

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS



**Dinámica espacio-temporal de las corrientes de retorno en una playa
intermedia y su relación con la seguridad de los bañistas**

Tesis

que para obtener el grado de

MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA

Ashley David Gracia Barrera

Ensenada, Baja California, México agosto 2020

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
POSGRADOS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

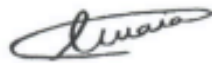
**Dinámica espacio-temporal de las corrientes de retorno en una playa
intermedia y su relación con la seguridad de los bañistas**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA
PRESENTA

Ashley David Gracia Barrera

Aprobada por:



Dra. Amaia Ruiz de Alegría Arzaburu
Director



Dra. Martha Ileana Espejel Carbajal
Sinodal



Dr. Jaime Arriaga García
Sinodal

Dedicatoria

Tuve la fortuna de poder pasar el confinamiento en casa con mi familia escribiendo esta tesis de maestría. La crisis global ha denotado el papel que debe tener la ciencia en el bien público, la necesidad imperante de hacer que el conocimiento especializado esté al alcance de todos para tomar mejores decisiones, y ha hecho más evidente la desigualdad del sistema social en el que vivimos. Porque como se ha dicho, estaremos en el mismo mar en tempestad, pero no en el mismo barco. Este trabajo va dedicado a todos los que la han pasado muy mal este año, esperando que el conocimiento y la empatía nos ayuden a construir un mejor mundo.



Panorámica de La Misión, Baja California, 11 de noviembre 2019.

Agradecimientos

Durante mi paso por el posgrado en Oceanografía Costera y en el proceso de trabajar en esta tesis recibí apoyo de muchas personas e instituciones a las cuales quiero agradecer:

Al CONACYT por otorgarme una beca la cual me permitió estudiar un posgrado y desarrollar este trabajo de investigación.

A mi directora de tesis, la Dra. Amaia, por depositar su confianza en mí desde el primer momento, por orientarme en los momentos en los que sentí confusión en el desarrollo del trabajo, y por siempre motivarme a ir más allá, a presentar en congresos, a buscar colaboraciones y más oportunidades.

A mis sinodales: La Dra. Ileana Espejel, por sus observaciones y correcciones al escrito, por la claridad sobre los alcances del trabajo, haciéndome notar la necesidad de acotar objetivos para poder terminar en tiempo la tesis, y la comprensión cuando estos se acotaron aún más, espero poder colaborar en completar algunas de las ideas que se plantearon al empezar el trabajo; Al Dr. Jaime Arriaga por las charlas y sugerencias sobre la metodología que me ayudaron a clarificar el proceso y por lo tanto obtener mejores resultados. Y por todas las atenciones durante mi estancia en Yucatán, que a pesar de ser atravesada por la pandemia fue muy provechosa y amena.

A todo el equipo del grupo de investigación en Morfodinámica Costera (MORDICS) por el gran esfuerzo que requiere el trabajo de campo y la gran camaradería que hay entre todos. En particular quiero agradecer a Tadashi, por toda la asistencia y orientación con los programas para procesar las imágenes y por estar siempre atento para ayudarme con la conexión remota durante los meses que trabajé a distancia y otro montón más de favores. A Angélica por las charlas de cubículo necesarias para relajarse y seguir trabajando, por siempre estar dispuesta a brindar una mano y por los múltiples prestamos de su auto para ir a volar a La Misión. A Julio por acompañarme a realizar las capturas de video y las muchas aventuras compartidas. A Ernesto por el trabajo de organizar las campañas de medición y siempre ser considerado ante las necesidades e inconvenientes. A Berenice por ser una gran compañera de maestría y siempre apoyarme a pesar de mis descuidos. A Adrián por mantenerse siempre propositivo y pensar en lo mejor para el equipo. A Niels por la amistad interoceánica y revisión de textos en inglés. A Martín por la captura y procesamiento de videos y a Beatriz por inyectarle con su energía nuevo dinamismo al grupo.

Al Dr. Hector García Nava por tener siempre la puerta abierta para consultas acerca de mis dudas sobre el oleaje.

Al Dr. Adán Mejía por las charlas sobre drones, por invitarme a dar una clase y por las caminatas.

A mis compañeros y amigos de posgrado, con los que compartí desvelos de estudio y de festejo, mención especial quiero hacer a: Paulina, por encontrar tan buena amiga y ser mi cómplice en Ensenada. A Osmar, por todo lo compartido especialmente mientras fuimos rommies, gracias por la grata experiencia. A Roxana, por haber sido nuestro enlace entre amigos y con Ensenada cuando llegamos como foráneos perdidos, y especialmente estoy agradecido por este último mes que me ha hospedado y ha hecho sentir como en casa. A Sebastian por siempre compartir experiencias, a Rene por las discusiones y buenos momentos, así como a Cano, Ludwinka, Jair, Cleofé, Lalo, Jorge, Richie y Cupul.

A los miembros de la Asociación de Salvavidas y Rescate del Estado de Baja California, A.C. por compartirme otra visión y forma de vivir las playas, especialmente a la capitana Xochitl Rojas. Así como a la División de Rescate Acuático de Bomberos de Ensenada y los Junior Lifeguards de Ensenada.

A mi mamá, que siempre me ha apoyado en todo y a donde vaya impulsándome a seguir mejorando, a mi abue que también siempre está para mí deseándome lo mejor, a mi primo Eddie compañero desde siempre de tantas aventuras, y a todos mis primos y tios que siempre me están apoyando.

A Liz Márquez por estar tan cerca a pesar de la distancia, brindarme siempre un punto de vista diferente, ayudarme a mantener la inspiración y llenarme de cariño.

A todos ¡GRACIAS!

ÍNDICE

RESUMEN	6
1 INTRODUCCIÓN	7
1.2 JUSTIFICACIÓN	10
1.3 OBJETIVOS	11
2 MARCO TEÓRICO Y METODOLÓGICO	12
2.1 CONCEPTOS GENERALES	12
2.1.1 RASGOS MORFOLÓGICOS DE LA PLAYA	12
2.1.2 MORFODINÁMICA Y ESTADOS DE PLAYA	13
2.1.3 HIDRODINÁMICA COSTERA	17
2.1.4 CORRIENTES DE RETORNO	21
2.2 MONITOREO COSTERO	27
2.3 SEGURIDAD EN PLAYAS Y EL PELIGRO DE LAS CORRIENTES DE RETORNO	32
2.4 ANTECEDENTES	38
3 METODOLOGÍA	40
3.1 ÁREA DE ESTUDIO	40
3.2 MEDICIONES MORFOLÓGICAS	46
3.3 MEDICIONES HIDRODINÁMICAS	47
3.4 VIDEO MONITOREO	48
3.4.1 Metodología de clasificación TIMEX para identificar corrientes de retorno	52
3.4.2 Análisis de corrientes de retorno	54
3.4.3 Cálculo de flujos	54
4 RESULTADOS	57
4.1 Variabilidad mensual e interanual de oleaje	57
4.2 Variabilidad de la morfología	60
4.3 Obtención de imágenes y clasificación	69
4.4 Dinámica de las corrientes de retorno	73
4.4 Estimaciones de flujo en corrientes de retorno	78
5 DISCUSIÓN	84
5.1 Variabilidad mensual e interanual de oleaje	84
5.2 Variabilidad de la morfología	85
5.3 Obtención de imágenes TIMEX y su clasificación	89
5.4 Dinámica de las corrientes de retorno	92
5.5 Cálculo de flujos en corrientes de retorno	95
6 CONCLUSIONES	98
REFERENCIAS	100
ANEXOS	107
ANEXO 1. LOCALIZACIÓN DE PUNTOS CONTROL EN LA PLAYA LA MISIÓN	107
ANEXO 2. MAPAS DE COLOR DE PROBABILIDAD DE OCURRENCIA DEL PERIODO (Tp) Y ALTURA (Hs) DEL OLAJE	114
ANEXO 3 GRÁFICO USANDO LA POSICIÓN INICIAL Y NO EL CENTROIDE	115

Resumen

Las corrientes de retorno son intensos y estrechos flujos de agua dirigidos hacia el mar, que se originan en la zona de rompiente del oleaje, y la atraviesan alcanzando aguas más profundas. Reportes de salvavidas de Estados Unidos y Australia indican que las corrientes de retorno son la principal causa de ahogamientos en playas, sin embargo, en el mundo mucha gente no sabe identificarlas y existe un desconocimiento general sobre su formación. En México existe muy poca información acerca de estas corrientes, aun cuando su presencia es común en costas expuestas a oleaje lejano, como es el caso de las costas del Pacífico. Los ejemplos en pequeñas porciones de costa son muy útiles para demostrar a los tomadores de decisiones locales la importancia de considerar estudios integrados de oceanografía y manejo costero.

Este trabajo analiza la dinámica de las corrientes de retorno a lo largo de 1 km de la playa la Misión, en Baja California, conocida localmente por ser un sitio donde ocurren constantes ahogamientos. Se evalúa la variabilidad morfológica de la playa con mediciones topo- batimétricas colectadas entre 2016 y 2019, las cuales se relacionan con las condiciones del oleaje incidente. Como con los patrones de rotura del oleaje es posible identificar la formación de canales y corrientes de retorno asociadas, se generaron imágenes georrectificadas de exposición temporal (TIMEX) y se clasificaron para separar las corrientes de retorno. A partir de videos obtenidos con dron entre marzo de 2017 y diciembre de 2019. Además, se evaluó la utilidad de usar videos promediados y cálculo del flujo óptico para obtener mediciones de la magnitud y dirección de las corrientes.

La clasificación de las imágenes permitió extraer rasgos de la forma de los canales y evaluar la presencia, ubicación, geometría, y el distanciamiento entre corrientes de retorno. Los resultados muestran una clara estacionalidad en la formación de los canales y variabilidad interanual que depende de las condiciones morfológicas precedentes y de la energía del oleaje. Se observó el proceso de recuperación del ancho de playa después de un período altamente erosivo, y se describió el papel que juegan las corrientes de retorno. Se identificó la presencia estacional de las corrientes de retorno, las más grande durante primavera, que influyen en la evolución de la playa el resto del año. También se localizaron las zonas de la playa con más corrientes de retorno, que parecen estar influidas por una saliente rocosa. Además, se describió el comportamiento del flujo de la corriente de retorno más grande en distintos momentos, observando una circulación variable, que depende la morfología del canal.

Estos resultados comprenden información útil para identificar las zonas y épocas de mayor riesgo asociado a la presencia de corrientes de retorno. La continuación de esta investigación tiene dos vertientes, la del seguimiento de este estudio a más largo plazo y el de manejo costero, donde la información generada sea discutida con salvavidas y socializada con los bañistas, para mejorar las medidas de prevención.

Palabras clave: Corrientes de retorno, Morfodinámica, Video Monitoreo Costero, Drones.

1 Introducción

Las playas ofrecen diversos servicios ambientales a la sociedad, entre los que destacan la recreación y protección de la línea de costa frente al oleaje incidente. Aunque ir a la playa siempre tuvo connotaciones recreacionales y medicinales (y era de alguna manera elitista), el turismo conocido como “sol y playa” se fomenta y populariza en la década de 1960 con fines comerciales. A partir de entonces, para muchas personas, las vacaciones y la recreación están asociados con la playa sin la percepción de los riesgos asociados con su uso. Los ahogamientos son una de las 10 principales causas de muerte en el mundo (Secretaría de Salud, 2016) y en el caso de adolescentes y adultos, la mayoría de los ahogamientos se producen en aguas naturales (ríos, lagos, mares, etc.). Entre los peligros presentes para los bañistas en playas, las corrientes de retorno comprenden uno de los fenómenos que provocan más accidentes y fatalidades (Tipton y Wooler 2016).

Las corrientes de retorno (CR) son intensos y estrechos flujos de agua dirigidos hacia el mar, que se originan en la zona de rompiente del oleaje, y la atraviesan alcanzando aguas más profundas. Existen varios tipos de corrientes de retorno, pero las más estudiadas son las que están asociadas a canales que se forman entre las barras sumergidas de la playa. Las barras promueven la rotura del oleaje, mientras que en los canales el oleaje se propaga sin romper. Durante la rotura del oleaje, se genera una reducción en el tensor de radiación lo que resulta en transporte de agua hacia la costa y una sobreelevación del nivel del mar cerca de la línea de costa. La mayor rotura sobre las barras a diferencia de los canales, genera gradientes de presión que da lugar a corrientes longitudinales redireccionadas en los canales hacia el mar (Houser et al. 2020).

Estas corrientes son uno de los principales mecanismos de circulación dentro de la zona de rompiente del oleaje, y pueden ocasionar un importante transporte de sedimento en suspensión con dirección hacia el mar (Aagaard et al., 1997). Por las razones arriba mencionadas, las corrientes de retorno suelen identificarse visualmente por la ausencia de olas rompiendo, color más oscuro del agua asociada a la profundidad y presencia de plumas del sedimento transportado fuera de la zona de rompiente.

El principal problema para los bañistas atrapados por las corrientes de retorno es el miedo que provoca el arrastre hacia mar adentro, además de la idea errónea de que la corriente jala hacia abajo (Houser et al. 2017). Consecuentemente, la respuesta más común del bañista es que nade en contra de la corriente y provoque agotamiento y desesperación. Reportes en Estados Unidos, Australia e Inglaterra mencionan que el mayor número de rescates por parte de grupos de salvavidas está asociado a corrientes de retorno (Tipton y Wooler 2016). En Estados Unidos se ha desarrollado una importante campaña llamada “break the grip of the rip”, para hacer conciencia sobre el riesgo que existe, y enseñar a los bañistas las mejores formas de actuar en caso de ser atrapados por una corriente de retorno (Houser et al. 2017).

El estudio de las corrientes de retorno es considerable en las últimas décadas. Castelle et al. (2016) presentan una revisión de los trabajos que estudian las corrientes de retorno e identificando 263 publicaciones entre 1925 y 2016, las cuales abordan el tema desde distintas perspectivas. Estos autores observan que ha habido un aumento en las mediciones que se realizan en estos sistemas, tanto del tipo euleriano, con mediciones puntuales de alta resolución, como lagrangiano, usando derivadores con GPS. Sin embargo, coleccionar estas mediciones, y en particular, obtener el cálculo adecuado de las intensidades del perfil de las corrientes de retorno, es un reto considerable debido a la dinámica y alta energía de la zona de rompiente. El uso de la percepción remota ha demostrado ser de utilidad para complementar estas mediciones, y en las últimas décadas ha presentado un auge debido a la mejora en cámaras y la gran cantidad de información a largo plazo que puede obtenerse de estas técnicas, sin tener que arriesgarse a estar dentro del agua (Holman y Haller 2013).

En México, es escasa la información que existe sobre corrientes de retorno. La revisión bibliográfica sobre el trabajo científico nacional acerca corrientes de retorno, indica que el único trabajo publicado es el de Cervantes et al. (2015) en las playas de Manzanillo (Colima). Estos autores usan modelación y derivadores de GPS para observar la distribución de corrientes de retorno, con la cual proponen una zonificación de la playa. Por otro lado, está el trabajo que se ha venido realizando el grupo de investigación de Morfodinámica Costera de la UABC (MORDICS) a través de varias tesis de maestría (Desplán Salinas 2018; González Domínguez 2018; Vizcarra 2020).

La escasa literatura científica contrasta con la múltiple cantidad de notas periodísticas acerca de ahogamientos en playas del país en general y, en particular del estado de Baja California (Figura 1.1). Por otra parte, tampoco se encuentra información oficial acerca de acciones y cifras sobre los accidentes relacionados al peligro natural que representan las corrientes de retorno en playa turísticas y recreativas. En México, las asociaciones de salvavidas voluntarios o contratados por los municipios y empresas hoteleras son las que brindan servicios de asesoría y rescate en las playas, y son estas asociaciones quienes ofrecen medidas de prevención de ahogamientos.



Figura 1.1 Collage de diversas notas periodísticas entre el 2013 y 2019 de bañistas rescatados o que lamentablemente se ahogaron en las playas de Ensenada. Fuentes: La Jornada California, Ensenada.net, UniMexicali, UniradioInforma, BCReporteros.

Las corrientes de retorno tienen propiedades ópticas que facilitan su localización para un ojo entrenado, como el de un salvavidas. Sin embargo, esta cualidad (i.e. la carencia de olas rompiendo), hacen que usuarios inexpertos consideren las zonas de corrientes de retorno, como

las zonas más seguras para ingresar al agua. La investigación sobre corrientes de retorno (Holman et al. 2006; Quartel 2009; Turner et al. 2007) ha enfocado esfuerzos en aprovechar esta misma cualidad visual usando imágenes tomadas desde distintas plataformas (estaciones fijas o vehículos aéreos) para describir la presencia, temporalidad y forma de las corrientes de retorno, y relacionar estos parámetros con las condiciones hidrodinámicas y morfodinámicas de la playa.

Las corrientes han sido medidas por percepción remota principalmente de dos formas, con: 1) trazadores pasivos observados desde las imágenes con algoritmos como Optical Current Meter (OCM) (Chickadel, 2003), Particle Image Velocimetry (PIV) (Perkovic et al., 2009), y Global Optimal Solution (GOS) (Chen y Mied 2013) y, 2) observaciones de la dispersión del campo de oleaje, principalmente con el uso del espectro de ondas de radio o, recientemente, con el espectro visible (Horstmann et al., 2017; Streßer et al., 2017). Sin embargo, las mediciones que se han hecho de corrientes de retorno hasta el momento han sido mayormente cualitativas (Benassai et al. 2017; Brouwer et al. 2015). El desarrollo de la tecnología, como son los vehículos aéreos no tripulados (VANT) o drones en el lenguaje coloquial, pueden revelar más información acerca de estas estructuras. En particular, será interesante explorar las capacidades de estos sistemas para generar información sobre las velocidades alcanzables de las corrientes de retorno, y su potencial para transportar partículas en suspensión, por ejemplo.

1.2 Justificación

La playa de la Misión se localiza entre Rosarito y Ensenada y se puede llegar tanto por la carretera de cuota “Escénica” como por la vía libre. Es una playa pública, de dos kilómetros de largo que cuenta con estacionamiento, por lo que se hace énfasis en que es una playa pública de fácil acceso, y cobra importancia porque la falta de playas de este tipo es un problema en general en México., que merece toda una discusión aparte. Para este trabajo es destacable, ya que el hecho de ser de fácil acceso invita a las personas a detenerse. Sin embargo, es una playa caracterizada por la presencia de fuertes corrientes de retorno, que ponen en riesgo la vida de los bañistas.

El grupo de investigación MORDICS ha recolectado información de la morfología e hidrodinámica de esta playa desde el 2016, además se ha tomado video con dron siguiendo la metodología

propuesta por Holman (2013) desde dos perspectivas que cubren la totalidad de la playa. Existen dos trabajos previos, enfocados en describir la temporalidad de la presencia de las corrientes de retorno, usando los resultados de los videos de drones (Desplán-Salinas, 2018; Vizcarra-Fernández, 2020). En esta tesis se retoman los esfuerzos de monitoreo realizados por el grupo, para describir de manera más amplia el sistema de corrientes de retorno de esta playa. La connotación de sistema hace énfasis en la interacción de los factores físicos con el entorno humano. Trabajos recientes han mostrado la necesidad de abordar el problema del peligro que representan las corrientes de retornos desde la perspectiva de distintas disciplinas (Castelle et al. 2016; Shaw et al. 2014), Este trabajo tendrá una fuerte componente técnica al explorar el uso de nuevas tecnologías, relativamente baratas, como son los drones comerciales, para generar información precisa, que a su vez, sea puesta a disposición de los usuarios y actores de la playa. Por esta razón, también se busca entablar un diálogo con responsables de la seguridad de las playas, para construir canales de comunicación entre la información generada por la ciencia y las personas que requieren esa información.

1.3 Objetivos

El objetivo general de este trabajo es determinar la variabilidad espacio-temporal y geometría de las corrientes de retorno de la playa la Misión con relación a las condiciones morfodinámicas. Para cumplir este objetivo principal, se proponen los siguientes objetivos particulares:

- 1) Caracterizar la morfodinámica de la playa y la periodicidad, geometría y ubicación de las corrientes de retorno de la sección sur con mediciones topo batimétricas y video monitoreo.
- 2) Cuantificar intensidades de flujo en las corrientes de retorno aplicando técnicas basadas en análisis de imágenes.

A continuación, se explican de forma extensiva los conceptos generales, las técnicas y antecedentes para el monitoreo de las playas y de corrientes de retorno.

2 Marco teórico y metodológico

2.1 Conceptos generales

2.1.1 Rasgos morfológicos de la playa

Las playas son depósitos de sedimento acumulado por el oleaje en la línea de costa. La playa abarca costa afuera desde donde el oleaje empieza a ser capaz de mover sedimento de forma frecuente y significativa hacia la costa, y se extiende tierra adentro hasta el límite superior de la zona donde llega el oleaje (Short 2012). El perfil de playa (Figura 2.1) es una sección transversal de la playa tomada perpendicularmente a la línea de costa, en la cual se pueden identificar varias secciones que la componen (Dean y Dalrymple, 2004).

La costa cercana (nearshore) es la región donde el oleaje empieza a transformarse por interacción con el fondo hasta donde el oleaje rompe sobre la playa, en ella el oleaje se asomera, se refracta y rompe. La zona de rompiente (surfzone) es una franja de profundidad somera y se define a partir de donde rompe el oleaje hacia la línea de costa; en esta región, la energía del oleaje se disipa en turbulencia y calor, induciendo corrientes longitudinales y transversales, que configuran la forma de la línea de costa. En esta zona se forman barras sumergidas, elongadas acumulaciones de arena, de algunos metros de ancho, normalmente paralelas a la costa. Entre la(s) barra(s) y la línea de costa se forman canales, donde la profundidad es mayor. Las barras pueden ser longitudinales a lo largo de la costa, oblicuas que presentan cierto ángulo con respecto a la línea de costa, o transversales (Bird, 2008). La zona de lavado (swash), comprende la parte de la línea de costa que se cubre y descubre por el ascenso del oleaje sobre la pendiente de la playa. Desde una perspectiva morfológica, a esta zona se le llama cara de la playa. En playas micromareales (rango mareal de <2 m) esta zona es fácilmente identificable por una única pendiente bien pronunciada, en cambio, en playas mesomareales (rango de 2 a 4 m) y macromareales (rango > 4 m) con mayor rango mareal, la cara de la playa se expone a una mezcla de procesos, y la marea modula donde rompe el oleaje (Masselink y Puleo, 2006).

morfológicos e hidrodinámicos que interactúan y se transforman dentro del sistema costero para generar patrones y cambios morfológicos observados, además de las tendencias a corto y largo plazo, cuya progresión lleva a conformar variaciones morfológicas, que a su vez, alteran la dinámica del ambiente.

Dependiendo de las condiciones ambientales locales, el tipo de sedimento y las condiciones del oleaje precedente, las playas dominadas por el oleaje pueden ser disipativas, reflejantes o uno de los cuatro estados intermedios: Barras y canales paralelos (LBT por sus siglas en ingles), Barra y playa rítmica (RBB), Barras y canales transversales (TBB), Terraza de marea baja (LTT) (Wright y Short, 1984). En la figura 2.2 se muestran los principales rasgos de cada estado morfodinámico. Wright y Short, (1984) presentaron un número adimensional de la velocidad de caída del sedimento (Ω) que relaciona la altura de ola en la rompiente H_b , el periodo T , y la velocidad de la caída el sedimento w_s y sirve como índice para clasificar el estado morfodinámico de las playas:

$$\Omega = \frac{H_b}{w_s T}$$

Una playa que tiende a valores de $\Omega < 1$ presenta un estado más reflejante, mientras que $\Omega > 6$ presenta un estado disipativo. La respuesta de la playa al clima de oleaje provoca que un estado de playa prevalezca, las condiciones prevalecientes son las condiciones de oleaje y el estado modal de la playa. Los diferentes estados que puede tomar la playa dependerán del rango de condiciones de oleaje. Las variaciones temporales de estados de playa alrededor del estado modal se observan en cambios en el perfil de la playa y la posición de la línea de costa. Al rango de variabilidad de estados que toma la playa se le denomina movilidad de la playa. Cada estado de playa presenta una hidrodinámica particular. Las playas intermedias presentan una morfología con mayor variación tridimensional, con barras, canales y terrazas que promueven la formación de corrientes de retorno. Se presentan con condiciones energéticas de oleaje de moderado a alto (altura de ola de 0.5 – 2.5 m), periodos de oleaje largos y sedimento mediano o fino. A continuación, se mencionan las características principales de los estados de playa intermedio según Gómez-Pujol y Orfila (2020):

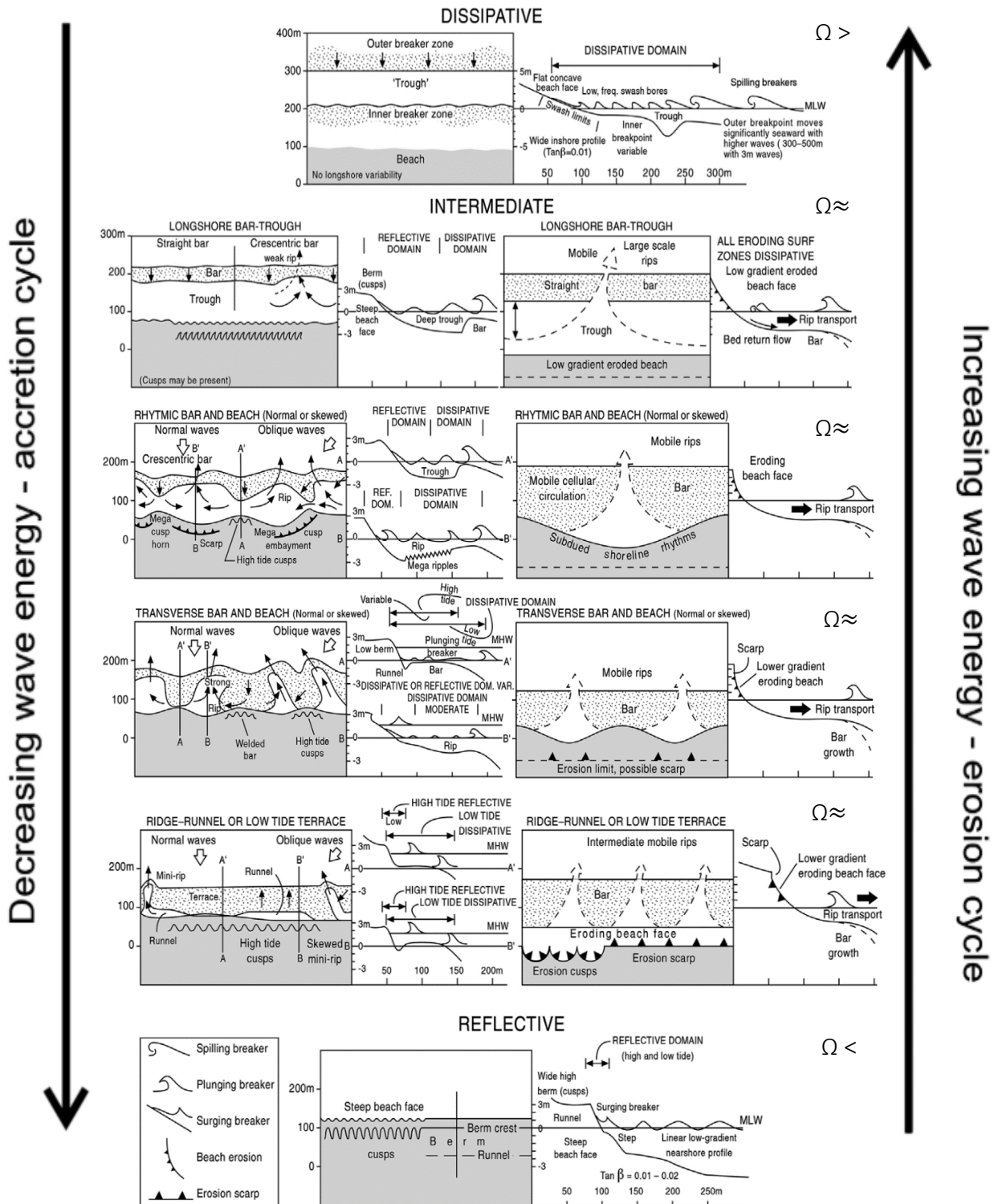


Figura 2.2 Esquema que muestra los diferentes estados morfodinámicos de las playas dominadas por oleaje desde una vista de planta y de perfil, además muestra según se encuentre en fase de acreción o erosión. Fuente: Short, 2020.

Longshore bar -trough - Barras y Canales paralelos (LBT) - $\Omega \approx 5$

Presenta una barra paralela a lo largo de la costa, separada de la línea de costa por un amplio canal. La línea de costa tiende a ser recta, pero también puede tener algunas cúspides. La barra tiende a ser recta o con muy ligera ritmicidad. Bajo condiciones de oleaje lejano energético, las corrientes de retorno pueden fluir sobre las barras de arena.

Rhythmic Bar and Beach - Barra y Playa Rítmica (RBB) - $\Omega \approx 4$

Tanto la línea de costa como la barra presentan una forma rítmica. La barra presenta la formación de grandes cúspides en forma de cuerno, que se aproximan a la costa separados por canales de mayor profundidad con forma de bahía. La cara de la playa es rítmica, con protuberancias hacia el mar. En el centro de las formaciones con forma de bahía surgen corrientes de retorno.

Tranverse Bar and Rip beach – Barras y canales transversales (TBR) – $\Omega \approx 3$

En este estado, las barras someras se acoplan a la costa de manera transversal. Evolucionan del estado anterior al desacoplarse la parte de la de la barra que se acerca a la playa, y separando el sistema de canales. Las separaciones entre barras y canales suelen ser de entre 150 y 200 m, pudiendo alcanzar hasta 500 m en condiciones energéticas de oleaje lejano. Los canales pueden tener un ancho entre 50 y 150 m. Las olas rompen sobre las barras, disipando gran parte de su energía, mientras que en los canales prácticamente no rompe el oleaje, promoviendo la generación de células de circulación y corrientes de retorno.

Ridge runnel or low tide terrace – Terraza de marea baja (RRT) - $\Omega \approx 2$

Es el estado de menor energía entre las playas intermedias. Presenta una cara de la playa con mayor pendiente seguida de una suave barra o terraza acoplada a la línea de costa. Esta suele presentar pequeños canales someros por donde fluyen corrientes de retorno de menor intensidad. No presenta topografía rítmica. Durante las mareas bajas, las terrazas quedan expuestas, y en condiciones de alto oleaje se puede activar la circulación en las corrientes de retorno.

Los estados de playa son un espectro continuo de formas que van cambiando según las condiciones energéticas del oleaje. Se pueden identificar dos secuencias de cambios, la secuencia

de acreción y la secuencia erosiva. La secuencia de acreción parte de una playa disipativa que estuvo expuesta a condiciones de alta energía, y pasa por los estados intermedios hasta llegar a una playa reflejante de poca energía. Mientras que la secuencia de erosión empieza con la playa reflejante, y pasa rápidamente a estados cada vez más disipativos por condiciones de alta energía de oleaje (Gómez-Pujol y Orfila, 2020).

2.1.3 Hidrodinámica costera

El oleaje es el forzamiento hidrodinámico principal en la conformación de la forma de las playas (Benassai, 2006). Las olas son uno de los tipos de ondas que se presentan en el océano. Las ondas pueden describirse a partir de su longitud, periodo y amplitud. El periodo (T) es el tiempo que transcurre entre dos crestas para pasar por el mismo punto. La longitud (L) es la distancia entre dos crestas, en un tiempo fijo. El oleaje tiene periodos menores a 30 s, y mayores a 0.25, a las de periodos menores se les llama ondas capilares y se ven afectadas por la tensión superficial del agua. Por otra parte, la longitud de las olas varía entre 0.1 y 1500 m (Holthuijsen, 2007) .

La formación del oleaje se debe a la acción del viento sobre la superficie del mar. Entre mayor sea la intensidad del viento, su duración y la extensión de la superficie del mar sobre el que actúa, mayor será el flujo de energía y momentum transmitido a la superficie del mar que resulta en la generación de oleaje, lo que se verá reflejado en su amplitud y longitud. Al propagarse por la superficie del océano, el oleaje transporta energía de las zonas de generación hacia las costas (Stewart, 2000). El oleaje en aguas profundas es dispersivo, esto quiere decir que su celeridad (c ; velocidad de propagación de la cresta de la ola) depende de su longitud de onda. Esto es determinado a partir de la relación de dispersión del oleaje, que relaciona el periodo y la longitud del oleaje, a través de la frecuencia del oleaje (w), y el número de onda (k):

$$w = \frac{2\pi}{T} ; k = \frac{2\pi}{L}$$

La relación de dispersión queda definida:

$$w^2 = g k \tanh(kd)$$

donde, g es la aceleración ejercida por la gravedad y d es la profundidad del agua. La relación de dispersión puede simplificarse con dos aproximaciones muy útiles. En aguas profundas, cuando la longitud del oleaje es mucho menor que la profundidad ($d \gg L, kd \gg 1$) $\tanh(kd) = 1$ por lo que la relación de dispersión queda: $w^2 = g k$ cuando $d > \frac{L}{4}$. En aguas someras, cuando la profundidad es mucho menor que la longitud de onda ($d \ll L, kd \ll 1$) $\tanh(kd) = kd$ y la relación de dispersión queda: $w^2 = g k^2 d$ cuando $d < \frac{L}{11}$. La celeridad entonces puede definirse en términos de w y k : $c = \frac{w}{k}$. A partir de la relación de dispersión del oleaje y

considerando las aproximaciones mencionadas, la celeridad en aguas profundas es: $c = \sqrt{\frac{g}{k}} = \frac{g}{w}$.

Por otra parte, en aguas someras la celeridad puede calcularse como: $c = \sqrt{gd}$. Entonces, como se mencionó antes, las olas en aguas profundas son dispersivas, mientras que en aguas someras son no dispersivas, ya que su velocidad de propagación depende únicamente de la profundidad.

Por otra parte, el concepto de celeridad de grupo (c_g) es la velocidad a la que se mueve un grupo de olas a través del océano y es también la velocidad a la que se propaga la energía del oleaje. En aguas profundas la celeridad de grupo es $c_g = \frac{g}{2w} = \frac{c}{2}$ mientras que en aguas someras $c_g = \sqrt{gd} = c$. Nótese entonces que la energía del oleaje viaja a la mitad de la velocidad de fase en aguas profundas, y a la misma velocidad que la celeridad en aguas someras (Stewart 2000).

Dependiendo de la zona de generación del oleaje, éste puede ser oleaje local (sea) u oleaje lejano (swell). El oleaje local suele ser más corto e irregular, mientras que el oleaje lejano es largo y con sus olas bien diferenciadas. Si se miden las variaciones de la elevación de la superficie del océano en función del tiempo en un punto dado, pueden reproducirse como una suma de funciones armónicas simples, una serie de Fourier. Con un análisis de Fourier se puede determinar la amplitud para cada frecuencia observada (Holthuijsen, 2007). Si se calcula el espectro del oleaje se puede observar la distribución de la energía en las diferentes frecuencias de onda observadas (Figura 2.3), y se puede discernir entre el oleaje local y el oleaje lejano, bien separados por su frecuencia; el oleaje lejano presenta una distribución de su energía más angosta en frecuencias específicas, mientras que el oleaje local está más ampliamente

distribuido. A partir del espectro del oleaje se pueden obtener algunos de los parámetros más utilizados para describir el oleaje estadísticamente. El periodo asociado al pico del espectro (T_p) presenta una buena relación con el periodo del tercio de las olas más altas cuando el espectro del oleaje es estrecho. La altura significativa del oleaje (H_s) se define como la altura del promedio del tercio de las olas más altas de un registro.

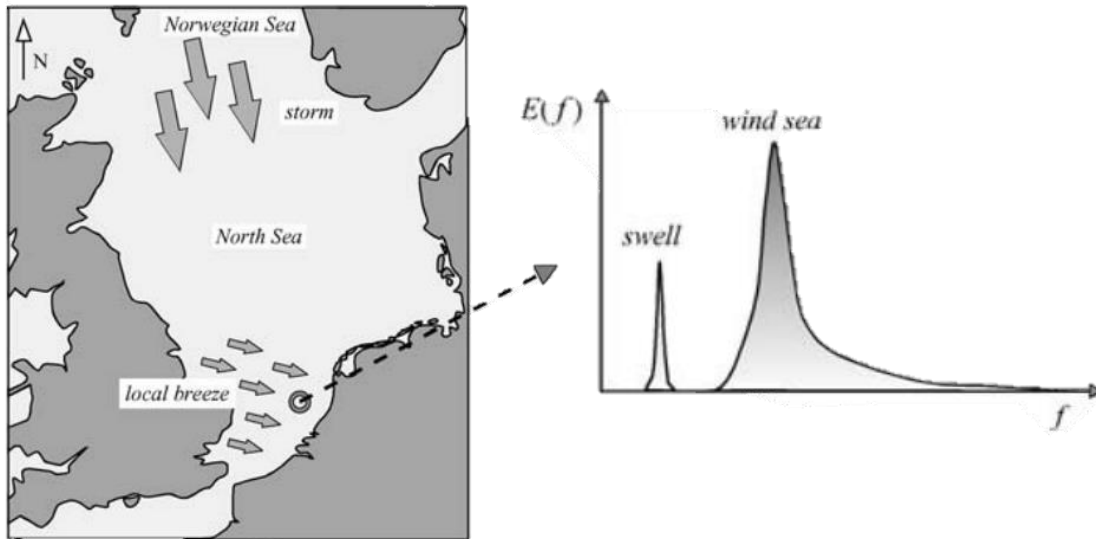


Figura 2.3 Representación del espectro del oleaje medido en la costa holandesa, donde se observa el oleaje local generado por brisas y el oleaje lejano de una tormenta del mar de Noruega. Modificado de (Holthuijsen 2007)

Cuando el oleaje se acerca a aguas costeras, su amplitud y dirección se ven afectadas por la profundidad del agua. Al propagarse hacia aguas someras, el periodo no varía, pero la longitud se acorta, y la celeridad de grupo se acerca a la velocidad de fase provocando variaciones en la energía del oleaje local. Por conservación de la energía se produce un aumento en la altura del oleaje, a esto se le conoce como **asomeramiento**. A su vez, cuando el fondo tiene variaciones irregulares paralelas a la cresta de las olas, se producen cambios locales en la celeridad, lo que provoca cambios en la dirección de la propagación de los frentes de onda, a este proceso se le conoce como **refracción**. La refracción del oleaje puede provocar zonas donde los frentes de ola se concentren, acumulando la energía del oleaje en esas zonas, mientras que disminuye la energía

en las regiones donde se dispersan los frentes de onda (Dean y Dalrymple, 2004; Holthuijsen, 2007). Conforme la profundidad sigue disminuyendo, el peralte de la ola aumenta, la relación entre la altura de la ola y su longitud, y la ola alcanza un límite de inestabilidad hasta que rompe. La forma en que las olas rompen depende de la relación entre el peralte de la ola y la pendiente de la playa, y se clasifican en derrame, voluta, colapso y surgente (Benassai, 2006; Dean y Dalrymple, 2004).

Las olas poseen momento, en dirección de su propagación, y es proporcional al cuadrado de su amplitud. Un tensor es equivalente al flujo de momento. El **tensor de radiación** se define como el exceso de flujo de momento debido a la presencia de las olas, y se denota S_{xx} al actuar principalmente en la dirección de la propagación del oleaje (Longuet-Higgins y Stewart, 1964). Si el tensor de radiación presenta variaciones espaciales, puede generar cambios en la elevación del nivel del mar (Figura 2.4) (Holthuijsen, 2007).

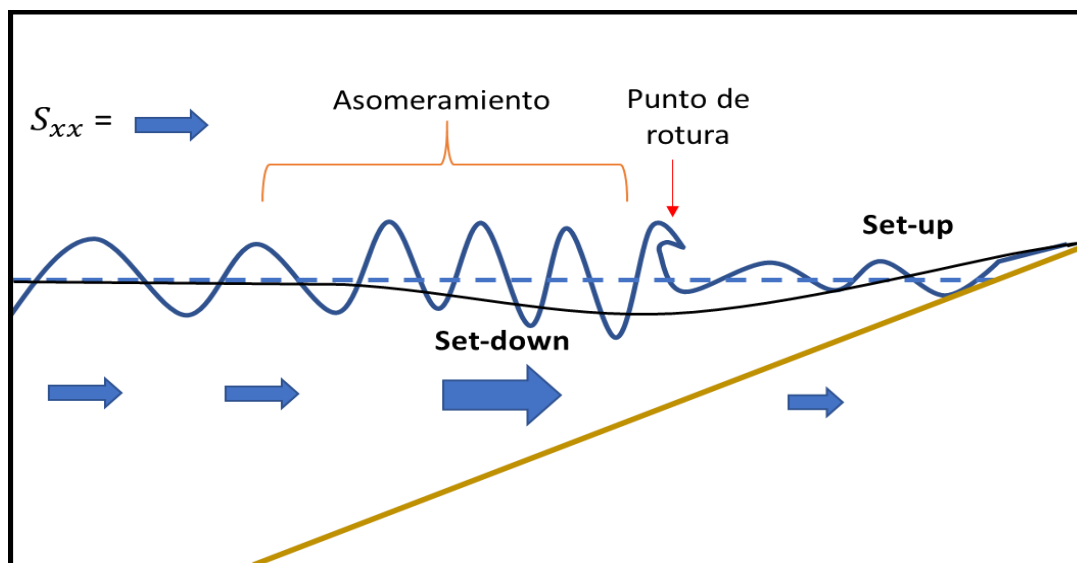


Figura 2.4 Diagrama del efecto del asomeramiento y la rotura en el tensor de radiación y los cambios en el nivel medio del mar resultantes. Elaboración propia a partir de (Holthuijsen, 2007)

Cuando el gradiente horizontal del tensor de radiación es positivo, resultado del asomeramiento del oleaje, se produce una disminución del nivel del mar promedio, llamado **set-down**. Cuando el oleaje rompe, disipa energía y disminuye su amplitud, pero sigue propagándose. La disminución

de amplitud con relación a la disminución de la profundidad, hace que disminuya el tensor de radiación, promoviendo un gradiente negativo, y por lo tanto, un aumento en el nivel del mar promedio denominado **set-up** (Longuet-Higgins y Stewart, 1964).

El gradiente de presión provocado por el set-up promueve la formación de corrientes en la zona de rompiente. Si la playa es longitudinalmente homogénea y el oleaje incide también de manera homogénea y perpendicular a la playa, la corriente producida regresará el agua de manera uniforme a la largo de la playa promoviendo una circulación vertical con un flujo concentrado cerca del fondo, a este flujo se le llama corriente de resaca (*undertow*) (Yu y Slinn, 2003). Cuando el oleaje incide con cierto ángulo sobre una playa rectilínea, la corriente predominante es paralela a la costa, lo cual se debe a que el aumento de flujo de momentum y su intensidad están relacionadas con la dirección de propagación y densidad de energía en aguas profundas (Longuet-Higgins, 1970). Bowen (1969) propuso que la variación del tensor de radiación a lo largo de la costa podría provocar patrones de circulación horizontal en la zona de rompiente. Estas variaciones en el tensor de radiación, que puede ser producto de las variaciones topográficas o del oleaje, inducen gradientes de presión que, a su vez, provocan corrientes longitudinales que van de las zonas donde el oleaje es mayor a zonas donde el oleaje es menor, donde se forma una **corriente de retorno**.

2.1.4 Corrientes de retorno

Las corrientes de retorno han mantenido la atención científica por varias décadas debido a que son componentes esenciales de la circulación en la zona de rompiente, y juegan un papel crucial en la evolución de la morfodinámica de las playas. Estas corrientes contribuyen significativamente a la formación de canales, el transporte de sedimentos y la dispersión de nutrientes y contaminantes, pero la principal atención está relacionada con la seguridad de los bañistas (Brander y MacMahan, 2015). Las primeras descripciones formales de las corrientes de retorno se hicieron a mediados del siglo pasado, Shepard (1936) introdujo el término de corriente de retorno (*rip current*) para diferenciarlo de los términos *rip tide* y *undertow*. Describió el fenómeno como

una banda estrecha de agua moviéndose costa afuera en un ángulo casi perpendicular a un tramo recto de playa, con ocurrencia tanto en condiciones de calma como con vientos hacia la costa.

Las corrientes de retorno son sistemas complejos. Pueden existir diferentes tipos de corrientes de retorno, incluso en la misma playa. El asomeramiento y la rotura del oleaje se ven afectados por la morfología del fondo marino costa afuera y cerca de la orilla, y también por la presencia de fronteras rígidas como salientes naturales o estructuras (i.e. muelles y espigones). Estas modificaciones determinan los patrones espaciales y temporales de la rotura del oleaje y, por lo tanto, la circulación de los sistemas de corrientes de retorno. A su vez, todo está modulado por las variaciones del nivel del mar asociadas a la marea. Por su parte, la corriente de retorno puede modificar la morfología de la playa y afectar los patrones de rotura del oleaje, por tanto, existe una retroalimentación entre la hidrodinámica y la morfología de la playa (Castelle et al., 2016).

Retomando la explicación de la circulación en las corrientes de retorno, las variaciones en los patrones de rotura del oleaje a lo largo de la costa producen variaciones en el tensor de radiación, que se refleja en un set-up mayor con olas más altas y mayor rotura (i.e. sobre las barras de arena), y un set-up menor con oleaje de menor altura y que rompe menos (i.e. en los canales) (Figura 2.5). Esto provoca una pendiente negativa del nivel del mar hacia las zonas de menor oleaje, resultando en un gradiente de presión que produce corrientes longitudinales dirigidas hacia las zonas de menor oleaje, y cambiando de dirección costa afuera alimentando la corriente de retorno (Haller et al., 2002).

El esquema más difundido de la circulación en las corrientes de retorno describe que el flujo es intenso en un canal estrecho dentro de la zona de rompiente, atravesando esta zona costa afuera, donde el flujo se debilita y se vuelve más amplio formando un patrón llamado *rip-head*. Contrario a esta idea general, las mediciones lagrangianas realizadas con boyas de GPS (Gallop et al. 2018; MacMahan et al., 2010) así como simulaciones numéricas (Castelle et al., 2014) han mostrado patrones de circulación más complejos. MacMahan et al. (2010) observaron la formación de vórtices en las corrientes de retorno, que forman una célula de circulación que retiene los derivadores al centro del vórtice. Pocos derivadores lograron salir de la zona de rompiente (19 % en promedio durante una hora), y esto fue mayor en la presencia de olas de mediana altura. Con

oleaje más alto o pequeño, el número de derivadores que escapaban de la zona de rompiente fue más limitado. Gallop et al. (2018) combinaron mediciones de boyas de GPS e imágenes de video para describir la relación de los patrones de rotura del oleaje en una playa de barras múltiples y las corrientes de retorno. Observaron que la frecuencia de escape de los derivadores está relacionada con la rotura del oleaje en la barra exterior y las pulsaciones de la corriente, producto del arribo de trenes de olas más altas. Olas más altas tienden a romper más en la barra exterior, aumentando la vorticidad y promoviendo la retención de los derivadores. En cambio, bajo condiciones de menor energía, el oleaje no rompía sobre la barra exterior, y el número de derivadores que escaparon de la zona de rompiente fue mayor. El estudio de los patrones de circulación de las corrientes de retorno es particularmente relevante, porque está relacionado con las indicaciones que suelen darse a los bañistas para responder cuando quedan atrapados por la corriente. La idea más divulgada es la de nadar a lo largo de la costa para escapar de la corriente de retorno, pero las recientes observaciones sugieren que tal vez puede ser más conveniente mantenerse a flote y esperar a que la circulación traiga al bañista de vuelta.

La intensidad observada de las corrientes de retorno parece ser bastante variable. MacMahan et al., (2006) reportaron mediciones de velocidades promedio muy pequeñas (0.3 m/s), pero con pulsaciones de actividad que puede alcanzar velocidades mayores a 1 m/s. Las pulsaciones de las corrientes de retorno parecen estar relacionadas con las escalas temporales de los grupos de olas; las pulsaciones máximas ocurren en el periodo de infragravedad entre 25-250 s. Además, las corrientes de retorno parecen estar fuertemente moduladas por las mareas, las mayores intensidades en las velocidades ocurren en el momento de máxima disipación sobre las barras de arena, lo cual se produce cerca de la marea baja (Austin et al., 2014). De la misma manera, la variación en la morfología de los canales de retorno también afecta las velocidades de dentro de las corrientes de retorno; entre mayor es la diferencia de altura entre las barras y canales, mayor será la diferencia en los patrones de rotura y los gradientes de presión asociados. Por otra parte, cuando el oleaje es tan alto que la zona de rompiente llega a saturarse con la rotura del oleaje, la actividad de las corrientes de retorno puede desaparecer, al no existir variaciones longitudinales en los patrones de rotura (MacMahan et al., 2006).

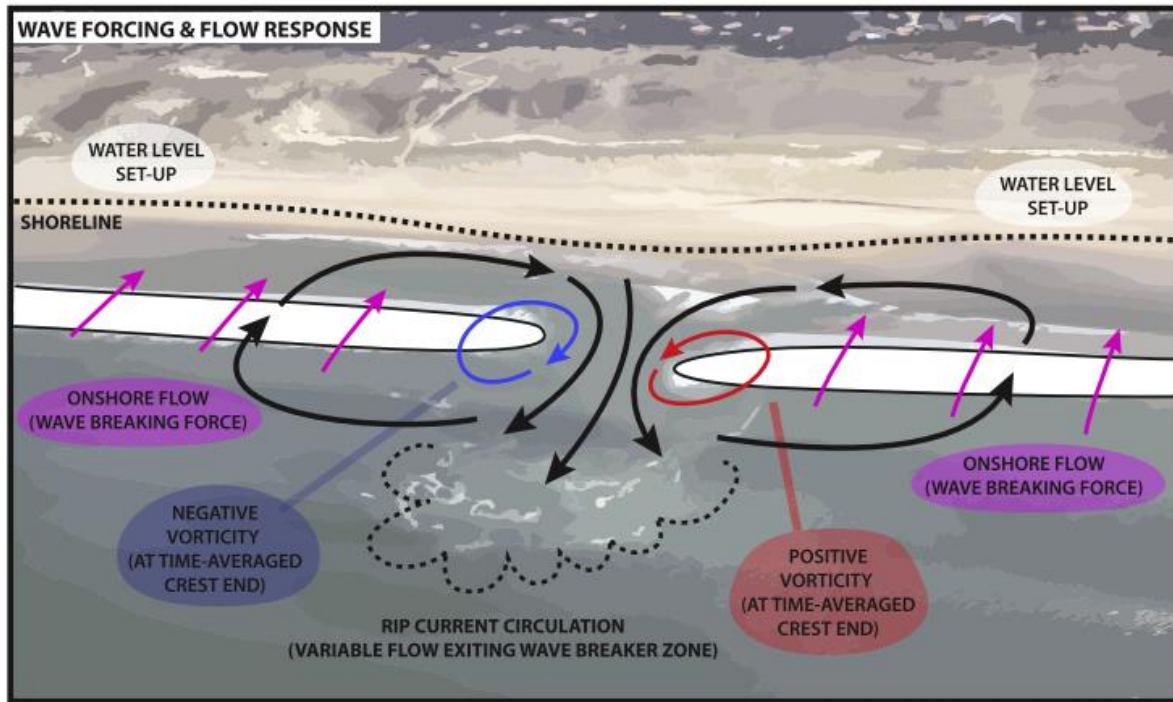


Figura 2.5 Esquema de la circulación en una corriente de retorno Fuente: Castelle et. al. (2016) .

La interacción entre la corriente de retorno y el oleaje también afecta la circulación de zona de rompiente. La menor disipación dentro de los canales puede resultar en olas más altas, propagándose contra la corriente de retorno, generando un esfuerzo cortante opuesto a las corrientes alimentadoras y un set-up local al romper cerca de la línea de costa, opuesto al gradiente de presión. Sin embargo, si la corriente es considerablemente intensa, puede provocar disipación del oleaje por rotura al interactuar con la corriente, disminuyendo los efectos recién descritos, lo que fortalece las corrientes alimentadoras y la corriente de retorno mediante un mecanismo de retroalimentación (Haller et al., 2002).

Debido a la dificultad de hacer mediciones dentro de las corrientes de retorno, poca información existe sobre su estructura vertical. A través de experimentos de laboratorio, Haas y Svendsen (2002) observaron que dentro del canal la corriente es casi homogénea en la vertical, mientras que pasando la zona de rompiente el mayor flujo se concentra en la superficie, por lo que las

plumas de sedimento, burbujas u otros trazadores estarían afectados por esta corriente superficial (MacMahan et al., 2006).

Castelle et al., (2016) presentan un esquema de clasificación de las corrientes de retorno basándose en los principales mecanismos físicos forzantes (Figura 2.6). Así, se definen tres tipos de corrientes de retorno: (1) las que son controladas solo por la hidrodinámica, (2) las controladas por la batimetría, y (3) las corrientes de barrera.

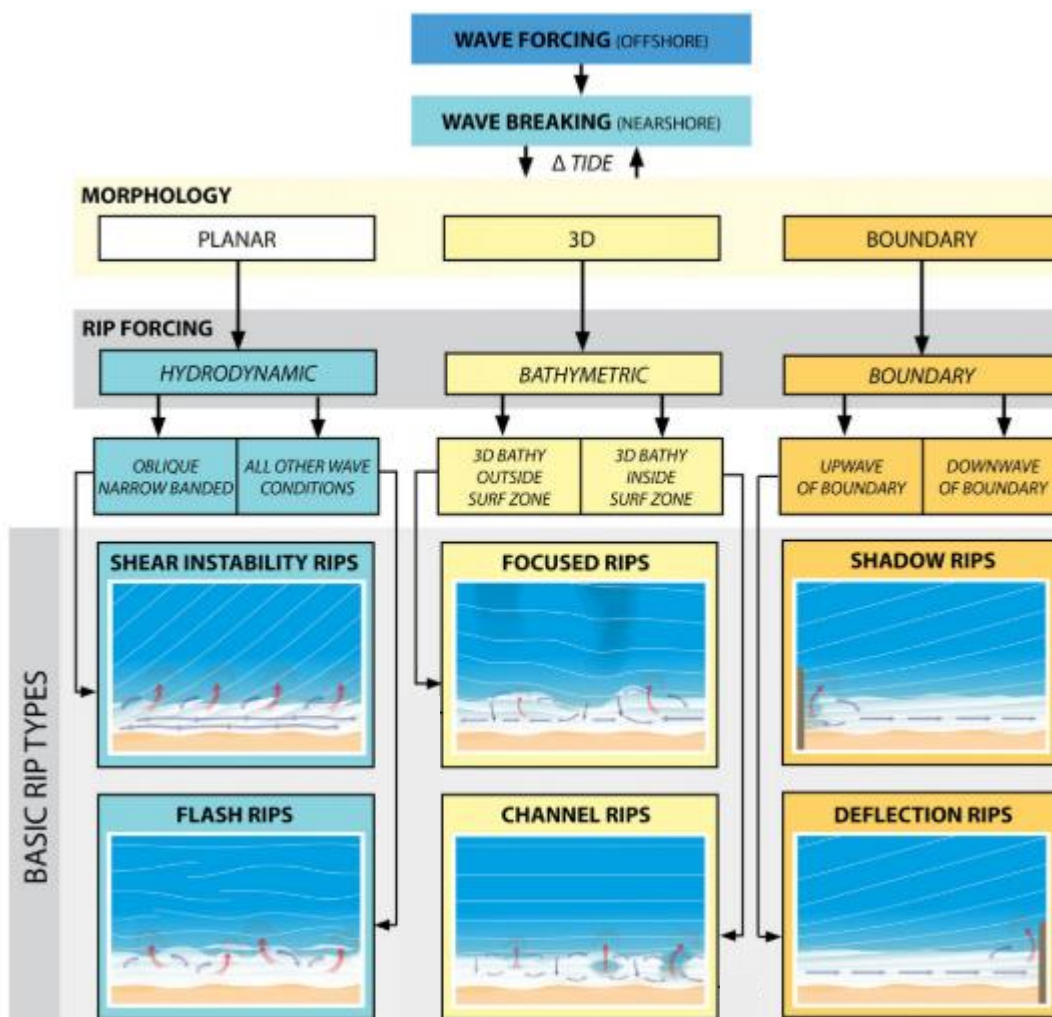


Figura 2.6 Esquema de clasificación de las CR a partir de su forzante principal y su morfología. Modificado de Castelle et. al. (2016)

Las corrientes que son controladas por la hidrodinámica (1) se presentan en playas longitudinalmente homogéneas, y su aparición y ubicación es difícilmente predecible. Castelle et al. (2016) diferencian entre las llamadas *flash rips*, que son repentinas expulsiones de chorros de agua costa afuera asociados a la formación y migración de remolinos en la zona de rompiente, y las corrientes de inestabilidades por esfuerzo cortante, que se forman cuando corrientes longitudinales que experimentan esfuerzos cortantes dirigen corrientes costa afuera. Este tipo de corrientes de retorno son las menos estudiadas debido a su carácter impredecible.

Por otro lado, las corrientes forzadas por la batimetría (2) tienen presencia semi-permanente en función del régimen de oleaje y nivel de marea. Estas son clasificadas, a su vez, en corrientes asociadas a canales, y corrientes por refracción. Las corrientes asociadas a canales son el tipo más estudiado, sobre las que se basan la mayoría de las descripciones del comportamiento de las corrientes de retorno. Están asociadas a un sistema de barras intersectadas por canales, y la morfología compleja del fondo en la zona de rompiente afecta la variabilidad en la rotura del oleaje a lo largo de la costa, y favorece la formación de corrientes que regresan hacia el mar confinadas por los canales. En cambio, las corrientes por refracción se producen cuando hay variaciones en la morfología costa afuera, como puede ser la presencia de cañones marinos, mesetas sumergidas o en playas con barras múltiples. Estas variaciones en la batimetría provocan la refracción del oleaje, que favorece zonas donde se concentra más energía y otras donde la energía es menor, y por consiguiente, se forman gradientes de presión que generan las corrientes.

Por último, las corrientes de barrera (3) se producen adyacentes a una estructura rígida, de origen natural o antropogénico. Los mecanismos de formación de corrientes ante una barrera son dos. Por efecto de sombra, al propagarse el oleaje con cierta oblicuidad hacia la playa, puede quedar bloqueado por la estructura, y generar una región de menor oleaje que resulta en una corriente a lo largo de la barrera en dirección costa afuera. El otro mecanismo es por deflexión, al generarse una corriente longitudinal y encontrarse con una barrera, ésta se verá deflectada hacia afuera. Vale resaltar que esta clasificación no implica que la presencia de una corriente excluya a las demás,

las corrientes pueden resultar de la combinación de varios factores; por ejemplo, una corriente de barrera puede formar un canal y favorecer el flujo costa afuera.

2.2 Monitoreo costero

El monitoreo costero a largo plazo es esencial para entender procesos como las tendencias de erosión y acreción, la recuperación ante tormentas, los cambios estacionales y la variabilidad interanual. Por estos motivos, el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) ha reconocido el rol esencial del monitoreo de la costa para comprender el impacto del cambio climático y el aumento del nivel del mar en la costa (Harley et al., 2011).

El diseño del muestreo debe de considerar las escalas de variaciones espacio-temporales a las que están sujetas las playas, y que se obtenga de forma concurrente información topográfica, batimétrica e hidrodinámica (Holman y Stanley, 2007). El monitoreo tradicional de la morfología de la costa consiste en la medición de la elevación de la playa con respecto a un valor de referencia, a través de mediciones de perfiles perpendiculares a la línea de costa con un espaciamiento determinado a lo largo de la playa. Uno de los primeros métodos estandarizados de medición es el método Emery (Emery 1961), sencillo y de bajo costo, en el que dos personas con un par de varas van midiendo los cambios de elevación con respecto a la línea del horizonte y repitiendo el proceso a través del perfil, usualmente durante la bajamar. Este tipo de mediciones permitió la obtención de largas series de tiempo de datos que han sido muy útiles en el entendimiento de la dinámica de playas (Harley et al., 2011).

El desarrollo y mejora de la tecnología de geoposicionamiento por satélite (GPS), así como el uso de posicionamiento diferencial, ha permitido crear técnicas más eficientes de medir, permitiendo coleccionar datos de mayor densidad. A su vez, junto con el uso de ecosondas y embarcaciones de poco calado (i.e. moto acuática), se pueden extender estas mediciones a la zona de rompiente y más costa afuera (Harley et al., 2015). Sin embargo, este tipo de mediciones requieren de gran esfuerzo para mantener un monitoreo a largo plazo, por lo que muchas veces no se cuenta con la resolución espacial y temporal necesaria para identificar fenómenos como la formación de canales asociados a corrientes de retorno.

Las mediciones de la hidrodinámica se pueden dividir en dos tipos: mediciones lagrangianas, que consisten en seguir el movimiento de una partícula o parcela de agua usualmente con un derivador, y mediciones eulerianas, en las que se mide la velocidad del fluido en una posición fija (Stewart, 2000). Las mediciones eulerianas de la zona de rompiente suelen requerir arreglos de anclajes que sujetan instrumentos capaces de obtener mediciones de la velocidad de las corrientes, típicamente utilizando métodos acústicos basados en el efecto Doppler. Pero implementar este tipo de arreglos en la zona de rompiente es realmente complicado por su dinámica y alta energía intrínseca de la zona. En las últimas décadas, el número de trabajos que utilizan mediciones lagrangianas ha ido en aumento, en parte también por la mejora de la tecnología de GPS usada en derivadores (Castelle et al., 2016). Este tipo de mediciones ha permitido tener un mejor entendimiento de la circulación compleja que comprende las corrientes de retorno (MacMahan et al., 2006).

Otra forma de estudiar la dinámica de la costa es mediante el uso de sensores remotos. A principios de los 90s se empezó a explorar el uso de cámaras para aprovechar las señales ópticas de la playa y zona de rompiente (Holman y Stanley, 2007). Una de las señales más claras, y que ha demostrado ser de amplia utilidad, es la rotura del oleaje (Lippmann y Holman, 1989). La predominancia de la rotura del oleaje sobre las barras de arena resulta en una franja blanca en imágenes de exposición temporal o promedios de varios cuadros durante un lapso, y esta franja blanca puede asociarse con bastante precisión a la batimetría de la zona de rompiente. Este tipo de imágenes promediadas, han sido usualmente generadas de cuadros medidos a 2 Hz durante lapsos de entre 10 y 17 min, son llamadas comúnmente TIMEX, y se han convertido en el producto principal de mediciones de playas a partir de cámaras fijas (Holman y Stanley, 2007). A su vez, al promediar el efecto del oleaje rompiendo sobre la playa en las imágenes TIMEX, se genera una línea de costa suavizada que delinea un contorno batimétrico relacionado con el nivel de marea y condiciones de oleaje (Aarninkhof et al., 2003).

La medición de fenómenos costeros a partir de imágenes requiere resolver una serie de problemáticas relacionadas con la óptica de los sensores y la rectificación de los elementos observados a coordenadas tridimensionales del espacio real. La solución de este problema está en función de dos conjuntos de parámetros llamados intrínsecos y extrínsecos. Los parámetros

intrínsecos reflejan características físicas de la lente y el hardware de adquisición de las imágenes. Mientras que los parámetros extrínsecos describen la posición y orientación de la cámara respecto a un sistema de coordenadas de referencia (Holland y Holman, 1997). Estimar estos parámetros suele resolverse mediante un método de dos pasos. Primero se calculan en el laboratorio los parámetros intrínsecos, que suelen ser invariantes para cada cámara. Posteriormente, usando puntos de control terrestres con coordenadas precisas conocidas, se realiza su digitalización en la imagen. Es posible estimar los parámetros restantes (la posición de la cámara en x , y , z ; orientación azimut ϕ ; inclinación τ ; y giro σ) mediante la comparación de las posiciones medidas y las estimadas de la imagen por un ajuste de mínimos cuadrados (Holman et al., 2017). Los parámetros intrínsecos no cambian con el tiempo, por lo que solo es necesario calcularlos una vez, sin embargo, los parámetros extrínsecos pueden variar con las condiciones ambientales; por ejemplo, una torre puede moverse por acción del viento o sufrir expansión térmica a lo largo del día. También puede haber fuentes de movimiento más grandes como la manutención de las mismas cámaras, por lo que recurrentemente deben realizarse las calibraciones extrínsecas.

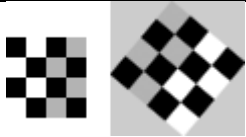
La estandarización de estas metodologías han permitido que el uso de estaciones de video monitoreo se hayan extendido en múltiples playas volviéndose una herramienta común con múltiples aplicaciones (Davidson et al. 2007; Holman y Stanley, 2007). Las estaciones de video monitoreo tienen la limitante de requerir de infraestructura con una buena vista de la playa, como una torre alta, y la necesidad de estar conectadas a la energía eléctrica y a una computadora que controle su operación y almacene y procese las imágenes que son enviadas a un servidor a través de su conexión a internet (Holman y Stanley, 2007; Nieto et al., 2010).

Debido al gran avance del desarrollo de drones, estos han empezado a implementarse de manera cotidiana en el monitoreo de la costa. Si bien los primeros usos que se le dieron fue como herramienta cualitativa para documentar procesos (Benassai et al., 2017; Brouwer et al., 2015), el uso de técnicas fotogramétricas como Structure from Motion (SfM) rápidamente se empezó a emplear para obtener topografía de la playa subaérea y zona de dunas (Mancini et al., 2013; Moloney et al., 2017; Turner et al., 2016). Sin embargo, este tipo de técnicas no arrojan información sobre la hidrodinámica de la zona de rompiente, y eso requiere de observar los mismos elementos desde las distintas vistas, y no lo permite la condición dinámica del oleaje.

Holman et al. (2017) presentó una metodología para procesar videos capturados con drones comerciales y generar observaciones similares a las de las cámaras fijas. Basándose en los metadatos que se generan a partir del mismo dron, y usando por lo menos cuatro puntos de control terrestre logra calcular los parámetros de calibración y obtener imágenes con buena precisión. Los pormenores de esta técnica se describen más adelante en la metodología. Las rutinas de estas técnicas pueden descargarse desde el sitio del Coastal-Imaging-Research-Network (CIRN) (<https://coastal-imaging-research-network.github.io>) donde hay documentación y se discuten las mejoras en el procesamiento. Una de las limitantes de este método es el movimiento al que inherentemente está sujeto el dron y que, por lo tanto, las imágenes obtenidas requieren ser rectificadas entre sí para obtener buenos resultados. La metodología que se incluye en las rutinas del CIRN propone calibrar el primer cuadro obtenido del video, y manualmente seleccionar regiones de alto brillo, que después serán usadas como punto de control para rectificar los siguientes cuadros. Otras metodologías propuestas son usar regiones de interés y usar algoritmos de detección de bordes y correlación cruzada para identificar el desplazamiento de la imagen (Bergsma et al., 2019; Rodriguez-Padilla et al., 2020) así como identificar el movimiento del horizonte (Schwendeman y Thomson, 2015). Después de identificar los movimientos entre cuadros, se aplica una transformación a la imagen, la cual puede ser *similar* si se rota, escala y se traslada la imagen, y *afín*, si además de lo anterior se permite el cizallamiento/estiramiento de la imagen, o *proyectiva* si también se permite cambiar la inclinación (Tabla 1).

Parte importante de obtener mediciones de las imágenes se basa en identificar elementos de interés de éstas. Los elementos más comunes detectados son las barras de arenas, con base en la alta intensidad del brillo de la región de rotura predominante (Lippmann y Holman, 1989), y la línea de costa, para la cual se han propuesto múltiples metodologías por la variabilidad que existe entre las diferentes playas y por las variaciones de iluminación que se presentan en el mismo sitio. Plant et al. (2007) presentó una revisión de algunas de estas metodologías que pueden clasificarse con base en la variación del brillo (Plant y Holman, 1997), redes neuronales (Kingston et al., 2003), y clasificación de colores (Aarninkhof et al., 2003), siendo este último tipo de técnica la más empleada y adaptada para diferentes ambientes (Gracia et al., 2016).

Tabla 1. Descripción de los tipos de transformaciones de imagen más habituales Fuente: Matlab

Nombre	Descripción de la transformación	Número de puntos	Ejemplo de transformación
'Similar'	Aplica una combinación de traslación, rotación, y escalamiento. Las líneas rectas se mantienen así, las líneas paralelas se mantienen paralelas.	3	
'Afín'	Esta transformación además permite estirar la imagen. Las líneas rectas se mantienen así, las líneas paralelas se mantienen paralelas pero los rectángulos se vuelven paralelogramos.	3	
'Proyectiva'	Esta transformación permite cambiar la inclinación de la imagen. Las líneas se mantienen rectas, pero las líneas paralelas convergen hacia un punto de fuga.	4	

La identificación de la presencia de corrientes de retorno a partir de imágenes de exposición temporal fue explorada por Ranasinghe et al. (1999). Obteniendo un perfil a lo largo de la costa a la altura de la zona de rompiente, las corrientes de retorno se identifican a partir de los valores de menor intensidad en el perfil. Una serie de trabajos que analizan la presencia, espaciamento y variación espacial usando estaciones de video monitoreo (Holman et al., 2006; Turner et al., 2007), encontraron que el método anterior tenía gran incertidumbre, por lo que decidieron que lo mejor sería identificar las corrientes manualmente. Quartel (2009) presenta un acercamiento para detectar canales en barras intermareales en una costa con múltiples barras. Primero identificó la posición de las barras intermareales como la intersección entre playa seca y el agua, y determinó la posición de los canales donde se presentaba una variación de la posición de la barra hacia el mar; esta metodología requiere de supervisión del usuario. En otro trabajo, Gallop et al. (2013) identificaron la presencia de corrientes de retorno segmentando la región entre la playa y la barra externa, y buscando mínimos locales de intensidad de los pixeles que tuvieran conectividad; este método también requiere de cierto grado de post proceso manual. Pitman et al. (2016) propusieron usar imágenes sintéticas para identificar corrientes de retorno. Primero, les aplicaron un filtro pasa bajas para disminuir ruido, y posteriormente las clasificaron en cuatro regiones:

costa afuera (región del mar hasta el primer aumento significativo de intensidad), la playa (clasificada como el agrupamiento más rojizo con un algoritmo k-means) y la zona de rompiente (que se clasifica en canales y barras, separados por sus valores de intensidad). Posteriormente le asignaron una coloración promedio diferente a cada clase para quedar con una imagen simplificada de la costa. Por otra parte Floc'h et al. (2018) usaron arreglos de píxeles (timestacks) a lo largo de la costa de un lapso de 10 min para identificar flash rips, e identificaron la presencia de corrientes de retorno por el cambio en el matiz (Hue) provocado por la pluma de sedimento acarreada.

2.3 Seguridad en playas y el peligro de las corrientes de retorno

Los ahogamientos son una de las 10 principales razones de muerte entre niños y jóvenes en el mundo según el Informe Mundial sobre los Ahogamientos por Sumersión (OMS, 2014). La población menor de 25 años es la que presenta una mayor mortandad, representando el 50% del total de ahogamientos. A su vez, los hombres tienen el doble de posibilidades de ahogarse que las mujeres. En el caso de los niños, las muertes por ahogamientos suceden más en entornos cerrados, como en casa o albercas, mientras que entre los jóvenes es en aguas naturales, lo que incluye ríos, lagos y playas (Secretaría de Salud/STCONAPRA 2016). El documento Modelo para la Prevención de ahogamientos en Grupos Vulnerables en México (Secretaría de Salud/STCONAPRA 2016), reporta que entre los factores de riesgo que provocan ahogamientos entre la población joven se encuentra no saber nadar, consumir bebidas alcohólicas, sobrevalorar la capacidad de nadar o tener una técnica deficiente para enfrentarse a situaciones adversas, así como presentar alguna enfermedad cardiovascular, depresión, demencia, dificultad para caminar entre otras.

Las corrientes de retorno son un fenómeno físico que se puede convertir en un peligro cuando las personas ingresan a la zona de rompiente (Shaw et al. 2014). Según reportes de las asociaciones de salvavidas en Estados Unidos de todos los rescates que se realizan, 81.9% está asociado a corrientes de retorno (Brewster et al. 2019). No sabemos cuántas personas se ahogan en corrientes de retorno, ya que no existen sistemas de reporte nacionales, principalmente en países en desarrollo (Brander y MacMahan 2015). Brewster et al. (2019), estiman que en Estados Unidos

los muertos anuales en corrientes de retorno están en promedio de 90 personas. En México, en 2013, el estado que presentó un mayor número de ahogamientos en adolescentes entre 10 a 19 años fue Veracruz (con 60 ahogamientos), a su vez que los estados con mayor tasa de ahogamientos por cada cien mil habitantes fueron Quintana Roo (4.8), Tabasco (4.2) y Veracruz (4). Por su parte Baja California presenta una tasa más baja (1.5) con 6 defunciones en adolescentes (Secretaría de Salud/STCONAPRA 2016).

El peligro presente en las playas puede ser de distinto tipos, empezando porque representan un acceso a aguas profundas. Algunos peligros pueden ser biológicos: como sería pisar una raya, tocar una medusa, o exponerse a algún patógeno. Por otra parte, puede haber peligros físicos, algunos fijos, como un acantilado o una saliente rocosa, y otros dinámicos, como el oleaje alto o las corrientes de retorno. Considerando los peligros físicos, las playas dominadas por oleaje son las más peligrosas, de las cuales los estados disipativos al llegar más energía son más peligrosos. El peligro disminuye hacia los estados más reflectivos (Short y Weir 2016).

El riesgo está asociado al uso público de las playas y el peligro presente. Una aproximación es el número de usuarios de la playa y el nivel de peligro de la playa. Sin embargo, el riesgo no solo depende del número de individuos expuestos al peligro, si no de la vulnerabilidad de cada sujeto (Short y Weir 2016). La vulnerabilidad depende del riesgo a experimentar un evento peligroso, y la habilidad de lidiar con él y recuperarse (Clark et al. 1998). De esta manera el riesgo puede expresarse como una función del peligro multiplicado por la exposición y multiplicado por la vulnerabilidad.

En particular a lo que se refiere a las corrientes de retorno, el comportamiento del flujo tiene una implicación importante en el peligro para los bañistas. Factores como la probabilidad de que la corriente arrastre al bañista fuera de la zona de rompiente, o que recircule (Brander y Scott 2016). Engle et al. (2002) compararon reportes de rescates en corrientes de retorno en Florida, y condiciones oceanográficas y observaron que los rescates aumentaban con oleaje perpendicular a la costa, condiciones de marea intermedias a bajas, alturas de oleaje en aguas profundas entre medio metro y un metro, y periodos entre ocho y diez segundos. Este tipo de observaciones se han usado para generar índices y predicciones del peligro por corrientes de retorno en las costas

de Estados Unidos. Moulton et al. (2017) calcularon, a partir de comparar mediciones de velocidades en una corriente de retorno y predicciones estadísticas de peligro usadas por el Servicio Nacional del Clima de Estados Unidos, que velocidades por arriba de 0.2 son peligrosas para los bañistas. En este sentido, el efecto de modulación de la marea en la intensidad de las corrientes, en el que se ha observado mayores velocidades durante los momentos cercanos a las a bajamar, así como las pulsaciones en respuesta a trenes de oleaje mayores juegan un papel importante en el peligro.

En general podemos hay tres estrategias para el control de peligros: 1) Prevención ante eventos peligrosos; 2) prevenir las consecuencias del peligro una vez que el evento ha sucedido; y 3) mitigar las consecuencias una vez que han ocurrido (Clark et al. 1998). La acción más clara para mitigar los riesgos en las playas ha sido la implementación de grupos de salvavidas así como el uso de señalizaciones en la playa, y la implementación de programas de educación (Brander y MacMahan 2015).

El uso de banderas para mostrar niveles de peligro, o identificar zonas más peligrosas ha sido implementado en muchas playas (Houser et al. 2011; Silva-Cavalcanti et al. 2018), sin embargo no existe un código universal, lo que puede provocar confusión a los bañistas. Silva-Cavalcanti et al. (2018) observaron en playas de Brasil, donde se utilizaron banderas para marcar zonas de peligro, y 50% de los bañistas eligieron nadar entre las banderas, lo que refleja el desconocimiento del significado. Por otro lado, las banderas no siempre estaban bien localizadas para delimitar la posición de corrientes de retorno, por lo que es necesario el monitoreo constante de la posición de los peligros en la playa, lo cual puede apoyarse usando video monitoreo.

La divulgación de información y programas de educación es otra estrategia empleada para buscar disminuir el número de ahogamientos en corrientes de retorno. Tal vez, la forma de comunicación más común en las playas es el uso de señalizaciones y carteles. En la figura 2.7 se observa un cartel desplegado en la playa la Misión, con información de qué hacer en caso de ser arrastrado por una corriente de retorno. En este se divulga la idea clásica de nadar de lado para escapar de una corriente de retorno.

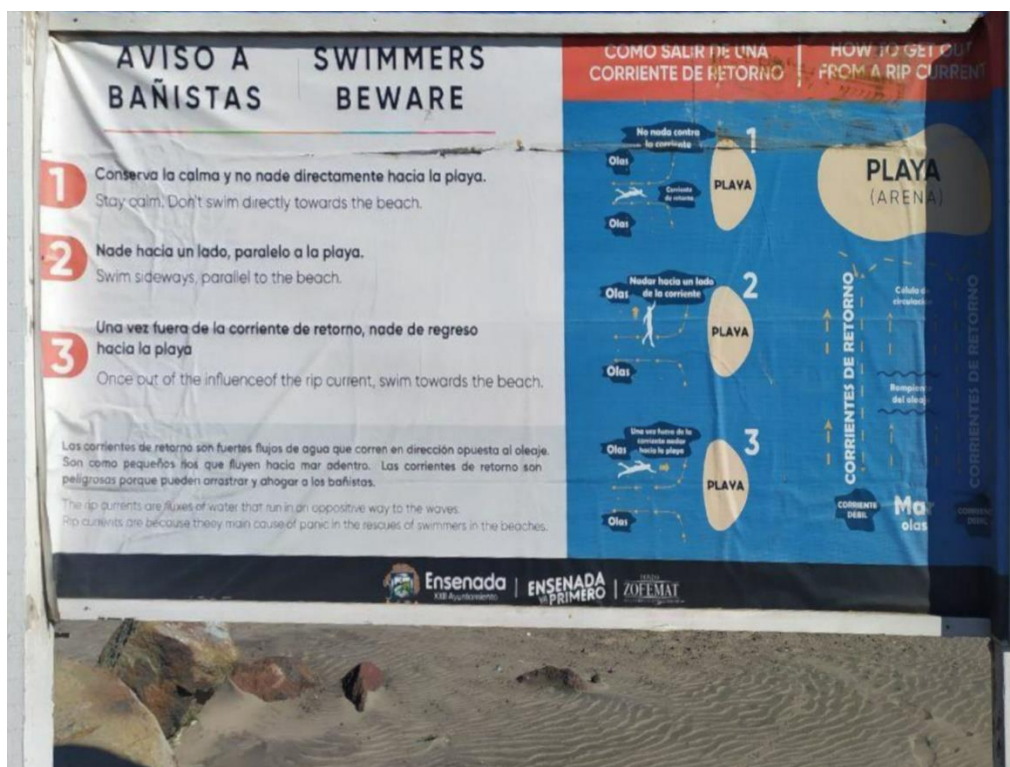


Figura 2.7 Señalización en playa la Misión acerca del peligro de las corrientes de retorno.

Brander y Scott (2016) presentan una breve revisión de investigaciones sobre el conocimiento que hay sobre las corrientes de retorno y cómo identificarlas, concluyendo que existe poco conocimiento sobre las corrientes de retorno, y que de las personas que presumen saber cómo identificarlas, pocos logran identificarlas en imágenes. Fallon et al. (2018), identificaron para Florida que la población con menos conocimiento de los peligros de las corrientes de retorno son los jóvenes, los turistas extranjeros, las personas que no saben nadar y la gente que no visita habitualmente las playas. Se han implementado diversas campañas de divulgación sobre los peligros de las corrientes de retorno en el mundo. Houser et al. (2017) evaluaron el impacto del programa como “Break the Grip of the RIP!” en Estados Unidos, concluyendo que ha tenido un impacto positivo en la población, que perciben las corrientes de retorno como un peligro potencial, mencionan que nadar hacia un lado como una estrategia de escape, y siendo capaces de identificar en una fotografía las zonas más seguras para nadar. Sin embargo, consideran que es necesario enfocar el mensaje a cada lugar, ya que esquemas generales de corrientes de retorno pueden discrepar mucho de lo que se observa en las playas locales. Por otro lado, Ménard et al.

(2018) muestran que hay grandes diferencias entre el conocimiento e intención de evitar el peligro en las playas, y el comportamiento real que tomará el individuo, que suele estar más influenciado por el comportamiento de grupo o por la experiencia previa.

Otra acción que debe tomarse en cuenta es el impacto de la planificación de los accesos a la playa, y como esto puede tener impacto en exponer a los bañistas al peligro, Trimble (2018) analiza cuatro casos de estudio donde muestra cómo el diseño de accesos a la playa, la localización de estacionamientos, y la planificación de las paradas de transporte público, puede llevar a que los bañistas lleguen a la playa, en zonas donde la presencia de corrientes de retorno es más recurrente. Una mejor planificación, combinada con una adecuada señalización, ordenamiento y vigilancia de la playa, puede ayudar a que las personas accedan al mar por zonas más seguras.

Una vez que una persona se encuentra dentro de una corriente de retorno lo importante es cómo reaccionar. La primera respuesta al percibir que se está en aguas profundas alejándose de la costa, suele ser el instinto de regresar, lo cual puede llevar a nadar directamente en contra de la corriente y resultar en la fatiga. Una vez que la respuesta inicial falla, el pánico empieza. Lo cual dificulta que la persona pueda pensar claramente en cuál es la mejor estrategia para salir de la corriente (Brander et al. 2011). Las estrategias de escape de corrientes de retorno más divulgadas son nadar hacia los lados y mantenerse a flote. Siendo la primera una estrategia de nado activo, que suele ser considerada la más adecuada para nadadores más experimentados, mientras que la estrategia de mantenerse a flote considera que trabajos recientes donde se ha observado que las corrientes tienden a recircular (MacMahan et al. 2010), por lo que se espera que una persona que tiene menos capacidad para nadar, si se mantiene a flote será regresado cerca de la orilla cuando la corriente lo lleve a la zona donde está el oleaje. Van Leeuwen et al. (2016) postula que estas estrategias están basadas en la concepción de corrientes de retorno en un estado de playa TBR, donde se asume que hay una barra acoplada a la costa que delimita los canales, por lo que llegar a esta barra significa estar en zona segura. Sin embargo, las corrientes de retorno se pueden presentar en otros estados morfodinámicos. Para analizar esto, evaluaron en dos corrientes de retorno presentes en morfologías RRT-TBR y RBB tres estrategias de escape: Nadar hacia la playa, nadar de lado, y mantenerse a flote. Se usaron nadadores hábiles equipados con GPS, a los cuales se les asignó una estrategia de nado, la cual se consideró exitosa si el nadador llegó a un sitio desde

el cual podía ponerse de pie y regresar caminando a la orilla, y fracaso cuando el nadador decidió cambiar de estrategia, pedir apoyo, o excedió un umbral de tiempo (2 min flotado y 3 min nadando) o un umbral de distancia nadada (50 m). Estos umbrales son bastante conservadores, para tomar en cuenta el resultado que tendría un nadador poco hábil. Contrario a lo esperado, la estrategia con mayor éxito fue nadar hacia la costa, seguido de nadar de lado, mientras que mantenerse a flote, tuvo un menor índice de éxito. También se observaron diferencias considerables entre ambas corrientes de retorno, en el tiempo necesario para escapar de la corriente y en el índice de éxito, encontrado que era más relevante la morfología (ancho de la corriente y profundidad) que la velocidad observada. Los resultados de este estudio sugieren que no hay una mejor respuesta universal a ser arrastrado por una corriente de retorno, pero una respuesta activa es la que tiene más posibilidades de éxito para un nadador hábil, mientras que para un nadador poco hábil puede que no haya un escenario favorable. Lo que refuerza la importancia de la prevención y de la labor de los salvavidas.

Los salvavidas son profesionales de la seguridad y la salud pública. Los primeros salvavidas fueron grupos de voluntarios, sin embargo, con el tiempo la labor se fue volviendo profesión por la evidente necesidad de brindar seguridad en las playas. Los salvavidas deben estar capacitados para educar a la población sobre los peligros en las playas, tomar medidas de prevención para minimizar el riesgo de ahogamiento, e intervenir cuando sea necesario para salvar una persona. La efectividad de la presencia de salvavidas bien capacitados es clara, disminuyendo el número de ahogamientos en playas a pesar del aumento de bañistas en ellas. Su efectividad puede mejorar a través de entrenamiento, y apoyo organizacional que le permita mantenerse vigilantes, los empodere a intervenir para evitar incidentes, se les brinde el conocimiento, habilidades y confianza para responder de manera adecuada, y se apoye a través de políticas públicas que busquen la salud y la disminución de ahogamientos. Para esto es necesario del apoyo gubernamental y otras organizaciones que entiendan los factores ambientales y sociales para disminuir los riesgos de ahogamientos (Gilchrist y Branche 2016).

2.4 Antecedentes

Anterior a este trabajo se han realizado dos tesis utilizando las imágenes obtenidas con drones para analizar la variabilidad morfodinámica de la playa la Misión. Desplán (2018) usó mediciones topográficas y batimétricas del 2015 al 2017, para identificar la morfodinámica que observaba la playa durante esas fechas, y las imágenes de dron sirvieron para corroborar la presencia de corrientes de retorno. Utilizó datos del modelo WaveWatch III en un nodo localizado a 18 km costa afuera a 200 m de profundidad para caracterizar la hidrodinámica. Describió la transición de la playa de un estado disipativo en invierno, cuando el oleaje es mayor, pasando por varios estados intermedios hasta llegar a condiciones más reflejantes en verano. Sugirió que el transporte de sedimentos predominante es transversal, con la presencia de una barra submareal que migra hacia la costa durante primavera, seccionándose y formando canales. Así mismo, observó que los canales pueden cambiar de orientación completamente, y propuso que eso pudo ser debido a la llegada de oleaje de tormentas. Entre las conclusiones, resalta que se pudieron identificar corrientes de retorno asociadas a la batimetría, así como corrientes mixtas de frontera en los extremos de la playa. Las corrientes de retorno más grandes fueron identificadas de marzo a abril, y las más pequeñas en verano, cuando desaparecen las corrientes de frontera y persisten solo las controladas por la batimetría. Describe una marcada diferencia entre las corrientes de retorno que se forman en la sección sur y norte de la playa, presentando la sección sur corrientes más grandes, de más de 100 m de anchura, en comparación con las de 30 m en el norte, e indicó que en la sección sur las corrientes de retorno presentan múltiples canales alimentadores que conectan entre sí los canales de retorno.

Más recientemente, Vizcarra (2020) analizó la variabilidad morfológica de la playa la Misión entre el 2017 y 2019. Determinó el estado morfológico calculando el valor de Ω con mediciones de oleaje de un perfilador acústico tipo Doppler (ADCP) colocado a 20 m de profundidad, y usando un valor de caída de grano promedio calculado de mediciones de granulometría de la playa. Además comparó las mediciones topobatimétricas e imágenes Timex generadas con dron para observar el comportamiento de las corrientes de retorno en los diferentes estados morfodinámicos, digitalizando manualmente las corrientes de retorno presentes para obtener sus dimensiones.

Encontró que la playa se mantiene entre los estados morfodinámicos intermedios, llegando a LBT en las condiciones más disipativas durante el invierno, transitando por los estados RBB y TBR durante la primavera, mientras la barra de arena se acerca a la costa y se generan sinuosidades, hasta alcanzar el estado de RRT en verano. Asocia la presencia de corrientes de retorno con los estados morfodinámicos, determinando que la presencia de canales en los estados RBR y TBR, estando presentes también en RRT. Identificó dos períodos principales en los que se presentan canales, el principal durante primavera, pero también durante noviembre y diciembre cuando empieza el ciclo erosivo, y se forma una barra submareal que se aleja de la orilla. Al igual que Desplan (2018), observó un comportamiento distinto entre la región norte y sur de la playa, pudiendo presentar estados morfológicos distintos. La zona norte presenta estados más disipatorios durante las condiciones de alta energía, mostrando una barra longitudinalmente homogénea, a diferencia de la zona sur, donde la barra siempre presenta una forma más sinuoidal; propuso que este comportamiento puede estar influido por la saliente rocosa y la pendiente de la playa. Por otra parte, Vizcarra (2020) identificó 5 canales presentes gran parte del año, los cuales menciona migran entre 100 y 150 m, con un movimiento hacia el norte durante las condiciones menos energéticas, y hacia el sur en condiciones más energéticas. Por último, describe que cuando la barra se acopla a la playa, se forman más canales cuyo espaciamiento es menor (entre 100 y 150 m) y presentan menores migraciones longitudinales.

3 Metodología

3.1 Área de estudio

La playa la Misión (Figura 3.1) se encuentra en al pie del arroyo Guadalupe, que forma parte de la cuenca del Valle de Guadalupe. Pertenece al municipio de Rosarito, sin embargo, se encuentra justo en la frontera entre Rosarito y Ensenada, siendo el municipio de Ensenada el que se encarga de su vigilancia.

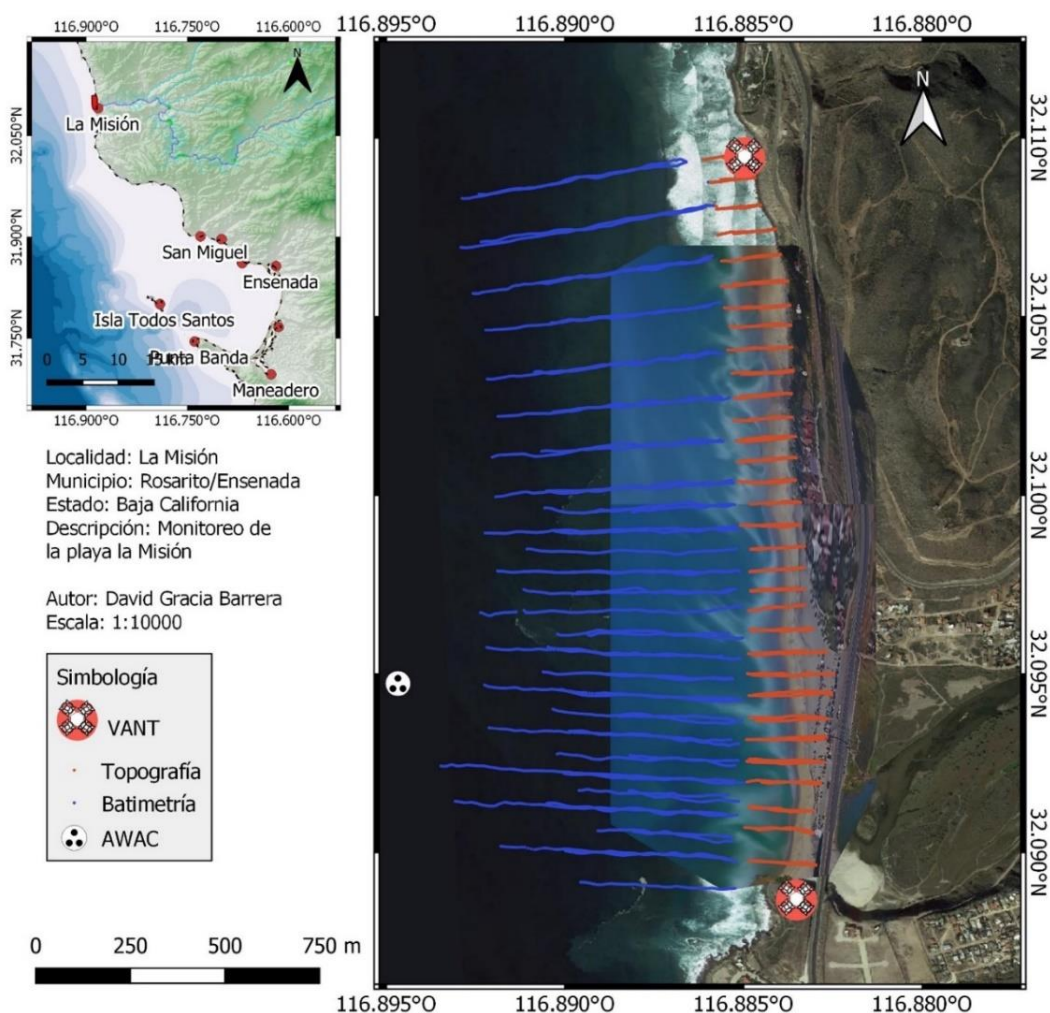


Figura 3.1 Mapa que muestra la playa la Misión, y el área cubierta por los diferentes métodos de muestreo. Se señalan los sitios donde se vuela el dron para las vistas norte y sur, y se sobreponen un par de imágenes resultado de esas observaciones. Se muestra la ubicación aproximada del instrumento de medición de oleaje (AWAC), así como los perfiles topo batimétricos.

La playa de la Misión tiene una longitud de 2 km. Se encuentra confinada por dos salientes rocosas, al sur la saliente tiene una longitud aproximada de 150 m desde la carretera, mientras que en el extremo norte la saliente no es muy pronunciada y permite la conexión con una pequeña playa aledaña (de 150 m de largo) durante las mareas bajas y periodos de acreción. La sección sur de la playa está limitada al este por la carretera federal de cuota Tijuana-Ensenada y un estacionamiento público, en la porción más al sur, hay un puente que permite la comunicación temporal entre el arroyo Guadalupe y la playa. En la porción norte la playa se encuentra confinada por un acantilado con presencia de casas privadas en la playa y sobre el acantilado (Figura 3.2).



Figura 3.2 Ortomosaico de la playa la Misión el 18 de febrero del 2020 que permite ver rasgos morfológicos predominantes. Generación propia.

La batimetría de la región (Figura 3.3) presenta la formación de una prominente meseta submarina en forma de península de la cual se pasan súbitamente a más de mil metros de profundidad a menos de cien metros. Esta configuración batimétrica juega un importante papel en la incidencia del oleaje proveniente del norte, debido a que por la baja profundidad ocurre su refracción, razón por la cual no se observa oleaje lejano de dirección noroeste en la playa la Misión (ver figura 3.4). También se puede observar la formación de un cañón submarino al final de la meseta, al suroeste de la Misión. A partir de la isóbata de 300 m de profundidad (a unos 6.5 km de la playa), la pendiente es menos abrupta, y se presentan menos variaciones batimétricas.

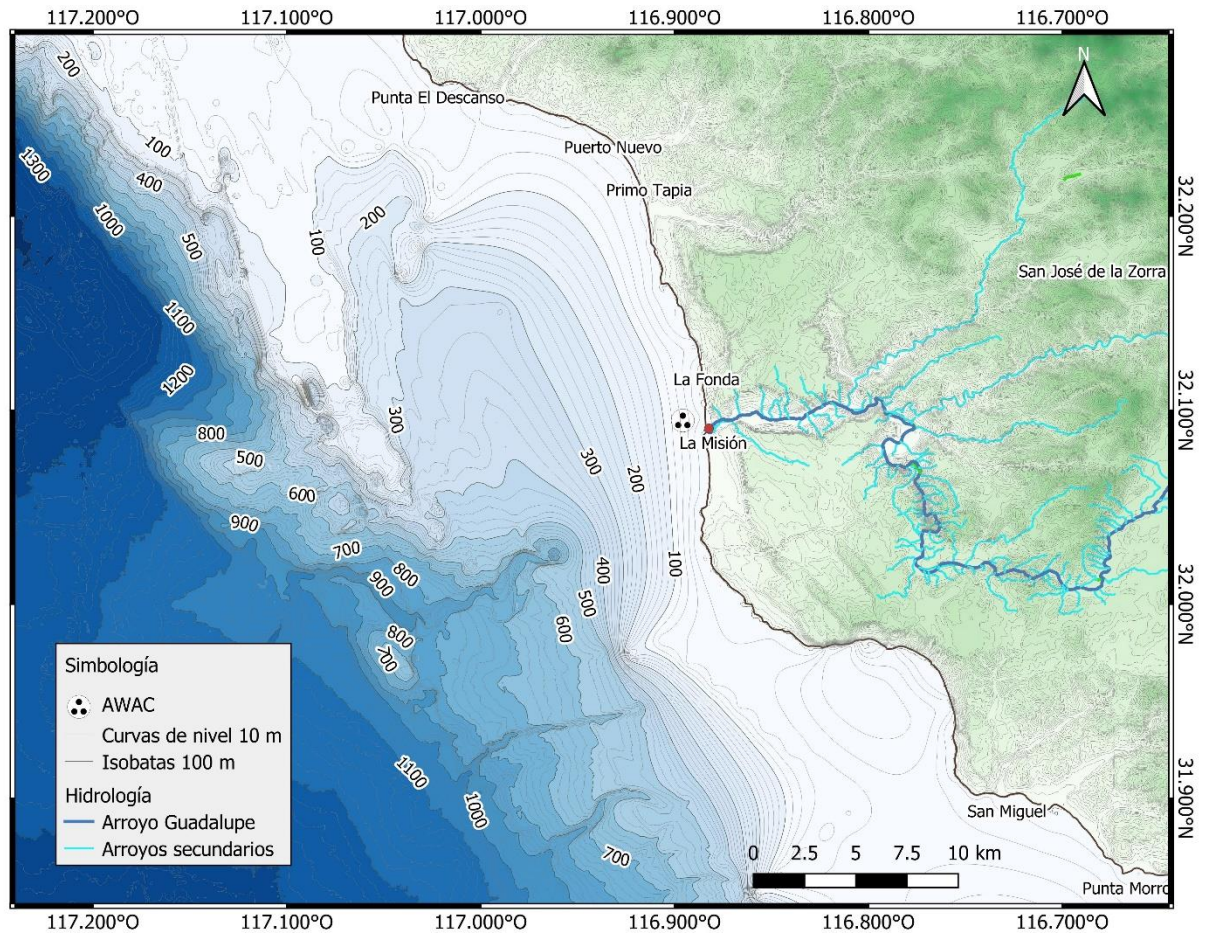


Figura 3.3 Batimetría y topografía de la región cercana a la Misión. Se muestra la posición del instrumento de medición de oleaje, además de que se resalta el arroyo Guadalupe y sus arroyos tributarios. La batimetría se obtuvo de NOAA Port Ensenada, Mexico Digital Elevation Model - 3 arc-second

El oleaje predominante es de tipo lejano, las mediciones colectadas entre mayo 2017 y marzo 2019 a través del ADCP anclado frente a la playa (Figura 3.4) se obtuvo una altura de ola significativa (H_s) promedio de 1 m y su periodo pico espectral asociado (T_p) de 11 s. Las mayores alturas de ola significativa se presentan en invierno, mientras que las menores en verano, con el mínimo en agosto. Los mayores periodos se presentan en diciembre y enero mientras que en agosto se presentan las mediciones de periodos más cortos. La dirección de oleaje predominante es $\sim 260^\circ$ por lo que llega perpendicular a la costa.

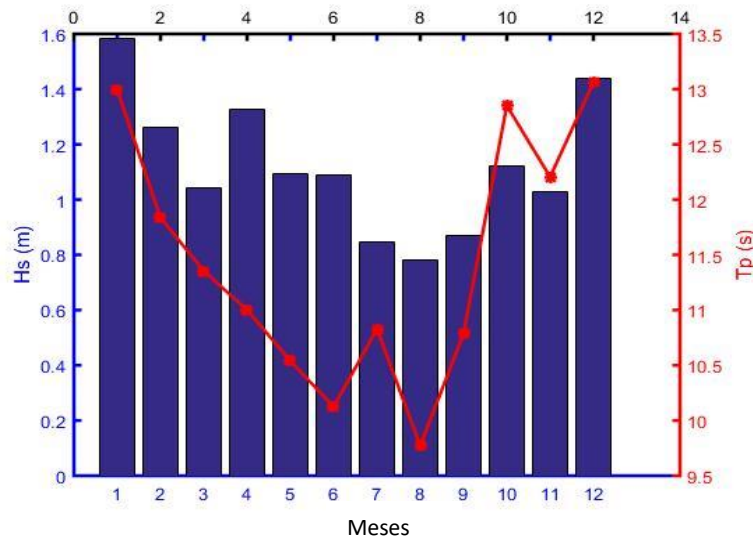


Figura 3.4 Diagrama que muestra la altura de ola significativa H_s (azul eje izquierdo) y el periodo asociado al pico espectral T_p (rojo eje derecho) promedio para cada mes de los datos medidos por el ADCP frente a la Misión.

En la figura 3.5 se puede ver que las alturas de ola más altas vienen del oeste (entre 260° y 270°). Adams et al. (2008) presentan un análisis de las fuentes de oleaje predominante para la región del sur de California, e identificaron 6 tipos de olas. Las predominantes son las olas generadas por el sistema de baja presión de la Aleutianas, que se presenta durante el invierno, que a su vez puede dividirse en las condiciones más frecuentes durante años Niña (la baja presión se mantiene cerca de las Islas Aleutianas), y las condiciones de año Niño (la anomalía en la temperatura oceánica superficial provoca que la baja presión se desplace hacia el sur), que genera oleaje más energético que llega a la región de estudio. También identifican que el oleaje lejano (tipo swell) de noroeste, puede estar producido por patrones de viento regionales. El oleaje proveniente de tormentas tropicales en el pacífico sur de México puede generar eventos puntuales de alto oleaje. También existe oleaje lejano del hemisferio sur, que predomina en verano, y presenta largos periodos y pequeñas amplitudes. Por último, puede ocurrir oleaje local generado por las brisas durante los meses de verano.

El rango de marea de la zona de interés se clasifica como mesomareal de régimen mixto predominantemente semidiurno. La amplitud de la marea promedio obtenida de mediciones de presión del ADCP es de 1.6 m con mareas vivas máximas de 2.7 m y mareas muertas mínimas de 0.8 m (Figura 3.6).

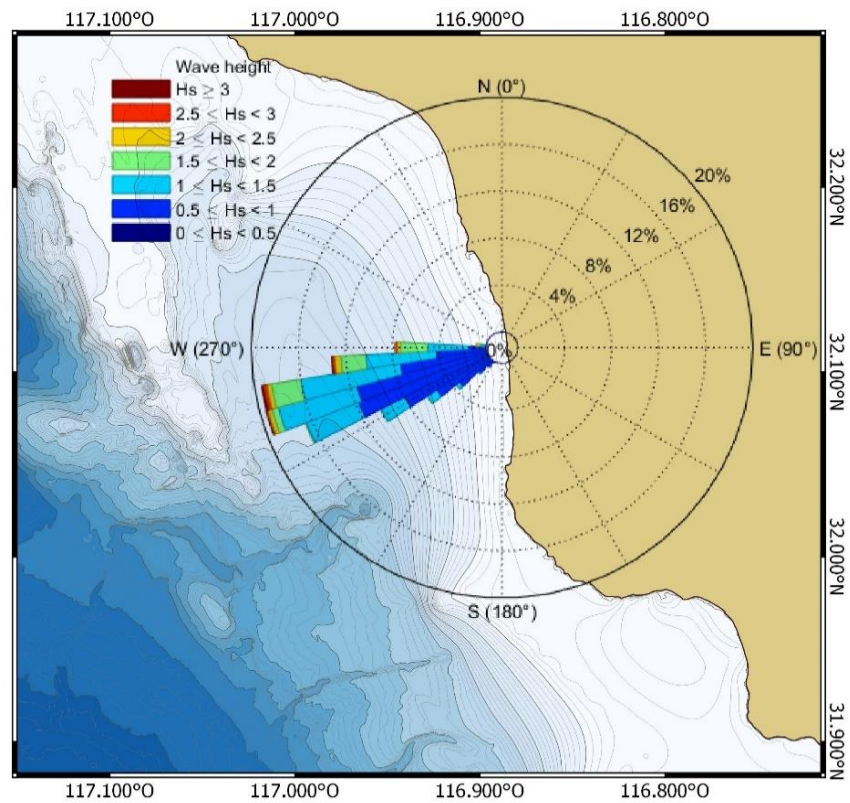


Figura 3.5 Histograma direccional que muestra la dirección y la altura de ola proveniente del oleaje que llega la Misión. Se presenta sobre la posición en donde se instaló el instrumento de medición, junto con la batimetría de la región.

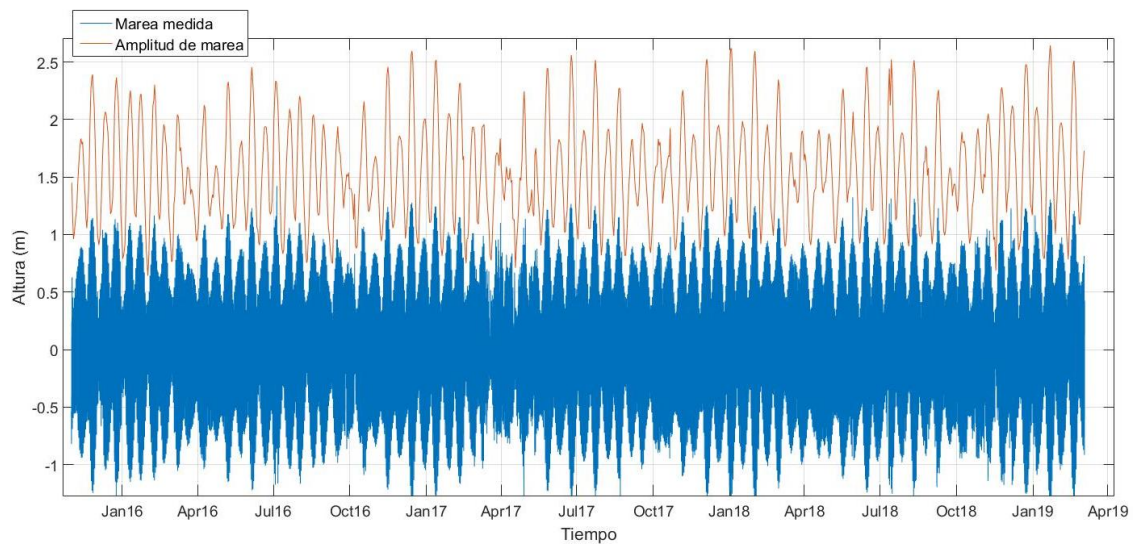


Figura 3.6 Mediciones de marea obtenidas de un sensor de presión del ADCP colocado frente a la zona de estudio. En azul se muestran las mediciones de elevación de la marea cada hora. En rojo se muestra la variabilidad de la amplitud diaria.

El clima en la región es de tipo semiárido mediterráneo, el 90% de las lluvias se concentran en invierno. Datos observados durante marzo 2017 a octubre 2019 en una estación meteorológica colocada en la fonda, la playa aledaña, muestran que las mayores lluvias son febrero, seguido de enero y diciembre. Mientras que el resto del año las lluvias son muy pocas. Variaciones interanuales en la precipitación están fuertemente asociados con el ENSO (Niño-Oscilación del Sur por sus siglas en inglés); siendo los años niños más húmedos y con mayor precipitación (Cavazos y Rivas, 2004). La temperatura promedio registrada en la estación meteorológica es 17 °c, las temperaturas mensuales más altas son en verano con el mes más cálido siendo agosto (20.6 °c promedio) y los meses más fríos en invierno siendo el mes más frío febrero (13.7 °c promedio). El climograma de la figura 3.7, muestra la temperatura mensual promedio y el acumulado de precipitación mensual promedio. Este diagrama permite ver los meses predominantemente secos, siendo estos en los que la precipitación es menor que la temperatura, lo cual son todos los meses menos febrero. Por otra parte, la temperatura máxima registrada es 38.7 °c en el mes de noviembre, probablemente asociado a eventos de Santa Ana. Respecto a las mediciones de viento, se observa que el viento predominante es la brisa marina con dirección del noroeste.

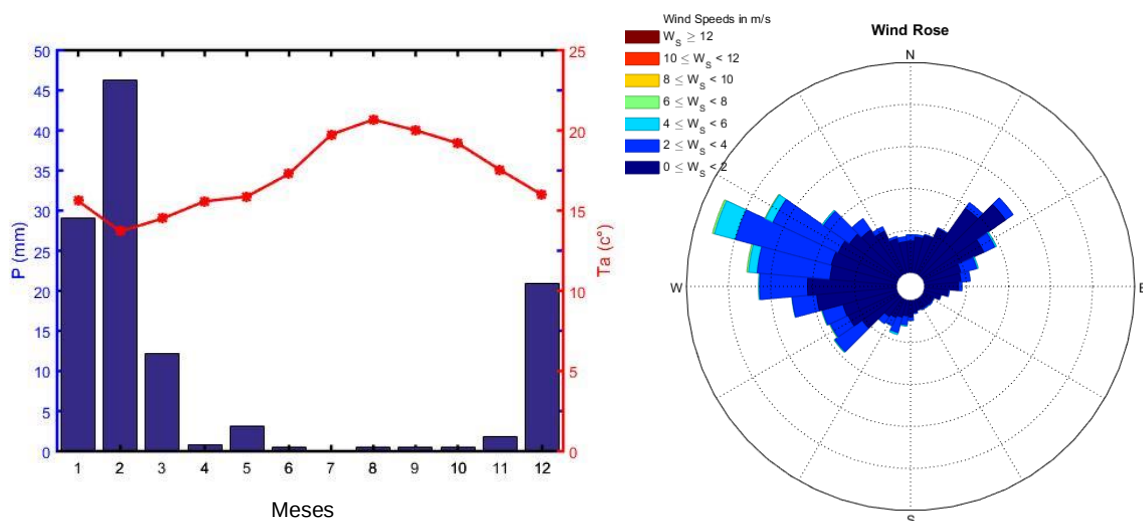


Figura 3.7 Variables anuales obtenidas de la estación meteorológica. En el lado izquierdo climograma que muestra la precipitación acumulada mensual promedio y la temperatura mensual promedio. En el lado derecho se muestra la rosa de los vientos.

3.2 Mediciones morfológicas

Mensualmente se realizan mediciones topográficas y batimétricas. La topografía se realiza midiendo 32 perfiles perpendiculares a la playa, separados cada 50 m. Dichos transectos son recorridos con una antena GPS diferencial (LeicaGS14), montada en un bastón con dos ruedas que es arrastrado por dos personas durante la bajamar en mareas vivas (Figura 3.8). Las mediciones de la playa son posprocesadas con la información medida por la base GNSS ubicada en el tejado del Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la UABC está referida a la Red Geodésica Nacional Activa del INEGI.

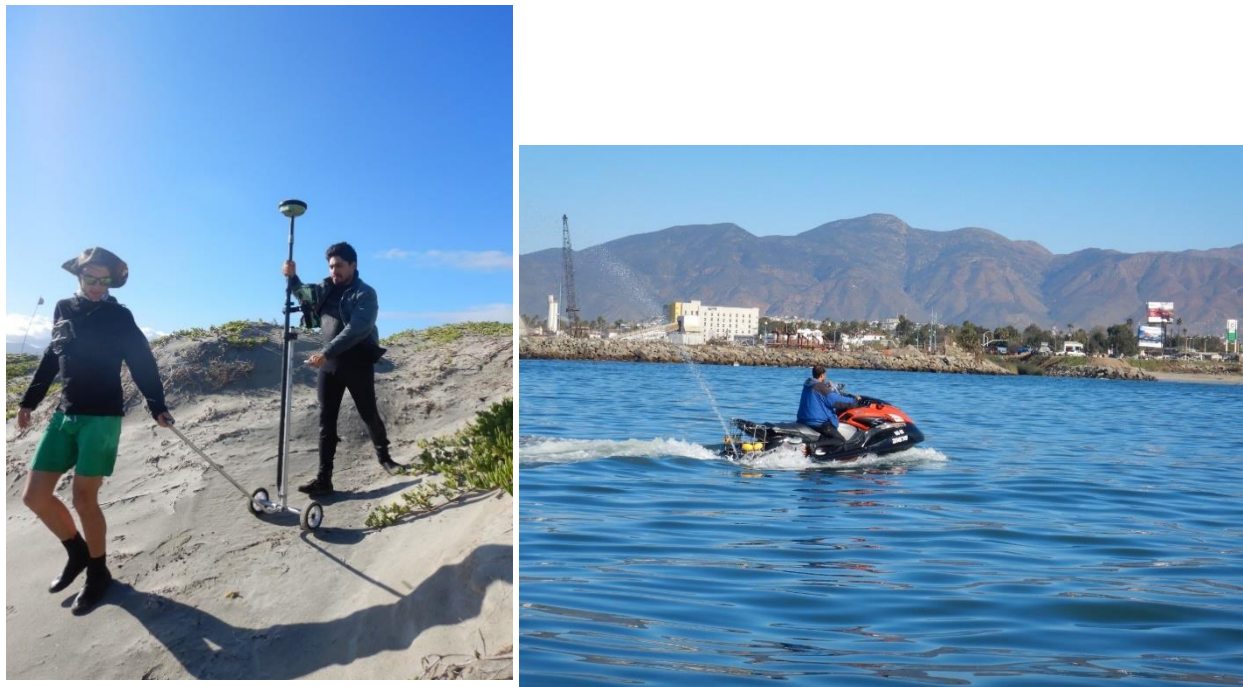


Figura 3.8 Fotografías de la recolección de datos topográficos y batimétricos. Cortesía de Niels Van Kuik.

Las mediciones batimétricas se realizan durante la pleamar de mareas vivas y consisten en 27 perfiles, 17 de los cuales tienen un espaciamiento de 100 m y que son continuación de los perfiles topográficos, además se colectan 10 perfiles adicionales en la parte sur cada 50 m entre sí, para aumentar la resolución de esta sección de playa. Las mediciones de profundidad se obtienen con un ecosonda integrada en un ADCP, la cual es montada en una moto acuática junto con una antena de GPS diferencial (Figura 3.8). Los valores de profundidad son obtenidos restando las mediciones

realizadas con el GPS a las mediciones del ecosonda. Ambos perfiles topográficos y batimétricos son referidos a coordenadas UTM y las elevaciones al nivel de bajamar media inferior (-37.114 m respecto a las alturas elipsoidales). Los perfiles se muestran en la figura 3.1. Las mediciones topo batimétricas son posteriormente interpoladas a una matriz de 20 cm de resolución en dirección perpendicular a la costa, y 2 m a lo largo de ella, para generar mapas de elevación digitales (MEDs) de los 2 km de playa. Se calculó una playa idealizada, a partir del promedio de todas las mediciones, y se obtuvieron las diferencias mensuales con respecto de esta.

3.3 Mediciones hidrodinámicas

Se obtuvieron mediciones de oleaje y marea a partir de dos anclajes donde se encuentran perfiladores de corrientes acústicos de efecto Doppler (ADCP) tipo AWAC colocado sobre una pirámide a una profundidad de 20 m (Figura 3.9). El primero se instaló en la Bahía Todos los Santos y se obtuvieron mediciones entre enero de 2016 a abril de 2017. El segundo está colocado frente a la Misión a una distancia aproximada de 1 km de la costa, del que se obtuvieron mediciones de mayo del 2017 a diciembre de 2019. Se obtienen mediciones de oleaje durante 17 min a 1Hz con los que se calculan parámetros integrales horarios como la altura de ola significativa (H_s), periodo asociado al pico del espectro (T_p), la dirección del oleaje y la profundidad de la columna del agua a partir de la presión. Los valores de profundidad presentan saltos cada que el instrumento fue cambiado, por lo que fueron filtrados, restándole el promedio diario, para así tener la variación del nivel del mar con respecto a un nivel medio. Se graficaron las series de tiempo de parámetros del oleaje, y se obtuvieron los promedios mensuales de H_s para ver la variación interanual de la energía que incide en la costa. Para caracterizar la variabilidad del oleaje anual, se generaron diagramas de probabilidad de distribución conjunta de H_s y T_p . También se generaron histogramas direccionales mensuales para mostrar la dirección predominante del oleaje, para estos diagramas se usaron solo los datos del instrumento frente a la Misión.

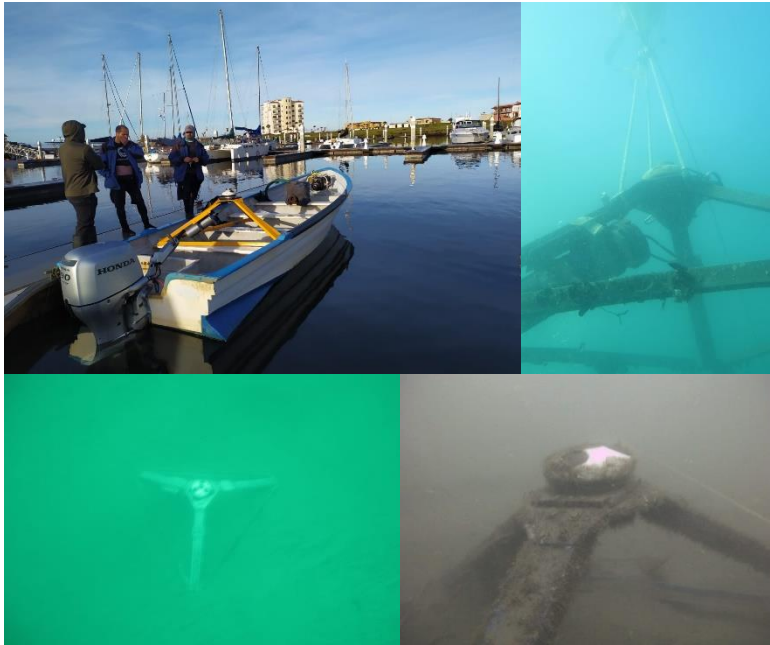


Figura 3.9 Fotografías de el proceso de instalación y recuperación del ADCP. Cortesía de Julio Lopez.

3.4 Video monitoreo

Se obtuvieron videos con los drones phantom 4 (resolución de 12.4 Mp) desde 2016, y phantom 4 pro (resolución 20 Mp), a partir del 2018 desde dos puntos de la playa, para cubrir las secciones norte y sur, los sitios de vuelo se muestran en la figura 3.1. Para este trabajo solo se utilizaron los videos de la sección sur, que es la que presenta mayor número de bañistas. Se seleccionaron videos entre el 2017 y 2019 para cubrir 3 años de mediciones. Estos videos y su análisis siguen la metodología propuesta por Holman, (2013), se toman videos con duración aproximada de 15 min, a una resolución 4k a 24 fps, desde un punto fijo a 100 m de elevación desde el punto de despegue. La frecuencia de captura de los videos se busca realizarla cada semana, pero se tienen datos aproximadamente cada 15 días. Los videos se desfragmentan a una frecuencia de 2 hz almacenando cada imagen. Se extraen los metadatos con el programa *exiftool*, de donde se puede conocer la ubicación del dron y su orientación según las mediciones del mismo equipo.

Para hacer mediciones de las imágenes es necesario hacer un proceso denominado calibración que permite transformar de coordenadas 2D (U, V) de las imágenes a su equivalente en

coordenadas 3D (X, Y, Z) del espacio físico. Ambos espacios pueden relacionarse a partir de una matriz de transformación:

$$\begin{bmatrix} U \\ V \\ 1 \end{bmatrix} = P \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \\ 1 \end{bmatrix}$$

La matriz proyectiva P está compuesta por tres matrices:

$$P = KR[I \mid -C]$$

Donde K contiene los parámetros intrínsecos de la cámara que describen distancia focal, el punto principal de la lente, el coeficiente de estiramiento que son dependientes de la lente y el sensor de la cámara. R es la matriz de rotación que describe la orientación de la cámara con respecto de un sistema de coordenadas que representan el mundo. I es la matriz identidad y C contiene la posición de la cámara en coordenadas del mundo.

El proceso de calibración se realiza en dos pasos. La calibración intrínseca se realiza en laboratorio usando el Camera Calibration Toolbox for Matlab® (www.vision.caltech.edu/bouguetj/calib_doc/), ya que esta calibración solo requiere hacerse una vez. Se toman una serie de imágenes de un tablero tipo ajedrez con cuadros blancos y negros del mismo tamaño (figura 3.10), el programa detecta las esquinas de los cuadros en las imágenes y a partir de las proyecciones se estima los parámetros internos: distancia focal, el punto principal de la lente, el coeficiente de estiramiento además de los coeficientes de distorsión.

Posteriormente se realizó la calibración extrínseca. Para eso se midieron puntos de control con dGPS. Se tienen un total de 23 punto de control para la playa la Misión (ver Anexo 1), de los cuales, del 12 al 22 se usaron para corregir las imágenes de la vista sur. Los puntos de control se identifican y digitalizan manualmente de la imagen. Partiendo de la ubicación obtenida de los metadatos y unos parámetros de orientación iniciales, se realiza un ajuste de mínimos cuadrados entre los puntos de control medidos, y los digitalizados para estimar la posición (X, Y, Z) y la orientación (azimut, inclinación y giro). Una vez obtenido los parámetros de orientación de la cámara, se proyecta una matriz equidistante de 0.5 m a una elevación de 0 metros sobre la imagen oblicua.

Los valores de color de la imagen oblicua se asignan a cada posición de la matriz proyectada para generar una imagen georectificada.

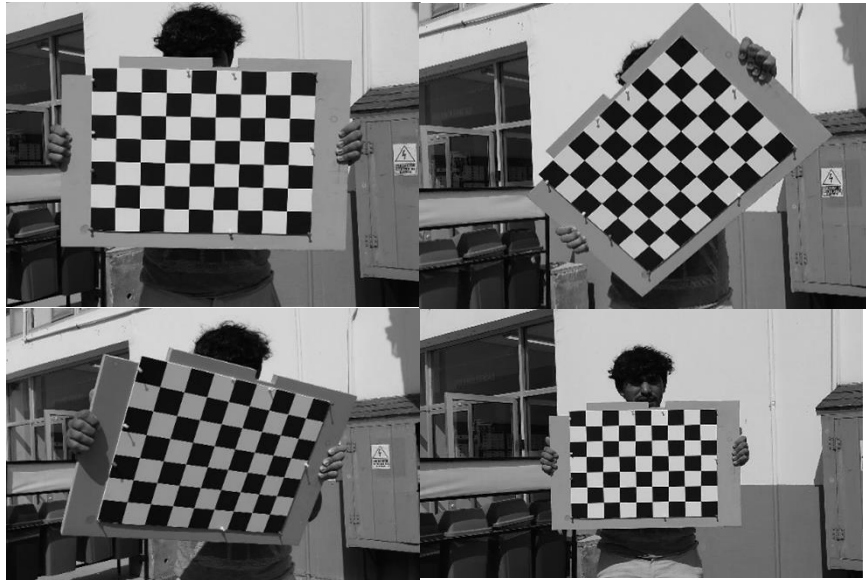


Figura 3.10 Ejemplo de tablero de calibración e imágenes tomadas para hacer el proceso de calibración intrínseca.

Para analizar el error en la rectificación de las imágenes oblicuas, se generó un ortomosaico el día 18 de febrero del 2020 (Figura 3.3), el cual se realizó mediante fotogrametría con dron usando Sfm con el programa Agisoft. El ortomosaico se generó con una resolución de 5 cm por píxel y tiene un error de geoposicionamiento menor a 1 m y se comparó con imágenes TIMEX aparentemente bien georectificadas de la vista sur. Para esto se digitalizó la posición aparente del escarpe de la berma como un proxy de la línea de costa, ya que ahí no se ve un efecto por el cambio en la elevación de la marea. Debido a que se identificaron diferencias mayores a 50 m a lo largo de la costa, incrementando en el extremo norte de la imagen, se decidió corregir las calibraciones extrínsecas mediante un análisis supervisado de los parámetros. Se variaron los parámetros obtenidos del ajuste de mínimos cuadrados, de tal manera que al comparar la imagen georectificada, con elementos fijos identificados en el ortomosaico, coincidieran. De esta forma se corrigieron 43 mediciones que se usan para el análisis de este trabajo.

Para reducir el efecto el movimiento del dron, se utilizaron puntos de control virtuales (VCP). Se identifican regiones de la imagen que son más brillantes con una ventana de búsqueda, y se

determina un valor umbral para segmentarlo del resto de la imagen. A la región segmentada se calcula su centroide y se estima su posición X Y en coordenadas, a una elevación 0. Los VCP se buscarán en el resto de las imágenes automáticamente, usando la ventana de búsqueda y el valor umbral. Estos puntos de control virtuales se usan como nuevos puntos de control en tierra para corregir el resto de las imágenes. Los primeros procesamiento se realizaron usando cuatro VCP, pero se observó que usar seis VCP elimina mejor el movimiento, por lo que se utilizó esa configuración.

Realizado este proceso se muestrean las imágenes desfragmentadas, para obtener una imagen georectificada promedio, que llamamos TIMEX, así como una imagen con los valores brillo máximo y otra con los valores mínimos nombradas BRIGHT y DARK, respectivamente. La figura 3.11 resume e ilustra el flujo de trabajo para generar las imágenes TIMEX a partir de los videos.

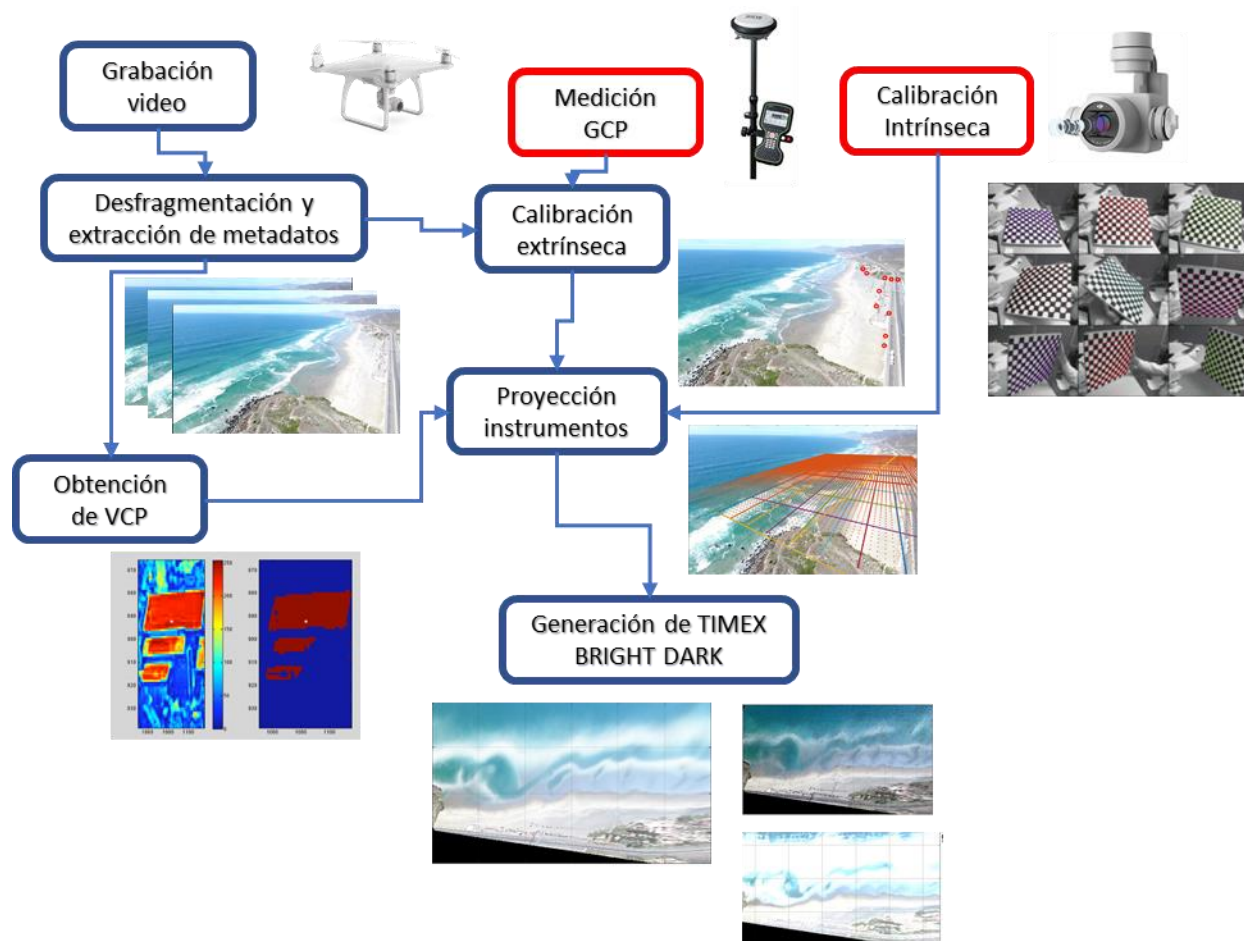


Figura 3.11 Flujo de trabajo para generar imágenes TIMEX a partir de la obtención de videos con dron.

3.4.1 Metodología de clasificación TIMEX para identificar corrientes de retorno

Para realizar mediciones de la presencia, ubicación y forma de los canales y corrientes de retorno se propuso una metodología para separar los canales del resto de la imagen. Se determinó una región de interés (ROI por sus siglas en inglés) para la vista sur, que incluye la sección de la playa subaérea y parte de la submareal abarcando la zona de rompiente.

De la imagen TIMEX se extrae el área de la ROI y se descompone en canales (rojo, verde y azul), a cada uno se le aplica un filtrado bidimensional gaussiano para disminuir el ruido y suavizar la imagen. La imagen se transforma al espacio de color HSV y usando el algoritmo K-Means se clasifican los píxeles de la imagen en varias categorías (5) usando los valores de matiz, saturación y brillo. De los grupos resultantes se seleccionan los centroides con los valores más cercanos a la tonalidad azul (0.5 ± 0.1 de una escala de 0 a 1 donde el 0 y el 1 representan el rojo) y se determinan como playa seca los píxeles que no pertenecen a estos grupos. Los píxeles clasificados como playa seca se arreglan en una imagen binaria (compuesta de 0 y 1 que representa la playa subaérea) sobre la cual se aplica la operación morfológica de cierre, en el cual se dilata la imagen con un kernel predeterminado para posteriormente aplicar una erosión, con la finalidad de unir regiones de la playa y eliminar hoyos de áreas mal clasificadas. Se determina la región conectada con mayor área, y se genera una nueva imagen binaria solo compuesta por esa región. Se determina el resto de la imagen como el área que corresponde a la playa submareal.

El algoritmo K-Means asigna un primer valor de centroides de manera aleatoria, genera las agrupaciones y calcula un nuevo centroide, esto de manera iterativa hasta llegar a un punto de no cambio o un límite de iteraciones. Debido a la aleatoriedad del inicio, no siempre converge igual, además de que las variaciones en la iluminación a lo largo de la imagen pueden llevar a fallos en la clasificación, por lo que se implementó un paso de revisión, en el cual se grafica la línea de costa como la interfase entre la playa seca y lo clasificado como agua, de aquí en adelante llamado playa submareal. Se selecciona las regiones donde la línea de costa está mal clasificada y se digitaliza en el lugar correcto. Quedando la región de playa seca como todo lo que está del lado hacia costa de la línea de costa corregida, y playa submareal todo lo que se encuentra hacia el mar. La posición de la línea de costa se almacena para posterior análisis.

Una vez clasificada la imagen en playa subaerea y playa submareal, se extrae de la imagen BRIGHT la ROI. Utilizando solo la información de la imagen de la playa submareal, se realiza una segmentación a partir de los valores de brillo de la imagen, usando el método Otsu (Otsu 1979), para separar la región de rotura del oleaje del resto de la imagen. El área segmentada se transforma en una imagen binaria, para rellenar los huecos producto de los canales se realiza la operación morfológica de cierre. De esta manera, se extrae una región donde predominantemente rompe el oleaje, y se espera se encuentren los canales, barras y terrazas, que se denominaron zona de rompiente máxima. Ya que hay imágenes donde los canales atraviesan claramente toda la zona de rompiente, se tomó la posición más costa afuera de la región y se interpoló la posición entre los canales, para quedar con una banda homogénea de la zona de rompiente.

A la zona de rompiente segmentada, se le realiza un ajuste adaptativo de histograma CLAHE (Yadav et. al, 2014), en su saturación y brillo, con el fin de aumentar el contraste entre las zonas donde rompe el oleaje y donde no, y disminuir el efecto de la variación de iluminación a lo largo de la imagen. Esta región se clasifica con el algoritmo k-means, usando la información de saturación y brillo, para separar la zona donde predominantemente rompe el oleaje de donde no. De esta forma, obtenemos una imagen clasificada en 4 clases. Playa subárea, región costa afuera, zona de rompiente y canales. En la figura 3.12 se ilustra el flujo de trabajo para obtener esta clasificación.

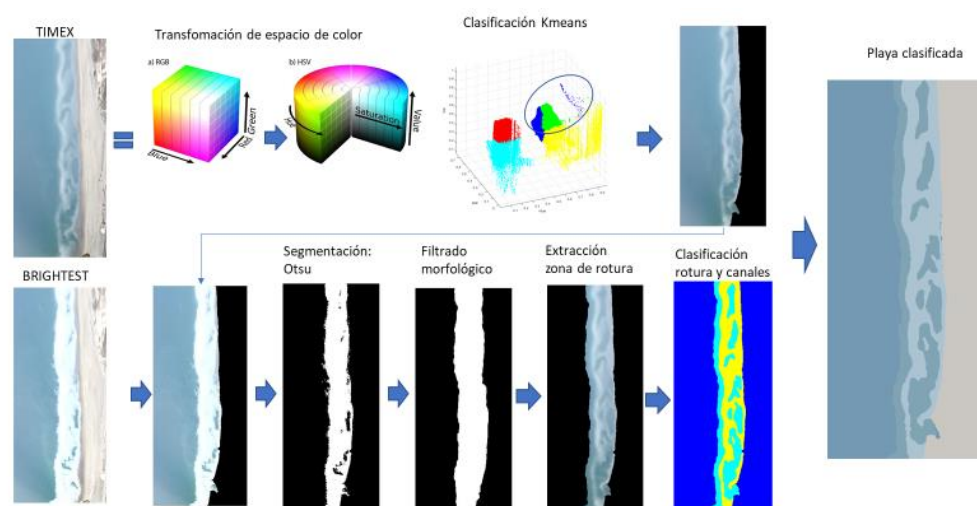


Figura 3.12 Flujo de trabajo para clasificar imágenes TIMEX e identificar corrientes de retorno.

3.4.2 Análisis de corrientes de retorno

De la imagen clasificada se tomó solo la clase correspondiente a los canales. Se transformó a una imagen binaria y se calcularon las propiedades de cada región con una conectividad de 8. Se calculó el área de cada una de las regiones, y se suprimieron todas las que tenían un área menor a 50 m², por ser errores de clasificación. Se seleccionan los canales bien clasificados, se eliminan las áreas que no corresponden a canales asociados a corrientes de retorno, como canales longitudinales que no alimentan claramente una corriente de retorno o que no se redirigen costa afuera. Finalmente se digitalizaron los canales que no fueron bien clasificados, principalmente en el extremo norte de la imagen. Cada canal queda descrito como una región, de la cual se obtiene su área, orientación, el punto más hacia la costa como el inicio de cada canal, y el centroide como su posición.

3.4.3 Cálculo de flujos

A partir de los videos obtenidos con dron se busca describir la dirección y magnitud del flujo en las corrientes de retorno. Se utilizaron las imágenes desfragmentadas a 2 Hz generadas para el procesamiento de las TIMEX. Primero, se buscó minimizar el movimiento del video debido al movimiento del dron. Para esto se identifican elementos en cada cuadro del video con el detector y descriptor Speeded-Up Robust Features (SURF) (Bay et al. 2008). Los elementos identificados de la primera imagen se comparan con los identificados en el siguiente cuadro, se identifican coincidencias y se eliminan los valores extremos que no corresponden usando el algoritmo Maximum Likelihood Estimation Sample Consensus (MLESC) (Torr y Zisserman 2000) y se calcula una matriz para una transformación del tipo similar y se aplica la transformación para el segundo cuadro. Este proceso se repite para cada uno de los cuadros que componen el video, corrigiéndolos con respecto a la primera imagen. Al finalizar la rectificación de todos los cuadros se genera una imagen TIMEX oblicua para verificar el resultado de la rectificación.

El siguiente paso es minimizar el efecto del oleaje en el movimiento perceptible en la superficie del agua, tratando de solo observar las corrientes. Se trabaja con las imágenes en escala de grises y se aplica un filtrado de promedio móvil temporal a las imágenes. Se decidió usar una ventana de

tiempo igual al doble del T_p de la medición. Entonces si, por ejemplo, el T_p muestreado durante la toma de video fue de 13 s, el promedio móvil toma 52 cuadros que corresponden a 26 s. La secuencia de imágenes resultado de promediar para eliminar el efecto del oleaje es también llamada Wave-Average Movies (WAMs) por Rob Holman. A cada imagen promediada además se le aplica una ecualización del histograma local CLAHE (Yadav et. al, 2014) para maximizar el contraste entre la espuma y sedimento en suspensión con respecto del agua. Posteriormente, las imágenes se georectifican usando las calibraciones calculadas para obtener las imágenes TIMEX.

Para estimar el flujo se utilizó el método Lucas-Kanade para estimar el *flujo óptico* (Matlab 2015; Philip y Pang 2016; Sharmin y Brad 2012). El flujo óptico es el patrón aparente de movimiento de un objeto entre dos cuadros consecutivos. Para el cálculo del flujo óptico se parte de dos supuestos:

- La intensidad de un píxel de un objeto no varía entre cuadros.
- Píxeles vecinos tienen un comportamiento similar.

Considerando un píxel $I(x,y,t)$ con coordenadas espaciales y de tiempo. Este se desplaza $dx\ dy$ en un lapso entre cuadros dt , entonces:

$$I(x,y,t) = I(x+dx, y+dy, t+dt)$$

A partir del desarrollo de series de Taylor se puede llegar a la siguiente ecuación que representa el flujo óptico:

$$I_x u + I_y v + I_t = 0$$

Donde $I_x\ I_y\ I_t$ representa el gradiente, horizontal y vertical, así como temporal de la intensidad, los cuales se pueden conocer. u y v son los vectores de la velocidad del flujo los cuales se desconocen. El método Lucas-Kanade propone resolver el problema tomando los píxeles en la vecindad, usualmente una ventana de 3x3, lo que da a 9 puntos en los cuales se puede conocer I . Asumiendo que el movimiento es el mismo en la vecindad, se puede describir el problema como un sistema de 9 ecuaciones y dos incógnitas, quedando el sistema sobredeterminado. La solución se obtiene entonces a partir de un ajuste por mínimos cuadrados. El método Lucas-Kanade

encuentra los gradientes aplicando primero un filtro gaussiano para suavizar espacial y temporalmente y después se obtiene el gradiente con la derivada de gaussiano. El resultado del ajuste se compara con un valor umbral, que determina lo que es ruido, si el valor es menor el resultado del flujo es 0. Ya que el cálculo del flujo óptico se realiza sobre imágenes georectificadas, donde todos los elementos de la imagen se asumen a la misma elevación, las velocidades del flujo óptico se asociaron directamente a la velocidad de las corrientes, además la resolución de las imágenes es de 0.5 m y la resolución temporal de 0.5 s, así que el resultado es en m/s. Se evaluó la utilidad de esta metodología analizando videos de 4 fechas donde se era perceptible el flujo de espuma y sedimento. Las fechas seleccionadas son: 14-03-2018, 16-04-2018, 28-05-2019, 16-08-2019.

4 Resultados

4.1 Variabilidad mensual e interanual de oleaje

Las mediciones de 4 años de altura de oleaje (Hs) muestran una clara variabilidad anual e interanual (figura 4.1). Las mayores alturas se presentan en los meses de invierno, mientras que los valores menores se observan en verano. La primavera y otoño son estaciones de transición entre los periodos de alta y baja energía. Durante las primaveras se observan eventos de oleaje alto, pero menores que los observados en invierno. Mientras en el otoño se observa que empieza a aumentar la altura de oleaje con respecto al verano. Las condiciones más energéticas de los 4 años de observación se presentan de enero a marzo del 2016, las cuales reflejan el efecto del intenso evento de El Niño 2015-2016. De igual forma, de diciembre de 2018 a marzo de 2019 se observa un invierno con oleaje más alto, presentándose en esas fechas condiciones de El Niño. Aunque en general las condiciones fueron menos energéticas en los inviernos de 2016-2017 y 2017-2018, tanto en enero de 2017 y enero 2018 se observa oleaje de tormenta que excede 4 m.

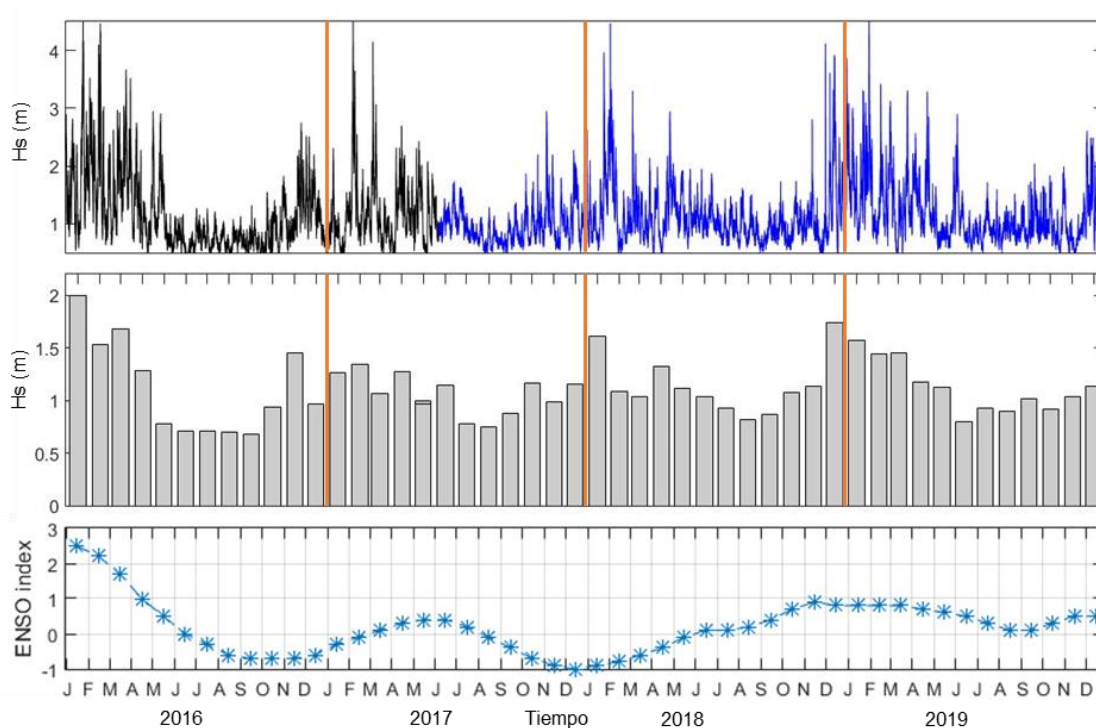


Figura 4.1. Serie de tiempo de la altura significativa del oleaje entre 2016 y 2019. Las mediciones en negro fueron obtenidas de un AWAC en Ensenada, mientras que en azul se muestran mediciones con el AWAC de la Misión. El panel inferior muestra la Hs promedio para cada mes.

La figura 4.2 muestra la distribución conjunta de Hs y Tp para cada mes (en el anexo 2 se muestran la distribución conjunta de Hs y Tp para cada año). De diciembre a febrero hay un mayor rango de Hs, presentándose alturas mayores de 3 m, y periodo más probable entre 10 y 15 s. Enero es el mes donde el rango de Hs es mayor, va de 0.35 m a 4.6 m, siendo el promedio 1.6 m y su desviación estándar 0.8 m y Tp promedio de 13.2 s con una desviación de 2.3 s. Por otra parte, en los meses de junio a septiembre, se observa una distribución bimodal del Tp con un primer máximo con un periodo corto (<10 s) que denota el arribo de oleaje local y otro cerca de los 14 s de oleaje lejano, pero con alturas bajas, cercanas a 1 m y no mayores a 2 m. Mayo tiene un comportamiento similar a estos meses, con Hs menores a 2 m, sin embargo en el periodo no muestra un bimodalidad tan marcada. Marzo y abril muestran una transición de las condiciones observadas en invierno, a las de verano. La altura de las olas disminuye y empieza a verse mayor cantidad de olas de periodo corto. De igual forma, octubre y noviembre son la transición de condiciones de oleaje de verano a otoño; desaparece la distribución bimodal del periodo, habiendo olas más largas de 12.5 s en promedio y la altura del oleaje también empieza a aumentar, sin embargo, los eventos con Hs mayores a 2.5 m son raros.

Respecto a la dirección del oleaje se generaron histogramas direccionales para los meses agrupados en 4 estaciones (figura 4.3). Durante invierno el oleaje proviene predominantemente de 258° respecto al norte siendo el momento en que llega más perpendicular a la costa. En primavera la dirección promedio se desplaza al sur a los 253° y aumenta su variabilidad, el oleaje más alto llega de la dirección promedio. En el verano, la dirección predominante del oleaje se desplaza más al sur a 245° por lo que el oleaje llega con mayor oblicuidad a la playa, pero es en su mayoría oleaje de poca amplitud. En el otoño la dirección promedio se mueve hacia el norte, a 251° , durante esta época se observa que el oleaje más alto llega con una dirección más normal a la costa.

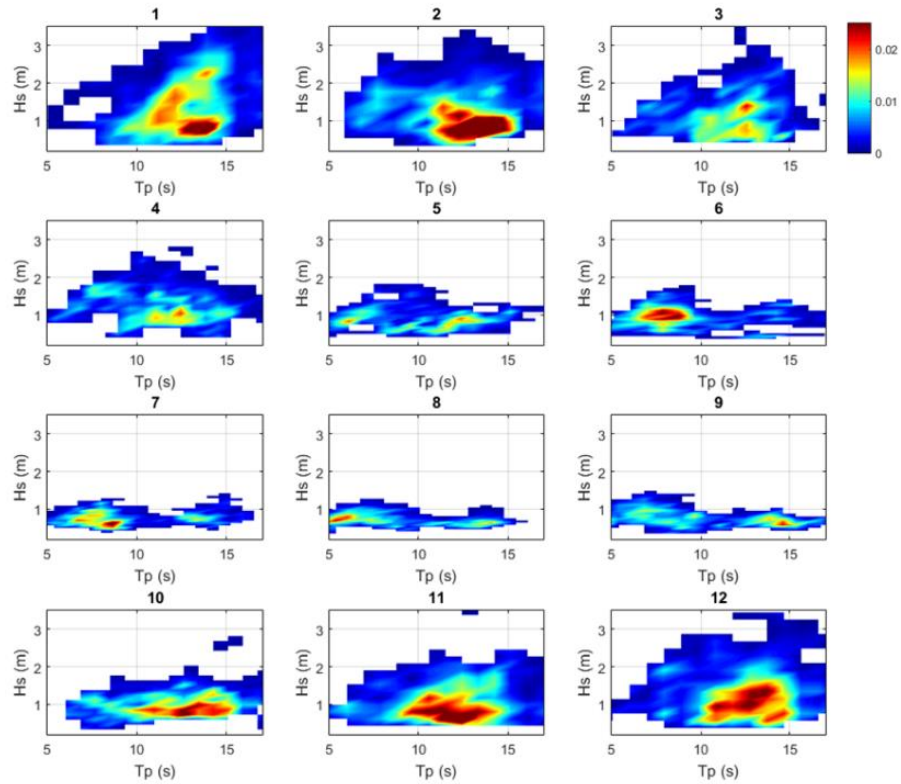


Figura 4.2 Mapas de la probabilidad de distribución conjunta entre la altura de ola significativa, H_s , y el periodo del oleaje asociado al pico espectral, T_p , para cada mes.

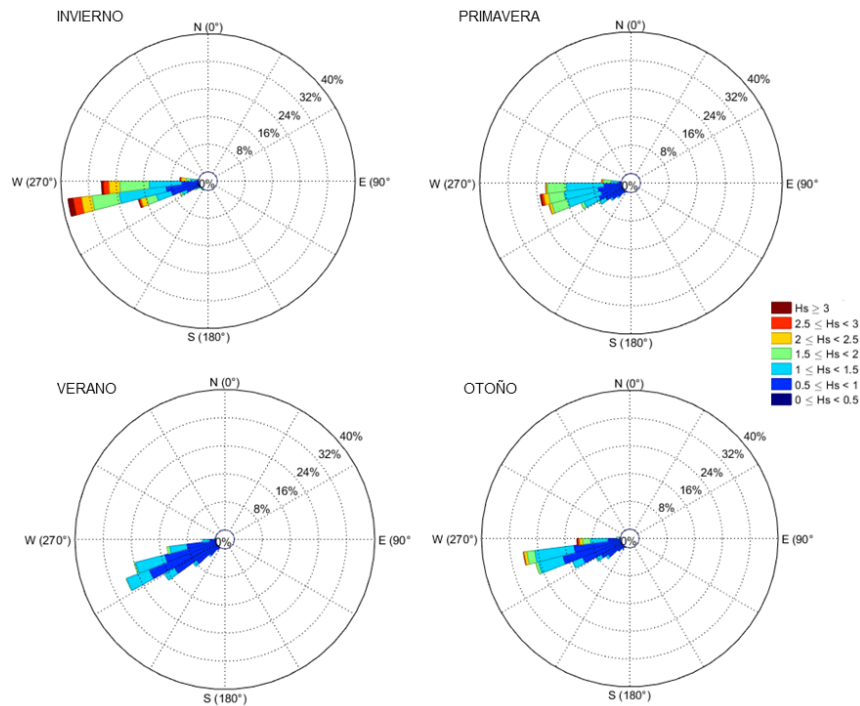


Figura 4.3 Histograma direccional para los meses de invierno (diciembre – febrero), primavera (marzo – mayo), verano (junio – agosto) y otoño (septiembre – noviembre) que muestra la dirección y altura significativa, H_s , del oleaje medido en el AWAC de la Misión.

4.2 Variabilidad de la morfología

Para evaluar la variabilidad en la morfología de la playa se analizaron 4 años de datos, entre el 2016 y 2019, con un total de 40 levantamientos topo- batimétricos. La figura 4.4 muestra el resultado de promediar los mapas de elevación digitales (MEDs) generados de las 40 mediciones y la desviación estándar de esas mediciones. El MED promedio resulta en una playa idealizada con curvas de nivel paralelas a la costa con una ligera inclinación al noroeste, se observa una zona de menor pendiente entre los -4 y 0 m, la cara de playa comprendida entre los 0 y 4 m muestra una mayor pendiente, así como de los -4 m a aguas más profundas. El mapa de desviación estándar muestra las zonas donde más cambia la elevación de la playa, que ocurren en la cara de la playa, especialmente en los extremos sur y norte de la playa. Igualmente se observa mayor variación cerca de los 4 m de profundidad, asociado a la región de formación de la barra longitudinal. Además, entre los 300 y 400 m del inicio del extremo sur de la playa presenta una región de gran variabilidad. Por otra parte, las regiones de menor variación se muestran de color oscuro o transparentes si su desviación estándar es menor a 0.2 m, y corresponde con la sección de playa de elevación mayor a 4 m, una región cerca de 0 m en la parte central y norte de la playa, y las zonas más profundas, en particular al centro de la playa (~ 800 m del sur).

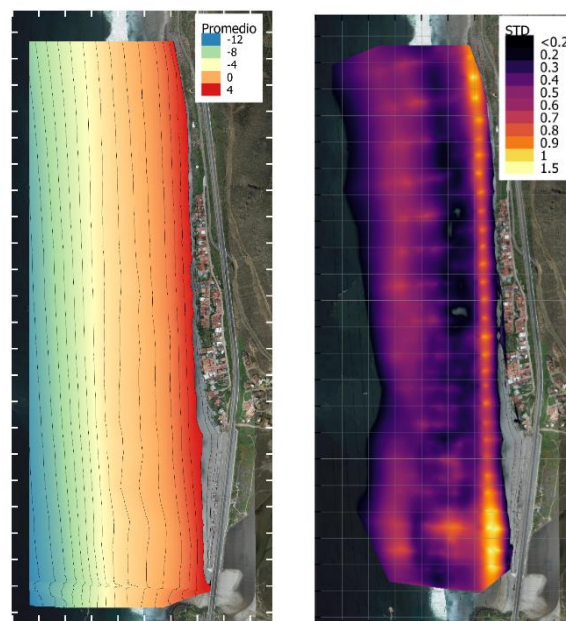


Figura 4.4 Promedio y desviación estándar de todas las mediciones topo-batimétricas colectadas en 4 años.

Se restó el MED promedio a cada MED mensual, obteniendo mapas de varación con respecto a la media mensuales, se presentan en la figura 4.5. En estas imágenes se evidencia la formación de barras y canales, así como la erosión y acumulación de sedimento a lo largo de los poco más de 2 km de playa. La figura 4.6 presenta la variación de las líneas de costa de 0 m y 2 m respecto al nivel de bajamar media inferior (NBMI), que sirven como proxy del ancho de la playa subaérea. Ambas líneas de costa muestran la variabilidad de la playa intermareal, y se observa la influencia de los canales y de las barras que se acoplan con la orilla.

A continuación, se describen los cambios observados en los cuatro años de mediciones (figura 4.5). En enero 2016 la playa está fuertemente erosionada por la incidencia de alta energía del oleaje durante el invierno 2015-2016. Se observan disminuciones en la elevación de más de 2 m en la playa subaérea, sobre todo en el extremo norte. A su vez, se observa la formación de una gran barra submareal longitudinalmente homogénea en el norte, y con mayor sinuosidad en el sur, y la presencia de un gran canal en el extremo sur, posiblemente asociado a la apertura del estero. En abril y mayo 2016, la barra y la línea de costa se vuelven más rítmicas, y se observan puntos de erosión localizadas y la formación de grandes canales, principalmente el observado al sur que finaliza en una barra localizada costa afuera.

Para junio 2016, la barra se ensancha y disminuye en altura mientras se acerca a la costa, pero en la sección sur, se mantiene en su posición, posiblemente por la influencia de la corriente y transporte de sedimentos del canal. En los siguientes meses de verano, la playa tiende a un estado más reflectivo; la barra se acopla a la playa subaérea recuperando un poco su volumen de arena, mientras en la sección sur la sección subaérea presenta menor cantidad de arena y se observa un remanente de la barra que perdura varios meses más. De noviembre a diciembre ocurre un ligero aumento de la energía del oleaje que inducen varios fenómenos a lo largo de la playa. Al norte, la playa subaérea se erosiona y se forma una barra arena con cierta sinuosidad, no tan alejada de la costa como la que se presentó en enero 2016. En el sur (aproximadamente a los 400 m a lo largo de la costa), el remanente de barra se transporta hacia la costa acoplándose a la orilla con un gran volumen de arena, el cual parece responsable de la mayor variabilidad en esa sección de la playa

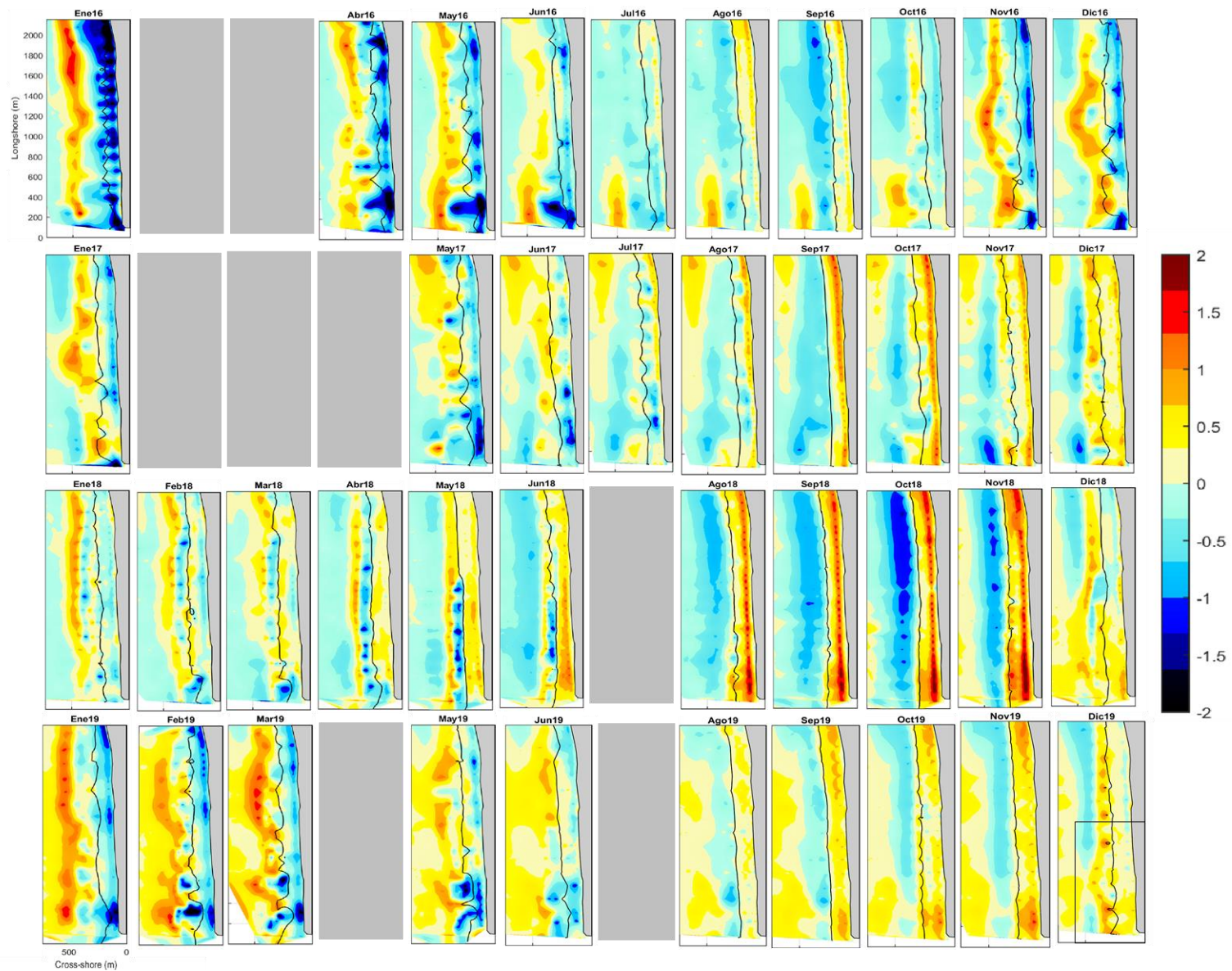


Figura 4.5 Mapas de diferencias mensuales respecto a la playa idealizada promedio generadas de restarle el promedio a cada MED mensual entre enero 2016 a mayo 2019. En gris están los meses que no hay datos. Se enmascaró la playa sub aérea que en el promedio estaba por arriba de la curva de nivel de los 4 m y que presenta menor variabilidad, así como las zonas que no corresponden a la playa. Se muestra la isobata de 0 m con una línea negra asociada al nivel de bajamar inferior. El rectángulo negro del último panel muestra el área observada por las imágenes TIMEX de la vista sur. Se establece la posición 0 de la playa en el extremo sureste de la playa.

(figura 4.4). A su vez, en el extremo sur la playa se erosiona más y se observa la formación de un canal.

Diciembre del 2016 y enero del 2017 son los meses con menos energía en promedio de los diciembres y eneros observados en las mediciones. Para enero del 2017, la barra se ensancha y empieza a migrar hacia la costa acoplándose en algunas partes; en el sur prevalece la terraza de sedimento acoplada a la orilla y el canal en el extremo sur. A partir de marzo del 2017 se cuenta con observaciones con dron, la figura 4.10 muestran algunas TIMEX de la sección sur, que complementan la descripción morfológica de la playa y, sobre todo, la visualización de los canales. La configuración morfológica de la playa de mayo 2017 es muy distinta, se erosionó la sección sur y se observan grandes canales. Entre marzo y mayo del 2017 se observan grandes canales en las imágenes TIMEX, que van cambiando su forma, respondiendo a dos eventos de alta energía de oleaje entre marzo y abril. En la TIMEX de mayo la forma de los canales no es muy clara, no se ven delineados por la rotura del oleaje, pero se nota la profundidad en la coloración del agua oscura. En el MED de mayo son muy notorios estos canales del sur, mientras que en el centro de la playa se observa una terraza acoplada a la playa, en el norte se observan por lo menos un par de canales y acumulación de sedimento costa afuera.

En junio y julio 2017 el estado morfodinámico de la playa es del tipo TBR, los canales disminuyeron su tamaño y la playa subaérea empezó a ganar volumen. Para agosto 2017 la playa presentó un estado morfodinámico de tipo LTT, con múltiples pequeños canales de retorno observables en la TIMEX, a diferencia del MED, que solo muestra la presencia de los canales más grandes. Para septiembre 2017 la playa subaérea recuperó bastante volumen, la línea de costa de 0 m era rectilínea y no se observaron barras, únicamente un banco de sedimento acumulado costa afuera en el norte y un pequeño canal en la ubicación de 500 m a lo largo de la playa. En octubre aumentó ligeramente la energía del oleaje y se empezaron a formar canales intermareales, con una orientación casi paralela a la costa. En la posición de 500 m donde previamente se observó un remanente de canal, se formó un canal más grande, la playa subaérea ganó un poco más de volumen y anchura. Para noviembre, la playa retomó una configuración más TBR, disminuyó el número de canales y éstos se hicieron más grandes, tomando una orientación más perpendicular

a la costa. Para diciembre 2017 el canal del extremo sur se orientó totalmente perpendicular a la costa y los demás canales aumentaron de tamaño.

En enero 2018, la playa subaérea se erosiona ligeramente, y se forma una barra longitudinal a la costa, más pequeña que la de los demás eneros. Se observa la formación de un canal longitudinal a la costa entre la cara de la playa y la barra, y en el sur, la barra es más pequeña y se mantiene acoplada a la costa en algunas secciones. Se visualiza la formación de un canal de retorno en la ubicación de ~300 m a lo largo de la costa, que puede que sea remanente del canal de diciembre 2017. En febrero 2018, la barra se aplanan y la cara de la playa empieza a ganar sedimento; se mantiene la formación de un canal longitudinal que parece interrumpirse en el sur por el acoplamiento de la barra con la orilla. El canal de retorno se agranda y se mueve y orienta hacia el sur. Las TIMEX indican que el canal longitudinal se conecta a la corriente de retorno del sur.

En marzo 2018, la playa intermareal sigue ganando sedimento a medida que la barra va perdiendo altura, se sigue manteniendo el canal de retorno del sur y se empiezan a ver pequeños canales en intermareales antes del canal longitudinal. En abril, el canal del sur toma una forma muy particular, presenta un canal de alimentación, un canal principal perpendicular a la costa y dos brazos que cruzan la zona de rompiente para cada dirección. La barra parece ganar elevación y estar presente en toda la playa, aunque en la imagen TIMEX se ve seccionada por canales de retorno. Para mayo, la línea de costa se torna rectilínea, el canal del sur disminuye su tamaño y se pega a la saliente rocosa quedando como una corriente de frontera. La barra de arena se mantiene lo largo de la playa, pero con mayor sinuosidad en el sur, y el canal longitudinal entre la barra y la playa se vuelve más profundo. Se presume la formación de corrientes de retorno entre las ondulaciones de la barra. Durante junio la playa subaérea sigue ganando arena, tiene considerablemente más elevación que en otros junios. La barra aumenta su ritmicidad, y se forman corrientes de retorno en las partes donde la barra está más alejada de la costa. En agosto la barra se acopló a la costa, y en la sección sur se formaron algunos pequeños canales y barras transversales.

Entre septiembre y noviembre de 2018, la playa alcanzó el estado morfodinámico más reflectivo de los 4 años. La playa subaérea alcanzó su mayor anchura, llegando a su máximo en noviembre (ver figura 4.6), siendo los extremos de la playa subaérea las zonas de mayor ganancia de

sedimento. En octubre se percibió un profundo y ancho canal paralelo a la costa en el norte de la playa, y las TIMEX mostraron una playa casi recta y la presencia de algunos canales durante la bajamar, los cuales parecen ganar tamaño para noviembre. Pero con el arribo de las primeras tormentas de invierno en diciembre, la playa cambió su configuración abruptamente, y pasó a un estado disipativo.

En enero 2019 la playa subaérea se erosionó de manera considerable. Las tres zonas de mayor erosión fueron: entre 200 y 400 m en el sur, donde se formó un gran canal de retorno; en el centro alrededor de los 1200 m; y en el extremo norte. Se formó una gran barra de arena submareal a una distancia mayor a 500 m desde la orilla, la cual es longitudinalmente homogénea en el norte, y con mayor variabilidad en el sur, donde algunas secciones se acercan a la orilla. En febrero y marzo, la barra se va acercando a la orilla, pero parece que se aplana, dando lugar a una amplia zona de rompiente. El canal del sur se vuelve más grande y profundo, en febrero se orienta perpendicular a la costa, mientras que en marzo se orienta hacia el suroeste, y se observa la formación de otro canal grande a los 600 m mientras que la playa subaérea permanece bastante erosionada.

Los dos grandes canales del sur se mantienen en mayo 2019, el ubicado a 200 m reduce su tamaño y mantiene su orientación al suroeste, mientras que el siguiente canal se ensancha considerablemente, al grado que no es claro si es un solo canal o si son dos. La imagen TIMEX de finales de mayo indica que los canales se dividen en varios pequeños canales. A lo largo del resto de la playa aparecen pequeños canales intermareales con diversas orientaciones. La playa subaérea recupera algo de su anchura, aunque se nota la influencia de los canales en el volumen y ancho de la playa. En agosto 2019 la playa pasa a un estado más reflectivo, y su configuración es muy semejante a la de la playa idealizada promedio. La línea de costa es longitudinalmente homogénea, a pesar de observar una corriente de retorno en una ubicación longitudinal a aproximada de 200 m, que es presumiblemente un remanente del gran canal que se observó en meses anteriores. Se observan otros pequeños canales intermareales en el centro de la playa. De septiembre a noviembre la playa cambia muy poco, la playa subaérea gana un poco más de elevación, principalmente en los extremos norte y sur. En septiembre y octubre no se observa

ninguna corriente de retorno, mientras que en noviembre aparecen múltiples canales intermareales, y en diciembre la playa retoma una configuración morfodinámica disipativa.

La figura 4.6 muestra la variabilidad de las líneas de costa de 2 m y 0 m respecto al NBMI. La de 2 m muestra mucha menor variabilidad longitudinal que la de 0 m, e ilustra bien la variabilidad en la anchura y volumen de la playa subaérea. Entre noviembre de 2015 y enero 2016 se observa un gran retroceso de la línea de costa, que representa la anchura de playa mínima de todas las observaciones. A partir de ese momento, la playa va recuperando su anchura, llegando a su posición promedio en agosto 2016 y el máximo de ese año en septiembre, pero disminuyendo a partir de octubre y noviembre. Entre diciembre 2016 y enero 2017 se dio una ligera recuperación de la anchura asociado al acoplamiento de la barra en la sección sur, sin embargo, el impacto de una tormenta a finales de 2017 hizo que las líneas de costa volvieran a retroceder, aunque no hubo mediciones hasta mayo 2017. A partir de ese mes, la playa comenzó a ensancharse, llegando a su máximo anual en octubre. Siguiendo la dinámica descrita previamente, la playa redujo su anchura durante el invierno 2017-2018, pero mucho menos en comparación con otros años, llegando a un mínimo entre enero y febrero 2018. Durante los meses siguientes se observa un constante avance de la línea de costa, con excepción del extremo sur, donde hasta junio se observa un aumento en el ancho de playa. Para noviembre 2018 se alcanza el máximo de ancho de playa de todo el periodo de estudio, sin embargo, retrocedió de manera considerable entre diciembre y enero, llegando a una posición similar a la de noviembre 2016. El retroceso de la línea de costa es mucho mayor entre los 200 y 400 m a lo largo de la costa, y cerca de los 2000 m. La playa empieza a recuperar su ancho los siguientes meses, pero se mantienen algunas regiones de mayor retroceso, sobre todo cerca de los 200 m y 500 m donde se observa la influencia de dos grandes canales en la línea de costa. En agosto ya no es notable una diferencia a lo largo de la costa en el ancho de la playa, y entre septiembre a noviembre 2019 la playa se ensancha, se muestra mayor ganancia en los extremos de la playa. Finalmente, en diciembre la línea de costa volvió a erosionarse, quedando cerca de la posición promedio.

La línea de costa de 0 m, que representa el NBMI, presenta mucha mayor variabilidad que la de 2 m, y su posición promedio no representa el ancho de la playa subaérea, a excepción de principios de 2016 cuando la intensa erosión indujo un retroceso en promedio de la línea de costa de 0 m.

Sin embargo, esta línea de costa muestra la variabilidad de la playa intermareal, en gran medida influenciada por la presencia de los grandes canales a principios de 2016, 2017 y 2019. Además, muestra con claridad el acoplamiento de la barra con la orilla en el sur a finales de 2016. También es notable la diferencia en la variabilidad entre el sur y norte de la playa, y en promedio, se observa menor variabilidad en verano, cuando los canales son más pequeños y la barra suele estar completamente acoplada a la orilla.

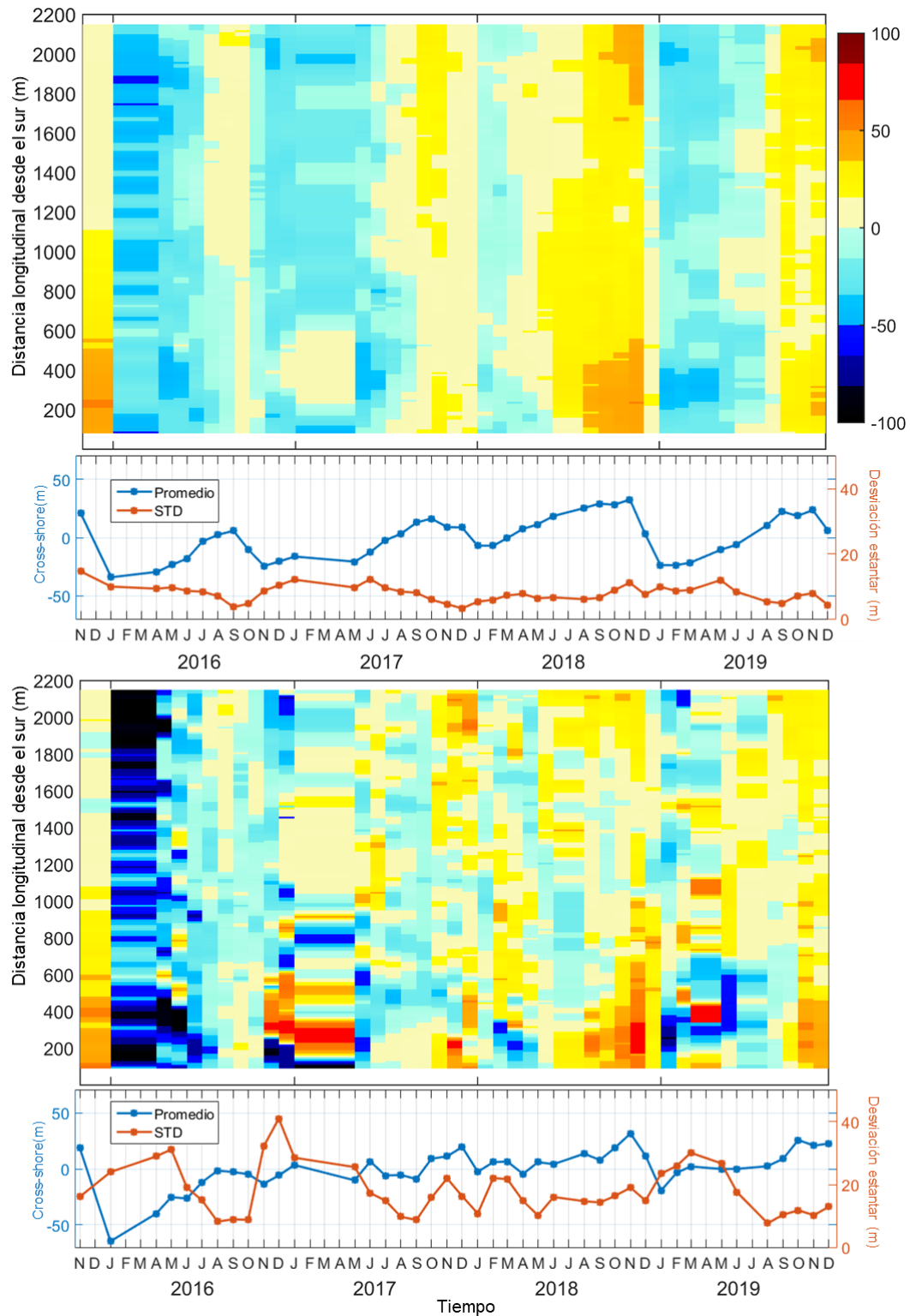


Figura 4.6 Serie temporal de la variación de la posición transversal (en metros) de las líneas de costa de 2 m (panel superior) y 0 m (panel inferior) extraídas de los MEDs de noviembre 2015 a diciembre 2019, mostrada en la misma escala de color para ambas figuras. Debajo de cada imagen se muestra la posición perpendicular promedio a lo largo de toda la playa (eje derecho), y su desviación estándar (eje izquierdo).

4.3 Obtención de imágenes y clasificación

Para evaluar la incertidumbre de la metodología utilizada para generar las imágenes TIMEX a partir de los videos con dron se comparó la imagen TIMEX con un ortomosaico del 18 de febrero del 2020 (figura 4.7). Se generó una primera TIMEX con la metodología propuesta por Holman (2016), se probaron varias configuraciones de puntos de control, resultando en usar 10 de los 11 posibles el mejor resultado. Además, se generó otra TIMEX, en la cual se variaron los parámetros de posición del dron (X, Y, Z) y el azimut e inclinación (el giro en la mayoría de las imágenes no fue necesario variarlo, manteniéndose en 0). En ambas imágenes se digitalizó la posición de un escarpe observado en la playa. Se extrajo la posición de alguno de los elementos más sobresalientes de las líneas digitalizadas y se compararon. El RMSE a lo largo de la costa de la primer TIMEX fue de 36 m, mientras que en la segunda se redujo a 16 m. Mientras que el RMSE perpendicular a la costa en la primer TIMEX fue de 8 m y en la segunda de 10 m. Si bien el error perpendicular a la costa en la imagen cuya corrección de parámetros fue determinada por el usuario es ligeramente mayor, la disminución de más de la mitad del error a lo largo de la costa es considerable

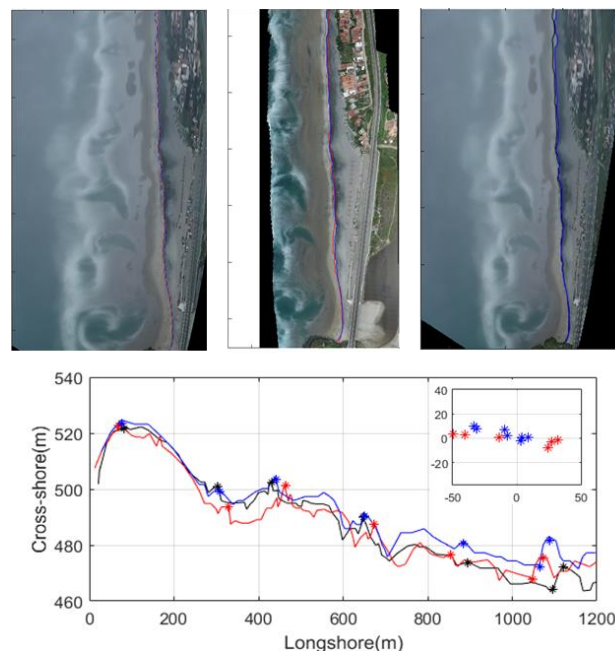
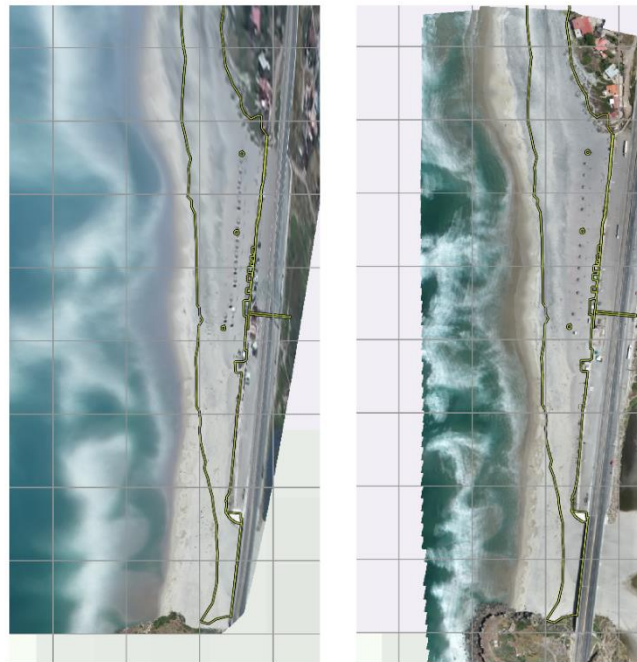


Figura 4.7 Comparación de TIMEX cuyo cálculo de parámetros extrínsecos fue por ajuste de mínimos cuadrados (imagen izquierda/línea roja) e imagen cuyos parámetros fueron decididos por el usuario (imagen derecha/línea azul) con ortomosaico (imagen central/línea negra). La gráfica inferior muestra la línea del escarpe digitalizada, y en el cuadro los errores de los elementos comparados.

Debido a la disminución en el error y la incertidumbre que había en los errores de las demás imágenes donde no había un ortomosaico para comparar, se decidió corregir todas las imágenes de manera supervisada comparando contra el ortomosaico, se digitalizaron algunos elementos de la playa e infraestructura adyacente para facilitar la comparación. En la figura 4.8 se muestra una imagen TIMEX de mayo 2019 corregida de esta manera, contra un ortomosaico generado para esa fecha. Si bien se ve un desfase en la posición de la saliente rocosa y los canales al sur de aproximadamente 20 m, en el resto de la imagen tienen una buena concordancia, y sobre todo, la forma y tamaño de los canales parecen coincidir.



4.8 Comparación TIMEX y ortomosaico de mayo 2019. La cuadrícula es de 100x100 m, la línea digitalizada es de elementos observados en el ortomosaico de febrero 2020.

Se generaron 43 imágenes TIMEX de esta manera, buscando tener por lo menos alguna observación cada mes, aunque se incluyeron más imágenes donde se observaron elementos interesantes en la forma de los canales. La figura 4.9 muestra las condiciones hidrodinámicas presentes en el momento de la toma de cada video. Las observaciones se realizan durante diferentes condiciones hidrodinámicas, por lo que son una buena muestra de la variabilidad de condiciones presentes en la playa la Misión.

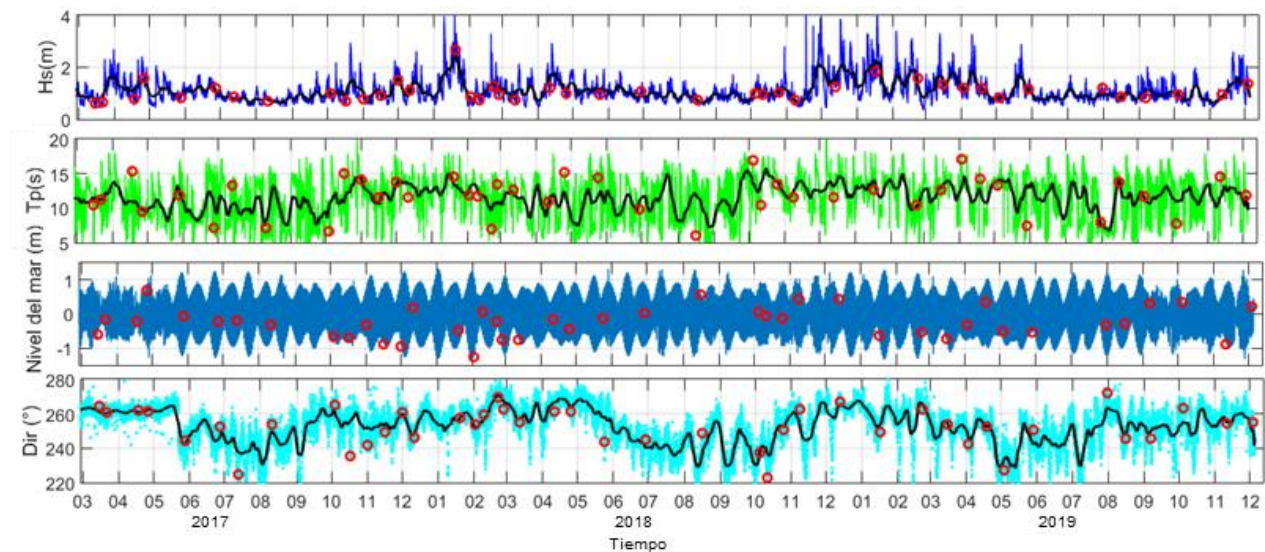


Figura 4.9 Serie de tiempo de altura significativa (H_s), periodo asociado al pico espectral (T_p), elevación del nivel del mar y dirección del oleaje durante las observaciones con dron (círculos rojos). Las líneas negras muestran los valores suavizados con una media móvil de 7 días.

La figura 4.10 muestra la mayoría de las TIMEX analizadas, mostrando únicamente la región de interés (ROI) para el análisis de las corrientes de retorno. Se marcan con color las corrientes de retorno identificadas. La mayoría de los canales grandes fueron extraídos automáticamente con el algoritmo, sin embargo, varios de los canales pequeños (sobre todo más al norte) fueron digitalizados manualmente. También fue necesario separar canales que quedaban conectados por canales longitudinales, así como delimitar su extensión costa afuera. La descripción de la variación a lo largo del tiempo se incluye en la descripción de la variación morfológica en la sección 4.2 en este capítulo.

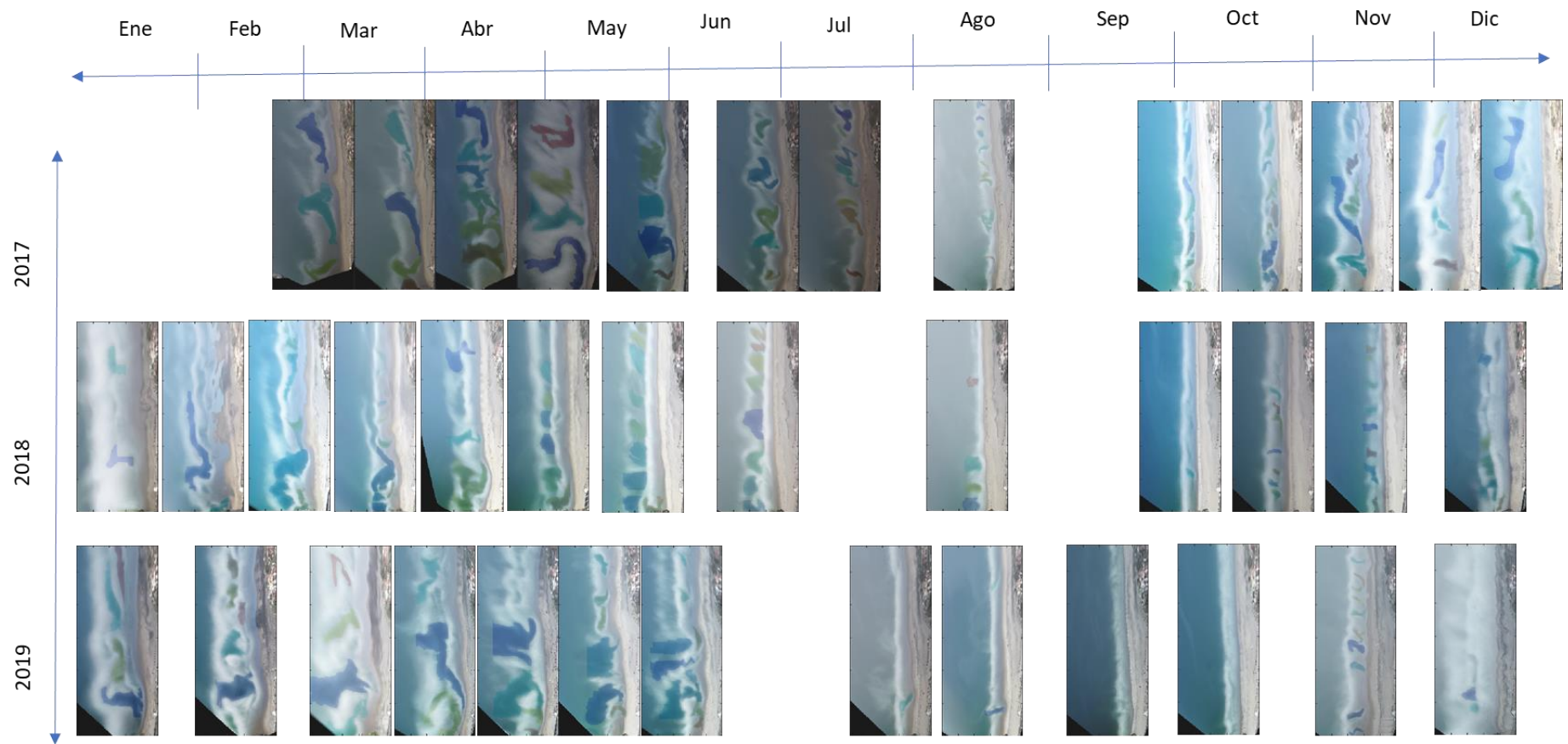


Figura 4.10 Línea del tiempo de TIMEX de la vista sur de la playa del 2017 a 2019. Se presenta solo el recorte a la región de interés (ROI) usado para extraer las CR. Con colores distintos se demarcan cada corriente identificada, más el color no denota continuidad.

4.4 Dinámica de las corrientes de retorno

Se identificaron 197 canales asociados a corrientes de retorno (CR) en los 43 días analizados. La figura 4.11 ilustra la variabilidad de las corrientes observadas a lo largo del tiempo. El número promedio de CR es de 4.5 en 1200 m de playa (ver figura 4.13). El mayor número de CR fue de 10. En general, el mayor número de CR ocurre en otoño, pero son pequeñas, y usualmente asociadas a canales expuestos durante la marea baja. Al mismo tiempo, existen periodos en los que no se observa ninguna CR en septiembre y octubre. El histograma muestra una mayor frecuencia de CR en el extremo sur de la playa, entre los 0 y 300 m, con el mayor número observado entre los 100 y 200 m. Después, se observa otro incremento en la frecuencia de CR en ubicaciones longitudinales entre 900 y 1000 m (puede que la disminución de observaciones entre 1000 y 1200 se deba a que no se veían completas en el extremo norte de la imagen). Por otra parte, se observan CR de frontera aledañas a la saliente rocosa, aunque algunas veces tampoco se ven completas por estar en el extremo de la imagen, aunque la mayoría son pequeñas.

Los canales más grandes se presentan en primavera de 2017 y 2019, y se ubican en ~200 m a lo largo de la costa (ver figura 4.12 y 4.13), aunque la variabilidad del área promedio es grande por la coexistencia canales grandes y pequeños. El área total ocupada por las CR suele ser mayor en primavera; por ejemplo, en mayo 2018, las CR eran más pequeñas en promedio pues se observan múltiples ondulaciones en la barra, y cada ondulación podría representar una CR. Se calculó el coeficiente de correlación de Pearson entre el número de CR y el área promedio y se encontró correlación de -0.52 significativa ($p < 0.05$). Por lo que intuitivamente, se concluye que en promedio a menor número de CR suelen presentar un área mayor. Por otra parte, no hay correlación entre la suma del área ocupada por las CR y el número de CR.

El distanciamiento promedio entre CRs es de 183 m con una moda de 95 m, su distribución se muestra en la figura 4.13. La distancia en CR no parece tener una señal temporal, aunque claramente depende del número de CR. La correlación entre el número de CR y su distancia promedio fue significativa ($p < 0.05$), con una correlación negativa de -0.53, lo cual implica que a menor número de CR mayor la distancia entre estas.

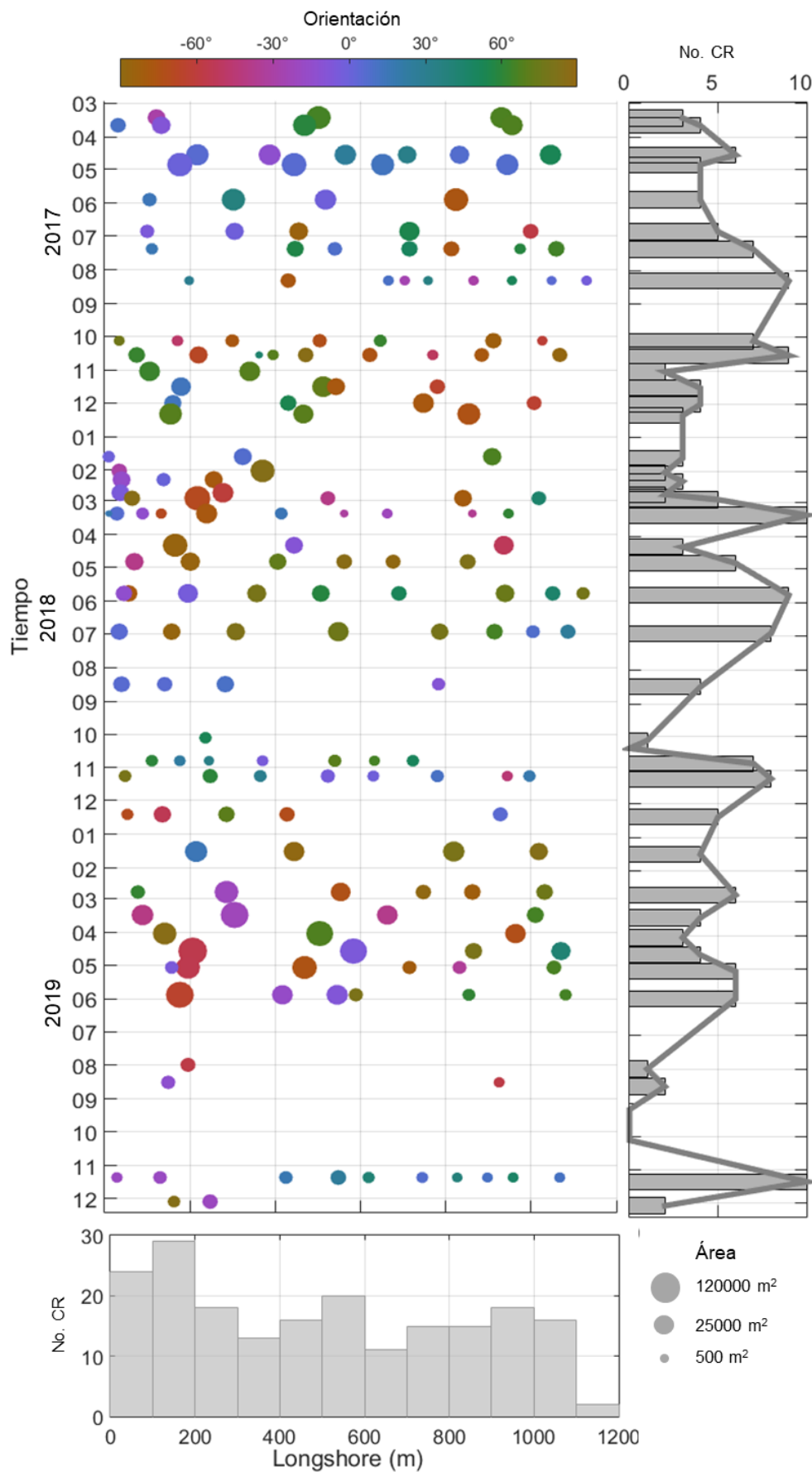


Figura 4.11 Serie de tiempo de las CR entre marzo 2017 y diciembre 2019. En el eje horizontal se muestra la posición a lo largo de la costa y en el eje vertical el momento en que se hizo la observación. El tamaño de los círculos representa el área de las CR, se linealizó obteniendo la raíz cuadrada para minimizar las diferencias de visualización entre las CR más grande y pequeñas. Los colores representan la orientación de las CR, siendo 0° perpendicular a la costa, valores negativos tendiendo hacia la izquierda (sur), y positivos a la derecha (norte), y $\pm 90^\circ$ paralelo a la costa. En el panel derecho se muestran el número de CR observados en cada medición. El panel inferior es un histograma de la presencia acumulada durante el periodo de estudio de CR cada 100 m a lo largo de la costa.

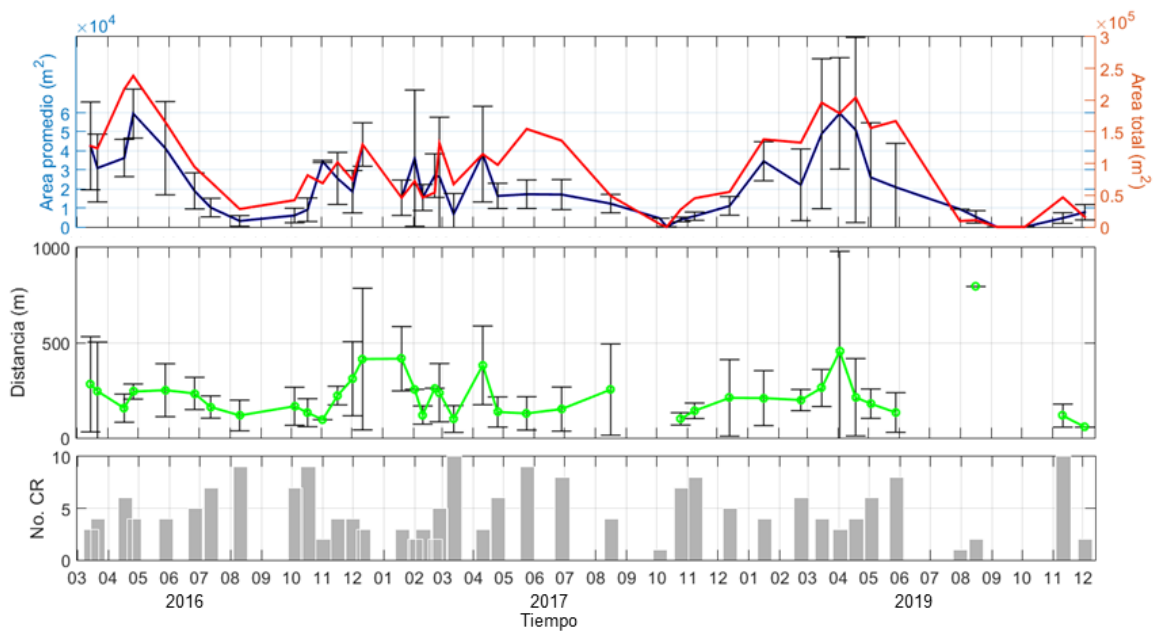
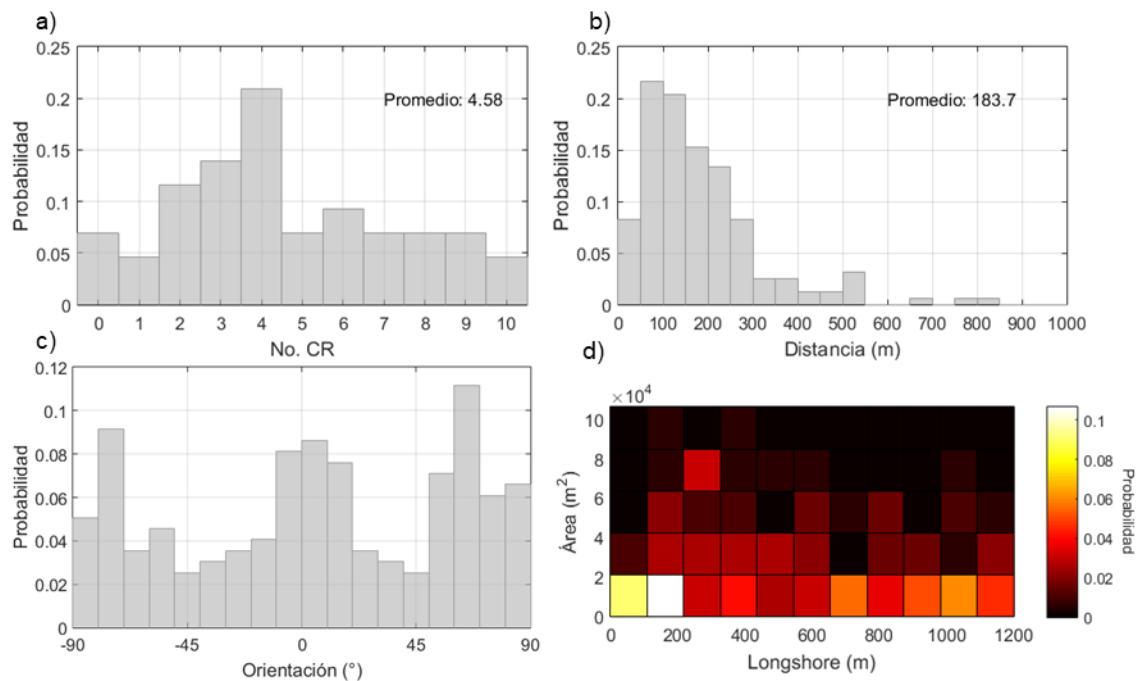


Figura 4.12 Serie de tiempo de parámetros geométricos de las CR. En el panel superior, área promedio y su desviación estándar con barras (eje izquierdo) y suma total de las áreas (eje derecho). El panel medio, la distancia promedio entre CR, y su desviación estándar con barras, cuando se observó 0 o 1 CR no hay dato. El panel inferior, número de CR para cada medición.



4.13 Conjunto de histogramas que muestran la probabilidad de diferentes características de las CR. a) El número de CR por observación. b) La distancia entre CR. c) La orientación de las CR. d) Mapa de color de probabilidad de ocurrencia del área de las CR contra la posición a lo largo de la costa.

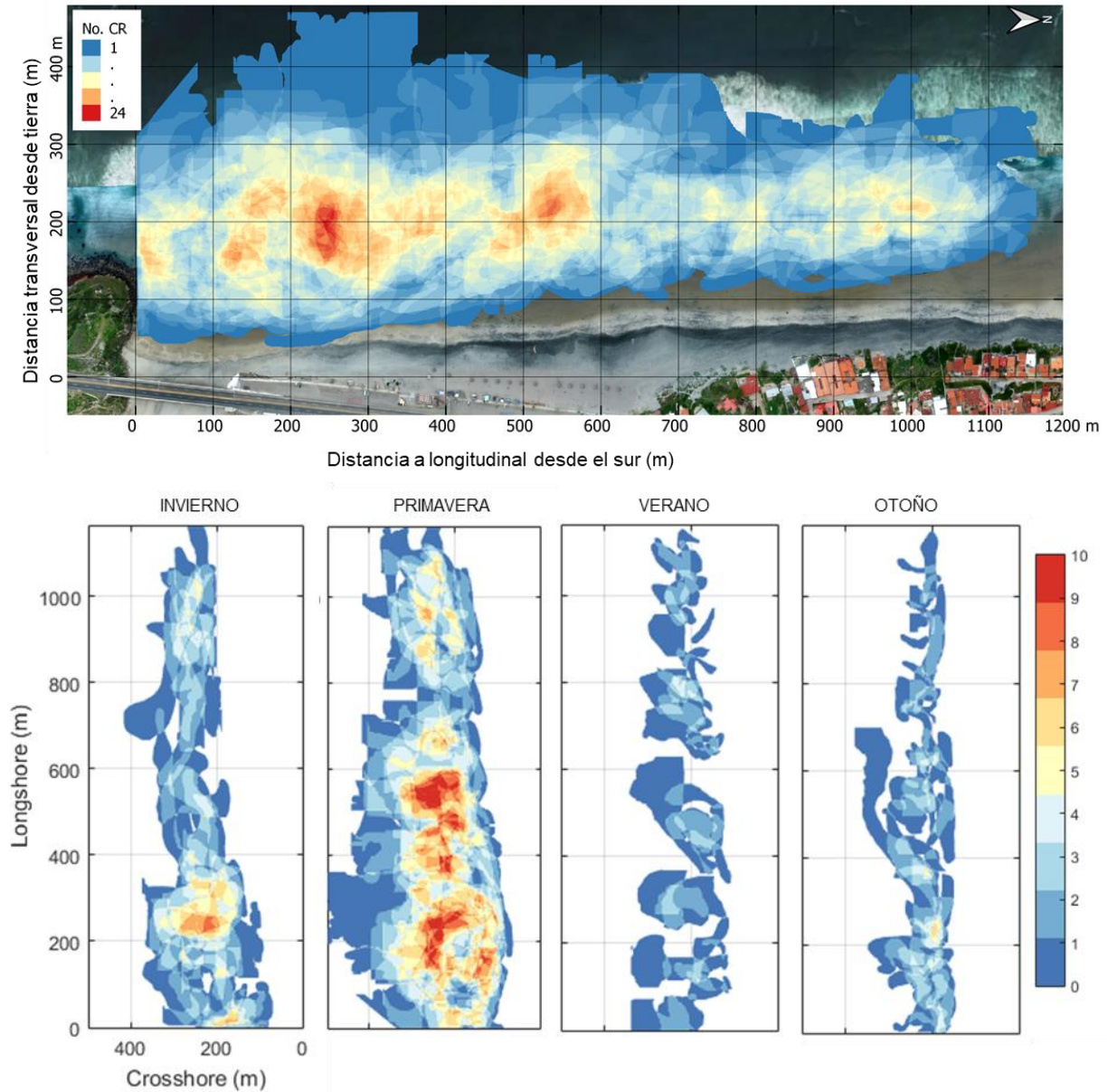
La orientación de las CR no parece tener un patrón. La realidad es que las formas de las CR observadas llegan a ser muy complejas, con varios canales alimentadores, en algunas ocasiones serpenteados. Aun así la orientación permite dar seguimiento al comportamiento individual de algunas CR, principalmente las más grandes que perduran más en el tiempo. El histograma de la orientación (figura 4.13) muestra una mayor cantidad de CR con una dirección entre 60° y 70° respecto a un eje perpendicular a la costa (dirección noroeste), otro máximo entre los -70° y -80° (dirección suroeste), y otro grupo perpendiculares a la costa $\sim 0^\circ$. Notoriamente se observan pocas CR con 45° de inclinación en ambas direcciones.

Se hicieron análisis de correlación entre las variables hidrodinámicas promedio de los siete días previos a la medición: Hs, Tp, dirección del oleaje, así como con el flujo de energía (P) y la energía longitudinal (Py) contra el número de CR, el área promedio, área total, distancia promedio y orientación promedio de cada día de medición. Solo una correlación fue significativa ($p < 0.05$), el periodo asociado al pico espectral contra el número de CR con un coeficiente de correlación de -0.35.

Al obtener las formas de cada CR observadas y sobreponiendo sus posiciones se generaron mapas de distribución de las CR observadas durante cuatro años y por estaciones climáticas (ver figura 4.14). En la imagen general se ubican algunas regiones donde se presentan más CR. Entre 100 y 300 m a lo largo de la costa se ve un punto de mayor presencia de CR, que además es donde tienen mayor área y llegan más lejos costa afuera, hasta más de 400 m. Se observa otra región de mayor presencia de CR entre 500 y 600 m, además de la formación de CRs aledañas a la saliente rocosa. Hacia el centro de la playa, cerca de 1000 m también ocurre un punto de mayor presencia de CR, pero no es tan notorio como los otros sitios hacia el sur. Se puede visualizar que el área que ocupan las CR cerca de 300 m, va disminuyendo hacia el norte.

Se agruparon las corrientes por estaciones, comprendiendo 11 imágenes para invierno, 14 para primavera, siete para verano y 11 para otoño. Es notable que la primavera es la estación dominante en la variabilidad observada en la imagen general, en parte por estar sobre muestreada con respecto a las demás estaciones, pero principalmente por presentar las CR más grandes, y estables a lo largo del tiempo de observación. Además, mantiene el patrón de la imagen

de todas las observaciones, poniendo en evidencia las regiones de mayor presencia de CR cerca de 200 y 500 m a lo largo de la playa.



4.14 Mapas de distribución espacial de abundancia de CR. La imagen superior es la suma total de las CR identificadas en las 43 imágenes TIMEX sobrepuestas sobre un ortomosaico de febrero 2020. En las imágenes inferiores se muestran las CR agrupadas por estaciones: invierno (diciembre-febrero), primavera (marzo-mayo), verano (junio-agosto), y otoño (septiembre-noviembre). Los colores denotan el número de CR sobrepuestas en cada posición, y nótese el uso de una escala de color distinta en la imagen superior y en las inferiores.

En invierno, el área ocupada por CR es menor que en primavera, se encuentran distribuidas a lo largo de toda la playa con una región de mayor presencia a los 200 m, y otra al inicio, en la zona aledaña a la saliente rocosa. El mes de verano está submuestreado con respecto a las demás estaciones, pero se observa que las CR son considerablemente más pequeñas, se encuentran distribuidas a lo largo de la playa, y parecería que se presentan en la misma ubicación en diferentes momentos, aunque haría falta más observaciones para verificar esto último. En otoño, las CR son muy pequeñas (con excepción de un canal alargado observado cerca de 500 m), parecen estar distribuidas homogéneamente a lo largo de la playa, más confinadas a un ancho de playa menor, y con un punto de mayor presencia en la ubicación de 200 m.

4.4 Estimaciones de flujo en corrientes de retorno

La estabilización de los videos mostró ser, en general buena, cuando el dron no presenta movimientos demasiados grandes, y aun así, logra registrar de una manera adecuada la mayoría de las imágenes, resultando en una imagen TIMEX oblicua bien definida (figura 4.15). Este método se empleó también para estabilizar secuencias de imágenes TIMEX que habían resultado muy borrosas, como un complemento a la estabilización, usando puntos de control virtuales descritos en la sección 3.4. La desventaja es que este proceso de registro de imágenes es tardado, pudiendo llevar hasta dos horas por video, pero cuenta con la ventaja de ser totalmente automatizado.

El promediado móvil de las imágenes agrega estabilización extra a la secuencia de imágenes, lo que resulta en secuencias de video muy estables. Al georectificar las imágenes, las secuencias de video resultante puede mostrar movimiento en la parte de la playa más alejada del dron, pudiendo resultar en errores en los cálculos del flujo. En la georectificación de las imágenes para calcular el flujo óptico no se usaron los puntos de control virtuales para ajustar las calibraciones, por lo que posiblemente usarlos podría disminuir parte de este movimiento. Sin embargo, la parte más cercana del dron, donde se presentan las corrientes más grandes, hay una mejor resolución en las imágenes, y por consiguiente, una mayor definición al rectificarlas, los movimientos de la imagen son muy pequeños.

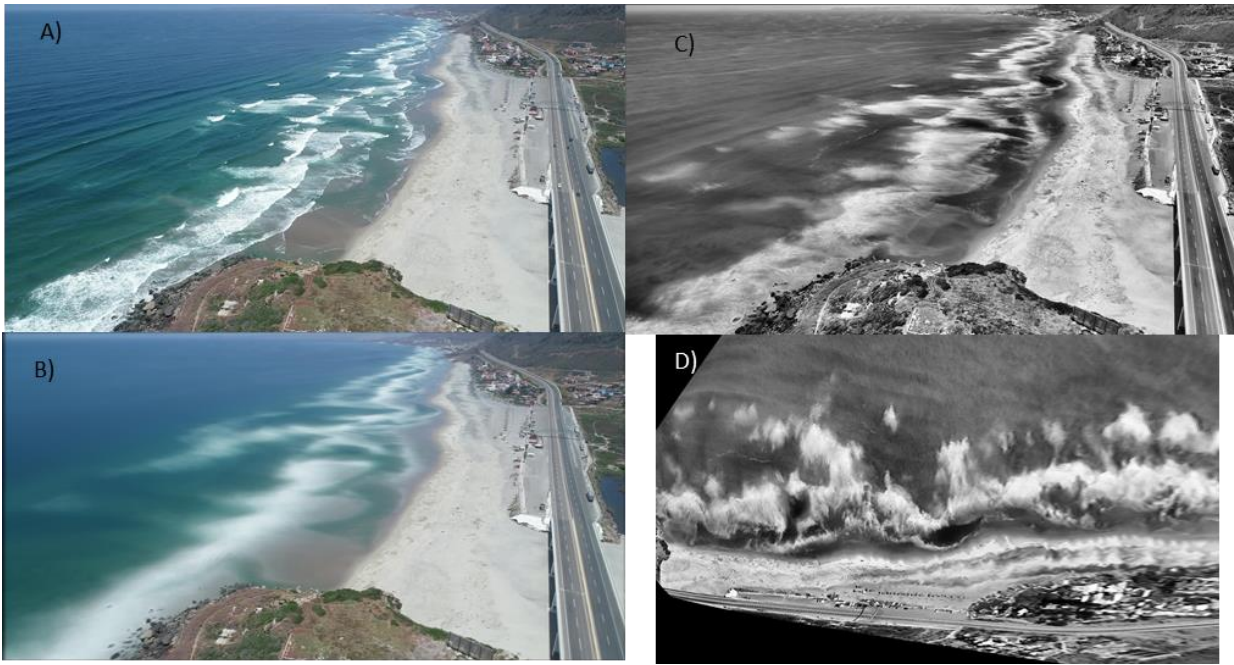


Figura 4.15 A) primer cuadro del video de 28-05-19, B) Imagen TIMEX oblicua después de la estabilización, C) Imagen generada después del promediado móvil y la ecualización del histograma, D) La imagen después de ser georectificada.

El número de cuadros promediados en cada secuencia de imágenes dependió del periodo del oleaje durante la medición. Al revisar los videos resultantes las olas se ven menos suavizadas en el video cuyo tiempo de promediado fue menor (T_p 8.25 s, ventana de tiempo de promedio 16 s), por lo que es posible que usar ventanas de tiempo más largas sea mejor, aunque no queda claro el efecto que esto pueda tener en el cálculo del flujo óptico, en la tabla 4.1 se muestran las condiciones hidrodinámicas durante la captura de los cuatro videos analizados. El uso de la ecualización del histograma CLAHE fue muy útil para aumentar el contraste, en las secuencias de video se resalta claramente el sedimento que es arrastrado dentro de las corrientes de retorno.

Tabla 4.1 Variables hidrodinámicas durante la toma de videos analizados

Fecha	Hs	T_p	Dir	Nivel del mar
26022018	1.13	13	267	-0.76
10042018	1.43	11	265	-0.14
28052019	1.15	8.25	252	-0.54
16082019	0.88	14.5	246	-0.27

En las figuras 4.16 a 4.19 se muestran los resultados del análisis del flujo óptico, se presenta la TIMEX del día, un mapa de color que muestra la dirección promedio del flujo calculado y una serie de histogramas direccionales de las magnitudes del flujo en puntos muestreados dentro de la CR más grande de cada día. Viendo los mapas de color, se puede observar un flujo bien definido en dirección costa afuera (tonalidades cercanas al verde) en las 4 CR grandes más al sur. Pero también se pueden ver una circulación más compleja en algunas CR, en la imagen de 02-26-2018 (figura 4.16) se percibe en la corriente muestreada que del lado izquierdo del canal la corriente se mueve hacia fuera de la costa (histograma 2), mientras que del lado derecho (4 y 6) se mueve hacia la costa. En el centro (7) el flujo observado se mueve hacia el lado izquierdo del canal. Por otra parte, el flujo no parece atravesar las zonas de rompiente (4), sino alimentar una corriente longitudinal (3) en dirección hacia el sur. En esta misma imagen se alcanza a percibir el flujo en un canal longitudinal al centro de la imagen, en el cual se perciben un flujo en dirección al norte. La mayoría de las velocidades observadas son débiles (magnitud < 0.05 m/s) aunque se ven algunos valores mayores a 0.25 m/s en la misma dirección del flujo predominante.

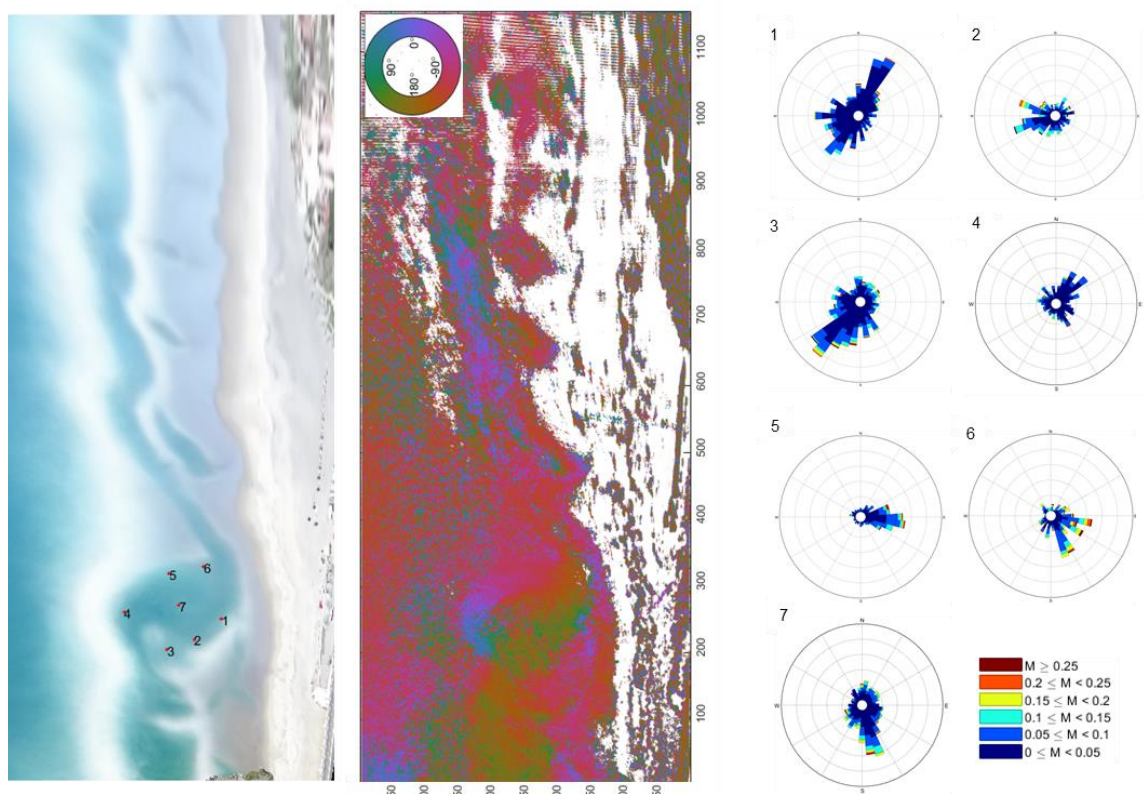


Figura 4.16. Análisis de flujo óptico de 02-26-2018. Imagen Timex con puntos muestreados, mapa de color que representa la dirección promedio del flujo calculado, e histogramas direccionales de las velocidades medidas en los puntos muestreados.

En la imagen de 10-04-2018 (figure 4.17) la CR del sur tiene un canal alimentador que llega a un canal perpendicular a la costa que luego se bifurca en dos brazos. En el punto muestreado al final del canal alimentador (1) se ve un flujo hacia la CR, ligeramente direccionado hacia la costa. El punto 2 tiene un flujo costa afuera, que parece seguir la dirección del contorno del canal, el punto 3 presenta un flujo perpendicular a la costa, pero se detectan velocidades en los dos sentidos, en el centro de la CR cerca del brazo derecho (4), el flujo parece hacia la costa, pero también parece alimentar el brazo de la CR. Dentro de este brazo (5), el flujo se dirige costa afuera y atraviesa a la zona de rompiente (6). Mientas que en el brazo izquierdo al sur una parte del flujo parece dirigirse hacia el sur (7), otra parte se dirige hacia el norte (8), con algunos momentos de corriente dirigida costa afuera. Por lo que en el brazo derecho parece que se forma un remolino, aunque presumiblemente la corriente longitudinal hacia el sur continúe hasta pasar la saliente rocosa.

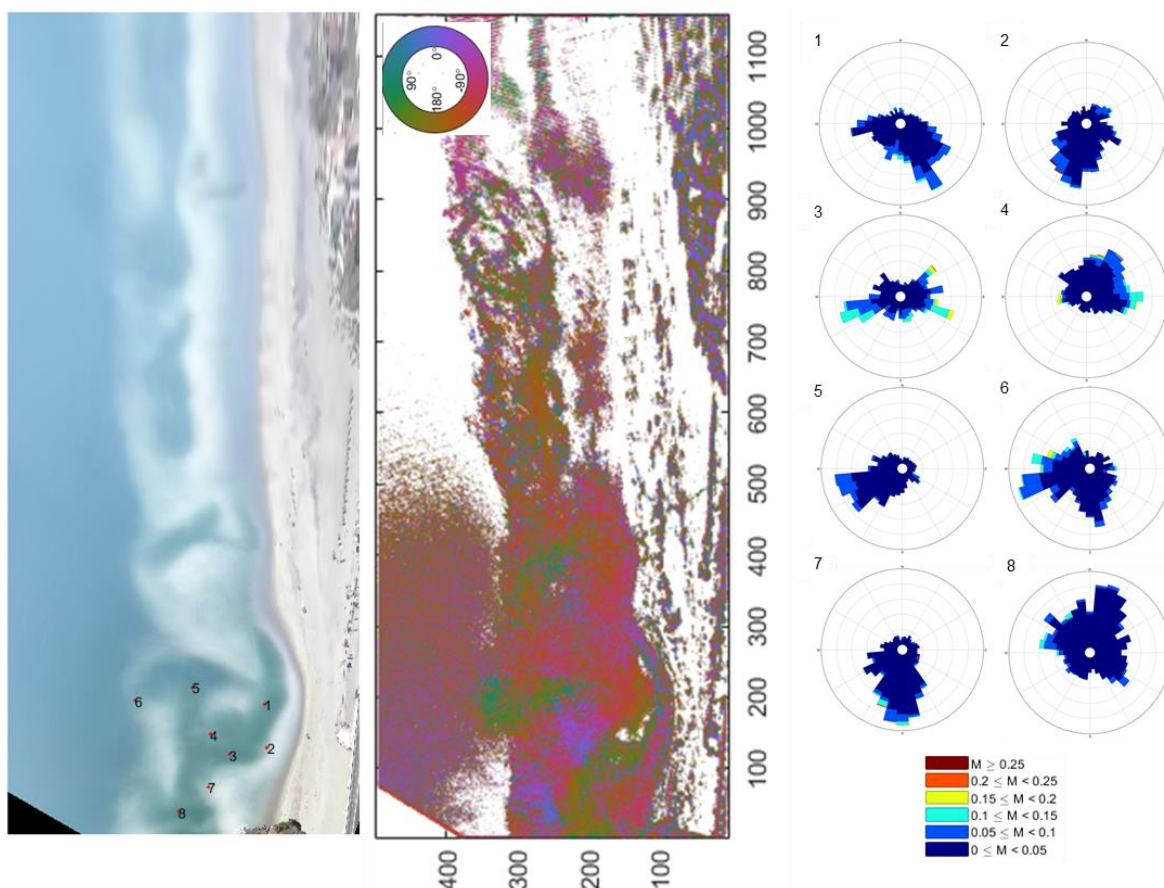


Figura 4.17. Análisis de flujo óptico de 10-04-2018. Imagen Timex con puntos muestreados, mapa de color que representa dirección promedio del flujo calculado, e histogramas direccionales de las velocidades medidas en los puntos muestreados.

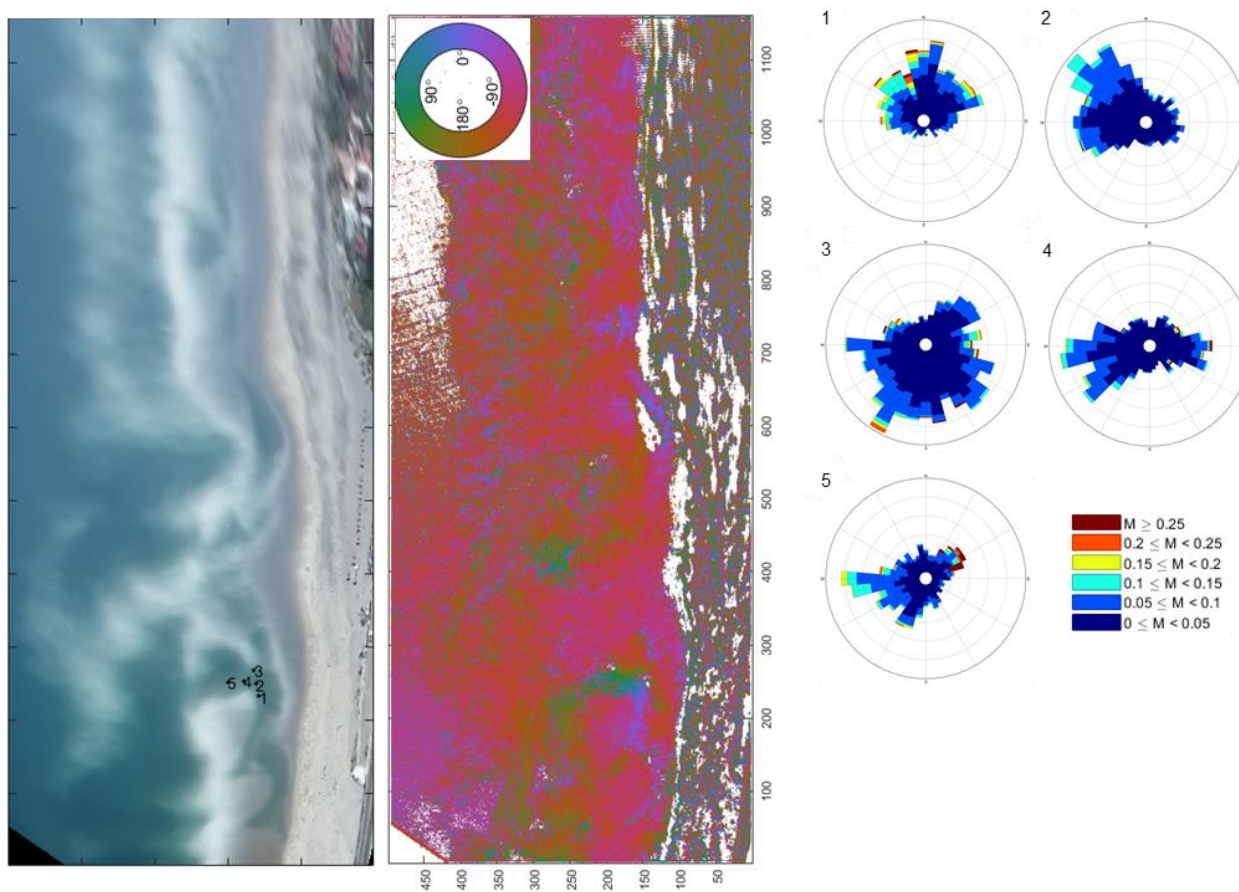


Figura 4.18. Análisis de flujo óptico de 28-05-2019. Imagen Timex con puntos muestreados, mapa de color que representa dirección promedio del flujo calculado, e histogramas direccionales de las velocidades medidas en los puntos muestreados.

El caso de las CR del 28-05-2019 es también bastante interesante (figura 4.18). En la clasificación de imágenes para analizar la forma y ubicación de la CR se identifica como una CR muy grande, que parte de un canal pequeño y se ensancha. Además, se consideró a los canales aledaños al sur, que tienen salientes hacia afuera de la costa como independientes a la CR. Al analizar el flujo se observa que es consistentemente dirección costa afuera dentro del canal pequeño, y al ensancharse, se observa un flujo longitudinal, pero muy difuminado. Sin embargo, esto se puede deber a la falta de sedimento o espuma que sirva de trazador para el cálculo de flujo óptico, al alejarse de zonas donde rompe el oleaje. Por otra parte, los canales del sur parecen comportarse más como canales alimentadores que como CR. Los puntos muestreados muestran que a las orillas

del canal principal (1 y 3) el flujo se dirige al centro del canal. Mientras que a lo largo del canal (2, 4 y 5) el flujo es consistente hacia afuera de la costa.

La imagen del 16-08-2019 (figure 4.19) muestra una CR pequeña, pero con un flujo bien definido que atraviesa la zona de rompiente, la coloración de la dirección del flujo es costa afuera. Los resultados de los cálculos a lo largo de esta CR muestran que, al principio (1) el flujo parece más diseminado, a lo largo del canal (2 y 3) el flujo está bien direccionado costa afuera, y en la salida del canal se ve flujo en todas direcciones, pero las velocidades más intensas que llegan a superar 0.2 m/s dirigidas costa afuera. Pasando la zona de rompiente el flujo se mantiene hacia el suroeste (5 y 6).

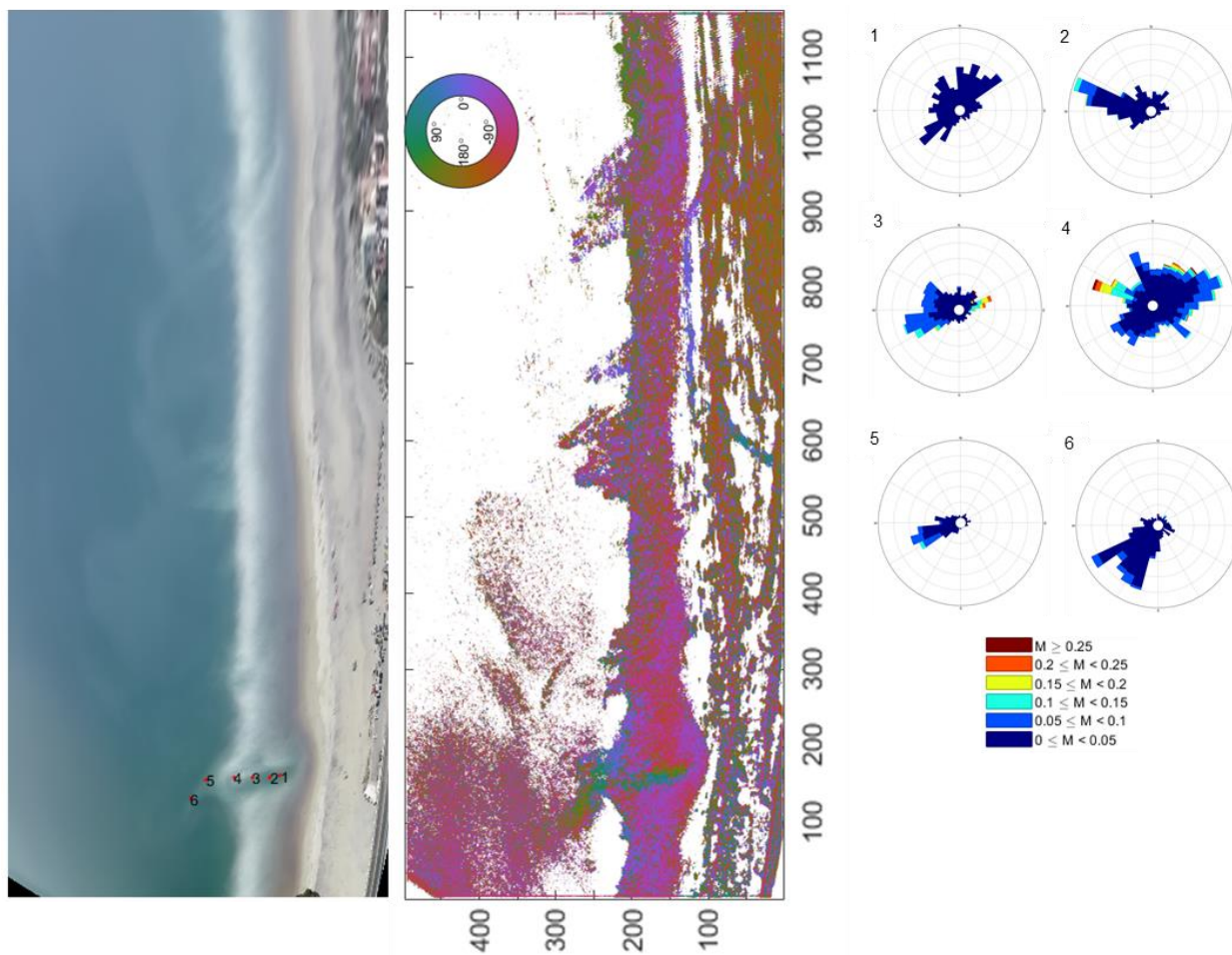


Figura 4.19. Análisis de flujo óptico de 16-08-2019. Imagen Timex con puntos muestreados, mapa de color que representa dirección promedio del flujo calculado, e histogramas direccionales de las velocidades medidas en los puntos muestreados.

5 Discusión

5.1 Variabilidad mensual e interanual de oleaje

Las mediciones del oleaje obtenidas frente a la playa la Misión permite caracterizar la variabilidad de la energía que arriba a la playa. Se identificaron claros patrones estacionales en la altura del oleaje y periodo asociado al pico espectral. En los meses de invierno (diciembre a febrero) la altura del oleaje es mayor siendo el mes de más energía enero, y el periodo es unimodal, con un promedio ~ 13 s, además la dirección del oleaje es más perpendicular a la costa, con una dirección promedio de 258° . En verano (junio a agosto) e incluyendo septiembre, se observa una considerable disminución en la altura del oleaje y una distribución bimodal del periodo, que caracteriza la llegada de oleaje local y oleaje de origen lejano, además, la dirección del oleaje en verano proviene más del sur con un promedio de 245° . Los meses de primavera (marzo a mayo) muestran una transición de las condiciones de invierno a verano, mientras que octubre y noviembre la transición de verano a invierno.

La serie de tiempo del oleaje muestra que el invierno y primavera del periodo 2015-2016 seguida del invierno y primavera 2018-2019 fueron más energéticos comparados con los del periodo 2016-2017 y 2017-2018, y esto se relaciona con condiciones positivas de El Niño. Odériz et al. (2020) describieron la variabilidad del oleaje para el Pacífico mexicano a partir de datos de reanálisis de 40 años y observaron oleaje bidireccional, con una fuerte componente estacional, con dos tipos oleaje: oleaje extratropical del oeste, formado por la baja presión de las Aleutianas durante el invierno boreal y que tiene el mayor aporte energético para Pacífico norte y una dirección del oeste- noroeste; y oleaje del sur extratropical, generado por la baja presión del suroeste del Pacífico que tiene presencia durante el verano boreal. En el análisis del oleaje en la Misión además se percibió oleaje de período corto durante el verano, con alturas de ola mayores que las provenientes del oleaje del sur extratropical. Ruiz de Alegría-Arzaburu y Vidal-Ruiz (2018) presentan una serie de tiempo del oleaje para la bahía de Todos Los Santos en Ensenada, donde se observa la misma variabilidad en la altura y periodo del oleaje, con la diferencia que dentro de la bahía el oleaje es unidireccional por efectos de refracción.

La mayor variabilidad interanual del oleaje es provocada por la variación del ENSO, con años El Niño aumentando la energía que arriba a la región, además de provocar que el oleaje sea más unidireccional, turnándose en una dirección más al oeste. Mientras que durante la condición climática La Niña, aumenta la bidireccionalidad del oleaje y disminuye en general la energía promedio mensual del oleaje. Además la Oscilación Decadal de Pacífico (PDO) parece reforzar la variabilidad provocada por el ENSO, observándose que años El Niño durante condiciones cálidas del PDO son más intensas, como fue el caso del 2015-2016 (Adams et al. 2008; Odériz et al. 2020).

5.2 Variabilidad de la morfología

Las observaciones de MEDs así como las imágenes TIMEX permiten observar la variabilidad morfológica de la playa. Durante los cuatro años se observa que la morfología de la playa la Misión tiene un fuerte comportamiento estacional como se había descrito previamente (Desplán Salinas 2018; Vizcarra 2020), que además es similar al descrito en otras playas de la región (Ruiz de Alegría-Arzaburu et al. 2017) el cual depende de la energía procedente del oleaje. Además, la playa presenta un comportamiento morfológico diferenciado entre las secciones sur y norte, como es indicado por Vizcarra (2020).

El ciclo morfodinámico general de la playa se puede sintetizar de la siguiente forma. La playa durante principios de otoño (septiembre-octubre) alcanza su estado más reflectivo, mostrando la mayor extensión de la playa subaérea y sin presencia de barras submareales. Con un leve incremento de energía del oleaje, la playa muestra un estado LTT, con la presencia de múltiples canales que se forman en la terraza de marea baja. Con la llegada del oleaje de tormenta, usualmente a finales de noviembre y mediados de diciembre, se forma una barra cercana a la orilla, dando lugar a un estado TBR, con menos CR, pero un poco más grandes. Durante diciembre y enero con el oleaje más alto, la barra se aleja ~300 m de la línea de costa y la playa subaérea se erosiona considerablemente. A este proceso se le suele considerar un *reset* morfológico, dado que hace desaparecer patrones tridimensionales formados previamente y da a lugar una playa bidimensional. Sin embargo, aunque en el norte la playa alcanza un estado más disipativo con la presencia de una barra longitudinalmente más homogénea y un estado LBT, en el sur la barra

mantiene ritmicidades y un estado entre LBT y RBB; por lo que posiblemente las corrientes más grandes observadas en diciembre tienen influencia sobre el lugar donde se forman los canales en enero.

Durante febrero y los meses de primavera, la barra pierde altura y se acerca hacia la orilla y las corrientes presentes en el sur crecen, principalmente una que se forma cerca de los 200 m a lo largo de la playa, alcanzando su mayor tamaño entre marzo y abril. Mientras el sur tiene un estado TBR, el norte se mantiene más RBB. Durante mayo y junio la zona de rompiente empieza a hacerse más corta y las CR disminuyen su tamaño, algunas veces dividiéndose y dando lugar a varios canales más pequeños. Para julio y agosto la barra suele estar acoplada a la cara de la playa, las CR quedan reducidas a canales de terraza de marea baja. Este ciclo anual encaja de manera general con el esquema de Wright y Short (1984), la playa se clasifica como una playa intermedia, que pocas veces llega a estados totalmente disipativos o totalmente reflectivos, y con marcadas diferencias entre las secciones sur y norte, como mencionado anteriormente (Vizcarra 2020).

Este trabajo presenta una descripción detallada de las variaciones morfológicas observadas durante 4 años, especialmente de la sección sur, donde se analizó la dinámica de los canales con imágenes de dron. La respuesta claramente está influenciada por la energía proveniente del oleaje, como se esperaría en playas expuestas y se ha observado en otros trabajos en playas cercanas (Ruiz de Alegría-Arzaburu et al. 2017). Pero, la playa además presenta una gran variabilidad en las configuraciones que toma, en respuesta a la misma morfología de la playa, donde los grandes canales que se forman al sur de la playa dominan la morfodinámica durante los meses de invierno y primavera. Dentro de estas mediciones se captó la variabilidad de la playa entre años de mayor y menor energía. Se observó la recuperación de una condición de El Niño muy intenso, que trajo consigo un invierno y primavera de oleaje alto y por consiguiente generó mucha erosión de la playa subaérea. Su recuperación se dio durante los siguientes dos años, donde la energía fue considerablemente menor, pero en 2018-2019 volvió a ocurrir un año de alta energía en el invierno.

En el 2016 durante la primavera y verano se espera que la barra avance a la playa y se acople, lo cual sucede en el centro y norte de la playa, pero no en el sur. En la mitad sur de la playa la barra

se mantiene en su posición al final de una gran CR, y en verano, aunque ya no se ve evidencia de la CR, la barra no avanza, posiblemente porque las olas son las más pequeñas registradas y no llevan suficiente energía para mover la barra hacia la costa. En octubre y noviembre con un pequeño incremento en la altura de ola, la sección norte de la playa que apenas ha recuperado un poco de su volumen se torna disipativa, formándose una pequeña barra cerca de la costa, mientras que en la sección sur, la barra avanza acoplándose a la playa. Vidal-Ruiz y Ruiz de Alegría-Arzaburu (2019) describieron un comportamiento similar para las playas de Ensenada. Describen que la barra después del evento de El Niño se alejó más allá de un punto de equilibrio que no le permite que avance hacia la costa durante el periodo de oleaje en calma, dando lugar a la formación de una terraza. De igual manera, se observó la migración de la barra hacia la costa durante el invierno poco energético del 2016-2017. A diferencia de lo observado por Vidal-Ruiz y Ruiz de Alegría-Arzaburu (2019), el comportamiento “anómalo” de la barra en la Misión, parece estar más influenciado por la actividad de una gran CR, que parece alcanzar un punto de equilibrio con el oleaje durante la primavera. La CR posiblemente mueve el sedimento costa afuera depositándolo en la barra e impidiendo su migración. En verano, cuando ya no se percibe la CR, ciertamente el oleaje es muy poco energético como para promover su migración a la costa. Una evaluación más detallada de este fenómeno es necesaria para entender el papel de la interacción CR y barra en la migración de la barra.

Durante buena parte de la primavera y el inicio del verano del 2018, la playa muestra la presencia de 2 barras, una intermareal y otra sumergida. De igual forma, en junio de 2017 y mayo de 2018, algunas secciones de la playa parecen también presentar dos barras. En la barra intermareal se pueden presentar pequeños canales de marea baja, a su vez la barra exterior tiene una forma rítmica la mayor parte del 2018, mientras que en los otros años presenta formas más TBR. Short y Aagaard (1993) revisaron el modelo general de transición entre estados de playa de Wright y Short (1984) para adaptarlo a playas con más de una barra. Proponen un parámetro de barra que relaciona el periodo del oleaje como una aproximación de la energía de infragravedad con la pendiente y anchura de la playa, que muestra pronosticar bien el número de barras presentes en una playa. Describen que en playas expuestas es común que durante condiciones de oleaje alto y de periodo corto (<10 s) se formen dos barras. Las dos barras que se observan en este trabajo se

presentan después de dos años con inviernos poco energéticos, y durante finales de la primavera y e inicio del verano, meses en los cuales el oleaje de período corto empieza a hacerse más presente. La forma de la barra externa muestra múltiples sinuosidades, y la barra interna se encuentra acoplada y con canales de marea baja, características típicas de estados reflectivos de la playa (Short y Aagaard 1993).

Aunque no se presentó un análisis del volumen de la playa subaérea y submareal en este trabajo, la evaluación de los MEDs y la variación en la posición de la línea de costa de 2 m, dan una buena idea de los cambios en el volumen de la playa a lo largo de cuatro años. Vidal-Ruiz y Ruiz de Alegria-Arzaburu (2019) encontraron que la costa de 0.5 m representa bien el volumen de la playa subaérea y mejor el volumen de la playa intermareal. La línea de costa de 2 m parece tener poca variabilidad a lo largo de la playa, y ser un claro reflejo de los cambios estacionales en la playa subaérea. Se observó la fuerte erosión de la playa subaérea durante el invierno 2015-2016, retrocediendo casi 40 m. La playa se recuperó durante el ciclo de acreción, pero apenas logró llegar a su posición promedio. El oleaje ligeramente elevado de octubre y noviembre 2016 provocó un comportamiento diferenciado a lo largo de la playa, erosionando un extremo de la playa y transportando la barra hacia la costa en el otro lado, pero ocurrió un retroceso en la posición promedio de la línea de costa.

Vidal-Ruiz and Ruiz y Alegría-Arzaburu (2019) mostraron el cambio morfológico asociado a una tormenta muy intensa de enero 2017, la cual provocó que la playa de Ensenada se erosionara de forma similar a la del invierno anterior influenciado por El Niño. Lamentablemente no se tienen mediciones topo-batimétricas en los meses posteriores a la tormenta en la Misión, pero se observa oleaje < 4 m en las mediciones del AWAC, por lo que se presume que esta tormenta también tuvo un fuerte impacto en la Misión. En marzo las imágenes de dron muestran un claro retroceso de la línea de costa y la apertura de la boca del estero (figura 5.1). En mayo ya se cuenta con mediciones, y aún es perceptible el retroceso de la línea de costa con respecto a enero. Para el verano de este año, la playa subaérea consiguió recuperar una gran parte de su anchura, y el siguiente invierno 2017-2018 ésta retrocedió muy poco a pesar de la incidencia de una fuerte tormenta en enero. Para el verano del 2018 la playa subaérea alcanzó su máxima amplitud. La línea de costa de 2 m se ubicó ~30 m por arriba de su posición promedio, por lo que se puede decir que se recuperó del

efecto de la erosión provocada por El Niño 2015-2016. El siguiente año, con oleaje considerablemente mayor en invierno, la playa subaérea volvió a presentar gran erosión, sin embargo, aparentemente se recuperó bien durante el periodo de calma, sin llegar a los niveles de anchura del 2018. Sería necesario hacer un análisis volumétrico de la zona submareal y subaérea para comparar con otros estudios que analizan la recuperación de las playas después de eventos altamente energéticos. Pero de manera general, la playa subaérea en la Misión, al igual que en Ensenada (Ruiz de Alegría-Arzaburu y Vidal-Ruiz 2018), no logró recuperarse durante el verano siguiente al año El Niño 2015-2016. En 2017 logró recuperar un poco su anchura, pero fue hasta el verano 2018 cuando la playa mostró valores de anchura por arriba de los observados en noviembre 2015. Esta considerable ganancia de volumen de arena le permitió a la playa recuperarse rápidamente del invierno energético de 2018-2019.

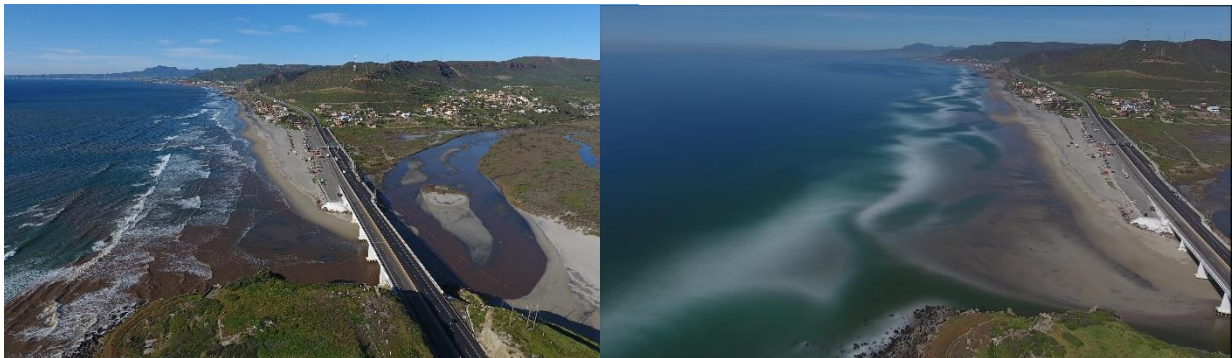


Figura 5.1 Imagen instantánea del 3 de marzo 2017 e imagen TIMEX del 9 de marzo del 2017 de la vista sur de la Misión

5.3 Obtención de imágenes TIMEX y su clasificación

La generación de imágenes TIMEX a partir de observaciones con dron es de gran utilidad para caracterizar la morfología de las CR, sin embargo, tiene una serie de inconvenientes con respecto a las cámaras fijas, como es: la incertidumbre en el error de rectificación de las imágenes en monitoreo a largo plazo y la inestabilidad del dron durante la toma de video. En este trabajo se presentaron algunas soluciones para sobrepasar estos inconvenientes.

Holman et. al (2017) presentaron una evaluación de usar el mínimo número GCP posible para estimar distintas configuraciones de los 6 parámetros extrínsecos, por ejemplo, asumiendo la

posición como conocida a partir de los metadatos del dron y usando 3 puntos de control para calcular el azimut, inclinación y giro. Encontraron que la mejor configuración es usar 4 GCP y asumir los 6 parámetros intrínsecos como desconocidos para estimarlos encontrando errores menores a 1 m al comparar la posición rectificada de los puntos de control digitalizados en la imagen y la posición medida. Durante el procesamiento general de las imágenes, estos valores se calculan, y se pudo observar que un error pequeño entre los puntos de control de control no necesariamente significa una buena rectificación. Teniendo 6 grados de libertad, el ajuste de mínimos cuadrados puede llegar a una solución que minimiza el error en los puntos de control, pero que se aleje de estimar los parámetros extrínsecos reales, y sobre todo, generar imágenes de la playa con poca buena precisión y exactitud. Usando solo diferentes combinaciones de los puntos de control para calcular la mejor solución para la estimación de los parámetros extrínsecos se encontró gran variabilidad e incertidumbre. Para evaluar el error de una TIMEX aparentemente bien georectificada se generó un ortomosaico de la playa mediante técnicas de estereoscopía y SfM usando el mismo dron y aprovechando los puntos de control (GCP) ya distribuidos en la zona de estudio. Al comparar rasgos morfológicos de la playa observables en la TIMEX y el ortomosaico se encontraron RMSE a lo largo de la costa de 30 m. Los errores en la rectificación a lo largo de la costa se debían principalmente al cálculo de la inclinación y la elevación. Este ortomosaico fue útil y determinar la necesidad de volver a hacer las calibraciones extrínsecas de las TIMEX analizadas y corregirlas los parámetros extrínsecos manualmente. Proceso laborioso pero necesario para minimizar el error en las mediciones. Holman et. al (2017) presentó la metodología con un dron modelo Phantom 3. Las mediciones que hemos realizado se hicieron con modelos más avanzados, Phantom 4 y Phantom 4 pro, los cuales se esperaba tengan una mayor precisión en el cálculo de su posición e inclinación extraíble de los metadatos. Evaluaciones usando estos parámetros como conocidos, y haciendo un análisis como el que se presenta aquí serían útiles para conocer si asumiendo como conocidos algunos de los parámetros extrínsecos, se pueden llegar a mejores soluciones, para no depender de un ajuste manual.

Por otra parte, el uso de los puntos de control virtuales para estabilizar las imágenes mostró ser muy útil. Al principio se estaba usando la configuración mínima de 4 VCP, y se obtenían algunas imágenes TIMEX distorsionadas por el movimiento. En parte porque a veces los umbrales

determinados para aislar los VCP fallan por variaciones en la iluminación de la imagen, lo que lleva a tener menos VCP. Usando 6 VCP se observó una mejora notable en la definición de las imágenes TIMEX. Sin embargo, en algunas mediciones, sobre todo con vientos intensos, se siguieron observando imágenes borrosas. Usar el método de estabilización a partir de encontrar elementos con el descriptor SURF y aplicar una transformación similar llevó a generar imágenes TIMEX oblicuas bien definidas, por lo que esta metodología sirve para a reducir el movimiento del video. Este procedimiento fue necesario para poder hacer las estimaciones del flujo óptico y usar esta técnica en el flujo de trabajo para generar imágenes TIMEX puede llevar a una mayor automatización del proceso, al costo de mayor tiempo de cómputo. A la vez que usar las dos técnicas parece generar mejores soluciones. Técnicas similares de estabilización de imágenes de drones a partir de correlación cruzada son descritas por Bergsma et al. (2019) y por Rodríguez-Padilla et al. (2020) para estabilizar imágenes de drones y cámaras fijas, respectivamente, obteniendo buenos resultados.

La metodología propuesta en este trabajo para clasificar la CR se inspira en lo propuesta por Pitman et al. (2016) pero se aleja en la ejecución, ya que al observar la variabilidad de las CR presentes, fue claro que un método completamente automatizado no sería posible. Por lo que el procedimiento se dividió en dos partes. Por un lado, la clasificación de la imagen en playa, zona de rompiente, canales, y costa afuera, la cual incluye dos pasos de verificación, una donde se corrigen errores en la detección de la línea de costa, y otra donde se corrige el límite externo de la zona de rompiente. Por otro lado, la determinación de la correcta clasificación de los canales, donde fue necesario dividir los canales que se encontraban conectados, eliminar áreas mal clasificadas costa afuera y digitalizar los canales más pequeños que muchas veces quedaban fuera de la clasificación. Debido al alto grado de intervención del usuario, no se evaluó la precisión del método contra digitalización manual, aunque se esperaría una alta variabilidad entre usuarios, debido a las formas complejas observadas. Por ejemplo, muchas veces no quedaba claro si un canal con una orientación más longitudinal era o no una CR, o cuando un canal pequeño cerca de una CR grande era un canal alimentador o una CR independiente. Por otra parte, parámetros como la orientación, y la posición de las CR se obtuvieron a partir de simplificaciones. La posición es el centroide de la CR digitalizada la cual, en algunas ocasiones, con morfologías muy complejas puede caer fuera de

la CR. La figura 4.11 se generó usando la posición inicial de la CR en lugar del centroide (anexo 3), y aunque si se observan cambios importantes en la posición individual de las CR, el histograma de la posición a lo largo de la playa es similar. En cambio, la orientación se obtiene a partir de ajustar un elipsoide a la forma de la CR, y obtener la orientación de dicho elipsoide, aunque una aproximación que seguramente dará malas estimaciones en morfologías muy complejas, donde la CR serpentean o forman como de U, en general parece ser una buena aproximación.

5.4 Dinámica de las corrientes de retorno

Holman et al. (2006) y Turner et al. (2007) analizaron la presencia, espaciamiento y persistencia de CR en las playas Palm Beach en Sidney y Gold Coast en Queensland en Australia, ambas expuestas a oleaje lejano con condiciones de oleaje similar, con la diferencia que la primera es una bahía y la segunda una playa recta sin presencia de obstáculos en varios kilómetros de playa. Usaron sistemas de video monitoreo fijo para hacer un seguimiento diario las CR en un lapso de 4 y 2 años respectivamente. Generaron imágenes TIMEX resultantes de promediar las observaciones diarias, para quitar el efecto de la marea. Entre otros aspectos, observaron que el distanciamiento promedio entre CR fue de 178 m para la playa en la bahía, mientras en la playa abierta fue de 200 m. Sin embargo, concluyeron que la variabilidad de ambas mediciones fue tan grande ($\sim 50\%$), que no se puede concluir que haya un espaciamiento regular en ninguna de las dos playas. En este trabajo se observaron casi 3 años de imágenes, y aunque el número de observaciones de este estudio es mucho menor, casi mensual, se obtuvieron valores similares de distanciamiento entre CR, con un promedio de 183 m de distancia entre CR, y una desviación estándar de 143 m. La gran variabilidad observada en este estudio se puede deber a que, a diferencia de Turner et al. (2007), en este trabajo se incluyeron las barras observadas en el canal intermareal, cuando la playa tomaba una configuración multibarra, además de la amplia variabilidad morfológica anual e interanual ya descrita en este trabajo. Se encontró una correlación negativa significativa entre el número de CR y el distanciamiento entre estas, lo cual es intuitivo. Si se analiza la serie de tiempo de distancia entre CR y número de CR, se puede observar que cuando hay mayor número de CR la variabilidad del distanciamiento es menor.

Quartel (2009) hizo un análisis similar, para una playa con barras múltiples expuesta a oleaje local en Holanda. Ella dividió el análisis de las CR en las que se presentaban en la barra interna y barra externa y observó que el distanciamiento entre las CR en la barra interna fue menor que de las que se presentan en la barra externa, y a su vez, el distanciamiento fue más uniforme en la barra externa que en la barra interna. De cualquier forma la conclusión es la misma, el espaciado de las CR es irregular. Esto lleva a concluir a Holman et al. (2006) y Turner et al. (2007) que los modelos que describen la formación de CR a partir de la interacción de ondas de frontera son irreales, y es más adecuados usar modelos no lineales y de auto-organización.

El número más habitual de CR observadas en 1200 m de playa en parte sur de La Misión es de 4 (promedio 4.5) y Turner et al. (2007) observaron un promedio de 7 en 2 km de playa, mientras que Holman et al. (2006) un promedio de 6.7 en también 2 km, con una clara distribución gaussiana. El número de CR promedio en La Misión por metro lineal de playa parece ser muy similar a estos dos estudios. La distribución del número CR en este trabajo no es gaussiana, pero parece tender a ello, posiblemente con más observaciones se pueda esclarecer este punto. Vizcarra (2020) que analizó tanto el norte como el sur de la Misión, no informa de un valor promedio del número de CR, pero menciona que en el norte se observan un total de 9 CR y alrededor de 7 en el sur, por lo que probablemente si se analiza el número de CR a lo largo de toda la playa se obtengan valores similares de densidad lineal, a pesar de las claras diferencias morfológicas en las dos secciones de la playa.

En este trabajo se detectaron zonas donde es más probable que se formen CR. En las ubicaciones longitudinales entre 200 y 300 m de la saliente rocosa del sur se presenta un mayor número de CR, además de ser las más grandes y persistentes a lo largo del año. Entre los 500 y 600 m hay otra zona de presencia de CR y otra región cerca de los 1000 m, además de la formación de CR de frontera, usualmente pequeñas y aledañas a la saliente rocosa del sur. Esta distribución de las CR fue más notable durante la primavera, y un poco menor en el invierno. Durante el verano y otoño la ubicación de las CR parece más aleatoria, y distribuida de manera más homogénea a lo largo de la playa. Aunque se presume que la presencia de CR más grandes en primavera tiene influencia en donde se forman las pequeñas CR el resto del verano, al ser producto las CR grandes que fueron reduciendo su tamaño y segmentándose, estas probablemente tienen una mayor movilidad. Por

otra parte, se tienen menos observaciones en verano, que son necesarias para mostrar si mantiene o no un patrón en las regiones donde se presentan las CR.

En otoño se alcanza el estado más reflectivo de la playa, y hay momentos en los que no se observan CR, por lo que puede considerarse como un *reset* morfológico. En cambio, las tormentas no parecen provocar un reset en la playa, pero provocan cambios en la forma de la CR más grandes, variando considerablemente su tamaño y orientación. Tanto Holman et al. (2006) como Turner et al. (2007) observaron que no había una zona de preferencia en la formación de CR a lo largo de la playa. Si bien ellos tienen observaciones casi diarias, los periodos de observación son similares, así que las zonas de formación predominante en la Misión no parece que sea por falta de mediciones. Quartel (2009) también observó zonas donde se forman más CR tanto en la barra interna como externa, y observó diferencias a lo largo de la playa, con la presencia de una región con muy pocas CR en la barra interna. Sin embargo, este estudio solo fue durante un año.

Barrett y Houser (2012) identificaron en Pensacola Beach Florida, USA, zonas de mayor presencia de CR, atribuido a la refracción generada por la batimetría costa afuera durante periodos de recuperación de tormentas, que llevan a secciones de la playa a tener una morfología más TBR. En su trabajo se resalta que las zonas de mayor actividad de las CR se presentan cerca de accesos a la playa, lo que puede llevar a una mayor exposición al peligro para los bañistas. En la Misión y los datos aquí observados no queda claro si la batimetría costa afuera pueda tener algún efecto en la variabilidad longitudinal observada en la playa la Misión, aunque no parece ser el caso. Lo que, si parece ser determinante es la morfología previa, y ciclos de años de baja y alta energía, que inducen que se observen distintas configuraciones de las CR.

La playa de la Misión es una playa encajonada, sin embargo, la longitud de las salientes es corta comparado con la de la playa en sí. La saliente del sur mide 150 m desde la base de la playa mientras que la del norte en realidad solo confina la playa durante periodos erosivos y mareas altas. Fellowes, et al. (2019) presentan un parámetro para clasificar las bahías en función del área de la bahía incluyendo la playa y la distancia desde la base de la playa hasta la línea imaginaria trazada entre las salientes. Si evalúa La Misión dentro de su esquema de clasificación, caería en la clase 1, que son las playas que menos forma de bahía tienen. Las playas de esta clase presentan

mayor dinamismo y formación de múltiples CR lejos de las salientes rocosas, y corrientes de frontera en las salientes. A este tipo de circulación le llaman “normal” pues se espera se comporte como una costa abierta (Castelle y Coco 2013). Enjalbert et al. (2011) analizando una playa encajonada en Francia durante 2.5 años, describen un comportamiento similar al observado en La Misión, las barras tienden a mostrar un comportamiento altamente tridimensional cuando aumenta la energía del oleaje, en vez de tender a un comportamiento más disipativo, y las CR se mantienen mas menos fijas. Estas observaciones sugieren que la influencia de las salientes rocosas y el marco geológico tienen mucha influencia en la ubicación de las CR. Realizar modelación de la evolución morfodinámica de la playa de la Misión podría ayudar a esclarecer la influencia que tienen las pequeñas salientes rocosas en la morfodinámica de las grandes CR descritas, y podría ayudar a identificar otros factores que intervienen en la amplia variabilidad morfológica observada. Factores como la apertura de la boca de la laguna, rotación de la bahía, o traspase de sedimento por las salientes rocosas son factores que podrían tener un impacto en la morfodinámica.

5.5 Cálculo de flujos en corrientes de retorno

En este trabajo se presentó un método novedoso para obtener información de el flujo dentro de las CR. El uso de los videos promediados de oleaje y la ecualización local del histograma ayudan considerablemente a hacer más evidentes los flujos de sedimento en las CR. Queda duda de cuál es la mejor ventana de tiempo para usar durante los promediados. Lo observado aquí sugiere valores mayores a 20 segundos, ya que en el video de 16 segundos de tiempo de promedio el efecto del oleaje aun es bastante claro. La implementación de algoritmos de flujo óptico parte de dos supuestos, que no se cumplen al analizar corrientes en la costa cercana usando videos promediados. La primera es que la iluminación es constante. El oleaje promedio al romper genera un efecto de aumento del brillo local, lo cual puede ser percibido como flujo, y parece observarse en algunas mediciones. Dérian y Almar (2017) proponen usar un filtro de Radón para eliminar el efecto del oleaje. Almar et al. (2016) usaron esta técnica para filtrar imágenes y estimar corrientes longitudinales con buenos resultados. Por otra parte, el sedimento trazable, muchas veces va difuminándose al irse mezclando, perdiendo intensidad. El segundo supuesto es que los pixeles

vecinos tienen comportamientos similares. Lo cual no se cumple al observar el movimiento turbulento de los fluidos. Osman et al. (2016) revisa una serie de adaptaciones que se han propuesto para mejorar el cálculo del flujo óptico en fluidos. Es necesaria una revisión detallada para mejorar el método.

Una evaluación cualitativa comparando los resultados de la orientación promedio del flujo y lo que se observa en los videos, parece mostrar buena concordancia. Por otra parte, el cálculo de la magnitud de las corrientes es muy incierto. No fue posible hacer una validación en campo que arroje información sobre lo observado. La mayoría de las magnitudes se encuentran por debajo de 0.1 m/s. Brander (1999) observó velocidades dentro de CR promedio de 0.5 m/s con valores máximo de 2 m/s. Lo que lleva a pensar que se está subestimando la velocidad. Durante las pruebas se encontró que el cálculo del flujo óptico era bastante sensible al parámetro umbral del ruido, por lo que se disminuyó este valor hasta 0.0002. Valores más altos posiblemente arrojen menos valores de velocidades pequeñas, pero a costo de menos mediciones a lo largo del tiempo, ya que los valores por debajo del umbral se les asigna un valor 0. Otro de los factores a considerar es que el cálculo se hizo sobre imágenes rectificadas las cuales tienen una resolución de 0.5 m. Se usó esta resolución para disminuir el tiempo de cómputo y correr el algoritmo en toda la imagen, pero sería recomendable aumentar la resolución de las imágenes rectificadas y enfocarse solo en la CR a analizar. Hay un amplio margen de mejora en el uso de estas técnicas.

Los flujos calculados en 4 CR muestran diferentes tipos de circulación. En la imagen de febrero 2018 se observa la formación de un remolino dentro de la CR. La corriente no parece escapar de la zona de rompiente y más bien parece redirigirse a un canal aledaño cuyo flujo dominante es longitudinal. La CR de abril 2018 muestra también una circulación compleja. El canal principal parece tener una corriente con dirección suroeste, alimentando principalmente el brazo más al sur, el brazo al norte parece más bien alimentado por el oleaje que rompe alrededor de él y claramente se ve que escapa de la zona de rompiente. El análisis de la imagen de mayo 2019 revela un claro patrón de corriente perpendicular en el canal principal alimentado por corrientes longitudinales y por el oleaje rompiendo a los lados. Y pasando la zona estrecha, el flujo se redirige hacia el sur. Por último, la CR de agosto 2019 tiene un flujo bien confinado y perpendicular a la costa, el cual claramente atraviesa la zona de rompiente. La evaluación de la diversidad de

circulación observada en estas 4 CR hace evidente que el patrón de circulación depende de la morfología de la CR, sin embargo, esta circulación no es evidente, y la herramienta aquí presentada es muy útil para entender mejor los patrones de circulación.

6 Conclusiones

La morfodinámica de la playa La Misión tiene una respuesta estacional influenciada por las variaciones a lo largo del año en el oleaje, con un estado modal intermedio. Se observan comportamientos diferenciados entre el sur y norte de la playa, principalmente influenciados por la formación de grandes corrientes de retorno en el sur que dominan la evolución morfodinámica de la playa durante la primavera, afectando tanto el movimiento de las barras como el ancho de la playa, lo cual tiene influencia en la evolución de la playa el resto del año. Se describió el proceso de recuperación de la playa, durante tres años posteriores al impacto de oleaje altamente energético producido durante del El Niño 2015-2016. Pudo observarse un gran dinamismo en el comportamiento de la playa entre años: después de los eventos erosivos de 2016 y 2017 se perciben un gran retroceso en el ancho de playa, así como la formación de una gran barra de arena, longitudinalmente homogénea en el norte, mientras que en el sur siempre se observan sinuosidades, por lo que a pesar de presentarse eventos altamente energéticos, el sur de la playa no parece llegar a un reset morfológico, manteniendo la influencia de las corrientes de retorno. Posterior a los eventos más energéticos es común ver la formación de corrientes de retorno muy grandes. Durante periodos menos energéticos, después de un periodo de recuperación de la playa, se observó la formación de dos barras, una intermareal, donde se forman corrientes de retorno expuestas durante la marea baja, y otra sumergida, que pasa por diferentes estados morfodinámicos: longitudinalmente homogénea con corrientes longitudinales, con barras y canales transversales, y totalmente rítmica con celdas de circulación. El posterior acople de esta barra da lugar al estado más reflectivo y con la mayor ganancia de arena en la playa subaérea. Por lo visto el comportamiento de la playa durante el año dependerá del ancho de playa alcanzado antes de el invierno, y la variabilidad del oleaje durante el año.

En este trabajo se presentó una metodología basada en el uso de drones, para describir el comportamiento de las corrientes de retorno. Fue posible identificar su presencia a lo largo de la playa, su geometría y la dirección del flujo dentro de la corriente de retorno, mientras que describir la magnitud de las velocidades requiere seguir trabajando en mejoras al análisis del flujo óptico. Se identificaron las zonas donde se forman más corrientes de retorno, que parecen estar

influenciadas por la presencia de la saliente rocosa. También se describió su temporalidad, siendo la primavera cuando se observan las corrientes de retorno más grandes, mientras que en verano y otoño las corrientes de retorno son más pequeñas y pueden presentarse momentos donde no se visualiza ninguna, o donde hay múltiples asociadas de terrazas de marea baja. Se describió el comportamiento del flujo de la corriente de retorno más grande que se forma al sur. La circulación observada es muy diversa, dependiendo principalmente de la morfología de los canales.

La información presentada en este trabajo sobre la variabilidad observada en las CR de la Misión tiene importantes repercusiones con respecto a la seguridad en las playas. La temporalidad, la ubicación de la CR, la variación en la morfología y la variación en los patrones de circulación, afectan el peligro al que se ven expuestos los bañistas (Brander et al. 2011). Factores como la profundidad no fueron analizados. La información detallada en este trabajo debe ser analizada considerando factores como la época en que hay mayor concurrencia de gente en la playa, las zonas que son más utilizadas para entrar al agua. El siguiente paso de este trabajo es generar modelos conceptuales de los estados observados de las CR para socializarlos con los responsables de la seguridad en las playas, y que esta información pueda ser útil para tomar medidas de prevención.

Referencias

- Aagaard, Troels, Brian Greenwood, and Jørgen Nielsen. 1997. "Mean Currents and Sediment Transport in a Rip Channel." *Marine Geology* 140(1–2):25–45.
- Aarninkhof, Stefan, Ian L. Turner, Thomas D. .. Dronkers, Mark Caljouw, and Leann Nipius. 2003. "A Video-Based Technique for Mapping Intertidal Beach Bathymetry." *Coastal Engineering* 49(4):275–89.
- Adams, Peter N., Douglas L. Inman, and Nicholas E. Graham. 2008. "Southern California Deep-Water Wave Climate: Characterization and Application to Coastal Processes." *Journal of Coastal Research* 244:1022–35.
- Almar, Rafael, Stanislas Larnier, Bruno Castelle, Timothy Scott, and France Floc'h. 2016. "On the Use of the Radon Transform to Estimate Longshore Currents from Video Imagery." *Coastal Engineering* 114(May):301–8.
- Austin, Martin J., Gerd Masselink, Tim M. Scott, and Paul E. Russell. 2014. "Water-Level Controls on Macro-Tidal Rip Currents." *Continental Shelf Research* 75:28–40.
- Barrett, Gemma and Chris Houser. 2012. "Identifying Hotspots of Rip Current Activity Using Wavelet Analysis at Pensacola Beach, Florida." *Physical Geography* 33(1):32–49.
- Bay, Herbert, Andreas Ess, Tinne Tuytelaars, and Luc Van Gool. 2008. "Speeded-Up Robust Features (SURF)." *Computer Vision and Image Understanding* 110(3):346–59.
- Benassai, G. 2006. *Introduction to Coastal Dynamics and Shoreline Protection*. Vol. 1.
- Benassai, Guido, Pietro Aucelli, Giorgio Budillon, Massimo De Stefano, Diana Di Luccio, Gianluigi Di Paola, Raffaele Montella, Luigi Mucerino, Mario Sica, and Micla Pennetta. 2017. "Rip Current Evidence by Hydrodynamic Simulations, Bathymetric Surveys and UAV Observation." *Natural Hazards and Earth System Sciences* 17(9):1493–1503.
- Bergsma, Erwin W. J., Rafael Almar, Luis Pedro Melo de Almeida, and Moussa Sall. 2019. "On the Operational Use of UAVs for Video-Derived Bathymetry." *Coastal Engineering* 152(July):103527.
- Bird, Eric. 2008. *Coastal Geomorphology*. Vol. 1. Segunda ed. John Wiley & Sons Ltd.
- Bowen, J. 1969. "Rip Currents: 1. Theoretical Investigations." 74(23):5467–78.
- Brander, Robert and Jamie MacMahan. 2015. "Future Challenges for Rip Current Research and Outreach." Pp. 1–29 in *Rip Currents: Beach Safety, Physical Oceanography and Wave Modeling*, edited by S. Leatherman and J. Fletemeyer. Taylor & Francis Group.
- Brander, Robert and Tim Scott. 2016. "Science of the Rip Current Hazard." Pp. 67–86 in *The Science of Beach Lifeguarding*, edited by M. Tipton and A. Wooler.
- Brander, Robert W. 1999. "Field Observations on the Morphodynamic Evolution of a Low-Energy Rip Current System." *Marine Geology* 157(3–4):199–217.
- Brander, Robert W., Anthony Bradstreet, Shauna Sherker, and Jamie MacMahan. 2011. "Responses of Swimmers Caught in Rip Currents: Perspectives on Mitigating the Global Rip Current Hazard." *International Journal of Aquatic Research and Education* 5(4).

- Brewster, B. Chris, Richard E. Gould, and Robert W. Brander. 2019. "Estimations of Rip Current Rescues and Drowning in the United States." *Natural Hazards and Earth System Sciences* 19(2):389–97.
- Brouwer, Ronald L., Matthieu A. de Schipper, Patrick F. Rynne, Fiona J. Graham, Ad J. H. M. Reniers, and Jamie H. MacMahan. 2015. "Surfzone Monitoring Using Rotary Wing Unmanned Aerial Vehicles." *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 32(4):855–63.
- Castelle, B., T. Scott, R. W. Brander, and R. J. McCarroll. 2016. "Rip Current Types, Circulation and Hazard." *Earth-Science Reviews* 163:1–21.
- Castelle, Bruno and Giovanni Coco. 2013. "Surf Zone Flushing on Embayed Beaches." *Geophysical Research Letters* 40(10):2206–10.
- Castelle, Bruno, Ad Reniers, and Jamie MacMahan. 2014. "Bathymetric Control of Surf Zone Retention on a Rip-Channelled Beach." *Ocean Dynamics* 64(8):1221–31.
- Cervantes, Omar, Gerardo Verduzco-Zapata, Camilo Botero, Aramis Olivos-Ortiz, Juan Carlos Chávez-Comaran, and Marco Galicia-Pérez. 2015. "Determination of Risk to Users by the Spatial and Temporal Variation of Rip Currents on the Beach of Santiago Bay, Manzanillo, Mexico: Beach Hazards and Safety Strategy as Tool for Coastal Zone Management." *Ocean and Coastal Management* 118:205–14.
- Chen, Wei and Richard P. Mied. 2013. "River Velocities from Sequential Multispectral Remote Sensing Images." *Water Resources Research* 49(6):3093–3103.
- Chickadel, C.C., et al. 2003. "An Optical Technique for the Measurement of Longshore Currents." *Journal of Geophysical Research* 108:3364.
- Clark, George E., Susanne C. Moser, Samuel J. Ratick, Kirstin Dow, William B. Meyer, Srinivas Emani, Weigen Jin, Jeanne X. Kasperson, Roger E. Kasperson, and Harry E. Schwarz. 1998. "Assessing the Vulnerability of Coastal Communities to Extreme Storms: The Case of Revere, Massachusetts, US." *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change* 3:58–82.
- Davidson, Mark, Mark Van Koningsveld, Arno de Kruif, Jane Rawson, Rob Holman, Alberto Lamberti, Raul Medina, Aart Kroon, and Stefan Aarninkhof. 2007. "The CoastView Project: Developing Video-Derived Coastal State Indicators in Support of Coastal Zone Management." *Coastal Engineering* 54(6–7):463–75.
- Dean, Robert G. and Robert A. Dalrymple. 2004. *Coastal Processes with Engineering Applications*. First. Cambridge: Cambridge University Press.
- Dérian, Pierre and Rafael Almar. 2017. "Wavelet-Based Optical Flow Estimation of Instant Surface Currents from Shore-Based and UAV Videos." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 55(10):5790–97.
- Desplán Salinas, Gemma. 2018. "Morfoodinámica Asociada a Corrientes de Retorno En Una Playa Mesomareal." Universidad Autónoma de Baja California.
- Emery, K. O. 1961. "A Simple Method of Measuring Beach Profiles." *Limnology and Oceanography* 6:90–93.
- Engle, Jason, James Macmahan, Robert J. Thieke, Daniel M. Hanes, and Robert G. Dean. 2002. "Formulation of a Rip Current Predictive Index Using Rescue Data." in *Proc. National Conf. on*

- Enjalbert, C., B. Castelle, D. Riouey, and D. Dailloux. 2011. "High-Frequency Video Observation of a Geologically-Constrained Barred-Beach: La Grande Plage de Biarritz (France)." *Journal of Coastal Research* (SPEC. ISSUE 64):70–74.
- Fallon, Kathleen M., Qing Lai, and Stephen P. Leatherman. 2018. "Beachgoer's Recognition of Rip Current Hazard at Miami Beach, Florida." *Ocean and Coastal Management* 165(2):63–70.
- Fellowes, Thomas E., Ana Vila-Concejo, and Shari L. Gallop. 2019. "Morphometric Classification of Swell-Dominated Embayed Beaches." *Marine Geology* 411(February):78–87.
- Floc'h, France, Guy Rodier Mabiala, Rafaël Almar, Bruno Castelle, Nicholas Hall, Yves Du Penhoat, Tim Scott, and Christophe Delacourt. 2018. "Flash Rip Statistics from Video Images." *Journal of Coastal Research* 81:100–106.
- Gallop, Shari L., K. R. Bryan, and Giovanni Coco. 2013. "Video Observations of Rip Currents on an Embayed Beach." *Marine Geology* 344(January):101–14.
- Gallop, Shari L., Karin R. Bryan, Sebastian J. Pitman, Roshanka Ranasinghe, Dean R. Sandwell, and Shawn R. Harrison. 2018. "Rip Current Circulation and Surf Zone Retention on a Double Barred Beach." *Marine Geology* 405(August):12–22.
- Gilchrist, Julie and Christine Branche. 2016. "Lifeguard Effectiveness." Pp. 29–34 in *The science of Beach Lifeguarding*, edited by M. Tipton and A. Wooler.
- Gómez-Pujol, Lluís and Alejandro Orfila. 2020. "Reflective–Dissipative Continuum." Pp. 421–36 in *Sandy Beach Morphodynamics*, edited by D. W. T. Jackson and A. D. Short. Elsevier.
- González Domínguez, Javier. 2018. "Modelación Morfodinámica de Playas Arenosas Asociadas a Corrientes de Retorno." Universidad Autónoma de Baja California.
- Gracia, A. David, Elena Ojeda, and E. Tonatiuh Mendoza. 2016. "Obtención de Modelos Digitales de Elevación Usando La Variación de La Línea de Costa Debido a La Marea." *Abstraction & Application* 15:1–10.
- Haas, Kevin A. and A. Svendsen. 2002. "Laboratory Measurements of the Vertical Structure of Rip Currents." *Journal of Geophysical Research* 107(C5):1–19.
- Haller, Merrick C., Robert A. Dalrymple, and A. Svendsen. 2002. "Experimental Study of Nearshore Dynamics on a Barred Beach with Rip Channels." *Journal of Geophysical Research* 107(C6).
- Harley, Mitchell D., Ian L. Turner, Andrew D. Short, Melissa a Bracs, Matthew S. Phillips, Joshua a Simmons, and Kristen D. Splinter. 2015. "Four Decades of Coastal Monitoring at Narrabeen-Collaroy Beach: The Past, Present and Future of This Unique Dataset." Pp. 1–6 in *Coast and Ports 2015*. Auckland, New Zealand.
- Harley, Mitchell D., Ian L. Turner, Andrew D. Short, and Roshanka Ranasinghe. 2011. "Assessment and Integration of Conventional, RTK-GPS and Image-Derived Beach Survey Methods for Daily to Decadal Coastal Monitoring." *Coastal Engineering* 58(2):194–205.
- Holland, TK and RA Holman. 1997. "Practical Use of Video Imagery in Nearshore Oceanographic Field Studies." *Oceanic Engineering ...* 22(1):81–92.

- Holman, R. A., G. Symonds, E. B. Thornton, and R. Ranasinghe. 2006. "Rip Spacing and Persistence on an Embayed Beach." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 111(1).
- Holman, RA and J. Stanley. 2007. "The History and Technical Capabilities of Argus." *Coastal Engineering* 54:477–91.
- Holman, Rob A, Katherine L. Brodie, and Nicholas J. Spore. 2017. "Surf Zone Characterization Using a Small Quadcopter: Technical Issues and Procedures." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 55(4):2017–27.
- Holman, Rob A. and Merrick C. Haller. 2013. "Remote Sensing of the Nearshore." *Annual Review of Marine Science* 5(1):95–113.
- Holman, Rob, Kate Brodie, and Nick Spore. n.d. "Surf Zone Characterization Using a Small Quadcopter: Technical Issues and Procedures." (c):1–4.
- Holthuijsen, Leo H. 2007. *Waves in Oceanics and Coastal Waters*. Vol. 1. New York: Cambridge University Press.
- Horstmann, J., M. Stresser, and R. Carrasco. 2017. "Surface Currents Retrieved from Airborne Video." *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) 2017-July*:1508–10.
- Houser, Chris, Gemma Barrett, and Daniel Labude. 2011. "Alongshore Variation in the Rip Current Hazard at Pensacola Beach, Florida." *Natural Hazards* 57(2):501–23.
- Houser, Chris, Sarah Trimble, Robert Brander, B. Chris Brewster, Greg Dusek, Deborah Jones, and John Kuhn. 2017a. "Public Perceptions of a Rip Current Hazard Education Program: 'Break the Grip of the Rip!'" *Natural Hazards and Earth System Sciences* 17(7):1003–24.
- Houser, Chris, Phil Wernette, Sarah Trimble, and Summer Locknick. 2020. "Rip Currents." Pp. 255–72 in *Sandy Beach Morphodynamics*, edited by D. W. T. Jackson and A. D. Short.
- Kingston, K. S. 2003. "Applications of Complex Adaptive Systems, Approaches to Coastal Systems." University of Plymouth. UK.
- Van Leeuwen, Ben R., R. Jak McCarroll, Robert W. Brander, Ian L. Turner, Hannah E. Power, and Anthony J. Bradstreet. 2016. "Examining Rip Current Escape Strategies in Non-Traditional Beach Morphologies." *Natural Hazards* 81(1):145–65.
- Lippmann, T. C. and R. a. Holman. 1989. "Quantification of Sand Bar Morphology: A Video Technique Based on Wave Dissipation." *Journal of Geophysical Research* 94(C1):995.
- Longuet-Higgins, M. S. and R. w. Stewart. 1964. "Radiation Stresses in Water Waves; a Physical Discussion, with Applications." *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* 11(4):529–62.
- Longuet-Higgins, M. S. 1970. "Longshore Currents Generated by Obliquely Incident Sea Waves, 1." *J Geophys Res* 75(33):6778–6801.
- MacMahan, Jamie, Jeff Brown, Jenna Brown, Ed Thornton, Ad Reniers, Tim Stanton, Martijn Henriquez, Edith Gallagher, Jon Morrison, Martin J. Austin, Tim M. Scott, and Nadia Senechal. 2010. "Mean Lagrangian Flow Behavior on an Open Coast Rip-Channeled Beach: A New Perspective." *Marine Geology* 268(1–4):1–15.
- MacMahan, Jamie H., Ed B. Thornton, and Ad J. H. M. Reniers. 2006. "Rip Current Review." *Coastal*

Engineering 53(2–3):191–208.

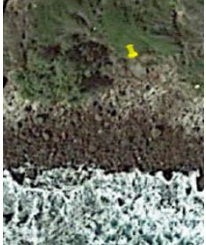
- Mancini, Francesco, Marco Dubbini, Mario Gattelli, Francesco Stecchi, Stefano Fabbri, and Giovanni Gabbianelli. 2013. "Using Unmanned Aerial Vehicles (UAV) for High-Resolution Reconstruction of Topography: The Structure from Motion Approach on Coastal Environments." *Remote Sensing* 6880–98.
- Masselink, Gerhard and Jack A. Puleo. 2006. "Swash-Zone Morphodynamics." *Continental Shelf Research* 26(5):661–80.
- Matlab. 2015. "OpticalFlowLKDoG Class Matlab Documentation."
- Ménard, A. Dana, Chris Houser, Robert W. Brander, Sarah Trimble, and Alexandra Scaman. 2018. "The Psychology of Beach Users: Importance of Confirmation Bias, Action, and Intention to Improving Rip Current Safety." *Natural Hazards* 94(2):953–73.
- Moloney, Julia G., Mike J. Hilton, Pascal Sirguey, and Tom Simons-Smith. 2017. "Coastal Dune Surveying Using a Low-Cost Remotely Piloted Aerial System (RPAS)." *Journal of Coastal Research* 34(5):1244–56.
- Moulton, Melissa, Gregory Dusek, Steve Elgar, and Britt Raubenheimer. 2017. "Comparison of Rip Current Hazard Likelihood Forecasts with Observed Rip Current Speeds." *Weather and Forecasting* 32(4):1659–66.
- Nieto, M. a., B. Garau, S. Balle, G. Simarro, G. a. Zarrok, A. Ortiz, J. Tintoré, A. Álvarez-Ellacuría, L. Gómez-Pujol, and A. Orfila. 2010. "An Open Source, Low Cost Video-Based Coastal Monitoring System." *Earth Surface Processes and Landforms* 35(14):1712–19.
- Odériz, Itxaso, Rodolfo Silva, Thomas R. Mortlock, and Edgar Mendoza. 2020. "Climate Drivers of Directional Wave Power on the Mexican Coast." *Ocean Dynamics*.
- Osman, A. B., M. Ovinis, H. Osei, and F. M. Hashim. 2016. "A Review of Optical Flow Models Applied for Fluid Motion Estimation." *ARPN Journal of Engineering and Applied Sciences* 11(20):12181–86.
- Otsu, Nobuyuki. 1979. "A Threshold Selection Method from Gray-Level." *IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics* SMC-9(1):62–66.
- Perkovic, Dragana, Thomas C. Lippmann, and Stephen J. Frasier. 2009. "Longshore Surface Currents Measured by Doppler Radar and Video PIV Techniques." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 47(8):2787–2800.
- Philip, S. and A. Pang. 2016. "Detecting and Visualizing Rip Current Using Optical Flow." *Proceedings of EG/VGTC Conference on Visualization (EuroVis 2016)*.
- Pitman, Sebastian, Shari L. Gallop, Ivan D. Haigh, Sasan Mahmoodi, Gerd Masselink, and Roshanka Ranasinghe. 2016. "Synthetic Imagery for the Automated Detection of Rip Currents." *Journal of Coastal Research* 75(sp1):912–16.
- Plant, Nathaniel G., Stefan Aarninkhof, Ian L. Turner, and Kenneth S. Kingston. 2007. "The Performance of Shoreline Detection Models Applied to Video Imagery." *Journal of Coastal Research* 233:658–70.
- Plant, Nathaniel G. and Rob a. Holman. 1997. "Intertidal Beach Profile Estimation Using Video Images." *Marine Geology* 140(1–2):1–24.

- Quartel, S. 2009. "Temporal and Spatial Behaviour of Rip Channels in a Multiple-Barred Coastal System." *Earth Surface Processes and Landforms* 34(2):163–76.
- Ranasinghe, Roshanka Jaliya, Graham Symonds, and Robert A. Holman. 1999. "Quantitative Characterisation of Rip Dynamics via Video Imaging." in *Coastal Sediments*.
- Rodriguez-Padilla, Isaac, Bruno Castelle, Vincent Marieu, and Denis Morichon. 2020. "A Simple and Efficient Image Stabilization Method for Coastal Monitoring Video Systems." *Remote Sensing* 12(1):1–21.
- Ruiz de Alegría-Arzaburu, Amaia and Jesús Adrián Vidal-Ruiz. 2018. "Beach Recovery Capabilities after El Niño 2015–2016 at Ensenada Beach, Northern Baja California." *Ocean Dynamics* 68(6):749–59.
- Ruiz de Alegría-Arzaburu, Amaia, Jesús Adrián Vidal-Ruiz, Héctor García-Nava, and Angélica Romero-Arteaga. 2017. "Seasonal Morphodynamics of the Subaerial and Subtidal Sections of an Intermediate and Mesotidal Beach." *Geomorphology* 295(June):383–92.
- Schwendeman, Michael and Jim Thomson. 2015. "A Horizon-Tracking Method for Shipboard Video Stabilization and Rectification." *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 32(1):164–76.
- Secretaría de Salud/STCONAPRA. 2016. *Modelo Para La Prevención de Ahogamientos En Grupos Vulnerables En México*. México: Secretaría de Salud.
- Sharmin, Nusrat and Remus Brad. 2012. "Optimal Filter Estimation for Lucas-Kanade Optical Flow." *Sensors (Switzerland)* 12(9):12694–709.
- Shaw, Wendy S., James Goff, Robert Brander, Todd Walton, Amelia Roberts, and Shauna Sherker. 2014. "Surviving the Surf Zone: Towards More Integrated Rip Current Geographies." *Applied Geography* 54(2014):54–62.
- Shepard, F. P. 1936. "UNDERTOW, RIP TIDE OR 'RIP CURRENT.'" *Science* 84(2173):181–82.
- Short, A. D. and D. W. T. Jackson. 2013. "Beach Morphodynamics." *Treatise on Geomorphology* 10(October):106–29.
- Short, Andrew D. 2012. "Coastal Processes and Beaches." *Nature Education Knowledge* 3(10):15. Retrieved (<https://www.nature.com/scitable/knowledge/library/coastal-processes-and-beaches-26276621/#>).
- Short, Andrew D. 2020. "Wave-Dominated, Tide-Modified and Tide-Dominated Continuum." Pp. 363–86 in *Sandy Beach Morphodynamics*, edited by D. W. T. Jackson and A. D. Short.
- Short, Andrew D. and Troels Aagaard. 1993. "Single and Multi-Bar Beach Change Models." *Journal of Coastal Research* SI(15).
- Short, Andrew D. and Adam Weir. 2016. "Beach Types, Hazards and Risk Assessment." Pp. 53–65 in *The science of Beach Lifeguarding*, edited by M. Tipton and A. Wooler.
- Silva-Cavalcanti, Jacqueline S., Monica F. Costa, and Pedro S. Pereira. 2018. "Rip Currents Signaling and Users Behaviour at an Overcrowded Urban Beach." *Ocean and Coastal Management* 155(May 2017):90–97.
- Stewart, Robert H. 2000. *Introduction to Physical Oceanography*.
- Streßer, Michael, Ruben Carrasco, and Jochen Horstmann. 2017. "Video-Based Estimation of Surface

- Currents Using a Low-Cost Quadcopter.” *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 14(11):2027–31.
- Tipton, Mike and Adam Wooler. 2016. *The Science of Beach Lifeguarding*. edited by M. Tipton and A. Wooler. CRC Press.
- Torr, P. H. S. and A. Zisserman. 2000. “MLESAC: A New Robust Estimator with Application to Estimating Image Geometry.” *Computer Vision and Image Understanding* 78(1):138–56.
- Trimble, Sarah. 2018. “Rip Currents and Beach Access Management.” *AGI Critical Issues Program* (August):1–4.
- Turner, Ian L., Mitchell D. Harley, and Christopher D. Drummond. 2016. “UAVs for Coastal Surveying.” *Coastal Engineering* 114:19–24.
- Turner, Ian L., David Whyte, B. G. Ruessink, and Roshanka Ranasinghe. 2007. “Observations of Rip Spacing, Persistence and Mobility at a Long, Straight Coastline.” *Marine Geology* 236(3–4):209–21.
- Vidal-Ruiz, Jesús Adrián and Amaia Ruiz de Alegria-Arzaburu. 2019. “SHORELINE VARIABILITY RELATED TO SANDBAR MORPHOMETRICS ON A SINGLE-BARRED BEACH IN NW BAJA CALIFORNIA.” Pp. 700–707 in *Coastal Sediments*.
- Vidal-Ruiz, Jesús Adrián and Amaia Ruiz de Alegría-Arzaburu. 2019. “Variability of Sandbar Morphometrics over Three Seasonal Cycles on a Single-Barred Beach.” *Geomorphology* 333:61–72.
- Vizcarra, Martín. 2020. “Variabilidad Morfológica Submareal de Una Playa Con Corrientes de Retorno.” Universidad Autónoma de Baja California
- Wright, L. .. and a. .. Short. 1984. “Morphodynamic Variability of Surf Zones and Beaches: A Synthesis.” *Marine Geology* 56(1–4):93–118.
- Wright, L. D. and A. D. Short. 1984. “Morphodynamic Variability of Surf Zones and Beaches: A Synthesis.” *Marine Geology* 56(1–4):93–118.
- Wright, L. D. and B. G. Thom. 1977. “Coastal Depositional Landforms a Morphodynamic Approach.” *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 1(3):412–59.
- Yadav, Garima, Saurabh Maheshwari, and Anjali Agarwal. 2014. “Contrast Limited Adaptive Histogram Equalization Based Enhancement for Real Time Video System.” *Proceedings of the 2014 International Conference on Advances in Computing, Communications and Informatics, ICACCI 2014* 2392–97.
- Yu, Jie and Donald N. Slinn. 2003. “Effects of Wave-Current Interaction on Rip Currents.” *Journal of Geophysical Research C: Oceans* 108(3):33–1.

Anexos

Anexo 1. Localización de puntos control en la playa la Misión

Nombre PC	X	Y	Z	Ubicación (foto)	Observación
1	510994.3579	3552375.258	46.066		Ubicación sobre una roca, fácil visualización en el video. No disponible en todos los videos.
2	510999.4559	3552349.503	43.1417		Ubicado en el inicio de un muro de contención de carretera. En la esquina de un señalamiento visible desde el video.
3	510944.7906	3552333.481	4.975	No hay 	Punto de control al parecer puesto sobre una roca, recomendable replantear por falta de imagen

4	510981.4492	3552318.94	35.67		Tomado sobre la proa de un bote blanco.
5	510950.0869	3552287.156	7.95232		Punto de control sobre estructura azul, que ya no es observable en los últimos vuelos, recomendable replantear.
6	510992.0797	3552252.422	33.061		Ubicado en la base de un poste de electricidad cercano a dos botes.
7	510996.1787	3552156.697	26.4092		Tomado en la esquina de un techo de concreto de una pila de agua.
8	511019.8008	3552121.103	29.149		Ubicado al final del muro de contención.
9	510970.0357	3552057.25	3.43962		Roca claramente visible en la playa.

10	511032.1711	3551915.843	22.3471		Punto de control en cruce entre vegetación terreno y carretera, se observa bien desde imágenes, recomendable marcar mejor.
11	511085.9836	3551655.266	30.8638		Tomado en la parte sur del puente de la autopista.
12	510999.472	3551551.427	7.68112		Creo que se observa bien desde las imágenes y es claro en que parte de la barda está.

Nombre PC	X	Y	Z	Ubicación (foto)	Observación
13	511018.1163	3551179.201	4.2202		Esquina casa. Se observa bien.
14	511139.807	3551001.73	8.00998		Ubicado en el lado este del puente de la autopista.

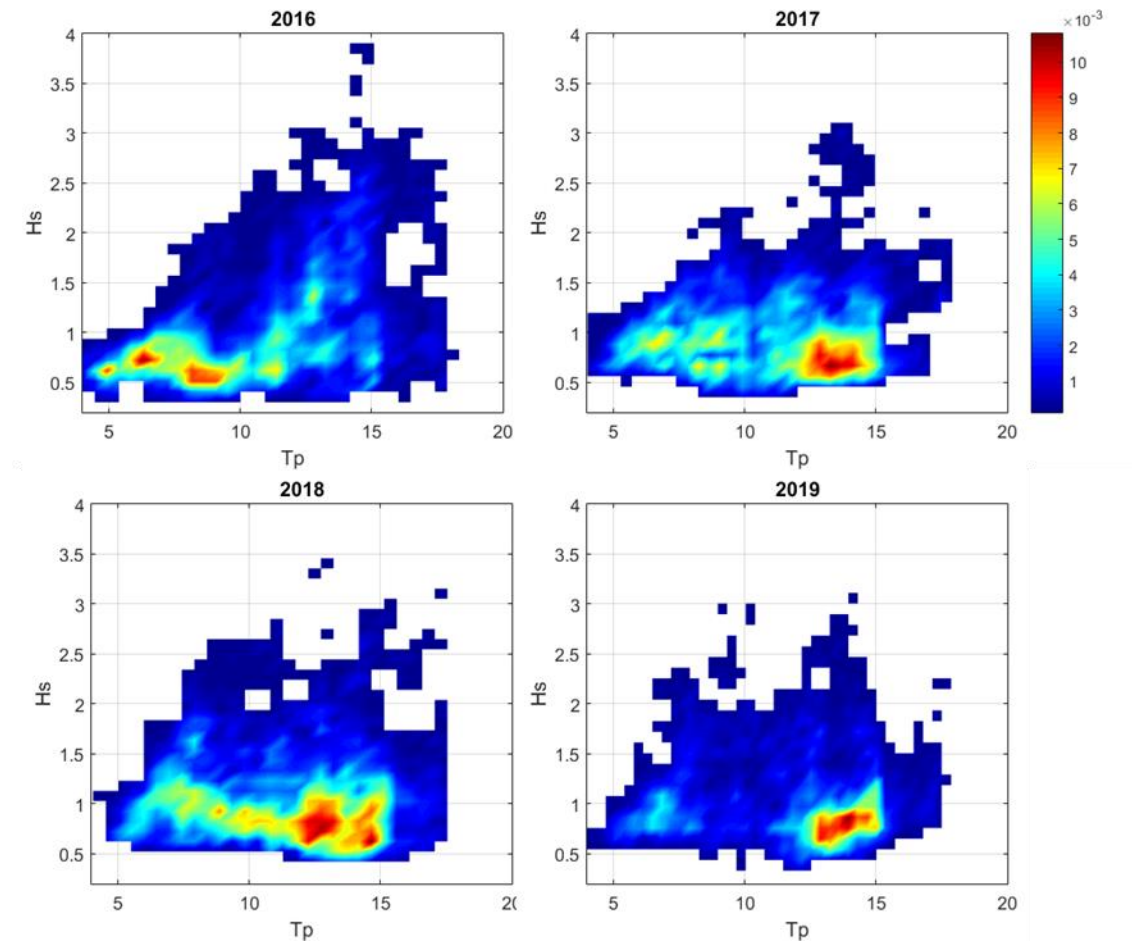
15	511118.1192	3550999.217	10.42		Ubicado del lado oeste (hacia el mar) del puente de la autopista
16	511092.4038	3550979.716	6.1086	No hay 	No hay imagen, pero creo que es claro por la altura y posición que está en la orilla de la barda.
17	511058.5867	3550721.422	6.51818	No hay 	Este punto no queda claro donde está puesto. Recomendable replantearlo.

18	511047.0273	3550559.527	11.7116		Tomado en la barda sur de un acceso del estacionamiento a la playa
19	511064.4117	3550509.797	13.1337		Tomado en la escalera que conecta la autopista y el estacionamiento
20	511042.9395	3550466.367	7.01186	No hay 	Al parecer está en la esquina del muro alado del puente. No hay imagen, recomendable revisarlo.
21	511055.2163	3550428.157	1.8333		Tomado en la pata del puente más al norte (primera).
22	511051.5354	3550396.055	1.26655		Ubicado en la pata del medio (segunda) del puente.
23	510958.0334	3550310.402	22.5595		Esquina Noreste estructura cantil. Fácil identificación. Recomendable marcarlo





Anexo 2. Mapas de color de probabilidad de ocurrencia del periodo (T_p) y altura (H_s) del oleaje.



Distribución de probabilidad conjunta de la altura del oleaje significativo (H_s) y periodo asociado al pico espectral (T_p) para los 4 años de mediciones.

Anexo 3 Gráfico usando la posición inicial y no el centroide

