

**SERVICIOS MENORES PARA LA RED DE DESASTRES
HIDROMETEOROLÓGICOS Y CLIMÁTICOS.**

PROYECTO TH1115.6

Organización contratante: FONDO INSTITUCIONAL DEL
CONACYT (FOINS.)

INFORME FINAL

Participantes
Dr. José Antonio Salinas Prieto
Ing. María Eugenia Maya Magaña

16 de diciembre 2011

Contenido

INTRODUCCION	1
OBJETIVO	1
1. DESCRIPCIÓN DEL MODELO NUMÉRICO DE CIRCULACIÓN OCEÁNICA.	1
Modelo numérico: un ejemplo simple.....	3
Parametrizaciones físicas	4
Modelos regionales	5
Errores y validación de los modelos.....	5
2. DESCRIPCION DEL MODELO ROMS	6
3. INSTALACION DEL MODELO ROMS	10
Instalación de ferret.....	12
4. ECUACIONES QUE UTILIZA EL MODELO ROMS	13
Sistema de ecuaciones	14
Profundidad integrada de flujo	15
Discretización espacial, las redes y la topografía	16
Semi-discretos ecuaciones	17
5. EVALUACION DEL DESEMPEÑO DEL MODELO ROMS	20
5.1 Descripción experimental.....	21
5.2 La espiral de Ekman.....	24
6. RESULTADOS DEL EXPERIMENTO	25
7. TRABAJO A FUTURO	31
8. CRONOGRAMA DE ACTIVIDADES	32
9. REFERENCIAS.....	32

INTRODUCCION

Debido a la escasez de observaciones en el océano y la atmósfera, es importante utilizar formas alternativas para la descripción de la dinámica oceánica, como la modelación numérica. Por su versatilidad, la modelación numérica es una herramienta de suma utilidad tanto para diagnósticos como pronósticos de procesos y eventos extremos.

Los sistemas de alerta modernos, deben contener tanto observaciones de alta densidad espacial y temporal como pronósticos numéricos validados. En México, debido a la escasez de observaciones es de suma utilidad complementar con simulaciones numéricas de eventos extremos en tiempo real.

No obstante, es importante conocer los alcances y limitaciones de los modelos, como las incertidumbres tanto en casos históricos como en tiempo real. Un modelo oceánico de alta resolución proporciona una mejor representación de las características locales y la variabilidad de la temperatura superficial del océano. El acoplamiento entre la atmósfera y el océano da una mejor representación de la interacción atmósfera-océano gracias a una mejor simulación de los flujos de calor, masa y momento.

En este trabajo se presentan resultados obtenidos con el modelo de circulación oceánica ROMS (Regional Ocean Model System), instalado en equipo del IMTA. Se muestran algunos resultados representativos de la fase experimental en la que se encuentra este trabajo.

OBJETIVO

1. Colaborar con el Comité Técnico Académico (CTA) de la red temática de reciente creación: Desastres Hidrometeorológicos y Climáticos en el Tema 3: Pronóstico meteorológico, oceanográfico y prevención de desastres.
2. Con esta participación se cumplirán los siguientes objetivos:
3. Sistema de simulación numérica de corrientes oceánicas a modo de prueba utilizando el modelo ROMS.
4. Programación de un sistema de graficado de simulaciones numéricas.
- 5.

1. DESCRIPCIÓN DEL MODELO NUMÉRICO DE CIRCULACIÓN OCEÁNICA.

En general, un modelo de circulación integra numéricamente un conjunto de ecuaciones de la dinámica oceánica, el comportamiento hidrodinámico, condiciones iniciales y de frontera, que pueden ser corridos en un computador, para obtener un pronóstico muy preciso de los procesos oceánicos y costeros.

Los modelos numéricos de este tipo están estructurados con los siguientes elementos:

- a) Información de Entrada (condiciones de frontera y condiciones iniciales);
- b) El Modelo propiamente dicho (ecuaciones, parámetros);
- c) Resolución Numérica (esquematación, discretización, e integración);
- d) Solución de Salida (red espacio-temporal de variables deseadas)
- e) Calibración (comparación con mediciones, ajuste, modificaciones, y predicciones).
- f) Validación (mediante los datos históricos)

MODELOS NUMERICOS OCEANICOS			
INFORMACION DE ENTRADA	EL MODELO NUMERICO	RESOLUCION NUMERICA	SALIDA DE RESULTADOS
CONDICIONES INICIALES Y DE FRONTERA Batimetría Corrientes Mareas Vientos	ECUACIONES Continuidad Ecuación de Navier-Stokes Ec. de movimiento Ec. de dispersión Parámetros y constantes	ESQUEMATIZACION Redes o mallado DISCRETIZACION INTEGRACION Diferentas Finitas Elementos Finitos	SALIDAS NUMERICAS SALIDAS GRAFICAS Tendencia del patrón de circulación. Campo de temperatura. Concentración de sustancias.
CALIBRACION		VALIDACION	

Con esta información se determina el patrón de circulación de la zona de interés, para así analizar las características hidrodinámicas que sirvan como información de entrada, entre otras aplicaciones, para determinar el desarrollo de la pluma producto de la descarga de material.

En el caso de la atmósfera y océano, el comportamiento está regido por las ecuaciones asociadas a la dinámica de fluidos y otros procesos físicos como la interacción entre la materia y radiación, la microfísica de nubes, etc. En general, estas ecuaciones se expresan como ecuaciones diferenciales parciales, las cuales describen la evolución futura de las diferentes variables relevantes en función de los valores de las distintas variables en el presente. El modelo matemático consiste en estas ecuaciones junto con los valores de parámetros y condiciones de frontera (por ejemplo, las características topográficas de la Tierra, la cantidad de energía emitida por el Sol, etc.).

Si conociéramos el estado de la atmósfera y/o océano en un momento dado, podríamos en principio resolver las ecuaciones de los modelos matemáticos para determinar los estados futuros de estos. En la práctica, sin embargo, las ecuaciones son tan complejas que esto es imposible hacerlo en forma "analítica" por lo cual es necesario resolver las ecuaciones en forma aproximada usando métodos numéricos usando computadoras. Los programas computacionales que resuelven estas ecuaciones aproximadas son comúnmente conocidos como "modelos numéricos".

Modelo numérico: un ejemplo simple

Modelo matemático

Un ejemplo es la ecuación de difusión de calor, propuesta por J. Fourier en 1822, la cual es un modelo matemático de cómo se propaga el calor en un medio material y se expresa mediante la siguiente ecuación diferencial parcial:

$$\partial T / \partial t = D \partial^2 T / \partial x^2$$

donde T es la temperatura, t el tiempo, x la distancia, $D = (\kappa c^{-1} \rho^{-1})$, c es el calor específico del material, ρ su densidad, y κ la conductividad de calor. El problema a resolverse es completamente especificado si se incluyen condiciones iniciales y de frontera.

Método numérico

Si bien es posible encontrar soluciones analíticas a este modelo para una gran diversidad de condiciones de frontera, en general se pueden utilizar métodos numéricos. Un método bastante usado (particularmente en modelos de la atmósfera y océano) es el de las diferencias finitas, según el cual las derivadas se representan mediante diferencias entre valores correspondientes a puntos discretos tanto en el tiempo y el espacio. La forma óptima como se toman estas diferencias dependerá del problema específico en cuestión y de la precisión que se busca.

En el caso presente, las siguientes aproximaciones son adecuadas para las derivadas evaluadas en la posición x y el tiempo t :

$$\partial T / \partial t \approx [T(x, t + \Delta t) - T(x, t)] / \Delta t$$

$$\partial^2 T / \partial x^2 \approx [T(x - \Delta x, t) - 2T(x, t) + T(x + \Delta x, t)] / \Delta x^2$$

donde Δx es la distancia entre dos puntos adyacentes en el espacio discretizado ("grilla") y Δt es el intervalo de tiempo entre un valor y el siguiente.

Usando estas aproximaciones, el modelo numérico resultante es:

$$T(x, t + \Delta t) = T(x, t) + (\Delta t D / \Delta x^2) [T(x - \Delta x, t) - 2T(x, t) + T(x + \Delta x, t)]$$

Usando este esquema, y sujeto a:

- Condiciones iniciales
- Condiciones de frontera

Se puede determinar la variación futura de la temperatura. Estos resultados se pueden interpretar como el caso de una barra de cobre de un metro de longitud, inicialmente a una temperatura de 20 grados, la cual se pone en contacto en ambos extremos con reservorios térmicos a 10 y 30 grados.

Resolución y estabilidad

Es importante notar que el número de cálculos será mayor mientras más pequeños sean Δx y/o Δt , debido a que habrán más puntos en la grilla espacial y más instantes en el tiempo. Comúnmente se usa el término de "resolución espacial" en referencia al valor de Δx , siendo mayor la resolución mientras menor sea el valor de Δx . Por esto, la resolución se haya sujeta a los recursos computacionales de que se disponen y por esto típicamente se usa la máxima resolución que permita obtener los resultados en un plazo aceptable.

Una consideración adicional que debe tomarse es que existe una relación entre el valor que se les asigna a Δx y Δt , la cual es dada por la condición de estabilidad. Un método que no es estable produce un resultado que progresivamente se aleja de la realidad, llevando eventualmente a la interrupción de la ejecución del programa o a valores irrealísticamente grandes. En algunos casos existen criterios para la estabilidad, pero en general un menor Δx debe estar acompañado de un menor Δt (en el caso anterior, la condición es $\Delta t \leq 0.5\Delta x^2/D$). Por lo tanto, el aumento en la resolución implica un aumento en el número de cálculos mayor al sugerido por el aumento en puntos de grilla.

Parametrizaciones físicas

Como vimos anteriormente, la capacidad computacional impone un límite sobre la resolución espacial que se puede emplear. Los modelos globales de la atmósfera y el océano emplean típicamente un Δx de cientos de kilómetros. Por otro lado, existen procesos físicos que tienen escalas espaciales bastante más pequeñas que, sin embargo, tienen un efecto sobre la circulación a escala grande.

Este es el caso, por ejemplo, de la microfísica de nubes, la cual se encarga de los procesos responsables de la formación de las gotitas de agua y cristales de hielo en las nubes. Debido a que las nubes tienen un efecto importante sobre el clima (considere la diferencia entre un día nublado y uno soleado), estos procesos se deben representar de alguna manera en el modelo de baja resolución. La manera como esto se hace es evidentemente de forma aproximada y los algoritmos encargados de esto se denominan "parametrizaciones".

Los esquemas de parametrización más comunes en los modelos atmosféricos son:

- Microfísica de nubes
- Convección húmeda profunda (o sea, tormentas intensas)
- Capa límite planetaria (turbulencia cerca a la superficie)
- Transferencia radiativa (la interacción entre la radiación y los gases atmosféricos y nubes)
- Procesos de superficie (por ej. efectos de vegetación, ríos, etc).

El caso de los modelos oceánicos es similar. Esquemas de parametrización comunes son:

- Convección profunda
- Mezcla turbulenta vertical
- Mezcla debido a remolinos de mesoescala
- Transferencia radiativa

Debido a que las parametrizaciones son aproximaciones, son un punto débil de los modelos. Por ejemplo, una de las principales fuentes de incertidumbre en las proyecciones de cambio climático futuro global es el comportamiento de las nubes. La incertidumbre puede hallarse tanto en los valores de parámetros usados en estos esquemas, como en qué tan buen modelo de la realidad es el esquema mismo.

Modelos regionales

Una forma de aumentar la resolución de un modelo sin que las exigencias computacionales aumenten significativamente es limitar la solución a una región restringida (conocida como "dominio").

Como en el ejemplo de la conducción de calor en una barra de metal, el modelo regional requiere especificar las condiciones en las fronteras del dominio. Lo más común es especificar en las fronteras los valores de las diferentes variables del modelo usando resultados de un modelo global (o alguna otra fuente). Por esto, el modelo regional se puede considerar como una herramienta que permite obtener resultados más detallados sobre la base de información de baja resolución del modelo global (como una especie de "lente de aumento"). Por lo mismo, el modelo regional puede heredar deficiencias del modelo global que proporciona las condiciones de frontera.

Hoy en día, la tecnología de la computación se ha desarrollado tanto que es posible correr estos modelos incluso en computadoras personales y además es relativamente fácil conseguir los programas y datos necesarios de los modelos atmosféricos. Por ejemplo, algunos modelos atmosféricos regionales populares son:

- [PSU/NCAR Mesoscale Model version 5 \(MM5\)](#)
- [ICTP Regional Climate Model \(RegCM\)](#)
- [Weather Research and Forecasting Model \(WRF\)](#)
- [Workstation Eta model](#)
- [Brazilian Regional Atmospheric Modeling System \(BRAMS\)](#)

y algunos modelos oceánicos son:

- [Regional Ocean Modeling System \(ROMS\)](#)
- [Princeton Ocean Model \(POM\)](#)

Errores y validación de los modelos

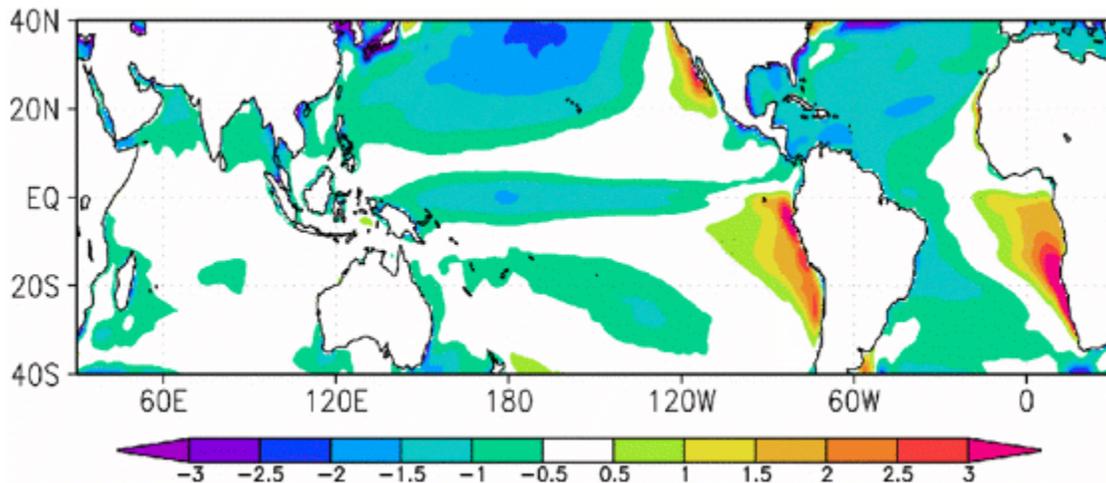
Los modelos numéricos, por necesidad, emplean una variedad de aproximaciones que pueden no ser apropiadas para algún fenómeno de interés y son, por lo tanto, fuentes de error. Las principales fuentes de error son:

- **Baja resolución:** Por lo cual los efectos sobre el clima de aspectos de escala local (por ej., valles interandinos, afloramiento costero) no son correctamente representados.

- **Parametrizaciones:** Estos son métodos semi-empíricos que se basan en observaciones hechas en condiciones particulares y que podrían no ser apropiadas en otras.
- **Condiciones iniciales y de frontera:** Los errores que existan en los datos utilizados para definir estas condiciones (por ej. datos de temperatura de mar, condiciones atmosféricas de un modelo global, etc.) afectarán negativamente los resultados finales.

El desarrollo de modelos numéricos es una actividad de investigación intensiva que involucra a especialistas en diferentes aspectos del sistema climático. Una componente crucial en el desarrollo es el de la validación, que consiste en comparar críticamente los resultados de los modelos con la información observacional disponible. Esto permite identificar deficiencias en los modelos, lo cual orienta el esfuerzo de los investigadores.

Debido a la complejidad del sistema climático, el solucionar una deficiencia identificada no es una tarea inmediata y constituye un trabajo de investigación que no tiene el éxito garantizado.



Promedio de los errores en temperatura superficial del mar de los modelos climáticos considerados en el Cuarto Reporte del IPCC (2007).

En resumen, no se puede asumir que un modelo será adecuado para una aplicación dada sin haber hecho la validación correspondiente e investigado las posibles fuentes de error en el modelo y las formas de corregirlos.

2. DESCRIPCION DEL MODELO ROMS

ROMS (Regional Ocean Model System por sus siglas en ingles), es un modelo hidrodinámico basado en diferencias finitas que usa una malla curvilínea cuasi-ortogonal con discretización vertical que sigue el trazado de la batimetría. Este modelo de circulación oceánica de nueva generación y ha sido especialmente diseñado para simular de manera precisa sistemas oceánicos regionales. Algunas de las principales características de este modelo son:

- Ecuaciones primitivas con temperatura potencial, salinidad y una ecuación de estado.
- Aproximación hidrostáticas y de Boussinesq
- Coordenadas ortogonales-curvilíneas
- Esquemas Arakawa C
- Cuenca cerrada periódica prescritos en radiación
- Condiciones de frontera abierta
- Marcara en tierra
- Coordenadas sigma (σ) ajustadas al terreno en la vertical y curvilíneas ortogonales en la horizontal.
- Diversos esquemas de mezcla.
- Superficie libre
- Solución tridiagonal con tratamiento implícito de la viscosidad vertical y difusión
- Corre bajo sistema operativo UNIX y requiere preprocesador de C.
- Las entradas y salidas se realizan en formato NetCDF.

El modelo oceánico **ROMS** (Regional Ocean Model System) tiene la ventaja de que ha sido desarrollado desde un principio como modelo regional, siendo utilizado en estudios oceanográficos de distintas escalas espaciales y temporales, y ha mostrado su utilidad para la simulación climática. Una característica muy interesante de este modelo es su infraestructura de anidado, que hace posible realizar estudios climáticos regionales y locales de impacto con el mismo modelo.

Su estructuración permite elegir para cada aplicación entre distintos procesos que el modelo permite representar los más adecuados, consiguiéndose así un gran flexibilidad que permite adaptarlo lo mejor posible al particular caso de estudio. Además, su estructura modular hacen relativamente simple añadirle otros submodelos: biogeoquímico, de sedimentación, de propagaciones de olas y de hielo marino.

ROMS tiene diversas vías de cómputo: independientes, atmosférica y modelación de oleaje. Sigue el sistema de la Tierra Modeling Framework (ESMF) que se acoplan a un modelo para: iniciar, ejecutar y finalizar. El núcleo dinámico de ROMS se compone de cuatro modelos diferentes incluyendo los no lineales (NLM), lineal tangencial (TLM), representador de la tangente lineal (RPM), y el adjunto (ADM). Hay varios pilotos para correr cada modelo (NLM, TLM, RPM, y ADM) por separado y juntos. Los controladores se muestra en el grupo propagador que se utilizan para la teoría generalizada de Estabilidad (GST) y Análisis (Moore et al., 2004) para estudiar la dinámica, la sensibilidad y la estabilidad de las circulaciones oceánicas y las perturbaciones de origen natural, los errores o incertidumbres en el sistema de previsión. El contralador adjunto (Adsen) calcula la respuesta de una función elegida del modelo de circulación a las variaciones en los atributos físicos del sistema (Moore et al., 2006). Incluye controladores para fuertes (S4DVAR, IS4DVAR) y débiles (W4DVAR) asimilaciones variacionales de datos restringidos (Arango et al, 2006;. Di Lorenzo et al, 2006.). Un controlador de predicción por conjuntos está disponible para perturbar forzar a las condiciones iniciales a lo largo de las direcciones más inestables del espacio de estado usando vectores singulares. Por último, varios pilotos se incluyen en el grupo de comprobación de validez para probar la veracidad y corrección de los algoritmos de TLM, RPM, y ADM.

El ROMS es un sistema de nueva generación en cuestiones de modelo de circulación (Shchepetkin y McWilliams, 2005) que ha sido especialmente diseñado para la simulación

exacta de los sistemas regionales oceánicos. Se remite al lector a Shchepetkin y McWilliams (2003) y Shchepetkin y McWilliams (2005) la descripción completa del modelo. ROMS se ha aplicado para la simulación de una gran variedad de diferentes regiones en los océanos del mundo (por ejemplo, Marchesiello et al, 2003. ; Penven et al, 2001. ; MacCready et al, 2002. ; Haidvogel et al, 2000. , Di Lorenzo . et al, 2003 ; Blanke et al, 2002.).

Los algoritmos no lineales que componen ROMS y el núcleo computacional se describen en detalle en Shchepetkin y McWilliams (2003 , 2005), las ecuaciones lineal tangencial, adjunto y plataformas se describen en Moore et al. (2004) . ROMS incluye algoritmos de física precisos y eficientes, varios modelos acoplados de biogeoquímicos, bio-óptica, de sedimentos, y aplicaciones del hielo marino. El modelo de hielo marino se describe en Budgell (2005) . También incluye varios esquemas de la mezcla vertical (Warner et al., 2005a), las redes de múltiples niveles de anidamiento y compuesto.

Para la economía computacional, las ecuaciones hidrostáticas primitivas para el momento se resuelven utilizando una fracción de tiempo explícitos y un esquema que requiere un tratamiento especial y de acoplamiento entre barotrópico (rápido) y los modos de baroclínica (lento). Un número finito de pasos de tiempo barotrópico, en cada paso baroclínica, se llevan a cabo para desarrollar la superficie libre y de la integración vertical de ecuaciones de momento. Con el fin de evitar los errores asociados con las frecuencias se resuelve por pasos barotrópicos, pero no resuelve pasos en la baroclínica, los campos son barotrópico de tiempo promedio antes de reemplazar a los valores obtenidos con un paso más baroclínica. Un filtro de coseno tiempo-forma, centrado en el nivel de tiempo, se utiliza para el cálculo del promedio en los campos barotrópico (Shchepetkin y McWilliams, 2005). Además, el tiempo separados se ve obligado a mantener exactamente tanto la conservación como el volumen y las propiedades de consistencia de conservación que se necesitan para las ecuaciones de trazador (Shchepetkin y McWilliams, 2005). En la actualidad, todas las ecuaciones en 2D y 3D son de tiempo discretizado usando un factor de predicción preciso de tercer orden y corrector (Adams-Molton) el tiempo de eludir algoritmo que es muy robusto y estable. La mayor estabilidad del sistema permite grandes intervalos de tiempo, por un factor de cuatro, lo que compensa con creces el aumento del costo del algoritmo predictor-corrector.

En la vertical, las ecuaciones primitivas son discretizadas sobre la topografía variable mediante un seguimiento del terreno de las coordenadas (Song y Haidvogel, 1994). Las coordenadas permiten una mayor resolución en las áreas de interés, tales como la termoclina y la capa inferior de frontera. La plantilla por defecto usa centrado, de segundo orden, las diferencias finitas en una rejilla vertical escalonada. Opciones para la plantilla de orden superior se encuentran disponibles a través de una reconstrucción conservadora, de una curva parabólica de derivados en la vertical (Shchepetkin y McWilliams, 2005). Esta clase de modelo exhibe fuerte sensibilidad a la topografía que se traduce en errores de gradiente de presión. Estos errores surgen debido a la división del término de gradiente de presión en un componente a lo largo-sigma y la corrección hidrostática (para más detalles, consulte Haidvogel y Beckmann, 1999). El algoritmo numérico en ROMS está diseñado para reducir este tipo de errores (Shchepetkin y McWilliams, 2003).

En el plano horizontal, las ecuaciones primitivas se evalúan utilizando el límite de coordenadas curvilíneas ortogonales en una escalonada Arakawa C de la red. La formulación general de coordenadas curvilíneas incluyen tanto cartesiano (indicadores

constantes) y esférica (métrica variable). Los límites costeros también se pueden especificar como una rejilla finita discretizado a través de máscaras en la tierra y el mar. Como en el vertical, la plantilla horizontal utiliza un centro de segundo orden en diferencias finitas. Sin embargo, el código está diseñado para que la aplicación de las plantillas de orden superior se creen con facilidad.

ROMS tiene varias opciones para los regímenes de la advección: segundo y cuarto orden centrado en las diferencias, y de tercer orden, ascendentemente parcial. El esquema más adelante es el valor por defecto del modelo y tiene una velocidad dependiente de la hiperdifusión de disipación como el error de truncamiento dominante (Shchepetkin y McWilliams, 1998). Estos planes se mantienen estables durante la metodología de predicción-corrección del modelo. Además, hay una opción para la representación conservadora de la curva parabólica de advección vertical que tiene propiedades de dispersión similares a una orden de ocho esquemas convencionales.

Hay varias mallas en escala de parametrizaciones en ROMS. La mezcla horizontal de la fuerza y los marcadores pueden ser a lo largo de los niveles verticales, geopotenciales (profundidad constante) en las superficies, o superficies horizontales (densidad constante). El operador de mezcla puede ser armónico (3 puntos de la plantilla) o biarmónica (5 puntos plantilla). Ver Haidvogel y Beckmann (1999).

La parametrización de la mezcla vertical en la ROMS puede ser por los sistemas de cierre de locales o no locales. Los planes de cierre locales se basan en el nivel de 2,5 ecuaciones de energía cinética turbulenta por Mellor y Yamada (1982) y la escala de longitud genérico (GLS) parametrización (Umlauf y Burchard, 2003). El plan de cierre no local se basa en la K-perfil, de la formulación de la capa límite (1994) . El esquema de K-perfil se ha ampliado para incluir tanto a la superficie y el fondo capas límite oceánicas. El GLS es un modelo de turbulencia de dos ecuaciones que permite una amplia gama de cierres verticales de mezcla, incluyendo el popular k-kl (Mellor-Yamada nivel 2.5), y los esquemas de kw. Varias funciones de la estabilidad (Galperin et al, 1988. ; Kantha y Clayson, 1994;. Canuto et al, 2001) también se han agregado para proporcionar una mayor flexibilidad. Un estudio reciente (Warner et al., 2005a) evaluó el desempeño de estos cierres la turbulencia en ROMS en términos de ideales aplicaciones de transporte de sedimentos. Además, hay una onda de corriente límite de un esquema que proporciona la tensión inferior (Estilos y Glenn, 2000) y el transporte de sedimentos que llegan a ser importantes en las aplicaciones de la costa.

En la actualidad, la capa de interacción aire-mar en la frontera de ROMS se basa en la mayor parte de la parametrización Fairall et al. (1996). Es una adaptación de la COARE (Experimento de respuesta acoplado océano-atmósfera) que es un algoritmo para el cálculo de los flujos de superficie de impulso, calor sensible y calor latente. Esta capa límite se utiliza para una o dos vías de acoplamiento con los modelos atmosféricos.

ROMS es un código muy moderno y utiliza C-pre-procesamiento para activar las diferentes opciones físicas y numéricas. El código se puede ejecutar en cualquiera de los ordenadores en serie o en paralelo. El código utiliza un paradigma de la paralelización de grano grueso que las particiones de la red computacional 3D. Cada placa es entonces operado por diferentes hilos paralelos. Originalmente, el código ha sido diseñado para arquitecturas de computadoras de memoria compartida y el compilador que depende de directivas paralelas (OpenMP estándar) que se colocan sólo en la rutina principal de

cómputo del código. Una versión MPI del código ha sido desarrollada de manera compartida y la memoria distribuida en los paradigmas conviven juntos en un solo código.

Varios estándares de codificación se han establecido para facilitar la legibilidad del modelo, el mantenimiento y la portabilidad. Todas las variables del modelo de estado se asignan dinámicamente y pasan como argumentos a las rutinas de cálculo a través de una referencia de estructuras puntero. Todos los arreglos privados o cero son automáticos, su tamaño se determina cuando el procedimiento se introduce. Esta estructura facilita el código de los cálculos sobre las rejillas anidadas y las compuestas. La opción de memoria compartida sigue OpenMP 2.0 estándar. ROMS tiene un genérico de memoria distribuida de interfaz que facilita el uso de varios protocolos de mensajes. En la actualidad, el intercambio de datos entre nodos se realiza con MPI. Sin embargo, otros protocolos como MPI2, shmem, y otros pueden ser codificados sin mucho esfuerzo.

El software ROMS tiene una amplia pre y post-procesamiento para la preparación de datos, análisis, trazado y visualización. La entrada y salida de toda la estructura de datos del modelo es a través de NetCDF que facilita el intercambio de datos entre ordenadores, la comunidad de usuarios, y otros programas de análisis independiente.

3. INSTALACION DEL MODELO ROMS

ROMS es un modelo muy complejo con varias opciones y capacidades. A continuación se describen brevemente algunas de las librerías básicas que se necesitan y software para correr dicho modelo.

Se instaló un sistema operativo Linux (Red hat), para compilar necesitamos las librerías de g95 o compaq fortran 90 compiler.

Librerías netCDF son usadas extensivamente por ROMS para manejar los archivos de entrada y salida. NetCDF es una interface a una librería de funciones de acceso a datos para guardarlos en forma de arreglos

Datos para utilizar el ROMS.

Primero se debe contar con la siguiente paquetería instalada.

Netcdf
Matlab (Version actualizada)
netCDF Operators (NCO)
ROMS (Rudgers)
Romstools (ROMS agrif), para generar el forzamiento de mareas

Entrar a la página <http://www.myroms.org/> y registrarse, para ello tienes que anotar tus datos y explicar en unas líneas el porqué quieres utilizar esta herramienta, después de una semana te envían a tu e-mail tu cuenta y tu password para poder instalar el ROMS.

Para instalar:

```
>> svn checkout --username tu_cuenta https://www.myroms.org/svn/src/trunk MyDir  
Mydir.- directorio donde se quiere instalar ROMS
```

Para nuestro caso se crea una carpeta llamada Modelo

En caso de que ya tengas instalado el ROMS se actualiza con los siguientes comandos

para actualizar:

```
>> cd Mydir  
>> svn update
```

Después de descargar el ROMS aparecen las siguientes carpetas en Mydir:

++ Atmosphere: en caso de que se pretenda acoplar con un modelo atmosférico, aunque esta parte aun no ha sido completamente desarrollada.

++ Build: están los programas que el ROMS ejecuta, en base a lo que se define en los .h. Estos archivos son salidas de la compilación, que cambian cada vez que se ejecuta el oceanS (oceanO) cambian.

++ Compilers: Aquí están las definiciones de compiladores utilizados por ROMS, se debe modificar el archivo en base a el sistema operativo usado. Por ejemplo: para los usuarios Mac se modifica el programa Darwin-xxx.mk, el xxx depende de la versión de fortran utilizada. se utilizó Linux-pgi.mk (JASPjunio2011) y le cambiamos FFLAG por O0

++ Data: vienen algunos ejemplos de datos para el forzamiento, de la malla, iniciales y cdl's, estos últimos son para generar los netcdf's. En caso de no usar las Roms_tools, con estos archivos se puede uno apoyar para generar los archivos necesarios.

++ ROMS: se encuentran todos los programas utilizados por el modelo, los cuales en general no se modifican, al menos que tenga preparación avanzada.

++ User: dentro están tres carpetas External, Functional e Include, las cuales también aparecen en la carpeta de ROMS, pero se recomienda mejor modificar o crear nuevas versiones del .h, .in y analíticos aquí.

++ Waves: hay una carpeta del SWAN, aunque esto no lo he usado, pero ha de ser para correr ambos modelos acoplados.

Dentro de las carpetas de ROMS y USER existen más subcarpetas de las cuales por el momento las más importantes son:

* External: Aquí se debe crear un archivo .in., en el cual se definen varios parámetros como la resolución temporal, cada cuando se escriben los archivos _his y _ave, que variables se escribirán en ellos, se da la dirección de donde se encuentran los archivos de forzamiento, de la malla, el inicial, la climatología y donde se guardarán los archivos de salida file_his.nc, y file_avg.nc, entre otras cosas. Al final del archivo está un glosario que describe el archivo.

* En Functional se encuentran todos los programas para resolver cosas de manera analítica. Por lo que si se define algo analítico en el .h, se debe de modificar el correspondiente en esta carpeta.

* En Include se encuentra el archivo .h, que es el archivo principal donde se define todo lo necesario según la región y las necesidades a simular. i.e, si se resolverán las ecuaciones en dos o tres dimensiones, si se considerará coriolis, el tipo de condiciones de frontera, entre otros. El archivo que contiene todas las especificaciones disponibles está en: ROMS/Include/cppdefs.h

Una vez definido lo necesario en el .in y .h, se modifica el makefile, donde se pone el nombre de la aplicación a usar, así como el directorio de donde leerá los archivos .in, .h y analíticos necesarios. También se especifica si será ejecutado en serie o en paralelo, así como el compilador a usar.

Con todos los cambios anteriormente mencionados se ejecuta el makefile en la terminal para compilar el modelo:

```
>> ./make
```

De esto sale un archivo ejecutable que se llama oceanS (si es en serie) u OceanO (si es en paralelo), y si no salen errores, finalmente:

```
>>Oceans < User/External/tu_ocean.in > log &
```

Ya con esta última línea es donde se tarda el modelo, dependiendo del tamaño de la malla y los pasos de tiempo. Se generan los datos de salida.

Ferrero software instalado para la visualización y procesamiento de los datos. A continuación se muestra como se instala Ferrer.

Instalación de ferret

Ferret es un sistema de graficado con funciones predeterminadas para cálculos aplicables a océano y atmósfera. Para instalar Ferret se entra a la página <http://ferret.wrc.noaa.gov/Ferret/>, dar click en la pestaña de downloads, después click en installing Ferret, descargar [64-bit Linux \(RedHat 5\)](#) v6.7.1, porque es el sistema operativo utilizado para nuestro estudio, después descargar las siguientes ligas:

- [Ferret Executables](#)
- [Ferret Environment](#)
- [Ferret Datasets](#)

Descargados los archivos, das click en [Installation and update guide](#), en esta liga se explican los pasos para la instalación de ferret:

1. Determinar la ubicación adecuada para colocar y descomprimir los archivos, se recomienda

```
cd /usr/local  
  
% mkdir ferret  
% cd ferret
```

```
% tar xzf $GET_LOCATION/fer_environment.tar.gz
```

Donde GET_LOCATION es la dirección donde se descomprimirán los archivos

Determinar una ubicación para colocar los archivos ferret

```
% mkdir fer_dsets  
% cd fer_dsets
```

Extraer los datos en los directorios establecidos

```
tar xzf $GET_LOCATION/fer_dsets.tar.gz
```

Una vez más, \$ GET_LOCATION es el directorio donde se colocara el archivo tar. Asegúrese de estar en \$ FER_DSETS cuando se ejecute este comando.

Para finalizar se teclea el comando

```
% ./Finstall
```

Se mostraran unas ventanas para instalar el ejecutable `fer_executables.tar.gz.`, los pasos son los siguientes:

1. Seleccione la opción 1 después de Finstall.
2. Finstall le solicita la ubicación del directorio donde instaló los archivos de soporte en Ferret (\$ FER_DIR). Introduzca la ruta completa a dicho directorio.
3. Finstall le solicita el directorio en el que actualmente tiene el archivo tar en fer_executables (\$ GET_LOCATION). Introduzca la ruta completa a dicho directorio.
4. Finstall a continuación, instala los ejecutables en `\$ FER_DIR / bin '.

4. ECUACIONES QUE UTILIZA EL MODELO ROMS

La primera implementación numérica de las ecuaciones primitivas se realizó en el *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL)* por Bryan (1969) y Cox (1984) . El objetivo original de este desarrollo fue la de construir una herramienta para el modelado numérico de la circulación oceánica a gran escala (a nivel de cuencas o global) el uso de algoritmos en ese momento está basado en la descomposición de los océanos en las cuencas rectangulares de tamaño variable, y el uso de orden finito de aproximaciones.

Por defecto, las ecuaciones se resuelven en coordenadas esféricas, y los límites de la cuenca siguen los círculos de latitud (λ), los meridianos (ϕ) y las superficies geopotenciales (z). La formulación de nivel geopotencial es un concepto sencillo y cómodo que se ha utilizado para una variedad de aplicaciones, sin embargo, las aplicaciones principales de MOM han sido a largo plazo integraciones (años a décadas y siglos) del viento en toda la cuenca y circulación termoclina en geometrías realistas. Una descripción detallada de modelo y guía del usuario para la versión más reciente está disponible (Pacanowski, 1996) y se actualiza continuamente. Otras versiones de esta familia de modelos son el código de la superficie del mar libre (Killworth *et al*, 1991.) y el código Semtner y Chervin (POCM y POP, ver McClean *et al*, 1997.).

Sistema de ecuaciones

Las coordenadas geopotenciales, $Z \equiv z$, y las derivadas $\partial Z / \partial t$ no forzadas y no viscosas de ecuaciones primitivas se convierten en la w de la velocidad vertical. Por otra parte, la ecuación hidrostática es;

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho ,$$

y los términos del gradiente de presión en las ecuaciones no forzadas, primitiva y no viscosas se reduce en:

$$PG = \nabla p .$$

Esto es así porque z es ortogonal respecto a la horizontal en coordenadas x e y . Las ecuaciones primitivas hidrostática en MOM se formulan en coordenadas esféricas, que son (por completo)

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{1}{r_E \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (uu) + \frac{1}{r_E \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (v \cos \phi u) + \frac{\partial}{\partial z} (wu) - \frac{uv}{r_E} \tan \phi \\ - f_v = \frac{-1}{r_E \cos \phi} \frac{\partial P}{\partial \lambda} + D^u + F^u \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{1}{r_E \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (uv) + \frac{1}{r_E \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (v \cos \phi v) + \frac{\partial}{\partial z} (wv) + \frac{u^2}{r_E} \tan \phi \\ + f_u = -\frac{1}{r_E} \frac{\partial P}{\partial \phi} + D^v + F^v \end{aligned}$$

$$0 = -\frac{\partial P}{\partial z} - \frac{g}{\rho_0} \rho$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{1}{r_E \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (uT) + \frac{1}{r_E \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (v \cos \phi T) + \frac{\partial}{\partial z} (wT) = D^T + F^T$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{1}{r_E \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (uS) + \frac{1}{r_E \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (v \cos \phi S) + \frac{\partial}{\partial z} (wS) = D^S + F^S$$

$$\frac{1}{r_E \cos \phi} \left(\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \phi} (v \cos \phi) \right) + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$\rho = \rho(S, T, z) ,$$

donde P es la presión dinámica (p/ρ_0), y D y F simbólicamente denota disipación y forzamiento en sus términos, respectivamente.
Condiciones cinemáticas en el límite vertical

$$w(\lambda, \phi, t) = \begin{cases} 0 & \text{for a rigid lid} \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} & \text{for a free sea surface} \end{cases}$$

en la superficie, y

$$w = -\frac{u}{\cos \phi} \frac{\partial h}{\partial \lambda} - v \frac{\partial h}{\partial \phi}$$

en la parte inferior. Con el fin de ahorrar tiempo en la computadora, la ecuación no lineal de estado que se aplique a cada nivel del modelo por separado mediante la instalación de una aproximación polinómica de tercer orden de la ecuación total del estado (Bryan y Cox, 1972).

Profundidad integrada de flujo

La circulación de dos dimensiones (a menudo referida como el modo de *barotrópico* o *externo*) requiere un tratamiento diferente que el modo de *baroclínica* o *interna*. La mayoría de las aplicaciones de MOM siguen utilizando la opción de tapa rígida, en donde el flujo de integración vertical se supone que es no divergente, y la función de cadena

deberá ser a partir de una ecuación elíptica. La función de transporte masivo (Ψ) Se define como

$$U = -\frac{1}{hr_E} \frac{\partial \Psi}{\partial \phi}$$

$$V = -\frac{1}{hr_E \cos \phi} \frac{\partial \Psi}{\partial \lambda},$$

donde U y V son las velocidades promedio de profundidad. La función de cadena en las variables en el tiempo está determinado por el momento de asumir el rizo de las ecuaciones de profundidad integradas. La ecuación de vorticidad resultante es entonces el tiempo de paso. Las velocidades de profundidad integrada se puede calcular después de que el problema se resuelve elípticamente, con sujeción a las condiciones de contorno adecuadas a la lateral. Varios algoritmos de solución se ofrecen para la ecuación elíptica: simple 5 o 9 puntos sucesivos a lo largo de relajación (SOR) los planes, y un solucionador de gradiente conjugado.

Recientemente, dos estrategias adicionales para el modo externo se han realizado, uno se basa en una superficie implícita libre (Dukowicz y Smith, 1994), y el otro en una

ecuación elíptica para P la presión dinámica en lugar de la función de cadena (Dukowicz *et al*, 1993.) .Mientras que la versión explícita de superficie libre (Killworth *et al.*, 1991) requiere división del tiempo (con muchos pasos de tiempo pequeños para el modo externo en torno al largo tiempo de los pasos de los modos internos), ambos métodos tienen sus ventajas implícitas para el tratamiento de las islas y son potencialmente más eficientes en aplicaciones de alta resolución con muchas islas y en los sistemas informáticos de forma masiva en paralelo.

Discretización espacial, las redes y la topografía

MOM utiliza una discretización basada en la llamada "caja de concepto", en donde el océano se divide en una serie de cajas rectangulares. Las variables físicas se organizan en la Arakawa "B" la red con trazadores en el centro de las cajas, la velocidad horizontal en las esquinas (centrado en la vertical) y la velocidad vertical centrada en las superficies superior e inferior de la caja. La Figura 1 muestra dos ilustraciones de discretización vertical en una zona con fuertes variaciones en la profundidad del agua. El primer ejemplo utiliza los niveles de tener espacio geopotencial y equidistantes, y el segundo tiene una mayor resolución cerca de la superficie para una mejor representación de los procesos de la termoclina superior. Esta última es típica en la mayoría de las aplicaciones (por ejemplo, Cox 1985 ; Bryan y Holland, 1989 ; FRAM, 1991 ; Semtner y Chervin, 1992 , Lehmann, 1995).

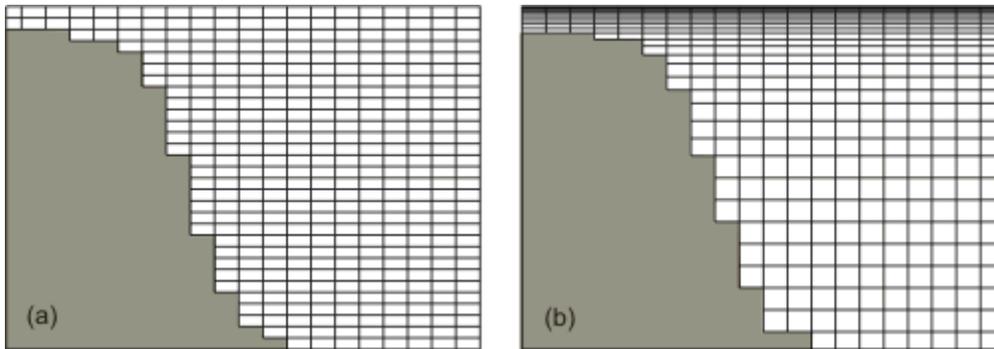


Figura 1: discretización vertical de un topography tanh en forma de un geopotencial (z) modelo de coordinación y los niveles de 30: (a) malla equidistantes; (b) discretización típica típica con una mayor resolución cerca de la superficie.

Tenga en cuenta que la **figura 1** tiene la forma exacta de la topografía cambia con la resolución vertical y la colocación de las cajas de la red, especialmente en regiones con pendientes topográficas muy suave y muy escarpado. Esto lleva a dos restricciones independientes en la elección de los niveles, la representación de la topografía y la representación de la estratificación. Hay cierta flexibilidad en la elección de los niveles, a pesar de una malla que varía en función de una función analítica suave porque tiene algunas ventajas formales (Treguier *et al.*, 1996). Sin embargo, normalmente no es posible encontrar una discretización igualmente adecuado tanto para la topografía y la estratificación.

En la práctica, esta discretización vertical puede dar lugar a un gran número de celdas inactivas, que tanto aumenta los requisitos de memoria del ordenador y el número de operaciones innecesarias en las computadoras de vector. Tenga en cuenta también que la elección de la coordenadas verticales requiere una condición de borde lateral de la máscara topográfica. MOM adopta una condición de no deslizamiento, que es lo más

"natural" para la "B" la red, como los puntos de velocidad están ubicados en las fronteras. Desafortunadamente, esto conduce a un error sistemático numérico asociado a *fugas baroclínica* de la energía. En general, la representación óptima de la topografía se consigue con (Winton *et al.*, 1998)

$$\frac{\Delta x}{\Delta z} \nabla h \cong 1 ,$$

mientras que los valores más pequeños dar lugar a incoherencias (Hughes, 1995).

A pesar de las coordenadas esféricas en el código, algo de flexibilidad se puede lograr con la "cuadrícula rotada" de configuración, para lo cual los polos se desplazan de su posición geográfica, de tal manera que la convergencia de los meridianos ya no representa un problema en las altas latitudes (véase, por *ejemplo*, Gerdes y Köberle, 1995).

Por último, la "B" de la red requiere una atención especial durante la especificación de la topografía. La malla numérica puede ser insuficiente si una celda de la cuadrícula, bahías o islas que existen son "no advectivo" debido a la colocación de las variables en la "B" de la red. Esto es, por ejemplo, que es crucial en angostos estrechos y zanjas. Como Redler y deshuesado (1997) señalan, la circulación profunda en un modelo de coordinación de geopotencial en la "B" de la red que puede depender de manera crucial de las zonas de fractura ampliado artificialmente, si estos no son resueltos adecuadamente.

Semi-discretos ecuaciones

Se define como un promedio de los operadores

$$\bar{b}^{\lambda} = \frac{1}{2} (b_{i+1, j, k} + b_{i, j, k})$$

$$\bar{b}^{\phi} = \frac{1}{2} (b_{i, j+1, k} + b_{i, j, k})$$

$$\bar{b}^z = \frac{1}{2} (b_{i, j, k+1} + b_{i, j, k})$$

y los operadores de derivados,

$$\delta_{\lambda} b = \frac{1}{r_E \Delta \lambda_i} (b_{i+1, j, k} - b_{i, j, k})$$

$$\delta_{\phi} b = \frac{1}{r_E \Delta \phi_j} (b_{i, j+1, k} - b_{i, j, k})$$

$$\delta_z b = -\frac{1}{\Delta z_k} (b_{i, j, k+1} - b_{i, j, k}) .$$

El signo negativo en la relación anterior refleja el hecho de que el aumento vertical de k en el índice negativo z-dirección. También introducimos la notación I_1^z por una suma vertical. Las ecuaciones semi-discreta para MOM son entonces:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \delta_\lambda \left(\frac{1}{\Delta y \phi \lambda} \bar{u}^\lambda \overline{\Delta y \phi \bar{u}^\lambda} \right) + \delta_\phi \left(\frac{1}{\Delta x \phi \lambda} \bar{v}^\phi \overline{\Delta x^\lambda \bar{u}^\phi} \right) + \delta_z (\bar{w}^\phi \lambda \bar{u}^z) - f v = \\ - \frac{1}{\cos \bar{\phi} \phi} \delta_\lambda (\bar{P}^\phi) + D^u + F^u \\ \frac{\partial v}{\partial t} + \delta_\lambda \left(\frac{1}{\Delta y \phi \lambda} \bar{u}^\lambda \overline{\Delta y \phi \bar{v}^\lambda} \right) + \delta_\phi \left(\frac{1}{\Delta x \phi \lambda} \bar{v}^\phi \overline{\Delta x^\lambda \bar{v}^\phi} \right) + \delta_z (\bar{w}^\phi \lambda \bar{v}^z) - f u = \\ \delta_\phi (\bar{P}^\lambda) + D^v + F^v . \end{aligned}$$

Aquí, un esquema de un promedio de modificación por el término de advección en el impulso de la vertical (Webb, 1995) ha sido añadido a mejorar las propiedades de dispersión de la red del código

$$P = \frac{g}{\rho_0} I_0^z (\bar{\rho}^z) \overline{\Delta z^z}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} + \delta_\lambda \left(\frac{1}{\Delta y} \overline{u (\Delta y \phi)^\phi} \bar{T}^\lambda \right) + \delta_\phi \left(\frac{1}{\Delta x} \overline{v (\Delta x^\lambda)^\lambda} \bar{T}^\phi \right) + \delta_z (w \bar{T}^z) \\ = D^T + F^T \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} + \delta_\lambda \left(\frac{1}{\Delta y} \overline{u (\Delta y \phi)^\phi} \bar{S}^\lambda \right) + \delta_\phi \left(\frac{1}{\Delta x} \overline{v (\Delta x^\lambda)^\lambda} \bar{S}^\phi \right) + \delta_z (w \bar{S}^z) \\ = D^S + F^S \end{aligned}$$

La velocidad vertical se calcula como

$$w = \frac{1}{\cos \phi} I_0^z \left(\delta_\lambda \left(\frac{1}{\Delta y} \overline{u (\Delta y \phi)^\phi} \right) + \delta_\phi \left(\frac{1}{\Delta y} \overline{v (\Delta y^\lambda)^\lambda} \right) \right) \Delta z$$

Por último, la vorticidad es barotrópico

$$\zeta = \sum_1^h \{ \Delta x \delta_\lambda (\overline{dy}^\lambda \bar{v}^\phi) - \Delta y \delta_\phi (\overline{dx}^\phi \cos \bar{\phi} \bar{u}^\lambda) \} \Delta z$$

y las velocidades de la barotrópico streamfunction se

$$U = -\frac{1}{\min_{\lambda\phi}(h)} \delta_{\phi} \bar{\psi}^{\lambda}$$

$$V = \frac{1}{\min_{\lambda\phi}(h) \cos \bar{\phi}} \delta_{\lambda} \bar{\psi}^{\phi},$$

donde $\min_{\lambda\phi}(h)$ es el mínimo de los cuatro valores de profundidad alrededor. Tenga en cuenta que en una "B" la red, con un promedio de las variables pronósticas es necesario que ambos ζ y ψ .

El tiempo de integración en el MOM se hace con el tradicional esquema de salto de Euler paso adelante para eliminar el modo de cálculo. Una vez sofisticada gestión de subrutina en MOM sincroniza la hora del modelo y el tiempo del calendario, de tal manera que los años bisiestos se pueden tomar en cuenta cuando, por ejemplo, bases de datos diariamente obligando se utilizan.

Las características adicionales

Con los años, una serie de aplicaciones con necesidades específicas se han llevado a las extensiones de varios modelos, que generalmente se incluyen en el código como opciones independientemente especificable. Los más importantes se describen en los párrafos siguientes.

MOM viene con una serie de conjuntos de datos mundiales de la fuerza del viento (Hellerman y Rosenstein, 1983), la temperatura del aire (Oort, 1983), la climatología del océano potencial de la temperatura y la salinidad (Levitus, 1982), y de la batimetría. Todas las rutinas de interpolación es necesario también que se ofrecen y facilitan en las simulaciones de acoplado océano-atmósfera para estudios climáticos.

El tratamiento del dominio en el límite artificial es una preocupación para todas las simulaciones no globales. A menudo, un contorno cerrado simple será suficiente, si se colocan a lo largo de los límites de giro en el inter-cambio. Además, la hipótesis de una "capa de esponja", donde las transformaciones de masas de agua llevarán a cabo, se ha utilizado ampliamente.

En los casos de cambio de convección fuerte, el supuesto de no flujo normal sería irrealista. Por lo tanto, se requiere un método para permitir que con éxito de entrada (prescribe las características de las masas de agua) y un flujo de salida depende de la dinámica del modelo interno. Stevens (1990) ideó un método, basado en Orlanski (1976), condición de radiación, para cualquier cantidad B

$$\frac{\partial b}{\partial t} = -(v_n + c_n) \frac{\partial b}{\partial n} + T^{-1}(b_0 - b),$$

donde v_n y c_n son la advección y las velocidades de fase normal a la frontera, respectivamente, y T^{-1} es una escala de tiempo de relajación inversa al valor de

referencia b_0 . Se aplicó por primera vez a la frontera norte en el sur de FRAM Océano modelo (Stevens, 1991). Desde entonces, estos métodos han sido utilizados con éxito por, *por ejemplo*, Döscher y Redler (1997), y Redler y deshuesado (1997) en la modelación de la Comunidad (CME). Ellos se han convertido en una opción en el paquete de MOM.

En una formulación explícita, el paso de tiempo está determinado por el menor espaciado de cuadrícula. Para un modelo de dominio que se extiende a latitudes altas, la convergencia de las líneas de coordenadas en un sistema esférico provoca un creciente y severa limitación en el tamaño del paso de tiempo. Un método para relajarse esta limitación es el uso de *Fourier de filtrado* en las latitudes altas. Este método elimina las longitudes de onda más corta que son los más contaminados por efectos de la violación del criterio de CFL.

El *tratamiento semi-implícito del término de Coriolis* puede ser ventajoso para las simulaciones de baja resolución que se extienden en las regiones polares. En este caso, el paso de tiempo está determinado por las ondas de inercia que tienen periodos de cerca de 12 horas cerca de la pole. A mayor tiempo de paso es posible con el tratamiento implícito del término de Coriolis. Nótese, sin embargo, que este procedimiento también amortigua las ondas de Rossby y topográficas.

Para los estudios que investigan las soluciones en estado estacionario sólo, tiempo en la computadora puede ser salvado por *la integración asíncrona* llamada, un término que describe el uso de intervalos de tiempo diferentes a los marcadores en un lado y el impulso por el otro (es *decir*, la aceleración artificial de la advección de trazador de difusión en relación con las ecuaciones de la ecuación). Con base en el hecho de que las escalas de tiempo para la evolución del marcador y campos de velocidad son a menudo un orden de magnitud diferente, se planteó la hipótesis (Bryan, 1984) que un estado de equilibrio se puede alcanzar después de periodos de integración diferentes para las distintas variables. Por supuesto, esto supone que sólo un estado de equilibrio que existe para una elección determinada de parámetros del modelo y forzar, una suposición que no siempre está justificada.

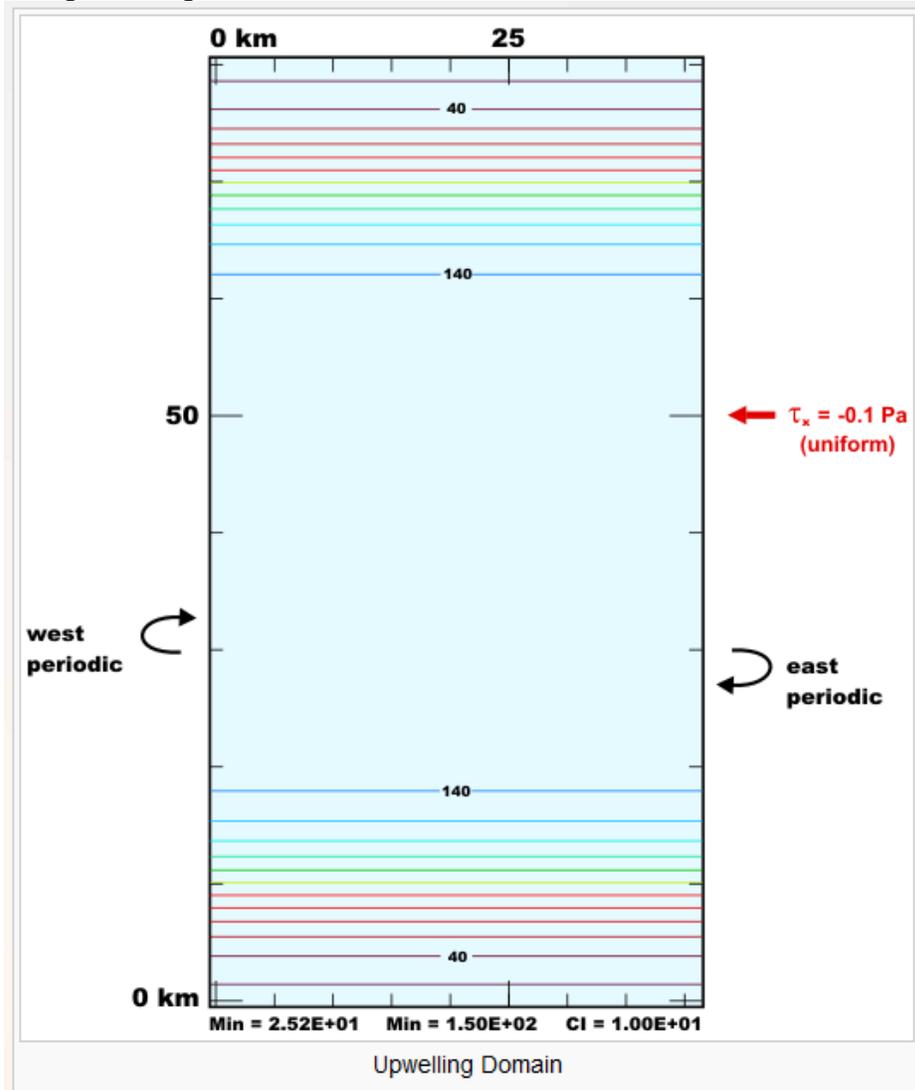
Hay una extensa lista de *diagnósticos* estándar incorporado en el código. La producción de grandes cantidades integrales, como el ciclo de la energía mundial, los componentes de giro, el vuelco meridional y los presupuestos del trazador puede ser elegido. Otras herramientas incluyen el cálculo de diagnóstico de la altura de la superficie del mar para los funcionamientos tapa rígida, y la integración de las trayectorias de las partículas. Trazado y visualización de gráficos otros, sin embargo, se deja para el usuario. Mientras trazado no es parte de MOM, una opción NetCDF proporciona una interfaz para una amplia variedad de utilidades para la representación gráfica de los resultados del modelo. El modelo está escrito en el *f77* y utiliza unidades *cgs* todo. Opciones individuales pueden especificar a través de las opciones de *CPP*. Versiones para los ordenadores paralelos existen (*véase, por ejemplo*, McClean *et al.*, 1997), pero no puede ser de libre acceso. MOM código y la documentación se puede obtener en <http://www.gfdl.gov/>

5. EVALUACION DEL DESEMPEÑO DEL MODELO ROMS

Se realizo un ejercicio basado en la base de datos instalada en la página <https://www.myroms.org/> que es aportado por Anthony Macks and Jason Middleton

(Macks, 1993) el cual consiste en un canal periódico con plataformas continentales de cada lado. Hay a lo largo del canal un viento que crea el efecto de Coriolis de un lado y hundimiento del otro lado. Si se ejecuta durante varios días sin la mezcla vertical, provoca que haya más agua densa que ligera.

La siguiente figura muestra el canal



5.1 Descripción experimental

Para ejecutar el modelo ROMS en el ejercicio descrito se requiere modificar la configuración de archivos y carpetas mediante los pasos que a continuación se mencionan

Modificar en la carpeta Compiler el sistema operativo que se va a utilizar, para nuestro caso se utiliza Linux-gfortran.mx

>> vi Linux gfortran.mk y se modifican las líneas:

NETCDF_INCDIR y
NETCDF_LIBDIR

Entrar a la carpeta llamada ROMS después a external

Editar y modificar:

>> vi ocean_upwelling.in

En este archivo se cambia el paso de tiempo, dt, ntime, time

Ntimes -> son los días en segundos

Dt -> son los pasos de tiempo

Entonces para un día = $24 * 3600 = 86400$

Este valor entre el dt

$86400 / 300 = 288$

Ntimes / 288

El resultado de esta operación representa los días que se quiere correr el modelo

Para nuestro caso el modelo se correrá para 5 días

El siguiente paso es correr el programa con el siguiente comando

`./make`

Terminado de compilar se coloca la siguiente instrucción

>> oceanS<ROMs/External/ocean_upwelling.in> nombre &

El archivo ocean_upwelling se encuentra en la carpeta External

En la instrucción nombre colocas el "nombre" que uno elija

Compilado y ejecutado se crea un archivo llamado ocean_his.nc es cual contiene la información y datos de todas las variables, este archivo se crea en la carpeta "nombre"

Algunas de las variables son:

Xming - 172.16.19.212							
Terminal - Konsole							
Sesión	Editar	Vista	Marcadores	Preferencias	Ayuda		
ZNUDG	free-surface nudging/relaxation
M2NUDG	2D momentum nudging/relaxation
M3NUDG	3D momentum nudging/relaxation
TNUDG	Tracers nudging/relaxation inve	1:2
RH00	mean density used in Boussinesq
R0	background density used in line
TCOEF	thermal expansion coefficient
SCOEF	Saline contraction coefficient
GAMMA2	slipperiness parameter
SPHERICAL							
	grid type logical switch
XL	domain length in the XI-directi
EL	domain length in the ETA-direct
VTRANSFORM							
	vertical terrain-following tran
VSTRETCHING							
	vertical terrain-following stre
THETA_S	S-coordinate surface control pa
THETA_B	S-coordinate bottom control par
TCLINE	S-coordinate surface/bottom lay
HC	S-coordinate parameter, critica
CS_R	S-coordinate stretching curves	1:16	...
CS_W	S-coordinate stretching curves	1:17	...
H	bathymetry at RHO-points	1:43	1:82
F	Coriolis parameter at RHO-point	1:43	1:82
PM	curvilinear coordinate metric i	1:43	1:82
PN	curvilinear coordinate metric i	1:43	1:82
X_RHO	x-locations of RHO-points	1:43	1:82
Y_RHO	y-locations of RHO-points	1:43	1:82
X_U	x-locations of U-points	1:42	1:82
Y_U	y-locations of U-points	1:42	1:82
X_V	x-locations of V-points	1:43	1:81
Y_V	y-locations of V-points	1:43	1:81
X_PSI	x-locations of PSI-points	1:42	1:81
Y_PSI	y-locations of PSI-points	1:42	1:81
ZETA	free-surface	1:43	1:82	1:21
UBAR	vertically integrated u-momentu	1:42	1:82	1:21
VBAR	vertically integrated v-momentu	1:43	1:81	1:21
U	u-momentum component	1:42	1:82	1:16	1:21	1:21	1:21
V	v-momentum component	1:43	1:81	1:16	1:21	1:21	1:21
W	vertical momentum component	1:43	1:82	1:17	1:21	1:21	1:21
OMEGA	S-coordinate vertical momentum	1:43	1:82	1:17	1:21	1:21	1:21
TEMP	potential temperature	1:43	1:82	1:16	1:21	1:21	1:21
SALT	salinity	1:43	1:82	1:16	1:21	1:21	1:21

La información del archivo ocean_his.nc tiene coordenadas sigma, para convertirlas a métricas se realizó un programa en el software ferret el cual convierte coordenadas sigma a zeta (m).

En este mismo programa colocas las variables que quieres desplegar, para nuestro caso se graficará temperatura, dirección del viento en U y V.

5.2 La espiral de Ekman

Cuando el viento sopla sobre el océano, mueve al agua oceánica como resultado de la fricción con la superficie. Debido a que la Tierra rota, la superficie se mueve hacia la derecha de la dirección del viento en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur, debido al Efecto Coriolis.

La velocidad y dirección de los movimientos del agua cambian con la profundidad. El agua en la superficie del océano se mueve en ángulo con la dirección del viento, el agua debajo del agua de la superficie gira más, y el agua de las profundidades gira todavía más. Esto crea una espiral de agua móvil que alcanza 100a 150 metros de profundidad, llamada espiral Ekman. La dirección promedio de toda esta agua en movimiento es aproximadamente en ángulo recto con la dirección del viento. Este promedio se llama Transporte Ekman.

Por lo tanto la espiral del Ekman se define como:

- La mezcla vertical en el océano es causada por la turbulencia.
- La mezcla turbulenta puede ser modelada como un proceso difusivo pero con un coeficiente de viscosidad varios órdenes de magnitud mayor que el molecular.
- El equilibrio básico está dado por la mezcla turbulenta vertical inducida por el viento en la superficie y la rotación de la Tierra:

$$2 \Omega \operatorname{sen} \phi \ u = A/\rho \ \partial^2 v / \partial z^2$$

$$2 \Omega \operatorname{sen} \phi \ v = A/\rho \ \partial^2 u / \partial z^2$$

Ω es la velocidad angular de rotación de la Tierra, de modo que $2 \Omega \operatorname{sen} \phi$ (el factor de Coriolis) es el doble de la componente local del vector rotación y ϕ la latitud, u y v son las componentes de la velocidad horizontal hacia el este (x) y norte (y), y z es la profundidad, positiva hacia abajo A , el coeficiente de viscosidad turbulento debe ser determinado a partir de observaciones.

La solución de Ekman

La solución es de la forma:

$$[u, v] = V_0 \exp(-z/D) [\cos(\pi/4 - z/D), \operatorname{sen}(\pi/4 - z/D)]$$

El viento ha sido considerado en la dirección S (hacia el N),

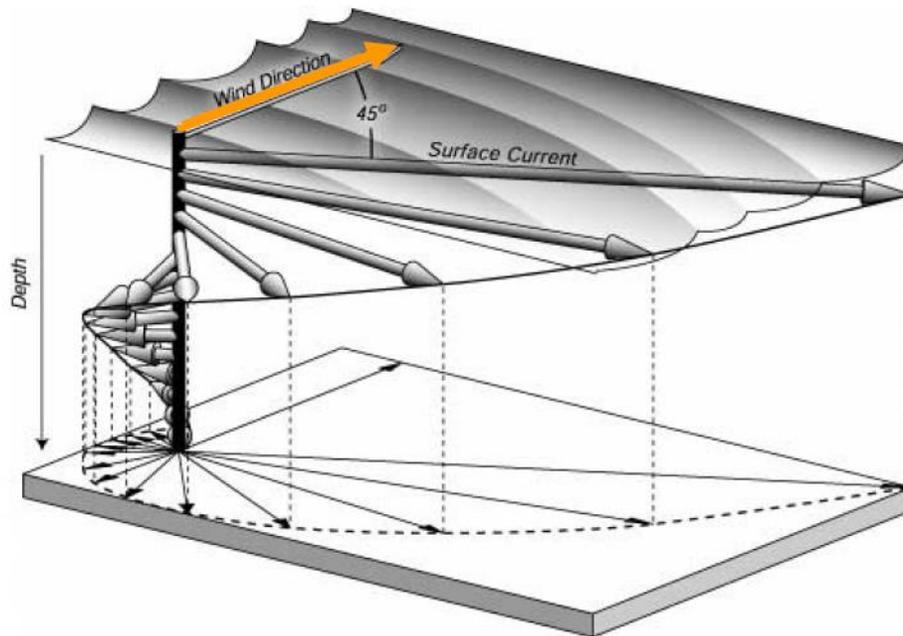
$V_0 = \tau / \rho (A f)^{1/2}$ es la amplitud en superficie y

$D = (2 A / f)^{1/2}$ es la escala vertical de decaimiento exponencial a la cual la dirección de la velocidad se invierte y τ es la tensión del viento en superficie

De la elegante solución de Ekman surge:

El vector velocidad horizontal rota en función de la profundidad en sentido horario en el HN y sentido antihorario en el HS y el módulo disminuye formando así la llamada “espiral de Ekman”

Espiral de Ekman (HN)



6. RESULTADOS DEL EXPERIMENTO

Para graficar los resultados como se menciona anteriormente se utilizó el software ferret para lo cual se utilizan los siguientes comandos:

Colocándonos en la carpeta "nombre", se teclea

```
>> ferret
```

Se abrirá una sección con las siguientes líneas:

```
Xming - 172.16.19.212
Terminal - Konsole
Sesión  Editar  Vista  Marcadores  Preferencias  Ayuda

[roms@vortex ~]$ ferret
  NOAA/PMEL TMAP
  FERRET v6.7
  Linux(gfortran) 2.6.18-238.1.1.el5 - 05/06/11
  12-Sep-11 17:59

yes? █
```

En las líneas yes se coloca

yes? use ocean_his.nc

para desplegar las variables que se graficarán

yes? sh d

para desplegar las graficas se coloca los siguientes comando

```
fill "variable"[i=1,k=1]
plot "variable"[i=@ave,j=@ave]
```

el commando fill se utiliza para dos dimensiones, mientras que el comando plot para tres

donde "variable" son las iniciales de las variables a desplegar

El análisis de resultados se desarrolla graficando la temperatura, velocidades de corrientes meridionales y zonales y sus componentes vectoriales como se aprecia en la figuras 1 a 6.

Temperatura.

Inicialmente, la temperatura tiene una distribución horizontal homogénea, con sus máximos en la superficie y mínimos en el fondo de la cuenca (Fig. 1 a), al paso del tiempo y debido al esfuerzo de viento superficial y al efecto de la espiral de Ekman se inicia un ascenso vertical de masas de agua más frías hasta la superficie: A los 500 segundos, en el costado derecho de la gráfica 1b) se observa temperatura menor que el costado izquierdo que al paso del tiempo (1000 y 1500 segundos), Fig. 1 c) y 1d) se acrecienta este ascenso. A los 1500 segundos de simulación, es clara el gradiente horizontal de temperatura por el descenso de masas de agua a la izquierda y ascenso a la derecha de la gráfica, este proceso se observa además por el efecto de Eckman, por la batimetría del experimento, el cual, por conservación de masa, al ascender (descender) agua, enfría (calienta) el agua de la superficie.

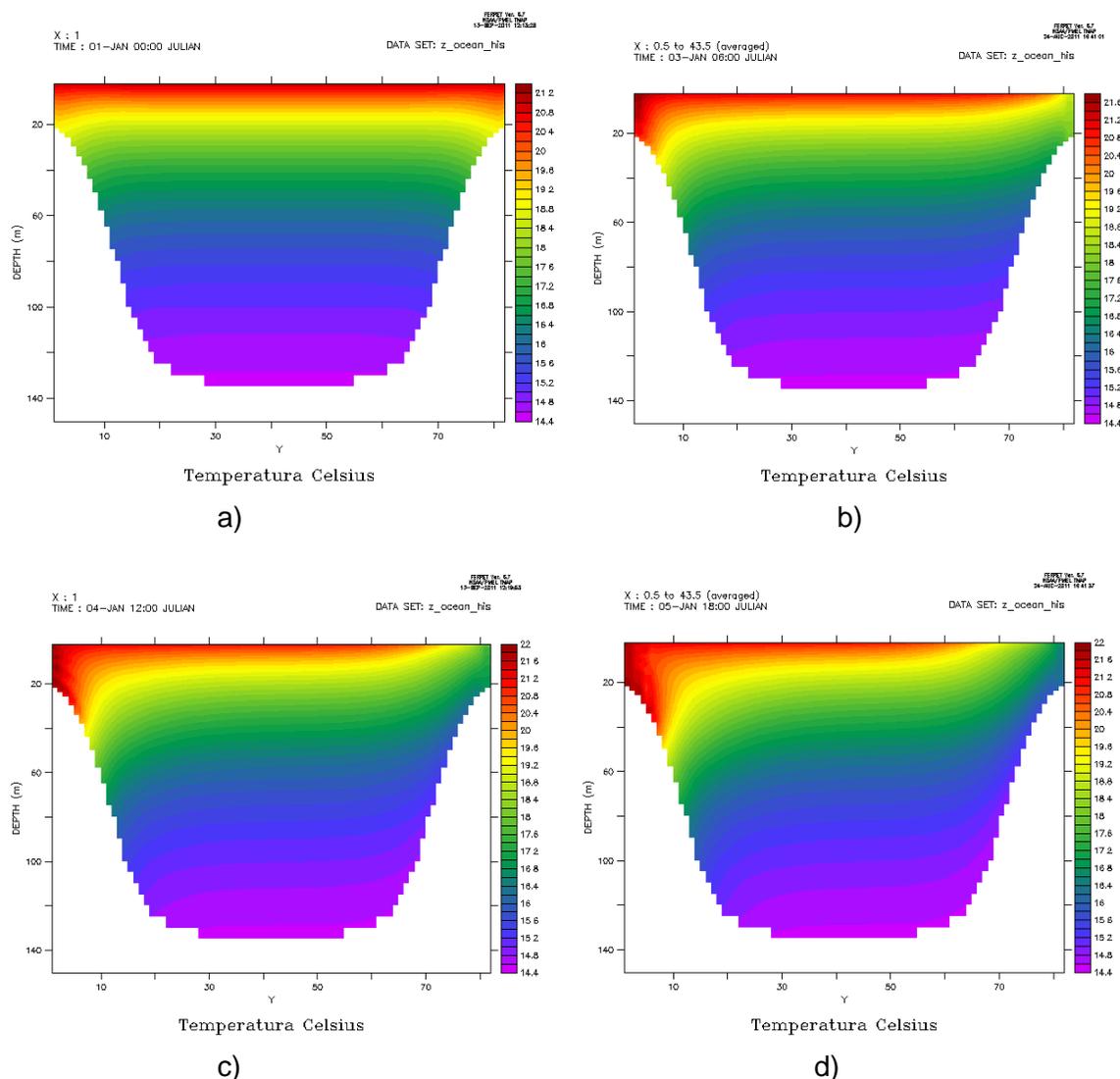


Fig. 1 Temperaturas a diferentes tiempos: a) Inicial, b) 500 segundos, c) 1000 segundos y d) 15000 segundos.

Por otra parte, el perfil medio de temperatura vertical reproduce el descenso de temperatura vertical hacia el fondo de la cuenca, hasta en 6°C en 140 metros aproximadamente. Nótese la ausencia de una termoclina definida, indicando ello la ausencia de una capa de mezcla homogénea que pudiese asociarse con viento homogéneo.

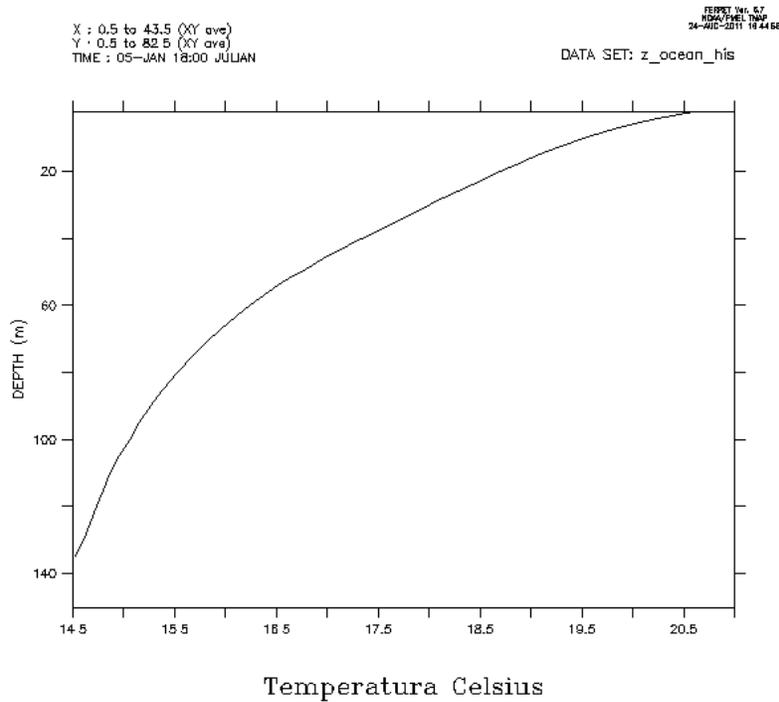
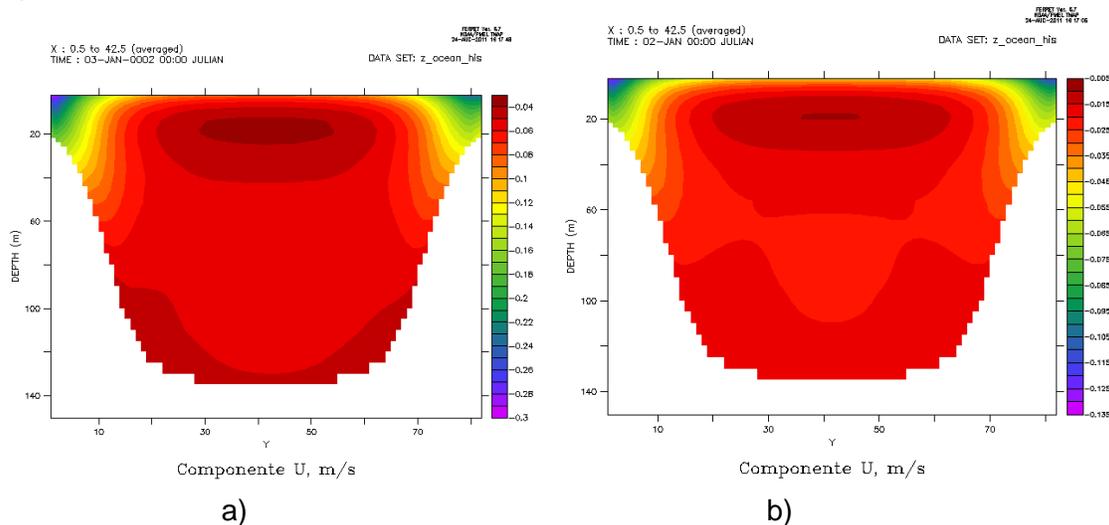


Fig. 2 Corte vertical de temperatura al tiempo 5000 segundos de simulación.

Por otra parte, el comportamiento de los campos de circulaciones en la cuenca simulada, en la componente zonal indica como condiciones iniciales un valor máximo en el centro de la misma y mínimo hacia las plataformas continentales, con un gradiente vertical bajo. (Fig. 3a), el cual se magnifica al avanzar los tiempos de simulación (hasta 2000 segundos), donde en los costados de la imagen se aprecia esta gradiente mayor



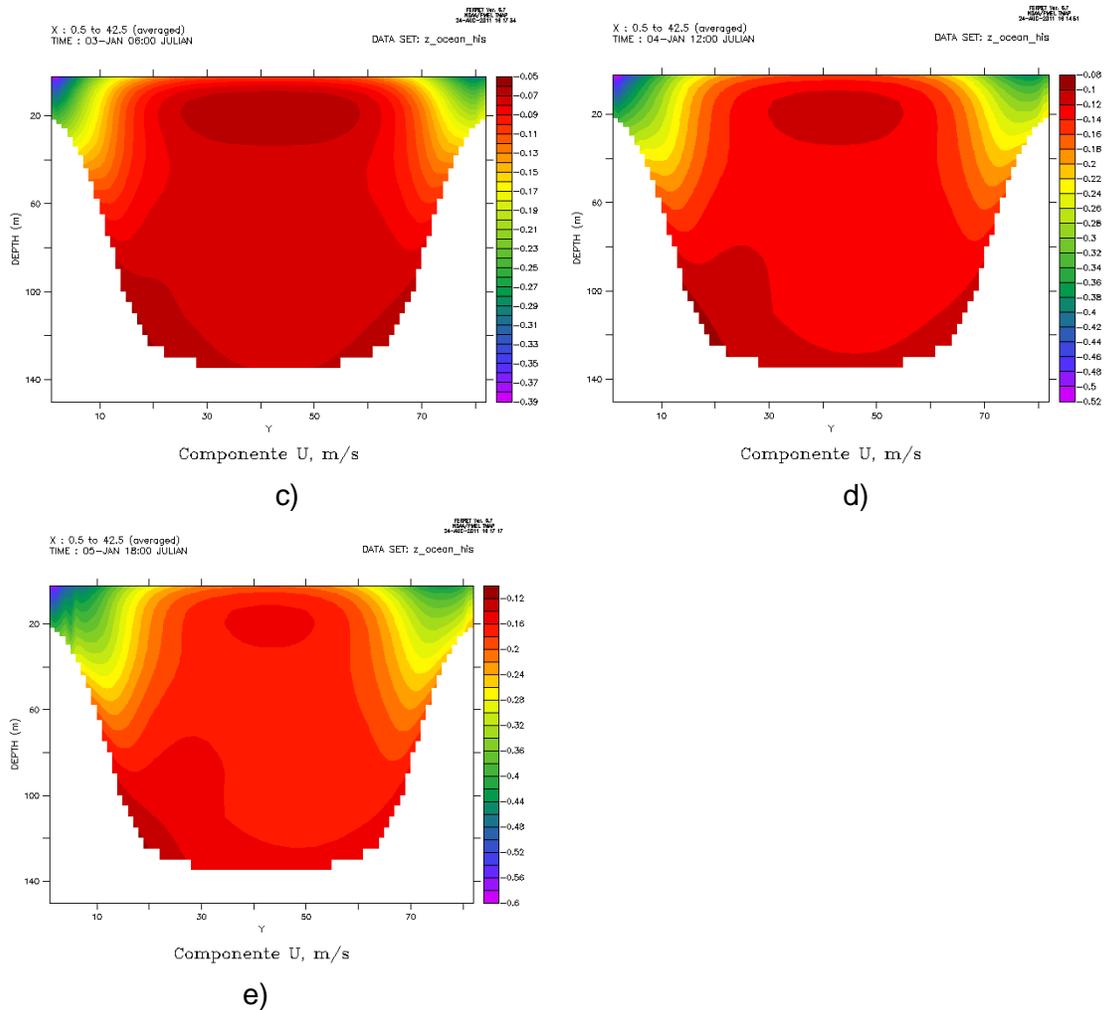
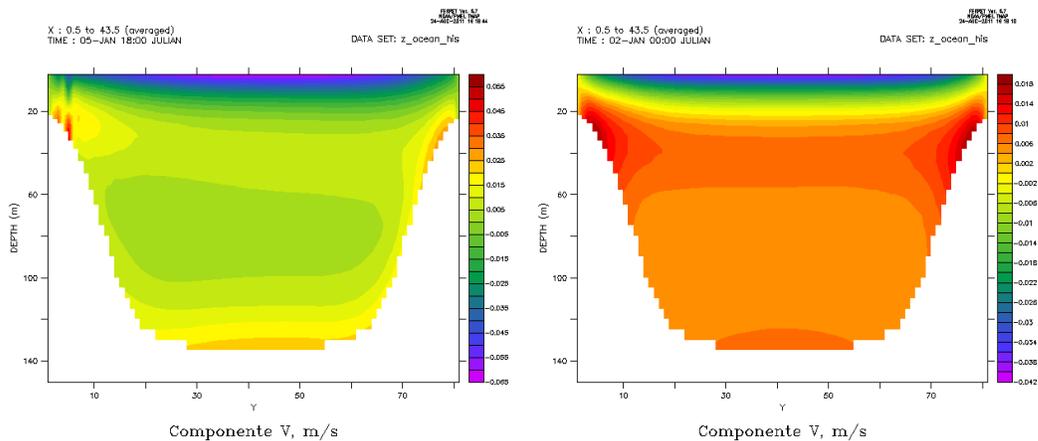


Fig. 3 Igual que Fig. 1 pero para componente U de corriente a) Inicial, b) 500 segundos, c) 1000 segundos, d) 1500 segundos y e) 2000.

El caso de componente meridional (afuera y adentro de la imagen) se observan valores máximos en los costados de la cuenca (izquierda y derecha de la gráfica), los cuales se intensifican al final del experimento (Fig. 4) y 4d).



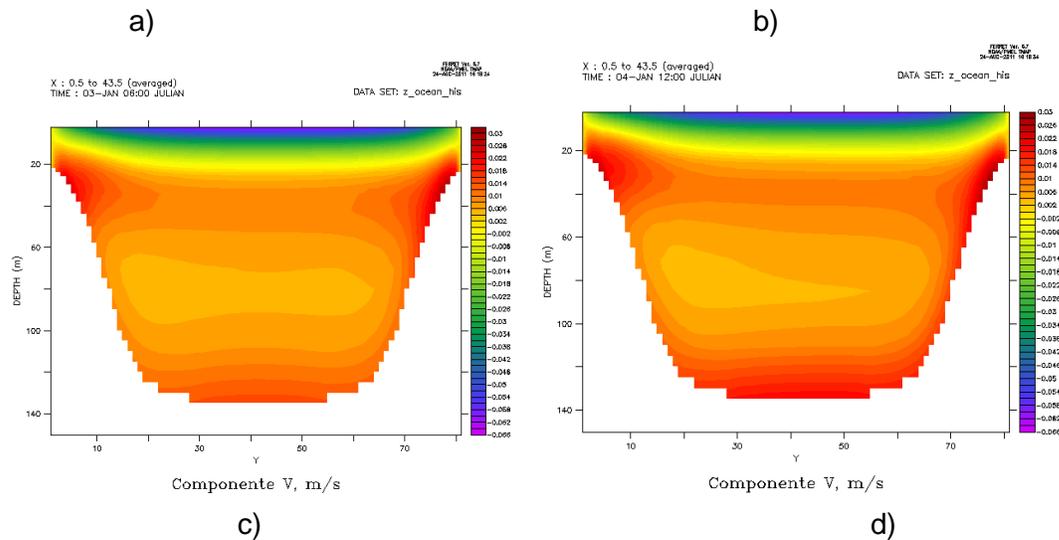


Fig. 4 Igual que Fig. 1 pero para componente V de corriente a) Inicial, b) 500 segundos, c) 1000 segundos y d) 15000 segundos.

Los promedios de componentes meridionales y zonales para todos los tiempos muestran la variabilidad espacial de estas componentes y la conservación de las estructuras siendo mayor la componente zonal en el centro de la cuenca y en la cercanía de la superficie, respecto a la componente meridional, (afuera-adentro de la imagen), sus máximos son en los costados.

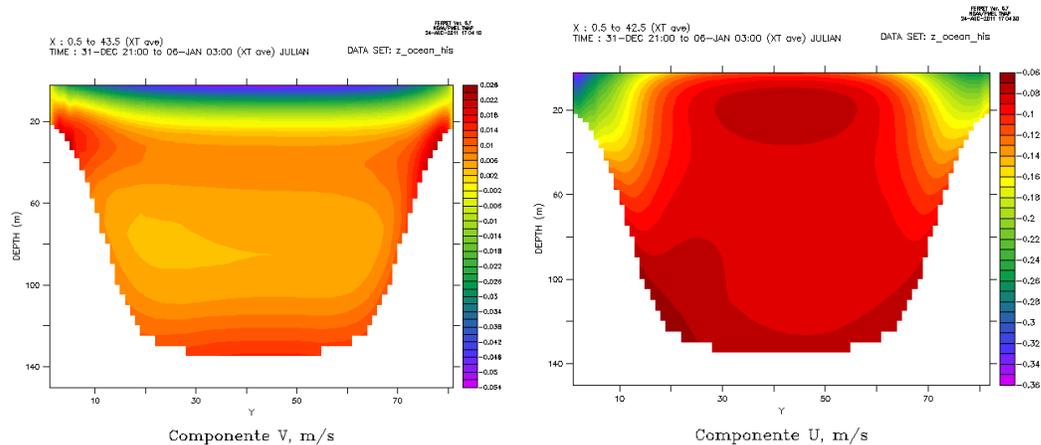


Fig. 5 Promedios temporales de las componentes U y V para todos los tiempos simulados.

La combinación de estas componentes de corrientes brinda la representación vectorial de la Fig. 6, donde se precian valores mayores en la superficie y en el centro de la cuenca, iniciando con una zona de convergencia en los primeros 20 metros que desaparece a los 2000 minutos de simulación. Esta configuración espacial de corrientes tiene como resultados la espiral de Ekman, la cual genera movimientos descendentes en el costado izquierdo de la gráfica y ascendentes en el derecho, generando los gradientes de temperatura del Fig. 1

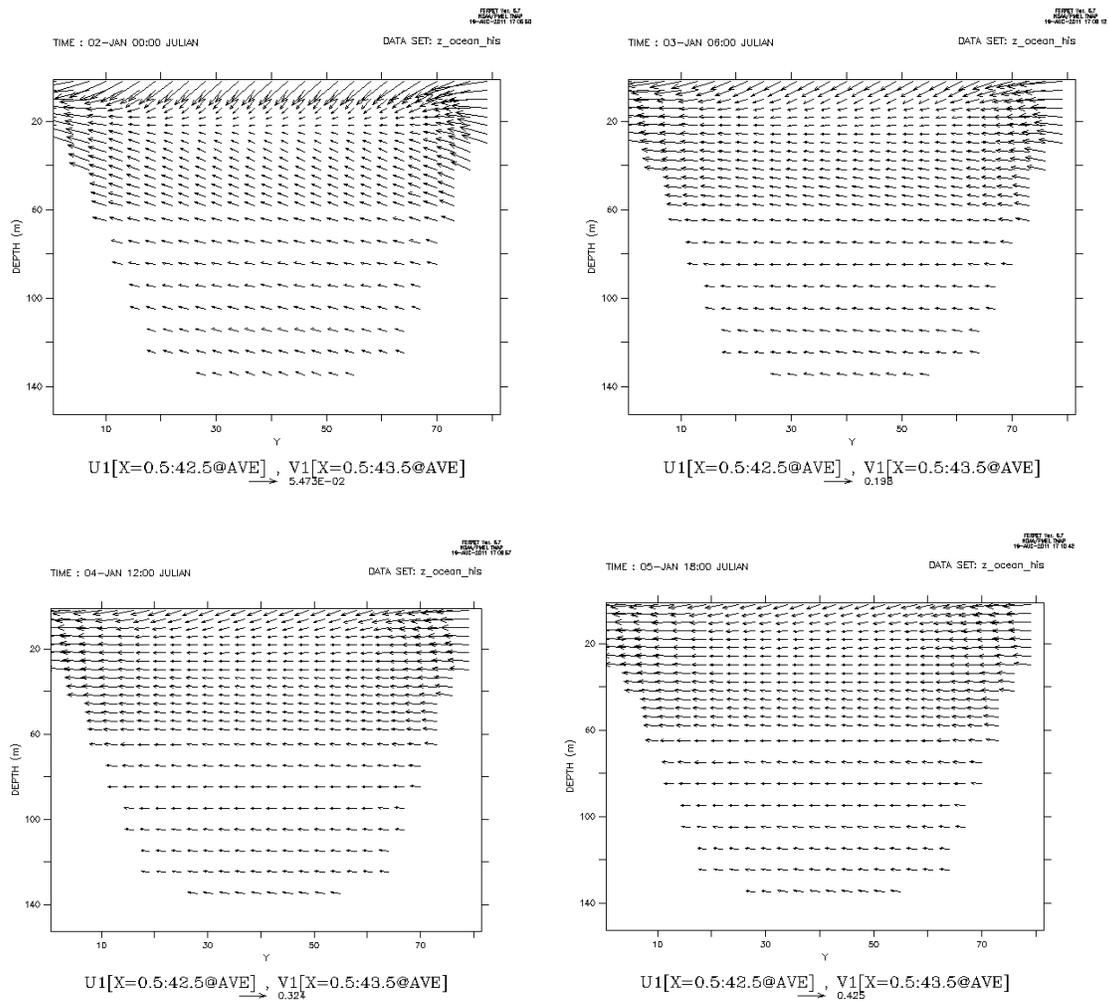


Fig. 6 Promedios temporales de vectores resultantes para todos los tiempos simulados.

7. TRABAJO A FUTURO

- Generación de mallas tridimensionales: condiciones iniciales, condiciones de frontera, condiciones atmosféricas, batimetría.
- Simulación numérica utilizando las mallas generadas verificando el desempeño del modelo.
- Programación en Matlab de un sistema de graficado de simulaciones numéricas.

8. CRONOGRAMA DE ACTIVIDADES

ACTIVIDAD	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Bibliografía sobre el modelo ROMS						
Instalar el modelo numérico ROMS (Regional Ocean Model System), en equipo de alto rendimiento del IMTA.						
Instalar herramientas de post-procesamiento y despliegue gráfico de resultados.						
Pruebas de desempeño del modelo ROMS mediante un ejemplo bajo condiciones de frontera conocidas.						
Generación de mallas tridimensionales: condiciones iniciales, condiciones de frontera, condiciones atmosféricas, batimetría.						
Simulación numérica utilizando las mallas generadas verificando el desempeño del modelo.						
Programación en Matlab de un sistema de graficado de simulaciones numéricas.						

9. REFERENCIAS

<http://www.met.igp.gob.pe/modelos/modelos.html>

Haidvogel, D. B. and Beckmann A.: Numerical Ocean Circulation Modeling. Imperial College Press. 1999.

Kowalik, Z. and Murty, T. S.: Numerical modeling of ocean dynamics, World Scientific Publ.,

http://www.ecosur.mx/unidades/chetumal/ofe/ocean/publicaciones/pdf/INFORME%20FINAL%20CNA-2004-C02-3_ANEXO1.pdf

http://www.cima.fcen.uba.ar/~pgonzalez/circulacion/material/Corrientes_viento1.pdf

<https://www.myroms.org/index.php>

<http://ferret.wrc.noaa.gov/Ferret/>