

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA**

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS



EFFECTO DEL OLEAJE EN LA DINÁMICA SUPERFICIAL DE BAHÍA  
TODOS SANTOS, ENSENADA -BAJA CALIFORNIA

T E S I S

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS  
NECESARIOS PARA OBTENER EL GRADO DE

**MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA**

PRESENTA

**DIANA CAROLINA GUTIERREZ MORENO**

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MEXICO.

JUNIO DE 2017.

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS  
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS  
POSGRADO EN OCEANOGRAFIA COSTERA

EFFECTO DEL OLEAJE EN LA DINÁMICA SUPERFICIAL DE BAHÍA  
TODOS SANTOS, ENSENADA -BAJA CALIFORNIA

TESIS

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS  
NECESARIOS PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS

PRESENTA

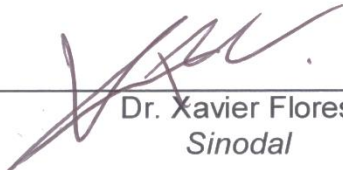
DIANA CAROLINA GUTIERREZ MORENO

Aprobada por:



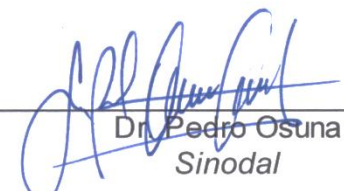
---

Dr. Héctor García Nava  
*Director de tesis*



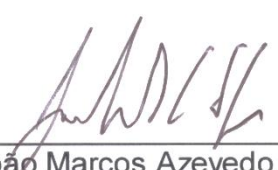
---

Dr. Xavier Flores  
*Sinodal*



---

Dr. Pedro Osuna  
*Sinodal*



---

Dr. João Marcos Azevedo Correia de Souza  
*Sinodal*

## RESUMEN

El oleaje puede influir en la circulación oceánica de forma directa (induciendo e interactuando con las corrientes) e indirecta (en la transferencia de *momentuma* la capa superficial del océano por parte del viento). La interacción oleaje-corrientes es no lineal ya que las olas pueden modificar a las corrientes y a su vez las corrientes pueden modificar las características del oleaje. En este trabajo se pretende determinar el papel que tiene el oleaje en la circulación de Bahía Todos Santos a partir de la teoría cuasi-lineal de generación de oleaje. La metodología del ejercicio se basa en el acoplamiento de un modelo de corrientes (ROMS) y uno de oleaje (SWAN), considerando los efectos de la interacción oleaje en el flujo de *momentum* (teoría cuasi-lineal) a partir del uso de un modelo meteorológico (WRF). Dentro de los resultados esperados se estima que el mayor efecto de las olas sobre las corrientes sea de tipo indirecto por medio de la modificación del flujo de momento; y que la interacción directa oleaje-corrientes sea importante en aguas de pocas profundidades o costeras con un efecto en los tiempos de residencia, en los procesos de surgencia asociados al transporte de Ekman y/o en la profundidad de la capa de mezcla. Finalmente, se considera importante entender dicha interacción ya que influye en eventos como la dispersión de contaminantes, la distribución espacial del plancton, el transporte de sedimento, entre otros procesos de ocurrencia local y regional.

***A Luisa Fernanda,***

*Por ser nuestro ángel*

***A mamá,***

*Por su infinito amor*

## **AGRADECIMIENTOS**

Quiero expresar mis más sinceros agradecimientos al director de esta tesis Héctor García, quien siempre tuvo voz de apoyo y una gran paciencia.

. A mi comité de tesis, Xavier Flores, Pedro Osuna, João Marcos Azevedo Correia de Souza, por sus correcciones, sus orientaciones e interés en el estudio. A Gino Passala, gracias no solo por la ayuda académica, sino por las palabras de apoyo y consejos.

A los integrantes del grupo de Procesos costeros del Instituto de Investigaciones Oceanológicas, de la Universidad Autónoma de Baja California. Gracias especialmente a Amaia Ruiz, Adán Mejía, Ernesto Carsolio, Angélica Romero, Bernando Esquivel, Luis Felipe Navarro e Isaac Rodríguez.

A Francisco Ocampo, por su apoyo. Al grupo de oleaje del CICESE.

Agradezco especialmente a CONACYT y al gobierno Mexicano por su apoyo económico y la oportunidad de continuar formándome académicamente en su país.

A mis amigos Vladimir, Katherine, Leandro y Liliana, por su apoyo incondicional.

## CONTENIDO

RESUMEN .....	3
AGRADECIMIENTOS .....	5
CONTENIDO.....	6
INTRODUCCIÓN .....	9
DESCRIPCION MODELOS NUMÉRICOS.....	12
1.    Modelo atmosférico .....	12
2.    Modelo oleaje .....	13
3.    Modelo corrientes marinas.....	14
OBJETIVO GENERAL.....	15
Objetivos particulares .....	15
ÁREA DE ESTUDIO.....	16
METODOLOGÍA .....	19

OBTENCION DE DATOS PARA VALIDACION.....	19
4. Estaciones Punta Morro y CONALEP.....	19
5. Datos oceanográficos: AWAC Playa Hermosa .....	19
6. National Data Buoy Center (NDBC).....	20
7. Radares de Alta frecuencia.....	20
CONFIGURACION DE MODELOS .....	21
1. Modelo atmosférico (WRF).....	21
2. Modelo oleaje (SWAN) .....	22
3. Modelo oceánico (ROMS).....	23
FORZAMIENTOS DE MODELOS .....	24
1. Modelo atmosférico .....	24
2. Modelo Oleaje.....	24
3. Modelo oceánico.....	24
PARAMETRIZACIONES.....	27
1. Teoría Cuasi Lineal del Oleaje.....	27

2. Procesos en la capa de mezcla .....	31
RESULTADOS Y DISCUSION.....	37
EJERCICIOS DE SIMULACION .....	37
1. Evento Santa Ana.....	37
2. Evento Tormenta .....	37
VALIDACION MODELOS NUMERICOS .....	38
1. Parámetros Meteorológicos .....	38
2. Parámetros oceanográficos .....	41
3. Procesos en la capa de mezcla .....	42
BIBLIOGRAFIA .....	44

## INTRODUCCIÓN

La predicción oceánica de las regiones costeras es tan importante en la economía, desarrollo turístico, planeación costera, etc; como compleja. Las interacciones entre las corrientes y la batimetría, las corrientes costeras y el océano adyacente; la presencia de surgencias costeras (upwelling), la re-suspensión de sedimentos, los efectos de la zona de rompiente, entre muchos otros procesos costeros, tienen sin duda influencia sobre la dinámica superficial del océano en estas regiones. Autores como Jordà et al. 2006; Benetazzo et al. 2013; Dutour et al. 2012; Azevedo, Ning, and Powell 2016 sugieren que dentro de los principales procesos que intervienen en la circulación costera es la interacción entre las olas y las corrientes.

De forma práctica se puede decir que el oleaje modifica la transferencia de propiedades entre el océano y la atmósfera afectando indirectamente las corrientes. Los procesos de interacción entre las olas y las corrientes son "no-lineales". El oleaje de amplitud finita genera un transporte neto de masa conocido como deriva de Stokes, siendo una de las manifestaciones de las olas superficiales del océano que impacta el transporte de masa y de *momentum* cerca de la superficie (Tamura et al., 2012). Aunque las corrientes asociadas a la deriva de Stokes tienen velocidades muy pequeñas (del orden de  $1 \text{ cm s}^{-1}$ ), su interacción con el flujo medio puede ocasionar variaciones importantes de las

corrientes superficiales originadas por el viento (Araujo, Dartus, Maurel, & Masbernat, 2001). De esta forma las corrientes producidas por la deriva de Stokes pueden jugar un papel importante en la dinámica marina a grande y mediana escala, a través de las contribuciones de la convergencia y divergencia de la superficie oceánica; a pequeña escala, es un proceso crucial a considerar, ya que la deriva de Stokes es uno de los fenómenos que da inicio a la formación de las celdas de circulación de Langmuir, afectando tanto las corrientes inerciales, como del transporte de Ekman (Cox, 2009; MCWilliams, Sullivan, & Moeng, 1997; Polonichko, 1997; Webb & Fox-Kemper, 2011). Al igual que efectos sobre el oleaje, principalmente sobre la altura de la ola  $H_s$  y el periodo del oleaje (Benetazzo et al., 2013).

Actualmente las actividades que tienen lugar en la zona costera como desarrollos portuarios, transporte marítimo, operaciones petroleras, estudios de la erosión costera, planificación de estructuras y hasta desarrollos turísticos, requieren imperativamente de la participación de modelos de predicción de oleaje (y el acoplamiento de modelos climáticos), con los cuales se puedan representar los fenómenos de la dinámica de las olas; siendo evidente que el esfuerzo del viento sobre la superficie del mar es un parámetro clave en el entendimiento de la interacción atmósfera-océano. Ha sido de esta forma que los avances numéricos para la construcción de dichos modelos de pronóstico, han sido desarrollados a lo largo del tiempo a partir de relevantes

participaciones científicas, dando así inicio a múltiples parametrizaciones de fenómenos marinos.

No obstante, a pesar de poder repercutir de forma importante induciendo cambios en los patrones de circulación, los procesos inducidos por el oleaje en la circulación han sido ignorados en las simulaciones numéricas de las corrientes. La interacción directa del oleaje con las corrientes puede provocar cambios en el tiempo de residencia del agua dentro de un cuerpo semicerrado como la Bahía Todos Santos, en los procesos de surgencias asociados al transporte de Ekman y en la profundidad de la capa de mezcla (Belcher et al., 2012; Kjerfve & Magill, 1989; M. Olabarrieta, Warner, & Kumar, 2011; Polonichko, 1997).

En este trabajo se pretende determinar el papel que tiene el oleaje en la circulación de la bahía a través del análisis de mediciones del esfuerzo del viento, oleaje y corrientes superficiales, y de simulaciones numéricas que reflejen las interacciones del viento, el oleaje y las corrientes, mediante la modelación acoplada (en una vía) y usando la teoría cuasi-lineal de la generación de olas por viento para tres ventanas de tiempo en 2014 en Ensenada, Baja California.

## DESCRIPCION MODELOS NUMÉRICOS

Para abordar la gran problemática del estudio de la dinámica superficial del océano, varios autores han concluido que los resultados en las predicciones serán mejores ante un adecuado acoplamiento entre modelos numéricos (atmosfera-oleaje-corrientes) que al tratar modelos de forma independiente (Brown & Wolf, 2009; Dutour et al., 2012; Jordà et al., 2006; Osuna & Wolf, 2005; Smith et al., 2013). Considerando lo anterior se realiza a continuación una descripción breve de los modelos a acoplar en el presente estudio.

### **1. Modelo atmosférico**

*Weather Research and Forecast (WRF)* es un modelo numérico de mesoescala de predicción climática (de tercera generación) diseñado tanto para el área científica como operacional. El modelo cuenta con dos núcleos dinámicos, un sistema de asimilación de datos y un software estructural que facilita las compilaciones paralelas. Este modelo puede generar simulaciones atmosféricas usando datos reales o condiciones idealizadas.

## 2. Modelo oleaje

Simulating WAves Nearshore (SWAN) es un modelo de oleaje tercera generación<sup>1</sup> que produce estimaciones realistas de los parámetros de oleaje en áreas costeras, lagos y estuarios considerando las diferentes condiciones de viento, fondo y corrientes.

De esta forma el principal objetivo del modelo es resolver la Ecuación de balance de acción del espectro sin ninguna restricción *a priori* sobre el espectro de evolución del crecimiento de las olas. Esta ecuación representa los efectos de la propagación espacial, refracción, asomeramiento, generación, disipación e interacciones no lineales del oleaje ; así, el espectro direccional es resuelto en cada punto de malla en términos de bandas de frecuencia-dirección y la evolución del campo de oleaje es encontrado resolviendo numéricamente la ecuación de balance de acción del oleaje (1).

$$\frac{D}{Dt}N = \frac{1}{\sigma} (S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot}) \quad (1)$$

Siendo  $N=E/\sigma$  el espectro de la acción del oleaje,  $E$  la varianza de la ola (energía),  $\sigma$  la frecuencia de la ola. Este lado de ecuación representa la razón de cambio local de la densidad de acción del oleaje, la propagación en el

---

<sup>1</sup>Los modelos de tercera generación permiten resolver de forma exacta ó más rápida y eficiente la integral de Boltzmann. En donde se permite dar una forma definida al espectro, calculando además la ecuación de transporte de energía y los términos no lineales.

espacio físico, el corrimiento de la densidad de acción en frecuencia y en dirección, debido a variaciones espaciales y temporales de la profundidad y las corrientes. Los términos de la derecha de la ecuación representan el cambio en la acción de las olas inducidos por: intercambio de *momentum* con el viento (entrada de energía por viento)  $S_{in}$ , interacciones No lineales entre cuádrupletas ola-ola, es decir la energía entre los componentes del espectro de un campo de olas que evoluciona en el tiempo  $S_{nl}$ , disipación de oleaje por rompimiento en aguas profundas ("*white capping*")  $S_{ds}$ , y el rompimiento inducido por la interacción con el fondo  $S_{bot}$ .

### **3. Modelo corrientes marinas**

*Regional OceanSystem* (ROMS) es un modelo oceánico de superficie libre, hidrostático, que resuelve las ecuaciones primitivas. Los algoritmos que desarrolla el programa están descritos en (Moore et al., 2004; Shchepetkin & McWilliams, 2005). El modelo incluye algoritmos numéricos precisos y eficientes para el acoplamiento a modelos biogeoquímicos, de sedimentos y aplicaciones a hielo marino. Para un ahorro computacional, ROMS resuelve las ecuaciones hidrostáticas de *momentum* mediante un esquema de tiempo paso a paso que requiere de un tratamiento especial para el acoplamiento entre modelos barotrópicos (rápido) y baroclínicos (lento): un número finito de pasos de tiempo barotrópicos, con cada paso baroclínico, se ejecuta para evolucionar en una superficie libre y sus ecuaciones de momento integradas verticalmente (Arango, 2007; Hedström, 2009).

## **OBJETIVO GENERAL**

Determinar el efecto del oleaje en la dinámica superficial de la Bahía Todos Santos, mediante el uso de simulaciones numéricas

### ***OBJETIVOS PARTICULARES***

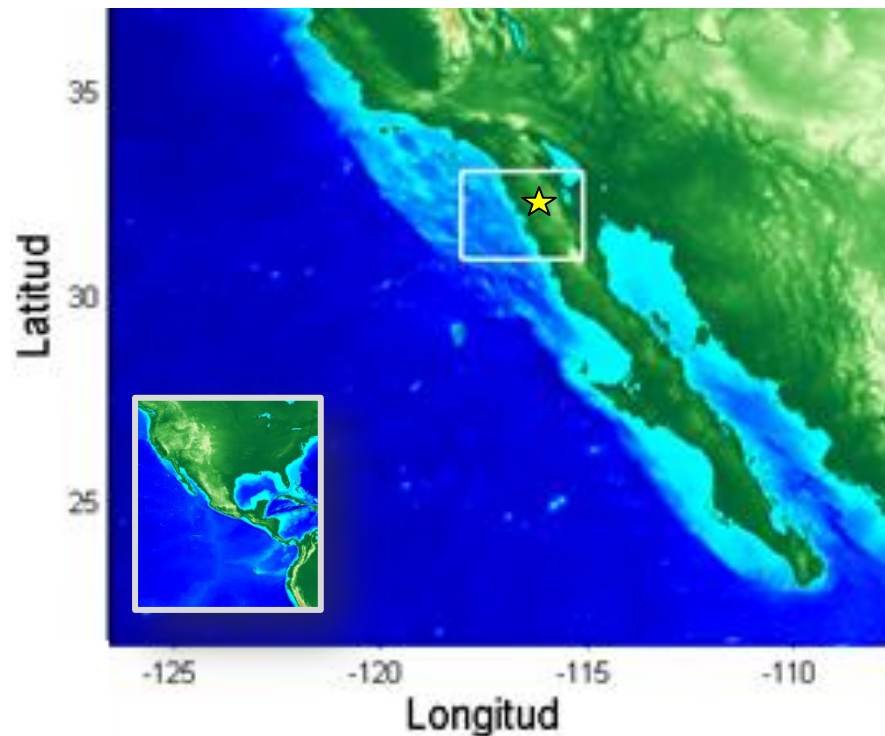
1. Evaluar el efecto del oleaje en la capa de mezcla en la Bahía Todos Santos.
2. Determinar el efecto del oleaje en las corrientes superficiales de la Bahía Todos Santos.

## ÁREA DE ESTUDIO

La Bahía Todos Santos (BTS) es una bahía relativamente pequeña semi-cerrada y localizada sobre la costa noroeste de la Península de Baja California. Al norte limita con Punta San Miguel, al sur con Punta Banda, al oeste con las Islas de Todos Santos (ITS) y al este la ciudad de Ensenada; tiene un área aproximada de 240 km<sup>2</sup>, siendo su eje principal de 16 km de longitud aproximadamente y una profundidad promedio de 40 metros (Flores-Vidal et al., 2015; Sánchez, Carriquiry, Barrera, & López-Ortiz, 2009).

Dentro de las características generales de la bahía esta su comunicación con el océano Pacífico mediante dos entradas: al norte un canal de entrada ancho (~10 kilómetros) y somero (~30m) y una comunicación estrecha al sur con un canal que alcanza profundidades hasta de 450 metros (Flores-Vidal et al., 2015) Figura 1. Así mismo, varios autores han sugerido la importancia del efecto del Océano Pacífico mediante la Corriente Costera de California (CCC) sobre los patrones de circulación de BTS y la cual será afectada a su vez por la estacionalidad de la circulación regional. Durante la primavera la CCC alcanza máximas velocidades superficiales (~27 cm/s), así mismo el esfuerzo del viento se intensifica y es persistente, favoreciendo las tasas de surgencias y por ende el transporte de Ekman. Hacia verano las velocidades superficiales de CCC disminuyen y en otoño no está bien definida, siendo la circulación de BTS

dominada por remolinos y entrando a un estado de transición en invierno (Mateos, Marinone, & Lavín, 2013; Mateos, Marinone, & Parés-Sierra, 2009).



**Figura 1. Pacífico Mexicano. En el recuadro blanco un dominio de las modelaciones . La estrella señala la ciudad de Ensenada.**

El clima es seco mediterráneo dominante, con lluvias en invierno; las temperaturas del ambiente medias anuales oscilan entre 12° a 18° C, siendo las máximas en el mes de agosto y las mínimas hacia los meses de diciembre enero. Durante primavera y verano el viento sopla predominantemente del Norte-Noroeste con magnitudes entre los 3-10 nudos aproximadamente; para

invierno y otoño por su parte, pueden presentarse inclusiones de vientos secos y cálidos provenientes del desierto de Santa Ana, estos eventos climáticos han reportado magnitudes superiores a los 21 nudos. Finalmente, la presencia de brisa marina o vientos de mar a tierra en el día y en sentido opuesto en la noche, predominan en la época de verano con velocidades del viento entre los 9 y 10 nudos, siendo muy débiles durante las otras épocas del año (Espinosa-Carreón, Gaxiola-Castro, Robles-Pacheco, & Nájera-Martínez, 2001).

## **METODOLOGÍA**

La presente investigación utilizó la interacción de tres modelos numéricos: (1) Modelo atmosférico "Weather Research and Forecasting" (WRF), (2) Modelo oleaje "Simulating Waves Nearshore" (SWAN) y (3) Modelo oceánico "Regional Ocean Modelling System" (ROMS). La validación de los datos para cada modelo se describe en esta sección y se sintetiza en la Figura 2.

### ***OBTENCION DE DATOS PARA VALIDACION***

#### ***4. Estaciones Punta Morro y CONALEP***

Se evaluaron las series de tiempo desde octubre de 2013 hasta abril de 2015 de las estaciones meteorológicas de Punta Morro y CONALEP, propiedad de la Universidad Autónoma de Baja California (Tabla I). Se consideraron tres periodos de tiempo para 2014. Las variables consideradas fueron temperatura del aire, humedad relativa, dirección y velocidad del viento y presión atmosférica.

#### ***5. Datos oceanográficos: AWAC Playa Hermosa***

Series de tiempo de altura espectral de la ola y corrientes superficiales medidos por AWAC (Tabla I).

Tabla I. Instrumentos de medición meteorológica y oceanográfica.

Identificador estación	Coordenadas	Frecuencia muestreo	Parámetros
			Temperatura del aire
IIO	31.862619 N 116.661389 O	Promedios cada 10 minutos	Humedad relativa Presión atmosférica
CONALEP	31.827236 N 116.608825 O	Promedios cada 60 minutos	Dirección del viento (promedio) Velocidad del viento (máxima y promedio)
AWAC	31°51'45.43" N 116°39'41" O	Promedios cada 20 minutos	Oleaje
		Promedios cada 60 minutos	Corrientes

## 6. National Data Buoy Center (NDBC)

Boyas disponibles en <http://www.ndbc.noaa.gov/>, para las variables de velocidad y dirección del viento y temperatura del aire y del agua, así como parámetros del oleaje (Tabla II).

## 7. Radares de Alta frecuencia

Corrientes totales a partir de radares de alta frecuencia (promedios).

**Tabla II. Boyas con datos de velocidad del viento National Data Buoy Center.**

<b>Identificador estación</b>	<b>Coordenadas</b>	<b>Frecuencia muestreo</b>	<b>Parámetros</b>
46025	33.749 N		Velocidad y dirección del viento
	119.053 O		Altura significativa de ola
46086	32.491 N	Datos 60 minutos	Periodo del oleaje (dominante y promedio)
	118.035 O		Dirección promedio del oleaje
46073	32.867 N		Presión atmosférica
	117.257 O		Temperatura del aire
			Temperatura del agua

## **CONFIGURACION DE MODELOS**

### **1. Modelo atmosférico (WRF)**

Para la simulación numérica atmosférica se realizó la siguiente configuración:

**Tabla III. Configuración entrada modelo WRF.**

Dominios y resolución	D01: 36 Km, D02: 12 Km, D03: 4 Km, D04: 1 Km
Resolución Vertical	74 niveles. Tope de la atmósfera a 50 hpa.
Condiciones Iniciales y de Frontera	NCEP-FNL 6 hrs (NCAR), RTG SST actualización diaria (NOAA), Ciclo diario de SST

Batimetría	Batimetría de GEBCO. Resolución 30 arc-segundos
Resolución Temporal (salidas)	1 hora
Fecha y Hora de Inicio	Abril 29, 2014 12 hrs UTC
Fecha y Hora de fin	Mayo 02, 2014 12 hrs UTC

## **2. Modelo oleaje (SWAN)**

Para la simulación numérica del oleaje durante los eventos climáticos sinópticos se realizó la siguiente configuración:

**Tabla IV. Configuración entrada modelo SWAN.**

Modo de corrida	NO estacionario y bidimensional (2-D).
Coordenadas	Esféricas
Procedimiento iterativo	30 segundos
Malla de computo	uniforme y rectangular
Número de celdas	200 tanto para x como para y
Direcciones espectrales	72 subdivisiones (cobertura)
	0.04 y 0.7 Menor y mayor frecuencia Hz

---

Batimetría	Batimetría de GEBCO. Resolución 30 arc-segundos
Condiciones de frontera	5 nodos de IOWAGA (espectros)
	Vientos de WRF

---

**3. Modelo oceánico (ROMS)**

Para la simulación numérica de corrientes durante los eventos climáticos sinópticos se realizó la siguiente configuración:

**Tabla V. Configuración entrada modelo ROMS**

---

Modo de corrida	
Coordenadas	Sigma
Procedimiento iterativo	
Malla de computo	
Número de celdas	
Batimetría	
Condiciones de frontera y forzamientos	GLORYS
	Espectros 2D SWAN
	Vientos de WRF

---

## **FORZAMIENTOS DE MODELOS**

### **1. Modelo atmosférico**

Las condiciones de frontera para el modelo atmosférico "Weather Research and Forecasting" (WRF) se obtuvieron de datos del "National Centers for Environmental Prediction" (NCEP) del "Análisis Operacional Global" (FNL) de mallas con resolución espacial de 1 grado y temporal de 6 horas. Disponibles en <http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>.

### **2. Modelo Oleaje**

Se reconstruyeron los espectros de oleaje, para crear las condiciones de frontera para el modelo de oleaje SWAN. Los datos provienen del *hindcast* disponible en [wwz.ifremer.fr/iowaga](http://wwz.ifremer.fr/iowaga), a través del proyecto "Integrated Ocean Waves for Geophysical and other Applications" del instituto IFREMER y el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Marina francesa (SHOM); y fueron descargados considerando las coordenadas del área de estudio.

### **3. Modelo oceánico**

Los forzamientos para el modelo de circulación "Regional Ocean Modeling System" (ROMS) fueron obtenidos de condiciones de frontera diarias para REANALYSIS GLORYS  $\frac{1}{4}^{\circ}$ , y condiciones atmosféricas horarias de NCEP mediante el "Climate Forecast System Reanalysis" (CFSR)

La lectura de datos, validación y evaluación de procesos (parametrizaciones) de los ejercicios de modelaciones numéricas se realizaron con ayuda del software MATLAB R2013a.

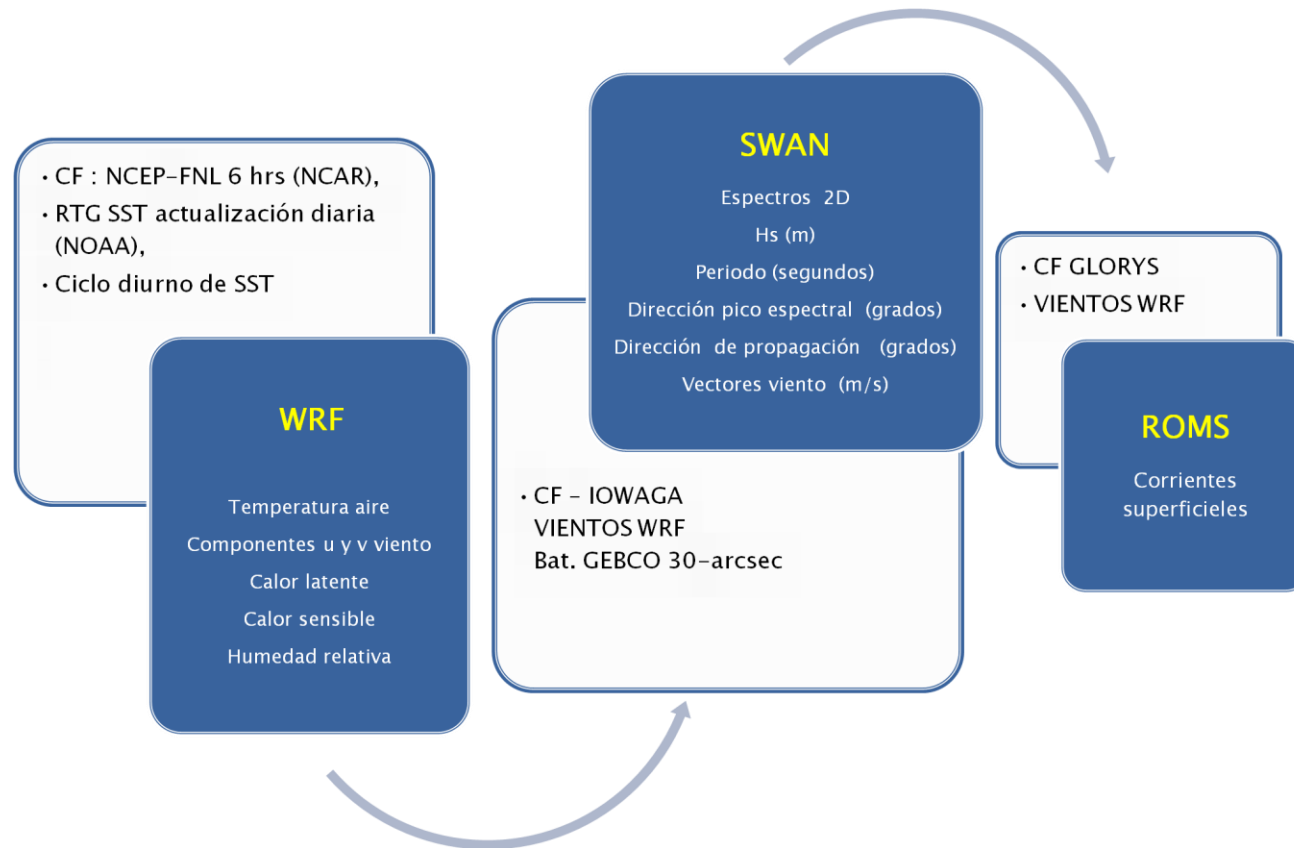


Figura 2. Simplificación de la configuración de modelos numéricos acoplados (una vía). Los recuadros blancos representan las estradas y los azules las salidas para cada modelo.

## **PARAMETRIZACIONES**

Para la evaluación de los procesos en la interface atmósfera- océano se siguieron las siguientes metodologías.

### **1. Teoría Cuasi Lineal del Oleaje**

La teoría cuasi-lineal de generación de oleaje evalúa la interacción de las olas generadas por el viento y el flujo de aire. Esta teoría se basa en el mecanismo de resonancia propuesto Miles (1957), con el cual se describe una relación entre las fluctuaciones aleatorias de presión entre el aire y la superficie del océano; donde al final ambos medios entran en fase produciendo un crecimiento exponencial de las olas (Janssen, 1989; Janssen, 1991; Miles, 1957).

Considerando la descripción de Janssen (1991), la ecuación de conservación de momento para un flujo en estado estacionario (2) es igual a un esfuerzo total ( $\tau$ ) representado por la suma de los esfuerzos inducidos por el oleaje ( $\tau_{olas}$ ), el esfuerzo turbulento ( $\tau_{turb}$ ) y el esfuerzo viscoso ( $\tau_{visc}$ ).

$$\tau = \tau_{olas} + \tau_{turb} + \tau_{visc} \quad (2)$$

El autor parametriza el esfuerzo turbulento ( $\tau_{turb}$ ) considerando la hipótesis de longitud de mezcla. Donde  $U_0(z)$  es el perfil vertical del viento, la longitud de mezcla ( $l$ ) está definida por  $l=kz$ , siendo  $k$  la constante von Kármán.

$$\tau_{turb} = l^2 \left| \frac{\partial}{\partial z} U_0 \right| \frac{\partial}{\partial z} U_0 \quad (3)$$

El termino del esfuerzo viscoso ( $\tau_{visc}$ ) está dado por viscosidad cinemática del aire ( $\nu_a$ ).

$$\tau_{visc} = \nu_a \frac{\partial}{\partial z} U_0 \quad (4)$$

El esfuerzo inducido por el oleaje ( $\tau_{olas}$ ) en la superficie del mar ( $z=0$ ) (5) puede ser relacionado a la tasa de cambio de momento del oleaje ( $P$ ) debido al viento (Janssen, 1989;1991).

$$\tau_{olas}(z = 0) = \int \frac{\partial}{\partial t} P \Big|_{viento} kdkd\theta \quad (5)$$

El cambio de momento en el oleaje, ejercido por el viento debe ser compensado por el crecimiento del oleaje, el cual puede ser estimado a partir de la tasa de crecimiento como (6):

$$\frac{\gamma}{\omega} = \epsilon \beta \left( \frac{u_*}{c} \right)^2 \cos^2 \theta \quad (6)$$

donde  $\epsilon$  es la razón entre la densidad del agua y la densidad del aire,  $u_*$  es la velocidad de fricción,  $\omega$  es la frecuencia angular,  $c$  es la rapidez de fase,  $\theta$  dirección de propagación del oleaje y  $\beta$  el "parámetro de Miles" el cual considera a su vez, una altura crítica ( $\xi$ ) el parámetro de rugosidad adimensional o parámetro de perfil del viento ( $\Omega$ ) (7) (Janssen, 1991).

$$\Omega = \frac{gz_2 k^2}{u_*^2} \quad (7)$$

$z_2 = z_0 + z_1$  es la superficie de rugosidad, la cual se refiere a rugosidad asociada a las olas gravitatorias-capilares ( $z_1$ ) y la rugosidad que se asocia a las olas gravitatorias ( $z_0$ ). En el efecto de las olas gravitatorias se incluye en la parametrización mediante la relación de Charnock. Entonces, el perfil logarítmico del viento que satisface  $U_0(z_0) = 0$  es :

$$U_0(z) = \frac{u_*}{k} \log \left( \frac{z + z_1}{z_0 + z_1} \right) \quad (8)$$

Por tanto, a una altura  $z = z_0$  se puede despreciar el efecto del esfuerzo viscoso, y el balance del momento se reduce a (9):

$$\tau = \tau_{olas}(z = z_0) + \tau_{turb}(z = z_0) \quad (9)$$

entonces si se considera  $\tau_{turb}(z = z_0)$  se puede escribir (10)

considerando el perfil del viento (8):

$$z_1 = z_0 \left( \frac{1}{\sqrt{1-X}} - 1 \right) \quad (10)$$

y

$$z_2 = \frac{z_0}{\sqrt{1-X}} \quad (11)$$

Donde  $X = \tau_{olas} / \tau$ . La expresión para el esfuerzo total ( $\tau$ ) puede obtenerse al evaluar el perfil del viento (8) a una altura  $h$  siendo  $h \gg z_1$

$$\tau = \left\{ \frac{kU_0(h)}{\ln(h/z_2)} \right\}^2 \quad (12)$$

Teniendo en cuenta la tasa de crecimiento del oleaje (6), el esfuerzo del oleaje ( $\tau_{olas}$ ) puede expresarse en términos del espectro direccional del oleaje

$F(f, \theta)$  (13):

$$\tau_{olas} = \tau \int \int k^2 \beta F \cos^2 \theta df d\theta \quad (13)$$

Por lo tanto, para una velocidad de viento y un espectro direccional dados, el esfuerzo del viento puede calcularse resolviendo las ecuaciones (11), (12) y (13) de forma iterativa.

Finalmente, en términos del espectro de frecuencia  $F(f, \theta)$  el esfuerzo del oleaje debe considerar para las bajas frecuencias:

$$\tau_{wlf} = \frac{1}{\epsilon} \int_0^{f_c} \int_D df d\theta \omega \vec{l} \frac{\partial F}{\partial t} \quad (14)$$

y para las altas frecuencias

$$\tau_{whf} = \tau k_c^4 \int_D d\theta \cos^2 \vec{l} \Phi(k_c, \theta) \int_{k_c}^{\infty} dk \frac{\beta}{k} \quad (15)$$

La evolución del espectro de frecuencia en 2 dimensiones, está determinado por la ecuación de balance de energía.

$$\frac{\partial}{\partial t} F + \vec{v}_g \cdot \frac{\partial}{\partial x} F = S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} \quad (16)$$

## **2. Procesos en la capa de mezcla**

Se considera que las estimaciones actuales de la energía cinética turbulenta disponible para los procesos de mezcla en la capa superficial del océano están subestimados cuando no se considera el forzamiento del oleaje superficial. La metodología propuesta por (Belcher et al., 2012) hace una evaluación de la importancia de los procesos turbulentos forzados por el viento,

el oleaje y la flotabilidad y que manejan la profundidad de la capa de mezcla superficial (Figura 3). El hundimiento de la capa de mezcla implica un incremento en la energía potencial y por ende requiere una fuente de energía, como la energía cinética turbulenta. Para un flujo horizontalmente homogéneo la ecuación de la Energía Cinética Turbulenta está dada por (17):

$$\frac{De}{Dt} = - \overline{u'_h w'} \cdot \frac{\partial u_h}{\partial z} - \overline{u'_h w'} \cdot \frac{\partial u_s}{\partial z} + \overline{w' b'} - \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \overline{w' u'_i u'_i} + \frac{1}{\rho_0} \overline{w' p'} \right\} - \varepsilon \quad (17)$$

Donde  $u_h$  y  $w$  son las velocidades horizontales y verticales respectivamente. Las primas denotan las fluctuaciones turbulentas y las barras promedios.  $u_s$  es el vector de la deriva de Stokes asociado a las olas superficiales,  $e$  es la energía cinética turbulenta (por sus siglas en ingles TKE),  $b'$  es la fluctuación de la flotabilidad turbulenta,  $p'$  es la fluctuación de la presión turbulenta y  $\rho$  es la densidad del fondo.

En la expresión (17) se citan tres procesos que regulan la producción de TKE. Como se observa en el primer termino del lado derecho de la ecuación, describe la *producción turbulenta forzada por vientos*, la cual surge del trabajo hecho por el gradiente de las corrientes generadas por la acción del viento en la superficie del océano. El segundo termino *producción turbulenta forzada por oleaje*, surge del trabajo hecho por el gradiente de la deriva de Stokes asociada con al oleaje superficial.

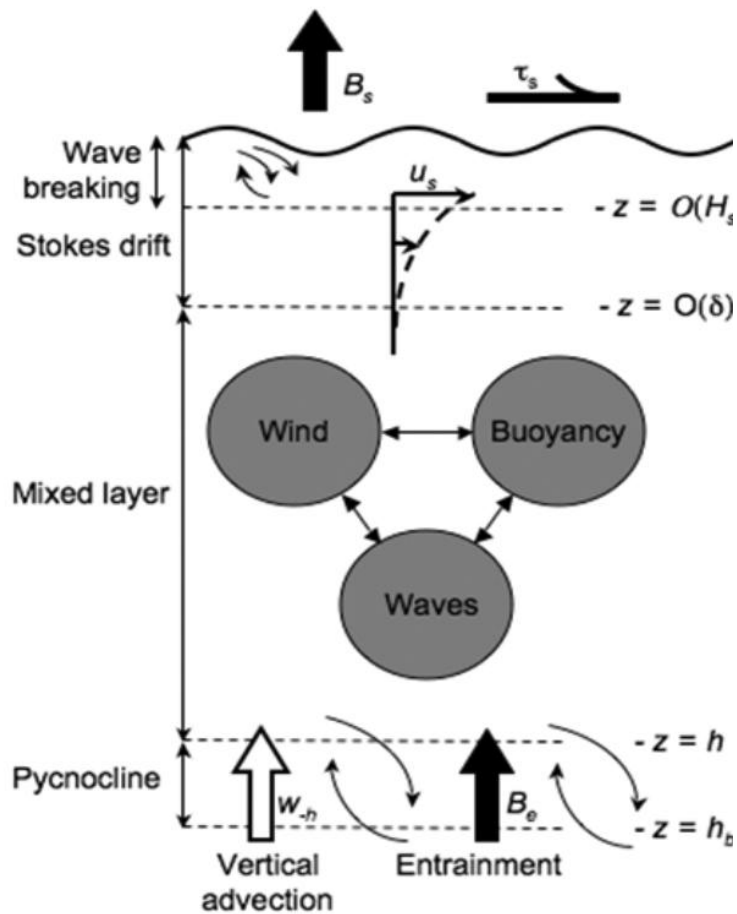


Figura 3. Tomado de Belcher et al., (2012) descripción de los procesos que regulan la profundidad de la capa de mezcla. En el diagrama se realta el esfuerzo del viento sobre la superficie del océano,  $\tau_s$ , flujos de flotabilidad  $B_s$  y las olas superficiales mediante su rompimiento y su deriva de Stokes  $u_s$ . El rompimiento superficial del oleaje genera turbulencia, dejando altos niveles de disipación a una distancia por el orden de una altura de ola significativa desde la superficie. La  $u_s$  asociada a las olas que no rompen puede penetrar a una distancia del orden de  $\delta=1/k$  describe (siendo  $k$  el número de onda del pico espectral). En la capa de mezcla, tres procesos controlan la turbulencia: vientos superficiales, flotabilidad y oleaje (mediante la deriva de Stokes). En la base de la capa de mezcla, a una profundidad  $h$ , y se presenta la pycnoclina  $h_b$ . La pycnoclina se profundiza a través de la combinación de advección vertical y arrastre por turbulencia de capa de mezcla de fluido más denso desde abajo hacia la superficie, dando lugar a un flujo de flotación  $B_e$ .

El tercer término, la producción turbulenta forzada flotabilidad, donde se genera una turbulencia convectiva cuando hay un enfriamiento de la superficie

del océano, presentándose procesos de reestratificación. El cuarto termino representa el transporte de turbulencia -turbulencia, redistribuyendo la TKE a través de la profundidad de la capa de mezcla. El quinto y último término es la disipación molecular turbulencia en calor ( $\varepsilon$ ).

Cada uno de los tres mecanismos produce diferentes tipos de turbulencia (Figura 3), con sus propios escalamientos. Belcher y colaboradores (2012) proponen, dos proporciones independientes que definen las magnitudes relativas de los tres procesos. La primera proporción es la producción turbulenta forzada principalmente por vientos vs. la producción turbulenta forzada por oleaje (18):

$$\frac{-\overline{u'_h w'} \cdot \frac{\partial u_h}{\partial z}}{-\overline{u'_h w'} \cdot \frac{\partial u_s}{\partial z}} \sim \frac{u_*^2 u_* / h}{u_*^2 u_s / h} = \frac{u_*^3 / h}{w_{*L}^3 / h} = La^2 \quad (18)$$

Donde  $u_*$  es la velocidad de fricción en el agua y  $h$  la profundidad de la capa de mezcla. Siendo el escalamiento de las velocidades y longitudes para la turbulencia forzada por el oleaje igual a  $W_{*L} = (u_*^2 u_s)^{1/3}$  y  $h$ . La raíz cuadrada del número de Langmuir, (19) es la proporción de las escalas de estos dos términos.

$$La^2 = \frac{u_*}{u_s} \quad (19)$$

La segunda proporción independiente es la producción turbulenta forzada principalmente por la flotabilidad vs. la producción turbulenta forzada por oleaje (20).

$$\frac{\overline{w'b'_s}}{-u'_h w'_s \cdot \frac{\partial u_s}{\partial z}} \sim \frac{B_s}{u_*^2 u_s / h} = \frac{w_*^3 / h}{w_{*L}^3 / h} = \frac{h}{L_L} \quad (20)$$

Se siguió la parametrización del flujo de flotabilidad  $B_s$ , descrito por Garbe et al., (2014) y considerado a partir de la propuesta de Jeffery et al., (2007). Un enfriamiento superficial (flujo de calor neto y evaporación) incrementa la densidad de la capa de superficial del agua, generando un forzamiento flotabilidad (21)

$$B_s = \frac{g\alpha Q_{net}}{c_{pw}\rho_w} + \frac{g\beta Q_{lat}}{\lambda\rho_w} \quad (21)$$

En donde, en el primer término de la expresión,  $\alpha$  representa el coeficiente de expansión térmica,  $g$  la aceleración gravitacional y  $Q_{net}$  es el flujo de calor neto (los flujos de calor sensible y latente, mas la radiación de onda corta);  $c_{pw}$  es el calor específico del agua y  $\rho_w$  es la densidad del agua. El segundo término,  $\beta$  representa el coeficiente de expansión salina,  $Q_{lat}$  es el flujo de calor latente y  $\lambda$  calor latente por evaporación. Para la parametrización  $B_s$ , se utilizó la herramienta TEOS-10, en donde considera resuelve la ecuación de Termodinámica para las propiedades del agua de mar (<http://www.teos-10.org/>).

La deriva de Stokes se resolvió numéricamente usando la ecuación para aguas profundas.

$$u_s = \frac{16\pi^3}{g} \int_0^{2\pi} \int_0^\infty f^3 F(f, \phi) \cos(\phi - \theta_w) df d\phi \quad (22)$$

# RESULTADOS Y DISCUSION

## ***EJERCICIOS DE SIMULACION***

### ***1. Evento Santa Ana***

En el análisis exploratorio de los datos meteorológicos se encontró un evento sinóptico entre el 29 de abril y 02 de mayo de 2014. El denominado evento Santa Ana, el cual registro con cambios abruptos en la temperatura del aire y disminuciones de la humedad relativa, alcanzando valores hasta de 5%; vientos predominantes del Nor-Noreste con ráfagas de viento superiores a los  $10 \text{ m s}^{-1}$  (Figura 4). El periodo de este evento sinóptico fue la ventana de tiempo para el primer ejercicio de simulación numérica.

### ***2. Evento Tormenta***

Un segundo evento sinóptico fue registrado entre el 28 de febrero y el 02 de marzo de 2014. Dentro de las características meteorológicas más relevantes del evento se encontró una fuerte disminución de la presión atmosférica así como cambios importantes en la dirección (predominantemente del Oeste-Suroeste durante el evento). El periodo de este evento sinóptico fue la ventana de tiempo para el segundo ejercicio de simulación numérica.

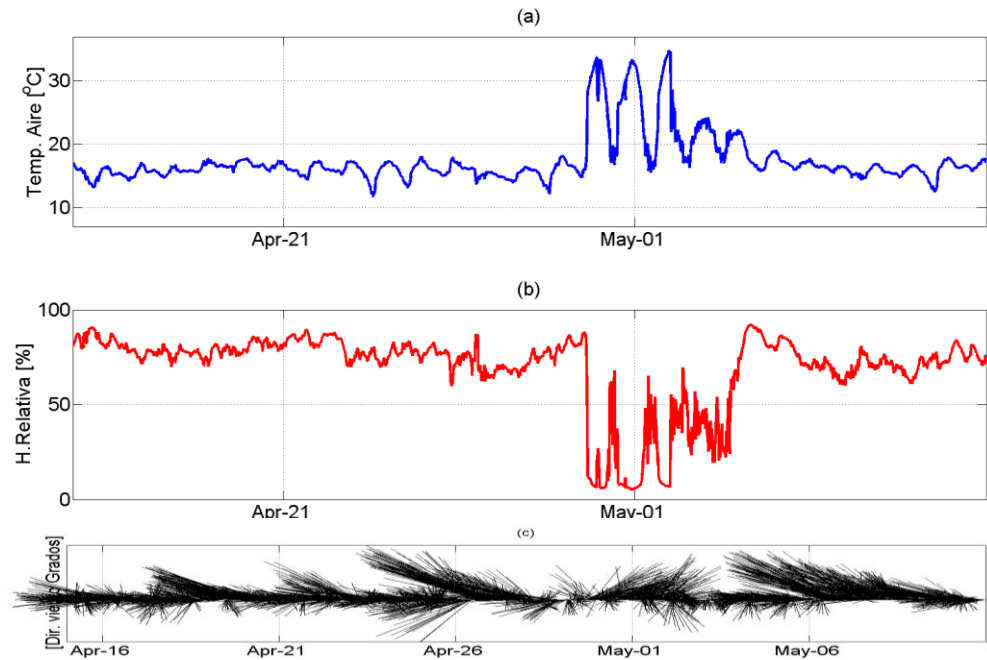


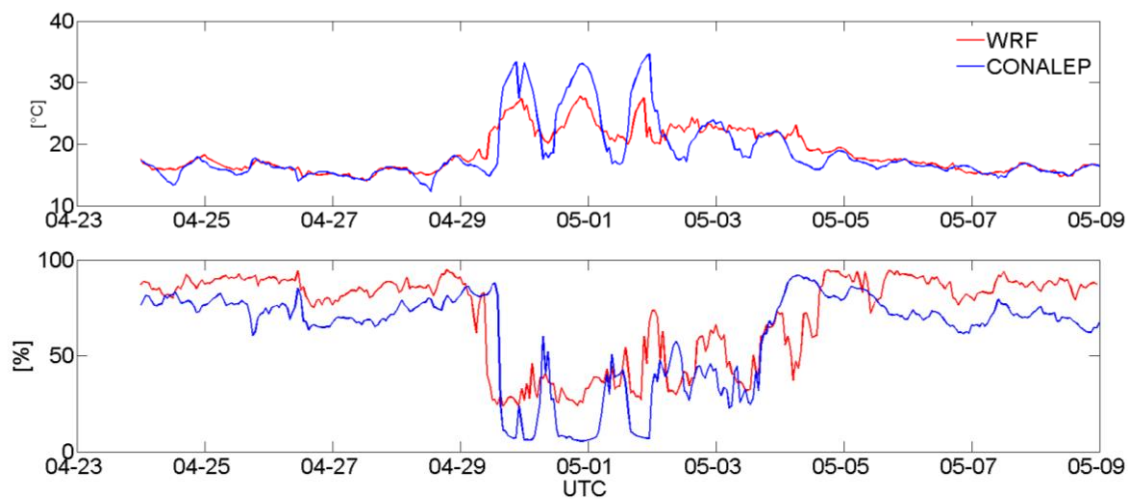
Figura 4. Promedios horarios de (a) Temperatura del aire, (b) humedad relativa y (c) direccion del viento, para la estacion meteorologica de CONALEP. Periodo graficado del 16 de abril al 9 de mayo de 2014.

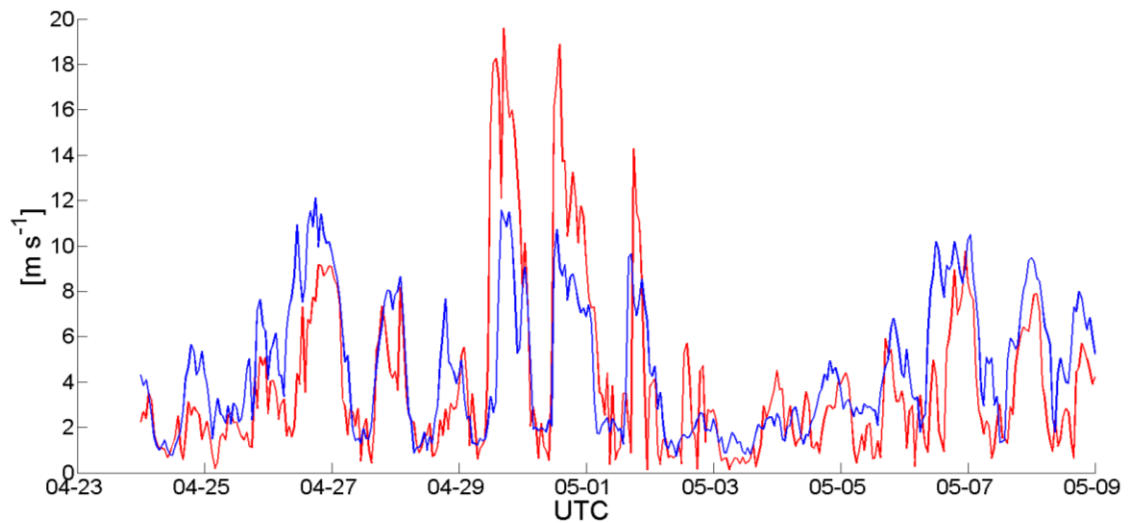
## VALIDACION MODELOS NUMERICOS

### 1. *Parámetros Meteorológicos*

Del dominio más interno de la simulación de WRF (1km de resolución) se extrajeron las coordenadas más próximas a las estaciones meteorológicas. La comparación entre WRF y la estación CONALEP para el periodo del Viento de Santa Ana se muestra en Figura 5. Los valores de Temperatura del modelo están subestimados, principalmente durante el evento sinóptico, mientras que la humedad relativa es sobreestimada por el modelo, incluso fuera de los tiempos

del viento de Santa Ana. El modelo también realiza sobreestimaciones de la velocidad del viento durante el periodo de entrada de vientos cálidos característicos del evento. Aunque se observan sesgos en las simulaciones de WRF con respecto a los parámetros medidos, el modelo logra reproducir eficientemente el comportamiento de cada parámetro, considerando las diferencias de resolución de las comparaciones.





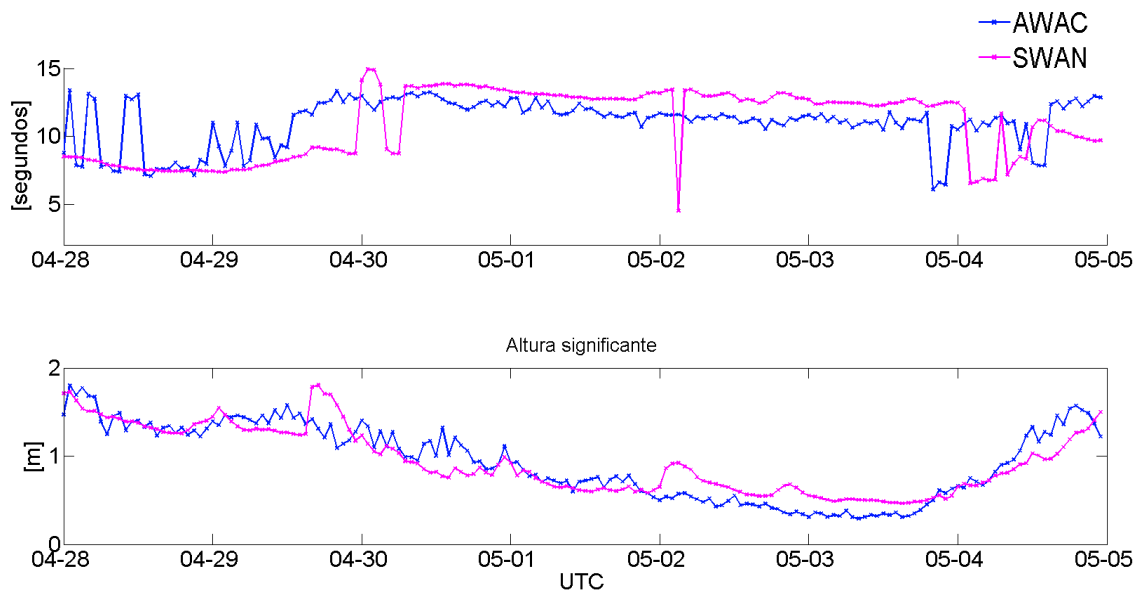
**Figura 5. Comparacion entre las series de Temperatura del aire, humedad relativa y velocidad del viento registradas por la estacion de CONALEP y su comparacion con los resultados de WRF Dominio 4 (para una coordenada cercana a la estacion de CONALEP).**

Los errores de las simulaciones del WRF, tal y como lo sugieren Lu y colaboradores (2012) están atribuido a los complejos procesos meteorológicos sobre la región Sur y norte de California. Simulaciones de la región comparadas con otras áreas geográficas, muestran un transporte potencial de humo y la dispersión desde la zona montañosa hacia el este de California y Nevada y hacia el oeste sobre el océano Pacífico. Este efecto chimenea (y predominante durante los Vientos de Santa Ana) ayuda a inyectar flujos de aire (y partículas) a niveles más altos para escapar del bloqueo del terreno, generando fuerte advección. Los resultados observados muestran el importante papel de la topografía de la región en las simulaciones numéricas.

(Maitane Olabarrieta, Warner, Armstrong, Zambon, & He, 2012) para discutir resultados de tormenta sobre WRF

## 2. *Parámetros oceanográficos*

Para la validación de algunos parámetros del oleaje, la Figura 6 muestra la comparación el periodo del oleaje registrado por un AWAC y la respectiva simulación de SWAN. El parámetro de altura significativa tuvo una mejor representación. Considerando la profundidad a la que se encuentra instalado el equipo de medición (20m) se pueden estar excluyendo los efectos del forzamiento por vientos sobre la superficie a dicha profundidad.

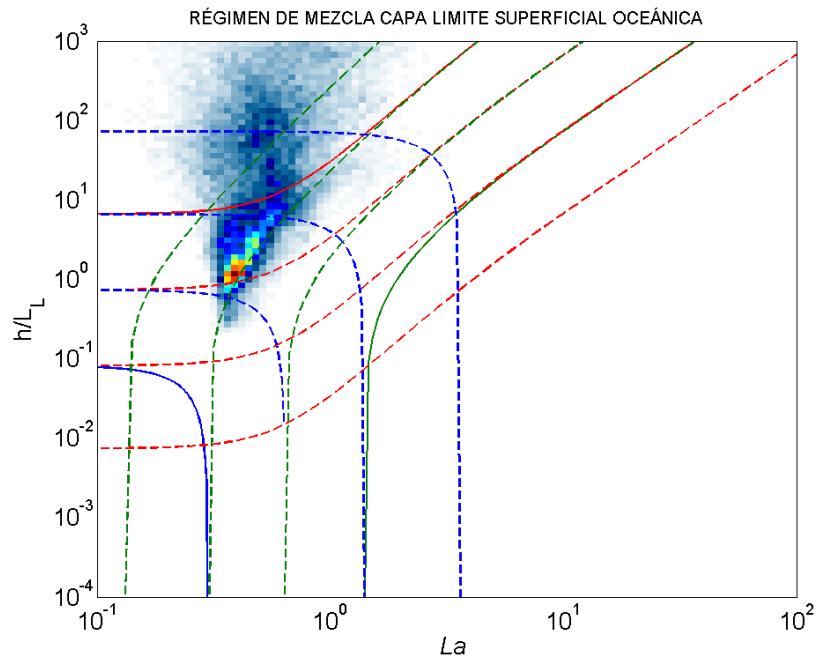


**Figura 6. Comparación entre las series de Periodo del oleaje y altura significativa registrados por instrumento AWAC (Tabla II) versus los resultados de SWAN, para una coordenada mas cercana.**

### **3. Procesos en la capa de mezcla**

Como se describió en el capítulo de metodología, los procesos de mezcla están representados por la variación en la energía cinética turbulenta. La evaluación de la primera relación independiente, entre los procesos de producción turbulenta viento vs. oleaje, mostro valores del número de  $La < 0.35$ , números menores a 0.35 representan procesos turbulentos dominados por el oleaje. En la segunda relación independiente, entre los procesos turbulentos forzados por la flotabilidad vs. Oleaje, un  $h/L_L > 1$  sugiere procesos turbulentos dominados por el forzamiento de la flotabilidad.

El régimen de mezcla encontrado para el Evento de Santa Ana en el área de estudio se muestra en la Figura 7. Donde los procesos que dominan la capa de mezcla para el periodo del 29 de abril al 02 de mayo de 2014 son la principalmente los procesos turbulentos por flotabilidad (convección), segundos por los procesos turbulentos del oleaje (mediante el número de Langmuir).



**Figura 7. Regimen de mezcla en la capa limite superficial oceanica, durante un evento de Santa Ana. Las lineas continuas representan el 90% dedisipacion por produccion turbulenta (rojo), por oleaje (azul) y por viento (verde).**

## BIBLIOGRAFIA

- Arango, H. (2007). Regional Ocean Modeling System (ROMS). Retrieved from [https://www.myroms.org/wiki/Equations\\_of\\_Motion](https://www.myroms.org/wiki/Equations_of_Motion)
- Araujo, M., Dartus, D., Maurel, P., & Masbernat, L. (2001). Langmuir circulations and enhanced turbulence beneath wind-waves. *Ocean Modelling*, 3, 109–126. [http://doi.org/10.1016/S1463-5003\(01\)00004-X](http://doi.org/10.1016/S1463-5003(01)00004-X)
- Azevedo, J. M., Ning, L., & Powell, B. (2016). Influence of wave-current interaction when modeling the near-shore ocean in the south Shore of Oahu - Hawaii. *Continental Shelf Research*, (1).
- Belcher, S. E., Grant, A. L. M., Hanley, K. E., Fox-kemper, B., Roekel, L. Van, Sullivan, P. P., ... Polton, J. A. (2012). A global perspective on Langmuir turbulence in the ocean surface boundary layer, 39, 1–9. <http://doi.org/10.1029/2012GL052932>
- Benetazzo, a., Carniel, S., Sclavo, M., & Bergamasco, a. (2013). Wave-current interaction: Effect on the wave field in a semi-enclosed basin. *Ocean Modelling*, 70, 152–165. <http://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.12.009>
- Brown, J. M., & Wolf, J. (2009). Coupled wave and surge modelling for the eastern Irish Sea and implications for model wind-stress. *Continental Shelf*

*Research*, 29(10), 1329–1342. <http://doi.org/10.1016/j.csr.2009.03.004>

Cox, S. M. (2009). Onset of Langmuir circulation when shear flow and Stokes drift are not parallel. *Fluid Dynamics Research*, 19(3), 149–167. [http://doi.org/10.1016/S0169-5983\(97\)00035-X](http://doi.org/10.1016/S0169-5983(97)00035-X)

Dutour, M., Roland, A., Tomazic, I., & Janekovic, I. (2012). Hindcasting the Adriatic Sea near-surface motions with a coupled wave-current model. *Journal of Geophysical Research*, 117, 1–17. <http://doi.org/10.1029/2012JC007950>

Espinosa-Carreón, L., Gaxiola-Castro, G., Robles-Pacheco, J. M., & Nájera-Martínez, S. (2001). Ciencias Marinas. *Ciencias Marinas*, 27(3), 397–422.

Flores-Vidal, X., Durazo, R., Castro, R., Navarro, L. F., DÓminguez, F., & Gil, E. (2015). Coastal Ocean Observing Systems. In Y. Liu, H. Kerkering, & R. Weisberg (Eds.), *Coastal Ocean Observing Systems*. Elsevier.

Garbe, C. S., Rutgersson, A., Boutin, J., Leeuw, G. De, Delille, B., Fairall, C. W., ... Zappa, C. J. (2014). *Transfer Across the Air-Sea Interface*. <http://doi.org/10.1007/978-3-642-25643-1>

Hedström, K. S. (2009). Technical Manual for a Coupled Sea-Ice / Ocean Circulation Model ( Version 3 ). *Circulation*, (Version 3), 158.

Janssen, P. A. E. M. (1989). Wave-induced stress and the drag of air flow over

sea waves. *Journal of Physical Oceanography*, 19, 745–754.

Janssen, P. A. E. M. (1991). Quasi-linear Theory of Wind-Wave Generation Applied to Wave Forecasting. *Journal of Physical Oceanography*.  
[http://doi.org/10.1175/1520-0485\(1991\)021<1631:QLTOWW>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<1631:QLTOWW>2.0.CO;2)

Jeffery, C. D., Woolf, D. K., Robinson, I. S., & Donlon, C. J. (2007). One-dimensional modelling of convective CO<sub>2</sub> exchange in the Tropical Atlantic. *Ocean Modelling*, 19(3–4), 161–182.  
<http://doi.org/10.1016/j.ocemod.2007.07.003>

Jordà, G., Bolaños, R., Espino, M., & Sánchez-Arcilla, a. (2006). Assessment of the importance of the current-wave coupling in the shelf ocean forecasts. *Ocean Science Discussions*, 3(2000), 1825–1870.  
<http://doi.org/10.5194/osd-3-1825-2006>

Kjerfve, B., & Magill, K. . (1989). Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons. *Marine Geology*, 88(3–4), 187–199.  
[http://doi.org/10.1016/0025-3227\(89\)90097-2](http://doi.org/10.1016/0025-3227(89)90097-2)

Lu, W., Zhong, S., Charney, J. J., Bian, X., & Liu, S. (2012). WRF simulation over complex terrain during a southern California wildfire event. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 117(5).  
<http://doi.org/10.1029/2011JD017004>

Mateos, E., Marinone, S. G., & Lavín, M. F. (2013). Numerical modeling of the coastal circulation off northern Baja California and southern California. *Continental Shelf Research*, 58, 50–66.  
<http://doi.org/10.1016/j.csr.2013.02.008>

Mateos, E., Marinone, S. G., & Parés-Sierra, A. (2009). Towards the numerical simulation of the summer circulation in Todos Santos Bay, Ensenada, B.C. Mexico. *Ocean Modelling*, 27(1–2), 107–112.  
<http://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.11.002>

MCWilliams, J. C., Sullivan, P. P., & Moeng, C.-H. (1997). Langmuir turbulence in the ocean. *Journal of Fluid Mechanics*, 334, 1–30.  
<http://doi.org/10.1017/S0022112096004375>

Miles, J. W. (1957). On the generation of surface waves by turbulent shear flow. *Journal of Fluid Mechanics*, 3, 185–204.

Moore, A. M., Arango, H. G., Di Lorenzo, E., Cornuelle, B. D., Miller, A. J., & Neilson, D. J. (2004). A comprehensive ocean prediction and analysis system based on the tangent linear and adjoint of a regional ocean model. *Ocean Modelling*, 7(1–2), 227–258.  
<http://doi.org/10.1016/j.ocemod.2003.11.001>

Olabarrieta, M., Warner, J. C., Armstrong, B., Zambon, J. B., & He, R. (2012). Ocean-atmosphere dynamics during Hurricane Ida and Nor'Ida: An

application of the coupled ocean-atmosphere-wave-sediment transport (COAWST) modeling system. *Ocean Modelling*, 43–44, 112–137. <http://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.12.008>

Olabarrieta, M., Warner, J., & Kumar, N. (2011). Wave-current interaction in Willapa Bay Wave - current interaction in Willapa Bay. *Journal of Geophysical Research*, 116(February 2016), 27. <http://doi.org/10.1029/2011JC007387>

Osuna, P., & Wolf, J. (2005). A numerical study of the effect of the wave-current interaction processes in the hydrodynamics of the Irish sea. In *Fifth International Symposium WAVES, 2005*. (pp. 1–10). Madrid, Spain.

Polonichko, V. (1997). Generation of Langmuir circulation for nonaligned wind stress and the Stokes drift. *Journal of Geophysical Research*, 102(C7), 15773–15780. <http://doi.org/10.1029/97JC00466>

Sánchez, A., Carriquiry, J., Barrera, J., & López-Ortiz, E. (2009). Comparación de modelos de transporte de sedimento en la Bahía Todos Santos , Baja California , México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 61(1), 1–11.

Shchepetkin, A. F., & McWilliams, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4), 347–404.

<http://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002>

Smith, T. A., Chen, S., Campbell, T., Martin, P., Rogers, W. E., Gaberšek, S., ...  
Allard, R. (2013). Ocean-wave coupled modeling in COAMPS-TC: A study  
of Hurricane Ivan (2004). *Ocean Modelling*, 69, 181–194.  
<http://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.06.003>

Tamura, H., Miyazawa, Y., & Oey, L. Y. (2012). The stokes drift and wave  
induced-mass flux in the North Pacific. *Journal of Geophysical Research:  
Oceans*, 117(8), 1–14. <http://doi.org/10.1029/2012JC008113>

Webb, A., & Fox-Kemper, B. (2011). Wave spectral moments and Stokes drift  
estimation. *Ocean Modelling*, 40, 273–288.  
<http://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.08.007>