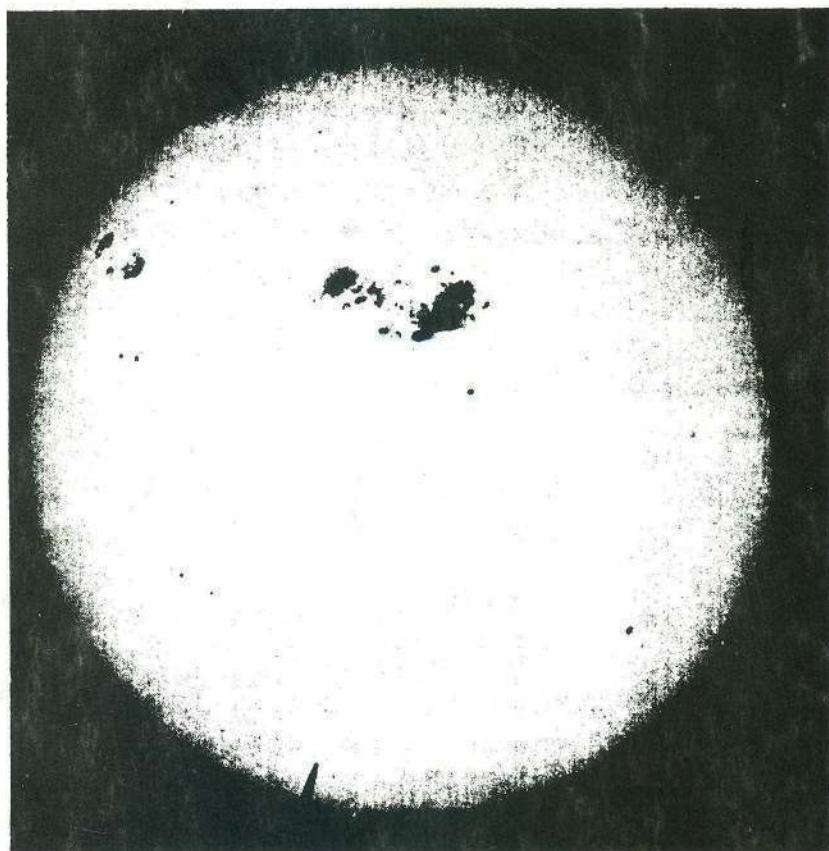


GEOS

UNION GEOFISICA MEXICANA

BOLETIN INFORMATIVO

EPOCA II



Volúmen 12

No. 3

Julio de 1992

GEOS

Organo Informativo de la Unión Geofísica Mexicana.
(ISSN 0186-1891)

Publicación apoyada por: Instituto de Ingeniería-UNAM; Instituto de Geografía-UNAM; Instituto de Geofísica-UNAM; CICESE; Centro de Ciencias de la Atmósfera-UNAM; y Coordinación de la Investigación Científica-UNAM. Agradecemos al Lab. IFUNAM-Ensenada las facilidades que nos brindan

EDITORES: Francisco Medina y Cinna Lomnitz

COMITE EDITORIAL: Juan M. Espíndola Castro, Luis Delgado, Miguel Lavin,
Jaime Yamamoto.

APOYO EDITORIAL: Carmen Marquez, Marcos Paulo González Otero, Armando
Reyes Serrato, Norma Vázquez, Jose Luis García Chávez.

Toda correspondencia dirigirla a: Inst. Geofísica UNAM
At'n.: Francisco Medina
A. Postal 2681, Ensenada, B.C. C.P. 22830
FAX: 91-667-446-03 Tel.: 91-667-446-02

UNION GEOFISICA MEXICANA *

Presidente:	Dr. Carlos Gay	(CCA-UNAM)
Vicepresidente:	Dr. Enrique Gomez T.	(CICESE)
Tesorero:	M.C. Francisco Medina	(IGF-UNAM)
Srio. Gral.:	M.C. Rene Garduño	(CCA-UNAM)
Srio. Difusión:	Dr. Cinna Lomnitz	(IGF-UNAM)
Srio. Educación:	Dr. Miguel Lavin	(CICESE)
Srio. Investigación:	M.C. Luis Delgado	(CICESE)

* La Unión Geofísica Mexicana (UGM) es la Sociedad Civil no lucrativa de los profesionales de la Geofísica y Ciencias relacionadas.

INDICE

ESPECTROS DE GOTAS DE NIEBLA EN LA SIERRA MADRE ORIENTAL F. García-García y R. A. Montañez	2
RELACION ENTRE HOYOS CORONALES POLARES, MANCHAS SOLARES Y RAYOS COSMICOS GALACTICOS PARA LOS CICLOS SOLARES 21 Y 22 S. Bravo y A. L. Rivera	5
EXTRACCION DE CURVAS DE DISPERSIÓN EN REGISTROS DE ACELERACION F. Romero, S. Chavez y C. Calderón	9
ENFRIAMIENTO Y CALENTAMIENTO POR CALOR LATENTE Y SENSIBLE EN LA PLATAFORMA DE YUCATAN J. Hernández T. y J. Aldeco	16
DIFERENCIAS FINITAS INTEGRALES: UN "NUEVO" METODO EN LA SOLUCION DE PROBLEMAS DE TRANSPORTE EN MEDIOS CONTINUOS M. C. Suárez y E. de la Torre	23

EDITORIAL

La reestructuración de PEMEX, y de toda la industria paraestatal en general, obliga a los investigadores del área de las Ciencias de la Tierra a estar pendientes de dichos cambios.

La mayoría de la investigación que se realiza en el área de las Ciencias de la Tierra debería tener, en nuestro país, una estrecha relación con las diferentes empresas paraestatales. La Geohidrología con la Comisión Nacional del Agua, Geotermia con la Comisión Federal de Electricidad, Exploración Geofísica con diversas industrias mineras al igual que industrias del sector público, Ciencias de las Atmósfera con la SARH, etc.

Si bien es cierto que hasta el momento la relación entre investigación y sector productivo no ha sido muy amplia en algunos sectores, si es cierto que puede serlo y que debería ser mas estrecha.

La actual reestructuración en el sector público puede dar origen al mejoramiento de la relación entre investigación y sector productivo, dependerá del interés y participación que tenga el sector de investigación. Posiblemente este sea un buen momento para buscar un acercamiento, para convencer al sector público de la importancia del sector de investigación en el proceso de modernización tecnológica y de establecer canales permanentes de comunicación.

ESPECTROS DE GOTAS DE NIEBLA EN LA SIERRA MADRE ORIENTAL

F. García-García y R.A. Montañez

Centro de Ciencias de la Atmósfera
Universidad Nacional Autónoma de México

INTRODUCCION:

La niebla es un agregado de gotitas de agua suspendidas en la atmósfera a nivel del suelo y que, de acuerdo a la definición internacional, reduce la visibilidad horizontal a menos de un kilómetro. En otras palabras, la niebla es una nube que se localiza muy cerca de la superficie de la tierra. Existen dos condiciones necesarias para su formación: una de carácter microfísico y una termodinámica. La primera implica la presencia de núcleos de condensación de nube para iniciar la condensación de vapor de agua disponible. La condición termodinámica consiste en que la temperatura del aire y la de punto de rocío sean aproximadamente iguales, lo cual se puede lograr en la atmósfera mediante tres procesos básicos: en friamiento del aire hasta el punto de rocío, adición de vapor de agua al aire, o mezcla vertical de parcelas de aire húmedo de temperaturas diferentes. Aunque más de uno de estos procesos básicos puede ocurrir durante un evento de niebla, generalmente alguno de ellos será el dominante. Existe además otro posible mecanismo indirecto de formación de niebla, conocido como "niebla costera". En este último caso, ciertos bancos de nubes stratus poco profundas, que suelen formarse sobre el océano en regiones costeras del mundo, son llevados por advección tierra adentro e interceptados en terrenos altos, donde se convierten en un caso de niebla. Así, las características microfísicas en cada caso particular (espectro y concentración de gotitas, contenido de agua líquida, etc.) dependerá del origen, estado de desarrollo e intensidad del evento.

Debido a los peligros que representa para la industria del transporte, los primeros estudios recientes sobre niebla se concentraron en su disipación por métodos artificiales (Silverman & Weinstein 1974). Sin embargo, el potencial del fenómeno como recurso hidráulico ha llevado al establecimiento de proyectos con el fin de extraer cantidades apreciables de agua para consumo humano (Schemenauer et al. 1988). En todo caso, la caracterización microfísica de las diferentes etapas de desarrollo del fenómeno es indispensable tanto para su comprensión integral como para la implementación de programas con enfoques aplicados.

En México existen estudios acerca de la distribución espacial y temporal de ocurrencia de niebla, basados generalmente en registros de estaciones climatológicas (Maderrey et al. 1989). Para la Sierra Madre Oriental, algunos reportes a nivel regional han descrito diferentes aspectos de la importancia del fenómeno para el desarrollo y mantenimiento de ciertos tipos de vegetación (Vogelmann 1973), así como para el balance hidrológico del área (Barradas 1983). También a nivel regional, Fitzjarrald (1986) reportó que el régimen de vientos de mesoescala, que propician la advección de nubes formadas sobre el Golfo de México y la Planicie Costera hacia el Altiplano, es relevante para la formación de nieblas costeras en esa zona. El único estudio microfísico de niebla del que tengamos noticia en nuestro país es el de García & Montañez (1991), quienes caracterizaron algunos eventos en la Sierra. El presente reporte es una continuación de este último trabajo. Los resultados de una segunda campaña de muestreo llevada a cabo durante el mes de enero de 1991 en la misma área, indican que las características microfísicas de distintos eventos de niebla en la Sierra pueden ser diferentes aún bajo condiciones sinópticas similares y durante la misma época del año. Dichos resultados se presentan a continuación.

DESCRIPCION DEL EVENTO Y METODOLOGIA

El caso de estudio aquí reportado ocurrió el día 13 de enero de 1991. El sitio de muestreo comprende un trayecto de 4.5 km de longitud, localizado en la Carretera Estatal de Puebla que comunica las poblaciones de Zaragoza y Zacapoaxtla. Las condiciones sinópticas imperantes correspondieron a la típica situación de "norte" que ocurre comúnmente durante el invierno en las costas del Golfo de México. Aproximadamente a las 1500 HL (hora local), el sitio fue cubierto por una nube proveniente del norte, acarreada por el viento a una velocidad de 8km/h. La visibilidad a nivel del suelo disminuyó a menos de 400 m. La niebla persistió durante una hora y media, disipándose por completo aproximadamente a las 17:45 HL.

Para su caracterización microfísica se hicieron

varias penetraciones en la nube con una camioneta instrumentada (Montañez & García 1991) equipada con dos espectrómetros de gotas. El primero de ellos es un Espectrómetro de Dispersión Frontal (FSSP^{1,3}) capaz de detectar partículas con diámetros entre 2.5 y 70 μm , con una resolución nominal de 3 μm , [para detalles de operación y funcionamiento, ver García & Montañez (1989)]. El segundo instrumento es un Espectrómetro de arreglo Óptico (OAP^{2,3}) para conteo de gotas con rango nominal de 800 μm (Knollenberg 1976), y fué utilizado con una resolución de 13.6 μm . Los datos fueron analizados tomando promedios de distribuciones de gotas para trayectos de 0.1, 1.0 y 4.5 km de longitud. Para mayores detalles acerca del sitio y de la metodología de muestreo, el lector puede referirse a García & Montañez (1991).

RESULTADOS Y DISCUSION:

En la figura 1 se presentan las distribuciones por tamaño de gota obtenidas con los dos espectrómetros, promediadas sobre la longitud total del trayecto de muestreo, para una penetración en la nube efectuada a las 1517 HL. Las concentraciones totales de gotas obtenidas con el FSSP y con el OAP fueron 166 cm^{-3} y 38 cm^{-3} , correspondiendo a contenidos de agua líquida de 0.106 g m^{-3} y 0.215 g m^{-3} , respectivamente. Sin embargo, dichas concentraciones variaron de aproximadamente 150 cm^{-3} y 32 cm^{-3} para los tres primeros tramos de 1 Km. de longitud, hasta 234 cm^{-3} y 43 cm^{-3} para los dos últimos tramos. Esta diferencia indica inhomogeneidades espaciales en la nube que no fueron tan marcadas para penetraciones subsecuentes en las que se observó que los valores relativos permanecieron constantes, con una disminución en la concentración absoluta de hasta en un 35%. Hay que hacer notar que el diámetro máximo detectado fue de 204 μm , y que, aunque menos del 1% de la concentración total obtenida con el OAP correspondió a gotas mayores que 50 μm , la contribución de este rango del espectro al contenido de agua líquida de la nube es muy importante. (Figura 2).

Los parámetros microfísicos corresponden a características típicas de nubes stratus, con pequeñas zonas de convección inmersa en la nube debido a las modificaciones sufridas por efecto orográfico (ver Pruppacher & Klett 1978). El valor del diámetro de la masa media obtenido (10 μm , en el rango de 5 a 40 μm), corrobora esta última observación. La disminución de la concentración total con el tiempo es indicativa de la etapa disipativa de la nube mientras que la presencia de gotas de llovizna (> 100 μm) apunta a que el proceso de desarrollo de la nube por mecanismos de colisión-coalescencia se encontraba en estado avanzado o maduro.

Aunque las situaciones sinópticas en el caso aquí analizado y en aquellos presentados por García & Mon-

tañez (1991) fueron similares, las diferencias microfísicas son obvias. En la primera campaña de muestreo, los espectros de gotas mostraron rangos de tamaños más reducidos (de hasta unas 70 μm), pero de diámetros de la masa de entre 24 y 19 μm y contenidos de agua líquida de hasta 0.85 g m^{-3} . En conclusión puede decirse que, independientemente de las condiciones sinópticas imperantes, eventos de niebla de muy diferente origen y desarrollo pueden producirse en la región.

RESUMEN Y CONCLUSIONES:

Se realizaron mediciones de características microfísicas de niebla en la Sierra Madre Oriental haciendo uso de una camioneta instrumentada para estudios de física de nubes y precipitación. Las distribuciones por tamaño, obtenidas con dos espectrómetros de gotas, indicaron la presencia de gotas de llovizna, lo que constituye una diferencia importante en relación a casos analizados anteriormente.

Los resultados obtenidos tiene implicaciones importantes en la planeación de programas con enfoques aplicados. En particular, si se pretendiera la implementación de proyectos para la extracción de agua de niebla para consumo humano, los colectores utilizados deberían ser diseñados con la capacidad de atrapar gotas de agua de muy diferentes tamaños para, de esta manera, optimizar la eficiencia bajo cualquier condición presente. Sería de seable caracterizar eventos de niebla no sólo en la Sierra, sino también en otras regiones del país, bajo distintas condiciones sinópticas y para diferentes épocas del año. Esto último se encuentra actualmente en etapa de planeación.

AGRADECIMIENTOS:

Los autores agradecen el apoyo técnico prestado por los Ings. J. Escalante, A. Rodríguez y V. Zarraluqui del Laboratorio de Instrumentación Meteorológica del Centro de Ciencias de la Atmósfera. El desarrollo de los programas de cómputo para el análisis de datos del Espectrómetro de Arreglo Óptico se debe a los Srs. J.M. Alvarez y J. Torreblanca. El análisis sinóptico fué proporcionado por el Ing. E. Azpra. El presente trabajo fué realizado con apoyo del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua de la Comisión Nacional del Agua, y del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CoNaCyT).

REFERENCIAS:

Barradas V. L., 1982: Capacidad de captación de agua a partir de la niebla en *Pinus Montezumae* Lambert, de la región de las grandes montañas del Estado de Veracruz Biótica, 8 427-431.

Fitzjarrald D.R., 1986: Slope winds in Veracruz. *J. Climate Appl. Meteor*, 25, 133-144.

García-García F., and R. A. Montañez, 1989: Evaluación de un espectrómetro de gotas para estudios de microfísica de nubes. *Geos. (Boletín Unión Geofísica Mexicana)*. Epoca II. 9, 25-31.

García-García F., and R. A. Montañez, 1991: Warm fog in eastern México: A case study. *Atmósfera*, 4, 53-64.

Knollenberg, R.G., 1976: Three new instruments for cloud physics measurements: The 2-D Spectrometer, the Forward Scattering Spectrometer Probe, and the Active Scattering Aerosol Spectrometer. *Prepr. Int. Cloud Phys. Conf.*, July 26-30, Boulder, Colo. *Amer. Meteor. Soc.*, 554-561.

Mederey L. E., H. del Castillo y F. J. Cruz, 1989: Distribución del rocío y de la niebla: Fuentes de humedad para la vegetación en la República Mexicana. *Ciencia*, 40, 223-231.

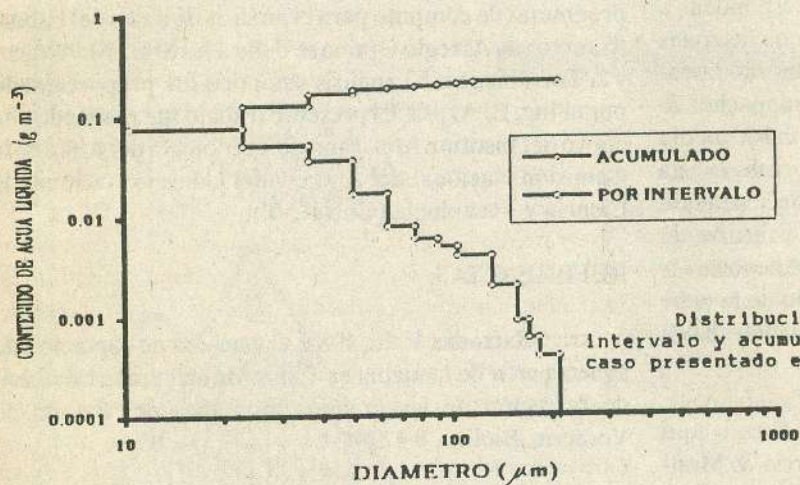
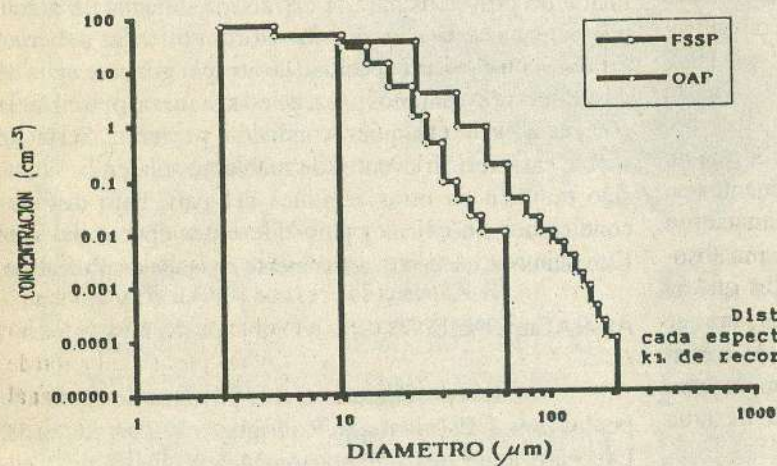
Montañez R.A., y F. García-García, 1991: Vehículo instrumentado para estudios de microfísica de nubes y precipitación. Reunión anual Unión Geofísica Mexicana, Noviembre 11-15, Puerto Vallarta Jalisco.

Pruppacher H.R., and J. D., Klett, 1978: *Microphysics of Clouds and Precipitation*. D. Reidel Publishing Co., 714 pp.

Schemenauer R. S., H. Fuenzalida and P. Cereceda, 1988: A neglected water resource: The emmanchaca of South America. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 69, 138-147.

Silver B.A., and A. I. Weinstein, 1974: Fog. In: *Weather and Climate Modification*, W.N. Hess (Editor). Jhon Wiley & Sons, 355-383.

Vogelmann H. W., 1973: Fog precipitation in the cloud forests of eastern México. *BioScience*, 23, 96-100.



GEOS, Bol. Unión Geofís. Mex. Vol. 12 No.3
RELACION ENTRE HOYOS CORONALES POLARES, MANCHAS SOLARES
Y RAYOS COSMICOS GALACTICOS PARA LOS CICLOS SOLARES 21 Y 22

Silvia Bravo y Ana Leonor Rivera
Departamento de Física Espacial
Instituto de Geofísica, UNAM
C.U., Coyoacán, México D. F., 04510, MEXICO

RESUMEN

En un trabajo anterior, (Bravo y Otaola, 1989) se mostró la estrecha relación existente entre la evolución del área de los hoyos coronales polares y el número de manchas solares después de aproximadamente medio ciclo solar (6.3 años). En dicho estudio se encontró que, además, el número de manchas solares fue 3.3 veces el área de los hoyos polares previos. Este estudio se hizo solo para los hoyos coronales del ciclo solar 20 y se comparó con las manchas de los ciclos 20 y 21. En este trabajo se hace este mismo estudio para el área de hoyos del ciclo 21 y se compara con las manchas de los ciclos 21 y 22. Se presenta también una comparación con la intensidad de rayos cósmicos galácticos recibidos en la Tierra, la cual mostró una estrecha asociación en fase con la evolución de los hoyos coronales polares en el ciclo 20.

INTRODUCCION

El campo magnético del Sol evoluciona en forma cíclica presentan dos fases alternantes: una en la que domina una estructura poloidal y otra en la que domina una estructura toroidal. Babcock (1961) presentó un modelo en el que se describe como es que está relacionada la estructura del campo magnético del Sol a altas y bajas latitudes y como es que podrían explicarse los ciclos magnéticos solares de 11 y 22 años. Este modelo sigue constituyendo el mejor marco conceptual para el entendimiento de las características principales de la evolución magnética del Sol.

Según el modelo de Babcock, en las épocas de baja actividad solar el campo magnético del Sol se puede aproximar a un dipolo axisimétrico relativamente débil (IG). Las líneas de campo yacen en planos meridionales y emergen de la superficie sólo a latitudes mayores que $\pm 55^\circ$. Estas líneas de campo se extienden hacia afuera en la corona, cruzan el plano ecuatorial a una distancia de algunos radios solares y se conectan de regreso con el casquete opuesto. Los modelos de viento solar muestran que algunas de estas líneas, principalmente las de más alta latitud, serán arrastradas hacia el medio interplanetario por el flujo del viento y se convertirán en líneas "abiertas", constituyendo los hoyos coronales polares.

El resto del campo, según el modelo de Babcock, yace por

debajo de la fotosfera y es continuamente torcido e intensificado por la rotación diferencial del Sol. Debido a la velocidad angular de rotación mayor en el ecuador solar, las líneas de campo se van orientando progresivamente en una dirección este-oeste. El campo es, entonces, esencialmente toroidal a estas bajas latitudes y las líneas de campo cambian de dirección en el ecuador. Según el modelo, cuando el campo subfotosférico alcanza una intensidad crítica, eruptará hacia el exterior en la forma de una región activa, donde eventualmente aparecerá un par de manchas de distinta polaridad magnética y con intensidades de varios kilogauss, y la intensificación cesará entonces a esa latitud. Conforme el ciclo solar avanza, de acuerdo con el número cada vez mayor de manchas solares, es fácil observar que los hoyos coronales disminuyen su tamaño y eventualmente puede llegar a desaparecer cuando el ciclo (y el número de manchas) están en su apogeo.

Bravo y Otaola (1989) mostraron que la evolución del tamaño de los hoyos coronales polares se correlaciona con el número de Wolf de las manchas solares con $r = -0.83$ y un tiempo de retraso de 76 meses; esto es, la evolución del área de los hoyos polares fue repetida muy cercanamente por la evolución de las manchas solares 76 meses después (ver figura 1). Este análisis se hizo utilizando el tamaño de los hoyos coronales polares en unidades de 75 grados cuadrados (unidades rectangulares de 15 grados de longitud por 5 grados de latitud) durante el ciclo solar 20 (1965-1976). Los tamaños se obtuvieron de los mapas de la corona K elaborados con las observaciones del coronógrafo del High Altitude Observatory en Mauna Loa, Hawai y publicado por Hundhausen et al. (1980). La evolución así obtenida para el tamaño de los hoyos en ese ciclo se comparó con el número de Wolf para las manchas de los ciclos 21 y 22 publicados en el Solar Geophysical Data. Como puede observarse de la figura, los máximos de la curva de número de manchas y de la de tamaño de hoyos coronales desplazada no coinciden, sino que hay una diferencia entre ellas de dos años, ocurriendo primero el máximo de manchas. Otra cosa que se observa en esta figura es que el tamaño de los hoyos coronales es aproximadamente 3.3 veces el número de manchas.

Otra relación interesante fue la reportada por Hundhausen et al. (1980) entre el tamaño de los hoyos coronales polares y la

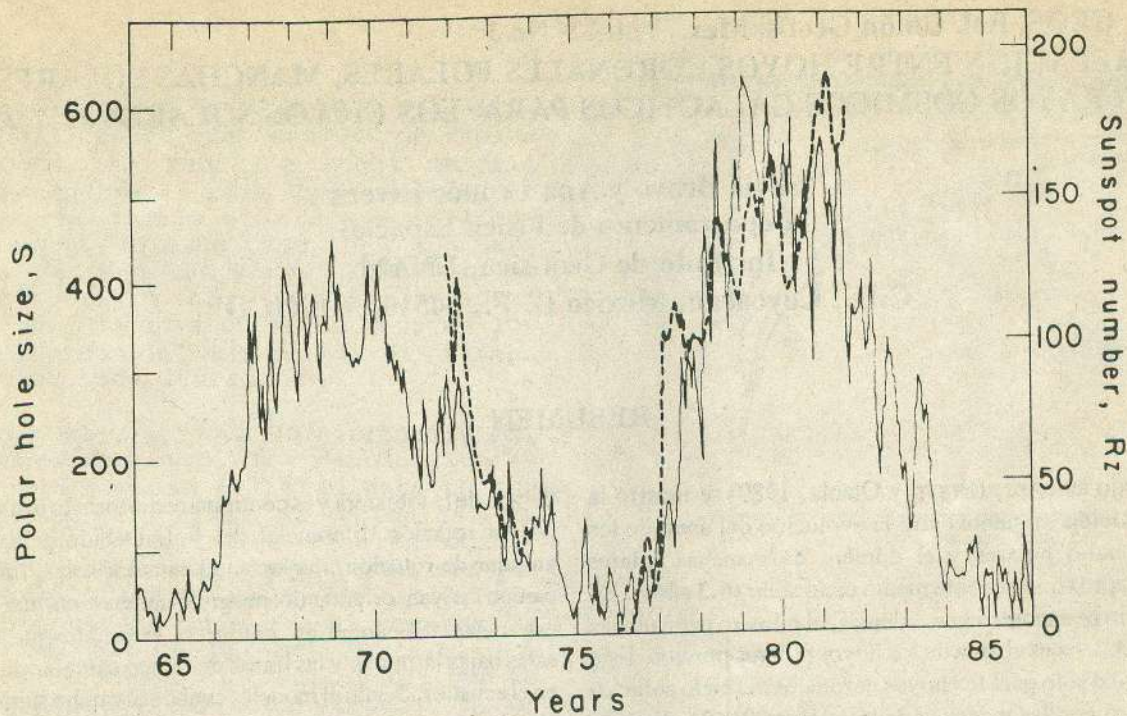


Fig. 1. Número de manchas solares (Rz) de 1964 a 1985 (línea sólida) y tamaño de hoyos coronales polares (S) de 1965 a 1975, corridos hacia adelante 76 meses (línea punteada). Tomada de Bravo y Otaola (1989).

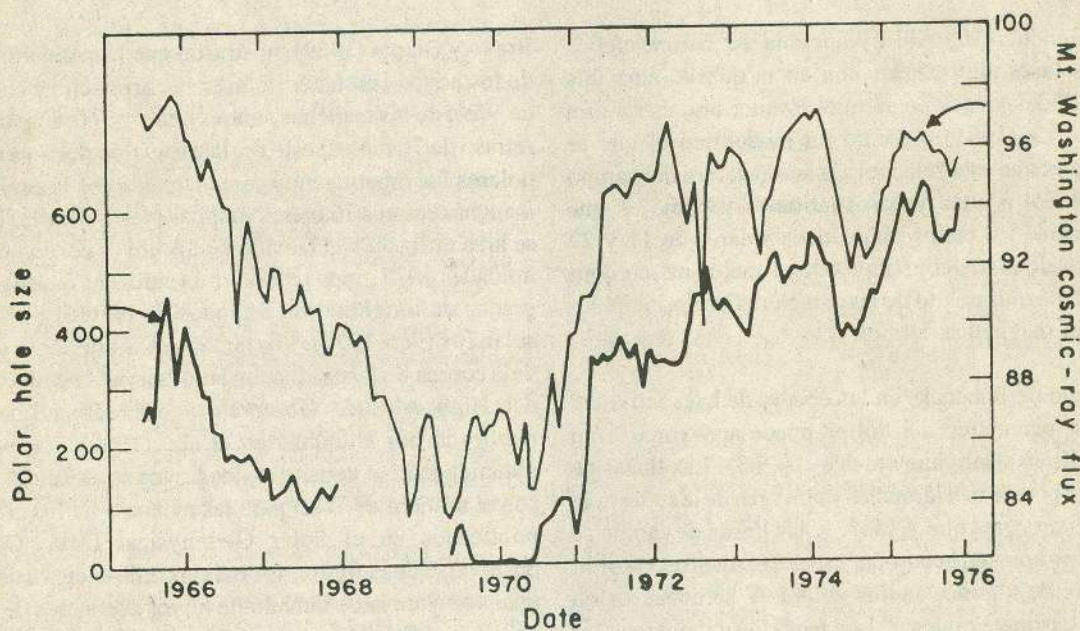


Fig. 2. Tamaño de los hoyos coronales polares (línea gruesa) y promedio mensual de conteo de rayos cósmicos normalizado en la estación de Mt. Washington (línea delgada), de 1965 a 1976. Tomado de Hundhausen et al. (1980).

GRAFICA DEL NUMERO DE MANCHAS Y

DEL AREA DE HOYOS CORONALES VS. TIEMPO

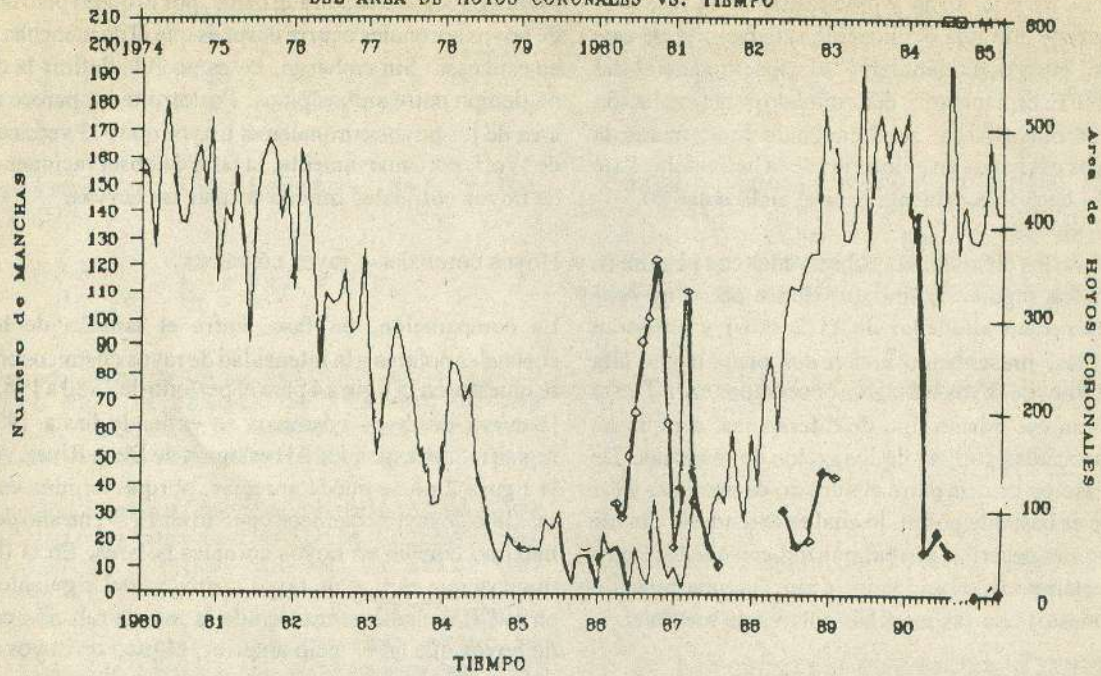


Fig. 3. Número de manchas solares de 1980 a 1991 y el tamaño de los hoyos coronales polares de 1980 a 1985, corrido 76 meses hacia adelante.

GRAFICA DE INTENSIDAD DE RAYOS COSMICOS

Y AREA DE HOYOS CORONALES VS. TIEMPO

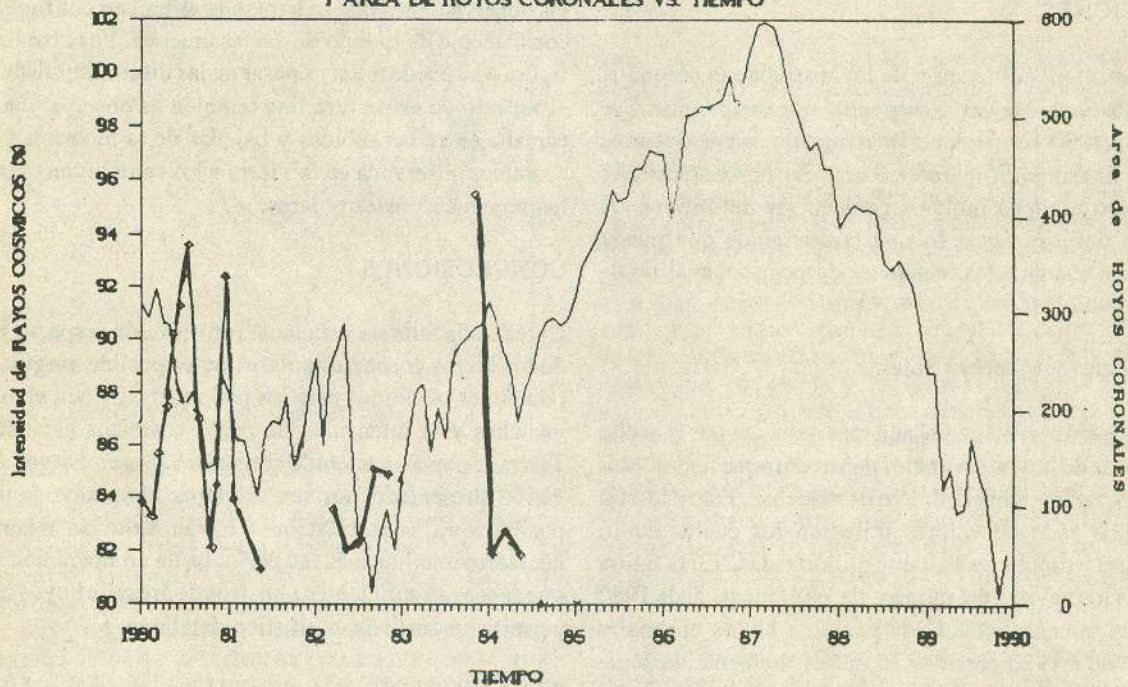


Fig. 4. Promedios mensuales de la intensidad de rayos cósmicos observada en la estación de Deep River de 1980 a 1990 y tamaño de los hoyos coronales polares de 1980 a 1985

intensidad de rayos cósmicos galácticos observados en la Tierra, la cual es muy cercana y prácticamente en fase (ver figura 2). No existe aún una explicación satisfactoria de este descubrimiento, pero es evidente que el aspecto general del campo magnético interplanetario, determinado por la evolución de los hoyos coronales, está condicionando fuertemente la cantidad de rayos cósmicos en el interior de la heliosfera. Este estudio también hecho únicamente para el ciclo solar 20.

Es bien sabido que los ciclos solares observados con el número de manchas no son regulares, sino que tienen periodos variables (que promedian alrededor de 11.2 años) y muestran perfiles diferentes, presentando uno o dos picos o una alta meseta. Los perfiles de rayos cósmicos observados en la Tierra también muestran ese mismo tipo de diferencias, aunque no directamente asociadas con las de los ciclos de manchas. De hecho, la correlación directa entre el número de manchas y los rayos cósmicos es bastante pobre, lo cual es entendible a la luz de las correlaciones descritas arriba, que indican que los rayos cósmicos deberían estar relacionados (sin ninguna relación física, por supuesto) con las manchas solares de medio ciclo después.

En vista de estas grandes diferencias de un ciclo a otro, no es posible sacar conclusiones generales respecto a las relaciones del número de manchas y la intensidad de rayos cósmicos con los tamaños de los hoyos coronales polares basándose solamente en las observaciones de un ciclo. El propósito de este trabajo es extender ambos estudios para los ciclos posteriores.

OBSERVACIONES

Desgraciadamente, la obtención de los mapas de la corona K en el observatorio de Hawai se suspendió por varios años y se reanudó hasta 1980 con algunas interrupciones más o menos prolongadas. Esto impidió que se puedan sacar aún conclusiones confiables pero algunos indicios parecen ser definitivos. A continuación describiremos lo que consideramos que puede decirse de cada una de estas relaciones después del análisis de los datos disponibles.

Hoyos Coronales y Manchas Solares

En este caso, la comparación fue aún más reducida por el hecho de que los datos de hoyos coronales deben correrse más de seis años para compararse con el número de manchas. Esto nos deja con solo cinco años de valores útiles en los cuales hubo, además, dos interrupciones bastante prolongadas. En la figura 3 se muestran los valores del número de Wolf mensual de 1980 a 1991 y los tamaños obtenidos para los hoyos coronales polares de 1980 a 1985 corridos 76 meses. Lamentablemente durante el período de mayor tamaño de los hoyos no hubo registros, los cuales serían los comparables con el máximo de manchas solares en 1990. Pero a pesar de esto sí puede apreciarse que a finales de 1988, cuando el número de manchas

alcanza su primer pico, los valores desplazados de la áreas de los hoyos coronales son aún bajos, por lo que el pico desplazado de hoyos coronales ocurre después que el de manchas, también en este caso. Sin embargo, no es posible definir la diferencia de tiempo entre ambos picos. Por otro lado, parece ser que el área de los hoyos coronales es mayor que 3.3 veces el número de Wolf, pero nuevamente, la falta de observaciones en el pico de hoyos coronales impide escalar las curvas.

Hoyos coronales y rayos cósmicos

La comparación, en fase, entre el tamaño de los hoyos coronales polares y la intensidad de rayos cósmicos en la Tierra se muestra en la figura 4 para el período de 1980 a 1985, aunque la curva de rayos cósmicos se extiende hasta 1990. Estos registros corresponden a la estación de Deep River. Aunque en la figura 2 no se puede apreciar, porque termina en 1976, el máximo de rayos cósmicos ocurrió en 1977, un año después del máximo tamaño en hoyos coronales polares. En la figura 4 se observa que el pico de rayos cósmicos del siguiente ciclo fue en 1987; de haberse mantenido la misma relación con el área de hoyos que en el ciclo anterior, el pico de hoyos coronales debió haber ocurrido en 1986, pero no se tienen los datos. Sin embargo, es interesante notar que si la distancia entre los picos del número de manchas y de tamaños desplazados de hoyos se conservara, el pico de hoyos también debería haber estado en 1986, por lo que si el máximo tamaño de hoyos coronales polares ocurrió en 1986 satisfaría una constancia de ambos desfases para los diferentes ciclos. La falta de datos en esas fechas no nos permite asegurar nada, pero por lo menos las observaciones que se tienen no entran en conflicto con una consistencia de tiempo de desfase. Por otro lado, en la figura 4 se puede notar, a pesar de las discontinuidades, que en el aspecto de estructura fina también se observa una relación cercana entre las subidas y bajadas de la intensidad de rayos cósmicos observada en la Tierra y los cambios en el tamaño de los hoyos coronales polares.

CONCLUSIONES

Debido a la falta de suficiente información respecto al tamaño de los hoyos coronales polares no es posible asegurar que las relaciones obtenidas para los ciclos 20 y 21 con el número de manchas y la intensidad de rayos cósmicos galácticos en la Tierra se hayan mantenido constantes. Sin embargo, dentro del marco presentado por los registros obtenidos sigue siendo posible que estas relaciones hayan sido las mismas. Será necesario ampliar más los periodos de comparación y esperar que se tengan suficientes registros de áreas de hoyos como para permitir un análisis estadístico detallado.

REFERENCIAS

- Babcock, H.W. *Astrophys. J.*, 133, 572, 1961
- Bravo, S. y J.A. Otaola, *Solar Phys.*, 122, 335, 1989
- Hundhausen, A. J., D.G. Sime, R. T. Hansen y S. F. Hansen *Science*, 207, 761, 1980

EXTRACCION DE CURVAS DE DISPERSION EN REGISTROS DE ACELERACION

Evangelina Romero Jiménez¹, Sergio Chávez Pérez^{1,2}
y Carlos Calderón Macías

¹Centro de Investigación Sísmica, Fundación Javier Barros Sierra Carretera al Ajusco 203, Col. Héroes de Padierna, México, DF 14200, México

²Departamento de Ingeniería de Recursos Energéticos Minerales, División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, UNAM Ciudad Universitaria Circuito Exterior, México, DF 04510, México

RESUMEN

Se presenta un método de dos estaciones para analizar el fenómeno de dispersión para registros de aceleración de tres componentes. Se estudian registros de la red acelerométrica del valle de México.

INTRODUCCION

La dispersión es un fenómeno de propagación de ondas que se define como una variación en la velocidad de propagación con respecto a la frecuencia y es una característica importante de las ondas superficiales. La causa principal del fenómeno es la presencia de estratificación en el medio y su descripción se logra a través de curvas de dispersión de velocidades de fase o de grupo (según se estén estudiando formas de onda aisladas o trenes de onda). El poder detectar la presencia de ondas superficiales motiva a realizar un análisis de identificación modal (modo fundamental) en registros de aceleración y extraer información de la estratigrafía superficial en sitios de registro.

Presentamos una forma de extraer curvas de dispersión en registros de aceleración con un método de dos estaciones (e.g., Yamanaka et al., 1989; Dean y Keller, 1991; Calderón et al., 1991), basado en la técnica de filtro múltiple (Dziewonski et al., 1969). Esta técnica permite determinar velocidades de grupo al calcular envolventes de amplitud de las señales en función de la frecuencia. Las velocidades de grupo se obtiene filtrando cada una de las señales y dividiendo el retraso de cada grupo de energía entre la distancia que separa las estaciones.

Con el fin de estabilizar el proceso y obtener mejor definición en la curva de velocidad de grupo se agrega, en algunos casos, ruido aleatorio a las señales antes de aplicar el filtrado múltiple. Los resultados que se obtienen en los registros de la red acelerométrica de la ciudad

México para los sismos del 25 de abril de 1989 y del 31 de mayo de 1990 muestran la utilidad de éste método y la factibilidad de su aplicación en la obtención de características dispersivas presentes en la energía sísmicas.

METODO DE DOS ESTACIONES UTILIZANDO FILTROS DE GAUSS Y DE MARTIN-GRAHAM

La obtención de curvas de dispersión es factible utilizando un método sencillo de dos estaciones basado en la técnica de filtro múltiple (Calderón et al., 1991). Esta técnica permite determinar velocidades de grupo entre dos estaciones al filtrar cada una de las señales con una ventana móvil en el dominio de la frecuencia.

Para el filtrado en frecuencia usamos el filtro de Gauss (Dziewonski et al., 1969) el cual es estable en el rango de frecuencias que se utilice. El filtrado de una señal de periodo largo con el filtro de Gauss no tiene problemas en frecuencias bajas, pero al filtrar señales de periodo corto existen efectos adicionales de traslape y enmascaramiento en la convolución del filtro con la señal de frecuencias bajas. Como consecuencia los valores de velocidad de grupo resultan irreales, en frecuencias menores de 0.25 Hz, comparados con los valores esperados. Surge así la necesidad de estabilizarlos o utilizar otro filtro.

Para eliminar estos efectos de traslape de la señal con el filtro utilizamos el filtro de Martín-Graham (Kulháněk, 1979) en el intervalo de 0 - 0.25 Hz. El filtro de Gauss se utiliza en el intervalo restante de nuestros análisis (0.25 - 1 Hz). Ambos filtros son simétricos en cada una de las frecuencias centrales elegidas para su aplicación.

El uso del filtro de Martín-Graham hasta la frecuencia de

0.25 Hz permite que los valores de velocidad de grupo que se obtiene sean más realistas comparados con valores de velocidad teóricos (calculados con modelos estratigráficos conocidos entre las estaciones en estudio).

ADICION AL RUIDO ALEATORIO Y SU EFECTO DE ESTABILIZACION

Para obtener una mejor definición de las curvas de dispersión, y con el fin de estabilizar los valores de velocidad de grupo, incluimos algunas pruebas en las que se agregó un porcentaje de ruido aleatorio a los registros antes de aplicar el método de dos estaciones.

Para sumar el ruido aleatorio a una señal, primero se generan números aleatorios a partir de un valor inicial (semilla) arbitrario declarado con doble precisión, con un método polar que generan dos desviaciones uniformes de número independientes entre sí, en el intervalo $(-1, 1)$, hasta que la suma de las raíces cuadradas de cada una de las desviaciones sea menor que uno (IMSL, 1984). El valor máximo de amplitud del registro de aceleración presenta el 100% de ruido que puede sumarse. Esto asegura que la amplitud de la señal no cambie al multiplicarse con un porcentaje de ruido. Encontramos que el porcentaje óptimo de ruido está definido, en el intervalo de 2.5 a 5 % del valor máximo de amplitud de la señal. El intervalo de porcentajes propuesto no altera la forma ni amplitud del registro. Sin embargo, el uso de porcentajes mayores conduce a un incremento del contenido de frecuencias altas en el registro y, en consecuencia, la forma del registro se altera.

RESULTADOS

Por sencillez, el método de dos estaciones únicamente se aplica en los componentes de desplazamiento transversal (este-oeste), EW) observados durante los sismos del 25 de abril de 1989 y del 31 de mayo de 1990. Estos resultados se comparan con la curva teórica del modo fundamental de ondas de Love, obtenida para modelos estratigráficos conocidos de cada uno de los pares de estaciones analizados. En las figuras 2, 3, 4, y 5 los valores de velocidad de grupo extraídos se indican con círculos y la línea continua representa los valores de velocidad de grupo teóricos.

Además, comparamos los resultados obtenidos sin adición previa de ruido con los registros con adición previa. La Figura 1 muestra la ubicación de las estaciones de registro analizadas con el método de dos estaciones, de los dos sismos mencionados. Las estaciones 08, 09, 22 y 84, corresponden al sismo el 25 de abril y las estaciones Coyoacán (COY), Roma -c (RMC), Tlacotal

(TLA) y Unidad Kennedy (UKE) corresponden al sismo del 31 de mayo.

Realizamos una preselección de los registros con base en la semejanza de sus formas de onda, considerando que la distancia de separación entre estaciones no fuera muy grande (menor de 12 km). Aún así, el problema de extracción de curvas de dispersión utilizando todo el registro de aceleración es complejo. Las estaciones de registro elegidas para el análisis de dispersión se encuentran en las zonas de transición y del lago y el sentido de propagación de la energía sísmica se considera de sur a norte.

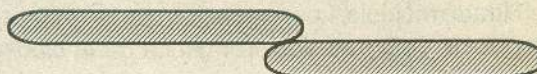
Los registros del 25 de abril de 1989 tienen una corrección de tiempo absoluto obtenida al correlacionar los componentes de desplazamiento vertical (L. E. Pérez-Rocha, comunicación personal 1990).

La figura 2 muestra la curva de velocidad extraída para las estaciones 08 y 09 (con una separación horizontal de 1.23 km). Los valores de velocidad teóricos fueron obtenidos con el siguiente modelo estratigráfico (M. Suárez, comunicación personal).

Espesor del estrato (m)	Densidad (g/cm ³)	Velocidad (S) (m/s)
7	1.4	140
24	1.2	50
4	1.6	200
9	1.2	70
6	1.6	200
semi espacio	2.1	1100

El ajuste de la curva extraída con la curva teórica es excelente en el intervalo de frecuencias de 0.25 a 0.55 Hz. En la Figura 2b se muestra la adición de ruido aleatorio de 2.5%. Esto mejora la definición de la curva extraída porque elimina algunos valores de velocidad en frecuencias altas. El buen ajuste de las curvas de dispersión confirma nuestra hipótesis, y la de otros, de que basta considerar únicamente el modo fundamental de dispersión para conocer la estratigrafía del sitio de estudio (ver, entre otros, Asten y Henstridge, 1984; Li y Teng, 1990; Rix et al., 1990; Hadiouche et al., 1991; Woods et al., 1991).

La figura 3 muestra la curva de velocidad de grupo obtenida entre las estaciones 84 y 22 (con una separación horizontal de 1.724 km). Los valores teóricos de velocidad se obtuvieron con el siguiente modelo estratigráfico (M. Suárez, comunicación personal).



Espesor del estrato (m)	Densidad (g/cm ³)	Velocidad (s) (m/s)
6	1.6	200
23	1.2	50
semiespacio	2.1	1100

Algunos puntos de la curva de velocidad de grupo extraída muestran comportamiento similar con los de la curva teórica. Además, el efecto de sumar ruido aleatorio a los registros de las estaciones 84 y 22 elimina algunos valores de velocidad que no corresponden a la curva de velocidad de grupo.

En el caso de los registros del temblor del 31 de mayo de 1990 (obtenidos por el Centro Nacional de Prevención de Desastres, CENAPRED), las estaciones se localizan en la superficie y en diferentes niveles de profundidad de un pozo. Igual que en los casos anteriores al análisis de dispersión se realiza únicamente en los componentes de desplazamiento transversal (EW) de los registros en superficie. Las estaciones que se analizan son Coyoacán y Roma-C (con una separación horizontal de 8.1 km) y Unidad Kennedy y Tlacotal (con una separación horizontal de 1.6 km). Las curvas de dispersión teóricas para cada uno de los análisis se calculan con una combinación de los modelos estratigráficos propuestos para los estratos superficiales de las dos estaciones en consideración (Ordaz et al., 1991).

La Figura 4 muestra los valores de velocidad de grupo obtenidos para las estaciones Coyoacán y Roma-c, el cálculo de velocidades de grupo entre estas estaciones muestra información interesante en el intervalo de frecuencia de 0.0 a 0.55 Hz, pero a partir de esta última frecuencia los resultados de velocidad de grupo son muy altos comparados con los valores obtenidos de la curva de dispersión del modelo propuesto.

Finalmente, la Figura 5 muestra los valores de velocidad de grupo obtenidos para las estaciones Unidad Kennedy y Tlacotal. El ajuste entre las curvas es bueno en el intervalo de frecuencias de 0.2 a 0.55 Hz. Fuera de este intervalo los valores de velocidad no pueden relacionarse con la curva teórica de dispersión.

En general, las curvas de dispersión extraídas con el método de dos estaciones muestran buena definición en el intervalo de frecuencias 0.3 - 0.45 Hz. La comparación entre las curvas es bastante buena, sobre todo si se considera que se analiza todo el registro de aceleración. La adición de ruido aleatorio elimina algunos valores que no ajustan la curva de dispersión en frecuencias bajas. El efecto del ruido es mayor en frecuencias mayores que 0.55 Hz y no causa ningún

efecto notable en los puntos cercanos a la curva de dispersión.

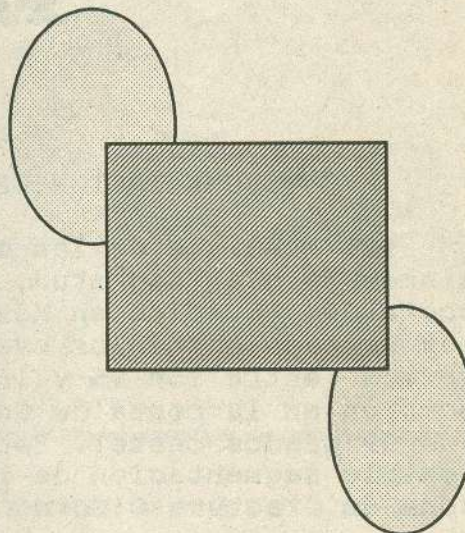
DISCUSION

Los resultados obtenidos muestran que es posible analizar la presencia de dispersión en los acelerogramas de la ciudad de México con un método sencillo de dos estaciones. Esto se ha logrado aún en la zona del lago donde el movimiento es muy complejo. Este hecho es notable ya que resultados preliminares (Calderón et al., 1991) indicaban la dificultad de obtener información en esta zona. En general, los resultados muestran ajustes muy buenos entre las curvas de dispersión teórica y extraída, principalmente en la fase de Airy, lugar donde siempre ocurre la máxima concentración de energía de ondas superficiales. La adición de ruido aleatorio (en el intervalo de 2.5 a 5%) no altera la forma esencial de la curva extraída, pero si elimina, en algunos casos, algunos valores que no son representativos y que afectan la estimación de las velocidades. El uso de ruido permite eliminar valores en frecuencias mayores que 0.55 Hz donde, generalmente, se encuentran problemas debidos a los arribos de ondas de cuerpo.

Hasta el momento, nuestro trabajo ha permitido demostrar la existencia de ondas superficiales entre estaciones de registro de aceleración. La falta de tiempos absolutos (o tiempos muy precisos) no parece ser un factor determinante en la obtención de curvas de dispersión.

AGRADECIMIENTOS

Miguel A. Santoyo (CENAPRED) proporcionó los registros de aceleración del sismo del 31 de mayo de 1990. Juan Martín Gómez González por su ayuda técnica.



CIUDAD DE MEXICO

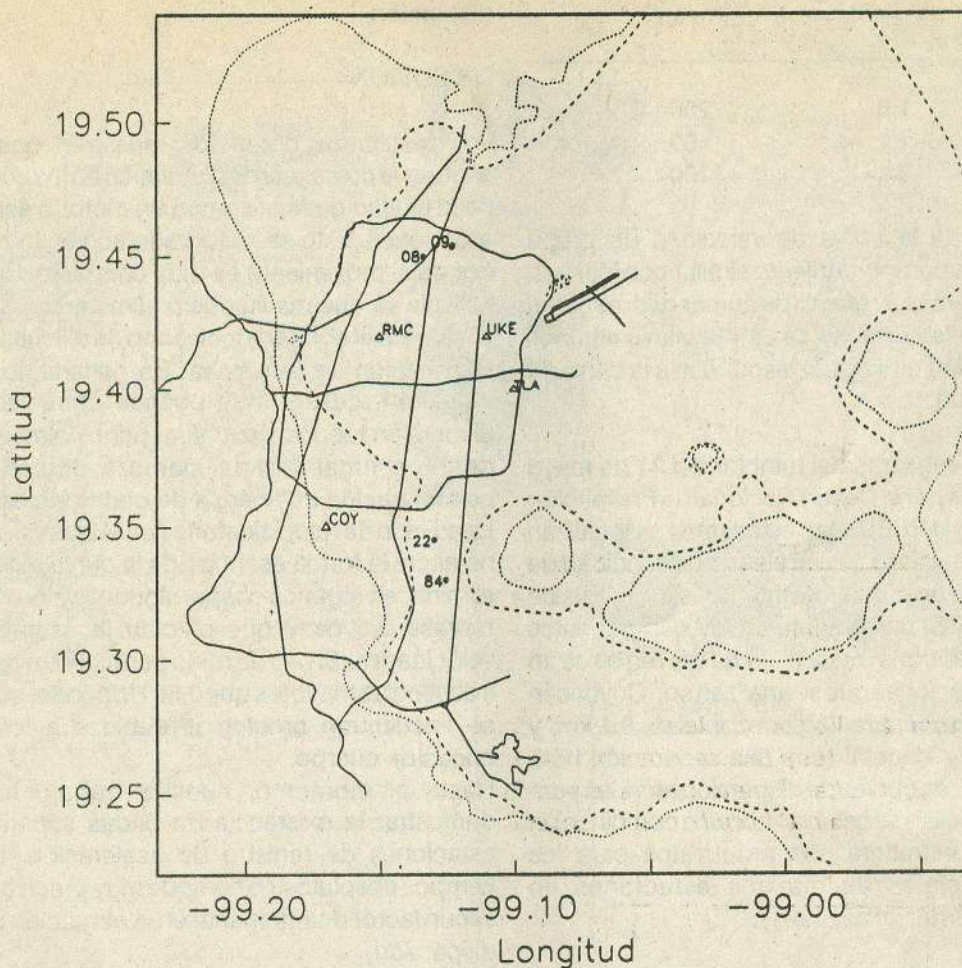


Figura 1. Ubicación de las estaciones analizadas con el método de dos estaciones. Zonificación geotécnica de la ciudad de México.

GEOS
UNION GEOFISICA MEXICANA

SEGMENTACION DE LA PLACA DE COCOS

El análisis de las características focales, de los sismos de gran magnitud, a lo largo de la trinchera en la costa del Pacífico en México indican que existe un cambio muy marcado entre los eventos que ocurren en la costa de Oaxaca (entre los 95 y los 99 grados oeste) y los que ocurren en la costa de Guerrero y Michoacán (al noroeste de los 99 grados oeste). Este aspecto ha llevado a postular la posible segmentación de la Placa de Cocos a lo largo de la zona de fractura O'Gorman.

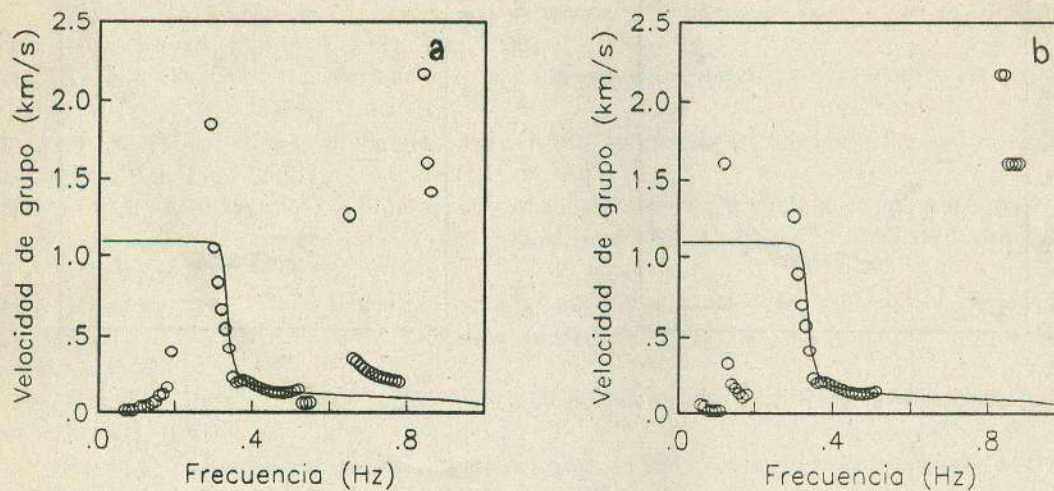


Figura 2. Velocidades de grupo observadas para los desplazamientos EW entre las estaciones 08 y 09. La línea continua muestra los valores teóricos.
a) Cálculos sin ruido y b) cálculos con ruido.

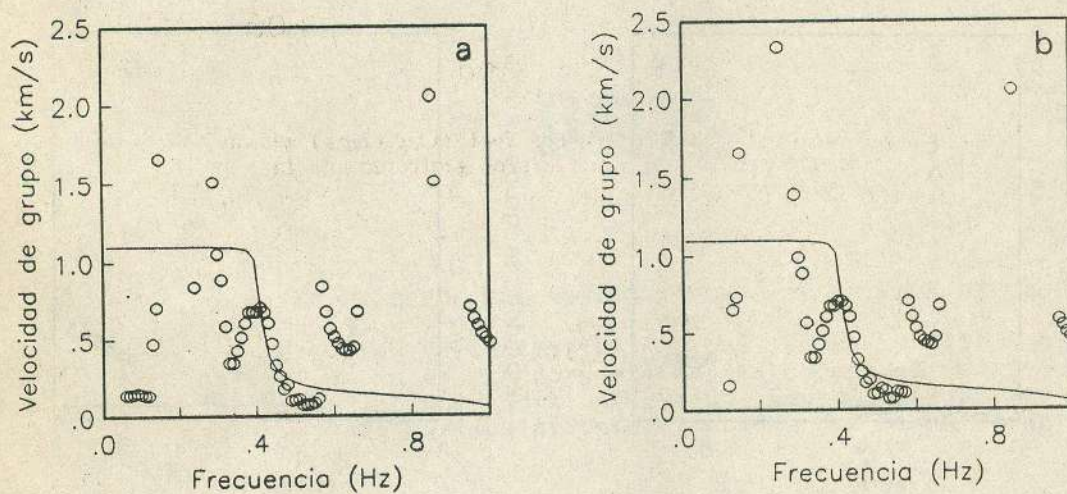


Figura 3. Velocidades de grupo observadas para los desplazamientos EW entre las estaciones 84 y 22. La línea continua muestra los valores teóricos.
a) Cálculos sin ruido y b) cálculos con ruido.

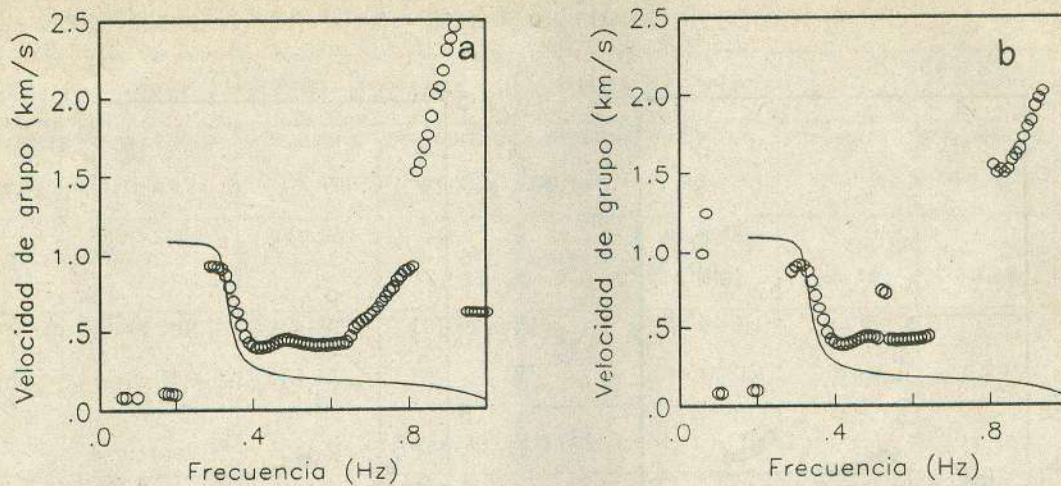


Figura 4. Velocidades de grupo observadas para los desplazamientos EW entre las estaciones Coyoacán y Roma-c. La línea continua muestra los valores teóricos. a) Cálculos sin ruido y b) Cálculos con ruido.

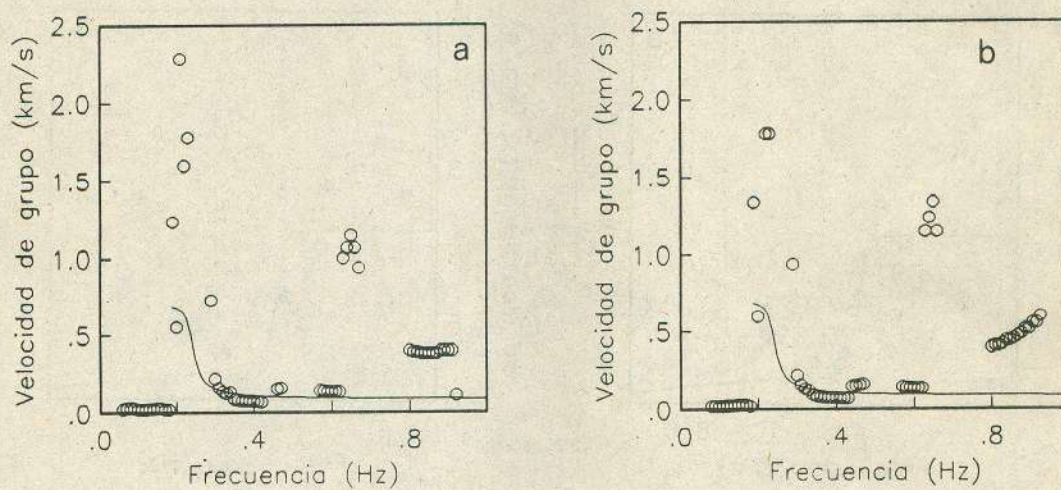


Figura 5. Velocidades de grupo observadas para los desplazamientos EW entre las estaciones Unidad Kennedy y Tlacotal. La línea continua muestra los valores teóricos. a) Cálculos sin ruido y b) Cálculos con ruido.

REFERENCIAS

- Asten, M. W. y J. D. Henstridge (1984). Array estimators and the used of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins, *Geophysics* 49, 1828-1837.
- Calderón C., S. Chávez-Pérez, E. A. Vera y E. Romero-Jiménez (1991). Polarization and dispersión analysis of strong ground motion in México City basin, *Proc. 4th. Int. Conf. Seismic Zonation II*, Stanford., Ca., agosto 25-29, 335-342.
- Dean E. a. y G. R. Keller (1991), Interactive processing to obtain interstation surface wave dispersión, *Bull. Seism. Soc. Am.* 81, 931-947.
- Dziewonski A., s. Bloch y M. Landisman (1969), A technique for the analysis of transients seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am* 65, 951-962.
- Hadiouche O., F., Kruger y R. Kind (1991). Mapping the curst in southeastern Germany using Rayleigh waves in the period range 6-16 s, *Geophys. Res. Lett.* 18, 1087-1090.
- IMSL User's Manual (1984). Stat/Library, Priblems-Solving Software Systems For Statistical FORTRAN Programming, Houston, TX.
- Kulhánek O., (1976), Introduction to Digital Filtering in Geophysics, Elsevier, Nueva York.
- Li, Y-G y T-L Teng (1990). Observation and analysis of trapped modes in the San Andreas Fault zone, *Society of Exploration Geophysicists Expanded Abstracts with Biographies*, 1990 Annual International Meeting Technical Program, Vol. I, 278-280.
- Ordaz S. M., M.A. Santoyo, S. K. Singh y R. Quaas (1991). Análisis preoliminar de los acelerogramas de pozo obtenidos el 31 de mayo de 1990 en la ciudad de México, Informe interno, Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), México, D.F.
- Rix G. J., K .H. Strokoe, II y J. M. Roesset (1990). Experimental determination of surface wave mode contributions, *Society of Exploration Geophysicists Expanded Abstracts with Biographies*, 1990 Annual International Meeting Technical Program, Vol. I 447-450.
- Woods, M.T., J-J Lévêque y E. O. Okal (1991) . Two-station measurements of Rayleigh wave group velocity along the Hawaiian Swell, *Geophys. Res. Lett.* 18, 105-108.
- Yamanaka H., K. Seo y t. Samano (1989). Effects of sedimentary layeers on surface-wave propagations. *Bull Seism. Soc. Am.* 79, 631-644.



TEMAS DE GEOFISICA EN EDUCACION BASICA

El presidente del Consejo Nacional Técnico de la Educación, Dr. Luis Gamez Jimenez, nos ha solicitado nuetra opinión respecto a los temas que consideramos mas relevantes de Geografía y Geociencias y que deben estar incluidos en los programas de educación básica, desde preprimaria hasta secundaria y normal. La Unión Geofísica está organizando un comité especial para dar respuesta a esta solicitud; proximamente daremos mas detalles con objeto de que puedan participar todos los socios interesados en este asunto.

ENFRIAMIENTO Y CALENTAMIENTO POR CALOR LATENTE Y SENSIBLE EN LA PLATAFORMA DE YUCATAN

José Hernández Téllez*

Javier Aldeco R. **

* Estación de Investigación Oceanográfica de Veracruz.

Depto. de Física y Meteorología Marina. D.G.O.N.SECMAR.

C. Colón 43, Fracc. Reforma, C.P. 91919. Veracruz, Ver.

**Dirección actual: Laboratorio Oc.Fis.Inst.Cien.Mar. y Limnol.,

Universidad Nacional Autónoma de México

INTRODUCCION

Justamente debajo de la superficie del mar y hacia arriba ocurren las diferencias de temperatura. Las causas principales son: la radiación de onda larga, el calor latente y sensible (Simpon y Paulson, 1980), la primera y la evaporación causan el enfriamiento en la superficie, dependiendo de la temperatura y la humedad del aire; la última tenderá a enfriar o calentar la superficie a consecuencia de que el aire adyacente esté más frío o caliente que el mar.

La variación diaria de la temperatura en la capa superficial, es producida por el calentamiento diurno de la radiación solar absorbida, su amplitud es comunmente pequeña, debido a que la mezcla turbulenta normalmente prevalece sobre la difusión térmica molecular (Deschamps y Frouin, 1984).

De acuerdo a Bunker (1979), usualmente las tendencias del flujo de calor latente determinan la ganancia de calor oceánico, pero cuando estas tendencias resultan de cambios advectivos o de afloramientos, entonces ocurren relaciones inversas entre la temperatura superficial del mar y la ganancia de calor oceánico.

En el Golfo de México y Mar Caribe, se han realizado notables estudios del balance de calor oceánico (Colón 1963; Hastenrath, 1968; Nowlin y Parker, 1974; Etter, 1976, 1983 y 1987; Hernández-Téllez y Aldeco, 1990 a y b). Etter (1983 y 1987) discutió más en detalle para el Golfo y Caribe, los promedios mensuales del flujo neto de calor turbulento (sensible mas latente), ya obtenidos por: Bunker, Colón, Budyco, Hasteranth y Lamb. Donde lo más relevante y coincidente para todos los investigadores fué que los máximos valores se encuentran a finales de otoño, siendo aún más altos en el Golfo que en el Caribe.

Nowlin y Parver (1974) en su estudio de los efectos de un norte sobre las aguas de la plataforma al NW del Golfo de México, muestran las modificaciones en las masas de agua subsuperficiales y las pérdidas considerables de calor oceánico.

Bunker (1976) en sus cálculo del flujo de energía superficial

del Océano Atlántico-Norte menciona que, al fluir el agua hacia el SW rodeando Yucatán encuentra aire moderadamente húmedo y cálido, por lo tanto gana más calor en verano que el que perdió en invierno. Además los nortes débiles sobre la plataforma de Yucatán, no extraen grandes cantidades de calor del mar. El mismo autor establece el "índice de sugerencias" (alrededor de los 23°N y 88°W), que consiste en las diferencia entre la temperatura superficial de las aguas costeras y las adyacentes en mar abierto.

Hernández Téllez y Aldeco (1990) calcularon el flujo del calor sensible y latente en un punto (22°11' N y 89°41' W) al norte de la Península de Yucatán, detallando las variaciones en dos períodos, en series de tiempo. En el primero (marzo, 1988) se presentaron dos nortes moderados (separados por tres días), y después de cada norte persistió un enfriamiento superficial; tal pérdida de calor también se observó en el almacenamiento de calor parametrizado de la columna de agua (Aldeco y Hernández-Téllez, 1989). Durante el segundo (mayo-junio, 1988) entre las 12 y 15 horas se mantenía el flujo de aire cálido y húmedo, además un creciente calentamiento superficial y un almacenamiento de calor en la columna de agua. Posteriormente los mismos autores (1990b) calcularon el balance de calor, donde señalan que la masa de agua que fluye hacia el punto de estudio, pierde calor por mezcla con aguas de surgencia (del norte de Cabo Catoche) y por lo tanto, contribuye en el almacenamiento de calor. En forma similar para los dos períodos.

La importancia que tiene la Plataforma de Yucatán, no es sólo por la influencia de aguas del Golfo de Campeche, las corrientes de Yucatán y del Lazo, los efectos causados a la circulación por el forzamiento atmosférico, someridad y fuerte Talud Continental (Aldeco y Sánchez, 1990), sino que también por su gran actividad pesquera en la zona de surgencias a lo largo de la costa de Yucatán, norte de Cabo Catoche y en ocasiones extendiéndose hacia el Arrecife Alacranes. Estos afloramientos tienen influencia sobre los procesos fisicoquímicos y biológicos (González 1975; López-Veneroni

et al, 1984; Espinoza, 1989; García, 1976; Ruíz, 1979; Flores-Téllez et al, 1984).

El objetivo de este trabajo es el de cuantificar y determinar las zonas de enfriamiento y calentamiento superficial, generadas por el intercambio de calor latente y sensible en la Plataforma de Yucatán, durante enero y mayo de 1990.

AREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se ubica en la Plataforma Continental de Yucatán, dentro de las latitudes 21.5° N; a los 24.0°N; longitudes 86.5°W a los 91.0°W (Fig 1). El área presenta características peculiares por sus arrecifes, bajos, estrecha someridad costera y un fuerte talud al oeste. En la figura 1 se muestran las fechas y los transectos donde se realizaron los cruceros.

METODOLOGIA

La estación de Investigación Oceanográfica-Veracruz, realizó a bordo del B/O Justo Sierra (UNAM) los cruceros Playuc (del 6 al 17 de enero, 1990) y Yucpla (del 25 de mayo al 4 de junio, 1990). En estos se realizaron mediciones de parámetros oceanográficos y meteorológicos durante los transectos preestablecidos.

Como primera medida del intercambio de energía entre el mar y el aire, se calculó la diferencia de sus temperaturas. Para la cuantificación y la determinación de las zonas de calentamiento o enfriamiento se calcularon: El calor latente y sensible con las ecuaciones aerodinámicas para flujo turbulento, propuestas por: Gill, Friehe y Schitt (en Lavin y Organista, 1988).

Calor latente: $Q_e = \rho_a C_e W (q_s - q_a) L_v$

Calor sensible: $Q_t = \rho_a C_p (0.0026 + 0.00086 WAT)$

$Q_t = \rho_a C_p (0.0020 + 0.00097 WAT)$

$Q_t = \rho_a C_p (0.00146 WAT)$

$WAT < 0$

$0 < WAT < 25$

$WAT > 0$

donde: Q_e y Q_t están dados en W/m^2 .

ρ_a es la densidad del aire en Kg/m^3 (Blanc, 1985).

C_p es el calor específico del aire a presión constante en $J/kg^{\circ}K$ (Blanc op.cit). W es la velocidad del viento en m/seg. q_s y q_a son las humedades específicas, de saturación al nivel del mar y del aire, respectivamente, (Blanc op. cit.). L_v es el calor latente de vaporización en J/kg (Blanc, 1987) C_e es el coeficiente aerodinámico de transferencia de calor latente y es función de W y $AT (= T_a - T_s)$ la diferencia de temperaturas del aire y el mar en $^{\circ}C$ (Bunker, 1976).

RESULTADOS

De los cruceros Playuc y Yucpla se elaboraron topografías (no se muestran) de la temperatura del mar hasta lo 30 m, las cuales

indicaron un área de surgencias al norte de Cabo Catoche, además sobre el mismo sitio se observaron nieblas.

Durante Playuc se presentaron dos frentes fríos desplazándose del NW al SE, con nortes moderados sobre el área de estudio. En Yucpla se observó con gran frecuencia, vientos del este con aire cálido y húmedo.

En los dos cruceros el área de estudio estuvo dividida en dos partes por la línea de $T_s = T_a$, es decir, igual temperatura del mar y el aire. En playuc lado oeste ($T_s > T_a$) y este ($T_s < T_a$), en Yucpla diagonalmente desde Puerto Progreso a los 23.5°N y 87.5°W, con la diagonal superior e inferior ($T_s < T_a$).

En la tabla 1 se muestran los promedios del flujo de calor latente (Q_e), sensible (Q_t) y el neto ($Q_e + Q_t$), en W/m^2 . En cada crucero se dan los promedios de positivos (pos), negativos (neg) y el total. Si Q_e es positivo, el flujo es del mar a la atmósfera enfriándose el mar por la pérdida de calor, y negativo cuando se emite calor de consensación (convertido en calor sensible). En Q_t la superficie del mar pierde o gana calor (se enfría o calienta) según el aire adyacente es más frío o caliente

Las figuras 2a, b y c muestran la presencia de intrusiones y áreas concéntricas (núcleos) de mayor o menor valor de ($T_s - T_a$) en $^{\circ}C$; Q_e y Q_t en W/m^2 durante el crucero Playuc. Análogamente para las figuras 2d, e y f, en Yucpla.

DISCUSIONES

Las topografías de la temperatura del mar indicaron que; durante Playuc las surgencias aún no afloran totalmente, sino que van enfriando gradualmente las aguas subsuperficiales. Pero en Yucpla, ya enfriaron las aguas superficiales costeras.

En Playuc los nortes moderados, las temperaturas del mar y el aire frío, dividieron en dos partes (oeste y este) el área de estudio con la línea $T_s = T_a$. Obteniéndose valores de ($T_s - T_a$) de 1 a 4°C, en el área oeste; y de 1 a 3°C en la parte superior este. En el área de surgencias de -1 a -3°C y al NW de éstas de -1 a un poco más de -2°C (Fig. 2a). La pérdida de calor (enfriamiento) por Q_e y Q_t en la parte oeste fué de 160 a 260 W/m^2 y de 10 a 60 W/m^2 (Fig. 2b y c). En el este se observa más el contraste diurno en tres áreas reducidas (Fig. 2b) con Q_e de 120 a 200 W/m^2 (en la noche), 100 a 140 W/m^2 y 100 a 120 W/m^2 (en el día). En la zona de surgencias y niebla se presentó una disminución en la pérdida de calor por Q_e de 30 a menos de 10 W/m^2 ; y una ganancia de calor por Q_t de -5 a -6 W/m^2 (Fig 2 c). Por otro lado, la tabla 1 muestra que casi todos los valores de Q_e y Q_t fueron positivos (excepto 3 en Q_t para el área de surgencias), pero el promedio total para cada uno fué de 140.92 y 14.86 W/m^2 .

En Yucpla, aún primavera, se observaron con frecuencia

vientos del este con aire cálido y húmedo. En la diagonal superior e inferior se observaron valores de $(T_s - T_a)$ de -1 a 0 y de 0 a -4°C siendo mayor el contraste en el área de surgencias (Fig 2d). La figura 2e muestra una notable disminución en la pérdida de calor por Q_e en la diagonal superior, comparándola con el lado oeste de Playuc (Fig 2b). En la diagonal superior se observaron dos intrusiones de Q_e (al oeste del Arrecife Alacranes) una hacia la costa y la otra alejándose de ésta, además al este de alacranes dos áreas de 100 a 40 W/m^2 y de 120 a un poco mas de 140 W/m^2 . También en la diagonal inferior se obsrva una intrusión de norte a sur (Fig. 2e). Similarmente a Playuc, el área de surgencias indicó una ganancia de calor por Q_t de -5 a más de -9 W/m^2 y de Q_e de condensación con $Q_e < 0 W/m^2$ (figs. 2e y f). Sobre tres áreas de la diagonal superior se marcaron más las variaciones diurnas de Q_t (Fig.2f). Por otro lado, en la tabal 1 se muestra en los valores negatvos (Q_e y Q_t) la influencia de las surgencias y niebla, además de una gran disminución en los positivos en comparación a Playuc. También es interesante el balance que hay en Q_t . El promedio total de Q_e fué de 66.63 W/m^2 y de Q_t de 0.36 Wm^2 .

CONCLUSIONES

Durante Playuc los nortes moderados y las aguas superficiales dividieron el área de estudios en dos partes, este y oeste, marcadas principalmente por la línea $T_s = T_a$. El aire frío influyó más en el lado oeste y el superior este. En consecuencia

la pérdida de calor oceánico (enfriamientos) por Q_e y Q_t fué mucho mayor al oeste que en el este. El contraste diurno de Q_e se marcó más en tres áreas reducidas del lado este, con valores más altos durante la noche. En el área de las débiles surgencias y niebla se observó aire cálido y húmedo, reduciéndose la pérdida de calor por Q_e y una pequeña ganancia de calor Q_t de condensación. El promedio total de Q_e y Q_t fueron de 140.92 y 14.86 Wm^2 .

En Yucpla se observó la influencia de los vientos del este con aire cálido y húmedo. Dos líneas de $T_s = T_a$ dividieron diagonalmente el área de estudio, siendo en la mayor parte $T_s < T_a$. En la diagonal superior se observaron dos intrusiones de Q_e , una hacia la costa y otra alejándose; también en la inferior una de norte a sur. El área de surgencias y hacia la costa indicaron una ganancia de calor por Q_t y Q_e de condensación. En la diagonal superior se marcaron aún más los procesos diurnos de enfriamiento y calentamiento (pérdida y ganancia de calor), siendo notable la disminución del enfriamiento (Fig. 2f). Los promedios totales de Q_e y Q_t (66.63 y 0.36 Wm^2) fueron mucho menores que en Playuc.

Agradecimientos. A. Julián Méndez Martínez por los dibujos. A. José, A. Rivera Prieto y Oscar Güido Rodríguez en el procesamiento de datos. A la Dirección General de Oceanografía Naval por los recursos. Nuestro más sincero agradecimiento a la tripulación del buque oceanográfico Justo Sierra de la UNAM

LITERATURA CITADA

- Aldeco, J. y J. Hernández-Téllez, 1989. Estudio térmico de la columna de agua en un punto al norte de la Península de Yucatán a partir de tres períodos de muestreo durante 1988. Memorias de la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana. Cuernavaca, Mor., del 3 al 7 de noviembre de 1989.
- Aldeco J. y J. Ma. Sánchez-Juárez A., 1990. Detección de variaciones en la salinidad de un punto localizado al norte de Puerto Progreso, Yuc., a partir del análisis de Cluster de fito y de zooplankton. Memorias del VIII Congreso Nacional de Oceanografía. Mazatlán Sin., (21 al 23 de noviembre de 1990).
- Bunker, A. F., 1976. Computations of surface energy fluxes and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. Mon. Wea. Rev. Vol 104: 1122-1140.
- Bunker A. F. 1979. trend of variables and energy fluxes over the Atlantic Ocean from 11948 to 1972. Mon.Wea. Rev. Vol. 108: 720-732.
- Blanc, T. V., 1985. Variations of bulk-derived surface flux, stability, and roughness results due to the use of different transfer coefficient schemes. Jour. Phys. Ocean. 15 (june): 650-669.
- Blanc T. V., 1987 Accuracy of bulk-method-determined flux, estabiltiy and sea surface roughness. Jour. Geophys. Res. Vol. 92, No.C4, 3867-3876.
- Colón, J. A., 1963. Seasonal variations in heat flux from the sea surface to the atmosphere over the Caribbean Sea. Jour. Geophys. Res. Vol. 68 No. 5 (march): 1421-1430
- Deschamps, P. Y., and R. Frouin, 1984. Large diurnal heating of the sea surface observed by the HCMR experiment. Jour. Phys. Ocean. Vol. 14 (january): 177-184
- Espinoza, C.T.L., 1989. Biomasa fitoplanctónica y afloramiento en el Caribe Mexicano y la porción oriental de Banco de Campeche. Tesis Prof. en Biol. Esc. Nac. de Est. Prof. Ixtacala. UNAM, 121 Pag.
- Etter, C.P., 1976. A climatic heat budget study of the Gulf of México. ICCRA-II. Simposio sobre adelantos en las investigaciones marinas en el Caribe y regiones adyacentes. Caracas, Ve., del 12 al 16 de julio de 1976: 643-478.
- Etter C. P. 1983. Heat and freshwater budgets of the Gulf of México. Reprinted from Jour. Phys Ocean. Vo. 13, No. 11 (november): 2058-2069.

- Etter C. P. 1987. Heat and freshwater budgets of the Caribbean Sea with revised estimates for the Central American Seas. Reprinted from Jour. Phys. Ocean. Vol. 17, No. 8 (august): 1232-1248.
- Flores-Téllez, M.L.; y V. Villa Aguilar, 1984. Estimación de la productividad primaria en la plariforma de la Península de Yucatán (julio de 1984). Inv. Ocen./ F.Q., 3(3):156-194.
- Secretaría de Marina, D. G. O. N.
- González, C.O., 1975. Dependencia afloramiento y capturas y pronósticos a corto plazo en la región oriental del Banco de Campeche. Rev. Invest., INP. Vol. 1 (1); 3-35. Cuba.
- García C., 1976. Utilización del pronóstico de temperatura para las operaciones pesqueras en el norte del Banco de Campeche. Rev. Invest., INP. 2 (2): 126-132. Cuba
- Hastenrath, L. S., 1968. Estimates of the latent and sensible heat flux for the Caribbean Sea and the Gulf of México. Limnology Oceanographic, Vol. 13. 322-331.
- Hernández-Téllez y J. Aldeco, 1990a. Flujo superficial de calor latente y sensible en un punto al norte de la Península de Yucatán a partir de dos períodos de muestreo durante 1988. Memorias del VIII Congreso Nacional de Oceanografía. Mazatlán Sinaloa., del 21 al 23 de noviembre de 1990.
- Hernández-Téllez y Aldeco 1990b. Balance de calor en un punto al norte de la Península de Yucatán a partir de dos períodos de muestreo durante 1988. Memorias de la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana. Monterrey, N.L., del 12 al 15 de noviembre de 1990.
- Lavin, M. F. and S. Organista, 1988. Surface heat in the northern Gulf of California. Jour. Geophys. Res. Vol. 93, No. C11 (november): 14033-14038.
- López-Veneroni, D.F. Ramón Durón, y G. Aguilera Lozano, 1984. Condiciones hidrológicas en el norte de la Península de Yucatán en julio de 1984. Inv.: Ocean./F.Q., 3(3): 120-125.
- Secretaría de Marina, D. G. O. N.
- Nowlin, Jr. W. D., and C. A. Parker, 1974. Effects of a cold-air outbreak on shelf waters of the Gulf of México Jour. Phys. Ocean. Vol. 4 (july): 467-480.
- Ruíz R. F. G. 1979. Upwelling north of the Yucatán Península. M. Sc. Thesis. Dept. of Oceanogr. Texas A & M. 85 pag.
- Simpon J. J., and C. A. Paulson., 1980. Small-scale sea surface temperature structure. Jour. Phys. Ocean. Vol. 10, March 399-410.



EFFECTOS DEL ADELGAZAMIENTO DE LA CAPA DE OZONO

Estudios recientes indican que los rayos ultravioleta del sol están empezando a afectar la cadena alimenticia en las inmediaciones del Antártico, pues las algas marinas están siendo particularmente afectadas por dicha radiación.

SISMO DE MAGNITUD 7.4 EN FALLA DE CALIFORNIA

El reciente evento sísmico de Yuca Valley en California, EUA, que alcanzó una magnitud de 7.4, ocurrió en una falla que no estaba considerada como sísmicamente activa, la falla Emerson. Este aspecto seguramente llevará a replantear los conceptos de "Gap Sísmico" y los modelos estadísticos de estimación de riesgo. De hecho, el pasado diciembre, investigadores americanos publicaron un trabajo donde cuestionan fuertemente el uso de "Gap Sísmico" como elemento para pronóstico de eventos de gran magnitud.

Tabla 1. Resumen de los Flujos de Calor Latente (Q_e) y Sensible (Q_t) en W/m^2 por el Método Aerodinámico.

CRUCERO PLAYUC. 6-17/01/91				CRUCERO YUCPLA. 25/05/91 04/06/91			
FLUJOS (W/m^2)	VALORES 47	PROMEDIO	PROMEDIO TOTAL	FLUJOS (W/m^2)	VALORES 51	PROMEDIO	PROMEDIO TOTAL
Q_e .	47 POS. 0 NEG.	140.92	140.92	Q_e .	47 POS. 4 NEG.	72.79 -5.76	66.83
Q_t .	44 POS. 3 NEG.	15.70 -4.95	14.88	Q_t .	31 POS. 20 NEG.	4.06 -5.14	0.36
Q_e+Q_t			155.78	Q_e+Q_t			66.89

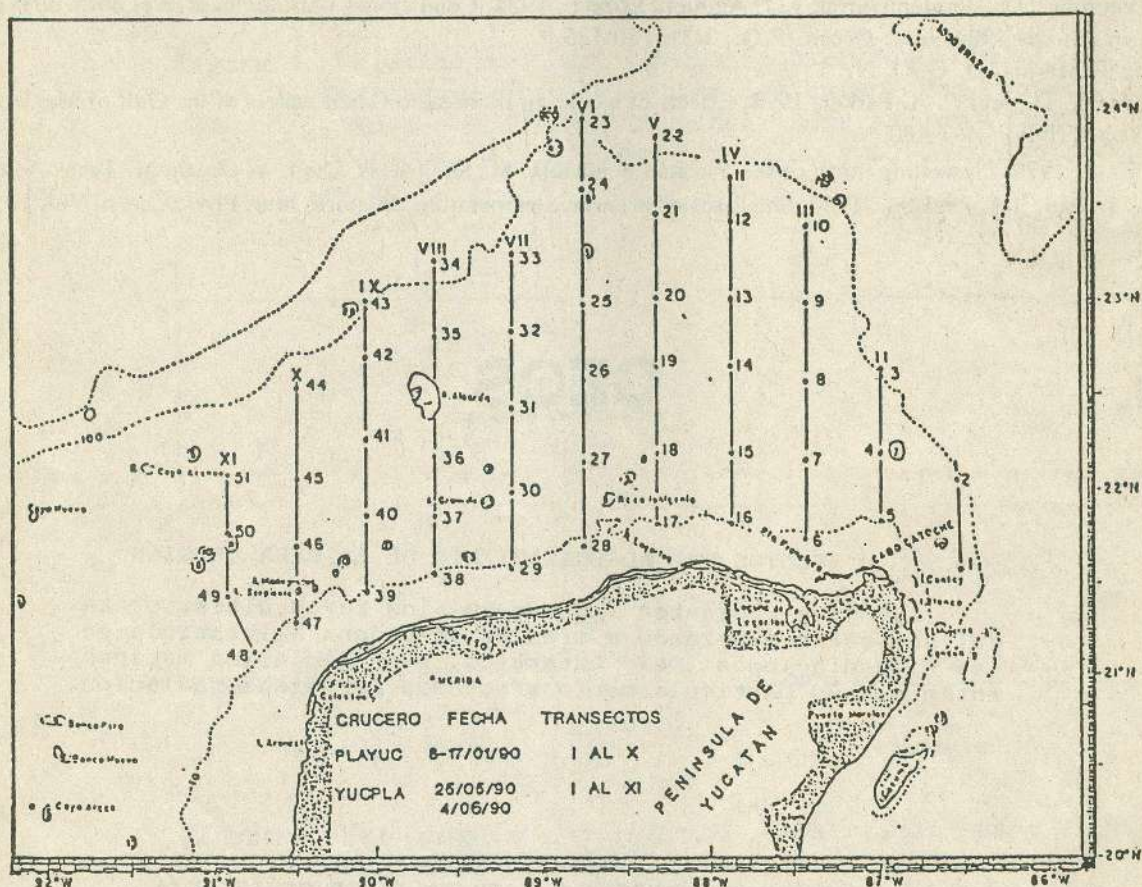


Fig.1 Area de estudio (Plataforma de Yucatán)

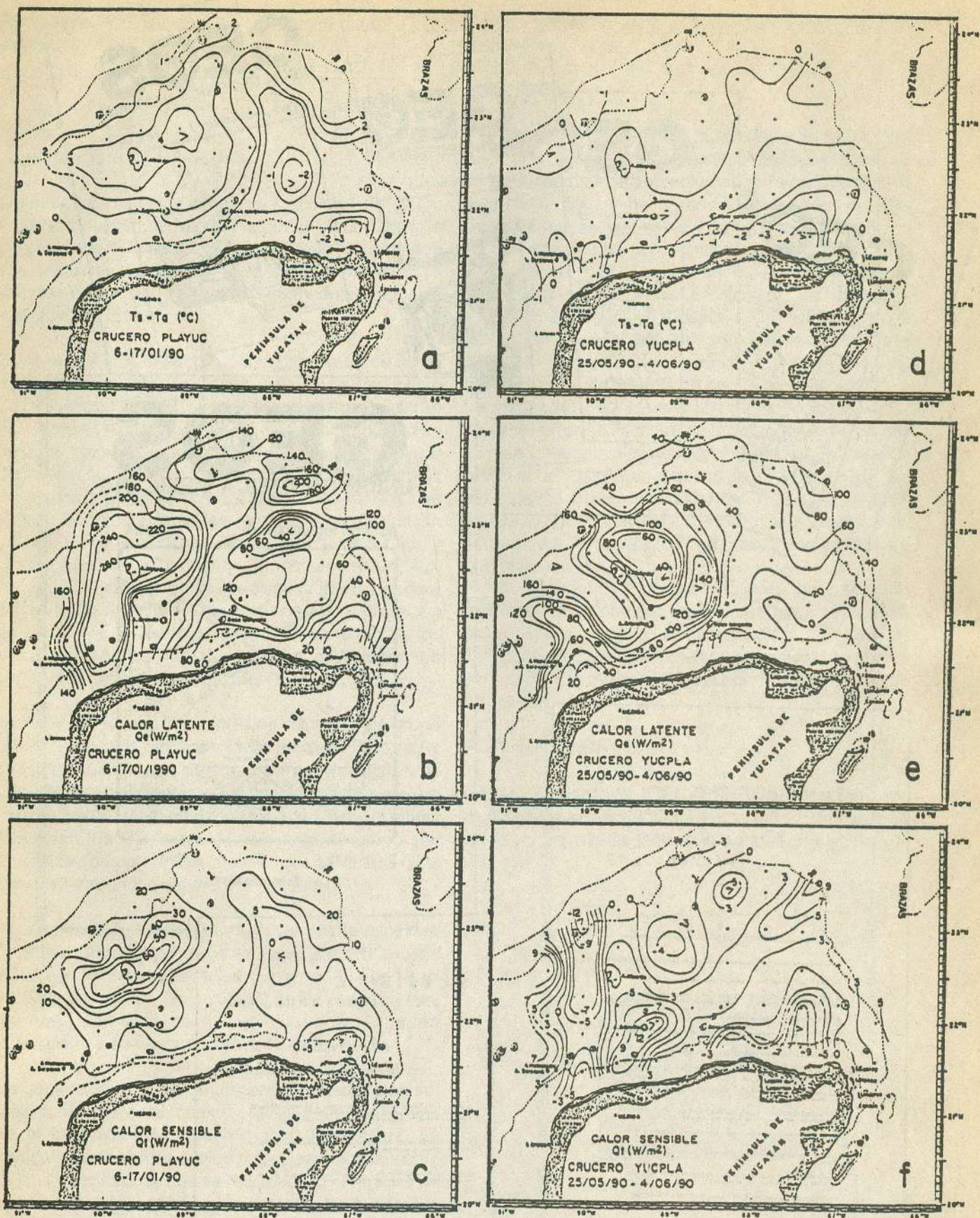
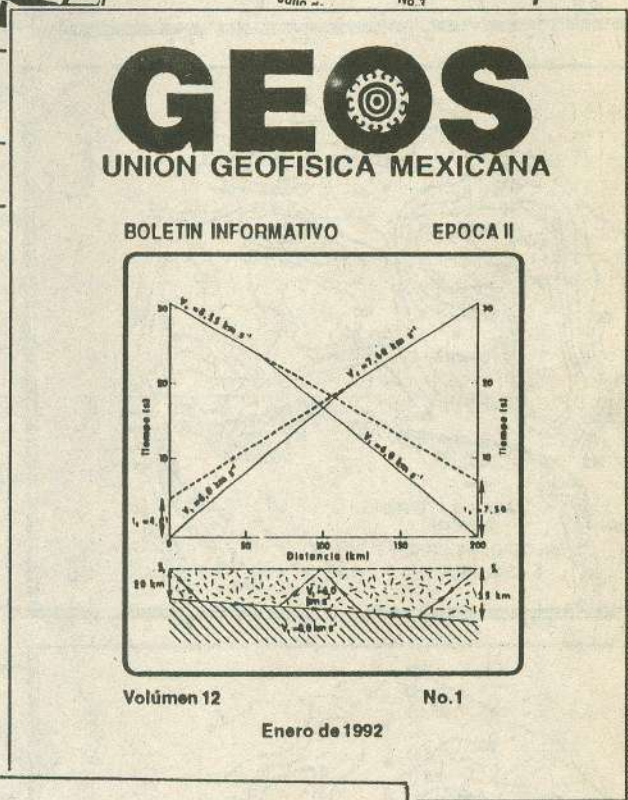
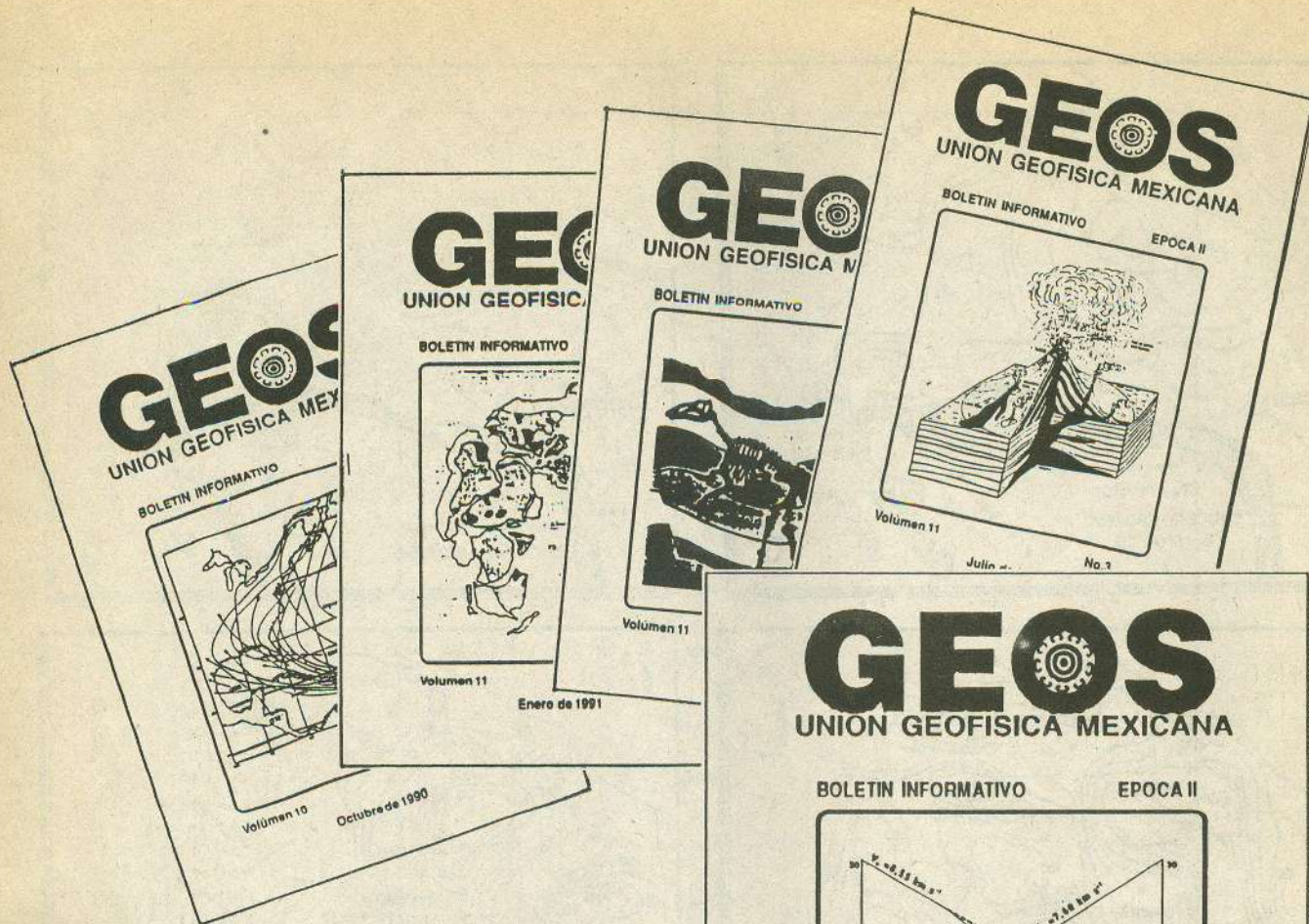


Fig. 2 Distribución horizontal de la diferencia de temperaturas del mar y el aire en °C, ($T_s - T_a$), calor latente (Q_e) y sensible (Q_t) en W/m^2 a, b y c para el crucero Playuc d, e y f para el crucero Yucpla



geofísica internacional

CONTENTS

Volume 33, 1, January-March 1992

Proceedings of the 2nd Latin American Conference on Space Geophysics (Comand)

J. C. BODINIER: The Earth's magnetosphere: an introduction	5
W. D. GONZALEZ, A. L. CLAY DE GONZALEZ and R. T. TILLOTSON: Ionospheric irregularities resulting during severe geomagnetic storms in solar wind	11
H. PEREZ DE TEJADA: Separation of the Venus ionosphere	19
J. F. VALDES-GALINDO: Ionospheric magnetic field fluctuations and the propagation of cosmic rays	29
B. MITCHELL and R. PEREZ ENRIQUETE: Solar activity and "El Niño"	41
R. PEREZ ENRIQUETE and H. DELBAND: Seismic particle acceleration by a random electric field in coronal holes	47
M. LANZAGORTA and S. BRAVO: Solar microwave bursts in milliseconds: Observations from Mexico City	51
P. MORALES-ESPINOSA and M. A. ARDU: High-speed plasma stream observed by the in situ Langmuir probe on the Venus probe (Venus Express)	56
E. G. COMBARI and H. STORNI: The response of Los Cerdos streamers to the 1990-1991 CLE event	61
E. G. COMBARI, F. S. KIRKBY and H. STORNI: A system model for Langmuir waves	71
L. LUIS MENDOZA, B. LAZO OLASABAL, E. ARAUJO PRADIER, Purificación HERNÁNDEZ: Cálculo y simulación de los efectos de la ionosfera en la propagación de ondas de radio	81
P. REJAZ-LARA and A. M. PEREZ: A magnetic anomaly in the geophysical map of central Mexico with M55 and T41 Landolt maps	91

geofísica internacional

CONTENTS

Volume 33, 2, April-June 1992

G. MORA ALVAREZ, C. CABALLERO-MIRANDA, J. URBISTIA-FUQUENAU, C. HERNÁNDEZ and R. UCHIRI: Seismological analysis of volcanic activity in the Los Hornos de Los Hornos, state of Mexico: A preliminary 1.5-day study and preliminary study	61
A. F. HERNÁNDEZ-REYES and E. FERNÁNDEZ: Un tipo de actividad sísmica en la zona de Los Hornos	71
J. LUCIO-HERRERA, R. PEREZ-VEGA and M. RUIZ-SALAS: Parametrización de la actividad sísmica en la zona de Los Hornos	81
R. HERNÁNDEZ: Seismicidad tectónica en el valle de México	91
J. J. CAMPOS-CHAVEZ, J. D. CAMPOS-CHAVEZ and J. URBISTIA-FUQUENAU: Variación de la actividad sísmica en la zona de Los Hornos	101

DIFERENCIAS FINITAS INTEGRALES : UN "NUEVO" METODO EN LA SOLUCION DE PROBLEMAS DE TRANSPORTE EN MEDIOS CONTINUOS

Mario César Suárez Arriaga
Gerencia de Proyectos Geotermoelectricos
Comisión Federal de Electricidad
A.P. 31-C, 58290 Morelia, Mich.
tel. (451) 4 3970, fax. (451) 44735

Eli de la Torre Vega
Instituto de Investigaciones Eléctricas
Depto. Análisis de Redes; Ed. 26, 3er piso
Int. Internado Palmira s/n; Cuernavaca Mor.
tel. (73) 18 3811/2214; fax. (73) 14 1119

RESUMEN

Los métodos numéricos tradicionales usados en la resolución de problemas de transporte - diferencias finitas y elementos finitos - tienen ambas ventajas y desventajas bien conocidas. Este trabajo, introduce una poderosa técnica numérica poco difundida, empleada con éxito en problemas de hidrología subterránea y en simulación de sistemas hidrotermales. La técnica de las **Diferencias Finitas Integrales** discretiza, con integrales de volumen, el dominio espacial uni, bi o tridimensional dentro del cual tiene lugar el proceso a modelar; por transformaciones de las integrales involucradas, se plantea un sistema de ecuaciones algebraicas que involucra unos cuantos parámetros geométricos: volúmenes, áreas interfaciales, distancias internodales. Las coordenadas utilizadas son intrínsecas (absolutas) a la malla construida y por tanto no dependen de ningún sistema de referencia externo. El método auna la potencia del Elemento Finito con la simpleza de la Diferencia Finita; válido tanto en procesos altamente transitorios (dt pequeños) como quasi-estacionarios (dt grandes). El manejo de heterogeneidades y discontinuidades entre elementos vecinos, es sencillo. La técnica es ilustrada con aplicaciones a la transferencia de calor, al flujo en acuíferos, a la dispersión y al transporte simultáneo de agua, gas y calor en yacimientos geotérmicos. Dependiendo del fenómeno simulado, el sistema lineal resultante puede ser muy grande y con huecos, dando lugar a matrices de difícil manejo. Para enfrentar este problema, presentamos el método variacional **DIOMRES(k,m)**, de reciente desarrollo, que favorece en tiempo de ejecución y en memoria requerida, la solución eficaz de grandes sistemas lineales dispersos no simétricos.

INTRODUCCION

En los fenómenos de transporte ocurre siempre una transferencia neta de masa, de momentum, de energía o una combinación simultánea de estas propiedades, que son función del tiempo y del espacio. Sus características físicas son descritas por una ecuación general de propagación que engloba derivadas parciales, variaciones dentro de volúmenes continuos y flujos a través de superficies.

Para procesos reales, que involucren medios volumétricos y fronteras de formas arbitrarias, los métodos de resolución son esencialmente numéricos. Las primeras técnicas empleadas fueron las diferencias finitas, cuyo origen se remonta a los inicios del cálculo diferencial, y cuyos procedimientos de uso han sido ampliamente documentados desde hace muchos decenios.

Los elementos finitos, de desarrollo mas reciente (Clough, 1960), constituyen otra técnica empleada en resolver las ecuaciones de transporte. Los usos del elemento finito, desde luego, no se limitan aquí. De hecho este método se aplica a una

amplia gama de problemas, brindando una riqueza de aplicaciones inigualable. Se calcula que existen una 8000 publicaciones anuales sobre el elemento finito, en diferentes campos de la ciencia y la ingeniería. No obstante algunas dificultades en su uso, el principal atributo de los EF es su aparente generalidad, aunque se reconoce que ésta cualidad teórica a veces no concuerda con aspectos que en la práctica se resuelven mediante recetas empíricas (Gallagher, 1989).

Las Diferencias Finitas Integrales (DFI), que aquí introducimos, es un método poco conocido y ha sido menos documentado. Según Narasimhan (1976), MacNeal (1953) fue el DFI primer analista que empleó un esbozo de para resolver problemas con valores en la frontera; Tyson-Weber (1964) y Cooley (1971) lo emplearon en problemas de flujo subterráneo; Dusenberre (1961) y Edwards (1972) reportan algunos usos en problemas de transferencia de calor. En 1976, Narasimhan y Witherspoon describen por primera vez el método como una herramienta muy adecuada para estudiar el movimiento de fluidos en medios porosos. En 1978 K. Pruess lo emplea en el análisis de

yacimientos geotérmicos. Pruess (1988) incorpora las DFI para simular numéricamente el comportamiento de sistemas multicomponentes con transferencia de calor conductivo/convectivo, en medios porosos y fracturados. Suárez en 1990 lo adapta a un modelo bidimensional de flujo bicomponente con transporte de energía. El método de las DFI es aplicable a todos los fenómenos de transporte que satisfagan la ecuación general planteada abajo. De empleo muy intuitivo; su uso y puesta en ejecución resultan muy simples, aunando la potencia del elemento finito a la sencillez de la diferencia finita.

Dependiendo del método empleado al discretizar la variación de funciones en el tiempo, las DFI pueden generar un sistema lineal con muchos ceros. Para completar la resolución de problemas por DFI, presentamos el método DIOMRES (k,m), una nueva técnica de solución de sistemas lineales no simétricos, en donde la matriz puede ser muy dispersa. El algoritmo permite rapidez y estabilidad en el cálculo, con ahorro de memoria. La forma resumida de este método se publica por primera vez.

ECUACION GENERAL DE TRANSPORTE.

Consideremos la ecuación general :

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \alpha \nabla \cdot (G \cdot \nabla w) + \beta \nabla \cdot (w \vec{v}) + q$$

en donde $w(x,y,z,t)$ es una propiedad física que se propaga en el espacio, definida convenientemente en cierta región V . α y β pueden ser o constantes o función de las coordenadas espaciales, pero no dependen del tiempo. G es un coeficiente que puede depender o no del espacio; $\vec{v}$ es un campo de velocidades y $q(x,y,z,t)$ ($\pm$), un término de producción interna a V . Mas adelante se explicita el significado físico de cada término según los diferentes fenómenos representados por esa ecuación.

DISCRETIZACION INTEGRAL DE LA REGION V.

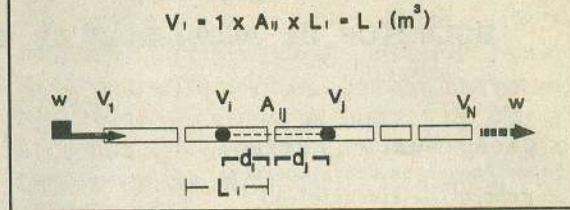
Las figuras 1, 2 y 3 ilustran las diferentes dimensiones de la región en donde puede ocurrir el transporte de w . El primer paso del método de las DFI consiste en discretizar en elementos mas pequeños, el volumen continuo V ocupado por la región en donde se define a w de modo que:

$$V = \bigcup_{i=1}^N V_i ; \text{ con: } V_i \cap V_j = \emptyset$$

N es el número de elementos disjuntos V_i en que se subdivide a V .

Figura 1.- Malla Unidimensional

GCFE1X91-METODO DFI.



En el siguiente paso, se integra la ecuación sobre cada V_i :

$$\int_{V_i} \frac{\partial w}{\partial t} dV_i = \int_{V_i} \text{div}(\vec{F}) dV_i + \int_{V_i} q dV_i ; V_i \subseteq V$$

donde el vector de Flujo es:

$$\vec{F} = \bar{\alpha} (G \cdot \nabla w) + \bar{\beta} (w \vec{v}) ; \bar{\alpha}, \bar{\beta} \text{ promedios en } V_i$$

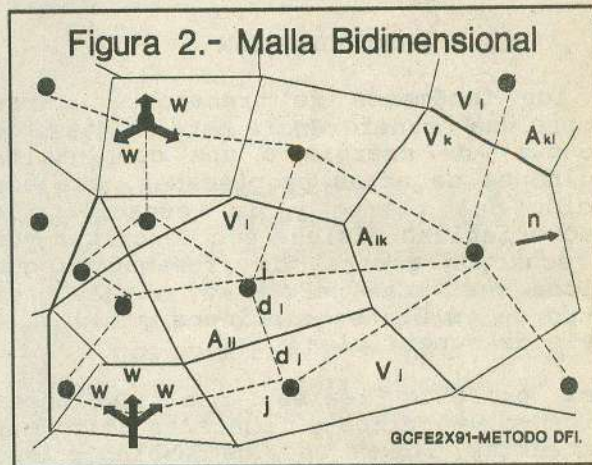
Por el teorema de la divergencia :

$$\int_{V_i} \frac{\partial w}{\partial t} dV_i = \int_{S_i} \vec{F} \cdot \vec{n} dS_i + \int_{V_i} q dV_i$$

Donde S_i representa la frontera del elemento volumétrico V_i .

Figura 2.- Malla Bidimensional

GCFE2X91-METODO DFI.



Cada S_i tiene M_i interfaces A_{ij} que la separan de las demás fronteras:

$$S_i = \bigcup_{j=1}^{M_i} A_{ij} ; \text{ con: } S_i \cap S_j = \emptyset$$

por lo tanto, la integral de superficie se escribe como la suma de integrales sobre las áreas interfaciales:

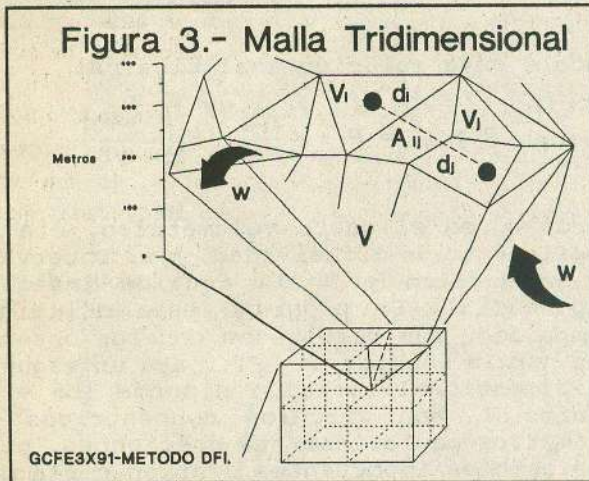
$$\int_{S_i} \vec{F} \cdot \vec{n} dS_i = \sum_{j=1}^{M_i} \int_{A_{ij}} \vec{F} \cdot \vec{n}_j dA_{ij}$$

La aplicación del teorema del valor medio, implica:

$$\frac{\partial \bar{w}}{\partial t} \cdot V_i = \sum_{j=1}^{M_i} \bar{F}_{ij}^n A_{ij} + \bar{q} \cdot V_i$$

Ecuación válida en cada volumen arbitrario V_i , dentro de los rangos de validez de los teoremas involucrados. Las barras superiores indican valores promedio en cada V_i .

Las condiciones de aplicabilidad del teorema del valor medio para integrales (Haaser, 1970), exigen que el interior del espacio V_i (sin la frontera) sea un conjunto conexo. Esta condición lleva implícita un criterio para discretizar al volumen V : los elementos a emplearse en DFI deben ser figuras simples (rectángulos, cubos, triángulos, trapecios, poliedros, etc.), todos ellos conexos.



APROXIMACION ESPACIAL.

El tercer paso en DFI es aproximar la ecuación anterior tanto en el espacio como en el tiempo. El vector flujo $\vec{F}$ usualmente deriva de un gradiente, por tanto $\bar{F}_{ij}^n$, la componente normal de $\vec{F}$ a través de las interfaces, es una derivada en la dirección perpendicular a cada interface A_{ij} . Para simplificar el desarrollo, consideraremos sólo el 1º miembro de $\vec{F}$; el 2º se trata de manera análoga, pues la velocidad también deriva usualmente de un gradiente, como por ejemplo, en la ecuación de Darcy. El flujo normal deviene:

$$\bar{F}_{ij}^n = \bar{\alpha}_i G_i \frac{dw_i}{dn_j} \approx \bar{\alpha}_i G_{ij} \frac{w_j - w_i}{d_i + d_j}$$

Donde G_{ij} es un valor promedio apropiado de G entre V_i y V_j ; si se exige continuidad en el flujo al pasar de uno a otro volumen: $1/G_{ij} = (d_i/G_i + d_j/G_j) / (d_i + d_j)$. La ecuación en el espacio es aproximadamente:

$$\frac{\partial \bar{w}_i}{\partial t} = \sum_{j=1}^M \Omega_{ij} (w_j - w_i) + q_i$$

$$\text{con: } \Omega_{ij} = \frac{\bar{\alpha}_i G_{ij} A_{ij}}{V_i (d_i + d_j)}$$

Este coeficiente local, representa una "difusividad" generalizada de w al irse propagando en cada V_i .

DISCRETIZACION EN EL TIEMPO.

Sea $\delta^k t = t^{k+1} - t^k$ el vector de intervalos de tiempos considerados. Un algoritmo general estable para esta discretización:

$$w_i^{k+1} - w_i^k = \sum_{j=1}^{M_i} \Omega_{ij} [\theta (w_j^{k+1} - w_i^{k+1}) + (1 - \theta) (w_j^k - w_i^k)] \delta^k t + q_i^k; \quad \forall i=1,$$

con: $0 \leq \theta \leq 1$; si se escoge $\theta = 0$, el algoritmo es totalmente explícito y la fórmula anterior es un conjunto simple de ecuaciones algebraicas, válido si los cambios en V son lentos. Si $\theta = \frac{1}{2}$, se tiene un esquema de Crank-Nicholson para cambios mas rápidos. En general para $\theta > \frac{1}{2}$, el algoritmo es incondicionalmente estable, pudiendo emplearse $\delta^k t$ grandes o pequeños. Sin embargo, estas magnitudes son relativas al tipo de problema considerado y serán afectadas por el valor tanto de G_{ij} como de $q_i(t^k)$. Dependiendo del modo de aproximación en el tiempo que se use, para $\theta > 0$ surgirá siempre un sistema lineal con w_i^{k+1} el vector de incógnitas en cada tiempo t^{k+1} . Las condiciones de no-flujo a través de algunos elementos o bien, coeficientes no-lineales con cambios de fase, engendran matrices con huecos (ceros).

APLICACIONES.

Los siguientes ejemplos, ilustran las diferentes formas que puede tomar la ecuación general de transporte, a cada una de las cuales es aplicable el método DFI. Los coeficientes α y β se identifican fácilmente en cada caso.

1.- CONDUCCION DEL CALOR EN UN MEDIO ANISOTROPICO Y HETEROGENEO.

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot (K \cdot \nabla T) + \rho c \vec{v} \cdot \nabla T + q$$

donde ρ , c y K son: densidad, calor específico y conductividad térmica del medio; T su temperatura.

2.- FLUJO SUBTERRANEO TRANSIENTE EN UN MEDIO POROSO SATURADO.

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot (K \cdot \nabla h) + q$$

donde h es la carga hidráulica, K la conductividad hidráulica y S_s el coeficiente de almacenamiento específico.

3.- DIFUSION EN UN MEDIO POROSO.

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \nabla \cdot (D \cdot \nabla C) - \nabla \cdot (C \vec{v}) - \frac{C^* q^*}{\phi} + Q_1$$

donde C es la concentración de la sustancia dispersiva, D el tensor de difusión, C^* , q^* la concentración del soluto y el flujo volumétrico en la fuente o pozo, ϕ es la porosidad y Q_1 la tasa de producción de soluto por reacción química. La velocidad es dada por la ley de Darcy y la carga hidráulica h se calcula de la ecuación dada en 3.

4.- FLUJO SIMULTANEO DE FLUIDO Y CALOR EN YACIMIENTOS GEOTERMICOS O PETROLEROS.

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\phi \sum_{i=1}^2 \rho_i S_i \right) = \nabla \cdot K \sum_{i=1}^2 \frac{\rho_i k_{ri}}{\mu_i} (\nabla P - \rho_i \vec{g}) + Q_v$$

Ecuación del flujo de masa, donde ϕ es la porosidad, ρ_i densidad del fluido, S_i la saturación de la fase i del fluido (gas o aceite, vapor o líquido), K permeabilidad de la roca, k_{ri} la permeabilidad relativa de la fase i , μ_i la viscosidad, P la presión hidrodinámica y $\vec{g}$ la gravedad. La ecuación del flujo de energía es:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\phi \sum_{i=1}^2 \rho_i S_i h_i + (1 - \phi) \rho_r h_r \right] = \sum_{i=1}^2 \left[\nabla \cdot K \frac{\rho_i k_{ri} h_i}{\mu_i} (\nabla P - \rho_i \vec{g}) + H_i Q_i \right] - \nabla \cdot (K_D \nabla T)$$

el subíndice r denota propiedades de la roca; h_i es la entalpía específica de la fase i en el yacimiento; H_i es la entalpía

específica a la salida del pozo; Q_i el gasto total inyección (+)/producción (-); P y T son la presión hidrodinámica y la temperatura promedio del fluido; K_D es el tensor de coeficientes de dispersión térmica promedio, actuando como un parámetro global de transferencia conductiva.

EJEMPLO.- LA SOLUCION DE LINEA FUENTE ∞ .

Un pozo situado en el centro de un gran yacimiento homogéneo, isotrópico, isotérmico, está produciendo o inyectando agua líquida a una tasa q_v constante. Se supone que el flujo es laminar y radial; el agua es de una compresibilidad muy pequeña, los gradientes de presión bajos y las propiedades físicas de la roca constantes. El modelo del yacimiento en coordenadas cilíndricas es:

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \eta \frac{\partial^2 P}{\partial r^2} + \frac{\eta}{r} \frac{\partial P}{\partial r}; \quad P(r, t)$$

condición inicial: $P(r, 0) = P_i, \quad \forall r$

condición de frontera: $\lim_{r \rightarrow \infty} P(r, t) = P_i$

$$\text{en el pozo: } \lim_{r \rightarrow 0} \left(r \frac{\partial P}{\partial r} \right) = - \frac{q_v \mu}{2 \pi h K}$$

modelo cuya solución analítica es:

$$P(r, t) = P_i + \frac{q_v \mu}{4 \pi h K} \cdot E_1 \left(\frac{r^2}{4 \eta t} \right)$$

donde q_v es el gasto volumétrico, η el coeficiente de difusividad, h el intervalo de producción y E_1 la función integral exponencial. Se programó esta solución, comparando sus resultados con los obtenidos por la técnica de DFI, para un esquema unidimensional radial, en donde los elementos V_i son círculos concéntricos de diámetros paulatinamente crecientes, pues los cambios importantes ocurren cerca del pozo.

Los resultados se sintetizan en la figura 4 presentando las presiones calculadas entre 0 y 100 m. del pozo, para tres diferentes tiempos. Las DFI proporcionan excelentes resultados casi idénticos a los exactos después de 15 m. No así, en la vecindad del pozo hay diferencias; sin embargo, es bien sabido que la solución de línea fuente infinita representa muy pobremente lo que ocurre realmente en el pozo. Las DFI, mejoran esta representación.

MÉTODO VARIACIONAL CON ORTOGONALIZACIÓN INCOMPLETA Y REINICIO PARA LA SOLUCIÓN DE SISTEMAS LINEALES DISPERSOS.

SOBRE EL ALGORITMO DIOMRES (K,M).- Las diferencias y elementos finitos, al igual que las DFI, utilizan la discretización de variables para resolver aproximadamente las ecuaciones de algún modelo particular. Esas técnicas requieren resolver frecuentemente, como etapa final, un sistema lineal de la forma $Ax = b$; donde el orden (N) del sistema es grande (mil elementos o mas) y la matriz del sistema (a_{ij}) es dispersa, con pocos términos en cada ecuación y muchos ceros irregularmente distribuidos. En estas circunstancias, las técnicas iterativas suelen ser mas adecuadas que las directas.

DIOMRES (k,m) es un método iterativo, que permite aprovechar el conocimiento previo que se tenga sobre la solución, para seleccionar la aproximación inicial x_0 , permitiendo además suspender los cálculos cuando la aproximación x_n sea aceptable o bien, cuando la aproximación lograda asegure que la solución no va a satisfacer alguna restricción. Cada aproximación viene dada como una combinación lineal, de la forma:

$$\bar{x}_n = \bar{x}_0 + \sum_{j=1}^n \bar{v}_j y_j = \bar{x}_0 + \bar{v}_n y_n$$

determinada por: la aproximación inicial, las coordenadas y_j y por n vectores v_j linealmente independientes (columnas de V_n), de modo que, en algunos casos, se puede asegurar que x_n será la solución si no hubo redondeos. DIOMRES(k,m) selecciona las coordenadas de modo que se minimice la norma cuadrada del residuo, definido como: $r_n = b - A x_n$ para lo cual se iguala a cero la derivada de $r_n^T r_n$ respecto a y_n y se llega a un sistema lineal para y_n :

$$V_n^T A^T A V_n y_n = V_n^T A^T r_0$$

Para crear la base, DIOMRES (k,m) sigue el algoritmo de Arnoldi:

$$\bar{v}_1 = \frac{\bar{r}_0}{\|\bar{r}_0\|} \bar{v}_{n+1} = \frac{A \bar{v}_n - \sum_{i=1}^n h_{i,n} \bar{v}_i}{h_{n+1,n}}$$

los valores de $h_{i,n}$ se escogen de modo que cada vector v_n sea ortogonal a los anteriores y esté normalizado. De este modo, los vectores Av_i quedan en término de los mismos vectores v_j :

$$A V_n = V_{n+1} H_n^* ; \bar{r}_0 = \|\bar{r}_0\| V_{n+1} e_1$$

donde e_1 es la primera columna de la matriz identidad y los elementos de H_n^* son los valores de $h_{i,n}$. Con esta propiedad y la ortonormalidad de la base, se puede reescribir la primera ecuación:

$$H_n^{*T} H_n^* y_n = \|\bar{r}_0\| H_n^{*T} e_1$$

Enseguida, DIOMRES(k,m) multiplica a la matriz H_n^* por una matriz ortonormal Q_n de modo que $Q_n H_n^* = U_n^*$; donde U_n^* está compuesto por una matriz triangular superior U_n y un último renglón nulo. Debido a que, por construcción, $h_{i,j} = 0$ cuando $i > j+1$, la matriz Q_n se puede construir mediante una sucesión de matrices de rotación:

$$\begin{pmatrix} +\cos \vartheta & +\sin \vartheta \\ -\sin \vartheta & +\cos \vartheta \end{pmatrix} ; \quad \begin{aligned} \sin \vartheta &= \frac{h_{n+1,n}}{\sqrt{h_{n,n}^2 + h_{n+1,n}^2}} \\ \cos \vartheta &= \frac{h_{n,n}}{\sqrt{h_{n,n}^2 + h_{n+1,n}^2}} \end{aligned}$$

al multiplicar los renglones (n,n+1) van eliminando, sucesivamente, a los elementos $h_{n+1,n}$. Usando U_n^* y la ortogonalidad de Q_n : $Q_n Q_n^T = I$, la penúltima ecuación queda:

$$U_n^T U_n^* y_n = U_n^T z_n ; \text{ donde : } z_n = \|\bar{r}_0\| Q_n e_1$$

y como U_n es invertible, las coordenadas óptimas quedan dadas por: $y_n = U_n^{-1} z_n$; mas fáciles de calcular. Además, el uso que se hizo de las matrices ortonormales permite conocer la norma del residuo desde antes de actualizar la aproximación :

$$\|b - A \bar{x}_n\| = |z_n(n+1)|$$

sustituyendo estas coordenadas se obtiene:

$$x_n = x_0 + V_n U_n^{-1} z_n = x_0 + W_n z_n$$

donde las columnas de W_n se pueden calcular fácilmente por que U_n es triangular superior:

$$w_n = (v_n - \sum_{i=1}^{n-1} u_{i,n} w_i) / u_{n,n}$$

y de esta forma es posible actualizar la aproximación inmediatamente:

$$x_n = x_{n-1} + z_n w_n$$

El inconveniente de usar la ortogonalización completa es que, después de varias iteraciones, se requiere mucha memoria para almacenar a la base V_n y, además, no es necesaria cuando el sistema es simétrico ya que, en este caso, $h_{ij} = 0$ para $j > i+1$. Pensando en esto, DIOMRES (k,m) sólo ortogonaliza a Av_n con los últimos k vectores v_i , de esta forma se reducen los requerimientos de memoria y el tiempo empleado en cada iteración.

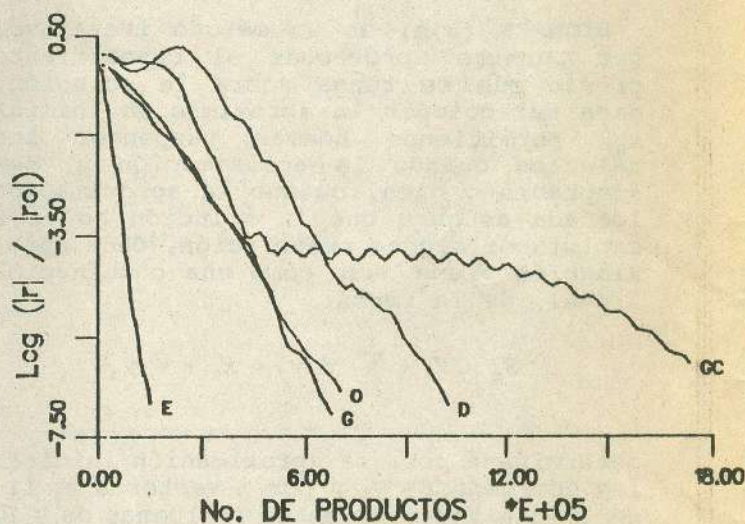
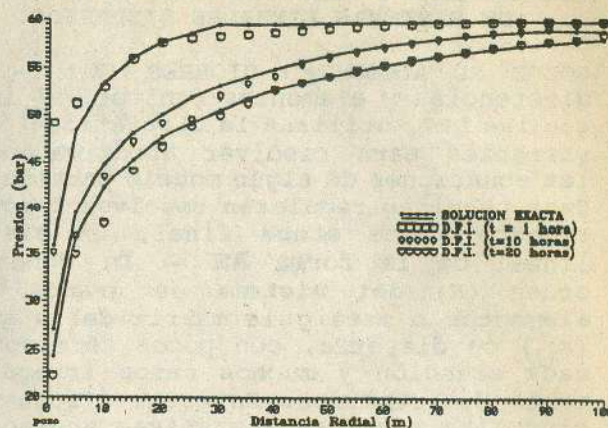
Cuando k es menor que un cierto mínimo, que depende del caso, los métodos iterativos de la familia del gradiente conjugado tienden a perder su velocidad de convergencia y por ello resulta conveniente introducir el reinicio cada vez que esto ocurre. DIOMRES (k,m) reinicia cada m iteraciones, de modo que al emplear la pareja adecuada de parámetros (k,m), se puede reducir mucho el tiempo total que se emplee para resolver a un sistema. Si el sistema es simétrico, los parámetros adecuados son (2,N). Actualmente se está buscando la manera de facilitar la identificación de los parámetros óptimos para los casos no simétricos. A DIOMRES(k,m) se le puede incorporar la técnica del preconditionamiento del sistema para mejorar su velocidad de convergencia, siendo la forma mas adecuada el usarlo por la derecha.

La figura 5 muestra varias gráficas de comparación sobre la eficiencia numérica de DIOMRES(k,m) con respecto a otras técnicas. (Una descripción completa del método en: De la Torre Elí, 1990 y 1991).

REFERENCIAS

- Clough, R., (1960). "THE FINITE ELEMENT IN PLANE STRESS ANALYSIS"; Proc. 2nd ASCE, Conf. Elec. Comp., Pittsburgh, Pa.
- Cooley, R., (1971). "A FINITE DIFFERENCE METHOD FOR VARIABLY SATURATED POROUS MEDIA: APPLICATION TO A SINGLE PUMPING WELL"; Water Res. Research, Vol. 7, No. 6 (pp. 1607-1625).
- De la Torre E., (1990). "SOLUCION DE SISTEMAS LINEALES GRANDES Y HUECOS MEDIANTE METODOS ITERATIVOS BASADOS EN LOS ESPACIOS DE KRYLOV"; Tesis de Licenciatura (Premio Sotero Prieto 1991 de la Soc. Matemática Mex.); Escuela de Ciencias Físico-Matemáticas, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo; Morelia, Mich. Junio 1990).
- De la Torre E., (1991). "RESOLUCION DE GRANDES SISTEMAS LINEALES DISPERSOS CON APLICACION AL MODELADO DE YACIMIENTOS HIDROTERMALES". (en prensa); GEOTERMIA - Revista Mexicana de Geonergía, Vol. 7, No. 3.
- Dusinberre, G., (1961). "HEAT TRANSFER CALCULATIONS BY FINITE DIFFERENCES"; International Textbooks, Scranton, Pa.
- Edwards, A., (1972). "TRUMP: A COMPUTER PROGRAM FOR TRANSIENT AND STEADY STATE TEMPERATURE DISTRIBUTIONS IN MULTIDIMENSIONAL SYSTEMS"; Nat. B. of Std., Springfield, Va.
- Gallagher, R., (1989). "THIRTY YEARS OF FINITE ELEMENT ANALYSIS - ARE THERE ISSUES YET TO BE RESOLVED?"; Finite Elements in Analysis and Design, Vol. 6, No. 1. (pp. 1-8); Elsevier Science Publishers B.V.

Fig. 4.- Comparación entre Presiones Calculadas por la Solución Exacta de Línea Fuente y el M.D.F.I.



E : DIOMRES (2,4) G : GRADIENTE CONJUGADO
O : ORTHOMIN (2) D : DIOM (3)
GC : GRADIENTE CONJUGADO

Figura 5.- Cifras correctas en Residuo Vs. Trabajo Computacional sistema de orden 961, precondition.

- Haaser, N.; LaSalle, J.; Sullivan, J., (1970). "ANÁLISIS MATEMÁTICO 2"; Editorial Trillas, México, D.F.
- MacNeal, R., (1953). "AN ASYMMETRIC FINITE DIFFERENCE NETWORK"; Quart. Appl. Math., Vol. 2 (pp. 295-310).
- Narasimhan, T.; Witherspoon, P., (1976). "AN INTEGRATED FINITE DIFFERENCE METHOD FOR ANALYZING FLUID FLOW IN POROUS MEDIA"; Water Res. Research, Vol. 12, No. 1, (pp. 57-64).
- Pruess, K.; Schroeder, R., (1979). "SHAFT 79 USER'S MANUAL"; Lawrence Berkeley Laboratory (LBL-10861), Berkeley, Ca.
- Pruess, K., (1988). "SHAFT, MULKOM, TOUGH: A SET OF NUMERICAL SIMULATORS FOR MULTIPHASE FLUID AND HEAT FLOW"; GEOTERMIA Revista Mexicana de Geonergía, Vol. 4, no. 1, (pp. 185-200)
- Suárez, C., (1990). Reporte Interno C.F.E., inédito.



POSGRADO EN GEOFISICA
(Convocatoria para el primer semestre 1993)

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 área académica afin, los Posgrados de Maestría y Doctorado de Geofísica dentro de las siguientes áreas:

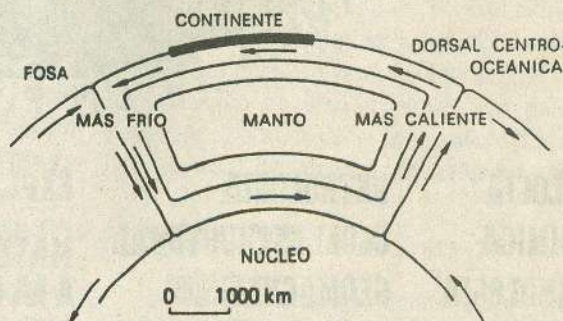
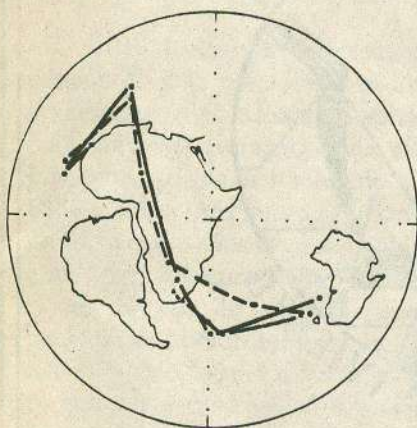
AGUAS SUBTERRANEAS

EXPLORACION GEOFISICA

SISMOLOGIA Y FISICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA

ESTUDIOS ESPACIALES

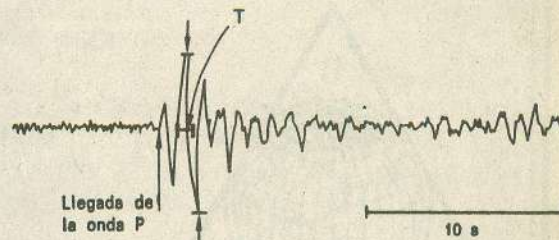
MODELACION MATEMATICA Y COMPUTACIONAL DE SISTEMAS GEOFISICOS



CALENDARIO DE ACTIVIDADES PARA ASPIRANTES

Registro abierto hasta el 20 de agosto
Examen de admisión Maestría: Física y Química septiembre 2
Matemáticas y Geología septiembre 3
Examen de Inglés: septiembre 10
Examen y Entrevista Doctorado: septiembre 17 y 18
Entrevista Maestría: septiembre 21 y 22
Periodo de Inscripción: del 1 al 9 de Octubre
Inicio de Clases: Octubre 13.

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



1992 1992

REUNION

UNION GEOFISICA MEXICANA

9-13 NOVIEMBRE

PUERTO VALLARTA, JAL.



SISMOLOGIA
GEOQUIMICA
VULCANOLOGIA
TECTONICA
GEOHIDROLOGIA

PETROLOGIA
GEOL. ESTRUCTURAL
GEOMAGNETISMO
FIS. QUIM. INTERIOR
DE LA TIERRA

EXPL. GEOFISICA
MATEMATICAS APLICADA
A LA GEOFISICA
CONTAMINACION
ATMOSFERICA

C. ESPACIALES
AERONOMIA Y C.
DE LA ATMOSFERA
CLIMATOLOGIA
OCEANOGRAFIA

Recepción de Resúmenes Hasta Septiembre 10

PUERTO VALLARTA, JAL.
HOTEL FIESTA AMERICANA
9 - 13 - NOVIEMBRE

INFORMES

F. MEDINA
IGF-UNAM
A. POSTAL 2681
ENSENADA 22800 B. C.
TEL. 91 687 4-46-02
FAX 91 687 4-46-03

C. GAY
C. DE LA ATMOSFERA UNAM
CD. UNIVERSITARIA
MEXICO 04510 D. F.
FAX 91 5 548 97 81



UNION GEOFISICA MEXICANA



UNIVERSIDAD DE GUADALAJARA
CIENCIAS DE LA TIERRA

Física del Mar

Un programa de posgrado

CICESE



Departamento de Oceanografía Física

Apartado postal #2732. Ensenada, B.Cfa., México

Teléfono 52 (667) 4 5050 ext. 4010. Fax 52 (667) 4 5154

Fotografía: Van Dyke

Recordamos a todos los miembros de la Unión que la cuota para 1992 es de \$60,000.00 (SESENTA MIL PESOS 00/100 M.N.), la cual dá derecho a recibir las revistas Geofísica Internacional y el Boletín GEOS.

Favor de hacer llegar su cuota a:

F. Medina
Instituto de Geofísica UNAM
Apdo. Postal 2681
Ensenada, 22800 B.C.

ó

Ana Pereda
Instituto de Geofísica UNAM
Cd. Universitaria
México, 04510 D. F.

Notificamos que a partir del Volúmen 29, correspondiente a 1990, la revista Geofísica Internacional cambiará de formato y que los editores serán Dr. Federico Sabina (IIMAS-UNAM) y Dr. Cinna Lomnitz (IGF-UNAM). Aprovechamos la oportunidad para alentarlos a enviar contribuciones, tanto a Geofísica Internacional como a nuestro Boletín Geos. Este último está abierto a toda información que deseen comunicar así como a sugerencias y comentarios que ayuden a fortalecer la Unión.

Con un cordial saludo.

M.C. Rene Garduño
Secretario General.

CAMBIO DE NOMBRE DEL HOTEL SEDE DE LA REUNION 1992 DE LA UGM

AVISO: EL HOTEL FIESTA AMERICANA PLAZA VALLARTA, SEDE DE LA REUNION 1992 DE LA UGM, CAMBIO DE NOMBRE AHORA SE LLAMA CONTINENTAL PLAZA VALLARTA. LAS RESERVACIONES DE PAQUETES VHI, VTP, ETC. POR 3, 4 o 5 NOCHES A ESTE HOTEL SE PUEDEN HACER POR MEDIO DE LA AGENCIA DE VIAJES MAGNITUR D.F., EN PASEO DE LA REFORMA 20 - 307 TELS 703 3817 y 703 2563. MAGNITUR TIJUANA B. C., AV. CUAUHEMOC 1209 - 306 TEL. 82 88 77. MAGNITUR GUADALAJARA JAL., CIRCUNVALACION AGUSTIN YAÑEZ 2567 - G, TELS 15 95 09 y 15 08 44. MAGNITUR MONTERREY N.L., LA BARCA 1128, TELS 33 70 57 y 33 73 57. MAGNITUR LEON GTO., BOULEVARD A. LOPEZ MATEOS 236 - 201, TELS 16 65 25 Y 13 03 33.

MAESTRIA Y DOCTORADO EN GEOCIENCIAS

Los estudios de posgrado en Geociencias pueden llevarse a cabo en:

Maestría en Geofísica

Area: Tierra Sólida, Ciencias Atmosféricas y Espacio Exterior.
SEDE: Facultad de Ciencias, UNAM, Div. Estudios de Posgrado.
Requisitos: Grado de licenciatura en el área de Ciencias o Ingeniería.
Duración: 4 semestres para cubrir 72 créditos.
Informes: División Estudios de Posgrado, Facultad de Ciencias UNAM
Cd. Universitaria, México 04510, D. F.

Maestría y Doctorado en Geofísica:

Areas: Oceanografía Física, Ecología Marina, Sismología, Exploración Geofísica.
SEDE: Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B. C.
Requisitos: Licenciatura en el área de Ciencias o Ingeniería.
Duración: 4 semestres (maestría), 6 - 8 semestres (doctorado).
Informes: CICESE, Av. Espinoza #843, Ensenada 22800, B. C.
Tel.: 91(667) 44501 - 05, Télex: 056539 CICESE, Fax: 91(667) 60761 y 44933.

Maestría y Doctorado en Geofísica

Areas: Geohidrología, Exploración Geofísica, Sismología y Física del Interior de la Tierra, Estudios Espaciales.
SEDE: Instituto de Geofísica, UNAM
Requisitos: Licenciatura en el área de las Ciencias o Ingeniería
Duración: 4 semestres (maestría), 6 - 8 semestres (doctorado)
Informes: Instituto de Geofísica, UNAM, Unidad Académica y Posgrado
Cd. Universitaria, México 04510, D. F.
Tel.: 91(5)5505364 y Fax: 91(5)5502486
