
Google Earth	15 enero 2016	Verano
Google Earth	07 enero 2019	Verano

Fuente: Elaboración propia, 2020.

En cada una de las imágenes se reconocieron los elementos geomorfológicos descritos por Araya-Vergara (1981) según la zonificación del estuario (Tabla 5). Los elementos encontrados para cada año y para ambos estuarios fueron digitalizados a través del software ArcGIS 10.2. En el caso del estuario Mantagua, las imágenes fueron trabajadas en escala 1.10.000. Para el caso del estuario del río Aconcagua en escala de 1:13.500. Una vez identificados los elementos morfológicos se generó una cartografía geomorfológica para cada estuario y un análisis temporo-espacial para los últimos 10 años a partir de la evolución de las formas encontradas. Los resultados más actuales fueron corroborados en terreno.

Tabla 5: Zonificación y formas esenciales de un estuario

	Zona Distal	Zona Media	Zona Proximal	
Influencia marina	Flecha / Barrera litoral	Bancos medios estuariales	Meandros estuariales	Influencia fluvial
	Laguna estuarial			

Fuente: Arriagada (2007) a partir de Araya- Vergara (1981).

Objetivo 3:

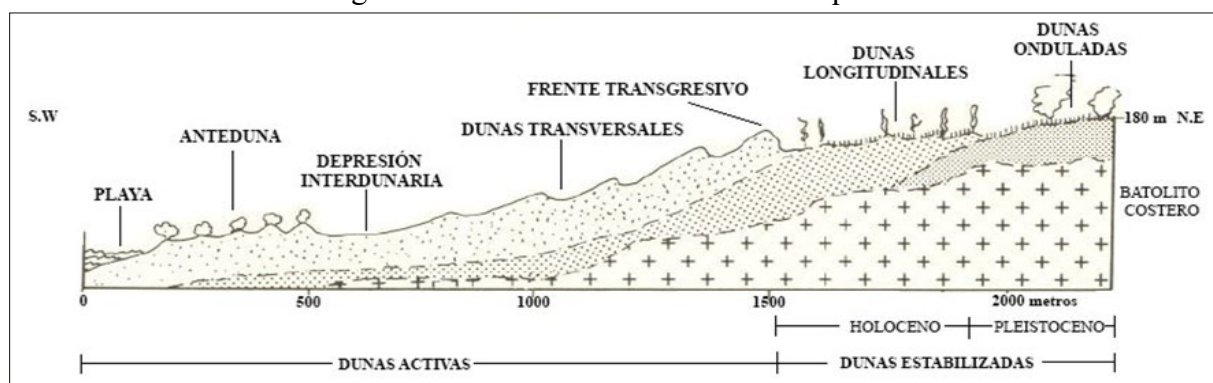
Para determinar la evolución geomorfología del campo dunar y su relación con la dinámica que presenta el sistema playa - estuarios, se fotointerpretaron dos imágenes satelitales de Google Earth con fecha 08/03/2010 y 03/08/2019. Las fechas analizadas corresponden a distintas estaciones, dado que fueron las que presentaron mejor calidad de imagen para ser fotointerpretadas. En ellas se identificaron y clasificaron geoformas dunares según lo propuesto por Castro (1987; 1992) (Anexo 6) y Paskoff & Manríquez (2004) para el campo dunar de Ritoque (Fig. 13), sin dejar de lado la evolución de las familias dunares o continuum dunar propuesto por Araya – Vergara (1987 en Veloso, 2005). Además, se identificaron formas existentes en el resto de la ensenada, las cuales se clasificaron según los agentes de modelado presentes en el área (Peña – Monné, 1997), tales como: modelado fluvial, litoral, fluvio-marino, eólico y de origen antrópico. Lo anterior, con la finalidad de vincular la dinámica del sistema playa - estuarios en la conformación y evolución del campo dunar.

Para clasificar las dunas del área de estudio se siguió la orientación y morfología de las crestas dunares que están en constante movimiento por efecto del viento. Por este motivo, fue necesario estudiar la orientación del viento en las fechas seleccionadas. Estos datos fueron obtenidos desde distintas fuentes bibliográficas; los datos del año 2019 fueron adquiridos desde la DGAC (2021) de la estación climatológica en Quintero. Por su parte, los datos del año 2010 fueron adquiridos desde el explorador eólico (FCFM, 2010) con las mismas coordenadas de la estación climatológica en Quintero, ubicada al norte del campo dunar. En ambos se seleccionaron las alturas del viento no superior a los 10 metros. A pesar de esta diferencia, cumplen con mostrar la configuración dunar respecto a los vientos predominantes.

Luego, en el software ArcGIS 10.2 se calculó la superficie de las clasificaciones dunares en ambos años para comparar su evolución superficial y, a través de Google Earth, se midió el ancho de la duna anterior en los puntos de control (Fig. 11) para contrastar su transformación en el periodo seleccionado. También, a partir de revisión bibliográfica (Castro 1987; MMA, 2015b) y reconocimiento en terreno, se identificaron las especies vegetacionales predominantes que fueron relacionadas a la morfología presente en cada unidad del campo dunar.

Las formas encontradas fueron digitalizadas en el software ArcGIS 10.2, generando una carta geomorfológica de la ensenada para ambos años. Esto sirve como una actualización al estudio realizado por Castro (1987; 1992) dejando en evidencia la evolución en formas y extensión de los tipos de dunas existentes. Los resultados cartografiados fueron corroborados en terreno.

Fig. 13: Clasificación de dunas de Ritoque



Fuente: Castro (1987).

Para el correcto desarrollo de los 3 objetivos se utilizó material de apoyo como cartas topográficas, carta geológica y un modelo de elevación digital (DEM) (Tabla 6). Las cartas geomorfológicas de los resultados 2 y 3 fueron realizadas en base a la leyenda propuesta por Peña – Monné (1997).

Tabla 6: Material utilizado en los procedimientos

Material	Escala	Resolución	Fuente	Año
Carta Topográfica Quintero	1:25.000	-	IGM	s/f
Carta Topográfica Ventanas	1:25.000	-	IGM	1981
Carta Topográfica Cerro Mauco de Aconcagua	1:25.000	-	IGM	1979
Carta Topográfica Concón	1:25.000	-	IGM	1978
Carta Geológica Hojas de Quillota y Portillo	1:250.000	-	Rivano et al.	1993
DEM Quintero	-	4 metros	CIGIDEN	2020
DEM Ritoque	-	4 metros	CIGIDEN	2020
DEM Concón	-	4 metros	CIGIDEN	2020

Fuente: Elaboración propia, 2020.

CAPITULO 4: RESULTADOS

4.1 CARACTERIZACIÓN DE LA DINÁMICA COSTERA

4.1.1 Refracción del oleaje

La línea de costa de la ensenada de Ritoque presenta orientación norte-sur y los trenes de ola arriban de forma transversal a la línea de costa. Los promontorios de Concón y Punta Ritoque no tienen dimensiones significativas, por lo tanto, no tienen gran incidencia en la refracción del oleaje a lo largo de la ensenada. Sin embargo, la presencia de dos islotes rocosos y la diferencia batimétrica entre la zona proximal y distal de la ensenada influyen en una leve disipación de energía demostrada por la divergencia de ortogonales, principalmente en la zona media y proximal. En consecuencia, el diagrama de refracción (Fig. 14) demuestra que es una ensenada de alta energía expuesta a los vientos provenientes del S-O, los trenes de olas no poseen una desviación importante y arriban de forma directa a la línea de costa.

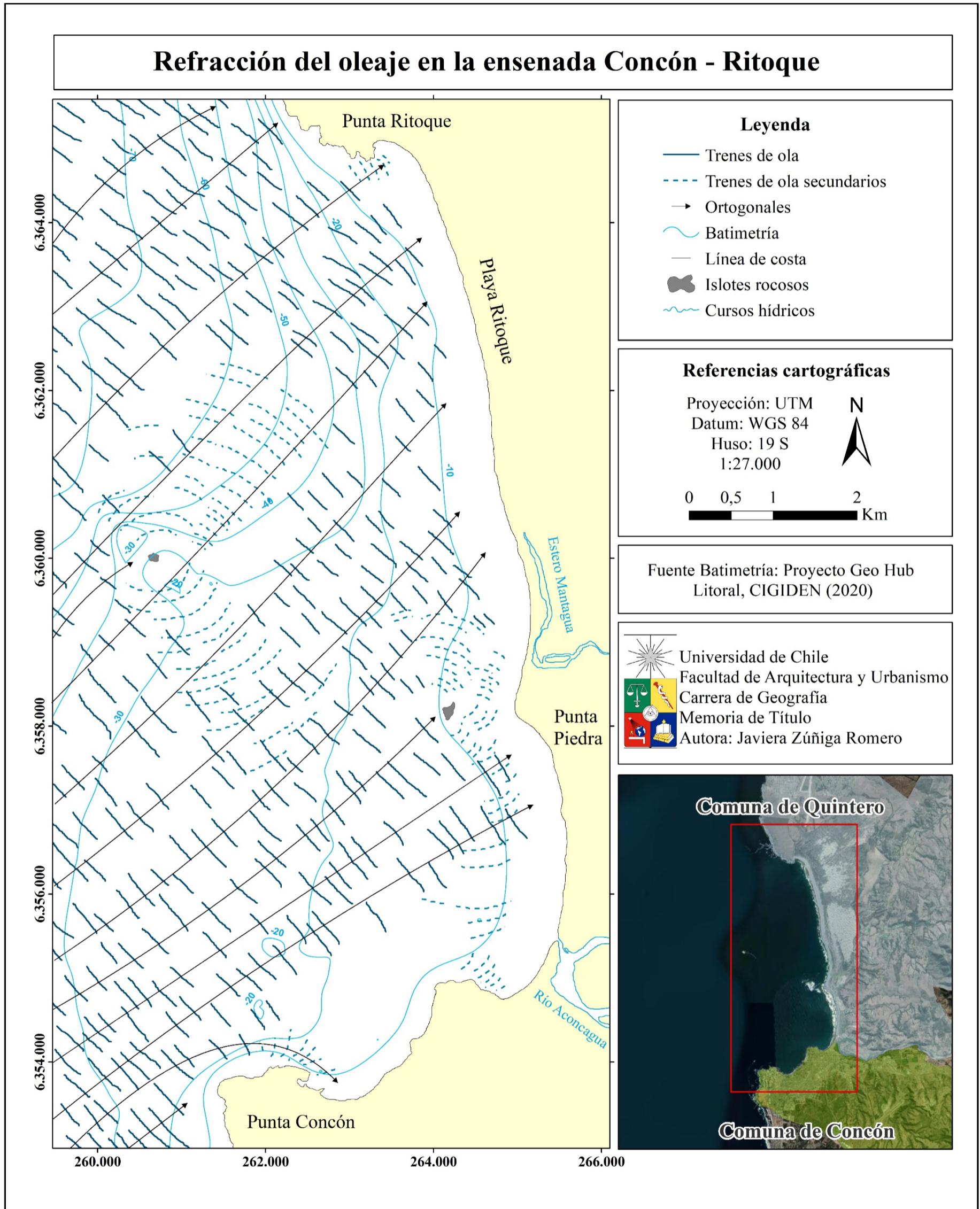
Al sur de la ensenada, el *headland* de Concón protege parte de la zona proximal, se produce concentración de energía y ocurre difracción del oleaje que se puede observar cómo trenes de olas secundarios rodean el *headland*, siendo un efecto muy localizado.

En la zona media, entre Punta Piedra y el estero Mantagua, el arribo del oleaje es directo. Sin embargo, el islote rocoso frente a Punta Piedra genera difracción del oleaje que queda demostrado en trenes de olas secundarios en direcciones opuestas. Lo mismo ocurre con el islote rocoso que está más lejano a la costa, produce una concentración de energía, la difracción y la reflexión quedan expuestas en los trenes de olas secundarios que desvían su dirección (Fig. 14).

La batimetría presente entre los islotes rocosos y en el resto de la zona proximal es de pendiente suave, lo que influye en la disipación de la energía en esa zona quedando demostrado en la divergencia de ortogonales en la zona media y proximal (Fig. 14).

Por el contrario, el fondo marino en la zona distal tiene pendiente más abrupta generando concentración de energía en la zona distal de la playa y hacia el promontorio punta Ritoque. Esto quiere decir que la desviación de los trenes de ola por interacción con el fondo se produce más cercano a la línea de costa, a diferencia de la zona media y proximal. En esta zona, el oleaje llega de manera transversal a la línea de costa, ocurriendo un desvío de los trenes de ola (difracción) hacia el interior de la ensenada en el sector de punta Ritoque (Fig. 14). También es un efecto muy localizado dado que el promontorio no tiene las dimensiones para generar modificaciones en la dirección de los trenes de ola.

Fig. 14: Refracción del oleaje en la ensenada de Concón - Ritoque



Fuente: Elaboración propia, 2020.

4.1.2 Tipos de Zonas de Rompientes

A partir de la fotointerpretación de los tipos de zonas de rompientes en las imágenes satelitales de los años 2010, 2013, 2016 y 2019 se pudo identificar que la ensenada presenta un predominio de zonas de rompientes de media a alta energía (Fig. 16). Algo que coincide con el diagrama anterior (Fig. 14), ya que, los promontorios no producen una refracción del oleaje importante y a lo largo de toda la ensenada los trenes de olas llegan directos excepto en la zona más proximal. Por esto, en la mayoría de la ensenada y para todos los años, predomina el TZR rítmica.

En la zona proximal (punto de control 1) (Fig. 16) los tipos de zonas de rompientes varían entre reflectiva y terraza de baja mar dado que están protegidos por el *headland* de Concón y la línea de costa posee una orientación S-O. Por el contrario, el año 2013 presenta un TZR disipativa, esto se puede explicar con la mayor energía del oleaje que se presenta en invierno y que coincide con una ensenada completamente rítmica; no obstante, corresponde a un TZR disipativa de baja energía producto del abrigo del *headland*.

En la zona proximal y media existe una alternancia de TZR rítmica con barra y rip transversal, ambas pertenecientes al continuum de media energía (Fig. 16). Estos TZR arriban de manera directa, casi transversal a la línea de costa. En esta parte de la playa es posible observar *beach cusps* que coinciden principalmente con TZR de barra y rip transversal, los más representativos fueron identificados en el sector de Mantagua para el año 2016. En el resto de los años fue posible identificar algunos *beach cusps* en barra y playa rítmica, pero de menor tamaño que los mencionados anteriormente.

Lo anterior coincide con lo observado en terreno durante la práctica profesional en la temporada de otoño del 2019. Esta energía media - alta queda expuesta en la morfología de la playa y duna anterior. Es habitual encontrar micro acantilados de playas en el sector de la laguna de Mantagua los que representan una morfología erosional en ese sector (Fig. 15). La anteduna fue observada en varias oportunidades erosionada con las raíces de la vegetación descubiertas.

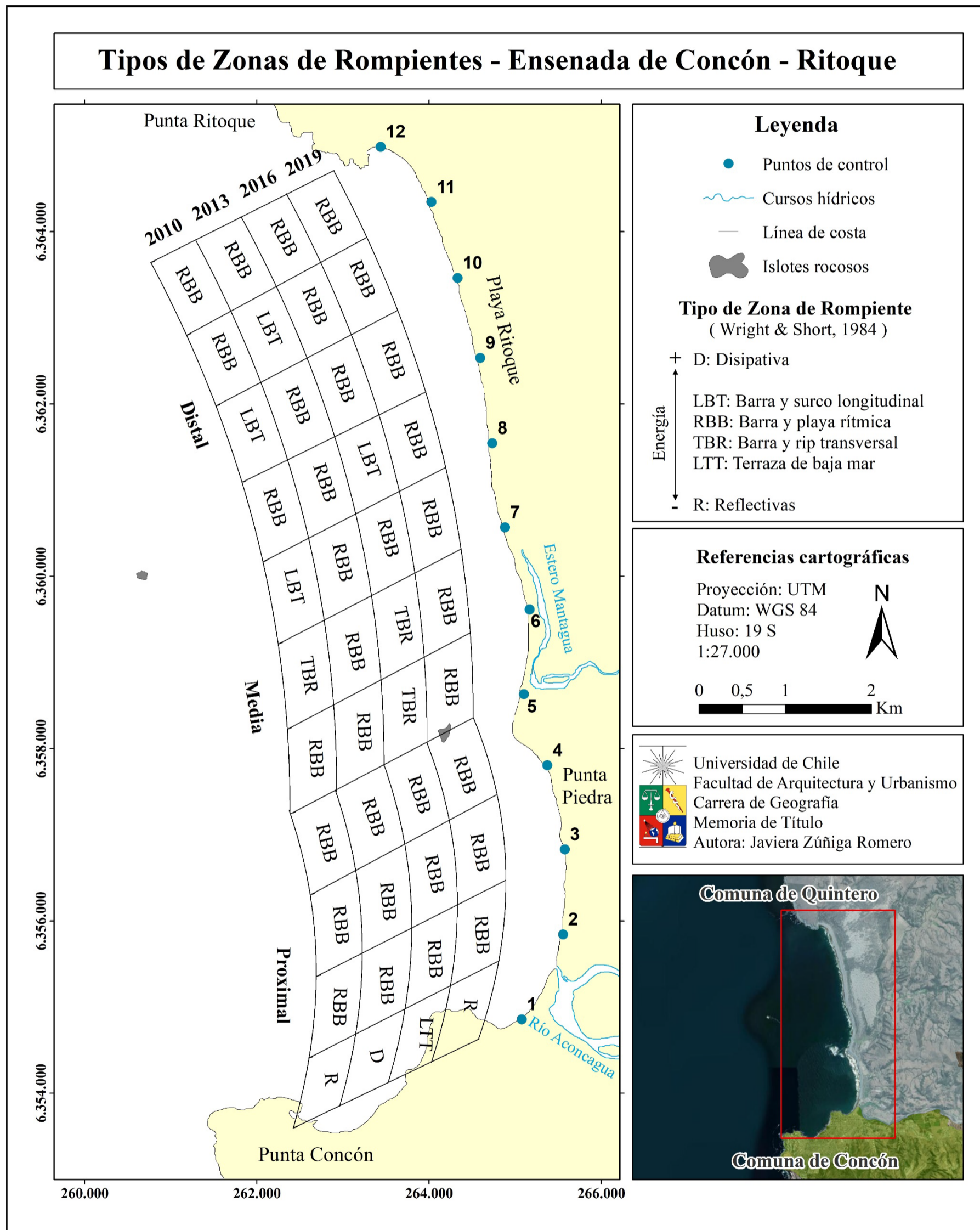
En la zona distal se observó el mismo patrón predominante, barra y playa rítmica, con algunas zonas de barra y surco longitudinal. Esto evidencia una zona con tendencia de alta energía, implicando mayormente un transporte transversal a longitudinal de la carga sedimentaria.

Fig. 15: Microacantilado de playa - sector estuario Mantagua



Fuente: Fotografía propia, Julio 2019.

Fig. 16: Tipos de Zonas de Rompientes, Ensenada de Concón - Ritoque



Fuente: Elaboración Propia, 2020.

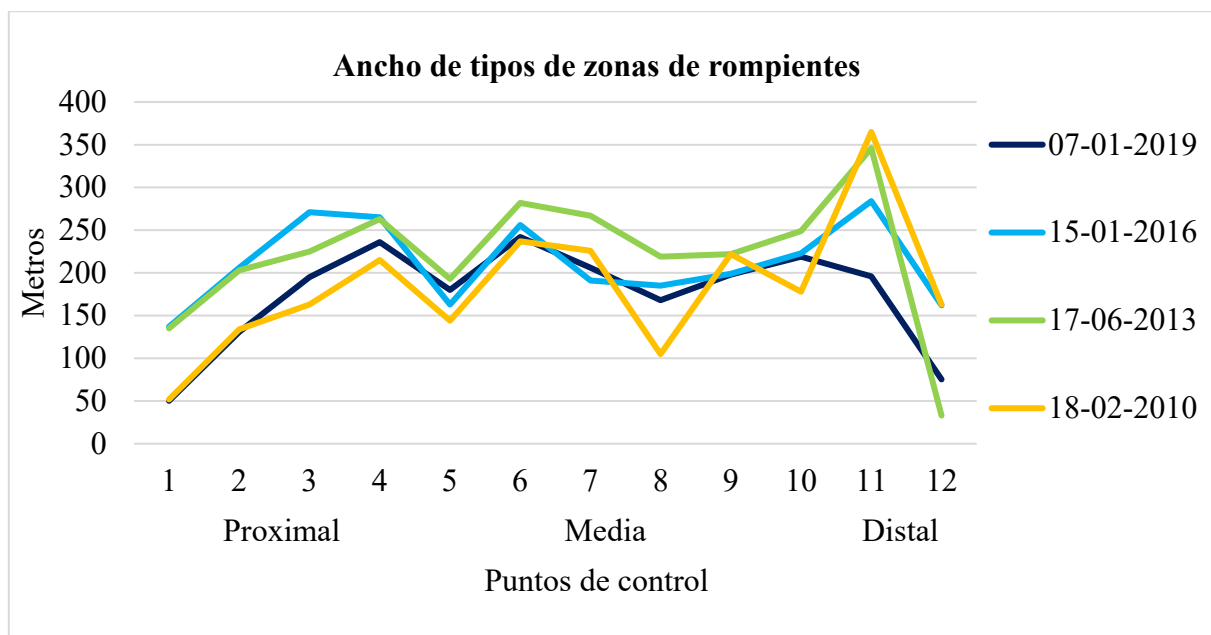
4.1.3 Ancho de rompientes

El ancho de la zona de rompientes tiene una tendencia similar en los cuatro años estudiados (Fig. 17) (Anexo 7). En la zona proximal el ancho tiende a aumentar hasta el P.C 4 en donde sufre una drástica disminución en todos los años (P.C 5). El ancho de las zonas de rompientes del sector proximal presenta un promedio de 158 metros. El ancho menor corresponde a los años 2010 y 2019 en el P.C 1 que coinciden con TZR reflectivas con 51 y 50 metros respectivamente.

La zona media presenta un ancho promedio de 212 metros. En el punto 5 presentan un ancho promedio de 170 metros. Coincide con una morfología de playa particular frente al islote rocoso de Punta Piedra. Luego, la curva aumenta hacia el punto 6 y se mantiene estable hacia el norte. Los años 2013, 2016 y 2019 presentan un comportamiento similar, por el contrario, la curva del año 2010 presenta una disminución en el P.C 8 (Fig. 17), puesto que presenta un TZR de barra y surco longitudinal con sólo dos rompientes.

El ancho de las zonas de rompientes en la zona distal promedia 208 metros. Aumentan entre el punto 9 y 11, para disminuir en el punto 12 (Fig. 17), sector que se encuentra protegido por la refracción del oleaje generado por el *headland* de Punta Ritoque.

Fig. 17: Ancho de tipos de zonas de rompientes, ensenada de Concón - Ritoque



Fuente: Elaboración propia, 2020.

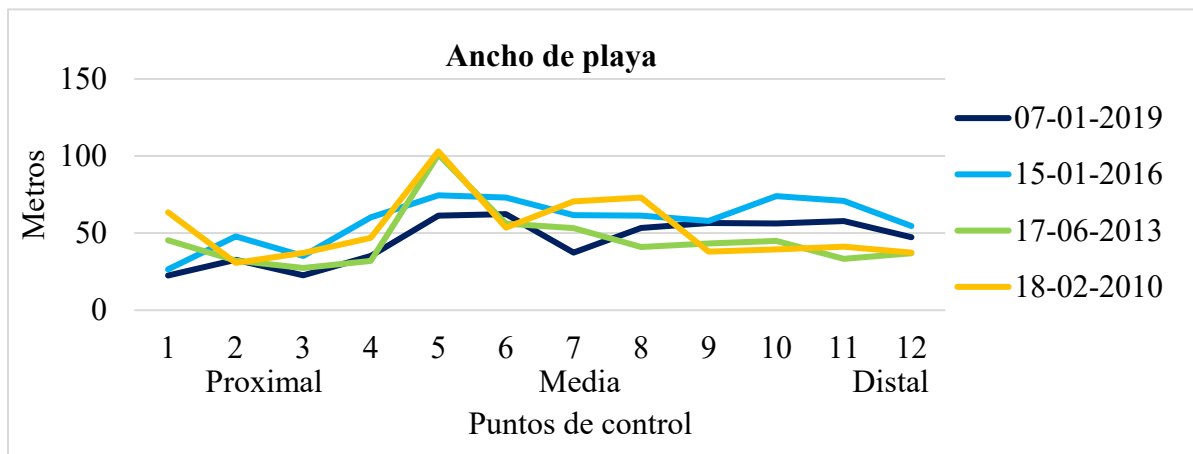
4.1.4 Ancho de playa

En la zona proximal de la ensenada el ancho de playa presenta sus menores valores promediando 35 metros. En esta zona existe un comportamiento particular de la playa, ya que se encuentra la desembocadura del río Aconcagua, por lo tanto, presenta variaciones importantes en su ancho porque tiene influencias del oleaje y del sistema fluvial.

Mientras se avanza a la zona media y distal, la playa limita hacia el interior con el cordón de duna anterior. Los valores del ancho de playa se mantienen estables, excepto en el sector de la desembocadura del estero Mantagua donde desaparece la duna anterior y la playa se ensancha. El P.C 5, en la desembocadura del estero Mantagua, en los años 2010 y 2013 presenta los valores más anchos a lo largo de toda la playa con 101 y 103 metros respectivamente. La zona media promedia 60 metros de ancho. La zona distal se comporta de manera homogénea los cuatro años y tiene un ancho promedio de 49 metros (Fig. 18).

En síntesis, los valores más bajos se concentran en la zona proximal que coinciden con un tipo de zona de rompiente de baja energía más la dinámica de la desembocadura del Aconcagua. La playa tiende a aumentar su ancho hacia la zona media y distal donde coinciden con los valores más altos de ancho de zonas de rompientes (Anexo 7). Sin embargo, algo particular ocurre en la desembocadura del estero Mantagua donde se presenta una baja en el ancho de zona de rompientes, pero los valores más alto en el ancho de playa (Fig. 17 y 18). Esto puede ser vinculado a la estabilización de la barrera sedimentaria del estuario y a la disipación de la energía del oleaje demostrado en la divergencia de ortogonales (Fig. 14).

Fig. 18: Ancho de playa, ensenada de Concón - Ritoque



Fuente: Elaboración propia, 2020.

4.1.5 Perfiles de playa y condición global de ataque (CGA)

Sobre la base de las mediciones tomadas en terreno los días 8 y 13 de noviembre del 2020 en los 12 puntos de control seleccionados, la playa presentó perfiles con elementos cóncavos, es decir, una base genética de carácter erosivo en la zona proximal (Fig. 23). Mientras que, en la zona media y distal avanza hacia perfiles de playa acrecionales con predominancia de morfología convexa (Fig. 28 y 33).

Todas las mediciones de los perfiles se tomaron desde el límite de máxima resaca hasta el pie de duna anterior. Los resultados de las mediciones muestran que los perfiles tienden a aumentar su ancho desde el norte de la desembocadura del río Aconcagua hacia la zona distal. Se excluyen de esta generalidad los dos perfiles realizados cerca de la desembocadura del río Aconcagua (P.C 1 y 2) y el perfil próximo a la desembocadura del estero Mantagua (P.C 5), producto de la dinámica y transformación constante de esta zona, como se pudo observar a través del análisis de refracción del oleaje y TZR. Estos perfiles mostraron una longitud cercana a los 40 y 55 metros, en ese momento. Desde el perfil 3 hacia el norte aumentan su ancho considerablemente alcanzando un máximo de 80 metros.

En cuanto a la morfología que presentaron los perfiles, la mayoría se caracterizó por ser monosecual con presencia de cara de playa, ante playa y duna anterior. En la zona proximal y media, se pudo observar algunos perfiles con presencia de microacantilados abandonados que se relacionaron con marejadas ocurridas dos semanas antes de la visita a terreno. Hacia la zona distal algunos presentaron mayor desarrollo con existencia de postplaya y barjanas.

Se observó que la duna anterior sigue la misma tendencia de los perfiles, de menor tamaño y efímera en la zona de flecha litoral (zona proximal) creciendo en tamaño y altura hacia la zona distal.

Sobre la base de los elementos morfológicos identificados en terreno, sumado a la representación y análisis de los perfiles, se establece que la condición global de ataque es media a alta en parte de la zona proximal y media, con una puntuación entre 24 y 27. El resto de la zona proximal y distal fueron clasificadas con una puntuación entre 4 y 12, correspondiente a una condición de ataque del oleaje baja.

A continuación, se detalla cada una de las zonas de la ensenada con sus respectivos perfiles:

- Zona Proximal

Los perfiles realizados en la zona proximal de la ensenada presentan una base morfológica monosecuencial y base genética erosiva, a excepción del perfil 1 que es mixto, con partes cóncavas (cara de playa y berma) y convexas con tendencia a rectilíneo (anteplaya) (Fig. 23). Los perfiles 1 y 4 se identificaron perfiles donde la secuencia muestra la cara de playa, ante y postplaya más duna anterior. En tanto, los perfiles 2 y 3 carecen de postplaya (Fig. 23). En los 4 puntos se mantiene la duna anterior con altura entre 1 a 1,5 metros.

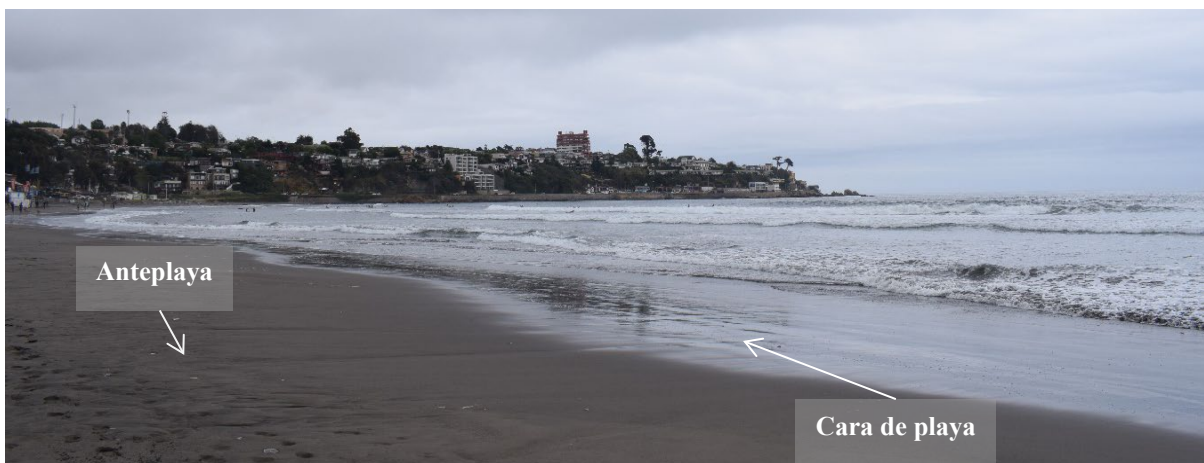
En el P.C 1 se reconoció un perfil de playa monosecuencial mixto, compuesto por la cara de playa, ante y postplaya, más duna anterior incipiente (Fig. 19). El perfil presentó gravas en gran parte y material arenoso en la cara de playa (Fig. 20). Se deduce que las gravas y el perfil cóncavo fue generado por las condiciones de marejadas los últimos días de octubre. La representación rectilínea del gráfico evidencia una recuperación de la playa (Fig. 23). El TZR identificado en ese instante fue barra y playa rítmica, coincidiendo con una condición de ataque baja (6).

Fig. 19: P.C 1, zona proximal. Perfil de playa monosecuencial mixta



Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020.

Fig. 20: P.C 1, zona proximal. Cara de playa y TZR rítmica



Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020.

Los puntos de control 2 y 3 presentaron un perfil de playa monosecucional erosional (cara de playa, ante playa y duna anterior), ambos representados por una línea cóncava. La diferencia la marca el ancho del perfil de 36 y 16 metros, respectivamente (Fig. 23). El perfil 2 es más ancho, de pendiente suave y escasas gravas, por ende, la condición de ataque es baja (12). Por el contrario, en el perfil 3 se reconoció la cara de playa y anteplaya compuesta por gravas en su totalidad. Además, se observaron *beach cusps* en respuesta a un TZR de barra y playa rítmica (Fig. 21). El conjunto de estos elementos demuestra una playa de media a alta energía (24).

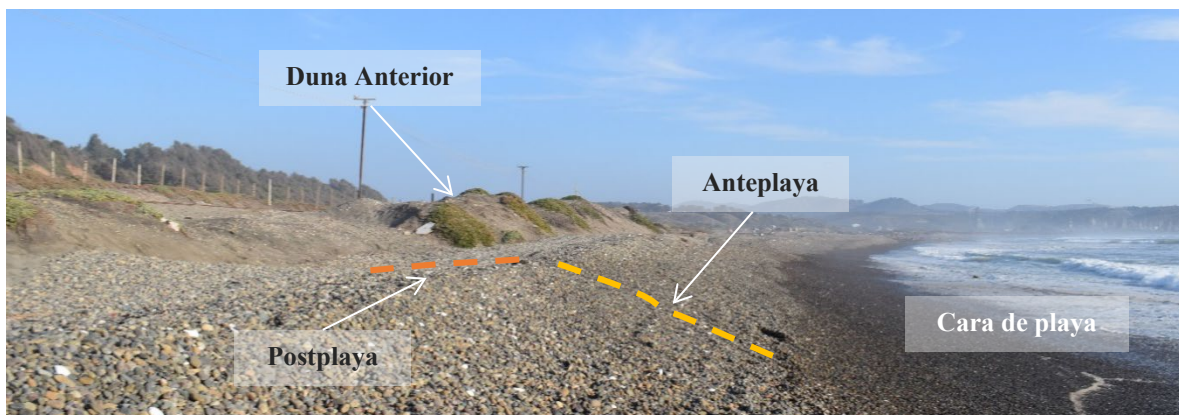
En el P.C 4 se identificó un perfil de playa monosecucional erosional (ante y postplaya) con microacantilado abandonado en anteplaya y gravas que se extienden hasta la duna anterior (Fig. 22) y posee un ancho de 18 metros (Fig. 23). La condición global de ataque es media a alta (27) y coincide con el incremento de la tendencia erosiva hacia el norte.

Fig. 21: P.C 3, zona proximal. Perfil de playa monosecucional erosional



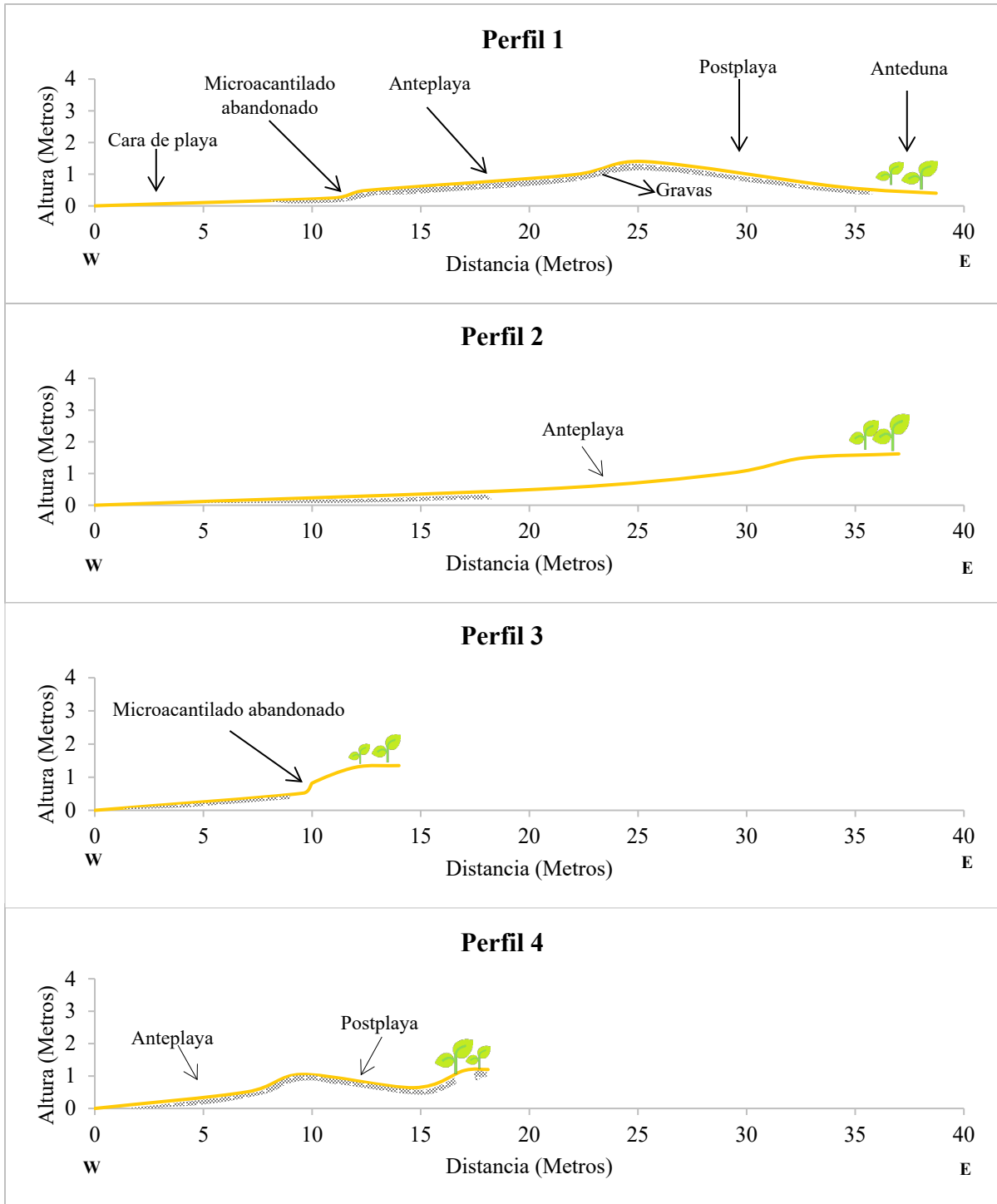
Fuente: Fotografía Propia. Noviembre, 2020.

Fig. 22: P.C 4, zona proximal. Perfil de playa monosecucional erosional



Fuente: Fotografía Propia. Noviembre, 2020.

Fig. 23: Perfiles zona proximal



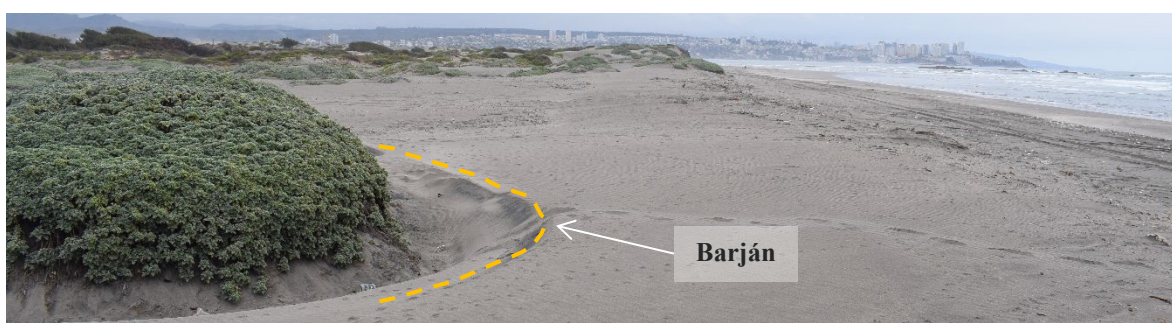
Fuente: Elaboración propia, 2020.

- Zona Media

La zona media es una transición de perfiles de playa erosionales a acrecionales (Fig. 28).

En el punto 5 se registró un perfil de playa con 54 metros de ancho, de morfología monosecucional y procesos acumulativos (convexo) (Fig. 28). Se observaron barjanes de tamaño pequeño que preceden a la duna anterior (Fig. 24), por lo que no se aprecian en el perfil. La formación de barjanes y la convexidad del perfil se deben al transporte de sedimentos desde la zona de surf hacia la playa, a través de zonas de rompientes de media energía y de características transversales. La sedimentación también se representa mediante la disipación de energía (divergencia de ortogonales).

Fig. 24: P.C 5, zona media. Perfil de playa monosecucional acrecional



Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020.

A diferencia del perfil 5, en los puntos de control 6 y 7 se identificó una playa monosecucional de morfología cóncava que indica procesos erosionales y un ancho de playa mucho menor a los perfiles anteriores, 30 y 21 metros, respectivamente (Fig. 25 y 28). Ambos perfiles exhiben microacantilados abandonados en duna anterior, generados por las marejadas a fines de octubre. El día de visita a terreno el microacantilado no estaba siendo atacado por el oleaje y presentaba depósitos gravitacionales de base de duna. Entre los P.C 6 y 7 se observó la duna anterior con microacantilados de gran tamaño, próximo a los 3 metros de altura (Fig. 26). A diferencia del punto 5 y 8, no existe evidencia de recuperación de sedimentos, a pesar de predominar TZR rítmica y transversal.

Fig. 25: P.C 7, zona media. Perfil de playa monosecucional erosional.



Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020.

Fig. 26: Microacantilado en anteduna entre P.C 6 y 7. Perfil monosecuencial erosivo.



Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020.

En el P.C 8 se identificó un perfil de playa monosecuencial acrecional, destaca una anteplaya y pie de duna de 3 metros de altura (Fig. 27 y 28)

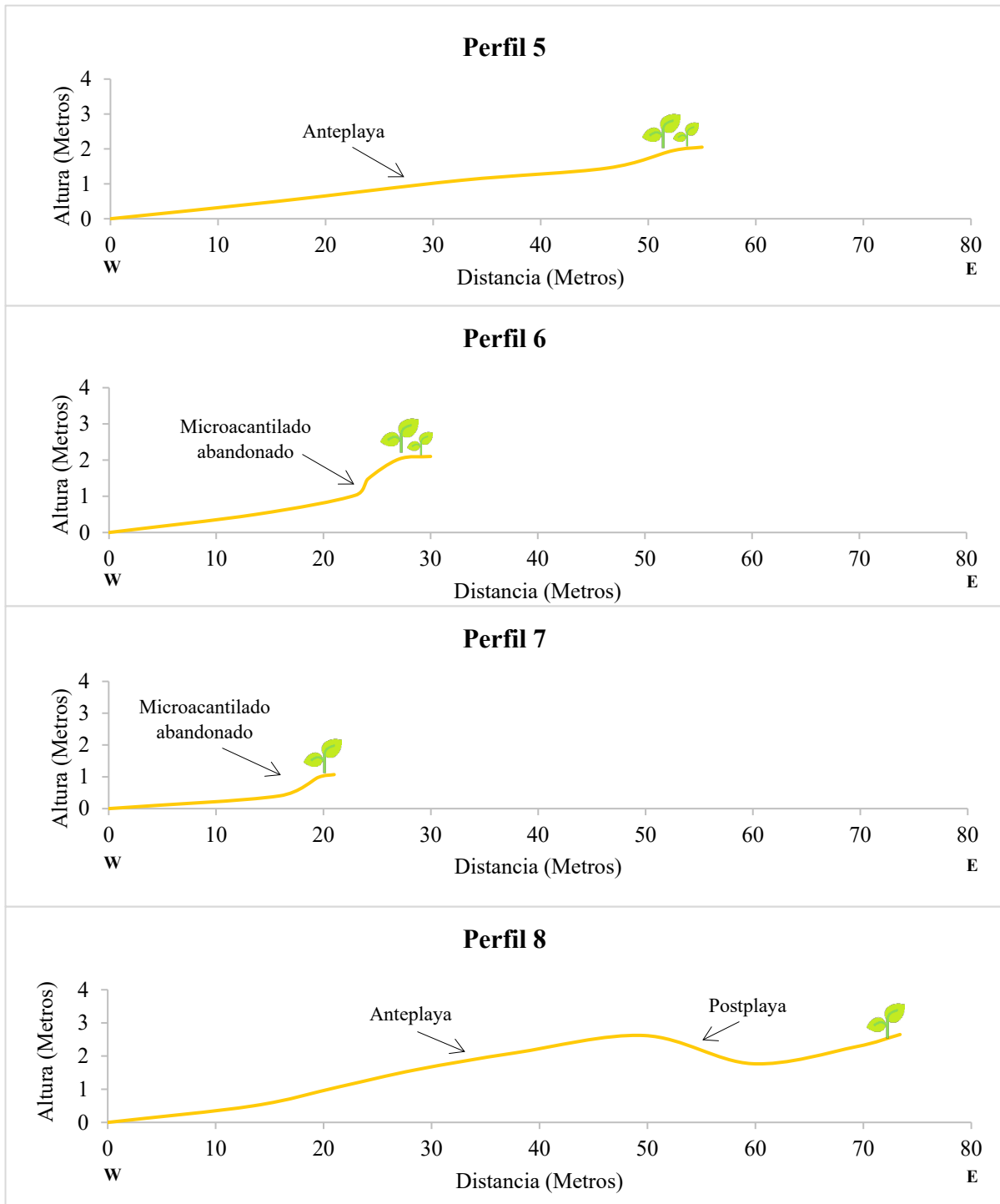
La condición global de ataque en los puntos de control 5 y 8 es baja (4). Por el contrario, los puntos 6 y 7 tienen una condición de ataque media a alta (24). No obstante, en los 4 puntos se observó un tipo de zona de rompiente de barra y playa rítmica.

Fig. 27: P.C 8, zona media. Perfil monosecuencial acrecional.



Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020.

Fig. 28: Perfiles zona media



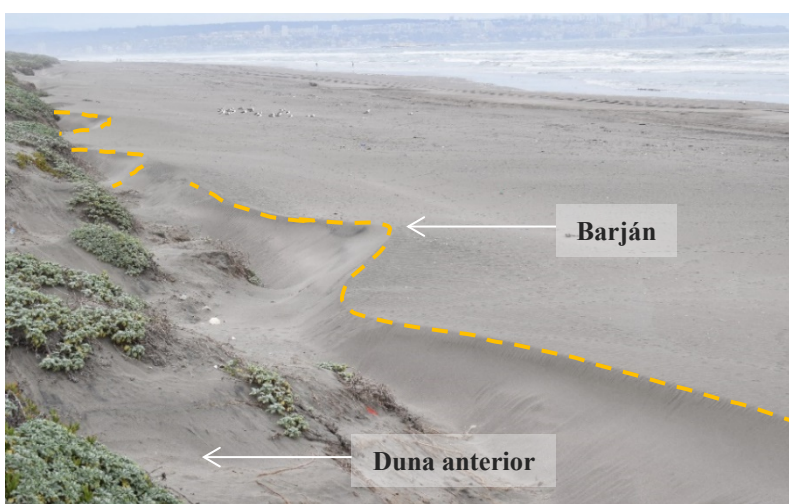
Fuente: Elaboración propia, 2020.

- Zona Distal

Los perfiles de la zona distal presentan elementos morfológicos y perfiles diferentes. Sin embargo, predominan procesos acumulativos (Fig.33).

El perfil 9 exhibe una secuencia compuesta por cara de playa, anteplaya, barjanes y duna anterior, representada por un perfil rectilíneo a convexo (monosecuencial acrecional) (Fig.33). Los barjanes en esta zona son de mayor envergadura que en la zona media, teniendo una altura de 75 cm en el frente transgresivo (Fig. 29 y 30). Al igual que el perfil 8, presenta un ancho superior a los 70 metros y 3 metros de altura en la zona de barjanes y pie de duna anterior (Fig. 33).

Fig. 29: Barjanes en zona distal.



Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020.

Fig. 30: Frente transgresivo de barján



Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020.

En el P.C 10 se identificó un perfil de doble secuencia (ante y postplaya) acrecional, en donde predominan elementos de características convexas. El inicio de la duna anterior se ubica a 70 metros de distancia, siendo una playa muy extensa (Fig.33)

El perfil 11 contiene anteplaya, postplaya y pie de duna anterior, de morfología convexa, indicando un perfil de playa monosecucional acrecional. En este sector se ubica el mayor ancho de playa correspondiente a 80 metros (Fig. 31 y 33).

Fig. 31: P.C 11, zona distal. Perfil de playa monosecucional acrecional.



Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020.

Por último, el perfil 12 se clasifica como perfil bisecucional acrecional con doble playa convexa, con cambios de pendiente rectilíneos que representan microacantilados de playa abandonados (Fig. 32). Junto con los perfiles 8 y 9 constituyen las mayores alturas de anteplaya y duna anterior que se explicaría por el origen artificial de esta última. Sin embargo, el ancho disminuye considerablemente (40 metros) (Fig. 33) producto de la curvatura que se genera en la línea de costa cercano al *headland* punta Ritoque.

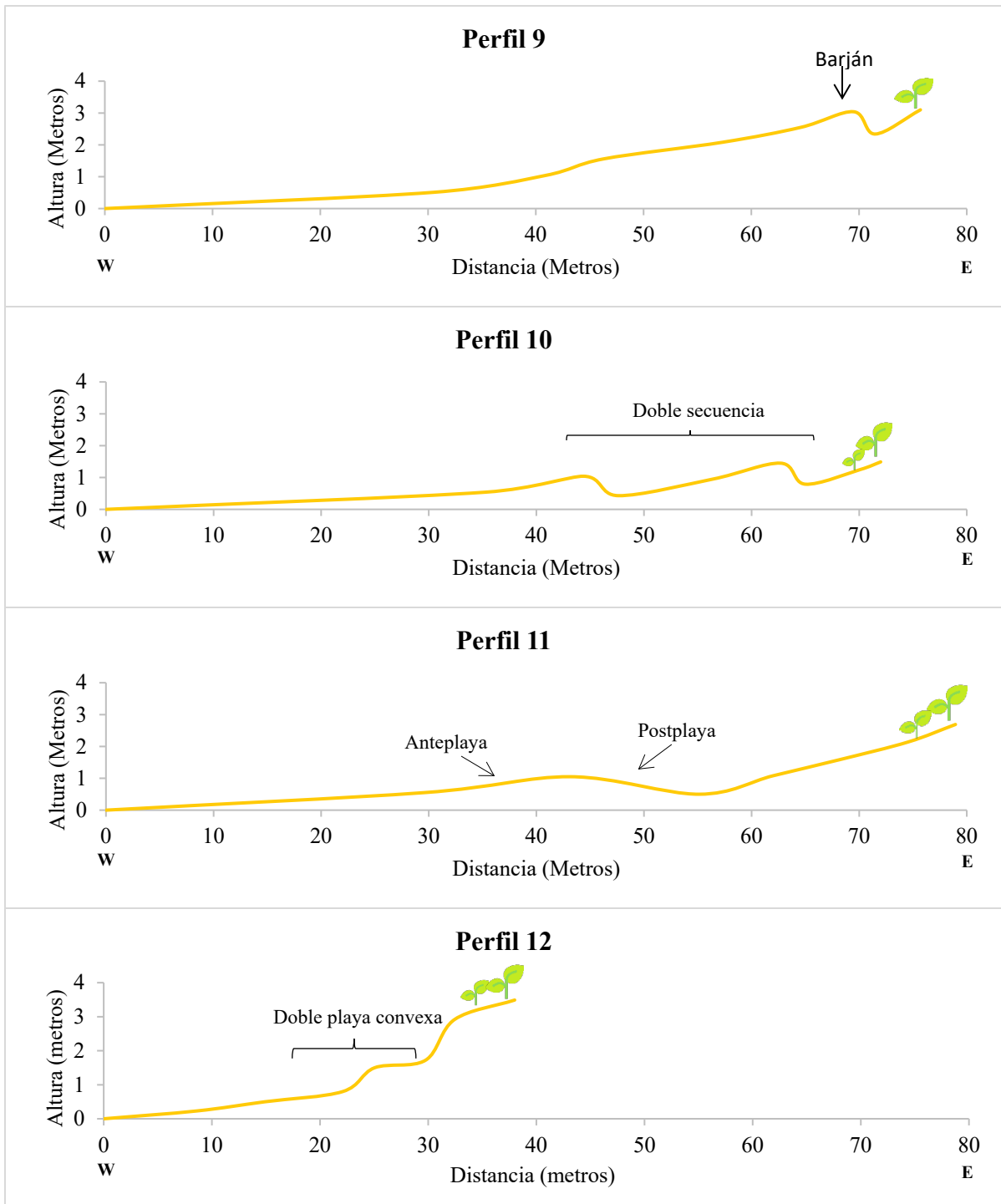
En síntesis, los 4 perfiles reflejan condiciones de acreción, en respuesta a las condiciones del oleaje en esta zona de la ensenada, que se caracteriza por tener TZR de media a alta energía como barra y playa rítmica, barra y rip transversal y, en ocasiones, disipativa, que transportan material desde la zona de rompiente hacia el interior de la playa. La condición global de ataque del oleaje en la zona distal es baja. La puntuación corresponde a 6 en el perfil 12 y 4 en los puntos de control 9, 10 y 11.

Fig. 32: P.C 12, zona distal. Perfil de playa bisecucional acrecional.



Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020.

Fig. 33: Perfiles zona distal



Fuente: Elaboración propia, 2020.

4.2 MORFOLOGÍA DE ESTUARIOS

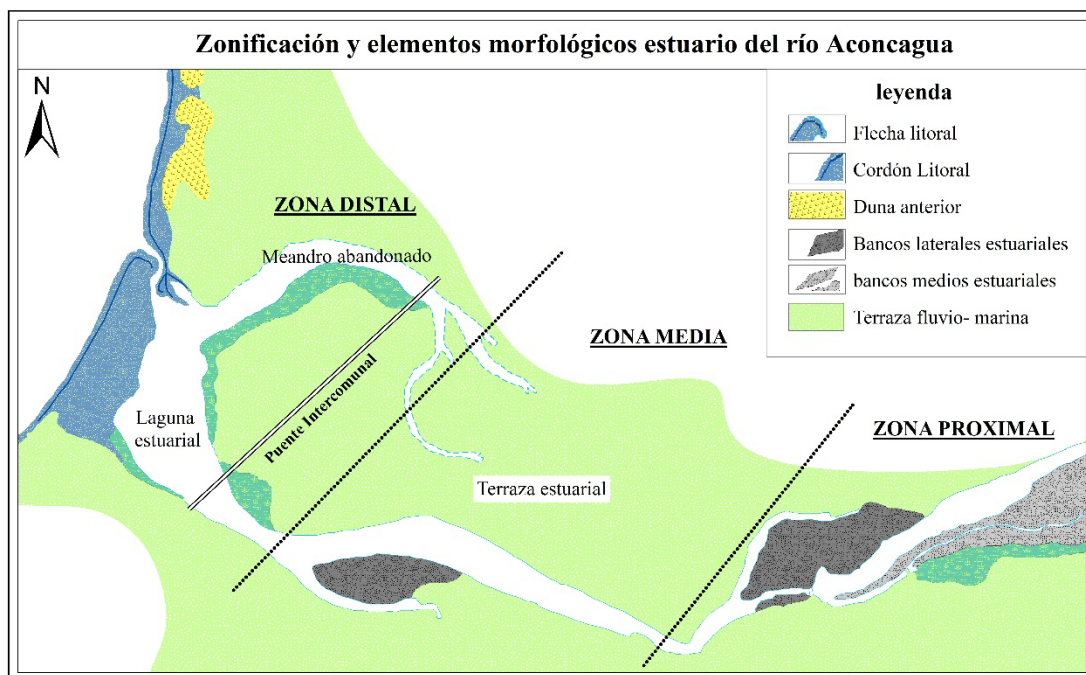
4.2.1 Configuración y evolución morfológica estuario del Aconcagua

Como ya se mencionó anteriormente, la evolución morfológica del estuario del río Aconcagua fue analizada por Martínez & Cortez (2008) en donde identificaron los elementos morfológicos del estuario. A continuación, se analizan estos elementos para los años 2009, 2012, 2016 y 2019, el primer año corresponde a época de otoño y los años siguiente a meses de verano.

Si se considera que la cuña salina ingresa aproximadamente 3 km (Martínez & Cortez, 2007), la morfología estuarial está comprendida entre las flechas litorales y los bancos medios y laterales que se encuentran más al interior dentro de la zonificación, la cual está configurada de la siguiente manera (Fig.34):

- En la **zona proximal** del estuario se identifican dos canales con bancos medios y laterales cuspidados; no obstante, su patrón morfológico se asemeja más a un canal meandriforme que a un patrón anastomosado.
- En la **zona media**, en este caso, no existe gran presencia de bancos medios con los que se logre identificar un delta estuarial; pero si la existencia de un banco lateral unido a la terraza sur y pequeños bancos medios en algunos años.
- Por último, en la **zona distal** se identifican elementos como flechas litorales norte y sur, laguna estuarial y un meandro abandonado.

Fig. 34: Zonificación estuario del río Aconcagua



Fuente: Elaboración propia, 2020.

A) Zona proximal:

- Bancos laterales

En el año 2009 existe un canal principal y un canal secundario. Acá es posible observar un banco lateral unido a la terraza norte de forma romboidal con vegetación. La cara este y sur del banco presenta forma cuspidada delatando las corrientes de flujo y reflujos. Al norte de este banco existe un canal abandonado que en años anteriores se encontraba conectado al canal principal dejando este banco al medio del cauce. Al año 2012 este banco lateral mantiene su forma (Fig. 36).

Para el año 2016, este banco lateral es disectado por el río transformándose en un banco lateral de menores dimensiones unido a la terraza estuarial por un área muy pequeña y dos bancos medios, uno de mayor tamaño que el otro. El de mayor dimensión mantiene la forma en punta que presenta en los años anteriores. Como se puede observar en la cartografía (Fig. 36), el banco medio se encuentra unido a la terraza sur por un camino, dando indicios que el cauce del río está antropizado.

Las imágenes de Google Earth muestran que el camino se construye en el año 2011 y en adelante es posible observarlo de forma intermitente, dando cuenta de las crecidas del río. Frente a este gran banco medio aparece un banco lateral esporádico, sin vegetación y unido a la terraza sur.

Al año 2019 el banco lateral vuelve a su forma anterior y unido a la terraza sur por un camino. Esta vez, el camino se puede apreciar mucho más ancho, por lo tanto, existe un represamiento del cauce en ese sector quedando expresado en la erosión del banco lateral, con una forma redondeada. El banco lateral de la ribera sur se encuentra de menor tamaño y sin vegetación (Fig. 36).

Esta evolución expresa una transmutación morfológica del banco lateral estuarial sujeta a las crecidas del cauce e intervención antrópica.

- Bancos medios

En el primer año del periodo estudiado (2009) existen tres bancos medios en la zona proximal del estuario. El más pequeño, ubicado hacia la ribera norte presenta una forma semejante a un romboide y sin vegetación (Fig.36).

Para el año 2012 tiene morfología romboidal muy bien definida con sus orillas en punta. Su parte central tiene vegetación y las orillas están descubiertas, se encuentra separado del banco lateral por un canal muy estrecho. El año 2016 mantiene su forma, pero de menor tamaño y cubierto de vegetación. Tres años después se encuentra más redondeado y está completamente estabilizado.

Los otros bancos medios estuariales se encuentran separados por estrechos canales y estabilizados por vegetación. El de mayor tamaño presenta áreas descubiertas en sus extremos. Su lado oeste tiene forma en punta al igual que los otros bancos estuariales. El otro extremo de este banco no se logra apreciar en la cartografía, porque aproximadamente en esta zona se produce el límite estuarial (3km); no obstante, su cara este el año 2009 es más redondeada que los otros bancos y en los años siguientes se comienza a extender en punta hasta unirse con la terraza norte (Fig. 36).

Luego, en el año 2012 el banco medio de mayor tamaño es disectado por el río y se une a la terraza sur dejando un cuerpo de agua sin conexión al estuario (Fig. 36), por ende, estas aguas estancadas se traducen en un área con mucha vegetación tomando las características de humedal.

En 2016 mantienen su morfología y aparecen pequeños bancos medios esporádicos. La imagen fotointerpretada corresponde a la época de verano, por lo tanto, disminuye el nivel del curso fluvial y aparecen bancos con sedimentos de fondo. Los dos bancos mayores siguen manteniendo su forma para el año 2019 y se encuentran unidos a la terraza sur por un camino. La zona identificada como humedal corresponde al antiguo canal y banco medio, y están completamente cubiertos por vegetación, por lo cual, se hace imposible diferenciarlos.

B) Zona media:

Se identifica un banco lateral adyacente a la terraza sur y presenta morfología en punta para los cuatro años. El año 2012 es disectado por el curso fluvial generándose un banco medio alargado y redondeado. Para el siguiente año observado aparecen dos bancos medios, uno de forma alargada y otro romboidal, ambos muy pequeños. Cercano al sector del puente, en la terraza estuarial, aparece vegetación hidrófila, denominada como humedal (Fig. 36).

C) Zona distal:

- Meandro Abandonado:

Se encuentra en la zona distal al norte de la laguna y terraza estuarial. Termina en dos brazos que disectan la terraza. Mantiene su morfología y presenta zonas con vegetación hidrófila los cuatro años (Fig. 36).

- Laguna estuarial:

Se encuentra conectada al mar los cuatro años. El 2009 y 2012 tiene una morfología similar, de características redondeadas y en sus orillas presenta zonas de humedales. El año 2016 es alargada, dado que disminuye el curso fluvial. La vegetación hidrófila se extiende por toda la ribera de la terraza y aparecen sedimentos dando origen a un banco lateral esporádico unido a la vegetación y terraza. Entre la laguna y el cordón litoral se identifica una zona de vegetación

con sedimentos de fondo extendiéndose por un área mayor que en los años anteriores. Esto coincide con lo que sucede en el resto del estuario, como se mencionó anteriormente, presenta más bancos medios que en los otros años debido a una disminución del curso hídrico exhibiendo mayor sedimento. El 2019 retoma su forma redondeada (Fig. 36).

- **Flecha litoral:**

Se identifican 2 flechas litorales (norte y sur) los cuatro años. La flecha sur es de mayor extensión y mucho más desarrollada que la flecha norte, debido al aporte de sedimentos del río y la deriva litoral. La existencia de la flecha norte se debe a condiciones locales del oleaje, el islote rocoso frente a Punta Piedra genera trenes de ola secundarios en dirección al sur producto de la reflexión. Por lo tanto, estas condiciones producen sedimentación en dirección al sur construyéndose una flecha norte.

Las flechas se extienden desde los respectivos cordones litorales. El cordón litoral sur es de mayor dimensión en los cuatro años y de morfología dinámica, cambiando constantemente. El cordón litoral norte es mucho más angosto los cuatro años y tras él se identifica una duna anterior angosta y dinámica por las condiciones del oleaje en ese lugar (Fig. 36).

El año 2009 la flecha sur está orientada hacia el interior del estuario con forma curvada, por el contrario, la flecha norte presenta una leve dirección hacia el exterior y otra hacia el interior del estuario desarrollándose en forma de punta hacia la laguna estuarial (Fig. 36). Se encuentran separadas por un canal o *inlet* de carácter curvo con 22 metros de ancho aproximadamente.

Al año siguiente, existe un retroceso de la flecha sur y acreción de la flecha norte, por lo tanto, el *inlet* se desplaza unos metros al sur y tiene una morfología casi recta con 22 metros de ancho. Ambas flechas se encuentran curvadas hacia el interior del estuario debido a la refracción del oleaje (Fig. 36).

Al 2016 la flecha sur se observa redondeada a diferencia de los años anteriores que presentaba una curva hacia el interior. Por el contrario, la flecha norte demuestra acreción hacia el interior del estuario y en dirección hacia el meandro abandonado, terminando en forma de cúspide hacia la laguna estuarial, igual que el 2009 (Fig. 36). El *inlet* es observado similar al año 2012, recto con orientación oblicua y un ancho de 28 metros.

En el último año la flecha sur se presenta más angosta y curvada en su extremo. La flecha norte reduce su tamaño y se encuentra curvada hacia el interior del estuario terminando en tres puntas. El canal que las separa presenta una curva muy pronunciada, exactamente en donde la flecha sur logra su mayor proyección. El *inlet* tiene un ancho de 8 metros, alcanzando 17 y 15 metros de ancho en su conexión con el mar y con la laguna estuarial, respectivamente.

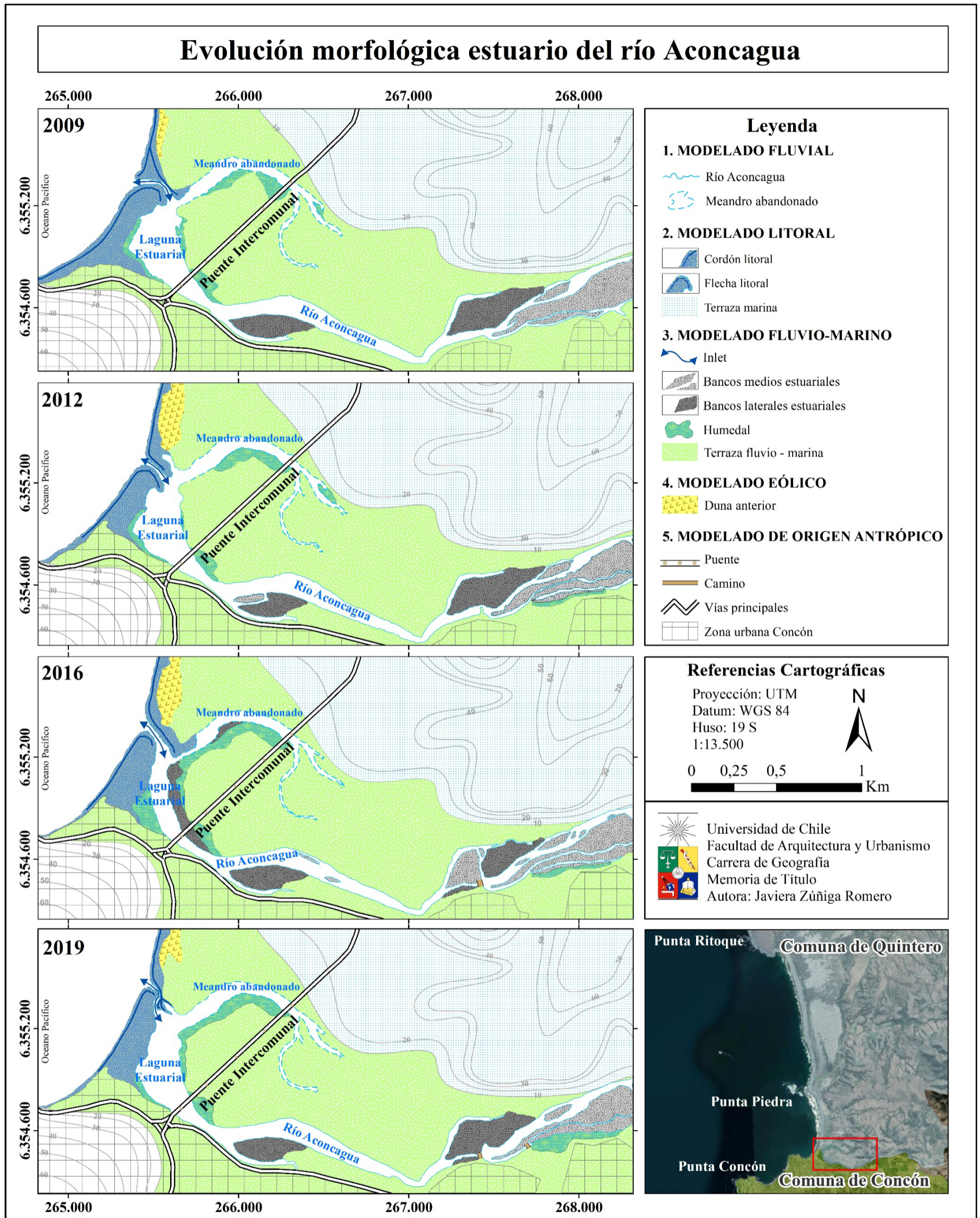
El día de trabajo en terreno (13 de noviembre 2020), a diferencia de lo analizado en las imágenes satelitales y evidenciando la dinámica de la flecha litoral y laguna estuarial, el estuario se encontró cerrado por una barrera litoral de un ancho aproximado de 70 metros (Fig. 35).

Fig. 35: Barra litoral en estuario del río Aconcagua



Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020.

Fig. 36: Evolución morfológica del estuario del río Aconcagua



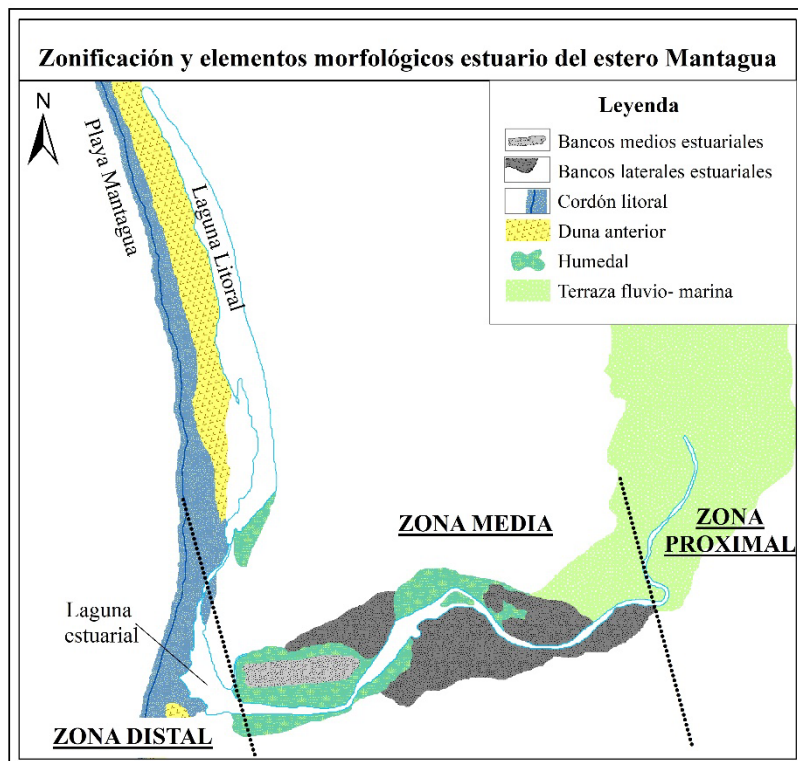
Fuente: Elaboración propia, 2020.

4.2.2 Configuración y evolución morfológica estuario del estero Mantagua

El estuario del estero Mantagua también fue analizado bajo el modelo morfológico de delta en ría de Araya-Vergara (1981). Se reconocieron las 3 zonas características con sus respectivos elementos morfológicos, definiendo cada zona a partir de su morfología (Fig. 37). Para este estuario no existen datos del ingreso de cuña salina.

- Se identifica la **zona proximal** donde existe un curso único con presencia de un meandro. En la Fig. 37 se identifica esta zona desde donde el estero presenta un curso permanente.
- **Zona media** con presencia de bancos laterales, medios y humedal; por último,
- La **zona distal o exterior** donde se identifica la laguna estuarial y barrera litoral.

Fig. 37: Zonificación estuario del estero Mantagua



Fuente: Elaboración propia, 2020.

A) Zona proximal

- **Meandro:**

El estero Mantagua desde su origen hasta la desembocadura es intermitente; sin embargo, los años en que se logra observar el curso de agua por completo, presenta un canal único y meandrante. Esto se debe a la gran cantidad de masa dunaria que impide su curso, por lo que

presenta sinuosidades en todo su recorrido. El último meandro desde donde empieza el estuario es muy pronunciado y mantiene su morfología los 4 años. El año 2009 el estero se presenta muy estrecho, evidenciando gran carga sedimentaria y se encuentra conectado con el mar (Fig. 43). Los años 2012 y 2016 se ensancha, para disminuir nuevamente en el año 2019.

B) Zona media

- Bancos laterales:

El año 2009 los bancos laterales ubicados hacia la zona proximal del estuario presentan una forma redondeada lo que indica mayor influencia fluvial, por el contrario, el banco lateral ubicado en la ribera norte hacia la zona distal del estuario presenta sus lados en forma de cúspide denotando una influencia de las corrientes de flujo y reflujo (Fig. 43). Los dos bancos laterales de la ribera norte y el banco lateral de mayor tamaño de la ribera sur se encuentran disectados por zonas de humedales, áreas muy efímeras dado que aparecen y desaparecen dependiendo del nivel hídrico del estero (Fig. 43). Los bancos se encuentran mayormente descubiertos de vegetación y con más carga sedimentaria.

Al año 2012 estos bancos se identifican con morfologías similares y estabilizadas por la vegetación. A diferencia del año 2009, las zonas con vegetación hidrófila cambian su ubicación y extensión, siendo relevante la evolución que se produce en el banco lateral más distal, porque reduce su tamaño y aumenta la vegetación hidrófila (Fig. 43). Los bancos laterales de la ribera sur comienzan a juntarse.

El 2016 y 2019 los bancos laterales aumentan su superficie manteniendo sus formas y presentan áreas cubiertas y descubiertas con vegetación (Fig. 38 y 43).

Fig. 38: Bancos medio y laterales, estuario del estero Mantagua.



Fuente: Fotografía propia. Abril, 2019.

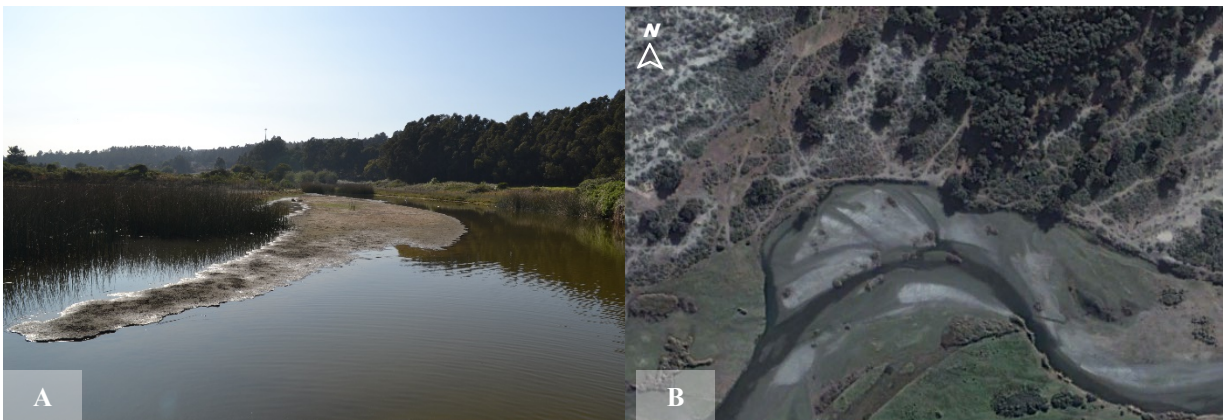
- **Bancos medios:**

En los meses de verano aparecen bancos medios, porque el nivel del agua disminuye por la ausencia de lluvias, dado que es un estero de régimen pluvial, por lo tanto, son bastante dinámicos y esporádicos (Fig. 39a)

No obstante, el año 2009 que corresponde a una fotointerpretación de un mes de otoño, el estuario presenta más bancos medios que los otros años, esto se puede explicar porque se encuentra conectado al mar y tiende a disminuir su nivel hídrico (Fig. 43).

En la zona media existen 4 bancos medios de formas romboidales y triangulares que se encuentran entre canales abandonados. Es posible notar la diferencia entre bancos y canal abandonado por el color que presenta el sedimento y la clara morfología de los bancos (Fig. 39b). Cercano a la laguna estuarial se encuentra un banco medio que está siempre presente en el área y se encuentra muy estabilizado con sus extremos en punta (Fig. 40). Adyacente a él aparece un banco de arenas con sus lados en cuernos. En la laguna estuarial aparecen dos bancos medios de morfología redondeada (Fig. 43).

Fig. 39: Bancos medios esporádicos zona media, estuario del estero Mantagua



38a: banco medio esporádico con lado convexo y su extremo en punta. 38b: bancos medios esporádicos con canales abandonados. Fuente: a) Fotografía propia, abril 2019. b) Google Earth, 2020.

En el año 2012 sólo hay un banco medio que marca el cambio entre zona media y distal. Es de menor tamaño que en el 2009. Al 2016 y 2019 presenta una forma alargada terminada en cuerno hacia el interior del estuario y hacia el exterior es redondeada. Esta morfología es la que predomina durante el año hasta en la actualidad (Fig. 40).

Fig. 40: Banco medio estuario Mantagua



Fuente: Fotografía propia, abril 2019.

C) Zona distal:

- Laguna estuarial:

El año 2009 se identifica como un estuario paralelo a la costa. El estero es desviado hacia el norte por la barrera litoral evidenciando gran aporte de sedimentos desde el sur. Es de morfología estrecha y se encuentra conectado a la laguna litoral. Es el único año observado que se encuentra conectada al mar por un estrecho canal (Fig. 41 y 43).

El año 2012 presenta una forma semi redondeada en el sector de la línea del tren, desviada hacia el norte por la barrera litoral y conectada a la laguna litoral. A diferencia del año anterior no se encuentra conectada al mar (Fig. 43).

El tamaño de la laguna estuarial disminuye drásticamente al 2016, quedando el estuario en dirección perpendicular a la línea de costa. Se forma una pequeña laguna estuarial semi redondeada, desconectada de la laguna litoral y del mar (Fig. 43).

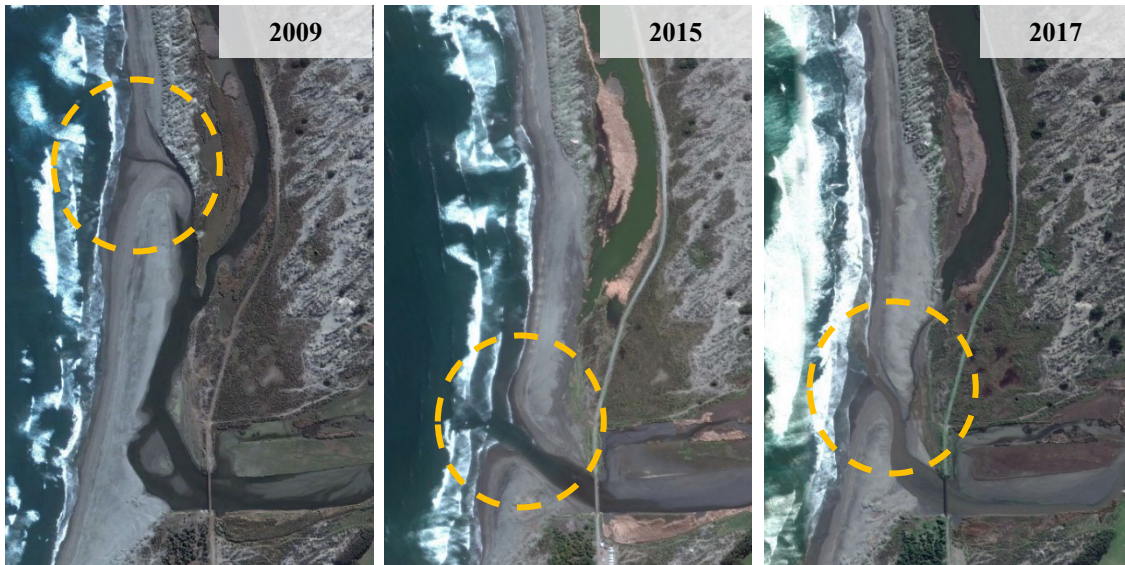
El 2019 se identifica paralela a la costa, uniéndose nuevamente sólo con la laguna litoral por un estrecho canal (Fig. 43). De lo anterior, se deduce que cada año la conexión de la laguna estuarial con la laguna litoral depende de las condiciones pluviales en la zona. Por el contrario, su conexión con el mar depende de las condiciones climáticas y oceanográficas.

- Barrera litoral:

Es un elemento muy estable producto del aporte de sedimentos que recibe desde el sur, específicamente del río Aconcagua. Estable en el sentido que, dentro de los años estudiados, sólo el 2009 fue posible identificar una ruptura de la barra formando una flecha litoral. La flecha sur se encuentra recurvada hacia el interior y es mucho más ancha que la flecha norte (Fig. 41 y

43), ya que en este lugar aparece una duna anterior. Es importante señalar esto último porque, las pocas veces en que la laguna se conecta al mar varía la ubicación del *inlet*. Dentro del periodo de 10 años estudiados se conectó al mar sólo en tres ocasiones (2009, 2015 y 2017) y coinciden con meses de invierno (Fig. 41). En la barrera existen pequeñas dunas embrionarias o montículos que no logran establecerse como duna anterior por las condiciones dinámicas del oleaje y del estuario en el sector.

Fig. 41: Configuración del *inlet* los años 2009, 2015 y 2017



Fuente: Google Earth, 2020.

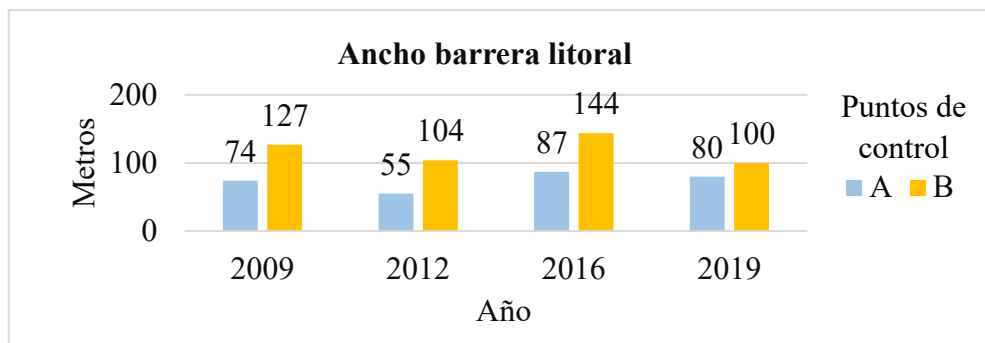
A lo anterior se agrega que la barrera litoral es muy ancha (puntos de control A y B, Fig. 43). En el año 2009 frente a la laguna estuarial (P.C A, Fig. 42 y 43) tiene un ancho de 74 metros, alcanzando un ancho máximo frente a la unión de la laguna estuarial con la laguna litoral de 127 metros (P.C B, Fig. 42 y 43), por lo tanto, deben existir condiciones oceanográficas muy adversas para que logre romperse y formar una flecha, por lo que la ruptura se da en meses de invierno.

El año 2012 la barrera se encuentra más estrecha que en 2009 (Fig. 42), pero aun así muy desarrollada midiendo aproximadamente 55 metros en el punto A. En el punto B alcanza un ancho máximo de 104 metros. Hacia el norte y sur de este sector se logra identificar una duna anterior, por lo tanto, el ancho del cordón litoral disminuye drásticamente alcanzando aproximadamente 40 metros.

Cuatro años después se logran identificar condiciones del oleaje transversales a la línea litoral quedando expresado en una línea litoral con *beach cusps* (Fig. 43). En consecuencia, la barrera litoral es afectada por rompientes de media a alta energía. El ancho frente al estuario es de 87

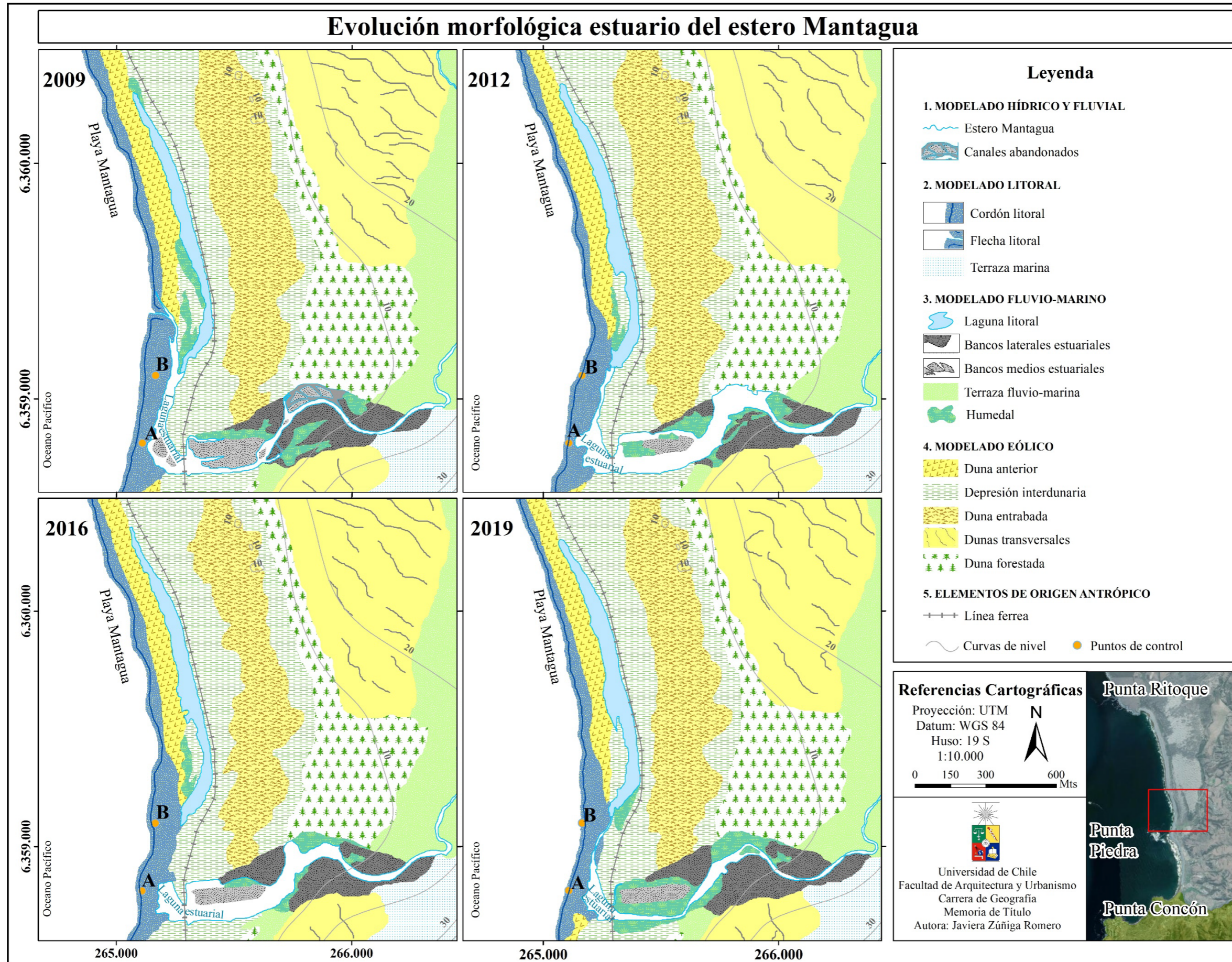
metros y en el punto B un máximo de 144 metros. Al año 2019 la barrera se mantiene estable presentando un ancho de 80 metros en el punto A y 100 metros en el punto B (Fig. 42).

Fig. 42: Ancho de barrera litoral en el estuario del estero Mantagua



Fuente: Elaboración propia, 2020.

Fig. 43: Evolución morfológica estuario del estero Mantagua



Fuente: Elaboración propia, 2020.

4.3 EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA CAMPO DUNAR Y SISTEMA PLAYA-ESTUARIOS

La ensenada de Concón – Ritoque se compone de geoformas originadas por el modelado litoral, eólico, fluvial, fluvio-marino y antrópico (ver Fig. 75, pág. 91). Estos factores convergen en una evolución constante de la geomorfología de la zona.

En la década de los 80's, Castro (1987) estudió las transformaciones que sufrió el campo dunar de Ritoque entre 1955-1987, siendo la intervención del ser humano la gran responsable de la evolución del modelado. En ese tiempo, Castro (1987) identificó una zonificación de formas dunares (Anexo 6), la cual fue revalidada por Paskoff y Manríquez (2004), siendo hecha principalmente para el área del campo dunar. No obstante, la geomorfología del campo dunar, litoral cercano, playa y estuarios responden a una funcionalidad en conjunto, puesto que forman parte del mismo sistema.

Por consiguiente, fue necesario identificar y reunir en una carta geomorfológica las formas que constituyen la ensenada en su totalidad, incluyendo aquellos ambientes no integrados en clasificaciones anteriores, como playa y estuarios. Con la finalidad de dar a entender cómo se conjugan estos elementos y factores que le dan forma, cómo inciden en su evolución y cómo ha cambiado la geomorfología, tanto del campo de dunas como del resto de la ensenada en la última década.

En tal sentido, los resultados anteriores aportan en la comprensión del funcionamiento del litoral cercano y de los sistemas estuariales, cómo influyen en el transporte y depositación, y ahora serán vinculados a la geomorfología que presenta el campo dunar.

4.3.1 Modelado fluvial y fluvio-marino

El estuario del río Aconcagua y la terraza fluvio-marina próxima no exhibieron cambios geomorfológicos significativos durante el periodo estudiado. Los cambios más notorios se evidenciaron en la disminución del ancho de playa y de flechas litorales desde el año 2009 al 2019 (Fig. 75). La dinámica del litoral cercano se mantiene entre tipos de zonas de rompientes de baja a media energía, predominando frente a la desembocadura del río Aconcagua barra y playa rítmica y reflectiva.

En ambos años el estuario se encuentra conectado al mar por un *inlet* que es desviado hacia el norte por la presencia y longitud de la flecha sur. Esta última es de mayor extensión que la flecha norte; sin embargo, en terreno se encontró una barrera litoral de gran envergadura que separaba la laguna estuarial del mar por aproximadamente 70 metros (Fig. 44).

Fig. 44: Barrera litoral en estuario del río Aconcagua



Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020.

La dimensión de la barrera litoral sumado a la existencia de dunas embrionarias y cordón litoral con presencia de gravas, dan cuenta de la gran estabilidad que posee esta forma en la actualidad. En efecto, se pueden inferir aspectos importantes de la dinámica litoral contemplados en terreno (13 noviembre 2020), tales como:

- La existencia de una barrera litoral dos semanas después de un evento de marejadas, ocurrido entre el 28 y 31 de octubre (Armada de Chile, 2020), hace deducir que la acción erosiva del oleaje no fue competente para destruir la barrera;
- Mientras que, fue suficiente para el arrastre de gravas y depositarlas en el cordón litoral.
- Por otro lado, el caudal del río tampoco es suficiente para originar un *inlet* y conectarse con el mar.
- Existe predominancia de la deriva litoral, ya que transporta y deposita sedimentos de sur a norte, formándose una flecha sur y una barrera litoral (noviembre de 2020).

La deriva litoral permite que los sedimentos se desplacen hacia el norte de la ensenada, por lo mismo, el campo dunar crece hacia la zona distal. Por este motivo, la terraza fluvio-marina al norte de la laguna estuarial se caracteriza por ser un área de mal drenaje, con cubierta vegetacional hidrófila (Fig. 45), muy diferente a lo que ocurre hacia la zona media, donde predomina la cubierta de dunas entrabadas.

Fig. 45: Sistema fluvio-marino en estuario del río Aconcagua



Fuente: Fotografía de Mauricio Concha. Febrero, 2020.

El estero Quintero es un curso hídrico de alimentación pluvial, por lo que al analizar imágenes satelitales es posible observarlo en algunos meses debido a las fluctuaciones que presenta a lo largo del año. Se encuentra inserto en una terraza fluvio-marina de pendiente muy suave y de gran extensión (sector Santa Julia), limitando al oeste con el campo dunar de Ritoque. La masa dunaria impide el paso del estero Quintero que tiende a represarse en esa zona, dando origen a una zona húmeda. En ambos años se reconoció la existencia de humedales, en tanto, el cauce se observó más en marzo del 2010 (Fig. 75). Se reconocen como zona de humedales por la presencia de vegetación hidrófila propia de orillas de esteros y humedales que se pueden divisar desde la ruta F-30-E (Fig. 46).

Al avanzar hacia el sur (sector Mantagua) la terraza fluvio-marina es muy estrecha (Fig. 47) porque la terraza marina se extiende hacia el oeste, muy cerca del campo de dunas. En esta zona, durante el 2019, el cauce mantuvo su forma meandrante y efímera a causa de la baja pendiente y obstrucción de las dunas; a diferencia del 2010 en que se reconoció el cauce en todo el trayecto (Fig. 75). Finalmente, el estero se abre paso para desembocar al norte de Punta Piedra.

Fig. 46: Terraza fluvio-marina sector Santa Julia



Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020.

Fig. 47: Terraza fluvio-marina sector Mantagua



Fuente: Fotografía Propia. Noviembre, 2020.

La configuración morfológica del estuario Mantagua se mantiene a lo largo del periodo estudiado. Los cambios más notorios se encuentran en la laguna estuarial, ya que su morfología depende del nivel del cauce y de la barrera litoral.

En los dos años se puede observar que la laguna estuarial está unida a la laguna litoral por un canal, que mide 38 metros en 2009 y 11 metros en 2019 (Fig. 75). Estos cuerpos de agua se encuentran separados por varios metros en aquellos meses en que disminuye el caudal del estero, como ocurrió en febrero del 2020 (Fig. 48).

A diferencia de la conexión de la laguna estuarial y litoral que dependen en su totalidad de la energía fluvial, esta no es suficiente para generar un *inlet* y que ambos cuerpos de agua queden conectados con el mar. Se requiere también de la energía del oleaje para erosionar la barrera, lo que sucede muy pocas veces en esta desembocadura. Casos como este se puede observar en la imagen satelital de Google Earth el día 21 de julio del 2020 (Fig. 49), donde el caudal aumentó su volumen; sin embargo, no es suficiente para generar un canal hacia el mar.

Fig. 48: Sistema fluvio-marino en estuario del estero Mantagua



Fuente: Fotografía de Mauricio Concha. Febrero, 2020.

La conexión del estuario con el mar se ve obstaculizada por la gran extensión que tiene la barrera litoral en la zona de Mantagua. La morfología de esta barrera manifiesta dinámicas importantes:

- En las visitas a terreno se observaron microacantilados en la barrera durante gran parte del año. Estos se generan por fuerte ataque del oleaje, que coincide con TZR de media a alta energía como barra y playa rítmica y barra y rip transversal, manifestándose en una barrera de morfología rítmica con presencia de *Beach cusps*. Estos TZR también expresan transporte de sedimentos hacia la playa y el interior, por lo tanto;
- La existencia de dunas embrionarias entre el estuario y la laguna litoral responden al aporte de sedimentos que son retenidos por vegetación. También evidencian que ambos cuerpos de agua no se conectan con frecuencia. La presencia de barjanas inmediatamente al sur del estuario demuestra la abundancia de sedimentos que llegan a este sector.
- A causa de lo anterior la barrera tiene una morfología de gran envergadura, con rasgos erosionales hacia la zona de rompientes y acrecionales en las cercanías de las lagunas, por lo tanto, esta condición dificulta la generación de canales que conecten con el mar.

Fig. 49: Conexión laguna estuarial y laguna litoral



Fuente: Google Earth, 2020.

4.3.2 Modelado eólico

En la ensenada predomina un tipo de zona de rompiente de barra y playa rítmica (RBB), que según la energía que presenta corresponde a playas intermedias, posicionándose entre barra y surco longitudinal (LBT) y barra y rip transversal (TBR), las cuales también están presentes en el periodo estudiado. Esto es de gran importancia, ya que playas con características longitudinales demuestran predominio del transporte de sedimentos a lo largo de la línea de costa, en dirección de la deriva litoral, en este caso sur-norte. Las playas de características transversales transportan sedimentos desde la zona de rompientes hacia el interior del continente.

La descarga de este material desde la desembocadura del río Aconcagua es transportada longitudinalmente originando flechas y barreras frente a los estuarios y en sentido transversal que, junto con la acción del viento en sentido suroeste-noreste, dan origen al campo de dunas de Ritoque. Este cuenta con una secuencia de familias dunares muy evolucionadas y en proceso de estabilización. La evolución del campo de dunas se debe a la acción natural del transporte y el viento; no obstante, en las últimas décadas responde principalmente a la intervención antrópica.

A continuación, se describen los tipos de dunas identificados y la evolución que han presentado en el periodo 2010-2019.

- Duna anterior

La duna anterior se extiende inmediatamente desde el norte de la desembocadura del Aconcagua hasta el extremo distal en Punta Ritoque (~10 km). El sedimento es retenido por vegetación típica de esta morfología como *Ambrosia chamissonis* (Fig. 50a) y *Carpobrotus chilensis* (Doca)

(Fig. 50b), especies que se encuentran a lo largo de este tipo de duna. En la zona distal, también es posible identificar *Ammophila arenaria* (Anmófila) (Fig. 50c), especie introducida que fue plantada para la creación y control de avance de la anteduna (MMA, 2015b).

Fig. 50: Especies vegetacionales en duna anterior



Fuente: Fotografía propia. Junio, 2019

En el año 2010, desde el norte del estuario del Aconcagua hasta Punta Piedra, la anteduna presentó una morfología ancha de 40 y 86 metros en los P.C 2 y 3, respectivamente. En tanto, en el 2019 mantiene su ancho con escasa diferencia en metros (72 y 73 metros en los P.C mencionados) (Fig. 57) (Fig. 51). La altura es baja alcanzando 1,5 metros en el pie de la duna anterior (P.C 2) según las mediciones obtenidas en terreno. En el P.C 3 el pie de duna es de 1,5 metros y la duna anterior está próxima a los 2,5 metros de altura (Fig. 52).

Fig. 51: Duna anterior en zona proximal (P.C 2)

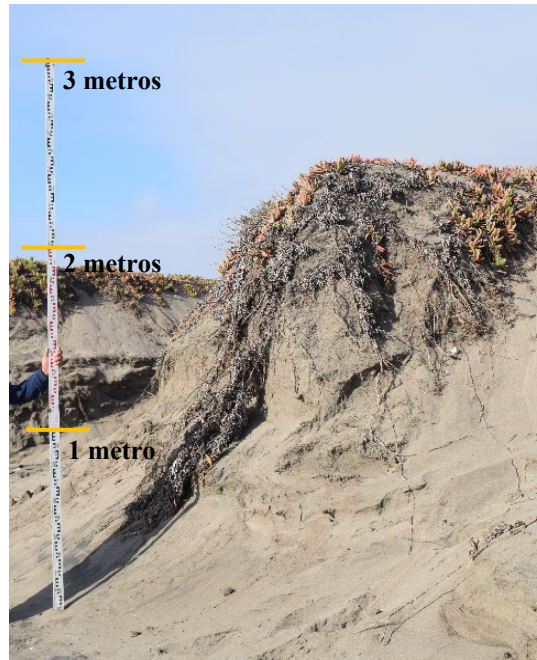


Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020.

Avanzando hacia el norte, entre los puntos de control 3 y 4, la duna anterior fue arrancada con maquinaria pesada (comunicación personal con habitantes del sector, 2019), lo que resulta ser evidente a través de la fotointerpretación de imágenes satelitales y fotografías aéreas (Fig. 53), puesto que se identifica una superficie plana y un corte en la duna anterior hacia el sector sur. Esto sucede hace muchas décadas, ya que Castro (1987) identificó en este sector una cantera de extracción de áridos (Anexo 6). Durante el 2010-2019 se deduce que estas prácticas se siguen realizando, ya que los indicios de la duna anterior se reducen a pequeños montículos muy

limitados (Fig. 53). La ausencia de duna anterior en el P.C 4 año 2019 (Fig. 75), se asocia a erosión por oleaje, dado que la playa se presenta muy angosta en esa zona durante gran parte del periodo estudiado.

Fig. 52: Altura duna anterior en P.C 3



Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020.

Fig. 53: Extracción de duna anterior en P.C 3 y 4



Fuente: Fotografía de Mauricio Concha. Febrero, 2020.

En el P.C 5, año 2010, no hay duna anterior o montículos retenidos por vegetación, pero si se pueden identificar pequeños barjanes. Al año 2019 existen pequeños montículos que comienzan a formar una duna anterior en esta zona, con un ancho de 53 metros. No obstante, este sector es muy dinámico producto de la desembocadura del estero Mantagua y la energía del oleaje, por ende, las condiciones sedimentarias de playa y anteduna cambian constantemente.

En los P.C 6 y 7 la anteduna limita hacia el interior del continente con la laguna litoral (Fig. 54). En terreno se pudo observar una duna anterior más alta y ancha que en los puntos anteriores, alcanzando 75 metros de ancho en 2010 y 71 metros en 2019 (Fig. 57). A pesar de exhibirse más angosta en 2019, su morfología indica un frente transgresivo activo que avanza sobre la laguna litoral y depresión interdunaria a diferencia de lo observado por Castro (1987) y, en partes, estabilizado principalmente por *Carpobrotus chilensis* (doca) y *Ambrosia chamissonis* (Fig. 55). El frente transgresivo avanza ya que la morfología de la duna anterior en este sector indica corredores de deflación activos sin vegetación en la misma dirección del viento (Fig. 54). Entre la laguna litoral y la duna anterior se puede observar una superficie plana correspondiente a la base de la laguna que queda descubierta cuando el nivel del agua disminuye, siendo parte de la depresión interdunaria.

Fig. 54: Duna anterior con frente transgresivo en laguna litoral, zona media



Fuente: Fotografía de Mauricio Concha. Febrero, 2020.

Fig. 55: Frente transgresivo en duna anterior, zona media.



Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020.

Desde el P.C 8 al 12 la línea ferroviaria intercepta la duna anterior en donde exhibe el mayor ancho en ambos años, alcanzando 150 metros en el P.C 10 (año 2010) y 140 metros en el P.C 11 (año 2019) (Fig. 57). En comparación con el sector de la laguna litoral se observan frentes transgresivos de menor tamaño, y solo en algunos sectores, dado que la duna anterior va perdiendo altura gradualmente. Por el contrario, en el extremo de la zona distal la anteduna tiene una altura considerable y el frente transgresivo es muy abrupto con una altura que supera los 3 metros aproximadamente (Fig. 56).

La duna anterior se aprecia como una barrera continua en la zona distal y los corredores de deflación son difíciles de reconocer en terreno. La explicación de esto se encuentra en la intervención que se hizo en la anteduna para evitar el avance sobre plantaciones ubicadas hacia el interior, en la década de 1970 y 1980 (Castro, 1987) resultando un cordón continuo, sin corredores y de gran altura.

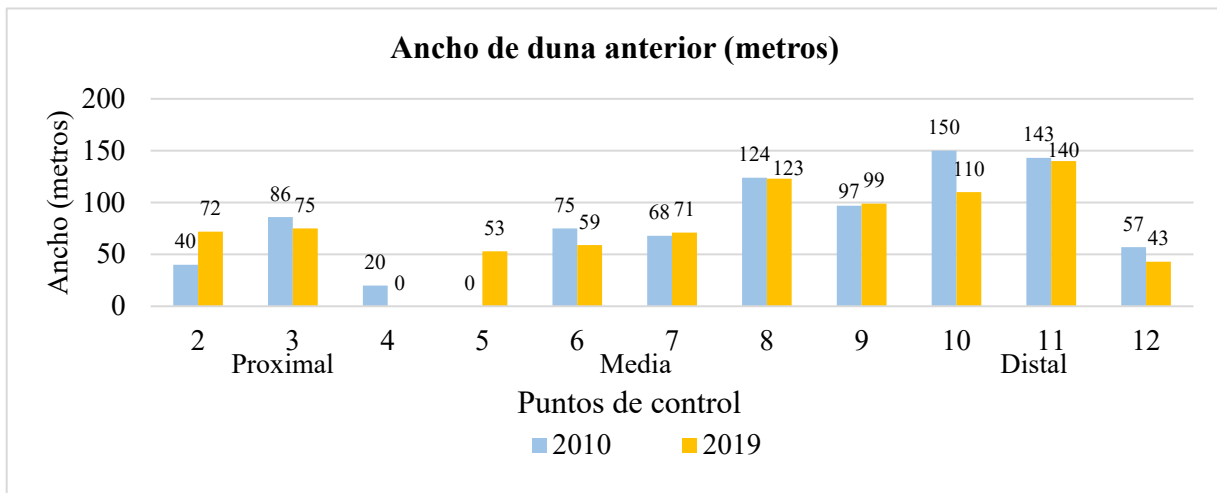
Esto último se demuestra en los perfiles de playa de los puntos de control 11 y 12, donde el pie de duna se encuentra a 3 y 4 metros de altura, respectivamente (Fig. 33). A pesar de ello, en la actualidad es posible reconocer, a través de fotointerpretación de imágenes satelitales, corredores de deflación muy angostos, indicando acción del viento y cambiando la morfología de la duna.

Fig. 57: Frente transgresivo en duna anterior, zona distal



Fuente: Fotografía propia. Junio, 2019.

Fig. 56: Mediciones del ancho de duna anterior (metros)



Fuente: Elaboración propia, 2021.

- Depresión interdunaria

Se ubica desde el sur del estuario del estero Mantagua hasta Punta Ritoque. En la zona distal limita con la duna anterior hacia el oeste y con dunas forestadas hacia el interior. En la zona media se ubica entre anteduna y dunas transversales (Fig. 58), próximo al estuario de Mantagua limita con dunas entrabadas (Fig. 75). Es una superficie más baja que las dunas que la rodean, por este motivo en algunos sectores la napa freática se encuentra cercana a la superficie, generando las condiciones para el desarrollo de vegetación más abundante. De este modo, en las proximidades de la laguna litoral predomina la vegetación hidrófila.

En la zona distal exhibe abundante vegetación arbustiva nativa como, por ejemplo, *Baccharis linearis* (romerillo) y *Baccharis macraei* (vautro) (Fig. 59) y plantaciones de especies introducidas como *Pinus radiata*. En la zona media es posible encontrar la misma vegetación arbustiva que coexiste con material arenoso, formando hacia el interior dunas entrabadas.

Luego, la depresión interdunaria es ocupada por la laguna litoral y laguna estuarial que en sus alrededores presenta una superficie plana y húmeda con vegetación arbustiva y herbácea como *Ficinia nodosa* (quilmén) y *Cortaderia araucana* (cola de zorro).

Fig. 58: Duna anterior, depresión interdunaria y dunas transversales en zona media



Fuente: Fotografía de Mauricio Concha. Febrero, 2020.

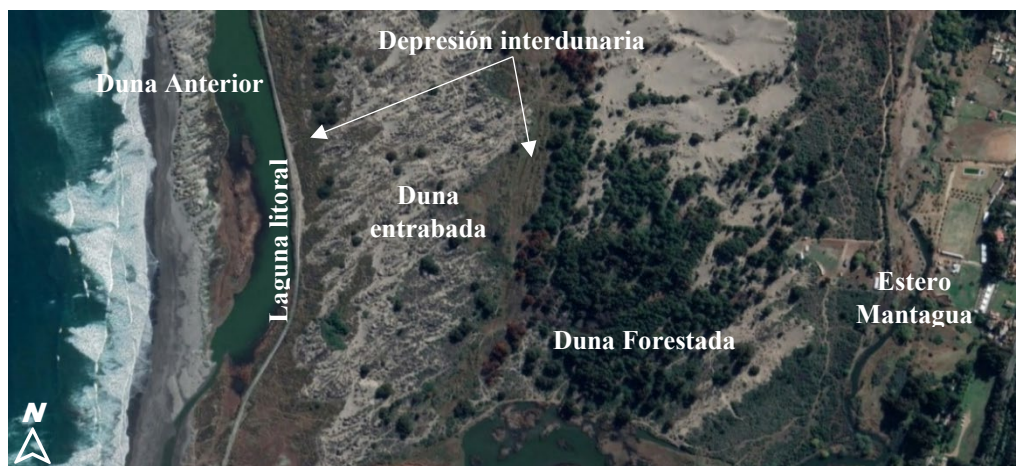
Fig. 59: Depresión interdunaria (*Baccharis macraei*)



Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020.

En este último sector surge una diferencia importante respecto a lo identificado por Castro (1987), quien observó una depresión interdunaria ocupada por la laguna litoral y al este limitada por dunas transversales o barjanoides (Anexo 6). En la actualidad, aparece una segunda depresión interdunaria entre las dunas entrabadas y la duna forestada, inmediatamente al norte del estuario Mantagua (Fig. 60). Por lo tanto, se identifica una secuencia con las siguientes formas (de oeste a este): anteduna, laguna litoral, depresión interdunaria, duna entrabada, depresión interdunaria, duna forestada, estero Mantagua. La depresión interdunaria mantiene su morfología durante los años 2010-2019.

Fig. 60: Depresión interdunaria en sector Mantagua, zona media



Fuente: Google Earth, 2020.

- Dunas Entrabadas

Se ubica en las cercanías del estuario Mantagua entre anteduna y dunas transversales (Fig. 75). Castro (1987) clasificó esta zona como dunas transversales o barjanoideas; sin embargo, ahora no pueden adquirir esa clasificación debido a que la vegetación ha invadido estas dunas y dificulta la visualización de las crestas.

En cuanto a su morfología, se caracterizan por ser dunas de menor altura que las dunas transversales y la vegetación entorpece el avance o movimiento de sus crestas, formándose montículos favorecidos por el tránsito de vehículos o animales (Fig. 61 y 62). La cubierta vegetal es parcial, predomina vegetación arbustiva y herbácea; por ejemplo: *Baccharis linearis* (romerillo), *Baccharis macraei* (vautro), *Ambrosia chamissonis*, *Carpobrotus chilensis* (doca) y *Ficinia nodosa* (quilmén).

En algunos sectores se encuentra muy erosionada por el tránsito de vehículos y el pastoreo de animales, generando áreas propensas para deflación (Fig. 62). Durante el periodo estudiado no hay cambios significativos en su forma.

Fig. 61: Dunas entrabadas, sector Mantagua



Fuente: Fotografía propia. Julio, 2019.

Fig. 62: Dunas entrabadas con huellas vehiculares



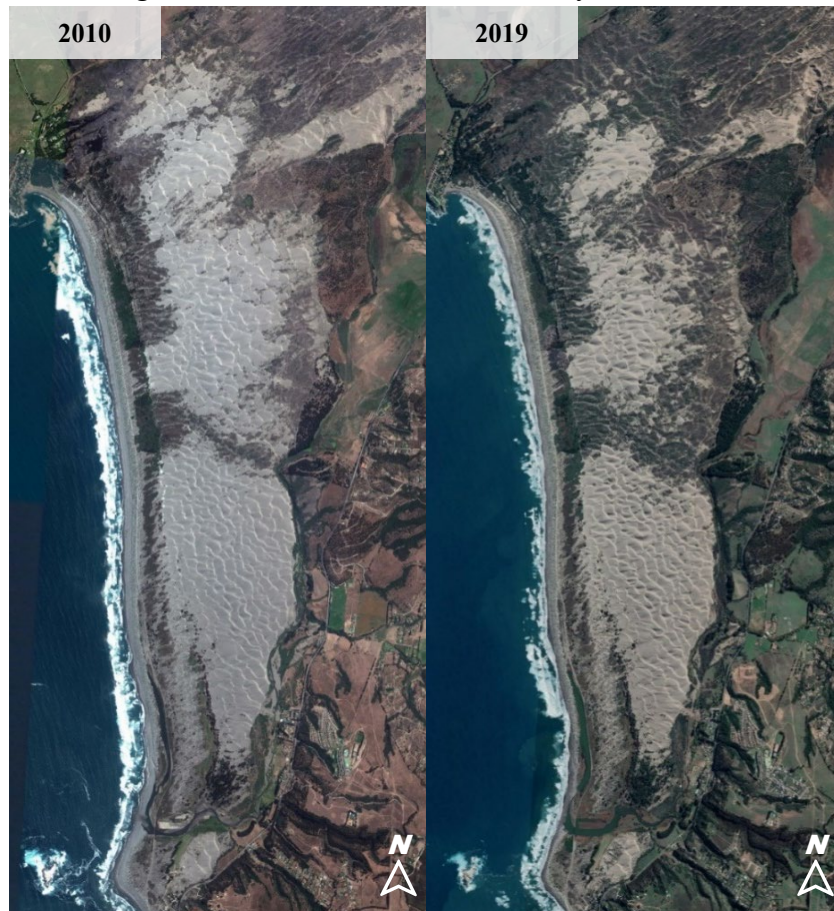
Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020.

- Dunas transversales activas y estabilizadas

Ocupan la mayor área del campo dunar y se encuentran divididas por el estuario Mantagua, quedando una parte de ellas al sur del estuario. Las dunas transversales se clasifican en: dunas transversales estabilizadas, las cuales han sido invadidas por vegetación y; dunas transversales activas, aquellos que no tienen cubierta vegetal y sus crestas son identificables a simple vista a través de la fotointerpretación de imágenes satelitales o fotografías aéreas (Fig. 63). Sus crestas se mueven constantemente según la dirección del viento.

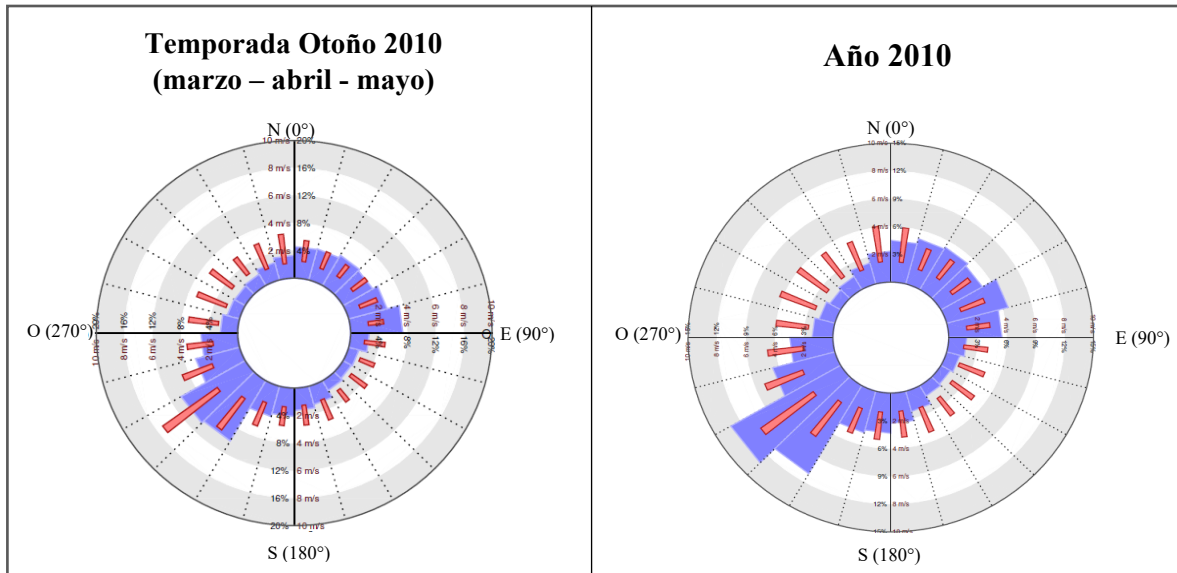
En la imagen del año 2010 (Fig. 63 y 75) se reconocen dunas transversales activas con crestas perpendiculares al viento S-O, orientación predominante en la zona según revisión bibliográfica. Esto fue corroborado en el reporte del Explorador Eólico (FCFM, 2010) para el año 2010, que demostró para la temporada de otoño un predominio en intensidad y frecuencia del viento S-O (Fig. 64), lo mismo ocurrió para el resto del año (Fig. 64). Por esta razón, la configuración de las crestas en sentido N-E responde de modo transversal a la dirección del viento en la fecha estudiada.

Fig. 63: Dunas transversales activas y estabilizadas



Fuente: Google Earth, 2020.

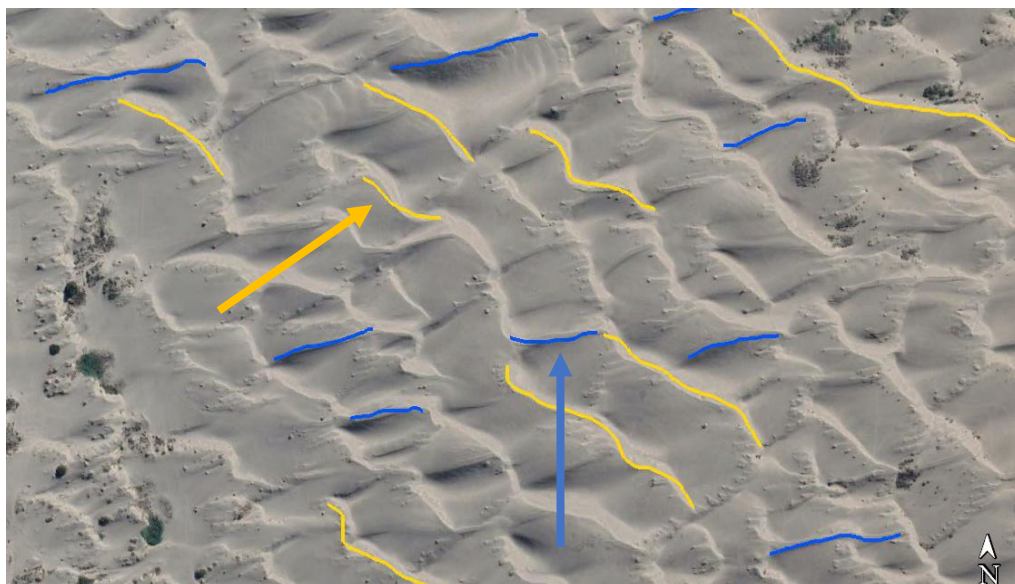
Fig. 64: Rosa de los vientos año 2010



Fuente: FCFM (2010)

Por otro lado, al mes de agosto del 2019 se observó un cambio en la dirección de las crestas de las dunas. Se reconocen crestas perpendiculares al viento S-O, como también al viento S (Fig. 65). Estas últimas se encuentran más constituidas que en el año 2010 donde se mostraban muy incipientes, lo que podría significar una transmutación de esta morfología. No obstante, como se señaló anteriormente, este tipo de dunas siempre está en constante movimiento en respuesta al viento, de manera que su morfología puede variar estacionalmente.

Fig. 65: Crestas de dunas transversales, agosto 2019

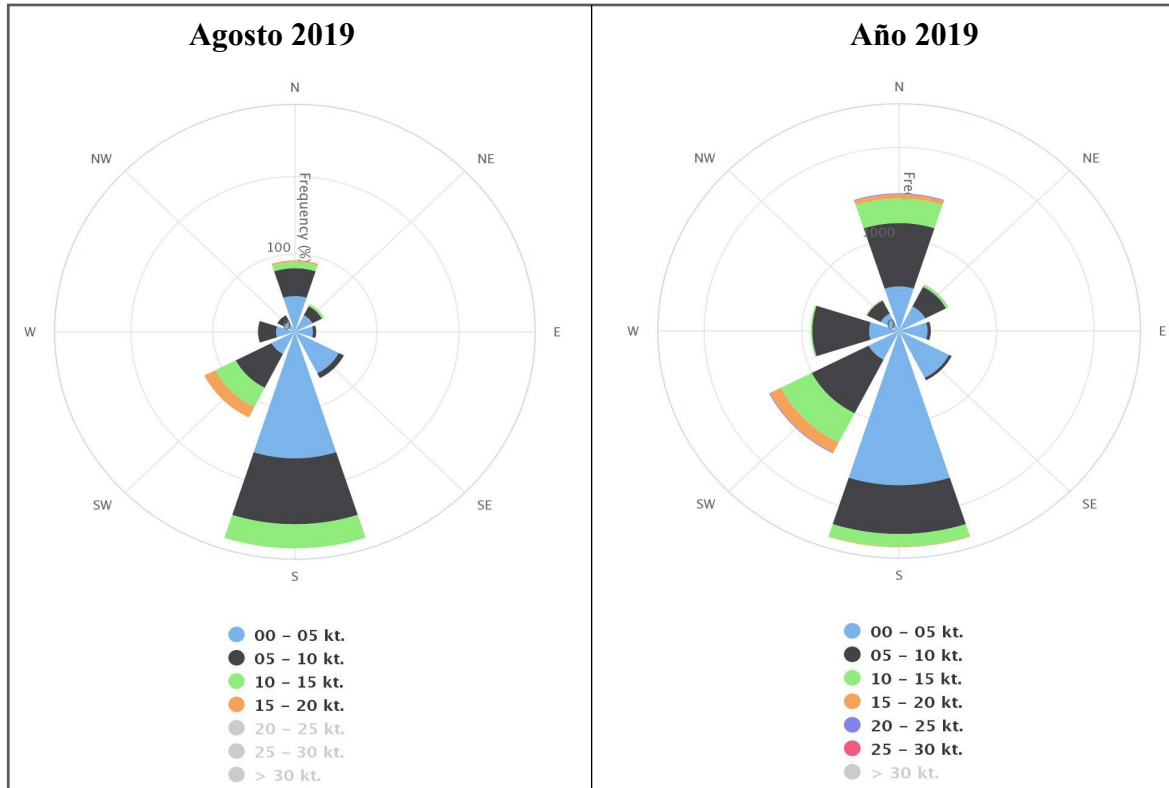


Flecha amarilla viento S-O. Flecha azul viento S.

Fuente: Google Earth, 2021.

Las crestas transversales al viento sur coinciden con los datos de viento otorgados por la DGAC (2021) para agosto del 2019 y el resto del año (Fig. 66). En el mes estudiado predominan vientos en intensidad desde el S-O (5 a 20 nudos) y prevalecen en frecuencia los vientos del sur (con intensidad de 0 a 5 nudos). Los datos del año 2019 se muestra similar al mes de agosto del mismo año; sin embargo, los vientos provenientes del norte aumentan en frecuencia (Fig. 66).

Fig. 66: Rosa de los vientos, 2019. Rangos de intensidad en nudos (kt.)



Fuente: DGAC (2021)

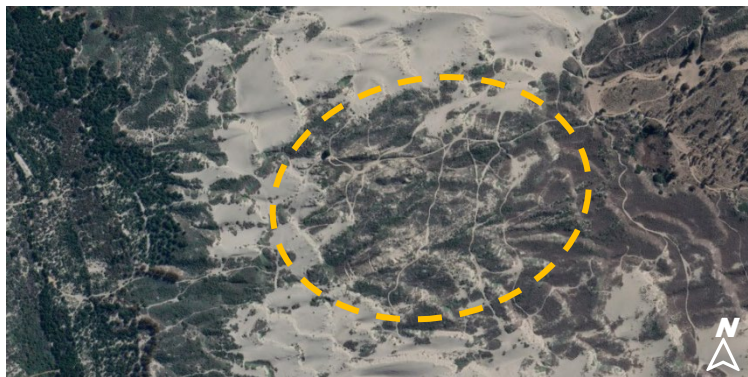
Otro aspecto importante es el aumento de vegetación sobre dunas transversales activas (Fig. 63), las cuales transmutan a dunas transversales estabilizadas. El aumento de vegetación en ellas es principalmente de especies herbáceas y matorral, tales como *Ficinia nodosa* (quilmén), *Baccharis macraei* (vautro), *Carpobrotus chilensis* (doca), *Cortaderia araucana* (cola de zorro), *Ambrosia chamissonis* y *Lupinus arboreus* (altramuz), entre otras.

El avance de vegetación más evidente ocurre en la zona distal del campo dunar cubriendo casi por completo este sector. Algo similar sucede en las dunas al sur del estuario Mantagua. En tanto, en la zona media del campo dunar la vegetación avanza de norte a sur; sin embargo, en su mayoría se encuentra libre de vegetación (Fig. 63 y 75). El área ocupada por dunas transversales activas disminuye en 151,97 ha, mientras que las dunas estabilizadas aumentan su área de 391,02 ha en 2010 a 484,91 ha en el año 2019 (Fig. 72).

El aumento de cubierta vegetal sumado a las huellas de vehículos dificultan la visualización de las crestas, por lo tanto, en un futuro se complicará la identificación de tipologías de dunas, como ya está ocurriendo en algunos sectores para la imagen del año 2019. Además, el tránsito vehicular genera áreas proclives para erosión o *blow outs* (Fig. 67).

El frente transgresivo de las dunas transversales ha disminuido de manera significativa, debido a plantaciones forestales en el sector este del campo dunar (Fig. 75). En el año 2010 los segmentos de frente transgresivo sumaban una longitud de 4,9 km, al 2019 disminuyó a 4,1 km. Al contrario de la representación de Castro (1987) en que el frente transgresivo estaba a lo largo de todo el lado este de las dunas transversales (Anexo 6), en el periodo 2010-2019 el frente de avance se reduce a la zona media y proximal. También existe un frente de avance en la zona distal debido a la erosión producida por la extracción de áridos (Fig. 75).

Fig. 67: Dunas transversales estabilizadas con huellas vehiculares en zona media



Fuente: Google Earth, 2020

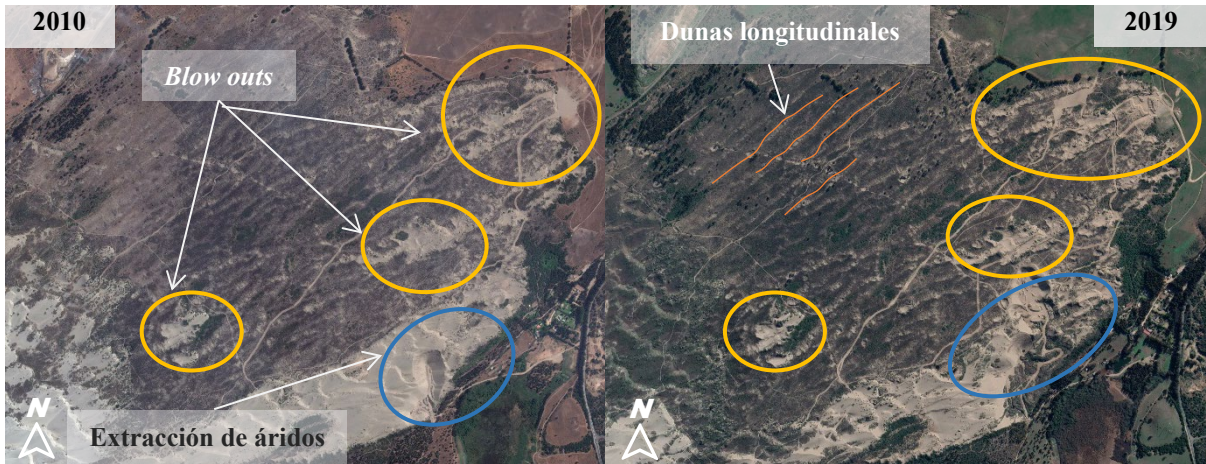
- **Dunas longitudinales y *blow out***

Corresponden a las dunas de mayor antigüedad en la familia de duna anterior. No presentan cambios significativos en su morfología entre el 2010-2019. Se mantienen como cordones paralelos entre sí, con cubierta vegetal erosionada por el tránsito de vehículos que desde el 2010 al 2019 ha ido en aumento, interpretado a partir de las huellas observadas en las imágenes satelitales. Estas aparecen y se concentran al 2019 en el sector sur-este de las dunas longitudinales, en las cercanías de la extracción de áridos.

Al ser dunas antiguas por las que transitan vehículos es común encontrar formas erosionales o también conocidas como *blow outs*, reconocidas por tener una morfología circular con arenas libres (Fig. 68). Desde el 2010 al 2019 aumentó la erosión al norte de la zona de extracción, asociado al tránsito vehicular (Fig. 68).

Las dunas longitudinales disminuyen su superficie en 47,96 ha. (Fig. 72), la mayor parte de esa superficie perdida ha sido ocupada por la extracción de áridos que aumentó en 42,68 ha en los 9 años. El resto ha sido invadido por forestación.

Fig. 68: Dunas longitudinales y blow outs en zona distal



Fuente: Google Earth, 2021.

En la zona media del campo dunar, entre el estero Mantagua y las dunas transversales, se identifica otra zona de dunas longitudinales. A diferencia del área anterior acá es difícil reconocer cordones paralelos ya que se encuentran muy erosionados, encontrando numerosos *blow outs* (Fig. 69). Aquellos que existen en 2010 mantienen su forma al 2019. Además, aparecen nuevas cubetas de deflación al año 2019, al norte de los mencionados anteriormente (Fig. 69).

Fig. 69: *Blow outs* en zona media



Fuente: Google Earth, 2021

- Dunas Forestadas

Para el primer año estudiado las dunas forestadas ocupan una superficie de 221,11 ha, que al año 2019 aumenta a 245,5 ha (Fig. 72). Al oeste del estero Mantagua, en la zona media- distal, se reconocen dunas longitudinales forestadas con *Eucalyptus globulus* y *Eucalyptus camaldulensis* (MMA, 2015b), en ellas el área plantada disminuye muy poco de 151,12 ha a 144,13 ha en los años 2010 y 2019, respectivamente.

Al norte del estuario Mantagua se reconoce un segundo sector con plantación forestal de pino (*Pinus radiata*) realizada en 1980 (MMA, 2015b) (Fig. 70) manteniendo la superficie en 30 ha durante los 9 años. Ambos sectores fueron plantados para evitar el avance de las dunas hace 40 años.

La zona forestada en el sector distal del campo dunar se expande por la depresión interdunaria aumentando en una superficie de 24,29 ha. Este se asocia a estabilización del campo dunar, como también al uso de viviendas y equipamiento.

Fig. 70: Plantaciones de Pino, zona media



Fuente: Fotografía propia. Enero, 2020.

- Paleodunas

Corresponde al tipo de duna más antigua identificado en la zona, de época pleistocénica. Presentan una morfología suave y ondulada por sobre la terraza marina. En la zona distal se caracteriza por tener una cubierta vegetal herbácea (Fig. 71). En el sector sur de la

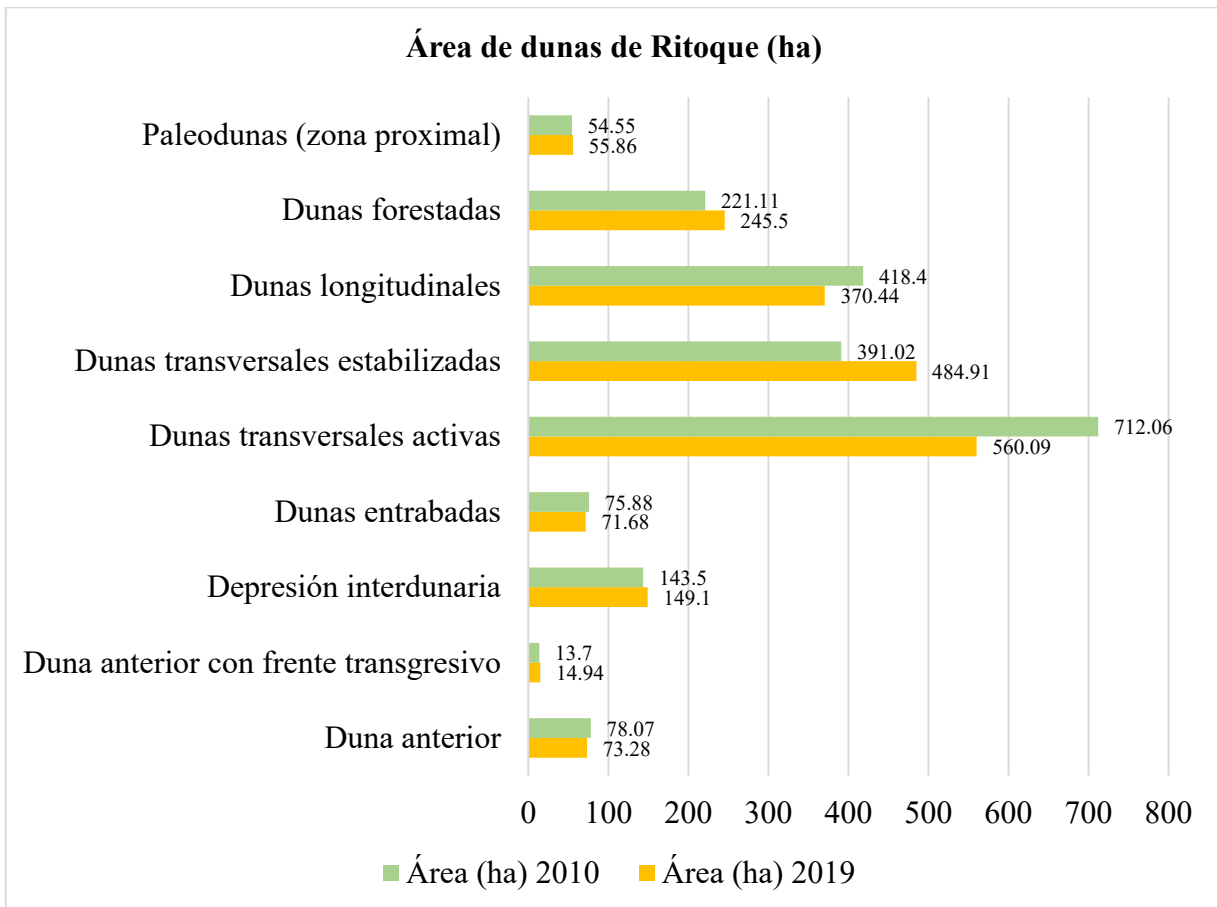
ensenada ocupa un área de 55 ha (Fig. 72) y se encuentra dividida por la ruta F-30-E (Fig. 75). Se observa intervención antrópica moderada que no ha aumentado en los últimos 10 años.

Fig. 71: Dunas onduladas en zona distal



Fuente: Fotografía propia. Noviembre, 2020

Fig. 72: Área (ha) de dunas identificadas



Fuente: Elaboración propia, 2021.

4.3.3 Modelado Litoral

El modelado litoral en la ensenada ha dado lugar a formas que han permanecido sin cambios significativos durante los 10 años, destacando entre ellas las terrazas marinas. En la zona han sido identificados 3 niveles: una terraza inferior que no supera los 20 metros de altura ubicada a lo largo de toda la ensenada. Luego, una terraza media que en el sector distal tiene una altura entre 20 – 80 metros y en la zona proximal entre 80 - 120 metros. Por último, una terraza superior que alcanza los 100 metros en la zona distal y en la zona proximal tiene una altura entre 120 a 140 metros. Los datos mencionados coinciden con las curvas de nivel analizadas (Fig.75).

Cada terraza marina es antecedida por un escarpe o paleoacantilado; no obstante, las curvas de nivel no representan un cambio abrupto de pendiente como para ser referenciados en las cartografías, producto de la erosión. De manera excepcional, se logra distinguir un paleoacantilado en el sector de Mantagua, donde las curvas de nivel muestran un desnivel aproximado de 30 metros (Fig. 75).

Otras morfologías litorales identificadas son acantilados vivos en Punta Ritoque (Fig. 73) y plataformas de abrasión en ambos promontorios rocosos y, en el centro de la ensenada, depósitos de playa (Fig. 75).

La refracción del oleaje explica la concentración de energía y erosión que se reúnen en ambos promontorios, generando un acantilado vivo con plataforma de abrasión. En la curvatura de Punta Ritoque la plataforma de abrasión es estrecha (35 metros). Hacia el norte, en algunos puntos, alcanza los 100 metros de ancho. En esta misma zona, el acantilado vivo tiene una altura de 15 metros según curvas de nivel (Fig. 75). En Punta Concón la plataforma de abrasión no es continua, identificándose solo en algunos puntos y muy estrecha (25 metros). Mantienen su forma en el periodo 2010 - 2019.

La playa presenta grandes diferencias a lo largo de ella, como se pudo apreciar en los resultados anteriores. En general, se presenta erosionada y con gravas en la zona proximal, muy angosta y erosionada en la zona media, para luego ensancharse y presentar perfil acrecional en la zona distal. Del año 2010 al 2019 tiende a disminuir su ancho (Fig. 75).

Fig. 73: Acantilado vivo y plataforma de abrasión en Punta Ritoque, zona distal



Fuente: Fotografía de Mauricio Concha. Febrero, 2020.

4.3.4 Intervención antrópica

Castro (1987) afirmó que la transformación geomorfológica del campo dunar tiene directa relación con la forestación y extracción de áridos, ambas dominadas por la acción del ser humano. Después de 30 años el panorama en la ensenada sigue similar, no hay nuevas plantaciones forestales en la zona; sin embargo, aquellas realizadas hace 40 años todavía provocan cambios importantes, por ejemplo, la estabilización del frente transgresivo de dunas transversales (Fig. 75).

La extracción de áridos es un hecho preocupante, Castro (1987) identificó canteras de extracción al sur de Punta Piedra hace más de 30 años y, hasta la actualidad, todavía existe esta actividad principalmente en la zona de eliminación de la duna anterior a lo largo de 350 metros (Fig. 75).

Durante la última década se pudo identificar una nueva extracción de áridos en dunas longitudinales, en el sector noreste del campo dunar. Desde el 2010 al 2019 se observa un aumento de huellas vehiculares y zonas de erosión (*blow outs*) que se pueden vincular a la cantera. Las dunas longitudinales disminuyeron su área de 418,40 ha en 2010 a 370,44 ha en 2019 (Fig. 72).

Según una resolución de la Superintendencia del Medio Ambiente (2018) la extractora de áridos Santa Ángela Limitada intervino al año 2017, un total de 14,039 ha, extrayendo al mismo año

un volumen de arena de 118.603 m³/año y una suma total de 672.799 m³/año desde el 1998 hasta el 2017.

Por otra parte, existe intervención de la duna anterior en la zona distal dado que el avance de esta cubre la línea ferroviaria, por ende, es recurrente advertir trabajos con maquinaria pesada en ese sector apartando el material de las vías (Fig. 74).

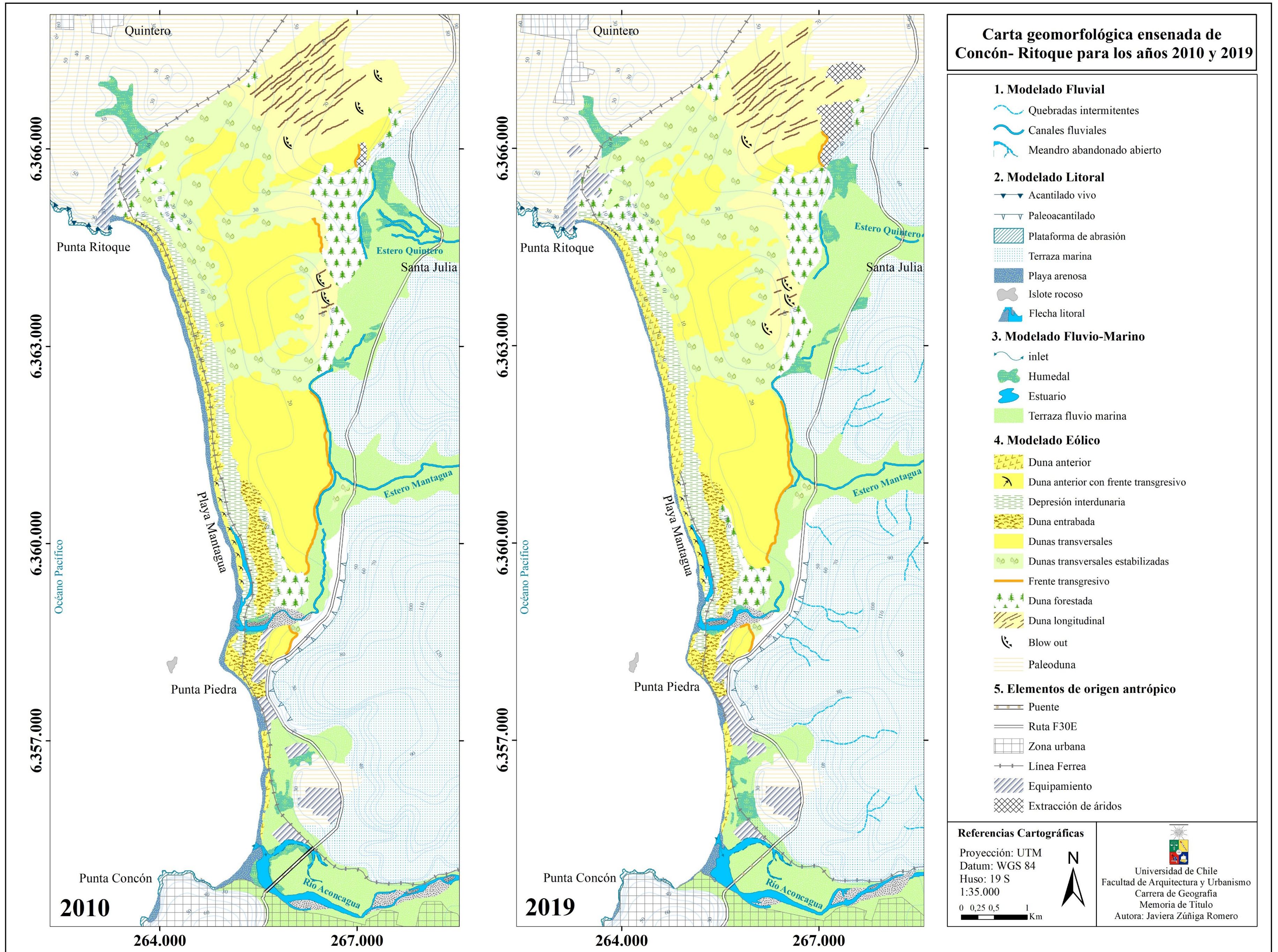
Finalmente, el tránsito de vehículos motorizados que ha ido en aumento en los últimos años tanto en la playa como en las dunas junto al tránsito de animales de pastoreo, particularmente en el área del humedal de Mantagua, generan destrucción de la vegetación ocasionando erosión del sustrato; por consiguiente, áreas de deflación y reactivación de las dunas (Fig. 75).

Fig. 74: Trabajos en duna anterior, zona distal



Fuente: Fotografía de Mauricio Concha. Febrero, 2020.

Fig. 75: Carta geomorfológica de la ensenada de Concón – Ritoque para los años 2010 y 2019.



Fuente: Elaboración propia, 2021

CAPITULO 5: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

5.1 DISCUSIÓN

5.1.1 Dinámica costera: refracción del oleaje, TZR y condición global de ataque

De los resultados expuestos se determinó que la dinámica costera de la ensenada de Concón - Ritoque es muy variable temporo-espacialmente debido a la configuración morfoestructural que presenta. Esto se debe al efecto de ensenada que fue propuesto por Martínez (2001) para las ensenadas de Algarrobo, Valparaíso y Cartagena en la zona central.

Soto y Arriagada (2007) explican que el efecto de ensenada no es homogéneo en el caso de las ensenadas de Maitencillo, Cachagua y Papudo, ya que depende de la interacción de variables oceanográficas en la geometría que exhiben las playas estudiadas. De este modo, el arribo del oleaje en ensenadas expuestas o protegidas conlleva a dinámicas morfológicas completamente diferentes producto de la orientación de la línea de costa respecto al oleaje.

Mediante el diagrama de refracción del oleaje se evidenció que la distribución de energía del oleaje a lo largo de la ensenada de Concón - Ritoque presenta algunas diferencias con la teoría expuesta por Komar (1998 en Martínez, 2001). Esta supone que la energía se concentra en las salientes rocosas y tiende a disminuir hacia el norte de la bahía, debido a la dirección sur- oeste de los trenes de ola en Chile, como ha sido demostrado en estudios previos realizados en Tongoy (Lagos, 2013) y Papudo (Soto y Arriagada, 2007), en los que el *headland* produce concentración de energía y debilitamiento hacia el interior de la bahía, posicionándolas como ensenadas de baja energía.

Por el contrario, en la ensenada de Concón- Ritoque la orientación (sur- norte) y extensión de la línea de costa (12 km) generan un arribo del oleaje de similar energía a lo largo de la ensenada. Los promontorios rocosos no son de grandes dimensiones para incidir en la refracción del oleaje, como si lo produce la batimetría y la presencia de islotes rocosos en la disipación de energía en la zona proximal y media, específicamente en el sector de Punta Piedra y Mantagua.

La escasa refracción del oleaje y poca disipación de energía concuerda con un predominio de tipos de zonas de rompientes de media a alta energía durante los años estudiado. En el sector más proximal, al sur de la desembocadura del río Aconcagua, fue el único sector donde se identificaron TZR de baja energía (reflectiva y terraza de bajamar). En el resto de la ensenada predomina barra y playa rítmica, que en la zona media se alterna con barra y rip transversal, y en la zona distal con barra y surco longitudinal.

Según lo expuesto por Araya – Vergara (1996) estos tipos de zonas de rompientes coinciden con los mayores anchos de playa y dunas, dado que corresponden a TZR que intercambian masa desde la zona de rompientes hacia el interior. Así fue demostrado por Araya - Vergara (1996) para las playas de Chanco y Arauco, en donde existe una relación directa entre el ancho de la

zona de rompiente y el ancho de la playa, por lo que el ancho del sistema dunar es mayor en zonas distales y reducido en las zonas proximales de las ensenadas. En otras palabras, el autor señala que la masa dunar aumenta a medida que las playas son más transversales y su estado más intermedio. Sin embargo; Wright et al. (1984 en Araya – Vergara, 1996) señala que condiciones de barra y playa rítmica y barra y rip transversal, alternados con situaciones de mayor reflectividad, corresponden a las situaciones de mayor volumen de playa subaérea.

Las mediciones realizadas en este trabajo demuestran conclusiones diferentes a lo expuesto por los autores. Cuando el ancho de la zona de rompientes tiende a aumentar, el ancho de la playa disminuye y viceversa. Esto puede ser atribuible a dos factores: El primero, comprobado en este trabajo, corresponde a la alta energía con que arriba el oleaje erosionando la playa, lo que fue confirmado en perfiles de playa con presencia de *beach cusps* (morfología común de TBR y RBB), microacantilados activos e inactivos y duna anterior erosionada en varios sectores. Un segundo factor, no trabajado en este estudio, tiene relación con la transferencia de masa desde la desembocadura del río Aconcagua hacia el norte de la ensenada. Soto et al. (2011) demostró una sobrealimentación de sedimentos vinculados a la cuenca del río Aconcagua reflejada en la transformación de playa y dunas. Es necesario realizar un estudio que cuantifique esta transferencia de masa con el objetivo de monitorear el sedimento transportado a la bahía y cómo puede influir en la transmutación de la morfología litoral.

A pesar de que no existe una correlación directa entre el ancho de playa y el ancho de la zona de rompiente, existe la tendencia que la zona más ancha del campo dunar se encuentra en la zona distal de la ensenada, en donde también fue posible identificar los mayores anchos de playa (~ 80 metros).

En cuanto a los perfiles de playa obtenidos en terreno a través del método de mira y horizonte propuesto por Emery (1961), se desarticula la teoría de variación estacional del perfil propuesta por varios autores como Shepard & La Fonda (1940 en Benavente, 2015); Saville (1950 en Araya – Vergara, 1986); Shepard (1950 en Araya- Vergara, 1986) y Castro & Morales (2006).

Los 12 perfiles obtenidos en terreno coinciden con lo expuesto por Araya – Vergara (1986) al realizar 380 perfiles de la costa de Chile, donde observó que un perfil erosivo no siempre coincide con tormentas, además encontró perfiles simples, compuestos y complejos con morfologías acrecionales y erosivas. Este sistema taxonómico permitió cuantificar a través de la condición global de ataque (CGA) la incidencia del oleaje a partir de las formas presente en los perfiles.

La ensenada en estudio presenta una tendencia espacial en los perfiles realizados. Aquellos de la zona proximal son los que presentan mayor morfología de rasgos erosionales, como, por ejemplo, perfil cóncavo, microacantilados en playa base de duna, beach cusps y presencia de gravas. La zona media corresponde a una zona transicional, de perfiles erosivos a perfiles acrecionales, identificando al norte de Punta Piedra un perfil con barjanes pequeños y, por el

contrario, perfiles cóncavos, estrechos y con microacantilado en duna anterior. Para finalizar con perfiles acrecionales en la zona distal, con morfología de doble secuencia y barjanas.

Los perfiles erosivos identificados en la zona proximal y media concuerdan con las tasas de erosión definidas por el Ministerio del Medio Ambiente (2019) de $-0,75$ m/año para el periodo 1980-2018, donde la erosión alta se concentra en playa La Boca, mientras que en el sector de Mantagua predomina el rango de erosión establecido por Martínez et al., (2011 en MMA, 2019) de $-0,55$ m/año para el periodo 1945- 2008. Para la zona distal no existen registros de tasas de erosión; sin embargo, en el estudio mencionado (MMA, 2019) el sector playa Ritoque registra variables muy similares a playa La Boca y Mantagua, con las cuales fueron catalogadas en estado de erosión. Esto discrepa de la morfología identificada en esta investigación, dado que predominan formas acrecionales por sobre formas erosionales.

La morfología de los perfiles responde de manera congruente a la condición global de ataque. Perfiles de escasos metros de ancho con morfología cóncava y presencia de microacantilados exhibieron condiciones de ataque del oleaje de media a alta energía (puntuación de 24 y 27). De un modo opuesto, perfiles acrecionales, aquellos con doble secuencia o presencia de barjanas presentaron una condición global de ataque muy baja (4).

No fue posible demostrar una tendencia temporal en los perfiles de playa, dado que no se contó con las herramientas que permitieran obtenerlos. Sería fundamental realizar estudios con fotografías aéreas o imágenes satelitales de alta resolución que permitan adquirir perfiles de playa por un periodo más extenso para realizar un análisis del comportamiento de la playa y la tendencia morfogenética.

5.1.2 Configuración y evolución morfológica de estuarios

Los estuarios estudiados en este trabajo se asimilan a clasificaciones morfológicas determinadas según la energía predominante. Dalrymple et al., (1992) determinó estuarios dominados por mareas y por olas, señalando que no existen aquellos estuarios dominados por los ríos, puesto que no inciden en la morfología y solo determinan la velocidad en que se llena el estuario. Por el contrario, Cooper (1993) definió que aquellos que son dominados por los ríos se vinculan a un alto suministro fluvial y condiciones de alta energía del oleaje que no favorecen la progradación hacia la costa.

Los resultados entregados indican que el estuario del río Aconcagua y del estero Mantagua exhiben en su morfología las condiciones de estuarios dominados por olas (Dalrymple, 1992). Ambos se ubican en una ensenada con alta energía del oleaje, con presencia de la deriva litoral que transporta los sedimentos a lo largo de la bahía, formando flechas y barreras, que en el caso de estos estuarios son las formas más características y dinámicas.

Por otra parte, las formas de estos estuarios también coinciden con la clasificación de Cooper (1993) puesto que, los cursos fluviales de la ensenada de Concón – Ritoque son de régimen pluvial otorgando un aumento estacional del caudal. También, se encuentran frente a una costa de alta energía que evita la progradación de los sistemas estuariales. Sin embargo, Cooper (1993) indica que la morfología de estos estuarios es cíclica debido al impacto de inundaciones y un posterior reajuste, logrando un equilibrio morfológico. Esto no coincide con los resultados obtenidos, porque la morfología del estuario del río Aconcagua se mantiene estable y no se exhiben cambios morfológicos significativos luego del aumento de caudal. Sólo se observan cambios importantes en la zona exterior que pueden ser asociados tanto a la energía fluvial como del oleaje. Cambios más notorios vinculados al caudal se observan en el estuario del estero Mantagua, aun así, la morfología de bancos estuariales y laguna litoral se mantienen estables en el periodo estudiado. Cabe señalar que el método empleado pudo haber sido complementado con datos mensuales de caudal de los dos cursos fluviales; sin embargo, existe una escasez de esta información sobre los estuarios debido a la ausencia de estaciones de monitoreo en la zona.

Si bien, ambos sistemas estuariales muestran morfologías similares a la entregada por Dalrymple (1992) y Cooper (1993) en las categorías de estuarios dominados por olas y por ríos, respectivamente, resulta dificultoso catalogarlo en alguna de ellas, dado que la metodología empleada en esta investigación se limitó al estudio morfológico y no sedimentológico. Asimismo, Martínez & Cortez (2008) señalan que el estuario del Aconcagua no se ajusta a las clasificaciones morfodinámicas conocidas, debido a la existencia permanente de flechas litorales que indican gran importancia de la energía marina.

Martínez & Cortez (2007) comprobaron lo anterior a través de un análisis sedimentológico en el estuario del río Aconcagua. La laguna estuarial presentó arenas introducidas por el ambiente marino, mientras que en la zona media encontraron sedimentos más finos de origen fluvial intercalados con arenas producto de los ciclos de flujo y reflujos. En consecuencia, resulta primordial realizar análisis sedimentológicos de ambos estuarios que demuestren la influencia de la energía del oleaje, mareas y río, para obtener una clasificación en base a un muestreo objetivo, y así determinar una división tripartita (oleaje y mareas) o bipartita (río) de facies para comprender y verificar el comportamiento de los elementos morfológicos.

Las diversas energías que actúan en los estuarios dan origen a los elementos morfológicos comunes que componen estos sistemas. El estuario del río Aconcagua y del estero Mantagua concuerdan con el modelo de delta en ría propuesto por Araya – Vergara (1981) para sistemas de desembocaduras de la zona central de Chile, a pesar de estar ubicados en un dominio morfoclimático correspondiente a rías progradadas, por lo tanto, coincidiendo con Martínez & Cortez (2008) muestran rasgos de los dos ambientes, por ende, se puede considerar como una zona de transición.

En el estuario del río Aconcagua se identificaron las tres zonas que determinó Araya – Vergara (1981) para deltas en ría con algunas particularidades. La zona proximal presenta mayor carga

sedimentaria reflejada en la existencia de bancos medios y laterales cuspidados con tendencia a canal único, a diferencia de lo que expone Araya – Vergara (1981) en donde solo debiera existir un canal meandrante con orillas de resbalamiento cuspidadas. Según el autor, la zona media debería presentar un cambio en el patrón, de un canal meandrante a anastomosado; sin embargo, los resultados de esta investigación no arrojan un cambio tan notorio, pero si bancos medios romboidales que denotan las corrientes de flujo y reflujo. Por último, la zona exterior se ajusta en su totalidad a la morfología propuesta por Araya – Vergara (1981) coincidiendo con Martínez & Cortez (2008), quienes indican las flechas, barrera y laguna estuarial como las unidades morfológicas predominantes en este estuario.

La existencia de flechas y barreras indican aporte de sedimentos y transporte en el sentido de la deriva litoral, como también el efecto de la energía del oleaje. Martínez & Cortez (2008) añadieron que el desarrollo de la flecha norte no se ajusta al modelo, dado que la dirección predominante del oleaje es sur - oeste. Las autoras infieren “*la presencia de un sistema de corrientes ajeno a la deriva litoral que redistribuye los sedimentos en dirección al sur*” (Martínez & Cortez, 2008, p. 20). Esto coincide con el diagrama de refracción del oleaje (Fig. 14), donde se advirtió que el islote rocoso en Punta Piedra genera difracción y reflexión orientando los trenes de ola hacia el sur de la ensenada, generando una flecha norte en la desembocadura del estuario. Es importante realizar un estudio de los factores atmosféricos en la zona, ya que la presencia de vientos desde el Nor-oeste puede ser una explicación a este fenómeno.

La energía proveniente de las mareas no fue posible demostrarla a través de la metodología utilizada. No obstante, Martínez & Cortez (2007) determinaron a través de un muestreo de características hidrográficas que también está presente en la zona distal del estuario del Aconcagua concluyendo que las flechas litorales generan convergencia logrando ingresar una cuña salina.

En tanto, el estuario del estero Mantagua se asemeja mucho más a la zonificación de Araya-Vergara (1981) dado que presenta un único canal con meandros en la zona proximal, para dar paso a una zona con bancos medios y laterales. En el periodo estudiado predominó la presencia de una barrera litoral, dado que la energía marina y fluvial no fueron suficientes para generar un *inlet* y flechas litorales que unieran la laguna estuarial con el mar.

La morfología del estuario, específicamente la existencia de bancos medios esporádicos, son cambios muy significativos que se generan cuando aumenta o disminuye el caudal del estero Mantagua, por estos motivos se aproxima al modelo de estuarios dominados por el río de Cooper (1993). Pero al igual que el caso del estuario del Aconcagua, la energía del oleaje juega un rol fundamental en la existencia de la barrera litoral.

5.1.3 Geomorfología del campo dunar y su relación con el sistema playa-estuarios

El sistema litoral de la ensenada de Concón - Ritoque se adapta a la teoría establecida por Araya – Vergara (1996), ya que el desarrollo de playa y campo dunar crece según la orientación de la deriva litoral, en otras palabras, en la zona proximal se encuentran los menores tamaños de estas morfologías y tienden a crecer hacia el norte, a medida que la costa se encuentra mayormente expuesta a los vientos y trenes de olas provenientes del sur- oeste. Esto también está directamente relacionado a los tipos de zonas de rompientes predominantes en la ensenada como fueron barra y playa rítmica y barra y rip transversal, ambos de características intermedias que transportan el sedimento hacia el interior del continente.

En la zona proximal destaca el estuario del Aconcagua que ha permanecido estable en cuanto a su morfología interna, siendo su barrera y flechas litorales las formas más dinámicas que presenta. El ancho de la barrera litoral de aproximadamente 50 metros, junto a la presencia de nebkas permiten corroborar estabilidad y aporte sedimentario. Tipos de zona de rompientes de baja energía caracterizan la playa frente al estuario del Aconcagua, esto explica la inexistencia de dunas en la zona proximal y la presencia de una terraza fluvio-marina con baja o nula presencia de arenas. Inmediatamente al norte los procesos erosivos se reflejan en perfiles de playa cóncavos con microacantilados y *beach cusps*, además de una duna anterior erosionada en su base y de dimensiones menores concordante con el sistema taxonómico de perfiles de playa en base a la morfología y genética (Araya – Vergara, 1986).

En la zona media de la ensenada comienza a manifestarse la evolución del continuum dunar (Araya – Vergara, 1987 en Benavente, 2015) en el sentido de la dirección del viento (Sur – Oeste). Existen cambios significativos respecto a la identificación realizada por Castro (1987) y Soto et al. (2011). Parte del campo dunar establecido como dunas barjanoides por Castro (1987), fue catalogado como transmutación de barjanoides a *blow outs* por Soto et al. (2011), quien señaló que el cordón de duna anterior está recibiendo más arenas, pero esta no es transferida hacia el interior, por lo tanto, se genera una deflación de arenas hacia frentes transgresivos generando transmutación, concordando con un litoral cercano con zona de rompientes más estrechas con tendencia longitudinal. Los resultados de este trabajo difieren con los establecido por Soto et al., (2011), porque, se pudo observar que la duna anterior crece en altura y ancho respecto a la zona proximal, exhibe corredores de deflación activos y un frente transgresivo activo sobre la laguna litoral.

Coincide con un litoral ancho de características intermedias con tendencia a la transversalidad indicando aporte de sedimentos en este sector. Fue posible observar erosión en el sector correspondiente a dunas barjanoides, que se deben al aumento de vehículos motorizados y tránsito de ganado, pero también existe un aumento de la vegetación, lo que ha generado dunas en montículos que se han mantenido estables en el periodo estudiado, por lo tanto, han sido catalogadas como dunas entrabadas a partir de la morfología que tienen.

Existen dunas transversales activas con frente transgresivo que obstaculizan el paso del estero Mantagua como fue establecido por Soto et al. (2011). En tanto, las dunas transversales siguen la tendencia a la estabilización identificada por Castro (1987) y Soto et al. (2011). A partir de la metodología de seguimiento de crestas dunares y análisis de vientos, se pudo determinar que las dunas transversales han sufrido una transmutación en el sentido de sus crestas, porque además de identificarse aquellas perpendiculares al viento sur-oeste, también se diferenciaron crestas transversales a vientos sur y norte. Sin embargo, no se puede afirmar si es una transmutación temporal o a largo plazo, dado que las dunas están cambiando constantemente según el viento predominante. Por esto, es recomendable seguir un estudio exhaustivo del viento para demostrar la tendencia en dirección, frecuencia e intensidad del viento en las dunas de Ritoque. Igualmente, se requiere monitorear la altura de dunas transversales, ya que el crecimiento puede ser en altura y no en extensión.

En la zona distal, el litoral cercano mantiene el ancho de la zona media y la zona de rompiente es rítmica con tendencia longitudinal. La playa presenta perfiles acrecionales y duna anterior con alturas cercanas a los 4 metros, siendo las más desarrolladas a lo largo de la ensenada. Esto indica que los sedimentos que llegan a la zona distal son retenidos en la playa y duna anterior, lo que explicaría también el aumento de la estabilización en dunas transversales.

Los resultados expuestos demuestran coincidencia con lo demostrado por Castro (1987), quien señaló que las dunas antiguas longitudinales están siendo degradadas con rapidez por destrucción de la cubierta vegetal, especialmente en la zona distal. En la última década, aumentaron las huellas vehiculares en dunas estabilizadas lo que origina incremento de áreas de deflación o *blow outs*. Genera gran preocupación el aumento explosivo de erosión en las dunas longitudinales ubicadas en el sector noreste del campo dunar, debido a la extracción de áridos que ha sido corroborado por la Superintendencia del Medio Ambiente (2018).

En relación con la pregunta de investigación: ¿Qué ocurre con la dinámica costera de esta ensenada que implica un aporte de sedimentos, evolución constante de la playa y estuarios y, por el contrario, una estabilización del campo dunar? La investigación permite plantear que existe transporte sedimentario a lo largo de la ensenada, pero queda retenido en la zona de playa y duna anterior quedando demostrado en perfiles de playa acrecionales, presencia de barjanas y duna anterior que aumenta en altura hacia la zona distal. Sin embargo, la alta energía del oleaje y las condiciones de marejadas cada vez más comunes posibilitan la concentración de erosión en algunos sectores de la playa, evidenciado a través de perfiles de playa muy diferentes a lo largo de la ensenada. Dado que las dunas interiores no presentan transmutación hacia morfologías avanzadas, por el contrario, aumenta la estabilización y erosión, se afirma que el transporte sedimentario hacia el interior es muy bajo o nulo. Los cambios morfológicos de dunas transversales revelados se deben principalmente a la intervención del ser humano.

5.2 CONCLUSIONES

En última instancia, es posible concluir que el estudio geomorfológico realizado actualizó el conocimiento, evolución de la dinámica costera y su influencia en la configuración del sistema playa- dunas- estuarios, en los últimos diez años.

En virtud de los resultados, se concluye que la ensenada de Concón – Ritoque corresponde a un sistema litoral con dinámicas geomorfológicas que permiten explicar su configuración y funcionamiento. Se demostró que, durante la última década, la ensenada se caracterizó por la alta energía producto de la exposición que presenta a los trenes de ola desde el sur – oeste, siendo la configuración y orientación de la línea de costa una de las variables más importante en la geomorfología de playa y dunas presentes en esta ensenada.

Se precisó que la condición global de ataque del oleaje es diferenciada a lo largo de la ensenada, siendo muy alta en la zona proximal y media para disminuir hacia la zona distal. Esto se explica por la exposición de la ensenada, batimetría, la baja incidencia de los promontorios rocosos en la refracción del oleaje y la influencia de los islotes rocosos produciendo reflexión de los trenes de ola.

Lo anterior se reflejó en tipos de zonas de rompiente de alta energía con tendencia transversal. A esto se suma la desembocadura de una de las cuencas de mayor envergadura en la zona central del país, el río Aconcagua, lo que determina el gran aporte de sedimentos que son transportados por la deriva litoral hacia la zona media y distal, dando origen al campo dunar de Ritoque.

Las zonas de rompientes de alta energía transportan sedimentos hacia la playa y duna anterior en la barrera litoral del río Aconcagua. Sin embargo, hacia el norte de la zona proximal existe transporte de sedimentos y alta energía que erosionan gran parte de la zona proximal y media de la ensenada, dejando rasgos de estas condiciones como micro acantilados, erosión en base de duna y *beach cusps*. En la zona distal se concluyó que el predominio de zonas de rompientes transversales, favorecido por la llegada directa del oleaje, transporta el sedimento hacia la playa y duna anterior, formando perfiles acrecionales y barjanas.

También se concluye que la dinámica expuesta influye en la configuración morfológica de los estuarios, estableciendo que las zonas distales de estos sistemas corresponden a las formas más dinámicas de los estuarios y que están en directa relación con el sistema playa - dunas, dado que se ajustan a la energía fluvial y marina. La morfología de los estuarios fue estable durante los diez años estudiados; sin embargo, flechas, barreras y lagunas estuariales fueron aquellos elementos que exhibieron cambios según las condiciones presentes en las imágenes analizadas, determinando una predominancia de la energía del oleaje.

La morfología del campo dunar tiene estrecha relación con la dinámica presente en el litoral cercano y el aporte sedimentario de los estuarios en cuestión. Se logró concluir que los cambios morfológicos más importantes en el campo dunar, vinculados al comportamiento de la dinámica

costera ocurren en la sección playa - duna anterior. Hacia el interior, los cambios morfológicos se deben principalmente a la acción del ser humano, específicamente en el aumento de cubetas de deflación, aumento del área de extracción de áridos y áreas de forestación.

La realización de esta investigación dejó a la vista temas que aún se encuentran pendientes de ser estudiados y que en un futuro resultarán de gran importancia para complementar los estudios ya existentes que presentan vacíos de conocimiento. Tal es el caso del comportamiento de las dinámicas atmosféricas locales como el viento. Se requiere de estaciones de monitoreo atmosféricas, sedimentarias e hidrográficas, para estudiar la relación del viento en el crecimiento o estabilización del campo dunar, corroborar el origen y comportamiento de las arenas, determinar la energía fluvial y marina en el estuario de Mantagua y, por último, para obtener datos de caudal que puedan ser asociados a la morfología estuarial y litoral.

Finalmente, es de vital importancia regular la intervención del ser humano en el uso de la ensenada, tanto en dunas, playa y estuarios, ya que los principales cambios geomorfológicos se deben a actividades invasivas, destacando en gran proporción la transformación del campo dunar, requiriendo ser incluido con urgencia en el manejo y planificación de este litoral.

BIBLIOGRAFÍA

Andrade, B., Lagos, M. & Arenas, F. (2004). Cuantificación de procesos morfogénicos actuales como indicador de la fragilidad de unidades fisiográficas en la costa de la región de O'Higgins. *Revista de Geografía Norte Grande*. N°31, 63- 72.

Andrade, B., Arenas, F. & Guijón, R. (2008). Revisión crítica del marco institucional y legal chileno de ordenamiento territorial: el caso de la zona costera. *Revista de Geografía Norte Grande*, N°41, 23-48.

Aqueveque, C (2008). Análisis de suelos desarrollados en dunas litorales antiguas de Chile Central. Sistemas El Yali, Putú y Chanco. Memoria para optar al título profesional de Geógrafo. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. 60 pp.

Araya- Vergara, J. (1981). El concepto de delta en ría y su significado en la evolución litoral (ejemplo de Chile central). *Revista investigaciones geográficas*, N°28, 19-42.

Araya- Vergara, J. (1982). Análisis de la localización de los procesos y formas predominantes de la línea litoral de Chile: observación preliminar. *Informaciones Geográficas Chile*, N°29, 35-55.

Araya – Vergara, J. (1983). Influencias morfogenéticas de los desalineamientos y líneas de costa contrapuestas en el litoral de Chile Central. *Revista Informaciones Geográficas*. N°30, 3-23.

Araya – Vergara, J. (1986). Toward a Classification of Beach Profiles. *Journal of Coastal Research*, 2 (2), 159 – 165.

Araya- Vergara, J. (1996). Sistema de interacción oleaje – playa frente a los ergs de Chanco y Arauco, Chile. *Gayana Oceanol* N°4 (2), 159-167.

Araya- Vergara, J. (2003). Morfogénesis de la ensenada en zeta y de la terraza estuarial asociada en Pichilemu: prototipo para Chile central. *Revista Investigaciones geográficas* N°37, 41-65.

Araya, C. (2010). Morfogénesis evolutiva y sedimentología del sistema de dunas costeras de la Trinchera, región del Maule. Memoria para optar al título profesional de Geógrafo. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. 86 pp.

Armada de Chile. (2020). Armada informa aviso de marejadas para las costas del país [en línea] <https://www.armada.cl/armada/comunicados/armada-informa-aviso-de-marejadas-para-las-costas-del-pais/2020-10-26/133307.html> [Consulta: 6 de noviembre del 2020]

Arriagada, J. (2005). Cambios en el sistema estuarial del Maipo y su relación con obras portuarias, Chile central. Memoria para optar al título profesional de Geógrafo. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. 78 pp.

Arriagada, J. (2007). Geomorfología estuarial comparada en la zona semiárida de Chile. Casos de Copiapó y Choapa. Tesis para optar al grado de magíster en geografía mención recursos territoriales. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. 100 pp.

Barragán, J. & De Andrés, M. (2016). Expansión urbana en las áreas litorales de América Latina y Caribe. *Revista de Geografía Norte Grande*, N°64, 129- 149.

Benavente, N. (2015). Relaciones dinámicas asociadas al litoral- playa- dunas anteriores del campo de dunas de Los Choros, Región de Coquimbo. Memoria para optar al título profesional de Geógrafa. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. 81 pp.

Bird, E. (2008). *Coastal geomorphology: an introduction*. Second Edition. Geostudies, University of Melbourne, Australia. 411 pp.

Börgel, R. (1963). *Las dunas litorales en Chile. Teoría y Aplicación*. Facultad de Filosofía y Educación. Instituto de Geografía. Universidad de Chile.

Bustos, M., Huamantínco, M., Perillo, G. & Piccolo, C. (2013). *Métodos sencillos para la medición de perfiles de playa y observaciones costeras*. Editorial de la Universidad Nacional de Sur. Bahía Blanca, Argentina. 55pp.

Castro, C. (1987). Transformaciones geológicas recientes y degradación de las dunas de Ritoque. *Revista de Geografía Norte Grande* N° 14, 3- 13.

Castro, C. (1992). Alteración antrópica sobre las dunas chilenas y su estado de conservación. *Bosque* 13 (1), 53-58.

Castro, C. & Morales, E. (2006). *La zona costera. Medio natural y ordenación integrada*. Serie GEOLibros N°5. Pontificia Universidad Católica de Chile. 210 pp.

Castro, C. (2015). *Geografía de las dunas costeras de Chile. Instrumentos y pautas para su manejo integrado*. Ediciones Universidad Católica de Chile: Santiago. 275 pp.

Centro Nacional del Medio Ambiente- CENMA. (2013). Evaluación de exposición ambiental de sustancias potencialmente contaminantes presentes en el aire, comunas de Concón, Quintero y Puchuncaví. 261 pp.

Centro de Análisis y Asesoría Ambiental - CENAM LTDA. (2015). Informe técnico “Delimitación de estuarios de Chile”.83 pp.

Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres – CIGIDEN. (2020). Modelo de elevación Digital (DEM) Quintero, Ritoque y Concón. Proyecto Geo Hub Litoral.

Cortéz, C. (2002). Observaciones dinámicas y geomorfológicas en el estuario del Aconcagua, Chile central. Memoria para optar al título de Geógrafo. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. 73 pp.

Cooper, J.A (1993). Sedimentation in a river dominated estuary. *Sedimentology*, 40, 979- 1017.

Cuevas, R. (2017). Análisis de los depósitos sedimentarios terciarios- cuaternarios en el área de Quintero - Placilla (~ 33°S) y sus implicancias paleogeográficas. Memoria para optar al título de Geólogo. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile. 129 pp.

Dalrymple, R., Zaitlin, B. & Boyd, R. (1992). Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. 62, N°. 6, 1130- 1146.

Davidson-Arnott, R. (2010). Introduction to coastal processes and geomorphology. Cambridge University Press, Cambridge. 442 pp.

Dirección General de Aeronáutica Civil (DGAC) (2021). Dirección meteorológica de Chile – Servicios Climáticos [en línea] <<https://climatologia.meteochile.gob.cl/application/mensuales/viento10DireccionesMensual/320056/2019/8>>

Emery, K. (1961). A simple method of measuring beach profiles. *Limnology and Oceanography*. 93 – 94.

Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas (FCFM) (2010). Reporte Explorador eólico – Evaluación del recurso eólico. Informe de viento año 2010. 17 pp.

Figuroa, H. (1966). Morfología de la región costanera Aconcagua - Quintero. Memoria para optar al título de profesor de estado en las asignaturas de Historia, Geografía y Ciencias Sociales. Facultad de Filosofía y Educación. Pontificia Universidad Católica de Valparaíso. 21 pp.

Figueroa, R., Negrete, J. & Mansilla, P. (2008). La gestión de los espacios frágiles costeros de la región de Valparaíso. Diagnóstico de su gestión y propuestas conceptuales. Revista Geográfica Valparaíso [en línea] N°41. 42-61. <http://www.pucv.cl/uuaa/site/artic/20180316/asocfile/20180316172154/41_4.pdf> [Consulta: 20 de abril del 2019]

Giménez, D. (2012). Caracterización de la estructura geomorfológica y dinámica costera de las ensenadas de La Ligua, Horcón y Quintay. Región de Valparaíso. Memoria para optar al grado de Geógrafo. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. 91 pp.

Gómez-Pujol, Ll., & Pons, G. (2007). La geomorfología litoral de Mallorca cuarenta y cinco años después. En Fornós, J.J., Ginés, J. y Gómez-Pujol, Ll. (eds.). Geomorfología Litoral: Migjorn y Llevant de Mallorca. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 15: 17-37.

Gutiérrez, M. (2008). Geomorfología. Pearson Educación: Madrid. 920 pp.

Hervé, F., Encinas, A., Villa-Martínez, R., Sven, N., Finger, K. & Peterson, D. (2003). Registro sedimentológico de la transgresión marina del holoceno medio en el área de Algarrobo (33°22'S) Chile central. Implicaciones tectónicas y paleoecológicas. 10° Congreso Geológico Chileno 2003. Universidad de Concepción.

Ibarra, I. (2013). Geomorfología aplicada en la evaluación y análisis de amenazas naturales en la zona sur de la comuna de Pichilemu: sectores de Punta de Lobos- Cáhuil- Estero Nilahue. VI región, Chile. Memoria para optar al título profesional de Geógrafo. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. 169 pp.

Instituto Geográfico Militar – IGM (s/f). Carta Topográfica Quintero.

Instituto Geográfico Militar – IGM (1978). Carta Topográfica Concón.

Instituto Geográfico Militar – IGM (1979). Carta Topográfica Cerro Mauco de Aconcagua

Instituto Geográfico Militar – IGM (1981). Carta Topográfica Ventanas.

Instituto Nacional de Estadísticas – INE (2017). Resultado Censo 2017 por país, regiones y comunas [en línea] < <http://resultados.censo2017.cl/Region?R=R05>> [Consulta: 25 de marzo del 2021]

Lagos, G. (2013). Caracterización geomorfológica y dinámica costera de bahías del semiárido de Chile. Casos de estudio: Bahía Tongoy y Bahía Barnes, Región de Coquimbo. Memoria para optar al título de Geógrafa. Universidad de Chile. 85 pp.

Manríquez, H (2013). Interfase naturaleza- sociedad en la franja costera semiárida chilena (32° - 33° S). Universidad de Barcelona. 403 pp.

Martell, R. (2013). Hidrodinámica litoral y evolución morfológica en playas con aporte sedimentario escaso. Tesis para optar al grado de Doctor en Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México. 254 pp.

Martínez, C. (2001). El efecto de ensenada en los procesos litorales de las ensenadas de Valparaíso, Algarrobo y Cartagena, Chile central. Tesis para optar al grado de Magíster en geografía. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. 152 pp.

Martínez, C. & Cortez, C. (2007). Características hidrográficas y sedimentológicas en el estuario del río Aconcagua, Chile Central. Revista de Geografía Norte Grande. N°37,63-74.

Martínez, C. & Cortez, C. (2008). Características geomorfológicas del estuario Aconcagua, Chile central, entre 1877 y 2001. Revista Geográfica Valparaíso. N°41, 14-26.

Martínez, C & Salinas, S. (2009). Morfodinámica y evolución reciente de playa Tunquén, Chile Central. Revista de Biología Marina y Oceanografía, 44 (1). 203-215 pp.

Martínez, C., Rojas, C., Rojas, O., Quezada, J., López, P. & Ruíz, V. (2016). Crecimiento urbano sobre geoformas costeras de la llanura de San Pedro, área metropolitana de Concepción. 287-312 pp.

Martínez, C., Contreras-López, M., Winckler, P., Hidalgo, H., Godoy, E. & Agredano., R. (2018). Coastal erosion in central Chile: A new Hazard? Ocean & Coastal Management, 156. 141-155 pp.

Martínez, C. (2019). Columna de opinión: la fragilidad de las costas chilenas y la urgencia de protección [en línea] <<https://www.cigiden.cl/la-fragilidad-de-las-costas-chilenas-y-la-urgencia-de-proteccion/>> [consulta: 16 de agosto del 2019]

Ministerio del Medio Ambiente - MMA. (2015a). Informe final. Diagnósticos de sitios de alto valor para la conservación en la región de Valparaíso. Portafolio del sitio Humedal de Mantagua [en línea] <<https://mma.gob.cl/wp-content/uploads/2015/06/INFORME-FINAL-HUMEDAL-DE-MANTAGUA-VOL-1.pdf>> [consulta: 22 de abril del 2019].

Ministerio del Medio Ambiente - MMA. (2015b). Informe final. Diagnósticos de sitios de alto valor para la conservación en la región de Valparaíso. Portafolio del sitio Dunas de Ritoque [en línea] < <https://mma.gob.cl/wp-content/uploads/2015/06/INFORME-FINAL-DUNAS-DE-RITOQUE-VOL-1.pdf>> [consulta: 28 de enero del 2021].

Ministerio del Medio Ambiente – MMA (2019). Volumen 4: Vulnerabilidad y riesgos en playas, en “Determinación del riesgo de los impactos del Cambio Climático en las costas de Chile”, Documento preparado por: Winckler, P.; Contreras-López, M.; Vicuña, S.; Larraguibel, C.; Mora, J.; Esparza, C.; Salcedo, J.; Gelcich, S.; Fariña, J. M.; Martínez, C.; Agredano, R.; Melo, O.; Bambach, N.; Morales, D., Marinkovic, C.; Pica, A., Santiago, Chile

Ministerio de Vivienda y Urbanismo – MINVU. (2015). Ciudades con calidad de vida: Diagnósticos estratégicos de ciudades chilenas. 140 pp.

Naranjo, K. (2014). Evolución geomorfológica asociada a la pedimentación de la cordillera de la costa entre los ríos Aconcagua y Cachapoal/Rapel. Memoria para optar al título de Geóloga. Facultad de ciencias físicas y matemáticas. Universidad de Chile. 107 pp.

Ottmann, F. (1967). Introducción a la Geología Marina y Litoral. Editorial Universitaria de Buenos Aires. 277 pp.

Paskoff, R. & Manríquez, H. (2004). Las dunas de las costas de Chile. Instituto Geográfico Militar: Santiago. 112 pp.

Pedraza, J. (1996). Geomorfología. Principios, Métodos y aplicaciones. Editorial Rueda: Madrid. 414 pp.

Pino, K. (2018). Metropolización sobre zonas costeras: criterios de ordenamiento para la conservación de los sistemas ambientales. Actividad formativa equivalente a tesis (AFE) para optar al título de Magíster en Urbanismo. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. 122 pp.

Peña-Cortés, F., Ailio, C., Gutiérrez, P., Escalona, M., Rebolledo, G., Pincheira, J., Rozas, D. & Hauenstein, E. (2008). Morfología y dinámica dunaria en el borde costero de la región de La Araucanía en Chile. Antecedentes para la conservación y gestión territorial. Revista de Geografía Norte Grande, N°41, 63- 80.

Peña – Monné, JL. (1997). Cartografía geomorfológica básica y aplicada. Geoforma Ediciones, S.L: Logroño. 227 pp.

Perillo, G & Piccolo, C (2013). Procesos físicos en estuarios. En Marcovecchio, J & Freije, R, Procesos químicos en estuarios (46-81). Bahía Blanca, Argentina: Editorial de la Universidad Tecnológica Nacional.

Rangel-Buitrago, N., Bonetti, J. & Martínez, C. (2019). Caracterización del riesgo costero por eventos extremos de oleaje. En Martínez, C., Hidalgo, R., Henríquez, C., Arenas, F., Rangel-Buitrago, N. & Contreras-López, M. La zona costera en Chile: adaptación y planificación para la resiliencia (14-50 pp.). Santiago, Chile: Serie GEOLibros. Instituto de Geografía. Pontificia Universidad Católica de Chile.

Rivano, S., Sepúlveda, H., Boric, R. & Espiñeira, D. (1993). Hojas Quillota y Portillo. Carta Geológica de Chile 1: 250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Rivano, S. (1996). Geología de las Hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Rivera, J. (2016). Estudio Geomorfológico para la Ordenación del Espacio Litoral: Caso del Estuario del Río Purio, República de Panamá. Revista investigaciones geográficas. Chile, 52, 83-98.

Rojas, G. (2008). Caracterización espacial y temporal de las dunas de Ritoque, Quinta región de Chile. Memoria para optar al título profesional de Ingeniero Forestal. Facultad de Ciencias Forestales. Universidad de Chile. 74 pp.

Sarricolea, P., Herrera, M J. & Meseguer-Ruiz O. (2017). Climatic regionalization of continental Chile. Journal of Maps 13 (2) 66-73.

Serrano, J (2013). Aplicación de un modelo hidrodinámico lineal al estuario del Guadalquivir mediante la metodología de Prandle de clase 1 para geometrías exponenciales. Departamento de Física. Universidad de Sevilla. 100 pp.

Servicio Nacional de Geología y Minería - SERNAGEOMIN. (2003). Mapa geológico de Chile: Versión digital <<http://www.ipgp.fr/~dechabal/Geol-millon.pdf>> [consulta: 22 de abril del 2019]

Soto, M. (2005). Aspectos morfodinámicos de ensenadas desalineadas del litoral de Chile central. Pichilemu y caleta Los Piures. Revista de Geografía Norte Grande. N° 33, 73- 87.

Soto, M & Arriagada, J. (2007). Características dinámicas de ensenadas estructurales de Chile central. Maitencillo – Cachagua y Papudo, Región de Valparaíso. Revista de Geografía Norte Grande. N° 38. 99- 112.

Soto, M., Arriagada, J., Castro, C., Marker, M. & Rodolfi, G. (2010). Aspectos geodinámicos de un paleoestuario del desierto marginal de Chile, río Copiapó. Revista de Geografía Norte Grande. N°46, 123-135.

Soto, M., Arriagada, J., Castro, C., Maerker, M. & Rodolfi, G. (2011). Relación entre el cambio de uso del suelo en la cuenca del Aconcagua y su litoral arenoso correlativo. Chile central. Revista de Geografía Norte Grande. N° 50, 187-202.

Soto, M., Arriagada, J., Castro, C., Ibarra, I. & Rodolfi, G. (2015). Condiciones geodinámicas derivadas del terremoto y tsunami de 2010 en la costa de Chile central. El caso de Pichilemu. Revista de Geografía Norte Grande. N°60, 79-95.

Strahler, A N. & Strahler, A H. (1994). Geografía Física. Ediciones Omega: Barcelona. 538 pp.

Superintendencia del Medio Ambiente. (2018). Formula cargos a Sociedad Ganadera y Extractora de Áridos Santa Ángela Limitada. 10 pp.

Tavares, C. (2003). Propuesta para el uso de dunas litorales en Chile Central. Revista Geográfica, N°134, 63- 81.

Tung, T. T., Walstra, D. J. R., Graaff, J. Van de and Stive, M. J. F. (2009). morphological modeling of tidal inlet migration and closure. Journal of Coastal Research, 56 (Proceedings of the 10th International Coastal Symposium), 1080 – 1084. Lisboa, Portugal.

Veloso, B. (2005). Estructura y dinámica del sistema dunar de Longotoma. Memoria para optar al título de Geógrafo. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. 80 pp.

Venegas, V. (2014). Caracterización y análisis temporo- espacial de la morfología del estuario del Maule: zonas media y distal (entre los años 1945 y 2011). Memoria para optar al título profesional de geógrafa. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. 87 pp.

Villagrán, C. (2007). Dinámica costera en el sistema de bahías comprendidas entre ensenada Los Choros y bahía Tongoy, Región de Coquimbo. Memoria para optar al título profesional de geógrafa. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. 120 pp.

Villa-Martínez, R. & Villagrán, C. (1997). Historia de la vegetación de bosques pantanosos de la costa de Chile central durante el Holoceno medio y tardío. *Revista Chilena de Historia Natural*, N°70, 391-401.

Winckler, P., Esparza, C., Agredano, R. & Ibaceta, R. (2019). Nuevas metodologías para el estudio de marejadas en Chile. En Martínez, C., Hidalgo, R., Henríquez, C., Arenas, F., Rangel-Buitrago, N. & Contreras-López, M. *La zona costera en Chile: adaptación y planificación para la resiliencia* (51-78 pp.). Santiago, Chile: Serie GEOlibros. Instituto de Geografía. Pontificia Universidad Católica de Chile.

ANEXOS

Anexo 1: Tabla resumen de especies vegetacionales según comunidad y unidad morfológica asociada

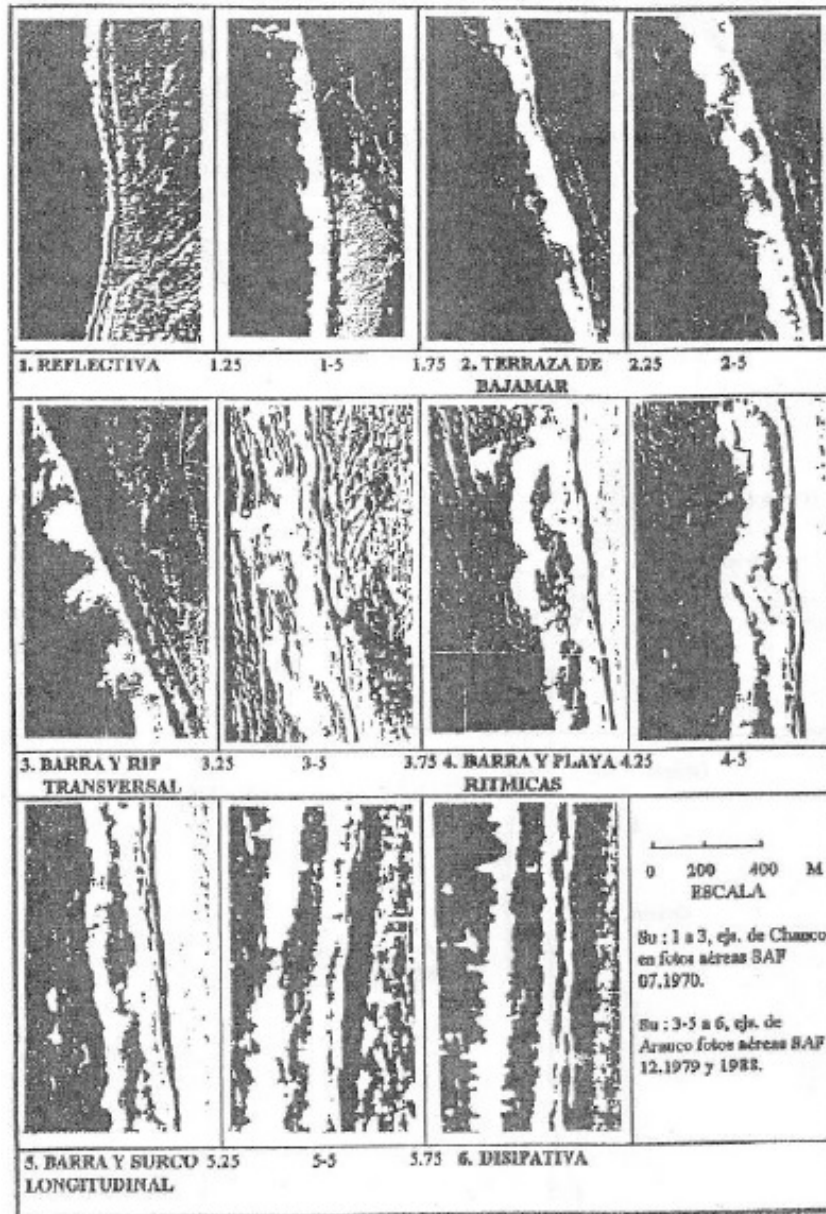
	Comunidad	Especies predominantes (herbáceas, arbustos, leñosas)	Características	Unidad morfológica asociada
Vegetación natural	<i>Ambrosia chamissonis</i>	<i>Ambrosia chamissonis</i> (dicha grande), <i>Carpobrotus chilensis</i> (doca), <i>Ammophila arenaria</i> (anmófila), <i>Plantago hispidula</i> , <i>Calystegia soldanella</i> (suspiro) y <i>Rumex pulcher</i> .	Coloniza la duna primaria. Forma parches de baja cobertura. Se ubica en sustrato inestable y salino, por tanto, colonizan pocas especies vegetacionales.	Duna anterior
	<i>Ficinia nodosa</i>	<i>Ficinia nodosa</i> (quilmén), <i>Baccharis macraei</i> (vautro), <i>Lotus tenuis</i> , <i>Distichlis spicata</i> (pasto salado) y <i>Carpobrotus chilensis</i> (doca).	Comunidad pobre en especies, alcanza 50 cm de alto y cobertura desde 20% a 70%. Humedad subterránea.	Sur de dunas transversales (sector Mantagua)
	<i>Schinus polygamus</i> – <i>Colletia hystrix</i>	<i>S. polygamus</i> (huingán), <i>C. hystrix</i> (crucero), <i>Maytenus boaria</i> (maitén), <i>Cryptocarya alba</i> (peumo) y <i>Peumus boldus</i> (boldo).	Alejada del mar sobre duna estabilizada consolidada. Sustrato con materia orgánica. Mayor capacidad de retención de humedad, por lo tanto, mayor riqueza de especies. Cobertura de hasta un 70%.	Duna estabilizada sobre terrenos consolidados
	<i>Neoporteria subgibbosa</i> – <i>Colletia hystrix</i>	<i>Trichocereus chiloensis ssp. litoralis</i> (quisco), <i>Neoporteria subgibbosa</i> (quisquito rosado), <i>Puya chilensis</i> (chagual), <i>Colletia hystrix</i> (crucero), <i>Bahia ambrosioides</i> (chamiza), <i>Baccharis macraei</i> (vautro), <i>Ephedra chilensis</i> (pingo-	Alejada del mar. Típica de clima árido y seco. La cobertura no supera el 50%, sin embargo, es la comunidad más rica en especies.	Duna terciaria (estabilizada)

		pingo), <i>Quinchamalium chilensis</i> (quinchamali). Herbáceas de muy baja cobertura: <i>Chaetanthera linearis</i> (chinita), <i>Rhodophiala advena</i> (añañuca), <i>Calceolaria corymbosa</i> (capachito), <i>Phacelia secunda</i> (flor de la cuncuna), <i>Linum macraei</i> , <i>Helenium aromaticum</i> , <i>Hypochaeris tenuifolia</i> y <i>Pappostipa speciosa</i> .		
	<i>Cryptocarya alba</i> - <i>Peumus boldus</i>	<i>Cryptocarya alba</i> (peumo), <i>Peumus boldus</i> (boldo), <i>Lithraea caustica</i> (litre) y <i>Schinus latifolius</i> (molle). Estrato herbáceo: <i>Adiantum thalictroides</i> var. <i>hirsutum</i> (helecho palito negro) y <i>Nassella chilensis</i> , <i>Cissus striata</i> ssp. <i>striata</i> (pilpilvoqui) y <i>Proustia pyrifolia</i> (parrilla blanca)	Influencia de la neblina costera pero escasa influencia salina. Suelo estable, muy desarrollado, con materia orgánica. Retiene humedad. Alcanza coberturas de hasta un 90%	Depresiones y quebradas en dunas estabilizadas
Vegetación exótica	<i>Lupinus arboreus</i>	<i>Lupinus arboreus</i> , <i>Baccharis macraei</i> (vautro), <i>Baccharis pingraea</i> var. <i>pingraea</i> y <i>Baccharis linearis</i> (romerillo), <i>Carpobrotus chilensis</i> (doca).	Cercana a formaciones boscosas artificiales. Matorral muy pobre en especies. La cobertura puede llegar al 80%.	Sectores variados
	<i>Acacia saligna</i> - <i>Eucalyptus camaldulensis</i>	<i>Acacia saligna</i> y <i>Eucalyptus camaldulensis</i> , <i>Baccharis macraei</i> , <i>Carpobrotus chilensis</i> , <i>Eucalyptus camaldulensis</i> , <i>Ficinia nodosa</i> , <i>Cupressus macrocarpa</i> (cipres), <i>Tamarix gallica</i> (taray).	Comunidad boscosa que alcanza el 100% de cobertura. Se mezclan leñosas introducidas en los años 70.	Depresiones dunarias
	<i>Pinus radiata</i>	<i>Pinus radiata</i> , <i>Carpobrotus chilensis</i> (doca),	Plantaciones particulares. La más antigua se ubica en el	Sectores variados

	<i>Pseudognaphalium gayanum</i> y <i>Baccharis macraei</i> (vautro).	sector de Mantagua. Alturas de 20 metros. Cobertura de un 80%.	
--	--	--	--

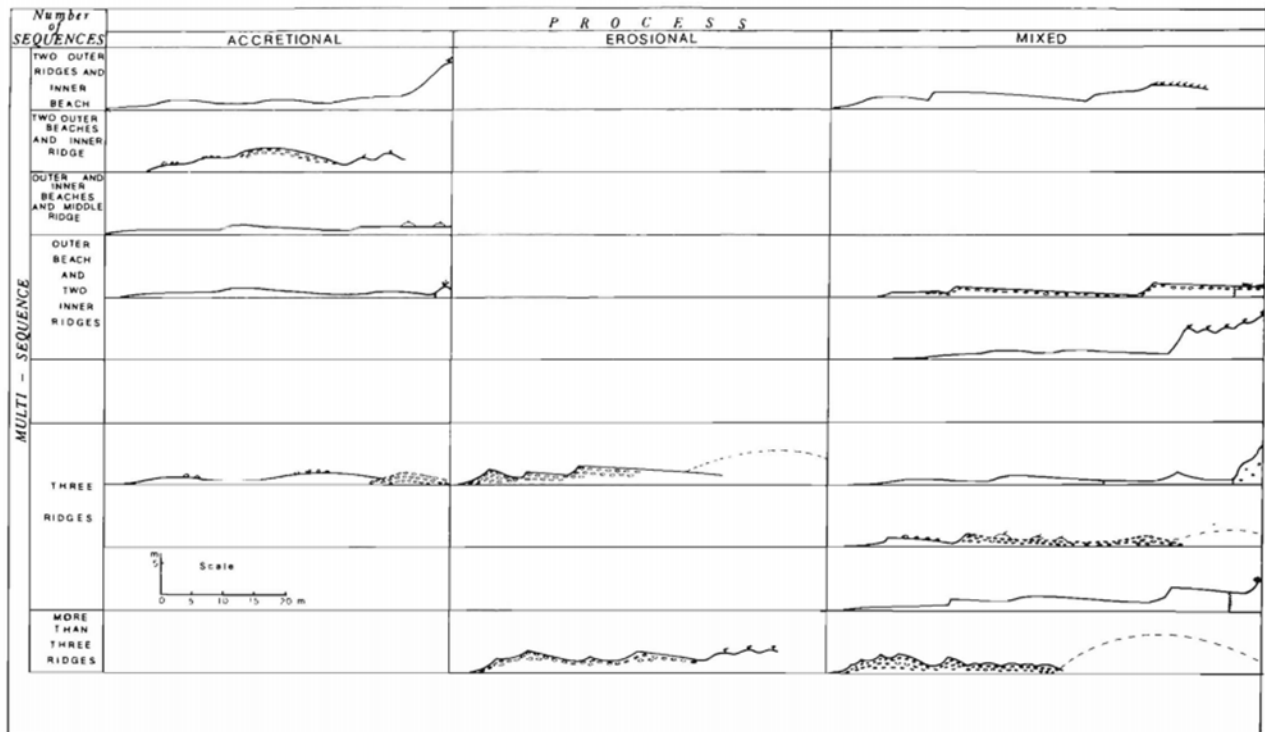
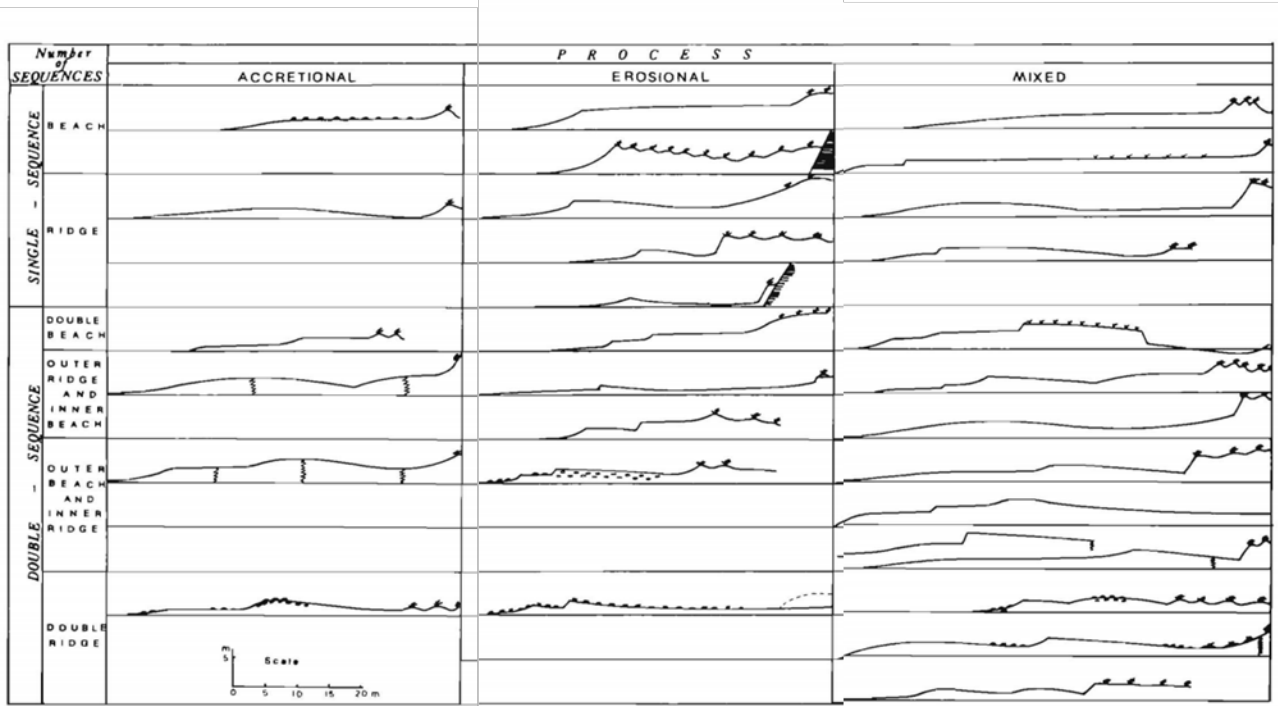
Fuente: Elaboración propia (2021) en base a Diagnóstico de sitios de alto valor para la conservación en la Región de Valparaíso. Sitio Dunas de Ritoque (MMA, 2015b).

Anexo 2: Guía para fotointerpretación de tipos de zonas de rompientes



Fuente: Wright & Short (1984 en Short, 1987) Modificada por Araya – Vergara (1996).

Anexo 3: Clasificación de perfiles de playa (morfología - secuencias y genética- procesos)



Fuente: Araya – Vergara (1986).

Anexo 4: Tabla para medición de condición global de ataque

MEDICIÓN DE CONDICIÓN DE ATAQUE EN EL LITORAL (Sistema de Araya – Vergara, actualizado en 2004)							
N° Estación	Topónimo		Ubicación				
Fecha	Hora		Marea	Estado del Mar			
N° de Rompientes	Tipo de Rompiente		Tipo de Zona de Rompiente: índice denominación				
Litoral acantilado y rocoso	Litoral arenoso deposicional		Forma en que está emplazado				
	Coef. (F)	Tipo de Roca	Coficiente de Condición de Ataque (A)				
FORMA			Todo estado	Pleas medias	Pleas Máx.	Bravezas	Abandonadas
Acantilado o Bluff base	4		4	3	2	1	0
Talud	4						
Plataforma anteplataforma							
posplataforma							
Playa o Cordón sólo anteplaya	1						
Anteplaya de Cordón	1						
Altaplaya	2						
Post playa de Cordón	2						
Microacantilado en anteplaya	2						
Microacantilado en posplaya	3						
Acantilado o microacantilado en duna	4						
Clasificación del perfil (P)							
Monosecuencial	Erosional: 3			Acrecional: 1			
Bisecuencial	Erosional: 1	Acrecional: 1	Mixto: 1,5	Multisecuencial mixto: 1			
Condición Global de Ataque	Suma (A x F) P:						
Dibujo de perfil:							

Fuente: Araya – Vergara (2004, en Villagrán 2007).

Anexo 5: Planilla Método de Mira y Horizonte

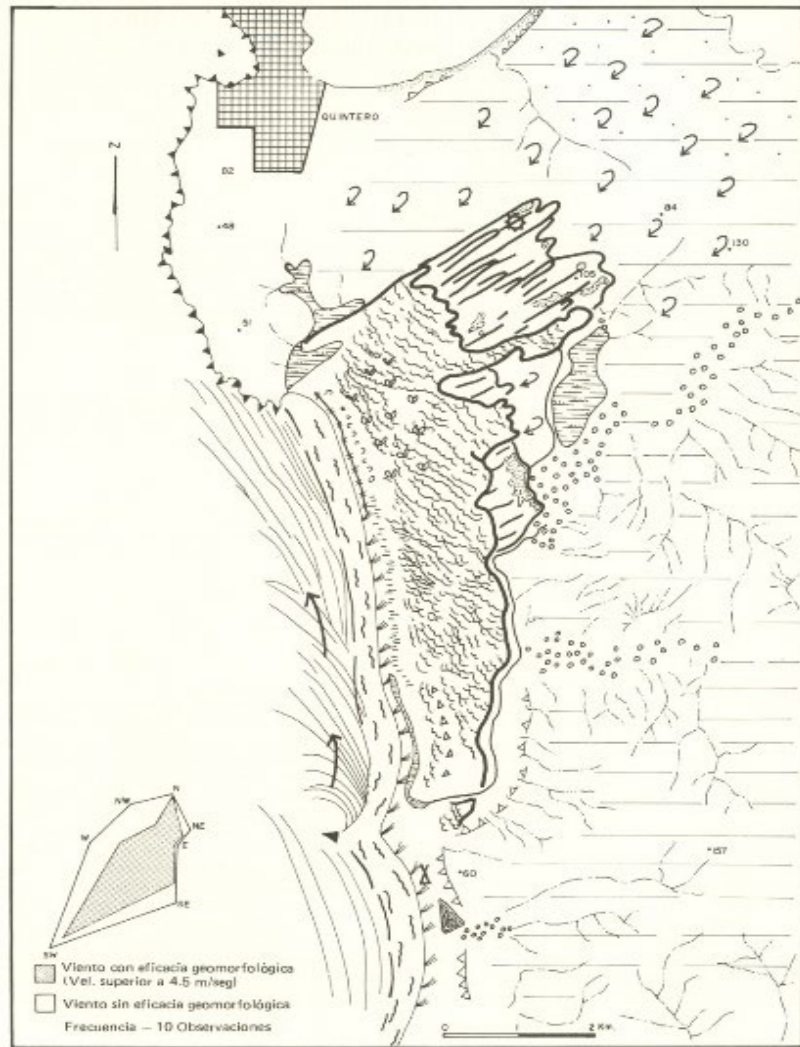
Nombre del perfil:	Fecha:
Coordenadas:	Marea:
Observador:	Hora plea/bajamar:
Hora inicio del perfil:	Hora finalización del perfil:

PUNTOS	ALTURA (CM)	DISTANCIA (CM)
1		
2		
3		
4		
5		
6		
7		
8		
9		
10		
11		
12		
13		
14		
15		

OBSERVACIONES:

Fuente: Bustos et al., (2013).

Anexo 6: Campo de dunas de Ritoque. Geomorfología y actividades antrópicas



AMBIENTE NATURAL	LEYENDA FIGS. 1 Y 15	AMBIENTE ANTROPICIZADO
Costa arenosa	Dunas transversales y barjanoideas	Conchales
Acantilado rocoso vivo	Frente transgresivo de dunas transversales	Balneario
Acantilado muerto	Dunas antiguas longitudinales y en horquilla	Duna bordera artificial
Escallo	Cubierta dunaria antigua sobre terrazas marinas	Plantación actual en duna libre
Zona de rompiente	Cubierta dunaria antigua, desmantelamiento vegetación fijadora	Plantación antigua en depresión interdunaria
Trenes de olas	Terraza marina	Canteras de extracción de arenas
Deriva litoral predominante	Areas de erosión	Zona de camping
Duna bordera monticular	Cárcavas	Basural
Depresión interdunaria	Talweg intermitente	Cota
	Laguna de Mantagua	
	Zonas húmedas	
	Relleno aluvial	

Fuente: Castro (1987).

Anexo 7: Anchos de playas y zonas de rompientes por año estudiado

Puntos de control	Ancho de playa			
	2010	2013	2016	2019
P.C 1	63,5	45,4	26,5	22,5
P.C 2	30,7	32,2	47,8	32,7
P.C 3	37,2	27,4	35,2	22,6
P.C 4	46,9	32	60,2	35,2
P.C 5	103	101	74,5	61,3
P.C 6	53,5	56,1	73,1	62,3
P.C 7	70,6	53,2	61,6	37,4
P.C 8	73,1	41	61,3	53,3
P.C 9	38	43,3	57,9	56,6
P.C 10	39,4	44,9	74	56,2
P.C 11	41,2	33,3	70,9	57,8
P.C 12	37,4	36,9	54,6	47,3

Puntos de control	Ancho zonas de rompiente			
	2010	2013	2016	2019
P.C 1	51,9	135	137	50,2
P.C 2	134	203	206	131
P.C 3	163	225	271	195
P.C 4	215	263	265	236
P.C 5	144	193	163	180
P.C 6	237	282	256	242
P.C 7	226	267	191	206
P.C 8	105	219	185	168
P.C 9	222	222	199	198
P.C 10	178	249	223	219
P.C 11	365	346	284	196
P.C 12	163	33	162	75,3

Fuente: Elaboración propia (2020).