



Ciencias Marinas

ISSN: 0185-3880

cmarinas@uabc.mx

Universidad Autónoma de Baja California
México

Toro, Vladimir G.; Ocampo-Torres, Francisco J.; Osuna, Pedro; García-Nava, Héctor; Flores-Vidal, Xavier; Durazo, Reginaldo

Analysis of fetch-limited wave growth using high-frequency radars in the Gulf of Tehuantepec

Ciencias Marinas, vol. 40, núm. 2, 2014, pp. 113-132

Universidad Autónoma de Baja California
Ensenada, México

Available in: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=48031366003>

- How to cite
- Complete issue
- More information about this article
- Journal's homepage in redalyc.org

redalyc.org

Scientific Information System

Network of Scientific Journals from Latin America, the Caribbean, Spain and Portugal

Non-profit academic project, developed under the open access initiative

Analysis of fetch-limited wave growth using high-frequency radars in the Gulf of Tehuantepec

Análisis del crecimiento del oleaje limitado por el *fetch* usando radares de alta frecuencia en el golfo de Tehuantepec

Vladimir G Toro¹, Francisco J Ocampo-Torres¹, Pedro Osuna¹, Héctor García-Nava²,
Xavier Flores-Vidal², Reginaldo Durazo³

¹ Departamento de Oceanografía Física, CICESE, Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918, Zona Playitas, CP 22860, Ensenada, Baja California, México.

² Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California (UABC), Km. 103 Carretera Tijuana-Ensenada, CP 22860, Ensenada, Baja California, México.

³ Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Km. 103 Carretera Tijuana-Ensenada, CP 22860, Ensenada, Baja California, México.

* Corresponding author. Email: vtoro@cicese.edu.mx, vgtoro@gmail.com

ABSTRACT. Fetch-limited wave growth was analyzed using high spatial and temporal resolution measurements obtained with high-frequency (HF) radars. To calculate the wave spectrum, the second-order echo (S_{2N}) was extracted from the Doppler spectrum and mapped to the wave frequency domain. The conversion of S_{2N} to the wave frequency spectrum was carried out using a linear parametric model dependent on wind speed. Wave growth, represented by the dimensionless energy and peak frequency as a function of dimensionless fetch, was determined from the spectra calculated for 25 cells (~400 km²) in the vicinity of a moored Air–Sea Interaction Spar buoy. The buoy data were used as reference and to provide the wind information required for the wave growth analysis. The simultaneous data from the buoy and HF radars showed a suitable agreement with the wave growth curves. The analysis of the 25 cells showed an adequate agreement and certain dispersion around the growth curves. Possible causes of this dispersion are related to errors in the estimation of the frequency spectrum and fetch, and the assumption of homogeneous wind conditions. From the limited data set used, it was not possible to prove any impact of swell on wave growth; however, it is possible that analysis over a wider range of swell heights may provide this evidence. Nevertheless, the results suggest that the linear parametric model is able to reproduce fetch-limited wave growth. This work represents the first effort focused on fetch-limited wave growth using HF radars.

Key words: fetch-limited wave growth, high-frequency radars, ASIS buoy, Gulf of Tehuantepec, swell.

RESUMEN. Se analizó el crecimiento del oleaje limitado por el *fetch* utilizando mediciones de alta resolución espaciotemporal obtenidas con radares de alta frecuencia (HF). Para calcular el espectro del oleaje, el eco de segundo orden (S_{2N}) fue extraído del espectro Doppler y mapeado al dominio de las frecuencias del oleaje. La conversión de S_{2N} al espectro del oleaje se realizó mediante un modelo paramétrico lineal que depende de la velocidad del viento. El crecimiento del oleaje local, representado por la energía y la frecuencia asociada al pico espectral adimensional en función del *fetch* adimensional, se determinó a partir de los espectros del oleaje calculados para 25 nodos (~400 km²) alrededor del sitio de anclaje de una boya Air–Sea Interaction Spar. Los datos de la boya se utilizaron como referencia y para proveer la información del viento necesaria para el análisis del crecimiento del oleaje. Los datos simultáneos de la boya y los radares HF presentaron una concordancia adecuada con las curvas de crecimiento del oleaje. El análisis en el dominio de los 25 nodos mostró una correlación significativa y cierta dispersión alrededor de las curvas de crecimiento. Las causas probables de esta dispersión están asociadas con errores en el cálculo del espectro del oleaje y del *fetch*, y a la suposición de condiciones de viento homogéneo. No fue posible determinar la influencia del *swell* en el crecimiento del oleaje con el set limitado de datos utilizado; sin embargo, es posible que un análisis con mayor variación de la altura del *swell* podría proveer esta evidencia. No obstante, los resultados sugieren que, con el modelo paramétrico lineal, es posible reproducir el crecimiento del oleaje limitado por el *fetch*. Este trabajo representa el primer esfuerzo enfocado al análisis del crecimiento del oleaje utilizando mediciones de radares HF.

Palabras clave: crecimiento del oleaje, radares de alta frecuencia, boya ASIS, golfo de Tehuantepec, *swell*.

INTRODUCTION

Understanding the processes governing the generation, growth, and evolution of ocean waves is necessary to predict their effects on coastal and ocean dynamics. In particular,

INTRODUCCIÓN

Entender los procesos de generación, crecimiento y evolución del oleaje es necesario para predecir sus efectos en la dinámica oceánica y costera. De estos tres aspectos, el

wave growth data can provide valuable insight into the complex physics of wave evolution (Young and Verhagen 1996). Waves are generated and grow as a result of the force exerted by the wind on the sea surface. Strong, storm-associated winds in the open ocean generate waves that can travel thousands of kilometers. Storms occur randomly in space and time; hence, measuring wave growth is difficult because there is no prior knowledge of where and when they will originate and sufficient wave-measuring instruments are not in place. Waves that are generated and begin to grow in an area affected by strong winds are typically referred to as wind sea. On the other hand, wave growth can also be influenced by physical mechanisms such as atmospheric stability, swell, wind variability (Hwang *et al.* 2011), wave-current interactions (Kahma and Calkoen 1992), and the distance over which wave growth occurs, called the fetch (Ardhuin *et al.* 2007).

For the analysis of wave growth under controlled conditions, the wind is considered homogeneous and the fetch is defined by the orthogonal wind direction relative to the coastline. *In situ* measurements rarely comply with these requirements since wind fields are usually not homogeneous (Hwang *et al.* 2011) and the orientation of the coast relative to wind direction is perpendicular only during certain wind conditions (Ardhuin *et al.* 2007, Bottema and van Vledder 2008). Wave growth has been analyzed using *in situ* measurements (Hasselmann *et al.* 1973, Kahma 1981, Young and Verhagen 1996, Bottema and van Vledder 2009), a combination of *in situ* measurements and numerical simulations (Ardhuin *et al.* 2007), data generated by numerical models (Tuomi *et al.* 2012), and altimeter measurements (Ebuchi 1999).

In the Gulf of Tehuantepec (Mexico; fig. 1a), fetch-limited wave growth has been investigated under strong wind conditions. In this region, these strong winds, known as Tehuanos, occur mainly in winter. They blow offshore during one to several days, with wind speeds exceeding 20 m s^{-1} (García-Nava *et al.* 2009). On reaching the Pacific Ocean, Tehuano winds generate eddies and modify the circulation patterns of the Gulf of Tehuantepec (Flores-Vidal *et al.* 2011, Velázquez-Muñoz *et al.* 2014). These eddies intensify due to the presence of coastal currents (Velázquez-Muñoz *et al.* 2011, Pantoja *et al.* 2012). Moreover, in the gulf, Tehuano winds create a wave generation and growth area near the coast that extends southwestward. Romero and Melville (2010) undertook aircraft wave measurements of a 500-km-long fetch using two laser instruments with high spatial resolution for 2 h. Ocampo-Torres *et al.* (2011) performed simultaneous wind and wave measurements using an Air-Sea Interaction Spar (ASIS) buoy as part of the experiment Air-Sea Interaction (INTOA). During this experiment, Doppler spectra coincident in time and space with the ASIS buoy measurements were also obtained with a high-frequency (HF) radar system.

For several decades, HF radar has been considered a promissory technology for the calculation of ocean current

crecimiento del oleaje puede proveer información valiosa en la física compleja de la evolución del oleaje (Young y Verhagen 1996). El oleaje se genera y crece por la acción que el viento ejerce sobre la superficie del mar. Los vientos fuertes asociados a tormentas en el océano abierto generan olas que se pueden desplazar miles de kilómetros. La existencia espaciotemporal de estas tormentas es normalmente aleatoria; por lo tanto, es difícil ubicar suficientes instrumentos en las zonas de generación que permitan medir el crecimiento del oleaje porque no se sabe dónde o cuándo puedan ocurrir las tormentas. El oleaje generado dentro de la zona de fuertes vientos y que comienza a crecer es comúnmente llamado oleaje local. Por otro lado, el crecimiento del oleaje puede estar influenciado por mecanismos físicos tales como la estabilidad atmosférica, el oleaje generado por tormentas lejanas (*swell*), la variabilidad del viento (Hwang *et al.* 2011), las interacciones ola-corriente (Kahma y Calkoen 1992) y la distancia sobre la cual se lleva a cabo el crecimiento del oleaje, también llamada *fetch* (Ardhuin *et al.* 2007).

Para el análisis del crecimiento del oleaje bajo condiciones controladas, se requiere que el viento sea homogéneo y el *fetch* sea definido mediante la dirección del viento ortogonal a la línea de costa. Las mediciones *in situ* raramente cumplen con estos requisitos ya que los campos de viento normalmente no son homogéneos (Hwang *et al.* 2011) y la orientación de la costa respecto a la dirección del viento solamente es perpendicular bajo ciertas condiciones de viento (Ardhuin *et al.* 2007, Bottema y van Vledder 2008). El crecimiento del oleaje se ha analizado a partir de mediciones *in situ* (Hasselmann *et al.* 1973, Kahma 1981, Young y Verhagen 1996, Bottema y van Vledder 2009), combinando mediciones *in situ* y simulaciones numéricas (Ardhuin *et al.* 2007), usando información de modelos numéricos (Tuomi *et al.* 2012) y utilizando mediciones con altímetros (Ebuchi 1999).

En el golfo de Tehuantepec (México, fig. 1a), se han llevado a cabo campañas de medición para estudiar el crecimiento del oleaje limitado por el *fetch* bajo condiciones de vientos fuertes. Estos vientos, llamados tehuanos, se presentan en esta región principalmente en invierno, y soplan de tierra a mar durante uno a varios días con velocidades de viento mayores que 20 m s^{-1} (García-Nava *et al.* 2009). Los tehuanos, al llegar al océano Pacífico, modifican los patrones de circulación del golfo de Tehuantepec generando remolinos (Flores-Vidal *et al.* 2011, Velázquez-Muñoz *et al.* 2014), que se intensifican debido a la presencia de corrientes costeras (Velázquez-Muñoz *et al.* 2011, Pantoja *et al.* 2012). Además, en el golfo, los tehuanos crean una zona de generación y crecimiento del oleaje cerca de la costa que se extiende hacia el suroeste. Romero y Melville (2010) realizaron mediciones del oleaje desde un avión en el golfo utilizando dos instrumentos con tecnología laser; con estas mediciones,

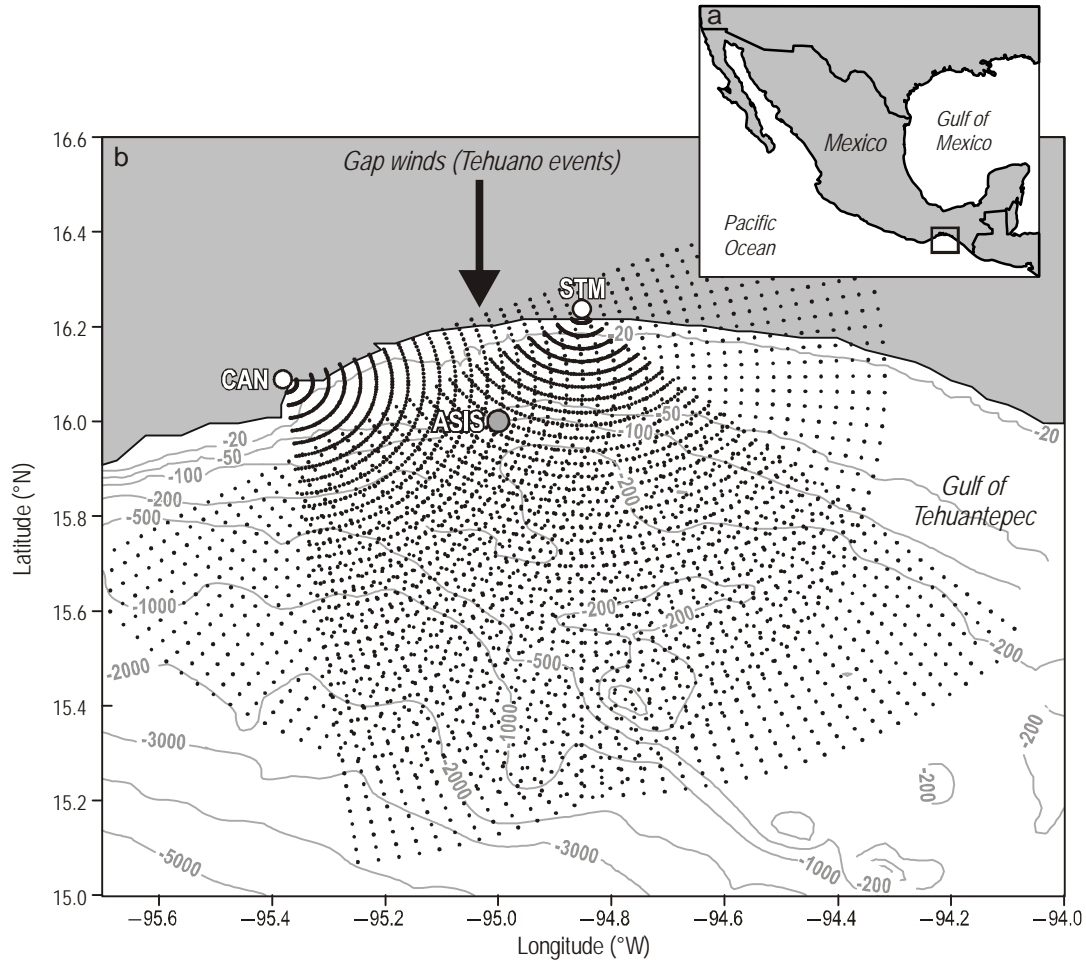


Figure 1. Study area. (a) Location of the Gulf of Tehuantepec. (b) Coverage area of the phased-array high-frequency radar system installed during the INTOA experiment field campaign. The two radar stations (CAN and STM, white circles), ASIS buoy location (gray circle), and prevailing direction of Tehuano winds (black arrow) are shown.

Figura 1. Área de estudio. (a) Ubicación del golfo de Tehuantepec. (b) Área de cobertura del sistema de radar de alta frecuencia instalado durante la campaña de medición del experimento INTOA. Se muestran las dos estaciones de radar (CAN y STM, círculos blancos), la posición de la boya ASIS (círculo gris) y la dirección predominante de los vientos Tehuanos (flecha negra).

and wave spectra (Crombie 1955). Radar systems have been used as complementary instruments in studies measuring ocean variables (Wyatt *et al.* 2003), in studies undertaking numerical simulations with current data assimilation (Breivik and Sætra 2001), and in renewable energy studies estimating potential wave energy (Wyatt 2012). A HF radar system emits and receives radio frequencies. Installed at the coast, the system will radiate electromagnetic waves that travel close to the sea surface. The electromagnetic waves are back-scattered by the sea surface with a wavelength equal to half the wavelength of the emitted radiation (Bragg condition), and the signal is recorded in units of power or voltage (Barrick *et al.* 1974). The frequency of the reflected signal is modified by the speed of surface waves and ocean currents, and the change relative to the emitted frequency is called the Doppler frequency. The received signal power can be represented as a function of the Doppler frequency and distance

estos autores obtuvieron información del oleaje con alta resolución espacial a lo largo de un *fetch* de hasta 500 km en intervalos de hasta 2 h. Ocampo-Torres *et al.* (2011) realizaron mediciones simultáneas de viento y oleaje utilizando una boya Air–Sea Interaction Spar (ASIS) durante el experimento Interacción Océano–Atmósfera (INTOA). Durante este experimento, también se obtuvieron espectros Doppler con un sistema de radares de alta frecuencia (HF, por sus siglas en inglés) coincidentes en espacio y tiempo con las mediciones de la boya ASIS.

El radar HF ha sido considerado desde hace varias décadas como una tecnología promisoría para el cálculo del espectro del oleaje y las corrientes oceánicas (Crombie 1955). Estos radares se han utilizado como sistemas complementarios en campañas de medición de variables oceánicas (Wyatt *et al.* 2003), trabajos de simulaciones numéricas con

from the radar or as a function of the Doppler frequency (called Doppler spectrum, fig. 2). A Doppler spectrum consists of two prominent signals, known as first-order peaks, surrounded by a continuous weaker echo, known as second-order echo. First-order peaks appear in the Doppler spectrum due to the presence of waves that obey the Bragg condition and that move towards or away from the transmitter. The difference ($\Delta\omega$) between the frequency associated with first-order peaks and the theoretical Bragg frequency is used to calculate the velocity components of surface currents (fig. 2).

Second-order echoes are generated by a combination of hydrodynamic and electromagnetic processes. The information provided by these echoes is used to estimate the ocean wave spectrum, using either an integral equation (Barrick 1972, Wyatt 1990, Hisaki 1996, Hashimoto and Tokuda 1999) or a linear relationship between the ocean wave spectrum and the second-order echo (Hasselmann 1971, Gurgel *et al.* 2006, Toro 2014). Some authors have suggested that the peaks associated with ocean swell and wind sea can be visually observed in the second-order echoes (Lipa *et al.* 1981, fig. 2). The linear approximation to the integral equation

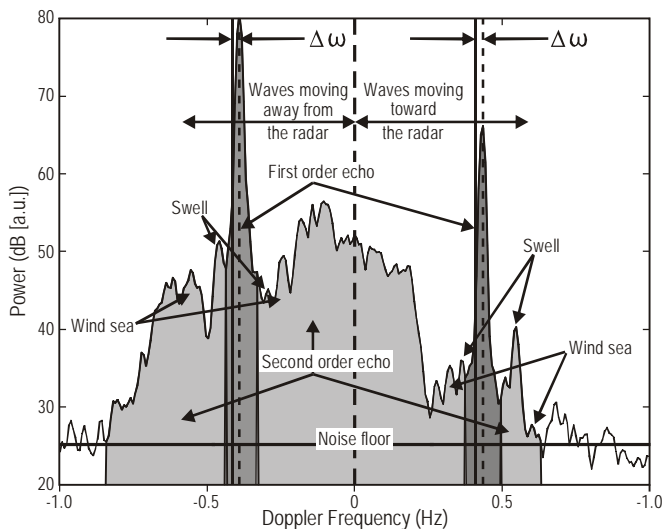


Figure 2. Main characteristics of a typical Doppler spectrum. Positive and negative Doppler frequencies are associated with waves moving toward and away from the radar, respectively. Information of the first peak is shown by dark gray areas. The Bragg frequency and first-order peak frequency values are shown in solid and dashed, black vertical lines, respectively. Information of the second-order echoes is shown in the light gray areas. $\Delta\omega$ is the difference between the frequency associated with first-order peaks and the theoretical Bragg frequency.

Figura 2. Principales características de un típico espectro Doppler. La frecuencia Doppler positiva y negativa se asocia con las olas que se acercan y alejan del radar, respectivamente. La información de los picos de primer orden se muestra en las zonas de color gris oscuro. Los valores de las frecuencias Bragg y del pico de primer orden se muestran con una línea vertical negra sólida y una discontinua, respectivamente. La información de los ecos de segundo orden se muestran en las zonas de color gris claro. $\Delta\omega$ es la diferencia entre la frecuencia asociada con los picos de primer orden y la frecuencia Bragg teórica.

asimilación de datos de corrientes (Breivik y Sætra 2001) y en trabajos de energía renovable para estimar la energía potencial del oleaje (Wyatt 2012). El radar HF es un sistema de emisión y recepción de radiofrecuencias que se instala en la costa. Un radar HF irradia ondas electromagnéticas que viajan cerca de la superficie del mar. Las ondas electromagnéticas son reflejadas hacia el radar por olas que tienen una longitud de onda igual a la mitad de la longitud de onda emitida por el radar (condición Bragg), y la señal es registrada en unidades de potencia o voltaje (Barrick *et al.* 1974). La frecuencia de la señal reflejada se modifica debido a la rapidez de las olas superficiales y a las corrientes oceánicas, y el cambio respecto a la frecuencia emitida es llamado frecuencia Doppler. La potencia de la señal recibida se puede representar en función de la frecuencia Doppler y de la distancia desde el radar, o bien en función de la frecuencia Doppler (llamado espectro Doppler, fig. 2). Un espectro Doppler está compuesto por dos señales prominentes, conocidas como picos de primer orden, rodeados por un eco continuo de menor potencia, conocido como eco de segundo orden. Los picos de primer orden aparecen en el espectro Doppler debido a la presencia de olas que cumplen la condición Bragg y que se acercan o se alejan del radar. La diferencia ($\Delta\omega$) entre la frecuencia asociada a estos picos de primer orden y la frecuencia Bragg teórica se utiliza para calcular las componentes de la velocidad de las corrientes superficiales (fig. 2).

Los ecos de segundo orden se generan por una combinación de procesos hidrodinámicos y electromagnéticos. La información de estos ecos es utilizada para estimar el espectro del oleaje, ya sea a través de una ecuación integral (Barrick 1972, Wyatt 1990, Hisaki 1996, Hashimoto y Tokuda 1999) o por medio de una relación lineal entre el espectro del oleaje y el eco de segundo orden (Hasselmann 1971, Gurgel *et al.* 2006, Toro 2014). Algunos autores han sugerido que los picos asociados al *swell* y al oleaje local pueden ser localizados visualmente en los ecos de segundo orden (Lipa *et al.* 1981, fig. 2). La aproximación lineal a la ecuación integral propuesta por Hasselmann (1971) supone que las áreas de los ecos de segundo orden son proporcionales al espectro en frecuencia del oleaje a través de la razón T_1/T_2 y que el mapeo de las frecuencias Doppler al dominio de las frecuencias del oleaje es lineal. T_1 es una función de la potencia reflejada por el oleaje y la potencia emitida por el radar. T_2 es una función de transferencia definida por un coeficiente de acoplamiento entre dos olas que incluye interacciones hidrodinámicas y electromagnéticas. Gurgel *et al.* (2006) y Toro (2014) aproximan la razón T_1/T_2 usando un parámetro empírico ($\alpha_F = T_1/T_2$). Gurgel *et al.* (2006) calcularon α_F como los coeficientes de regresión obtenidos al comparar los ecos de segundo orden normalizados y los espectros del oleaje medidos con una boya durante dos

proposed by Hasselmann (1971) assumes that the areas associated with the second-order echoes are proportional to the wave frequency spectrum through the T_1/T_2 ratio and that the mapping of the Doppler frequencies to the wave frequency domain is linear. T_1 is a function of the power reflected by ocean waves and the power emitted by the radar system. T_2 is a transfer function defined by a two-wave coupling coefficient that includes hydrodynamic and electromagnetic interactions. For the T_1/T_2 ratio approximation, Gurgel *et al.* (2006) and Toro (2014) used an empirical parameter ($\alpha_F = T_1/T_2$). Gurgel *et al.* (2006) calculated α_F as the regression coefficients obtained on comparing normalized second-order echoes and buoy measurements of ocean wave spectra taken over two months. Toro (2014) used HF radar and buoy data obtained over 15 days, and calculated the mean value of α_F as a function of the ratio of swell energy (E_{SWELL}) to wind sea energy (E_{SEA}) or as a function of wind speed (U_{10}). Using the linear model proposed by Hasselmann (1971), second-order echo information, and the parameter α_F , Gurgel *et al.* (2006) and Toro (2014) obtained wave frequency spectra from HF radar measurements. Comparisons of wave frequency spectra, significant wave height (H_s), and peak frequency of wind sea (F_{SEA}) obtained in the Gulf of Tehuantepec from *in situ* measurements and HF radars showed that the parameter α_F proposed by Toro (2014) is suitable to obtain ocean wave information. The measurements used by Toro (2014) were obtained during the INTOA experiment; some of the *in situ* data were used to calibrate the values of α_F and some were used to validate the ocean wave data estimated with the proposed method. The objective of our study is to determine fetch-limited wave growth based on the wave frequency spectrum calculated with a linear parametric model that uses HF radar data.

MATERIALS AND METHODS

The data used in this paper correspond to measurements performed during the INTOA experiment (Ocampo-Torres *et al.* 2011). This experiment was conducted from February to April 2005 in the Gulf of Tehuantepec, on the Pacific coast of southern Mexico (fig. 1a). This region is distinctive because it receives swell almost all year long that is generated in the Antarctic Ocean and by Tehuano wind events. Several Tehuano wind events occurred during the study period. For the direct measurement of ocean waves and wind speed and direction, an ASIS buoy was deployed at 60 m depth at 16° N, 95° W. The wind components were measured by a sonic anemometer situated 6.5 m above sea level and transformed to a height of 10 m (U_{10}). Ocean wave data were measured by a capacitance wire array (García-Nava *et al.* 2009) and used to calculate the wave spectrum; the directional wave spectrum was calculated only for the first 10 days, but the wave frequency spectrum data are available for the entire study period.

During the INTOA experiment, a high-frequency radar system consisting of two radar stations, each one with an

meses de mediciones. Toro (2014) utilizó datos medidos por un radar HF y una boya durante 15 días para calcular el valor medio de α_F en función de la razón entre la energía asociada al swell (E_{SWELL}) y la energía asociada al oleaje local (E_{SEA}) o en función de los valores de la velocidad del viento (U_{10}). Con base en el modelo lineal propuesto por Hasselmann (1971), la información del eco de segundo orden y el parámetro α_F , Gurgel *et al.* (2006) y Toro (2014) obtuvieron espectros en frecuencia del oleaje a partir de mediciones con radares HF. Las comparaciones de los espectros en frecuencia, la altura significativa (H_s) y la frecuencia asociada al pico espectral del oleaje local (F_{SEA}) obtenidos a partir de mediciones *in situ* y de información obtenida con radares HF en el golfo de Tehuantepec mostraron que el parámetro α_F propuesto por Toro (2014) es adecuado para obtener información del oleaje. Las mediciones utilizadas por Toro (2014) se obtuvieron durante el experimento INTOA; parte de los valores medidos *in situ* fueron usados para calibrar los valores del parámetro α_F y otra parte para validar la información del oleaje calculada con el método propuesto. El objetivo de este trabajo es determinar el crecimiento del oleaje limitado por el *fetch* usando espectros en frecuencia del oleaje calculados con un modelo paramétrico lineal que utiliza información obtenida de radares HF.

MATERIALES Y MÉTODOS

Los datos utilizados en este trabajo corresponden a las mediciones realizadas durante el experimento INTOA (Ocampo-Torres *et al.* 2011). Este experimento se llevó a cabo de febrero a abril de 2005 en el golfo de Tehuantepec, ubicado al sur de México en el océano Pacífico (fig. 1a). Esta región se distingue porque recibe casi todo el año *swell* que se produce en el océano Antártico y por la ocurrencia de eventos tehuanos. Durante el periodo del experimento sucedieron varios eventos tehuanos. Las mediciones directas del oleaje y de la rapidez y dirección del viento se realizaron con una boya ASIS ubicada a los 16° N y 95° W sobre una profundidad de 60 m. Las componentes del viento fueron medidas por un anemómetro sónico ubicado a 6.5 m por encima del nivel del mar y transformados a una altura de 10 m (U_{10}). La información del oleaje fue medida por un arreglo de alambres capacitores (García-Nava *et al.* 2009) y fue utilizada para calcular el espectro del oleaje. El espectro direccional solamente se midió durante los 10 primeros días, pero los registros del espectro en frecuencia están disponibles para el periodo completo de observaciones.

Durante el experimento INTOA, se instaló un sistema de radar HF compuesto por dos estaciones, cada una con un arreglo de 16 antenas receptoras. Las estaciones fueron playa Cangrejo (CAN; 16°04'14" N, 95°21'45" W) y Santa María del Mar (STM; 16°12'56" N, 94°01'59" W). Cada

array of 16 receiving antennas, was installed. The two stations were Playa Cangrejo (CAN; 16°04'14" N, 95°21'45" W) and Santa María del Mar (STM; 16°12'56" N, 94°01'59" W). Each station measured the continuous electromagnetic signal backscattered by the ocean waves at 10-min intervals and operated at a frequency of 16.3 MHz, providing a coverage of between 80 and 120 km.

Wave frequency spectra from HF radar measurements

The wave directional spectrum (S) can be calculated using information from the second-order echo of the Doppler spectrum (σ_2) by inverting the integral equation proposed by Hasselmann (1971) and Barrick (1972):

$$\sigma_2 = (\omega_d) 2^6 \pi k_t^4 \sum_{m_1, m_2 = \pm 1} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} |\Gamma|^2 S(c_1 \mathbf{k}_1) S(c_2 \mathbf{k}_2) \delta(\omega_d - c_1(gk_1)^{0.5} - c_2(gk_2)^{0.5}) dp dq \quad (1)$$

where ω_d is the Doppler frequency, Γ is a coupling coefficient that includes nonlinear hydrodynamic (Γ_H) and electromagnetic (Γ_{EM}) effects, c_1 and c_2 represent a change in sign (\pm), δ is the Dirac delta function, and \mathbf{k}_1 and \mathbf{k}_2 are wavenumber vectors (of magnitudes k_1 and k_2 , respectively). The spatial wavenumber p is defined along the axis of radar measurement and q is perpendicular to p . According to Hasselmann (1971), a linear expression can be obtained from equation (1) that relates the wave frequency spectrum (S_F) to the ratio between the power of the second-order echo and the integrated power of the first-order echo through T_1/T_2 :

$$S_F(\omega_d \pm \omega_b) = \frac{T_1 \sigma_2(\omega_d)}{T_2 \sigma_1(\omega_d)} = \frac{T_1}{T_2} S_{2N}(\omega_d) \quad (2)$$

where ω_b is the Bragg frequency, σ_1 is the information associated with the first-order echo and S_{2N} is the normalized second-order echo defined as the σ_2/σ_1 ratio. Gurgel *et al.* (2006) assume that S_F is proportional to the sum of the signals in the frequency bands of the second-order echo through parameter α_F :

$$S_F(\omega_F) = \alpha_F (S_{2N i} + S_{2N j}) = \alpha_F (S_{2N}) \quad (3)$$

where ω_F is the wave frequency and the indices i and j indicate the positive and negative parts of the second-order echo. Combining equations (2) and (3), it can be deduced that α_F is proportional to the T_1/T_2 ratio. The α_F values are obtained by calculating the S_F/S_{2N} ratio and are thus a function of the wave frequency. In the present study, α_F was used as a function of U_{10} as proposed by Toro (2014), in which the U_{10} domain was described by four scales: $4 < U_{10} \leq 8$,

estación midió la señal electromagnética continua reflejada de manera difusa por el oleaje en intervalos de 10 min. La frecuencia de operación de los radares fue de 16.3 MHz, y esto permitió realizar mediciones con un alcance de entre 80 y 120 km.

Espectros en frecuencia del oleaje a partir de mediciones con radares HF

El espectro direccional del oleaje (S) puede ser calculado con la información del eco de segundo orden del espectro Doppler (σ_2) realizando la inversión de la ecuación integral propuesta por Hasselmann (1971) y Barrick (1972):

donde ω_d es la frecuencia Doppler, Γ es un coeficiente de acoplamiento que incluye los efectos no lineales hidrodinámicos (Γ_H) y electromagnéticos (Γ_{EM}), c_1 y c_2 representan un cambio de signo (\pm), δ es la función delta de Dirac, y \mathbf{k}_1 y \mathbf{k}_2 son vectores número de onda (con magnitudes k_1 y k_2 , respectivamente) asociados al oleaje. El número de onda espacial p está definido a lo largo del eje de medición del radar, y q es perpendicular a p . De acuerdo con el trabajo de Hasselmann (1971), de la ecuación (1) se puede obtener una expresión lineal en la cual se relaciona el espectro en frecuencia del oleaje (S_F) con la razón entre la potencia del eco de segundo orden y la potencia integrada del eco de primer orden a través de T_1/T_2 :

$$S_F(\omega_d \pm \omega_b) = \frac{T_1 \sigma_2(\omega_d)}{T_2 \sigma_1(\omega_d)} = \frac{T_1}{T_2} S_{2N}(\omega_d) \quad (2)$$

donde ω_b es la frecuencia de Bragg, σ_1 es la información asociada al eco de primer orden y S_{2N} es el eco de segundo orden normalizado definido como la razón σ_2/σ_1 . Gurgel *et al.* (2006) suponen que S_F es proporcional a la suma de las señales en las bandas de frecuencia del eco de segundo orden por medio del parámetro α_F :

$$S_F(\omega_F) = \alpha_F (S_{2N i} + S_{2N j}) = \alpha_F (S_{2N}) \quad (3)$$

donde ω_F es la frecuencia del oleaje, los índices i y j se refieren a la parte positiva y negativa del eco de segundo orden. Combinando las ecuaciones (2) y (3), es posible deducir que α_F es proporcional a la razón T_1/T_2 . Los valores de α_F se obtienen calculando la razón S_F/S_{2N} y, por lo tanto, son función de la frecuencia del oleaje. En este trabajo, se utilizó

$8 < U_{10} \leq 12$, $12 < U_{10} \leq 16$, and $U_{10} > 16$ m s⁻¹. The following steps were performed to correctly obtain S_{2N} values.

The Doppler spectra from each radar station were mapped onto a rectangular grid of 40×50 cells with a resolution of 4×4 km (fig. 1b). The measurement period used here was 22 February to 10 March 2005. We selected 25 cells close to the position of the moored ASIS buoy (~ 400 km²) in order to increase the total number of data to be processed. The Doppler spectra used for the wave calculations were selected depending on the noise level of each spectrum. The noise level can be inversely associated with the signal-to-noise ratio (SNR). The noise level was calculated using the technique of rank ordering of spectral energy proposed by Heron and Heron (2001). Selection was made considering the noise level of each spectrum and the average noise level. The average noise level, corresponding to a diurnal cycle, was defined using information from the Doppler spectra for the ASIS buoy location during the entire period of the INTOA experiment. To select the spectra with sufficient SNR, we assumed that the noise level was similar for all 25 cells. The diurnal cycle values of the noise level at the buoy location can thus be used as a threshold, below which the noise levels and their associated Doppler spectra are considered to have sufficient SNR. Only the spectra that complied with these requirements were used to extract the second-order echo. As the Santa María del Mar spectra showed low SNR values, the information from this radar station was not considered for the subsequent analyses. The Doppler frequencies of the selected spectra were corrected for the effect of ocean currents. This correction was performed using information on the frequency associated with the first-order peaks and the Bragg frequency ($\omega_b = [2 g k_r]^{0.5}$, where g is the acceleration due to gravity and k_r is the emitted electromagnetic wavelength).

For the extraction of the second-order echo, we first calculated the ratio between the Doppler power spectrum and the weighting function proposed by Barrick (1977). This weighting function allowed us to modify the power of the Doppler spectrum only at frequency bands particularly sensitive to ocean wave direction. Four second-order echo frequency bands were then defined. We initially selected four frequencies associated with local minima in the vicinity of the first-order peaks. The local minima were found assuming that the first-order peaks can be approximated by two straight lines. A local minimum was defined when the difference between the frequency of the Doppler spectrum and the frequency associated with the straight lines was greater than the frequency resolution of the Doppler spectrum (0.0075 Hz). The four remaining frequencies associated with each local minimum, with which the frequency bands of the second-order echoes can be defined, were calculated according to the noise level of the Doppler spectrum. These bands were defined by the previously mentioned local minimum values and by the frequencies where the power of the spectrum is lower or equal to the noise level. The frequencies of each of the four bands were mapped at wave frequencies by a linear

el parámetro α_F en función de U_{10} tal como lo propone Toro (2014), en el cual el dominio de U_{10} se describió mediante cuatro escalas: $4 < U_{10} \leq 8$, $8 < U_{10} \leq 12$, $12 < U_{10} \leq 16$ y $U_{10} > 16$ m s⁻¹. A continuación se presentan una serie de pasos que permiten obtener los valores de S_{2N} .

Los espectros Doppler de cada estación fueron mapeados a una malla rectangular de 40×50 nodos con una resolución de 4×4 km (fig. 1b). El periodo de mediciones utilizado en este trabajo fue del 22 de febrero al 10 de marzo de 2005. Se seleccionaron los 25 nodos más cercanos a la posición de la boya ASIS (~ 400 km²) y, de esta manera, se aumentó el número total de datos a procesar. Los espectros Doppler utilizados en los cálculos del oleaje fueron seleccionados de acuerdo con el nivel base de ruido de cada espectro. El nivel base de ruido se puede asociar de manera inversa al valor de la razón señal/ruido (SNR, por sus siglas en inglés). Para el cálculo del nivel base de ruido, se utilizó el método de ordenamiento por categorías de la energía espectral propuesto por Heron y Heron (2001). La selección se realizó teniendo en cuenta el nivel base de ruido de cada espectro y un nivel base de ruido promedio. El nivel base de ruido promedio, correspondiente a un ciclo diurno, se definió utilizando la información de los espectros Doppler en el nodo de la boya ASIS durante el periodo completo del experimento INTOA. Para la selección de los espectros con suficiente SNR, se supuso que el nivel base de ruido en los 25 nodos de interés era similar. Por lo tanto, es posible utilizar los valores del ciclo diurno del nivel base de ruido en el nodo de la boya ASIS como un umbral por debajo del cual los valores del nivel base de ruido y sus espectros Doppler asociados se consideran que tienen suficiente SNR. Sólo los espectros que cumplieron estos requisitos fueron utilizados para la extracción del eco de segundo orden. Los espectros de la estación Santa María del Mar mostraron valores bajos de SNR y, por lo tanto, la información de esta estación no se consideró en los análisis posteriores. Las frecuencias Doppler de los espectros seleccionados fueron corregidas debido al efecto de las corrientes oceánicas. Esta corrección se realizó utilizando información de la frecuencia asociada a los picos de primer orden y de la frecuencia Bragg ($\omega_b = [2 g k_r]^{0.5}$, donde g es la aceleración debida a la gravedad y k_r es la longitud de la onda electromagnética emitida).

Para la extracción del eco de segundo orden, primero se calculó la razón entre la potencia del espectro Doppler y la función de peso propuesta por Barrick (1977). Esta función de peso permitió modificar la potencia del espectro Doppler en bandas de frecuencia particularmente sensibles a la dirección del oleaje. Posteriormente, se definieron cuatro bandas de frecuencia de ecos de segundo orden. Se seleccionaron en primer lugar cuatro frecuencias asociadas a mínimos locales ubicados alrededor de los picos de primer orden. Los mínimos locales se encontraron suponiendo que los picos de primer orden pueden aproximarse cada uno mediante dos líneas rectas. Se definió un mínimo local cuando la diferencia

approximation that is a function of U_{10} (Toro 2014) and the powers of the four bands were added (S_{2N}) according to equation (3). Finally, the wave frequency spectra were obtained using the S_{2N} product and the parametric function α_F .

Calculation of wind sea and swell energy values from the frequency spectrum

Ocean wave spectra typically include information on swell and wind sea. To study wave growth it is necessary to separate E_{SWELL} and E_{SEA} from total energy (E_{TOT}). To identify E_{SWELL} and E_{SEA} from the frequency spectrum (S_F), we used a separation frequency (f_s) calculated as described by Hwang *et al.* (2012):

$$E_{TOT} = \int_0^{\infty} S_F dF = \int_0^{f_s} S_F dF + \int_{f_s}^{\infty} S_F dF = E_{SWELL} + E_{SEA} \quad (4)$$

The E_{SEA} , E_{SWELL} , and E_{TOT} values were used to calculate wind sea height (H_{SEA}), swell height (H_{SWELL}), and H_S , assuming that wave heights follow a Rayleigh distribution and the free surface elevation follows a Gaussian distribution:

$$H_S = 4\sqrt{E_{TOT}} \quad (5)$$

$$H_{SEA} = 4\sqrt{E_{SEA}} \quad (6)$$

$$H_{SWELL} = 4\sqrt{E_{SWELL}} \quad (7)$$

The wind-sea fraction (*wsf*) was calculated as the ratio of E_{SEA} to E_{TOT} . Values of *wsf* between 0.5 and 1 are associated with high wind sea energy levels and those between 0 and 0.5 with high swell energy levels. In wave growth analyses, the peak frequency of wind sea (F_{SEA}) is also used. Using information from the wind-sea-associated S_F spectrum (integral between f_s and ∞ , eq. (4)), the F_{SEA} value was defined as the frequency associated with the maximum value of spectral energy.

For the subsequent analyses we used only some of the HF radar and ASIS buoy measurements taken over the entire study period corresponding to the frequency spectra and associated E_{SEA} , E_{SWELL} , E_{TOT} , and F_{SEA} values. The selected data correspond to Tehuano events, when wind speed and direction were, respectively, $U_{10} \geq 8 \text{ m s}^{-1}$ and $\theta = 180^\circ \pm 10^\circ$ (nautical convention, 0° = North, 90° = East), approximately perpendicular to the coastline. To establish the correlation between the measured and calculated values, we used the estimate of three statistical errors: root mean square error (RMSE), bias, and correlation coefficient (R^2). The E_{SEA} and F_{SEA} values were used to calculate the variables that describe wave growth.

entre la frecuencia del espectro Doppler y la frecuencia asociada a las líneas rectas era mayor que la resolución en frecuencia del espectro Doppler (0.0075 Hz). Las cuatro frecuencias restantes asociadas con cada mínimo local, que permiten definir las bandas de frecuencia de los ecos de segundo orden, se calcularon de acuerdo con el valor del nivel base de ruido del espectro Doppler. Estas bandas fueron definidas por los valores mínimos locales antes mencionados y por las frecuencias donde la potencia del espectro Doppler es menor o igual que el nivel base de ruido. Las frecuencias de cada una de las cuatro bandas fueron mapeadas a frecuencias del oleaje mediante una aproximación lineal que es función de U_{10} (Toro 2014), y luego se sumaron las potencias de las cuatro bandas (S_{2N}) de acuerdo con la ecuación (3). Finalmente, se obtuvieron los espectros en frecuencia del oleaje mediante el producto de S_{2N} y la función paramétrica α_F .

Cálculo de valores de energía del oleaje local y swell a partir del espectro en frecuencia

Comúnmente, los espectros de oleaje incluyen información del *swell* y del oleaje local. Para estudiar el crecimiento del oleaje, se requiere separar E_{SWELL} y E_{SEA} de la energía total (E_{TOT}). Para identificar E_{SWELL} y E_{SEA} a partir del espectro en frecuencia (S_F), se calculó una frecuencia de separación (f_s) según Hwang *et al.* (2012):

$$E_{TOT} = \int_0^{\infty} S_F dF = \int_0^{f_s} S_F dF + \int_{f_s}^{\infty} S_F dF = E_{SWELL} + E_{SEA} \quad (4)$$

Con los valores de E_{SEA} , E_{SWELL} y E_{TOT} , se calculó H_S , la altura significativa del oleaje local (H_{SEA}) y la altura significativa del *swell* (H_{SWELL}), suponiendo que el oleaje tiene una distribución tipo Rayleigh y la superficie libre tiene una distribución gaussiana:

$$H_S = 4\sqrt{E_{TOT}} \quad (5)$$

$$H_{SEA} = 4\sqrt{E_{SEA}} \quad (6)$$

$$H_{SWELL} = 4\sqrt{E_{SWELL}} \quad (7)$$

La fracción de la energía correspondiente al oleaje local (*wind-sea fraction*, *wsf*) se calculó como la razón entre E_{SEA} y E_{TOT} . Los valores de *wsf* entre 0.5 y 1.0 se pueden asociar a niveles altos de energía del oleaje local y aquellos entre 0 y 0.5 a niveles altos de energía del *swell*. En los análisis de crecimiento del oleaje también se utiliza el valor de la frecuencia asociada al pico espectral del oleaje local (F_{SEA}). Con información del espectro S_F asociado al oleaje local (integral entre

Expressions for wave growth

Wave growth was analyzed by the evolution of the dimensionless energy (E_{SEA}) and the dimensionless peak frequency (F_{SEA}) of wind sea, as a function of the dimensionless fetch (X). Information on E_{SEA} , F_{SEA} , fetch (X), and wind speed (U_{10}) was used for the analysis. Wave growth can be defined according to the following expressions (Kitaigorodskii 1962):

$$E_{SEA} = \frac{g^2 E_{SEA}}{U_{10}^4} \quad (8)$$

$$F_{SEA} = \frac{F_{SEA} U_{10}}{g} \quad (9)$$

$$X = \frac{gX}{U_{10}^2} \quad (10)$$

Using these expressions and multiple data bases of *in situ* measurements, Kahma and Calkoen (1992) and Hwang *et al.* (2011) derived empirical curves to describe wave energy growth under stable atmospheric conditions. In the present study, these empirical curves were used as reference to calculate the E_{SEA} and F_{SEA} values as a function of X .

The X value used in equations (8–10) was calculated by tracing a straight line between the point of study in the ocean and the coastline according to wind direction. To estimate E_{SEA} , F_{SEA} , and X values for the 25 cells in the vicinity of the moored ASIS buoy (~400 km²), the wind field was assumed to be homogeneous and equal to the wind speed and direction measured by the buoy. Therefore, using the estimated E_{SEA} , F_{SEA} , and X values, and assuming homogeneous wind conditions for the 25 cells, the values of E_{SEA} , F_{SEA} , and X were calculated according to equations (8–10).

The values of E_{SEA} and F_{SEA} as a function of X were initially analyzed using the buoy-derived values and the HF radar values for the buoy location. A linear regression line was fitted to the radar-derived E_{SEA} and F_{SEA} values as a function of X . We also analyzed the values of E_{SEA} and F_{SEA} as a function of X corresponding to the 25 cells in the vicinity of the ASIS buoy. In this analysis we included the estimate of the mean values and standard deviations of E_{SEA} and F_{SEA} , binned relative to the X domain on a scale of 10^2 . Moreover, discrete H_{SWELL} and wsf values were used to study the effect of swell on wave growth. We used binned H_{SWELL} values at intervals of 0.15 m between 0.5 and 1.1 m, and binned wsf values at intervals of 0.1 between 0.35 and 0.85.

f_S y ∞ , ec. (4)), se definió el valor de F_{SEA} como la frecuencia asociada al valor máximo de energía espectral.

Para los análisis posteriores, del periodo completo de mediciones, se seleccionó una parte de la información obtenida a partir de mediciones de radar HF y medida por la boya ASIS correspondiente a los espectros en frecuencia y sus valores asociados de E_{SEA} , E_{SWELL} , E_{TOT} y F_{SEA} . La información seleccionada correspondió a periodos de eventos tehuanos, cuando la rapidez y la dirección del viento fueron, respectivamente, $U_{10} \geq 8 \text{ m s}^{-1}$ y $\theta = 180^\circ \pm 10^\circ$ (convención náutica, 0° hacia el Norte, 90° hacia el Este), aproximadamente perpendicular a la línea de costa. Para determinar la correlación entre los valores medidos y calculados, se utilizó la estimación de tres errores estadísticos: error cuadrático medio (RMSE), sesgo y coeficiente de correlación (R^2). Con los valores de E_{SEA} y F_{SEA} , se calcularon las variables que permiten describir el crecimiento del oleaje.

Expresiones para el crecimiento del oleaje

El crecimiento del oleaje se analizó mediante la evolución de la energía adimensional (E_{SEA}) y la frecuencia adimensional asociada al pico espectral (F_{SEA}) del oleaje local, en función del *fetch* adimensional (X). El análisis se realizó con información de E_{SEA} , F_{SEA} , del *fetch* (X) y de la rapidez del viento U_{10} . El crecimiento del oleaje se puede expresar de acuerdo con las siguientes expresiones (Kitaigorodskii 1962):

$$E_{SEA} = \frac{g^2 E_{SEA}}{U_{10}^4} \quad (8)$$

$$F_{SEA} = \frac{F_{SEA} U_{10}}{g} \quad (9)$$

$$X = \frac{gX}{U_{10}^2} \quad (10)$$

Utilizando estas expresiones y la información de múltiples bases de datos de mediciones *in situ*, Kahma y Calkoen (1992) y Hwang *et al.* (2011) definieron curvas empíricas para describir el crecimiento de la energía del oleaje local bajo condiciones atmosféricas estables. En el presente trabajo, se utilizaron estas curvas empíricas como referencia para calcular los valores de E_{SEA} y F_{SEA} en función de X .

Los valores de X utilizados para las ecuaciones (8–10) se calcularon trazando una línea recta entre el punto de estudio en el océano y la línea de costa de acuerdo con la dirección del viento. Para el cálculo de E_{SEA} , F_{SEA} y X en los 25 nodos alrededor de la boya ASIS (~400 km²), se supuso que el campo de viento era homogéneo y tenía las mismas

RESULTS

The buoy-derived U_{10} values ranged from 0 to 20 m s⁻¹ (fig. 3a). Wind direction (θ) was mainly around 0° (southerly winds) and 180° (northerly winds, Tehuanos; fig. 3b). During the Tehuano wind events, U_{10} values were as high as 20 m s⁻¹, whereas θ remained approximately constant (180°).

The integral wave parameters obtained using the buoy measurements and HF radar calculations were in general strongly correlated (fig. 3c–f). The H_s and H_{SEA} (fig. 3c, d) values increased during the Tehuano wind events, especially on 4 and 9 March 2005. The H_{SWELL} values (fig. 3e) were relatively constant, between 0.5 and 1.1 m. The F_{SEA} values (fig. 3f) increased mainly during the Tehuano events. Some low F_{SEA} values were observed, with frequencies close to 0.1 Hz.

The frequency spectra measured and calculated at the ASIS buoy location associated with Tehuano events showed strong correlation at the energy levels (fig. 4a, b). The f_s values (asterisks) are similar in both spectral groups. Comparisons of the energy values of the spectra measured and calculated as a function of frequency showed a suitable agreement for the F_{SEA} values, with small significant differences in the energy values (data not presented).

In general, there was an adequate correlation ($R^2 > 0.5$) among the H_s , H_{SEA} , H_{SWELL} , and F_{SEA} values associated with the measured and calculated frequency spectra (fig. 5). An underestimation was observed for the calculated H_s values (fig. 5a), associated with a RMSE of 0.39 m and a positive bias of 0.19 m. The H_{SEA} values also showed this behavior (fig. 5b), with a RMSE of 0.36 m and positive bias of 0.1 m. The H_{SWELL} values (fig. 5c) showed a better correlation, with a RMSE of 0.24 m and bias of 0.15 m, though a slight tendency to underestimate the radar-derived values persisted. A significant correlation was observed between the measured and calculated F_{SEA} values (fig. 5d), the statistical error values indicating a slight tendency to overestimate the radar-derived values.

A suitable agreement was observed between the E_{SEA} and F_{SEA} values, calculated based on the values obtained from the ASIS buoy measurements and those obtained from the HF radar estimates for the buoy location (fig. 6), relative to the empirical curves derived by Kahma and Calkoen (1992) and Hwang *et al.* (2011). In general, the E_{SEA} and F_{SEA} values obtained from the measured and calculated data differed. In the case of E_{SEA} , there was high data scattering relative to the empirical curves (fig. 6a); however, the linear fit of the radar-derived E_{SEA} values showed a significant correlation with the empirical curves. In the case of F_{SEA} , there was small data scattering relative to the empirical curves and the linear fit showed a slight tendency to underestimate the values when $X > 2 \times 10^3$ (fig. 6b).

In the 25 cells near the ASIS buoy (~400 km²), there was high scattering of the E_{SEA} values and small scattering of the

condiciones de dirección y rapidez del viento medidas por la boya ASIS. Por lo tanto, usando los valores calculados de E_{SEA} , F_{SEA} y X y siguiendo la suposición de homogeneidad del viento en los 25 nodos, se calcularon los valores de E_{SEA} , F_{SEA} y X de acuerdo con las ecuaciones (8–10).

Los valores de E_{SEA} y F_{SEA} en función de X se analizaron inicialmente con los valores obtenidos con las mediciones de la boya y los obtenidos con los datos del radar HF en el nodo de la boya. A los valores de E_{SEA} y F_{SEA} obtenidos con los datos del radar HF, se les realizó un ajuste lineal en función de X . Por otro lado, se analizaron los valores de E_{SEA} y F_{SEA} en función de X correspondientes a los 25 nodos ubicados alrededor de la boya ASIS. En este análisis se incluyó el cálculo de los valores medios y las desviaciones estándar de E_{SEA} y F_{SEA} , agrupados con respecto al dominio de X en una escala de 10². Además, se utilizaron los valores discretos de H_{SWELL} y w_{sf} para estudiar la posible influencia del *swell* en el crecimiento del oleaje. Se usaron valores de H_{SWELL} agrupados en intervalos de 0.15 m entre 0.5 y 1.1 m, y valores de w_{sf} agrupados en intervalos de 0.1 entre 0.35 y 0.85.

RESULTADOS

Los valores de U_{10} medidos por la boya ASIS oscilaron entre 0 y 20 m s⁻¹ (fig. 3a). La dirección del viento (θ) fue principalmente alrededor de 0° (vientos del sur) y 180° (vientos del norte, tehuanos; fig. 3b). Durante los eventos tehuanos, los valores de U_{10} fueron de hasta 20 m s⁻¹, mientras que θ se mantuvo aproximadamente constante (180°).

Los parámetros integrales del oleaje obtenidos de las mediciones de la boya y los calculados con información de radar HF, en general, presentaron una alta correlación (fig. 3c–f). Los valores de H_s y H_{SEA} (fig. 3c, d) se incrementaron durante los eventos tehuanos, siendo notorio este incremento en los eventos del 4 y 9 de marzo de 2005. Los valores de H_{SWELL} (fig. 3e) presentaron valores aproximadamente constantes, entre 0.5 y 1.1 m. Los valores de F_{SEA} (fig. 3f) se incrementaron principalmente durante los eventos tehuanos. Se observaron algunos valores bajos de F_{SEA} , con frecuencias cercanas a 0.1 Hz.

Los espectros en frecuencia medidos y los calculados en el nodo de la boya ASIS asociados a eventos tehuanos mostraron una alta correlación en los niveles de energía (fig. 4a, b). Los valores de f_s (asteriscos) fueron similares en los dos grupos de espectros. Las comparaciones de los valores de energía de los espectros medidos y calculados en función de la frecuencia mostraron una concordancia adecuada de los valores F_{SEA} , con diferencias en los valores de energía poco significativas (datos no presentados).

En general, se presentó una correlación adecuada ($R^2 > 0.5$) entre los valores de H_s , H_{SEA} , H_{SWELL} y F_{SEA} asociados a los espectros en frecuencia medidos y calculados (fig. 5). Se observó una subestimación de los valores H_s calculados con información de radar HF (fig. 5a), asociados a

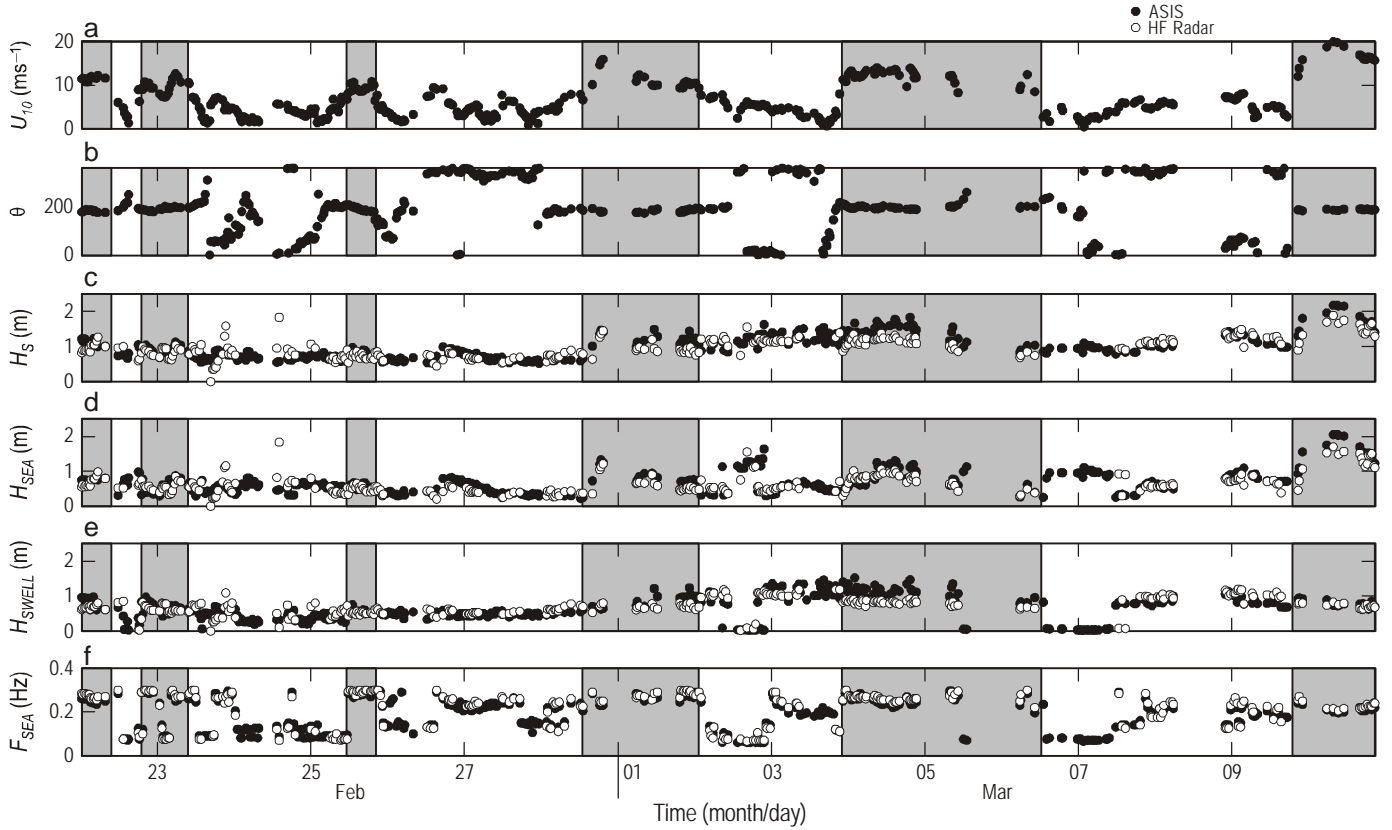


Figure 3. Time series for the period from 22 February to 10 March 2005 using wind and wave measurements from the ASIS buoy (filled circles) and wave calculations using high-frequency radars (empty circles). (a) Wind speed (U_{10}). (b) Wind direction in degrees relative to the North (θ). (c) Significant wave height (H_s). (d) Significant wave height of wind sea (H_{SEA}). (e) Significant wave height of swell (H_{SWELL}). (f) Peak frequency of wind sea (F_{SEA}). Gray blocks indicate periods of Tehuano wind events with values of $U_{10} \geq 8 \text{ m s}^{-1}$ and $\theta \sim 180^\circ$.

Figura 3. Series de tiempo para el periodo del 22 de febrero al 10 de marzo de 2005 con mediciones del viento y oleaje de la boya ASIS (círculos negros) y las estimaciones del oleaje mediante radares de alta frecuencia (círculos blancos). (a) Velocidad del viento (U_{10}). (b) Dirección del viento en grados en relación al Norte (θ). (c) Altura significativa del oleaje (H_s). (d) Altura significativa del oleaje local (H_{SEA}). (e) Altura significativa del *swell* (H_{SWELL}). (f) Frecuencia asociada al pico espectral del oleaje local (F_{SEA}). Los bloques grises indican periodos de vientos Tehuanos con valores de $U_{10} \geq 8 \text{ m s}^{-1}$ y $\theta \sim 180^\circ$.

F_{SEA} values relative to the empirical curves derived by Kahma and Calkoen (1992) and Hwang *et al.* (2011) (fig. 7). The E_{SEA} values are the same in figure 7(a, b) and the F_{SEA} values are the same in figure 7(c, d); however, the bin color scale corresponds to discrete H_{SWELL} and w_{sf} values. The mean E_{SEA} values are close to the empirical curves from Kahma and Calkoen (1992) and Hwang *et al.* (2011), and are below the curves only at $X > 2.5 \times 10^3$. In general, the standard deviation (error bars) associated with the mean E_{SEA} values was similar for all the range of X values. The mean F_{SEA} values were close to the empirical curves, with similar error bars for all the range of X values and lower relative to E_{SEA} .

The H_{SWELL} values were randomly scattered around the empirical curves (fig. 7a, c), whereas the w_{sf} values were distributed as a function of X (fig. 7b, d). In the case of H_{SWELL} , for a range of 60 cm, the E_{SEA} values of $\sim 0.6 \text{ m}$ were located mainly below the empirical curves, whereas the other values

un RMSE de 0.39 m y un sesgo positivo de 0.19 m. Lo mismo se observó para los valores de H_{SEA} (fig. 5b), con un RMSE de 0.36 m y un sesgo positivo de 0.1 m. Los valores de H_{SWELL} (fig. 5c) mostraron una mejor correlación, con un RMSE de 0.24 m y un sesgo positivo de 0.15 m, aunque se mantuvo ligeramente la tendencia a subestimar los valores calculados con información de radar HF. Se observó una correlación significativa entre los valores medidos y calculados de F_{SEA} (fig. 5d), con valores de los errores estadísticos que sugieren una ligera tendencia a sobreestimar los valores calculados con información de radar HF.

Se observó una concordancia adecuada entre los valores de E_{SEA} y F_{SEA} , calculados a partir de los valores obtenidos con las mediciones de la boya ASIS y los obtenidos con los datos de radar HF en el nodo de la boya (fig. 6), con respecto a las curvas empíricas de Kahma y Calkoen (1992) y Hwang *et al.* (2011). En general, los valores de E_{SEA} y F_{SEA} determinados con la información medida y calculada no presentaron

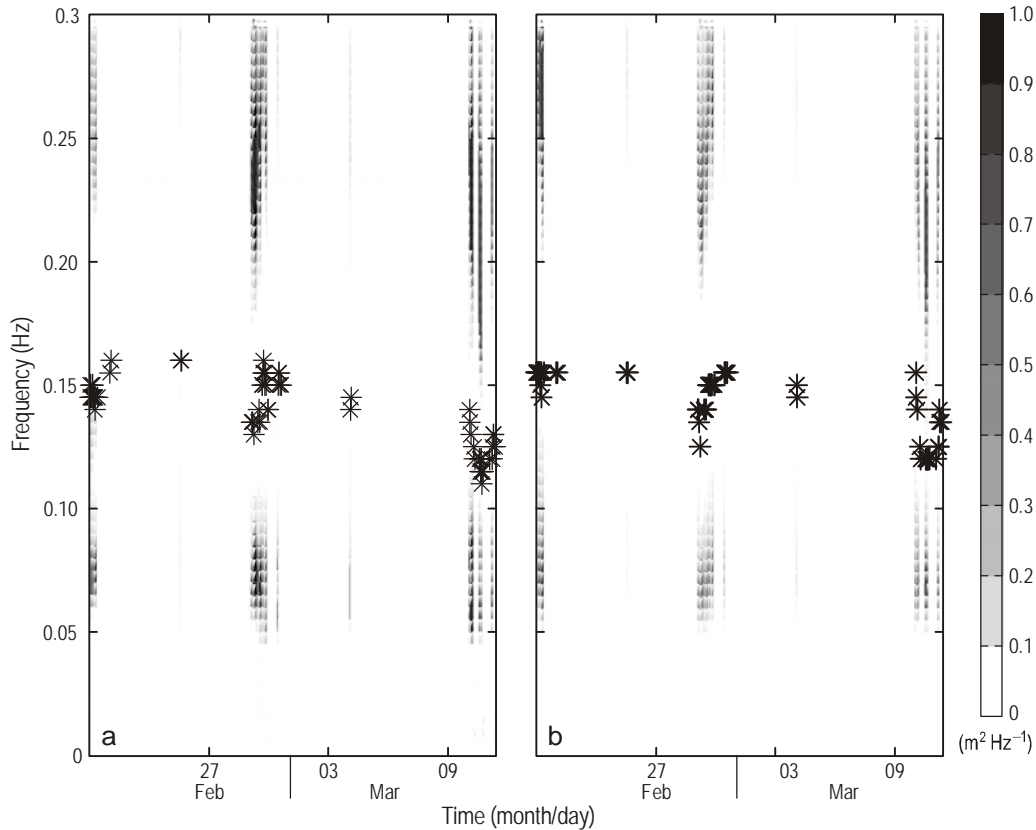


Figure 4. Frequency spectra for the period from 22 February to 10 March 2005 selected from wind information ($U_{10} \geq 8 \text{ m s}^{-1}$ and northerly winds; see gray blocks in fig. 3): (a) measured by the ASIS buoy; (b) calculated from high-frequency radar using the empirical function α_F as a function of U_{10} . The black asterisks correspond to the separation frequency (f_s) calculated using the method proposed by Hwang *et al.* (2012).

Figura 4. Espectros de frecuencia para el periodo del 22 de febrero al 10 de marzo de 2005 seleccionados a partir de información del viento ($U_{10} \geq 8 \text{ m s}^{-1}$ y vientos del norte; ver las secciones grises en fig. 3): (a) medidos por la boya ASIS; (b) calculados a partir de radares de alta frecuencia usando la función empírica α_F en función de U_{10} . Los asteriscos negros corresponden a la frecuencia de separación (f_s) calculada mediante el método de Hwang *et al.* (2012).

were scattered around the curves. The w_{sf} values ranging from 0.5 to 0.85 (high E_{SEA} values relative to E_{TOT}) were mainly associated with values of $X < 10^3$, whereas those ≤ 0.5 (low E_{SEA} values relative to E_{TOT}) were associated with values of $X \geq 10^3$.

DISCUSSION

Information on wind sea and swell can typically be found in wave spectra. E_{SWELL} and E_{SEA} are generally identified by analysis of the directional spectrum, calculating the area of the spectrum that is modified by the wind and associated with E_{SEA} (Hanson and Phillips 2001, Tracy *et al.* 2007). Based on a frequency spectrum (S_F), Hwang *et al.* (2012) defined a frequency (f_s) that can separate E_{SWELL} and E_{SEA} ; to calculate f_s , these authors performed a generalization of the wave slope function used by the NOAA's National Data Buoy Center. This function calculates wave slope as a product of H_s and its

los mismos valores. En el caso de E_{SEA} , la dispersión de los datos con relación a las curvas empíricas fue alta (fig. 6a); sin embargo, el ajuste lineal de los valores de E_{SEA} calculados con información de radar HF presentó una correlación significativa con las curvas empíricas. En el caso de F_{SEA} , la dispersión de los datos con relación a las curvas empíricas fue baja y el ajuste lineal mostró una ligera tendencia a subestimar los valores cuando $X > 2 \times 10^3$ (fig. 6b).

En los 25 nodos alrededor de la boya ASIS ($\sim 400 \text{ km}^2$), se observó una alta dispersión de los valores de E_{SEA} y una baja dispersión de los valores F_{SEA} con relación a las curvas empíricas de Kahma y Calkoen (1992) y Hwang *et al.* (2011) (fig. 7). Los valores de E_{SEA} son los mismos en la figura 7(a, b) y los valores de F_{SEA} son los mismos en la figura 7(c, d); sin embargo, la escala de colores de los puntos corresponde a valores discretos de H_{SWELL} y w_{sf} . Los valores medios de E_{SEA} están cercanos a las curvas de Kahma y Calkoen (1992) y Hwang *et al.* (2011), y están por debajo de

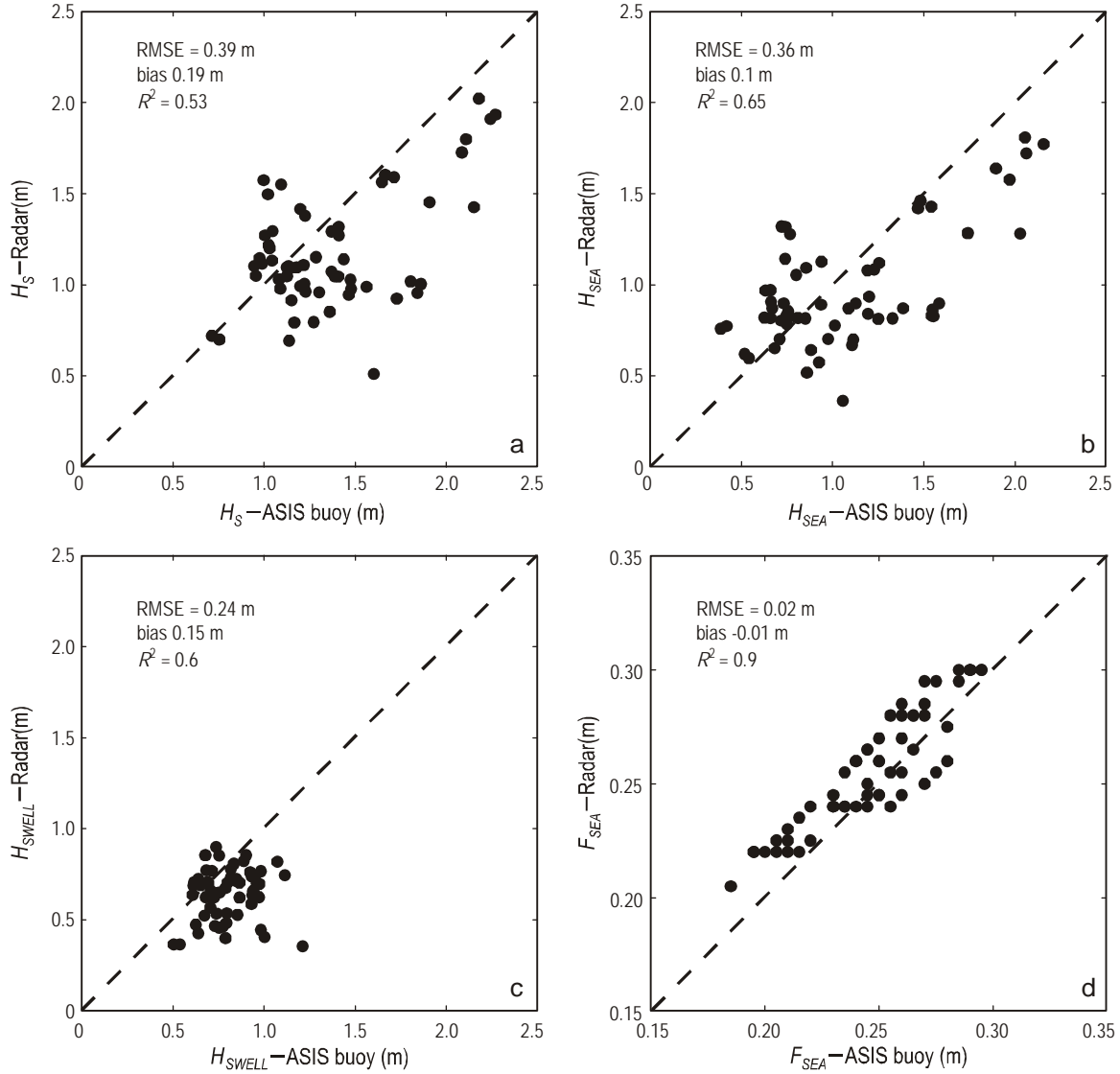


Figure 5. Scatter plots using the ASIS buoy measurements and the high-frequency radar calculations at the buoy location: (a) H_s , significant wave height; (b) H_{SEA} , significant wave height of wind sea; (c) H_{SWELL} , significant wave height of swell; (d) F_{SEA} , peak frequency of wind sea. These variables were calculated from the frequency spectra shown in figure 4. RMSE, root mean square error; R^2 , correlation coefficient.

Figura 5. Gráficas de dispersión con las mediciones de la boy a ASIS y las mediciones del radar de alta frecuencia en el sitio de anclaje de la boy a ASIS: (a) H_s , altura significativa del oleaje; (b) H_{SEA} , altura significativa del oleaje local; (c) H_{SWELL} , altura significativa del swell; (d) F_{SEA} , frecuencia asociada al pico espectral del oleaje local. Estas variables se calcularon a partir de los espectros de frecuencia mostrados en la figura 4. RMSE, error cuadrático medio; R^2 , coeficiente de correlación.

associated wavenumber as a function of the spectral moments. Hwang *et al.* (2012) propose a spectral integration function (I_1) modifying the wave slope function, where S_F is replaced by the ratio S_F to frequency vector; f_s is calculated as the frequency associated with the maximum value of I_1 . Other methods include spectral analyses that allow the identification of energy values associated with low (E_{SWELL}) and high (E_{SEA}) frequencies through spectral decomposition (e.g., Hilbert–Huang transform). In the present study, we used the method proposed by Hwang *et al.* (2012) because it is based on physical concepts of wave behavior and is widely used.

las curvas empíricas sólo cuando $X > 2.5 \times 10^3$. En general, las desviaciones estándar (barras de error) asociadas a los valores medios de E_{SEA} fueron similares para todo el intervalo de valores de X . En el caso de F_{SEA} , los valores medios presentaron valores cercanos a las curvas empíricas, con barras de error similares para todo el intervalo de valores de X y menores respecto a E_{SEA} .

La distribución de los valores de H_{SWELL} alrededor de las curvas empíricas fue aleatorio (fig. 7a, c), mientras que los valores de w_{sf} presentaron una distribución en función de X (fig. 7b, d). En el caso de H_{SWELL} , para un intervalo de 60 cm,

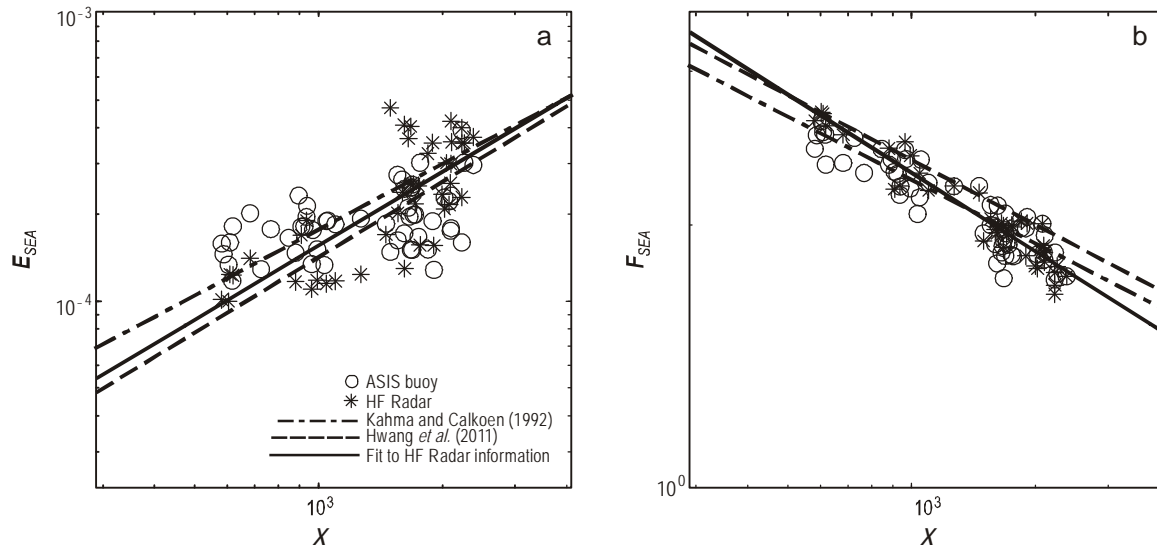


Figure 6. Values of (a) dimensionless wave energy (E_{SEA}) and (b) dimensionless peak frequency (F_{SEA}) as a function of dimensionless fetch (X) at the ASIS buoy location. The circles and asterisks correspond to ASIS buoy measurements and high-frequency radar measurements, respectively. The dashed and dot-dashed lines correspond to growth curves derived by Hwang *et al.* (2011) and Kahma and Calkoen (1992), respectively, for stable conditions. The solid black line corresponds to the fit to the growth values from the radar measurements.

Figura 6. Valores de (a) la energía adimensional del oleaje (E_{SEA}) y (b) la frecuencia adimensional asociada al pico espectral (F_{SEA}) en función del *fetch* adimensional (X) en el sitio de anclaje de la boya ASIS. Los círculos y asteriscos corresponden a las mediciones de la boya ASIS y las mediciones del radar de alta frecuencia, respectivamente. La línea discontinua y la línea discontinua con puntos corresponden a las curvas de crecimiento de Hwang *et al.* (2011) y Kahma y Calkoen (1992), respectivamente, para condiciones estables. La línea sólida corresponde al ajuste a los valores de crecimiento de las mediciones del radar.

Comparison of the H_S , H_{SEA} , H_{SWELL} , and F_{SEA} values

The differences found between the measured and calculated values of H_S , H_{SEA} , H_{SWELL} , and F_{SEA} can be attributed to errors in the estimation of the radar-derived frequency spectrum using a linear parametric model. Toro (2014) indicate that a potential source of error could be the dependence of parameter α_f on other variables not considered in the estimation (e.g., wave direction). Gurgel *et al.* (2006) and Toro (2014) suggest that the errors in the wave calculations are due to the use of only one HF radar station. Wyatt (1989) attributes the errors primarily to the direction of wave propagation perpendicular to the direction of the radar measurement. The characteristics of the INTOA data set used in this study coincide with the conditions proposed by Wyatt (1989), Gurgel *et al.* (2006), and Toro (2014). These characteristics of the data set could increase the errors in the wave calculations.

The estimated H_{SWELL} values ranged from 0.5 to 1.1 m and coincide with those reported by García-Nava *et al.* (2009); however, the low value of R^2 (0.6) suggests that the linear parametric model used here does not adequately resolve the swell dispersion. In the temporal evolution of the spectrum, this dispersion is observed as a shift from lower to higher frequencies of the spectral peak (see fig. 4 in Ocampo-Torres *et al.* 2011). Conversely, the spectra calculated using HF

los valores de E_{SEA} de ~ 0.6 m se ubicaron principalmente por debajo de las curvas empíricas, mientras que los demás valores del intervalo se encontraron dispersos alrededor de las curvas. Los valores de wsf entre 0.5 y 0.85 (valores altos de E_{SEA} respecto a E_{TOT}) estuvieron asociados principalmente a los valores de $X < 10^3$, mientras que los valores de $wsf \leq 0.5$ (valores bajos de E_{SEA} respecto a E_{TOT}) estuvieron asociados a los valores de $X \geq 10^3$.

DISCUSIÓN

En un espectro del oleaje es común encontrar información de la energía asociada al *swell* y al oleaje local. La identificación de E_{SWELL} y E_{SEA} se realiza por medio del análisis del espectro direccional, calculando el área del espectro modificada por el viento y asociada con E_{SEA} (Hanson y Phillips 2001, Tracy *et al.* 2007). A partir del espectro en frecuencia (S_f), Hwang *et al.* (2012) definieron una frecuencia (f_s) que permite separar E_{SWELL} y E_{SEA} ; para calcular f_s , estos autores hacen una generalización de la función pendiente de la ola usada operativamente por la National Data Buoy Center de la NOAA. Esta función calcula la pendiente de la ola como el producto de H_s y su número de onda asociado en función de los momentos del espectro. Hwang *et al.* (2012) proponen una función de integración espectral (I_1) modificando la función pendiente de la ola, donde S_f se reemplaza por la

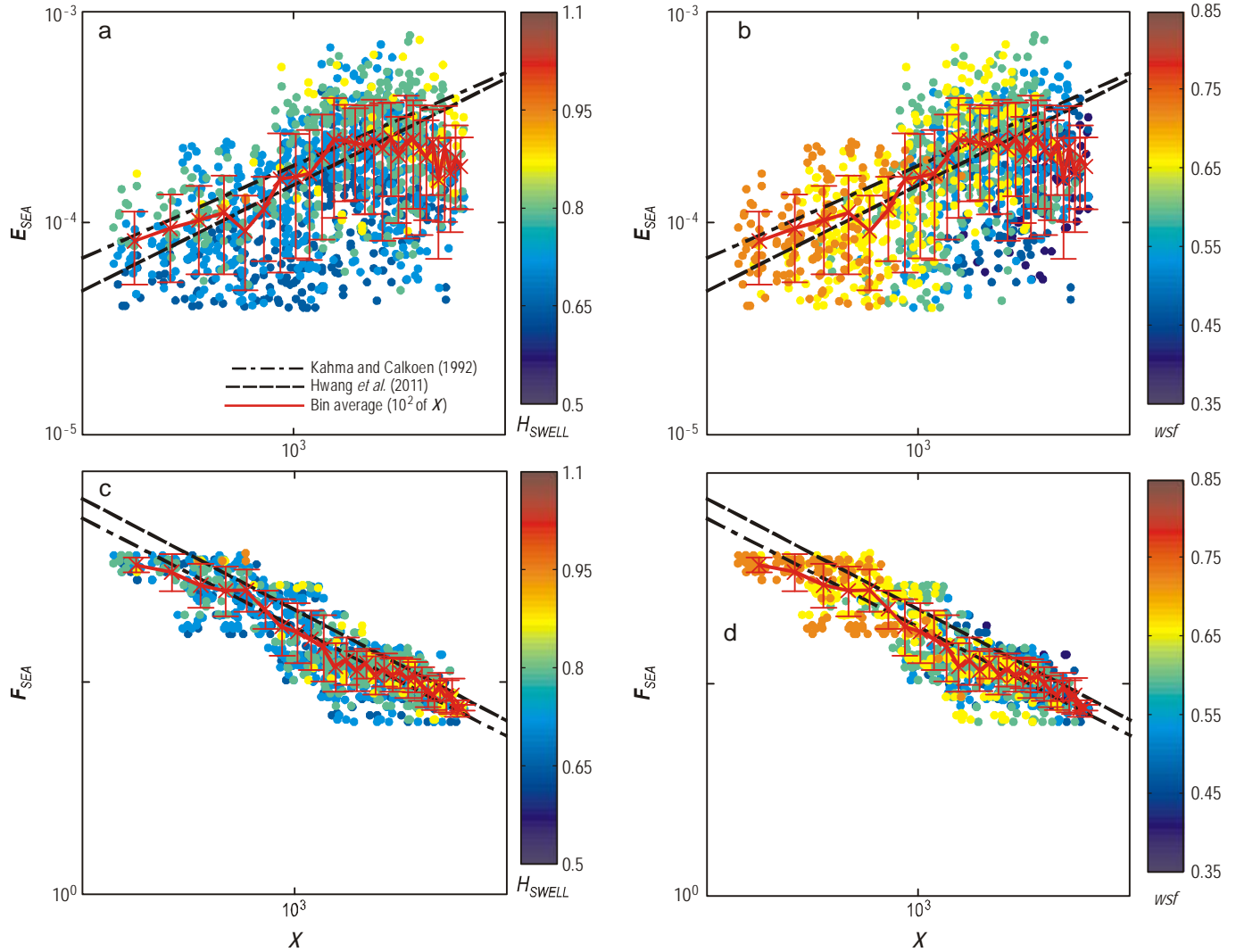


Figure 7. (a), (b) Dimensionless wave energy (E_{SEA}) and (c), (d) dimensionless peak frequency (F_{SEA}) as a function of dimensionless fetch (X) in the $\sim 400 \text{ km}^2$ (denoted by the 25 cells in the vicinity of the moored ASIS buoy). The dashed and dot-dashed lines correspond to growth curves derived by Hwang *et al.* (2011) and Kahma and Calkoen (1992), respectively, for stable conditions. The solid red lines and the error bars correspond to the mean values and the standard deviations of X bins at 10^2 intervals. Color scale: (a), (c) significant wave height of swell (H_{SWELL}) bins at 0.15 m intervals; (b), (d) wind-sea fraction (wsf) bins at 0.1 intervals.

Figura 7. (a), (b) Energía adimensional del oleaje (E_{SEA}) y (c), (d) frecuencia adimensional asociada al pico espectral (F_{SEA}) en función del *fetch* adimensional (X) en $\sim 400 \text{ km}^2$ (correspondiente a 25 nodos alrededor del sitio de anclaje de la boya ASIS). La línea discontinua y la línea discontinua con puntos corresponden a las curvas de crecimiento de Hwang *et al.* (2011) y Kahma y Calkoen (1992), respectivamente, para condiciones estables. Las líneas rojas y las barras de error corresponden a los valores medios y las desviaciones estándar de los puntos de X a intervalos de 10^2 . Escala de color: (a), (c) altura significativa del *swell* (H_{SWELL}) a intervalos de 0.15 m; (b), (d) fracción de la energía correspondiente al oleaje local (wsf) a intervalos de 0.1.

radar information maintained, for the most part, a similar value of the swell peak frequency. Nonetheless, in the radar-derived spectra it was possible to reproduce the shape and energy level of the peaks in the measured spectra. The F_{SEA} values close to 0.1 Hz can be related to non-Tehuano wind events. In these cases, since the spectral energy in the E_{SEA} frequency range is low, the F_{SEA} value found is close to the f_s value calculated with the method proposed by Hwang *et al.* (2011).

razón entre S_F y el vector de frecuencias; f_s se calcula como la frecuencia asociada al valor máximo de la función I_1 . Otros métodos contemplan análisis espectrales que permiten identificar los valores de energía asociados a las bajas (E_{SWELL}) y altas (E_{SEA}) frecuencias por medio de la descomposición de la señal del espectro (e.g., transformada de Hilbert–Huang). En este trabajo, se utilizó el método de Hwang *et al.* (2012) porque está basado en conceptos físicos del comportamiento del oleaje y es un método ampliamente usado.

Despite the differences found between the measured and calculated values, the suitable agreement of the time series and relatively low values of the statistical errors suggest that the linear parametric model and, in particular, the parameter α_F , which is a function of U_{10} , can be used to obtain a wave frequency spectrum from HF radar data.

Wave growth at the ASIS buoy location and nearby cells

Comparisons of the E_{SEA} and F_{SEA} values estimated as a function of X were made based on the empirical curves derived by Kahma and Calkoen (1992) and Hwang *et al.* (2011). These curves are currently the main reference in the calculation of these values and are necessary for numerical wave models since they are used to validate fetch-limited wave growth (Bottema and van Vledder 2009). In the present study, the wave growth values were in general close to the empirical curves. The values analyzed in this study cover the range $350 < X < 2500$, coinciding with most of the works consulted.

The dispersion of the radar-derived E_{SEA} and F_{SEA} data relative to the empirical curves can be associated with potential sources of error in the calculation of the frequency spectrum. The buoy-derived E_{SEA} and F_{SEA} values, however, also showed certain dispersion. Kahma and Calkoen (1992), Ebuchi (1999), and Bottema and van Vledder (2008) suggest that some dispersion occurs because wave growth analyses using *in situ* data do not strictly comply with controlled wind and fetch conditions. Likewise, Young and Verhagen (1996) indicate that dispersion is characteristic of *in situ* data analyses and that it is due to causes such as sampling variability and instrument accuracy. Ardhuin *et al.* (2007) associate the dispersion of wave growth data relative to the empirical curves with the variability of the wind, the development of the atmospheric boundary layer, and the presence of strong tidal currents. Walsh *et al.* (1989) and Ardhuin *et al.* (2007) attribute some of the dispersion of the data to the presence of a slanting fetch. Romero and Melville (2010) and Hwang *et al.* (2011) show that the dispersion of the INTOA experiment data is similar to that obtained with other data bases, such as that of Kahma and Calkoen (1992) for waves generated under stable conditions.

In this study, wave growth was analyzed using *in situ* measurements and one of the assumptions was homogeneous wind conditions in the study area ($\sim 400 \text{ km}^2$). Hwang *et al.* (2011) analyzed INTOA data and indicated that dispersion of the data relative to the empirical curves could have been caused by the nonhomogeneous wind fields generated during Tehuano events and the presence of swell that propagates against the locally generated waves. Tehuano wind events are clearly differentiated (Hwang *et al.* 2011) because they are characterized by approximately constant wind direction (θ) values (from the north) and high U_{10} values ($\geq 8 \text{ m s}^{-1}$). Thus, taking into account the suggestions made by diverse authors and the conditions of the INTOA experiment, the possible

Comparación de los valores de H_S , H_{SEA} , H_{SWELL} y F_{SEA}

Las diferencias encontradas en la comparación de valores medidos y calculados de H_S , H_{SEA} , H_{SWELL} y F_{SEA} se pueden asociar a errores en el cálculo del espectro en frecuencia obtenido por medio de información de radar HF usando el modelo paramétrico lineal. Toro (2014) sugiere como fuente potencial de error la dependencia del parámetro α_F a otras variables no consideradas en su cálculo (e.g., la dirección del oleaje). Gurgel *et al.* (2006) y Toro (2014) proponen que los errores en el cálculo de la información del oleaje se deben al uso de una sola estación de radar HF. Wyatt (1989) sugiere que la principal razón de los errores es la dirección de propagación del oleaje perpendicular a la dirección de medición del radar. Las características del set de datos del experimento INTOA utilizado en este trabajo coinciden con las condiciones propuestas por Wyatt (1989), Gurgel *et al.* (2006) y Toro (2014). Estas características del set de datos podrían incrementar los errores en los cálculos de información del oleaje.

Las valores de H_{SWELL} variaron entre 0.5 y 1.1 m y están en concordancia con los valores registrados por García-Nava *et al.* (2009); sin embargo, el valor bajo de R^2 (0.6) sugiere que el modelo paramétrico lineal utilizado en este trabajo no resuelve de manera adecuada la dispersión del *swell*. Esta dispersión se observa, en la evolución temporal del espectro, como un corrimiento del pico espectral de bajas a altas frecuencias (ver fig. 4 en Ocampo-Torres *et al.* 2011). Por el contrario, los espectros calculados con información de radar HF mantuvieron, la mayoría de las veces, un valor similar de la frecuencia asociada al pico del espectro del *swell*. No obstante, la forma y el nivel energético de los picos en los espectros medidos se lograron reproducir en los espectros calculados con los radares HF. Los valores de F_{SEA} cercanos a 0.1 Hz se pueden relacionar con eventos no tehuanos. En estos casos, debido a que la energía del espectro en el intervalo de frecuencias de E_{SEA} es baja, el valor de F_{SEA} encontrado es cercano al valor de f_s calculado con el método de Hwang *et al.* (2011).

A pesar de las diferencias encontradas entre los valores medidos y los calculados, la concordancia adecuada de las series de tiempo y los valores bajos de los errores estadísticos sugieren que el modelo paramétrico lineal y, particularmente, el parámetro α_F , que es función de U_{10} , pueden utilizarse para obtener el espectro en frecuencia del oleaje por medio de información obtenida con radares HF.

Crecimiento del oleaje observado en el nodo de la boya ASIS y en los nodos cercanos

Las comparaciones de los valores de E_{SEA} y F_{SEA} calculados en función de X se realizaron con base en las curvas empíricas de Kahma y Calkoen (1992) y Hwang *et al.* (2011). Estas curvas son, en la actualidad, el referente principal en el cálculo de estos valores y son fundamentales para los modelos numéricos de oleaje ya que son usadas para validar

causes of the dispersion of the data relative to the empirical curves are as follows: errors in the calculation of the wave frequency spectra using HF radar data, calculation of the fetch defined by linear approximation using wind direction, the assumption of a homogeneous wind field, and the presence of swell.

The possible effect of swell on the E_{SEA} and F_{SEA} values was analyzed using associated H_{SWELL} and wsf values. The variables H_{SWELL} and wsf can be considered similar; however, the H_{SWELL} values are independent of wind sea and wind, whereas wsf indirectly quantifies the H_{SWELL} values. The results obtained with these two variables show clear differences. The near-random distribution of the H_{SWELL} values relative to the empirical curves suggests that in this case it is the E_{SEA} values that vary significantly. The presence of H_{SWELL} values of ~ 0.6 m below the empirical curves could be related to errors in the calculation of the frequency spectrum. On the other hand, factor wsf represents the variation of E_{SEA} relative to E_{TOT} and in this study, the wsf values were clearly related to X . Since X values vary to a lesser extent than U_{10}^2 and since X is inversely proportional to U_{10}^2 , the wsf values between 0.5 and 0.85 associated with $X < 10^3$ are clearly influenced by high wind values. Likewise, wsf values of ≤ 0.5 associated with $X \geq 10^3$ are related to low wind values. The behavior of the H_{SWELL} and wsf values used in this study relative to the empirical curves did not provide clear evidence to be able to define the effect of swell on wave growth.

The possible effect of swell on wave growth can also be analyzed based on the behavior of the linear fits and the mean estimated values. In the first case, the linear fits of the E_{SEA} and F_{SEA} values were significantly correlated with the HF radar data and the empirical curves derived by Kahma and Calkoen (1992) and Hwang *et al.* (2011); hence, the linear fits do not indicate any effect of swell on wave growth. Likewise, the mean E_{SEA} and F_{SEA} values estimated from information for the 25 cells in the vicinity of the ASIS buoy were close to the empirical curves. Values below the empirical curve were observed only in the case of E_{SEA} when $X > 2.5 \times 10^3$, which could represent slight evidence of the effect of swell on wave growth.

The effect of swell on wave growth has been well studied. Laboratory experiments (Mitsuyasu 1966, Donelan 1987) have shown that the presence of large waves drastically reduces wave growth. Kahma and Calkoen (1992) assumed that E_{SWELL} was responsible for dispersion of the data in their analysis of wave growth; however, though their results do not show significant changes in E_{SEA} due to H_{SWELL} , they suggest that swell with pronounced slopes may affect wave growth. Conversely, Ardhuin *et al.* (2007), using *in situ* data and numerical models, found that moderate E_{SWELL} values unlike wind sea do not significantly affect fetch-limited wave growth. García-Nava *et al.* (2012) suggest that the presence of swell attenuates short waves but consider that the effect on wave growth is in general insignificant. In the present study

el crecimiento del oleaje limitado por el *fetch* (Bottema y van Vledder 2009). En este trabajo, los valores asociados al crecimiento del oleaje estuvieron, en general, cercanos a las curvas empíricas. Los valores analizados en este estudio cubren un intervalo de $350 < X < 2500$, que coincide con la mayoría de los trabajos estudiados.

La dispersión de los valores de E_{SEA} y F_{SEA} calculados con información de radar HF respecto a las curvas empíricas podría asociarse a las fuentes potenciales de error relacionadas con el cálculo del espectro en frecuencia. Sin embargo, los valores de E_{SEA} y F_{SEA} calculados con los datos de la boya ASIS también presentaron cierto grado de dispersión. Kahma y Calkoen (1992), Ebuchi (1999) y Bottema y van Vledder (2008) sugieren que parte de la dispersión se debe a que el análisis del crecimiento del oleaje realizado con datos *in situ* no cumple estrictamente con condiciones controladas de viento y *fetch*. De igual manera, Young y Verhagen (1996) sugieren que la dispersión es propia del análisis de datos *in situ* y que se debe a causas tales como la variabilidad estadística del muestreo y la precisión instrumental. Ardhuin *et al.* (2007) asocian la dispersión de los valores del crecimiento del oleaje respecto a las curvas empíricas con la variabilidad del viento, el desarrollo de la capa límite atmosférica y la presencia de corrientes fuertes de marea. Walsh *et al.* (1989) y Ardhuin *et al.* (2007) atribuyen parte de la dispersión de los datos a la existencia de un *fetch* oblicuo (*slanting fetch*). Romero y Melville (2010) y Hwang *et al.* (2011) muestran que la dispersión de los datos del experimento INTOA es similar a la obtenida con otras bases de datos, como la de Kahma y Calkoen (1992) para olas generadas bajo condiciones estables.

En este trabajo se analizó el crecimiento del oleaje estimado a partir de datos medidos *in situ*. Una de las suposiciones era que el viento en el área de estudio (~ 400 km²) era homogéneo. Hwang *et al.* (2011) analizaron los datos de INTOA y demostraron que las posibles causas de la dispersión de los datos respecto a las curvas empíricas eran los campos de viento no homogéneos producidos durante los eventos tehuanos y la presencia del *swell* que se propaga en contra del oleaje local. Los tehuanos son eventos claramente diferenciables (Hwang *et al.* 2011) porque se pueden caracterizar mediante valores aproximadamente constantes de la dirección del viento (θ , del norte) y valores altos de U_{10} (≥ 8 m s⁻¹). De acuerdo con lo sugerido por diversos autores y tomando en cuenta las condiciones del experimento INTOA, las posibles causas de la dispersión de los datos respecto a las curvas empíricas son las siguientes: los errores en el cálculo del espectro en frecuencia del oleaje mediante información obtenida de radar HF, el cálculo del *fetch* definido mediante una aproximación lineal utilizando la dirección del viento, las suposiciones del campo de viento homogéneo y la presencia del *swell*.

La posible influencia del *swell* en los valores de E_{SEA} y F_{SEA} se analizó utilizando valores asociados de H_{SWELL} y wsf . Las variables H_{SWELL} y wsf podrían considerarse similares;

we did not find clear evidence of a possible effect of swell on wave growth.

In this paper we report E_{SEA} and F_{SEA} values as a function of X associated with wave growth close to the empirical curves derived by Kahma and Calkoen (1992) and Hwang *et al.* (2011). The growth values showed nonsignificant dispersion around the curves. This study is one of the first to analyze wave growth using HF radar data. The radar-derived wave spectrum showed a significant correlation with the *in situ* measurements. Our findings suggest that suitable wave data can be obtained by the novel method used to process high spatial and temporal resolution measurements with HF radars and a linear parametric model dependent on wind speed.

ACKNOWLEDGMENTS

This study was supported by the National Council for Science and Technology (CONACYT, Mexico, projects INGOTEPa 85108 and RugDisMar 155793), SEP-CONACYT (CB-2011-01-168173), and ANUIES-ECOS (M09-U01). RD acknowledges support from UABC and CONACYT for a sabbatical leave. VGT received a doctoral scholarship from CONACYT and a POGO visiting fellowship. Special thanks to Mónica Sánchez, Julieta Castro, Carmen Labastida, and Ivonne Best for logistical and administrative help, and to the reviewers and editors whose valuable comments helped to improve this paper.

English translation by Christine Harris.

REFERENCES

- Ardhuin F, Herbers THC, van Vledder GP, Watts KP, Jensen R, Graber HC. 2007. Swell and slanting-fetch effects on wind wave growth. *J. Phys. Oceanogr.* 37: 908–931.
- Barrick DE. 1972. First-order theory and analysis of MF/HF/VHF scatter from the sea. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation* 20: 2–9.
- Barrick DE. 1977. The ocean wave height non-directional spectrum from inversion of HF sea-echo Doppler spectrum. *Remote Sens. Environ.* 6: 201–227.
- Barrick DE, Headrick JM, Bogle RW, Crombie DD. 1974. Sea backscatter at HF: Interpretation and utilization of the echo. *Proc. IEEE* 62: 673–680.
- Bottema M, van Vledder GP. 2008. Effective fetch and non-linear four-wave interactions during wave growth in slanting fetch conditions. *Coast. Eng.* 55: 261–275.
- Bottema M, van Vledder GP. 2009. A ten-year data set for fetch- and depth-limited wave growth. *Coast. Eng.* 56: 703–725.
- Breivik O, Saetra O. 2001. Real time assimilation of HF radar currents into a coastal ocean model. *J. Mar. Syst.* 28: 161–182.
- Crombie DD. 1955. Doppler spectrum of sea echo at 13.56 Mc/s. *Nature* 175: 681–682.
- Donelan MA. 1987. The effect of swell on the growth of wind-waves. *Johns Hopkins APL Tech. Dig.* 8: 18–23.
- Ebuchi N. 1999. Growth of wind waves with fetch in the Sea of Japan under winter monsoon investigated using data from satellite altimeters and scatterometer. *J. Oceanogr.* 55: 575–584.
- sin embargo, nótese que los valores de H_{SWELL} son independientes del oleaje local y del viento, mientras que wsf cuantifica de manera indirecta los valores de H_{SWELL} . Los resultados obtenidos con estas dos variables mostraron claras diferencias entre sí. La distribución casi aleatoria de los valores de H_{SWELL} respecto a las curvas empíricas sugiere que son los valores de E_{SEA} los que varían significativamente. La presencia de valores de H_{SWELL} de ~ 0.6 m por debajo de las curvas empíricas podría estar relacionada con los errores en el cálculo del espectro en frecuencia. Por otro lado, el factor wsf representa la variación de E_{SEA} respecto a E_{TOT} y, en este trabajo, los valores de wsf mostraron una clara relación con X . Debido a que los valores de X varían en menor proporción que U_{10}^2 y ya que X es inversamente proporcional a U_{10}^2 , los valores de wsf entre 0.5 y 0.85 asociados a $X < 10^3$ muestran una clara influencia de valores altos de viento. De la misma manera, valores de $wsf \leq 0.5$ asociados a $X \geq 10^3$ están relacionados con valores bajos de viento. El comportamiento de los valores de H_{SWELL} y wsf utilizados en este trabajo respecto a las curvas empíricas no presentó una evidencia clara que permita definir la influencia del *swell* en el crecimiento del oleaje.
- La posible influencia del *swell* en el crecimiento del oleaje también se puede analizar a partir del comportamiento de los ajustes lineales y los valores medios calculados. En el primer caso, se observó una correlación significativa de los ajustes lineales de los valores de E_{SEA} y F_{SEA} con los datos de radar HF y las curvas empíricas de Kahma y Calkoen (1992) y Hwang *et al.* (2011); por lo tanto, los ajustes lineales no permiten sugerir alguna influencia del *swell* en el crecimiento del oleaje. Los valores medios de E_{SEA} y F_{SEA} calculados con información de los 25 nodos cercanos a la boya ASIS también se encontraron cercanos a las curvas empíricas. Solamente en el caso de E_{SEA} , cuando $X > 2.5 \times 10^3$, se observaron valores por debajo de las curvas empíricas, lo cual podría representar una ligera evidencia de la influencia del *swell* en el crecimiento del oleaje.
- Numerosos autores han estudiado la influencia del *swell* en el crecimiento del oleaje. Los experimentos de laboratorio (Mitsuyasu 1966, Donelan 1987) han mostrado que la presencia de ondas largas reduce drásticamente el crecimiento del oleaje. Kahma y Calkoen (1992) supusieron que E_{SWELL} fue la causa de la dispersión de datos en el análisis del crecimiento del oleaje; sin embargo, aunque sus resultados no mostraron cambios significativos en E_{SEA} debido a H_{SWELL} , sugieren que el *swell* con pendientes pronunciadas podría influir en el crecimiento del oleaje. Por el contrario, Ardhuin *et al.* (2007), mediante análisis de datos *in situ* y modelación numérica, encontraron que los valores moderados de E_{SWELL} opuestos al oleaje local no tienen un impacto significativo en el crecimiento del oleaje limitado por el *fetch*. García-Nava *et al.* (2012) sugieren que el *swell* atenúa las olas cortas pero consideran que su efecto sobre el crecimiento del oleaje es en general despreciable. Los análisis realizados en este trabajo

- Flores-Vidal X, Durazo R, Chavanne C, Flament P. 2011. Coastal circulation in the absence of wind in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: High-frequency radar observations. *Cienc. Mar.* 37: 493–512.
- García-Nava H, Ocampo-Torres FJ, Osuna P, Donelan MA. 2009. Wind stress in the presence of swell under moderate to strong wind conditions. *J. Geophys. Res.* 114: 1–12.
- García-Nava H, Ocampo-Torres FJ, Hwang PA, Osuna P. 2012. Reduction of wind stress due to swell at high wind conditions. *J. Geophys. Res.* 117: C00J11. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JC007833>.
- Gurgel K-W, Essen H-H, Schlick T. 2006. An empirical method to derive ocean waves from second-order Bragg scattering: Prospects and limitations. *IEEE J. Ocean. Eng.* 31: 804–811.
- Hanson JL, Phillips OM. 2001. Automated analysis of ocean surface directional wave spectra. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 18: 277–293.
- Hashimoto N, Tokuda MA. 1999. A Bayesian approach for estimating directional spectra with HF radar. *Coast. Eng.* 41: 137–149.
- Hasselmann K. 1971. Determination of ocean wave spectra from Doppler radio return from the sea surface. *Nature* 229: 16–17.
- Hasselmann K, Barnett TP, Bouws E, Carlson H, Cartwright DE, Enke K, Ewing JA, Gienapp H, Hasselmann DE, Kruseman P, Meerburg A, Müller P, Olbers DJ, Richter K, Sell W, Walden H. 1973. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Deutsche Hydrogr. Z. Suppl. A*(8) 12: 95 pp.
- Heron ML, Heron SF. 2001. Cumulative probability noise analysis in geophysical spectral records. *Int. J. Remote Sens.* 22: 2537–2544.
- Hisaki Y. 1996. Nonlinear inversion of the integral equation to estimate ocean wave spectra from HF radar. *Radio Sci.* 31: 25–39.
- Hwang PA, García-Nava H, Ocampo-Torres FJ. 2011. Observations of wind wave development in mixed seas and unsteady wind forcing. *J. Phys. Oceanogr.* 41: 2343–2362.
- Hwang PA, Ocampo-Torres FJ, García-Nava H. 2012. Wind sea and swell separation of 1D wave spectrum by a spectrum integration method. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 29: 116–128.
- Kahma KK. 1981. A study of the growth of the wave spectrum with fetch. *J. Phys. Oceanogr.* 11: 1503–1515.
- Kahma KK, Calkoen CJ. 1992. Reconciling discrepancies in the observed growth of wind-generated waves. *J. Phys. Oceanogr.* 22: 1389–1405.
- Kitaigorodskii SA. 1962. Applications of the theory of similarity to the analysis of wind-generated wave motion as a stochastic process. *Izv. Akad. Nauk SSSR Geophys. Ser.* 1: 105–117.
- Lipa BJ, Barrick DE, Maresca Jr JW. 1981. HF radar measurements of long ocean waves. *J. Geophys. Res.* 86(C5): 4089–4102.
- Mitsuyasu H. 1966. Interactions between water waves and wind. *Rep. Inst. Appl. Mech.* 14: 67–88.
- Ocampo-Torres FJ, García-Nava H, Durazo R, Osuna P, Díaz-Méndez GM, Graber HC. 2011. The INTOA Experiment: A study of ocean-atmosphere interactions under moderate to strong offshore winds and opposing swell conditions in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Bound-Lay Meteorol.* 138: 433–451.
- Pantoja DA, Marinone SG, Parés-Sierra A, Gómez-Valdivia F. 2012. Numerical modeling of seasonal and mesoscale hydrography and circulation in the Mexican Central Pacific. *Cienc. Mar.* 38: 363–379.
- Romero L, Melville WK. 2010. Airborne observations of fetch-limited waves in the Gulf of Tehuantepec. *J. Phys. Oceanogr.* 40: 441–465. <http://dx.doi.org/10.1175/2009JPO4127.1>
- no presentaron evidencias claras de una posible influencia del *swell* en el crecimiento del oleaje.
- En el presente trabajo se obtuvieron valores de E_{SEA} y F_{SEA} en función de X asociados al crecimiento del oleaje cercanos a las curvas empíricas de Kahma y Calkoen (1992) y Hwang *et al.* (2011). Los valores de crecimiento presentaron una dispersión poco significativa alrededor de las curvas mencionadas. Este trabajo es uno de los primeros esfuerzos enfocados al análisis de crecimiento del oleaje utilizando mediciones de radar HF. El espectro del oleaje calculado por medio de información de radar HF presentó una correlación significativa con los valores obtenidos de mediciones *in situ*. Estos resultados sugieren que se puede obtener información adecuada del oleaje mediante el método novedoso utilizado para procesar las mediciones de alta resolución espacio-temporal obtenidas con radares HF y el uso de un modelo paramétrico lineal en función de la velocidad del viento.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT, proyectos INGOTEPa 85108 y RugDisMar 155793), SEP-CONACYT (CB-2011-01-168173) y ANUIES-ECOS (M09-U01). RD agradece el apoyo económico de la UABC y CONACYT a través de una beca para una estancia sabática. VGT recibió apoyo de CONACYT y POGO para una beca de doctorado y una beca para una estancia de investigación, respectivamente. Agradecimientos especiales a Mónica Sánchez, Julieta Castro, Carmen Labastida e Ivonne Best por su apoyo logístico y administrativo. Una mención especial a los revisores y editores quienes, con sus comentarios, permitieron un mejoramiento sustancial en la calidad de este trabajo.

-
- Toro VG. 2014. Estudio sobre el crecimiento del oleaje limitado por el fetch en presencia de swell utilizando radares de alta frecuencia. PhD Thesis, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, Mexico. 145 pp.
 - Tracy B, Devaliere E-M, Hanson J, Nicolini T, Tolman H. 2007. Wind sea and swell delineation for numerical wave modeling. 10th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting and Coastal Hazard Symposium. Oahu, Hawaii, pp. 11–16.
 - Tuomi L, Kahma KK, Fortelius C. 2012. Modelling fetch-limited wave growth from an irregular shoreline. *J. Mar. Syst.* 105–108: 96–105.
 - Velázquez-Muñoz FA, Martínez JA, Chavanne C, Durazo R, Flament P. 2011. Wind-driven coastal circulation in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Cienc. Mar.* 37: 443–456.
 - Velázquez-Muñoz FA, Martínez JA, Durazo R. 2014. Numerical simulation of ocean response by offshore wind stress events. In: Klapp *et al.* (eds.), *Experimental and Computational Fluid Mechanics*. Springer-Verlag, pp. 93–110.
 - Walsh EJ, Hancock DW, Hines DE, Swift RN, Scott JF. 1989. An observation of the directional wave spectrum evolution from shoreline to fully developed. *J. Phys. Oceanogr.* 19: 670–690.

- Wyatt LR. 1989. Measuring the ocean wave directional spectrum with HF radar: The inversion problem. In: Brooks S (ed.), *Mathematics in Remote Sensing*. Clarendon Press, Oxford, pp. 279–291.
- Wyatt LR. 1990. A relaxation method for integral inversion applied to HF radar measurement of the ocean wave directional spectra. *Int. J. Remote Sens.* 11: 1481–1494.
- Wyatt LR. 2012. Use of HF radar for marine renewable applications. *Proc. Oceans 2012*, Yeosu, Korea, 5 pp.
- Wyatt LR, Green JJ, Gurgel K-W, Nieto Borge JC, Reichert K, Hessner K, Günther H, Rosenthal W, Saetra O, Reistad M. 2003. Validation and intercomparisons of wave measurements and models during the EuroROSE experiments. *Coast. Eng.* 48: 1–28.
- Young IR, Verhagen LA. 1996. The growth of fetch limited waves in water of finite depth. Part 1. Total energy and peak frequency. *Coast. Eng.* 29: 47–78.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0378-3839\(96\)00006-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0378-3839(96)00006-3)

*Received February 2014,
accepted May 2014.*