

Dinámica costera en la barrera arrecifal localizada en el sector nororiental de la isla de San Andrés, Caribe colombiano

Coastal dynamics in the barrier reef located in the northeastern sector of San Andres Island, Colombian Caribbean

Recibido: 2020-07-01 / Aceptado: 2021-11-11

Óscar Javier Fajardo Espinosa¹; Serguei Lonin²

DOI: 10.26640/22159045.2021.525

CITAR COMO:

Fajardo, O. J.; Lonin, S. (2021). Dinámica costera en la barrera arrecifal localizada en el sector nororiental de la isla de San Andrés, Caribe colombiano. *Bol. Cient. CIOH*, 40 (2): 13-31. ISSN impreso 0120-0542 e ISSN en línea 2215-9045. DOI 10.26640/22159045.2021.525

RESUMEN

Se caracterizó la circulación del agua inducida por el oleaje sobre la barrera de arrecife de coral ubicada en el sector nororiental de la isla de San Andrés, Reserva de la Biosfera Seaflower. Se determinó el efecto del arrecife de coral en los procesos hidrodinámicos y su función como barrera natural ante posibles procesos de erosión costera que se puedan presentar en las playas adyacentes. Se utilizó información batimétrica de detalle levantada con ecosonda y a través de un procesamiento de datos obtenido mediante una imagen satelital sobre las partes más someras. Se utilizaron las salidas de la zona generadas a través del modelo Litodinámico de la Zona Costera con el bloque espectral de oleaje (modelo SWAN; *Simulating Wave Nearshore*). Con la modelación en tiempo real (*now-casting*) durante casi un año fueron obtenidos los patrones de la dinámica sobre el arrecife y se determinó el punto de rotura del oleaje al arribar a la barrera de coral. Los resultados de este estudio arrojaron un comportamiento bimodal en la hidrodinámica del área de estudio dependiente en gran medida de umbrales en la altura del oleaje, período y dirección de olas. También se identificó el flujo medio de energía de olas, responsable del crecimiento evolutivo de la barrera en su ubicación y orientación actual. Si bien se tomó como zona piloto el sector nororiental de la isla de San Andrés, la metodología utilizada se podría aplicar en casos similares, en donde los litorales se encuentren protegidos de manera natural por arrecifes de coral.

PALABRAS CLAVES: arrecife de coral, hidrodinámica costera, modelación numérica, climatología del oleaje, altura crítica de rotura del oleaje.

ABSTRACT

The breaking wave-induced hydrodynamics over the coral reef barrier of the Seaflower Biosphere Reserve, located in the northeast sector of the San Andrés Island, was characterized. Similarly, the effects of the coral reef on possible hydrodynamic processes and its function as a natural barrier against coastal erosion in adjacent areas were described. For this study, high-resolution bathymetric information was obtained via echo-sounding and data-processing of satellite images of the shallower areas. Furthermore, numerical modelling using the Lithodynamic Coastal Zone (LIZC; Litodinámico de la Zona Costera) model along with the spectral wave module (SWAN; Simulating Wave Nearshore) was performed. Additionally, real-time modelling (now-casting) run throughout one year provided details on dynamic patterns and determined the breaking point of the waves upon their arrival to the coral reef. Results displayed a bi-modal behavior of the studied area's hydrodynamics which was significantly dependent on the waves' height, period, and direction thresholds. Moreover, the average wave energy flow was identified as being responsible for the evolutionary growth of the barrier on its current location and orientation. Although this pilot study focused on the northeast sector of the San Andrés Island, the present methodology could be applied on similar scenarios where shorelines are naturally protected by coral reefs.

KEYWORDS: Coral reef, coastal hydrodynamics, numerical modeling, wave climatology, critical wave breaking height.

¹ Orcid: 0000-0002-0253-5426. Escuela Naval de Suboficiales ARC "Barranquilla". Correo electrónico: oscarfajardoespinosa@gmail.com

² Orcid: 0000-0001-9561-0554. Grupo de Investigación en Oceanología (GIO) Escuela Naval de Cadetes "Almirante Padilla". Correo electrónico: slonin@costa.net.co

INTRODUCCIÓN

La dinámica que enmarca la interfase mar-tierra del sector nororiental de la isla de San Andrés se encuentra influenciada de manera directa por la presencia de una barrera arrecifal sumergida, la cual define en gran parte la hidrodinámica y su interacción con los procesos costeros característicos para esta porción de zona insular; así como la plataforma archipelágica, localizada al este del área de estudio, la cual induce a la amplificación de la marea de tormenta (Flather, 2001) y a la disipación de la energía del oleaje (Appendini, Paulo, Tonatiuh y Torres-Freyermuth, 2012). Estas barreras naturales pueden disipar hasta el 97 % de la energía de las olas entrantes, reduciendo la altura de las olas entre 64 % y 76 % (Lugo-Fernández, Roberts y Suhayda, 1998; Ferrario, Beck, Storlazzi, Micheli, Shepard y Airolidi, 2014). Por lo anterior, esta plataforma con la barrera arrecifal se convierte en una protección natural contra tormentas, o ante procesos erosivos que se pudieran presentar en el borde litoral adyacente a la barrera, ante la ausencia de esta última.

Según Castaño (2002), los ecosistemas naturales más característicos de la isla de San Andrés son los arrecifes coralinos, los cuales se encuentran de tipo barrera (al noreste de la isla) y de parche o plataforma (al este de la isla). En Lonin *et al.* (2018) se menciona que entre los sistemas menos estudiados se encuentran las playas conformadas detrás de las barreras de coral; estos sistemas reaccionan de manera eficiente a las condiciones de olas del régimen y oleaje extremo.

La complejidad de la modelación de la hidrodinámica de las lagunas arrecifales ha generado que no se aborden de forma integral los diversos procesos que en estas zonas ocurren, por la particularidad que presenta cada una de ellas y que los estudios que se realizan afronten diferentes perspectivas (Lonin *et al.*, 2018), como contemplar el análisis numérico de la dinámica del *run up* a partir de parametrizaciones en los entornos de arrecife, incluyendo la pendiente y la geometría del arrecife (Gemma, Torres-Freyermuth, Medellín, Allende-Arandia y Appendini, 2018), o analizar la combinación de corrientes por marea y viento, y las corrientes inducidas por la rotura del oleaje sobre el arrecife (Coronado, Candela, Iglesias-Prieto, Sheinbaum, López y Ocampo-Torres, 2007).

Desde el punto de vista de la ingeniería de costas, se asume habitualmente que los forzamientos fundamentales en la zona costera

están determinados principalmente por la dinámica del oleaje (Galán, Orfila, Simarro, Hernández-Carrasco y López, 2012). La rotura del oleaje sobre los arrecifes provoca una elevación media de la superficie del agua, creando una gradiente de presión (estrés de radiación) que impulsa la circulación sobre el arrecife (Longuet-Higgins & Stewart, 1962).

En zonas muy próximas a la costa, los procesos dispersivos del oleaje están fuertemente condicionados por la geometría, tanto de la costa como del fondo, y por los efectos del oleaje, sobre todo por los procesos de rotura que aportan una considerable cantidad de energía en el sistema (Lonin *et al.*, 2018).

Debido a la naturaleza de protección de los arrecifes costeros, la mayoría de los análisis han considerado la disipación de energía que proporciona la estructura del arrecife (Osorio-Cano *et al.*, 2019). El papel de la rugosidad en el arrecife y la fricción del fondo han sido investigados como parámetros importantes que gobiernan la hidrodinámica cercana a la costa, la disipación de la energía del oleaje, el oleaje por *run up* y *set up*, y la inundación costera (Gemma, Mariño-Tapia y Torres-Freyermuth, 2013; Buckley, Ryan, Lowe, Hansen y Van Dongeren, 2016; Rogers, Stephen, Monismith, Kowek y Dunbar, 2016).

En complemento a lo anterior, los procesos físicos que implican la disipación de la energía de las olas en los alrededores de los arrecifes están fuertemente influenciados por procesos complejos de transformación no lineal de onda, acompañados por una mayor disipación de energía por fricción debido a la gran rugosidad del fondo (Young, 1989; Lugo-Fernández *et al.* 1998; Monismith, 2007).

Para todo lo expuesto, la modelación numérica permite avanzar en el conocimiento, al considerar condiciones hidrodinámicas que surgen de las características estructurales y biofísicas del sustrato a diferentes escalas espaciales (Lowe *et al.* 2005).

Es por eso que la modelación numérica se ha convertido en una herramienta utilizada ampliamente para el análisis de procesos inducidos por ondas con inclusión explícita por rotura del oleaje (Chopakarla, Lippmann y Richardson, 2008; Torres-Freyermuth, Lara y Losada, 2010), dinámica de olas bajo rugosidad de alta fricción (Rogers *et al.* 2016), parametrización de arrastre y fuerzas inducidas por ondas inerciales que representan turbulencia

y tensiones dispersivas (Yu, Rosman y Hench, 2018), efectos de rugosidad del arrecife en la configuración de las olas (Gemma *et al.*, 2013), así como la transformación de la onda en arrecifes de tipo bordeante (Demirbilek, Nwogu, Ward y Sánchez, 2009; Torres-Freyermuth *et al.*, 2010; Sheremet, Kaihatu, Su, Smith y Smith, 2011; Fang, Yin, Liu, Sun y Zou, 2014). Una vez el oleaje transformado pasa la barrera, su espectro se deforma fuertemente, tanto en las frecuencias bajas como en la dirección, produciendo mayor apertura del ángulo de propagación de las olas. Por otro lado, las corrientes de deriva de viento empiezan a jugar mayor rol en la dinámica del espacio lagunar.

Esta investigación pretende identificar la dinámica marina inducida por el oleaje en una zona influenciada por un arrecife de coral en la isla San Andrés. Eventualmente, la metodología detallada más adelante podría ser aplicada en otros sectores que presenten

características similares con presencia de las barreras de coral.

ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra localizada al nororiente de la isla de San Andrés, en el departamento del Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, en el mar Caribe colombiano, aproximadamente entre las coordenadas geográficas 12°36'30" y 12°35'0" de latitud norte y 81°42'0" y 81°40'0" de longitud oeste (Fig. 1).

Esta área fue seleccionada por los procesos erosivos que se registran en la actualidad en la playa ubicada en el sector denominado *Spratt Bight* de la isla de San Andrés. Sumado a lo anterior, esta área se encuentra influenciada por una barrera de arrecife de coral, convirtiéndose en una zona piloto ideal para el desarrollo de la presente investigación.

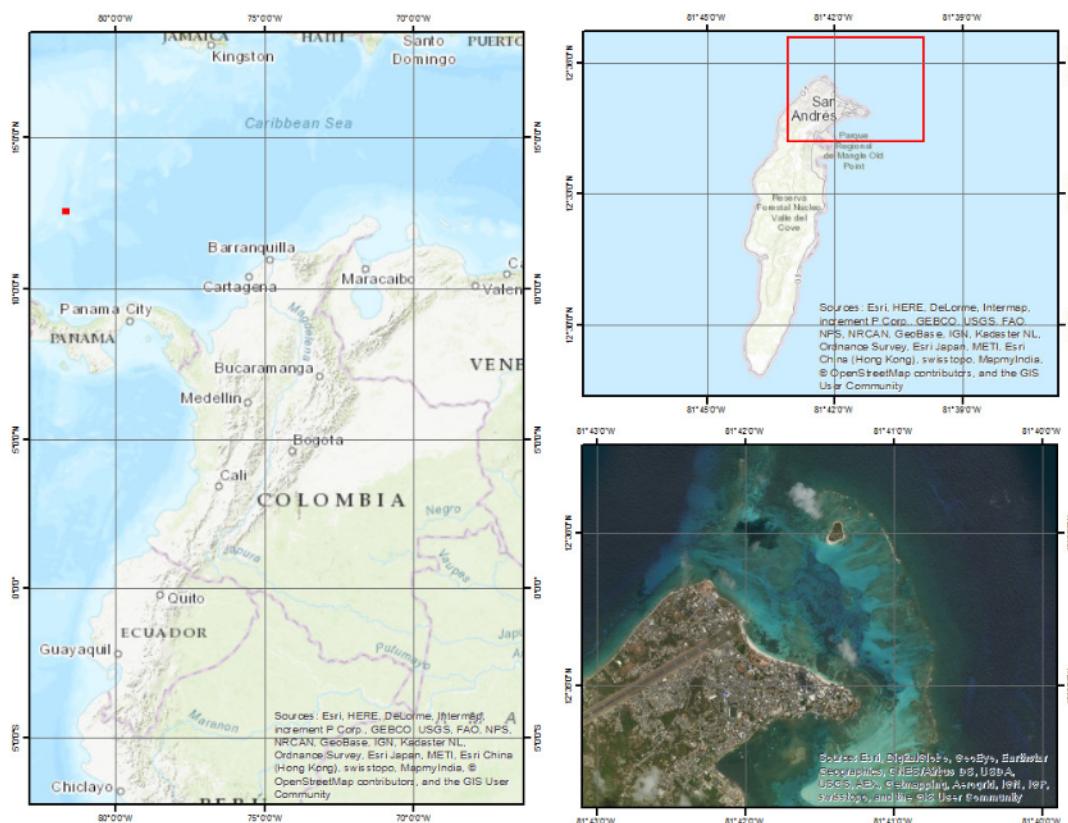


Figura 1. Localización del área de estudio. Mapa base tomado de ArcGIS online.

METODOLOGÍA

Batimetría del área de estudio

Se utilizó información batimétrica de detalle, medida en el área de estudio a través de una ecosonda monohaz del Servicio Hidrográfico Nacional de la Dirección General Marítima (SHN-Dimar) durante el año 2016, con la finalidad de identificar la configuración de fondo cercana a la barrera sumergida de coral y que pudiera ser usada en los modelos numéricos respectivos. Así mismo, se utilizaron datos batimétricos obtenidos a partir de percepción remota, para aquellas áreas no accesibles en una embarcación. Los datos fueron suministrados por el Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe de la Dimar (CIOH-Dimar) en convenio con el Instituto Geográfico "Agustín Codazzi" (IGAC). Ambas batimetrías fueron georreferenciadas

al datum MLWS (*Mean Low Water Spring*) y transformadas al nivel medio del mar, con el fin de ser utilizadas en las mallas de detalle de los modelos de oleaje y morfodinámico. Teniendo en cuenta que se tuvieron dos batimetrías del área de estudio con métodos de recolección distintos, se unieron ambas mallas usando un filtro de datos duplicados con una resolución espacial de 6 x 6 m, dando prioridad a la información de sensores remotos hasta un umbral de profundidad mínima detectada por ecosonda.

Clima marítimo en aguas profundas

Se analizó una serie de tiempo de oleaje (Hs, Tp y Dir. Ola.) obtenida a través de un nodo o boya virtual, ubicada en la zona insular de San Andrés en las siguientes coordenadas geográficas referidas al sistema WGS_1984 (Tabla 1):

Tabla 1. Localización de la boya virtual en la zona insular de la isla de San Andrés (SAI) en el Caribe colombiano, posicionada mediante coordenadas geográficas.

Boya virtual	Coordenadas geográficas (grados, minutos, segundos)	
	Lat.	Long.
Boya (SAI-CIOH)	12°38'49.2" N	-81°40'22.8" W

La serie de tiempo obtenida mediante la boya virtual, representada con el color rojo en la Figura 2, fue suministrada por el Área de Oceanografía Operacional del CIOH y corresponde a información obtenida a partir de reanálisis por el modelo SWAN_regional (Dagua, Lonin, Urbano y Orfila, 2013).

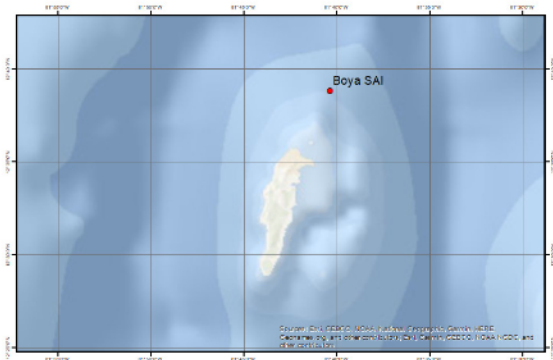


Figura 2. Localización de la boya virtual ubicada en SAI. (Fuente: Mapa base tomado de ArcGIS online).

El punto de reanálisis se encuentra localizado a 7 km de distancia con referencia a la isla de San Andrés (SAI) y se ubica a una profundidad de 460 m, aproximadamente. La información de esta serie de tiempo de oleaje (Hs, Tp y Dir. Ola.) hace parte de una modelación de un retroanálisis de 30 años de oleaje en el Caribe colombiano, realizada con el forzante de viento de reanálisis de NARR (*North American Regional Re-analysis*) y el modelo de oleaje SWAN. El modelo fue a su vez calibrado y validado con información de boyas de oleaje *in situ* de la NOAA (Dagua *et al.*, 2013). El proceso seguido para la obtención de reanálisis del oleaje se observa en la Figura 3, la base de datos utilizada posee las características de la Tabla 2.

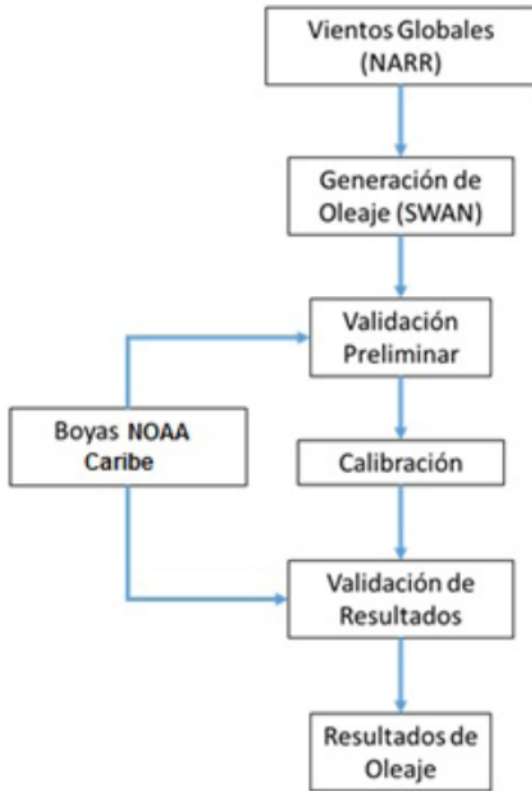


Figura 3. Proceso seguido para la obtención de reanálisis del oleaje. (Fuente: Basado en Dagua *et al.*, 2013).

Tabla 2. Características de la serie de tiempo obtenida a través de la boya virtual SAI-CIOH.

Periodo	01-Ene.-1979 hasta 31-Dic.-2011. Datos faltantes durante los años 1988, 1989 y 1996.
Resolución temporal	1 h
Resolución espacial	12 km (0.109° en X y en Y)
Variabes serie	Hs, Tp y Dir. Ola.

Lo anterior permitió caracterizar la climatología del oleaje en aguas profundas e identificar la estadística del oleaje para efectuar la propagación hacia las aguas someras.

Modelación numérica

Se seleccionó el dominio correspondiente al área de estudio y al dominio requerido para el cálculo con los modelos numéricos utilizados. La malla que se configuró para delimitar el dominio de cómputo de detalle aplicado en los modelos SWAN y LIZC (Litodinámico de la Zona Costera) se aprecia en la Figura 4. La distancia entre los nodos de la malla para el área de estudio delimitada es de 6 m en ambas direcciones, lo que generó una malla de $M = 518$ por $N = 559$ nodos de cálculo.

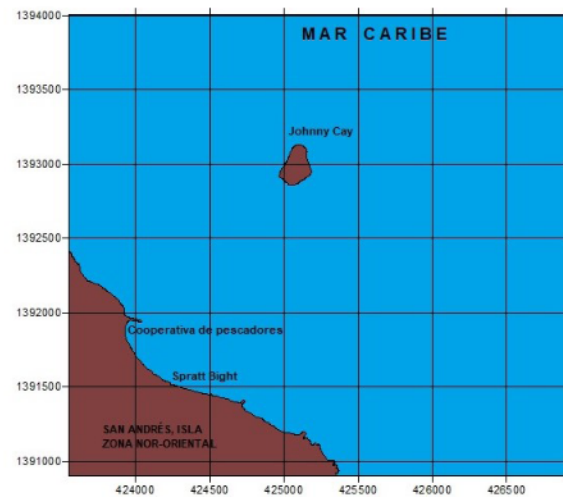


Figura 4. Dominio de cálculo configurado para el área de estudio, esc. 1:10.000.

Implementación del modelo SWAN. Se utilizó el modelo espectral de oleaje SWAN, con el fin de propagar y caracterizar el oleaje de la zona de estudio. Las salidas generadas por el modelo SWAN en el dominio de interés (Fig. 4) fueron usadas como forzantes en el modelo LIZC (Lonin, 2002a). Estas salidas fueron las siguientes: altura significativa (H_s), período pico (T_p), dirección de las olas (Dir), velocidad orbital en el fondo, fracción de olas rompiendo, disipación de la energía de olas que rompen, fuerzas radiativas en las olas y longitud de la onda. El modelo LIZC utiliza algunas de estas variables para el cálculo de los parámetros de transporte de sedimentos que no hacen parte del presente estudio. Sin embargo, los parámetros del oleaje obtenidos mediante SWAN son importantes para LIZC

durante el cálculo de la fricción del fondo producto del oleaje mediante la ecuación, Jonsson (1963):

$$r = \left(\frac{1}{2}\right) \frac{|V_{max}| f_p + U_m f_w}{|V_{max}| + U_m}, \quad \text{(Ecu. 1)}$$

Donde, r es el coeficiente integral de la fricción de fondo; U_m es la velocidad orbital en olas en la capa del fondo; $|V_{max}|$ es la velocidad característica en la ley lineal o la velocidad local de flujo en la ley cuadrática; f_p y f_w son, respectivamente, coeficientes de fricción para el movimiento lineal y orbital.

Implementación del modelo LIZC. Se utilizó el modelo morfodinámico LIZC (Lonin, 2002a; 2002b) con el fin de calcular la circulación integral inducida por efectos del oleaje en el área de estudio. Para realizar las simulaciones requeridas en este estudio se implementó la misma malla de detalle del modelo SWAN.

En la solución de la ecuación elíptica para la función de corriente Ψ definida por las ecuaciones (2) y (3) no se tuvieron en cuenta la circulación de deriva de viento, ni corrientes termohalinas:

$$\frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{g_{22} r J^{-1}}{H} \frac{\partial \Psi}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \chi} \left(\frac{g_{11} r J^{-1}}{H} \frac{\partial \Psi}{\partial \chi} \right) - \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{g_{22} f J^{-1}}{H} \frac{\partial \Psi}{\partial \chi} \right) + \frac{\partial}{\partial \chi} \left(\frac{g_{11} f J^{-1}}{H} \frac{\partial \Psi}{\partial \xi} \right) = \frac{\partial R(\chi)}{\partial \xi} - \frac{\partial R(\xi)}{\partial \chi} \quad \text{(Ecu. 2)}$$

Con la parte derecha de la ecuación

$$\text{rot} \mathbf{R}(\xi, \chi) \equiv \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial \xi} \left(g_{22} \frac{\langle T^2 \rangle}{H} \right) - \frac{\partial}{\partial \chi} \left(g_{11} \frac{\langle T^1 \rangle}{H} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial \xi} [g_{22} (\hat{N}_m^2 + \langle M^2 \rangle - L(U^2))] - \frac{\partial}{\partial \chi} [g_{11} (\hat{N}_m^1 + \langle M^1 \rangle - L(U^1))] \quad \text{(Ecu. 3)}$$

En las ecuaciones 2 y 3 f es el parámetro de Coriolis; H es la profundidad; ρ es la densidad del agua; los términos T_i , N_i , M_i y $L(U^i)$ son componentes ($i=1, 2$) de los vectores contravariantes de la tensión de viento, marea residual, oleaje e inerciales no lineales, respectivamente, en el sistema de coordenadas curvilíneas (ξ, χ) con el jacobiano J y las componentes de transformación g_{ii} . La marea residual no se tuvo en cuenta en el presente estudio.

El modelo tuvo en cuenta la hidrodinámica inducida por efectos del oleaje, enfocándose en la ubicación de la barrera de coral. Los tensores de radiación del oleaje para generar corrientes, niveles de agua y caudales, se calcularon mediante la ecuación 4, para un campo 2D, en todo el dominio y cualquier parte de este:

$$M_x = -\frac{1}{\rho H} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial X} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial Y} \right), M_y = -\frac{1}{\rho H} \left(\frac{\partial S_{yy}}{\partial Y} + \frac{\partial S_{yx}}{\partial X} \right) \quad \text{(Ecu. 4)}$$

Los términos M_x y M_y están compuestos por componentes radiativos de estrés S_{ij} , producidos por olas (Longuet-Higgins y Stewart, 1964).

Para la caracterización de la fricción de fondo, se usó la parametrización de la capa de flujos constantes (τ_{bx}, τ_{by}) , mediante las ecuaciones 1 y 5:

$$F_x = rU ; F_y = rV, \quad \text{(Ecu. 5)}$$

En las fronteras sólidas $\partial\Omega_k$ para la ecuación 2 se eligieron las condiciones de impermeabilidad para el flujo:

$$\Psi = \text{Const}_k, \text{ en } \partial\Omega_k, k = 1, \dots, N, \quad \text{(Ecu. 6)}$$

Donde, N es la cantidad de los fragmentos continuos de la frontera sólida.

La función de corriente a lo largo de la línea de costa de la isla de San Andrés se especificó como $\Psi=0$ [una constante arbitraria, ver la condición (6)], mientras que a lo largo del perímetro de Johnny

$$\frac{\partial^j \Psi}{\partial n^j} = 0 \quad (\text{Ecu. 7})$$

Donde, j es el orden de la derivada. Usualmente se utiliza la extrapolación del orden 0 ($j=1$) o del orden 1 (lineal, $j=2$).

El modelo es elíptico, por eso depende fuertemente de las condiciones de todo el contorno a pesar de que las fronteras se encuentren bien alejadas. Sin embargo, en la mayoría de los casos, la velocidad de las corrientes inducidas por el oleaje en estas fronteras lejanas es despreciable por ausencia de la rotura de olas debido al fondo.

Así mismo, no se contempló la variación del nivel del mar, debido a que el área de estudio está sometida a un régimen micromareal y las corrientes generadas por efectos de la marea, en esencia, serían poco significativas (en el orden de mm/s). Las salidas que proporcionó el modelo LIZC fueron las siguientes: sobre elevación del nivel del mar debido al oleaje (*wave set-up*), flujos 2D integrales de agua, corrientes inducidas por el oleaje, campos de la concentración de sólidos suspendidos, flujos de transporte de sedimentos por olas, corrientes por arrastre del fondo y en suspensión y cambios del fondo o cambios batimétricos.

Validación del modelo LIZC

En el CIOH, durante el año 2002, se creó el modelo Litodinámico de las Zonas Costeras (LIZC) (Lonin, 2002a), el cual fue implementado teniendo en cuenta los principales factores que dominan las zonas costeras del Caribe colombiano (predominancia del oleaje sobre micromarea y las costas arenosas), sometido a varias mejoras y actualizaciones durante la

Cay se introdujo otra constante $\Psi=Const$, recalculada iterativamente integrando el flujo en un transecto entre la isla SAI y Johnny Cay.

En las fronteras abiertas se tomó $\partial\Psi/(\partial n=0)$, donde n es la normal al contorno abierto:

última década con excelentes resultados. Este modelo ha sido aplicado para el estudio de la dinámica de playa de un sector del golfo de Morrosquillo (Lonin, 2002b) y para otras zonas del litoral Caribe colombiano. De igual forma, el modelo LIZC fue implementado para realizar un análisis hidrodinámico del sector de Galerazamba, departamento de Bolívar, simulando las corrientes litorales y el transporte de sedimentos a corto y mediano plazo en el Caribe colombiano (Ramos de la Hoz, 2017). Así mismo, este modelo fue validado para el área de estudio mediante el empleo de instrumentación *in situ* (radar tipo Furuno, medidores de oleaje y boyas de deriva; Navarro, Orfila, Orejarena-Rondón, Vélez y Lonin, 2021).

Independiente de la validación del modelo LIZC, durante esta investigación, el modelo fue implementado para la observación de procesos hidrodinámicos en el área de estudio de manera cualitativa y no cuantitativa, con el fin de aportar al entendimiento de la dinámica marina influenciada por la presencia del arrecife de coral.

Transporte inducido por oleaje. Se calculó el comportamiento espacial del caudal del agua a lo largo de la barrera de arrecife de coral durante el marco temporal estudiado (del 18 de diciembre de 2016 al 21 de noviembre de 2017). Posteriormente se identificaron los patrones de comportamiento y/o tipo de circulación del flujo de agua a lo largo de la barrera de coral, y se sectorizaron los tramos más adecuados para el posicionamiento de los transectos respectivos. A partir de las representaciones gráficas del comportamiento del caudal a lo largo de la

barrera (Fig. 5) se utilizaron siete transectos (T1-T7) perpendiculares a la barrera, presentes en la Figura 6.

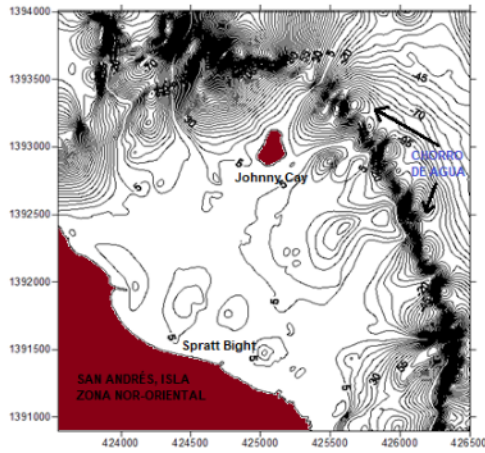


Figura 5. Función de corriente (en m³/s) demostrando el caudal a lo largo de la barrera de arrecife de coral.

Asociados a la localización de los transectos a lo largo del arrecife de coral se ubicaron siete perfiles perpendiculares al arrecife (P1-P7) como extensión de los primeros (Fig. 6).

Altura crítica de rotura (H_{br}). Finalmente, con base en la información hidrodinámica

$$\left(\frac{H}{L}\right)_{br} = 0.14 * th(kh) \quad \text{(Ecu. 8)}$$

Donde,

- H_{br} = Altura crítica de rotura
- L_{br} = Longitud de onda crítica o de rotura
- k = Número de onda
- h = profundidad

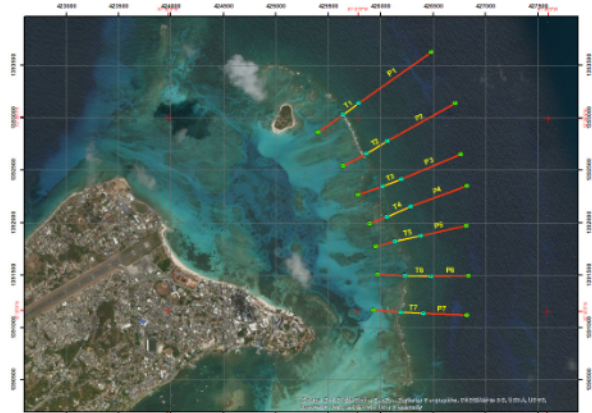


Figura 6. Localización de los transectos (T1-T7, línea amarilla) y perfiles (P1-P7, línea roja) a lo largo de la barrera de arrecife de coral ubicada en el área de estudio. Escala 1:20.000. (Fuente: mapa base tomado de ArcGIS online).

obtenida mediante el modelo SWAN local para los perfiles P1 a P7, se efectuó el cálculo del parámetro de rotura del oleaje sobre la barrera arrecifal que se identificó como la altura de la ola cuando esta rompe (altura crítica H_{br}), a partir de la fórmula semiempírica (Battjes y Janssen, 1978) que se relaciona a continuación:

Se calcularon las alturas críticas de la ola y se compararon con las alturas de la ola obtenidas mediante las salidas generadas por el modelo SWAN local, con el fin de estimar su punto de rotura sobre el arrecife de coral. Para hallar L , en cada punto dependiendo de la profundidad h , se utilizó la relación de dispersión de la teoría lineal de ondas.

RESULTADOS

Batimetría del área de estudio

El resultado de la combinación de las batimetrías medidas a través de una ecosonda monohaz y por percepción remota se puede

apreciar gráficamente en la Figura 7, en la cual se observa que las mayores profundidades del área de estudio llegan hasta 75 m y se encuentran localizadas en la parte noreste del dominio, disminuyendo gradualmente hacia la zona en donde se encuentra ubicada la barrera de coral y hacia el borde costero insular.

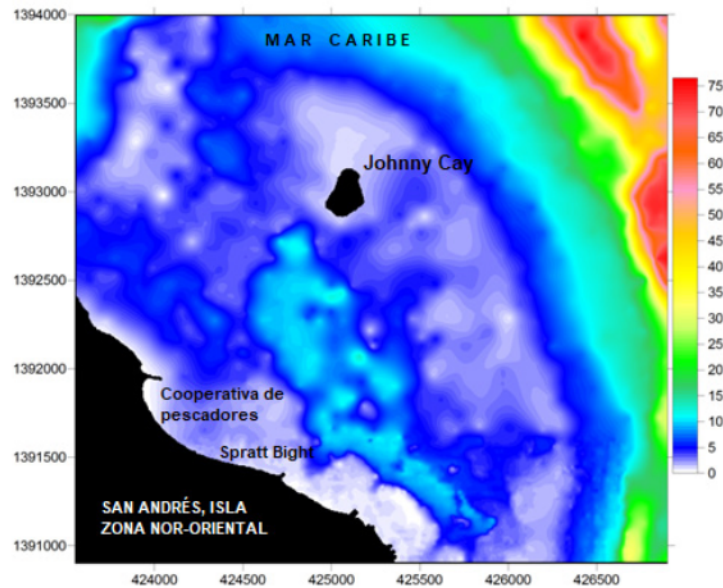


Figura 7. Batimetría general del área de estudio (profundidades en metros).

Clima marítimo en aguas profundas

En la Figura 8 se observa que la serie de altura de ola significativa en la boya virtual presentó valores predominantes que oscilaron entre 0.5 m a 2.0 m. Los dos datos de oleaje significativo más elevados se presentaron el 23 de noviembre de 2007 (5.38 m) y el 13 de enero de 2011 (5.11 m). El período de la ola osciló con valores frecuentes entre 4 s y 10 s. Las direcciones de la ola se mantuvieron predominantemente entre los 0° y 90°, aproximadamente, con menor densidad de datos para el resto de las direcciones.

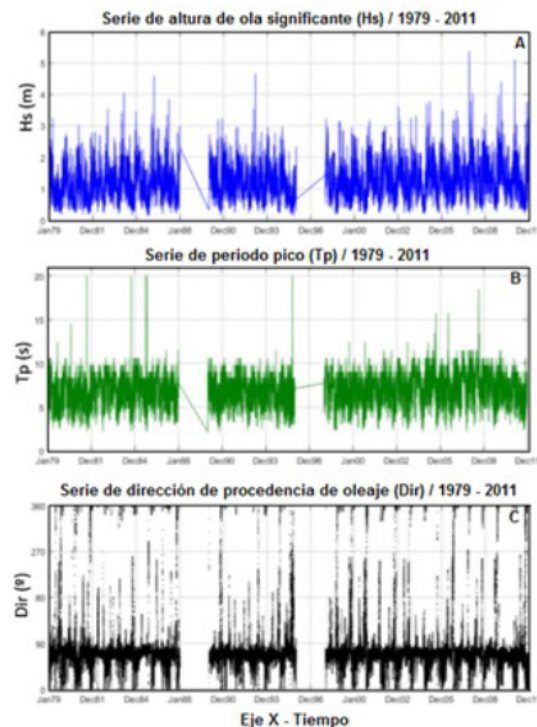


Figura 8. Series temporales (1979-2011) de: **A)** altura de ola significativa, **B)** período pico y **C)** dirección ola.

En la Tabla 3 se relacionan las variables descriptivas de los componentes del oleaje derivados del análisis de la climatología del

oleaje en régimen medio (promedio de décadas de años), realizado a la serie de tiempo obtenida a través de la boya virtual SAI-CIOH.

Tabla 3. Series temporales obtenidas a partir de la boya SAI-CIOH.

Boya virtual SAI-CIOH		
(Hs)	Valor Max.	5.37
	Valor Min.	0.12
Altura significativa de la ola en (m)	Promedio	1.17
	Des. Estándar	0.55
(Tm)	Valor Max.	12.32
	Valor Min.	1.81
Periodo medio de la ola en (s)	Promedio	5.07
	Des. Estándar	0.92
(Tp)	Valor Max.	20.00
	Valor Min.	2.16
Periodo pico de la ola en (s)	Promedio	7.42
	Des. Estándar	1.45
(Dp)		
Dirección predominante de la ola en (°)	Promedio por componentes	068

Teniendo en cuenta lo anterior, para el área de estudio se determinaron las variables descriptivas de los componentes del oleaje, así: (i) altura significativa de la ola ($H_s = 1.17$ m); (ii) período pico del oleaje ($T_p = 7.43$ s) y (iii) dirección media de la ola ($DD = 68^\circ$).

A continuación se presentan los regímenes medios anuales direccionales y escalares para el oleaje en aguas profundas (Fig. 9). De esta manera se establecieron los estados de mar medios y más frecuentes.

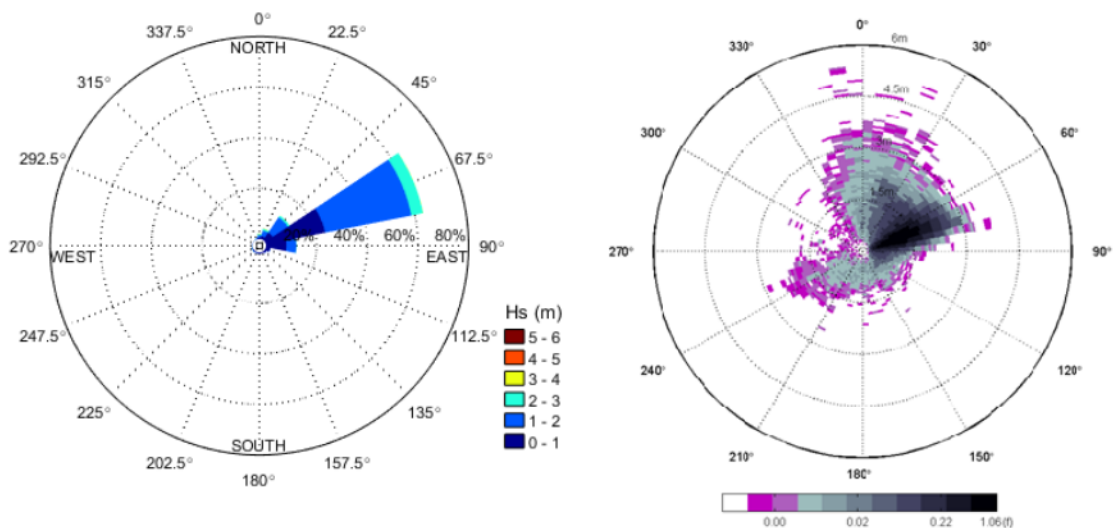


Figura 9. Régimen medio anual direccional de Hs.

En la Figura 9 se presentan las rosas de oleaje correspondientes al punto de reanálisis seleccionado en este estudio. En la gráfica de la izquierda se observa oleaje predominante del ENE (67.5°). Así mismo, se evidenció que las direcciones del oleaje provenientes del E y las comprendidas entre el N y NE se presentan en menor proporción, pero mantienen magnitudes similares. El resto de las direcciones se aprecian mejor en la rosa de probabilidad ubicada en la derecha.

Las máximas alturas significativas del oleaje provienen de las direcciones NNW-NNE, superando los 4.5 m, tal como se identificó en la rosa de probabilidad de la derecha. Para los oleajes predominantes en ocurrencia ENE y N se

tienen alturas máximas de oleaje significante con magnitudes entre 3.5 m y 3.75 m. Para el resto de las direcciones de menor ocurrencia (90° - 337.5°) se observaron alturas de ola significante por debajo de los 3 m, en general alrededor de 1.5 m.

En la Tabla 4 se relacionan los estadísticos básicos de la variable altura significativa de la ola (Hs), donde se muestra la frecuencia con la que llega el oleaje desde cierta dirección. Se analizaron los cuantiles 50 % (régimen medio), 90 %, 99 % y 99.86 % (régimen extremal). El último cuantil corresponde a Hs₁₂, que es la altura de ola significante superada 12 horas al año y que se realiza para la media anual y para la serie total.

Tabla 4. Régimen medio anual direccional de Hs organizado en tabla de cuantiles.

TABLA ESTADÍSTICOS BÁSICOS					
Variable medida: Hs					
Direcciones (°)	Prob. dirección	Hs _{50%}	Hs _{90%}	Hs _{99%}	Hs ₁₂
N	0.0210	1.4570	2.8823	4.5382	5.2796
NNE	0.0434	1.4280	2.2850	3.5659	4.7091
NE	0.1173	1.2480	1.8870	2.5970	3.1816
ENE	0.6334	1.1740	1.9080	2.5420	2.9480
E	0.1208	0.7949	1.4350	2.0674	2.3735
ESE	0.0188	0.5719	0.9537	1.4113	1.9707
SE	0.0087	0.6143	1.0429	1.5501	2.1654
SSE	0.0053	0.6694	1.0339	1.7682	1.9252
S	0.0051	0.6410	1.1414	2.0542	2.1902
SSW	0.0054	0.7929	1.3436	2.2157	2.8698
SW	0.0063	0.8831	1.6288	2.2610	2.6002
WSW	0.0051	1.0085	2.1020	3.0435	3.1915
W	0.0017	0.7105	1.7155	2.4466	2.7436
WNW	0.0011	0.7565	2.1974	2.7875	2.8230
NW	0.0012	0.8882	2.2184	2.6686	2.8080
NNW	0.0053	1.4130	2.4718	3.7406	4.9051

De acuerdo con la tabla anterior se observó que las direcciones NE, ENE y E son las más predominantes en ocurrencia (11.73 %, 63.34 % y 12.08 %, respectivamente), con alturas significativas de la ola en régimen medio $H_{s50\%}$ de 1.25 m para el NE, 1.17 m para el ENE y 0.79 m para el E; así mismo, en el estadístico H_{s12} se observaron alturas significativas de la ola de 3.18 m, 2.95 m y 2.37 m, respectivamente. Las tres componentes reúnen el 87.15 % de la totalidad de los datos analizados.

El 12.85 % restante se distribuye en el resto de las direcciones, donde se destaca la componente norte (cuadrantes NNW-NNE) con componentes de régimen medio $H_{s50\%}$ entre 1.41 m y 1.46 m, y H_{s12} entre 4.91 m y 5.28 m. Estas representan las direcciones más energéticas que se registraron en aguas exteriores de la zona de estudio y juntas reúnen el 6.97 % de los datos

disponibles. El 5.88 % del resto de los datos analizados se distribuyen en diez direcciones (abanico ESE-NW), representando los valores menos energéticos de la tabla, con componentes de régimen medio $H_{s50\%}$ entre 0.57 m y 1.01 m, y H_{s12} entre 1.93 m y 3.19 m.

La gráfica de función de distribución acumulada (Fig. 10) presenta los regímenes escalares de los datos. El régimen medio $H_{s50\%}$ presentó un valor de 1.12 m, interpretándose como que el 50 % de los datos analizados de la serie de tiempo se encuentran por debajo de este valor y el otro 50 % por encima. Es la condición media de altura de ola significativa en aguas profundas. Adicionalmente, el 95 % de los datos en aguas profundas se mantuvieron con una altura de ola significativa igual o inferior a 2.13 m. El mejor ajuste de los datos se realizó con base a la función de *Weibull* de mínimos.

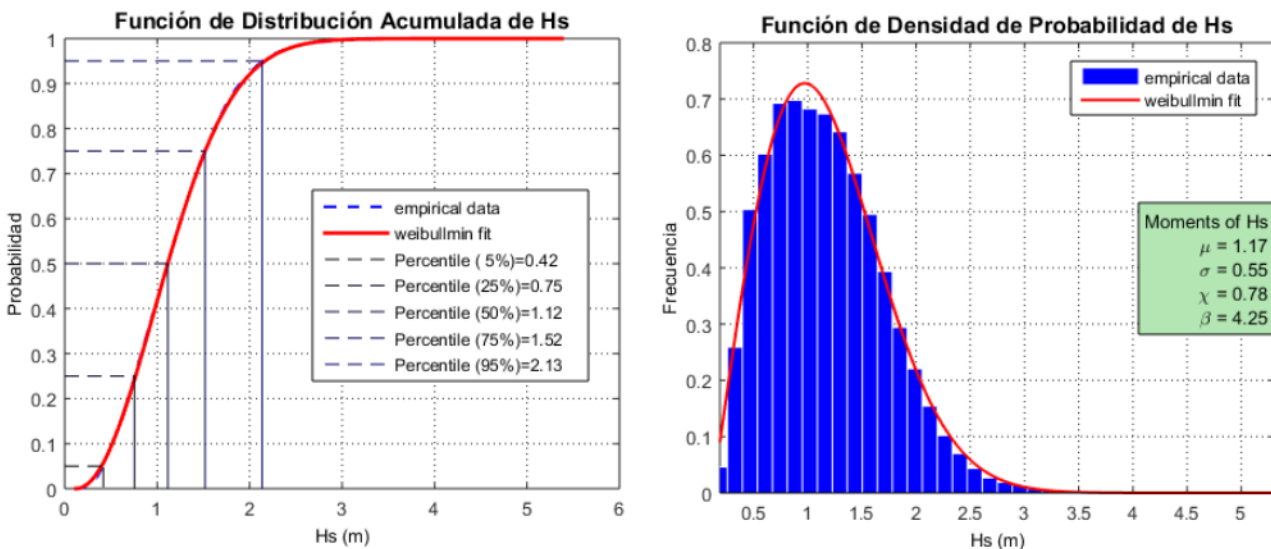


Figura 10. Función de distribución acumulada (izq.) y función de densidad de probabilidad (der.) para Hs.

La gráfica de función de densidad de probabilidad muestra que los datos se comportan cuasisimétricamente respecto al eje central de la curva, donde 0.8 m representa aproximadamente el valor más frecuente. El mejor ajuste de los datos se realizó con base a la función de *Weibull* de mínimos. La frecuencia de los datos empieza a descender significativamente por debajo de

los oleajes de 0.5 m y por encima de 1.75 m. De acuerdo con la Figura 11, se observó que la relación conjunta más frecuente en el régimen medio anual conjunto entre las variables Hs y Tp se presentó para oleajes con valores entre 0.6 m hasta 1.5 m de altura significativa, con periodos pico entre 7 s y 9 s, aproximadamente.

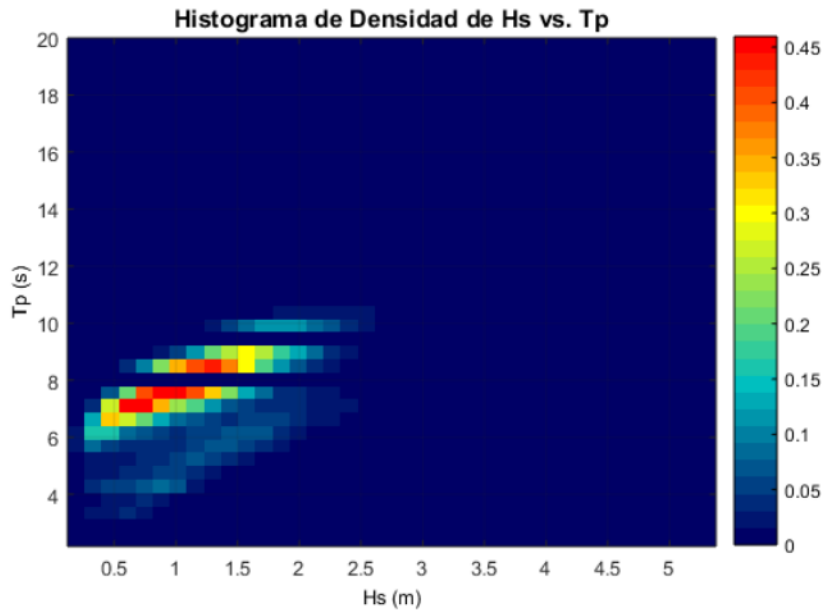


Figura 11. Histograma de relación conjunta Hs vs. Tp.

De la Figura 12 se observa que durante la estación seca (Dic.-Mar.) la altura del oleaje tiende a aumentar ligeramente con respecto a la estación húmeda (Abr.-Nov.). De igual manera, se presentaron los valores máximos de altura de ola significativa durante los meses

de noviembre y enero. Para el periodo pico se evidenció un comportamiento muy uniforme de los datos, con variaciones poco marcadas. Se destacan los máximos (del orden entre 16 s y 20 s de periodo pico) entre los meses de julio y noviembre (Fig. 12).

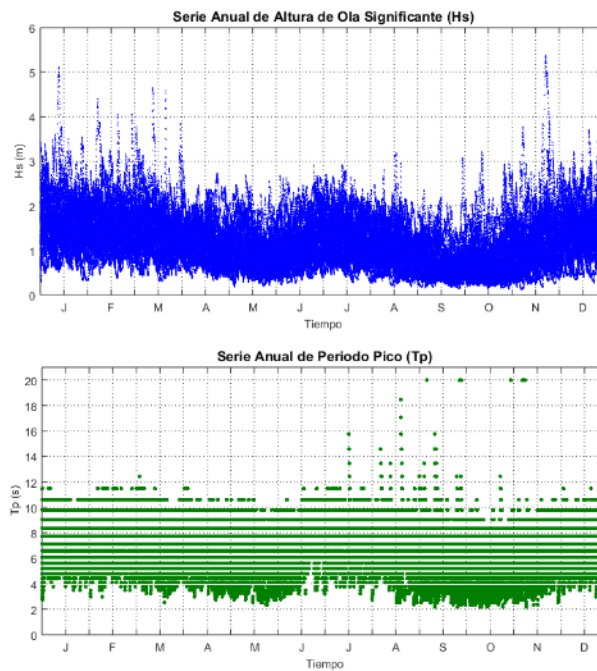


Figura 12. Estacionalidad del oleaje en aguas profundas. **A)** altura de ola significativa, **B)** periodo pico (1979-2011).

En la Figura 13 se observó que para el periodo Dic.-Feb. el percentil 50 es 1.48 m y el percentil 95 es 2.44 m. Para Mar.-May. estos son de 1.12 m y 2.02 m, para Jun.-Ago. son de 1.07 m y 1.98 m, y para Sep.-Nov. son de

0.75 m y 1.80 m, respectivamente. De acuerdo con lo mencionado, se pudo establecer que la temporada más energética se presenta entre diciembre y febrero, y la menos energética entre septiembre y noviembre.

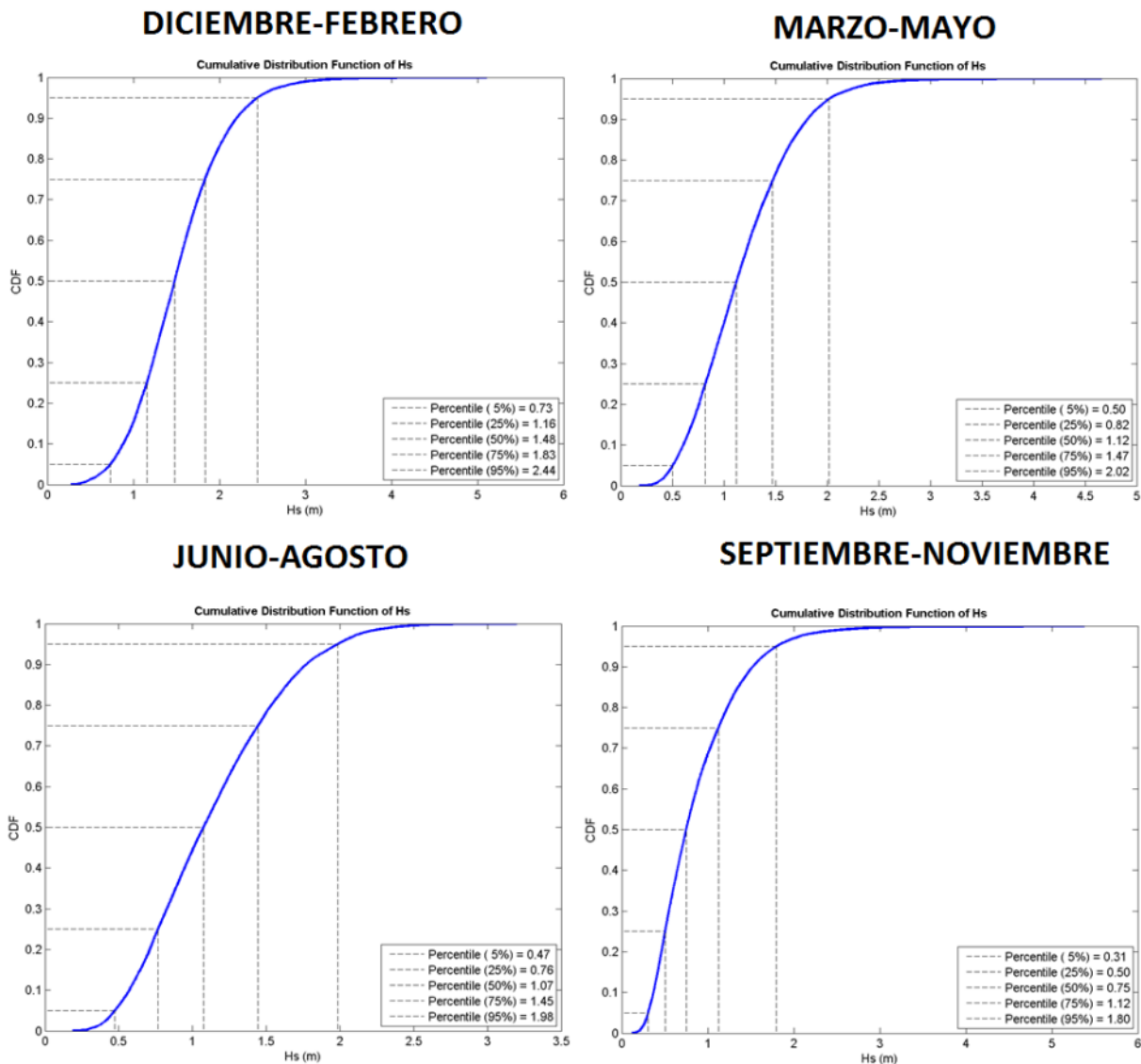


Figura 13. Régimen medio anual escalar en función de las estaciones.

Caracterización del comportamiento del caudal en el área de estudio

Se obtuvieron resultados del comportamiento del caudal para el periodo comprendido del 18 de diciembre de 2016 al 21 de noviembre de

2017, a partir de las salidas generadas por el modelo LIZC. Con base en las salidas gráficas se observaron algunos patrones específicos en el comportamiento del caudal, en particular, para la zona influenciada por la barrera de arrecife de coral. De acuerdo con la Figura 14,

se evidenció un comportamiento bimodal en la hidrodinámica observando: (i) la generación de una corriente intensa (chorro de agua) longitudinal a lo largo de toda la barrera de

arrecife de coral (Fig. 14A); (ii) la formación de sistemas circulatorios aislados de poca intensidad alrededor de los bajos (Fig. 14B) cuando el chorro desaparece.

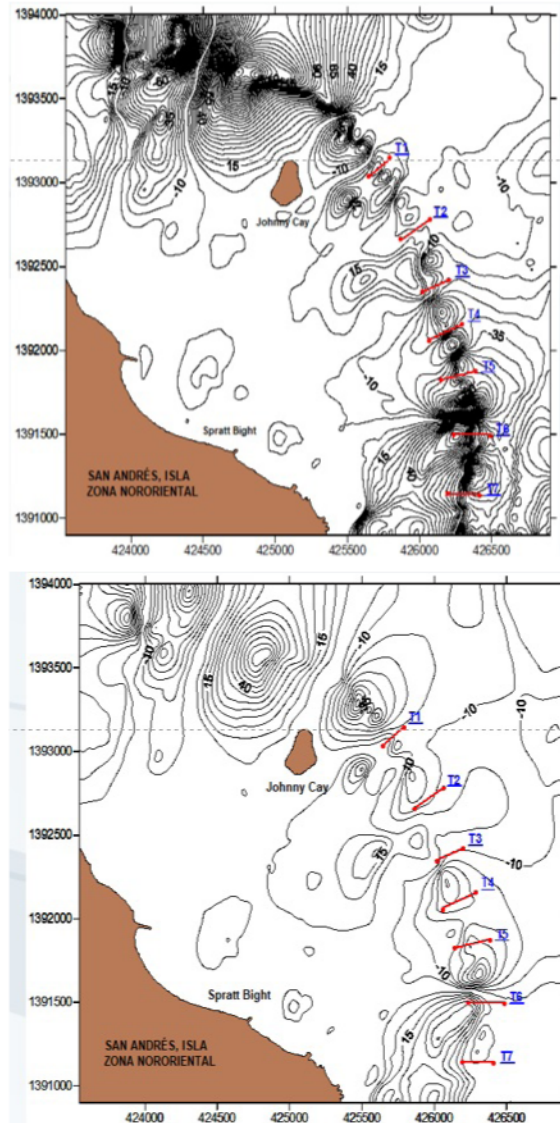


Figura 14. Función de corriente (en m^3/s) a lo largo de la barrera arrecifal de coral con el comportamiento bimodal.

Estos patrones de intensificación y descenso del caudal en la zona de estudio se presentaron especialmente durante Dic. /16 y primer trimestre del año 2017, pues el resto de la serie analizada (hasta Nov. /17) se caracterizó por presentar la ausencia del chorro y el predominio de sistemas circulatorios débiles a lo largo de la barrera de arrecife de coral.

Se evaluaron los transectos perpendiculares a lo largo del arrecife de coral (Fig. 6), con el fin de cuantificar los valores de caudal que cruzaban a lo largo del mismo e identificar su comportamiento temporal. Los resultados obtenidos fueron los siguientes (Fig. 15 y Tabla 5):

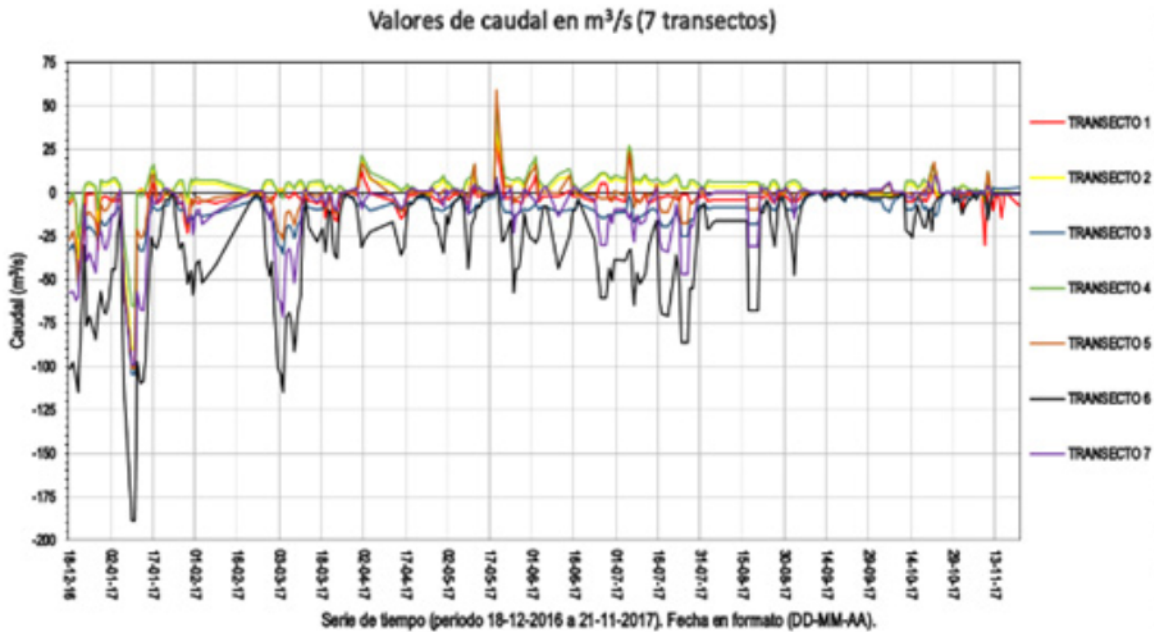


Figura 15. Valores de caudal Q en m^3/s para los transectos mostrados en la Figura 6, ubicados a lo largo de la barrera arrecifal de coral. (Los valores Q positivos corresponden a una dirección del flujo de agua hacia el norte y los negativos hacia el sur).

Tabla 5. Valores máximos de caudal en m^3/s por transecto.

Transecto	Max. valor caudal (m^3/s)	Fecha de registro
1	-99	09-Ene.-17
2	-90	09- Ene.-17
3	-104	09- Ene.-17
4	-65	09- Ene.-17
5	-100	09- Ene.-17
6	-188	09- Ene.-17
7	-98	09- Ene.-17

En la Figura 15 se observan flujos de agua dirigidos del norte al sur (valores negativos), con valores de caudal entre $65 m^3/s$ y $180 m^3/s$, generalmente durante los meses de la época seca (Dic.-Mar.). Por otro lado, de un total de 1932 registros diarios de caudal (276 registros diarios por transecto), obtenidos a lo largo de la serie de tiempo analizada, se identificaron los valores máximos registrados de caudal por transecto, concluyendo que el transecto No. 6 fue el que presentó el máximo valor de caudal

($188 m^3/s$), razón por la cual fue seleccionado para hacerle el respectivo análisis estadístico.

Una vez efectuado este paso se realizó una correlación cruzada entre el caudal (Q) y la altura de la ola (H_s), el periodo pico de la ola (T_p) y la dirección de la ola (Dir) observados para el transecto No. 6 (Fig. 16). A través de este análisis se identificó el parámetro del oleaje que más influyó en el comportamiento del caudal para el transecto No. 6.

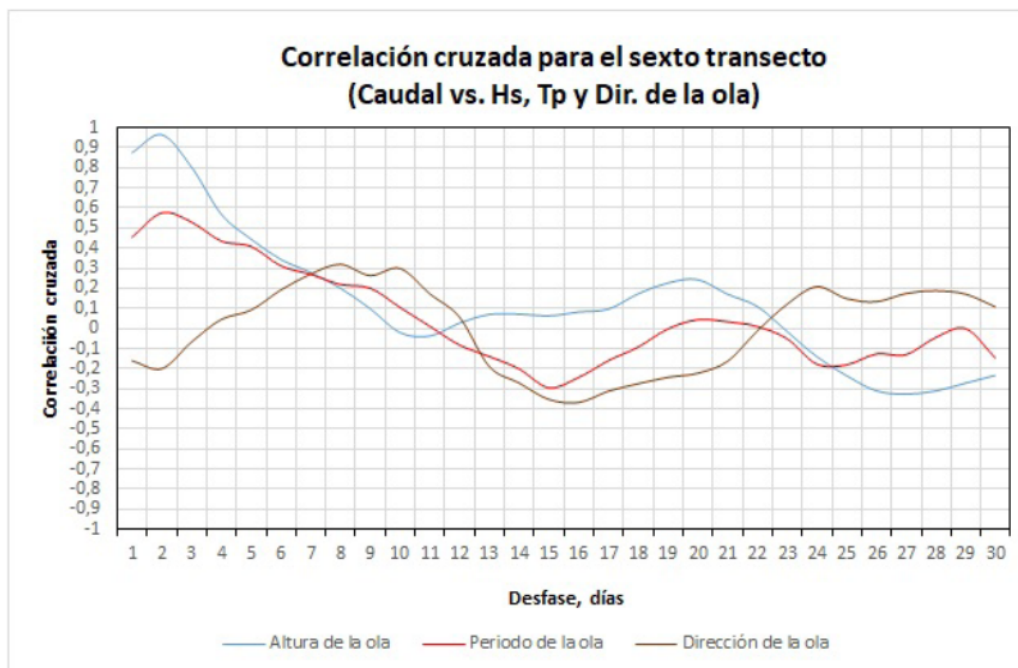


Figura 16. Correlación cruzada para el sexto transecto entre el caudal y los parámetros del oleaje.

De acuerdo con la Figura 16 se concluyó que el parámetro del oleaje que más correlación presentó con la variable caudal fue la altura de la ola y, por ende, tiene mayor influencia en la formación del chorro de agua a lo largo del arrecife de coral. En cuanto al período de ola se considera que este parámetro tiene una influencia secundaria sobre el caudal; no obstante, va asociado directamente con la altura del oleaje, razón por la cual a mayor altura de la ola de mar de viento se presentan ondas más largas y por lo tanto con mayor período. Mientras tanto la dirección del oleaje representa una influencia menos significativa que los otros dos parámetros con relación al comportamiento del caudal, debido a que la orientación de la barrera varía con respecto al ángulo de incidencia de oleaje.

Este comportamiento puede reafirmar la hipótesis planteada, la cual se fundamenta en que la intensificación del caudal en el sistema es más sensible a la altura significativa de la ola que a los otros parámetros del oleaje, debido a que si la ola presenta bajas alturas probablemente no va a romper sobre la barrera de coral y, por consiguiente, no se va a generar corriente inducida por efectos del oleaje, sobrepasando de esta forma el obstáculo y continuando su trayectoria.

En cuanto a la dirección de la ola, el arrecife presenta una curvatura (no es una línea recta), por lo que no tiene un mismo ángulo con referencia al ángulo de incidencia que puede presentar el oleaje a lo largo de la barrera. En ese orden de ideas, la dirección no prima como generadora de la aparición del chorro, debido a que un pequeño cambio en el ángulo no generaría mayor o menor inclinación de la incidencia de la ola sobre el arrecife.

Altura crítica de rotura del oleaje (H_{br}) sobre la barrera arrecifal

De acuerdo con la Figura 17 se concluye que para el tramo en donde se encuentra la barrera de arrecife de coral se observó que los valores de H_s vs. H_{br} se asemejaron bastante, teniendo en cuenta que en este sector el oleaje rompe. Lo anterior, indica que los datos de H_s del modelo numérico de oleaje SWAN se aproximaron bastante a la realidad de la dinámica de la ola que sufre rotura por la disminución de la profundidad por efecto de la barrera de arrecife.

A partir de la barrera y hasta aguas profundas se observó que el comportamiento de H_s vs. H_{br} se distanció el uno del otro debido a que aumentó la profundidad y, en consecuencia, la ola no rompe en estas zonas. La H_{br} suministra una

aproximación de los valores de H_s que tendrían que presentarse para que una ola rompiera en los casos en donde las aguas se hacen más

profundas. En conclusión, en aquellos sectores en donde la H_{br} es superior a H_s no se presenta la rotura por efectos del fondo.

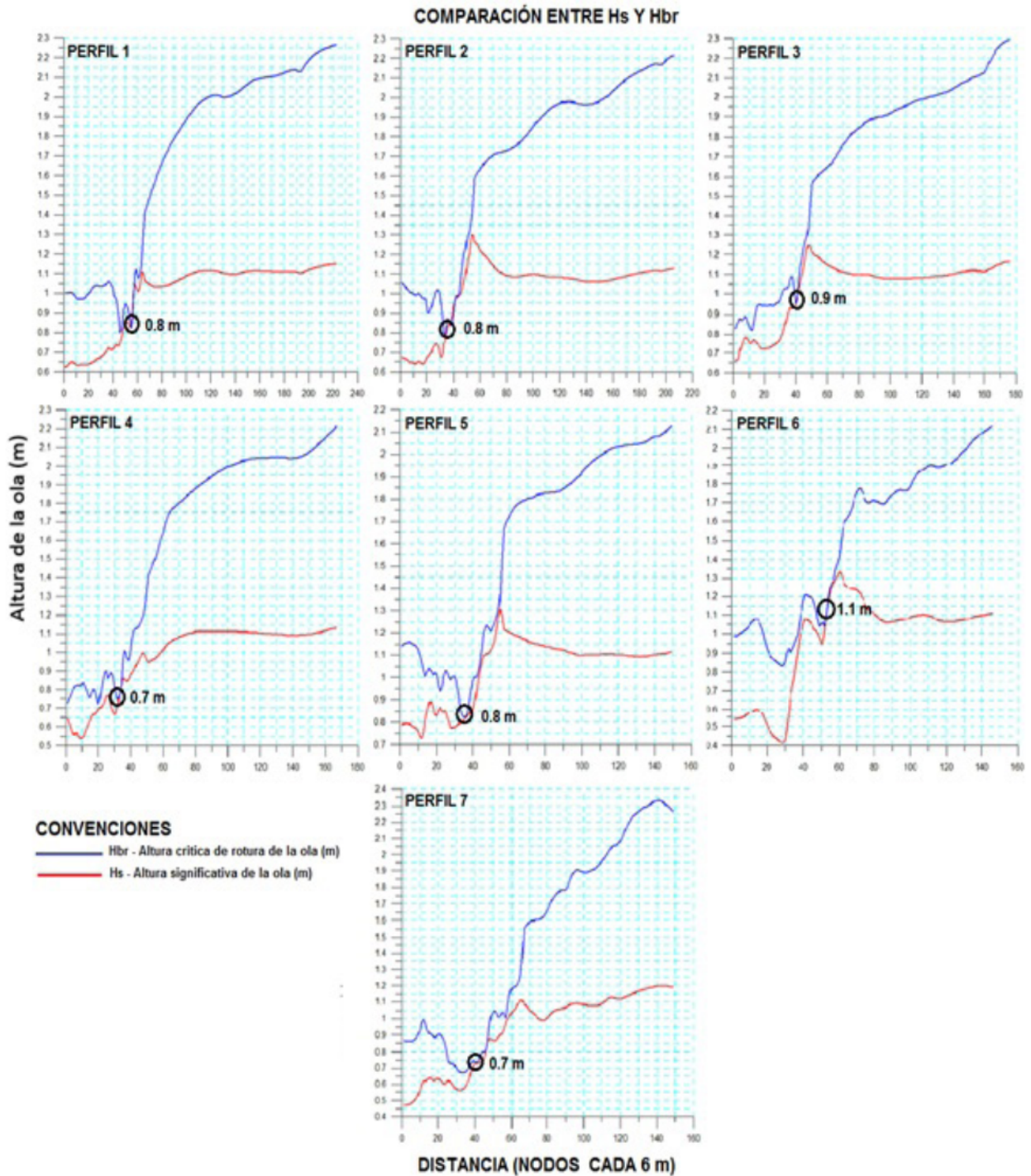


Figura 17. Comparación entre H_s y H_{br} para todos los perfiles ubicados a lo largo del arrecife de coral. El cero del eje x, obedece al sector más cercano a la costa.

En ese orden de ideas, la altura crítica de rotura (H_{br}) que se registró en cada uno de los perfiles fue la siguiente (Tabla 6):

Tabla 6. Altura crítica de rotura en cada perfil.

PERFIL	H_{br} (m)
1	0.8
2	0.8
3	0.9
4	0.7
5	0.8
6	1.1
7	0.7

Con base a lo anterior, se puede concluir que la altura crítica de rotura (H_{br}) se produjo para los perfiles analizados solo en aquellos casos en donde la altura de la ola osciló con valores entre 0.7 m a 1.1 m al arribar a la barrera de arrecife de coral.

CONCLUSIONES

Se identificó un comportamiento bimodal en la hidrodinámica del área de estudio, en donde se evidenció un primer comportamiento que se caracterizó por presentar una corriente intensa (chorro) longitudinal a lo largo de toda la barrera, y un segundo comportamiento en donde se registró la aparición de sistemas circulatorios sectorizados alrededor de los bajos del arrecife con predominio de corrientes con baja intensidad.

Se encontró que el cambio bimodal de las corrientes inducidas por el oleaje a lo largo de la barrera de arrecife de coral depende en gran medida de la altura de la ola (componente del oleaje que más correlación presentó con la variable caudal) y en menor proporción por el período y del ángulo de incidencia del oleaje proveniente de aguas profundas o indefinidas.

Se puede asociar la aparición del chorro de agua longitudinal principalmente con los patrones del oleaje correspondientes al periodo diciembre-marzo.

Se identificó que la corriente inducida por el oleaje se genera en la parte frontal del arrecife de coral y que presenta una dirección característica proveniente del noroeste al sureste, especialmente durante los meses de la época seca del año, registrando caudales por el orden de los 65 m³/s a 180 m³/s.

Con base en los cálculos efectuados de rotura del oleaje se identificaron los sitios en donde rompe la ola, entendiéndose por esto como la energía de la ola que parcialmente se disipa sobre el arrecife de coral.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Appendini, C.; Paulo Salles, E.; Tonatiuh Mendoza, J.; Torres-Freyermuth, A. (2012). Transporte de sedimentos a tierra en la costa norte de la península de Yucatán. *Journal of Coastal Research*; 28(6):1404-1417. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-11-00162.1>
- Battjes, J.; Janssen, J. (1978). Pérdida de energía y puesta a punto debido a la ruptura de ondas aleatorias. En: *Ingeniería de Costas*. <https://doi.org/10.1061/9780872621909.034>
- Buckley, M. L.; Ryan, J.; Lowe, J.; Hansen, E.; Van Dongeren, Ap. R. (2016). Configuración de olas sobre un arrecife de bordes con gran rugosidad del fondo. *Revista de Oceanografía Física*; 46(8):2317-2333. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0148.1>
- Chopakatla, S. C.; Lippmann, T. C.; Richardson, J. E. (2008) Verificación de campo de un modelo computacional de dinámica de fluidos para la transformación y ruptura de olas en la zona de surf. *J. Waterw Port, Coastal, Ocean. Eng.* 134:71-80. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(2008\)134:2\(71\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(2008)134:2(71))
- Coronado, C.; Candela, J.; Iglesias-Prieto, R.; Sheinbaum, J.; López, M.; Ocampo-Torres, F. (2007). Sobre la circulación en la laguna de arrecifes de Puerto Morelos. *Arrecifes de coral*; 26:149-163. <https://doi.org/10.1007/s00338-006-0175-9>
- Dagua Paz, C. J.; Lonin, S.; Urbano Latorre, C. P.; Orfila Förster, A. (2013). Calibración del modelo SWaN y validación de reanálisis del oleaje en

- el Caribe. *Bol. Cient. CIOH*; 31: <https://doi.org/10.26640/22159045.249>
- Demirbilek, Z.; Nwogu, O. G.; Ward, D. L.; Sánchez, A. (2009). *Transformación de olas sobre arrecifes: evaluación de modelos numéricos unidimensionales*.
- Fang, K.; Yin, J.; Liu, Z.; Sun, J.; Zou, Z. (2014). Revisión del estudio sobre el modelado Boussinesq de la transformación de olas en varios perfiles de arrecifes. *Ciencia del Agua Esp.*; 7:306-318.
- Ferrario, F.; Beck, M.; Storlazzi, C.; Micheli, F.; Shepard, C.; Airolidi, L. (2014). La eficacia de los arrecifes de coral para la reducción y adaptación del riesgo de peligro costero. *Nat. Commun.* 5, 3794. PMID:24825660 PMCID:PMC4354160. <https://doi.org/10.1038/ncomms4794>
- Flather, R. (2001). Marejadas ciclónicas. Steele, J. H.; Thorpe, S. A. y Turekian, K.K. (eds). *Enciclopedia de ciencias oceánicas*. Académico, San Diego, 2882-2892. <https://doi.org/10.1006/rwos.2001.0124>
- Galán, A.; Orfila, A.; Simarro, G.; Hernández-Carrasco, I.; López, C. (2012). Aumento de la mezcla de ondas inferido de los exponentes de Lyapunov. *Mecánica de Fluidos Ambientales*. Mecánica de Fluidos Ambientales, 291-300. <https://doi.org/10.1007/s10652-012-9238-3>
- Gemma, L. F.; Mariño-Tapia, I.; Torres-Freyermuth, A. (2013). Efectos de la rugosidad del arrecife en la configuración de las olas y las corrientes de la zona de surf. *Revista de Investigación Costera*; 165:2005-2010. <https://doi.org/10.2112/SI65-339.1>
- Gemma, L. F.; Torres-Freyermuth, A.; Medellín, G.; Allende-Arandia, M.; Appendini, C. (2018). El papel del sistema arrecife-duna en la protección costera en Puerto Morelos (México). *Peligros naturales y ciencias del sistema terrestre*; 18:1247-1260. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-1247-2018>
- Longuet-Higgins, M.; Stewart, R. (1962). Estrés por radiación y transporte de masa en ondas de gravedad, con aplicación a 'surf beats'. *Fluid Mech.*; 13, 481. <https://doi.org/10.1017/S0022112062000877>
- Longuet-Higgins, M.; Stewart, R. (1964). Tensiones de radiación en las ondas de agua. Una discusión física, con aplicaciones. *Deep-Sea Res.*; 11:529-562. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(64\)90001-4](https://doi.org/10.1016/0011-7471(64)90001-4)
- Lonin, S. (2002a). Un modelo morfodinámico para la zona costera del Caribe colombiano. *Bol. Cient. CIOH*; 20:5-17. <https://doi.org/10.26640/22159045.105>
- Lonin, S. (2002b). Aplicación del modelo LIZC (CIOH) para el estudio de la dinámica de playa en un sector del golfo de Morrosquillo. *Bol. Cient. CIOH*; 20: 18-27. <https://doi.org/10.26640/22159045.106>
- Lonin, S.; Orfila Forster, A.; Simarro Grande, G.; Galán Alguacil, A.; Álvarez Ellacuría, A.; Murillo, N.; Platz, C.; Torres, R. (2018). *Propagación de oleaje y transporte de sedimentos sobre arrecifes de coral. Estrategias de gestión ante el cambio global*. Cartagena.
- Lowe, R. J.; Falter, J. L.; Bandet, M. D.; Pawlak, G.; Atkinson, M. J.; Monismith, S. G.; Koseff, J. R. (2005). Spectral wave dissipation over a barrier reef. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C4). <https://doi.org/10.1029/2004JC002711>
- Lugo-Fernández, A.; Roberts, H.; Suhayda, J. (1998). Transformaciones de olas a través de un arrecife de coral de barrera de borde del Caribe. *Cont. Shelf Res.*; 18:1099-1124. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(97\)00020-4](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(97)00020-4)
- Monismith, S. G. (2007). Hidrodinámica de los Arrecifes de Coral. *Annu. Rev. Fluid. Mech.* 39:37-55. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.38.050304.092125>
- Navarro, W.; Orfila, A.; Orejarena-Rondón, A.; Vélez, J. C.; Lonin, S. (2021). Disipación de energía undimotriz en una laguna de arrecifes de coral poco profunda utilizando datos de radar marinos de Banda X. *Revista de Investigación*

- Geofísica: Océanos*, 126,e2020JC017094. <https://doi.org/10.1029/2020JC017094>
- Osorio-Cano, J. D.; Alcérreca-Huerta, J. C.; Mariño-Tapia, I.; Osorio, A. F.; Acevedo-Ramírez, C.; Enriquez, C.; Costa, M.; Pereira, P.; Mendoza, E.; Escudero, M.; Astorga-Moar, A.; López-González, J.; Appendini, C. M.; Silva, R.; Oumeraci, H. (2019). Efectos de la pérdida de rugosidad en la hidrodinámica de los arrecifes y la protección costera: enfoques en América Latina. *Estuarios y Costas*; 42:1742-1760.
- <https://doi.org/10.1007/s12237-019-00584-4>
- Ramos de la Hoz, I. M. (2017). *Dinámica sedimentaria en una flecha litoral: El caso de Galerazamba*. Cartagena de Indias, D. T. y C.
- Rogers, J. S.; Stephen, G.; Monismith, D.; Kowalik, A.; Dunbar, R. B. (2016). Dinámica de olas de un atolón del Pacífico con altos efectos de fricción. *Revista de Investigación Geofísica: Océanos*; 121(1):350-367. <https://doi.org/10.1002/2015JC011170>
- Sheremet, A.; Kaihatu, J. M.; Su, S.; Smith, E. R.; Smith, J. M. (2011). Modelado de la propagación de ondas no lineales sobre arrecifes de borde. *Costa Eng.* 58:1125-1137. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2011.06.007>
- Torres-Freyermuth, A.; Lara, J. L.; Losada, I. J. (2010). Modelización numérica de la transformación de onda corta y larga en una playa barrada. *Costa Eng.* 57:317-330. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2009.10.013>
- Yu, X.; Rosman, J. H.; Hensch, J. L. (2018). Interacción de las ondas con la rugosidad idealizada del fondo en alto relieve. *J. Geophys Res. Ocean* 123:3038-3059. <https://doi.org/10.1029/2017JC013515>