



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**Una modelación del efecto del paso de un frente frío (Norte)
en la temperatura de la superficie marina del Golfo de México**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

F I S I C O

PRESENTA:

JUAN RUBÉN GONZÁLEZ CÁRDENAS

TUTOR:

DRA. ELBA ELSA VILLANUEVA URRUTIA



2007



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Hoja de Datos del Jurado

1. Datos del alumno

González

Cárdenas

Juan Rubén

56 76 65 84

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Física

093220521

2. Datos del tutor

Dra

Elba Elsa

Villanueva

Urrutia

3. Datos del sinodal 2

Dra

Renela Maria

Valladares

Mac Nelis

4. Datos del sinodal 3

Dr

Ernesto Dos Santos

Caetano

Neto

5. Datos del sinodal 4

Dr

Gerardo

Carmona

Ruiz

6. Datos del sinodal 5

Dr

Artemio

Gallegos

García

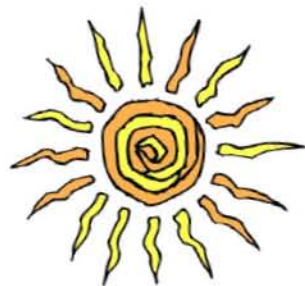
A mis padres Juan y Rosario por estar conmigo, por todo su apoyo y por esperar siempre tanto de mí.

A mis hermanos, camaradas de cien batallas.

A mis sobrinos.

A Roberto Chanez Quiroz, Germán Chanez Cárdenas y Arturo R. Aréchiga Mantilla, mis cómplices eternos.

A Anna Politkovskaya, periodista. Asesinada por la ignominia rusa el 7 de octubre del 2006 en Moscú.



AGRADECIEMIENTOS

Quiero agradecer a mi asesora y a mis sinodales por su infinita paciencia y los consejos que me brindaron.

Al Dr. Jorge Zabala, al Dr. Ernesto Caetano, al Dr. Victor Mendoza, al Lic. Alejandro Zitácuaro y a Rodolfo Meza por su ayuda para la elaboración de esta tesis.

Agradecer al SNI-CONACyT por haberme otorgado Beca como Ayudante de Investigador para la elaboración de la tesis de Licenciatura. El tema de tesis forma parte de un Proyecto de Investigación PAPIIT (IN108705), en el que tuve la oportunidad de colaborar.

A Iván Paz, Fabián Sánchez y Alfredo Ramírez.

A Eleonora Flores.

¡A toda toda mi banda de Ciencias!

A la Universidad Nacional, por el lazo creado y por todo lo que me ha dado.

A John Winston Lennon; gracias John, estés donde estés...porque seguimos imaginando.



INTRODUCCIÓN.....	3
--------------------------	----------

CAPITULO I

INTERACCIÓN OCÉANO-ATMOSFERA.

1.1 Absorción de la radiación solar en la atmósfera y en el mar.....	5
1.2 Circulación general de la atmósfera y balance térmico.....	9
1.3 Capa de mezcla.....	10
1.4 Transporte y bombeo de Ekman.....	11
1.5 Nortes.....	13
1.6 Nociones sobre la teoría de masas de aire y los frentes.....	14
1.7 Anomalías en la temperatura superficial del océano.....	16

CAPITULO II

EL MODELO

2.1 Modelos numéricos.....	17
2.2 Modelo Termodinámico para la capa de mezcla en el Golfo de México.....	19
2.3 Método de Integración.....	21
2.4 Recopilación de datos.....	22

CAPITULO III

RESULTADOS

3.1 Experimentos.....	24
3.2 Resultados.	
3.2.1. Resultados de experimentos de regreso a la normal.....	26
3.2.2. Resultados análisis espacial.....	39

Capítulo IV

CONCLUSIONES.....	50
4.1 Discusión de experimentos.	
4.1.1 Experimentos de retorno a la normal.....	50
4.1.2 Experimentos con análisis espacial.....	51
4.1.3 Comparación de resultados del modelo termodinámico para la capa de mezcla con datos de NARR.....	51
4.2 Conclusiones.....	54
BIBLIOGRAFIA.....	55

INTRODUCCION

En los cambios cíclicos de la temperatura del mar, las interacciones de gran escala entre la atmósfera y el océano juegan un papel importante, las Anomalías de la temperatura de la superficie del mar (ATSM, desviaciones del promedio temporal tomado sobre un periodo del orden de 30 años), pueden llegar a afectar la circulación de la atmósfera de manera persistente. Por lo tanto, entender las complejas interacciones entre el océano y la atmósfera es muy importante.

Ya que el mar tiene una gran capacidad de almacenamiento de energía térmica, las ATSM suceden en un periodo mas largo de tiempo (hasta de meses), mientras que en contraparte la atmósfera tiene un patrón de gran variabilidad. Por consiguiente, para conocer las características de las anomalías climáticas en la atmósfera, se debe predecir la evolución de las ATSM. Es por esta razón que se busca obtener modelos de predicción de la temperatura y de la profundidad de la capa de mezcla oceánica h cada vez mas precisos. Las observaciones muestran que la capa superior de los océanos esta generalmente bien mezclada debido a movimientos turbulentos, con una distribución uniforme de la temperatura y salinidad. La transición entre la capa de mezcla turbulenta y la estratificación del agua hacia abajo ocurre en una fina plataforma de ingreso (termoclina), la cual puede tener fuertes gradientes de temperatura, densidad y velocidad.

La profundidad de h varía día a día ya que experimenta fuertes cambios debido a las variaciones de temporada; en la primavera el calentamiento solar es más largo que el enfriamiento por las noches, el cual resulta en un progresivo y acentuado gradiente en la temperatura vertical y del viento, ocasionando una h somera. La termoclina, en toda la temporada de verano, se mantiene cerca de la superficie. A la llegada del otoño, el viento se incrementa y el agua de la superficie oceánica empieza a ceder más calor a la atmósfera que el que gana del Sol, lo anterior resulta en la erosión de la termoclina y el incremento de h , el cual persistirá hasta antes del invierno. Debajo de la máxima profundidad alcanzada por h no hay ningún cambio en la temperatura ni en la salinidad (Webster, 1994).

El aprovechamiento de la modelación climática como herramienta de simulación y pronóstico, tardó algunas décadas en mostrar su importancia debido a la complejidad de los problemas y a la carencia de herramientas de cómputo y métodos de análisis para el entendimiento del clima, es por esto que el entendimiento de los procesos atmosféricos tardara en madurar.

En la presente tesis se discute la interrelación entre el océano y la atmósfera al modelar los efectos que tiene el paso de un frente frío (norte) sobre la superficie marina del Golfo de México, así como también los mecanismos que influyen en el comportamiento oceánico. Usando un modelo reportado por Mendoza *et al.* (1997) y Adem *et al* (2000) pero modificado con la inclusión del cálculo de h y de la incorporación de penetración turbulenta de agua fría desde la termoclina W_s (entrainment). También se incorporó una propuesta de perfil de la termoclina *no realista* de una capa. Igualmente se añade al modelo corrientes anómalas de Ekman para mejorar la habilidad de las predicciones de las ATSM a gran escala (Mendoza *et al.*, 1997; Mendoza *et al.*, 2005).

En el capítulo 1 se habla de la interacción océano atmósfera a gran escala, se hace un esbozo del comportamiento general de la atmósfera y de la absorción de la radiación solar en el sistema que nos interesa (océano-atmósfera) así como de la definición de norte (frente frío) y

de la capa de mezcla, de la misma manera se explican mecanismos de transporte como el bombeo de Ekman, y se discute la importancia de las ATSM.

En el segundo capítulo se hace un recuento de algunos modelos numéricos utilizados para la modelación de las capas superiores del océano y sus desventajas con respecto a los que basan su funcionamiento en la teoría de Krauss y Turner (1961). Se realiza una explicación resumida de la obtención de las dos ecuaciones que permiten el cálculo de los cambios en la capa turbulenta y la temperatura del océano como función del tiempo. Se describe el modelo termodinámico para la capa de mezcla, y se presentan las ecuaciones que gobiernan el modelo de la capa de mezcla para obtener T , y h para cada paso de tiempo. Se describe la integración de la malla de puntos para las ecuaciones que gobiernan el modelo de la capa de mezcla y se refiere a la recopilación de los datos satelitales utilizados en el modelo.

En el tercer capítulo se presentan los experimentos y los resultados de retorno a la normal y el análisis espacial que se hizo de los resultados de estos experimentos. Se presenta también la zona geográfica dentro del Golfo de México donde se consideró importante el efecto del Norte para la graficación de los resultados de regreso a la normal.

En el cuarto capítulo se presenta la discusión de los resultados de los experimentos, las conclusiones del trabajo la validación del modelo y su discusión y algunas recomendaciones para futuras investigaciones.

Capítulo 1.

INTERACCION OCEANO ATMOSFERA

1.1 Absorción de la radiación solar en la atmósfera y en el océano.

La radiación del Sol es la energía que inicia todos los procesos atmosféricos. Su distribución desigual sobre la Tierra ocasiona diferencias de densidad en la atmósfera que ocasionan movimiento atmosférico. El calor es intercambiado a través de distintas maneras como movimiento molecular, energía cinética y flujo atmosférico, así como en términos de la energía latente del cambio de estado del agua y la energía potencial de la posición arriba de la superficie terrestre que esta tenga.

Para propósitos prácticos toda la energía calorífica que la atmósfera terrestre recibe se origina en el Sol. Lo que pase a los rayos solares mientras penetra en el sistema tierra-atmósfera depende de las características de la atmósfera y de la superficie debajo de ella. Para la tierra vista como un todo, la totalidad del clima puede ser explicado por la cantidad de rayos solares recibidos y el carácter de la superficie que los recibe. Sin embargo para cualquier proporción del sistema Tierra-atmósfera el clima es profundamente influenciado por el movimiento atmosférico, el cual a su vez es producto de la forma y la naturaleza de cómo absorbe calor la superficie terrestre.

Las distintas capas de la atmósfera se definen por la variación vertical de la temperatura; en cada capa se considera que la temperatura mantiene un gradiente térmico hasta cierta altura donde se ve un cambio drástico en la temperatura; esta altura permite definir una nueva capa atmosférica. Sin embargo, las alturas de las capas con respecto a la superficie terrestre no se mantienen siempre constantes sino que varían en el tiempo y espacio por lo que sus distancias se dan en medidas promedio. En la troposfera, la capa más baja, la temperatura disminuye con la altura de 20°C hasta los -57°C. En cambio, en la estratosfera, que llega hasta un límite superior de 50 km, la temperatura va en aumento (-57°C hasta casi -2°C). En la siguiente capa, la mesosfera, que llega hasta los 90 km, la temperatura va en descenso (-95°C) y en la que le sigue, la termosfera, que llega hasta los 160 km, la temperatura desciende de nueva cuenta con la altura hasta alcanzar los -269°C. En esta capa destaca una región llamada ionosfera que se extiende por varias capas superiores, desde una altura de casi 80 km sobre la superficie terrestre hasta 640 km o más, rica en ozono y que impide la entrada de los rayos ultravioleta en las capas inferiores de la atmósfera. Por encima de la termosfera están la exosfera y la magnetosfera, que ocupan una región entre los 100 y los 65,000 kilómetros, que es donde empieza la capa de mezcla entre la atmósfera terrestre y la del Sol. A los intervalos entre las capas en los que cambia la tendencia de la temperatura, se les denomina “pausas” debido a que el nombre de la capa se conserva. Debemos decir que estas clasificaciones son completamente arbitrarias tomadas en función de mediciones de temperatura in situ; este es el parámetro más adecuado para diferenciar las capas debido a que no presenta cambios críticos; por lo que la caracterización de cada capa no se hace en términos de kilómetros de altura sino en grados de temperatura. Aunque la temperatura se asume como estable, la localización exacta de cada capa variará irremediabilmente (aunque definitivamente no de forma significativa) dependiendo entre otras cosas de la densidad de la atmósfera en ese lugar geográfico (el de la medición) y de la energía emitida por la Tierra en forma de calor latente hacia al espacio. Aun así la distribución de las capas según la temperatura si es constante.

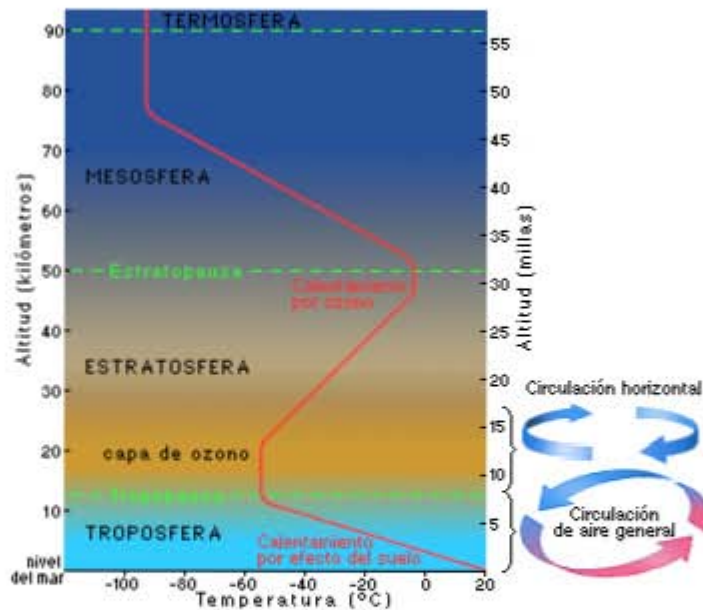


Figura 1.1 Capas atmosféricas.

La capa donde se concentran casi todos los fenómenos meteorológicos que influyen en nuestra vida diaria es la troposfera, por su cercanía a la superficie terrestre. Ésta llega hasta un límite superior o tropopausa situado a 9 km de altura en los polos y a 18 km en el ecuador. En ella existe una relativa abundancia de agua y se producen los movimientos verticales y horizontales de las masas de aire que dan origen a los vientos. Es la zona de las nubes y donde se originan fenómenos climáticos como lluvias, vientos o cambios de temperatura, por lo que es la capa de más interés para la ecología.

El calor recibido por la luz solar se le llama insolación. Los rayos solares son el resultado de la radiación de calor hacia fuera de el Sol el cual esta aproximadamente a 150 millones de kilómetros de la tierra. Ya que el Sol es esencialmente una esfera y el calor es radiado perpendicularmente a su superficie hacia todas direcciones, los rayos solares divergen lejos de la superficie solar de tal manera que el flujo de calor que pasa por una cierta unidad de área disminuye rápidamente con la distancia al Sol, de hecho el flujo de calor por unidad de área disminuye a razón de la distancia al cuadrado de la que ha viajado. Entonces, conociendo la cantidad de calor recibido por la tierra y conociendo la distancia entre ésta y el Sol, se puede calcular la potencia de emisión del Sol (aproximadamente 10^{23} Kilowatts). Conociendo la potencia de emisión, se puede calcular la temperatura de la superficie del Sol, ya que éste emite radiación esencialmente como un cuerpo negro. Ha sido determinado en laboratorio que un cuerpo negro radia energía en proporción a la cuarta potencia de la temperatura absoluta de superficie (en Kelvins) por la ley de Stefan-Boltzmann.

No solamente ambos cuerpos (el Sol y la Tierra) emiten en diferentes rangos de intensidad, sino también emiten en muy distintas longitudes de onda. Todos los cuerpos con temperatura superior al cero absoluto radian energía sobre un considerable espectro de longitudes de onda, pero este espectro esta ordenado alrededor de la longitud de onda a la cual la máxima cantidad de energía es radiada, la cual ha sido determinada por la ley de Wien como inversamente

Capítulo II El MODELO

2.1. Modelos numéricos

Un modelo numérico intenta describir fenómenos que suceden en la naturaleza por métodos matemáticos. El modelo matemático de un modelo es traducido después a un lenguaje de programación para ser utilizado mediante equipo de cómputo.

El modelo numérico permite a posteriori, comparando sus resultados con resultados experimentales u observaciones, verificar la adaptación de dicho modelo y proporcionar valores de variables no medidas experimentalmente. Se utiliza además para la posterior realización de estudios paramétricos derivados del análisis de los resultados experimentales, de manera que permita reproducir la experimentación de manera sistemática, con una amplia variación de los parámetros más importantes.

En particular, los modelos numéricos determinísticos tienen la capacidad de simular procesos como el transporte y la difusión en la atmósfera, las reacciones térmicas y fotoquímicas; así como la sedimentación de diversas especies o partículas.

A mediados del siglo XX, hubo una rápida difusión de la elaboración de modelos para la predicción del clima, que se alimentaban de las primeras observaciones de los radiosondeos (Sverdrup, 1957), cuyo objetivo radica en observar y recabar información de viento, temperatura y humedad de la atmósfera, así como analizar en los océanos, las corrientes superficiales, temperatura en superficie y profundidad de capa de mezcla, radiación de onda corta y larga. Los tipos de modelos mejor desarrollados para estudiar las interacciones de gran escala entre la atmósfera y el océano son los modelos de derivación y los modelos de integración. (Martin, 1985).

Los modelos de derivación son aquellos en que sus ecuaciones para el momento, calentamiento, salinidad y energía turbulenta no son considerados homogéneos; mientras los modelos de integración (como el que se usa en esta tesis), son aquellos que basan su desarrollo en el modelo de Krauss y Turner, (1967) y en una integración de la energía turbulenta en todo la región de capa de mezcla bien definida, con la temperatura y la salinidad consideradas homogéneas.

Muchos modelos teóricos han sido propuestos para explicar la estructura de las capas superficiales del océano y sus variaciones sobre periodos de tiempo largos y cortos. En estas teorías, muchos procesos físicos han sido invocados en la posible modelación otorgándole a todos estos procesos una muy probable importancia a diferentes periodos de tiempos o en diferentes regiones geográficas. Stommel y Woodcock (1951) consideraron los efectos del flujo del calor en la superficie y la mezcla de los vientos en el coeficiente de transporte de los remolinos, Kitaigorodsky (1960) usó un argumento dimensional para relacionar la profundidad de la capa de mezcla superior con el estrés de superficie y el flujo de calor, Krauss y Rooth (1961) mostró como una capa bien mezclada se forma por convección producida por la absorción de calor en la profundidad y una pérdida en la superficie. Kitaigorodsky (1960) calculó la profundidad de la capa mezclada por medio de un balance entre el trabajo ejercido por el estrés del viento y el trabajo necesario para mezclar el calor hacia debajo de la superficie. Por otra parte, Krauss y Root (1961) consideraron modelos estables que implicaban diferentes clases de balance en la vertical; consideraron los efectos de la pérdida neta de calor en la superficie por evaporación, conducción y radiación infrarroja. Esta pérdida de calor puede ser compensada por la absorción de la radiación solar visible a través de una profundidad finita, de tal manera que haya un flujo de calor convectivo hacia arriba entre un nivel de compensación y la superficie. La energía cinética generado por este flujo de calor hacia arriba puede ser transformada en energía potencial por convección penetrativa, esto es, por el “desbordamiento” de parcelas de agua que se hundan debajo del nivel de compensación, causando un flujo de calor

hacia abajo entre el nivel y el fondo de la capa mezclada; también causa un incremento en la profundidad en la capa debido al entrainment.

Krauss y Turner (1967) consideraron un modelo simple para la termoclina estacional y argumentaron que todo el calor y la energía mecánica que afecta a una columna de agua puede ser considerada cerca de la superficie y propagada hacia abajo sin ser influenciada significativamente por velocidades horizontales, advección ó rotación. Como propusieron Krauss y Turner, si toda la energía cinética utilizada para el mezclado de la capa es usada para cambiar la energía potencial del sistema, uno puede calcular la temperatura y la profundidad de la capa de mezcla como función del tiempo, dado el calor de entrada. Es decir, se asume que la formación de la capa de mezcla puede ser vista como unidimensional, o sea, es generada localmente y propagada verticalmente. Se asume también que el mecanismo de mezcla es a través de la mezcla de la capa asociada a las ondas o a procesos mecánicos de mezclado, la rotación de la tierra no es tomada en consideración.

La más importante omisión de los modelos pasados como se dijo, es que no existe en ellos discusión alguna acerca de la dependencia de los procesos involucrados con el tiempo. Pareciera que las fluctuaciones en el tiempo juegan un papel esencial en la formación y el mantenimiento de la termoclina. La pérdida de calor como radiación durante la noche o durante el otoño se asocia con convección penetrativa la cual mezcla calor de cerca de la superficie a capas más profundas. La profundidad de la termoclina puede ser influenciada por la fluctuación diaria, sinóptica y estacional del enfriamiento y el calentamiento de la superficie.

2.2 MODELO TERMODINAMICO PARA LA CAPA DE MEZCLA

La ecuación para la predicción de los cambios de la TSM en el Golfo de México no es mas que la ecuación de conservación de la energía térmica que puede escribirse como:⁴

$$h \left[\frac{\partial T_s}{\partial t} + V_{ST} \cdot \nabla T_s - K_s \nabla^2 T_s \right] + W = \frac{1}{\rho_s c_s} (E_s - G_2 - G_3 - \alpha_1 I e^{-\beta h}) \quad (1)$$

donde T_s es la temperatura de superficie del mar (TSM), V_{ST} es la velocidad horizontal de las corrientes oceánicas en la capa de mezcla, ∇ el operador gradiente en dos dimensiones, K_s el coeficiente constante de intercambio horizontal, W la razón de enfriamiento en la capa de mezcla debido a la penetración vertical turbulenta de agua fría desde la termoclina, E_s es la razón a la cual la energía es agregada por radiación, G_2 la razón a la cual el calor sensible es cedido a la atmósfera por transporte turbulento, G_3 es la razón a la cual el calor es perdido por evaporación, β es el coeficiente de extinción solar, y $\alpha_1 I$ es la radiación solar absorbida por la capa. Cuando la absorción es completa $\beta \rightarrow \alpha$. La densidad del agua, ρ_s y el calor específico, c_s , son considerados constantes e iguales a 1.035 kg m^{-3} y $4186.9 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ respectivamente.

El último término $\alpha_1 I e^{-\beta h}$ en el lado derecho de la ecuación (1) es la radiación penetrativa en la capa.

El término del *entreinment*⁵ W en la ecuación (1) puede ser expresada por.

$$W = \Lambda (T_s - T_h) w_e \quad (2)$$

Donde w_e es la velocidad de *entreinment* que de acuerdo a Alexander (1992) es asociada con la profundidad de la capa de mezcla $\frac{\partial h}{\partial t}$ modificada por la velocidad del bombeo de Ekman w_{EK} .

Esta relación está dada por:

$$w_e = \left(\frac{\partial h}{\partial t} - w_{EK} \right)$$

Y Λ es la función de Heaviside dada por:

$$\Lambda \equiv \Lambda \left(\frac{\partial h}{\partial t} - w_{EK} \right) = \begin{cases} 1 & \text{si } \left(\frac{\partial h}{\partial t} - w_{EK} \right) > 0 \\ 0 & \text{si } \left(\frac{\partial h}{\partial t} - w_{EK} \right) < 0 \end{cases}$$

En la ecuación (2) T_h es la temperatura del mar debajo de la capa de mezcla, la cual se asume que es constante e igual a 288.15 K (15°C) y w_{EK} es la velocidad del bombeo de Ekman dado por:

$$-w_{EK} = \frac{1}{\rho_s} \hat{k} \cdot \nabla \times (\tau_a / f)$$

donde \hat{k} es el vector unitario (hacia abajo), τ_a el vector de estrés de viento en superficie; y f el parámetro de Coriolis.

Para las corrientes oceánicas horizontales en la capa de mezcla asumiremos que:

$$V_{ST} = C_{IW} V_{SW}$$

donde C_{IW} es un coeficiente empírico y V_{SW} es la velocidad horizontal de la corriente estacionaria de superficie, la cual es preescrita en el modelo usando valores observados. Usamos

⁴ Victor Mendoza, en comunicación personal..

⁵ Por conveniencia de referencia, las causas turbulentas de hundimiento se le llama *entreinment* y se refiere a la mezcla turbulenta vertical ascendente de agua fría por debajo de la termoclina a lo largo de la capa de mezcla.

$C_{1W} = 0.235$ asumiendo que las corrientes en el Golfo de México tiene un perfil vertical en toda la capa friccional similar a las corrientes de deriva Adem. 1997)

La otra ecuación en el modelo representa un balance entre la energía mecánica y la energía térmica, donde la entrada de agua fría es determinada de acuerdo a Krauss y Turner (1967) por:

$$\Lambda(T_s - T_h) \left[\frac{\partial h}{\partial t} - w_{EK} \right] = \frac{2}{h}(G - D) - \frac{1}{\rho_s c_s}(E_s - G_2 - G_3) + \frac{\alpha_1 I}{\rho_s c_s} \Pi(\beta h) \dots (7)$$

Donde G es la energía cinemática turbulenta debida al viento, D es la disipación dentro de la capa, y $\Pi(\alpha\beta)$ es la función de penetración solar. En el lado izquierdo de la ecuación (7), el primer término representa la razón de trabajo necesitado para levantar y mezclar el agua mas densa que entra a la capa; en el lado derecho de la ecuación (7) el primer término representa un balance entre la generación por viento y disipación de energía cinética turbulenta, y el segundo y tercer término representa la razón de cambio en energía potencial producido por el calentamiento neto y la penetración de radiación solar en la capa de mezcla.

La función de penetración solar en la ecuación (7) esta dada por:

$$\Pi(\beta h) = \frac{2}{\beta h} (1 - e^{-\beta h}) - e^{-\beta h} \dots (8)$$

Alexander y Woo Kim (1976) encontraron resultados realísticos en la profundidad de la capa de mezcla en el océano Pacífico Norte usando $\beta=0.1\text{m}^{-1}$, así pues asumiremos este valor para el Golfo de México ya que este valor representa muy bien a la típica agua de océano en profundidades mayores a 50m de acuerdo con Jerlov (1951, 1968).

La diferencia entre la razón de generación y disipación de energía cinética turbulenta es dado de acuerdo a Alexander y Woo Kim por:

$$G - D = \frac{1}{\alpha g} (m_0 + n_D e^{-\gamma h}) \gamma^3 - \frac{\epsilon_M h}{\alpha g} \dots (9)$$

donde $\alpha=2.1 \times 10^{-4} \text{K}^{-1}$ es el coeficiente de expansión termal de el agua de mar, $g=9.8 \text{ms}^{-2}$ la aceleración de la gravedad; $m_0=1.25$, un parámetro empírico, $n_D=1.25$ y $\gamma=0.05 \text{m}^{-1}$; parámetros de disipación; ν es el coeficiente friccional de velocidad relacionado con el estrés de viento en superficie por: $\tau_a = \rho_s \nu^2$. Alexander y Woo Kim obtuvieron resultados óptimos para la profundidad de la capa de mezcla en verano, usando un parámetro de disipación de refuerzo(background dissipation) $\epsilon_M=2.0 \times 10^{-8} \text{ms}^{-3}$ el cual existe aún en ausencia de estrés de viento, para invierno y otoño se utilizó $\epsilon_M=0$. Para el estrés de viento en superficie, se utilizó la “□ari” formula (Isemer y Hasse, 1987):

$$\tau_a = \rho_a C_D |V_a|^2$$

donde ρ_a y $|V_a|$ son la densidad de aire en superficie y la velocidad de viento en superficie respectivamente; y C_D el coeficiente de arrastre atmosférico

Las componentes oeste-este y sur-norte del vector de estrés de viento están dadas respectivamente por:

$$\tau_{ax} = \rho_a C_D |V_a| u_a$$

$$\tau_{ay} = \rho_a C_D |V_a| v_a$$

donde u_a y v_a son las componentes oeste-este y sur-norte del vector de velocidad del viento respectivamente.

La razón a la que la energía es añadida por radiación a la superficie del mar (E_s) es calculada según (Budyko, 1974)

$$E_s = -\delta \sigma T_a^4 [0.254 - 0.00495 U e_s (T_a)] (1 - ce) - 4 \delta \sigma T_a^3 (T_s - T_a) + a_1 I.$$

donde $\delta=0.96$ es la emisividad de la superficie; σ , la constante de Stefan-Boltzmann, T_a la temperatura del aire en superficie; U , la humedad relativa en el aire; $e_s(T_a)$ la presión de vapor de saturación en superficie (en hPa); ε , la fracción de nubosidad y $c=0.65$, el coeficiente de cubierta de nubes.

Para la radiación absorbida por la capa oceánica ($\alpha_1 I$) se usa la ecuación de Barliand-Budyko:

$$\alpha_1 I = (Q + q)_0 [1 - (a + \varepsilon b) \xi] (1 - \alpha_s).$$

Donde $(Q+q)_0$ es la radiación solar total recibida por la superficie con cielo claro; α_s el albedo de la superficie del mar; a y b son coeficientes tomados de Budyko (1974). El coeficiente a es función de la latitud y el coeficiente b es una constante igual a 0.38. Para el Golfo de México se utilizó 0.35, que corresponde a una latitud de 25°N.

Las funciones de calor G_2 y G_3 están dadas por las siguientes ecuaciones (Mendoza *et al*, 1997)

$$G_2 = \rho_a c_p C_H |V_a| (T_s - T_a)$$

$$G_3 = \rho_a L \frac{0.622}{P_a} C_E |V_a| [0.981 e_s(T_s) - U_a e_s(T_a)]$$

donde $c_p=1.004 \text{ Jkg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ es el calor específico del aire a presión constante; $L=2.44 \times 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$, el calor latente por evaporización el cual se considera constante, P_a la presión a nivel del mar. C_H , y C_E son los coeficientes verticales turbulentos de transporte de calor sensible y latente respectivamente (Estos últimos coeficientes se determinan de acuerdo a Huang (1987) (como se puede ver en el anexo 1).

2.3. Método de Integración.

Las ecuaciones (1) y (7) son aplicadas para promedios de tiempo de ocho días en una malla uniforme de 4374 puntos con separaciones entre si de 25 kilómetros en la superficie marina del Golfo de México, en el noroeste mar Caribe y en la región del océano Atlántico contiguo a Florida.

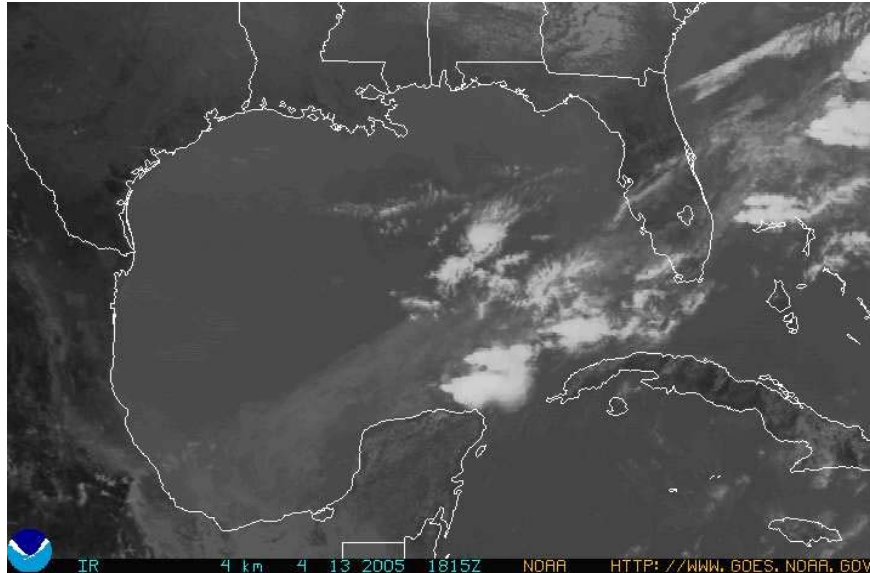


Fig. 2.1. Golfo de México, parte noroeste mar Caribe y Florida.

Para la integración en el tiempo aplicamos para la ecuación (1) el método explícito de Euler y para la ecuación (7) un método implícito en el tiempo con esquema de diferencias finitas atrasadas, así para la ecuación (1) obtenemos:

$$T_s = T_{sp} + \Delta t \left[-V_{ST} \cdot \nabla T_{SP} + K_S \nabla^2 T_{SP} + \frac{1}{\rho_s c_s h_p} (E_{SP} - G_{2P} - G_{3P} - \alpha_1 I e^{-\beta h_p}) - \frac{W_p}{h_p} \right] \dots (10)$$

para la ecuación (7)

$$0 = \Lambda \frac{(T_S - T_h)h^2}{\Delta t} - \left[\Delta(T_S - T_h) \left[\frac{h_p}{\Delta t} + w_{EK} \right] - \frac{1}{\rho_S c_S} (E_S - G_2 - G_3) - \frac{2\varepsilon_M}{\alpha g} \right] h - \frac{2n_D}{\alpha g} v^3 e^{-\gamma h} \quad ..(11)$$

$$+ \frac{2\alpha_1 I}{\beta \rho_S c_S} \left[1 + \frac{\beta h}{2} \right] e^{-\beta h} - 2 \left[\frac{m_0 v^3}{\alpha g} + \frac{\alpha_1 I}{\beta \rho_S c_S} \right]$$

donde hemos usado (8) y (9) en (7) para obtener la ecuación (11) y donde Δt es el paso de tiempo el cual es de 15 minutos; el subíndice p indica que T_S y h toman valores del primer intervalo de tiempo; siguiendo esto se calculó la profundidad de la capa de mezcla h usando el método de aproximaciones sucesivas de Newton (Carnahan et al, 1967) .

En análisis numérico el método de Newton es un eficiente algoritmo para encontrar aproximaciones de los ceros o raíces de una función real. También puede ser usado para encontrar el máximo o mínimo de una función, encontrando los ceros de su primera derivada. La idea de este método es la siguiente: se comienza con un valor razonablemente cercano al cero, entonces se reemplaza la función por la recta tangente en ese valor, se iguala a cero y se despeja (fácilmente, por ser una ecuación lineal). Este cero será, generalmente, una aproximación mejor a la raíz de la función. Luego, se aplican tantas iteraciones como se deseen.

Con la T_S calculada en el primer paso de tiempo de la ecuación (10) se calcula h de la ecuación (11) tomando $\Lambda=1$, lo cual se aplica si la primera condición en (4) se satisface. De esta manera, se obtiene T_S y h para el primer paso de tiempo. Sin embargo si la segunda condición en (4) se satisface, entonces se calcula h ahora tomando $\Lambda=0$ en la ecuación (11).

Para el segundo paso de tiempo, tomamos como condición inicial T_S y h , del primer paso de tiempo. El proceso se continúa hasta completar todos los días en los que el Norte permanece.

Para las derivadas espaciales en la ecuación (10) se usan diferencias centradas con una malla regular de 25km, donde el transporte horizontal de calor por corrientes oceánicas y por remolinos turbulentos se considera nulo en los puntos en las fronteras cerradas (costas). En los puntos sobre las fronteras abiertas (Mar Caribe y región del Atlántico contigua a la Península de Florida), se asume que el transporte horizontal de calor por remolinos turbulentos es despreciable en consideración con el transporte horizontal por corrientes oceánicas. Para el transporte horizontal de calor por corrientes oceánicas en las fronteras abiertas, se calcula el término $-V_{ST} \cdot \nabla T_S$ usando valores medios observados para las corrientes oceánicas en superficie y la temperatura de la superficie del mar.

2.4. RECOPIACION DE DATOS

Se utilizaron datos de viento en superficie, humedad relativa, nubosidad y temperatura del aire en superficie.

Los datos de las variables utilizadas fueron obtenidas del CDC (Climate Diagnostic Center) en su página Web (www.cdc.noaa.gov) a partir del proyecto Reanalysis 1 de NCEP (National Center for Environmental Prediction) y NCAR (Center for Atmospheric Research).

El proyecto NCEP/NCAR Reanalysis 1 es un proyecto conjunto entre la NCEP y el NCAR. El objetivo de este trabajo es el producir nuevos análisis atmosféricos usando datos históricos (desde 1948) al mismo tiempo que se producen análisis del estado atmosférico actual.

Hasta muy recientemente, la comunidad meteorológica había tenido que usar análisis que respaldaran la predicción del clima en tiempo real. Estos análisis eran muy inhomogéneos en

tiempo al haber habido grandes mejoras en los sistemas de asimilación de datos. Esta situación ocasionó estragos con el monitoreo climático ya que las mejoras producían cambios en el clima aparente, es decir, al haber nuevas técnicas de medición, se ocasionaba que hubiera datos de mejor calidad que no concordaban con los datos anteriores a este “boom” tecnológico, entonces, la calidad y la utilidad del re-análisis son superiores por ejemplo para los análisis anteriores del NCEP porque:

*Son usadas más observaciones.

*El concepto de control de calidad de los datos ha sido establecido.

*El proceso de integración de la dupla modelo-datos permanece sin cambios (esencialmente) durante el proyecto.

*Hay muchos mas campos que son obtenidos.

*El número de observaciones es mucho mayor.

Los archivos que obtengamos están grabados en formato net-CDF(.nc). La terminación net-CDF (network Common Data Form) es un conjunto de interfaces para acceder a arreglos de datos y una colección de acceso a librerías, que son distribuidas gratuitamente, para C, FORTRAN, C++, Java y otros lenguajes. La librería net-CDF soporta un formato de “máquina independiente” para representar datos científicos, Juntos; las interfaces, librerías y el formato permiten la creación, acceso y fácil distribución de datos científicos.

El software para netCDF fue desarrollado por Glenn Davis, Russ Rew, Steve Emmerson, John Caron, Harvey Davies, and Ed Hartnett en el Unidata Program Center en Boulder Colorado con la colaboración de muchos otros usuarios de netCDF

Entre las ventajas que tienen los archivos netCDF es que son autodescriptivos, ya que un archivo netCDF incluye información acerca de su contenido, cada archivo netCDF puede contener un número ilimitado de variables multidimensionales (con diferentes “tipos” que incluyen caracteres, variables de tipo real, integradas, bytes), y cada variable puede ser acompañada por datos auxiliares, como las unidades de medición ó un texto descriptivo⁶. Son de acceso directo, porque un pequeño subconjunto de una gran base de datos puede ser leído eficientemente sin leer primero todos los datos precedentes. Son 100% compartidos ya que diferentes usuarios pueden acceder al mismo archivo al mismo tiempo; son archivables, ya que todas las aplicaciones y formas de un archivo netCDF son y serán soportadas por el software presente y/o futuro. Y la librería permite un acceso directo para grabar y recibir datos por nombre de variable ó por índice.

En resumen, un archivo del tipo netCDF facilita el uso de archivos comunes aún por distintas aplicaciones, permite que el transporte (el compartir) los datos sea de manera mas transparente entre dos computadoras que no sean similares ya que no existe la traslación de datos. Reduce el esfuerzo de programar en FORTRAN o C++ (esfuerzo que era importante a la hora de interpretar formatos) ya que las aplicaciones para estos dos programas son los mismos y reduce errores al interpretar datos y sus auxiliares.

Se tomaron datos climáticos también de The Bunker Climate Atlas del NOAA.

⁶ Es decir que colecciones de variables multidimensionales pueden ser aleatoriamente elegidas para leer sin conocer detalles de cómo se grabó cada variable.

Capítulo III

3.1. Experimentos

La zona en donde el efecto del Norte fue mas importante (como veremos) fue la costa oeste del Golfo de México, desde la costa de Texas hasta el Golfo de Campeche, por lo tanto la región del Golfo de México se dividió arbitrariamente en tres partes como lo muestra la figura 3. Se obtuvieron valores promedio de cada una de estas zonas⁷ a partir de los datos obtenidos del modelo. Entonces a la **zona 1** la definimos en el intervalo de latitud 26.16°N , 28.58°N ; para la **zona 2**: latitud 22.04°N - 26.72°N . Y la **zona 3** con latitud: 20.44°N - 22.84°N .

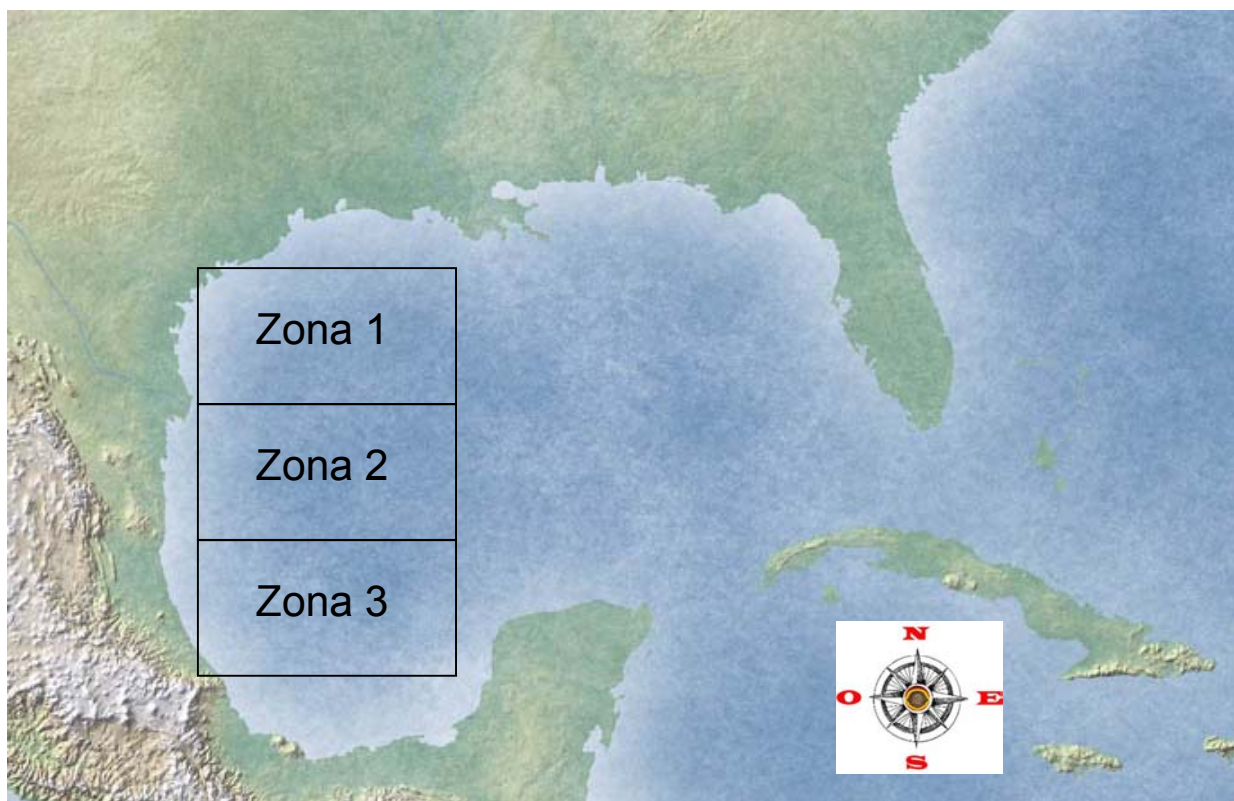


Figura 3.1. División del área del Golfo de México en tres regiones.

La simulación de generación de anomalías de temperatura se realiza para mejorar el entendimiento de la influencia de la atmósfera en la generación de ATSM en la superficie del mar y de los cambios en la profundidad de la capa de mezcla oceánica. En la simulación numérica se pueden aislar los mecanismos físicos dominantes que controlan la variabilidad térmica en la superficie del mar y la posible conexión entre el océano y la atmósfera (Frankgoul, 1985).

Para la simulación de las ATSM y de los cambios profundidad de la capa de mezcla, se asumió una profundidad normal de la capa de mezcla de 61m y una temperatura del aire en superficie de 298.15K (25°C); así como una temperatura constante por debajo de la termoclina de: (288.15 K (15°C)). Los datos se fueron actualizando cada 6 hrs en el modelo termodinámico para la capa

⁷ Como se habla de valores promedio, los máximos de intensidad quizás no serán claros en estas figuras, sin embargo se hará un análisis espacial del máximo de magnitud para todas las variables mas adelante. Los promedios se obtuvieron de los valores obtenidos por el modelo de tal manera que se barriera la zona del Golfo haciendo la distinción que proponemos, es decir, un promedio graficado a partir de los datos para la zona 1, uno para la zona 2 y uno de los datos pertenecientes a la zona 3.

de mezcla en un lapso de 8 días; del 16 de diciembre hasta el día 23 de diciembre de 1980, sobre toda el área del Golfo de México.

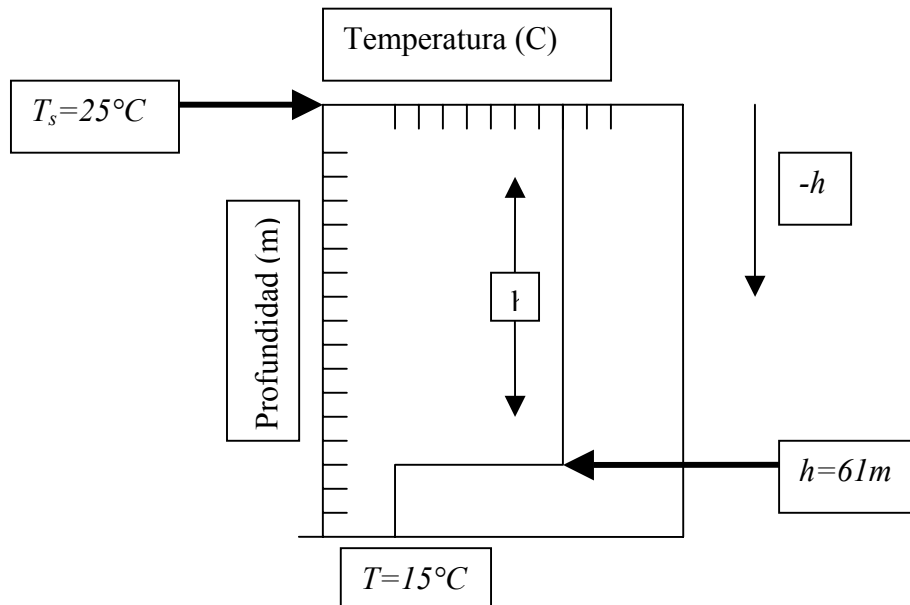


Figura 3.2 Modelo idealizado de una capa de la capa superior del océano con las condiciones iniciales asignadas donde h es la profundidad de la capa de mezcla y z es la profundidad.

Los primeros experimentos que se realizaron fueron los de retorno a la normal, que se caracterizan por simular la disminución o aumento con respecto al tiempo de las anomalías de temperatura superficial oceánicas (ATSM) y de los cambios en la profundidad de la capa de mezcla. Se obtuvieron gráficos de regreso a la normal para la magnitud de la velocidad del viento en sus dos direcciones, anomalías en la temperatura de la superficie del mar, cambios en la profundidad de capa de mezcla y de las contribuciones a las anomalías de temperatura en la superficie del mar por: flujos de calor latente y calor sensible, calentamiento por radiación neta en superficie, por transporte vertical turbulento a través de la termoclina (entrainment) por transporte horizontal de calor por corrientes de deriva, por transporte horizontal turbulento de calor, se obtuvieron también gráficos de regreso a la normal de las anomalías en la velocidad de penetración turbulenta a través de la termoclina, y las anomalías en la velocidad vertical por el rotacional del esfuerzo del viento (bombeo de Ekman).

Se realizaron tres experimentos para la generación de las anomalías en la temperatura superficial del mar y de los cambios en la profundidad de la capa de mezcla utilizando para su generación la magnitud del viento, la humedad relativa (%) y la nubosidad (%) de tal manera que se observara el efecto que estas tienen sobre las (ATSM) y los cambios en la profundidad de la capa de mezcla.

El primer experimento de regreso a la normal para las anomalías en la temperatura superficial del mar el cual indicaremos como TSDN1, consideró solamente las anomalías en las componentes meridional y zonal del viento (en m/s) y la temperatura del aire en superficie $^\circ\text{C}$; el segundo experimento TSDN2, consideró las anomalías en las componentes meridional y zonal del viento, la temperatura del aire en superficie y la humedad relativa (%) y el tercer experimento TSDN3, consideró las anomalías en las componentes meridional y zonal del viento, la temperatura del aire en superficie, la humedad relativa (%) y la nubosidad (%). Los

experimentos para los cambios en la profundidad de la capa de mezcla fueron igualmente estructurados. (HSDN1, HSDN2, HSDN3 respectivamente)

Se graficaron los mismos experimentos y se analizaron a través de un **análisis espacial** y no temporal, usando gráficos mostrando isolíneas que representan la zona por donde la variable en consideración es evaluada, dándonos entonces la oportunidad de obtener un mapa general de la zona exclusivamente para un día en particular. La estructura de estos experimentos y las condiciones iniciales son los mismos que los de regreso a la normal.

3.2. Resultados

3.2.1 Regreso a la normal.

Las componentes meridional y zonal del viento son de particular importancia. La figura 3.a. y 4.b. muestran el comportamiento de la componente zonal y meridional, respectivamente, en función del tiempo. Las figuras mencionadas muestran la magnitud y la dirección del viento, entendiéndose esta última como el signo que precede al valor de viento. Así un signo negativo indica que el viento viaja en dirección norte sur y un signo positivo significa que viaja en dirección oeste-este. Como podemos ver en la figura 3.a. para el viento zonal, se presentan valores de 10 m/s en las tres zonas, hasta el 17 de diciembre, cuando se acercan a la normal y se mantienen sin variación significativa hasta el día 21, cuando se vuelven anomalías negativas del orden de los -3.8 m/s para la zona 1, -4m/s para la zona 2 y de -2.8m/s para la zona 3. En el caso del viento meridional, el día 18 se presentan valores de 7.8 m/s para la zona 1, para la zona 2 de 6m/s y para la zona 3 de 4m/s, pero para el día 19 en las tres zonas se da un cambio de dirección y en las tres zonas se presentan anomalías negativas máximas para las tres zonas en el día 20 y 21 del orden de los -8 m/s para la zona 1 y de -7.2 par la zona 2 y de 4.2m/s.

De las figuras (3.a) y la (3.b) se puede observar que la componente con más intensidad es la componente meridional, de acuerdo a lo esperado ya que el frente se desplaza de norte a sur.

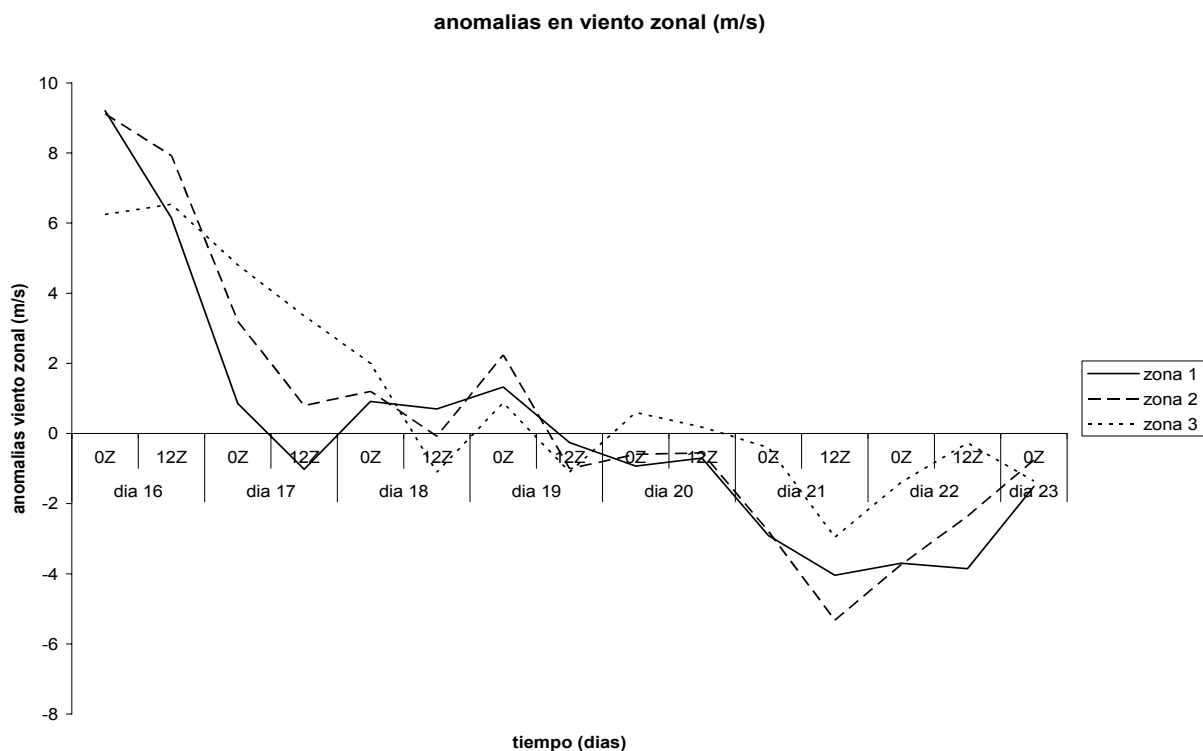


Figura 3a Anomalías en el viento zonal (m/s) del día 16 al día 23 de diciembre de 1980, observadas en las tres zonas mostradas en la figura 3.1

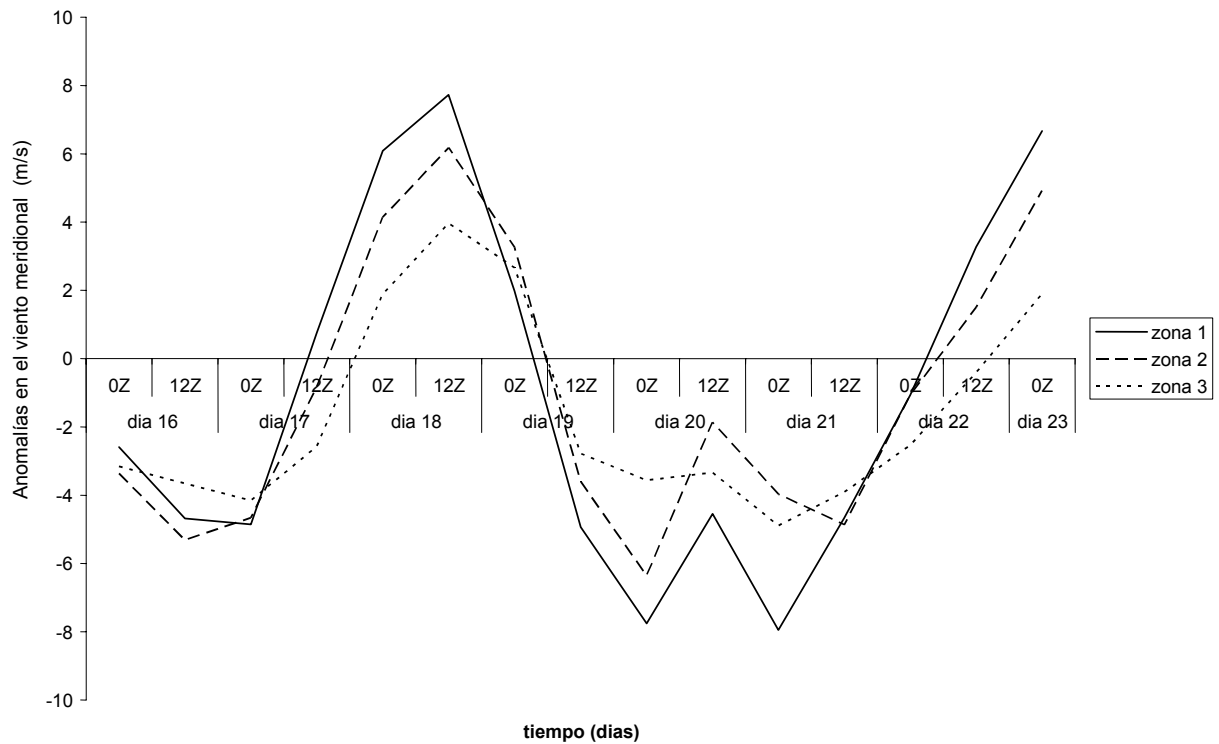


Figura 3b. Anomalías en el viento meridional (m/s) del día 16 al día 23 de diciembre de 1980, observadas en las tres zonas mostradas en la figura 3.1

A continuación se presentan los gráficos de las anomalías en la temperatura de la superficie del mar para cada zona, y para cada experimento:

Como podemos observar, en la figura 3.3^a las anomalías de temperatura para el primer experimento (TSDN1) son negativas todo el tiempo, es decir la temperatura desciende, desviándose de la normal casi 0.6°C a lo largo del “Norte”; hasta el día 19 donde la desviación de la normal es de -0.12°C , en donde se aleja negativamente de la normal hasta -0.58°C en el día 22; para el segundo experimento, (TSDN2) se registró un descenso de -0.14°C hasta el día 19 y de -0.52°C para el día 21; para el tercer experimento (TSDN3) la desviación es de -0.18°C hasta el 19 de diciembre. Y para el 21 de diciembre, la desviación ha alcanzado -0.58°C .

Para la zona 2 (figura 3.4) las anomalías son parecidas con respecto a la zona 1, para TSDN1 tenemos que el rango de desviación esta entre 0 y -0.19°C hasta el día 19 de diciembre donde la anomalía se aleja hasta llegar a -0.48°C en el día 21 donde desciende aún más hasta llegar a -0.58°C . Para TSDN2, de la misma manera y hasta el 19 de diciembre, tenemos anomalías de -0.21°C aumentando hasta -0.45°C para el día 21 y descendiendo -0.5°C para el curso posterior del Norte. Para TSDN3 el rango está entre 0 y -0.27°C hasta el 19 de diciembre y después disminuye hasta llegar a -0.56°C para el día 21 descendiendo aún -0.5°C mas para finalizar el Norte.

Para la zona 3 (figura 3.5) el orden de las anomalías tiene valores distintos que en el caso anterior. Para TSDN1, un rango de 0°C a -0.07°C hasta la fecha del 19 de diciembre, posteriormente para el 21 de diciembre la anomalía se ha alejado de la normal negativamente hasta alcanzar valores de -0.24°C , para TSDN2 la anomalía es de -0.17°C hasta el día 20 y de -0.28°C para el 21 de diciembre, aumentando positivamente 0.01°C para el final del Norte. TSDN3 se comporta de manera parecida a TSDN2 pero con una anomalía negativa que va de

0°C a -0.19°C hasta el 19 de diciembre, disminuyendo hasta -0.35°C mas para el día 21 disminuyendo -0.05°C mas hasta el final del Norte.

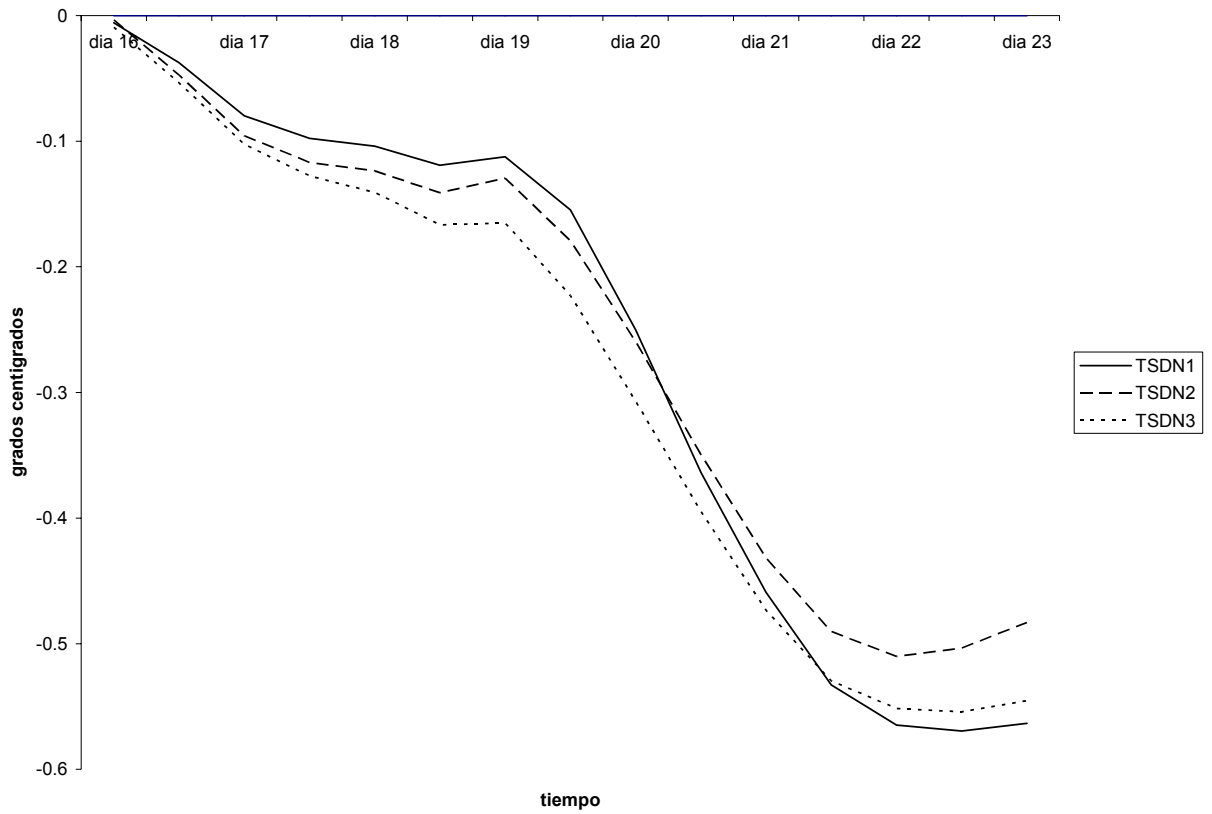


Figura 3.3. Anomalías en la temperatura de superficie (grados centígrados). Zona 1

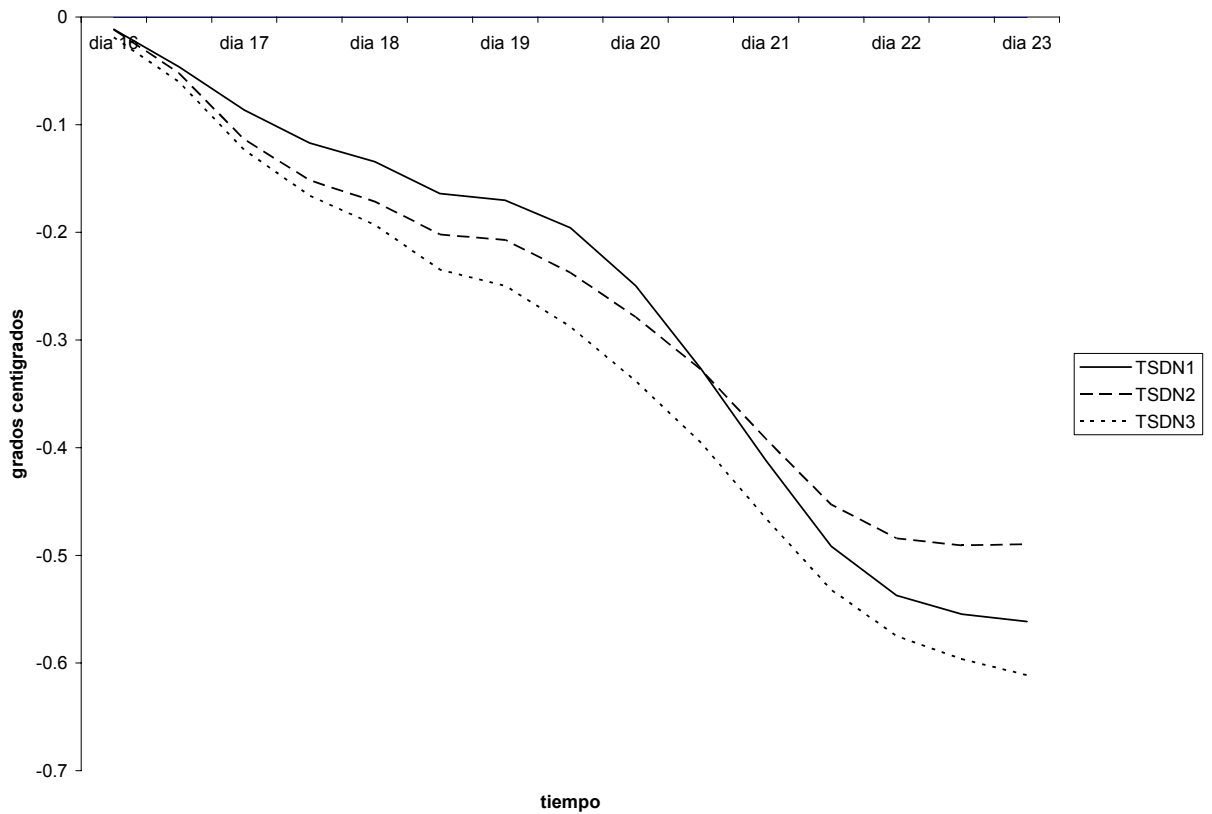


Figura 3.4. Anomalías en la temperatura de superficie (grados centígrados). Zona 2.

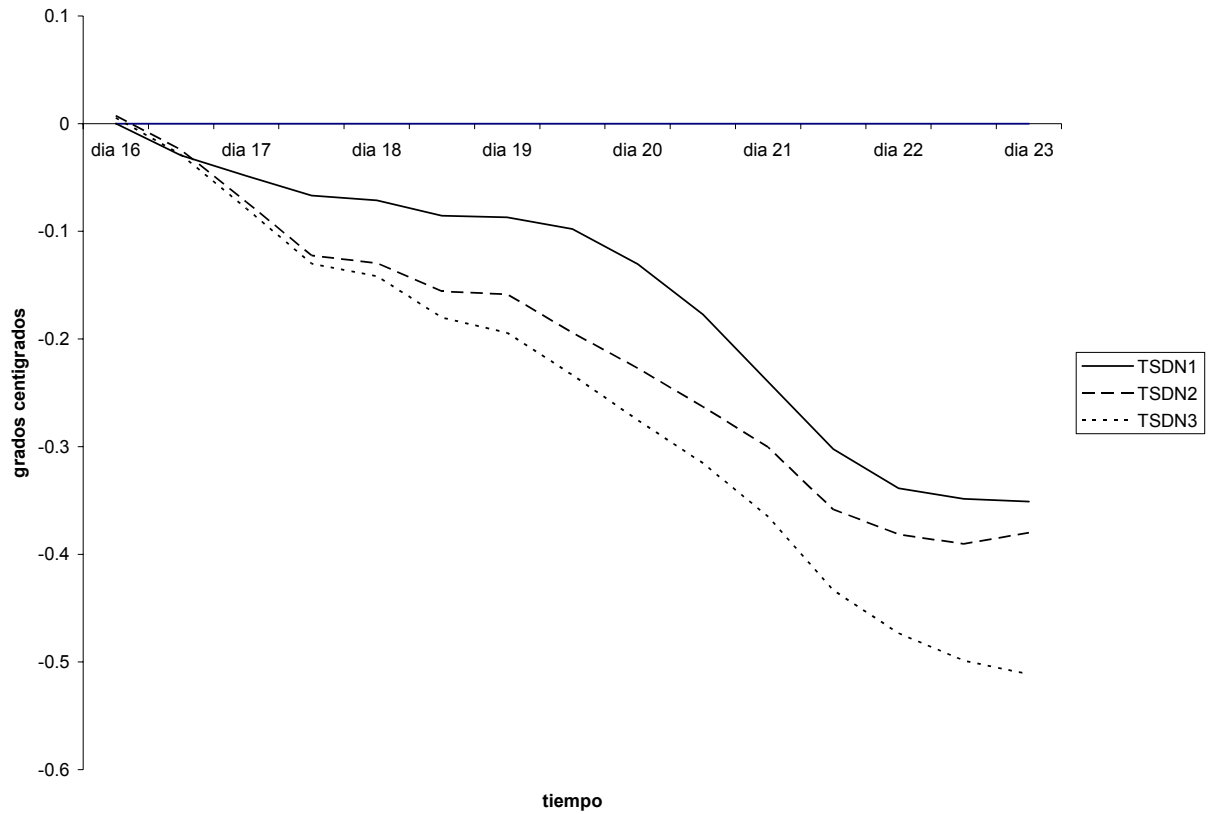


Figura 3.5. Anomalías en la temperatura de superficie (grados centígrados). Zona 3.

Se presentan a continuación los gráficos de las anomalías en la profundidad de la capa de mezcla para las tres zonas y los tres experimentos. En la figura 3.6. se presentan las anomalías en la profundidad de la capa de mezcla para los tres experimentos en la zona 1.

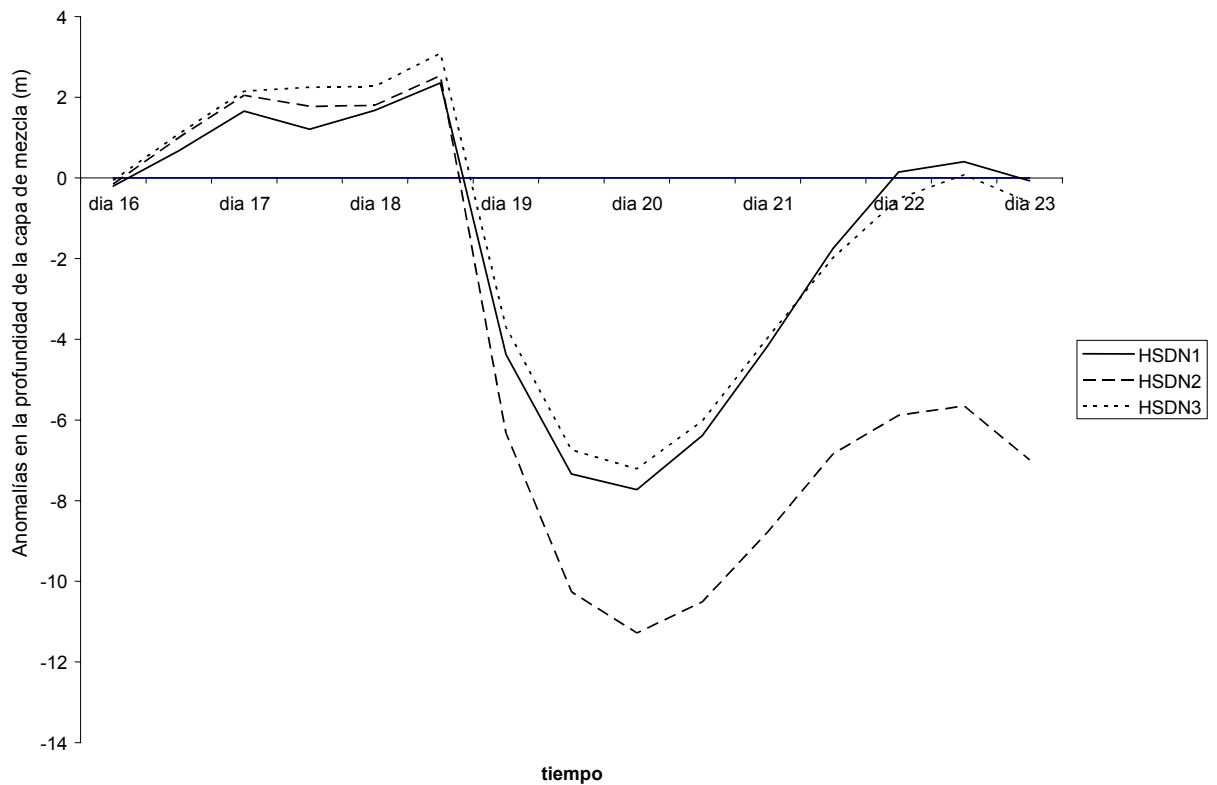


Figura 3.6. Anomalías en la profundidad de la capa de mezcla (m). Zona 1.

Debemos recordar que la profundidad se define positiva hacia abajo, por lo que un valor negativo indicara que la capa se hizo más somera, es decir que su profundidad decreció. Para el caso del primer experimento (HSDN1) las anomalías se mantienen en el intervalo 0 a -2m hasta el día 19 donde la anomalía se aleja de la normal para alcanzar un valor de -5.5m y presenta en ese día una profundidad de capa de mezcla de 55.5m (su profundidad decrece); para el día 21 la anomalía en la capa de mezcla se muestra como un aumento en la profundidad, que sin embargo se mantiene en la normal para lo que resta del Norte. Para el segundo experimento (HSDN2), el comportamiento es muy similar, para el día 19 de diciembre la anomalía se aleja de la normal hasta alcanzar los -10 metros y la capa de mezcla se torna mas somera siendo su profundidad de 51m, para el día 21 se acerca a la normal hasta llegar a -8 metros sin cruzar nunca el eje de la normal por lo cual la profundidad de la capa de mezcla es de 53m para esta fecha según el modelo. En el tercer experimento (HSDN3), inicia como en los anteriores experimentos alejándose de la normal hacia los -6.8m y haciendo mas somera a la capa de mezcla (h=54.2m) para el día 19 se presenta un aumento en la profundidad y por lo tanto un regreso a la normal hasta llegar a los -4m (h=57m) para el día 21 tocando al eje normal para el día 23.

Para la zona 2, se muestran los tres experimentos en la figura 3.7 para HSDN1, se mantiene casi sin anomalías hasta el día 19 aumentando la profundidad y alcanzando un orden de 4.5m para el día 21 y de 6.3m para el día 22 (h=67.3m); para el caso de HSDN2 el comportamiento inicia como anomalía negativa del orden de los -3.6m aumentando la profundidad y acercándose hacia la normal hasta alcanzar el 0 para el día 18 y para el día 19 de -3.6m; para el día 21 la anomalía ha cruzado el eje de la normal y tiene valores de 2.4m; para el tercer experimento HSDN3 la anomalía empieza en -4m y para el día 21 esta tiene un orden de 2.3m, aumentando hasta los 4.6m para el día 22. En la figura 3.8, mostramos las anomalías en la profundidad de capa de mezcla para la zona 3, que siempre son negativas y por ende su profundidad es siempre menor que la normal; y para el caso de HSDN1 estas se mantienen entre -15m y -20m para todos los días. En el caso de HSDN2, abarcan un intervalo de entre -25m y -27m, y para el HSDN3 el intervalo de variación se da entre los -24m y -25m.

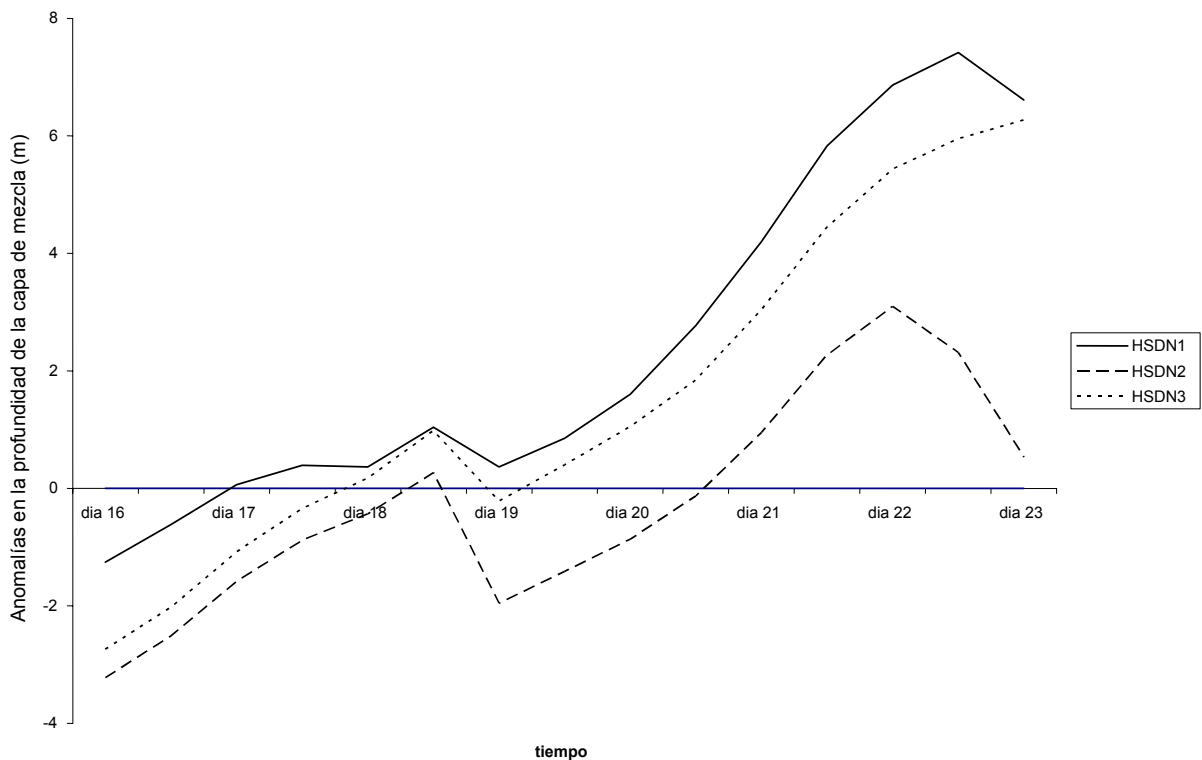


Figura 3.7. Anomalías en la profundidad de la capa de mezcla (m). Zona 2.

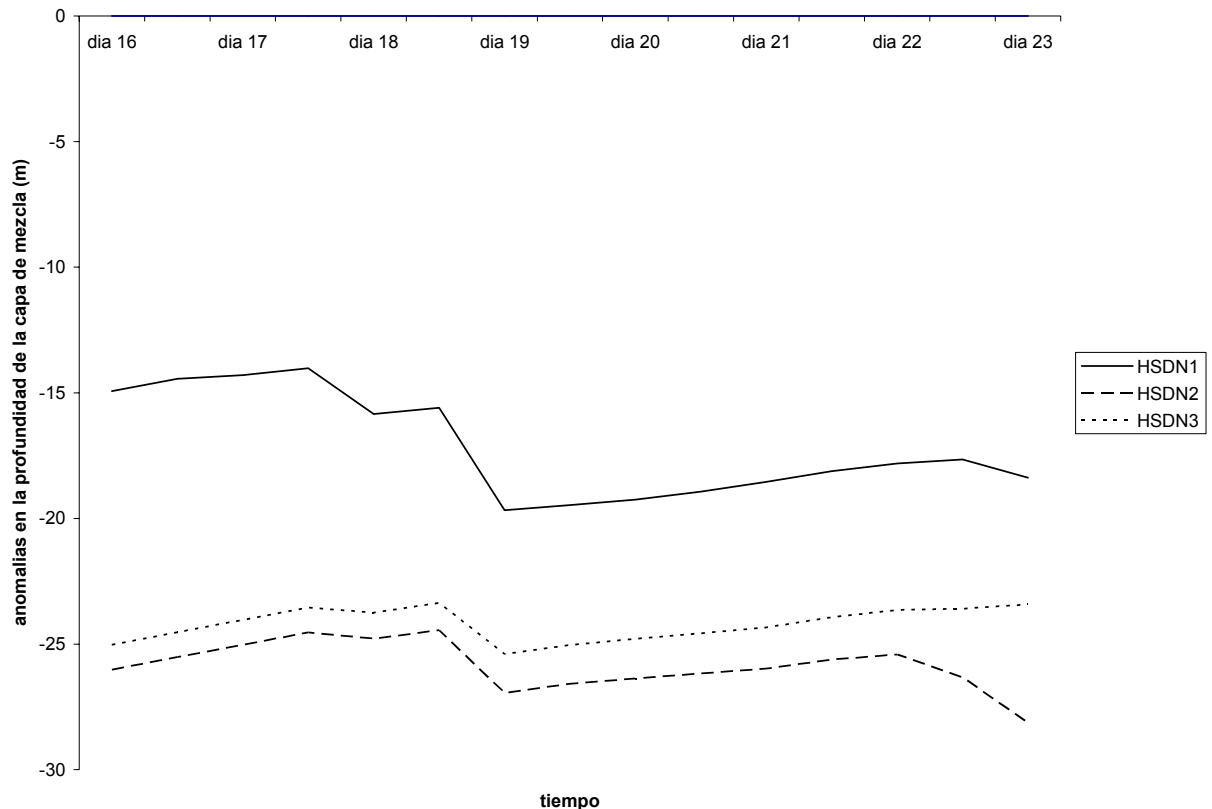


Figura 3.8. Anomalías en la profundidad de la capa de mezcla (m). Zona 3.

Nos concentraremos ahora en mostrar las gráficas de los experimentos, tanto para las anomalías de la capa de mezcla como para anomalías en la temperatura, en los que fueron utilizados todas las variables, viento, temperatura del aire, humedad relativa y nubosidad en las mismas zonas mencionadas anteriormente, mostrando el comportamiento del Norte y de las anomalías que causa en la profundidad de la capa de mezcla y en la temperatura en las tres zonas, en una misma gráfica. La figura 3.9 muestra las anomalías en la temperatura del aire en superficie la cual muestra el comportamiento siguiente; en la zona 1, con anomalías negativas de -0.18°C hasta el día 19 de diciembre y el 21, se disminuye hasta los -0.54°C para mantenerse estable después de esta fecha. Para la zona 2 el comportamiento es similar pero claramente más acentuado, ya que se nota una disminución en la temperatura de -0.26°C hasta el 19 de diciembre, descendiendo hasta -0.55°C , descendiendo aún 0.1°C para el 21. Y para la zona 3 el comportamiento es menos marcado que en la zona 2, ya que la variación hasta el día 19 es de -0.18°C y el 21 es de hasta los -0.38°C .

Con respecto a los cambios en la profundidad de capa de mezcla, la figura 3.10 muestra que para la zona de 1 y hasta el día 19 el rango de variación es negativo pero muy pequeño y se mantiene entre 0 y -0.2m con anomalías negativas a partir de esa fecha hasta el día 21 de diciembre donde se aleja hasta los -14m ($h=47\text{m}$), y se acerca a la normal aumentando la profundidad, se convierte en anomalía positiva y alcanza un valor de 5m ($h=66\text{m}$), acercándose a la normal para el día 23.

Para la zona 2, entre el día 16 y 19 se nota una anomalía negativa entre -4m y 1m y para el día 21 alcanza los 5m y los 5.3m para el resto del norte ($h=66.3\text{m}$). La zona 3 comienza con una anomalía de -25m ($h=36\text{m}$) hasta el día 19, y para el resto de los días, se presentan valores en ese rango.

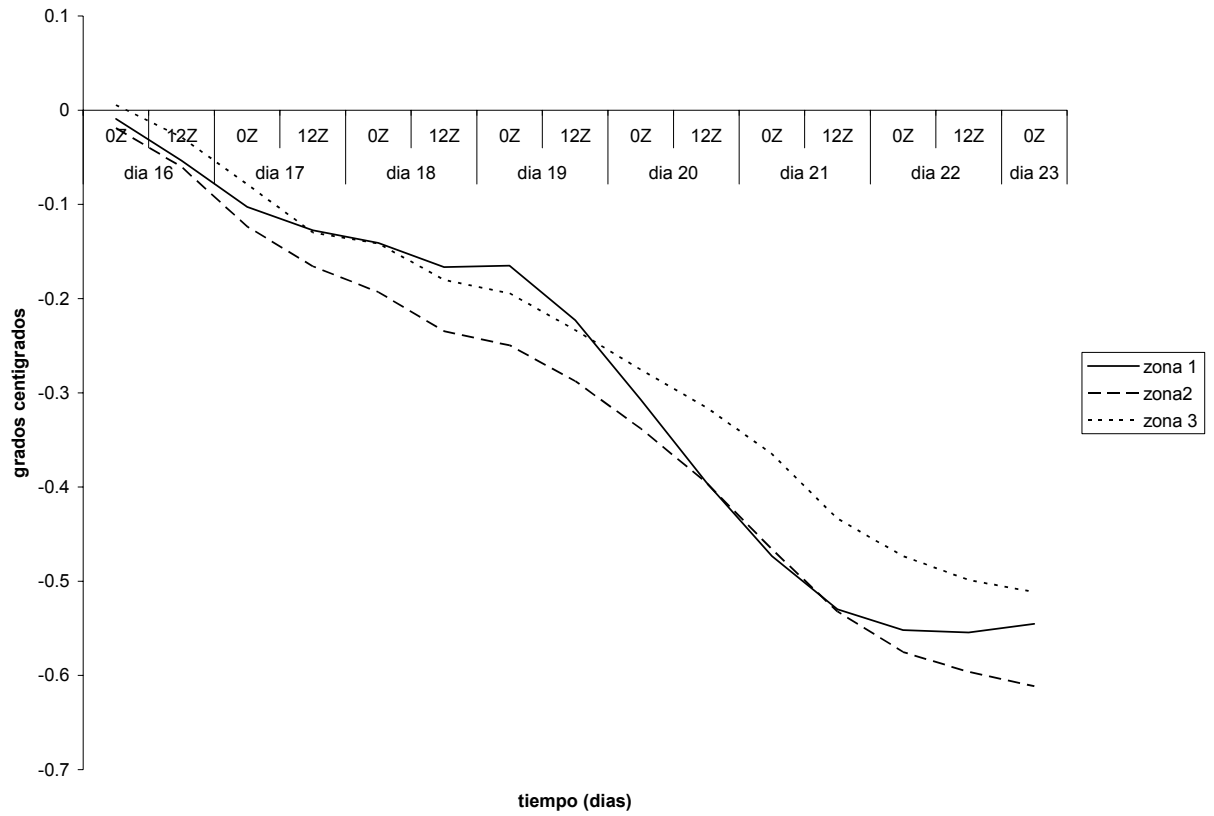


Figura 3.9. Anomalías en la temperatura de superficie del mar (grados) Experimento usando temperatura en superficie, viento, humedad relativa y nubosidad

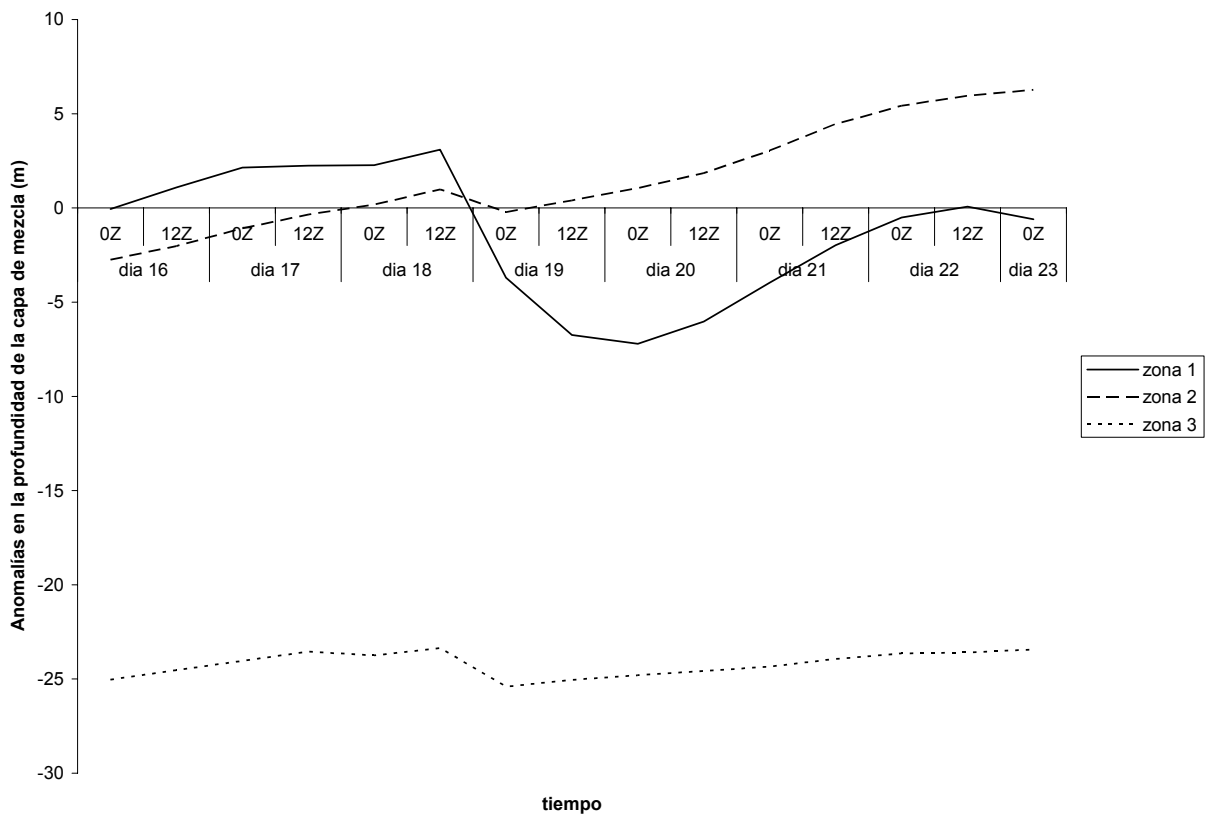


Figura 3.10. Anomalías en la profundidad de la capa de mezcla (m) Experimento usando temperatura en superficie, viento, humedad relativa y nubosidad.

Del mismo modo que hicimos con las anomalías de la capa de mezcla y de la temperatura superficial, analizaremos cualitativamente las contribuciones a las anomalías de la temperatura de la superficie del mar para las tres zonas por: radiación neta en superficie, por calor sensible y por calor latente, por transporte horizontal de calor por anomalías en la corriente de deriva oceánica, por transporte horizontal turbulento de calor, por transporte vertical turbulento de calor a través de la termoclina, analizaremos también las graficas de las anomalías de la velocidad de penetración vertical turbulenta a través de la termoclina y la velocidad vertical por el rotacional del esfuerzo del viento (bombeo de Ekman). De acuerdo a lo establecido en el modelo debemos considerar un marco de referencia que otorga a h un valor positivo hacia abajo en el cual un valor negativo en el caso de los flujos de radiación indicará que se esta cediendo energía al mar, conforme se explique cada caso se ilustrara el uso de esta conveniencia.

Las graficas se presentan como contribuciones al enfriamiento de la temperatura de la superficie del mar, por lo tanto se presentaran en grados centígrados por día. Sin embargo, dado que el comportamiento de las graficas de estas variables no es a veces muy suave, no se describirá el comportamiento en todos los días sino en los momentos donde así sea necesario. La figura 3.11 muestra el comportamiento de las anomalías por radiación neta en superficie para las tres zonas con un orden de $10^{-2}^{\circ}\text{C}/\text{día}$; Para la zona 1, el día 19 de diciembre se tienen contribuciones de $-0.005^{\circ}\text{C}/\text{día}$ variando entre $-0.01^{\circ}\text{C}/\text{día}$ y $-0.005^{\circ}\text{C}/\text{día}$ hasta el día 23 y en la zona 2 variando en el mismo intervalo que en la zona 1 pero con valores de $-0.085^{\circ}\text{C}/\text{día}$ para el 23; en la zona 3 se tiene anomalías positivas todo el tiempo con un orden de $0.005^{\circ}\text{C}/\text{día}$ para el día 19 y de $0.03^{\circ}\text{C}/\text{día}$ para el día 20 y de $0.017^{\circ}\text{C}/\text{día}$ para el 21. En la figura 3.12 se muestran las contribuciones a las anomalías de la temperatura de la superficie del mar por calor sensible con un orden de $1 \times 10^{-2}^{\circ}\text{C}/\text{día}$, presentando valores de $-0.004^{\circ}\text{C}/\text{día}$ para el día 19 y de $0.003^{\circ}\text{C}/\text{día}$ para el día 22 en la zona 1 lo que implica que durante este periodo se absorbe energía del sol contrario al valor negativo que muestra que se cedió calor al océano. En la zona 2 se muestra un comportamiento similar y en la zona 3, las anomalías por contribuciones por calor sensible varían de manera positiva con respecto a la normal a lo largo de toda la semana teniendo valores de $0.0028^{\circ}\text{C}/\text{día}$ representando absorción de energía solar, para el día 21. La figura 3.13 nos muestra las contribuciones a las anomalías de la temperatura de la superficie por calor latente de un orden de $10^{-2}^{\circ}\text{C}/\text{día}$, que varían siempre con respecto a la normal entre $0.02^{\circ}\text{C}/\text{día}$ y $-0.05^{\circ}\text{C}/\text{día}$ (absorber y ceder calor en ese periodo). Para la zona 1 las anomalías tienen un orden de los $-0.022^{\circ}\text{C}/\text{día}$ para el día 20 y de $0.001^{\circ}\text{C}/\text{día}$ para el día 22, para la zona 2 el comportamiento es similar, y para la zona 3 siempre como anomalía negativa, para el día 21 tenemos valores de $-0.05^{\circ}\text{C}/\text{día}$ y de $-0.03^{\circ}\text{C}/\text{día}$ el día 22.

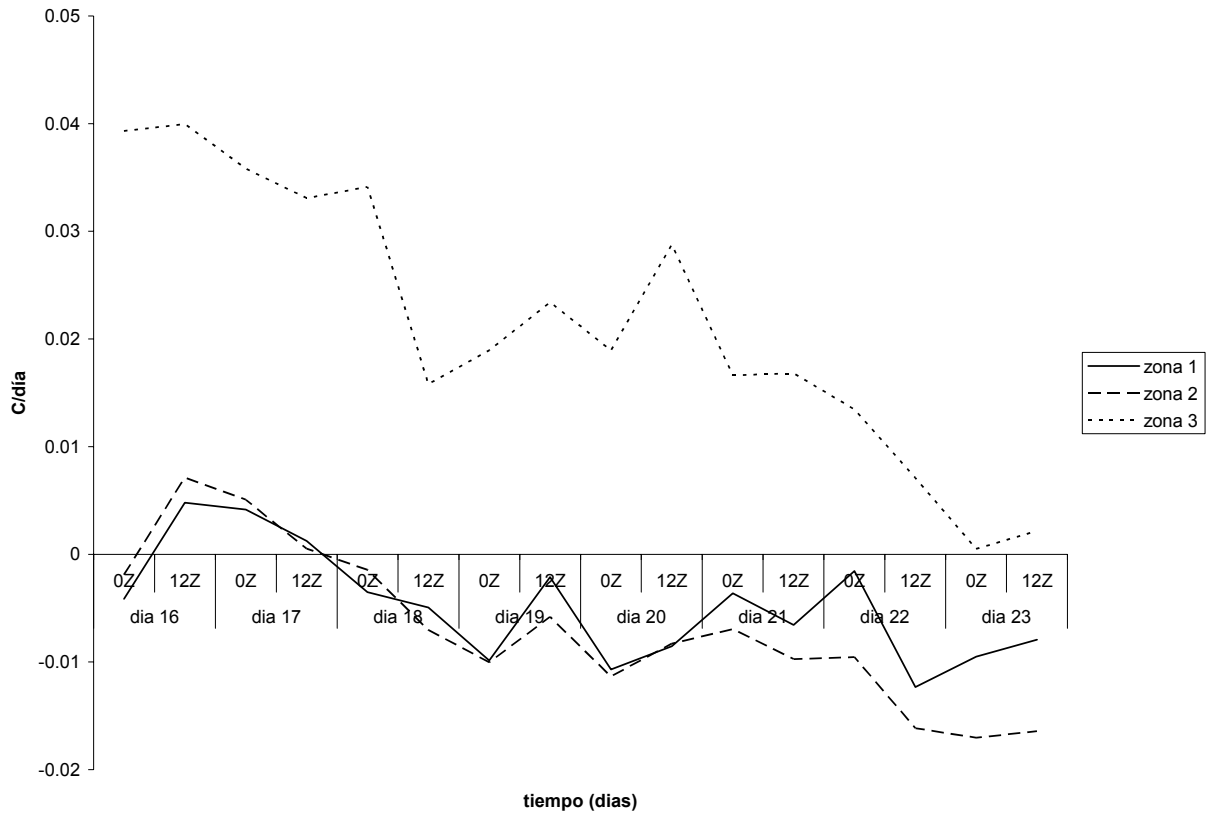


Figura 3.11. Contribución a las anomalías de la temperatura de superficie del mar en °C/día por radiación neta en superficie.

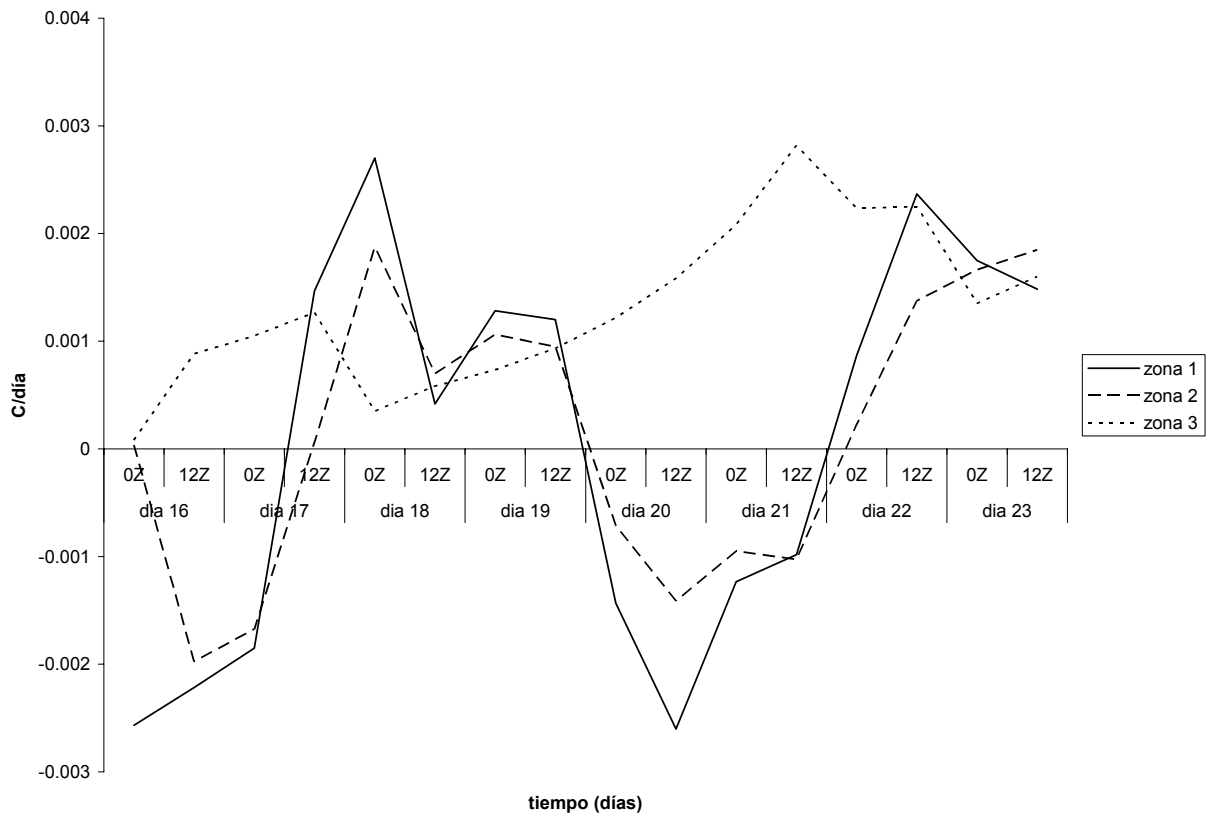


Figura 3.12 Contribución a las anomalías de la temperatura de superficie del mar en °C/día por flujo de calor sensible.

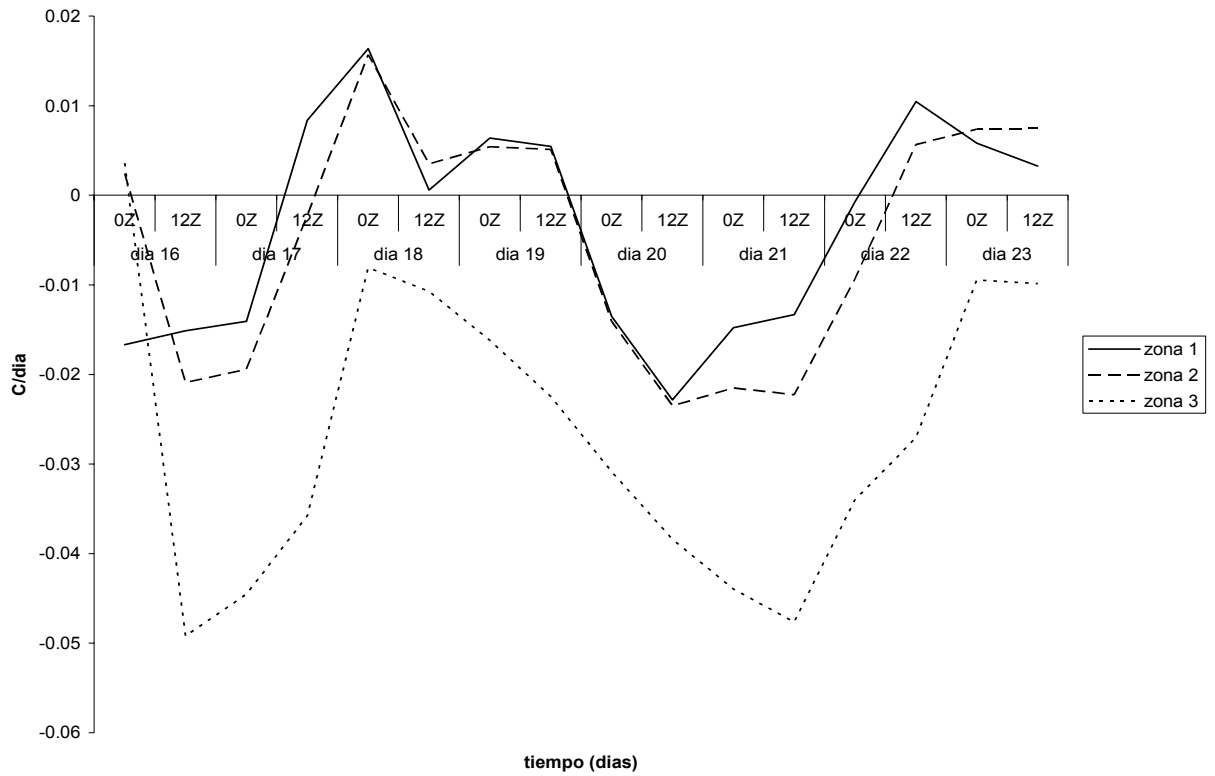


Figura 3.13 Contribución a las anomalías de la temperatura de superficie del mar en °C/día por flujo de calor latente.

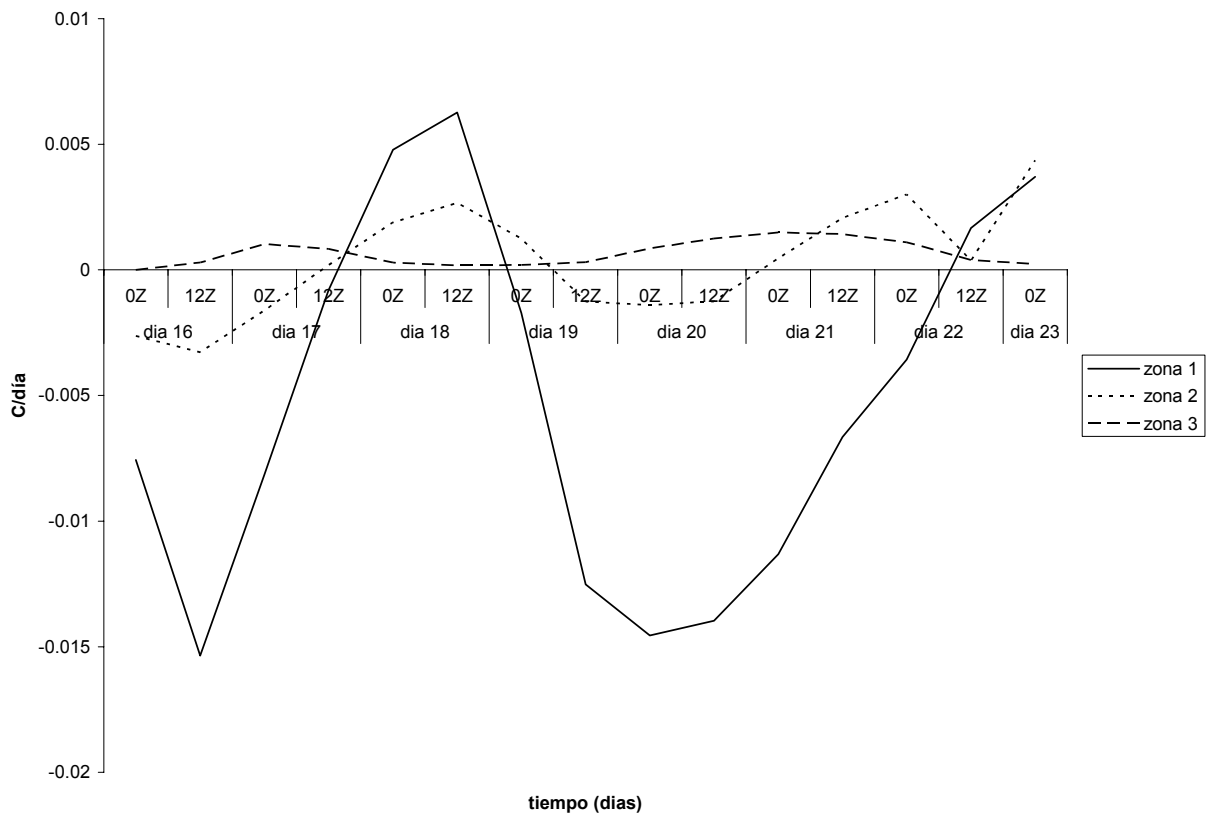


Figura 3.14. Contribución a las anomalías de la temperatura de superficie del mar en °C/día por transporte horizontal de calor por anomalías en la corriente de deriva oceánica.

La figura 3.14 muestra que en el caso de la contribución al enfriamiento de la temperatura de superficie por transporte horizontal de calor por anomalías en la corriente de deriva oceánica. Con un orden de $10^{-3}^{\circ}\text{C}/\text{día}$. El comportamiento en las tres zonas de estudio es bastante disparado, vemos pues que el comportamiento para la zona 1 del norte inicia como una anomalía negativa que para el día 18 ya tiene un valor de $0.006^{\circ}\text{C}/\text{día}$ para después hasta llegar a $-0.015^{\circ}\text{C}/\text{día}$ justo en las fechas 20 y 21 acercándose a la normal después en la gráfica hasta lograr $0.004^{\circ}\text{C}/\text{día}$. Mientras que en la zona 2 y 3, el comportamiento apenas tiene desviaciones con respecto a la normal.

En el caso de las contribuciones al enfriamiento de la temperatura de superficie por transporte horizontal turbulento de calor (figura 3.15) el comportamiento para cada zona es muy distinto y se presentan ordenes de magnitud muy pequeños ($10^{-4}^{\circ}\text{C}/\text{día}$), por ejemplo para la zona 1, siempre es negativo alcanzando los $-0.008^{\circ}\text{C}/\text{día}$ para el día 19 y con valores estables de $-0.004^{\circ}\text{C}/\text{día}$ para el 21 de diciembre. Para la zona 2 se inicia con un valor muy cercano a la normal para mantenerse positiva hasta el día 19, con valores de $-0.0038^{\circ}\text{C}/\text{día}$ para el día 21 acercándose a la normal unas centésimas de grado para el día 23. Para la zona 3, la contribución se aleja de la normal negativamente con un valor de $-0.0001^{\circ}\text{C}/\text{día}$ para el día 19 hasta alcanzar los $-0.0025^{\circ}\text{C}/\text{día}$ para el día 21.

El gráfico de las contribuciones a las anomalías de la temperatura de la superficie del mar por transporte vertical turbulento de agua a través de la termoclina (entrainment). (Figura 3.16), del orden de los $1 \times 10^{-1}^{\circ}\text{C}/\text{día}$ los valores para la zona 1 para el día 19 de $-0.038^{\circ}\text{C}/\text{día}$ a $0.018^{\circ}\text{C}/\text{día}$ hasta el día 21 donde se alcanzan valores de $-0.5^{\circ}\text{C}/\text{día}$ regresando a la normal para el día 22, para la zona 2, la contribución es negativa desde el inicio pero cercana a la normal (del orden de los $-0.02^{\circ}\text{C}/\text{día}$), para el día 21 donde se alejan negativamente de la normal hasta los $-0.057^{\circ}\text{C}/\text{día}$. Para el día 22 la contribución regresa a la normal. Para la zona 3 el comportamiento es similar, pero más marcado, a las otras dos, el día 21 la anomalía se aleja de la normal con una contribución negativa de $-0.081^{\circ}\text{C}/\text{día}$ acercándose a la normal sin cruzarla para el día 22.

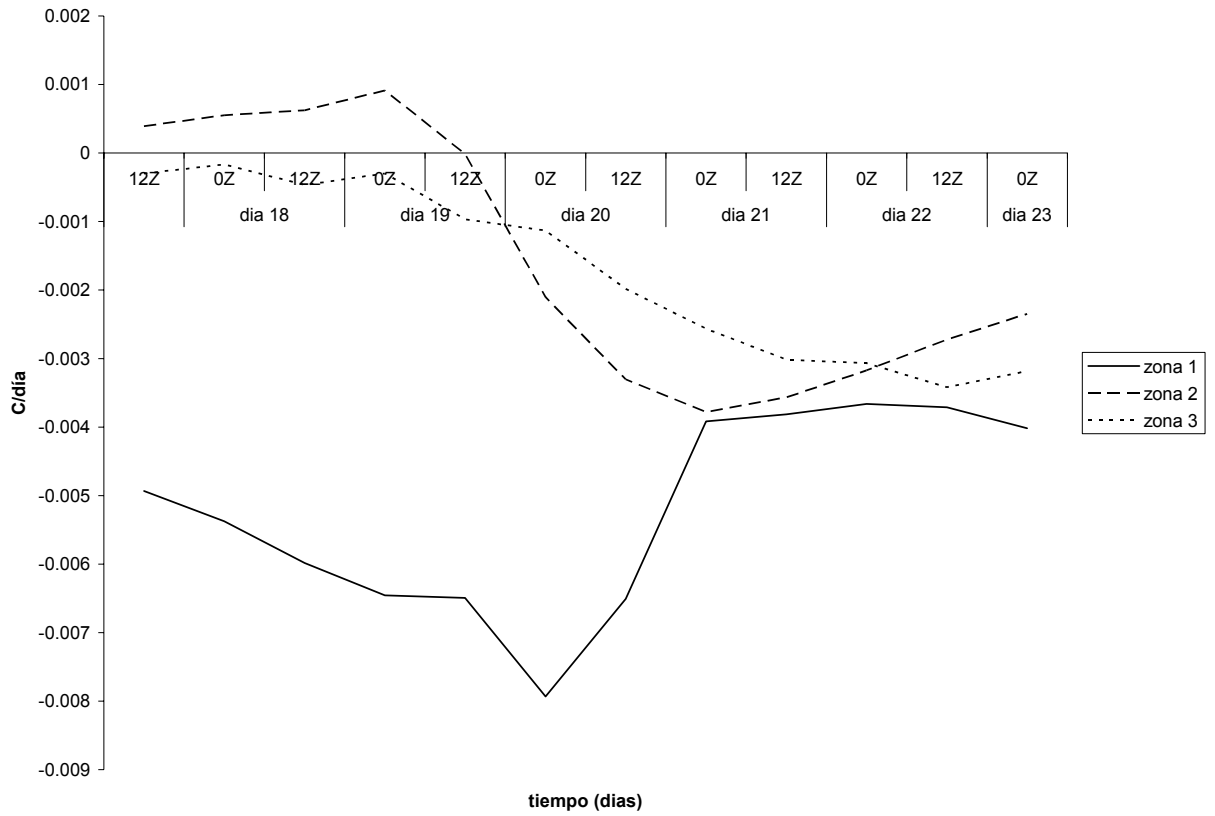


Figura 3.15 Contribución a las anomalías de la temperatura de superficie del mar en °C/día por transporte horizontal turbulento de calor por remolinos turbulentos.

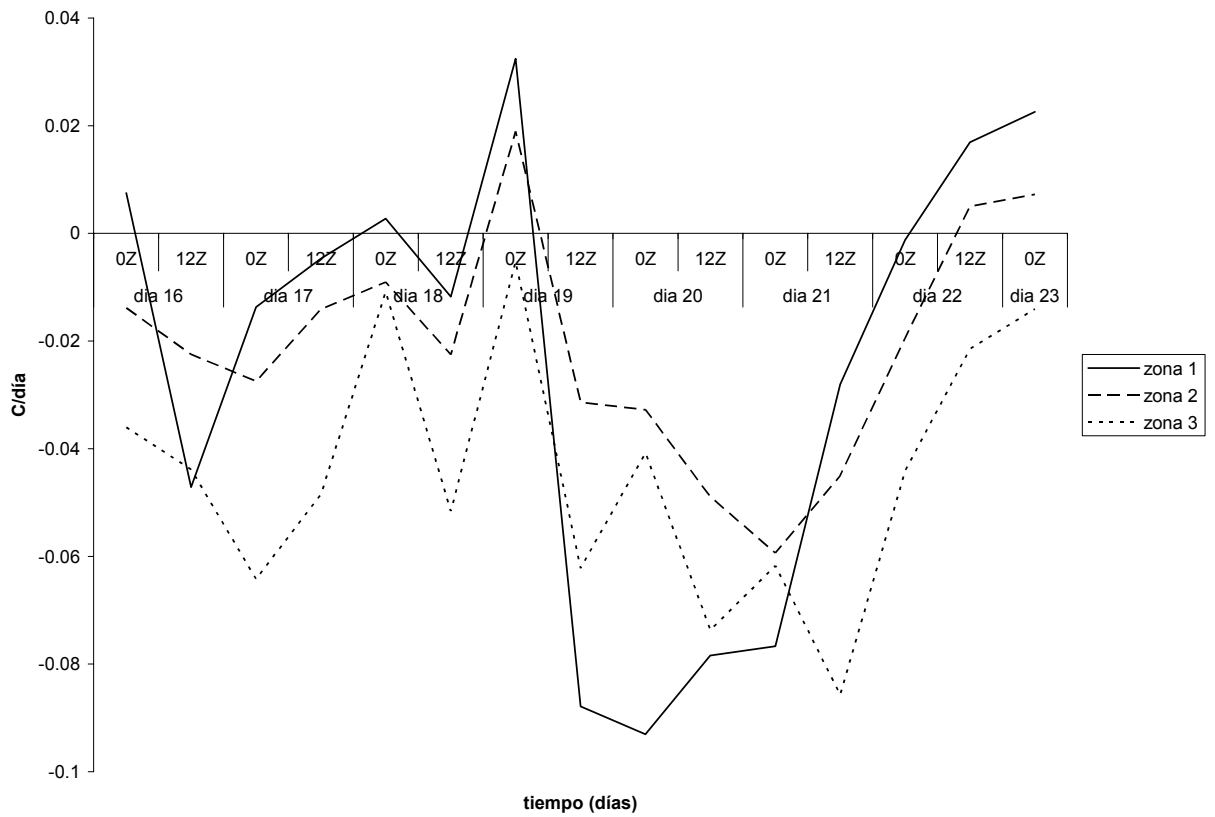


Figura 3.16 Contribución a las anomalías de la temperatura de superficie del mar en °C/día por vertical turbulento de agua a través de la termoclina (entrainment)

En la figura 3.17 podemos ver las anomalías de la velocidad de penetración vertical turbulenta a través de la termoclina siendo estas presentadas en metros sobre segundo. Y manteniéndose alrededor de la normal hasta el día 20 donde se presenta una anomalía positiva de 0.0000210m/s y acercándose después nuevamente a la normal para tener valores de 0.00020m/s y llegar a la normal el día 23. Para la zona 2 el comportamiento es iniciado con una anomalía positiva desde el inicio del orden de los 0.00002m/s y el 21 se aleja de la normal hasta los 0.000170m/s regresando a ella para el día 23. En el caso de la zona 3 también tenemos anomalías positivas del orden de 0.000002m/s hasta el día 21 donde se alcanza 0.000190m/s para después regresar a la normal, sin alcanzarla, el día 23.

La figura 3.18 muestra las anomalías de la velocidad por el Bombeo de Ekman que empiezan variando en el rango de los 0.00001m/s y -0.00004unidades hasta el día 20 donde tiene un descenso obvio, en todas las latitudes hasta los -0.0025unidades para luego tener anomalías positivas, alrededor del día 21 del orden de 0.005unidades.

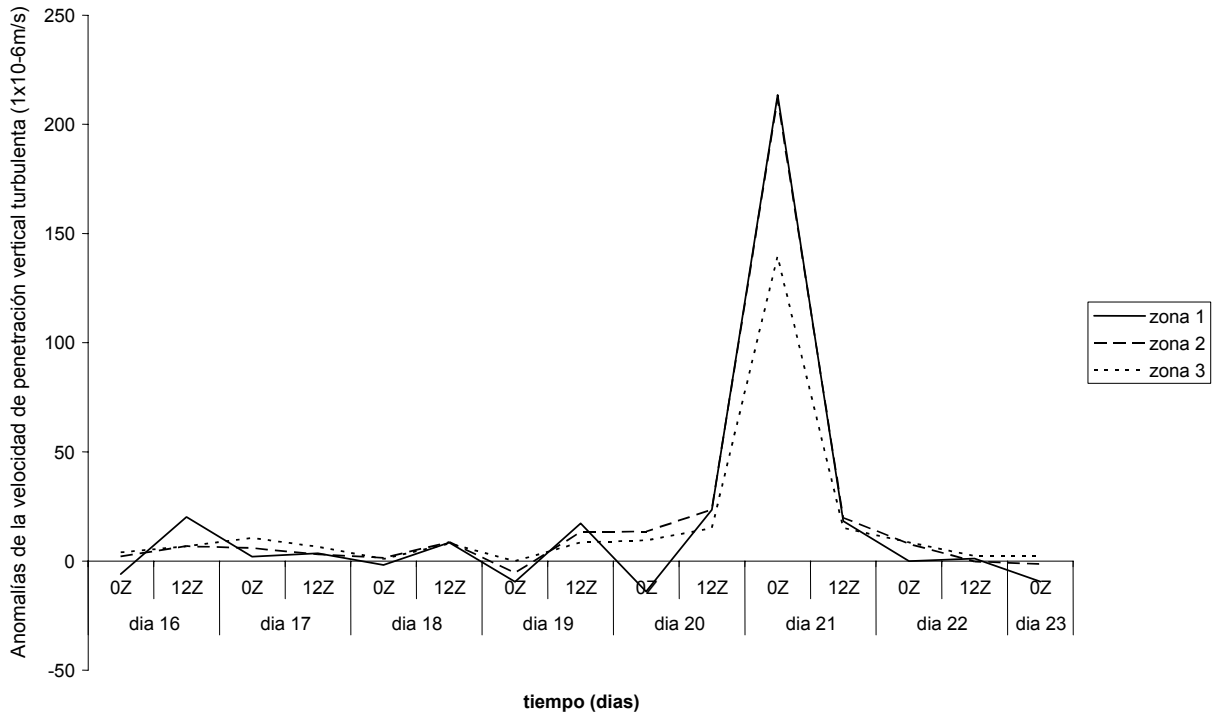


Figura 3.17 Anomalías de la velocidad de penetración vertical turbulenta a través de la termoclina (1x10⁻⁶m/s)

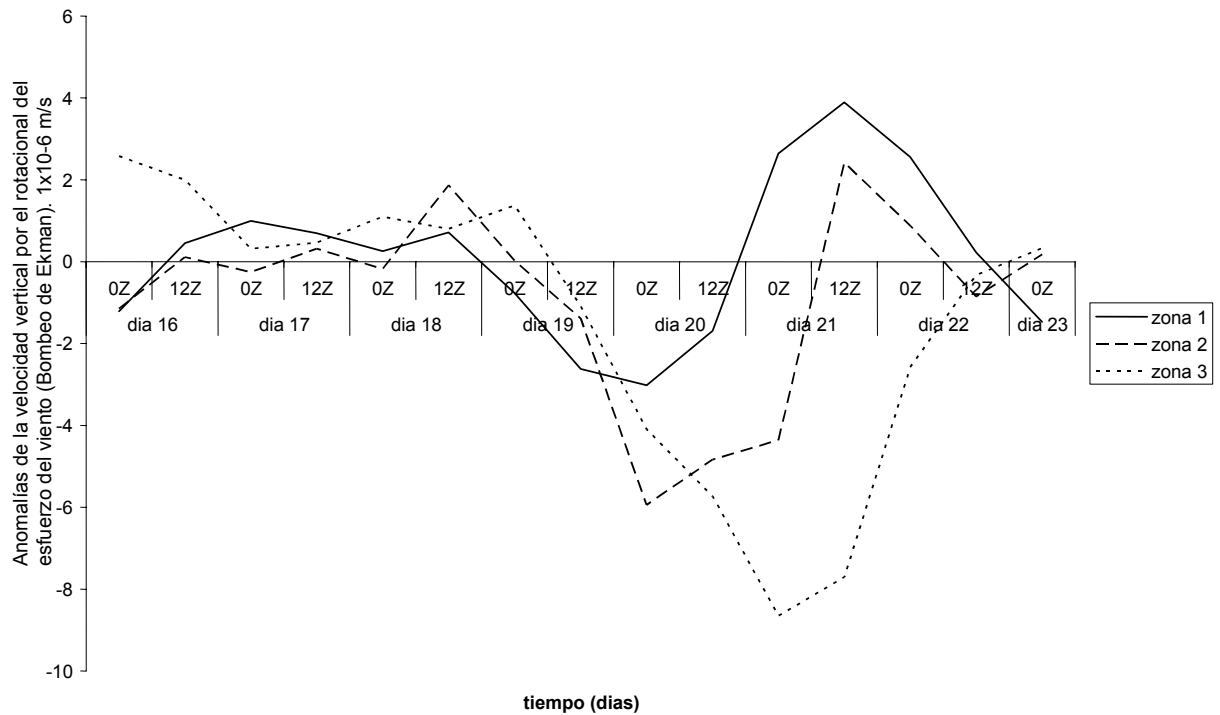


Figura 3.18 Anomalías de la velocidad vertical por el rotacional del esfuerzo del viento (Bombeo de Ekman). ($1 \times 10^{-6} \text{m/s}$)

Análisis espacial

En las figuras 3.3 a la 3.16, donde se analizaron los casos de contribuciones a las anomalías en la temperatura de la superficie del mar y las anomalías en la velocidad de penetración vertical turbulenta a través de la termoclina (figuras de la 3.17 a la 3.18), se muestra que existen variaciones importantes el día 21 de diciembre, indicando un alejamiento de la normal positivo y/o negativo de consideración. Por lo tanto, consideramos importante analizar este día en particular a través de un análisis espacial y no temporal, usando gráficos mostrando isolíneas que representan la zona por donde la variable en consideración es evaluada, dándonos entonces la oportunidad de obtener un mapa general solamente para un día⁸.

Si medimos la temperatura en varios puntos y repetimos el procedimiento anterior, obtendremos un mapa de curvas de igual temperatura, que nos indicaran regiones frías y cálidas, sectores donde la temperatura no cambia mucho espacialmente y otras en que hay un fuerte contraste térmico. De la misma manera para cualquier variable que esté representada por una función.

⁸ Debemos decir que ya que estos datos NO son promedios, los valores de las isolíneas no coincidirán necesariamente con los mapas de regreso a la normal que hemos presentado, ya que por tratarse las curvas de nivel de un análisis espacial, no existe la necesidad de realizar un promedio y los datos son los que nos da el modelo sin alteraciones de tipo estadístico. Sin embargo, el comportamiento para cada día (en especial para el 21) si tiene que verse similar en ambos análisis (espacial y temporal).

Para la interpolación de los datos y la creación de los mapas de curvas de nivel, nos ayudamos del programa “SURFER” que utiliza para la interpolación y generación de isolíneas entre otros métodos el llamado “kriging” que es un método geoestadístico de estimación de puntos que utiliza un modelo de variograma para la obtención de datos. *Kriging* calcula los pesos que se darán a cada punto de referencias asumiendo correlaciones espaciales. Como el espacio es bidimensional y no hay una dirección preferente, esto implica que los valores de correlación no tienen por que ser los mismos en todas las direcciones. Además, mientras que en una serie temporal disponemos de todos, o casi todos, los datos medidos como valores agregados (diarios en nuestro caso); en un estudio espacial sólo disponemos de los valores medidos en algunos puntos de muestreo en un espacio infinito, por tanto la estimación de medias, desviaciones típicas y covarianzas no es muy fiable. Por ello se prefiere utilizar otro parámetro estadístico alternativo al coeficiente de correlación y que no se basa en estos parámetros (el semivariograma.) Este gráfico nos proporciona información de gran utilidad para interpolar nuevas capas de información espacial a partir de datos puntuales. Nos da una indicación de cómo la distancia entre los puntos influye sobre las diferencias en los valores de las variables medidas en ellos. Esta técnica de interpolación se basa en la premisa de que la variación espacial continúa con el mismo patrón. Fue desarrollada inicialmente por Daniel Krieger a partir del análisis de regresión entre muestras, las cuales fijaron la base de la geoestadística lineal. Este método proporciona una estimación lineal como una función de los valores de la variable en las localizaciones cercanas. El **kriging** tiene una ventaja principal con respecto a otros estimadores lineales: los pesos usados en la estimación son determinados como una función entre la distancia estructural (el variograma) del valor y la localización a ser estimada y la distancia estructural (del variograma) de cualquier otro par de datos. Y por lo tanto es capaz de representar la tendencia regional de la variable en cuestión y extrapolar su magnitud para áreas de las que no se dispone de datos.

En la figura 3.19 se grafica las anomalías de la componente zonal del viento en m/s y que muestran en la zona norte del Golfo, valores de entre -4m/s y -1 m/s, alcanzando valores de entre -4m/s a 1m/s en el centro y sur.

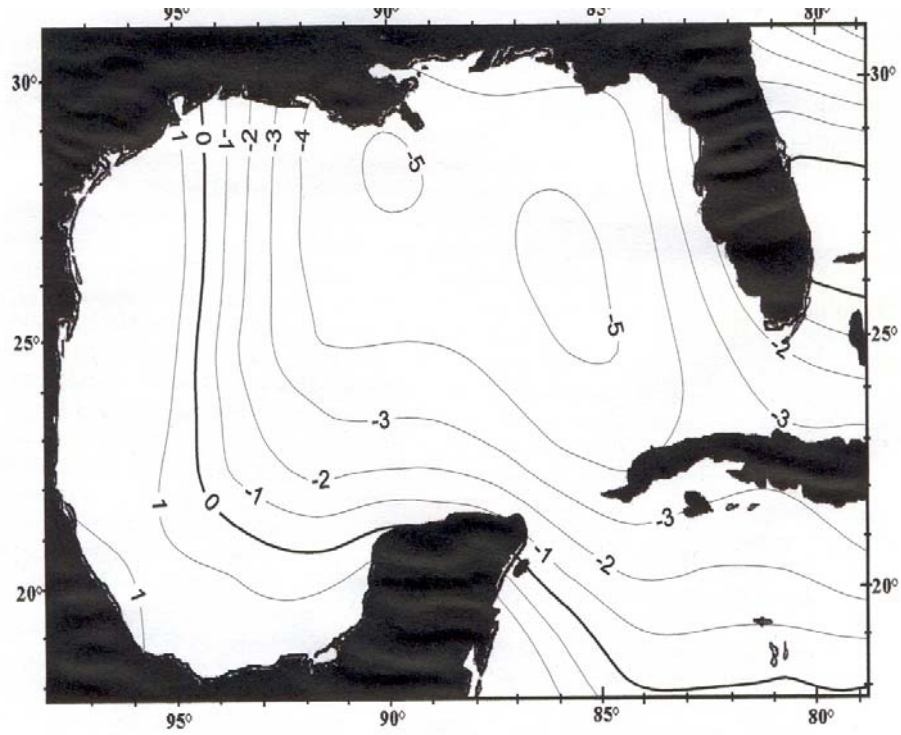


Figura 3.19 Anomalías del viento zonal en m/s para el día 21 de diciembre.

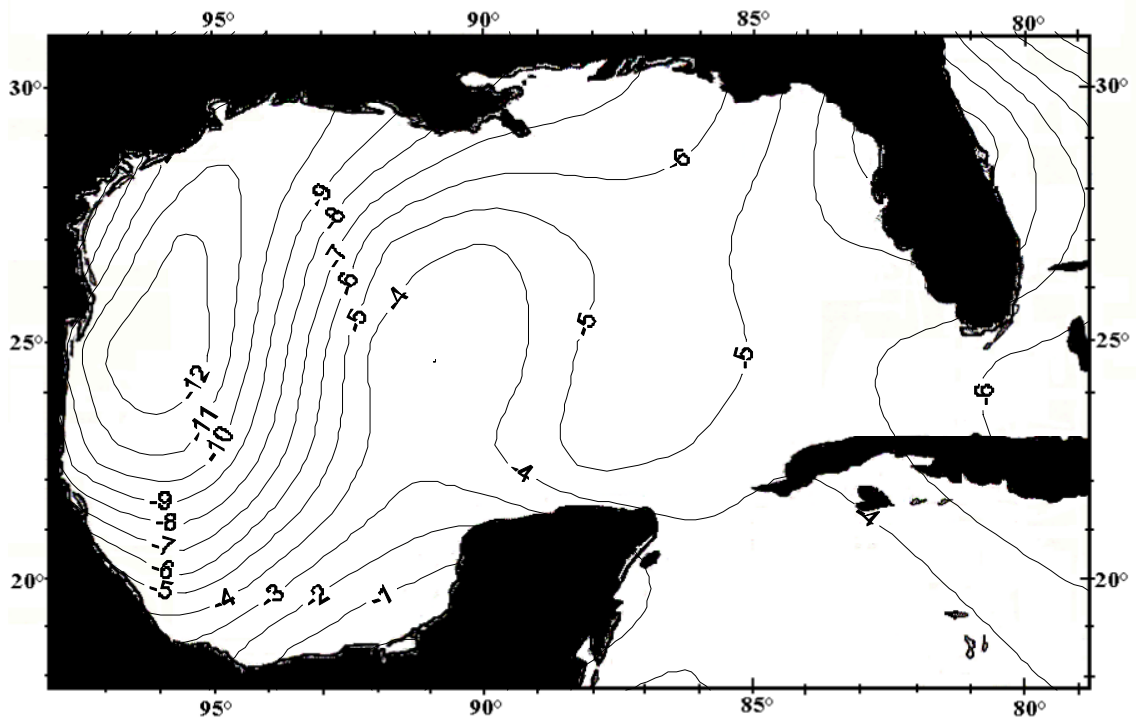


Figura 3.20 Anomalías del viento meridional en m/s para el día 21 de diciembre.

La figura 3.20 muestra las anomalías en la componente meridional en m/s para el día 21 de diciembre, que son del orden de entre -9m/s y -6m/s en el norte del Golfo; de entre -12m/s y -5m/s para la zona centro y de entre -9m/s y -1m/s para la zona sur.

A continuación se presentan para la temperatura del aire en superficie y la profundidad de la capa de mezcla mapas de isoclinas para los tres experimentos para el día 21 de diciembre a fin de que haya una perspectiva diferente de cómo afectan la introducción de la humedad relativa y la nubosidad a los experimentos.

En la figura 3.21, usando el experimento que incluyó, viento en superficie y temperatura en superficie (TSDN1), la gráfica nos muestra anomalías del orden de -1.0°C para la zona de la costa de Texas y Tamaulipas, y de -0.5°C para la zona este del Golfo, con algunas anomalías del mismo orden en la zona del Golfo de Campeche y el canal de Yucatán.

La figura 3.22 muestra la grafica para el segundo experimento (TSDN2) en el cual se incluye viento en superficie, temperatura en superficie y humedad relativa, las anomalías se hacen mas negativas -0.5°C en algunas zonas, como en la costa de Tamaulipas donde tenemos isoclinas que van de -1.0°C a -2.0°C en la misma zona en que la anomalía del viento meridional es máxima como se vió en la figura 3.20. La figura 3.23 muestra el grafico del tercer experimento (TSDN3) donde se usó viento en superficie, temperatura en superficie, humedad relativa y nubosidad, y en donde se puede observar una distribución muy parecida a la de la figura 3.21

La figura 3.24 muestra para el primer experimento (HSDN1) la anomalía en la profundidad de la capa de mezcla en donde podemos observar en el Norte del Golfo anomalías positivas que se intensifican desde 10m hasta 30m en el noroeste y desde 10m hasta 70m en la zona al sur del Río Mississippi. En la región suroeste del Golfo la anomalía de la profundidad de la capa de mezcla varía negativamente, es decir se hacen más superficiales tomando valores de 0 a -50m, lo cual coincide con un enfriamiento de casi -0.5°C que se observa en el golfo de Campeche donde la anomalía es de -30m.

En la figura 3.25, se muestra el segundo experimento (HSDN2), para el día 21 de diciembre, los resultados muestran anomalías de la profundidad de la capa de mezcla negativas en la región mas cercana a la costa de Tamaulipas sin embargo puede verse también que las anomalías de profundidad negativas de -10m se extienden desde el suroeste hasta el noroeste del Golfo, en el resto del Golfo las anomalías varían de 10 a 40m.

En la figura 3.26, se muestra el tercer experimento (HSDN3), se observa que las anomalías de la profundidad de la capa de mezcla positivas de 10m abarcan al igual que en el caso anterior casi todo el golfo de México mientras que anomalías positivas de 10m a 40m aparecen en la región este del Golfo.

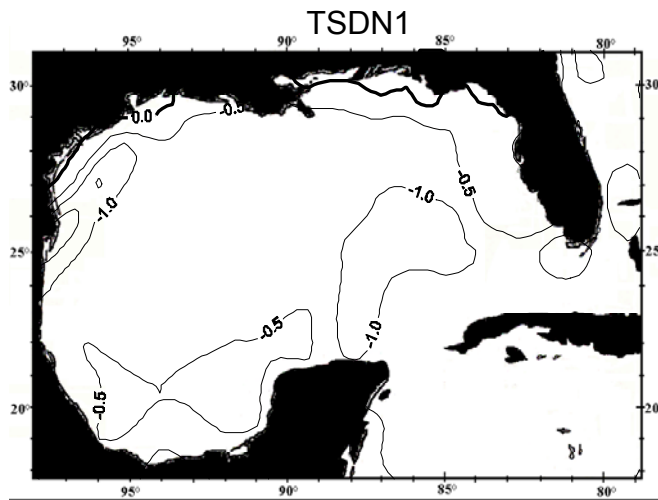


Figura 3.21 TSDN °C
 experimento que incluyó,
 viento en superficie y
 temperatura en superficie

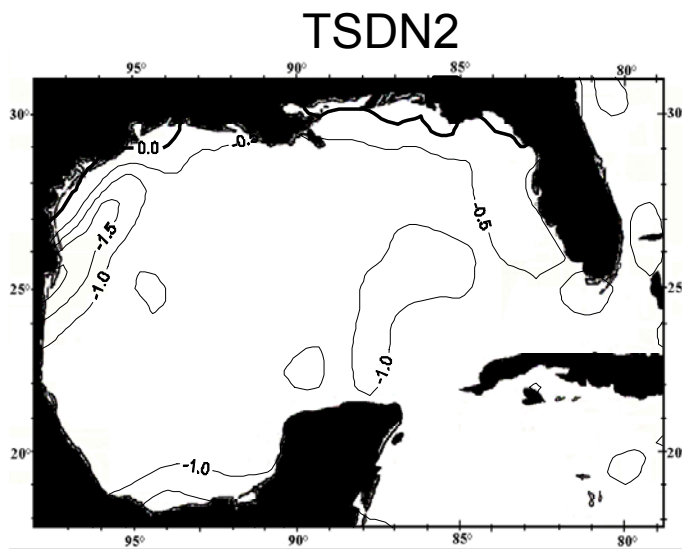
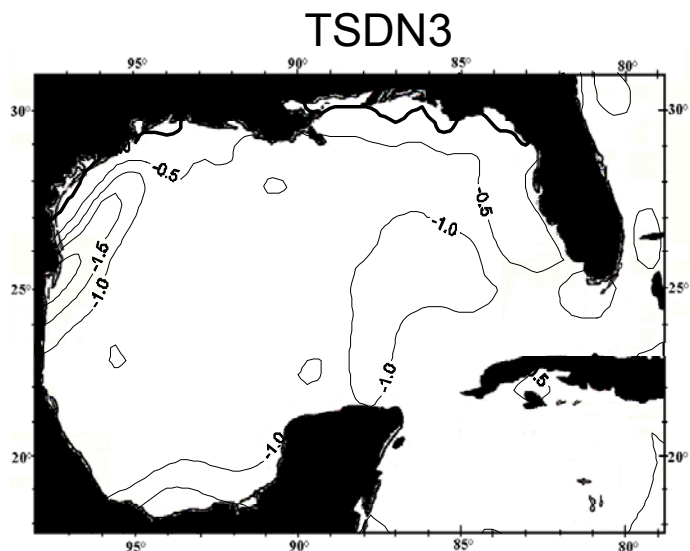


Figura 3.22 TSDN °C
 experimento que incluyó,
 viento en superficie y
 temperatura en superficie y
 humedad relativa.

Figura 3.23 TSDN °C
 experimento que incluyó,
 viento en superficie y
 temperatura en superficie,
 humedad relativa y
 cubierta total de nubes.



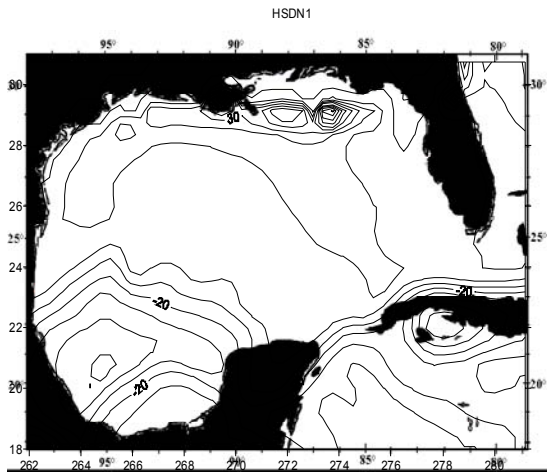


Figura 3.24 HSDN (m) experimento donde se usó temperatura en superficie y viento en superficie.

Figura 3.25 HSDN (m) experimento donde se usó temperatura en superficie, viento en superficie y humedad relativa.

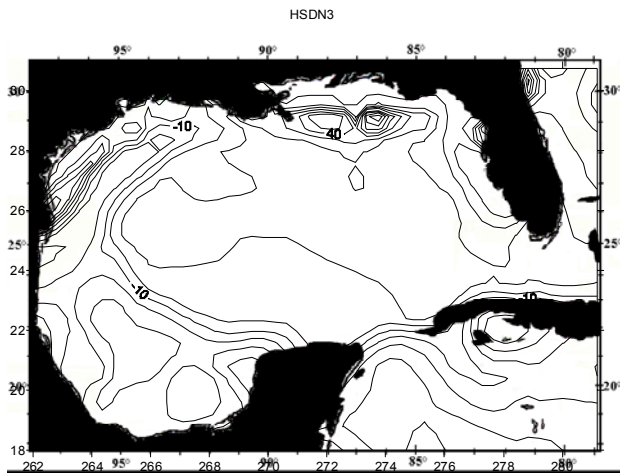
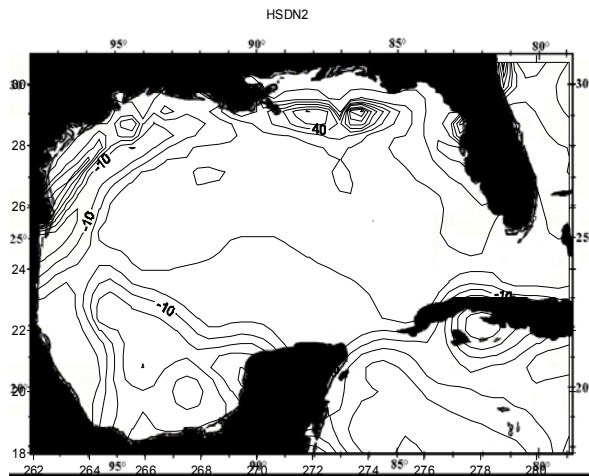


Figura 3.26 HSDN (m) experimento donde se usó temperatura en superficie, viento en superficie, humedad relativa y cubierta total de nubes

En la gráfica 3.27 se muestran la contribución a las anomalías de la temperatura del mar por radiación neta en superficie en °C/día y donde se observa que dicha contribución se da con una magnitud del orden de 5×10^{-3} en la costa de Texas y negativa de la misma magnitud en la zona de la costa de Veracruz y Tamaulipas, en ambas zonas las isolíneas son abundantes. En la costa de Campeche la contribución es positiva. Fuera de la plataforma costera las anomalías son negativas y de la misma magnitud.

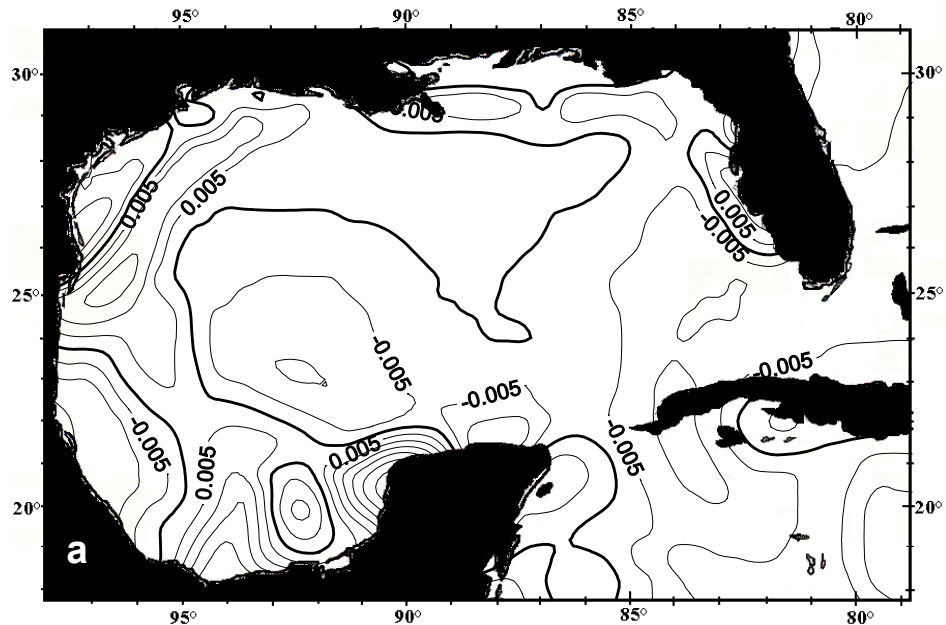


Figura 3.27 Radiación neta en superficie para el día 21 de diciembre de 1980 en °C/día

La figura 3.28 muestra la contribución a las anomalías de la temperatura de la superficie del mar, °C/día por calor sensible, de un orden de 10^{-3} , negativa en todo el centro del Golfo de México y en la costa de Tamaulipas, Veracruz y Golfo de Campeche.

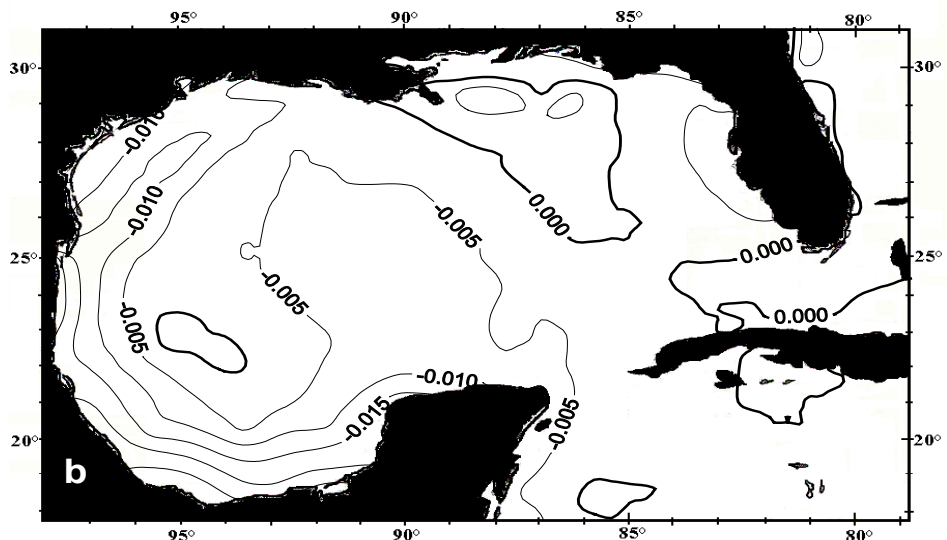


Figura 3.28 Contribución a las anomalías de la temperatura de la superficie del mar, en °C/día por calor sensible para el día 21 de diciembre.

La figura 3.29 muestra el gráfico de la contribución por calor latente, de un orden de 1×10^{-2} siendo positivo para la zona de la costa norte del Golfo de México, negativo en la noroeste y hasta el Golfo de Campeche. En la costa occidental de la península de Florida, las contribuciones también se intensifican alcanzando valores de hasta $-4 \times 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{día}$.

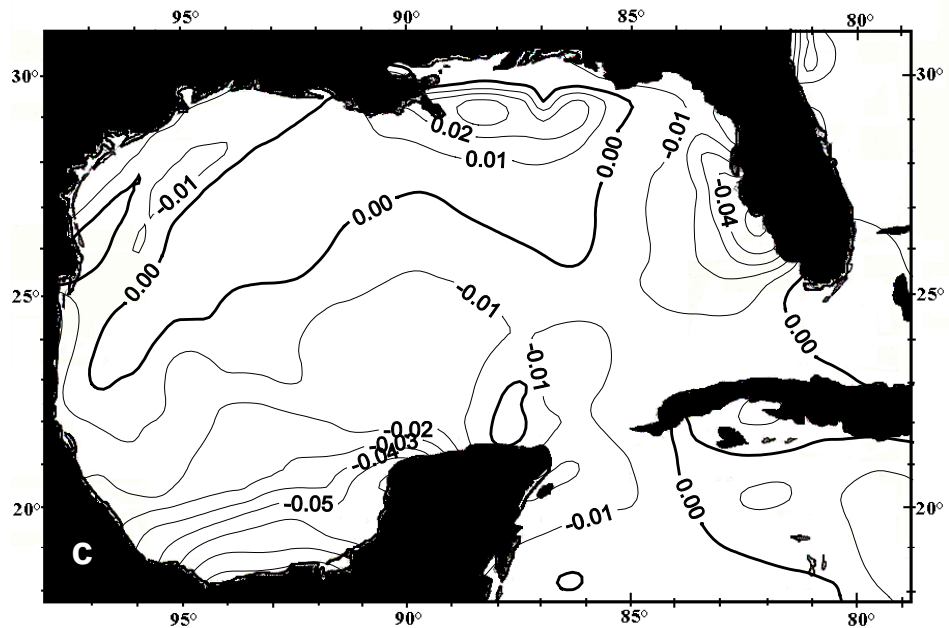


Figura 3.29 Contribución a las anomalías de la temperatura de la superficie del mar, en $^\circ\text{C}/\text{día}$ por calor latente para el día 21 de diciembre.

La figura 3.30 muestra la contribución a las anomalías de la temperatura de la superficie del mar para el día 21 de diciembre en $^\circ\text{C}/\text{día}$ por transporte horizontal de calor por anomalías en la corriente de deriva oceánica del orden de 10^{-2} siendo negativas en la zona de la costa norte del Golfo y la costa norte occidental de la península de Florida. En la península de Yucatán se muestran valores de $0.02 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{día}$. Para el centro del Golfo las anomalías son nulas.

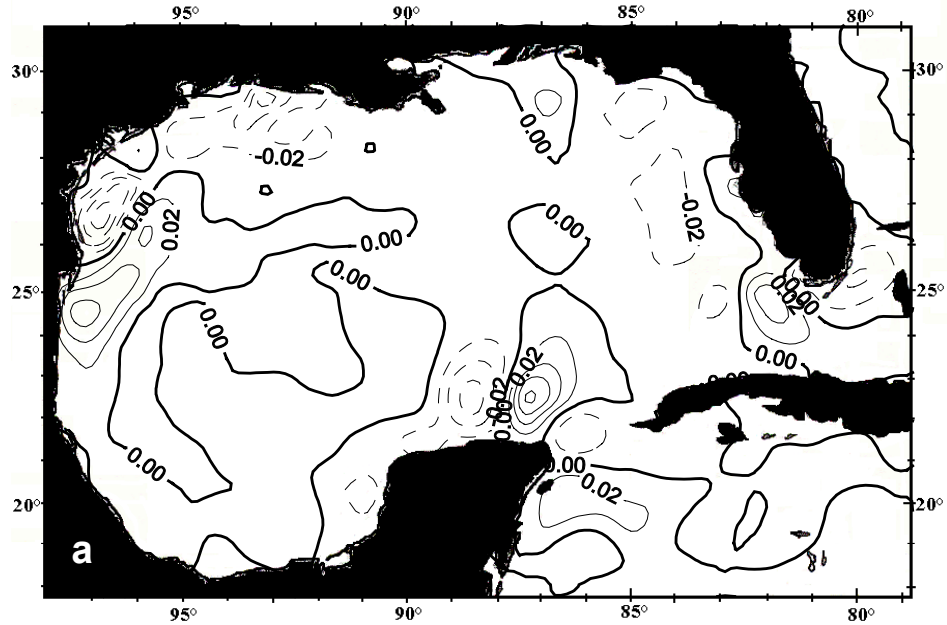


Figura 3.30 Contribución a las anomalías de la temperatura de la superficie del mar para el día 21 de diciembre en °C/día por transporte horizontal de calor por anomalías en la corriente de deriva oceánica.

La figura 3.31 muestra las contribuciones a las anomalías de la temperatura de la superficie del mar para el día 21 de diciembre en °C/día por transporte horizontal turbulento de calor por remolinos turbulentos, del orden de 5×10^{-2} en la costa de Texas siendo nulas en el resto del Golfo.

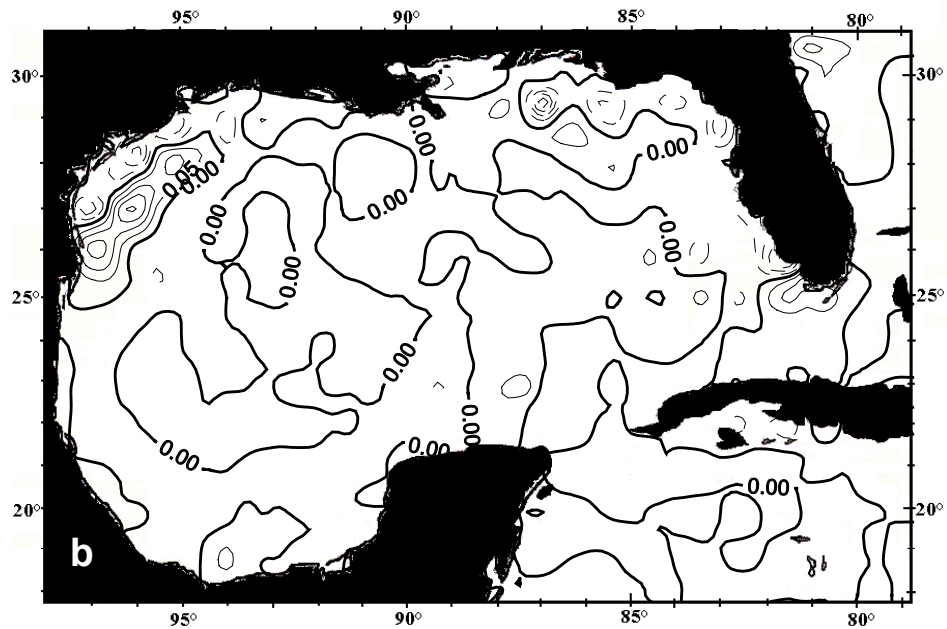


Figura 3.31 Contribuciones a las anomalías de la temperatura de la superficie del mar para el día 21 de diciembre en °C/día por transporte horizontal turbulento de calor por remolinos turbulentos.

La figura 3.32 muestra la contribución a las anomalías de la temperatura de la superficie del mar para el día 21 de diciembre en °C/día por transporte vertical turbulento de agua a través de la termoclina (entreinment), del orden de 10^{-2} , siendo positiva para la zona de la costa de Nuevo Orleans y Florida y negativa en el resto del Golfo, siendo mas intensa en la zona de la costa de Campeche y Yucatán.

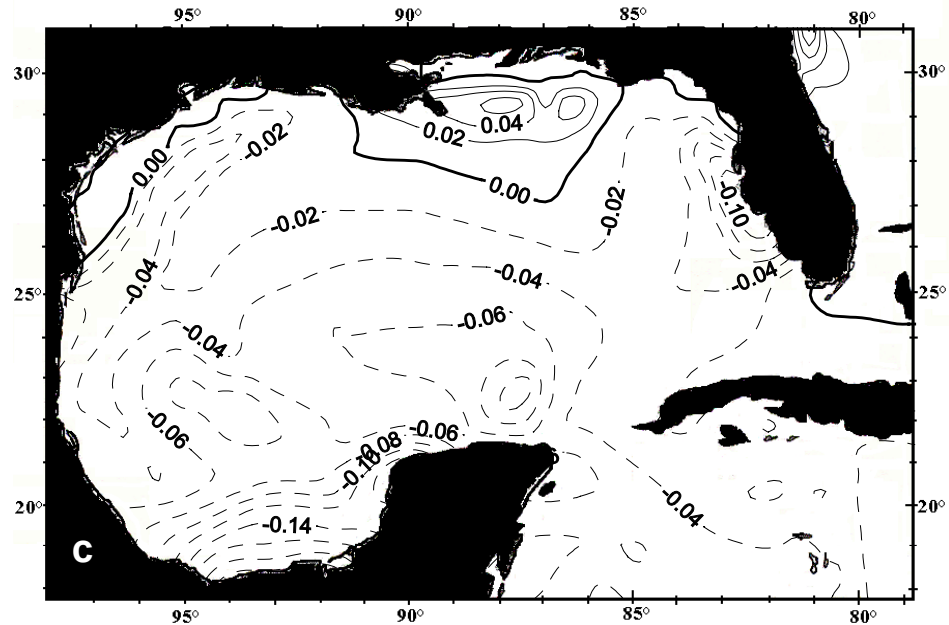


Figura 3.32 Contribuciones a las anomalías de la temperatura de la superficie del mar para el día 21 de diciembre en °C/día por transporte vertical turbulento de agua a través de la termoclina (entreinment)

La figura 3.33 muestra la anomalía de la velocidad de penetración vertical a través de la termoclina en 10^{-6} m/s, para el día 21 de diciembre siendo mas intensa en la zona de la costa sur norteamericana. En el resto del Golfo se muestran valores de 20×10^{-6} m/s.

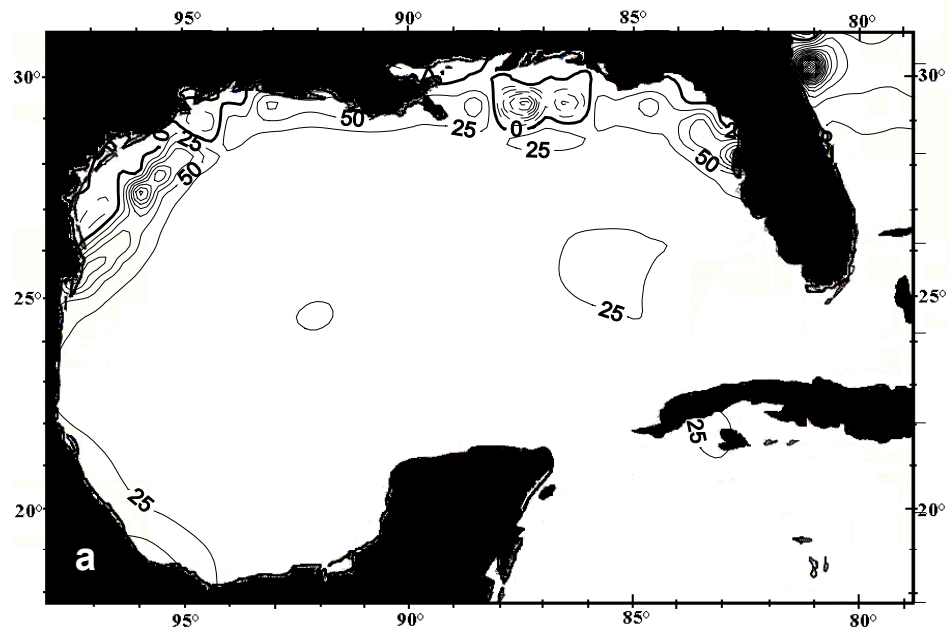


Figura 3.33 Anomalías de la velocidad de penetración vertical a través de la termoclina en 1×10^{-6} m/s, para el día 21 de diciembre.

La figura 3.34 muestra las anomalías de la velocidad vertical por el rotacional del esfuerzo del viento (bombeo de Ekman) en 1×10^{-6} m/s para el día 21 de diciembre con una clara presencia en la parte centro y sur del Golfo de México. Los valores en la zona norte positivos y van de 2 a 6×10^{-6} m/s, mientras que en el sur los valores son negativos lo que significa una surgencia principalmente en el Golfo de Campeche y en el Mar Caribe.

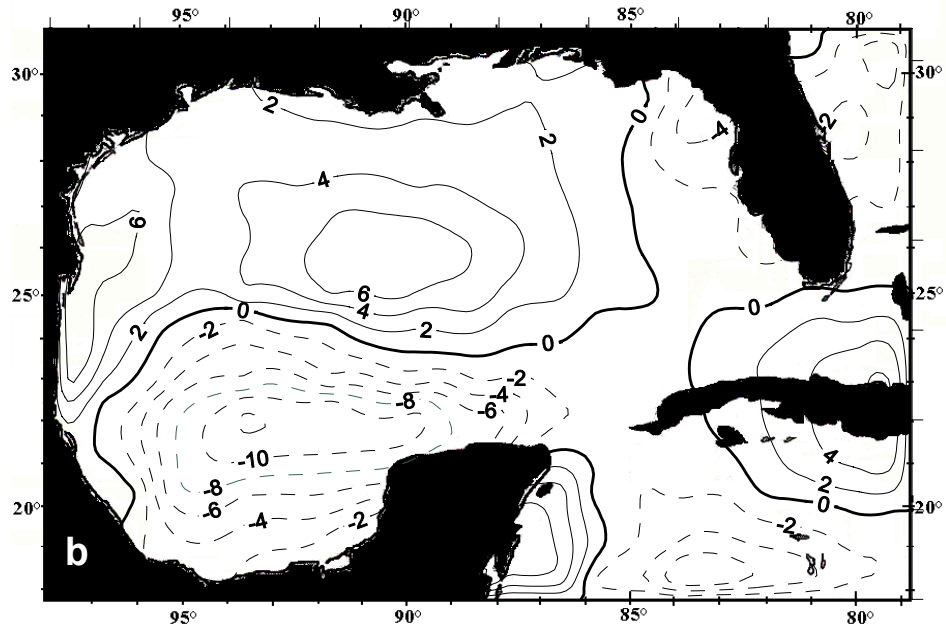


Figura 3.34 Anomalías de la velocidad vertical por el rotacional del esfuerzo del viento (bombeo de Ekman) en 1×10^{-6} m/s para el día 21 de diciembre

CAPITULO IV

4.1 DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1.1 Experimentos de retorno a la normal.

Podemos ahora dar una descripción del efecto del norte en la generación de las ATSM y en los cambios en la profundidad de la capa de mezcla. De la grafica 3.3, 3.4 y 3.5 notamos que el efecto del Norte, en el caso de las ATSM, es mas notorio en la zona 1, siendo mayor que en la zona 3 por alrededor de un orden de magnitud.

La diferencia entre experimentos es clara, siendo indicador de que en la zona 1 el efecto que tiene la humedad relativa y el de la nubosidad es el de disminuir las ATSM, de la misma manera en la zona 2, mientras que en la zona 3 no se observa el efecto. Podemos concluir que la temperatura de la superficie del mar desciende por la presencia del Norte.

En el caso de los cambios en la profundidad de la capa de mezcla como se explicó, la h esta definida como $h > 0$ hacia abajo, por lo tanto una anomalía negativa implica que la capa de mezcla se hace más somera. Para la zona 1, que se presenta de acuerdo a la grafica 3.5 a partir del día 19 estas anomalías son mas negativas para el segundo experimento lo que implica que la capa de mezcla se hace mas somera, por lo que podemos decir que la inclusión de la humedad relativa es importante en el calculo de la profundidad de la capa de mezcla, para el tercer experimento las anomalías son negativas pero menores en magnitud, por lo tanto la nubosidad no repercute demasiado en el calculo de la profundidad de la capa de mezcla. En el caso de la zona 2 las anomalías son menores siendo más persistentes para el primer experimento. Para la zona 3 se vuelve a presentar el caso de que es la humedad relativa la que más influye en el cálculo de la profundidad de la capa de mezcla.

Analicemos el comportamiento reflejado en las graficas 3.9 y 3.10 que hablan de los experimentos en donde fueron consideradas todas las variables; para la primera gráfica (ATSM) tenemos que el comportamiento de las anomalías son como ya dijimos menores para la zona 3 y mayores para la zona 1, (aunque las ATSM son más intensas en la zona 2 que en las demás, es en la zona 1 en donde hubo mas desviaciones con respecto a la normal). Para la profundidad de la capa de mezcla es evidentemente la zona 1 en donde el efecto del norte fue mayor, en términos de cambio promedio en la profundidad aunque las anomalías mas negativas se muestran en la zona 3, donde como ya se discutió en la sección 3.2.1, las anomalías siempre fueron negativas y su variación fue casi nula. Lo que implica que el hundimiento de la capa de mezcla en la zona 3 fue menor.

Podemos ahora analizar el efecto que tienen en la generación de las ATSM las contribuciones por flujo de calor y por transporte de calor en la capa de mezcla, así como de enfriamiento por entreinment. Las contribuciones por radiación neta en superficie y flujo de calor sensible son del mismo orden mientras que las contribuciones por flujo de calor latente son de un orden de magnitud mayor que estas dos últimas. Las contribuciones por flujo de calor sensible son negativas para los días 20 y 21 por lo que en este periodo se cede calor sensible a la atmósfera, en la zona 3 sucede lo contrario; sucede lo mismo en las mismas fechas para el calor latente. La contribución a las ATSM debido a los transportes horizontales de calor por corrientes de deriva y remolinos turbulentos son del mismo orden que los de calor sensible. El transporte vertical turbulento de agua a través de la termoclina es del mismo orden que el calor latente.

4.1.2 Análisis espacial.

A partir de este análisis como ya se explicó, se puede realizar de facto una relación entre variables y procesos físicos para un solo día y para toda la zona del Golfo de México sin realizar promedios. De las gráficas 3.21, 3.23 y 3.23 notamos que la variación es de alrededor de 0.5°C siendo estas variaciones en las zonas de viento meridional intenso (figura 20) sin notarse cambios plenos entre los tres experimentos. Para las anomalías en la profundidad de la capa de mezcla si hay un cambio notorio entre experimentos siendo esta de disminuir la magnitud de las anomalías conforme se asocian variables como se aprecia en la figuras 3.24, 3.25, 3.26, otra vez en las zonas de viento intenso.

De las graficas 3.27, 3.28, 3.29 y como explicamos en la sección 4.1.1 los ordenes de magnitud del flujo de calor latente son mayores que los de flujo de calor sensible y de radiación neta en superficie. La nubosidad tiene un efecto menor que la temperatura y la humedad relativa en la generación de las ATSM. De la misma manera de las figuras 3.30 y 3.31 notamos que la contribución a las ATSM debido a los transportes horizontales de calor por corrientes de deriva y por remolinos turbulentos son del mismo orden que los de calor sensible, en algunas regiones como en el noroeste del Golfo de México estos términos contribuyen a un calentamiento generando un regreso a la normal.

El transporte vertical turbulento de agua a través de la termoclina produce un enfriamiento generalizado en todo el Golfo del mismo orden que el flujo de calor latente.

4.1.3 Comparación de resultados del modelo termodinámico para la capa de mezcla con datos de NARR.

En aras de validar el modelo termodinámico utilizado se generaron mapas de isolineas generado a partir de otra base de datos (el nombrado en el título de la sección), con una distancia entre puntos de malla de 32km. Se obtuvieron datos solamente para los flujos de calor sensible y latente para el día 21 de diciembre de 1980; ocuparemos sólo estas dos variables ya que no hay en la base de datos del CDC mapas con las demás variables obtenidas en esta tesis; ATSM y profundidad de la capa de mezcla, sin embargo, los flujos de calor en superficie son importantes en la generación de estas dos últimas.

Por lo tanto hemos de calcular los flujos de calor sensible y latente generados a partir de nuestro modelo termodinámico para la capa de mezcla, insistimos, como flujos, no como contribuciones a las ATSM, que ya se han calculado. De esta manera y generando asimismo mapas de isolíneas en el programa de computo "SURFER" (del que ya hemos hablado) para el día 21 de diciembre compararemos la configuración y la magnitud de nuestros mapas con los de la pagina del Reanalysis. Los gráficos de flujos de calor sensible y latente en Watts/m^2 obtenidos a partir del modelo termodinámico se muestran en la figura 4.1 y la figura 4.2 respectivamente y los gráficos para el día 21 de diciembre obtenidos a partir del Reanalysis Project se presentan en las figuras 4.3 y 4.4 respectivamente.

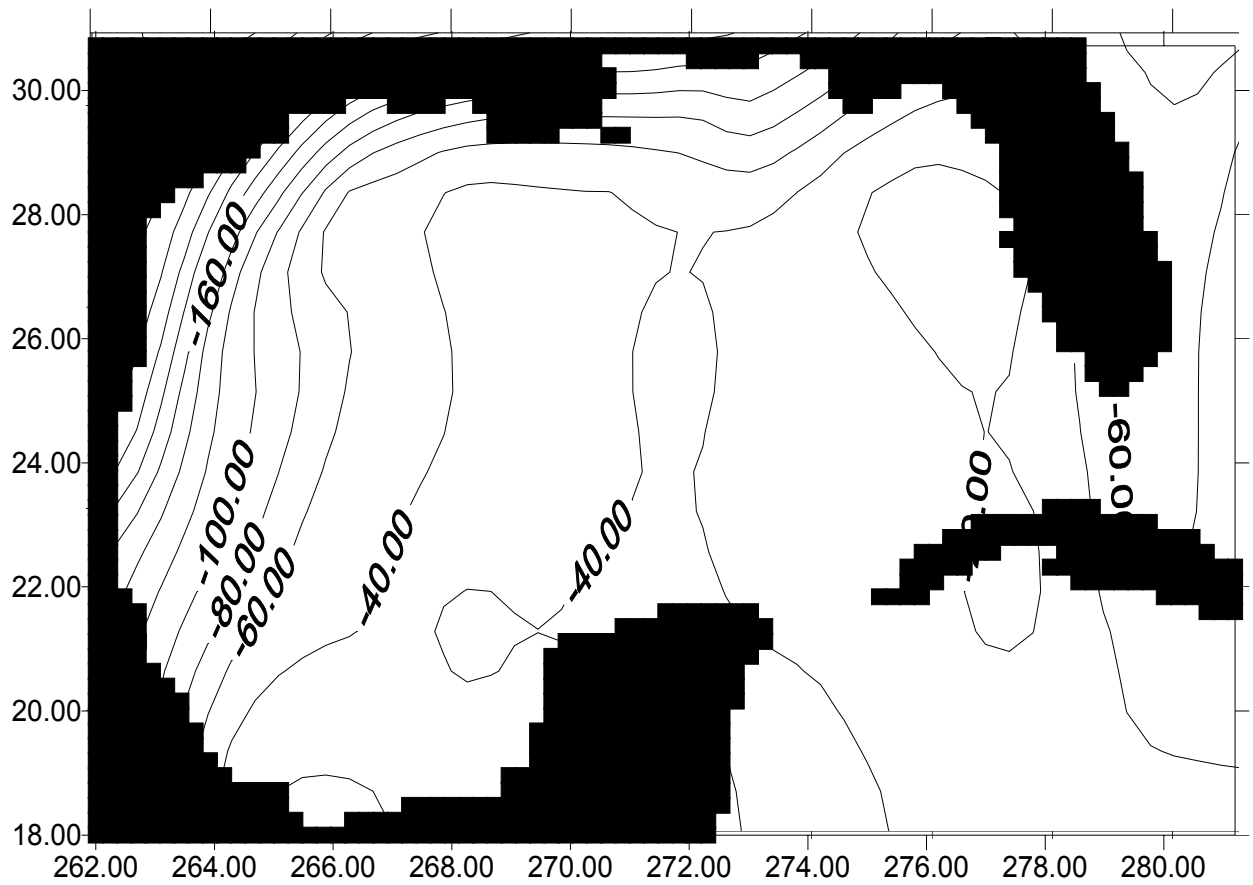


Figura 4.1. Flujo de calor sensible en Watts/m² para el 21 de diciembre.

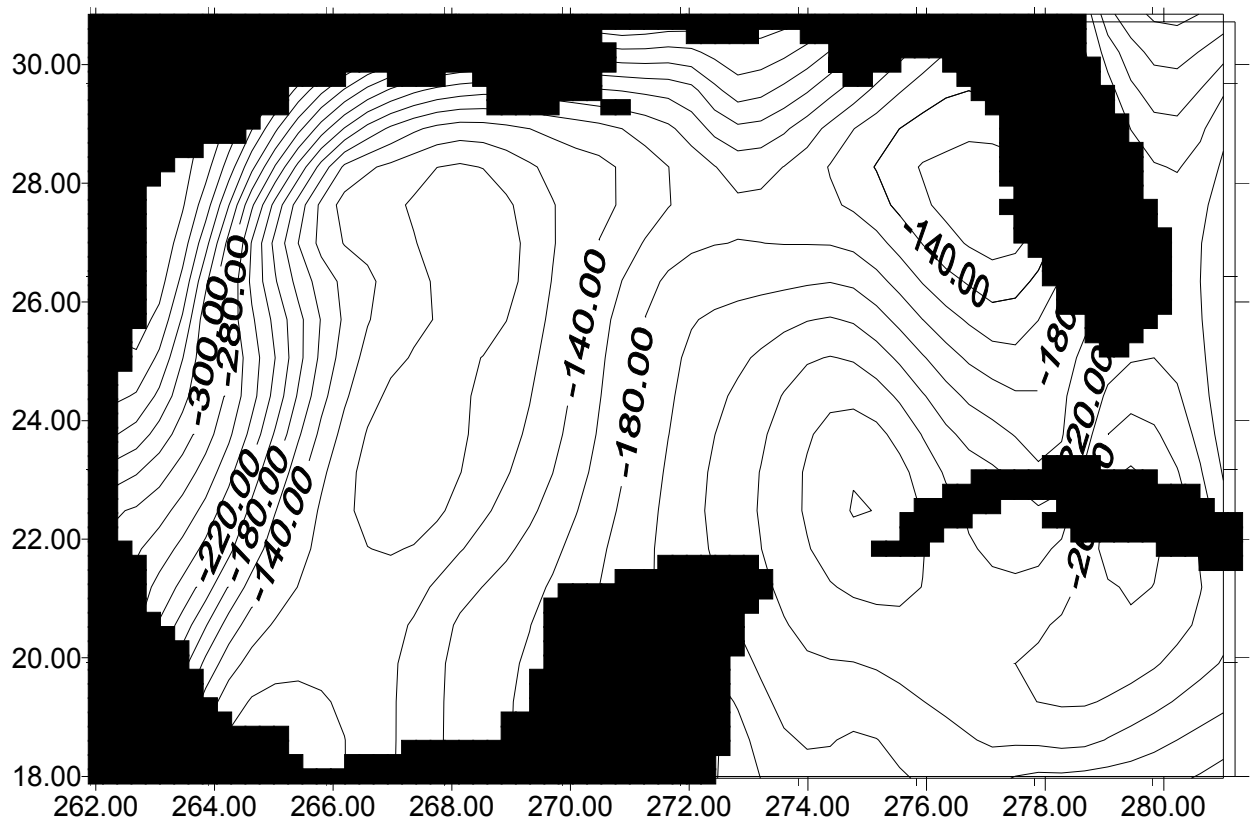


Figura 4.2 Flujo de calor latente en Watts/m² para el 21 de diciembre.

SHTFL at 00Z Sun 21dec1980

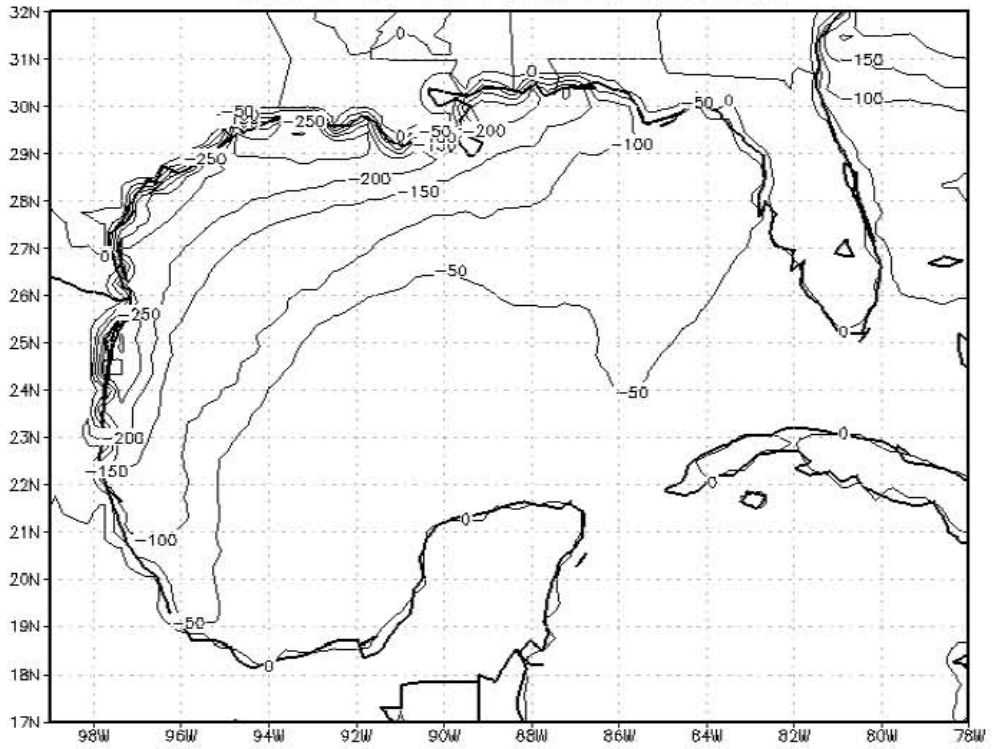


Figura 4.3 Flujo de calor sensible en Watts/m² obtenido a partir del Reanalysis Project del NARR.

LHTFL at 00Z Sun 21dec1980

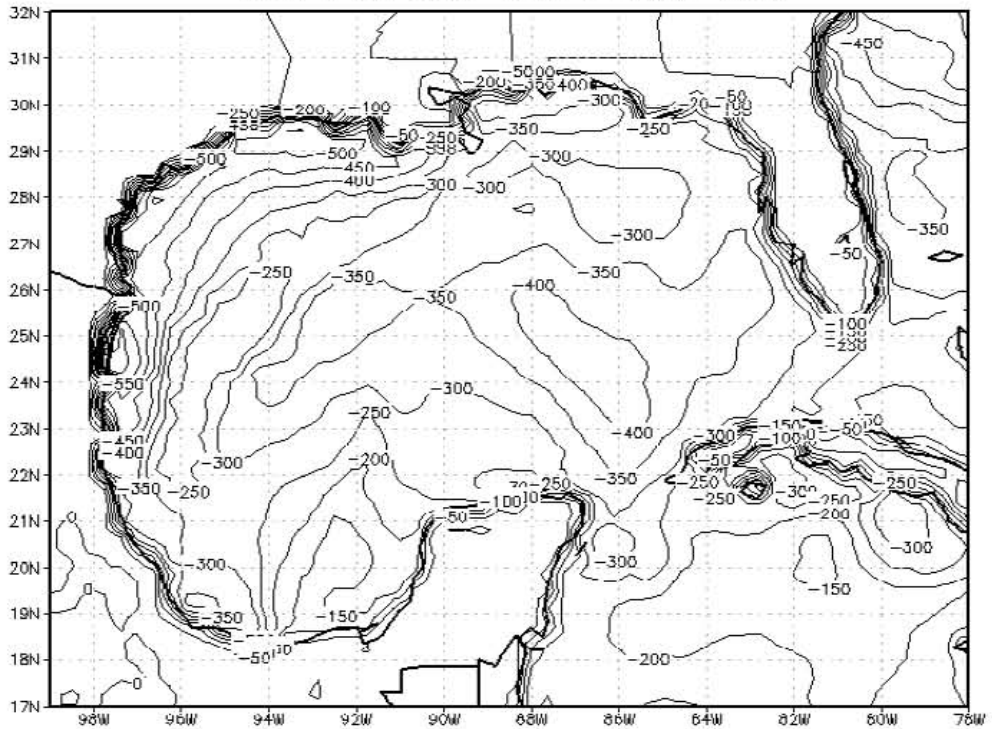


Figura 4.4 Flujo de calor latente en Watts/m² obtenido a partir de datos del Reanalysis Project del NARR.

Comparando las figuras 4.1 y 4.3 los mayores valores de flujo de calor sensible que obtuvimos se presentan en la zona en la costa oeste del Golfo, con valores cercanos a los -160 Watts/m^2 , lo que coincide con lo que se obtuvo en el Reanalysis ya que como vemos en la figura 4.3, sus máximos valores están confinados a esa misma zona, aunque en este caso los valores son del orden de -200 Watts/m^2 , En el caso del calor latente se obtuvo una distribución de isolíneas (ver figura 4.2), con valores máximos de -420 Watts/m^2 (se muestran solo los valores máximos de -300 Watts/m^2 en la gráfica) estando confinados de nueva cuenta en la costa oeste del Golfo alcanzando también al estado de Veracruz en el Reanalysis tenemos valores de hasta -550 Watts/m^2 en esta zona excepto en el centro del Golfo los valores que se obtuvieron con el modelo se aproximan a los del Reanalysis.

Sin embargo ambos modelos coinciden en la configuración general, ya que sus máximos coinciden en zona geográfica con los nuestros además de que el signo de los valores es siempre negativo, como en nuestros resultados, dando lugar a la misma interpretación. Aun así, nuestros valores difieren de los de ellos casi por 30%, esto significó dudas para nosotros. Debido a que los flujos de calor están relacionados con la temperatura debajo de la termoclina y por ende al entrainment, quisimos averiguar si era esta la razón de nuestra diferencia, al establecer nosotros que el entrainment contaba a la hora de calcular los flujos de calor. Al ponernos en contacto con las personas encargadas del Reanalysis Project, nos contestaron que efectivamente al entrainment ellos lo parametrizan como difusión también nos comentaron que conjeturaban que los flujos de calor se reducirían al tomar en cuenta al entrainment, no como difusión sino como un término de flujo turbulento en si. Como en nuestro caso.

4.1.4 Conclusiones

- El paso del frente frío sobre la superficie del Golfo de México resulta en una disminución de la temperatura de la superficie del mar conforme aumenta la intensidad del viento, La mayor reducción de temperatura ocurre el día 21 y se da en la zona 1, en donde el viento meridional asociado al norte es más intenso. El efecto aislado del calor perdido por evaporación y calor sensible cedido a la atmósfera es reducir las ATSM.
- La contribución al enfriamiento por radiación neta en superficie y flujo de calor latente son del mismo orden ($1 \times 10^{-2} \text{C/día}$), mientras que la debido a flujo de calor sensible es de un orden menor de magnitud, estos enfriamientos se dan mayormente en las regiones de viento intenso. Enfriamientos por flujo de calor latente se dan en las tres zonas; mientras que por calor sensible y radiación neta se dan únicamente en las zonas 2 y 3. Calentamiento por radiación neta y calor sensible ocurren en la zona 1 por estar libres de nubes. Las temperaturas del aire relativamente bajas del norte son la principal causa de la contribución al enfriamiento de la superficie por el flujo de calor latente. La poca humedad asociada al frente frío también contribuye a dicho flujo debido al establecimiento de un gradiente en la tensión de vapor. La nubosidad tiene un efecto menor que la temperatura y la humedad relativa.
- La contribución a la generación de las ATSM debido a los transportes horizontales de calor por corrientes de deriva y por remolinos turbulentos son del mismo orden que los de calor sensible. En algunas regiones como en el noroeste del Golfo estos términos contribuyen con un calentamiento, generando un regreso a la normal.
- El transporte vertical turbulento de agua a través de la termoclina (entrainment) produce un enfriamiento generalizado en todo el Golfo de México que es del mismo orden que el calor latente. Dicho transporte es reforzado en la región del Golfo de Campeche por el efecto de bombeo de Ekman debido al rotacional del esfuerzo del viento.
- El efecto del norte sobre la profundidad de la capa de mezcla, depende de la zona de influencia del norte; en la zona y entre los días 20 y 21, donde el viento meridional es más intenso, la profundidad de la capa de mezcla decrece aproximadamente 5 metros, lo cual se debe al efecto de la penetración turbulenta vertical de agua a través de la termoclina (figura 3.16) que también reduce la temperatura de la superficie del mar (figura 3.9)

BIBLIOGRAFIA

- Adem, J 1970; On the prediction of mean monthly oceans temperatures., *Tellus* ,**22**, 410-430.
- Adem, J., V.M. Mendoza, E.E Villanueva, MA, Monreal, 1991: On the simulation of the sea surface temperature in the Gulf Of México using thermodynamics model. *Atmosfera*, **4**, 97-99.
- Adem, J., V.M. Mendoza, E.E Villanueva, 1994: Preliminary experiments in the prediction of the sea surface temperature anomalies in the Gulf of Mexico. *Geofis.Int.***32**, 2134.
- Alexander, RC. Y J. Woo Kim, 1976: Diagnostic model study of mixed layer depths in the summer North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*,**6**, 293-298.
- Arfken, G., 1985: Mathematical methods for Physicists. *Academic Press* New York, **3a edición.**, 490,964-966.
- B.B. Ross y I. Orlanski. 1978. The circulation Associated with a Cold Front, part II: The moist Case *Journal of the atmospheric Sciences*. **35**, 445.
- Bentos y Necton, Juan Luis Cifuentes Lemus, Pilar Torres-García, Marcela Frías M., *El océano y sus recursos*, 1995, *FCE*.
- Gill, A. E., 1982: *Atmosphere- ocean dynamics*. Academic Press.
- Harrison, C. G. A. Dynamical Atmospheric Sciences, *MC Graw Hill*, , 1988.
- Holton J. ., 1972 : *An introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press.
- Frankignoul, C., 1985: Sea surface temperature anomalies, planetary waves, and air sea feedback in the middle latitudes. *Rev. Geophys.***4**, 357-390.
- James Stewart, *Introduction to physical oceanography*, 1990, *Grill*.
- Joshep Antown. The Physics of the Atmosphere, 1996 *Butterworth & Heinemann*.
- Kraus, E.B. y J.S. Turner, 1967: A one dimensional model of the seasonal thermocline I.: A laboratory experiment and its interpretation. *Tellus*, **19**, 98-106.
- Kraus, E.B. y J.S. Turner, 1967: A one dimensional model of the seasonal thermocline II The general Theory and its consequences. *Tellus*, **19**, 98-106.
- Kalnay, E *et. Al.*, 1996. The NCEP /NCAR 40 years reanalysis Project. *Bull. AMER. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Marsden J. E y A. J Tromba, 1986: Calculo vectorial. *Fondo educativo Interamericano*. **2 ed**, 167.
- Mendoza V.M., E.E Villanueva, J. Adem, 1997: Numerical experiment on the prediction sea surface temperatura anomalies in the Gula of Mexico. *ELSEVIER J. Marine Systems*. **13**, 84

Mendoza V.M., E.E Villanueva, J. Adem, 2005: On the annual cycle of sea surface temperature and the mixed layer depth in the Gulf of Mexico. *Atmosfera*, **18**, 127.

Pickard, Emery Ed Descriptive physical oceanography, an introduction. 1997. *B&H*.

Resnick, R D. Halliday y K. Krane, 1999: Física, C.E.C.S.A, v **1**, v**2.**, 558.

René Garduño, *El veleidoso clima*, 1995. *FCE*.

Richard C. Alexander y Jeong- Woo Kim. Diagnostic model study of mixed-Layer Depths in the summer North Pacific. 1976. *Journal of physics Oceanography* , **6**, 293-297.

Svedrup, H. U., 1957: Evaporation from the Oceans. *Oceanography* . Sringer Verlag. **47** 1075-1078.

Sommerfel, A., 1952: Thermodynamics and Statical Mechanics. Academic Press.

Wen-Yih Sun y Wu-Ron Hsu. Numerical Study of a Cold Air Outbreak over the Ocean.1988. *Journal of the atmospheric Sciences*, **7**, 1205-1223.