



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

**“PREDICCIÓN DE LA PROFUNDIDAD Y TEMPERATURA DE LA CAPA DE
MEZCLA DE LA ZONA DE TRANSICIÓN DE LA CORRIENTE DE
CALIFORNIA ”**

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
O C E A N O L Ó G O
PRESENTA:
HÉCTOR SALVADOR TORRES GUTIÉRREZ

ENSENADA, B. C., NOVIEMBRE DE 2010

RESUMEN

Implementamos un modelo numérico unidimensional para la predicción de la profundidad y temperatura de la capa de mezcla de la zona de transición de la corriente de California. El modelo emplea un esquema de cerradura de Mellor y Yamada nivel 2 para la parametrización de los procesos de difusión turbulenta. Los forzamientos atmosféricos fueron: Esfuerzo del viento, radiación de onda corta y pérdida de calor, donde el primero de ellos fue tomado de la base de datos del programa PODAAC de la NASA y los forzamientos siguiente de las bases de datos de dentro del marco del programa Reanalysis para el período comprendido entre 2005 a 2007. De esta manera, las predicciones incluyen la variación diurna. Las salidas del modelo fueron comparadas con observaciones obtenidas en 4 cruceros del periodo 2005-2007, pertenecientes al programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL). La capa de mezcla modelada compara con la distribución con el patrón espacial observado en datos hidrográficos de acuerdo al calculos del coeficiente de proyección al 5% de significancia. Asi mismo el campo espacial de temperatura insitu es reproducido por el modelo para los cruceros de primavera (0504, 0604) al 5% de significancia, para los cruceros de verano (0607, 0708) excede en $\sim 3^{\circ}\text{C}$ la temperatura insitu. Las series de tiempo de MLD reveló el comportamiento estacional reportado por Jeronimo y Gomez-Valdes (2010). El análisis en Funciones Empíricas Ortogonales reveló que en la zona de transición de la corriente de California, la profundidad de la capa de mezcla es principalmente controlada por la viaribilidad del flujo neto de calor, cuando se toma en cuenta su variación diurna.

Palabras claves: Profundidad y temperatura de la capa de mezcla, esquema de cerradura, IMECOCAL.

“PREDICCIÓN DE LA PROFUNDIDAD Y TEMPERATURA DE LA CAPA DE
MEZCLA DE LA ZONA DE TRANSICIÓN DE LA CORRIENTE DE
CALIFORNIA ”

TESIS
QUE PRESENTA:
HÉCTOR SALVADOR TORRES GUTIÉRREZ

APROBADA POR:

Presidente del Jurado
Dr. Gilberto Jerónimo Moreno

Sinodal Propietario
Dr. José Gómez Valdés

Sinodal Propietario
Dr. Antonio Martínez Alcalá

Tendría que ser poeta para expresar de manera óptima mi sentir acerca de la gratitud que siento hacia ustedes, que sin duda fueron y serán pieza fundamental en mi desarrollo personal. Tendría que escribir toda una vida para expresar mi amor, y cariño que siento por ustedes.

*A mi padres y hermana.
Agustina Gutiérrez Barajas †
Salvador Torres Ruíz
Rocío Torres Gutiérrez.*

DEDICATORIA

Hago mención de una dedicatoria especial, a aquellas personas que han dado sentido a mi existencia, con sus enseñanzas, regaños, consejos y por ser una luz al final del tunel.

Dedico esta tesis con un imenso, infinito amor a mi esposa, amiga incondicional, que de este tiempo hasta el fin del mismo seremos participes de mil batallas, gracias por ser el soporte de mi existencia, por ser la estrella que guía mi andar en el universo, gracias por enseñarme que no todo en la vida se puede explicar por medio de la lógica, que no todo en la vida tiene una ecuación matemática que la represente, que simple y sencillamente contemplemos y disfrutemos el fugaz momento en que sucede. Gracias Lily te amare hasta que el último remanente de nuestra existencia desaparesca.

Gracias a esa personita que sin duda alguna a sentado las bases para la creación de un nuevo universo, perfecto lleno de grandeza y amor (quien dice que no existen los universos tangentes).

Liliana Gaviño Espinoza.

Héctor Salvador Torres Gaviño.

AGRADECIMIENTOS

Expreso mi agradecimiento, respeto y profunda admiración al Dr. José Gómez Valdés, primero por ser gran amigo y mentor, por soportarme durante casi tres años, por tener la paciencia en transmitir sus conocimientos, gracias por brindarme el apoyo incondicional en todas sus variedades posibles, por ser un vigía en mi andar académico, muchas gracias profesor.

De la misma manera expreso mi agradecimiento y profunda admiración al Dr. Gilberto Jerónimo Moreno por ser gran amigo incondicional, por abrirme humildemente las puertas de su casa, que sin tener un infinito tiempo en conocernos construimos una gran amistad, gracias por darme la oportunidad de ser tu alumno por darme la posibilidad de seguir tu escuela, de transmitirme la alegría que sientes por hacer ciencia, gracias Gilber muchas gracias.

Y por último sin restar importancia al Dr. Antonio Martínez Alcalá extendiendo mi profundo agradecimiento, admiración y respeto por haber tenido la infinita paciencia en mostrarme la entrañas de la dinámica de fluidos geofísicos, por tener siempre las puertas abiertas para dilucidar las cuestiones académicas y estar dispuesto a debatir los diferentes puntos de vista, muchas gracias profesor y amigo.

Y como no agradecer al cuasi-Doctor Heriberto Vazquez por sus largas charlas sobre Oceanografía Física, gracias por tener la paciencia de transmitir tus conocimientos por ser un maestro, gracias por tus aportaciones a este trabajo, gracias por ser un gran amigo.

Agradezco a CONACYT por haberme apoyado económicamente por medio de una beca Tesis de Licenciatura, el agradecimiento se extiende al pueblo mexicano paga sus impuestos.

Sincero agradecimiento a la estructura administrativa de la Facultad de Ciencias Marinas por facilitarme los enredosos tramites. Siguiendo con la administración agradezco a todas las secretarias del Departamento de Oceanografía Física de CICESE.

A los profesores Ramón Luna, Pancho Aranda, Beatriz Martin, Patricia Alvarado y Rene Pinet por las largas horas de estudio.

A mis suegros Dr. Jorge L. Gaviño y Sr Liliana de Gaviño por su apoyo incondicional, paciencia y amabilidad, por ser pieza fundamental en la estructura de la Familia Torres Gaviño.

Un agradecimiento especial a Andres Gonzalez y Manuel Hueska por convertirse en los hermanos que nunca tuve, gracias por el apoyo que humildemente me brindaron.

Agradezco profundamente a la gran familia Ensenadense la cual esta integrada por Mauricio, Liz, Alonso, Tania, Dany barrio, Cristian, chino, lalo, Dany Badillo, Emir, Pablo, Luis, Jan, por hacer mi estancia en la facultad inolvidable, por acompañarme en las buenas y en las malas, gracias por la incontables noches de bohemia descubriendo Ensenada.

Gracias a Hugo, Luis, Raxa y Ascini por las memorables noches fraguando la forma de cambiar el mundo.

También a todos los compañeros y amigos con los que tuve el gusto de compartir gratos momentos y que hicieron de mi licenciatura una de las etapas más apreciadas de mi vida.

Y como no, a mis compañeros de la maestría, por sus aportaciones y por hacer mas llevaderas las horas de trabajo.

Índice

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Justificación del problema	4
1.2. Antecedentes	4
1.3. Objetivo.	7
1.3.1. Objetivos particulares	7
1.4. Área de estudio	8
2. METODOLOGÍA	10
2.1. Modelo de la capa de mezcla	11
2.1.1. Modelo matemático	11
2.1.2. Ecuaciones básicas	12
2.1.3. Modelo de cerradura de Mellor–Yamada (M–Y).	13
2.1.4. Aproximación de capa de frontera	14
2.2. Escala de longitud.	17
2.3. Energía cinética turbulenta.	18
2.4. Mezcla vertical.	18
2.5. Número de Richardson.	19
2.6. Condiciones de frontera.	20
2.7. Esquema numérico.	20
2.8. Condiciones iniciales.	24
2.9. Forzamientos del modelo.	24
2.10. Hidrografía	25
2.11. Estimación de la MLD a partir de los datos hidrográficos	25
2.12. Estimación de la temperatura de la MLD	27
2.13. Equipo de cómputo	27

<i>ÍNDICE</i>	II
3. Resultados	29
3.1. Salidas del modelo	29
3.2. Campos bidimensionales	38
3.3. Correlaciones	50
4. DISCUSIÓN	56
5. CONCLUSIÓN	59
3. BIBLIOGRAFÍA.	60

Índice de figuras

1.	Estaciones IMECOCAL, los puntos en azul son las estaciones seleccionadas.	9
2.	Series de tiempo MLD para la estación 100.50, año 2006. Los puntos en rojo son datos tomados a las 18 hrs. (GMT).	30
3.	Series de tiempo MLD para la estación 110.50, año 2006. Los puntos en rojo son datos tomados a las 18 hrs. (GMT).	31
4.	Series de tiempo MLD para la estación 117.45, año 2006. Los puntos en rojo son datos tomados a las 18 hrs. (GMT).	32
5.	Series de tiempo MLD para la estación 130.55, año 2006. Los puntos en rojo son datos tomados a las 18 hrs. (GMT).	33
6.	Series de tiempo MLD para la estación 100.50, año 2007. Los puntos en rojo son datos tomados a las 18 hrs. (GMT).	34
7.	Series de tiempo MLD para la estación 107.45, año 2007. Los puntos en rojo son datos tomados a las 18 hrs. (GMT).	35
8.	Series de tiempo MLD para la estación 113.45, año 2007. Los puntos en rojo son datos tomados a las 18 hrs. (GMT).	36
9.	Series de tiempo MLD para la estación 120.45, año 2007. Los puntos en rojo son datos tomados a las 18 hrs. (GMT).	37
10.	Campo bidimensional de MLD para el crucero 0504. Coeficiente de proyección de 0.70	42
11.	Campo bidimensional de MLD para el crucero 0604. Coeficiente de proyección de 0.8.	43
12.	Campo bidimensional de MLD para el crucero 0607. Coeficiente de proyección de 0.64.	44

13.	Campo bidimensional de MLD para el crucero 0708. Coeficiente de proyección de 0.78.	45
14.	Campo bidimensional de temperatura para el crucero 0504. Coeficiente de proyección de 0.75. Al 5% de significancia.	46
15.	Campo bidimensional de temperatura para el crucero 0604. Coeficiente de proyección de 0.60. Al 5% de significancia.	47
16.	Campo bidimensional de temperatura para el crucero 0607. Coeficiente de proyección de 0.5. Al 5% de significancia.	48
17.	Campo bidimensional de temperatura para el crucero 0708. Coeficiente de proyección de 0.40. Al 5% de significancia.	49

Índice de tablas

1.	Enumeración de variables.	28
2.	Coeeficientes de correlación entre el flujo neto de calor (FNC) y la MLD.	53
3.	Coeeficientes de correlación entre los forzamientos atmosféricos y la MLD.	54
4.	Coeeficientes de correlación entre los modos temporales de FCN y viento con los modos temporales de la MLD.	55

1. INTRODUCCIÓN

La interacción océano–atmósfera ha sido uno de los problemas geofísicos más estudiados en la última década, tanto teórica como observacionalmente, debido al problema del calentamiento global. Su importancia no sólo radica en la comprensión de los fenómenos físicos en ésta interface, sino también en el problema de la predicción del tiempo y del estado del mar.

El Sol es la fuente primaria de energía para los ecosistemas terrestres. La circulación atmosférica es inducida principalmente por la interacción océano–atmósfera a través de la capa inferior de la atmósfera, mientras que la circulación del océano es inducida a través de su capa superior. En la capa superior del océano la turbulencia tiene propiedades similares a la de la capa bentónica, pero a diferencia de ésta, la capa superior se asocia a forzamientos atmosféricos y a presencia de olas, entre otros factores.

La interacción de momentum, calor y masa, derivados del esfuerzo del viento, radiación, y precipitación–evaporación entre el océano y la atmósfera, crean una capa cuasi-homogenea en la que las propiedades, como la temperatura y la salinidad se encuentran verticalmente bien mezcladas. A esta capa se le denomina la capa de mezcla superficial (CMS) o capa de mezcla superior del océano (*Thorpe, 2007*). Su profundidad varía de pocos metros a 100 o 200 m, en latitudes medias (*Gomez–Valdes y Jeronimo, 2009*). La CMS varía principalmente a escalas de tiempo diurna y estacional, donde la primera se debe a la rotación de la tierra y la segunda al movimiento de translación alrededor del Sol y la inclinación del eje de rotación.

Una de las variables más importantes para estudiar en los océanos es la profundidad de la capa de mezcla (MLD, por sus siglas en inglés), cómo ya se mencionó, es la capa que interactúa directamente con la atmósfera, su formación está ligada a la mezcla turbulenta generada por la energía transferida al océano por la acción del viento y flujos de calor por la superficie (*Kara et al.*, 2000). Predecir la MLD es una tarea complicada, debido a que la profundidad a la que la turbulencia produce mezcla es sensible a la estratificación tanto de la temperatura como de la densidad en la base de la MLD (*Kara et al.*, 2000). Avanzar en el conocimiento sobre la identificación de la MLD ayudará a la comprensión de los fenómenos termodinámicos que se desarrollan dentro de esta capa, por ejemplo el calentamiento de la MLD (*Ohlman et al.*, 1996).

El modelado y la predicción de la estructura de la capa superior del océano ha captado el interés de los científicos en la última década. El fenómeno del cambio climático ha traído consigo la necesidad de predecir con mayor exactitud la temperatura en el mar, la atmósfera y en los continentes. La temperatura superficial del mar (TSM), que afecta la circulación atmosférica críticamente, depende de la MLD (*Takeuchi y Yasuda*, 2003), ya que ésta determina el volumen o masa de agua en la cual el flujo de calor neto será distribuido (*Chen et al.*, 1994; *Kara et al.*, 2003). Además, ya que en la MLD se da el intercambio de calor entre la atmósfera y el océano, estudiar sus propiedades ayudará a mejorar las predicciones del clima.

Aparte, las corrientes limítrofes orientales son una importante componente del sistema climático global, debido a que absorben calor de la atmósfera (*Edwards y Nelly*, 2007; *Jerónimo—Moreno*, 2007). En los océanos subtropicales del hemisferio Norte, la región de mayor ganancia de calor está en el Sistema de la Corriente de

California (*Josey et al., 1998*). Este sistema se encuentra entre las latitudes 23° N y 48° N (*Sverdrup et al., 1942*) teniendo un ancho de la costa hacia el Oeste de 1000 km aproximadamente, en el que se presenta un flujo de norte a sur, la Corriente de California, con velocidades máximas de 10 cm/s, una profundidad típica de 500 m, con un núcleo cercano a los 300 m, estas características son consistentes con el transporte de Sverdrup que relaciona el rotacional negativo del viento al transporte de masa (*Sverdrup, 1947; Jerónimo–Moreno, 2007*) .

En particular en la región sureña del Sistema de la Corriente de California, apartir de 1997 se inició el programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL), con una frecuencia de muestreo de 4 cruceros al año. Con la base de datos acumulada es posible detectar la variabilidad estacional e interanual de los campos termodinámicos de esta región (*Gomez–Valdes y Jeronimo, 2009*).

1.1. Justificación del problema

Con la escala de muestreo del programa IMECOCAL es insuficiente estudiar fenómenos de escalas menores a la estacional, por ello resulta necesario emplear un modelo numérico como herramienta para analizar estas escalas.

Los modelos de turbulencia han mostrado fiabilidad para simular flujos complejos. El uso de modelos de una dimensión (1-D) como banco de pruebas de los modelos de turbulencia más sofisticados proporciona una ayuda en dicha tarea magistral.

1.2. Antecedentes

Varios modelos teóricos han sido propuestos para explicar la estructura de la capa superficial del océano y sus variaciones temporales de corto y largo periodo (*Turner and Krauss*, 1965). La primer teoría propuesta para describir la dinámica de la capa superior del océano fue desarrollada por *Ekman* (1905), quien encontró que el balance entre la rotación de la tierra y las fuerzas friccionales ejercidas por el viento explica la respuesta del océano al viento. Su ecuación es:

$$-fV = \nu_E \frac{\partial^2 U}{\partial z^2}, \quad (1)$$

$$fU = \nu_E \frac{\partial^2 V}{\partial z^2}, \quad (2)$$

donde f es el parámetro de Coriolis, ν_E es el coeficientes de viscosidad turbulenta, U y V son las componentes de la velocidad y z es la profundidad.

Munk y Anderson (1948) extendieron los cálculos de la espiral de Ekman tomando en cuenta la dependencia vertical de la viscosidad turbulenta sobre el flujo de

cizalla y los gradientes de densidad. *Stommel and Woodcock* (1951) consideraron el efecto de los flujos de calor en superficie y el efecto del viento sobre los coeficientes de viscosidad turbulenta. *Kitaigorodsky* (1960) usó un argumento dimensional para relacionar la profundidad de la capa de mezcla con el esfuerzo del viento y el flujo de calor.

Los modelos de turbulencia de tipo cerradura fueron desarrollados por *Mellor y Yamada* (1974), en los que se resuelven los términos de Reynolds através de términos turbulentos de orden superior, resultando en una triple correlación que requiere de coeficientes para cerrar el sistema. Dichos coeficientes en su mayoría son determinados a partir de experimentos de laboratorio. Mellor y Yamada (1974) subdividieron estos modelos de acuerdo al orden de las parametrizaciones hechas para los términos turbulentos, los llamaron: nivel-1, nivel-2, nivel-3, nivel-4, siendo el nivel-4 el de mayor complejidad. A partir de sus trabajos de ellos, se llevaron a cabo investigaciones de campo para corroborar las precisión de estos modelos.

Mellor y Durbin (1975) aplicaron un modelo de cerradura nivel-2 para predecir la estructura y dinámica de la capa de mezcla, aplicando condiciones de frontera más realistas, pero sin contar con la penetración de la energía térmica y su posterior distribución en la columna de agua. Los esfuerzos de Reynolds fueron parametrizados en función de la longitud de mezcla (l), de funciones de estabilidad dependientes del flujo de número de Richardson (R_i) y de el gradiente vertical del campo de velocidades.

Price et al. (1986) desarrollaron un modelo de capa de mezcla integral de inestabilidad dinámica. El modelo fue forzado con datos de viento, flujos de calor en

superficie y flujos de masa (evaporación— precipitación), emplean por primera vez el criterio de mezcla para una estabilidad en la capa de mezcla, el cual simula el fenómeno de abordamiento de agua hacia el interior de la capa de mezcla, el objetivo era determinar la respuesta del océano al ciclo diurno de calor, enfriamiento y viento. Estos autores encontraron que la capa de mezcla se estabiliza cuando el calentamiento solar alcanza su máximo, además que los flujos de momentum y calor están acoplados.

Jerónimo y Gómez—Valdes (2010) mediante datos hidrográficos y empleando modelos integrales de capa de mezcla determinaron que el esfuerzo del viento es el principal modulador de la profundidad de la capa de mezcla a escala estacional, en la región IMECOCAL.

1.3. Objetivo.

Implementar un modelo numérico unidimensional de cerradura para la predicción de la temperatura y profundidad de la capa de mezcla de las aguas mexicanas de la Corriente de California.

1.3.1. Objetivos particulares

- Predecir la MLD.
- Predecir la temperatura de la MLD.
- Comparar la temperatura y la MLD del modelo numérico con los valores observados.
- Determinar el principal modulador de la MLD.

1.4. Área de estudio

A partir de septiembre de 1997 se inició un programa multi-institucional de observaciones oceanográficas con frecuencia trimestral, frente a la costa oeste de la península de Baja California, aproximadamente entre los 25° y 32° de latitud norte y 113° a 119° de longitud oeste. El Programa de monitoreo IMECOCAL tiene como objetivo general investigar cambios y causas del acoplamiento físico-biológico a escalas estacionales e interanual en el ecosistema pelágico de la región sureña de la Corriente de California.

La figura 1 muestra la malla IMECOCAL, el patrón de muestreo es el mismo que el del programa California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations (CALCOFI) de la década de los 50's, el cual generalmente monitoreaba estaciones espaciadas a 37 Km con una distancia entre líneas hidrográficas de 74 Km.

La hidrografía se llevó a cabo con un CTD modelo SBE-911 plus, con precisión de 0.0002°C para el sensor de temperatura, de $0.003\text{ mmho cm}^{-1}$ para el sensor de conductividad, y de 0.001% de la escala completa para el sensor de presión (*García-Córdova et al.*, 2005) .

Con la finalidad de predecir la MLD y la temperatura, y para comprar y determinar la fiabilidad de las salidas del modelo numérico, en este estudio fueron empleados los datos de CTD (Conductivity, Temperature and Depth) del periodo, 2005–2008, durante las estaciones de primavera y verano.

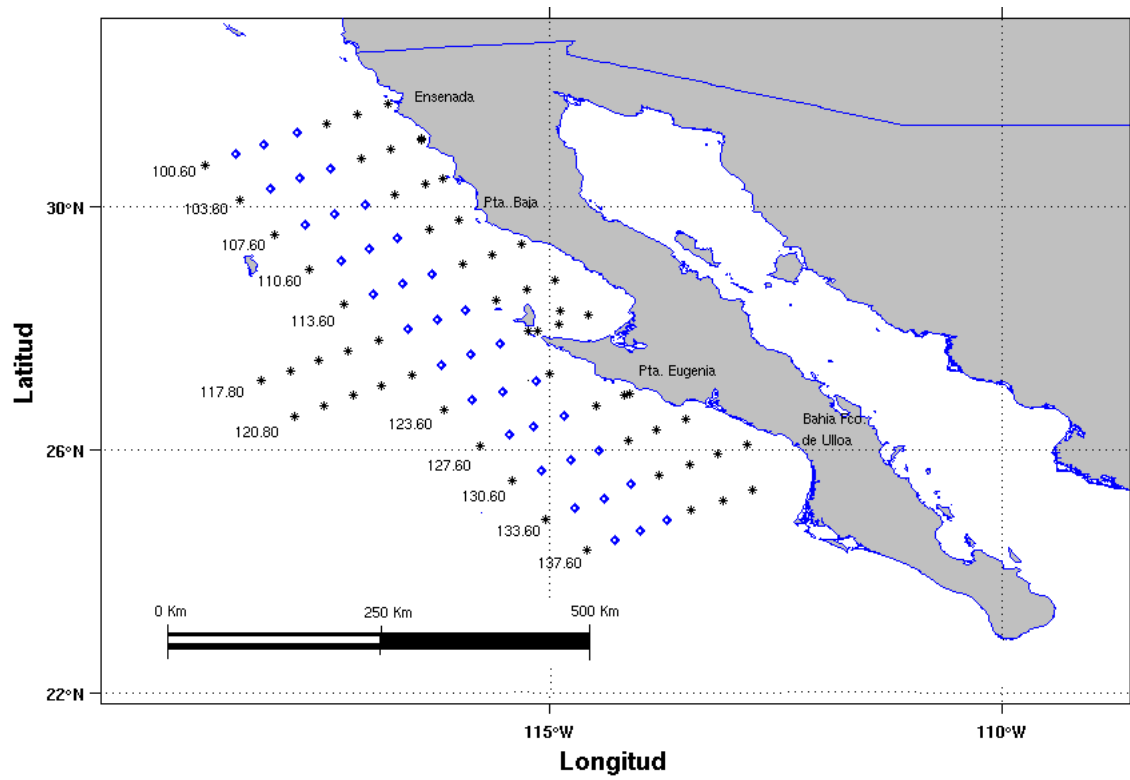


Figura 1. Estaciones IMECOCAL, los puntos en azul son las estaciones seleccionadas.

2. METODOLOGÍA

El problema fundamental de la modelación de la capa límite atmosférica o de la capa límite del océano es la parametrización de los procesos turbulentos que transfieren calor y cantidad de movimiento en el plano paralelo al campo de gravedad (la vertical) (*Niiler* 1977; *Manzo*, 1988). Por tal razón, en la solución de las ecuaciones de evolución se tienen que expresar explícitamente los flujos turbulentos (*Niiler y Kraus*, 1977).

Los modeladores del océano, en general pueden elegir entre cuatro métodos para calcular la estructura vertical del océano: (1) modelos de cerradura de turbulencia, (2) soluciones determinísticas, (3) modelos de difusión turbulenta, y (4) modelo integrados de la capa de mezcla. Todos los intentos por describir la evolución del campo de temperatura, ya sea de forma directa o por una combinación de una parametrización y la simplificación de las ecuaciones de momentum, térmicas y energía cinética turbulenta, se basan en argumentos físicos de los procesos de mezcla (*McCormick y Meadows*, 1988).

Muchos de los trabajos sobre la mezcla superior del océano están limitados a modelos 1-D, esto es por que las propiedades como la temperatura y la salinidad tienden a variar más en cien metros de profundidad que a lo largo de miles de kilómetros en una distancia horizontal (*Cushman-Roisin*, 1981).

2.1. Modelo de la capa de mezcla

El modelo de la capa de mezcla de *Mellor y Durbin* (1974) es capaz de simular eventos de convección libre, la capa de Ekman, La Espiral de Ekman, profundidad de la MLD y simular el perfil vertical de temperatura.

2.1.1. Modelo matemático

El modelo desarrollado por *Mellor y Durbin* (1974), sigue los trabajos de *Ekman* (1905) y *Munk y Anderson* (1948), en los que las ecuaciones diferenciales de Reynolds son el punto de partida y, los coeficientes de mezcla para la transferencia de momento y calor son provistos empíricamente de experimentos de laboratorio de flujos neutros turbulentos.

Para la deducción de las ecuaciones usadas en los modelos 1–D de la CMS fueron hechas las siguientes asunciones:

- El efecto de la convección y la difusión horizontal son desestimados.
- La capa de mezcla superior del océano se supone turbulenta la mayor parte del tiempo, la advección horizontal turbulenta es despreciada y los terminos de Reynolds son parametrizados.
- Solamente las variaciones debidas a la temperatura son consideradas.

2.1.2. Ecuaciones básicas

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{w\theta}}{\partial z} + \frac{1}{\rho_o C} \frac{\partial Q_o}{\partial z}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + fU = -\frac{\partial \overline{wv}}{\partial z} + \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial G_y}{\partial z}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} - fV = -\frac{\partial \overline{wu}}{\partial z} + \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial G_x}{\partial z}, \quad (5)$$

la ecuación 3 es la ecuación básica de conservación de calor, en la que no se incluyen los términos de difusión horizontal y se considera sólo la contribución de la difusión vertical. Las ecuaciones 4 y 5 representan las ecuaciones de momentum. Las variaciones de presión no se incluyen. Debido a la suposición de homogeneidad horizontal, la ecuación de continuidad se reduce a:

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \nabla_H \cdot \vec{V} = 0. \quad (6)$$

La pérdida de calor se presume es por superficie, mientras la insolación solar es absorbida en la columna de agua con una doble exponencial dependiente de la profundidad (*Krauss*, 1972). La ecuación para la insolación viene dada por:

$$I(z) = I(0)[I_1 \exp(\frac{-z}{\lambda_1}) + I_2 \exp(\frac{-z}{\lambda_2})], \quad (7)$$

donde los subíndices 1 y 2 se refieren a las componentes de la insolación (radiación de onda larga y onda corta), z es positivo hacia abajo (con $z=0$ es en superficie). *Paulson y Simpson* (1977) proveen los parámetros de la ecuación 7 para un amplio rango de tipos de océano. En el caso para nuestra región de estudio los parámetros son:

$$I_1 = 0.62; \lambda_1 = 0.6 \text{ m};$$

$$I_2 = 1-0.62; \lambda_2 = 20 \text{ m}.$$

2.1.3. Modelo de cerradura de Mellor–Yamada (M–Y).

El modelo de cerradura desarrollado por Mellor y Yamada (1974) se basa en la hipótesis realizadas por *Kolmogorov* (1942), *Prandtl y Wiegardt* (1945) y *Rotta* (1951, citado por *Mellor y Yamada, 1974*).

El modelo M–Y sigue las siguientes hipótesis:

1. La hipótesis propuesta por *Rotta* (1951a, b, citado por *Mellor y Yamada, 1974*) para la redistribución de la energía.
2. La hipótesis de *Kolmogorov* (1941) para la disipación que es extendida a otros términos de disipación, en donde se involucran las fluctuaciones de los gradientes de temperatura (densidad).
3. La hipótesis de *Prandtl* (1925), que propone una longitud de mezcla que relaciona la tasa de transporte de momentum al flujo medio de un fluido incom-

presible.

Mellor y Yamada (1974) desarrollaron un modelo jerárquico en el que el nivel del modelo implica la complejidad del mismo, complejidad que esta relacionada a la parametrización y a las simplificaciones hechas para los esfuerzos de Reynolds, el modelo esta dividido en niveles (1, 2, 3, 4).

2.1.4. Aproximación de capa de frontera

La aproximación de capa frontera se desarrolla con el fin de simplificar las ecuaciones en el sentido de solo resolver ecuaciones algebraicas. Las condiciones de frontera son $(U, V) \sim (U_g, V_g)$ (el subíndice $_g$ es para definir la velocidad geostrófica) cuando $z \rightarrow \infty$ y coincidiendo con la condición $(\overline{uw}, \overline{wv}) \sim 0$. Además, se propone que los momentos turbulentos se desvanecen cuando $z \rightarrow \infty$. Se supone también que para una longitud de escala l se debe tener $l \sim kz$ cuando $z \rightarrow 0$, donde k es la constante de von Karman.

Finalmente el modelo de cerradura de Mellor–Yamada nivel 2 queda de la siguiente manera:

$$\frac{q^3}{\Lambda_1} = -\overline{uw} \frac{\partial U}{\partial z} - \overline{vw} \frac{\partial V}{\partial z} + \beta g \overline{w\theta}, \quad (8)$$

$$\frac{q\overline{\theta^2}}{\Lambda_2} = -\overline{w\theta} \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \quad (9)$$

definiendo el flujo del número de Richardson como:

$$R_f = -\frac{\beta g \overline{w\theta}}{(-\overline{wu}\frac{\partial U}{\partial z} - \overline{wv}\frac{\partial V}{\partial z})}, \quad (10)$$

también se define:

$$\Gamma \equiv \frac{R_f}{(1 - R_f)}, \quad (11)$$

el cual es la proporción a la producción de flotabilidad negativa del total de producción de energía. De 8 y 9, y usando la definición de número del flujo del número Richardson obtenemos una parametrización de los esfuerzos de Reynolds en función del flujo del número de Richardson.

$$-(\overline{uw}, \overline{vw}) = lqS_M \left(\frac{\partial U}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z} \right), \quad (12)$$

$$-\overline{w\theta} = lqS_H \frac{\Theta}{\partial z}, \quad (13)$$

en donde:

$$S_M = 3A1 \frac{\gamma_1 - C_1 - (6A1 + 3A2)\Gamma/B1}{\gamma_1 - \gamma_2\Gamma + 3A1\Gamma/B1} (\gamma_1 - \gamma_2\Gamma), \quad (14)$$

$$S_H = 3A2(\gamma_1 - \gamma_2\Gamma), \quad (15)$$

$$\gamma_1 \equiv \frac{1}{3} - (2A_1/B_1), \quad (16)$$

$$\gamma_2 \equiv (B_2/B_1) + (6A_1/B_1), \quad (17)$$

en esta formulación el parámetro q (energía cinética turbulenta) es obtenida de 8, lq tiene la forma de coeficiente de viscosidad turbulenta modificado por la función de estabilidad S_M y S_H , las cuales están en función de R_f , las constantes $(A_1, B_1, B_2) = (0.78, 15.0, 8.0)$.

En vista de que el flujo del número de Richardson depende de los esfuerzos de Reynolds, es necesario rescribir el número adimensional, para ello se emplea el número de Richardson para la estabilidad de la capa de mezcla usado por *Price et al.* (1986):

$$R_i = \frac{g \Delta \rho h}{\rho_o (\Delta \vec{V})^2}, \quad (18)$$

donde g es la gravedad, ρ_o es la densidad del agua de mar, z es la profundidad, ρ es la densidad inicial y $\vec{V}$ es el vector velocidad.

Utilizando 8, 9, 10, 12, 13 y el número de Richardson, el flujo del número de Richardson resultan:

$$R_f = 0.725[R_i + 0.186 - (R_i^2 - 0.316R_i + 0.0346)^{\frac{1}{2}}]. \quad (19)$$

2.2. Escala de longitud.

Dado que varias expresiones no son dependientes de la longitud de mezcla, para cerrar el sistema de cerradura es necesario definir la escala de longitud l . El modelo de M–Y adopta la fórmula de interpolación de *Blackdar* (1962), la cual sugiere que la longitud de mezcla solo depende de las características locales del flujo turbulento, como por ejemplo la energía cinética turbulenta:

$$l = \frac{kz}{1 + kz/l_o}, \quad (20)$$

esta expresión interpola entre dos limites; $l \sim kz$ cuando $z \rightarrow 0$ y $l \sim l_o$ cuando $z \rightarrow \infty$. Hay varias propuestas para l_o , M–Y 2 adopta la más simple, pero general escala de longitud, a saber, la razón del primer momento entre el momento nulo del perfil vertical de q :

$$l_o = \alpha \frac{\int_o^\infty z q dz}{\int_o^\infty q dz}. \quad (21)$$

2.3. Energía cinética turbulenta.

La energía cinética turbulenta se define empleando la ecuación 8 y las parametrizaciones de los esfuerzos de Reynolds 12 y 13, el último término de 8 es parametrizado de la siguiente manera:

$$\beta g \overline{w\theta} = lqS_H \frac{g}{\rho_o} \frac{\partial \rho}{\partial z}, \quad (22)$$

con lo que se obtiene la ecuación para la energía cinética turbulenta parametrizada

$$0 = lqS_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + lqS_H \frac{g}{\rho_o} \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{q^3}{Bl}, \quad (23)$$

donde la constante $B = 15.0$, l es la longitud de mezcla. La ecuación 23 representa una forma de quasíequilibrio en la cual la producción de energía por cizallamiento, la producción por flotabilidad y la disipación de energía están en balance local, el último término de 23 representa la disipación de energía (*Martin*, 1985).

2.4. Mezcla vertical.

La mezcla vertical se produce en este modelo con el fin de satisfacer dos criterios de mezcla

Estabilidad estática:

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} \geq 0 \quad (24)$$

Estabilidad de la capa de mezcla *Price et al.* (1986)

$$R_b = \frac{g\Delta\rho h}{\rho_o(\Delta\vec{V})^2} \geq 0.65 \quad (25)$$

2.5. Número de Richardson.

El número de Richardson es el criterio necesario para evaluar la inestabilidad de un flujo inviscido, estratificado y paralelo. La condición $Ri > \frac{1}{4}$, garantiza la estabilidad en la columna, si $Ri \leq \frac{1}{4}$ no garantiza que el flujo sea inestable (*Kundu*, 1990). *Kundu y Beardsley* (1991) demuestran que no existe un Ri que se ajuste a todas las distribuciones verticales de velocidad ($U = \sqrt{u^2 + v^2}$) y estratificaciones $N(z)$, donde $U(z)$ representa un corte vertical de una velocidad y $N(z)$ la frecuencia de Brunt–Väisälä, sin embargo, en fluidos geofísicos se ha encontrado que $Ri \leq \frac{1}{4}$ es una referencia útil para la predicción de la inestabilidad de una capa estratificada con corte vertical de velocidad. Por definición el número de Richardson para el caso de estudio es:

$$Ri(z) = \frac{N^2}{\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2}, \quad (26)$$

donde N^2 es la frecuencia de Brunt–Väisälä, y $\frac{\partial U}{\partial z}$ es el corte de velocidad.

2.6. Condiciones de frontera.

La condición de frontera aplicada al flujo de calor superficial es

$$\left[(qlS_H)\frac{\partial \Theta}{\partial z}\right]_{z=0} = F(t), \quad (27)$$

y para el esfuerzo del viento en superficie son

$$\begin{aligned} \left[(qlS_H)\frac{\partial U}{\partial z}\right]_{z=0} &= G_{ox}(t), \\ \left[(qlS_M)\frac{\partial V}{\partial z}\right]_{z=0} &= G_{oy}(t). \end{aligned} \quad (28)$$

2.7. Esquema numérico.

Para resolver las ecuaciones de momentum y conservación de calor, el modelo se desarrollo en diferencias finitas, donde las ecuaciones discretizadas fueron resueltas implementando la técnica de reducción de una matriz tridiagonal (*Richtmyer and Morton, 1967*).

Las ecuaciones 3, 4 y 5 discretizadas quedan de la siguiente manera:

$$\frac{\theta_{n+1} - \theta_n}{\Delta t} = \frac{\partial \overline{w\theta}}{\partial z} + \frac{1}{C\rho_o} \frac{\Delta Q_o}{\Delta z}. \quad (29)$$

$$\frac{V_{n+1} - V_n}{\Delta t} + fV_n = \frac{\partial \overline{wv}}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{Gx_{n+1} - Gx_n}{\Delta z}, \quad (30)$$

$$\frac{U_{n+1} - U_n}{\Delta t} - fV_n = \frac{\partial \overline{wu}}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{Gx_{n+1} - Gx_n}{\Delta z}, \quad (31)$$

al inicio de cada intervalo de tiempo ΔT , los flujos de intercambio de calor son calculados para la capa superior, posteriormente una nueva temperatura es calculada, para calcular los flujos de calor hacia las capas contiguas se tiene la siguiente expresión:

$$\frac{\theta_{n+1} - \theta_n}{\Delta t} = \frac{\partial \overline{w\theta}}{\partial z} + \frac{1}{C\rho_o} \frac{\Delta I_z}{\Delta z}, \quad (32)$$

El primer término del lado derecho de las ecuaciones discretizadas es un término que requiere trato especial debido a la cantidad de ecuaciones del cual depende, este término es el que se debe de resolver para cerrar el sistema de ecuaciones.

Primero discretizaremos el término q , de acuerdo a la ecuación 23:

$$q = \left(15 \left(S_M \left(\frac{(U_{n+1} - U_n)^2 + (V_{n+1} - V_n)^2}{\Delta z} \right) - S_H \frac{g}{\rho_o} \left(\frac{\rho_{n+1} - \rho_n}{\Delta z} \right) \right) l q \right)^{0.75}, \quad (33)$$

como se observa la energía cinética turbulenta depende de las funciones de estabilidad S_M y S_H , dichas funciones pueden ser cero si el número de Richardson es mayor que 0.23, si es menor se calculan de acuerdo a las ecuaciones 15 y 14, aplicando las ecuaciones 10, 11 y las funciones de estabilidad, así obtenemos las siguientes expresiones:

$$S_H = 0.537 - 1.978\Gamma, \quad (34)$$

$$S_M = \frac{S_H(0.52 - 1.404\Gamma)}{(0.682 - 2.068\Gamma)}, \quad (35)$$

en orden seguimos con la escala de longitud (l) empleada en las ecuaciones 23 y 33, la cual es calculada de la siguiente manera:

$$l = 0.4z/(1 + 0.4z/l_o), \quad (36)$$

en donde l_o es:

$$l_o = \frac{\sum_{i=1}^z z q dz}{\sum_{i=1}^z q dz}. \quad (37)$$

Finalmente se emplean las ecuaciones 33, 34, 35 y 36, que son calculadas en cada Δz a cada instante ΔT para llevar acabo la parametrización de los esfuerzos de Reynolds en función de las mismas, obteniendo la siguiente expresión,

$$(\overline{wu}, \overline{wv}) = lqS_M \left(\frac{U_{n+1} - U_n}{\Delta z}, \frac{V_{n+1} - V_n}{\Delta z} \right), \quad (38)$$

$$\overline{w\theta} = lqS_H \left(\frac{\theta_{n+1} - \theta_n}{\Delta Z} \right). \quad (39)$$

Una vez discretizado nuestro conjunto de ecuaciones procedemos a construir una matriz tridiagonal, la cual esta conformada por la ecuación de momentum en cada una de sus componentes y, el producto de las fluctuaciones de la velocidad, de igual manera el otro sistema matricial está compuesto por la ecuación de conservación de calor y el producto de la fluctuación de la velocidad vertical con la temperatura. La matriz tridiagonal será resuelta por el método de tridiagonalización de una matriz.

El modelo se ha implementado en código FORTRAN 77 y compilado bajo compiladores GNU (gfortran) con licencia pública. La simulación se desarrolla en una malla uniformemente espaciada con Δz de 1 metro, con un intervalo de tiempo Δt de 6 horas con simulaciones cada año durante tres años.

2.8. Condiciones iniciales.

Para la implementación del modelo es necesario contar con un perfil típico de temperatura en el área de estudio, de igual manera con una salinidad promedio de los primeros 100 m, la densidad es calculada a partir de los datos iniciales empleando la ecuación de estado para el agua de mar, para el caso de las velocidades iniciales se considera un océano en reposo, es decir, con velocidad (U , V) igual a cero:

$$(U, V)|_{t=0} = 0, \quad (40)$$

para cada profundidad $z = 0$ a $z = 100$.

2.9. Forzamientos del modelo.

Los forzamientos de radiación de onda larga y flujos de calor de las ecuaciones 3, 4 y 5 fueron obtenidos de las bases de datos de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), dentro del marco del programa Reanalysis, estos datos se encuentran disponibles en la pagina web: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>. Con resolución de 2.5°

Los datos de viento fueron obtenidos del programa PODAAC de la NASA nivel 3, estos datos se encuentran disponibles en la pagina web: <http://podaac.jpl.nasa.gov/> con resolución de 25 km x 25 km.

El conjunto de datos están actualizados cada 6 horas, es decir, se dispone de 4 muestras al día. Se recopilación datos para el periodo de 2005 a 2008.

Los datos del Reanalysis se encuentran en formato NETCDF (Network Common Data File), los cuales son procesados usando algoritmos en lenguaje Fortran y convertidos a formato ASCII.

Es necesario proporcionar al modelo series de tiempo de radiación de onda larga, radiación de onda corta (W/m^2), y del esfuerzo del viento en sus dos componentes, zonal y meridional ($dinas/cm^2$).

2.10. Hidrografía

Los datos hidrográficos son parte de la base de datos del programa IMECOCAL, de temperatura, salinidad y presión para el periodo comprendido entre 2005 y 2008. Se tomaron secciones verticales de 0 a 100 m. Estos datos fueron empleados también para validar el modelo numérico, comparando los perfiles de temperatura en cada punto de la malla IMECOCAL con las salidas del modelo.

2.11. Estimación de la MLD a partir de los datos hidrográficos

Para calcular la MLD fue implementada la metodología descrita por *Gomez—Valdes y Jeronimo* (2009) y *Jeronimo y Gomez—Valdes* (2009). En la que usan la definición

de la MLD como el grosor de la capa cuasi-isopícnica, este grosor se calcula usando un método de los denominados de gradiente, en su caso este gradiente es de densidad, se elige un nivel de referencia (10 m), y se busca la profundidad a la cual la densidad entre puntos consecutivos en la columna de agua a aumentado un σ_θ siguiendo la ecuación

$$\Delta\sigma_\theta = \sigma_\theta(\theta + \Delta\theta, S, P) - \sigma_\theta(\theta, S, P), \quad (41)$$

donde S es la salinidad, P es la presión (= 10 dbar), $\Delta\theta$ es el incremento en la temperatura potencial.

Para tomar en cuenta el efecto de la compresibilidad del agua sobre la estimación de la MLD, se emplea la temperatura potencial (θ) y la densidad potencial (σ_θ) (*Jeronimo y Gomez-Valdes, 2009*).

El método de *Kara et al., (2009)* requiere determinar un valor óptimo de $\Delta\theta$, para ello se dan los siguientes pasos:

1. Estimar subjetivamente la profundidad de la MLD empleando los datos de los cruceros más completos.
2. Calcular el error cuadrático medio entre una estimación visual y el método de *Kara et al. (2009)*

2.12. Estimación de la temperatura de la MLD

Para calcular la temperatura de la capa de mezcla se sigue a *Gomez—Valdes y Jeronimo* (2009), en donde calculan primero la MLD, profundidad que se extrae para cada estación y cada crucero seleccionado y posteriormente, en esa columna de agua se calcula la integral

$$T_{ML}(\vec{x}, t) = \frac{1}{h(\vec{z}, t)} \int_{h(\vec{z}, t)}^0 \theta(\vec{z}, t) dz. \quad (42)$$

2.13. Equipo de cómputo

El modelo numérico implementado fue puesto en marcha en una Laptop Dell modelo INSPIRON, con procesador Intel Pentium inside con velocidad de procesado de 2.1 GHz., memoria RAM de 1 Gb. Sistema Operativo Linux Ubuntu version “Jaunty Jackalope”. El tiempo de simulación promedio para cada estación donde la corrida comprende un periodo de 3 años (2005 a 2008) fue de 5 segundos.

Tabla 1. Enumeración de variables.

Variable	Descripción
1. f	Parámetro de Coriolis.
2. U, V	Componentes del vector velocidad.
3. Θ	Temperatura.
4. z	Profundidad.
5. $\overline{uw}, \overline{vw}, \overline{\theta w}$	Esfuerzos de Reynolds.
6. t	Tiempo.
7. ρ_o	Densidad inicial.
8. C	Capacidad calórica del agua de mar.
9. g	Gravedad.
10. I_z, Q_o	Radiación penetrada en la columna de agua, Radiación que llega a la superficie del mar.
11. G_x, G_y	Componentes del esfuerzo del viento.
12. λ_1, λ_2	Parámetros para el rango de tipos de agua de mar.
13. q	Energía cinética turbulenta.
14. Λ_1, Λ_2	Constantes adimensionales.
15. R_f	Flujo del número de Richardson.
16. R_i	Número de Richardson.
17. Γ	Proporción a la producción de flotación ne- gativa del total de producción de energía.
18. l	Escala de longitud.
19. S_M, S_H	Funciones de estabilidad.
20. A_1, A_2, B_1, B_2, C_1	Constantes adimensionales.
21. γ_1, γ_2	Constantes adimensionales.

3. Resultados

3.1. Salidas del modelo

El modelo numérico de mezcla vertical (ecuaciones: 3, 4 y 5) fue implementado para cada año del periodo 2005–2008, las condiciones iniciales fueron dadas al modelo numérico al tiempo 02 de enero de cada año, las condiciones de frontera fueron proporcionadas al modelo numérico cada instante de Δt .

La Figura 2–5 muestra la serie de tiempo de MLD (m), radiación de onda corta (W/m^2), pérdida de calor (W/m^2) y magnitud del esfuerzo del viento en la estación 100.50, 110.50, 117.45 y 130.55 para el año 2006. Se observa que la MLD disminuye conforme la radiación de onda corta aumenta, que corresponde a los meses de verano, en las estaciones invernales la MLD incrementa su profundidad ligada al aumento de la magnitud del viento. En verano cuando la radiación de onda corta es máxima, la magnitud del viento en la estación no es suficiente para distribuir el calor que entra a la columna de agua. Los puntos en rojo representan los datos a las 18 horas (GMT) 10:00 am tiempo local, se observa que la MLD se colapsa a 1 m de profundidad.

En la Figura 6–9 se muestra la serie de tiempo de MLD (m), radiación de onda corta (W/m_2), pérdida de calor (W/m_2) y magnitud del esfuerzo del viento en la estación 100.50, 107.45, 113.45 y 120.45 para el año 2007, se observa que la MLD disminuye conforme la radiación de onda corta aumenta, que corresponde a los meses de verano, de la misma manera que en las figuras 24–27 en invierno cuando la

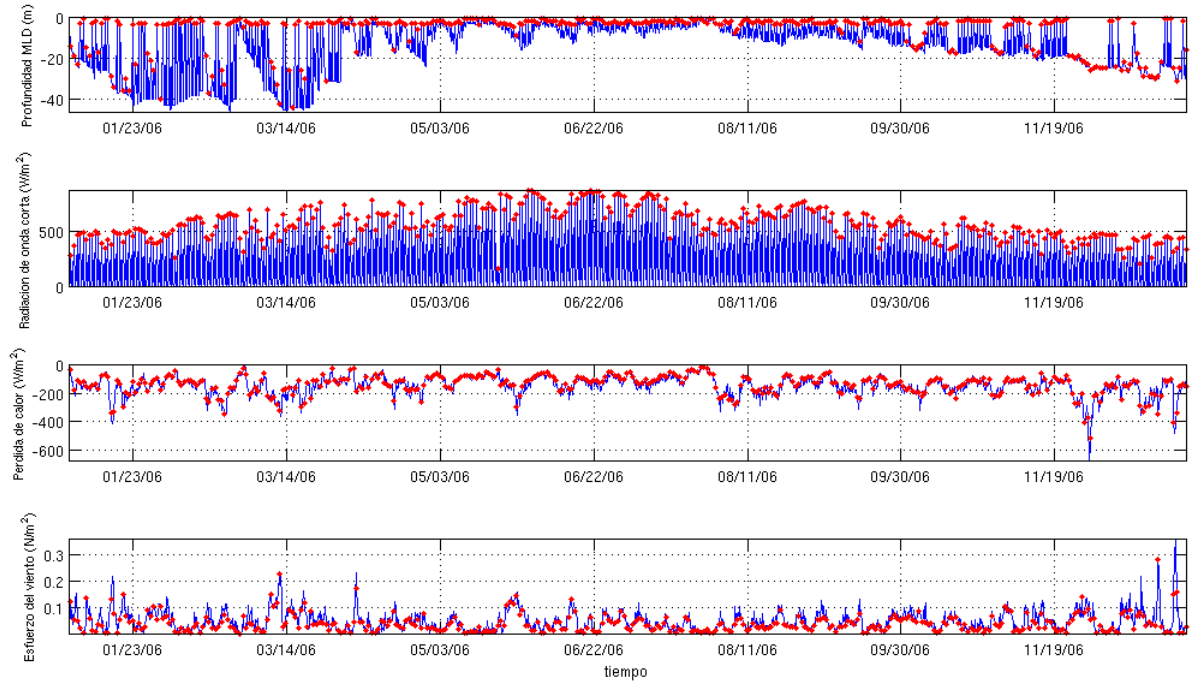


Figura 2. Series de tiempo MLD para la estación 100.50, año 2006. Los puntos en rojo son datos tomados a las 18 hrs. (GMT).

magnitud del viento aumenta, la MLD ligada al viento aumenta su profundidad. Los puntos en rojo representan los datos a las 18 horas (GMT) 10:00 am tiempo local, se observa que la MLD se colapsa a 1 m de profundidad durante verano, en meses de primavera, otoño e invierno cuando la magnitud del viento es suficiente para mezclar el calor que penetra a la columna de agua a esta misma hora la MLD en algunos puntos no se colapsa a 1 m de profundidad.

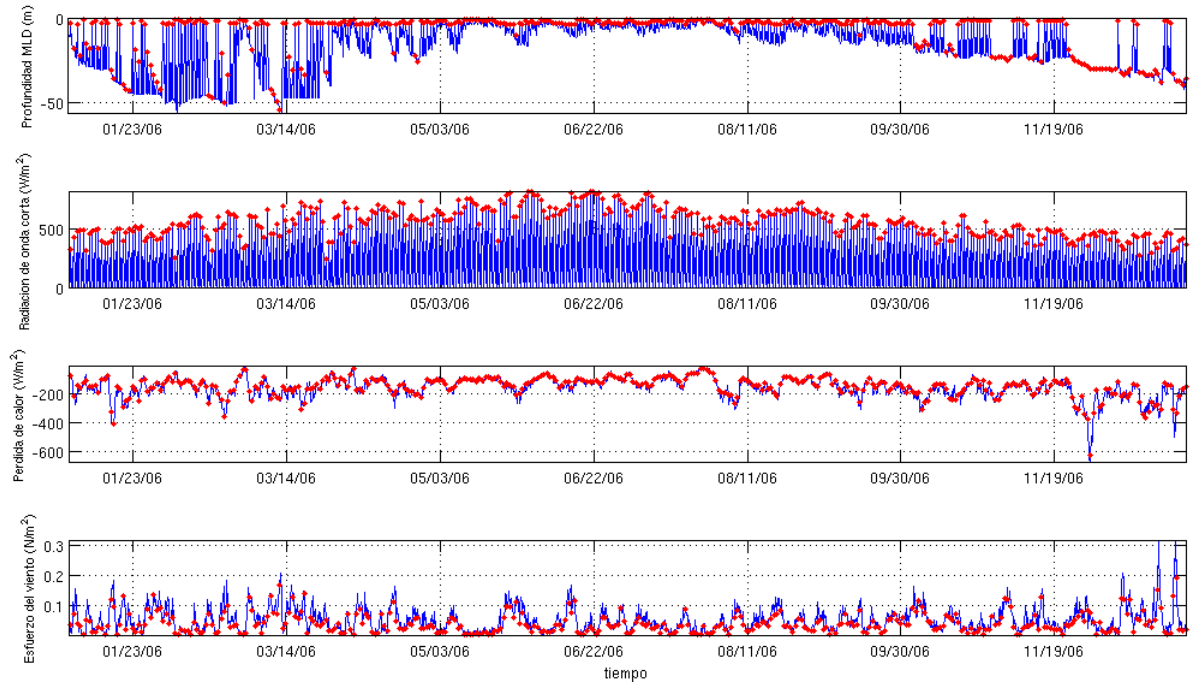


Figura 3. Series de tiempo MLD para la estación 110.50, año 2006. Los puntos en rojo son datos tomados a las 18 hrs. (GMT).

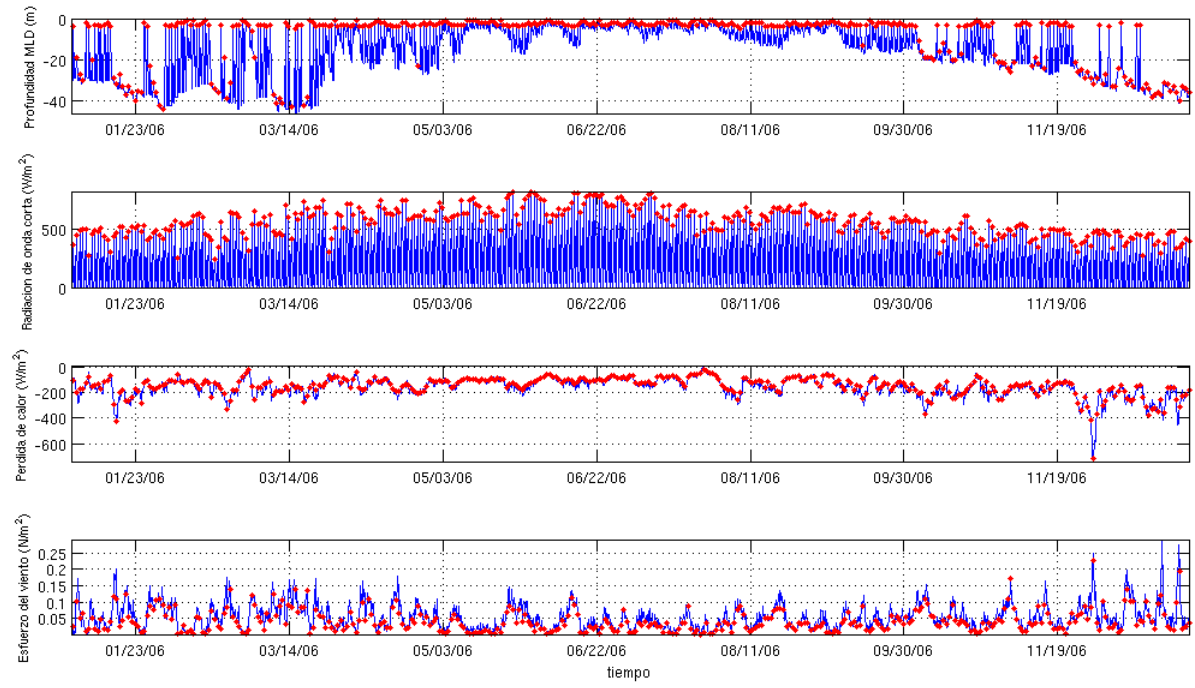


Figura 4. Series de tiempo MLD para la estación 117.45, año 2006. Los puntos en rojo son datos tomados a las 18 hrs. (GMT).

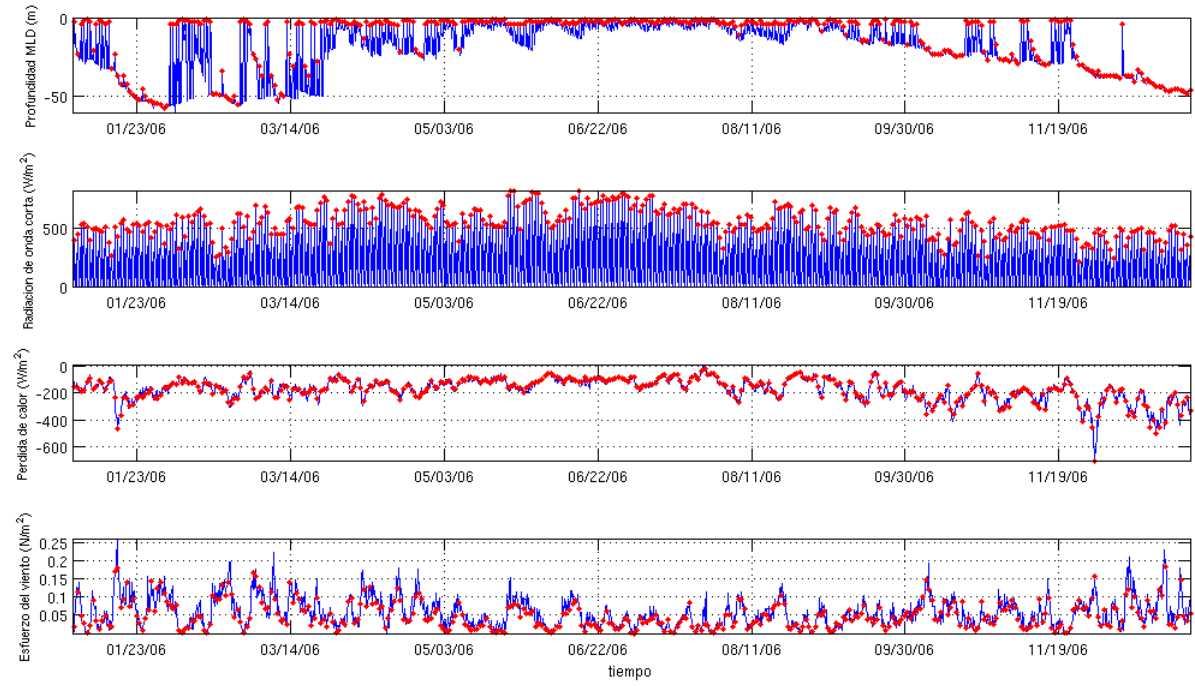


Figura 5. Series de tiempo MLD para la estación 130.55, año 2006. Los puntos en rojo son datos tomados a las 18 hrs. (GMT).

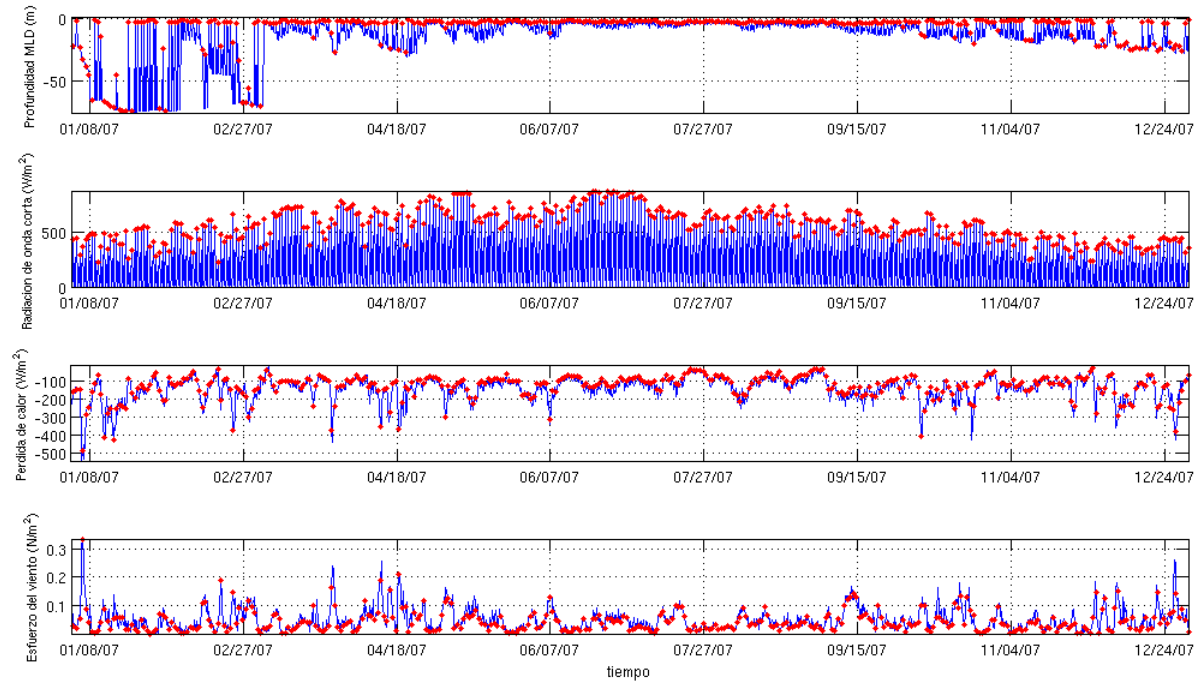


Figura 6. Series de tiempo MLD para la estación 100.50, año 2007. Los puntos en rojo son datos tomados a las 18 hrs. (GMT).

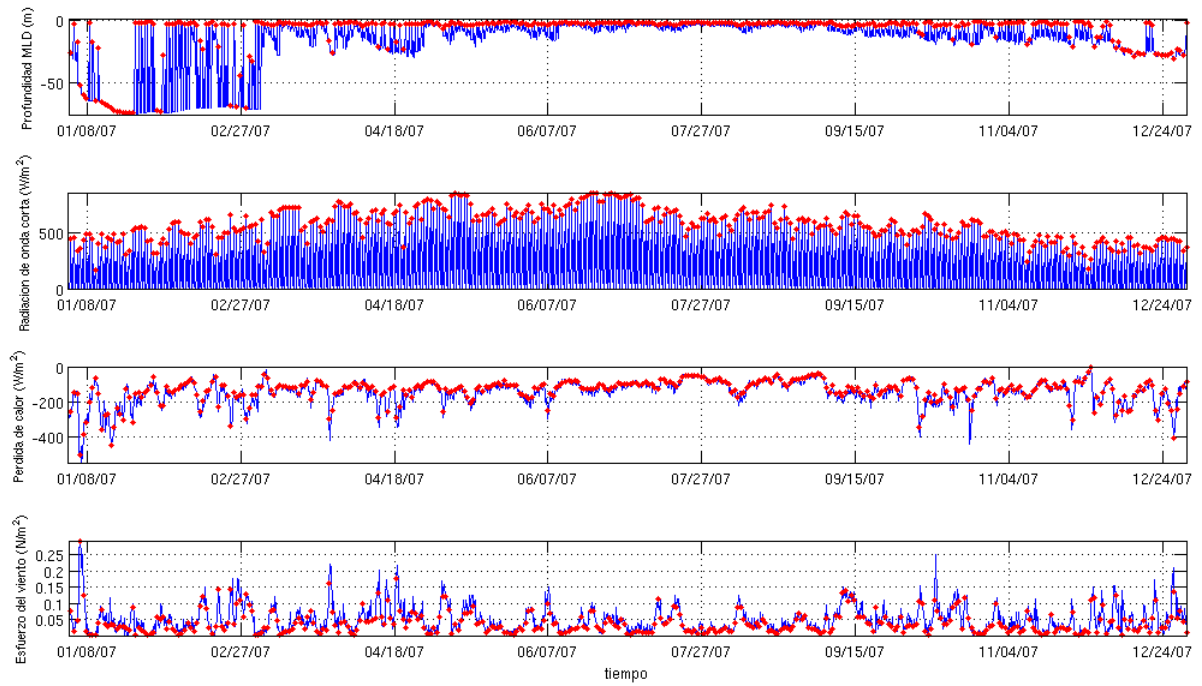


Figura 7. Series de tiempo MLD para la estación 107.45, año 2007. Los puntos en rojo son datos tomados a las 18 hrs. (GMT).

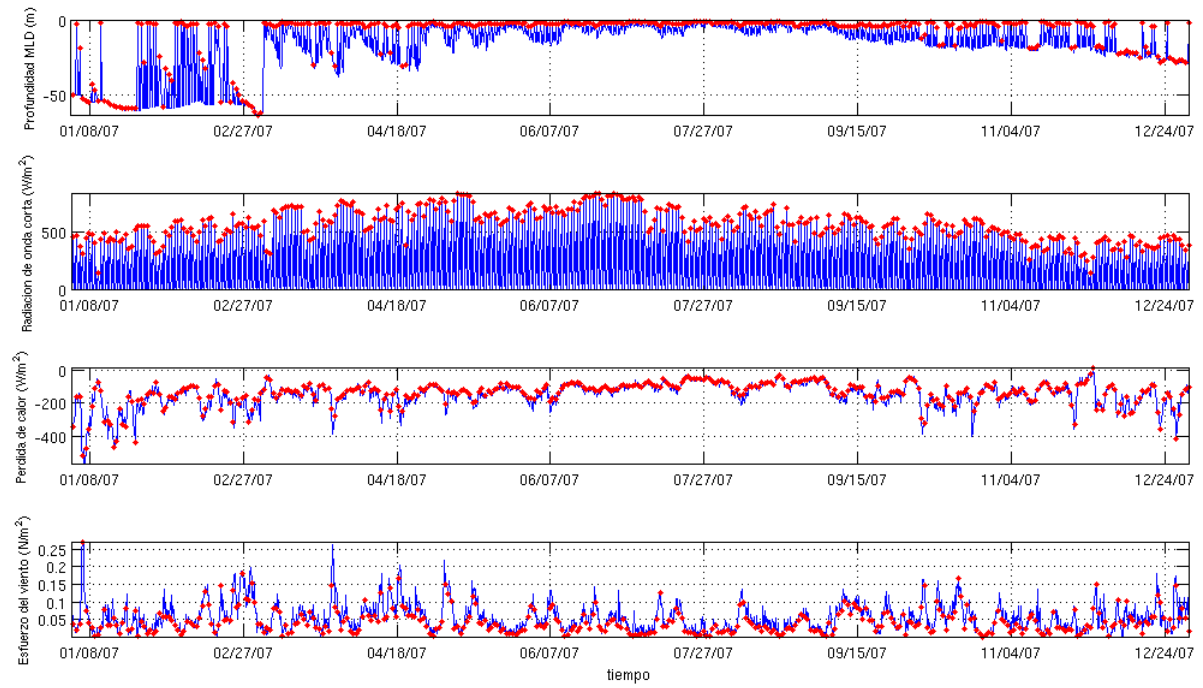


Figura 8. Series de tiempo MLD para la estación 113.45, año 2007. Los puntos en rojo son datos tomados a las 18 hrs. (GMT).

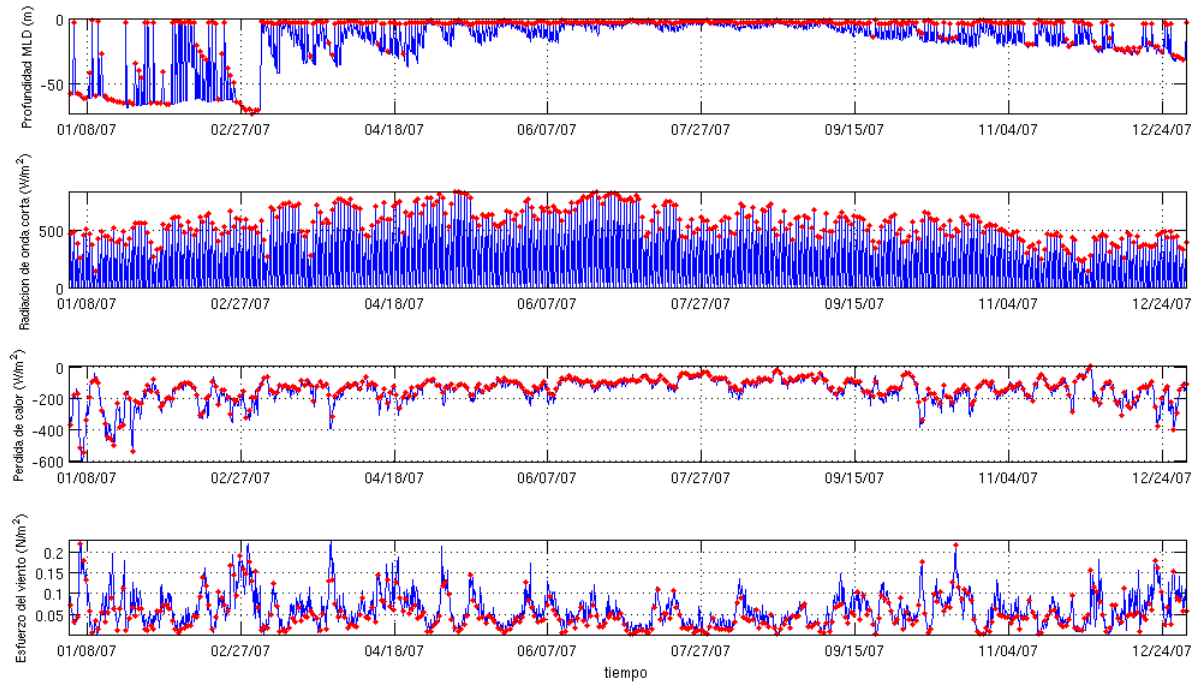


Figura 9. Series de tiempo MLD para la estación 120.45, año 2007. Los puntos en rojo son datos tomados a las 18 hrs. (GMT).

3.2. Campos bidimensionales

Para validar el modelo se compararon los datos in situ de MLD y temperatura de la capa de mezcla, se construyeron mapas bidimensionales de las propiedades escalares mencionadas y mediante el calculo de coeficiente de proyección con un intervalo de confianza al 95% se determino si el modelo resuelve el patrón espacial de los campos escalares, posteriormente se realizaron pruebas F de Fischer al 95% (*Wang, 2007*) para determinar la igualdad de las varianzas obtenidas en las muestras estadísticas y así determinar si el modelo resuelve la variabilidad del campo espacial in situ.

Para el crucero 0504 (figura 10) se observa en los datos in situ 2 regiones de valores de MLD mayores a 50 m, los cuales se ubican en la región Norte del dominio entre 28° y 31° N la otra zona en la región sur entre 27° y 25° N. En la región central 27° N y 28° N se ubica una zona de valores bajos ~ 27 m. Este mismo patrón se observa en el campo modelado, la diferencia radica que los valores en ambos casos son menores, en las zonas con las máximas profundidades se reportan ~ 40 m y en la zona central la profundidad de la MLD es ~ 20 m.

En el crucero 0604 (figura 11) se observa un núcleo ubicado entre los 30° N y 31° N con profundidades de la MLD $\sim$ de 40 m, posteriormente los valores decaen hasta una profundidad ~ 30 m, valores que se extienden hasta los 28° N, la profundidad aumenta monotónicamente hasta los 26° N alcanzando la maxima profundidad ~ 50 m. Este mismo patrón se observa en el campo de MLD modelado, se aprecia un núcleo a los 30° N y 31° N las profundidades en esta zona son ~ 30 m posteriormente

decaen hasta una profundidad de ~ 20 m. Se observan pequeños núcleos a 28°N y el otro a 27°N con profundidad de ~ 30 m. Finalmente un núcleo que contiene las máximas profundidades (~ 40 m) que se localiza entre los 25°N y 26°N .

En el crucero 0607 (figura 12) los datos in situ muestran un núcleo con las mayores profundidades de MLD $\sim$ de 30 m, ubicado entre los 29°N y 30°N . Entre los 27°N un núcleo contiene las profundidades más someras ~ 10 m y hacia el sur (25°N) una franja con profundidades ~ 15 m. Los datos modelados muestran un núcleo con las máximas profundidades entre los 29°N y 30°N la profundidad en esta zona es de ~ 20 m. Posteriormente una pequeña franja ubicada a los 27°N se observan profundidades de ~ 5 m, y a los 26°N un núcleo con profundidades ~ 15 m, hacia el sur del dominio las profundidades decaen.

Los datos in situ del crucero 0708 (figura 13) muestran una franja entre los 29°N y 31°N la cual presenta los valores máximos de la MLD ~ 25 m, posteriormente entre los 28°N y 29°N la profundidad de la capa de mezcla se mantiene ~ 15 m, a la latitud de 27°N se observa un núcleo con profundidades de ~ 5 m y al sur del dominio un núcleo con profundidades ~ 20 m. Los datos modelados muestran una franja entre los 30°N y 31°N con profundidades ~ 10 m. Posteriormente una zona con profundidades ~ 5 m (30°N – 27°N). De los 27°N hacia el sur del dominio las profundidades de la capa de mezcla son ~ 15 m.

El campo espacial de temperatura in situ para el crucero 0504 (figura 14) mues-

tra un núcleo entre 28.5°N y 29.5°N con temperaturas $\sim 17.3^{\circ}\text{C}$, posteriormente una franja entre 27.5°N y 28.5°N con temperaturas $\sim 16^{\circ}\text{C}$, desde los 27°N hacia el sur del dominio la temperatura aumenta monotónicamente hasta $\sim 18^{\circ}\text{C}$. Los datos modelados muestran el mismo patrón descrito en el parrafo anterior, la diferencia radica en que la franja ubicada entre 28.5°N y 29.5°N muestra dos núcleos uno en cada extremo longitudinal de la franja. Las temperaturas correspondientes a $\sim 18^{\circ}\text{C}$ se extienden desde 27.5°N hacia el sur del dominio.

El crucero 0604 (figura 15) muestra 2 regiones; de los 28°N hacia el Norte del dominio presenta una temperatura $\sim 16^{\circ}\text{C}$, de los 28°N hacia el Sur del dominio la temperatura es $\sim 17^{\circ}\text{C}$. Los salidas del modelo presentan el patrón de 2 regiones diferenciadas, de los 28°N hacia el Norte la temperatura es $\sim 16^{\circ}\text{C}$ y de los 28°N hacia el Sur la temperatura es $\sim 18^{\circ}\text{C}$.

Para el crucero 0607 (figura 16) en la parte central y Norte del dominio la temperatura es de $\sim 21^{\circ}\text{C}$, en la región comperndida entre los 27°N y Sur del dominio la temperatura es $\sim 23^{\circ}\text{C}$ con una franja con valores de $\sim 20^{\circ}\text{C}$ ubicada en la frontera Este de la franja. Los salidas del modelo incrementan de Norte a Sur, entre los 31°N y 29°N la temperatura promedio es $\sim 25^{\circ}\text{C}$, mientras que en la sección comprendida entre los 29°N y 25°N la temperatura es $\sim 27^{\circ}\text{C}$.

El campo espacial de temperatura del crucero 0708 (figura 17) muestra un incremento de la temperatura de Norte a Sur. La sección comprendida entre los 31°N y

29°N la temperatura es $\sim 20^{\circ}\text{C}$, de los 29°N hacia el Sur la temperatura se incrementa de $\sim 21^{\circ}\text{C}$ hasta $\sim 24^{\circ}\text{C}$. Las salidas del modelo presentan 2 regiones con valores altos de temperatura, una sección ubicada entre los 29°N y 31°N con temperaturas $\sim 22^{\circ}\text{C}$ y la otra región entre los 26°N y 25°N con temperaturas $\sim 25^{\circ}\text{C}$.

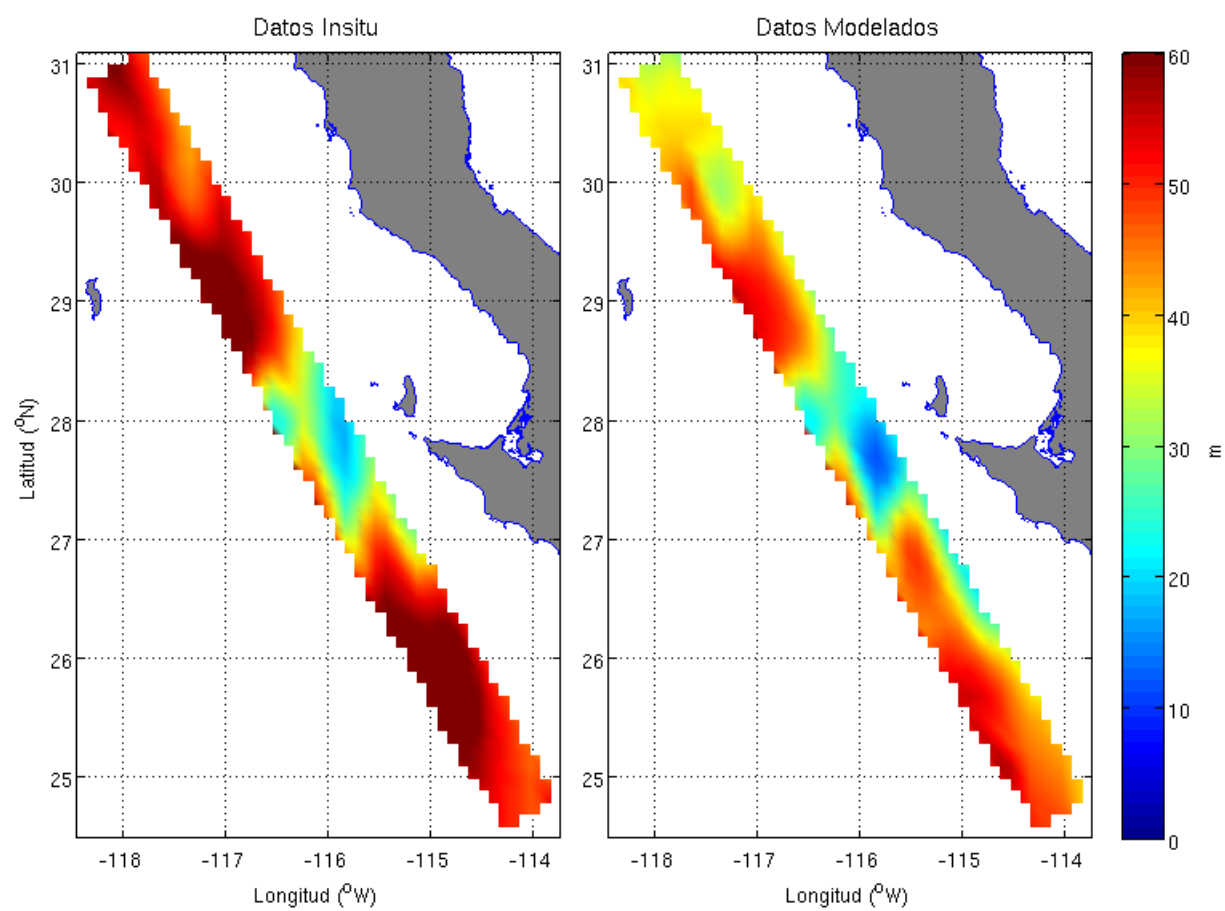


Figura 10. Campo bidimensional de MLD para el crucero 0504. Coeficiente de proyección de 0.70

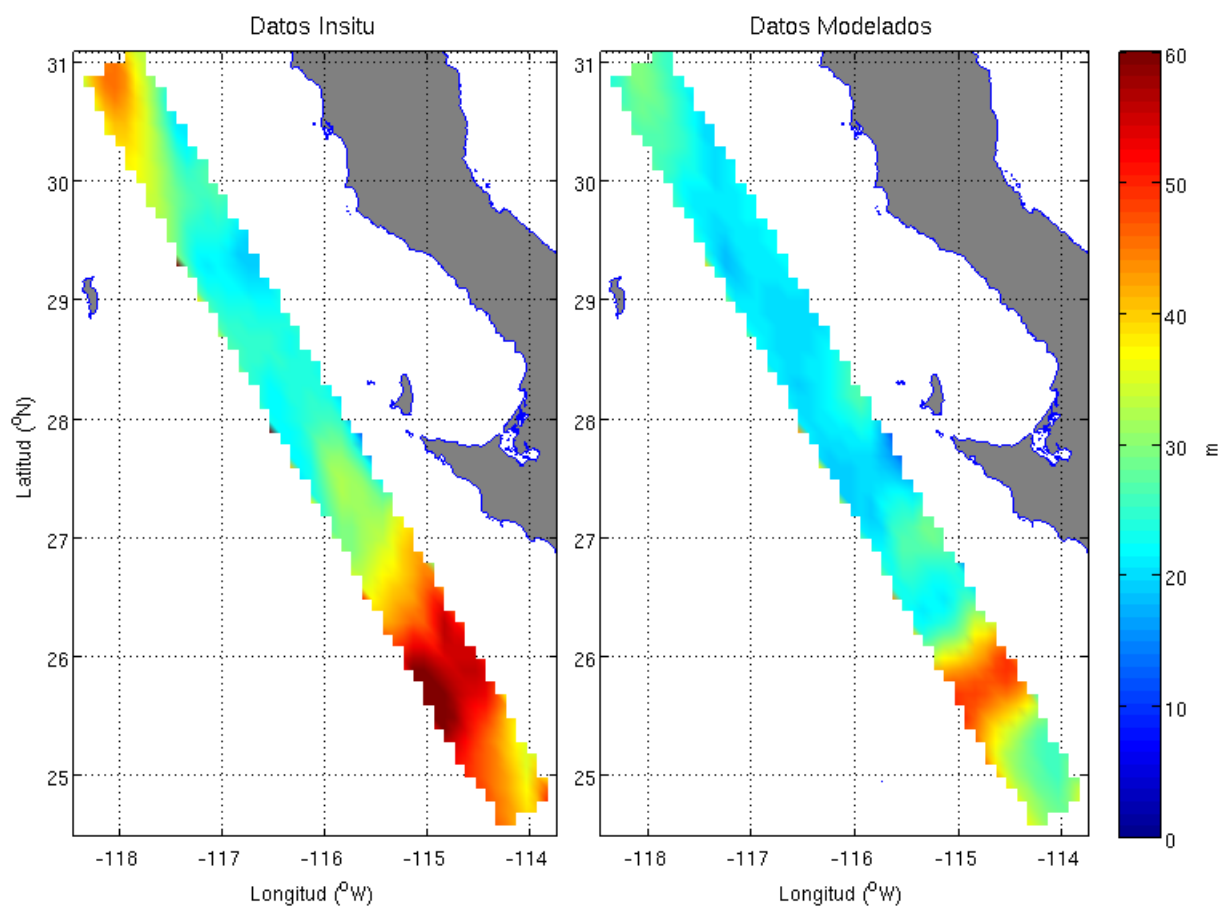


Figura 11. Campo bidimensional de MLD para el crucero 0604. Coeficiente de proyección de 0.8.

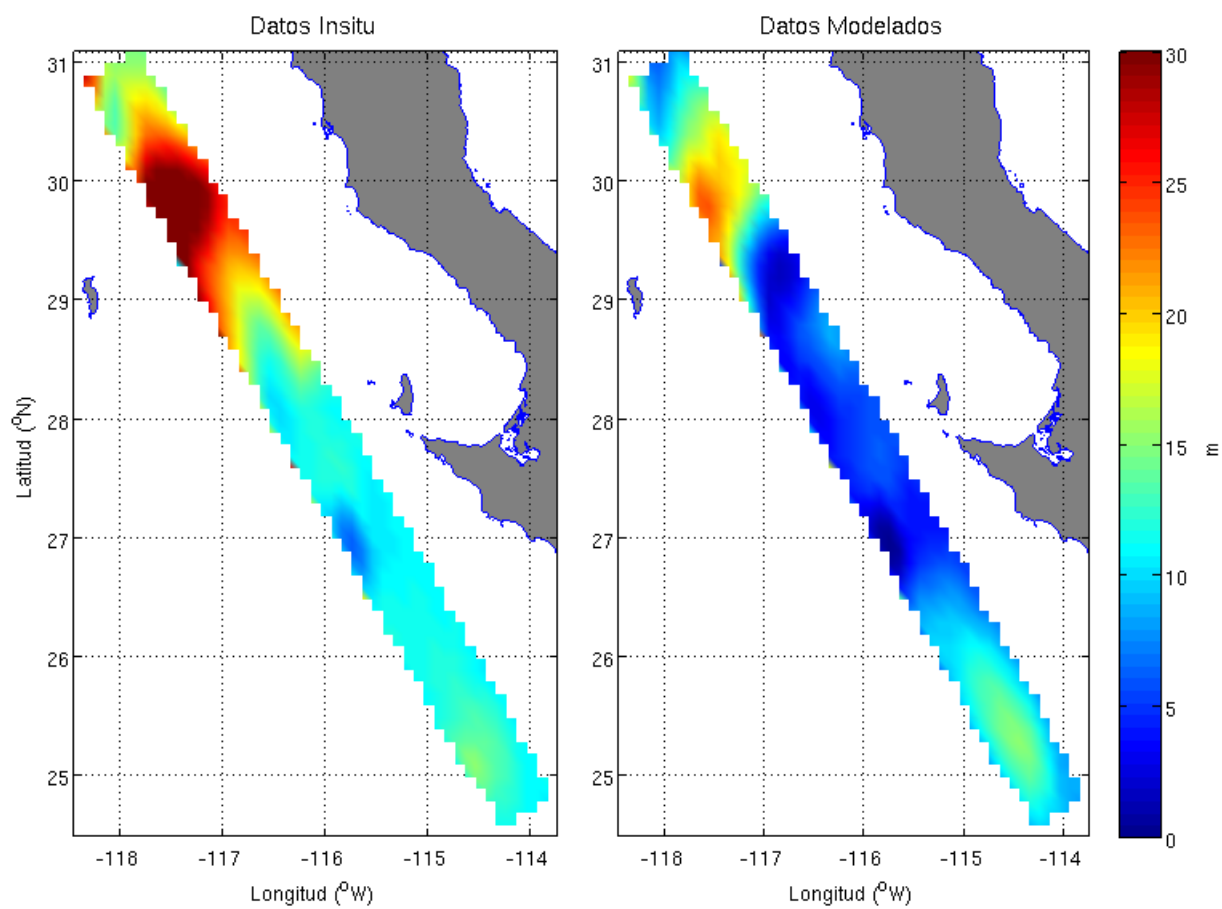


Figura 12. Campo bidimensional de MLD para el crucero 0607. Coeficiente de proyección de 0.64.

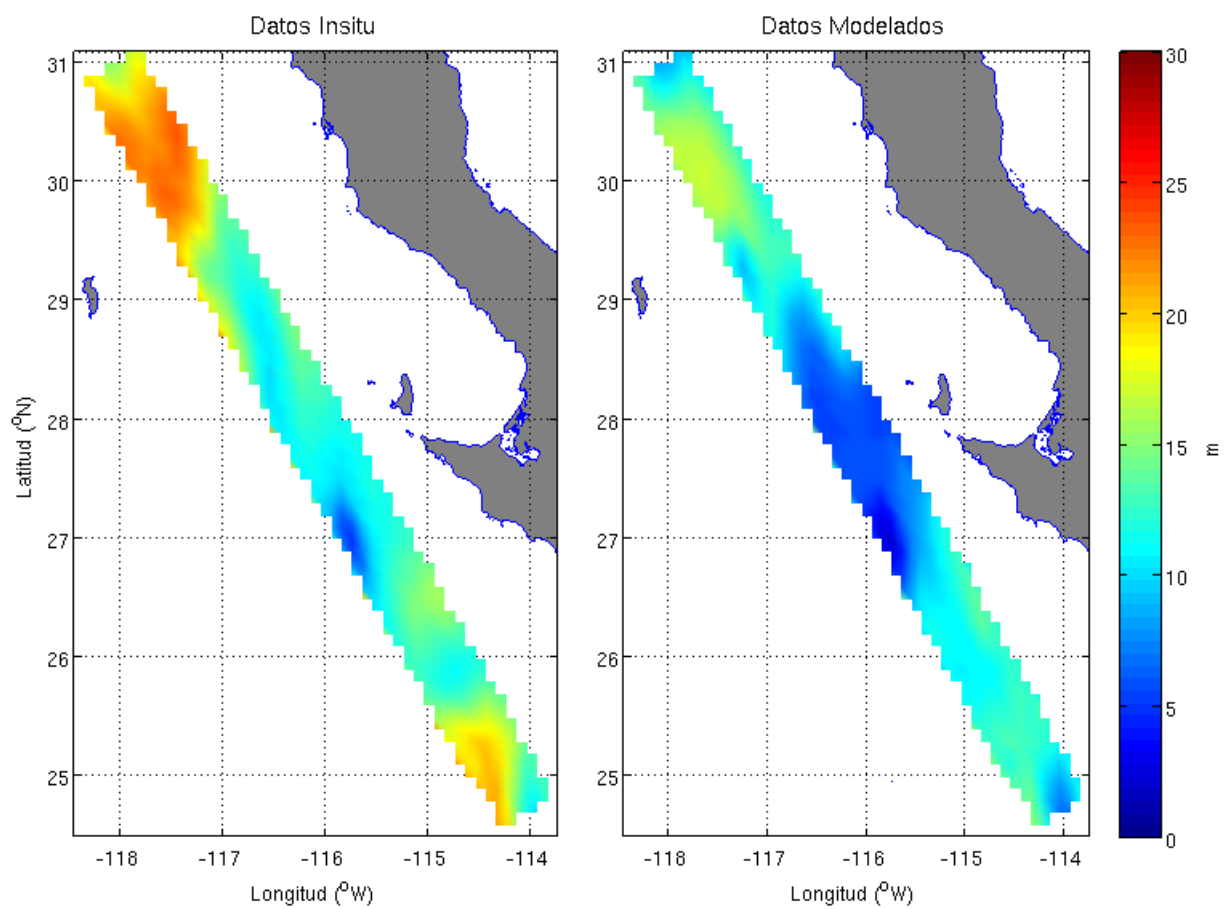


Figura 13. Campo bidimensional de MLD para el crucero 0708. Coeficiente de proyección de 0.78.

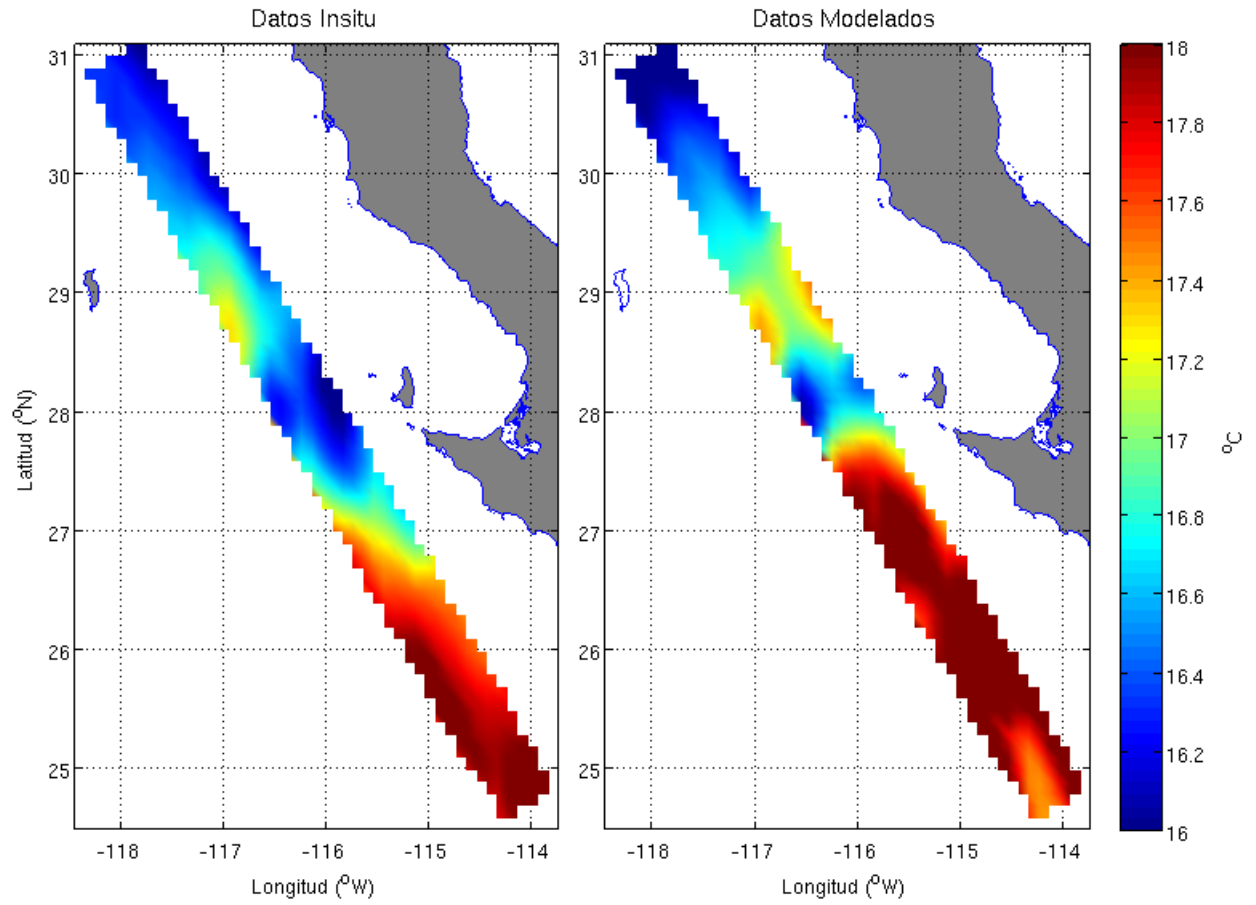


Figura 14. Campo bidimensional de temperatura para el crucero 0504. Coeficiente de proyección de 0.75. Al 5% de significancia.

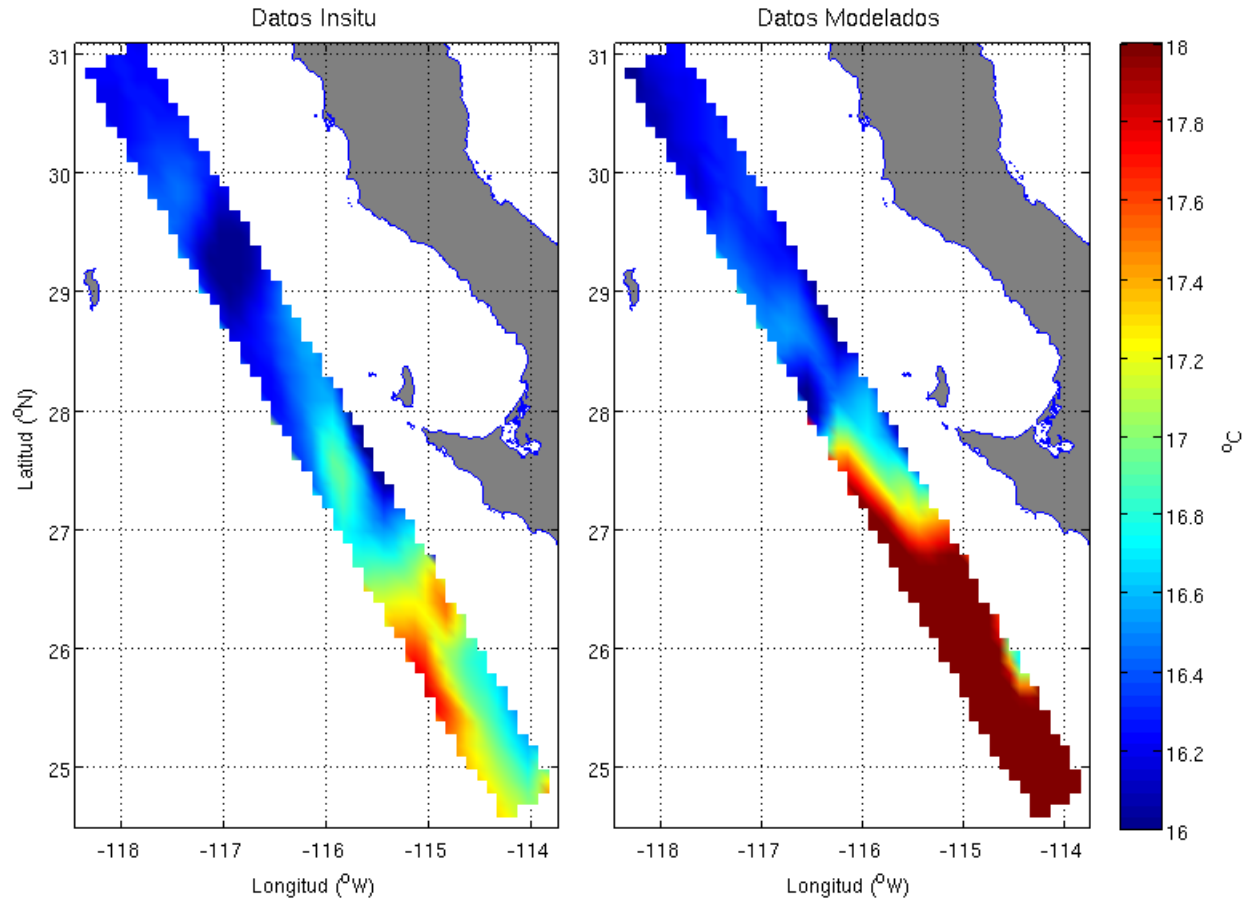


Figura 15. Campo bidimensional de temperatura para el crucero 0604. Coeficiente de proyección de 0.60. Al 5% de significancia.

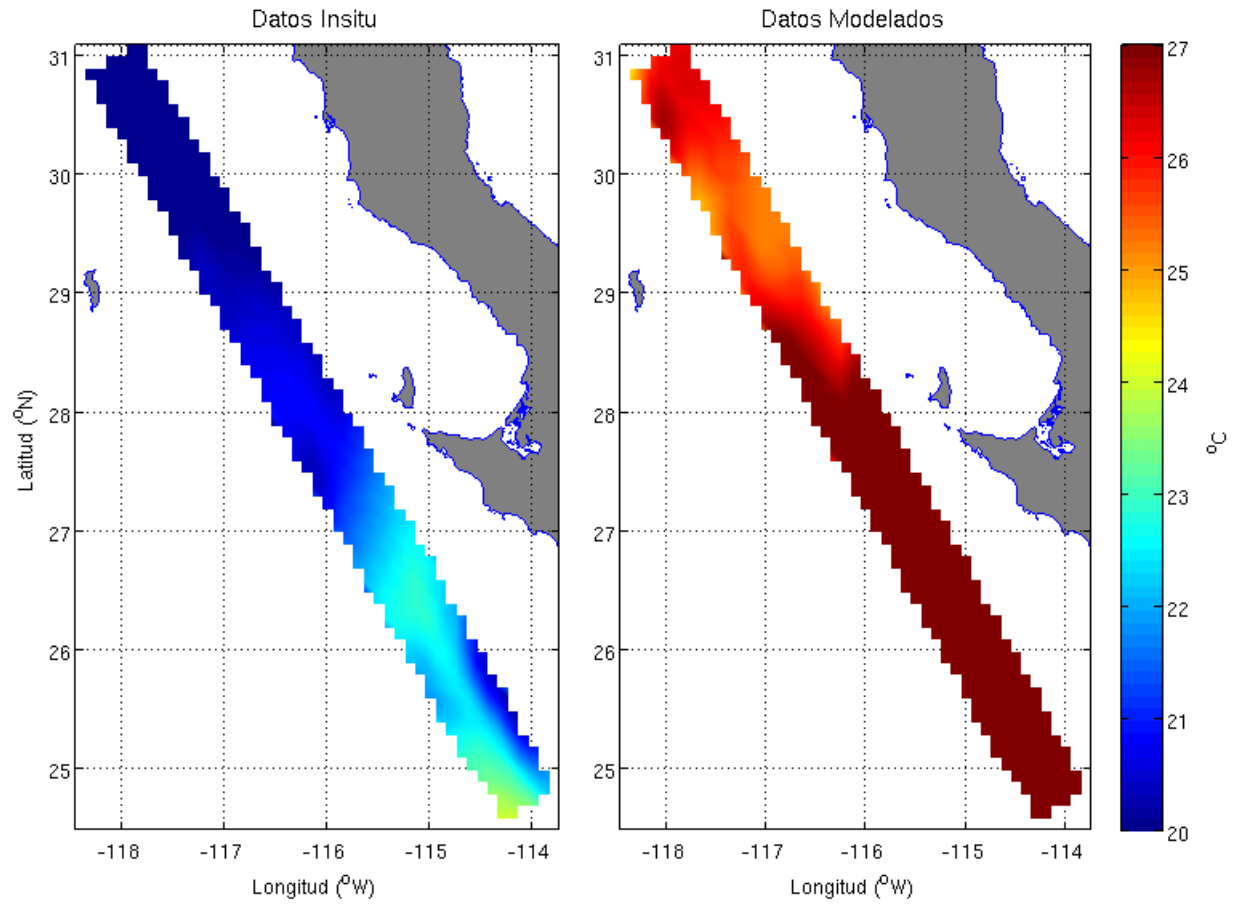


Figura 16. Campo bidimensional de temperatura para el crucero 0607. Coeficiente de proyección de 0.5. Al 5% de significancia.

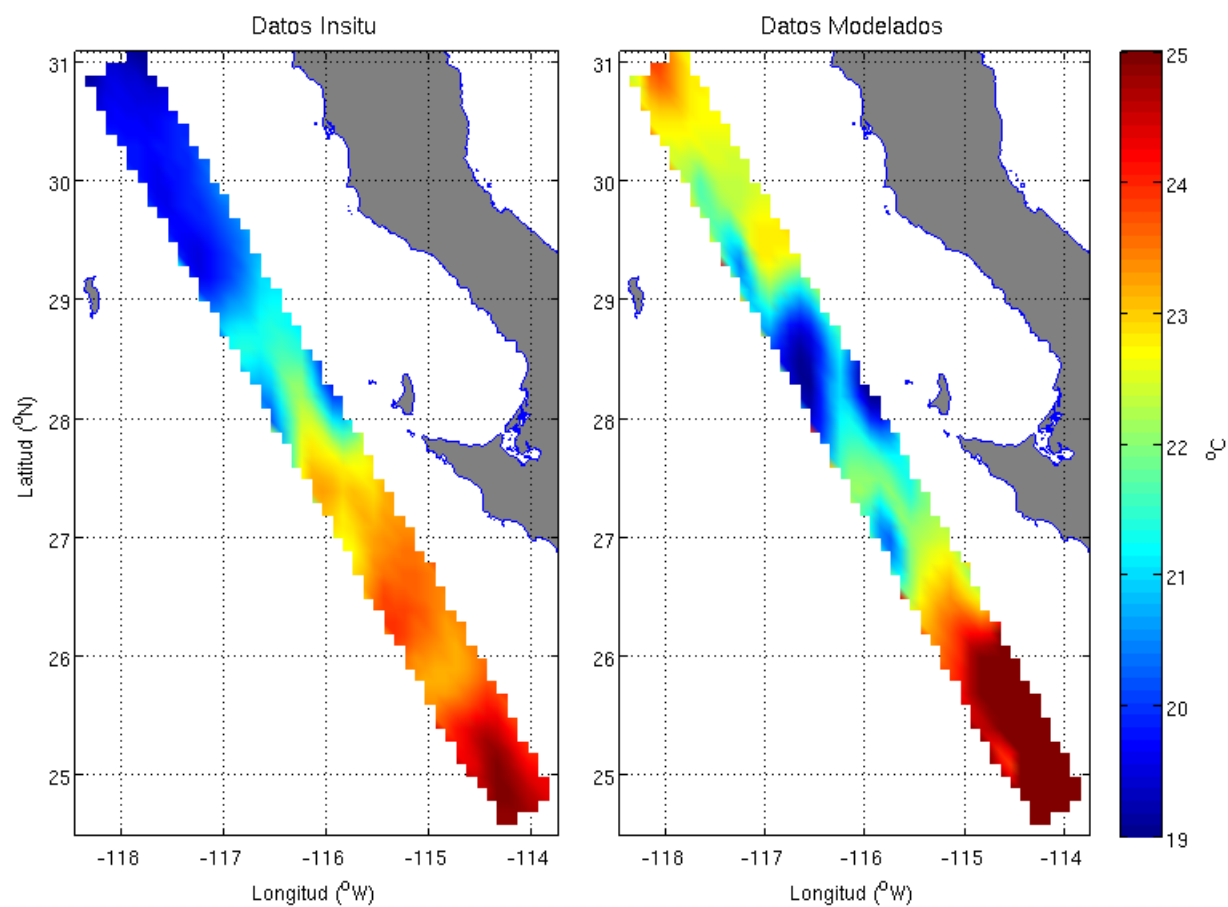


Figura 17. Campo bidimensional de temperatura para el crucero 0708. Coeficiente de proyección de 0.40. Al 5% de significancia.

3.3. Correlaciones

Todas los valores de correlación mayores o iguales que 0.13 son significativos a 0.01%. La Tabla II, III, IV muestran los coeficientes de correlación entre los forzamientos atmosféricos (esfuerzo del viento, FNC, radiación de onda corta y pérdida de calor) y la MLD, cálculo hecho para dilucidar el grado de influencia que tiene cada uno de estos agentes forzantes sobre la profundidad de la MLD. Los coeficientes de correlación presentados en la Tabla II y III corresponden a mediciones locales mientras que la Tabla IV corresponde a las correlaciones hechas entre las componentes temporales de los forzamientos atmosféricos y la MLD.

En la Tabla II se observa la importancia que tiene el FNC en la determinación de la MLD, los valores máximos de correlación presentados en esta tabla son atribuidos al FNC, la cual es interpretada de la siguiente manera: cuando el FNC tiende a tener valores positivos la MLD se hace somera y cuando el FNC disminuye o tiende a valores negativos la MLD incrementa su profundidad. Siendo más específicos, al medio día la MLD es somera y conforme avanza el día la MLD tiende a hundirse por motivo que el FNC tiende a valores negativos. Los valores máximos de correlación se registran en las estaciones 100.50, 110.50 y 110.55 para el año 2006 y 113.45, 120.45 para el año 2007.

En la Tabla III se observa como el esfuerzo tiende a tener una correlación positiva con la MLD, cuando el esfuerzo del viento aumenta su magnitud la profundidad de la MLD se hace más profunda y viceversa si el esfuerzo del viento disminuye su

magnitud la MLD se hace más somera, la máxima correlación se ubica en la estación 130.55 (0604), 130.55 (0607) y 120.45 (036) con coeficiente de 0.45, 0.45 y 0.36 respectivamente. Caso contrario con la radiación de onda corta, la correlación negativa nos indica que cuando la entrada de radiación de onda corta por la superficie es máxima la MLD se hace somera y cuando la entrada de radiación es mínima la MLD tiende a ser más profunda, la máxima correlación se ubica en la estación 100.50 (0604), 100.50 (0607) y 100.50 (0708) con coeficientes de correlación de -0.44 , -0.44 y -0.33 respectivamente. La correlación entre la pérdida de calor y la MLD también es positiva significando un incremento en la MLD cuando la cantidad de calor pérdida es máxima y disminuyendo la MLD cuando se tiene una pérdida de calor mínima, los coeficientes de correlación máximos se ubican en las estaciones 130.55 (0604), 130.55 (0607) y 120.45 (0708) con coeficientes de 0.55, 0.55 y 0.6, respectivamente.

En la Tabla IV se presentan los coeficientes de correlación entre los modos temporales de los FEOs del FNC y el campo de vientos con la MLD, se observa que la componente temporal del modo 1 asociado al FNC y a la MLD tiene el máximo coeficiente de correlación (0.47), indicando una disminución de la MLD cuando se tiene una mayor ganancia de calor y viceversa cuando la ganancia de calor es mínima la MLD tiende a incrementar su profundidad (ver figura 16 y 18). Por otro lado la correlación entre el modo temporal 1 del campo de viento y la MLD tienen un coeficiente de correlación bajo (-0.19) en comparación con la correlación entre el FNC y MLD, la correlación negativa indica que cuando el viento aumenta su magnitud la MLD incrementa su profundidad (ver figura 16 y 18), la correlación máxima que se

tiene entre el campo de vientos y la MLD es en el modo temporal 1 del campo de vientos y el modo temporal 2 de la MLD (-0.30).

Tabla 2. Coeficientes de correlación entre el flujo neto de calor (FNC) y la MLD.

MLD	Esfuerzo del viento	FNC
0604		
100.50	0.39	-0.51
110.50	0.39	-0.50
130.55	0.45	-0.47
0607		
100.45	0.37	-0.46
100.50	0.39	-0.51
110.55	0.42	-0.50
130.55	0.45	-0.47
0708		
100.50	0.17	-0.39
107.45	0.19	-0.42
113.45	0.27	-0.47
120.45	0.36	-0.46

Tabla 3. Coeficientes de correlación entre los forzamientos atmosféricos y la MLD.

MLD	Esfuerzo del viento	Radiación de onda corta	Pérdida de calor
0604			
100.50	0.39	-0.44	0.45
110.50	0.39	-0.41	0.48
130.55	0.45	-0.35	0.55
0607			
100.45	0.37	-0.38	0.36
100.50	0.39	-0.44	0.45
110.55	0.42	-0.42	0.50
130.55	0.45	-0.35	0.55
0708			
100.50	0.17	-0.33	-0.39
107.45	0.19	-0.31	0.49
113.45	0.27	-0.33	0.57
120.45	0.36	-0.30	0.6

Tabla 4. Coeficientes de correlación entre los modos temporales de FCN y viento con los modos temporales de la MLD.

MLD	1	2
FNC		
1	0.47	0.13
2	0.036	-0.20
Viento		
1	-0.14	-0.30
2	0.02	0.02

4. DISCUSIÓN

Cabe señalar que por muy complejo, completo, estable y preciso que sea un modelo numérico siempre tendrá un error en relación a la realidad del fenómeno que se estudie. Más aun cuando se maneja un modelo unidimensión y el fenómeno en cuestión se desarrolla plenamente en dimensiones superiores. No obstante, como se mencionó en capítulos anteriores, modelos simples como el usado en este trabajo funcionan como banco de pruebas de modelos más completos y por ende fenómenos con un nivel de complejidad elevado. La ventaja radica en el hecho de poder aislar condiciones y estudiar el efecto de cada uno de los factores involucrados del fenómeno en cuestión.

En este trabajo se implementó un modelo 1-D de mezcla vertical para predecir la temperatura y profundidad de la capa de mezcla en la región mexicana de la Corriente de California. Se llevó acabo la validación del modelo correlacionando los campos escalares (MLD, temperatura) y mediante inferencia estadística se determinó que el modelo reproduce los campos espaciales in situ.

El análisis visual de los campos bidimensionales de MLD modelados presentan un patrón consistente con los datos in situ, los coeficientes de proyección muestran una alta correlación en los 4 cruceros (0504, 0604, 0607, 0708). Por otro lado, el análisis visual de los campos de temperatura muestran un patrón consistente para los cruces de primavera en donde se tienen los coeficientes de proyección mas altos ($\sim .7$),

no así los campos de temperatura para los cruceros de verano (0607, 0708), los datos modelados para el crucero 0607 presentan un exceso de calor $\sim 3^\circ$ en comparación con los datos in situ.

La razón del exceso de calor en los cruceros de verano, esta dada por la falta de un mecanismo que distribuya el calor hacia el interior del océano. Durante la primavera la mezcla debida al viento era suficiente para mantener la temperatura dentro del rango observado en los datos in situ, conforme avanzan las fechas hacia verano la radiación de onda corta se incrementa aunado a una menor perdida de calor por superficie y el viento no aporta la energia cinetica turbulenta suficiente para mezclar el calor en la columna de agua, provocando que el modelo se dispare en la temperatura.

Las series de tiempo de MLD presentan el patrón estacional característico: Un incremento de la MLD en invierno debido a una mayor pérdida de calor por superficie enfriando la capa de mezcla, conforme la entrada de calor por radiación de onda corta es mayor la profundidad de la capa de mezcla tiende a ser más somera y posteriormente en otoño la profundidad vuelve a incrementarse.

Las correlaciones entre los forzamientos atmosféricos y los datos de MLD modelados no presentan un forzamiento dominante a escala local, el FNC es ligeramente mayor que el viento durante los cruceros hechos en el 2006, sin embargo, en el crucero realizado en el 2007 el FNC toma una importancia significativa. Haciendo correlaciones entre los modos temporales de los forzamientos y la MLD a escala del dominio,

el modo 1 de la MLD sólo esta altamente correlacionado con el modo 1 del FNC, el modo 2 de MLD tiene una correlación alta con el modo 2 del campo de viento. Por otro lado las correlaciones realizadas estación por estación del derrotero con sus respectivos forzamientos, presentan una mayor contribución del esfuerzo del viento en comparación con una correlación a escala de la cuenca, la radiación de onda corta continúa siendo importante, pero, no es el forzamiento que modula la profundidad de la capa de mezcla a escala local, la pérdida de calor aparece como factor importante, esto sugiere que la MLD a escala local esta modulada por la contribución del FNC y el esfuerzo del viento, y a escala de la cuenca el forzamiento que modula la capa de mezcla es el FNC, resultado opuesto con lo encontrado por *Jeronimo y Gomez—Valdes* (2010), en donde afirman que el esfuerzo del viento es el principal modulador de la MLD a escala de la cuenca, la diferencia es, que estos autores emplean un modelo de capa de mezcla integral para modelar la MLD en todo el dominio del programa IMECOCAL, la influencia que tiene el viento sobre la dinámica y termodinámica de la capa de mezcla es mayor en la costa que en la zona de estudio de este trabajo.

5. CONCLUSIÓN

Utilizando un modelo 1-D de cerradura de turbulencia de capa de mezcla del océano fue posible:

1. Predecir el campo espacial de la MLD de la zona de transición de la región mexicana de la Corriente de California para los años 2005–2008.
2. Reproducir el patrón estacional de la MLD para cada año de simulación.
3. Predecir el campo espacial de temperatura para los cruceros de primavera.
4. Determinar que a escala local la contribución del Flujo Neto de Calor y el esfuerzo del viento modulan la MLD.
5. El Flujo Neto de Calor emerge como forzamiento atmosférico principal en la modulación de la MLD considerando la escala diurna.
6. Los resultados de este trabajo, nos llevan a la necesidad de plantear un estudio 3-D con el modelo de mezcla aquí presentado.

Referencias

- Blackadar, A. K. (1962). The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 67:3095–3102.
- Chen, D., A. J. Busalacchi, and L. M. Rothstein (1994). The roles of vertical mixing, solar radiation, and wind stress in a model simulation of the sea surface temperature seasonal cycle in the tropical pacific ocean. *J. Geophys. Res.*, 99:20, 345–20, 359.
- Ekman, V. W. (1905). On the influence of the earths rotation on ocean-currents. *Ark. Mat. Astr. Fys.*, 2(11):1–52.
- García—Córdoba, J., Robles—Pacheco, J. M., and Gómez—Valdes, J. (2005). Informa de datos de ctd. campaña imecocal 0407. bø francisco de uloa. julio 9–29 de 2004. Technical report, Informe Técnico, Comunicaciones Académicas, Serie Oceanografía Física, CICESE.
- Gibson, M. M. and Launder, B. E. (1976). On the calculation of horizontal, turbulent, free shear flows under gravitational influence. *J. Heat Transfer*, 98C:81–87.
- Gomez-Valdes and J., G. J. (2009). Upper mixed layer temperature and salinity variability in the tropical boundary layer of the california current, 1997-2007. *J. Geophys. Res.*, 114:1–14.
- Jeronimo, G. and Gómez-Valdés, J. (2007). A subsurface warm—eddy off northern baja california in july 2004. *Geophysical Research Letters*, 34(L06610):doi:10.1029/2006GL028851.

- Jeronimo, G. and Gómez-Valdés, J. (2010). Mixed layer depth variability in the tropical boundary of the california current, 1997–2007. *J. Geophys. Res.*, 115(C05014):doi:10.1029/2009JC005457.
- Kara, A. B., P. A. Rochford, and H. E. Hulbert (2003). Mixed layer depth variability over the global ocean. *J. Geophys. Res.*, 108(C3):3095–3102.
- Kolmogorov, A.Ñ. (1941). Local structure of turbulence in incompressible viscous fluid of very large Reynolds number. *Doklady Akademiyi Nauk SSSR*, 30:299–301.
- Kundu, P. K. (1990). *Fluid Mechanics*. Academic Press, San Diego, CA.
- Martin, P. J. (1985). Simulation of the mixed layer at OWS November and Papa with several models. *J. Geophys. Res.*, 90(C1):903–916.
- McCormick, J. M. and G. A. Meadows (1989). An intercomparison of the four mixed layer models in a shallow inland sea. *J. Geophys. Res.*, 93:6774–6788.
- Mellor, G. L. and Durbin, P. A. (1975). The structure and dynamics of the ocean surface mixed layer. *J. Phys. Oceanogr.*, 3:718–728.
- Mellor, G. L. and Yamada, T. (1974). A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 31:1791–1806.
- Munk, W. H. and E. R. Anderson (1948). Notes on the theory of the thermocline. *J. Mar. Res.*, 3:276–295.
- Niiler, P. P. (1975). Deepening of the wind mixed layer. *J. Mar. Res.*, 33:405–421.

- Paulson, C. A. and Simpson, J. J. (1977). Irradiance measurements in the upper ocean. 7:952–956.
- Prandtl, L. (1925). Bericht über Untersuchungen zur ausgebildeten Turbulenz. *Zeitschrift für angewandte Mathematik und Mechanik*, 5(2):136.
- Rotta, J. (1951a). Statistische Theorie nichthomogener Turbulenz. 1. Mitteilung. *Z. Phys.*, 129:547–572.
- Rotta, J. (1951b). Statistische Theorie nichthomogener Turbulenz. 2. Mitteilung. *Z. Phys.*, 131:51–77.
- Thorpe, S. A. (2007). *An Introduction to Ocean Turbulent*. Cambridge University Press, New York.
- Turner, J. S. and Kraus, E. B. (1965). A one-dimensional model of the seasonal thermocline - I. A laboratory experiment and its interpretation. *Tellus*, 19:88–97.