

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

**FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS**



Variabilidad morfológica submareal de una playa con corrientes de retorno

T E S I S

PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFIA COSTERA

PRESENTA

MARTIN F. VIZCARRA FERNÁNDEZ

Ensenada, B.C., México 12 de septiembre de 2019

“Variabilidad morfológica submareal de una playa con
corrientes de retorno”

T E S I S

PARA OBTENER EL GRADO DE

Maestro en Ciencias en Oceanografía Costera

PRESENTA

Martin Francisco Vizcarra Fernández

Aprobada por:



Dra. Amaia Ruiz de Alegria Arzaburu
Director de tesis



Dr. Bernardo Esquivel Trava
Sinodal



Dr. Antonio Martínez Alcalá
Sinodal

Agradecimientos

A mí esposa Brianda y a mi hijo Kai por apoyarme en todo momento y siempre estar a mi lado. A mis papás por educarme, ayudarme a crecer y nunca dejarme solo. A mis suegros por apoyarnos y siempre hacernos saber que estaban ahí para nosotros. A mis amigos y compañeros por el aprendizaje y la ayuda en todos los aspectos tanto laborales, sociales y de familia. Al Instituto de Investigaciones Oceanológicas y a la Facultad de Ciencias Marinas por las facilidades y los apoyos brindados a lo largo de la maestría. Al proyecto CB-J4- CONACyT #238765. Muchas gracias.

Índice

Resumen.....	6
1.- Introducción.....	7
2.- Antecedentes	8
3.- Objetivos	12
4.- Marco teórico.....	13
4.1.- Corrientes de retorno: generación y clasificación	13
4.2.- Estados morfodinámicos de la playa	15
4.3.-Video monitoreo de playas: sistemas fijos y móviles	20
5.- Metodología.....	23
5.1- Área de estudio	23
5.2.- Mediciones de oleaje y marea	24
5.4- Video-monitoreo.....	30
5.4.1.- Procesamiento de videos	33
5.4.2.-Georreferenciación y ortorectificación de imágenes	34
5.4.3.-Digitalización de las corrientes de retorno: ubicación y geometría	37
6.- Resultados.....	38
6.1.- Variabilidad estacional del oleaje	38
6.2.- Variabilidad morfológica de la playa.....	41
6.3.- Estados morfodinámicos de la playa	45
6.4.- Morfodinámica asociada a las corrientes de retorno	48
6.5.- Variabilidad temporal de la ubicación y geometría de las corrientes de retorno	53
6.5.1. Número de corrientes de retorno, ubicación y persistencia	53
6.5.2. Geometría de las corrientes de retorno durante el periodo de estudio	54
7.- Discusión	56
7.1.- Morfodinámica asociada a las corrientes de retorno.....	56
7.2.- Variabilidad espacio-temporal y geométrica de las corrientes de retorno	58
8.- Conclusiones	60
Referencias.....	61
10.- Anexos.....	64
ANEXO A.- Puntos de control terrestres (GCPs) colectados en playa La Misión.....	64
Estación Norte	64

Estación Sur	66
ANEXO B.- Diferencias acumuladas (DEMs) para el periodo noviembre 2015 a marzo 2019	68

Resumen

Las corrientes de retorno juegan un papel importante en la morfodinámica costera, pero suponen un riesgo para los usuarios de las playas. La ocurrencia, tamaño e intensidad de las corrientes de retorno están controladas en principal medida por las condiciones de oleaje, nivel de marea y la configuración batimétrica. Este trabajo tiene como objetivo determinar la variabilidad espacio-temporal de la ubicación y geometría de corrientes de retorno asociadas a la batimetría. La playa de estudio es La Misión (Baja California), que está ubicada en un ambiente mesomareal y está clasificada como una playa intermedia. Para cumplir el objetivo del trabajo se cuenta con mediciones topográficas y batimétricas colectadas mensualmente durante más de tres años (noviembre 2015 a marzo 2019), y una serie temporal de imágenes aéreas obtenidas bimensualmente durante dos años (marzo 2017 a marzo 2019) con videos medidos con un dron a 100 m de elevación desde dos estaciones y abarcando toda la playa de estudio. Además, se utiliza una serie de tiempo de parámetros integrales del oleaje para relacionar la presencia de corrientes y los estados morfodinámicos de la playa con la energía de oleaje incidente. Por un lado, se concluye que los cambios morfológicos de la playa son estacionales y están directamente relacionados con la estacionalidad de las características del oleaje incidente. La playa presenta cuatro estados morfodinámicos principales LBT, TBR, RBB y LTT. La playa presenta corrientes de retorno durante casi todo el año, pero principalmente en primavera, cuando parte de la barra de arena ha sido acoplada a la playa subaérea, y parte sigue presente en la parte submareal. Típicamente se observan 4 corrientes de retorno semipermanentes a lo largo del año. Sin embargo, se observaron un total de 16 corrientes espaciadas entre 100 y 200 m entre sí. Estas corrientes son más anchas (60 m) y largas (250 m) entre febrero y mayo, mientras que durante el verano son significativamente más pequeñas (hasta 30 m de anchura y 130 m de longitud). La geometría de las corrientes parece estar completamente relacionada con la geometría de los canales batimétricos, por tanto, el estado morfodinámico de la playa es un buen indicador del número y geometría de las corrientes.

1.- Introducción

La comprensión de la dinámica de los ambientes costeros es de alta importancia debido a la necesidad de entender si las costas están estables y conocer los procesos que favorecen el balance sedimentario (Blossier et al., 2012; Ruiz de Alegria-Arzaburu et al., 2017). En particular, conocer detalladamente la variabilidad morfológica de la franja costera es indispensable para realizar simulaciones confiables del oleaje y corrientes y que permitan después predecir el transporte sedimentario a través y a lo largo de las costas (Brodie et al., 2018; Bergsma et al., 2016).

Las variaciones de los forzamientos hidrodinámicos (i.e. oleaje, mareas, viento, corrientes) generan cambios en la morfología de las playas, y a su vez, estas variaciones morfológicas modifican las características de los forzamientos hidrodinámicos. Consecuentemente, cualquier cambio morfológico de la playa ocurre en respuesta al desequilibrio entre el gradiente de la playa y la hidrodinámica, y tendrá su efecto en la hidrodinámica y el transporte de sedimento en la playa (Masselink et al, 2006). Por otro lado, esta variabilidad morfodinámica es diferente en función del rango mareal, tipo de viento y características sedimentarias y del oleaje incidente, que serán diferente de sitio en sitio (Scott et al, 2011).

Poder predecir la configuración morfológica de la franja costera es uno de los retos más importantes de la oceanografía costera en la actualidad (Roelvink et al., 2018; Holman et al., 2013; Sembiring et al., 2017). La zona morfológica más dinámica de las playas arenosas se ubica entre la sección intermareal y la sección submareal cercana (menos de 5 m de profundidad), y suele ser la zona de migración de las barras submareales. En playas intermedias, esta franja comprende típicamente una sección de 200-500 m de anchura, y actualmente las imágenes satelitales no tienen la capacidad suficiente de visualizar esta zona con alta resolución (< 1 m), por lo que es necesario optar por otros métodos de

mediciones ópticas (Holman et al., 2013) y de colección de mediciones de campo (Ruiz de Alegría-Arzaburu et al., 2017).

2.- Antecedentes

Durante la transición entre los estados morfodinámicos de una playa se generan corrientes de retorno (*rip currents* en inglés), asociadas a variaciones en su configuración batimétrica. Estas corrientes suelen generar mezcla y contribuir a la dispersión de contaminantes, así como al transporte de organismos fitoplanctónicos entre la línea de costa y mar abierto (Gallop, 2009). Las corrientes de retorno contribuyen significativamente al transporte de sedimentos costero, pero al mismo tiempo son identificadas como peligrosas para la sociedad (Thornton et al., 2007; Castelle et al., 2016). Los bañistas pueden quedar atrapados en las corrientes, imposibilitar su nado hacia costa y ser arrastrados en contra de su voluntad varias decenas de metros lejos de la costa. Aunado a la falta de conocimiento de la población sobre la apariencia y las zonas de alto riesgo en las playas, las velocidades de estas corrientes ($>0.5 \text{ ms}^{-1}$) son una amenaza incluso para nadadores expertos (Castelle et al., 2016). Por ello, algunas playas con corrientes de retorno cuentan con señalamiento que indican su riesgo para los bañistas (Figura 2. 1), pero en algunas ocasiones siguen ocurriendo accidentes fatales.

Castelle *et al.* (2016) llevaron a cabo una revisión detallada sobre el conocimiento actual de las corrientes de retorno, recopilando estudios de los últimos 90 años (1925-2016). Por un lado, mostraron que los estudios de las corrientes han ido incrementando en el tiempo (Figura 2. 2), y por otro lado, indican que ha habido una transición en el enfoque con el cual se aborda el tema. Se puede observar un inicio con estudios de naturaleza cualitativa meramente descriptivos, y a partir de los años 90 ocurrió un incremento en los estudios cuantitativos, que incluían esfuerzos de modelación y estudios de campo. Más recientemente, a partir del año 2000 se dio un incremento en el número de mediciones de campo, debido a los avances tecnológicos y a la reducción del costo de instrumentación especializada (Figura 2. 2 a). Aumentó el número de investigaciones basadas en el uso de sensores remotos para colectar información sobre su ubicación y

distribución del transporte de sedimentos (Figura 2. 2 b), por mencionar algunos (Holman et al., 2013; Holman y Stanley, 2007; Sembiring et al., 2017). En este trabajo también se destaca un aumento de la percepción social sobre su peligro (Figura 2. 2 d), y una mejor comprensión de cómo enfrentar este peligro.



Figura 2. 1 Ejemplos de señalamientos de corrientes de retorno que advierten a los usuarios de las playas de su peligro (www.sandiego.gov/lifeguards)

A pesar de saber que el nivel de marea contribuye a la intensificación o debilitación de la corriente de retorno, la formación de estas corrientes está principalmente asociada al gradiente longitudinal del oleaje en rompiente, que ocurre debido a una configuración batimétrica diferencial, y asociada a barras submareales intersectadas por canales (Quartel, 2009; Sembiring et al., 2017). Por lo tanto, es de gran importancia obtener información detallada sobre la morfología costera y de su variabilidad espacio-temporal para poder entender la formación, ubicación y geometría de las corrientes de retorno en las playas.

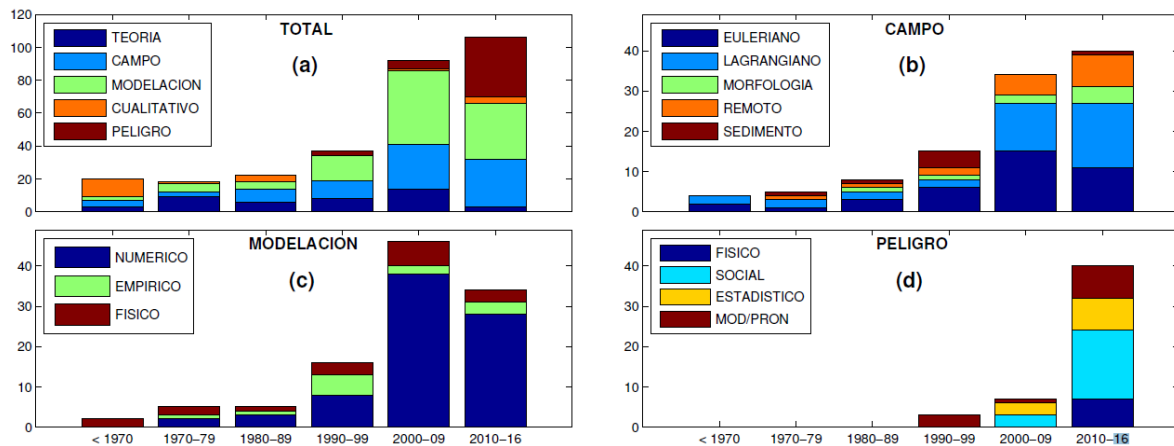


Figura 2. 2 Evolución del enfoque histórico de publicaciones en el estudio de corrientes de retorno (tomado de Castelle et al., 2016)

La falta de información batimétrica de alta resolución espacio-temporal cerca de la línea de costa es una de las debilidades de los modelos numéricos (Bergsma et al., 2016). Actualmente existen métodos que estiman la batimetría realizando una inversión de la profundidad a partir de la celeridad del oleaje utilizando imágenes de sensores remotos como radares y sistemas ópticos, (Bodie et al., 2018; Turner et al., 2016; Holman et al., 2013). Las estaciones fijas de video-monitoreo costero (e.g. Argus) que consisten en un conjunto de cámaras montadas sobre una estructura elevada, son utilizadas como herramientas científicas de gran utilidad. A través del análisis de las imágenes colectadas con estos sistemas se puede identificar y caracterizar señales ópticas que representan oleaje, corrientes, derivadores ópticos como espuma o sedimento y rasgos morfológicos como la ubicación de barras arenosas asociadas a la zona de rompiente (Holman y Stanley, 2007). Sin embargo, hasta el momento la obtención de batimetría mediante el uso de sensores remotos ha sido poco validada, aunque surge como una aplicación ideal para la ingeniería costera (Brodie et al., 2018).

Los modelos numéricos morfodinámicos (e.g. Xbeach, Roelvink et al., 2018) tienen como objetivo predecir las configuraciones morfológicas de las costas partiendo de condiciones iniciales de oleaje, marea y viento en frontera, con las cuales se generan corrientes que transportan el sedimento a través y a lo largo del dominio de estudio. Finalmente se obtienen resultados morfológicos que representan una respuesta del sistema a la serie de

tiempo de forzamientos definidos. Sin embargo, en muchos casos los resultados no son del todo exactos, entre otras razones, por la falta de resolución de las batimetrías someras de las áreas de estudio. Por esta razón, actualmente se está haciendo un gran esfuerzo por actualizar los modelos numéricos con batimetrías medidas, para obtener predicciones más precisas a futuro. Sembiring et al. (2017) lograron obtener un sistema operativo de predicción de corrientes de retorno en una playa actualizando la batimetría del modelo XBeach con una aproximación batimétrica obtenida a través del análisis de imágenes de video con el algoritmo cBathy.

El algoritmo cBathy (Holman et al., 2013) utiliza imágenes de video medidas a alta frecuencia (2-8 Hz) para estimar la batimetría en tres pasos. Primero, obtiene estimaciones de la profundidad para diferentes bandas de frecuencia, después unifica todas las estimaciones en una sola utilizando factores de peso y, por último, se realiza un suavizado corrido de la estimación final utilizando filtros de Kalman. Debido a que las estimaciones de cBathy se realizan en términos de profundidad, hace falta realizar correcciones utilizando los niveles de marea, para llegar a una estimación batimétrica real. Sembiring et al. (2017) concluyeron que la batimetría obtenida con cBathy a lo largo de la zona de swash sobreestima los valores reales, debido a las bajas profundidades y el comportamiento caótico del oleaje una vez que éste rompe. Así mismo, existen inexactitudes en el límite de solape entre las vistas de las diferentes, y una menor precisión en estimaciones realizadas durante mareas vivas (Bergsma et al, 2016).

3.- Objetivos

El objetivo general de este trabajo es determinar la variabilidad temporal de la ubicación y geometría de las corrientes de retorno en relación a los cambios morfológicos estacionales de la playa.

Los objetivos particulares son los siguientes:

1. Determinar la variabilidad de la morfología somera de la playa a lo largo del periodo de estudio utilizando mediciones topográficas y batimétricas.
2. Determinar la distribución espacial y geometría de las corrientes de retorno en la playa para los diferentes estados morfodinámicos analizando imágenes obtenidas con el dron.
3. Relacionar el número, ubicación y geometría de las corrientes de retorno con la morfodinámica de la playa de estudio.

4.- Marco teórico

4.1.- Corrientes de retorno: generación y clasificación

Las playas arenosas en ciertas épocas del año presentan uno o varios montículos de arena submareales y típicamente ubicados de forma paralela a la línea de costa, que se denominan barras. Estas barras en ocasiones cambian su forma longitudinal a una irregular caracterizada por tener ligeras depresiones o intersecciones por canales denominados en inglés *rip channels*. Cuando las corrientes longitudinales (también conocidas como litorales) se encauzan por los canales se generan las *corrientes de retorno*, cuya función es drenar el exceso de flujo acumulado en algunos puntos específicos entre la barra y la línea de costa (Quartel, 2009). Por tanto, las corrientes de retorno son flujos generalmente normales a la costa dirigidos mar adentro y que atraviesan la zona de rompiente (Figura 4.1. 1 **Error! No se encuentra el origen de la referencia.**). Existe una gran variedad de tipos de corrientes de retorno, que dependen de las condiciones hidrodinámicas de cada playa y de las características morfológicas de la misma (Castelle et al. 2016; MacMahan et al. 2006).

En un principio las corrientes de retorno se consideraron corrientes asociadas a la marea (*rip tides*), pero Shepard (1936) desvinculó su origen de las mareas y las asoció a la acumulación de flujos en la línea de costa por el rompimiento del oleaje. Así, las definió como “bandas de agua normales a la costa con movimientos hacia fuera” espaciadas a distancias de 200 yardas y que se extendían aproximadamente 800 m de longitud hacia mar adentro. Además, observó que eran frecuentemente de corta duración, durando varios minutos y, que podían volverse a formar en el mismo sitio o desplazarse a otra ubicación.

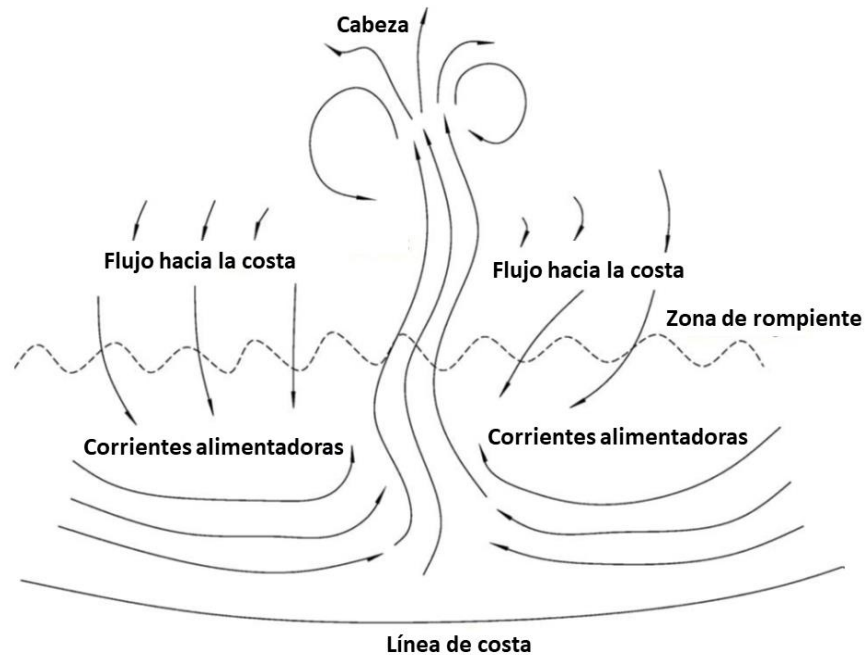


Figura 4.1. 1 Diagrama de la estructura de una corriente de retorno (modificado de MacMahan et al. 2006).

La formación de corrientes de retorno depende de la existencia de gradientes de presión a lo largo de la costa, que a su vez generan variaciones del tensor de radiación (*radiation stress* en inglés). Los gradientes longitudinales del tensor de radiación se deben principalmente al rompimiento disparejo del oleaje a lo largo de la playa, que puede ser causado por variaciones en la batimetría cercana a la costa por irregularidades de la barra submareal (Aagaard & Vinther, 2008). Consecuentemente, las corrientes de retorno son más frecuentes en playas con estados morfodinámicos intermedios caracterizados por la presencia de una o varias barrassubmareales irregulares, con formas sinuosas e incluso entrecortadas por canales (Aagaard & Vinther, 2008; Wight & Short, 1984).

Recientemente Castle et al. (2016) realizaron una clasificación de las corrientes de retorno en base a tres forzamientos físicos dominantes que inducen la generación de las corrientes (Figura 4.1. 2). Si bien es importante resaltar que todas las corrientes están altamente influenciadas por los forzamientos hidrodinámicos, el tipo de corrientes de retorno hidrodinámicas (tipo I) ocurre debido a la presencia de un forzamiento meramente hidrodinámico y sin influencia morfológica; el tipo de corrientes de retorno

batimétricas (tipo II) se generan por la acción de forzamientos hidrodinámicos altamente modulados por variaciones tridimensionales de la morfología de la costa; y el tipo de corrientes de retorno de frontera (tipo III) se generan asociadas a la perturbación generada por un obstáculo rígido (o límite) de origen natural (i.e. saliente rocosa) o antropogénico (i.e. espigón o enrocamiento) que influye en su hidrodinámica. Los tres tipos de corrientes están descritas a detalle en Figura 4.1. 2.

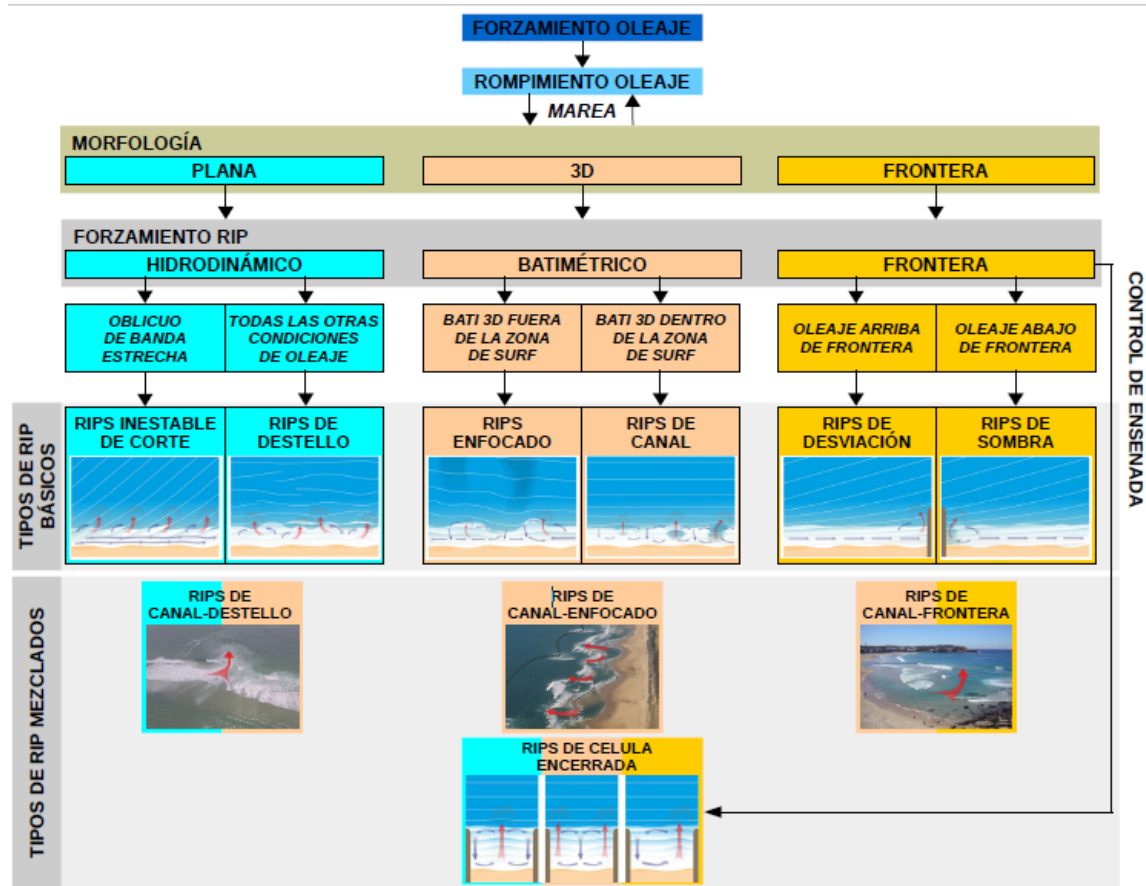


Figura 4.1. 2 Clasificación de las corrientes de retorno de acuerdo a su forzamiento principal (modificado de Castelle et al. 2016).

4.2.- Estados morfodinámicos de la playa

El concepto de *morfodinámica* se refiere a la interacción entre la morfología y los forzamientos hidrodinámicos (mareas, viento, oleaje y sus corrientes asociadas), que resulta en el transporte de sedimentos (Wright & Short, 1984). Los cambios morfológicos

de las playas están asociados a la energía incidente del oleaje, así, las playas pueden presentar transiciones de *estados morfodinámicos* a lo largo del año, pero mantener predominantemente un estado. De forma general, las playas se agrupan en tres estados morfodinámicos dominantes: *reflejante*, cuando la playa refleja la mayor parte de la energía incidente; *disipativa*, cuando la playa disipa la mayor parte de la energía incidente; e *intermedia*, si la playa es capaz de disipar parte de la energía pero refleja otra parte.

Las corrientes de retorno se encuentran prácticamente ausentes en playas reflejantes y son muy raras en playas completamente disipativas (Wright & Short, 1984). Así, las corrientes de retorno constituyen el sistema morfodinámico de las playas intermedias (Gallop, 2009). Con el fin de clasificar las playas por sus estados morfodinámicos, Wright y Short (1984) definieron un parámetro adimensional de la velocidad de caída del sedimento, $\Omega = \frac{H_0}{W_s T}$, que basado en las características del oleaje incidente (altura de ola y periodo) y del tipo de sedimento (tamaño, porosidad, densidad) clasifica la playa en sus tres estados, y dentro del estado intermedio se diferencian 4 subtipos

Las playas completamente disipativas son planas (muy poca pendiente) y poco profundas, y almacenan grandes volúmenes de arena en la parte submareal en forma de barras. Las playas reflejantes, por el contrario, son playas de pendiente abrupta y con baja acumulación de arena submareal (típicamente barras inexistentes). Entre estos dos estados de playa, existen cuatro estados intermedios que presentan características disipativas y reflejantes (Wright y Short, 1984). En la Figura 4.2. 1 se muestran los seis estados morfodinámicos de las playas, se muestran las diferencias morfológicas entre estados, cambios en la ubicación de la zona de rompiente, de la ubicación de las barras submareales y presencia o ausencia de corrientes de retorno. Las playas disipativas corresponden con $\Omega < 1$ y en el otro lado del espectro están las reflejantes con $\Omega > 6$, por tanto, las intermedias se ubican en $1 < \Omega < 6$. Wright & Short (1984) describen las características de los estados morfodinámicos de la siguiente manera (Figura 4.2. 1):

A.- Disipativo

Las playas en estado disipativo presentan pendientes suaves, líneas de costa homogéneas a lo largo de la playa (no rítmicos) y típicamente varias barras submareales. Se asocian con varias zonas de rompiente lejanas a la línea de costa, lo que ocasiona que se disipe la energía progresivamente conforme el oleaje se acerca a la costa. Las corrientes de retorno son ausentes o muy poco comunes en estas playas. Las playas con estacionalidad marcada suelen presentar este estado durante condiciones de oleaje de alta energía, que induce la formación de barras submareales que se alejan de la costa (comúnmente conocido como perfil de invierno).

B.- Reflejante

En las playas reflejantes el oleaje suele romper muy cerca de la línea de costa, por tanto, las pendientes son abruptas y no existen barras submareales que favorezcan el rompimiento previo del oleaje. Estas playas suelen presentar cúspides, es decir, su línea de costa suele presentar patrones rítmicos. Estas playas suelen ser de grano de arena grueso, y a diferencia de las disipativas que suelen presentar sedimento más fino. Al igual que las disipativas, por lo general estas playas no presentan corrientes de retorno asociados a efectos batimétricos.

C.- Intermedio

Las playas intermedias presentan una barra submareal que induce el rompimiento y disipación parcial de la energía incidente. Debido a que las barras suelen intersectarse en canales, estas playas suelen presentar una morfología rítmica a lo largo de la costa. Existen cuatro tipos de playas intermedias:

- a. Canal- barra a lo largo de la costa (Longshore Bar-Trough; LBT)

Las playas en un estado LBT tienen $\Omega = 5$, se originan cuando disminuye la energía del oleaje y la playa se encuentra en un estado disipativo. Por tanto, la barra submareal rectilínea se acerca ligeramente a la costa y se vuelve rítmica, favoreciendo el rompimiento irregular del oleaje a lo largo de la playa, y

consecuentemente, dando lugar a la generación de algunas corrientes de retorno en el canal entre la barra y la línea de costa. En este estado la línea de costa se mantiene bastante rectilínea.

b. Playa y barra rítmicas (Rhythmic Bar and Beach; RBB)

Las playas en estado RBB corresponden con $\Omega = 4$, presentan un canal entre la barra submareal y la línea de costa, y ambos rasgos morfológicos tienen ritmicidad pronunciada a lo largo de la costa. Las corrientes de retorno son muy comunes en este estado con ubicaciones semi-permanentes frente a los escarpes de la línea de costa.

c. Barra transversal y corrientes (Transverse Bar and Rip; TBB)

Las playas en estado TBB presentan $\Omega = 3$, debido a la disminución de la energía del oleaje, la barra submareal comienza a acoplarse a la línea de costa y se forman conexiones de arena frente a las cúspides de la línea de costa. Esto favorece la formación de barras perpendiculares a la costa y canales entre las barras, promoviendo la generación de corrientes de retorno.

d. Terraza con marea baja (Low Tide Terrace; LTT)

Las playas con estado LTT tienen $\Omega = 2$, la barra submareal se ha acoplado a la línea de costa casi por completo, formando terrazas de arena cerca de la línea de costa. Estas playas presentan características disipativas en marea baja, favoreciendo la disipación parcial de la energía del oleaje durante el rompimiento sobre la terraza, y condiciones reflejantes durante condiciones de marea alta, cuando gran parte de la energía del oleaje es reflejada en la orilla. Puede que existan pequeñas corrientes de retorno en las secciones donde la barra todavía no se acopla a la línea de costa.

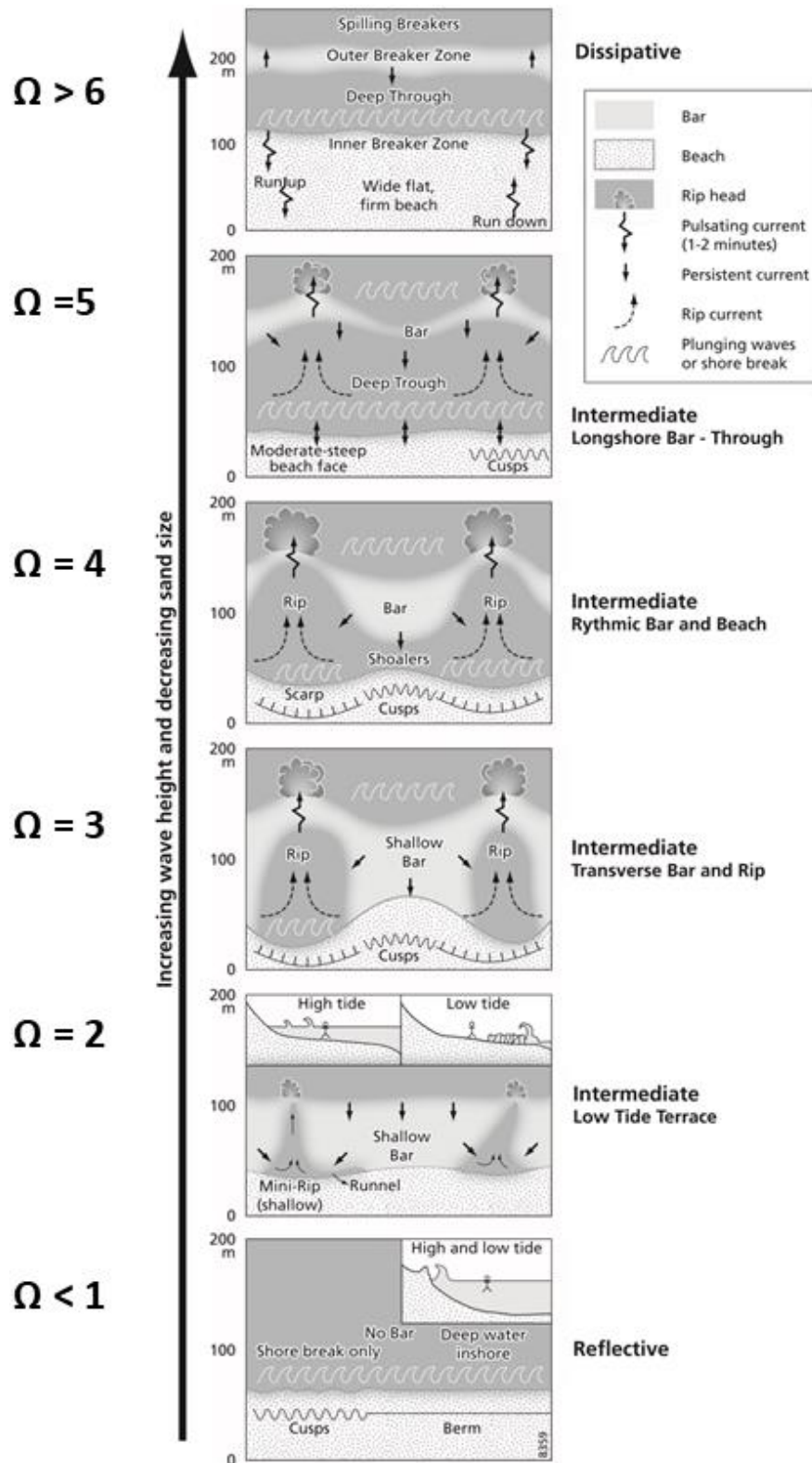


Figura 4.2. 1. Estados morfodinámicos de una playa en función de la energía de oleaje incidente y tamaño de grano (tomado de Wright y Short, 1984 y adaptado de Price, 2013).

4.3.-Video monitoreo de playas: sistemas fijos y móviles

El análisis de imágenes adquiridas con sensores remoto permite medir la variabilidad morfológica e hidrodinámica de la zona costera. Además, el uso de sensores remotos favorece la adquisición de datos cuando las condiciones de campo son adversas (i.e. tormentas, inundaciones), y puede sustituir parcialmente la necesidad de instalar instrumentos *in situ*, sobre todo en la zona de rompientes, que por su naturaleza caótica dificulta la colección de mediciones de campo. Por otro lado, el uso de herramientas remotas permite obtener datos abarcando áreas mayores (cientos de metros) a las instrumentadas (mediciones puntuales) y de alta resolución temporal con un costo relativamente bajo (Holman y Stanley, 2007; Gallop, 2013; Holman et al., 2013).

Desde la década de los 80 se han estado desarrollando herramientas para cuantificar la morfodinámica de las playas a través de sistemas de video-monitoreo costero (Holman y Stanley, 2007). Estos sistemas se han enfocado en la percepción remota de señales ópticas abundantes y fácilmente detectables para detectar rasgos morfológicos en las playas. Variaciones en la reflexión de la luz nos puede ayudar a identificar las olas y obtener su periodo, longitud de onda y dirección. Así mismo, la identificación de la ubicación de la zona de rompientes nos puede indicar la ubicación de las barras sumergidas. Además, la presencia o ausencia de espuma que se produce en la zona de rompiente, puede servir como trazador para detectar corrientes costeras litorales o de retorno (Holman y Stanley, 2007).



Figura 4.3. 1 Estación fija de video-monitoreo costero en Noordwijk (Holanda; panel izquierdo) y ejemplo del uso de un dron como estación de video-monitoreo móvil (panel derecho); ambos utilizados para el monitoreo de la morfodinámica de playas de forma remota.

Los sistemas fijos de video-monitoreo costero (Figura 4.3. 1) también cuentan con limitaciones que pueden dificultar las mediciones. Por un lado, la baja turbidez del agua puede causar que el fondo altere la percepción de las condiciones ópticas de la zona costera. Por otro lado, las condiciones climáticas de la región (i.e. niebla, lluvia, alta nubosidad) pueden ser limitantes para la captura de las señales ópticas. Por último, los sistemas básicos de cámaras están limitados a la colección de datos durante las horas de luz del día. Sin embargo, en términos generales el uso de sistemas de cámaras fijos permite coleccionar una base de datos continua y generar productos promedios para simplificar el almacenamiento de los datos.

Los sistemas de video-monitoreo Argus definieron tres tipos de productos de imágenes horarios: una imagen instantánea (*snap*), una imagen de larga exposición o promediada durante típicamente 10 min (*time-exposure; timex*) y una imagen de la varianza (*variance*) obtenida típicamente cada 10 min (Holman y Stanley, 2007). Las imágenes *timex* son las más utilizadas debido a que permiten identificar las zonas de rompientes y ubicar la posición de las barras submareales.

Recientemente se está implementando el uso de vehículos aéreos no tripulados (i.e. drones) aquí denominados estaciones de video-monitoreo móviles para adquirir mediciones de mayor cobertura espacial y resolución espacio-temporal durante

cortos periodos de tiempo (videos de 10-17 min típicamente a 20 Hz) (Figura 4.3. 1). A diferencia de las estaciones fijas, estos sistemas móviles permite tomar mediciones en diferentes lugares y con diferentes perspectivas de vuelo, sin embargo, no se obtiene la continuidad de la serie de tiempo que permite un sistema fijo (Holman et al. 2017; Turner et al. 2016). En general se considera que los drones son herramientas atractivas de bajo costo para adquirir información cuantitativa sobre la morfodinámica de las playas. Normalmente son de fácil operación y permiten adquirir videos con muy buena estabilidad de vuelo desde diferentes ángulos de visión.

5.- Metodología

5.1- Área de estudio

Playa La Misión se encuentra ubicada en el municipio de Rosarito (Figura 5.1. 1), en la costa noroccidental de la península de Baja California (México). La playa tiene una longitud aproximada de 2,000m y está conformada por arenas medias ($D_{50} = 0.2$ mm). La marea es mixta y semidiurna, y corresponde a un ambiente meso-mareal (rango promedio de 2.2 m). La playa recibe oleaje de origen lejano (tipo *swell*) y bimodal, es decir, proviene de dos direcciones dominantes (WNW y WSW). En invierno, el oleaje dominante proviene del Hemisferio Norte con dirección NW (de octubre a abril) y de mayor altura, originado por las tormentas en el Golfo de Alaska y Hawai (Allan y Komar, 2000). De la misma manera, en aguas someras (20 m de profundidad), las mayores alturas del oleaje se observan entre diciembre y marzo (Ruiz de alegría Arzaburu et al., 2017). En verano, el oleaje dominante arriba a la playa desde el SW, originado en el Pacífico Extratropical del Hemisferio Sur (Ruiz de alegría Arzaburu et al., 2016).

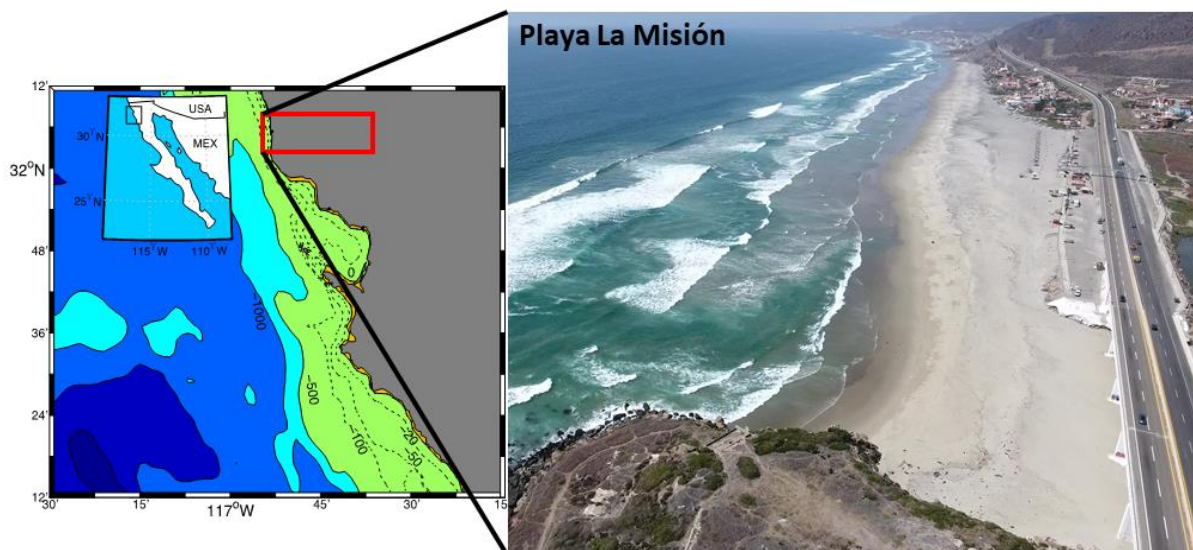


Figura 5.1. 1Ubicación de la playa La Misión en Baja California (panel izquierdo) y foto aérea adquirida con el dron desde el límite sur de la playa (panel derecho).

5.2.- Mediciones de oleaje marea

Se obtuvieron parámetros integrales del oleaje incidente cada hora, medidos con un perfilador acústico de corriente tipo Doppler (ADCP; modelo AWAC de Nortek) con una frecuencia de muestreo de 1Hz durante 17 min (Figura 5.2. 1). El ADCP se instaló a 20 m de profundidad en mayo de 2017 frente a la playa de La Misión, y para mediciones previas, se hizo uso de otro ADCP instalado a una profundidad similar en Playa Hermosa (Ensenada).

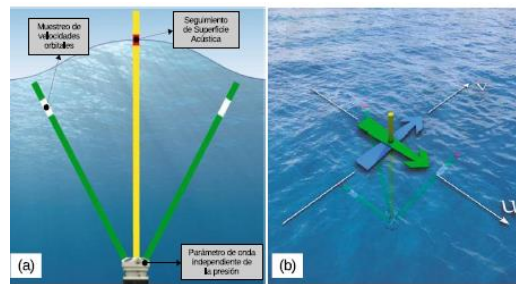


Figura 5.2. 1 Esquema de instalación de un ADCP tipo AWAC en el fondo del mar.

Se generó una serie de tiempo conjunta con las mediciones de ambos sitios que abarca desde noviembre de 2015 a marzo de 2019. La Figura 5.2. 2 muestra la serie de tiempo de los parámetros integrales del oleaje obtenidos durante el periodo de estudio: la altura de ola significativa (H_s), el periodo asociado al pico de la energía espectral (T_p) y su dirección (Dir). Los datos de la marea astronómica se obtuvieron del modelo de predicción del CICESE (<http://predmar.cicese.mx/>).

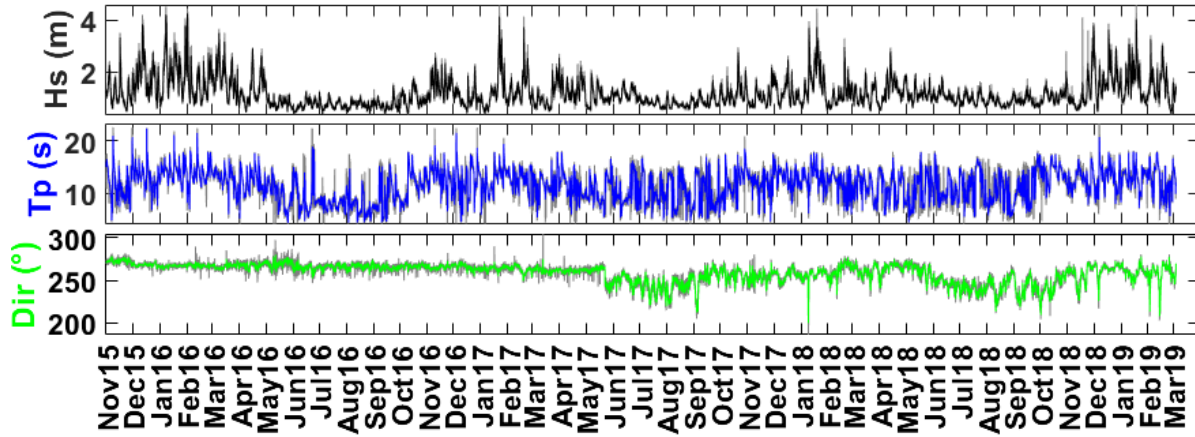


Figura 5.2. 2 Serie de tiempo de los parámetros integrales horarios del oleaje: altura de ola significativa (H_s), periodo espectral pico (T_p) y dirección del oleaje (Dir) de noviembre 2016 a marzo 2019.

A través de las mediciones de los parámetros integrales del oleaje se calculó el flujo de energía total y el flujo de energía para cada uno de los componentes (longitudinal, P_y ; transversal, P_x) utilizando las siguientes ecuaciones (Gallop, 2013):

$$P_x = \frac{\rho g H_0^2}{8} C \sin \theta$$

$$P_y = \frac{\rho g H_0^2}{8} C \cos \theta$$

donde ρ es la densidad del agua, g es la aceleración gravitacional, H_0 es la altura del oleaje en aguas profundas, θ es la dirección del oleaje, C es la magnitud del vector del oleaje y, P_x y P_y son los flujos de energía transversales y longitudinales respectivamente.

5.3- Mediciones morfológicas

Las mediciones morfológicas de la playa de La Misión se obtuvieron colectando datos topográficos y batimétricos mensualmente, desde noviembre 2015 a marzo 2019. La **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** muestra la metodología a seguir para la obtención y procesamiento de los datos morfológicos. Las topografías se realizaron con un GPS (Global Positioning System) diferencial (precisión de ± 0.03 m), el cual se opera montado sobre un bastón con ruedas, operado por dos personas. Para corregir las mediciones diferenciales de campo se utiliza una base de GPS instalada en el tejado del

II.O. Los perfiles topográficos se extienden desde la zona de dunas o cantil en la sección supramareal hasta la línea de costa, típicamente alcanzando el nivel de bajamar media inferior (NBMI). Mensualmente se miden 32 perfiles a lo largo de la playa con un espaciamiento aproximado de entre 50 y 80 m entre sí, y a una frecuencia de 1 Hz (Figura 5.3. 2). Los perfiles medidos fueron los mismos durante todos los meses de mediciones, lo cual se consiguió utilizando el mapa de la controladora del GPS como guía. Todas las mediciones fueron referidas a las coordenadas UTM (Universal Transverse Mercator), y las alturas elipsoidales convertidas al NMBI local (+37.114 m de altura elipsoidal).

Las batimetrías se midieron mensualmente con un ecosonda instalada en una moto acuática, desde la zona de rompientes o línea de costa hasta una profundidad de 12 m. La ecosonda (frecuencia de 0.5 MHz) está integrada en el ADCP modelo M9 Hydrosurveyor (Sontek) y sincronizada con el GPS diferencial (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**). Mensualmente se colectaron 27 perfiles batimétricos espaciados cada 100 m en la mitad norte y 50 m en la mitad sur de la playa. Debido a la dinámica de la zona de rompientes, en algunas ocasiones no fue posible colectar mediciones en esta zona.

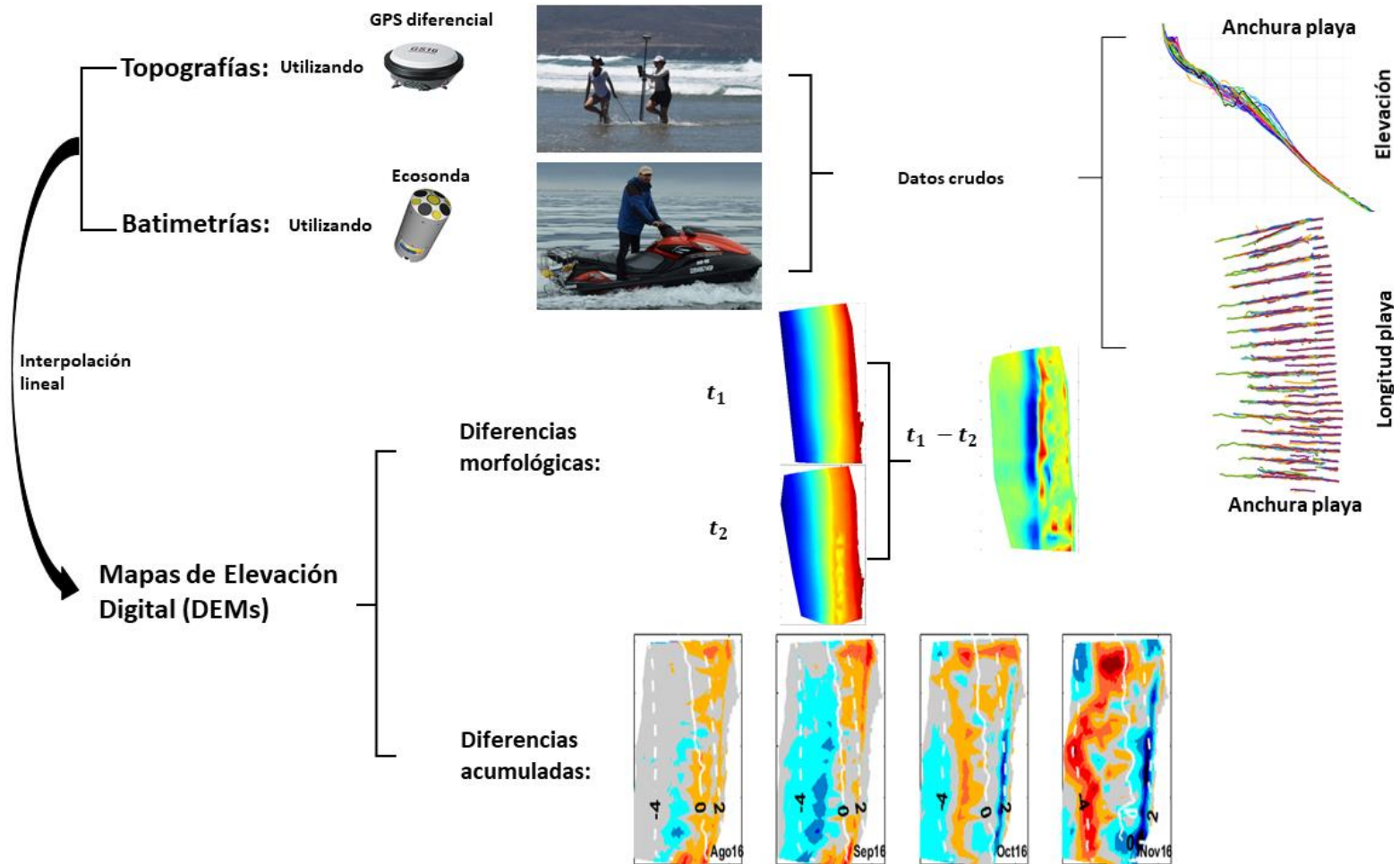


Figura 5.3. 1 Diagrama de flujo de la metodología de las mediciones morfológicas.



Figura 5.3. 2 Realización de topografía con antena GPS montada sobre el bastón con ruedas (izq) y Mediciones batimétricas con ecosonda y antena GPS acopladas a una moto acuática (der).

Las mediciones topográficas y batimétricas mensuales se combinan en una sola matriz que es interpolada linealmente (resolución transversal de 0.2 m y longitudinal de 5 m) para obtener mapas de elevación digital (*digital elevation models*; DEM) de los 2,000 m de playa. Posteriormente se calculan las diferencias mensuales y se suman en el tiempo para obtener variaciones morfológicas acumuladas de la playa, y poder así determinar su evolución.

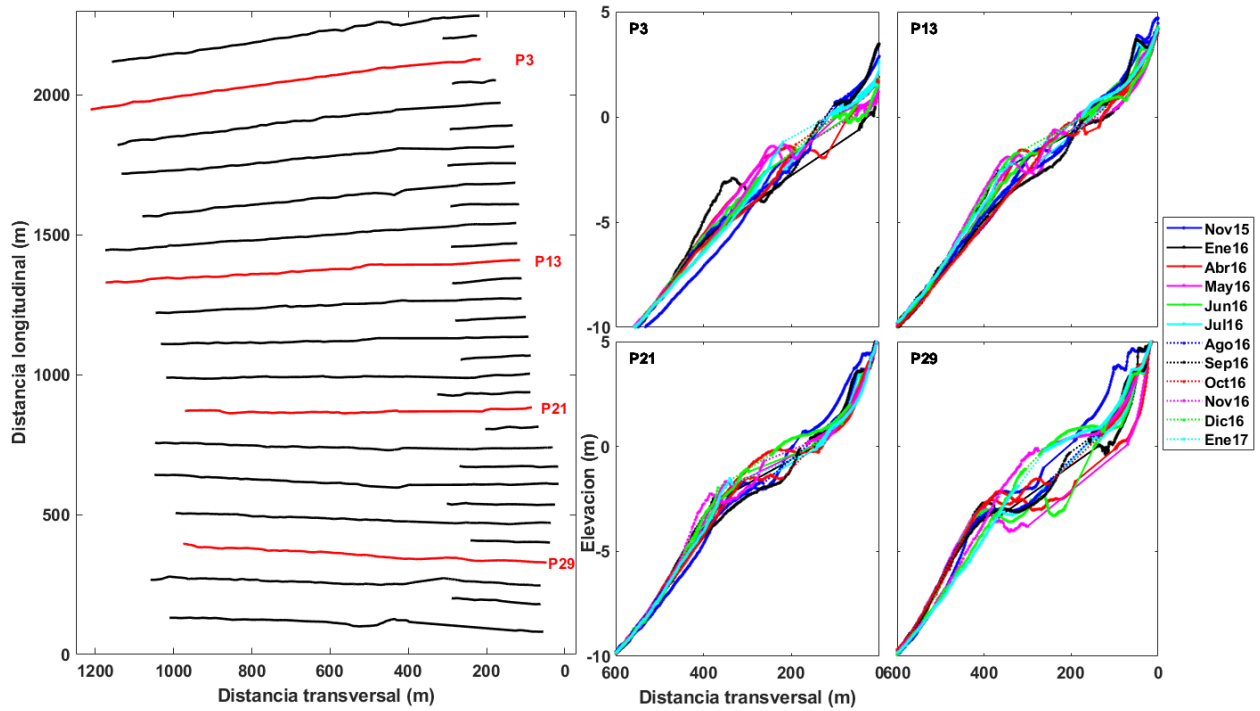


Figura 5.3. 3 Distribución espacial de los perfiles topográficos y batimétricos medidos mensualmente a lo largo de la playa (panel izquierdo) y ejemplo de la evolución temporal de 4 perfiles de playa desde noviembre 2015 a enero 2017 (páneos derechos).

5.3.1 Cálculo del estado morfodinámico de playa

Con el fin de determinar el estado morfodinámico de la playa a lo largo del periodo de estudio de noviembre 2015 a marzo 2019 se realizó el cálculo del parámetro adimensional de velocidad de caída del sedimento, Ω . Este parámetro incorpora características del oleaje incidente y del sedimento. Para ello, se utilizó la serie de tiempo horaria de oleaje y valores constantes del tamaño de grano ($D_{50} = 0.25$ mm), y se obtuvo una serie de tiempo horaria de Ω , que después se promedió para periodos de 5 días previos a cada fecha de mediciones batimétricas. El parámetro Ω se define en la ecuación 1.1.:

$$\Omega = \frac{H_o}{W_s T} \quad (1.1)$$

donde H_o es la altura del oleaje, W_s es la velocidad de caída del sedimento (ecs. 1.2 y 1.3) y T es el periodo espectral pico del oleaje.

$$Ws = \frac{\mu}{\rho D_{50}} \left[\sqrt{(10.36^2 + 1.049 D_*^3)} - 10.36 \right] \quad (1.2)$$

donde μ es la viscosidad molecular del fluido $1.4 \times 10^{-3} \left[\frac{Ns}{m^2} \right]$; D_{50} el diámetro promedio del grano de sedimento; ρ la densidad del fluido $1027 \frac{Kg}{m^3}$; D_* el diámetro de grano adimensional.

$$D_* = D_{50} \left[\frac{\rho^2 g (s - 1)}{\mu^2} \right]^{\frac{1}{3}} \quad (1.3)$$

siendo g la aceleración gravitatoria 9.81 ms^{-2} , s la gravedad específica del sedimento, y D_{50} el diámetro del grano de sedimento.

Como indicado previamente, los valores de Ω nos indican en qué estado morfodinámico se encuentra la playa, siendo $\Omega < 1$ para playas disipativas, $\Omega > 6$ para playas reflectivas, y $1 < \Omega < 6$ para estado de playa intermedio.

5.4- Video-monitoreo

Se implementó un sistema de video monitoreo móvil que permitió adquirir imágenes cubriendo 2,000 m de playa con alta resolución espacial. Para ello se utilizó un vehículo aéreo no tripulado (VANT) marca DJI Phantom 4 (Figura 5.4. 1). Las capturas de videos tuvieron 15 min de duración promedio a 30 fps, y se realizaron a 100 m de elevación desde los puntos de despegue (Figura 5.4.1). Se obtuvieron al menos dos vuelos (uno por estación) semanal o bimensualmente de dos estaciones: norte, ubicada en el extremo norte, y sur, en el extremo sur de la playa.

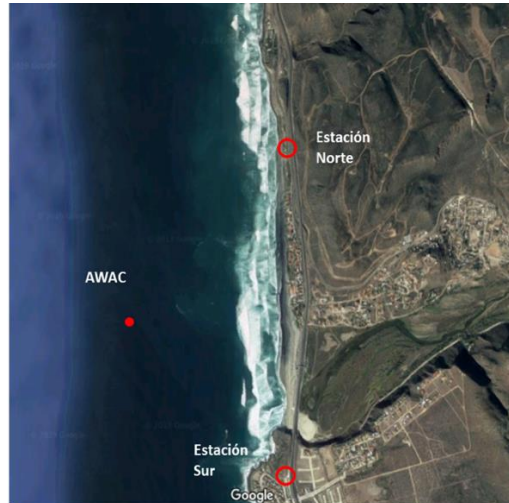


Figura 5.4. 1 Vehículo aéreo no tripulado (dron) modelo DJI Phantom 4 Pro utilizado para realizar las tomas de videos (foto izquierda) y ubicación de las estaciones de vuelo y del ADCP tipo AWAC (foto aérea derecha).

Los videos se desfragmentaron a 2 Hz, sin modificar su resolución utilizando el método de análisis Argus (Holman et al., 2013). Las imágenes desfragmentadas fueron georreferenciadas y ortorectificadas. Georreferenciar consiste en posicionar una coordenada definida en un sistema de coordenadas. La georreferenciación es fundamental en el análisis de datos geoespaciales, debido a que es el cimiento para una acertada localización de la información del mapa. Se realiza a partir de varios puntos de control visibles (*ground control points*; GCP) seleccionados en la imagen y de coordenadas conocidas. Es ideal identificar GCPs que estén bien distribuidos en la imagen, y contar con un numero apropiado, Holman et al (2016) recomiendan el uso de por lo menos cuatro. Se tomaron 8 GCPs por vista utilizandoun GPS diferencial (Figura 5.4. 3). Detalles de la colecta de los GPS se incluye en el Anexo A.

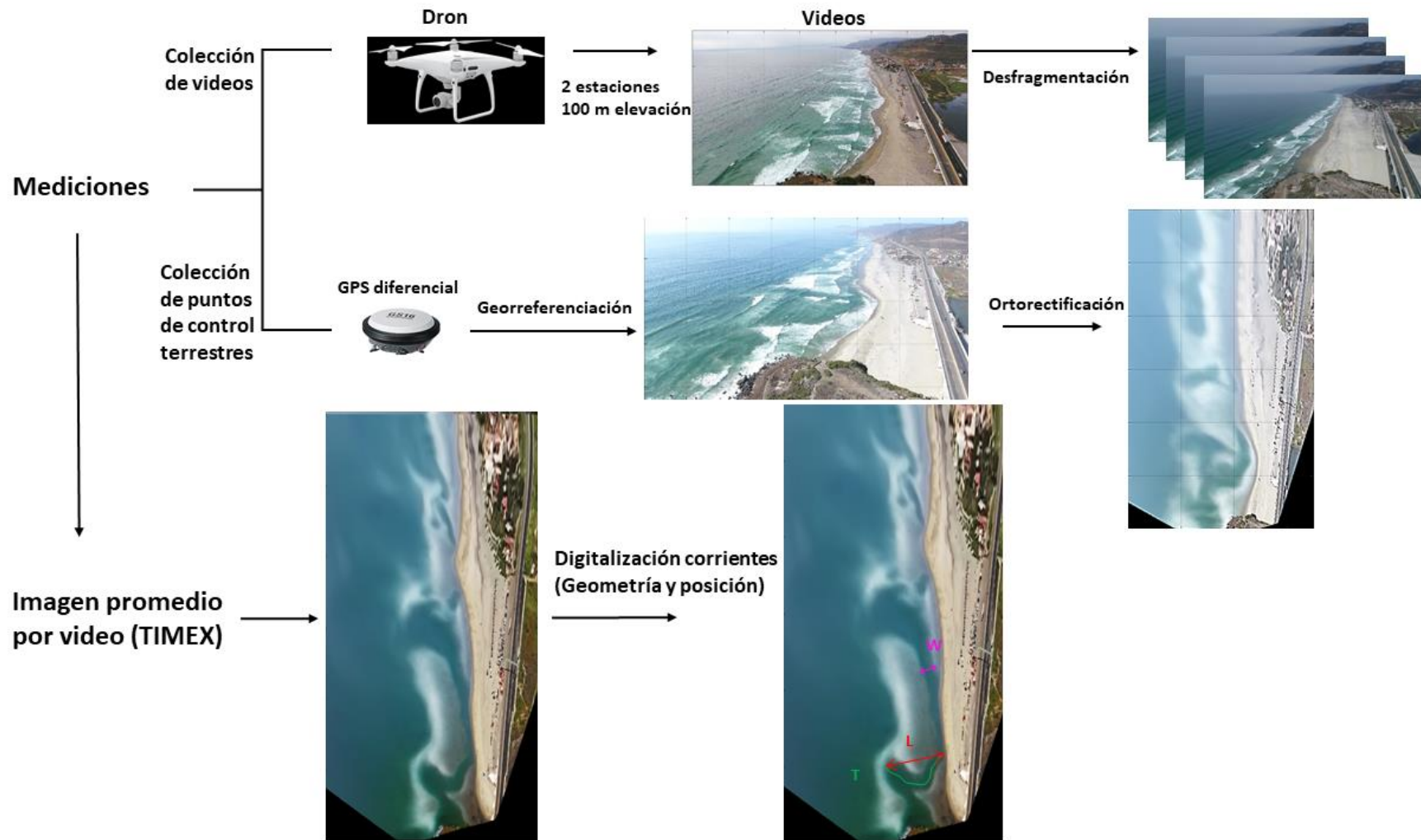


Figura 5.4. 2 Diagrama de flujo de la metodología definida para cuantificar la geometría y ubicación de las corrientes de retorno a partir de las mediciones de video colectadas con el VANT(dron) .

5.4.1.- Procesamiento de videos

Después de ubicar los GCP en las imágenes, se seleccionaron otros puntos de control virtuales (*virtual control points*; VCP) que ayudan a corregir cualquier corrimiento de la imagen del video (Figura 5.4. 2). VCP son objetos brillantes que contrastan con su entorno, se selecciona un valor de intensidad RGB específica que ayuda a aislarlo y para que de forma automática puedan ser identificados en cada imagen para ayudar a mejorar la georreferenciación. Después de georrectificar las imágenes se ortorrectifican para obtener una vista aérea, y después se promedian pixel a pixel todas las imágenes de cada video para obtener la imagen promedio llamada *timex* (time-exposure) (Figura 5.4.2).

La identificación de las corrientes de retorno se realiza utilizando las imágenes *timex*, que corresponden con patrones más oscuros que la espuma, ubicados entre la zona de rompientes y la línea de costa, visibles debido a la ausencia de rompimiento del oleaje. Con el fin de caracterizar la variabilidad espacio-temporal de las corrientes, se obtuvieron las coordenadas de su ubicación y longitud y anchura de cada *timex*, para todas las imágenes entre febrero 2017 y febrero 2019.

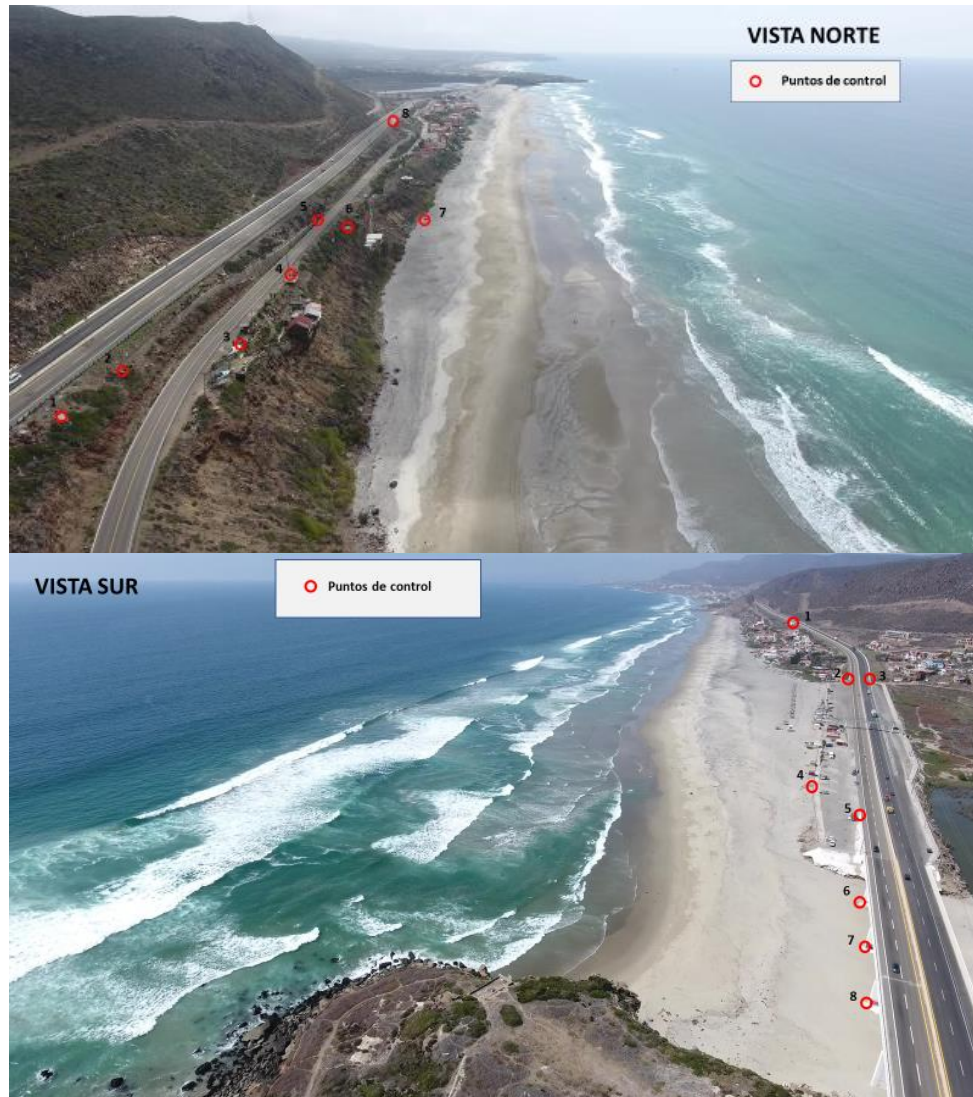


Figura 5.4. 3 Ubicación de los GCPs en las vista aérea de cada estación de video-monitoreo. Estación norte (panel superior; 25/07/17) y estación sur (panel inferior; 25/04/18).

5.4.2.-Georreferenciación y ortorectificación de imágenes

Para la georreferenciación se siguió el método sugerido por Holman et al. (2017), quienes describen detalladamente la relación fotogramétrica de la imagen, es decir, la conexión entre la ubicación de un objeto en el mundo real y su ubicación en la imagen. Recomiendan utilizar un mínimo de cuatro GCPs para resolver adecuadamente la ubicación del objeto en la imagen.

Todo objeto en el mundo real posee coordenadas 3D (x, y, z), mientras que en una imagen cuenta con coordenadas 2D (U, V). Para igualar ambas matrices se requiere de una matriz de transformación proyectiva 3 x 4, P, dando:

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

La matriz proyectiva, P, está compuesta por tres matrices

$$\mathbf{P} = \mathbf{K} \mathbf{R} [\mathbf{I} \mid -\mathbf{C}]$$

Donde R es la matriz de rotación que describe la vista 3D de la cámara comparada con el sistema de coordenadas terrestres. Entre corchetes se encuentra una matriz de identidad 3x3, **I**, aumentada por C, un vector 3x1 de la ubicación de la cámara.

La matriz **K** contiene los parámetros intrínsecos de la cámara, es decir, es una matriz que se construye después de realizar una calibración intrínseca del lente de la cámara. En este trabajo la calibración intrínseca se realizó utilizando la paquetería de calibración Caltech sugerida por Holman et al. (2017). La matriz K está compuesta de la siguiente manera:

$$\mathbf{K} = \begin{bmatrix} f_U & s & U_0 \\ 0 & f_V & V_0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

Donde, f_U y f_V son las distancias focales en las direcciones U y V, expresadas en pixeles, U_0 y V_0 son las coordenadas del punto principal (centro de la imagen) y s es la oblicuidad de la imagen (seno del ángulo entre U y V) y se asume que es 0.

La matriz de rotación **R** está compuesta por el azimuth, la inclinación (cero en el nadir, elevándose hasta 90° en el horizonte) y el giro (que es la rotación en torno a la dirección de vista de la cámara, positivo en el sentido contrario a las manecillas del reloj). Por último, la matriz **C** corresponde a la ubicación de la cámara en coordenadas terrestres 3D.

En total se tienen 11 incógnitas de las cuales 5 pueden ser resueltas mediante la calibración de la cámara y las 6 incógnitas restantes se resuelven después de la colocación

de la cámara (las tres coordenadas de la ubicación de la cámara y los tres ángulos rotacionales). Estos seis valores normalmente se obtienen usando GCPs, es decir, son puntos con coordenadas terrestres conocidas y claramente visibles en la imagen para poder ser identificados y digitalizados con facilidad.

Como mencionado previamente, para resolver las 6 incógnitas se requieren al menos 6 valores conocidos. Cada GCP aporta dos valores (U,V), por ende al menos 3 GCPs son requeridos. Se podría incluso reducir las incógnitas a solo dos (Tabla 1) extrayendo las coordenadas de posición de la cámara, que normalmente está disponible en drones con GPS, como es el caso del DJI Phantom. Y, debido a la alta estabilidad del dron, se podría asumir que la rotación de la cámara es 0° . Sin embargo, esto no es del todo certero. Holman et al. (2017) realizaron un análisis de error alternando varias combinaciones de los parámetros conocidos y desconocidos (Tabla 1) y finalmente recomendaron calcular las 6 incógnitas con ayuda de 4 GCPs.

Tabla 1. Análisis del número de GCPs necesarios para resolver las 6 incógnitas que permiten identificar un objeto real con una imagen (tomado de Holman et al., 2017).

Knowns	Unknowns	Number of GCPs	Mean error (m)	Median error (m)	95% error (m)	Max error (m)
None	x_c, y_c, z_c az, tilt, roll	4	0.9	0.6	1.7	4.9
Roll	x_c, y_c, z_c az, tilt	3	1.8	0.6	10.4	23.9
x_c, y_c, z_c	az, tilt, roll	3	8.5	7.2	20.0	25.3
		2	10.2	6.9	30.6	51.8
x_c, y_c, z_c roll	az, tilt	3	7.1	6.9	13.1	15.8
		2	7.6	6.2	18.1	33.7
		1	10.0	5.5	39.0	61.0
x_c, y_c roll	z_c az, tilt	3	10.1	4.4	41.5	81.6
		2	11.0	5.4	44.7	138.0

5.4.3.-Digitalización de las corrientes de retorno: ubicación y geometría

Una vez obtenidas las imágenes promedio timex para cada estación de vuelo y día de muestreo, se realizó una digitalización manual de cada corriente de retorno, mostrando su ubicación (coordenadas de posición) y geometría (distancia longitudinal y transversal) (Figura 5.4. 4). Los pasos a seguir se describen a continuación:

- 1.- Ubicación: las coordenadas geográficas de la posición de las corrientes estarán referidas a la ubicación de la mitad de su anchura en la línea de costa.
- 2.- Numeración: una vez identificada una corriente, se le da seguimiento a su posición por su color, con el fin de visualizar mejor su cambio de posición en el tiempo.
- 3.- Geometría: se determinará la longitud (L) y anchura (W) de cada corriente de retorno identificada. Se medirá la distancia de la corriente de retorno desde su inicio en la línea de costa hasta la cabeza (atravesando la zona de rompientes) para determinar la longitud. Su anchura será tomada en la zona del cuello de la corriente.
- 4.- Trayectoria: se digitalizará la trayectoria transversal de la corriente de retorno desde su origen en la línea de costa hasta su salida atravesando la zona de rompientes. Para ello se ubicarán varios puntos a lo largo de la corriente tomando el punto medio entre extremos como el valor referente.

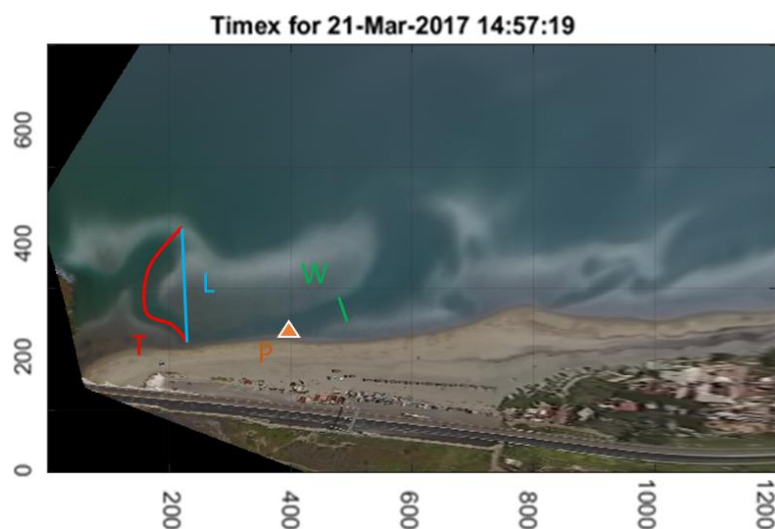
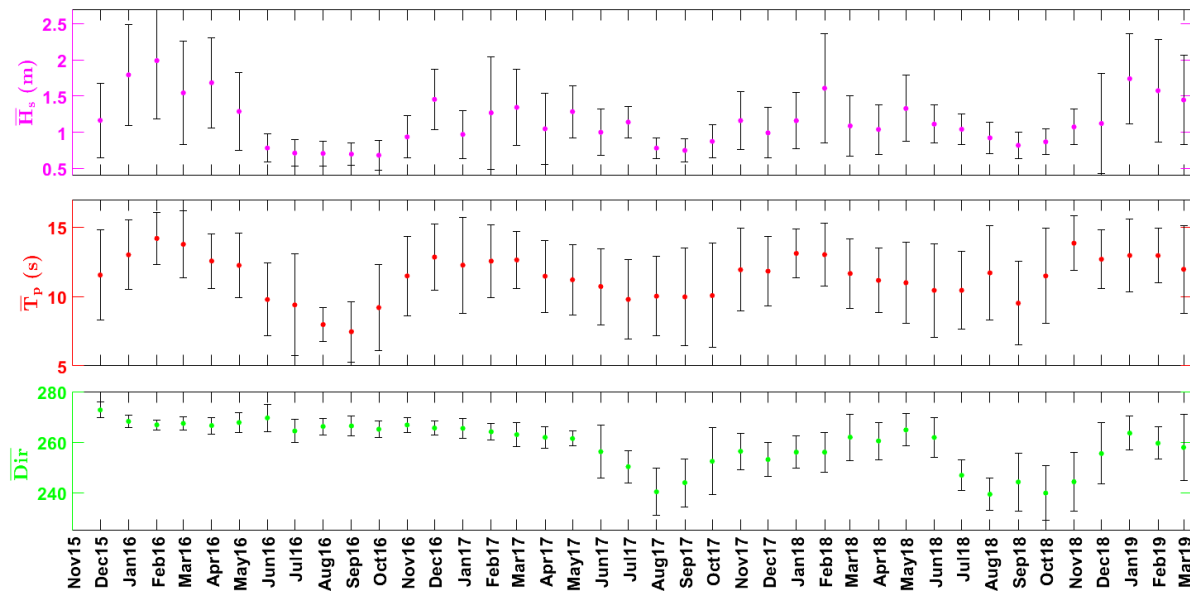


Figura 5.4. 4 Ejemplo de resultado de la ubicación (P), trayectoria (T), longitud (L) y anchura (W) de una corriente de retorno identificada en una imagen timex (21/Mar/17).

6.- Resultados

6.1.- Variabilidad estacional del oleaje

El oleaje anual promedio en playa La Misión muestra una altura de ola significativa de 1.1 m con un periodo pico espectral asociado de 11.5 s y dirección proveniente de 253° (WSW). El oleaje presenta una variabilidad estacional clara, siendo más corto ($T_p \approx 10$ s) y pequeño ($H_s < 0.8$ m) en verano, entre julio y septiembre (Tabla 2), y más largo ($T_p > 11.5$ s) y energético ($H_s > 1.1$ m) entre octubre y marzo (Figuras 6.1. 1). Durante el invierno de El Niño de 2015-2016 se presenció oleaje más largo y de mayor altura de ola ($T_p \approx 13$ s, $H_s > 1.8$ m) y se extendió hasta abril con condiciones $H_s > 1.1$ m, a diferencia de los otros inviernos en los que estas condiciones finalizaron entre febrero y marzo.

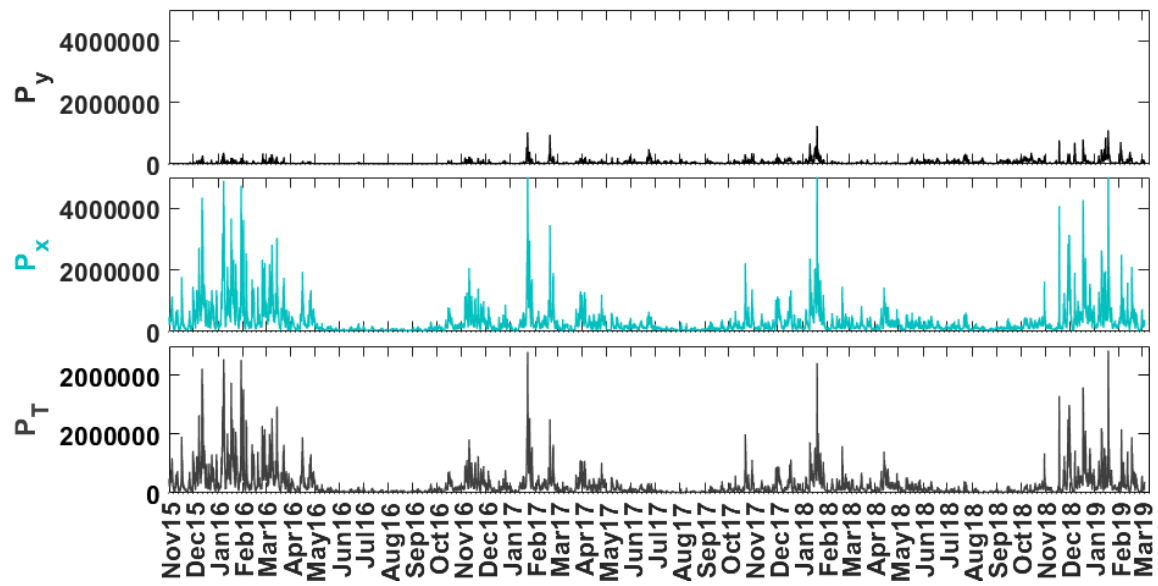


Figuras 6.1. 1 Series de tiempo de altura significativa del oleaje (sup), periodo asociado al pico de la energía del oleaje (med) y dirección (inf). Se muestran los valores promedios mensuales y su desviación estándar.

Tabla 2 Promedios estacionales de parámetros del oleaje.

Año		Periodo	Hs (m)	Tp (s)	Dir (°)
2015-16	INVIERNO	noviembre-febrero	1.6 ± 0.7	13.1	268.8
2016	PRIMAVERA	marzo - mayo	1.3 ± 0.6	11.5	268
2016	VERANO	junio - octubre	0.7 ± 0.2	9.1	265.8
2016-17	INVIERNO	noviembre-febrero	1.3 ± 0.6	12.6	264.6
2017	PRIMAVERA	marzo - mayo	1.1 ± 0.4	11.1	259.6
2017	VERANO	junio - octubre	0.9 ± 0.3	10.4	248.6
2017-18	INVIERNO	noviembre-febrero	1.2 ± 0.6	12.4	256.7
2018	PRIMAVERA	marzo - mayo	1.2 ± 0.4	10.9	262.4
2018	VERANO	junio - octubre	0.9 ± 0.2	11.4	243
2018-19	INVIERNO	noviembre-febrero	1.5 ± 0.7	12.7	259.3
2019	PRIMAVERA	marzo - mayo	1.2 ± 0.2	14	253.1

Los flujos de energía obtenidos nos indican claramente una estacionalidad marcada, tanto en la energía longitudinal (P_y) y transversal (P_x). Ambos muestran periodos de elevada energía en los meses de octubre a mayo y periodos de calma en los meses de junio a septiembre. El flujo de energía transversal supera casi cinco veces el valor de la energía longitudinal, esto no quiere decir que el flujo longitudinal es irrelevante, simplemente indica que el flujo transversal es el que domina la dinámica de la playa.



Figuras 6.1. 2 Flujo de energía longitudinal(P_y), y transversal (P_x) y total (P_t).

6.2.- Variabilidad morfológica de la playa

Al tratarse de una playa de arena y estar expuesta a oleaje energético, La Misión es una playa muy dinámica que presenta cambios morfológicos importantes a lo largo del año. Esto lo podemos observar en la **Error! No se encuentra el origen de la referencia.** la cual muestra que la playa presenta un patrón estacional en su morfología. En verano (junio a octubre) la playa submareal presenta poca arena, para el final del verano la barra submareal es inexistente, consecuentemente, la sección subaérea contiene la mayor parte de la arena de la playa. Cuando inicia el periodo de alta energía del oleaje (entre octubre y noviembre), la playa subaérea empieza a erosionarse, parte se acumula en la franja intermareal baja y principalmente la arena se acumula en forma de barra en la parte submareal cercana. La erosión de la playa subaérea incrementa gradualmente conforme avanza el periodo invernal (de diciembre a febrero). En enero es muy evidente la acreción submareal en forma de barra, la cual se mantiene hasta inicios de la primavera (marzo). En primavera (marzo a junio) este comportamiento morfológico se invierte, la playa submareal empieza a erosionarse, la barra migra hacia tierra, y se deposita sedimento en la zona subaérea. Durante el verano la barra acoplada a la línea de costa distribuye su sedimento en la sección intermareal, haciendo desaparecer por completo la barra para finales de esta estación (Figura 6.2.1).

En términos de la dinámica de la barra. Su formación es notoria cerca de la línea de costa entre octubre y noviembre, se forma un canal que la separa de la orilla. La barra submareal se aleja de la orilla durante el periodo de alta energía de invierno (Figura 6.2.2). A partir de marzo (inicio de la primavera) la disminución de energía de oleaje favorece el transporte de arena hacia la orilla, se observa acreción intermareal, muy probablemente asociada a la apertura de canales en la barra (se segmenta). En este periodo logran apreciarse estructuras parecidas a montículos, y se presentan lengüetas de barra perpendiculares a la costa, que se unen a la playa intermareal, indicativo del acoplamiento parcial de la barra. A partir de junio se inicia la formación de una terraza intermareal, y la barra submareal desaparece por completo para finales del verano (de agosto a septiembre). En resumen, la barra se forma en noviembre, se segmenta en marzo

abril, se acopla a la línea de costa entre junio y julio y desaparece por completo entre agosto y septiembre.

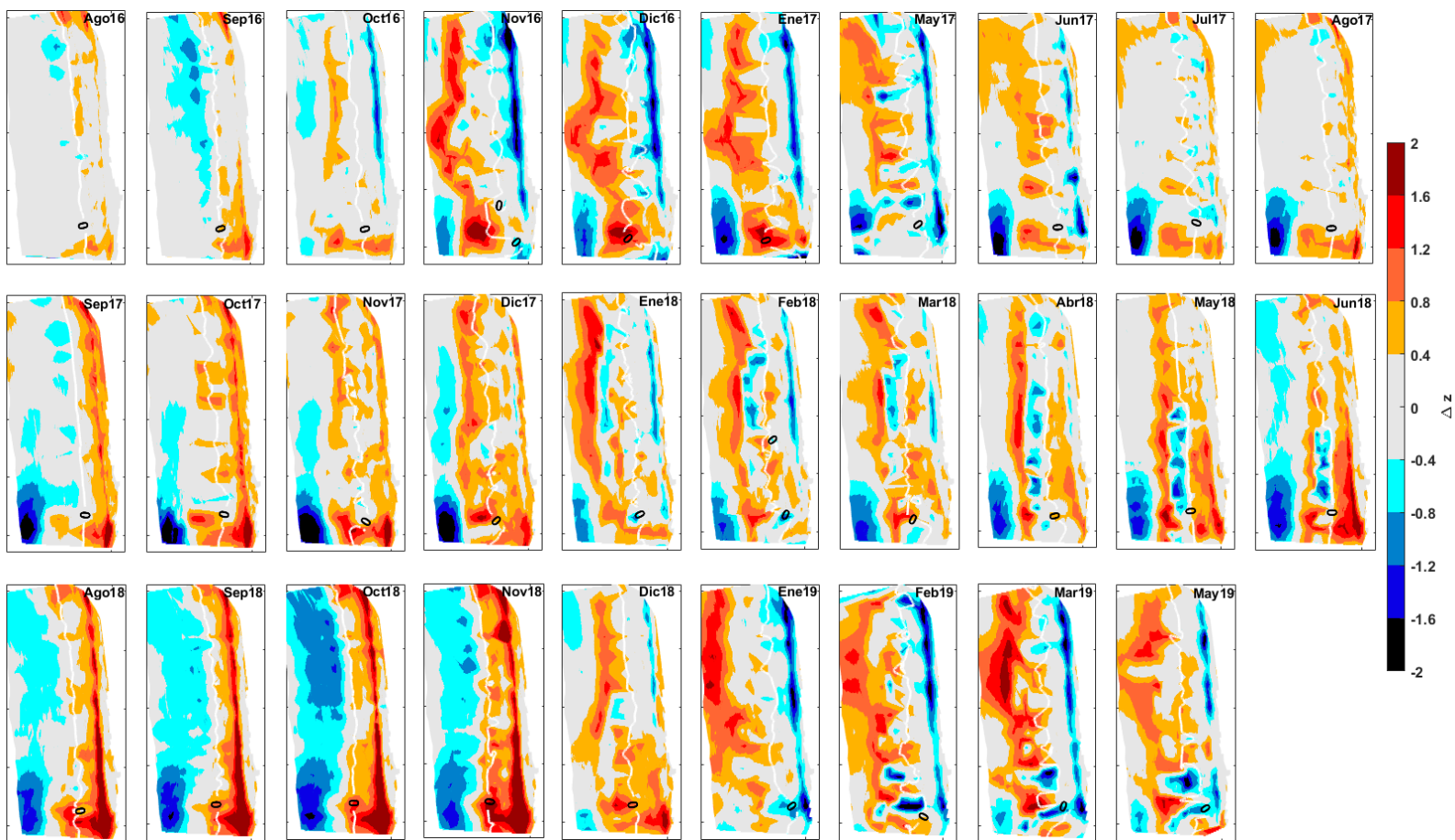


Figura 6.2. 1 Diferencias morfológicas acumuladas desde noviembre 2015 a Marzo 2019.

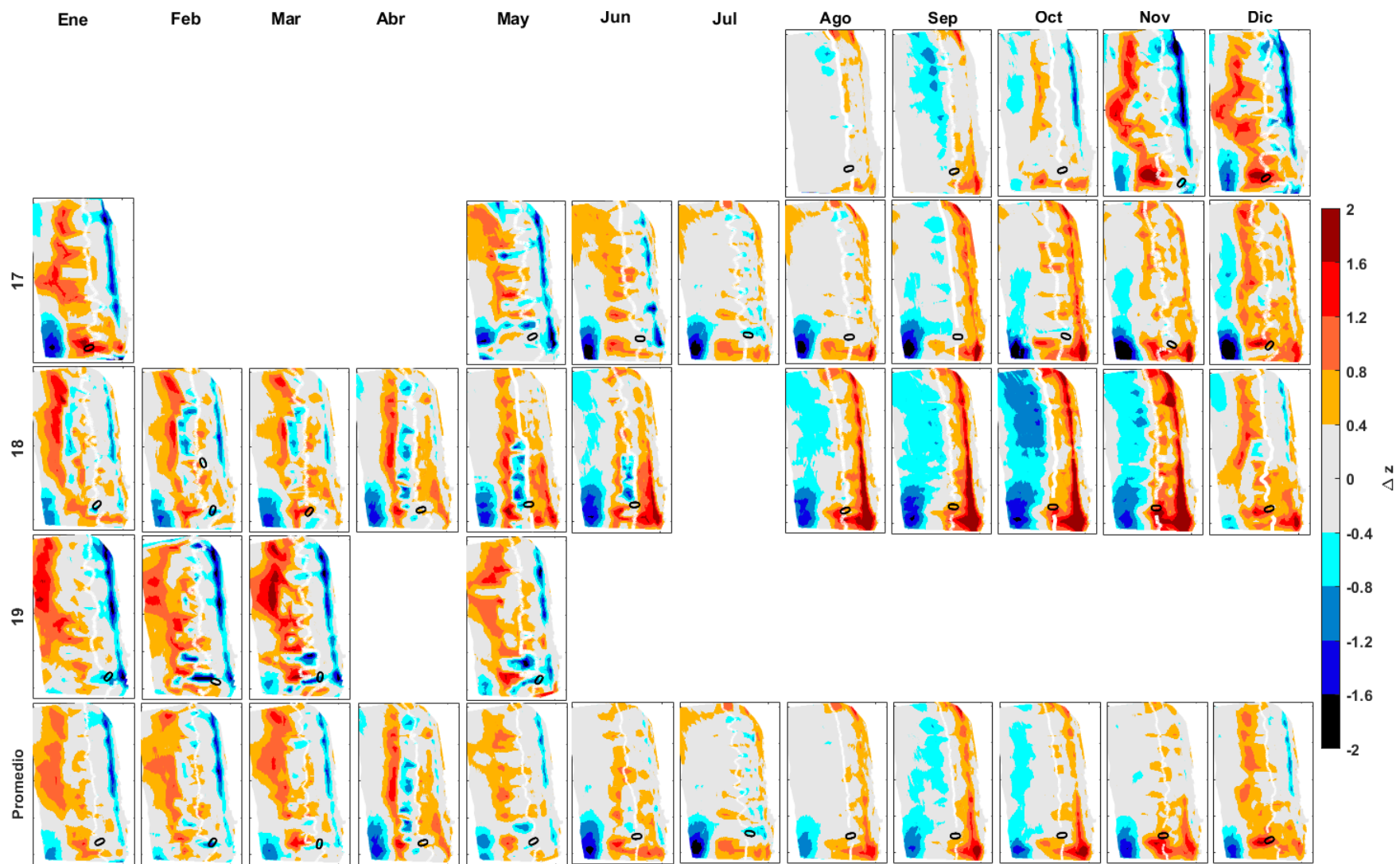


Figura 6.2. 2 Cambios morfológicos en dos años diferentes (16-17 y 17-18) y el promedio en la parte inferior.

6.3.- Estados morfodinámicos de la playa

Los resultados de la serie de tiempo del parámetro adimensional de la velocidad de caída de sedimento, Ω , indica que la playa presenta sus valores más altos en invierno, principalmente en 2016 y 2019, con valores cercanos a 5, indicativo de un estado morfodinámico intermedio disipativo. Por el contrario, los valores de Ω más bajos, cercanos a 2 ocurren durante condiciones de baja energía de oleaje, que es cuando la playa presenta estados morfodinámicos intermedios reflejantes. La variabilidad del flujo de energía es muy parecida a la de Ω , lo que indica que las variaciones morfológicas de la playa están principalmente controladas por la energía del oleaje incidente (Figura 6.3.1).

Los valores máximos de Ω y del flujo de energía total ocurren de diciembre a abril, coincidiendo con el periodo de oleaje más largo y energético (Figura 6.3.1). Consecuentemente, el periodo de flujo de energía bajo ocurre de junio a octubre. Los periodos energéticos (dic-abr) de los años 2016 y 2019 muestran mayor fluctuación y valores más elevados que aquellos de 2017 y 2018. En los inviernos 2016 y 2019 se observan el incremento en los flujos de energía iniciando a finales de noviembre y continúan hasta marzo, donde comienzan a disminuir en intensidad. A diferencia de los periodos energéticos invernales de 2017 y 2018, en los cuales hay un incremento en los flujos de energía en noviembre, diciembre permanece tranquilo y a mediados de enero los flujos de energía se disparan de nuevo. Posteriormente se presentan dos incrementos de la energía entre febrero y abril, y se regresa al periodo de calma con valores relativamente bajos en el flujo de energía.

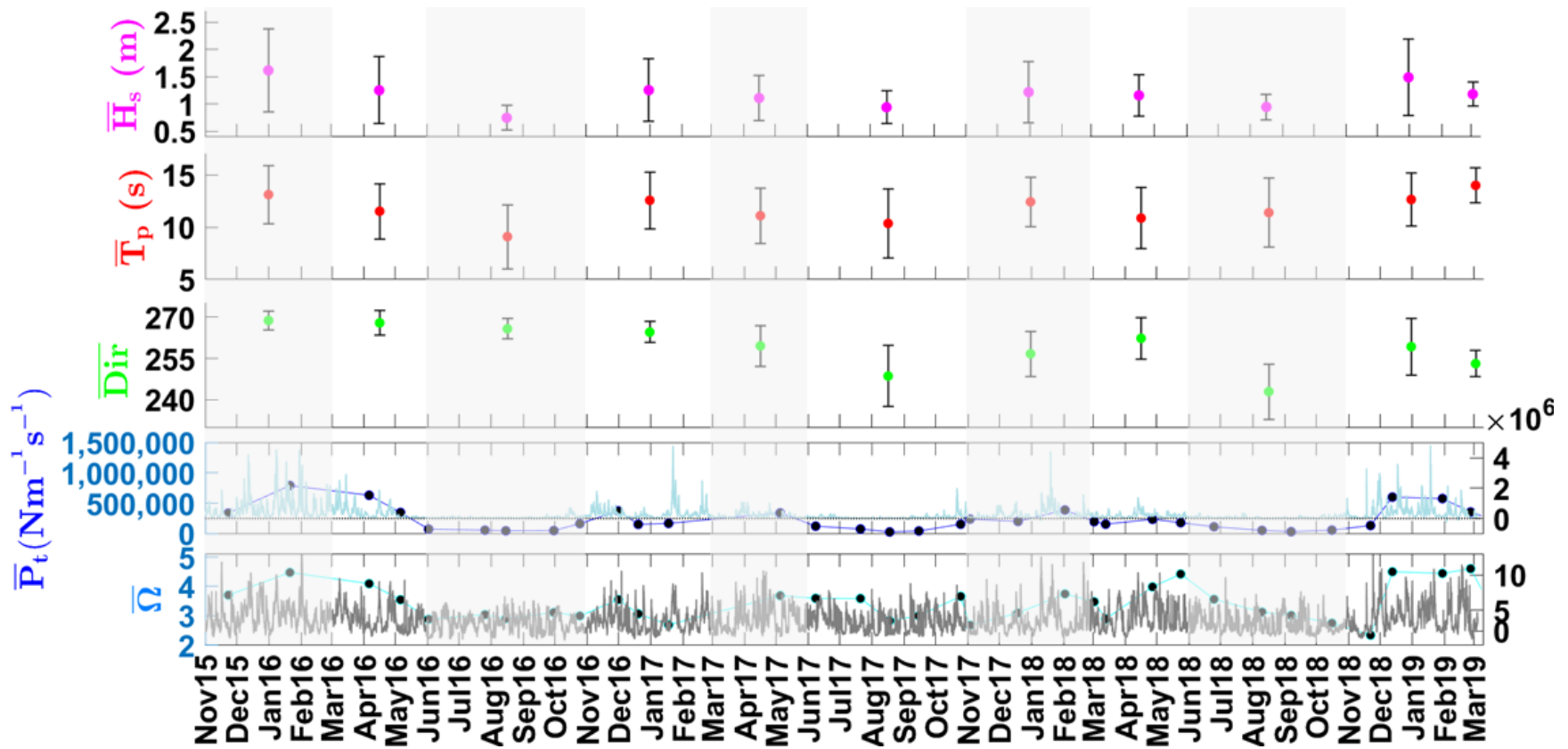


Figura 6.3. 1 . Valores estacionales promedio de la altura significativa de ola (H_s), periodo espectral pico (T_p) y dirección (tres paneles superiores), y serie de tiempo horaria del flujo de energía total del oleaje (P_t ; en azul) y parámetro adimensional de velocidad de caída de sedimento Ω (línea gris) (dos paneles de abajo). Los valores promedio de P_t y Ω para periodos entre mediciones morfológicas están representados por las líneas con círculos.

Los valores obtenidos de Ω muestran rangos variables entre 2 y 5, por tanto, la playa mantiene un estado intermedio durante el año, el cual fluctúa entre estados que tienen a ser más disipativos en invierno (Ω cercana a 5) y más reflejante en verano cuando la barra se acopla a la línea de costa hasta desaparecer al final de la estación (Ω cercano a 2). La Figura 6.3.2 muestra un ejemplo de los meses más representativos de cada estado morfodinámico, en los cuales se marcan los canales con colores fríos (azules) y las barras o acumulaciones de arena en colores cálidos (naranjas y rojos).

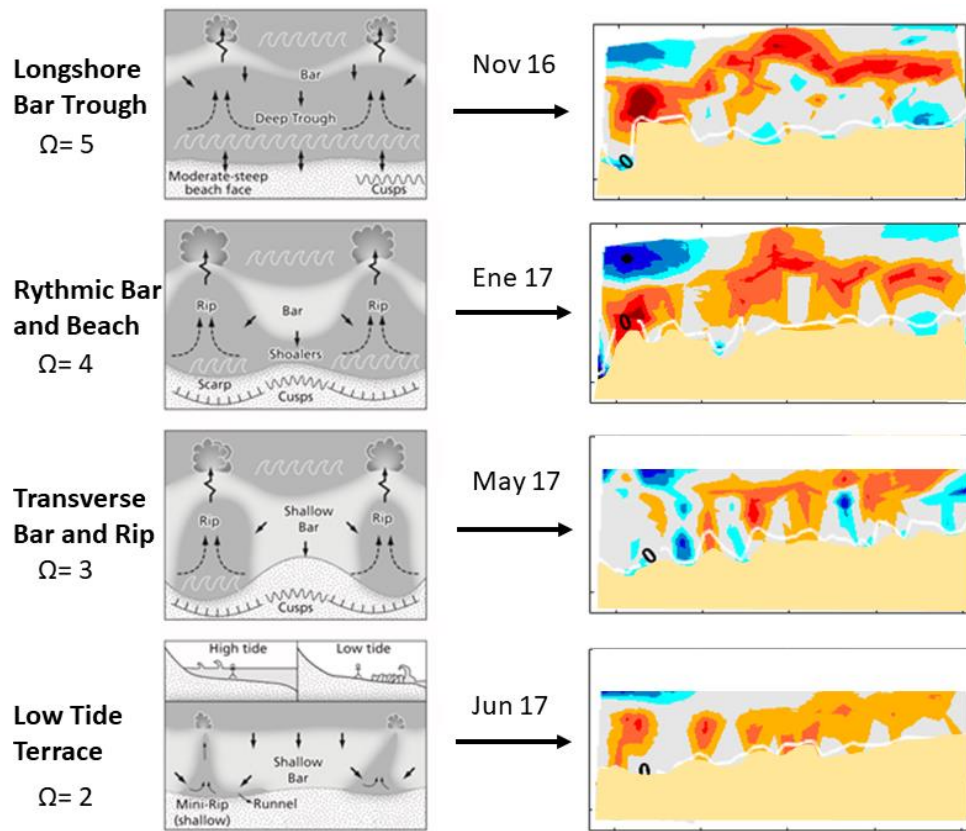


Figura 6.3. 2 Estados morfodinámicos identificados en la playa La Misión (paneles derechos) comparados con los descritos por Wright y Short (1984; paneles izquierdos).

6.4.- Morfodinámica asociada a las corrientes de retorno

Con el fin de caracterizar la geometría y número de corrientes de retorno a lo largo del año, se decidió identificar imágenes timex para estados morfodinámicos previamente identificados con el análisis morfológico.

Como indicado previamente, el estado morfodinámico intermedio más disipativo, LBT (longshore bar-trough) ocurre únicamente durante condiciones de alta energía cuando la barra es rectilínea y está alejada de la línea de costa ($\Omega=5$). La Figura 6.3.1 muestra que este estado fue predominante en enero 2019, por ejemplo, y principalmente en la parte norte de la playa. En la Figura 6.4.1 se comparala morfología de la playa con las timex obtenidas en enero 2019. Cuando la barra es rectilínea y alejada (mitad norte de la playa) no existen corrientes de retorno, la zona de rompientes está bien definida y es longitudinalmente homogénea. La mitad sur de la playa presenta un estado RBB (rithmic bar and beach), partes de la barra se encuentran cerca de la línea de costa, dando lugar a la formación de algunas corrientes de retorno.

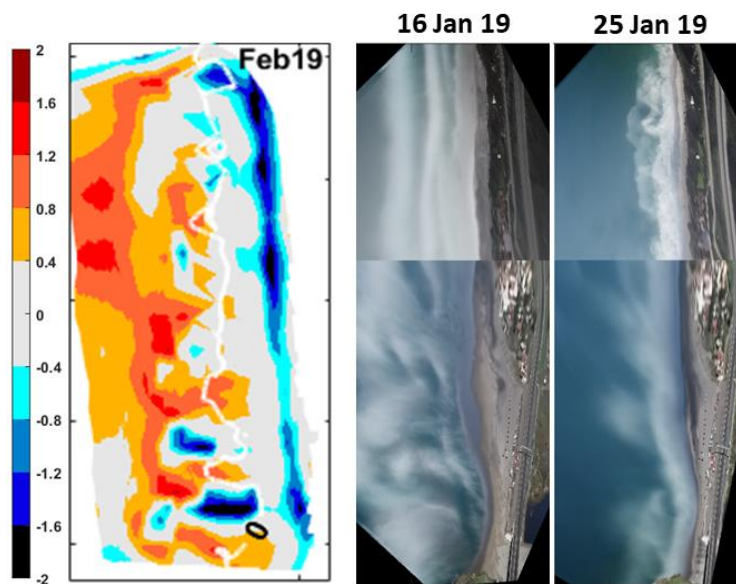


Figura 6.4. 1DEM representando el estado morfodinámico LBT (panel izquierdo) y timex de ejemplo tomadas durante ese estado morfodinámico en NM: 1.4 y 0.9 y Hs= 1.7 y 1.1 respectivamente (panel derecho).

El estado morfodinámico RBB (rythmic bar –beach) ocurre cuando disminuye la energía incidente del oleaje después del invierno, lo que permite que la barra longitudinalmente homogénea migre hacia tierra volviéndose rítmica (irregular) y permitiendo la apertura de algunos canales. Como se

muestra en la Figura 6.3.1., este estado fue predominante en febrero 2019. En la Figura 6.4.2 se compara la morfología de la playa con las timex obtenidas para esa fecha. Se observa que en la mitad norte parte de la barra se acerca a la playa, mientras que otras secciones se quedan alejadas. Sin embargo, la mitad sur de la playa muestra un estado quizá más reflejante (i.e. transverse bar-rip) debido a que algunas secciones de la barra se han acoplado a la línea de costa. Las corrientes de retorno están presentes en toda la playa, con una distancia de separación similar entre cada una. El sur presenta corrientes con anchuras y trayectorias mayores, al norte las corrientes son más pequeñas a la vista, no presentan gran definición, e incluso llegan a ausentarse. Esto está asociado a la profundidad de los canales, los cuales son más profundos en el sur que norte.

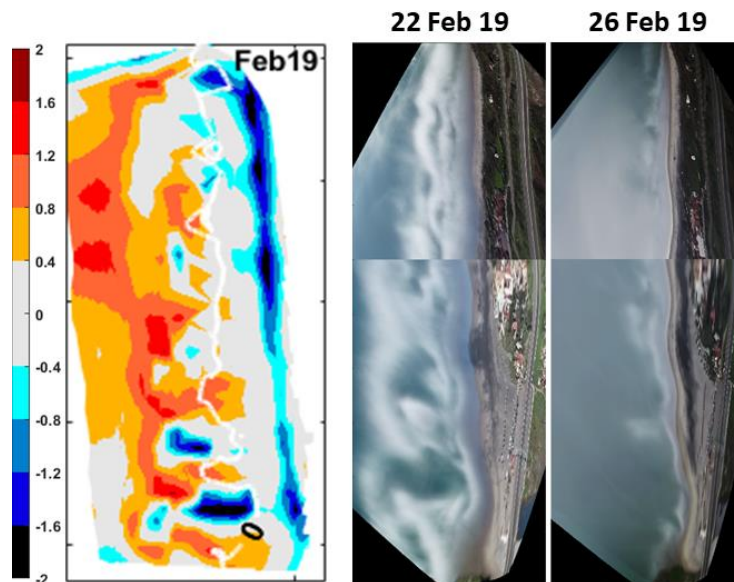


Figura 6.4.2 DEM representando el estado morfodinámico RBB (panel izquierdo) y timex de ejemplo tomadas durante ese estado morfodinámico en $NM= 0.3$ y 0.4 , y $H_s= 1.7$ y 0.5 (panel derecho).

El estado morfodinámico TBR (transverse bar-rip) es el más común de la playa, ocurre tanto al principio del invierno cuando la barra aún está parcialmente acoplada a la línea de costa (antes de la incidencia de alta energía de oleaje) o entre primavera y principios de verano, cuando baja la energía de oleaje y la barra consigue acoplarse parcialmente a la línea de costa. Durante este estado morfodinámico es cuando se presenta el mayor número de corrientes de retorno a lo largo de toda la playa. Estas corrientes están mucho mejor definidas en primavera que en invierno, debido a que los canales de retorno son más profundos entre marzo y junio (Figura 6.4.3.).

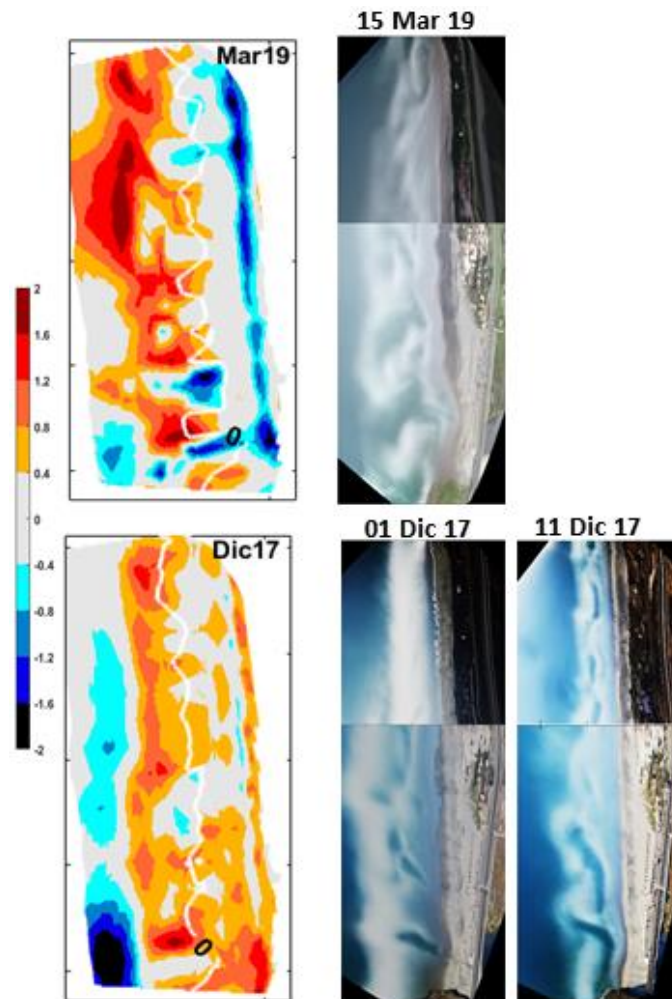


Figura 6.4.3 DEMs representando el estado morfodinámico TBR (paneles izquierdos) y timex de ejemplo tomadas durante ese estado morfodinámico en $NM= 1.3$ y $H_s= 1.9$ para el 15 de marzo de 2019; y $NM= 1.3$ y 1.1 , y $H_s= 1.8$ y 0.9 para el 01 y 11 de diciembre respectivamente (paneles derechos).

La Figura 6.4.3. muestra que las corrientes al norte son más pequeñas que las del sur, aunque todas están bien definidas, el hecho de que los canales sean más profundos permite que las corrientes sean más estables y más fáciles de identificar al sur. En la región central de la playa las corrientes no cuentan con una estructura ideal para ser observadas, presentan mayor irregularidad y distorsión, y en ocasiones están ausentes. Esto último está relacionado con que en la sección central la formación de canales es menos evidente.

Por último, el estado morfodinámico LTT (low tide-terrace) ocurre al principio de la formación de la barra de arena (octubre o noviembre) o al final de la primavera, cuando la barra está completamente acoplada a la línea de costa y da lugar a la formación de una terraza (Figura 6.4.4.). Durante este estado se incrementa el número de corrientes a lo largo de toda la playa, sin embargo, disminuyen sus dimensiones geométricas. Se puede apreciar dos comportamientos en la playa: una con presencia de corrientes pequeñas, uniformemente espaciadas, con una línea de rompiente no definida, y el otro con una línea de rompiente muy bien definida paralela a la línea de costa, con ausencia casi total de corrientes. A su vez, las regiones sur y norte no presentan un comportamiento del todo idéntico, en ocasiones no se presentan corrientes en el norte mientras que el sur presenta algunas corrientes pequeñas.

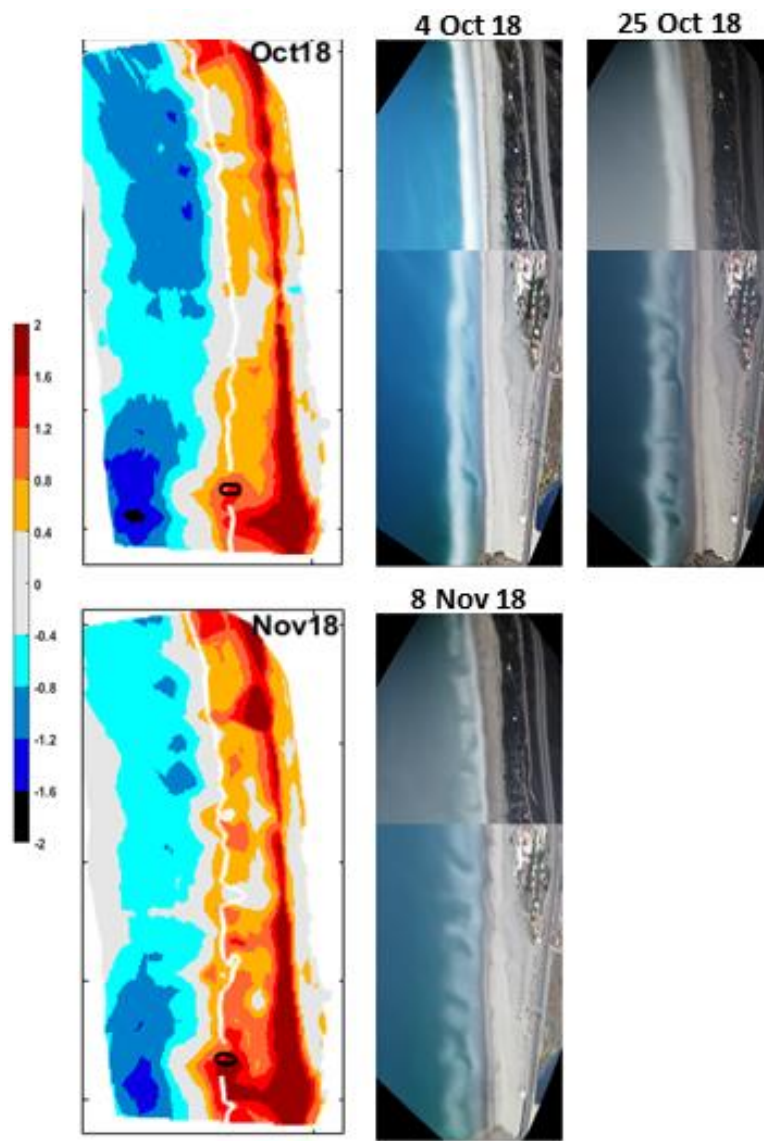


Figura 6.4.4 DEMs representando el estado morfodinámico LTT (paneles izquierdos) y timex de ejemplo tomadas durante ese estado morfodinámico en $NM= 1.2$ y 0.5 , y $H_s= 1.0$ y 1.9 para el 04 y el 15 de octubre respectivamente; y $NM= 0.4$ y $H_s= 1.9$ para el 08 de noviembre del 2018. (paneles derechos).

6.5.- Variabilidad temporal de la ubicación y geometría de las corrientes de retorno

6.5.1. Número de corrientes de retorno, ubicación y persistencia

Las corrientes de retorno están presentes la mayor parte del año, aunque hay unas más persistentes que otras que se aprecian solo en algunas ocasiones. Se ha identificado un total de 16 corrientes de retorno durante los dos años de datos de febrero 2017 a febrero 2019.

La mitad norte de la playa presenta 9 corrientes, mientras que se han identificado 7 en el sur. La persistencia de las corrientes en ambas secciones de la playa fue similar, en ambos hubo cuatro corrientes que lograron ser identificadas casi permanentemente y distribuidas de forma similar durante los dos años de estudio.

Las corrientes siguen un patrón de desplazamiento longitudinal similar en ambas secciones de la playa, pero en ocasiones se observan diferencias entre el norte y sur. Las corrientes R1 y R2, ubicadas en el extremo sur de la playa son las más persistentes, se observan casi todo el año, aunque presentan una oscilación longitudinal en su posición de alrededor de 100 m, respondiendo ambas de igual manera (Figura 6.5.1.1.) En ocasiones se detectó una corriente entre estas (llamada R 1-2) la cual podría ser un desprendimiento de alguna de ellas. En el norte las corrientes R7 y R8 mostraron mayor persistencia estando presentes casi todo el año, ocasionalmente al norte de ellas aparece otras dos corrientes (R9 y R10) pero son de corta permanencia. Cuando la altura de ola supera los 1.7 m, no se observan corrientes en la playa. Por igual, no se observan corrientes en el mes de octubre, en ambos años. La mayor cantidad de corrientes se observaron durante junio y agosto del 2017.

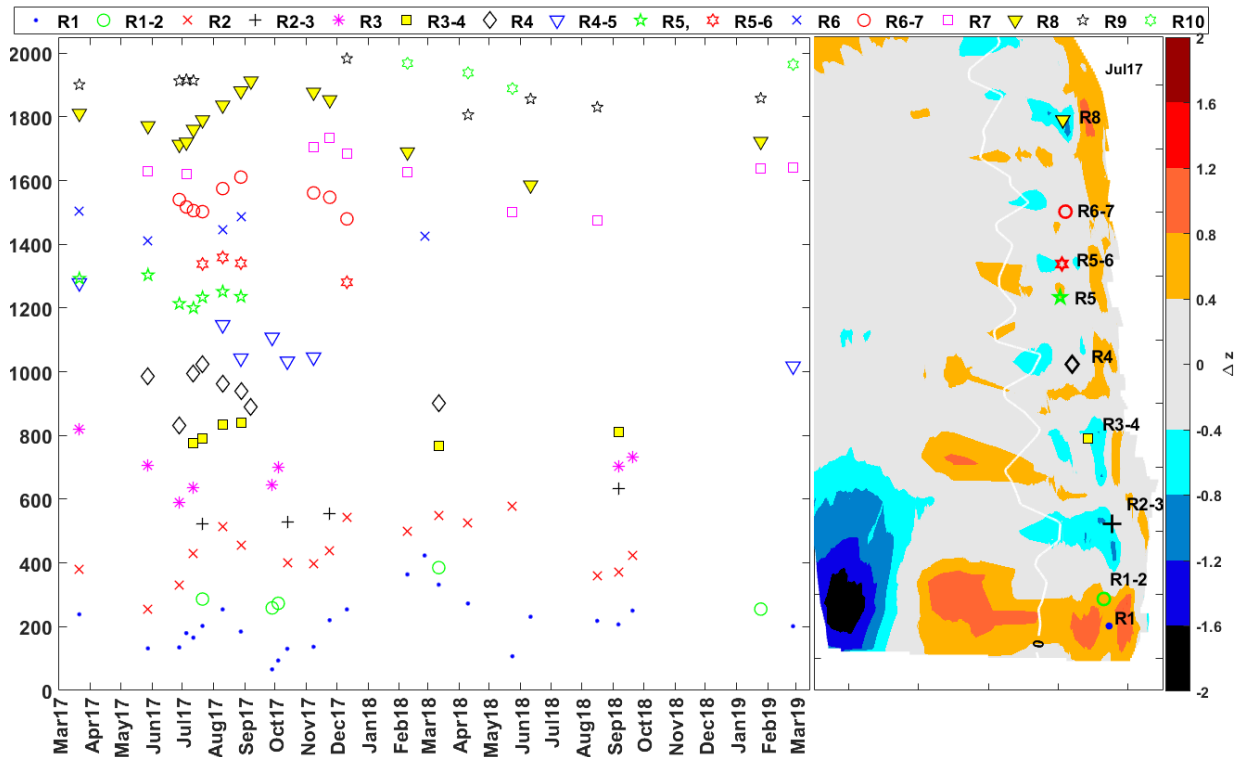


Figura 6.5.1.1 Posición longitudinal promedio de las corrientes en la playa. Nótese que R1 es la corriente del sur y R10 es la del extremo norte de la playa.

6.5.2. Geometría de las corrientes de retorno durante el periodo de estudio

Las corrientes de la playa La Misión muestran mucha variabilidad geométrica. Existen corrientes de retorno largas y estrechas, también ocurren anchas y cortas, así como cortas y estrechas. La Figura 6.5.2.1 Serie de tiempo de la longitud anchura y trayectoria promedio de las corrientes. Figura 6.5.2.1 muestra el promedio de las características geométricas de las corrientes a lo largo del tiempo. Presentan dos periodos característicos en su geometría. Entre julio y noviembre, durante condiciones de baja energía de oleaje y estados morfodinámicos más reflejantes (en ausencia de barra submareal o durante su proceso de formación), las corrientes son pequeñas, presentan longitudes en promedio de 120 m y son relativamente angostas, entre 30 y 40 m. Por otro lado, de enero a mayo, durante el periodo de alta energía de oleaje y cuando la playa presenta estados morfodinámicos intermedios que favorecen la formación de canales de retorno, las corrientes identificadas son más largas, en promedio de 250m de longitud y anchas, de 50 m o incluso mayores.

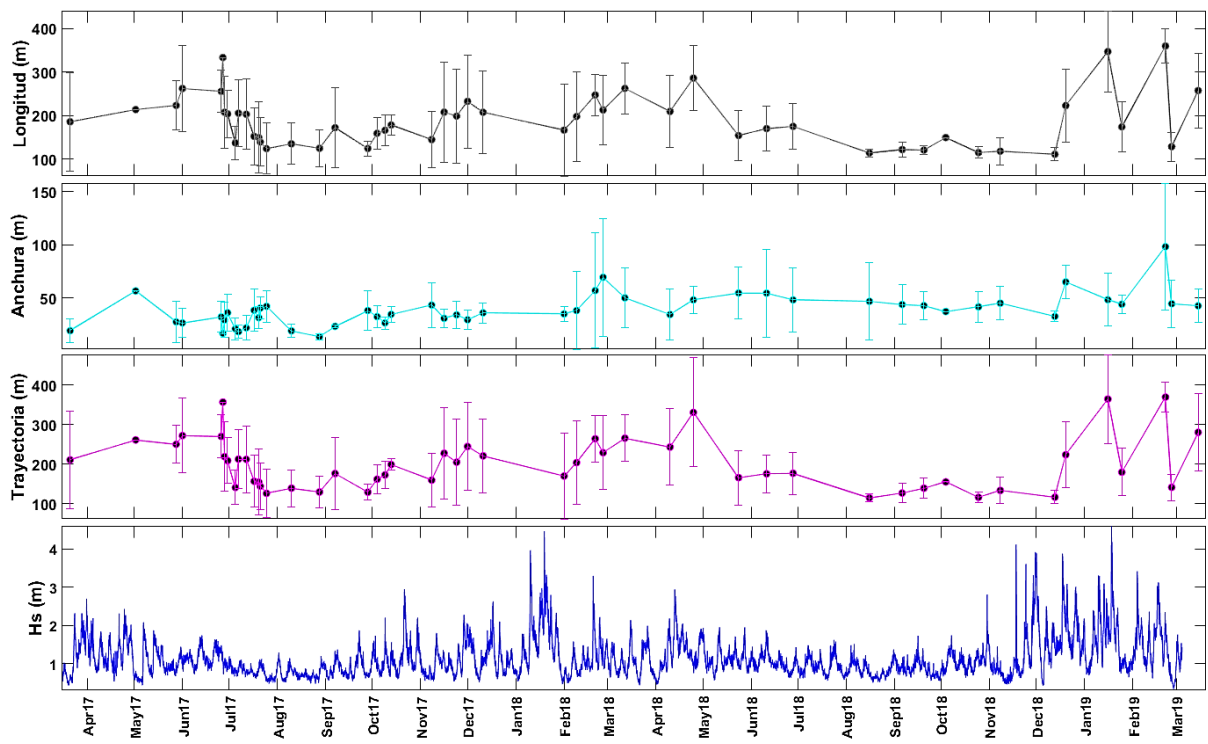


Figura 6.5.2.1 Serie de tiempo de la longitud anchura y trayectoria promedio de las corrientes.

7.- Discusión

7.1.- Morfodinámica asociada a las corrientes de retorno

La playa de estudio, La Misión, al igual que playas aledañas como Ensenada, presenta una variabilidad morfológica directamente relacionada a las condiciones de oleaje incidente (Ruiz de Alegría-Arzaburu et al., 2017). Debido a la marcada estacionalidad de la energía del oleaje incidente, la playa que se clasifica como intermedia, presenta una transición de estados morfodinámicos más reflejantes en verano o más disipativos en invierno (Wright & Short, 1984). Por tanto, durante el periodo de tormentas en invierno, la barra submareal se aleja y se ubica de forma rectilínea, dando lugar a un estado morfodinámico intermedio-disipativo (*longshore bar-trough*). Cuando la energía del oleaje baja en primavera, la barra se vuelve rítmica y se acerca hacia la orilla de forma longitudinalmente irregular, dándose la transición hacia estados morfodinámicos más reflejantes (de *rythmic bar-rip* a *transverse bar-rip*). Y en verano, en ausencia de barra submareal, la playa presenta un estado intermedio-reflejante debido a la formación de una terraza intermareal (*low tide terrace*). Esta transición morfodinámica coincide con la variabilidad morfológica reportada por otros autores en playas expuestas a oleaje con estacionalidad marcada (Shepard, 1948; Vidal-Ruiz & Ruiz de Alegría-Arzaburu, 2019).

En este trabajo se realiza una asociación directa entre las condiciones morfológicas y la presencia de las corrientes de retorno, la cual demuestra que las corrientes de retorno presentes en la playa La Misión están directamente asociadas a la forma de la batimetría. Estudios previos indican que cuando se forman canales perpendiculares a la línea de costa, generalmente consecuencia de rupturas de la barra submareal, ocurre la generación de corrientes de retorno (Castelle et al., 2012; Castelle y Coco, 2012). En La Misión las corrientes están presentes cuando la playa se encuentra en estados morfodinámicos en los cuales la barra tiene ritmicidad, dando lugar a la presencia de canales; principalmente *rythmic bar-rip* y *transverse bar-rip*, aunque a veces también se observan durante *low tide terrace*.

La presencia de corrientes de retorno depende de la existencia de canales de retorno, sin embargo, si los canales no son muy profundos las corrientes pueden desaparecer bajo condiciones de oleaje intenso ($H_s > 1.5\text{m}$).

La migración de la barra submareal arenosa le da mayor complejidad a la dinámica de los canales de retorno (Calvete et al., 2007). En este estudio se observa que cuando la barra migra hacia la orilla y se acopla a la línea de costa formando una terraza, las corrientes de retorno son menos evidentes. Por otro lado, las corrientes también desaparecen si el oleaje es muy energético, dado que ocasiona un reseteo de la configuración batimétrica (Holman et al., 2006), por tanto, la playa presenta una barra longitudinalmente uniforme, sin canales transversales, típico de un estado de playa más disipativo. Por tanto, como mencionado previamente, las corrientes de retorno están presentes cuando la barra presenta ritmicidad y ocurre la formación de canales. En La Misión ocurre principalmente entre marzo y junio (primavera) cuando disminuye la energía del oleaje favoreciendo la migración de la barra hacia tierra, y a veces también entre noviembre y diciembre (otoño), cuando empieza a formarse la barra submareal y alejarse de la orilla.

Algo curioso a mencionar es que, aunque la playa de estudio es relativamente corta, tiene menos de 2,000 m de longitud, existe una morfodinámica diferente en la mitad norte que en la mitad sur. En el norte la playa alcanza un estado más disipativo que en el sur, es decir, la barra se aleja más y se vuelve más rectilínea durante condiciones de alta energía, mientras que la sección sur no alcanza ese estado de forma tan clara. Aleman et al. (2015) realizaron un estudio e indican que los cambios en el estado morfodinámico a lo largo de la playa pueden ser ocasionados por salientes rocosas, estructuras, desembocaduras de ríos y diferencias en la pendiente de la playa. Aquí se sugiere que en playa La Misión la diferencia en el comportamiento de la playa puede estar influenciado por la presencia de una saliente rocosa y una diferencia en la pendiente entre la parte norte y sur de la playa, se descarta la desembocadura ya que al ser un río de temporal los flujos de agua son escasos.

7.2.- Variabilidad espacio-temporal y geométrica de las corrientes de retorno

Las corrientes de retorno identificadas en La Misión se desplazan longitudinalmente a lo largo del año como respuesta a la migración de los canales batimétricos, que no siempre se desplazan en la misma dirección. Castelle et al. (2012) explican que cuando existe un objeto (la barra submareal) que refracta el oleaje, los canales que se encuentran corriente arriba del obstáculo tienden a desplazarse en dirección de la corriente. Por tanto, la geometría y ubicación de la corriente de retorno estará modificada por las condiciones del oleaje incidente. En La Misión existen cuatro corrientes ubicadas casi permanentemente a lo largo de todo el año (R1, R2, R7 y R8), pero que migran longitudinalmente alrededor de 100-150m. En la zona norte de la playa se observa que su migración hacia el norte ocurre cuando la altura del oleaje disminuye ($H_s < 1.5$) y la playa presenta estados morfodinámicos mas reflectivos, (LTT) y la migración hacia el sur cuando arriba el oleaje intenso ($H_s > 1.5$) y los estados morfodinámicos son principalmente disipativos (TBR y LBT). Por tanto, la migración longitudinal del corriente está directamente relacionado con el estado morfodinámico de la playa que a su vez esta modulado por la energía del oleaje. La dirección de desplazamiento de las corrientes de retorno es inversa al norte y sur de la playa en la mayor parte del tiempo. Otras corrientes de retorno se forman únicamente durante los meses de junio a septiembre asociado a los estados morfodinámicos de presencia de más canales. Estas corrientes tienden a migrar poco longitudinalmente. El espaciamiento que existe entre las corrientes varia a lo largo del año, en los meses de junio a octubre las corrientes de encuentran distanciadas en promedio 100 a 150 m. El resto del año (noviembre a mayo) el espaciamiento de las corrientes es mayor, alrededor de 200m, lo cual es de esperarse al disminuir el número de corrientes presentes.

La geometría de las corrientes de retorno varía principalmente de acuerdo a las condiciones de oleaje, es decir, la morfología de los canales (profundidad y anchura) cambiará por los cambios del oleaje, y al mismo tiempo, la geometría de las corrientes de retorno (Castelle et al., 2012; Castelle et al., 2016) En promedio longitudinal, las corrientes de retorno incrementan sus dimensiones durante periodos de oleaje intenso ($1.8m > H_s >$

1m)y disminuyendo su tamaño en condiciones de calma. La desviación estándar de las dimensiones de las corrientes disminuye en periodos de calma, en particular en septiembre a noviembre de 2018.

8.- Conclusiones

En este estudio se ha logrado detectar y analizar la ubicación y geometría de corrientes de retorno a través de un análisis detallado de imágenes de video colectadas con un vehículo aéreo no tripulado (dron). Se ha contado con 2 años completos de mediciones (de febrero 2017 a febrero 2019) que han sido comparadas con mediciones morfológicas (topografías y batimetrías) de alta resolución espacial colectadas mensualmente. Para relacionar la variabilidad morfológica y de corrientes de retorno de la playa se ha contado con una serie de tiempo de condiciones de oleaje medidas con un correntímetro acústico tipo Doppler.

Por un lado, se concluye que la playa La Misión tiene una morfodinámica compleja, es una playa intermedia muy dinámica que presenta transiciones de estados más reflejantes en verano a más disipativos en invierno, directamente relacionado a la variabilidad de la energía del oleaje incidente. Las corrientes de retorno presentes en la playa están asociadas a la presencia de canales batimétricos, que se presentan principalmente entre marzo y junio, pero que también pueden ocurrir en octubre y noviembre. En la playa se ha identificado un total de dieciséis corrientes de retorno, siendo cuatro semi-permanentes a lo largo de la playa asociadas a canales persistentes. Estas corrientes presentan migraciones longitudinales (entre 100 y 150 m) con un comportamiento independiente para la parte norte y sur de la playa, esto asociado a las diferencias en la migración de la barra de arena en cada zona. Los cambios de geometría de las corrientes están asociados a la variabilidad del oleaje, incrementando sus dimensiones con la presencia de oleaje intenso ($H_s > 1$), disminuyendo su tamaño en condiciones de calma ($H_s < 1$).

La presencia de corrientes en la playa La Misión en su zona norte y su zona sur está controlada por el estado morfodinámico que presente la playa. Este estado puede no ser el mismo en la zona norte y la zona sur. Las dimensiones de las corrientes varían en función del oleaje incidente, respondiendo con un aumento en dimensiones para oleaje intenso ($H_s > 1$) y reduciéndose con oleaje menor ($H_s < 1$). Si el oleaje supera los 2 m las corrientes desaparecen debido a la reconfiguración batimétrica de la playa.

Referencias

- Aleman, N., Robin, N., Certain, R., Anthony, E. J., & Barusseau, J.-P. (2015). Longshore variability of beach states and bar types in a microtidal, storm-influenced, low-energy environment. *Geomorphology*, 241, 175–191.
- Bergsma, E.W.J., Conley, D.C., Davison, M.A., O'Hare, T.J., (2016) Video-based nearshore bathymetry estimation in macro-tidal environments. *Marine Geology* 374, 31–41.
- Blossier, B., Briere, C., Roelvink J.A., Walstra D.J.R., (2012) Characterization of processes involved uin the reset of a subtidal bar. *Coastal Engineering Proceedings* 1(33)
- Brodie, K.L., Palmsten, M.L., Hesser, T.J., Dickhudt P.J., Raubenheimer B., Elgar S., (2018). Evaluation of video-based linear depth inversion performance and applications using altimeters and hydrographic surveys in a wide range of environmental conditions. *Coastal Engineering* 136, 147–160.
- Calvete, D., Coco G., Falqués, A., Dodd, N., (2007) (Un)predictability in rip channel systems, *Geophysical Research Letters*, Vol. 34, pp 1-5
- Castelle, B., Coco, G., (2012) The morphodynamics of rip channels on embayed beaches, *Continental Shelf Research*, Vol. 43, pp 10-23
- Castelle, B., Marieu, V., Coco, G., Bonneton, P., Bruneau, N., Ruessink, B., (2012), On the impact of an offshore bathymetric anomaly on surf zone rip channels, *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 117, pp 1-20
- Castelle, B., Almar, R., Dorel, M., Lefebvre, J.P., Sénéchal, N., Anthony, E.J., Laibi, R., Chuchla, R., du Penhoat, Y., (2014). Rip currents and circulation on a high-energy low-tide-terraced beach (Grand Popo, Benin, West Africa). *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 70, pp. 633-638
- Castelle B., Scott T., Brander R.W., McCarroll R.J., (2016), Rip current types, circulation and hazard, *Earth-Science Reviews* 163, pp 1–21

Hatfield, J., Williamson, A., Sherker, S., Brander, R., & Hayen, A. (2012). Development and evaluation of an intervention to reduce rip current related beach drowning. *Accident Analysis & Prevention*, Vol 46, pp 45–51.

Holman, R., Plant, N., Holland, T., (2013), cBathy: A robust algorithm for estimating nearshore bathymetry, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 118, 2595–2609.

Holman R., Stanley J, (2007), The history and technical capabilities of Argus, *Coastal Engineering* 54, 477–491.

MacMahan J.H., Thornton Ed B., Reniers A., (2006), Rip Current review, *Coastal Engineering* 53, 191– 208

McCarroll, R. ,Brander, R., MacMahan, J., Turner, I., Reniers, A., Brown J., Bradstreet, A., (2013), Assessing the effectiveness of rip current swimmer escape strategies, Shelly Beach, NSW, Australia.,*Journal of Coastal Research* Volume 1 pp. 784-789

Masselink, G., Kroon, A., Davidson-Amott, R.G.D., (2006) Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings- A review. *Geomorphology*, 73, 33-49.

Masselink, G., Pauleo J., (2006) Swash-zone morphodynamics, *Continental Shelf Research* 26, 661–680

Pitman, S., Gallop, S., Haigh, I., Mahmoodi, S., Masselink, G., Ranasinghe, R., (2016) Synthetic Imagery for the Automated Detection of Rip Currents, *Journal Coastal Research* 75, 912-916

Quartel S., (2009), Temporal and spatial behavior of rip channels in a multiple-barred coastal system, *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 163–176

Roelvink, D., McCall, R., Mehvar, S., Nederhoff, K., Dastgheib, A., (2018), Improving predictions of swash dynamics in Xbeach: The role of groupiness and incident-band runup. *Coastal Engineering* vol 134, 103-123.

Ruiz de Alegría-Arzaburu, A., Ilic, S., Gunadwardena, Y., (2007) A study of intertidal bar dynamics using the argus video system. *Coastal Sediments '07*, 1865-1876.

Ruiz de Alegría-Arzaburu, A., Vidal-Ruiz, J.A., García-Nava, H., Romero-Arteaga, A., (2017), Seasonal morphodynamics of the subaerial and subtidal sections of an intermediate and mesotidal beach. *Geomorphology* 295 (2017) 383–392.

Sembiring, L., Van Ormondt, M., Van Dongeren A., Roelvink, J., (2017), Operational prediction of rip currents using numerical model and nearshore bathymetry from video images, *AIP Conference Proceedings* 1857, 080004.

Scott, T., Masselink, G., Russell, P., (2011) Morphodynamic characteristics and classification of beaches in England and Wales, *Marine Geology* 286, 1–20.

Shepard F., Emery K., La Fond E., (1936), rip currents: a process of geological importance, *The journal of geology*, 334-337

Sherker, S., Williamson, A., Hatfield, J., Brander, R., & Hayen, A. (2010). Beachgoers' beliefs and behaviours in relation to beach flags and rip currents. *Accident Analysis & Prevention*, Vol 42(6), pp 1785–1804

Thornton E.B., MacMahan J., Sallenger Jr. A.H., (2007), Rip currents, mega-cusps, and eroding dunes, *Marine Geology* 240, 151–167

Turner, I.L., Harley, M.D., Drummond, C.D., (2016), UAVs for coastal surveying, *Coastal Engineering* 114, 19–24.

Wright, L. D. y Short, A. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118.

10.- Anexos

ANEXO A.- Puntos de control terrestres (GCPs) colectados en playa La Misión

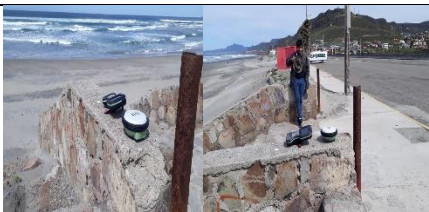
A continuación, se muestran los puntos de control utilizados para procesar las imágenes aéreas de la playa La Misión. Se presentan los puntos para ambas vistas de vuelo, así como su ubicación (coordenadas x, y, z), fotografías de donde se realizó la toma del punto exactamente y una breve descripción de este.

Estación Norte

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	510981.4492	3552318.94	35.67		Tomado sobre la proa de un bote blanco.

4	510992.0797	3552252.422	33.061		Ubicado en la base de un poste de electricidad cercano a dos botes.
5	511019.8008	3552121.103	29.149		Ubicado al final del muro de contención.
6	510996.1787	3552156.697	26.4092		Tomado en la esquina de un techo de concreto de una pila de agua.
7	510970.0357	3552057.25	3.43962		Roca claramente visible en la playa.
8	511085.9836	3551655.266	30.8638		Tomado en la parte sur del puente de la autopista.

Estación Sur

Nombre PC	X	Y	Z	Ubicación (foto)	Observación
1	511085.9836	3551655.266	30.8638		Se comparte este punto con la vista Norte Tomado en la parte sur del puente de la autopista.
2	511118.1192	3550999.217	10.42		Ubicado del lado oeste (hacia el mar) del puente de la autopista
3	511139.807	3551001.73	8.00998		Ubicado en el lado este del puente de la autopista.
4	511047.0273	3550559.527	11.7116		Tomado en la barda sur de un acceso del estacionamiento a la playa
5	511064.4117	3550509.797	13.1337		Tomado en la escalera que conecta la autopista y el estacionamiento

6	511055.2163	3550428.157	1.8333	 11_GCP X=511055.2163 Y=3550428.157 Z=1.8333 error=0.3413	Tomado en la pata del puente más al norte (primera).
7	511051.5354	3550396.055	1.26655	 12_GCP X=511051.5354 Y=3550396.055 Z=1.26655 error=0.3668	Ubicado en la pata del medio (segunda) del puente.
8	511033.9672	3550363.316	3.211	 13_GCP X=511033.9672 Y=3550363.316 Z=3.211 error=0.2874	Ubicada en la pata más al sur de las tres tomadas (tercera).

ANEXO B.- Diferencias acumuladas (DEMs) para el periodo noviembre 2015 a marzo 2019

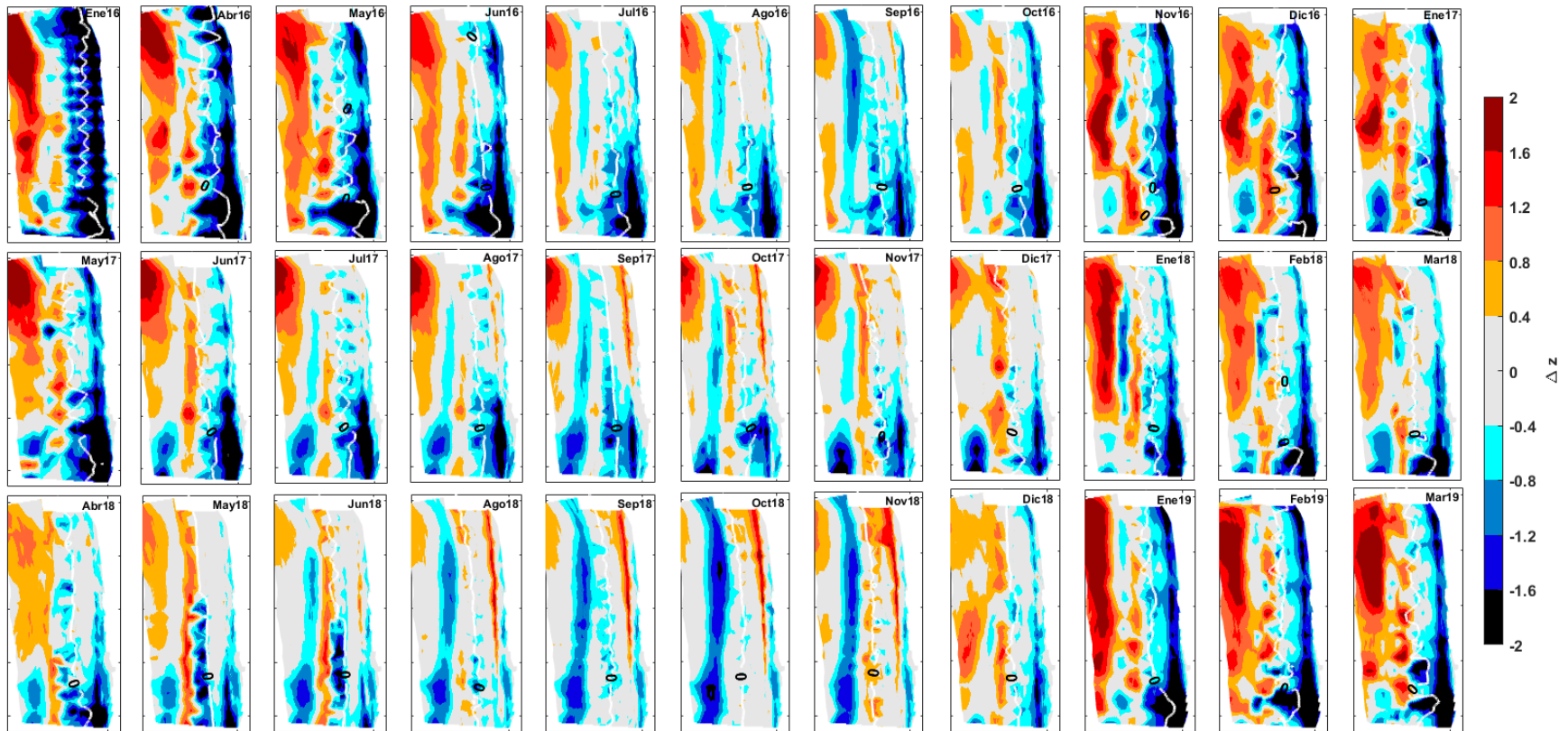


Figura 10.2. 1 Diferencias acumuladas para el periodo noviembre 2015 a mar 2019.

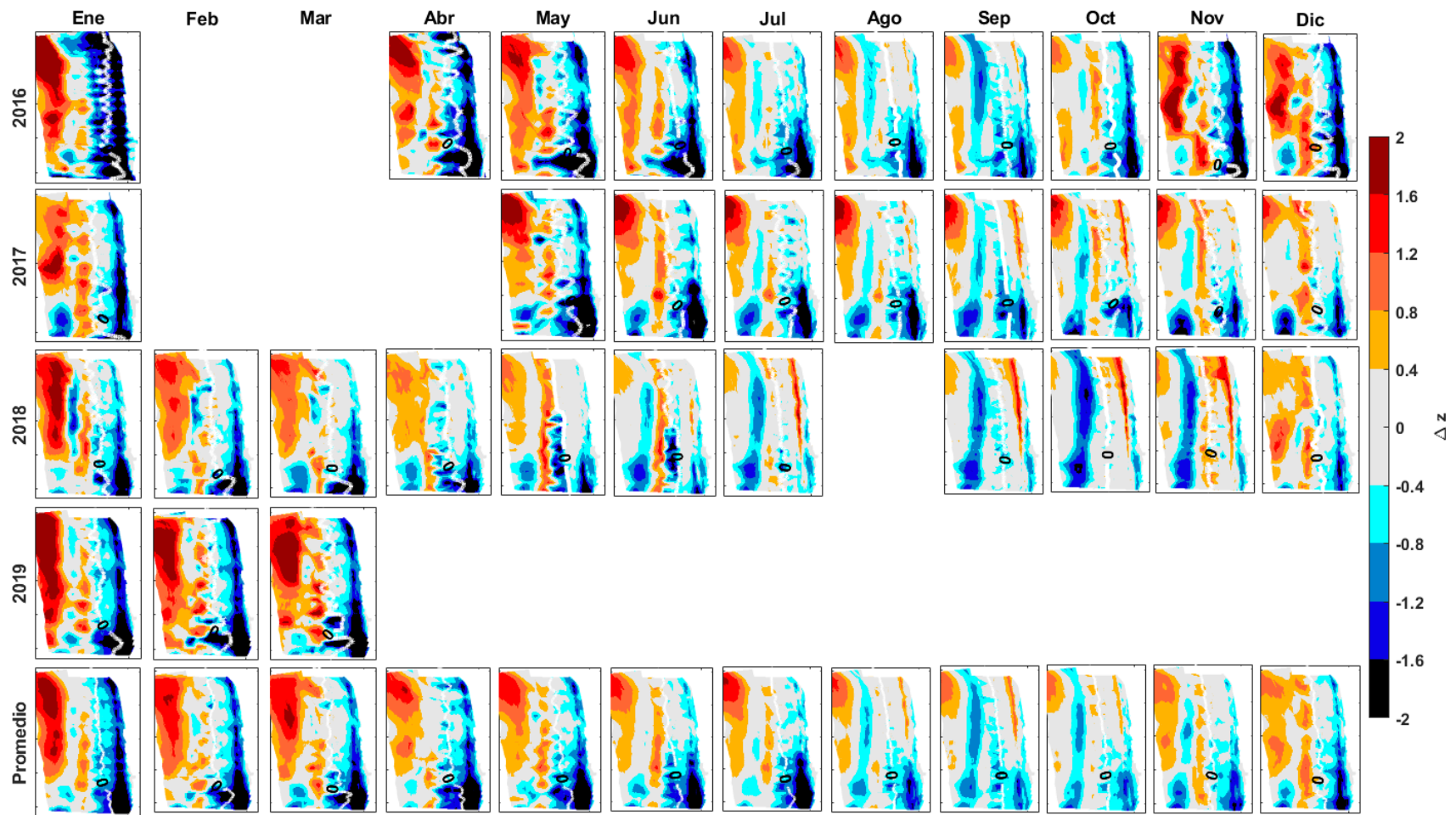


Figura 10.2. 2 Diferencias acumuladas y promedios mensuales.