

Sobre el Efecto del Gradiente de Presión a lo Largo de la Costa en Simulaciones Numéricas en la Plataforma Continental del Norte de California

Luis Zamudio

Facultad de Ciencias Marinas, U. A. B. C.
Ensenada, Baja California, México

y

Manuel Lopez

Depto. de Oceanografía Física C.I.C.E.S.E.
Ensenada, Baja California México

RESUMEN

El modelo bidimensional de circulación sobre la plataforma continental de Chen y Wang (J. Mar. Res., 1990) se extendió para incluir el gradiente de presión a lo largo de la costa (la dimensión ausente en el modelo). El gradiente de presión se incluye como un "forzamiento" externo que se calcula independientemente utilizando un modelo lineal de ondas atrapadas a la costa.

El modelo extendido ha sido utilizado para simular los campos de temperatura y velocidad en la plataforma continental del norte de California donde se llevó a cabo el programa de observaciones CODE 2 durante la primavera y el verano de 1982. Los resultados del modelo se compararon con observaciones y con los resultados de los modelos puramente bidimensional y de ondas atrapadas a la costa. Los resultados utilizando el modelo extendido muestran una cierta mejoría en las fluctuaciones de la velocidad, tanto perpendicular como paralela a la costa.

Los cambios con respecto a los resultados del modelo bidimensional se explican en términos de la oposición que existe entre el esfuerzo del viento y el gradiente de presión a lo largo de la costa, lo cual reduce la magnitud de la velocidad en esa misma dirección. La reducción de la velocidad provoca una reducción del esfuerzo a lo largo de la costa en el fondo, lo cual, a su vez, provoca una reducción del transporte perpendicular a la costa en la capa límite del fondo.

Introducción

Durante la primavera y el verano de 1982 se llevó a cabo el programa intensivo de observaciones oceanográficas conocido como CODE 2 (de su nombre en inglés Coastal Ocean Dynamics Experiment) sobre la plataforma continental del norte de California. El programa CODE 2 produjo uno de los conjuntos más completos de observaciones de viento, temperatura, corrientes y otras variables oceanográficas relevantes. Estos datos han sido utilizados para describir y explicar la dinámica de las aguas sobre esa plataforma

continental que está sujeta a un forzamiento relativamente fuerte por el viento (ver Beardsley y Lentz, 1987; y otros artículos dentro del mismo número del J. Geophys. Res.)

Los datos recopilados durante CODE 2 también han sido utilizados para forzar modelos y para comparar los resultados de esos modelos con los datos observados. Utilizando el modelo de ondas atrapadas a la costa (OAC), Chapman (1987) modeló los campos de presión, velocidad y temperatura en la región CODE 2. La comparación entre los resultados del modelo y las observaciones fue bastante satisfactoria para el caso de la presión y velocidad paralela a la costa. Sin embargo, los campos de temperatura y velocidad perpendicular a la costa no se compararon muy bien con las observaciones respectivas, posiblemente debido a procesos ausentes en el modelo lineal de OAC tales como frentes de surgencia y dinámica de la capa de mezcla (Chapman, 1987) y/o advección del campo de densidad (Send et al., 1987; Rudnick y Davis, 1988).

Por otro lado, Chen y Wang (1990, de aquí en adelante CW), utilizaron un modelo numérico bidimensional (profundidad y distancia perpendicular a la costa) de circulación para modelar los campos de temperatura y velocidad observados durante CODE 2. El modelo de CW incluye la dinámica de la capa de mezcla a través del acoplamiento del modelo de circulación con un modelo unidimensional (en la vertical) de la capa de mezcla. Sus resultados para la temperatura y velocidad perpendicular a la costa se comparan mejor con las observaciones que los resultados de Chapman, pero los resultados para la velocidad paralela a la costa nos son tan buenos como los modelados con OAC.

Los dos estudios anteriores y otros que han utilizado las observaciones de CODE 2 para explicar la dinámica relevante en la zona, parecen indicar que procesos no lineales tales como la dinámica de la capa de mezcla y los frentes de surgencia, así como el gradiente de presión paralelo a la costa, son dinámicamente importantes en la determinación de los campos de temperatura y corrientes observados durante CODE 2. En este estudio, utilizamos el modelo de

OAC para calcular el gradiente de presión paralelo a la costa y lo utilizamos como un "forzamiento" externo en el modelo de circulación de CW. El modelo modificado se utiliza para modelar la observaciones tomadas durante CODE 2. Una ventaja de este enfoque es que no es necesario extender el modelo numérico a 3 dimensiones y por lo tanto no es necesario incorporar condiciones de frontera abiertas en fronteras perpendiculares a la costa; un problema de cierta dificultad en modelación numérica. Además, con este enfoque se puede fácilmente aislar y evaluar el efecto dinámico del gradiente de presión.

Descripción de los Modelos y de las Simulaciones

Una descripción detallada del modelo bidimensional (MB) aplicado a la región CODE se puede encontrar en CW. En un trabajo previo (Zamudio y López, 1991) se hizo una descripción breve (incluyendo las ecuaciones) del MB de CW y del modelo de OAC. En este trabajo únicamente recordamos la geometría de los modelos y damos alguna información adicional acerca del modelo bidimensional modificado (MBM) que incluye el gradiente de presión a lo largo de la costa.

El sistema coordinado de los modelos bidimensionales consiste en la coordenada x perpendicular a la costa (positiva apuntando hacia la costa) y z vertical a partir de la superficie no perturbada del océano. El océano no perturbado ocupa la región $x \leq 0$ y $z \leq 0$ (Fig 1). La coordenada paralela a la costa, y no entra explícitamente en los modelos bidimensionales, sin embargo es útil para tener una idea clara de las tres componentes de velocidad y para denotar el gradiente de presión paralelo a la costa ($\partial P_0 / \partial y$) que se utiliza como un forzamiento externo en el MBM. Las componentes de velocidad a lo largo de los ejes x y y y z son u , v y w , respectivamente. Nótese que aunque los modelos son bidimensionales ($\partial / \partial y = 0$) se tienen las 3 componentes de velocidad.

Los modelos numéricos bidimensionales de circulación están acoplados a un modelo unidimensional (en la vertical) de la capa de mezcla. El propósito del modelo de capa de mezcla es proveer al modelo de circulación los coeficientes de viscosidad (A_v) y difusión (K_v) turbulentas que reflejen la estructura vertical de la capa de mezcla. El cálculo de A_v y K_v se basa en el esquema de 2o nivel de cerradura de turbulencia de Mellor y Yamada (1974) [para la formulación utilizada ver Chen et al. (1988) y Mellor y Durbin (1975)]. Los coeficientes A_v y K_v son funciones del número de Richardson (Ri), de la energía cinética turbulenta y de la longitud de mezcla. El acoplamiento entre los dos modelos se da a través del campo de densidad que se calcula en el modelo de circulación. El campo de densidad es utilizado por el modelo de capa de mezcla para calcular Ri y los coeficientes A_v y K_v son utilizados por el modelo de

circulación en los términos de difusión vertical de momento, temperatura y salinidad.

El MBM es esencialmente igual al MB, pero incluye al gradiente de presión ($\partial P_0 / \partial y$) como un forzamiento externo que se obtiene del modelo de OAC. Una descripción detallada de este modelo se puede encontrar en Clarke y Van Gorder (1986) y Chapman (1987). Como se mencionó en la introducción, existe evidencia, tanto del análisis de observaciones como de resultados de modelos, de que el ($\partial P_0 / \partial y$) juega un papel significativo en el balance dinámico en la región del programa CODE. Una idea de la estructura y magnitud del campo fluctuante de ($\partial P_0 / \partial y$) obtenido con el modelo de OAC se puede ver en la Fig. 1. Las amplitudes máximas están en la pared costera y el campo decrece monotónicamente hacia profundidades mayores. La estructura vertical es bastante barotrópica y únicamente se hace ligeramente baroclínica en el talud continental.

Utilizando el MB y el MBM se modelaron los campos de temperatura y corrientes durante 101 días desde el 13 de abril de 1982 (día 103) hasta el 22 de julio (día 203). Las condiciones iniciales de temperatura y salinidad, así como el forzamiento del viento y del flujo superficial de calor se obtuvieron de los datos de CODE 2.

Los datos de CODE utilizados en este trabajo, fueron las series de tiempo de viento, temperatura y corrientes obtenidos en 4 anclajes en una sección de la plataforma continental perpendicular a la costa. Los 4 anclajes estuvieron localizados en profundidades de 60, 90, 130 y 400 m y en lo sucesivo nos referiremos a ellos como los anclajes C2, C3, C4 y C5, respectivamente. Los anclajes tenían correntómetros a diferentes profundidades para dar un total de 27 series de tiempo de corrientes. Los datos de corrientes y temperatura fueron utilizados para comparar los resultados de los modelos con las observaciones. Una descripción detallada de los datos tomados durante CODE se puede encontrar en (Winant et al., 1987).

Resultados y Discusión

Los resultados de las simulaciones utilizando el MB y el MBM se compararon con las observaciones. Chapman (1987) comparó los resultados del modelo de OAC con las observaciones. En este trabajo se incluyen los resultados del modelo de OAC para la velocidad paralela a la costa para tener una comparación de los 3 modelos (MB, MBM y OAC). Para el modelo de OAC no se incluyen los campos de su temperatura, ya que las simulaciones de estos campos fueron muy pobres (Chapman, 1987).

Una descripción detallada de todos los resultados se puede encontrar en Zamudio y López (1993), aquí únicamente describimos los resultados más importantes. Los campos de temperatura (T), u y v modelados con el MB y el MBM

fueron comparados con las observaciones por medio de la desviación estandar (DS), coeficientes de correlación y regresión. Los campos de T modelados con ambos modelos son practicamente identicos y ambos dan una simulación aceptable durante los primero 35 días de la simulacion pero subestiman las temperaturas observadas durante el resto del periodo de simulacion cuando el agua se calienta debido a los periodos de relajación de las surgencias. Durante estos periodos de relajación existe evidencia de una advección significativa de calor a lo largo de la costa proveniente del sureste (Send et al., 1987). Los modelos MB y MBM, por su caracter bidimensional, carecen de este mecanismo de advección de calor a lo largo de la costa y esto podría ser la causa de que las simulaciones de la temperatura no den tan buenos resultados.

Para u, las DS modeladas con el MB y el MBM tienden a ser menores que las observadas cerca de la superficie y a media agua, pero son mayores cerca del fondo. Una característica de las DS modeladas es que son pequeñas a media agua indicando una posible circulación concentrada en las capas límites del fondo y superficie.

La estructura de las DS de las observaciones no parece indicar este tipo de circulación. Las DS modeladas con el MBM tienden a estar mas de acuerdo con las observadas que las modeladas con el MB, especialmente cerca del fondo donde las DS del MBM son bastante menores que las del MB. Los coeficientes de correlación son similares para ambos modelos y tienden a ser relativamente altos cerca de la superficie decreciendo hacia el fondo.

En general, los coeficientes de correlación para v obtenidos con el MBM tienden a ser mayores que los obtenidos con el MB, especialmente cerca del fondo en C2, C3 y C4. Las DS del modelo de OAC muestran que la estructura de las velocidades obtenidas con este modelo son completamente barotropicas y con un decaimiento monotónico desde la pared costera. En contraste, las velocidades modeladas con el MB y el MBM muestran una estructura mucho mas parecida a la de las observaciones con amplitudes máximas cerca de la superficie y en la plataforma media.

La Fig. 2 muestra las velocidades paralelas a la costa observadas y simuladas con los 3 modelos (MB, MBM y OAC) en tres puntos de la plataforma. Las figuras 2a y 2b muestran que los 3 modelos reproducen cualitativamente bien a las velocidades observadas, sin embargo es evidente que los modelos subestiman las amplitudes observadas durante algunos eventos fuertes. Los 3 modelos son bastante parecidos pero se notan algunas diferencias importantes entre el MB y los otros 2 modelos alrededor del día 178.

En el anclaje C5 (400 m de profundidad), los 3 modelos simulan pobremente a la velocidad observada [ver Fig. (2c)]. Las simulaciones tan pobres en C5 pueden ser debidas

a que las corrientes en ese anclaje no estan correlacionadas

con el viento local ni con las corrientes sobre la plataforma continental (Winant et al., 1987), indicando la posibilidad de efectos provenientes del oceano profundo (v. gr. remolinos).

Las únicas diferencias significativas entre el MB y el MBM se dieron en una reducción de la magnitud de las fluctuaciones de u y v. En el caso de u la reducción únicamente fue significativa cerca del fondo en los anclajes C3 y C4. Para entender esto, es importante hacer notar que durante los 101 días de simulación, la fuerza debida al gradiente de presión ($-\partial P_0/\partial y$) modelado con OAC, tiende a oponerse al esfuerzo del viento (ver Fig. 3a). Por lo tanto, la fuerza debida al gradiente de presión tiende a contrarrestar el efecto del esfuerzo del viento (τ) y a reducir la magnitud de la aceleración en la dirección paralela a la costa. Esta reducción de la magnitud de la aceleración es evidente en la serie de tiempo mostrada en la Fig. 3b.

La reducción de la magnitud de u cerca del fondo en los anclajes C3 y C4 en el MBM (cuando se introduce el $\partial P_0/\partial y$), se puede explicar por la reducción del transporte perpendicular a la costa en la capa límite del fondo que resulta de la reducción del esfuerzo de fondo a lo largo de la costa. El balance aproximado en la ecuación de momento a lo largo de la costa para la capa límite del fondo en condiciones estacionarias, es

$$fU_B = -C_D |u_B| v_B,$$

donde f es el parámetro de Coriolis, U_B es el transporte en la capa límite del fondo, C_D es el coeficiente de arrastre, u_B es el vector de velocidad evaluado en el fondo y v_B es la velocidad paralela a la costa evaluada en el fondo. Las simulaciones realizadas muestran que la Ec. (1) es el balance apropiado cerca del fondo (en el último punto de la malla numérica) siendo despreciables los otros términos en la ecuación. La Fig. 3c muestra series de tiempo de los terminos en la Ec. (1) en el punto de malla numérica mas cercano al fondo en el anclaje C3 para las simulaciones del MB y del MBM. Claramente hay un balance casi perfecto entre fU_B y $-C_D |u_B| v_B$ en ambos modelos y una reducción de ambos terminos en la Ec. (1) para el caso del MBM.

Agradecimientos:

El Departamento de Supercomputo de la U.N.A.M. apoyo la realización de este trabajo proporcionandonos tiempo de computo en su Supercomputadora Cray/YMP.

Literatura Citada

Beardsley, R. C. and S. J. Lentz, 1987: The Coastal Ocean Dynamics Experiment Collection: An Introduction. en J. Geophys. Res., of 92:C2, 1455-1463.

- Chapman, D. C., 1987: Application of Wind-Forced, Long Coastal-Trapped Wave Theory Along the California Coast. *J. Geophys. Res.*, 92:C2, 1798-1816.
- Chen, D., S. G. Horrigan and D.-P. Wang, 1988: The Late Summer Vertical Nutrient Mixing in Long Island Sound. *J. Mar. Res.*, 46, 753-770.
- Chen, D. and D.-P. Wang, 1990: Simulating the Time-Variable Coastal Upwelling During CODE 2. *J. Mar. Res.*, 48, 335-358.
- Clarke, A. J. and S. Van Gorder, 1986: A Method for Estimating Wind-Driven Frictional Time-Dependent, Stratified Shelf and Slope Water Flow. *J. Phys. Oceanogr.*, 16, 1013-1028.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974: A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers. *em J. Atmos. Sci.*, 31, 1791-1806.
- Mellor, G. L. and A. Durbin, 1975: The Structure and Dynamics of the Ocean Surface Mixed Layer. *em J. Phys. Oceanogr.* 5 718-728.
- Rudnick, D. L. and R. E. Davis, 1988: Mass and Heat Budgets on the Northern California Continental Shelf. *J. Geophys. Res.* 93:C11, 14,013-14,024.
- Send, U., R. C. Beardsley and C. D. Winant, 1987: Relaxation from Upwelling in the Coastal Ocean Dynamics Experiment. *em J. Geophys. Res.*, 92:C2, 1683-1698.
- Zamudio, L. F. y M. Lopez, 1991: Modelación de Corrientes sobre la Plataforma Continental Forzadas por el Viento. *GEOS, Bol. Unión Geofis. Mex.* 11:4, 14-17.
- Zamudio, L. and M. Lopez, 1993: On the Effect of the Alongshore Pressure Gradient on Numerical Simulations over the Northern California Continental Shelf. *Sometido al J. Geophys. Res.*
- Winant, C. D., R. C. Beardsley and R. E. Davis, 1987: Moored Wind, Temperature, and Current Observations Made during Coastal Ocean Dynamics Experiments 1 and 2 over the Northern California Continental Shelf and Upper Slope. *J. Geophys. Res.* 92:C2, 1569-1604.

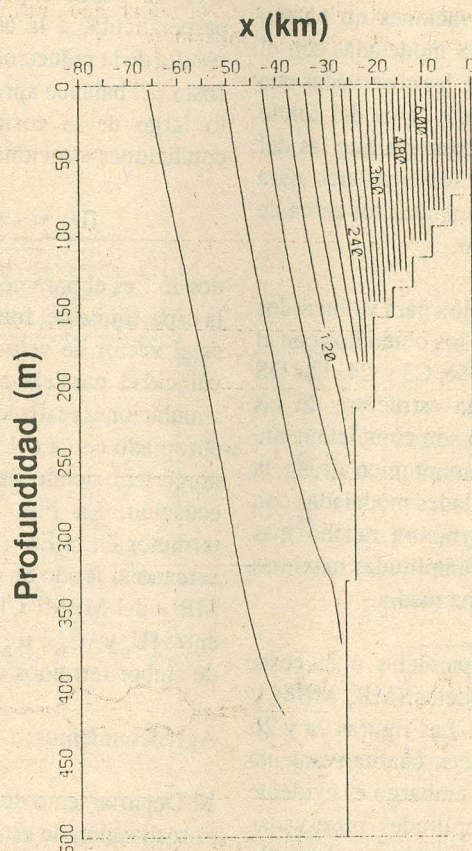


Fig 1 Desviación standard del gradiente de presión paralelo a la costa estimado con el modelo de ondas atrapadas a la costa y utilizado como "forzamiento" adicional (además del esfuerzo del viento) en el modelo bidimensional modificado (MBM). Las unidades son Pa/m multiplicadas por 10^6 y el intervalo de contornos es 30 ($3 \times 10^5 \text{ Pa/m}$). La sección que se muestra es sobre un plano perpendicular a la costa con coordenada horizontal "x" disminuyendo desde la pared costera. La coordenada "y" es perpendicular a la sección y aumentando en la dirección contraria al observador. Los escalones muestran la aproximación a la batimetría real y la región de integración se extiende hasta 1000 m de profundidad.

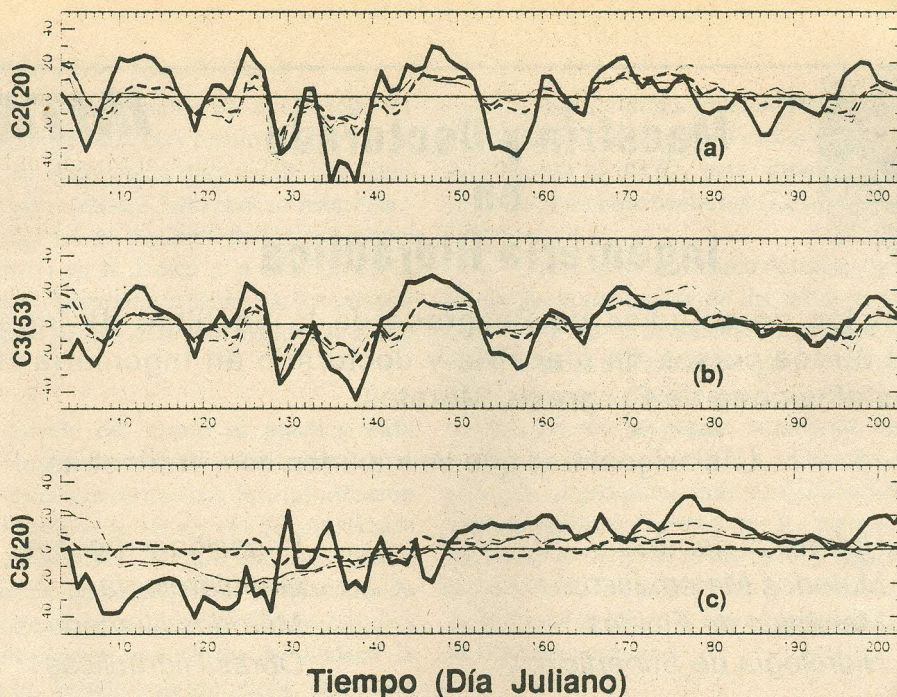


Fig. 2 Series de tiempo de velocidad paralela a la costa observada y modelada en tres localidades sobre la plataforma continental. El cuadro (a) es a una profundidad de 20 m en 60 m de agua; el cuadro (b) es a una profundidad de 53 m en 90 m de agua; el cuadro (c) es a una profundidad de 20 m en 400 m de agua. En todas las gráficas la línea gruesa continua corresponde a las observaciones, la línea gruesa quebrada a los resultados del modelo de ondas atrapadas a la costa (OAC), la línea delgada quebrada al modelo puramente bidimensional (MB) y la línea delgada continua al modelo bidimensional que incluye el gradiente de presión paralelo a la costa (MBM). Las unidades son cm/s.

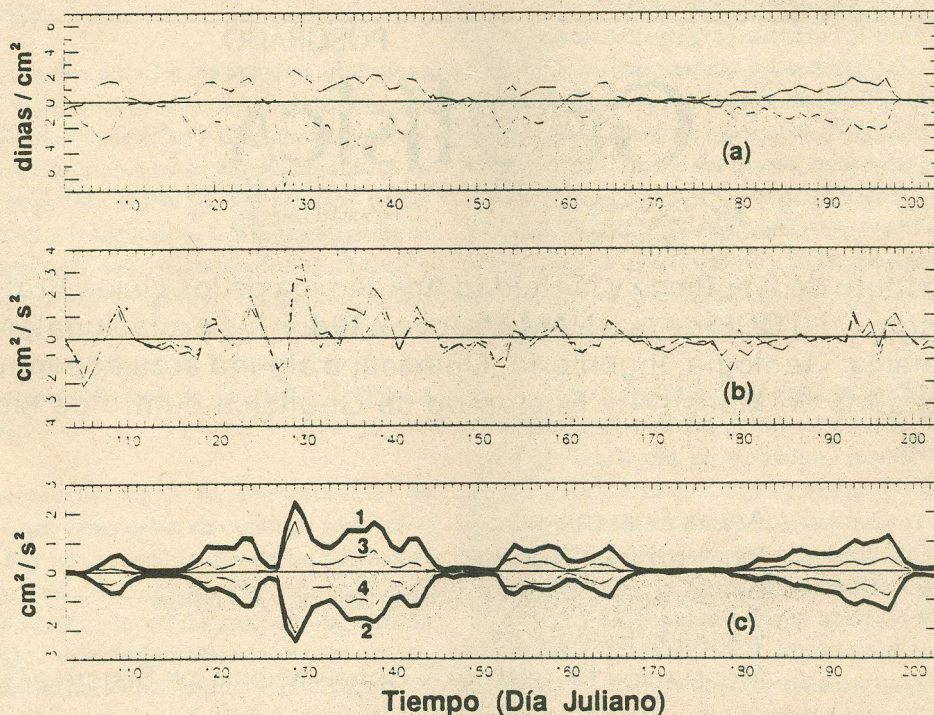


Fig 3 (a) Serie de tiempo de la componente del esfuerzo del viento paralela a la costa (línea quebrada) y de la integral sobre toda la columna de agua del gradiente de presión paralela a la costa obtenido con el modelo de OAC. (b) Serie de tiempo de la integral, sobre toda la columna de agua, de la derivada material de la velocidad paralela a la costa. La línea quebrada es para el MBM y la continua para el MB. (c) Series de tiempo del esfuerzo en el fondo dividido entre la densidad [curvas (2) y (4)] y del transporte perpendicular a la costa multiplicado por f [curvas (1) y (3)] en los 20 m de agua adyacentes al fondo. Las curvas (1) y (2) corresponden al MB y las curvas (3) y (4) al MBM. Todas las series de tiempo son para la localidad donde la columna de agua tiene 90 m.



Maestría y Doctorado en Ingeniería Hidráulica



La División de estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería de la UNAM ofrece cursos de maestría y doctorado en Ingeniería Hidráulica en sus instalaciones de Progreso, Morelos.

Las asignaturas que se imparten son, entre otras:

Hidraulica general
Métodos Matemáticos
Mecánica de Fluidos
Hidrología de Superficie

Irrigación y drenaje
Geohidrología
Métodos Numéricos
Obras Hidráulicas

La maestría y el doctorado están dirigidos a egresados de ingeniería civil, ciencias agropecuarias y carreras afines. Estos cursos están apoyados por el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua a través de becas, biblioteca, computadoras y laboratorios.

Informes al (73) 19-40-49 o 19-40-00 ext. 532 con el Dr. Alvaro Muñoz en Paseo Cuauhnáhuac #8532, Progreso, Mor. C.P. 62550

POSGRADO EN Geofísica



Unidad Académica de los Ciclos
Profesionales y de Posgrado del
Colegio de Ciencias y Humanidades

UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

El instituto de Geofísica y la Unidad Académica de los ciclos Profesional y de Posgrado del CCH de la UNAM ofrecen a todos los profesionales en Física, Geofísica, Geología, Ingeniería, Química, o alguna area academica afín, los Posgrados de Maestría y Doctorado de Geofísica dentro de las siguientes areas:

AGUAS SUBTERRANEAS
EXPLORACIÓN GEOFÍSICA
SISIMOLOGÍA Y FÍSICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA
ESTUDIOS ESPACIALES
MODELACIÓN MATEMÁTICA Y COMPUTACIONAL DE SISTEMAS GEOFÍSICOS

Informes: Instituto de Geofísica UNAM
Cd. Universitaria
México 04510 D.F.
Tel 662-4130 y 622-4137 Fax 550-2486