

Unión Geofísica Mexicana, A.C.

geos



**Volumen 31
No. 2
Septiembre de 2012**

GEOS

<http://www.ugm.org.mx/geos.html>

BOLETÍN INFORMATIVO DE LA UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C.

GEOS se publica dos veces al año patrocinada por el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) y editada conjuntamente por la UGM y el CICESE.

UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C. Mesa Directiva 2012-2013

Dr. Julián Adem Chain
Presidente Honorario

Dr. Avto Gogichaishvili
Instituto de Geofísica, UNAM
Presidente

Dra. Tereza Cavazos
División de Oceanología, CICESE
Vicepresidente

Dra. Xyoli Pérez Campos
Instituto de Geofísica, UNAM
Secretario General

Dra. Blanca Mendoza
Instituto de Geofísica, UNAM
Secretario de Investigación

Dra. Ligia Pérez Cruz
Instituto de Geofísica, UNAM
Secretario de Difusión

Dr. José Rosas Elguera
Universidad de Guadalajara, CUVALLES
Secretario de Educación

Dr. Víctor Manuel Wong Ortega
División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Tesorero

Editores Principales

Luis A. Delgado Argote
ldelgado@cicese.mx
CICESE

Ligia Pérez Cruz
perezcruz@geofisica.unam.mx
UGM

Comité Editorial

Harald Böhnelt, UNAM
Noel Carbajal Pérez, IPICYT
Oscar Campos, UNAM
Gerardo Carrasco, UNAM
Ana Luisa Carreño, UNAM
Carlos Flores Luna, CICESE
Juan García Abdeslem, CICESE
René Garduño, Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM
Gustavo Tolson, UNAM

Apoyo Técnico Editorial

Humberto S. Benítez Pérez
Angel Daniel Peralta Castro
María Cristina Álvarez Astorga
Alejandro F. Nava Pichardo

GEOS, boletín informativo de la Unión Geofísica Mexicana, contiene artículos de investigación originales, artículos de divulgación, notas cortas, aspectos relevantes para la difusión de la actividad científica, tecnológica y docente en las Ciencias de la Tierra, así como noticias de interés para los miembros de la UGM. Las instrucciones para los autores se encuentran al final de cada número y en <http://www.ugm.org.mx/geos.html>

Dirigir toda correspondencia a:
Editorial GEOS
División de Ciencias de la Tierra, CICESE
ldelgado@cicese.mx
Tel.en Ensenada B.C.: (646)175-0500, Ext. 26060

Título: GEOS

Periodicidad: semestral

ISSN: 0186-1891

Editado en la División de Ciencias de la Tierra, CICESE, Carret. Ensenada-Tijuana No. 3918, Zona Playitas 22860, Ensenada B.C., México.

EDITORIAL	...203
------------------	--------

ARTÍCULOS DE INVESTIGACIÓN

REGISTRO DE UN ESPEJISMO SUPERIOR EN LA BAHÍA DE TODOS SANTOS, B.C., MÉXICO, BAJO LA CONDICION SANTA ANA	
Rafael Hernández Walls, Rubén Castro, René Pinet Placencia, Eduardo Gil Silva y Raúl Yepiz	...205

DIVULGACIÓN

EVALUACIÓN DEL RÉGIMEN TÉRMICO DEL SUBSUELO Y SUS IMPLICACIONES EN EL ANÁLISIS Y EXPLOTACIÓN DE LOS SISTEMAS GEOENERGÉTICOS (POZOS GEOTÉRMICOS, PETROLEROS Y PERMAFROST)	
Orlando Miguel Espinoza Ojeda y Edgar Rolando Santoyo Gutierrez	...213

ELEMENTOS FINITOS DE ORDEN SUPERIOR PARA PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS	...226
Jonás d. De Basabe	

REPORTE

ARISTARCO DE SAMOS Y LA XVI OLIMPIADA DE CIENCIA DE LA TIERRA	
Enrique Gómez Treviño	...242

COMUNICACIONES

POLÍTICA EDITORIAL	...250
---------------------------	--------

Planeación científica o un grave déficit

Desde hace muchos años el desarrollo de la ciencia en México ha estado bajo amenazas permanentes de diferente índole. A veces estas amenazas son generalizadas a todo el sector académico a través de políticas fiscales y otras veces son a través de políticas dirigidas a instituciones o sistemas en particular. En un artículo reciente se menciona el señalamiento hecho por especialistas del ambiente académico sobre la tendencia a la baja del país en los índices de competitividad en el ambiente empresarial. Si existiera correlación entre estos indicadores que sitúan a nuestro país en el lugar 79 de 141 en 2012 (cuando en 2007 ocupó el lugar 37) con el desarrollo de la investigación científica y tecnológica, entonces el panorama sería muy preocupante.

El desuso del conocimiento generado en nuestras instituciones de investigación tiene varias explicaciones. El extremo optimista tiene que ver con lo poco atractivo que resulta el largo periodo de retorno del capital invertido en la investigación. Otro punto de vista muestra que la escasez de usuarios de ciencia y nueva tecnología se debe al nivel educativo de los usuarios potenciales, incluido el propio patrocinador gubernamental, o bien al bajo nivel emprendedor de ambos.

En el trabajo citado se habla de “un grave déficit de infraestructura científica”, lo que invita a reflexionar acerca del equipamiento existente en el país. Es cierto que existen incongruencias casi escandalosas en la aplicación de criterios para regular la compra de equipo, principalmente de equipo computacional cuando se trata de renovaciones, así como de limitaciones serias en la adquisición de instrumentos costosos para el desarrollo de nuevos laboratorios. Los investigadores de este país se las han arreglado de maneras diversas e ingeniosas para sacar adelante muchas necesidades de equipamiento. Sin embargo, la frustración ha marcado numerosos proyectos y a algunos los ha llevado al abandono. En el amplio espectro de las Ciencias de la Tierra, la investigación y el monitoreo requieren de una gran cantidad de equipo muy costoso que, con frecuencia, también está sujeto a un rápido deterioro por su uso a la intemperie. Pasando a otro nivel del problema de infraestructura, si hipotéticamente se resolviera el déficit de equipamiento de las instituciones públicas de educación superior (IES), que es donde prácticamente se hace toda la investigación científica con la participación de los estudiantes de posgrado, restaría resolver, entre otros asuntos, la incorporación de algunos de nuestros egresados para garantizar el uso, crecimiento y mantenimiento de la infraestructura. Una planificación adecuada del crecimiento científico y tecnológico nacional también debe contemplar que una parte de ese personal capacitado en las IES debe tener esperanzas de continuar con sus investigaciones en nuevos Centros para el trabajo de investigación. Dicho trabajo, hasta el momento, está dramáticamente centralizado, tanto geográfica como institucionalmente.

Ese panorama refleja la historia científica y tecnológica de México, la cual ha estado marcada por la compra y el casi nulo desarrollo de infraestructura. Desde finales del siglo pasado y lo que llevamos de éste, la inversiones en los campos de la educación y la investigación no han sido proporcionales a los excedentes económicos, principalmente de origen petrolero. Esperamos que la nueva administración federal retome algunos problemas fundamentales para la vida, tales como la producción de alimentos básicos y la mitigación de los daños producidos por los fenómenos naturales. En particular, parecería que los planes de mitigación de los desastres asociados con los fenómenos geológicos e hidrometeorológicos, que deberían seguir estrictos protocolos científicos, están dictados desde compañías aseguradoras.

REGISTRO DE UN ESPEJISMO SUPERIOR EN LA BAHÍA DE TODOS SANTOS, B.C., MÉXICO, BAJO LA CONDICIÓN DE VIENTOS SANTA ANA

Rafael Hernández-Walls¹, Rubén Castro¹, René Pinet-Placencia¹,
Eduardo Gil-Silva², Raúl Yepiz¹

¹Facultad de Ciencias Marinas, ²Instituto de Investigaciones Oceanológicas
Universidad Autónoma de Baja California.
Apartado Postal 453, CP 22800, Ensenada, Baja California, México.

RESUMEN

Se documenta la presencia de un espejismo superior en la Bahía de Todos Santos, Baja California, registrado el 18 de noviembre de 2005. Se emplean las observaciones de dos estaciones meteorológicas ubicadas en la bahía, así como los resultados del modelo atmosférico MM5, para ilustrar cómo la superposición de la parcela de aire cálida y de poca humedad transportada por los vientos Santa Ana, sobre la parcela de aire frío y húmedo que caracteriza a la capa marina de la región, propiciaron la formación de una inversión térmica con un gradiente vertical muy bien formado, que a su vez permitió el avistamiento del espejismo superior en la bahía. Las inversiones térmicas y el avistamiento de espejismos ocurren con frecuencia en la zona costera de esta región durante el otoño y el invierno, sin embargo el avistamiento de estos espejismos ha sido escasamente documentado. El espejismo del 18 de noviembre se ilustra con un par de fotografías de la Isla de Todos Santos tomadas bajo condiciones atmosféricas de inversión térmica y bajo condiciones normales, respectivamente.

Palabras clave: vientos Santa Ana, inversión térmica, espejismo superior

ABSTRACT

The presence of a superior mirage is documented in the Todos Santos Bay, Baja California, which was recorded on November 18, 2005. The observations of two meteorological stations located in the bay, and the results of the MM5 atmospheric model are used to illustrate how the parcel of warm air and low humidity transported by Santa Ana winds is overlapped on the cool air parcel, characterizes moist marine layer of the region, led to the formation of an inversion with a vertical gradient very well defined, which in turn allowed the a superior mirage sighting in the bay. Temperature inversions and formation of mirages occur frequently in the coastal area of this region during the fall and winter, but the sighting of these mirages has been poorly documented. The mirage of November 18 is illustrated with a couple of pictures of the island of Todos Santos made under temperature inversion conditions and under normal conditions, respectively.

Key words: Santa Ana winds, thermal inversion, superior mirage.

INTRODUCCIÓN

Los espejismos no son mitos, son fenómenos naturales fascinantes que ocurren en muchos lugares bajo condiciones atmosféricas propicias (Jain y Rothe, 2005). Los espejismos superiores en particular, se manifiestan como la imagen invertida de un objeto que aparece por arriba de la posición real del objeto. En general, los espejismos se definen como fenómenos de óptica atmosférica causados por la refracción de la luz o curvatura del rayo de luz al pasar por una región atmosférica con un pronunciado gradiente térmico. El gradiente térmico se presenta al superponerse una parcela de aire cálida y seca sobre una parcela de aire fría y húmeda, dando lugar a dos capas estratificadas por temperatura y, consecuentemente, por densidad. Siendo la densidad del aire el factor principal que determina la refracción de la luz (Bruton, 1996). Se sabe que el índice de refracción de la luz en la atmósfera decrece cuando se incrementa la temperatura. En la atmósfera baja, en condiciones normales, la temperatura decrece con la altura porque la atmósfera se calienta por contacto con el suelo, sin embargo, en condiciones anómalas o de “inversión térmica”, la temperatura aumenta con la altura, y es cuando se dan las condiciones apropiadas para la generación de espejismos superiores (Bruton, 1996). De hecho, la presencia de espejismos superiores proporciona información sobre la estructura vertical de la temperatura del aire (Lehn, 1983).

Los espejismos superiores se presentan en muchos lugares del mundo, pero la mayor parte ellos se han documentado en latitudes altas, donde hay hielo. Por ejemplo, las condiciones para espejismos superiores son particularmente favorables en Finlandia, en primavera, cuando se funde el hielo sobre la superficie del mar. En estas condiciones, el aire cálido que se posa sobre la superficie del mar se enfría rápidamente, produciendo pronunciados gradientes térmicos que a su vez originan imágenes de espejismos superiores (<http://mintaka.sdsu.edu/GF/mirages/mirintro.html>).

En este trabajo se documenta la presencia de un espejismo superior en la Bahía de Todos Santos, Baja California, México, que se presentó bajo la condición de un evento Santa Ana en la región. Se muestran fotografías de la isla de Todos Santos antes y durante el espejismo superior, así como el comportamiento de las variables atmosféricas para respaldar la hipótesis de que este tipo de espejismos se presentan en la región cuando hay una yuxtaposición entre una parcela de aire cálida típica de un evento Santa Ana débil, y una parcela de aire marino frío, fenómeno que da origen a condiciones atmosféricas estables o de inversión térmica necesarias para crear espejismos superiores.

Condición Santa Ana

En la región oceánica frente a California y Baja California, los vientos fluyen aproximadamente paralelos la costa (del noroeste al sureste) la mayor parte del año, debido a la presencia del Centro de Alta Presión semipermanente del Pacífico Norte (Strub y Allen, 1987; Pérez-Brunius et al., 2007; Castro y Martínez, 2010). Sin embargo, durante la época de otoño-invierno, ocurren eventos de unos cuantos días denominados “vientos Santa Ana” que fluyen de tierra a mar, principalmente del noreste hacia el suroeste. Los vientos Santa Ana se originan por el incremento de la presión atmosférica en la región llamada como la “Gran Cuenca” entre la Sierra Nevada y las Montañas Rocallosas. Este incremento de la presión, genera una circulación anticiclónica, lo que propicia vientos hacia el oeste-suroeste, de tierra a mar, forzados a descender de la “Gran Cuenca”, pasar por las montañas y cañones (Sommers, 1978; Rapahel, 2003; Westerling et al., 2004). El aire forzado a elevarse (o a descender) por la presencia de una montaña (Figura 1), se enfría (calienta) adiabáticamente, es decir, sin pérdida de calor, debido a que su ascenso (descenso) es relativamente rápido. En un diagrama Presión-Temperatura, la parcela de aire sigue una línea adiabática (Figura 2; caso

1). Al llegar al nivel de condensación, la parcela de aire pierde humedad y continúa elevándose, pero ahora se enfría mediante un proceso pseudo-adiabático (Figura 2; caso 2), hasta llegar al punto más alto de la montaña. Al descender del otro lado de la montaña, la parcela de aire aumentará su temperatura adiabáticamente, sin ganancia de calor (Figura 2; caso 3), y por consiguiente, al llegar a nivel del mar, esta parcela de aire se comprime adiabáticamente y se calienta, terminando con una temperatura mayor y menor humedad que la que tenía originalmente del otro lado de la montaña, ocasionando la sensación típica de una condición Santa Ana —aire caliente y seco en la región costera de California y Baja California— (Svejkovsky, 1985; Trasviña et al., 2003; Castro et al., 2006).

La intensidad de los vientos Santa Ana puede variar en la región costera dependiendo de la intensidad del Centro de Alta Presión atmosférica en la región continental y de la distribución de la baja presión atmosférica en la zona oceánica (Hughes y Hall, 2009). Por ejemplo, durante el evento Santa Ana que ocurrió del 10 al 12 de febrero del 2002 (Castro et al., 2006), los

vientos superficiales provenientes del noreste que alcanzaron la Bahía de Todos Santos, Baja California, tuvieron una humedad relativa por debajo del 10%, temperatura de $\sim 27^{\circ}\text{C}$, y velocidades de ~ 21 m/s. En contraste, durante el evento Santa Ana, del 15 al 16 de noviembre del 2002, la intensidad del viento fue muy débil (~ 4.5 m/s), incluso poco notable comparado con la variabilidad diurna del viento, pero la disminución de la humedad relativa ($\sim 20\%$) y el incremento de la temperatura ($\sim 27^{\circ}\text{C}$) se manifestaron con cambios notables respecto a la temperatura y humedad de los días anteriores (Castro et al., 2006).

Una parcela de aire transportada desde la zona continental hacia la región costera y oceánica, como ocurre durante los eventos Santa Ana, puede desplazar mar adentro la capa de aire marino. En algunas ocasiones, el efecto de los vientos Santa Ana se ha detectado hasta a cientos de kilómetros mar adentro, aunque en otras, solo alcanza la región costera (Svejkovsky, 1985; Castro et al., 2003, 2006), como ocurrió durante el evento Santa Ana que nos ocupa, del 18 de noviembre del 2005.

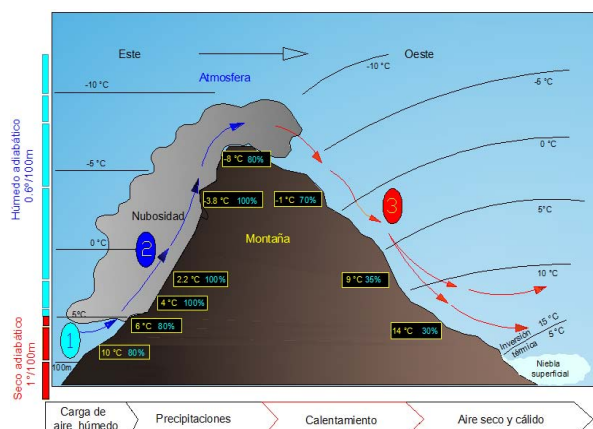


Figura 1. Esquema representativo del proceso por el cual la parcela de aire transportada por un viento Santa Ana llega caliente y con poca humedad a la región costera. La zona costera está del lado derecho de la montaña y la parte continental del lado izquierdo. Modificada de Coperías (2001).

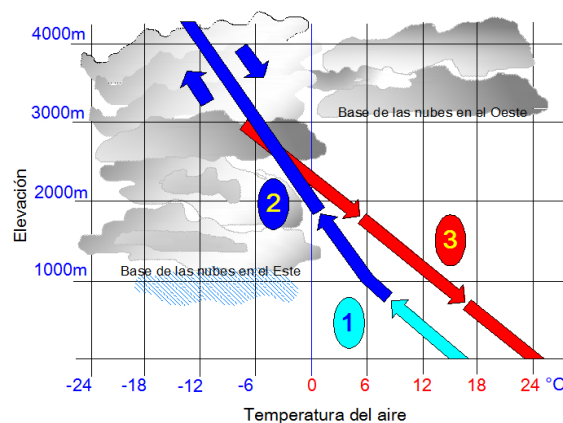


Figura 2. Los puntos 1, 2 y 3 representan los casos para condiciones adiabáticas, pseudo-adiabáticas y adiabáticas respectivamente (modificado de <http://www.lsze.ch/index.php?page=439>).

El evento Santa Ana del 18 de noviembre del 2005.

Finley y M. Raphael (2007), mostraron una imagen de escala sinóptica de la presión atmosférica al nivel del mar el 15 de noviembre de 2005. En la imagen se observan las características de una baja presión atmosférica fuera de la costa frente a la parte central y sur de California, así como un anticiclón ubicado en la zona de la “Gran Cuenca”. Este patrón de isóbaras indica la presencia de una condición Santa Ana en la región.

En particular, en la Bahía de Todos Santos (Figura 3), los registros de temperatura y humedad en dos estaciones meteorológicas (Figura 4), una en la costa (El Sauzal) y otra en la Isla Todos Santos (ITS), indicaron que la temperatura aumentó, de 15°C (12.5 °C) en promedio (2-14 de noviembre) en el Sauzal (ITS), hasta ~25°C el 16 de noviembre y rebasó los 28°C el 18 de noviembre. En tanto, las fluctuaciones de humedad fueron muy marcadas con una tendencia a disminuir; de ~80% de humedad promedio (2-14 de noviembre), las fluctuaciones en la humedad relativa alcanzaron valores menores al 20% los días 15-16 y 18-19 de noviembre. En ambas estaciones meteorológicas se observa en general la variabilidad diurna de la temperatura asociada al calentamiento solar, aunque se puede apreciar una diferencia debido al efecto oceánico en la isla, con un mayor el rango de variación en la estación costera de El Sauzal debido al efecto continental. Es importante mencionar que el patrón de vientos del 18 de noviembre (no mostrado), no presentó el patrón típico de viento intenso de la condición Santa Ana. Entre el 15 y el 22 de noviembre, el viento alcanzó una velocidad máxima 5 m/s y un promedio de 2.3 m/s. Sin embargo, aún en condiciones de viento débil, la humedad relativa es una variable que tiene una respuesta muy sensible a la condición Santa Ana en la región (Castro et al., 2006). Este hecho indica que en este periodo se presentaron condiciones débiles de la condición Santa Ana. Bajo estas condiciones de viento Santa Ana, el flujo de aire no es suficiente para desplazar por completo a la capa marina.

La parcela de aire cálido y seco se posa por encima de la capa marina de aire frío y húmedo típica de la región (Lewis et al., 2004), lo que permite que al menos por tiempos relativamente cortos (horas), se origine una inversión térmica entre esas dos capas de aire, es decir, aire frío en la parte de abajo y aire caliente en la capa de arriba, propiciando a su vez las condiciones

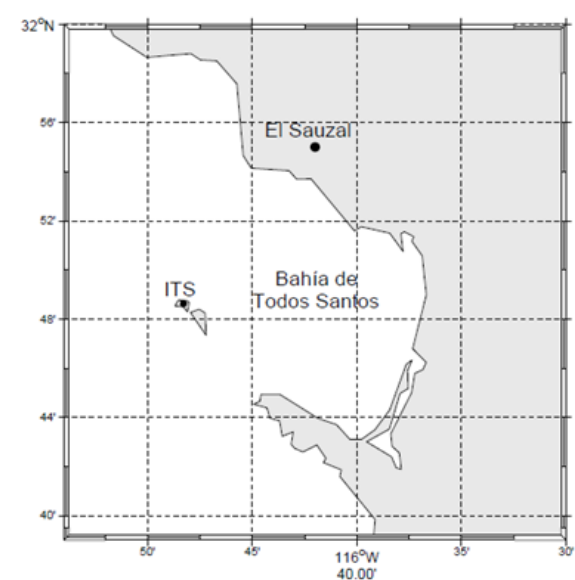


Figura 3. Localización de la Bahía Todos Santos, Baja California, México. Se indica la localización de las estaciones meteorológicas: (ITS) Isla de Todos Santos y El Sauzal

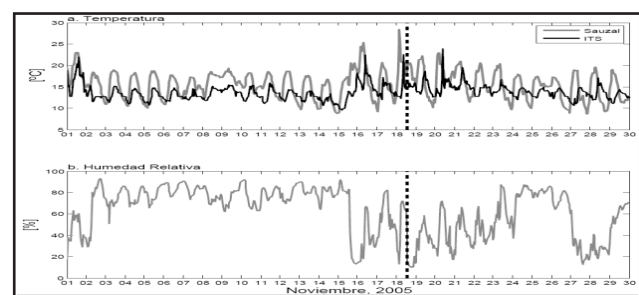


Figura 4. Registros de temperatura del aire (a) y humedad relativa (b) en las estaciones meteorológicas de la Isla de Todos Santos (negro) y El Sauzal (gris) durante el mes de noviembre del 2005

atmosféricas idóneas para el avistamiento de espejismos del tipo superior en la Bahía de Todos Santos, Baja California. La frecuencia de eventos Santa Ana en la Bahía de Todos Santos ha sido de hasta 50 días al año y se identifica con facilidad en los registros de humedad relativa del aire donde la humedad disminuye abruptamente de 90% hasta 10% durante el otoño y el invierno (ver e. g., Ortiz, 2009).

Con la finalidad de ilustrar la distribución de la temperatura en una columna de aire en la Bahía Todos Santos durante la condición Santa Ana del 18 de noviembre, se utilizó el modelo atmosférico MM5 (versión 5), con sus opciones estándar —que aparecen en el listado TERRAIN del programa distribuido por UCAR (<http://www.mmm.ucar.edu/mm5/>)— usando una malla con luz de 16.28 km y un anidamiento de mallas que incluyó a la bahía y a la ciudad y de Ensenada B. C., con luz de 5.43 km. La topografía fue tomada del banco de datos de USGS (ver, e. g., [http://rockyweb](http://rockyweb.cr.usgs.gov/outreach/terraserwer.html).

[cr.usgs.gov/outreach/terraserwer.html](http://rockyweb.cr.usgs.gov/outreach/terraserwer.html)), con resolución de 18.5 Km. Las condiciones iniciales y los datos de frontera aérea fueron tomados de los datos de re-análisis de NCEP/NCAR con una resolución de 2.5 grados. En los resultados del modelo (Figura 5), se muestra la evolución temporal de la distribución vertical de temperatura para el día 18 de noviembre del 2005, donde se puede apreciar, entre las 12:00 y las 15:00 horas, la presencia de una inversión térmica muy bien desarrollada. La inversión térmica solo se observa por debajo de los 900 mbar (figura 5), lo cual sugiere una inversión térmica del tipo de capa marina baja. Por arriba de este nivel desaparece la inversión térmica y la temperatura disminuye con la altura.

Estos resultados respaldan la hipótesis de que un evento Santa Ana débil puede generar condiciones atmosféricas de inversión térmica que a su vez generan las condiciones propicias para avistar espejismos superiores en la bahía, como el que se ilustra en la Figura 6a.

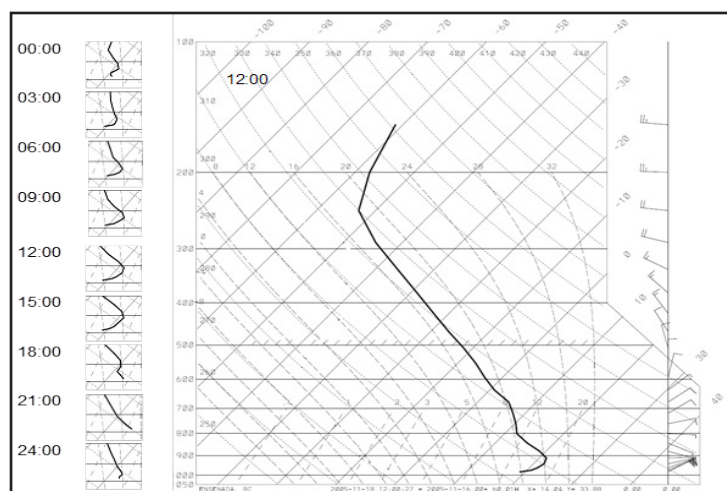


Figura 5. Evolución temporal del perfil de temperatura durante el 18 de noviembre del 2005 resultante del modelo MM5. En la parte derecha se presenta el perfil vertical de la temperatura del aire para las 12:00 horas. Los recuadros a la izquierda indican la evolución temporal del perfil de temperatura (solo de la parte de 800 a 1000 mb) para el día 18 de noviembre, en intervalos de tres horas, donde se aprecia la formación de la inversión térmica debido a la presencia de aire frío de la región y el aire caliente transportado por el viento Santa Ana.

CONCLUSIONES

El 18 de noviembre del 2005 se avistó un espejismo superior en la Bahía de Todos Santos, Baja California, México, a consecuencia de la presencia de un viento Santa Ana débil en la región costera que propició las condiciones atmosféricas para la generación de una inversión térmica con un gradiente alto tanto en temperatura como en humedad, condiciones que permitieron un alto contraste del índice de refracción de la luz entre las dos parcelas de aire, necesaria para la creación de espejismos superiores. Aunque el avistamiento de espejismos superiores en la Bahía de Todos Santos ha sido poco documentado, es posible que se presente frecuentemente durante la época de otoño-invierno en condiciones de viento Santa Ana débil. El avistamiento de espejismos superiores en la bahía, la explicación científica de su génesis, y la divulgación apropiada de este fenómeno natural, constituyen uno más de los atractivos turísticos de la región.

AGRADECIMIENTOS

A la UABC por su apoyo bajo los proyectos de convocatoria interna (325,352) y a la SEP-CONACYT (proyectos: SEP-2004-CO1-47285/3231; 2005-01-51712). Agradecemos al IIO-UABC, al DOF-CICESE y a Servicios Portuarios SA de CV, por los datos proporcionados de las estaciones meteorológicas en el Sauzal y en la Isla de Todos Santos. Se agradece al Dr. Modesto Ortiz y a la Dra. Tereza Cavazos por sus acertados comentarios a este documento.

En la Figura 6a se muestra una fotografía de la Isla de Todos Santos bajo condiciones de un espejismo superior, y en la Figura 6b se muestra la fotografía de la Isla de Todos Santos bajo condiciones normales. Estas fotografías fueron tomadas desde la costa de la Bahía de Todos Santos, en dirección perpendicular al flanco noreste de la isla. El tiempo de exposición en ambas fotografías es de 1/180 s, velocidad ISO de ISO-64 y una lente focal de 5 mm. La imagen de la Figura 6a se tomó después del mediodía del 18 de noviembre del 2005 a las 13:40 horas, en la posición 31.862° N, 116.669° W, y la imagen en la Figura 6b se tomó en la misma posición bajo condiciones atmosféricas de un día normal y despejado, es decir, sin condición de viento Santa Ana. En el espejismo superior (Figura 6a), la isla aparece amplificada, deformada en la vertical, y la línea de la base de la isla que en condiciones normales es muy difícil de observar, se observa en lo que aparentemente es la parte superior de la isla. Esto se debe a que el espejismo superior se manifiesta como una imagen invertida del objeto. En la misma figura se aprecia de manera difusa el límite entre las dos parcelas de aire a tres tantos de la altura de la isla.



Figura 6. Fotografías de la Isla de Todos Santos, B.C., México. 6a) Fotografía tomada durante el avistamiento del espejismo superior durante el 18 de noviembre de 2005, bajo la condición Santa Ana. 6b) Fotografía tomada en condiciones atmosféricas normales.

REFERENCIAS

- Bruton, D. 1996. Optical determination of atmospheric temperature profiles. PhD. Thesis, Texas A&M University, 98 pp.
- Castro, R., A. Parés-Sierra, S.G. Marinone. 2003. Evolution and extension of the Santa Ana winds of February 2002 over the ocean, off California and the Baja California Peninsula. *Ciencias Marinas* 29(3): 275-281.
- Castro, R., A. Mascarenhas, Á. Martínez-Díaz-De-León, R. Durazo y E. Gil-Silva. 2006. Spatial influence and oceanic thermal response to Santa Ana events along the Baja California Peninsula. *Atmósfera* 19(3):195-211.
- Castro R. y JA Martínez (2010). Variabilidad espacial y temporal del campo de viento frente a la península de Baja California. Libro: *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1997-2007: Diez Años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California*. Durazo R. y Gaxiola, G. (Eds.). Instituto Nacional de Ecología (INE) Centro de Investigación Científica y de Educación Superior (CICESE), México. ISBN: 978-607-7908-30-2.
- Coperias, E. M. 2001. Psicometeorología. *Revista Muy Interesante*, 18(8):18-28
- Finley, J. and M. Raphael. 2007. The relationship between El Niño and the duration and frequency of the Santa Ana winds of Southern California. *The Professional Geographer*, 59(2):184-192.
- Hughes M., Hall A. 2009. Local and synoptic mechanisms causing Southern California's Santa Ana winds. *Climate Dynamics*. DOI 10.1007/s00382-009-0650-4. 2009.
- Jain, P.J. and E.W. Rothe. 2005. Superior mirage effect in supercritical CO₂: experiment and model. *J. of Supercritical fluids*, 35:260-264.
- Lehn, W. 1983. Inversion of superior mirage data to compute temperature profiles. *J. Opt. Soc. Am.* 73(12):1622-1625.
- Lewis J. M., Kora D, Redmon K. T. 2004. Sea Fog Research in the United Kingdom and United States. A Historical Essay including Outlook. *Bulletin of American Meteorological Society*. DOI: 10.1175/BAMS-85-3-395
- Ortiz-Figueroa Modesto, 2009. "Condición Santa Ana"... no todo es viento seco, Alergias e incendios forestales. *GEOS*, Vol. 9, No 2, pp 250-251.
- Pérez-Brunius P, López M, Parés-Sierra A, Pineda J. 2007. Comparison of upwelling indices off Baja California derived from three different wind data sources. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.* 48: 204-214.
- Raphael, M.N. 2003. The Santa Ana winds of California. *Earth Interactions*, 7:1-13.
- Singh, R.N., S.S. Negi, A.K. Sahay, A. Singh, K.O.G. Varughese and A.K. Walia. 1994. Mirage formation in the thermal region. *Applied Optics*, 33(15):3279-3280.
- Sommers, W.T. 1978. LFM forecast variables related to Santa Ana wind occurrences. *Monthly Weather Rev.*, 106: 1307-1316.
- Strub PT, Allen JS, Huyer A, Smith RL, Beardsley RC. 1987. Seasonal Cycles of Currents, Temperatures, Winds, and Sea Level Over the Northeast Pacific Continental Shelf: 35°N to 48°N. *J. Geophysical Res.* 92(C2): 1507-1526.

Svejkovsky, J., 1985. Santa Ana airflow observed from wildfire smoke patterns in satellite imagery. *Monthly Weather Review*, 113, 902-906.

Transviña, A., M. Ortiz-Figueroa. Herrera, M.A. Cosío y E. González. 2003. 'Santa Ana' winds and upwelling filaments off Northern Baja California. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 37:113-129.

Westerling A.L., Cayan D.R., Brown T.J., Hall B.L. and Laurence G.R., 2004. Climate, Santa Ana Winds and Autumn Wildfires in Southern California. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 85(31).

Manuscrito recibido: 26 de julio, 2011

Recepción del manuscrito corregido: 12 de octubre, 2011

Manuscrito aceptado: 13 de diciembre, 2011

EVALUACIÓN DEL RÉGIMEN TÉRMICO DEL SUBSUELO Y SUS IMPLICACIONES EN EL ANÁLISIS Y EXPLOTACIÓN DE LOS SISTEMAS GEOENERGÉTICOS

(pozos geotérmicos, petroleros y permafrost)

Orlando Miguel Espinoza Ojeda y Edgar Rolando Santoyo Gutiérrez

Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México,
Priv. Xochicalco s/n, Col. Centro, Temixco, Morelos 62580, México.
espinoor@onid.orst.edu

RESUMEN

En trabajos reportados en la literatura mundial se ha demostrado que la determinación de las temperaturas estabilizadas de formación (TEF) en sistemas geotérmicos y petroleros es relevante para la evaluación de las reservas energéticas. Esta importancia se ve reflejada en la demanda de métodos analíticos y modelos numéricos de transferencia de calor usados para la determinación confiable de las TEF. En estudios de cambio climático, la determinación de las TEF en pozos tipo permafrost, también tiene relevancia científica para dilucidar los cambios de temperatura superficial, principalmente, que está experimentando la Tierra.

Existen métodos analíticos y simuladores numéricos que han sido desarrollados para predecir las TEF. Algunos de estos métodos analíticos han sido evaluados, a través de estudios geoquimiométricos, para determinar sus fuentes de error e incertidumbres asociadas con el cálculo de las TEF. En trabajos recientes, los modelos conceptuales de métodos analíticos y simuladores numéricos han sido parcialmente evaluados, desde el punto de vista físico y matemático. También se reportan las discrepancias estadísticamente significativas que han sido sistemáticamente observadas en las estimaciones de las TEF que proveen algunos de los métodos analíticos existentes. Estos resultados, sumados a las deficiencias conceptuales de los métodos y simuladores, confirman la necesidad de desarrollar nuevos métodos que ofrezcan herramientas prácticas y más precisas para la determinación confiable de las TEF en los ambientes geoenergéticos.

INTRODUCCIÓN

Se ha puesto mucha atención a nivel mundial respecto a los problemas de la demanda futura de energía y el agotamiento de las reservas de petróleo. Ello ha motivado un incremento en el desarrollo de tecnologías de energías renovables para la producción de electricidad con bajo impacto al medio ambiente (Demirbas, 2006). En este contexto, la energía geotérmica emerge como una de las formas de energía menos contaminantes y ofrece una fuente de energía inmensa que puede ser aprovechada en muchas partes del mundo (ver Figura 1), incluyendo México (Kagel y Gawell, 2005). Este tipo de energía es una opción viable para enfrentar el reto energético del futuro. Los proyectos de explotación han crecido y, sobre todo, se observa gran madurez tecnológica en muchos países

(Hammons, 2004; Gupta y Roy, 2007; Bertani, 2010; Lund *et al.*, 2010).

Como parte del desarrollo de los recursos geotérmicos (en particular de los yacimientos hidrotermales), la explotación de yacimientos petroleros y el estudio del historial térmico de pozos permafrost, la determinación de la temperatura estabilizada de formación (TEF, también conocida como temperatura inicial de equilibrio o estática de formación), a partir de las mediciones transitorias de temperatura del fondo de pozo (BHT, por sus siglas en inglés) constituye una de las tareas esenciales requerida para la evaluación de estos sistemas geoenergéticos (Santoyo *et al.*, 2000a; Fomin *et al.*, 2003; Huang *et al.*, 2008; Pasquale *et al.*,

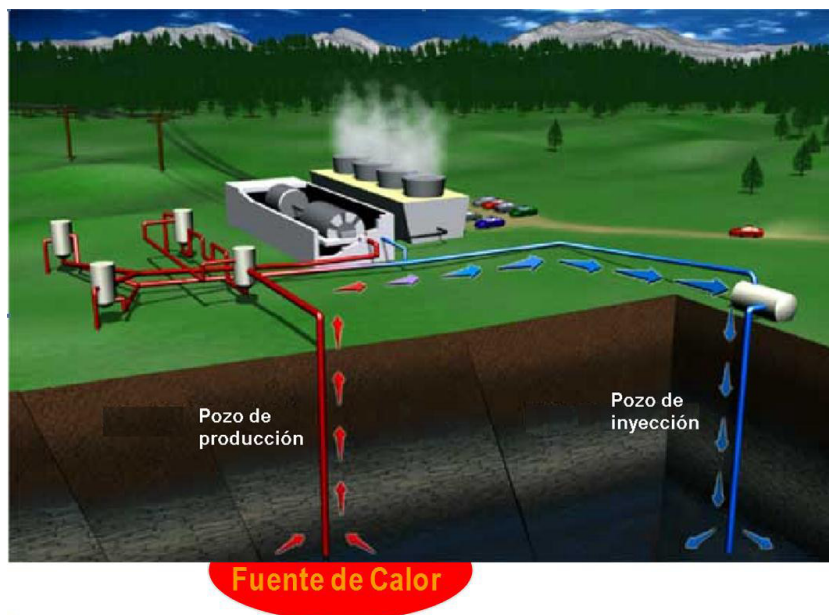


Fig. 1. Esquema típico de una planta geotérmica (modificado de: <http://www.esustentable.com/2008/11/energia-geotermica-la-mejor-opcion-para-chile/>).

2008). En estos estudios, el conocimiento de la TEF es específicamente requerido para: (a) la estimación de los gradientes geotérmicos para el mapeo de exploración (e.g., Teng y Koike, 2007); (b) la determinación del flujo de calor (e.g., Ranalli y Rybach, 2005); (c) la interpretación de registros de pozo (e.g., Stevens, 2000); (d) el diseño óptimo de programas de perforación y terminación de pozos (e.g., Saito et al., 1998; Fomin et al., 2003); (e) la estimación de las reservas de calor en términos del potencial del fluido almacenado en los sistemas geotérmicos (e.g., Bellani et al., 2004); (f) la calibración de simuladores térmicos de pozos (Santoyo, 1997; García et al., 1998); (g) la ingeniería de reservorios (Peaceman, 1977; Iglesias et al., 1995; DiPippo, 2005; Acuña et al., 2008); (h) la explotación de hidrocarburos (Curtis y Witterholt, 1973; Romero Juárez, 1976; Wooley, 1980; McKenzie, 1981; Hagoort, 2005); (i) el estudio del potencial de acuíferos y aguas subterráneas (Kukkonen, 1995; Ge, 1998; Zschocke et al., 2005); (j) la evaluación de propiedades termofísicas y de transporte de la formación (Čermák y Rybach, 1991; Somerton, 1992; Schön, 1996); (k) la exploración de los minerales (Hill, 1990; Mwenifumbo, 1993); (l) la evolución térmica de la Tierra (MacDonald, 1959;

Donaldson, 1962; Pollack y Chapman, 1977; Turcotte, 1980; Sass et al., 1992; Beltrami, 2002); y (m) el estudio del historial térmico de las regiones permafrost y sus implicaciones en el cambio climático (Lachenbruch y Marshall, 1986; Wang y Lewis, 1992; Harris y Chapman, 1997; Pollack et al., 1998; Huang et al., 2000; Bodri y Cermak, 2007; Huang et al., 2008). Las mediciones de BHT son usualmente costosas, debido a lo sofisticado del equipo de registro que se utiliza y al tiempo de muestreo. Estas mediciones se llevan a cabo generalmente durante las operaciones de perforación, las cuales suelen interrumpirse, lo que explica su elevado costo (Wisian et al., 1998; Freifeld et al., 2008). La estimación de la TEF, a partir de los datos transitorios de BHT, ofrece la oportunidad de determinar las temperaturas iniciales de la roca circundante al pozo perforado, muchos meses, probablemente, antes de que puedan ser calculadas o medidas durante los procesos de recuperación térmica del pozo. Por esta razón se concibe como una herramienta valiosa en términos de los programas de planeación, exploración y desarrollo de proyectos geotérmicos, petroleros y permafrost (Verma et al., 2006a; Bodri y Cermak, 2007; Kutasov y Eppelbaum, 2010; Figura 2).

Para hacer estimaciones confiables del régimen térmico del subsuelo a través de la TEF (por ejemplo, flujos de calor y perfiles de temperatura) son necesarias técnicas nuevas y mejoradas. Por lo tanto, es importante aprender a inferir los gradientes térmicos por medio de las TEF usando los registros de mediciones BHT provenientes de pozos perforados destinados para la exploración o explotación (Figura 3). En México, las dificultades en la medición del gradiente térmico en pozos han permitido que la evaluación de flujos de calor y de los perfiles de temperatura se haga por medio de métodos indirectos como la geoquímica (Prol-Ledesma y Juárez, 1986). Desde el punto de

vista geoquímico, la mayoría de los trabajos son empíricos y están basados en datos obtenidos de estimaciones indirectas con parámetros químicos (por ejemplo, geotemperaturas de silicio e isótopos de helio) en manantiales térmicos (muestras de agua o gas) y manifestaciones hidrotermales submarinas, así como su relación directa con el régimen térmico; dichos métodos arrojan resultados ambiguos (Elder et al., 1984; Prol-Ledesma y Juárez, 1986; Prol-Ledesma, 1991a; Barragán et al., 2001; Beltrán-Abauza y Quintanilla-Montoya, 2001; Arango-Galván et al., 2011).

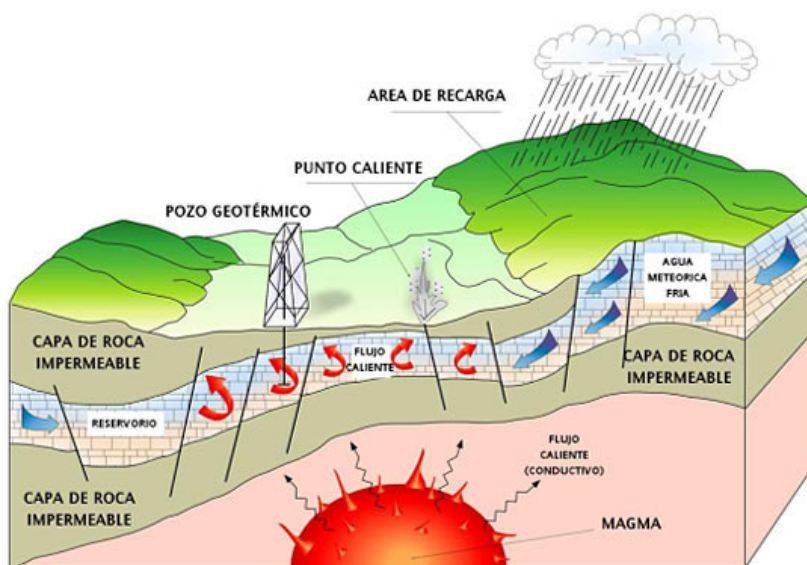


Fig. 2. La exploración y explotación de los recursos geotérmicos requiere de un conocimiento confiable o aproximado de las temperaturas de fondo que predominan en estos sistemas (modificado de: www.cienciaespacial.com).

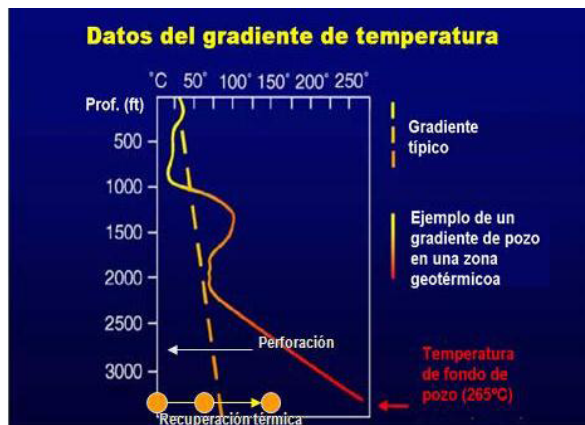


Fig. 3. Esquema teórico de los perfiles registrados de temperatura-profundidad que describen las tendencias de las temperaturas del subsuelo (modificado de: www.portal-cifi.com).

Es necesario definir las anomalías locales dentro de las provincias térmicas (una vez que sean definidas) y también comparar resultados de las estimaciones geoquímicas con las estimaciones del régimen térmico a través de mediciones de pozos. Las relaciones entre las mediciones de pozos y la caracterización geoquímica indirecta del régimen térmico pueden aumentar la confiabilidad con la que podemos conocer los flujos de calor, los gradientes térmicos y los perfiles de temperatura en México, mediante una buena estimación del parámetro inicial, la TEF (Smith, 1974; Smith et al., 1979; Reiter y Tovar, 1984; Ziagos et al., 1985; Prol-Ledesma, 1991b).

Métodos analíticos y numéricos para el cálculo de las TEF

Uno de los principales problemas requeridos para la evaluación del potencial de los sistemas geoenergéticos es la determinación confiable de las TEF y del gradiente geotérmico. Las mediciones de temperaturas registradas durante la perforación y su extrapolación a tiempos infinitos de recuperación térmica son usualmente el tipo de información requerida para tener una aproximación razonable de las TEF.

Han sido propuestos –y extendido a la industria geotérmica y al estudio del historial térmico de regiones permafrost- métodos analíticos y simuladores numéricos basados en modelos de transferencia de calor de muy variada complejidad. Los modelos reportados a la fecha pueden ser agrupados en dos clases: (i) los que intentan describir la evolución transitoria y espacial de la temperatura en el pozo recién perforado (p. ej., Wooley, 1980; Beirute, 1991; García et al., 1998); y (ii) los que se concentran en la región del pozo donde realmente se miden las temperaturas transitorias (BHT) durante la perforación (p. ej., Luheshi, 1983; Shen y Beck, 1986; Cao et al., 1988).

También existen simuladores numéricos reportados en la literatura para estimar el historial térmico y la distribución de temperatura en un pozo y la formación circundante (usando las BHT). Algunos de estos han sido diseñados para atacar aplicaciones prácticas y pueden basarse en una amplia variedad de suposiciones físicas y matemáticas. En este contexto, se han propuesto simuladores numéricos para: (i) determinar las temperaturas perturbadas térmicamente a cualquier distancia (radial y axial) del pozo como una función del tiempo; (ii) calcular las temperaturas durante la circulación del lodo de perforación y la cementación del pozo; (iii) determinar las temperaturas del pozo durante la perforación como una función de la posición y tiempo; (iv) predecir las temperaturas del fondo del pozo en varias condiciones de flujo equi-corriente o contra-corriente de fluido hacia la formación geoenergética, durante la etapa de recuperación térmica y cementación; (v) modelar la perturbación térmica alrededor de un pozo considerando un modelo con pérdidas de fluido de perforación hacia la formación geoenergética, así como para determinar la TEF; y (vi) determinar la temperatura de equilibrio y la conductividad térmica a partir de los registros del historial de recuperación térmica (temperatura y tiempo) existentes en los pozos.

La mayoría de las aplicaciones de los modelos computacionales mencionados coinciden en considerar la perforación del pozo como un proceso de flujo de calor en donde se introduce una anomalía o perturbación térmica constante inducida por la circulación de fluido de perforación. Este fenómeno ha sido estudiado a través de temperaturas transitorias resultantes de la recuperación térmica (BHT). En el caso de aplicaciones geotérmicas y petroleras, el fenómeno causado por la perforación de un pozo es el enfriamiento de la formación, mientras que para las regiones permafrost, se tiene un proceso inverso de calentamiento en la formación seguido por un proceso de recuperación térmica hacia su temperatura original por enfriamiento.

Como es normal, muchos de los métodos analíticos requieren al menos dos o más mediciones de BHT a la misma profundidad del pozo pero en diferentes momentos. La TEF se estima usualmente a través de una aproximación matemática lograda por cada método a partir de los registros transitorios de BHT.

Los métodos analíticos se fundamentan generalmente en la solución de la ecuación general de difusión térmica, también conocida como la ecuación de Fourier (Carslaw y Jaeger, 1959). Esta ecuación se puede ajustar a los modelos físicos y matemáticos que describen el proceso de estabilización térmica en un pozo perforado (Bullard, 1947). La física de cada método depende de las suposiciones o condiciones que han empleado cada autor, de acuerdo con los procesos de transferencia de calor que suelen estar presentes entre la formación geoenergética, el pozo y el fluido de perforación (generalmente por conducción o convección), así como la consideración de las propiedades termofísicas, tanto de la roca (formación) como del fluido de perforación, y las propiedades petrofísicas del tipo de formación litología (medio poroso o fracturado). Por último, la geometría del modelo físico, ya sea cilíndrico, esférico o cartesiano, ha sido también considerada. De acuerdo con las suposiciones generales de los modelos físicos de transferencia de calor existentes se han propuesto numerosos métodos analíticos a través de modelos matemáticos prácticos que se utilizan en las industrias petrolera, geotérmica y en el estudio del historial térmico de los pozos tipo permafrost.

Numerosos trabajos han criticado la validez de algunos métodos usados para el cálculo de la TEF. La mayoría de ellos coincide en demostrar que los métodos fueron incorrectamente planteados en su forma matemática, lo que explica porqué la mayoría tiende a subestimar sistemáticamente la TEF (p. ej., Dowdle y Cobb, 1975; Luheshi, 1983; Drury, 1984; Shen y Beck, 1986; Deming, 1989; Andaverde et al., 2005; Espinoza-Ojeda, 2011; Espinoza-Ojeda et al.,

2011). Sin embargo, a pesar de las debilidades señaladas por estos autores, algunos métodos siguen utilizándose ampliamente en la industria geotérmica y petrolera, probablemente por su simplicidad y facilidad en el cálculo las TEF (p. ej., Espinosa-Paredes y García-Gutiérrez, 2003; Kutasov y Eppelbaum, 2005; Goutorbe et al., 2007; Pasquale et al., 2008; Kutasov y Eppelbaum, 2010; Eppelbaum y Kutasov, 2011).

Aunque se ha obtenido un considerable progreso concerniente al problema de la estimación de la TEF en la industria geotérmica, petrolera y permafrost, se ha reportado que el uso de soluciones simplificadas de estos modelos puede conducir a errores significativos en el cálculo de la TEF (Verma et al., 2006a). Grandes discrepancias entre los resultados predichos por la mayoría de los métodos analíticos han sido analizadas y reportadas en la literatura (p. ej., Santoyo et al., 2000b). Estos resultados han motivado el estudio de las fuentes de error asociadas con el uso de estos métodos, especialmente para el método de Horner, que es el más ampliamente usado en la industria geotérmica (Horner, 1951; Dowdle y Cobb, 1975; Drury, 1984; Andaverde et al., 2005; Verma et al., 2006a, 2006b). En este contexto, Dowdle y Cobb (1975), Drury (1984) y Hasan y Kabir (1994) criticaron la validez de los métodos analíticos para extraer la TEF a partir de los datos BHT, y puntualizaron que las mediciones transitorias de BHT son imprecisas porque son comúnmente registradas en tiempos donde la perturbación térmica causada por la circulación del fluido de perforación es intensa. Por otro lado, Kutasov y Eppelbaum (2005) indicaron que las BHT o los tiempos de circulación no pueden ser estimados con suficiente exactitud durante las operaciones de perforación, lo cual hace que la estimación de la TEF sea afectada sensiblemente por las incertidumbres de estas mediciones.

Andaverde et al. (2005) llevaron a cabo un estudio estadístico, basado en pruebas de linealidad, para estimar las incertidumbres de la TEF en pozos geotérmicos usando sólo tres métodos analíticos comúnmente empleados. Por su parte, Verma et

al. (2005, 2006a, 2006b) aplicaron recientemente la teoría de propagación de errores para calcular las incertidumbres en las estimaciones de la TEF en pozos geotérmicos y petroleros usando los tres métodos analizados por Andaverde et al. (2005).

Resultados recientes

En los últimos cuatro años, sólo se han reportado cuatro nuevos métodos del tipo numérico, así como algunos trabajos en los cuales se siguen utilizando los métodos analíticos tradicionales (p. ej., Goutorbe et al., 2007; Pasquale et al., 2008; Kutasov y Eppelbaum 2009, 2010; Bassam et al., 2010). En los trabajos de Olea-González et al. (2007, 2008), Olea-González y García-Gutiérrez (2008) y Espinosa-Paredes et al. (2009) se describen procedimientos numéricos basados en métodos inversos para modelar la estabilización térmica de pozos petroleros y geotérmicos durante la perforación. La mayoría de estos modelos refieren la aplicación del método Marquardt como método de inversión y el uso de datos de temperaturas transitorias (Marquardt, 1963). En el trabajo de Bassam et al. (2010) se desarrolló un nuevo modelo numérico para el cálculo de las TEF en pozos geotérmicos mediante la aplicación de Redes Neuronales Artificiales (ANN, por sus siglas en inglés). En este trabajo se entrenó una arquitectura ANN de tres capas usando una base de datos geotérmica, la cual contiene estimaciones de TEF “estadísticamente normalizadas”. Las mediciones de BHT y tiempo de recuperación fueron usados como las principales variables de entrada para el entrenamiento de la ANN y como variable secundaria el gradiente de temperatura transitorio. Otro método desarrollado para el cálculo de las TEF fue realizado por Wong (2010), quien propone el uso de una función racional polinomial como herramienta de ajuste de los datos de temperatura transitoria (BHT) que exhiben comportamientos asintóticos durante la etapa de recuperación térmica.

Sobre la estimación de la TEF, podemos mencionar que dicho problema no está resuelto y que aún representa un reto importante para las industrias geotérmica, petrolera y de pozos permafrost.

El desarrollo de modelos y métodos analíticos para la determinación de la TEF evolucionó muy rápidamente en la industria petrolera pero no en la geotérmica, debido al gran interés económico por explotar el petróleo. Hoy en día, la predicción confiable de las TEF en pozos geotérmicos sigue representando un reto científico dado que los métodos desarrollados son incapaces de proveer temperaturas realistas y confiables. Diferencias significativas entre las predicciones de TEF por varios métodos son comúnmente observadas. Ante esta situación resulta evidente y muy necesario desarrollar nuevas herramientas (métodos analíticos o simuladores numéricos), que reproduzcan con mayor precisión y exactitud los procesos de recuperación térmica de los pozos y con ello el historial térmico de los procesos de circulación y recuperación térmica a los cuales están sujetos los pozos. En este último contexto, Espinoza-Ojeda et al. (2011) reportaron un nuevo estudio estadístico con el que se identifican las principales debilidades numéricas de los métodos analíticos disponibles en las industrias geotérmica y petrolera para la determinación de la TEF. Los métodos analíticos analizados muestran discrepancias estadísticamente significativas y diferencias sistemáticas en las estimaciones de TEF para pozos geotérmicos y petroleros. Se encontró además que las temperaturas (BHT), los tiempos de recuperación térmica y la circulación de fluido de perforación son parámetros fundamentales que pueden influir fuertemente en las estimaciones de la TEF, por lo que deben ser medidos en el campo con alta precisión y exactitud, incluyendo la estimación de sus errores.

Con base en el trabajo de Espinoza-Ojeda et al. (2011) se decidió extender su aplicación a la determinación de TEF en pozos permafrost con la finalidad de demostrar la importancia e implicaciones en el área de investigación sobre

cambio climático. A través de los diferentes análisis estadísticos utilizados se identificaron las principales problemáticas y discrepancias encontradas en las TEF estimadas, así como las implicaciones que se tienen en la determinación del perfil térmico del pozo permafrost. A

partir de estos resultados, se definieron con mayor precisión y exactitud los procesos de enfriamiento y calentamiento que ocurren en la sección somera de los pozos permafrost (Figura 4).

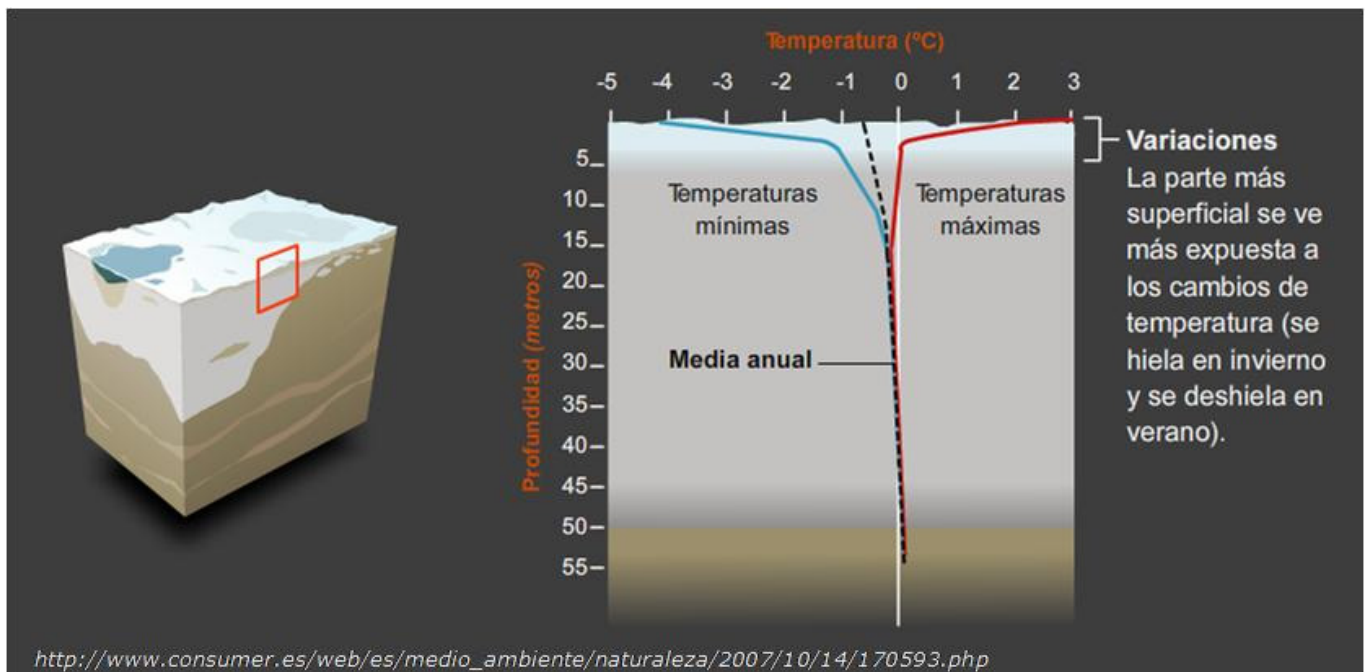


Fig. 4. El estudio de historiales de temperatura de la superficie terrestre es una de las tareas principales usada en la investigación sobre el cambio climático y así determinar los procesos de enfriamiento o calentamiento de la Tierra

CONCLUSIONES

De acuerdo con los estudios mencionados se justificó la necesidad de desarrollar un nuevo método analítico-empírico mejorado para la determinación de las TEF (Espinoza-Ojeda, 2011). Este nuevo método se fundamentó en la aplicación novedosa de una metodología matemática con el objetivo principal de reproducir el fenómeno de recuperación térmica (proceso que exhibe un comportamiento asintótico) de los datos transitorios de temperatura para determinar la TEF a tiempos infinitos, cuando se asume que la formación ha alcanzado nuevamente su estado de equilibrio térmico. Este método puede tener aplicaciones en el desarrollo y calibración de simuladores numéricos para reproducir los historiales térmicos de los pozos o de la formación litológica circundante.

Una observación general que se menciona en los últimos trabajos relacionados al estudio de los perfiles térmicos del subsuelo, es que la disponibilidad de series con el mayor número de mediciones ($n > 10$), provee la posibilidad de obtener un mejor análisis de los datos medidos, lo que repercute en la obtención de estimaciones TEF más confiables. Es importante remarcar que el número y la calidad de los datos medidos juegan un papel importante para una mayor eficacia en la aplicación de los últimos métodos desarrollados, en especial en la de mediciones térmicas del subsuelo.

Las dificultades que impiden una evaluación integral y una mejor selección de los métodos analíticos y empíricos se deben básicamente a los siguientes factores: (i) al número limitado de mediciones de BHT que se realizan comúnmente en las diferentes aplicaciones, para lo cual sería altamente deseable disponer de al menos 30 mediciones (situación que puede ser factible con la tecnología actual de medición: fibra óptica o digital); y (ii) al replanteamiento de algunos de los modelos físicos (conceptuales) y matemáticos de los métodos analíticos simplificados debido a la presencia de fenómenos de transferencia de

calor complejos que dominan en estos procesos de perturbación térmica.

Como conclusión se puede establecer que las discrepancias observadas entre los métodos aún persisten y que definir el mejor método para la estimación más confiable y realista de las TEF sigue siendo un reto científico en todos los campos de aplicación estudiados.

AGRADECIMIENTOS

El primer autor desea agradecer al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por los apoyos económicos brindados durante la realización de los proyectos desarrollados en la maestría y doctorado de este mismo, de los cuales uno de los productos finales es este manuscrito. Ambos autores agradecen los comentarios, sugerencias y correcciones realizadas por los revisores de este trabajo.

REFERENCIAS

- Acuña, J. A., J. Stimac, L. Sirad-Azwar, and R. G. Pasikki (2008). Reservoir management at Awibengkok geothermal field, West Java, Indonesia. *Geothermics*, 37, 332-346.
- Andaverde, J., S. P. Verma, and E. Santoyo (2005). Uncertainty estimates of static formation temperatures in boreholes and evaluation of regression models. *Geophysical Journal International*, 160, 1112-1122.
- Arango-Galván, C. R.M. Prol-Ledesma, E.L. Flores-Márquez, C. Canet, and R.E. Villanueva Estrada (2011). Shallow submarine and subaerial, low-enthalpy hydrothermal manifestations in Punta Banda, Baja California, Mexico: Geophysical and geochemical characterization. *Geothermics*, 40, 102-111.

- Barragan, R.M., P. Birkle, E. Portugal, V.M. Arellano and J. Alvarez (2001). Geochemical survey of medium temperature geothermal resources from the Baja California Peninsula and Sonora, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 110, 101-119.
- Bassam A., Santoyo E., Andaverde J., Hernández J.A. and Espinoza-Ojeda O.M. (2010). Estimation of static formation temperatures in geothermal wells by using an artificial neural network approach *Computers & Geosciences*, 36, 1191-1199.
- Beirute, R. M. (1991). A circulating and shut-in well-temperature-profile simulator. *Journal of Petroleum Technology*, 43(9), 1140-1146.
- Bellani, S., A. Brogi, A. Lazzarotto, D. Liotta, and G. Ranalli (2004). Heat flow, deep temperatures and extensional structures in the Larderello Geothermal Field (Italy): constraints on geothermal fluid flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 132, 15-29.
- Beltrami, H. (2002). Earth's long-term memory. *Science*, 297, 206-207.
- Beltrán-Abaunza, J.M., and A.L. Quintanilla-Montoya (2001). Calculated heat flow for the Ensenada region, Baja California, Mexico. *Ciencias Marinas*, 27, 619-634.
- Bertani, R. (2010). Geothermal power generation in the world 2005-2010 update report. In: proceedings of the World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29 April, 41 pp.
- Bodri, L., and V. Cermak (2007). Borehole climatology: A new method on how to reconstruct climate. First ed., Elsevier, Oxford, UK, 335 pp.
- Bullard, E.C., 1947. The time necessary for a borehole to attain temperature equilibrium. *Astronom. Soc., Monthly Notices, Geophys. Suppl.*, 5, 125-130.
- Cao, S., I. Lerche, and C. Hermanrud (1988). Formation temperature estimation by inversion of borehole measurements. *Geophysics*, 53(7), 979-988.
- Carslaw, H. S., and J. C. Jaeger (1959). *Conduction of Heat in Solids*. Second ed., Oxford Science Publications, 510 pp.
- Curtis, M. R., and E. J. Witterholt (1973). Use of the temperature log for determining flow rates in producing wells. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 1-12.
- Čermák, V., and L. Rybach (Eds.) (1991). *Terrestrial heat flow and the lithosphere structure*, First ed., 507 pp., Springer-Verlag.
- Deming, D. (1989). Application of bottom-hole temperature corrections in geothermal studies. *Geothermics*, 18(5-6), 775-786.
- Demirbaş, A. (2006). Global renewable energy sources. *Energy Sources, Part A*, 28, 779-792.
- DiPippo, R. (2005). *Geothermal Power Plants: Principles, Applications and Case Studies*, Elsevier Advanced Technology, 450 pp.
- Donaldson, I. G. (1962). Temperature gradients in the upper layers of the Earth's Crust due to convective water flows. *Journal of Geophysical Research*, 67(9), 3449-3459.
- Dowdle, W. L., and W. M. Cobb (1975). Static formation temperature from well logs - An empirical method. *Journal of Petroleum Technology*, 27(11), 1326-1330.
- Drury, M. J. (1984). On a possible source of error in extracting equilibrium formation temperatures from borehole BHT data. *Geothermics*, 13(3), 175-180.
- Elder, W.A., D.K. Bird, A.E. Williams and P. Schiffman (1984). Hydrothermal flow regime and magmatic heat source of the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico. *Geothermics*, 13, 27-47.

- Eppelbaum, L. V., and I. M. Kutasov (2011). Determination of the formation temperature from shut-in logs: Estimation of the radius of thermal influence. *Journal of Applied Geophysics*, 73, 278-282.
- Espinosa-Paredes, G., and A. García-Gutiérrez (2003). Estimation of static formation temperatures in geothermal wells. *Energy Conversion and Management*, 44, 1343-1355.
- Espinosa-Paredes, G., A. Morales-Díaz, U. Olea-González, and J. J. Ambriz-García (2009). Application of a proportional-integral control for the estimation of static formation temperatures in oil wells. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 259-268.
- Espinoza-Ojeda, O. M. (2011). Evaluación de modelos matemáticos y de transferencia de calor en el desarrollo de un nuevo método analítico para la determinación de temperaturas estabilizadas en sistemas geoenergéticos (pozos geotérmicos, petroleros y permafrost). Centro de Investigación en Energía (Sistemas Energéticos - Geoenergía), Universidad Nacional Autónoma de México, Temixco, Morelos. 223 pp. Tesis de Doctorado.
- Espinoza-Ojeda, O. M., E. Santoyo, and J. Andaverde (2011). A new look at the statistical assessment of approximate and rigorous methods for the estimation of stabilized formation temperatures in geothermal and petroleum wells. *Journal of Geophysics and Engineering*, 8, 233-258.
- Fomin, S., V. Chugunov, and T. Hashida (2003). Analytical modelling of the formation temperature stabilization during the borehole shut-in period. *Geophysical Journal International*, 155, 469-478.
- Freifeld, B. M., S. Finsterle, T. C. Onstott, P. Toole, and L. M. Pratt (2008). Ground surface temperature reconstructions: Using in situ estimates for thermal conductivity acquired with a fiber-optic distributed thermal perturbation sensor. *Geophysical Research Letters*, 35(L14309), 5.
- García, A., E. Santoyo, G. Espinosa, I. Hernández, and H. Gutiérrez (1998). Estimation of temperatures in geothermal wells during circulation and shut-in in the presence of lost circulation. *Transport in Porous Media*, 33, 103-127.
- Ge, S. (1998). Estimation of groundwater velocity in localized fracture zones from well temperature profiles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 84, 93-101.
- Goutorbe, B., F. Lucazeau, and A. Bonneville (2007). Comparison of several BHT correction methods: a case study on an Australian data set. *Geophysical Journal International*, 170, 913-922.
- Gupta, H., and S. Roy (2007). *Geothermal energy: An alternative resource for the 21st century*. First ed., Elsevier, Oxford, UK
- Hagoort, J. (2005). Prediction of wellbore temperatures in gas production wells. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 49, 22-36.
- Hammons, T. J. (2004). Geothermal power generation worldwide: Global perspective, technology, field experience, and research and development. *Electric Power Components and Systems*, 32, 529-553.
- Harris, R. N., and D. S. Chapman (1997). Borehole temperature and a baseline for 20th-century global warming estimates. *Science*, 275(5306), 1618-1621.
- Hill, A.D., 1990. Temperature logging: in production logging-theoretical and interpretative elements. *Society of Petroleum Engineers Memoir*, 14, 19-36.
- Horner, D. R. (1951). Pressure build-up in wells. In: *proceedings of the 3rd World Petroleum Congress*, The Hague, The Netherlands, 503-521 pp.

- Huang, S., H. N. Pollack, and P. Y. Shen (2000). Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures. *Nature*, 403, 756-758.
- Huang, S. P., H. N. Pollack, and P.-Y. Shen (2008). A late Quaternary climate reconstruction based on borehole heat flux data, borehole temperature data, and the instrumental record. *Geophysical Research Letters*, 35, L13703.
- Iglesias, E. R., A. Campos-Romero, and R. J. Torres (1995). A reservoir engineering assessment of the Chipilapa, El Salvador, geothermal field. In: proceedings of the World Geothermal Congress, Florence, Italy, 1531-1536 pp.
- Kagel, A., and K. Gawell (2005). Promoting geothermal energy: Air emissions comparison and externality Analysis. *The Electricity Journal*, 18(7), 90-99.
- Kukkonen, I. T. (1995). Thermal aspects of groundwater circulation in bedrock and its effect on crustal geothermal modelling in Finland, the central Fennoscandian Shield. *Tectonophysics*, 244, 119-136.
- Kutasov, I. M., and L. V. Eppelbaum (2005). Determination of formation temperature from bottom-hole temperature logs-a generalized Horner method. *Journal of Geophysics and Engineering*, 2, 90-96.
- Kutasov, I. M., and L. V. Eppelbaum (2009). Estimation of geothermal gradients from single temperature log-field cases. *Journal of Geophysics and Engineering*, 6, 131-135.
- Kutasov, I. M., and L. V. Eppelbaum (2010). A new method for determining the formation temperature from bottom-hole temperature logs. *Journal of Petroleum and Gas Engineering*, 1(1), 1-8.
- Lachenbruch, A. H., and B. V. Marshall (1986). Changing climate: Geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic. *Science*, 234(4777), 689-696.
- Luheshi, M. N. (1983). Estimation of formation temperature from borehole measurements. *The Geophysical Journal of the Royal Astronomy Society*, 74, 747-776.
- Lund, J. W., D. H. Freeston, and T. L. Boyd (2010). Direct utilization of geothermal energy 2010 worldwide review. In: proceedings of the World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29 April, 23 pp.
- MacDonald, G. J. F. (1959). Calculations on the thermal history of the Earth. *Journal of Geophysical Research*, 64(11), 1967-2000.
- Marquardt, W.D. (1963). An algorithm for least squares estimation of non linear parameters. *Journal Society Industrial Applied Mathematics*, 11 (2), 431-441.
- McKenzie, D. (1981). The variation of temperature with time and hydrocarbon maturation in sedimentary basins formed by extension. *Earth and Planetary Science Letters*, 55, 87-98.
- Mwenifumbo, C.J. (1993). Temperature logging in mineral exploration. *Journal of Applied Geophysics*, 30, 297-313
- Olea-González, U., A. Vázquez-Rodríguez, A. García-Gutiérrez, y P. Anguiano-Rojas (2007). Estimación de temperaturas de formación en yacimientos: Método inverso. *Revista Mexicana de Ingeniería Química*, 6(1), 65-74.
- Olea-González, U., D. Bautista-Pastrana, y G. Espinosa-Paredes (2008). Transporte de calor con pérdida de circulación en un pozo-formación de la zona marina, al aplicar un método inverso. In: proceedings of the Congreso Mexicano del Petróleo, 1-10 pp.
- Olea-González, U., and A. García-Gutiérrez (2008). Estimation of static formation temperatures in geothermal and oil well by inversion of logged temperatures. *Geothermal Resources Council Transactions*, 32, 53-56.

- Pasquale, V., P. Chiozzi, G. Gola, and M. Verdoya (2008). Depth-time correction of petroleum bottom-hole temperatures in the Po Plain, Italy. *Geophysics*, 73(6), E187-E196.
- Peaceman, D. W. (1977). *Fundamentals of numerical reservoir simulation*, Elsevier Scientific Publishing Company, 176 pp.
- Pollack, H. N., and D. S. Chapman (1977). Mantle heat flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 34, 174-184.
- Pollack, H. N., S. Huang, and P. Y. Shen (1998). Climate change record in subsurface temperatures: A global perspective. *Science*, 282(5387), 279-281.
- Prol-Ledesma, R.M. (1991a). Chemical geothermometers applied to the study of thermalized aquifers in Guaymas, Sonora, Mexico: a case history. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 46, 49-59.
- Prol-Ledesma, R.M. (1991b). Terrestrial heat flow in Mexico, in *Terrestrial Heat Flow and the Lithosphere Structure*, edited by V. Čermák and L. Rybach, pp. 475-485, Springer-Verlag.
- Prol-Ledesma, R. M., and G. Juárez M. (1986). Geothermal map of Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 28, 351-362.
- Ranalli, G., and L. Rybach (2005). Heat flow, heat transfer and lithosphere rheology in geothermal áreas: Features and examples. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 148, 3-19.
- Reiter, M. and Tovar, J.C. (1984). Estimates of terrestrial heat flow in northern Chihuahua, Mexico, based upon petroleum bottom-hole temperatures. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 613-624.
- Romero Juárez, A. (1976). A simplified method for calculating temperature changes in deep oil well stimulations. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 1-22.
- Saito, S., S. Sakuma, and T. Uchida (1998). Drilling procedures, techniques and test results for a 3.7km deep, 500°C exploration well, Kakkonda, Japan. *Geothermics*, 27(5/6), 573-590.
- Santoyo, E. (1997). Transient numerical simulation of heat transfer processes during drilling of geothermal wells. Ph.D Thesis, University of Salford, UK
- Santoyo, E., A. García, G. Espinosa, I. Hernández, and S. Santoyo (2000a). STATIC_TEMP: a useful computer code for calculating static formation temperatures in geothermal wells. *Computers & Geosciences*, 26, 201-217.
- Santoyo, E., A. García, G. Espinosa, E. González-Partida, and J. C. Viggiano (2000b). Thermal evolution study of the LV-3 well in the Tres Vírgenes geothermal field, México. In: *proceedings of the World Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan, May 28 - June 10, 2177-2182 pp.*
- Sass, J.H., Lachenbruch, A.H., Moses Jr., T.H., Morgan, P., (1992). Heat flow from a scientific research well at Cajon Pass, California. *Journal of Geophysical Research*, 97, 5017-5030.
- Schön, J. H. (1996). Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics. First ed. 18, *Handbook of geophysical exploration: Seismic exploration*, Elsevier Science, 583 pp.
- Shen, P. Y., and A. E. Beck (1986). Stabilization of bottom hole temperature with finite circulation time and fluid flow. *The Geophysical Journal of the Royal Astronomy Society*, 86, 63-90.
- Smith, D. L. (1974). Heat flow, radioactive heat generation, and theoretical tectonics for northwestern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 23, 43-52.

- Smith, D. L., C. E. Nuckels, R. L. Jones, and G. A. Cook (1979). Distribution of heat flow and radioactive heat generation in northern Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 84, 2371-2379.
- Somerton, W. H. (1992). Thermal properties and temperature-related behavior of rock/fluid systems. 37, *Developments in petroleum science*, Elsevier Science, 257 pp.
- Stevens, L. (2000). Pressure, temperature and flow logging in geothermal wells. In: *proceedings of the World Geothermal Congress*, Kyushu-Tohoku, Japan, May 28 - June 10, 2435-2437 pp.
- Teng, Y., and K. Koike (2007). Three-dimensional imaging of a geothermal system using temperature and geological models derived from a well-log dataset. *Geothermics*, 36, 518-538.
- Turcotte, D. L. (1980). On the thermal evolution of the Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 53-58.
- Verma, S. P., J. Andaverde, and E. Santoyo (2006a). Application of the error propagation theory in estimates of static formation temperatures in geothermal and petroleum boreholes. *Energy Conversion and Management*, 47, 3659-3671.
- Verma, S. P., J. Andaverde, and E. Santoyo (2006b). Statistical evaluation of methods for the calculation of static formation temperatures in geothermal and oil wells using an extension of the error propagation theory. *Journal of Geochemical Exploration*, 89, 398-404.
- Wang, K., and T. J. Lewis (1992). Geothermal evidence from Canada for a cold period before recent climatic warming. *Science*, 256(5059), 1003-1005.
- Wisian, K., D. D. Blackwell, S. Bellani, J. A. Henfling, R. A. Normann, P. C. Lysne, A. Forster, and J. Schrotter (1998). Field comparison of conventional and new technology temperature logging systems. *Geothermics*, 27(2), 131-141.
- Wooley, G. R. (1980). Computing downhole temperatures in circulation, injection, and production wells. *Journal of Petroleum Technology*, 32(9), 1509-1522.
- Wong, J.A. (2010). Nuevo Método para el Cálculo de Temperaturas Estabilizadas de Formación, basado en la Extrapolación Racional Polinomial. Centro de Investigación en Energía (Sistemas Energéticos - Geoenergía), Universidad Nacional Autónoma de México, Temixco, Morelos. 99 pp. Tesis de Maestría.
- Ziagos, J. P., D. D. Blackwell, and F. Mooser (1985). Heat flow in southern Mexico and the thermal effects of subduction. *Journal of Geophysical Research*, 90, 5410-5420.
- Zschocke, A., V. Rath, C. Grisseemann, and C. Clauser (2005). Estimating Darcy flow velocities from correlated anomalies in temperature logs. *Journal of Geophysics and Engineering*, 2, 332-342.

Manuscrito recibido: 20 de octubre, 2011

Recepción del manuscrito corregido: 7 de diciembre, 2011

Manuscrito aceptado: 15 de diciembre, 2011

ELEMENTOS FINITOS DE ORDEN SUPERIOR PARA PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS

Jonás D. De Basabe

División de Ciencias de la Tierra

CICESE

jonas@cicese.mx

RESUMEN

En las últimas décadas se han realizado grandes avances en los métodos de elementos finitos, tanto prácticos como analíticos. Estos avances son relevantes para sus aplicaciones en sismología. Dos métodos en particular que han atraído la atención de investigadores en el área de sismología numérica y computacional son: el de elementos espectrales y el de Galerkin discontinuo, por las ventajas que ofrecen para discretizar un medio heterogéneo y obtener sismogramas sintéticos con un orden elevado de precisión. En este artículo se describen estos métodos, se presentan los principales resultados del análisis de precisión y estabilidad numérica y se muestran sismogramas sintéticos para el problema de Lamb. Con base en los resultados analíticos y numéricos, concluimos que los métodos de orden 4 ó superior tienen mínima dispersión y anisotropía numérica, por lo cual son ideales para propagaciones numéricas de gran escala. La razón de muestreo puede ser de hasta 4 ó 5 nodos por longitud de onda.

INTRODUCCIÓN

En las últimas cinco décadas se ha investigado intensamente la aplicación de distintos métodos numéricos para la propagación de ondas sísmicas. La principal motivación de esto es el hecho de que no existen soluciones analíticas para modelos geofísicos de interés, por ejemplo, modelos con una distribución arbitraria de heterogeneidades o con topografía. La mayoría de los métodos numéricos para propagación de ondas que se han utilizado hasta ahora se pueden clasificar en alguna de las siguientes categorías:

1. Los que utilizan alguna aproximación asintótica de la ecuación de onda, como el método de trazado de rayos (Cerveny, 2001; Madrid, 2008),
2. Los que aproximan las derivadas espaciales en la ecuación de onda a través de la transformada de Fourier, como el método pseudoespectral (Kosloff y Baysal, 1982; Fornberg, 1987),

3. Los que evalúan las derivadas espaciales y temporales de la ecuación de onda a través de series de Taylor truncadas, como el método de diferencias finitas con mallado simple (Alterman y Karal, 1968; Alford et al., 1974; Kelly et al., 1976) o el de diferencias finitas con mallado intercalado (Madariaga, 1976; Virieux, 1984, 1986), y
4. Los que discretizan alguna forma débil de la ecuación de onda, como el método de elementos finitos (FEM, por sus siglas en inglés) (Lysmer y Drake, 1972; Smith, 1975; Marfurt, 1984) o el de volumen finito (Dormy y Tarantola, 1995; Dumbser et al., 2007a).

Describir los méritos y limitaciones de cada uno de estos métodos queda fuera del alcance de los objetivos de este artículo. Para una descripción de todos estos métodos, ver Carcione et al. (2002). Basta decir que los métodos basados en la ecuación de onda, como el pseudoespectral, el de diferencias finitas y el de elementos

finitos, tienen la ventaja de que incluyen en las simulaciones las ondas directas, reflejadas (incluyendo reflexiones múltiples), transmitidas, convertidas, refractadas, difractadas y superficiales. Asimismo, los métodos que utilizan directamente la ecuación de onda, como los de diferencias finitas y elementos finitos, ofrecen mayor flexibilidad para incluir heterogeneidades en el modelo y para incorporar cualquier tipo de condiciones de frontera. En particular, el FEM ofrece la mayor flexibilidad para utilizar discretizaciones que se apegan a la topografía y a las discontinuidades de los parámetros del modelo físico.

En este artículo enfocaremos nuestra atención en los FEM, y en particular en los de orden superior. Aunque los FEM han sido utilizados en sismología desde finales de los años sesenta (Chopra et al., 1969), la popularidad de este tipo de métodos fue en un principio muy limitada debido a que las versiones propuestas (Lysmer y Drake, 1972; Smith, 1975) tenían una precisión limitada y consumían considerablemente más recursos computacionales que las implementaciones de diferencias finitas. La precisión de estos métodos ha sido estudiada en Mullen y Belytschko (1982) y en Marfurt (1984) en función de su dispersión numérica. Mullen y Belytschko (1982) estudiaron la dispersión numérica del FEM con diferentes tipos de elementos y concluyeron que los rectangulares introducen un mínimo de dispersión. Por su parte, Marfurt (1984) comparó el FEM con el de diferencias finitas y concluyó que el error por dispersión numérica de ambos métodos es comparable. Sin embargo, en el FEM es necesario obtener la inversa de una matriz, conocida como la matriz de masa, en cada paso de las iteraciones, para avanzar el sistema en la dimensión temporal. Este autor propuso diferentes estrategias para superar estas limitaciones, por ejemplo resolver el sistema en el dominio de la frecuencia, utilizar una matriz de masa diagonalizada o una combinación de las matrices de masa consistente y diagonalizada, pero los resultados no fueron alentadores. En una continuación de este análisis (Marfurt, 1990)

también consideró el efecto en la dispersión numérica que resulta de utilizar polinomios de orden superior para las aproximaciones y concluyó que esto introduciría ondas espurias que contaminarían aun más los resultados. Por otro lado, la popularidad de los métodos de diferencias finitas se incrementaba por la llegada del método de mallado intercalado (Virieux, 1984, 1986; Levander, 1988), el cual reduce drásticamente la dispersión numérica (Moczo et al., 2000).

A pesar de todo esto, la flexibilidad del FEM para discretizar geometrías complicadas siguió atrayendo a investigadores en el área de sismología de terremotos. Por ejemplo, Bao et al. (1998) realizaron una implementación a gran escala de este método para simular eventos sísmicos en el sur de California y evaluar el riesgo en áreas urbanas. En su implementación usaron una matriz de masa diagonalizada para evadir el costo computacional de calcular su inversa, y controlaron el error asociado a la dispersión numérica utilizando entre 10 y 20 elementos por longitud de onda.

En la década de los noventa hubo avances importantes en el desarrollo del FEM que permitieron que el método fuera de nuevo competitivo con el ubicuo método de diferencias finitas, superándolo en precisión y con una eficiencia computacional comparable. Dichos avances se presentaron en dos frentes; por un lado, se desarrollaron técnicas para diagonalizar la matriz de masa, conocidas como técnicas de acumulación de masa, que no comprometen la precisión (Cohen, 2002). Por otro lado, se empezaron a utilizar polinomios de orden superior, inspirados en el método pseudoespectral, para reducir la dispersión y anisotropía numérica (Cohen, 2002). Las técnicas de acumulación de masa están basadas en el uso de los mismos nodos para la cuadratura numérica y para los nodos que definen los polinomios de aproximación dentro de los elementos; los más comunes son los de Gauss-Lobatto-Legendre (GLL), pero existen otras opciones dependiendo del método particular

de elementos finitos. Como se mencionó anteriormente, el uso de polinomios de orden superior gozó de escasa popularidad, debido en parte a que se creía que introducían errores numéricos, al basarse en el análisis preliminar de Marfurt (1990). Adicionalmente, hay un costo computacional considerable siempre que la proporción de elementos diferentes de cero en la matriz de masa es proporcional al orden de los polinomios, de tal manera que el costo computacional para almacenar e invertir esta matriz aumenta rápidamente. Estas limitaciones fueron superadas utilizando los nodos y técnicas de cuadratura mencionadas arriba; asimismo, se ha demostrado que, al contrario de lo que señalaban los análisis preliminares, los polinomios de orden superior reducen la dispersión y anisotropía numérica (ver la sección 4 para más detalles).

En este artículo enfocaremos nuestra atención en dos métodos que se han vuelto muy populares en la literatura y que combinan las características mencionadas anteriormente, es decir, que utilizan polinomios de orden superior y una matriz de masa diagonal. Estos métodos son el de elementos espectrales y el de Galerkin discontinuo. En las siguientes dos secciones se describen cada uno de estos métodos. En la sección 4 se describe su dispersión y estabilidad numérica, y posteriormente se comparan los resultados de aplicar estos métodos al problema de Lamb (Lamb, 1904).

ELEMENTOS ESPECTRALES

El Método de Elementos Espectrales (SEM, por sus siglas en Inglés), originalmente desarrollado para dinámica de fluidos (Patera, 1984), ha sido aplicado exitosamente para la ecuación de onda. Ha logrado superar las limitaciones de eficiencia, ofreciendo una mayor precisión que el método de diferencias finitas y una mayor flexibilidad geométrica. Este método fue utilizado originalmente para la ecuación de onda acústica

por Seriani y Priolo (1994), quienes utilizaron los nodos de Gauss-Lobatto-Chebyshev (GLC), y por Tordjman et al. (1994) y Tordjman (1995), quienes utilizaron los nodos de Gauss-Lobatto-Legendre (GLL). El método fue utilizado para discretizar la ecuación de onda elástica por Komatitsch y Vilotte (1998), con lo cual se incrementó su popularidad rápidamente dentro de la comunidad sismológica (Komatitsch y Tromp, 1999, 2002a, b; Priolo, 2001; Komatitsch et al., 2002, 2004, 2005; Madec et al., 2009; Chaljub et al., 2007). Este método también se ha utilizado para problemas en sismología global y regional, arrojando resultados notablemente cercanos a los datos empíricos (Komatitsch et al., 2002, 2004).

La principal característica de SEM es que utiliza polinomios de orden superior para representar el campo de onda, con la ventaja de que se puede utilizar una razón de muestreo muy baja de entre 4 y 5 nodos por longitud de onda. La matriz de masa se puede diagonalizar usando los nodos de GLL y las reglas de cuadratura correspondientes. Esta estrategia es equivalente a la técnica de concentración de masa, pero con la ventaja de que no se sacrifica la precisión.

Este método, al igual que la versión clásica del FEM, está basado en la forma débil de la ecuación de onda, la cual se desarrolla a continuación. El modelo físico para la propagación de ondas elásticas está basado en la ecuación del movimiento, dada por (usando la notación de Einstein) Aki y Richards (2002)

$$\Omega \times (0, T] \quad i, j = 1, \dots, d, \quad \text{en}$$

$$u_{k,l} = \partial u_k / \partial x_l. \quad (1)$$

donde d son las dimensiones (2 ó 3), $\Omega \subset \mathbb{R}^d$ es el dominio en el espacio, $(0, T]$ es el dominio en el tiempo, u_i es el vector de desplazamiento, σ_{ij} es el tensor de esfuerzo, y la fuente está dada por el tensor de momento m_{ij} y el vector de fuerzas f_i .

En la ecuación anterior se utiliza la notación abreviada. El tensor de esfuerzo se puede escribir en función del desplazamiento por medio de la ley de Hooke, la cual está dada en un medio elástico e isotrópico por

$$\sigma_{ij}(\mathbf{u}) = \lambda u_{k,k} \delta_{ij} + \mu(u_{j,i} + u_{i,j}), \quad (2)$$

donde λ y μ son los parámetros de Lamé, los cuales pueden ser funciones de las variables espaciales en un medio heterogéneo, y δ_{ij} es la delta de Kronecker. Sustituyendo la ley de Hooke en la ecuación de movimiento se obtiene la ecuación de onda elástica:

$$\begin{aligned} \rho \partial_{tt} u_i - (\lambda u_{j,j})_{,i} - (\mu(u_{i,j} + u_{j,i}))_{,j} &= m_{ij,j} + f_i & \text{en } \Omega \\ u_i &= 0 & \text{en } \Gamma_D \\ \lambda u_{k,k} n_i + \mu(u_{i,j} + u_{j,i}) n_j &= 0 & \text{en } \Gamma_N \\ u_i &= \partial_t u_i & \text{para } t = 0. \end{aligned} \quad (3)$$

donde $\Gamma_D \cup \Gamma_N = \partial\Omega$, $\Gamma_D \cap \Gamma_N = \emptyset$, $\partial\Omega$ es la frontera de Ω , y $n_i, i = 1, \dots, d$, es un vector unitario ortogonal a $\partial\Omega$. La forma débil de la ecuación de onda elástica se obtiene al multiplicar la ecuación (3) por un vector arbitrario $\mathbf{v}$, integrar sobre Ω y aplicar el teorema de Gauss, para obtener

$$\begin{aligned} &\int_{\Omega} (\lambda u_{i,i} v_{j,j} + \mu(u_{i,j} + u_{j,i}) v_{i,j}) \, dx \, dz \\ &+ \partial_{tt} \int_{\Omega} \rho u_i v_i \, dx \, dz = \int_{\Omega} (m_{ij,j} + f_i) v_i \, dx \, dz. \\ \rho \partial_{tt} u_i &= \sigma_{ij,j} - m_{ij,j} - f_i \end{aligned} \quad (4)$$

donde

$$\mathbf{u}, \mathbf{v} \in \mathbf{X}^C = \{\boldsymbol{\varphi} \mid \int_{\Omega} (|\boldsymbol{\varphi}|^2 + |\nabla \boldsymbol{\varphi}|^2) < \infty, \quad \boldsymbol{\varphi} = 0 \text{ en } \Gamma_D\}$$

Observar que el espacio vectorial $\mathbf{X}^C$ es un espacio de Sobolev de primer orden en el cual se encuentra la solución débil. Para discretizar esta ecuación en 2D es necesario introducir un subespacio de $\mathbf{X}^C$ de dimensiones finitas $\mathbf{X}_h^C = X_h^C \times X_h^C \subset \mathbf{X}^C$ donde $X_h^C = \text{gen}\{\phi_i\}_{i=1}^n$. Las funciones $\phi_i = \phi_i(x, z)$, conocidas como funciones base, se definen utilizando la partición del dominio Ω en subdominios, llamados elementos, y los nodos dentro de los elementos.

Sustituyendo $\mathbf{u}$ por la aproximación $\mathbf{u}_h \in \mathbf{X}_h^C$ dada por la siguiente combinación lineal

$$\mathbf{u}_h(x, z, t) = (U_j^x(t) \phi_j(x, z), U_j^z(t) \phi_j(x, z))^T. \quad (5)$$

donde U_j^x y U_j^z son los coeficientes de las aproximaciones de las componentes horizontal y vertical del vector de desplazamientos, y sustituyendo $\mathbf{v} = (\phi_i, 0)^T$ se obtiene el siguiente sistema de ecuaciones diferenciales ordinarias

$$M_{ij} \partial_{tt} U_j^x + K_{ij}^1 U_j^x + K_{ij}^2 U_j^z = F_i^x. \quad (6)$$

De manera similar, sustituyendo $\mathbf{v} = (0, \phi_i)^T$ se obtiene

$$M_{ij} \partial_{tt} U_j^z + K_{ij}^3 U_j^x + K_{ij}^4 U_j^z = F_i^z. \quad (7)$$

donde las matrices en las ecuaciones (6) y (7) están dadas por

$$M_{ij} = \int_{\Omega} \rho \phi_i \phi_j \, dx \, dz, \quad (8)$$

$$K_{ij}^1 = \int_{\Omega} ((\lambda + 2\mu) \phi_{i,x} \phi_{j,x} + \mu \phi_{i,z} \phi_{j,z}) \, dx \, dz, \quad (9)$$

$$K_{ij}^2 = \int_{\Omega} (\lambda \phi_{i,x} \phi_{j,z} + \mu \phi_{i,z} \phi_{j,x}) \, dx \, dz, \quad (10)$$

$$K_{ij}^3 = \int_{\Omega} (\lambda \phi_{i,z} \phi_{j,x} + \mu \phi_{i,x} \phi_{j,z}) \, dx \, dz, \quad (11)$$

$$K_{ij}^4 = \int_{\Omega} ((\lambda + 2\mu) \phi_{i,z} \phi_{j,z} + \mu \phi_{i,x} \phi_{j,x}) \, dx \, dz, \quad (12)$$

$$F_i^x = \int_{\Omega} f_x \phi_i \, dx \, dz, \quad (13)$$

$$F_i^z = \int_{\Omega} f_z \phi_i \, dx \, dz, \quad (14)$$

y f_x y f_z son las componentes en x y z de $\mathbf{f}$. Los coeficientes U_i^x y U_i^z se pueden obtener de las ecuaciones (6) y (7) utilizando un método para resolver ecuaciones diferenciales ordinarias, como los de diferencias finitas, Newmark, Runge-Kutta o Lax-Wendroff.

Galerkin Discontinuo

El Método de Galerkin Discontinuo (DGM, por sus siglas en Inglés) fue originalmente propuesto por Reed y Hill (1973) para solucionar la ecuación hiperbólica de transporte de neutrones. La estrategia general para resolver ecuaciones diferenciales hiperbólicas utilizando la forma de primer orden con el DGM fue desarrollada en una serie de artículos por Cockburn y sus colaboradores, en Cockburn y Shu (1989); Cockburn et al. (1989, 1990) y Cockburn y (1998). En estos artículos, ellos proponen discretizar la ecuación diferencial en el espacio con una formulación basada en flujos y en el tiempo usando métodos de Runge-Kutta. Como regla general, el orden del método de Runge-Kutta debe de ser el mismo que el de la discretización en el espacio.

En el contexto de propagación de ondas sísmicas, recientemente se ha propuesto sustituir el método de Runge-Kutta por la estrategia ADER para avanzar el sistema en el tiempo en: Dumbser y Munz (2006); Käser y Dumbser (2006); Dumbser y Käser (2006); Kaser et al. (2007a,b); de la Puente et al. (2007); Dumbser et al. (2007a, b). Esta estrategia está basada en series de Taylor en la variable temporal, las cuales están truncadas para obtener la misma precisión en tiempo que en el espacio. Las derivadas de orden superior se sustituyen por derivadas espaciales utilizando el teorema de Cauchy-Kovalewski. A este método también se le conoce como el método de Lax-Wendroff (Lax y Wendroff, 1964). Los métodos mencionados arriba utilizan una forma de primer orden de la ecuación de onda en velocidad y esfuerzo. Otros métodos de Galerkin discontinuo que se han propuesto para propagación de ondas son el simétrico de penalización interior (Grote et al., 2006) y el no-simétrico de penalización interior (Riviere y Wheeler, 2001).

En este artículo enfocaremos nuestra atención en el DGM de penalización interior (IP-DGM), porque tiene la ventaja de que utiliza menos grados de libertad en cada nodo, pues se puede

utilizar con la ecuación de onda en función del desplazamiento (ecuación (3)). Este método está basado en la siguiente forma débil de la ecuación de onda:

Encontrar

$$\mathbf{u} \in \mathbf{X}^D = \{\varphi | \varphi \in \mathbf{H}^1(E) \ \forall \ E \in \Omega_h, \ \varphi = 0 \text{ en } \Gamma_D\}$$

tal que, para todo $\mathbf{v} \in \mathbf{X}^D$,

$$\sum_{E \in \Omega_h} ((\rho \partial_{tt} \mathbf{u}, \mathbf{v})_E + \mathbf{B}_E(\mathbf{u}, \mathbf{v})) + \sum_{\gamma \in \Gamma_h} \mathbf{J}_\gamma(\mathbf{u}, \mathbf{v}; S, R) = \sum_{E \in \Omega_h} (\mathbf{f}, \mathbf{v})_E \quad (15)$$

donde

$$(\mathbf{u}, \mathbf{v})_E = \int_E u_i v_i \, dx \, dz, \quad (16)$$

$$\mathbf{B}_E(\mathbf{u}, \mathbf{v}) = \int_E (\lambda u_{i,i} v_{j,j} + \mu (u_{i,j} + u_{j,i}) v_{i,j}) \, dx \, dz, \quad (17)$$

$$\mathbf{J}_\gamma(\mathbf{u}, \mathbf{v}; S, R) = - \int_\gamma \{\tau_i(\mathbf{u})\} [v_i] \, d\gamma + S \int_\gamma \{\tau_i(\mathbf{v})\} [u_i] \, d\gamma + R \int_\gamma \{\lambda + 2\mu\} [u_i] [v_i] \, d\gamma, \quad (18)$$

y τ_i es el vector de tracción, el cual está dado en un medio isotrópico por

$$\tau_i(\mathbf{u}) = \sigma_{ij}(\mathbf{u}) n_j = \lambda u_{k,k} n_i + \mu (u_{i,j} + u_{j,i}) n_j. \quad (19)$$

El parámetro R en la ecuación (18) es la penalización y S es un parámetro que toma los valores de 0, 1 ó -1 dependiendo de la forma particular del IP-DGM: $S = 0$ para el Galerkin incompleto con penalización interior (IIPG) (Dawson et al., 2004), $S = -1$ para el Galerkin simétrico con penalización interior (SIPG) (Darlow, 1980; Grote et al., 2006) y $S = 1$ para el Galerkin no simétrico con penalización interior (NIPG) (Riviere et al., 1999, 2001).

De nuevo, como en el caso de SEM, introducimos un espacio finito $\mathbf{X}_h^D = X_h^D \times X_h^D \subset \mathbf{X}^D$, y sustituimos en la ecuación (15) las funciones $\mathbf{u}$ y $\mathbf{v}$ por combinaciones lineales de las funciones base del espacio finito para obtener un sistema de ecuaciones diferenciales ordinarias como el de las ecuaciones (6) y (7), pero con las siguientes

matrices:

$$M_{ij} = \sum_{E \in \Omega_h} (\rho \varphi_i, \varphi_j)_E \quad (20)$$

$$K_{ij}^1 = \sum_{E \in \Omega_h} \mathbf{B}_E((\varphi_i, 0)^T, (\varphi_j, 0)^T) + \sum_{\gamma \in \Gamma_h} \mathbf{J}_\gamma((\varphi_i, 0)^T, (\varphi_j, 0)^T) \quad (21)$$

$$K_{ij}^2 = \sum_{E \in \Omega_h} \mathbf{B}_E((0, \varphi_i)^T, (0, \varphi_j)^T) + \sum_{\gamma \in \Gamma_h} \mathbf{J}_\gamma((0, \varphi_i)^T, (0, \varphi_j)^T) \quad (22)$$

$$K_{ij}^3 = \sum_{E \in \Omega_h} \mathbf{B}_E((\varphi_i, 0)^T, (0, \varphi_j)^T) + \sum_{\gamma \in \Gamma_h} \mathbf{J}_\gamma((\varphi_i, 0)^T, (0, \varphi_j)^T) \quad (23)$$

$$K_{ij}^4 = \sum_{E \in \Omega_h} \mathbf{B}_E((0, \varphi_i)^T, (0, \varphi_j)^T) + \sum_{\gamma \in \Gamma_h} \mathbf{J}_\gamma((0, \varphi_i)^T, (0, \varphi_j)^T) \quad (24)$$

$$F_i^x = \sum_{E \in \Omega_h} (f_x, \varphi_i)_E, \quad (25)$$

$$F_i^z = \sum_{E \in \Omega_h} (f_z, \varphi_i)_E. \quad (26)$$

Dispersión y Estabilidad Numérica

Los análisis de dispersión y estabilidad numérica son herramientas fundamentales que evalúan la aplicabilidad de los métodos numéricos para propagación de ondas y que ayudan a determinar los parámetros necesarios para realizar simulaciones, específicamente, incrementos en espacio y tiempo. Al analizar la dispersión numérica se busca obtener un criterio para determinar el tamaño de los incrementos en el espacio de tal manera que el error sea mínimo, y al analizar la estabilidad se busca obtener un rango para el incremento en el tiempo dentro del cual el método sea estable, es decir, dentro del cual la magnitud del campo de onda esté acotada.

La dispersión numérica es un tipo de error que se comporta de una manera similar a la dispersión física. Este fenómeno se presenta debido a que las ondas con altas frecuencias se transportan a una velocidad diferente que las de bajas

frecuencias, por lo que el frente de onda se dispersa. En la práctica, los resultados numéricos pueden parecer cualitativamente correctos, pero los tiempos de arribo pueden estar adelantados o atrasados, y las amplitudes y formas de onda también pueden estar distorsionadas. Para evitar que los resultados se vean afectados por este tipo de error es necesario determinar cuidadosamente el número de nodos por longitud de onda, de tal manera que la dispersión sea mínima para las frecuencias de interés.

En cuanto a la estabilidad numérica, es importante resaltar que la gran mayoría de los métodos que se utilizan en Sismología para discretizar las derivadas en el tiempo son condicionalmente estables. Esto significa que existe un rango restringido dentro del cual se puede seleccionar el incremento en el tiempo. De otra manera las amplitudes del campo de onda se incrementarían indefinidamente. Dado que por lo general las cotas impuestas por los criterios de estabilidad son más restrictivas que las impuestas por criterios de precisión, normalmente se escogen los incrementos en el tiempo más grandes posibles que permite el criterio de estabilidad. Las condiciones de estabilidad se expresan por lo general como una condición de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL), la cual es una desigualdad que acota el incremento en el tiempo con una constante por el incremento en el espacio dividido por la velocidad, donde la constante depende del método numérico en cuestión (Courant et al., 1967).

La precisión de SEM para el caso acústico ha sido estudiada por varios autores, por ejemplo Seriani y Priolo (1994), Mulder (1999), Cohen (2002), Ainsworth (2004a) y De Basabe y Sen (2007). La principal conclusión a la que llegaron estos autores es que el método arroja una precisión aceptable utilizando únicamente 4.5 nodos por longitud de onda en promedio y polinomios de orden cuatro o superior. Esta es una gran ventaja si lo comparamos, por ejemplo, con el método de orden 1 ó con los métodos de diferencias finitas con mallado intercalado, que necesitan por lo menos 10 nodos por longitud de onda, o con el de diferencias finitas con mallado estándar, que

requiere más de 15 nodos por longitud de onda. Además, en todos estos artículos se enfatiza la ventaja de utilizar polinomios de orden superior, ya que tienen menos dispersión y anisotropía numérica.

Por otro lado, el caso elástico ha sido estudiado por De Basabe y Sen (2007). Las conclusiones de estos autores fueron consistentes con las mencionadas para el caso acústico. Además, observaron que este método es superconvergente al incrementar el orden polinomial de las funciones base y que la anisotropía numérica es nula al usar polinomios de orden tres o superior. En la figura 1 se encuentran graficados los errores atribuibles a la dispersión numérica de SEM contra el logaritmo de la razón de muestreo δ utilizando polinomios de orden 1 hasta 4 ($k=1,\dots,4$). La pendiente de las rectas indica el orden de convergencia del método. De esta gráfica es posible concluir que el orden de convergencia de SEM es aproximadamente $2k$. Dado que el orden de convergencia esperada es k , se dice que este método tiene la propiedad de superconvergencia. La figura 2 muestra la anisotropía numérica de SEM de orden 2 a 4, donde se encuentra graficada la dispersión en función del ángulo entre la malla y el ángulo de incidencia. Para poder visualizar la anisotropía numérica, en la gráfica se utilizó una razón de las velocidades de la onda P sobre la onda S de $\alpha/\beta = 10$ (donde α y β son las velocidad de las ondas P y S respectivamente), una razón de muestreo de $\delta=0.2$ (5 nodos por longitud de onda), y una propagación de 200 longitudes de onda. En esta gráfica, la dispersión está normalizada, por lo tanto el círculo con radio 1 representa la ausencia de dispersión; tal es el caso de los métodos de orden 3 y 4. El método de segundo orden muestra una significativa anisotropía numérica asociada a la dispersión, con un error de hasta 50% a los 30° y 60° , mientras que para las ondas que se propagan paralelas a los ejes (0° y 90°) la dispersión es mínima. Para más detalles sobre las figuras 1 y 2 ver De Basabe et al.(2008).

La estabilidad de SEM en los casos acústico y elástico utilizando el método clásico de diferencias finitas y los de Lax-Wendroff de orden superior ha sido estudiada por De Basabe

y Sen (2010). En ese artículo se utilizó el método de Euler para obtener condiciones de CFL, y se muestran condiciones necesarias y suficientes de estabilidad hasta orden 10 en espacio y tiempo. Como se mencionó anteriormente, las condiciones de CFL se expresan como una desigualdad de la forma

$$\Delta t \leq C \frac{h}{\alpha}, \quad (27)$$

donde Δt es el incremento en el tiempo, α es la velocidad de la onda P, h es el tamaño de los elementos, y C es una constante que depende únicamente de los métodos numéricos en cuestión. Los valores de C para SEM de orden 1 a 10 utilizando el método clásico de diferencias finitas para discretizar las derivadas temporales se muestran en la tabla 1 para el caso acústico y en la tabla 3 para el caso elástico. Muchas veces las condiciones de estabilidad se muestran utilizando el incremento mínimo en el espacio Δx en lugar del tamaño de los elementos h , de la siguiente manera:

$$\Delta t \leq C' \frac{\Delta x}{\alpha}. \quad (28)$$

Las constantes C' de la ecuación (28) se muestran en las tablas 2 y 4 para los casos acústico y elástico respectivamente. Al utilizar el incremento mínimo en lugar del tamaño de los elementos se observa que las constantes se acercan asintóticamente a los valores de 0.607 y 0.7 para los casos acústico y elástico respectivamente.

Por su parte, la dispersión numérica de DGM en el caso acústico ha sido estudiada por Hu et al. (1999), Stanescu et al. (2000), Ainsworth (2004b) y Ainsworth et al., (2006), y el caso elástico ha sido estudiado por De Basabe et al. (2008). Las principales conclusiones son que los métodos de orden 1 y 2 tienen menor dispersión numérica que los de SEM y que los de orden superior tienen las mismas ventajas que los de SEM en cuanto a la superconvergencia y anisotropía numérica si se escogen cuidadosamente los parámetros y tipos de bases. La figura 3 muestra la convergencia del error de la dispersión para la versión SIPG de DGM y los nodos de GLL. Comparando esta figura con la figura 1 se observa

que el orden de convergencia de este método es igual al de SEM. Las otras versiones de DGM tienen una convergencia más lenta con respecto a la dispersión numérica. La figura 4 muestran la anisotropía numérica de SIPG utilizando los mismos parámetros que en la figura 2 y los nodos de GLL. En esta figura se observa que los métodos de orden 3 y 4 no tienen anisotropía numérica y que la anisotropía del método de segundo orden es menor que la de SEM de segundo orden (comparar con la figura 2). La estabilidad de DGM

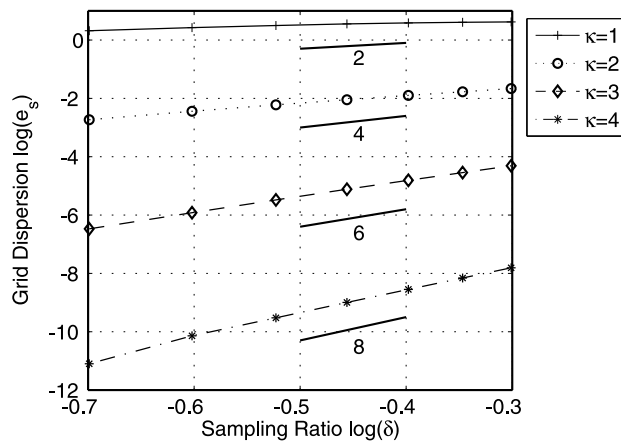


Figura 1. Error por dispersión numérica de SEM de orden 1 a 4 en el caso elástico (De Basabe et al., 2008)

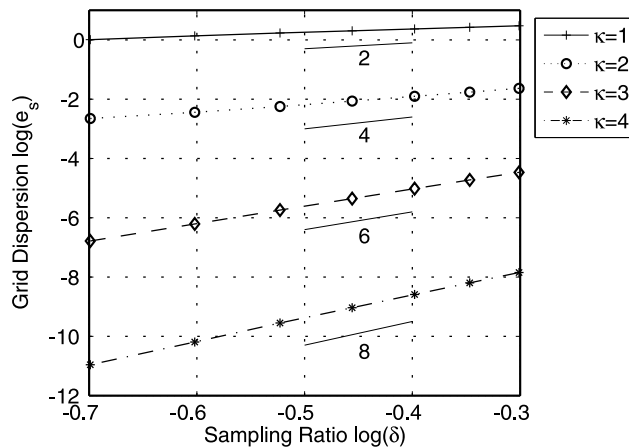


Figura 3. Error por dispersión numérica de la versión SIPG de DGM de orden 1 a 4 en el caso elástico (De Basabe et al., 2008).

en los casos acústico y elástico ha sido estudiada por De Basabe y Sen (2010), y los resultados se muestran en las tablas 1 al 4. Al comparar las condiciones de estabilidad de las tres versiones de DGM, se observa que la versión simétrica (SIPG) tiene un rango de estabilidad más amplio que NIPG y IIPG. Sin embargo, al contrastar con las condiciones de SEM, se observa que son casi 20% más restrictivas en el caso acústico y más de 60% más restrictivas en el caso elástico.

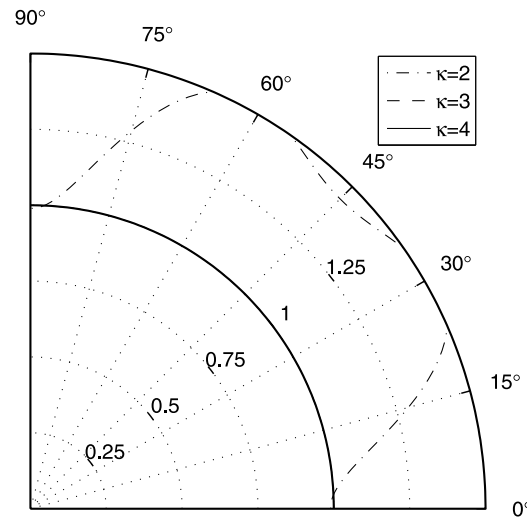


Figura 2. Anisotropía numérica de SEM de orden 2 a 4 en el caso elástico para una propagación de 200 longitudes de onda (De Basabe et al., 2008)

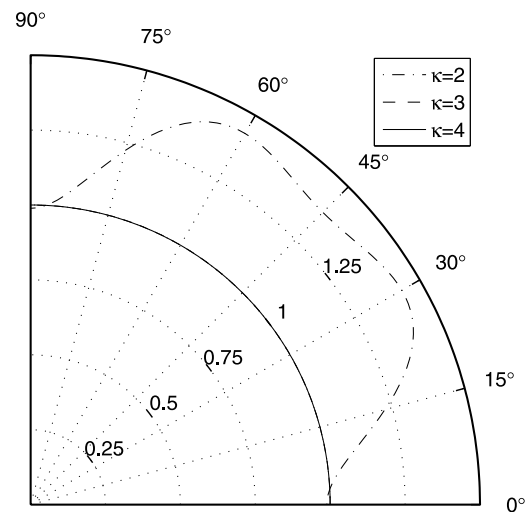


Figure 4. Anisotropía numérica de la versión SIPG de DGM de orden 2 a 4 en el caso elástico para una propagación de 200 longitudes de onda (De Basabe et al., 2008)

Tabla 1. Constantes para las condiciones de estabilidad en el caso acústico para SEM y las tres versiones de DGM en función del tamaño de los elementos h . Las constantes para SIPG, IIPG y NIPG son para las bases tipo GLL (De Basabe y Sen, 2010)

Orden	SEM	SIPG	IIPG	NIPG
1	0.709	0.408	0.408	0.353
2	0.288	0.182	0.166	0.152
3	0.164	0.108	0.0934	0.0831
4	0.104	0.0725	0.0600	0.0522
5	0.0714	0.0520	0.0419	0.0359
6	0.0516	0.0391	0.0309	0.0262
7	0.0390	0.0305	0.0238	0.0200
8	0.0304	0.0244	0.0188	0.0157
9	0.0244	0.0200	0.0153	0.0127
10	0.0200	0.0167	0.0126	0.0105

Tabla 3. Constantes para las condiciones de estabilidad en el caso elástico para SEM y las tres versiones de DGM en función del tamaño de los elementos h utilizando $\alpha/\beta = 1.4$. Las constantes para SIPG, IIPG y NIPG son para las bases tipo GLL (De Basabe y Sen, 2010)

Orden	SEM	SIPG	IIPG	NIPG
1	0.816	0.288	0.287	0.272
2	0.333	0.121	0.117	0.113
3	0.189	0.0683	0.0650	0.0622
4	0.120	0.0439	0.0413	0.0392
5	0.0823	0.0306	0.0286	0.0270
6	0.0595	0.0226	0.0210	0.0197
7	0.0449	0.0173	0.0161	0.0150
8	0.0350	0.0137	0.0127	0.0118
9	0.0281	0.0111	0.0103	0.00960
10	0.0230	0.00926	0.00852	0.00792

Tabla 2. Constantes para las condiciones de estabilidad en el caso acústico para SEM y las tres versiones de DGM en función del incremento mínimo Δx . Las constantes para SIPG, IIPG y NIPG son para las bases tipo GLL (De Basabe y Sen, 2010)

Orden	SEM	SIPG	IIPG	NIPG
1	0.709	0.408	0.408	0.353
2	0.577	0.365	0.333	0.305
3	0.593	0.393	0.338	0.301
4	0.604	0.420	0.347	0.302
5	0.608	0.443	0.357	0.306
6	0.608	0.461	0.364	0.309
7	0.608	0.476	0.371	0.312
8	0.607	0.488	0.376	0.314
9	0.607	0.498	0.381	0.316
10	0.607	0.506	0.384	0.318

Tabla 4. Constantes para las condiciones de estabilidad en el caso elástico para SEM y las tres versiones de DGM en función del tamaño del incremento mínimo Δx utilizando $\alpha/\beta = 1.4$. Las constantes para SIPG, IIPG y NIPG son para las bases tipo GLL. (De Basabe y Sen, 2010)

Orden	SEM	SIPG	IIPG	NIPG
1	0.816	0.288	0.287	0.272
2	0.666	0.243	0.235	0.226
3	0.684	0.247	0.235	0.225
4	0.697	0.254	0.239	0.227
5	0.700	0.261	0.244	0.230
6	0.700	0.266	0.247	0.232
7	0.700	0.271	0.251	0.235
8	0.699	0.274	0.253	0.236
9	0.698	0.278	0.256	0.238
10	0.698	0.280	0.258	0.240

Sismogramas Sintéticos

En esta sección, comparamos los resultados numéricos de SEM y DGM para el problema de Lamb (Lamb, 1904), utilizando un semiespacio isotrópico homogéneo con velocidades de ondas P y S, y densidad dadas por 3 km/s, 1.73 km/s y 2.5 g/cm (ver figura 5). La superficie libre está ubicada en $z=0$. La fuente sísmica tiene un componente vertical ubicada en el punto (0, 0.05 km), con una ondícula de Ricker centrada en 0.08 s con frecuencia central de 17.3 Hz. La solución exacta de este problema se puede obtener utilizando el método de Cagniard-De Hoop (Aki y Richards, 2006, capítulo 6). Para calcular la solución analítica de este problema, utilizamos el código de Fortran disponible en la página de internet del proyecto SPICE.¹

En las figuras 6 y 7 se muestran los sismogramas sintéticos para una estación ubicada en la superficie, en el punto (1 km, 0), para SEM y DGM de orden 1, 2, 4 y 8. En las discretizaciones de diferentes órdenes se utilizaron consistentemente 10 nodos por longitud de onda para la frecuencia central de la onda S. En estas figuras, se puede observar que los métodos de orden 1 introducen un poco de dispersión numérica, la cual se manifiesta principalmente como oscilaciones espurias después del arribo de la onda S. Al observar los errores en la amplitud y la fase es posible apreciar como estos errores disminuyen rápidamente al incrementar el orden polinomial; en particular, las aproximaciones de orden 8 son casi indistinguibles de la solución exacta. Para comparar los métodos de orden superior, en la figura 8 se muestran los sismogramas obtenidos con SEM y DGM de orden 4 y 8. En esta figura, se muestra únicamente el arribo de la onda S, que es donde se observan los errores más claramente. En esta escala es posible apreciar que hay pequeños errores en la amplitud y la fase, en particular para las aproximaciones de SEM. Aunque aparentemente los resultados de DGM son más exactos, esto se debe en parte a que se

utilizaron incrementos en tiempo más pequeños debido a que las condiciones de estabilidad son más restrictivas. Dicho de otra manera, los errores observados se atribuyen principalmente a la discretización en el tiempo.

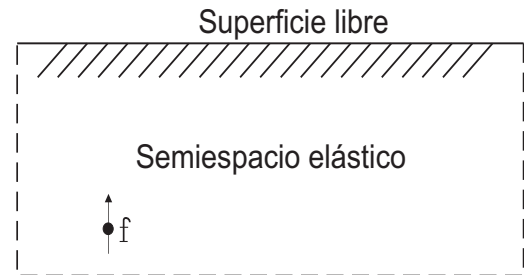


Figura 5. Geometría del problema de Lamb. Este problema consiste en un semiespacio elástico con una superficie libre y una fuente puntual. Las líneas discontinuas representan los bordes artificiales introducidos al truncar el dominio para las simulaciones.

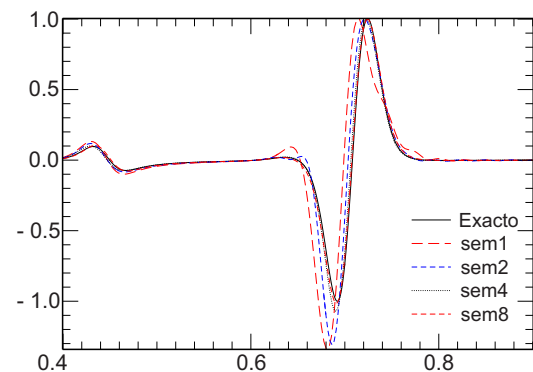


Figura 6. Sismogramas sintéticos para el problema de Lamb utilizando SEM de orden 1, 2, 4 y 8. El tamaño de los elementos para la discretización en el espacio fue seleccionado para obtener 10 nodos para la longitud de la onda S de la frecuencia central, y los incrementos en el tiempo utilizados son los máximos permitidos por las condiciones de estabilidad.

¹ Seismic wave Propagation and Imaging in Complex media: an European network (SPICE)

<http://www.spice-rtn.org/library/software/EXDDIR>

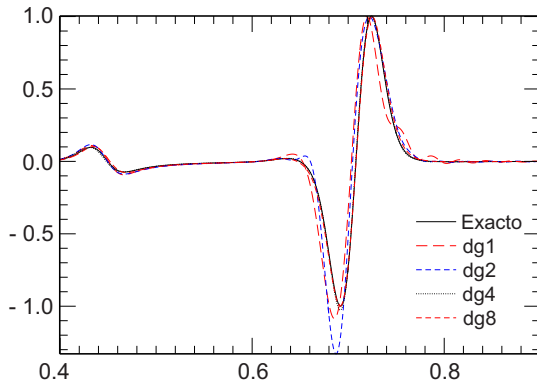


Figura 7. Sismogramas sintéticos para el problema de Lamb utilizando DGM de orden 1, 2, 4 y 8. El tamaño de los elementos para la discretización en el espacio fue seleccionado para obtener 10 nodos para la longitud de la onda S de la frecuencia central, y los incrementos en el tiempo utilizados son los máximos permitidos por las condiciones de estabilidad.

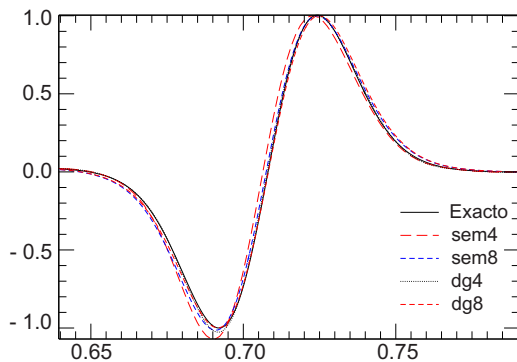


Figura 8. Comparación de los simogramas de orden 4 y 8 utilizando SEM y DGM.

CONCLUSIONES

En este artículo hemos descrito brevemente dos métodos que se derivan del de elementos finitos y que ofrecen ventajas para simulaciones en sismología. Estos métodos son el de elementos espectrales y el de Galerkin discontinuo. Para enfatizar sus ventajas, hemos presentado los principales resultados del análisis de dispersión y estabilidad numérica, así como su aplicación para el problema de Lamb. A continuación se presentan algunas conclusiones:

- Los métodos de primer orden requieren un número elevado de nodos por longitud de onda debido a su dispersión y anisotropía numérica, y son más sensibles a la razón entre las velocidades de las ondas P y S.
- La dispersión y anisotropía numérica de los métodos de orden 4 ó superior es mínima, utilizando al menos 4 nodos por longitud de onda.
- Al comparar las tres versiones de IP-DGM, la simétrica (SIPG) tiene mejores propiedades en cuanto a dispersión y estabilidad, en particular si se utilizan los nodos de Gauss o de GLL para construir las funciones base.
- Comparando SEM con IP-DGM, los dos métodos ofrecen ventajas similares en cuanto a dispersión y anisotropía numérica, pero IP-DGM tiene la desventaja de que sus condiciones de estabilidad son más restrictivas. Sin embargo, IP-DGM ofrece ventajas sobre SEM que no se discutieron en este artículo, como la posibilidad de utilizar otros tipos de elementos y bases, y de utilizar mallas más generales (e.g. Sun y Wheeler, 2005; Käser y Dumsler, 2006).

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al CONACYT por la beca otorgada durante mi estancia en la Universidad de Texas, Austin, así como por el apoyo por repatriación. Así mismo, a Antonio González por su revisión experta que mejoró este manuscrito, y a un revisor anónimo por sus observaciones.

REFERENCIAS

- Ainsworth, M., 2004a. Discrete dispersion relation for hp-version finite element approximation at high wave number, *SIAM Journal on Numerical Analysis*, **42**(2), 553-575.
- Ainsworth, M., 2004b. Dispersive and dissipative behaviour of high order discontinuous Galerkin finite element methods, *Journal of Computational Physics*, **198**(1), 106-130.
- Ainsworth, M., Monk, P., and Muniz, W., 2006. Dispersive and dissipative properties of discontinuous Galerkin finite element methods for the second-order wave equation, *Journal of Scientific Computing*, **27**(1), 5-40.
- Aki, K. and Richards, P., 2002. *Quantitative Seismology*, University Science Books, Sausalito, California, 2nd ed.
- Alford, R., Kelly, K., and Boore, D., 1974. Accuracy of finite-difference modeling of the acoustic wave equation, *Geophysics*, **39**(6), 834-842.
- Alterman, Z. and Karal, F., 1968. Propagation of elastic waves in layered media by finite difference methods, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **58**(1), 367-398.
- Bao, H., Bielak, J., Ghattas, O., Kallivokas, L., O'Hallaron, D., Shewchuk, J., and Xu, J., 1998. Large-scale simulation of elastic wave propagation in heterogeneous media on parallel computers, *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, **152**(1-2), 85-102.
- Carcione, J., Herman, G., and Ten Kroode, A., 2002. Seismic modeling, *Geophysics*, **67**(4), 1304-1325.
- Cerveny, V., 2001. *Seismic ray theory*, Cambridge Univ Press.
- Chaljub, E., Komatitsch, D., Vilotte, J.-P., Capdeville, Y., Valette, B., and Festa, G., 2007. Spectral element analysis in seismology, in *Advances in Wave Propagation in Heterogeneous Media*, Advances in Geophysics, pp. 365-419, eds Wu, R.-S. & Maupin, V., Elsevier.
- Chopra, A. K., Dibaj, M., Clough, R. W., Penzien, J., and Seed, H. B., 1969. Earthquake analysis of earth dams, *4th World Conf. Earthquake Engineering*, pp. A5-55.
- Cockburn, B. and Shu, C., 1989. TVB Runge-Kutta Local Projection Discontinuous Galerkin Finite Element Method for Conservation Laws II: General Framework, *Mathematics of Computation*, **52**(186), 411-435.
- Cockburn, B. and Shu, C.-W., 1998. The Runge-Kutta discontinuous Galerkin method for conservation laws V: multidimensional systems, *Journal of Computational Physics*, **141**(2), 199-224.
- Cockburn, B., Lin, S., and Shu, C., 1989. TVB Runge-Kutta local projection discontinuous Galerkin finite element method for conservation laws III: one-dimensional systems, *Journal of Computational Physics*, **84**(1), 90-113.

- Cockburn, B., Hou, S., and Shu, C.-W., 1990. The Runge-Kutta Local Projection Discontinuous Galerkin Finite Element Method for Conservation Laws. IV: The Multidimensional Case, *Mathematics of Computation*, **54**(190), 545-581.
- Cohen, G., 2002. *Higher-Order Numerical Methods for Transient Wave Equations*, Scientific Computation, Springer-Verlag.
- Courant, R., Friedrichs, K., and Lewy, H., 1967. On the partial difference equations of mathematical physics, *IBM Journal of Research and Development*, **11**(2), 215-234.
- Darlow, B., 1980. *A Penalty-Galerkin Method for Solving the Miscible Displacement Problem*, Ph.D. thesis, Rice University, Houston, Texas.
- Dawson, C., Sun, S., and Wheeler, M. F., 2004. Compatible algorithms for coupled flow and transport, *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, **193**(23-26), 2565-2580.
- De Basabe, J. D. and Sen, M. K., 2007. Grid dispersion and stability criteria of some common finite-element methods for acoustic and elastic wave equations, *Geophysics*, **72**(6), T81-T95.
- De Basabe, J. D. and Sen, M. K., 2010. Stability of the high-order finite elements for acoustic or elastic wave propagation with high-order time stepping, *Geophysical Journal International*, **181**(1), 577-590.
- De Basabe, J. D., Sen, M. K., and Wheeler, M. F., 2008. The interior penalty discontinuous Galerkin method for elastic wave propagation: Grid dispersion, *Geophysical Journal International*, **175**(1), 83-93.
- De la Puente, J., Käser, M., Dumbser, M., and Igel, H., 2007. An arbitrary high-order discontinuous Galerkin method for elastic waves on unstructured meshes -- IV. Anisotropy, *Geophysical Journal International*, **169**(3), 1210-1228.
- Dormy, E. and Tarantola, A., 1995. Numerical simulation of elastic wave propagation using a finite volume method, *Journal of Geophysical Research*, **100**(B2), 2123-2134.
- Dumbser, M. and Käser, M., 2006. An arbitrary high-order discontinuous Galerkin method for elastic waves on unstructured meshes -- II. The three-dimensional isotropic case, *Geophysical Journal International*, **167**(1), 319-336.
- Dumbser, M. and Munz, C.-D., 2006. Building Blocks for Arbitrary High Order Discontinuous Galerkin Schemes, *Journal of Scientific Computing*, **27**(1-3), 215-230.
- Dumbser, M., Käser, M., and de la Puente, J., 2007a. Arbitrary high-order finite volume schemes for seismic wave propagation on unstructured meshes in 2D and 3D, *Geophysical Journal International*, **171**(2), 665-694.
- Dumbser, M., Käser, M., and Toro, E., 2007b. An arbitrary high-order Discontinuous Galerkin method for elastic waves on unstructured meshes -- V. Local time stepping and p-adaptivity, *Geophysical Journal International*, **171**(2), 695-717.
- Fornberg, B., 1987. The pseudospectral method: Comparisons with finite differences for the elastic wave equation, *Geophysics*, **52**(4), 483-501.

- Grote, M., Schneebeli, A., and Schotzau, D., 2006. Discontinuous Galerkin Finite Element Method for the Wave Equation, *SIAM Journal on Numerical Analysis*, **44**(6), 2408-2431.
- Hu, F., Hussaini, M., and Rasitarinera, P., 1999. An analysis of the discontinuous Galerkin method for wave propagation problems, *Journal of Computational Physics*, **151**(2), 921-946.
- Käser, M. and Dumbser, M., 2006. An arbitrary high-order discontinuous Galerkin method for elastic waves on unstructured meshes -- I. The two-dimensional isotropic case with external source terms, *Geophysical Journal International*, **166**(2), 855-877.
- Käser, M., Dumbser, M., de la Puente, J., and Igel, H., 2007a. An arbitrary high-order discontinuous Galerkin method for elastic waves on unstructured meshes - III. Viscoelastic attenuation, *Geophysical Journal International*, **168**(1), 224-242.
- Käser, M., Mai, P., and Dumbser, M., 2007b. Accurate Calculation of Fault-Rupture Models Using the High-Order Discontinuous Galerkin Method on Tetrahedral Meshes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97**(5), 1570-1586.
- Kelly, K., Ward, R., Treitel, S., and Alford, R., 1976. Synthetic seismograms -A finite-difference approach, *Geophysics*, **41**(1), 2-27.
- Komatitsch, D. and Tromp, J., 1999. Introduction to the spectral element method for three-dimensional seismic wave propagation, *Geophysical Journal International*, **139**(3), 806-822.
- Komatitsch, D. and Tromp, J., 2002a. Spectral-element simulations of global seismic wave propagation-I. Validation, *Geophysical Journal International*, **149**(2), 390-412.
- Komatitsch, D. and Tromp, J., 2002b. Spectral-element simulations of global seismic wave propagation-II. Three-dimensional models, oceans, rotation and self-gravitation, *Geophysical Journal International*, **150**(1), 303-318.
- Komatitsch, D. and Vilotte, J., 1998. The spectral-element method: an efficient tool to simulate the seismic response of 2D and 3D geological structures, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88**(2), 368-392.
- Komatitsch, D., Ritsema, J., and Tromp, J., 2002. The spectral-element method, Beowulf computing, and global seismology, *Science*, **298** (5599), 1737-1742.
- Komatitsch, D., Liu, Q., Tromp, J., Süß, P., Stidham, C., and Shaw, J., 2004. Simulations of Ground Motion in the Los Angeles Basin Based upon the Spectral-Element Method, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **94**(1), 187-206.
- Komatitsch, D., Tsuboi, S., and Tromp, J., 2005. The spectral-element method in seismology, *Geophysical Monograph*, **157**, 205-227.
- Kosloff, D. and Baysal, E., 1982. Forward modeling by a Fourier method, *Geophysics*, **47**(10), 1402-1412.
- Lamb, H., 1904. On the Propagation of Tremors over the Surface of an Elastic Solid, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **203**, 1-42.
- Lax, P. D. and Wendroff, B., 1964. Difference schemes for hyperbolic equations with high order of accuracy, *Communications on Pure and Applied Mathematics*, **17**(3), 381-398.
- Levander, A., 1988. Fourth-order finite-difference P-SV seismograms, *Geophysics*, **53**, 1425.

- Lysmer, J. and Drake, L., 1972. A finite element method for seismology, in *Methods in Computational Physics*, vol. 11, pp. 181-216, Academic Press.
- Madariaga, R., 1976. Dynamics of an expanding circular fault, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **66**(3), 639-666.
- Madec, R., Komatitsch, D., and Diaz, J., 2009. Energy-conserving local time stepping based on high-order finite elements for seismic wave propagation across a fluid-solid interface, *Computer Modeling in Engineering and Sciences*, **49**(2), 163-189.
- Madrid, J., 2008. A geometrical approach to time evolving wave fronts, *Geophysical Journal International*, **172**(3), 1117-1122.
- Marfurt, K. J., 1984. Accuracy of finite-difference and finite-element modeling of the scalar and elastic wave equations, *Geophysics*, **49**(5), 533-549.
- Marfurt, K. J., 1990. Analysis of higher order finite element methods, in *Numerical modeling of seismic wave propagation*, vol. 13, pp. 516-520, ed. Marfurt, K. J., Soc. of Expl. Geophys.
- Moczo, P., Kristek, J., and Halada, L., 2000. 3D fourth-order staggered-grid finite-difference schemes: stability and grid dispersion, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**(3), 587-603.
- Mulder, W. A., 1999. Spurious modes in finite-element discretizations of the wave equation may not be all that bad, *Applied Numerical Mathematics*, **30**(4), 425-445.
- Mullen, R. and Belytschko, T., 1982. Dispersion analysis of finite element semidiscretizations of the two-dimensional wave equation, *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, **18**(1), 11-29.
- Patera, A. T., 1984. A spectral element method for fluid dynamics: Laminar flow in a channel expansion, *Journal of Computational Physics*, **54**(3), 468-488.
- Priolo, E., 2001. Earthquake Ground Motion Simulation Through the 2-D Spectral Element Method, *Journal of Computational Acoustics*, **9**(4), 1561-1581.
- Reed, W. and Hill, T., 1973. Triangular mesh methods for the neutron transport equation, *Los Alamos Scientific Laboratory Technical Report*, **LA-UR-73-479**.
- Rivière, B. and Wheeler, M. F., 2001. Discontinuous finite element methods for acoustic and elastic wave problems. part I: Semidiscrete error estimates, *TICAM report*, **0**(01-02), 1-12.
- Rivière, B., Wheeler, M., and Girault, V., 1999. Improved energy estimates for interior penalty, constrained and discontinuous Galerkin methods for elliptic problems. Part I, *Computational Geosciences*, **3**(3), 337-360.
- Rivière, B., Wheeler, M. F., and Girault, V., 2001. A Priori Error Estimates for Finite Element Methods Based on Discontinuous Approximation Spaces for Elliptic Problems, *SIAM Journal on Numerical Analysis*, **39**(3), 902-931.
- Seriani, G. and Priolo, E., 1994. Spectral element method for acoustic wave simulation in heterogeneous media, *Finite Elements in Analysis and Design*, **16**(3-4), 337-348.
- Smith, W. D., 1975. The application of finite element analysis of body wave propagation problems, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **42**(2), 747-768.

- Stanescu, D., Kopriva, D., and Hussaini, M., 2000. Dispersion Analysis for Discontinuous Spectral Element Methods, *Journal of Scientific Computing*, **15**(2), 149-171.
- Sun, S. and Wheeler, M., 2005. Discontinuous Galerkin methods for coupled flow and reactive transport problems, *Applied Numerical Mathematics*, **52**(2-3), 273-298.
- Tordjman, N., 1995. *Eléments finis d'ordre élevé avec condensation de masse pour l'équation des ondes*, Ph.D. thesis, Université de Paris, IX-Dauphine.
- Tordjman, N., Cohen, G., and Joly, P., 1994. Eléments finis d'ordre élevé avec condensation de masse pour l'équation des ondes en dimension 1, Rapport de Recherche 2323, INRIA, Le Chesnay, France.
- Virieux, J., 1984. SH wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite-difference method, *Geophysics*, **49**(11), 1933-1957.
- Virieux, J., 1986. P-SV wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite-difference method, *Geophysics*, **51**(4), 889-901.

Manuscrito recibido: 31 de mayo, 2011

Recepción del manuscrito corregido: 29 de septiembre, 2011

Manuscrito aceptado: 10 de diciembre, 2011

ARISTARCO DE SAMOS Y LA XVI OLIMPIADA DE CIENCIAS DE LA TIERRA

Enrique Gómez Treviño

egomez@cicese.mx

División de Ciencias de la Tierra, CICESE, Ensenada, Baja California, México 22860

En lugar de divulgar conocimientos, tal vez deberíamos esparcir los procesos que llevaron a esos conocimientos. Y no es que no haya esfuerzos en este sentido, sino que tendemos naturalmente a enfatizar los resultados sobre los procedimientos utilizados para obtenerlos. Las cosas ocurren de esta manera por variadas y legítimas razones: Por un lado tenemos que, en la práctica, el resultado es lo más importante. Por ejemplo: saber que hay que lavarse las manos antes de comer es, en general, más importante que recordar los experimentos que tuvo que realizar Pasteur para probar su teoría microbiana de las enfermedades. Otra de las razones es que un descubrimiento que tomó mucho esfuerzo y talento resulta obvio con el paso del tiempo. La redondez de la Tierra es un ejemplo. Las fotografías de la Tierra desde el espacio le restan, de cierta manera, interés a los elaborados argumentos y mediciones de los antiguos griegos. Otra razón es que un resultado se puede expresar con una sola afirmación, mientras que un procedimiento requiere muchas afirmaciones, además de conceptos y razonamientos encadenados con una lógica rigurosa. Detrás de la afirmación de que la Tierra tiene 4,500 millones de años está un sinnúmero de conceptos y mediciones especializadas que se sostienen unas en otras de manera rigurosa.

Junto a cualquier descubrimiento siempre hay una historia que merece ser contada. Es la historia de cómo una observación llevó a un razonamiento y cómo éste generó una nueva observación y así hasta llegar al resultado. Sería difícil encontrar en toda la historia de la ciencia un ejemplo que ilustre este proceso mejor que la proeza de Aristarco de Samos y su modelo heliocéntrico. Pionero en la aplicación de la geometría a los objetos del cielo, midió los tamaños de la Luna y el Sol así como sus distancias a la Tierra. Como conclusión propuso un modelo heliocéntrico en el que la Tierra gira sobre su eje una vez al día. Copérnico conocía el modelo de Aristarco pero no lo menciona en su publicación, aunque sí lo incluyó en el manuscrito enviado al impresor. Al parecer, a última hora decidió borrar cualquier relación con Aristarco. Los métodos de Aristarco son simples e ingeniosos, despliegan talento y elegancia además de absoluto rigor. La geometría que utiliza no va más allá de lo que hoy en día se enseña en preparatoria, por lo que consideré que era un tema idóneo para la olimpiada. En la camiseta que se les entregó a los alumnos se imprimió el triángulo recto que utilizó para medir la distancia al Sol. También se imprimió la leyenda *“Aristarco de Samos: ¡eres mi héroe!”*

Participaron 70 estudiantes de 15 preparatorias del Estado de Baja California. Los ganadores fueron: Primer lugar: Alberto Vega Robles, Cobach La Mesa de Tijuana y su asesor Manuel Armando Gómez Piñón. Segundo lugar: Guillermo Ortega Morales, del Cobach Guadalupe Victoria de Mexicali y su asesor Felipe De Luis Rodríguez. Tercer lugar: José Ángel Hernández Ayala, del Cobach Siglo XXI de Tijuana y su asesora Gabriela de la Selva Rubio.

A continuación se reproduce la guía sobre el tema de Aristarco, así como las 30 preguntas nuevas del examen. El resto del examen, 70 preguntas más, se tomaron de las últimas tres olimpiadas: *“Rayos y Centellas”*, *“Los Colores del Cielo”* y *“Mexicano Tiene 50 Esclavos”*.

Aristarco de Samos: guía para la XVI Olimpiada de Ciencias de la Tierra para estudiantes de preparatoria de Baja California. Viernes 20 de mayo de 2011. Auditorio de Ciencias de la Tierra. CICESE. Ensenada, Baja California.

Este año el tema principal de las 25 preguntas nuevas del examen será Aristarco de Samos, quien para muchos fue el geómetra más audaz de la antigua Grecia. Se le recuerda no tanto por haber demostrado teoremas complicados, sino por haber propuesto el modelo heliocéntrico casi dos mil años antes que Copérnico. Su propuesta no era una simple ocurrencia para contrariar a los seguidores de Aristóteles que consideraban a la Tierra como el centro del Universo. De hecho, Aristarco mismo hizo sus mediciones con el modelo geocéntrico en mente, pues era el único que existía en su tiempo. Tal vez tuvo que oponerse al modelo Aristotélico muy a su pesar, pero no le quedaba otra alternativa dadas sus mediciones del tamaño de la Luna y del Sol y de sus distancias a la Tierra. En forma implícita el modelo geocéntrico supone que la Tierra es más grande que la Luna y el Sol. De hecho, si nos atenemos solamente al tamaño aparente que tienen en el cielo no podemos conocer sus dimensiones reales. Y es que el tamaño aparente de cualquier objeto cambia con la distancia a la que se encuentre. Una Luna y un Sol mucho más pequeños que los reales pero a menor distancia los veríamos en el cielo igual que a los reales. El problema que se planteó Aristarco fue cómo calcular las dimensiones reales de la Luna y el Sol tomando en cuenta la distancia a la que se encuentran. El otro problema era que tampoco se sabía la distancia a la que se encuentran. De ahí la audacia de Aristarco: intentar medir lo que nadie había medido porque no se podía medir. ¿Cómo lo hizo?

Esto es lo que queremos transmitir en esta olimpiada: muchos problemas que parecen imposibles terminan por resolverse con ingeniosas combinaciones de razonamientos y observaciones. Lo más impresionante de este caso es que Aristarco resolvió sus problemas con no más matemáticas que las que se enseñan

actualmente en secundaria y a lo más en preparatoria. Veamos lo que hizo.

1) En un eclipse de Luna midió el tiempo que tarda la Luna desde que se inicia el eclipse hasta el momento en que la Luna termina por entrar en la sombra de la Tierra. En ese lapso de tiempo, razonó Aristarco, la Luna avanzó en el cielo su propio diámetro. Enseguida imaginó la circunferencia completa de la órbita de la Luna alrededor de la Tierra como compuesta de muchas lunas colocadas una al lado de la otra, como cubrir un círculo con monedas colocadas una al lado de la otra. ¿Cuántas lunas caben en la circunferencia que describe Luna? Astutamente Aristarco traslada el problema a una comparación de tiempos. ¿Cuántos lapsos de tiempo de un diámetro caben en los 30 días que le toma a la Luna darle una vuelta completa a la Tierra? Así, al conocer la circunferencia de la órbita pudo calcular su radio, el cual no es otra cosa que la distancia de la Tierra a la Luna. Al parecer el problema de calcular la distancia a la Luna estaba resuelto, excepto que sólo como un número multiplicado por el diámetro de la Luna.

2) ¿Y cuánto mide el diámetro de la Luna? Aristarco nos dice que volvamos al eclipse y midamos el tiempo que permanece la Luna completamente dentro de la sombra de la Tierra. Resulta que este tiempo es el doble del que le toma a la Luna desplazarse una distancia igual a su propio diámetro. Esto quiere decir que la Luna cabe dos veces en la sombra de la Tierra. Si se considera que la sombra de la Tierra tiene forma de cilindro con diámetro igual al de la Tierra, entonces el diámetro de la Luna es igual a la mitad del de la Tierra.

3) ¿Y cuánto mide el diámetro de la Tierra? Esta medición la realizó Eratóstenes más o menos en la misma época. Busquen cómo hizo Eratóstenes para medirlo. Su resultado está muy cercano al que se conoce actualmente, y lo calculó midiendo solamente el ángulo de una sombra y la distancia entre dos ciudades separadas por varios cientos de kilómetros. Entiendan bien la fórmula que utilizó Eratóstenes porque se les podría pedir que la apliquen a dos ciudades de la Península de Baja California.

4) Con el resultado de Eratóstenes ya se puede calcular el diámetro de la Luna y, con el diámetro de la Luna, la distancia de la Luna a la Tierra. Falta el diámetro del Sol y su distancia. Para esto Aristarco encontró un triángulo rectángulo en el cielo, el cual se forma dos veces al mes. El vértice del ángulo recto lo puso en la Luna, con un cateto hacia la Tierra y el otro hacia el Sol. Esto es, un cateto es la distancia Tierra-Luna la cual ya conocemos, y el otro es la distancia Tierra-Sol la cual necesitamos. Faltaba un ángulo para calcular esta distancia y Aristarco lo midió. La distancia al Sol resultó ser muchas veces la distancia a la Luna.

5) Una vez conocida la distancia al Sol es muy fácil conocer su diámetro. Para esto Aristarco utilizó el concepto de paralaje. En un triángulo isósceles de base más pequeña que sus otros dos lados, la base puede calcularse conociendo el ángulo opuesto y la altura. La base es aproximadamente la altura multiplicada por el ángulo expresado en radianes. Aristarco conocía el ángulo que subtiende la Luna y utilizó ese ángulo para el Sol (¿Por qué?). El diámetro del Sol resultó mucho mayor que los de la Luna y la Tierra.

6) Tal vez Aristarco se sorprendió de sus propios resultados. Como seguidor del modelo geocéntrico seguramente esperaba que la Tierra fuera la de mayor tamaño, pues no en vano todo el cosmos supuestamente giraba alrededor de ella. Sin embargo, las cosas no le salieron de esta manera. La Tierra resultó ser mucho más pequeña que el Sol. Entonces, razonó Aristarco, si la Luna, que es más pequeña que la Tierra gira alrededor de ésta: ¿Por qué la Tierra, que es más pequeña que el Sol, haría que éste gire alrededor de ella? Lo más razonable era que la Tierra girara alrededor del objeto mayor, o sea el Sol. Lo único que hay que agregar a lo anterior es que Aristarco se dio cuenta que la sombra que proyecta la Tierra no tiene la forma de cilindro sino de cono, porque el Sol no está a una distancia infinita. Corrigió sus observaciones por este efecto y resultó que el diámetro de la Luna era menor de lo que había estimado suponiendo un cilindro.

Como se habrán dado cuenta, en toda la narración anterior se han omitido varios números que obtuvo Aristarco. La idea es que ustedes revisen en Internet estas cantidades con la guía que se les está dando. Encontrarán innumerables figuras al respecto así como narraciones sobre lo que hizo Aristarco de Samos. Sus métodos fueron imitados muchos siglos después y sus números perfeccionados cuando se inventó el telescopio.

Como en años anteriores, habrá unas cuantas preguntas sobre lo que pasó el año anterior en relación con fenómenos tales como grandes sismos a nivel mundial y huracanes que afectaron a nuestro país. En total serán 100 preguntas. De las olimpiadas XIV y XV se tomarán las 25 “nuevas” de los temas correspondientes (“Los colores del cielo” y “Rayos y centellas”) y de la XIII se tomarán 20 preguntas. Estas 70 preguntas las pueden consultar en los informes correspondientes a las olimpiadas mencionadas, los cuales están disponibles en esta misma página (www.ugm.org.mx). Para los que nunca han asistido a una de nuestras olimpiadas se les recomienda ver en YouTube: <http://www.youtube.com/watch?v=Q5d-4HvP32U>.

Por favor recuerden que es muy conveniente para nosotros que se inscriban con anterioridad, ya sea en forma individual o en grupo, al fax 646-175-05-67, o mejor, electrónicamente según se indica en esa página, porque ello nos permite planear mejor la cantidad de exámenes que debemos imprimir, preparar un día antes los gafetes con sus nombres, imprimir los diplomas de participación, así como el número de mesa-bancos que necesitaremos y la cantidad de comida que debemos ordenar. Sin embargo, aún si no se inscriben con anticipación, pueden llegar ese mismo día y hacerlo. A la fecha hemos podido manejar perfectamente a los pocos que a última hora se deciden a participar.

Pan, café, chocolate y frutas para quienes no hayan desayunado. De 8:00 a 10: AM se entregarán los gafetes con sus nombres. A las 10:00 AM inicia el examen y se termina a las 12:01 PM. Antes de la comida tendremos, como siempre, la visita a varios laboratorios incluyendo la red sismológica donde se reciben las señales de los sismos que

ocurren en Baja California. Entre las 2:00 y 3:00 PM tendremos las premiaciones.

Saludos cordiales y buena suerte. Los esperamos en Ensenada.

Atentamente,

Dr. Enrique Gómez Treviño.
Coordinador de las Olimpiadas

Las 30 preguntas nuevas del examen

1) La idea de medir distancias a objetos inaccesibles se remonta a Tales de Mileto, quien vivió unos 300 años antes que Aristarco de Samos. Cuentan que midió la distancia a un barco en el mar trazando líneas en la playa y midiendo el ángulo que hacía el barco con respecto a una de las líneas. También que en una de sus visitas a Egipto midió la altura de la pirámide de Keops comparando su propia sombra con la de la pirámide. Otra versión habla de que Tales realizó la medición cuando la sombra estaba perpendicular a la base de la pirámide, o sea al mediodía, y precisamente un día en que la sombra hacía un ángulo de 45 grados con respecto al suelo. De esta manera, elegantemente, la longitud de la sombra es igual a la altura de la pirámide. Considerando que la pirámide de Keops está localizada a una latitud de 30 grados norte, Tales debió hacer la medición en:

a) Primavera b) verano c) otoño d) invierno

2) Al igual que Tales, Aristarco también utilizó una sombra para medir una altura. La sombra era la de la Tierra en el espacio y la altura la distancia hasta la Luna. En un eclipse de Luna midió el tiempo que tarda la Luna desde que se inicia el eclipse hasta el momento en que la Luna termina por entrar en la sombra de la Tierra. En ese lapso, razonó Aristarco, la Luna avanzó en el cielo su propio diámetro. La velocidad de la Luna que estimó Aristarco, expresada en diámetros de la Luna por hora, fue de:

a) 0.5 b) 1.0 c) 2.0 d) 4.0

3) Enseguida imaginó la circunferencia completa de la órbita de la Luna alrededor de la Tierra como compuesta de muchas lunas colocadas una al lado de la otra. ¿Cuántas lunas caben en la circunferencia que describe Luna? Astutamente Aristarco traslada el problema a una comparación de tiempos. ¿Cuántos lapsos de tiempo de un diámetro caben en los aproximadamente 30 días que le toma a la Luna darle una vuelta completa a la Tierra? El resultado es el número de diámetros de la Luna que caben en su circunferencia alrededor de la Tierra. Este número es

a) 360 b) 480 c) 640 d) 720

4) Si conocemos la circunferencia de la órbita podemos calcular su radio, el cual no es otra cosa que la distancia de la Tierra a la Luna. La distancia de la Tierra a la Luna, expresada en diámetros de la Luna es:

a) 57 b) 76 c) 101 d) 114

5) Con lo anterior Aristarco logró medir la distancia de la Tierra a la Luna en unidades de diámetros de la Luna. Sin embargo, falta saber el diámetro de la Luna en algún tipo de unidad terrestre. Sobre esto hay varias preguntas más adelante. Por ahora conviene reflexionar un poco sobre las implicaciones de lo realizado por Aristarco hasta esta etapa. No se sabe si Aristarco utilizó sus resultados para calcular el ángulo subtendido por la Luna desde la Tierra, el cual fue medido directamente un siglo después. Este ángulo se puede calcular fácilmente de la observación de Aristarco considerando que la órbita de la Luna cubre 360 grados. Según esto el ángulo expresado en grados es

a) 1 b) 0.75 c) 0.56 d) 0.50

6) La velocidad que determinó Aristarco para la Luna no es la velocidad con que nosotros la vemos cruzar el cielo. Lo que nosotros vemos todos los días es el movimiento aparente de Este a Oeste porque la vemos desde la Tierra que gira sobre su eje como un trompo. Al tomar como referencia la sombra de la Tierra en el espacio, Aristarco elimina este efecto, pues la sombra

es la misma independientemente de si la Tierra está o no girando. Expresada en grados por hora la velocidad de la Luna con respecto al Sol (la sombra) es, según Aristarco:

- a) 0.5 b) 1.0 c) 2.0 d) 4.0

7) La velocidad aparente con la que vemos desde la Tierra a la Luna cruzar el cielo se puede calcular fácilmente con datos de todos los días. Esta velocidad es mayor que la determinada por Aristarco con respecto al Sol. ¿Cuántas veces mayor?

- a) 10 b) 20 c) 30 d) 40

8) El Sol y la Luna cruzan el cielo más o menos a la misma velocidad. Sin embargo, uno de los dos es más lento, lo cual puede fácilmente comprobarse con nuestros relojes modernos. Como los griegos antiguos no tenían instrumentos ni relojes con suficiente precisión, en lugar de medir la velocidad de cada uno y después compararlas, razonaban con sus modelos geométricos para aislar y amplificar los fenómenos de interés. En el presente caso la observación ya existía pero solo adquiere sentido con un modelo geométrico. La observación es muy simple: la Luna no sale a la misma hora todos los días. El Sol tampoco, pero la variación es muy pequeña de un día para otro. En el caso de la Luna el efecto es tan obvio que ni siquiera se necesita un reloj. Cada día que pasa la Luna sale:

- a) más tarde b) más al Norte
c) más temprano d) más al sur

9) Si la Luna sale cada día más temprano eso implica que la rotación de la Luna alrededor de la Tierra es en el mismo sentido que la rotación de la Tierra sobre su eje.

- a) falso b) verdadero c) no tiene sentido
d) sólo en eclipses

10) Si la Luna sale cada día más tarde eso implica que la rotación de la Luna alrededor de la Tierra es en el mismo sentido que la rotación de la Tierra sobre su eje.

- a) falso b) verdadero c) no tiene sentido
d) sólo en eclipses

11) Ya sea que la Luna se atrase o se adelante al Sol cada día: ¿En cuántos minutos lo hace?

- a) 25 b) 50 c) 75 d) 100

12) Aristarco midió la velocidad de la Luna con respecto al Sol, aislando el efecto de la rotación de la Tierra. El adelanto o atraso de la Luna cada día también es una forma de aislar el movimiento propio de la Luna del efecto aparente debido a la rotación de la Tierra. La razón de la duración de un día a la duración del retraso o adelanto nos dice qué tan grande es el efecto de la rotación de la Tierra sobre su eje en comparación con el movimiento de la Luna alrededor de la Tierra. La razón es:

- a) 10 b) 20 c) 30 d) 40

13) En un eclipse, una vez que la Luna entra completamente en la sombra de la Tierra, permanece en la sombra por un tiempo. La sombra es la de la Tierra por lo que si la Luna, que se sigue moviendo, no sale pronto por el otro lado, entonces su diámetro es menor que el de la Tierra. Con esta observación Aristarco no sólo dedujo que la Luna es más pequeña que la Tierra, sino además determinó cuántas veces es más pequeña. Con base en la respuesta a la pregunta 2. ¿Cuántas veces resultó la Luna ser más pequeña que la Tierra?

- a) 2 b) 3 c) 4 d) 5

14) Con la observación de la pregunta 2) Aristarco determinó la distancia de la Tierra a la Luna en unidades del diámetro de la Luna. La distancia resultó ser muchas veces el diámetro de la Luna y también de la Tierra. Esto es, que la distancia de la Tierra a la Luna es la de mayor magnitud de las medidas por Aristarco, por lo que es el mejor candidato para buscar cómo relacionarla con la distancia al Sol, la cual ya se sabía que era mayor que a la Luna porque:

- a) la Tierra eclipsa a la Luna
b) la Luna eclipsa a la Tierra
c) la Luna eclipsa al Sol
d) la Tierra eclipsa al Sol

15) No es difícil adivinar el estilo de Aristarco, que de una simple observación brinca a otra apoyándose en la primera, y apoyándose en la segunda brinca a una tercera y así hasta resolver el problema completo. Todo parece muy fácil y natural, pero en realidad se trata de observaciones muy, muy bien pensadas con anterioridad con base en razonamientos geométricos. Aristarco fue el primero en aplicar la geometría a los objetos del cielo, mucho antes de que existieran tablas trigonométricas. Por eso no es creíble que haya utilizado la fórmula que se indica en muchas historias de sus hazañas, en donde se usa la función trigonométrica seno para calcular la distancia Tierra-Sol. Aristarco estimó en 3 grados el ángulo Luna-Sol-Tierra, en un triángulo rectángulo con la Luna como vértice del ángulo recto. Si Dts =Distancia Tierra-Sol y Dtl =Distancia Tierra-Luna, la fórmula correcta pero que no pudo haber sido utilizada por Aristarco es:

- a) $Dtl = Dts / \sin(3 \text{ grados})$
- b) $Dts = \sin(3 \text{ grados}) / Dtl$
- c) $Dts = Dtl / \sin(3 \text{ grados})$
- d) $Dts = Dtl \times \sin(3 \text{ grados})$

16) La fórmula que utilizó Aristarco para calcular la distancia Tierra-Sol en términos de la distancia Tierra-Luna es muy sencilla y no necesita de funciones ni tablas trigonométricas. Se trata de la fórmula de paralaje, la cual inconscientemente utilizamos a cada momento para medir la distancia a los objetos que nos rodean. Cada ojo tiene una perspectiva diferente sobre un punto en el espacio debido a que cada uno hace un ángulo diferente con el punto en cuestión. Nuestro cerebro combina la diferencia de ángulos con la distancia entre nuestros ojos y estima la distancia al objeto. La distancia entre nuestros ojos sería Dtl y la distancia al objeto Dts . La diferencia de ángulos es el ángulo que subtiende Dtl desde el Sol, o sea 3 grados. Cuando este ángulo es pequeño como en este caso, la fórmula para calcular Dts es ($\pi=3.1416$):

- a) $Dtl / (180/3\pi)$
- b) $Dtl \times (3\pi/180)$
- c) $Dtl / (3\pi/180)$
- d) $Dtl / 3$

17) La distancia de la Tierra al Sol resultó ser muchas veces la distancia de la Tierra a la Luna. ¿Cuántas veces?

- a) 9
- b) 19
- c) 29
- d) 39

18) Falta el tamaño del Sol en comparación con el tamaño de la Luna. Para esto Aristarco hace un modelo geométrico de un eclipse de Sol. Dibuja un triángulo isósceles con un vértice en la Tierra y con los dos lados iguales hacia los bordes del Sol, de tal forma que el Sol es el lado desigual. Para simular que la Luna tapa al Sol dibuja una línea entre la Tierra y el Sol, de tal forma que se forma un nuevo triángulo isósceles dentro del primero. Lo más interesante de este nuevo triángulo es que cabe perfectamente en el más grande. Esto es, que a la Luna ni le falta ni le sobra tamaño para tapar al Sol. El argumento de Aristarco es que en un eclipse de Sol la Luna tapa completamente al Sol, o sea que no le falta tamaño, y que como el eclipse dura muy, muy poco, tampoco le sobra. En otras palabras, que los tamaños aparentes del Sol y la Luna son iguales. Por todo lo anterior, los dos triángulos isósceles son semejantes. Si dl =diámetro de la Luna la fórmula para el diámetro del Sol es:

- a) $(Dts/Dtl) \times dl$
- b) $(Dtl/Dts) \times dl$
- c) $Dts \times Dtl \times dl$
- d) $Dts \times Dtl / dl$

19) En la pregunta 13 se describe cómo Aristarco calculó el diámetro de la Luna midiendo cuántas veces cabe la Luna en la sombra de la Tierra. Para sus cálculos supuso que la sombra de la Tierra era la de un cilindro. Sin embargo, al resultar el Sol demasiado grande se dio cuenta que la sombra no puede ser un cilindro sino un cono. Dibujó un modelo geométrico y utilizó triángulos semejantes para corregir el diámetro de la Luna. Con la corrección: ¿Cuántas veces resultó la Luna ser más pequeña que la Tierra?

- a) 3
- b) 5
- c) 6
- d) 7

20) La proeza de Aristarco es verdaderamente admirable. Sin embargo, dejó un punto pendiente: el diámetro de la Tierra. Y es que todas sus mediciones dependen al final del diámetro de la Tierra. El diámetro del Sol y su distancia a la Tierra están expresados en términos de la distancia de la Tierra a la Luna. A su vez, esta distancia está en términos del diámetro de la Luna y, finalmente, el diámetro de la Luna está en términos del diámetro de la Tierra. ¿Y cuánto mide el diámetro de la Tierra? Esta medición la realizó Eratóstenes años después, tal vez motivado por los trabajos de Aristarco. Eratóstenes realizó mediciones en dos ciudades de Egipto, Alejandría y Sienna. Como Aristarco, sus mediciones fueron planeadas de antemano con un modelo geométrico, en este caso de la Tierra. Una de las mediciones requeridas era la distancia entre las dos ciudades, la cual fue estimada por Eratóstenes en unidades de ese entonces. En unidades modernas la distancia entre las dos ciudades equivale a:

- a) 400 km b) 600 km
c) 800 km d) 1000 km

21) Según su modelo geométrico para calcular el diámetro de la Tierra también se requería medir, al mediodía, los ángulos de las sombras en las dos ciudades en el mismo día. Escogió Sienna porque estaba directamente al sur de Alejandría, y él era en ese entonces el director de la biblioteca de Alejandría. Además, escogió el día más largo del año porque ese día en Sienna el Sol cae perpendicularmente sobre la Tierra y no produce sombra, o sea que el ángulo de la sombra es de cero grados. Esto implica que Sienna está localizada en:

- a) el ecuador b) el trópico de capricornio
c) latitud 45 grados d) trópico de cáncer

22) Eratóstenes midió el ángulo de la sombra en Alejandría, a mediodía y el mismo día. En grados, el ángulo que midió Eratóstenes fue de:

- a) 5.2 b) 6.2 c) 7.2 d) 8.2

23) Eratóstenes ya tenía lista la fórmula para calcular el diámetro de la Tierra. La fórmula la obtuvo analizando su modelo geométrico. Con d =distancia entre las dos ciudades, α =ángulo

en Alejandría, $\pi=3.14$ y dt =diámetro de la Tierra, la fórmula es:

- a) $dt=(360 \times \alpha \times d)/\pi$
b) $dt=(360 \times \pi \times d)/\alpha$
c) $dt= (\alpha \times d \times \pi)/360$
d) $dt= (360 \times d)/(\pi \times \alpha)$

24) La fórmula de Eratóstenes se aplica en cualquier día del año, no solamente en el día más largo del año, pero el ángulo α debe ser interpretado como la diferencia de ángulos de las sombras en dos puntos de la Tierra. Los puntos deben estar más o menos alineados norte-sur y las mediciones deben hacerse al mediodía. Mexicali y Guerrero Negro están alineadas norte-sur y distan 524 km. Si se miden las sombras al mediodía en ambas ciudades su diferencia en grados sería de:

- a) 3.4 b) 4.7 c) 5.8 d) 6.4

25) Las mediciones de Aristarco indicaban que la Tierra es más grande que la Luna y que el Sol es más grande que la Tierra, que la Luna gira alrededor de la Tierra y nada más. Sus mediciones no implican necesariamente que la Tierra y la Luna giran alrededor del Sol. Sin embargo, le pareció que lo más razonable era que todo girara alrededor del Sol, que era el objeto más grande de los tres. Así propuso el modelo heliocéntrico, en el cual la Tierra da una vuelta completa en un día, y con el cual logró explicar el movimiento aparente del Sol y de las estrellas y muchos otros fenómenos astronómicos. Sin embargo, sus ideas no prosperaron. Uno de los argumentos en contra era que si la Tierra da una vuelta completa en un día, los vientos en la superficie de la Tierra serían tales que nada quedaría en pie. Nosotros y los árboles estamos en la superficie de la Tierra y viajamos con ella a la misma velocidad, por lo que sentiríamos la resistencia del aire como cuando viajamos en un vehículo a grandes velocidades. Con el resultado de Eratóstenes se puede calcular la velocidad de un punto en la superficie de la Tierra. Eratóstenes calculó una circunferencia de 40,000 km para la Tierra. Según esto, la velocidad de un punto en la superficie de la Tierra es

- a) 500 km/h b) 1050 km/h
c) 1667 km/h d) 2343 km/h

26) El argumento de los vientos en contra del modelo de Aristarco ha sido superado porque ahora sabemos que la Tierra arrastra a la atmósfera en su rotación. Esto es, que en promedio la Tierra y la atmósfera rotan a la misma velocidad. Las fuerzas que hacen que la Tierra arrastre consigo a la atmósfera son fuerzas

- a) magnéticas b) gravitacionales
- c) de fricción d) magneto-hidrodinámicas

27) Desde la última olimpiada en 2009, han ocurrido 4 sismos de gran magnitud en diversas partes del mundo. El primero fue en Haití, el segundo en Chile, el tercero en México (Mexicali) y el cuarto en Japón. Hace como medio siglo que se descubrió que los continentes y el piso oceánico flotan sobre el manto, formando más o menos una docena de placas rígidas que se mueven como un rompecabezas en que las piezas cambian lentamente de forma. Las fronteras entre piezas pueden ser convergentes (subducción), divergentes (dorsales) y deslizantes (movimiento lateral). La mayor parte de los sismos en la Tierra suceden en las fronteras de las placas, aunque también existen sismos intra-placas. El sismo de Mexicali ocurrió en zona

- a) convergente b) divergente
- c) deslizante d) intra-placa

28) El sismo de Japón ocurrió en una zona

- a) convergente b) divergente
- c) deslizante d) intra-placa

29) El sismo de Chile ocurrió en una zona

- a) convergente b) divergente
- c) deslizante d) intra-placa

30) El sismo de Haití ocurrió en una zona

- a)convergente b) divergente
- c) deslizante d) intra-placa

POLÍTICAS EDITORIALES

GEOS es el boletín informativo de la Unión Geofísica Mexicana, contiene artículos de investigación originales así como artículos de divulgación y notas cortas sobre aspectos relevantes para la difusión de la actividad científica, tecnológica y docente en las Ciencias de la Tierra, así como noticias de interés para los miembros de la UGM; se publican tres números en el año en forma impresa como electrónica.

Los artículos de investigación publicados en **GEOS** deben ser **originales** son **arbitrados** por al menos dos expertos del tema; mientras que los trabajos de divulgación son arbitrados por un especialista del tema. Los editores se reservan el derecho de decidir sobre la publicación de notas o reportes.

Son particularmente bienvenidas todas aquellas contribuciones que coadyuven a la difusión y a la enseñanza de las Ciencias de la Tierra.

Una vez concluido el proceso de arbitraje, el manuscrito será devuelto al primer autor con los comentarios de los árbitros y del editor. El manuscrito corregido en forma final será editado por el Editor Técnico de **GEOS** para su publicación impresa y electrónica. El autor principal tendrá oportunidad de revisar la versión final de su trabajo antes de publicarlo en WEB de la UGM (www.ugm.org.mx).

Cualquier cambio a la política editorial de GEOS se publicará en el primer número de cada volumen.

Instrucciones para los autores

Publicar en GEOS es gratuito, todos los manuscritos deberán enviarse en forma electrónica a cualquiera de los editores principales:

Luis Alberto Delgado Argote (CICESE)
ldelgado@cicese.mx

Liga Pérez Cruz (UNAM)
perezcruz@geofisica.unam.mx

Preparación de texto:

Podemos procesar manuscritos en formato WORD, texto ASCII o LaTeX. Se recomienda que los manuscritos no excedan 12 páginas en el formato de la revista (una página contiene aproximadamente 900 palabras).

Las publicación de figuras a color en la versión impresa de GEOS no es posible por ahora, sin embargo la versión electrónica puede contener ilustraciones a todo color, se recomienda a los autores preparar sus figuras pensando en ambas ediciones.

Secciones:

Preparación de figuras e ilustraciones:

Las ilustraciones y figuras se pueden enviar en cualquiera de los siguientes formatos: **TIF, EPS, PS, DXF, DWG, PDF, JPG o WMF**; y deben enviarse en archivos individuales y separados del texto.

Con excepción de las notas, todas las contribuciones deberán incluir: título, resumen(en español y en inglés), introducción, una sección de métodos, una sección de resultados, una sección de discusión y/o conclusiones y una sección de referencias bibliográficas.

Resumen:

El no deberá exceder 350 palabras. Al prepararlo haga énfasis en los objetivos de la investigación, los resultados más importantes y las conclusiones alcanzadas. En el resumen no deben aparecer citas bibliográficas.

Introducción:

La introducción deberá destacar la relevancia del problema e incluir una revisión adecuada de publicaciones antecedentes sobre el tema. El objetivo de la introducción es enmarcar el problema dentro del estado general del conocimiento en el área que le corresponde, destacar la contribución del trabajo y motivar la lectura del artículo completo.

Metodología:

La metodología empleada en el trabajo deberá ser descrita con suficientes detalle para que otros miembros de la comunidad puedan comprenderla, pero al mismo tiempo, debe ser sencilla para que un lector inexperto pueda comprender las ideas fundamentales. Los desarrollos demasiado detallados, pero necesarios, deben diferirse a una sección apéndice.

Resultados:

Usualmente, los resultados de la aplicación de cualquier metodología pueden presentarse en forma de tablas o figuras. Evite redundancias mediante una adecuada selección de sus resultados. Los pies de figura deberán ser lo suficientemente explicativos para resaltar la importancia de lo que se ilustra sin necesidad de acudir al texto.

Discusiones y conclusiones:

En esta sección se deben discutir las implicaciones de los resultados, su concordancia o divergencia con hipótesis anteriores, construir nuevas hipótesis derivadas de ellos, discutir sus aplicaciones prácticas y posibles limitaciones.

Referencias

Todas las referencias deberán estar agrupadas en orden alfabético por apellido del primer autor. Si un autor es citado más de una vez el mismo año, utilice el sufijo: a, b, etc. para distinguir el trabajo. Aquellos manuscritos que no estén en publicados (aceptados o en prensa) no deberán incluirse en la referencias. Los artículos de divulgación podrán agregar una sección de referencias recomendadas.

Formato para citas:

Para cada autor o co-autor, escriba con mayúscula únicamente la primera letra del apellido y después las iniciales. Utilice letras mayúsculas sólo en la primera letra del título y para nombres propios. Incluya el nombre completo de la revista o editorial que la público, volumen y páginas. Por ejemplo:

Alvarez-Borrego, S., 1996, Satellite derived photosynthetic pigment surveys: A review of marine phytoplankton biomass and productivity, *Geofísica Internacional*, v. 35, p. 51-61.

Lomnitz, C., 1995, Diez años después: Una reinterpretación de la catástrofe de 1985. En: F. Medina-Martínez, L. A. Delgado-Argote y G. Suárez-Reynoso, editores, *la Sismología en México: 10 años después del temblor de Michoacán del 19 de Septiembre de 1985 (M=8.1)*, Unión Geofísica Mexicana, Monografía No. 2, p. 61-67.

Ripa, P., y Velázquez, G., 1993, Modelo unidimensional de la marea en el Golfo de California, *Geofísica Internacional*, v. 32, p. 41-56.

Sánchez-Sesma, F. J., and Luzón, F., 1994, Seismic response of three-dimensional alluvial valleys for incident P, S, and Rayleigh waves, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 85, p. 269-284.

Winkler, H.G.F., 1967, *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 2nd Ed. Springer-Verlag, New York, 237 pp

Unidades

Con algunas excepciones, todas las unidades físicas deberán expresarse en el Sistema Internacional de unidades (SI). Las siguientes excepciones son aceptables:

densidad en g/cm^3

presión en bar

Expresiones matemáticas

Escriba sus ecuaciones en la forma más simple posible, utilizando signos de puntuación. Utilice itálicas para todos los símbolos, exceptuando las letras griegas. Vectores y matrices se escribirán con negrillas. Numere en forma consecutiva y entre paréntesis todas las ecuaciones que aparezcan en el texto.

$$\mathbf{u}_h(x, z, t) = \left(U_j^x(t)\phi_j(x, z), U_j^z(t)\phi_j(x, z) \right)^T \quad (1)$$

Recordamos a todos los miembros de la Unión Geofísica Mexicana, A.C.
que la cuota es de \$400.00 para investigadores
y \$300.00 para estudiantes.

página internet: www.ugm.org.mx

Con un cordial saludo

Luis A. Delgado Argote y Ligia Pérez Cruz
Editores

Costo anual de anuncios en GEOS

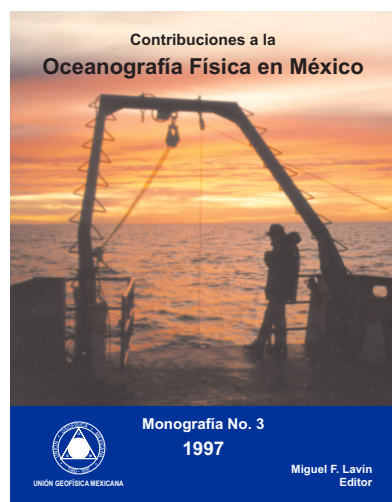
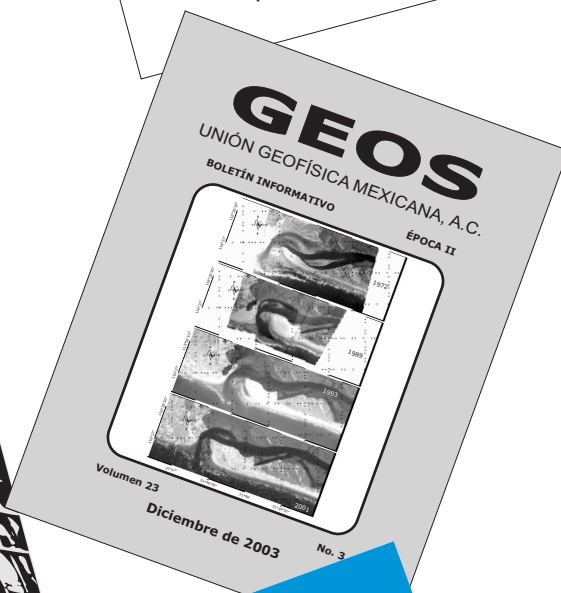
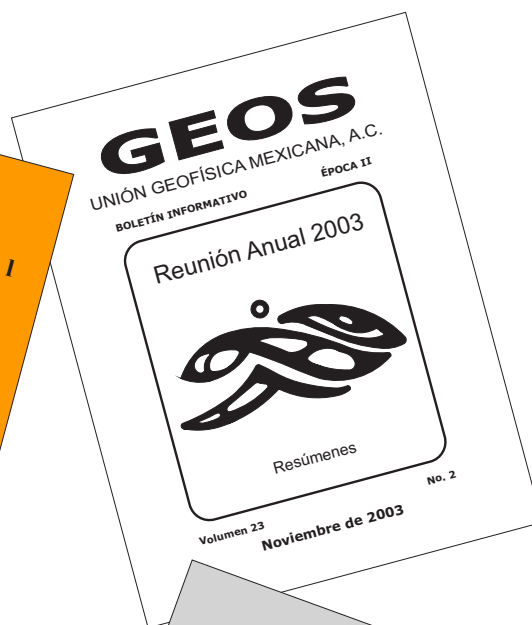
Instituciones:	Comerciales y Gubernamentales	Académicas
Página completa	\$4,000.00	\$2,000.00
Media página	\$2,000.00	\$1,000.00

GEOS

Información con:

Ivonne Pedrín Morales
División de Ciencias de la Tierra
Tel: 01(646)174-5050
Ext: 26004
Correo electrónico: ipedrin@cicese.mx





Tus trabajos de investigación y divulgación tienen cabida en estos foros de la Unión Geofísica Mexicana, A.C.