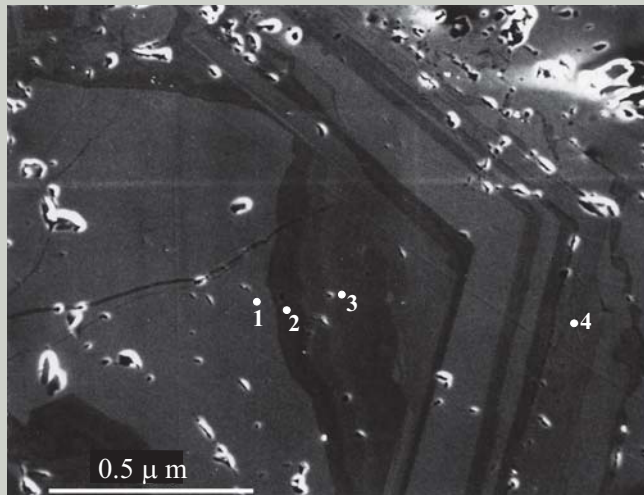
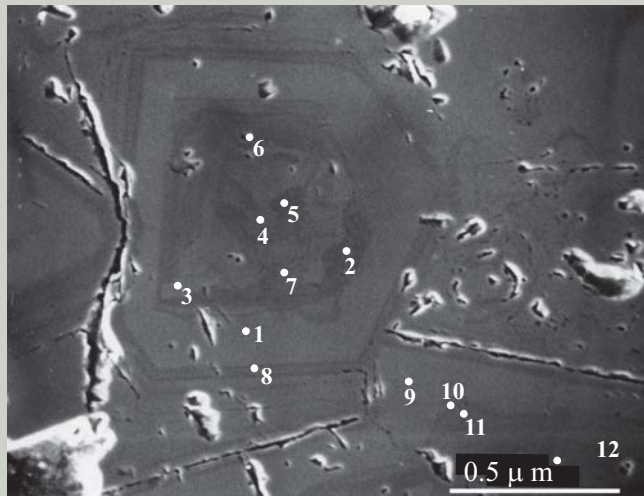


GEOS

UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C.

BOLETÍN INFORMATIVO

ÉPOCA II



Volumen 20

No. 2

Junio del 2000

GEOS

**BOLETÍN INFORMATIVO
DE LA
UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C.
(ISSN 0186-1891)**

GEOS es una revista trimestral editada para la Unión Geofísica Mexicana, A.C. en la División de Ciencias de la Tierra del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.

**UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C.
Mesa Directiva 2000-2001**

Dr. Fernando García García
Presidente

Dr. Juan García Abdeslem
Vicepresidente

Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi
Secretario General

Dr. Luca Ferrari Pedraglio
Tesorero

Dr. Enrique Gómez Treviño
Secretario de Investigación

M.C. Luis Alberto Delgado Argote
Secretario de Difusión

Dr. Gustavo Tolson Jones
Secretario de Educación

Dr. Julián Adem Chain
Presidente Honorario

GEOS, Boletín Informativo de la Unión Geofísica Mexicana, A.C. ISSN 0186-1891 (La Unión Geofísica Mexicana, UGM, es la Sociedad Civil no lucrativa de los profesionales de la Geofísica y Ciencias de la Tierra). **GEOS** es una publicación trimestral apoyada por el CICESE (División de Ciencias de la Tierra y División de Oceanología), UNAM (Coordinación de la Investigación Científica; Institutos de Geofísica, Geología, Geografía, Ciencias del Mar y Limnología e Ingeniería; Centro de Ciencias de la Atmósfera; y Facultad de Ingeniería), Instituto de Investigaciones Eléctricas, Comisión Federal de Electricidad, Consejo de Recursos Minerales y el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.

GEOS, Boletín Informativo de la UGM publica artículos y notas de investigación, divulgación, reportes, comentarios, noticias, opiniones, anuncios y aspectos relevantes para la vinculación y difusión de la actividad científica y docente de las Ciencias de la Tierra. Los artículos de investigación son arbitrados por duplicado, mientras que los de divulgación son arbitrados por un especialista.

En el caso de noticias, comentarios u otro tipo de escritos, los manuscritos no deben exceder cuatro cuartillas. Todos los trabajos deberán ser enviados a los editores por correo electrónico.

Toda correspondencia dirigirla a:

Luis A. Delgado Argote
Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada,
Ensenada, 22860, B.C., México
Tel. 01(6)174-5050, Ext. 26060
Fax: 01(6)175-0559
E-mail: ldelgado@cicese.mx

Luis A. Delgado Argote
E-mail: ldelgado@cicese.mx
y
Juan García Abdeslem
E-mail: jgarcia@cicese.mx
Editores

COMITE EDITORIAL

Harald Böhnelt, Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, UNAM
Silvia Bravo, Estudios Espaciales, Instituto de Geofísica, UNAM
Noel Carbajal Pérez, Oceanografía Física, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM
Oscar Campos, Geofísica de Exploración, Instituto de Geofísica, UNAM
Gerardo Carrasco, Vulcanología, Instituto de Geología, UNAM
Ana Luisa Carreño, Paleontología, Instituto de Geología, UNAM
Carlos Flores, Métodos Eléctricos y Electromagnéticos, CICESE
José Luis Frías Salazar, Cartografía, INEGI
Juan García Abdeslem, Gravimetría y Magnetometría, CICESE
René Garduño, Ciencias de la Atmósfera, UNAM
Manuel Grajales N., Estratigrafía, IMP
Margarita López Martínez, Geoquímica, CICESE
Alejandro Hinojosa Corona, Sistemas de Información Geográfica, CICESE
Miguel Lavín, Oceanografía, División de Oceanología, CICESE
Luis Munguía Orozco, Sismología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Jorge Ledesma Vázquez, Sedimentología, Facultad de Ciencias Marinas, UABC
Guillermo Pérez, Exploración Petrolera, PEMEX
Domitilo Pereyra, Ciencias Atmosféricas, UNIVERSIDAD VERACRUZ
Francisco José Sánchez Sesma, Ingeniería Sísmica, UNAM
Miguel Téllez, Sedimentología, UABC
Gustavo Tolson, Geología Estructural, Instituto de Geología, UNAM
Carlos Suárez Plascencia, Riesgo Geológico, UNIVERSIDAD DE GUADALAJARA
Héctor Pérez de Tejada, Estudios Espaciales, Instituto de Geofísica, UNAM

Victor Manuel Frías Camacho
María Cristina Álvarez Astorga
APOYO TÉCNICO EDITORIAL



ÍNDICE

EDITORIAL	69
ARTÍCULOS DE INVESTIGACIÓN	
LA EXACTITUD DEL PROBLEMA DIRECTO DE SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS TRANSITORIOS	70
<i>Carlos Flores Luna</i>	
ORIGEN DE LA ZONACIÓN EN GRANATES DE LA CHIMENEA LAS ÁNIMAS, ZIMAPÁN, HIDALGO, MÉXICO	89
<i>María Guadalupe Villaseñor-Cabral, José Arturo Gómez-Caballero, Erik Condliffe y José Luis Medina de la Paz</i>	
IDENTIFICACIÓN DE FALLAMIENTO EN LA PENÍNSULA DE PUNTA BANDA, B.C., A PARTIR DE DATOS DE TOPOGRAFÍA, MAGNETOMETRÍA Y GRAVIMETRÍA	98
<i>A. González-Fernández, B. Martín-Atienza y S. Paz-López</i>	
ARTÍCULOS DE DIVULGACIÓN	
GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA Y SU RELACIÓN CON LA PETROGÉNESIS DE ROCAS ÍGNEAS: MODELADO DE SISTEMAS ISOTÓPICOS PARTE II	107
<i>María del Sol Hernández-Bernal, Gustavo Tolson y Gabriela Solís-Pichardo</i>	
REPORTES	
SISMICIDAD EN LA CUENCA DE MÉXICO Y REGIONES ALEDAÑAS DURANTE 1999	119
<i>GRUPO SISMEX</i>	
SISMICIDAD DEL NOROESTE DE MÉXICO	122
<i>GRUPO RESNOM</i>	
NOTICIAS DE LA UGM	
DIRECTORIO DE MIEMBROS DE LA UGM 2000	124
COMUNICACIONES	
2A. REUNIÓN NACIONAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA	133
INSTRUCCIONES PARA AUTORES	138
FORMA DE ARBITRAJE	140

EDITORIAL

Después de las inexplicadas restricciones presupuestales a los centros de investigación por parte de la SHCP durante el primer semestre, sólo atribuibles a las campañas electorales, parece que la comunidad académica sobrevivió. En este segundo semestre, ya asimilado el resultado de las elecciones, se anuncia un recorte del 10% al presupuesto total anual asignado al gasto operativo. Esta medida tiene ***la finalidad de garantizar un proceso de transición eficaz y la entrega-recepción de los recursos públicos de manera ordenada y saneada a la nueva administración federal (¿hay alguna erogación explícita o implícita en esto?)***.

En reciente entrevista, el director del Conacyt, Carlos Bazdresch, mencionó que este sexenio el gasto en ciencia y tecnología (CyT) representó 3.5 por ciento del PIB (0.58 por ciento anual). Considerando los traspiés económicos del primer año del sexenio y las medidas de austeridad de este último, resulta que la mayor parte de ese presupuesto se ejerció en los cuatro años intermedios de “paz administrativa”. Las intenciones iniciales del Ejecutivo federal saliente eran incrementar el gasto en CyT al 1 por ciento anual, mientras que el entrante, se comprometió durante su campaña a alcanzar el 0.8. Independientemente de las posibilidades reales de lograr un incremento así, lo que parece interesante es su intención de que *la comunidad académica elija al Secretario de Educación, al subsecretario de Educación Superior y al director del CONACYT*.

De las doce propuestas presentadas por V. Fox en abril a la Asociación Mexicana de Directivos de la Investigación Aplicada y el Desarrollo Tecnológico (ADIAT), destacan dos por ser novedosas: 1) Promover la creación de una Academia Mexicana de Ciencia y Tecnología que asesore al Presidente, 2) Crear una Secretaría de Ciencia, Inovación e Informática que integre las atribuciones, programas y recursos que se encuentran dispersos en el Conacyt y otras áreas de la administración pública. La continuidad con respecto a los programas del gobierno anterior estaría asegurada por su compromiso de *velar por la aplicación de la Ley de Fomento a la Investigación Científica y Tecnológica*.

La Academia Mexicana de Ciencias, la Academia Nacional de Ingeniería y la Academia Mexicana de Medicina se comprometieron a elaborar un proyecto de ciencia para entregar al candidato electo para incluirlo en el Plan Nacional de Desarrollo.

La similitud entre las nuevas propuestas y los viejos discursos sobre programas de CyT son muy grandes, por lo que es muy probable que, en lo general, la problemática en ese aspecto ya cuente con un buen diagnóstico.

Cabe preguntar ahora si la creación de una academia y una secretaría le permitirán a la comunidad de CyT saber sobre los destinos de los recortes o incidir sobre los tabuladores de una comunidad mucho mayor que los 8 mil científicos que *“representan el corazón del sector”* (C. Bazdresch, La Jornada, 14/8/00). Esperemos entonces al proyecto de las academias de Ciencias, Ingeniería y Medicina y su acogida.

LA EXACTITUD DEL PROBLEMA DIRECTO DE SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS TRANSITORIOS

Carlos Flores Luna

Depto. de Geofísica Aplicada. División de Ciencias de la Tierra. CICESE

Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22840, México

Correo electrónico: cflores@cicese.mx

RESUMEN

Se analizan los diferentes factores que afectan la exactitud del método de convolución usado en el cálculo de la respuesta electromagnética transitoria sobre medios estratificados, enfatizándose el equilibrio entre la exactitud de la respuesta y la rapidez de cómputo. Los factores de exactitud analizados son: el valor de la tolerancia de las convoluciones, la corrección de rampas, la integración del campo a lo largo de la espira no-circular, las aproximaciones de un bipolo de corriente con dipolos central y equivalente, la aproximación de una espira cuadrada con una circular, la interpolación del kernel de la transformada de Fourier, la corrección por la función de transferencia de la bobina receptora y la incertidumbre en la posición de la bobina. El ignorar el efecto de la función de transferencia de la bobina es el factor que más afecta a la respuesta de tiempos cortos. Las fuentes más importantes de inexactitud en los tiempos largos son la corrección de rampas y la interpolación del kernel de Fourier.

INTRODUCCIÓN

El método del sondeo electromagnético transitorio (SEMT o TDEM por sus siglas en inglés) es una técnica de exploración geofísica usada para estimar la resistividad eléctrica del subsuelo, con aplicaciones en diversas áreas (geohidrología, minería, geotermia, etc.). En general, los SEMT son realizados con una unidad transmisora unida a un alambre (espira grande, bobina o bipolo eléctrico) y un sensor (bobina o dipolo eléctrico) que recibe y manda la señal a una unidad receptora. Al inyectar una corriente constante en el alambre transmisor se produce un campo magnético primario. Un corte rápido de esta corriente ocasiona la interrupción del campo magnético primario, lo que produce, para satisfacer la ley de Faraday, la inducción electromagnética de corrientes eléctricas en el subsuelo. Estas corrientes, que fluyen en trayectorias cerradas en el subsuelo, migran en profundidad y lateralmente, mientras que su intensidad disminuye conforme pasa el tiempo, lo que genera a su vez un campo magnético secundario transitorio. Este campo secundario induce un voltaje variable en tiempo en el receptor. La forma del decaimiento de este voltaje contiene información sobre la resistividad del subsuelo, puesto que la magnitud y distribución de las corrientes inducidas depende de la resistividad. El carácter migratorio en profundidad de las corrientes es usado como un control de la profundidad, es decir, los voltajes de tiempos cortos proveen información de la resistividad somera, mientras que los de tiempos largos la dan de la resistividad a mayor profundidad.

Actualmente existe una gran variedad de arreglos transmisor (Tx) – receptor (Rx) y de equipos comerciales que manejan diferentes formas de la corriente en el Tx (Spies y Frischknecht, 1991). En este trabajo se manejan únicamente los arreglos de bobina central y no-central. En ambos arreglos el Tx consta de

una gran espira cuadrada o rectangular sin contacto galvánico con el terreno. El Rx es una bobina horizontal multivuelta, sensible a la derivada temporal de la componente vertical del campo magnético. En el arreglo de bobina central (el más popular en estudios geohidrológicos y geotérmicos), la bobina receptora se encuentra localizada en el centro de la espira (Figura 1a), mientras que en el de bobina no-central se localiza en cualquier punto, dentro o fuera de la espira. Este último arreglo es usado en exploración minera o en otras aplicaciones donde se desea realizar un mapeo lateral de la resistividad del subsuelo.

En este artículo se emplean los parámetros instrumentales del sistema TEM57 de la marca Geonics, un equipo de amplia distribución mundial. La corriente en este sistema está caracterizada por ser de tipo trapezoidal, bipolar y periódica (Figura 1b), con los periodos de 33.3, 133 y 333 milisegundos (ms) (que corresponden a las frecuencias de repetición de 30, 7.5 y 3 Hz, respectivamente). Para cada frecuencia la unidad receptora computarizada graba el decaimiento del voltaje en 20 ventanas logarítmicamente distribuidas dentro del primer y segundo intervalos de corte de corriente (Figura 1c). Para reducir el efecto del ruido electromagnético ambiental, generalmente varias centenas de estos voltajes son promediados.

El modelo de resistividades más usado para interpretar cuantitativamente los datos de SEMT es el de un subsuelo horizontalmente estratificado. Existen varios métodos para calcular la respuesta en superficie, dados el arreglo transmisor-receptor y un modelo estratificado, es decir, de resolver el problema directo. Entre éstos se encuentran el método de convolución (Anderson, 1975, 1979; Fitterman y Anderson, 1987), serie de Fourier (Verma y Rai, 1982; Asten, 1987) y Gaver-Stehfest (Knight y Raiche, 1982). En este trabajo adoptamos el método de convolución, dadas sus características de eficiencia y amplio uso en la comunidad geofísica. La interpretación de los son-

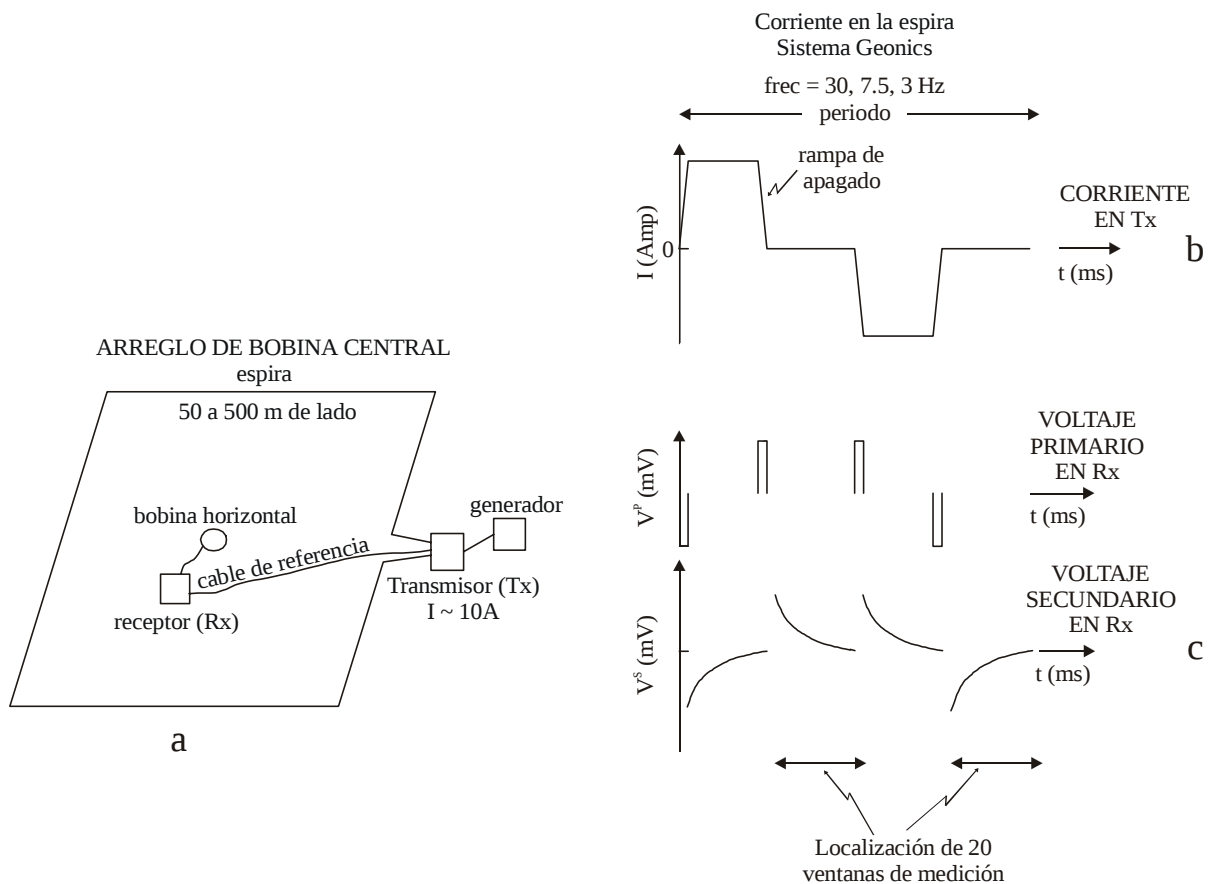


Figura 1. a) Arreglo de bobina central. b) Forma de la corriente inyectada en la espira transmisora del sistema Geonics. c) Voltajes primario y secundario inducidos en la bobina receptora. Localización de las ventanas de medición del voltaje en los dos lapsos de ausencia de corriente.

deos generalmente se realiza con algún esquema de inversión linealizada (Jupp y Vozoff, 1975; Inman, 1975; Raiche et al, 1985) en donde, a partir de un modelo inicial, en forma iterativa se estiman los parámetros del modelo (resistividades y espesores de las capas) para que la respuesta calculada del modelo ajuste a la respuesta observada.

De la experiencia adquirida en más de 200 sondeos levantados en diferentes ambientes geológicos, se ha observado que la desviación estándar de los voltajes medidos comunmente es menor a 0.1% en los tiempos cortos, con un incremento gradual de la dispersión en los tiempos intermedios y largos. Los terrenos muy conductores representan la excepción a esta regla, pues sobre ellos las desviaciones estándar permanecen cercanas al valor de 0.1% en todos los tiempos. La Figura 2 presenta ejemplos típicos de los voltajes medidos y sus desviaciones estándar en tres sondeos levantados en diferentes zonas. El sondeo TV24, obtenido en una zona de resistividades moderadamente altas, muestra un aumento notable de la dispersión en tiempos intermedios y altos. En contraste, las desviaciones estándar de los datos del sondeo PT6 son bajas, producto de resistividades bajas en el subsuelo.

El método de convolución está compuesto por una serie secuencial de procesos numéricos, cada uno con un grado inherente de inexactitud. Para un aprovechamiento óptimo de las

ventajas que ofrecen los sondeos TDEM (Nabighian y Macnae, 1991; Spies y Frischknecht, 1991), es importante que la exactitud de la respuesta calculada sea mayor o igual que la incertidumbre asociada con las desviaciones estándar de los datos, por lo que resulta relevante identificar cuáles son los parámetros de cada proceso numérico que afectan la exactitud final de la respuesta calculada y evaluar sus contribuciones relativas. En este trabajo manejo una exactitud de 0.1% como nivel de referencia. Por otro lado, en principio es posible calcular respuestas prácticamente exactas. Sin embargo, ello se logra a expensas de la rapidez de cálculo. Entonces, es indispensable encontrar un equilibrio entre exactitud y tiempo de cómputo, dado que muchos de los algoritmos de inversión calculan el problema directo decenas o centenas de veces. El análisis de los parámetros de exactitud del método de convolución y la búsqueda de un equilibrio entre exactitud y tiempo de ejecución son los aspectos principales de este trabajo.

Otro aspecto numérico manejado aquí está relacionado con la exactitud de la respuesta en el arreglo de bobina no-central. El programa comercial Temixgl de la compañía Interpex, un paquete de cómputo interactivo de amplio uso en la interpretación de sondeos transitorios, calcula la respuesta del arreglo de bobina no-central aproximando el efecto de cada lado de la espira con un dipolo equivalente. Esta aproximación puede ser

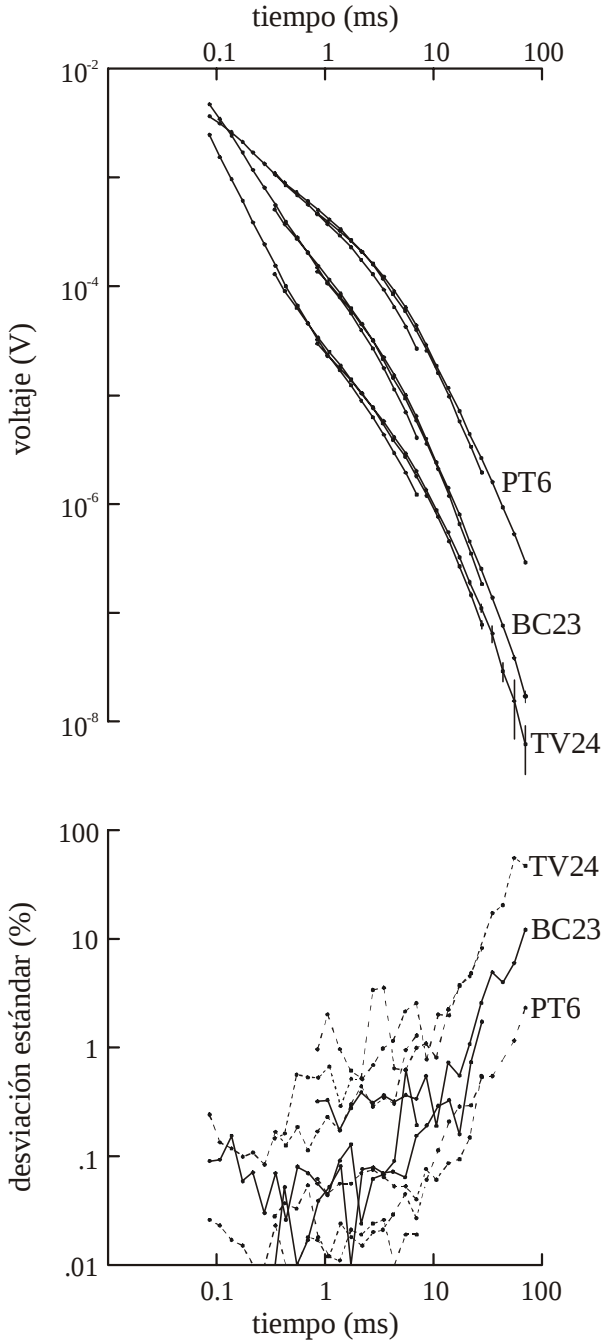


Figura 2. a) Voltajes transitorios en tres diferentes localidades. Se incluyen los valores de las tres frecuencias de repetición. Barras de error son $\pm$ una desviación estándar. Líneas continuas unen los voltajes de una misma frecuencia de repetición. b) Desviaciones estándar porcentuales de los voltajes.

malas cuando la bobina receptora se encuentra cerca de uno de los lados de la espira. En este trabajo se analizan las condiciones bajo las cuales se deteriora esta aproximación.

El artículo está estructurado de la siguiente forma: primero se presenta una síntesis del método de convolución, analizándose los diferentes factores de exactitud para el caso de una espira circular; en seguida se describe la integración asociada a espiras no-circulares y se discuten los errores ocasionados con

las aproximaciones del dipolo central y del dipolo equivalente; se finaliza con el estudio de otras tres fuentes que afectan la exactitud de las respuestas.

ESPIRA CIRCULAR

El procedimiento de cálculo del voltaje en el centro de una espira circular con el método de convolución se puede sintetizar en tres etapas secuenciales: transformada de Hankel, transformada inversa de Fourier y corrección de rampas. A continuación se hace una breve descripción de estas etapas.

Transformada de Hankel. En esta primera etapa se determina la componente vertical del campo magnético en el dominio de las frecuencias, expresada por la transformada de Hankel (Ryu *et al.*, 1970):

$$H_z(\omega) = \frac{Ia}{2} \int_0^\infty K(\lambda, \omega, \rho_j, e_j) J_1(\lambda a) d\lambda \quad (1)$$

donde I es la intensidad de la corriente continua en el transmisor antes del corte, a es el radio de la espira, λ es la variable de integración, K es el kernel de la transformada, ω es la frecuencia angular, ρ_j , e_j son las resistividades y espesores de las N capas del modelo y $J_1(\cdot)$ es la función Bessel de primer orden. El kernel de (1) está dado por (Wait, 1962)

$$K(\lambda, \omega, \rho_j, e_j) = \frac{2Y_0 \lambda}{Y_0 + \hat{Y}_1} \quad (2)$$

donde $Y_0 = \lambda / (i\omega\mu_0)$ es la admitancia intrínseca del aire y $\hat{Y}_1$ es la admitancia superficial. Esta última se calcula iterativamente, empezando desde la última capa, con: $\hat{Y}_N = Y_N$,

$$\hat{Y}_n = Y_n \frac{(\hat{Y}_{n+1} + Y_n) + (\hat{Y}_{n+1} - Y_n) \exp(-2u_n e_n)}{(\hat{Y}_{n+1} + Y_n) - (\hat{Y}_{n+1} - Y_n) \exp(-2u_n e_n)} \quad (3)$$

$n = N-1, N-2, \dots, 1$

donde $Y_n = u_n / i\omega\mu$, $u_n = (\lambda^2 + \gamma_n^2)^{1/2}$, $i = \sqrt{-1}$,

siendo $\gamma_n = \sqrt{i\omega\mu/\rho_n}$ el número de onda o constante de propagación de la n -ésima capa. En esta formulación se ignoran las corrientes de desplazamiento y se supone que la permeabilidad magnética es la del espacio libre ($\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m).

Para evaluar numéricamente la integral (1) se usó la técnica de convolución o filtrado digital (Ghosh, 1971) en donde, mediante un cambio de variables, la transformada de Hankel se transforma en una integral de convolución, cuya versión discreta es

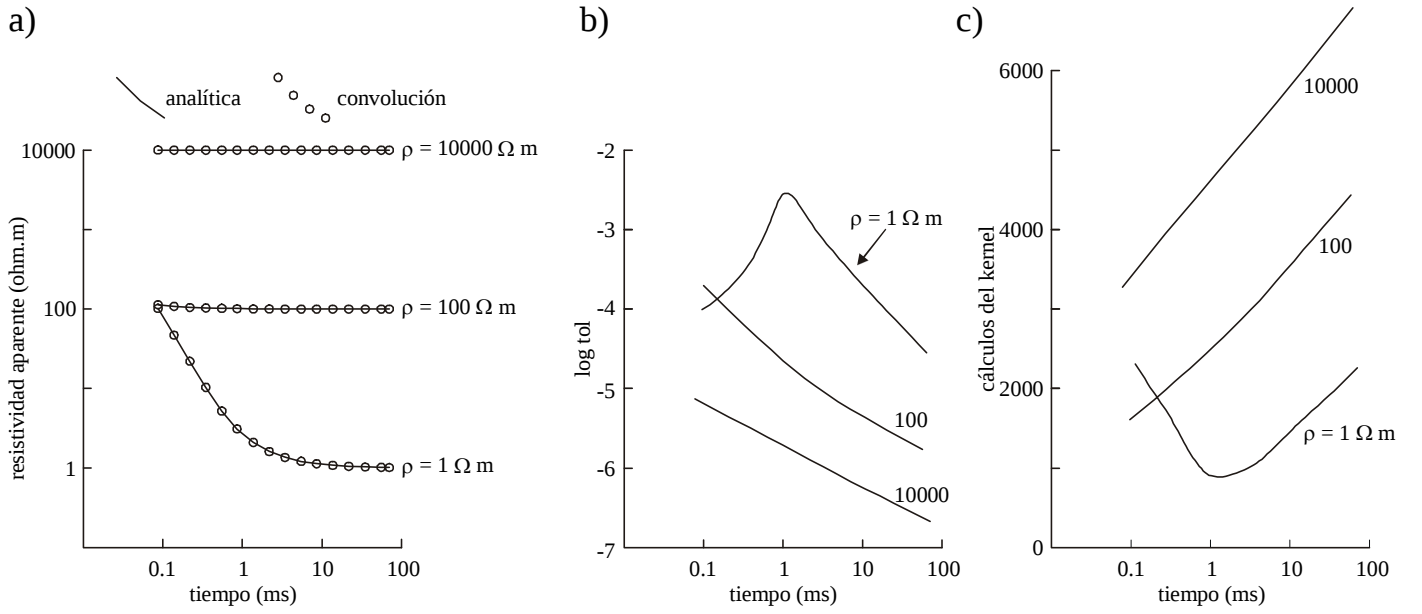


Figura 3. Comparación del método de convolución (sin corrección de rampas) con la solución analítica de un semiespacio homogéneo. Espira circular de 84.6 m de radio. Bobina receptora en el centro de la espira. a) Respuestas de resistividad aparente. b) Valores del factor de tolerancia (tol) de las convoluciones para obtener exactitudes de 0.1%. c) Número de veces que se calcula el kernel de la transformada de Hankel para obtener tal exactitud.

$$H_j = \sum_i K_{j-i} W_i \quad (4)$$

donde W_i son los coeficientes del filtro asociado a la función de Bessel y K representa al kernel discretizado. El filtro y la rutina de cálculo propuestos por Anderson (1979) fueron usados para realizar esta convolución. En este algoritmo la sumatoria en (4) es truncada cuando uno de los productos $K_{j-i} W_i$ es menor que el producto máximo multiplicado por un valor de tolerancia (*tol*) definido de antemano por el usuario. Esta tolerancia dicta el grado de exactitud requerido. Adelante se discutirá más sobre el efecto de esta tolerancia en la exactitud final de la respuesta.

Transformada de Fourier. El segundo paso lo constituye la transformación de $H_z(\omega)$ al dominio del tiempo para obtener el voltaje transitorio inducido en la bobina receptora. Esta operación está definida por una transformada inversa seno de Fourier de la parte imaginaria del campo magnético

$$v^e(t) = -\frac{2\mu A}{\pi} \int_0^\infty \text{Im}[H_z(\omega)] \sin(\omega t) d\omega \quad (5)$$

donde A es el área efectiva de la bobina receptora y v^e es la respuesta al escalón, es decir, el voltaje en el receptor cuando la corriente inyectada en la espira transmisora es un escalón teórico que se apaga instantáneamente en $t=0$.

Alternativamente, $v^e(t)$ se puede calcular como una transformada inversa coseno operando sobre la parte real de $H_z(\omega)$,

$$v^e(t) = \frac{2\mu A}{\pi} \int_0^\infty \text{Re}[H_z(\omega)] \cos(\omega t) d\omega \quad (6)$$

En forma análoga al cálculo de la transformada de Hankel, las transformadas de Fourier (5) y (6) se evaluaron con una convolución usando los filtros publicados por Anderson (1975). En este trabajo opté por el empleo de la transformada inversa seno de Fourier, pues experimentos numéricos mostraron una mayor estabilidad de sus resultados en tiempos largos.

Corrección de rampas. La última etapa consiste en la incorporación de la corriente real del sistema Geonics. Esta corriente, caracterizada por ser periódica y tener apagados y encendidos en forma de rampas lineales de ancho t_r , difiere de la corriente teórica, que es aperiódica y con apagado instantáneo (Figura 4a). El voltaje calculado con (5) corresponde a esta corriente teórica.

Fitterman y Anderson (1987) demostraron que el efecto en $v^e(t)$ de la corriente trapezoidal es la suma de los efectos de todas las rampas anteriores al tiempo cero,

$$v(t) = \sum_{i=1}^{\infty} P_i(v^e(t)) \quad (7)$$

donde P_i es un promedio de $v^e(t)$ en una ventana de ancho t_r , dado por la integral

$$P_i(v^e(t)) = \frac{1}{t_r} \int_{t_a}^{t_a+t_r} v^e(\tau) d\tau \quad (8)$$

Puesto que la variación de v^e es suave con el tiempo, esta integral fue evaluada con el método de Simpson de cinco puntos.

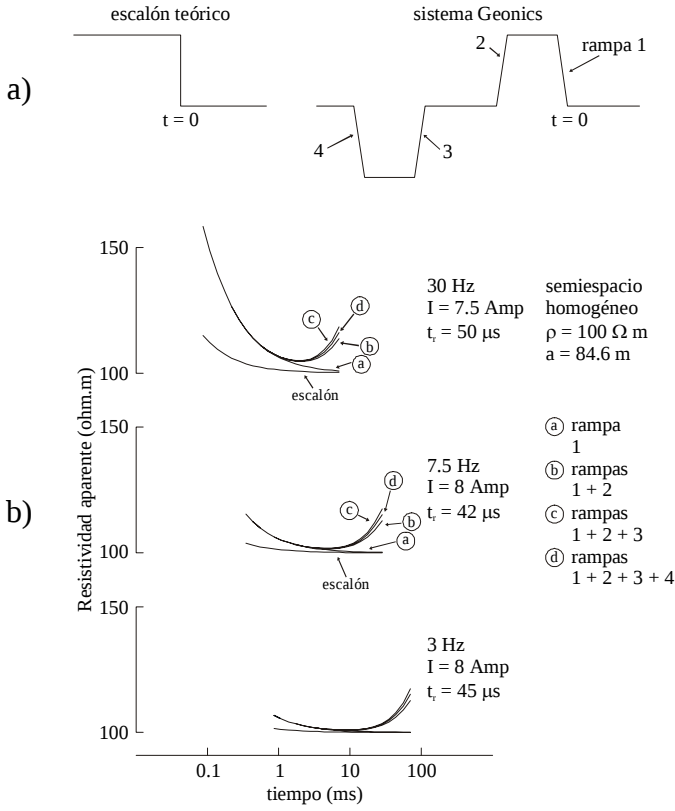


Figura 4. Efecto de la corrección de rampas. a) Escalón teórico de corriente y corriente real del sistema Geonics. b) Efecto en la resistividad aparente de la aplicación secuencial de la corrección de cuatro rampas.

Para clarificar el funcionamiento de esta corrección, consideremos que el voltaje se corrige sólo por las cuatro rampas de la Figura 4a, obteniéndose, de (7) y (8),

$$v(t) \approx \sum_{i=1}^4 P_i(v^e(t))$$

$$= \frac{1}{t_r} \left[\int_a^{a+t_r} v^e(\tau) d\tau - \int_b^{b+t_r} v^e(\tau) d\tau - \int_c^{c+t_r} v^e(\tau) d\tau + \int_d^{d+t_r} v^e(\tau) d\tau \right] \quad (9)$$

$$\text{con } a = t, \quad b = t + \frac{T}{4} - t_r, \quad c = t + \frac{T}{2}, \quad d = t + \frac{3T}{4} - t_r,$$

donde T es el período de la corriente y t_r es el ancho de cada rampa. La primera integral corresponde a la corrección por la rampa 1, mientras que la última es la corrección por la rampa 4. Consideremos ahora un caso hipotético sencillo donde el período (T) es 400 ms, el ancho de las rampas (t_r) es 100 microsegundos (μs) y el voltaje de la corriente teórica es evaluado con las transformadas de Hankel y Fourier en 20 tiempos ($t = 1, 1.2, \dots, 100$ ms). Supongamos que se desea corregir el voltaje en $t = 1$ ms. Sustituyendo en (9), obtenemos:

$$v(1) = \frac{1}{0.1} \left[\int_1^{1.1} v^e(\tau) d\tau - \int_{100.9}^{101} v^e(\tau) d\tau - \int_{201}^{201.1} v^e(\tau) d\tau + \int_{300.9}^{301} v^e(\tau) d\tau \right]. \quad (10)$$

Esta expresión nos permite discutir dos procesos de rapidez computacional. La evaluación numérica de la primera integral con la regla de Simpson de cinco puntos requiere conocer, además del voltaje v^e en 1 ms, los voltajes en 4 tiempos adicionales (1.025, 1.05, 1.075 y 1.1 ms). Una opción, que aumenta considerablemente el tiempo de cómputo, consiste en calcularlos con la aplicación directa de las expresiones (1) y (5) o, alternativamente, estimarlos con algún esquema de interpolación basado en los 20 voltajes ya calculados. Esta última opción fue adoptada en este trabajo con el empleo de polinomios cúbicos de interpolación. Asimismo, nótese que para evaluar las tres últimas integrales de (10) es necesario conocer 15 voltajes en tiempos mayores a 100 ms. Estos voltajes podrían calcularse directamente con las transformadas de Hankel y Fourier de (1) y (5), pero esto aumentaría notablemente el tiempo de ejecución. Para evitar este problema, se adoptó el método propuesto por Levy (1984), que supone que el voltaje en los tiempos largos se comporta como el producido por un semiespacio homogéneo. La expresión asintótica para tiempos largos del voltaje en el centro de una espira circular situada sobre un subsuelo homogéneo es (Kaufman, 1979)

$$v^e(t) \rightarrow \frac{I A a^2}{20} \sqrt{\frac{\mu^5}{\pi \rho^3}} t^{-5/2} \quad \text{para } t \rightarrow \infty \quad (11)$$

Al graficar el logaritmo del voltaje en función del logaritmo del tiempo esta expresión se transforma en una recta de pendiente -2.5 . Para determinar, entonces, todos los voltajes requeridos por (10) en tiempos mayores a 100 ms (70.3 ms para el caso real del sistema Geonics), se empleó como función de extrapolación una recta de pendiente -2.5 en el espacio log-log, estimándose su ordenada al origen a partir de un ajuste de mínimos cuadrados con los tres voltajes ya calculados en los tiempos más largos. Esta función de extrapolación permite estimar el voltaje para cualquier tiempo mayor a 70.3 ms.

Finalmente, aunque el voltaje en función del tiempo puede usarse como la respuesta del subsuelo, el formato más común de presentación de resultados es el de una función de resistividad aparente, que para el caso de sondeos transitorios es una resistividad aparente tardía, definida por (Kaufman y Keller, 1983)

$$\rho_a = \frac{1}{\pi} \left[\left(\frac{m A}{20 v} \right)^2 \left(\frac{\mu_0}{t} \right)^5 \right]^{1/3}, \quad (12)$$

donde m es el momento de la espira transmisora (corriente por área).

COMPARACIÓN CON LA SOLUCIÓN ANALÍTICA

Como una primera evaluación del método de convolución, en la Figura 3a se comparan sus resultados con los de la solución analítica para un semiespacio homogéneo de resistividad variable (1, 100 y 10,000 $\Omega \cdot m$). Con el fin de analizar en forma aislada la exactitud de las dos convoluciones asociadas con las transformadas de Hankel y Fourier, las respuestas comparadas no incluyen la corrección de rampas. La solución analítica del voltaje en el centro de una espira circular sobre un semiespacio homogéneo de resistividad ρ es (Kaufman, 1979)

$$v^e(t) = \frac{I A \rho}{a^3} \left[3 \operatorname{erf}(\beta) - \frac{2\beta}{\sqrt{\pi}} (3 + 2\beta^2) \exp(-\beta^2) \right], \quad (13)$$

donde $\beta = a \sqrt{\mu/4\rho} t$ es el número de inducción y

$\operatorname{erf}(\beta) = \left(2/\sqrt{\pi}\right) \int_0^\beta \exp(-z^2) dz$ es la función error. Para eva-

luar numéricamente la función error se emplearon su expansión en serie así como sus aproximaciones asintóticas para argumentos pequeños y grandes (Abramowitz y Stegun, 1972). Como se puede observar en la Figura 3a, la comparación entre las respuestas calculadas de resistividad aparente para las tres diferentes resistividades del semiespacio es buena, verificando así que ambas convoluciones están trabajando satisfactoriamente.

Como se mencionó arriba, la exactitud de las convoluciones está determinada por el factor de tolerancia (tol). La convolución más exacta es obtenida con $tol = 0$; para este caso se usan todos los coeficientes de los filtros de Anderson (287 y 266 coeficientes para Hankel y Fourier, respectivamente). Sin embargo, puesto que para conocer el voltaje con (5) es necesario primero determinar $H_z(\omega)$ con (1), el uso de $tol = 0$ implica calcular, para cada tiempo, más de 76,000 veces el kernel K de la transformada de Hankel, lo que incrementa considerablemente el tiempo de ejecución. Es clara, entonces, la necesidad de encontrar un equilibrio entre exactitud y rapidez de cómputo. La Figura 3b muestra los valores de tol requeridos para obtener exactitudes de 0.1 % en las resistividades aparentes de los tres semiespacios y la Figura 3c el correspondiente número de veces que fue necesario calcular el kernel de Hankel. El ahorro en el tiempo de cómputo es obvio al comparar estos números (de 1,000 a 7,000, Figura 3c) con el de 76,000 para $tol=0$. Dos rasgos adicionales, relevantes para la eficiencia del problema directo, se pueden observar en las curvas de tolerancia de la Figura 3b. Primero, los medios resistivos requieren de tolerancias menores que los medios conductores, y por lo tanto, de un mayor número de cálculos del kernel de Hankel. Segundo, los tiempos largos necesitan de tolerancias menores que los tiempos cortos. El comportamiento aparentemente anómalo de la curva de tolerancias del semiespacio de 1 $\Omega \cdot m$, que podría interpretarse como una violación a esta segunda conclusión, tiene una explicación simple. El máximo de esta curva corresponde

a un número de inducción cercano a la unidad. Los filtros de Anderson fueron diseñados de tal forma que en este rango del número de inducción el número de términos de la convolución es mínimo.

CORRECCIÓN DE RAMPAS

La Figura 4 ilustra el efecto de la corrección de rampas en las resistividades aparentes de un semiespacio homogéneo al compararlas con la respuesta al escalón. La curva marcada como “escalón” en esta figura fué calculada con $v^e(t)$ de la expresión (5), es decir, sin la aplicación de ninguna corrección de rampa, mientras que las curvas denotadas con a , b , c y d corresponden, respectivamente, a la aplicación secuencial de la corrección de las rampas 1, 2, 3 y 4 de la Figura 4a con la expresión (8). Estas curvas (Figura 4b) demuestran la importancia de corregir la respuesta al escalón por el efecto de la corriente real. Las correcciones que modifican más a la respuesta al escalón son las de las rampas 1 y 2, es decir, las más próximas al tiempo cero. La corrección de la rampa 1 (curva a) incrementa todas las resistividades aparentes, afectando más intensamente a los tiempos cortos. Un efecto similar es observado en la corrección de la rampa 2 (curva b), pero en este caso la influencia es más notable en los tiempos largos. Los efectos de las otras dos rampas (c y d) solo influyen a los tiempos largos, además de que su efecto disminuye conforme la rampa se encuentra más alejada del tiempo cero.

Para evaluar la exactitud de la corrección de rampas es necesario un método independiente que no esté basado en la suposición de que los voltajes de tiempos largos decaen como una recta de pendiente -2.5 en el espacio log-log. El método de la Serie de Fourier, que se resume a continuación, representa un camino alternativo para el cálculo de la respuesta transitoria.

Método de la Serie de Fourier. La secuencia de operaciones de este método es la siguiente: primero se calculan los coeficientes de Fourier (a_n, b_n) de la corriente en la espira transmisora y se multiplican por la componente vertical del campo magnético $H_z(w_n)$. Estos últimos coeficientes son evaluados con la expresión (1) de la transformada de Hankel. En seguida se evalúa la respuesta transitoria del campo magnético $h_z(t)$ transformando el producto anterior al dominio del tiempo por medio de una suma finita de armónicos. Finalmente se calcula el voltaje inducido en la bobina receptora por medio de la derivada numérica de $h_z(t)$. La resistividad aparente tardía se obtiene por medio de la expresión (12). Este proceso se sintetiza matemáticamente como (Verma y Rai, 1982)

$$h_z(t) \equiv \sum_{n=1,3,\Lambda}^N s_n [\operatorname{Re}(c_n) \cos(\omega_n t) - \operatorname{Im}(c_n) \operatorname{sen}(\omega_n t)] \quad (14)$$

con $c_n = (a_n - i b_n) H_z(\omega_n)$, $\omega_n = 2\pi n/T$,

$$\text{y } v(t) = -\mu A \frac{\partial h_z(t)}{\partial t} \quad (15)$$

En la expresión (14) c_n representa el producto de los coeficientes de Fourier de la corriente por los del campo magnético; $s_n = \text{sen}(n\pi/N)/(n\pi/N)$ son los coeficientes de Lanczos (Papoulis, 1962), útiles para acelerar la convergencia de la sumatoria puesto que se comportan como un filtro pasa-bajas y N es el número de armónicos usados en la suma. Los coeficientes de Fourier de la corriente $I(t)$ se obtienen de

$$a_0 = \frac{2}{T} \int_0^T I(t) dt, \quad a_n = \frac{2}{T} \int_0^T I(t) \cos(\omega_n t) dt,$$

$$b_n = \frac{2}{T} \int_0^T I(t) \text{sen}(\omega_n t) dt. \quad (16)$$

Con la forma de onda de la corriente transmitida por el sistema Geonics (Figura 4a) las integrales (16) pueden resolverse analíticamente, resultando en

$$a_0 = 0, \quad a_n = b_n = 0 \text{ para } n \text{ par}$$

$$a_n = d_n [\cos(\varepsilon_n) + \text{sen}(\varepsilon_n) - 1], \quad b_n = -a_n \text{ para } n = 1, 5, 9, 13, \dots$$

$$a_n = d_n [\cos(\varepsilon_n) - \text{sen}(\varepsilon_n) - 1], \quad b_n = -a_n \text{ para } n = 3, 7, 11, 15, \dots$$

$$\text{donde } d_n = \frac{IT}{n^2 \pi^2 t_r}, \quad \varepsilon_n = \frac{2\pi n t_r}{T}.$$

Existen dos diferencias importantes entre los métodos de convolución y de la Serie de Fourier. En este último no es necesario corregir por las rampas pues la forma de onda $I(t)$ que se usa para calcular los coeficientes de Fourier (16) ya las incluye. La segunda diferencia reside en la manera de determinar el voltaje. En el método de convolución el voltaje se obtiene directamente de la transformada inversa de Fourier (5), mientras que en el de la Serie de Fourier el voltaje se obtiene derivando $h_z(t)$. La derivada de (14) puede realizarse en forma analítica o numérica. Con el procedimiento descrito en el Apéndice A la derivación numérica resulta más eficiente para un mismo número de armónicos. De cualquier forma, la operación de diferenciación limita la eficiencia del método de la Serie de Fourier, pues $h_z(t)$ es una función con ruido oscilatorio, que es amplificado al calcular la derivada.

En la Figura 5 se demuestra que la corrección de rampas trabaja satisfactoriamente para un subsuelo homogéneo. La misma figura incluye un breve análisis de convergencia del método de la Serie de Fourier. Todas las resistividades aparentes fueron obtenidas con una espira circular de 84.6 m de radio sobre un semiespacio homogéneo de resistividad $100 \Omega \cdot \text{m}$, usando corrientes (8 Amp) y anchos de rampa ($50 \mu\text{s}$) típicamente observados en levantamientos de campo y un valor de tol de 1×10^{-8} . El área de esta espira es igual al área de una espira de $150 \times 150 \text{ m}$. Por claridad, en la Figura 5a solo se muestran los resultados de las frecuencias de repetición de 30 y 3 Hz. Por medio de un incremento gradual del número de armónicos se determinó que con 20,000 armónicos ya se presenta convergen-

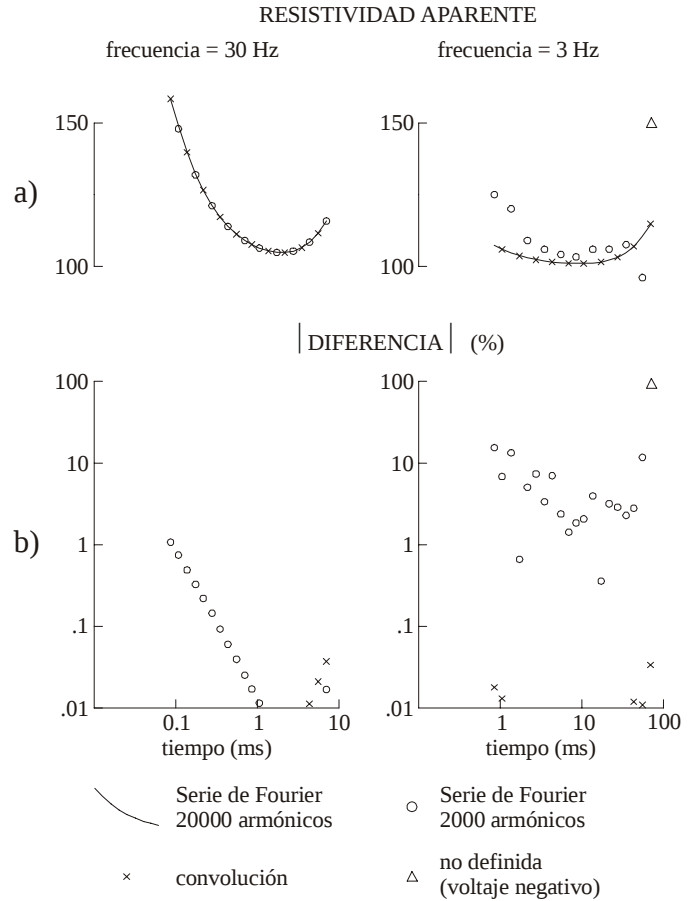


Figura 5. Comparación de respuestas calculadas con convolución y serie de Fourier. a) Resistividades aparentes con las frecuencias de repetición 30 y 3 Hz. Convolución (cruces), serie de Fourier con 2,000 armónicos (círculos) y 20,000 armónicos (líneas continuas). b) Valores absolutos de los errores (en porcentaje) de convolución y de la serie de Fourier con 2,000 armónicos, ambas referidas a los resultados de la serie de Fourier con 20,000 armónicos. El triángulo denota una resistividad aparente indefinida debido a un voltaje negativo.

cia en las respuestas con errores menores al 0.1 %. La Figura 5b presenta los valores absolutos de las diferencias porcentuales obtenidas con el método de convolución (cruces) y con 2,000 armónicos en la Serie de Fourier (círculos), comparando ambos casos con el de la Serie de Fourier de 20,000 armónicos.

Las diferencias del método de convolución son menores a 0.04%, lo que confirma que la corrección de rampas trabaja satisfactoriamente para un semiespacio homogéneo. Los tiempos de ejecución en una estación de trabajo SUN IPX fueron de 16 s para el método de convolución y de 240 s para el de la Serie de Fourier (20,000 armónicos), lo que demuestra la mayor eficiencia computacional del primero.

Las diferencia entre las respuestas con 2,000 y 20,000 armónicos son significativamente mayores. Para la frecuencia de 30 Hz ellas alcanzan un valor de 1% en el tiempo más corto, con una clara disminución con el tiempo. En la frecuencia de 3 Hz casi todas las diferencias son mayores a 1%, alcanzándose un valor máximo de 15% en el tiempo más corto e incluso gene-

rando una resistividad aparente indefinida como resultado de un voltaje negativo en el tiempo más largo. Este comportamiento refleja la lenta convergencia del método de la Serie de Fourier.

Para evaluar la corrección de rampas en el caso de un subsuelo estratificado se seleccionó un modelo de dos capas. La primera capa es de resistividad constante ($100 \Omega \cdot m$) y espesor variable (Figura 6a). Para analizar los efectos de sustratos resistivos y conductores se consideraron dos resistividades de la segunda capa (1000 y $10 \Omega \cdot m$). Fueron usadas tres profundidades al sustrato: 460 , 1150 y 2890 m, equiespaciadas en escala logarítmica, ya que la profundidad de investigación de los sondeos transitorios es de índole logarítmica (Spies, 1989). La Figura 6b muestra los errores en las resistividades aparentes calculadas con el método de convolución y corregidas por rampas para cada uno de los seis modelos considerados (se grafican únicamente los errores mayores a 0.1%). Los “errores” se calculan considerando como “verdaderas” a las resistividades aparentes del método de la Serie de Fourier (20,000 armónicos). Todas las respuestas fueron calculadas con la misma fuente: corriente de 9 Amp, anchos de rampa de $50 \mu s$ y una espira circular de 84.6 m de radio.

En la Figura 6b se pueden observar los siguientes rasgos: los errores mayores a 0.1% solo se presentan en las resistividades aparentes de tiempos largos (> 10 ms); los errores son mayores para el caso del sustrato conductor, alcanzando hasta más de dos órdenes de magnitud por arriba del nivel de referencia de 0.1% ; los errores más grandes se obtienen cuando la profundidad al sustrato es de 1150 m. Esto indica que la corrección de rampas es una fuente importante de inexactitud, caracterizada por afectar sobre todo a las respuestas de tiempo largo y en forma más pronunciada cuando el sustrato es conductor.

La Figura 6c ayuda a entender el comportamiento de estos errores. En ella se muestran los voltajes correspondientes a la respuesta al escalón para los seis modelos. También se dibujan las respectivas rectas extrapoladas para tiempos largos. Como se describió anteriormente, estas rectas son usadas para estimar los voltajes en tiempos mayores a 70 ms, que corresponden a la ventana del tiempo más largo del sistema Geonics. Las pendientes de estas rectas son de -2.5 ; sus ordenadas al origen fueron estimadas ajustando por mínimos cuadrados los voltajes de los tres últimos tiempos (en este caso particular, de 70 , 86 y 106 ms). En consecuencia, la exactitud de la corrección de rampas es óptima cuando estos voltajes de tiempo largo ya se encuentran en la porción lineal de pendiente -2.5 . De los seis modelos manejados, el más exacto corresponde al del sustrato resistivo en 2890 m que, como se puede notar de la Figura 6c, presenta el mejor ajuste de la recta de extrapolación. En contraste, la corrección menos exacta es la del sustrato conductor en 1150 m, producida por voltajes tardíos que todavía no se encuentran en la etapa de comportamiento lineal. Los modelos con sustrato conductor presentan mayores errores porque los métodos electromagnéticos de exploración son más sensibles a medios conductores, por lo que la recta que representa a un medio homogéneo no se parece mucho a la respuesta del modelo de

capas. Adicionalmente, no es fortuito el hecho de que los errores sean máximos cuando la profundidad al sustrato es de 1150 m. Spies (1989) demostró que la profundidad máxima de investigación de los sondeos transitorios de bobina central se puede estimar de

$$D_{\max} \approx 1.38 \left(\frac{m \rho_p}{\eta} \right)^{1/5},$$

donde m es el momento de la fuente (corriente por área de la espira), ρ_p es la resistividad promedio del subsuelo y η es el voltaje del nivel de ruido electromagnético ambiental. Considerando un valor de $100 \Omega \cdot m$ para la resistividad promedio, el momento de la fuente de este experimento ($2.025 \times 10^5 \text{ Amp} \cdot m^2$) y el valor típico del ruido ($5 \times 10^{-8} \text{ V}$) sugerido por Spies (1989), la profundidad máxima de investigación es de 1150 m. Entonces, los errores son máximos para esta profundidad al sustrato porque los voltajes de tiempo largo están respondiendo al contraste de resistividad en esta profundidad.

ESPIRA RECTANGULAR

Hasta ahora se ha analizado el caso de una espira circular. Este tipo de fuente es útil en análisis teóricos porque su simetría azimutal facilita llegar a la solución del problema directo. Sin embargo, su aplicación práctica está limitada por la dificultad en tender una espira circular en el campo. Espiras con geometría cuadrada o rectangular son las que se emplean rutinariamente en los levantamientos de campo. El cálculo del voltaje transitorio inducido por una espira rectangular requiere de una integración a lo largo del alambre que forma la espira, es decir, de una operación adicional a los tres procesos numéricos descritos con anterioridad para la espira circular.

Consideremos la espira rectangular de la Figura 7a, donde se muestra el sistema coordenado empleado y la posición de una bobina receptora horizontal en el punto arbitrario $P(x, y)$. Se puede demostrar (Flores, 1999) que, por medio del principio de reciprocidad (Poddar, 1982), el campo total $H_z(\omega)$ en P producido por la espira de dimensiones $2X$ por $2Y$ es la suma de los campos debidos a los cuatro lados de la espira,

$$H_z(\omega) = H_z^A(\omega) + H_z^B(\omega) + H_z^C(\omega) + H_z^D(\omega) \quad (17)$$

$$\text{donde } H_z^A(\omega) = \frac{(Y - y)I}{4\pi}$$

$$\int_{-X}^X \frac{1}{R_A} \left[\int_0^\infty K^{DMV}(\lambda, \omega, \rho_j, e_j) J_1(\lambda R_A) d\lambda \right] dx' \quad (18)$$

$$y R_A = \left[(x - x')^2 + (y - Y)^2 \right]^{1/2},$$

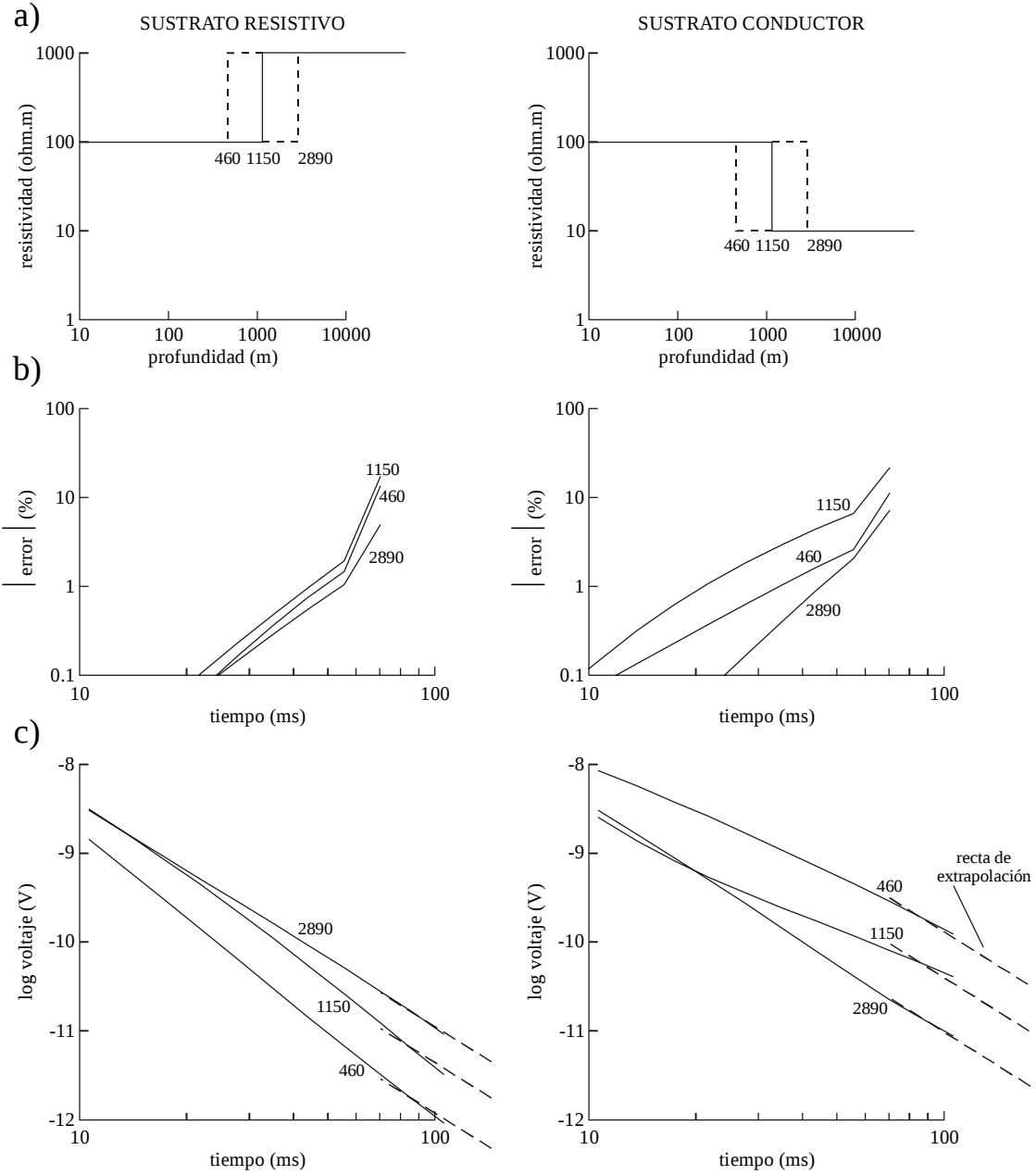


Figura 6. Evaluación de la corrección de rampas para un subsuelo estratificado. a) Modelos de dos capas con sustratos resistivo y conductor. Profundidades al sustrato de 460, 1150 y 2890 m. b) Valores absolutos de los errores en las resistividades aparentes del método de convolución respecto a los de la serie de Fourier con 20,000 armónicos. c) Voltajes al escalón y rectas de extrapolación.

con expresiones similares para las contribuciones de los otros tres lados. La integral con respecto a λ es una transformada de Hankel que se evalúa mediante convolución. El kernel de la transformada (K^{DM}) corresponde al de un dipolo magnético vertical que se calcula con las mismas expresiones (2) y (3) del kernel de la espira circular.

La integral con respecto a x' , un punto sobre el lado A de la espira (Figura 7b), es calculada con el método de Gauss-Legendre. Si abreviamos (18) como

$$H_z^A(\omega) = c \int_{-X}^X f(x') dx'$$

con $c = (Y - y) I / 4 \pi$ y $f(x')$ todo el integrando, la integral con Gauss-Legendre es aproximada con

$$H_z^A(\omega) \approx c \sum_{m=1}^M A_m f(x'_m), \quad (19)$$

donde A_m son coeficientes generados por

$$A_m = \frac{2(1 - x'^2_m)}{M^2 [P_{M-1}(x'_m)]^2},$$

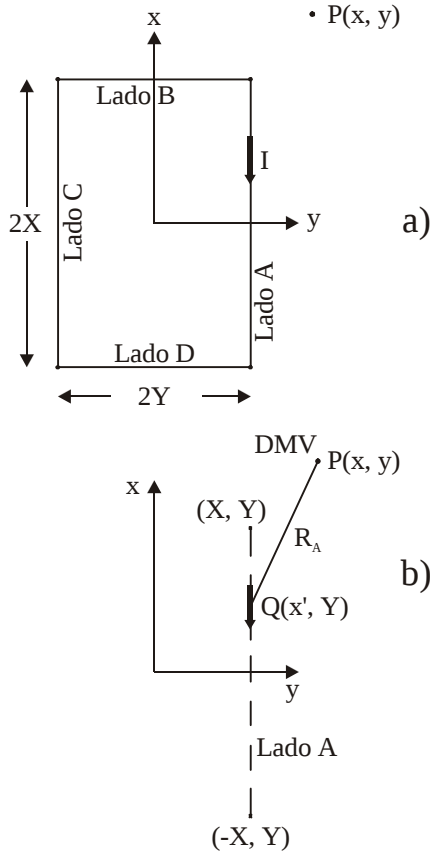


Figura 7. a) Espira rectangular y sistema coordenado empleado. b) Integración del campo a lo largo del bipolo eléctrico que forma uno de los lados de la espira.

donde $P_{M-1}(x')$ es el polinomio de Legendre de orden $M - 1$ y x'_m son las raíces del polinomio de Legendre de orden M (Davies y Polonsky, 1972).

Es importante notar que con una espira rectangular el tiempo de cómputo aumenta considerablemente respecto al de una espira circular porque en cada evaluación de $f(x'_m)$ en (19) es necesario resolver la transformada de Hankel, debido a que en el argumento de la función de Bessel en (18) la distancia R_A depende de x' . Este aumento en el tiempo de ejecución puede mitigarse parcialmente con el uso de varias propiedades de simetría. Por ejemplo, una de ellas se presenta en el caso de una bobina receptora colocada en el centro de una espira cuadrada, donde el campo total es simplemente cuatro veces el campo producido por uno de los lados.

Cuando la geometría de la fuente es una espira no-circular, el valor de M en (19) surge como un nuevo parámetro que afecta la exactitud de la respuesta. Intuitivamente, es de esperarse que cuando el receptor se encuentra cerca de un lado de la espira, este lado requerirá de una integración más fina que la requerida para los lados más alejados. La Figura 8 sirve para demostrar que la respuesta converge al aumentar M . En este experimento se calculó $\text{Im}[H_z(\omega)]$ en cuatro posiciones diferentes de la bobina receptora (Figura 8a), localizadas a lo largo de un perfil perpendicular al lado A de una espira cuadrada de 150 m

de lado sobre un semiespacio homogéneo de $100 \Omega \cdot \text{m}$. Las respuestas fueron calculadas en dos frecuencias (1.8 y 1.1×10^7 Hz) representativas de los fenómenos de muy baja y muy alta frecuencia (Spies y Frischknecht, 1991), con números de inducción asociados de 0.02 y 50, respectivamente, usando un número variable de puntos de integración ($M = 2, 3, 4, 5, 6, 10, 15$ y 20). La Figura 8b muestra los valores absolutos de los errores en $\text{Im}[H_z(\omega)]$ en los cuatro receptores para las dos frecuencias seleccionadas. Para estimar los errores se consideraron los resultados calculados con $M = 20$, donde las respuestas prácticamente ya convergieron.

Varios rasgos importantes se pueden deducir de las curvas de la Figura 8b. Los receptores más cercanos al lado A necesitan valores más altos de M para alcanzar el mismo nivel de exactitud. En forma análoga, en la frecuencia alta se necesitan valores mayores de M que para la frecuencia baja. Puesto que el voltaje transitorio está relacionado con la respuesta de la Figura 8 a través de la transformada inversa de Fourier, es de esperarse, entonces, que los voltajes en tiempos cortos requieran de más puntos de integración que los de tiempos largos. Finalmente, en los receptores cercanos al lado A, este lado contribuye más al campo total que el lado C. Este comportamiento es usado en los programas de cómputo por medio de diferentes valores de M para cada uno de los lados, evitando así realizar cálculos innecesarios en los lados de la espira más alejados del receptor.

APROXIMACIÓN CON UNA ESPIRA CIRCULAR

En la interpretación de sondeos realizados con una espira cuadrada y un receptor central es práctica común aproximar la espira con una circular de misma área (por ejemplo, Raiche y Spies, 1981). Para examinar la validez de esta aproximación, la Figura 9 muestra los errores porcentuales entre los voltajes calculados con una espira circular de 84.6 m de radio con respecto a una cuadrada de 150 m de lado para dos semiespacios homogéneos de diferente resistividad (1 y $100 \Omega \cdot \text{m}$). Todas las respuestas de la espira cuadrada fueron calculadas integrando cada lado de la espira con $M=20$ para asegurar su convergencia. Solo se presentan las diferencias mayores a 0.1 %. Los mayores errores se presentan en los tiempos cortos y los valores más grandes (de hasta 7 %) ocurren con el semiespacio más conductor de $1 \Omega \cdot \text{m}$. En relación a los tiempos de cómputo, el cálculo de las respuestas con la espira circular es al menos 11 veces más rápido que con la espira cuadrada. Entonces, la decisión de usar una espira circular de área equivalente depende de un compromiso entre rapidez de ejecución y exactitud, tomando en cuenta que la exactitud es menor para los tiempos más cortos y en medios conductores.

APROXIMACIÓN CON UN DIPOLO CENTRAL

Cuando el receptor no se encuentra en el centro de la espira, en principio resulta atractiva la idea de aproximar cada lado de la espira con un dipolo de corriente localizado en el centro de cada lado. Si esta aproximación es válida se evita realizar la

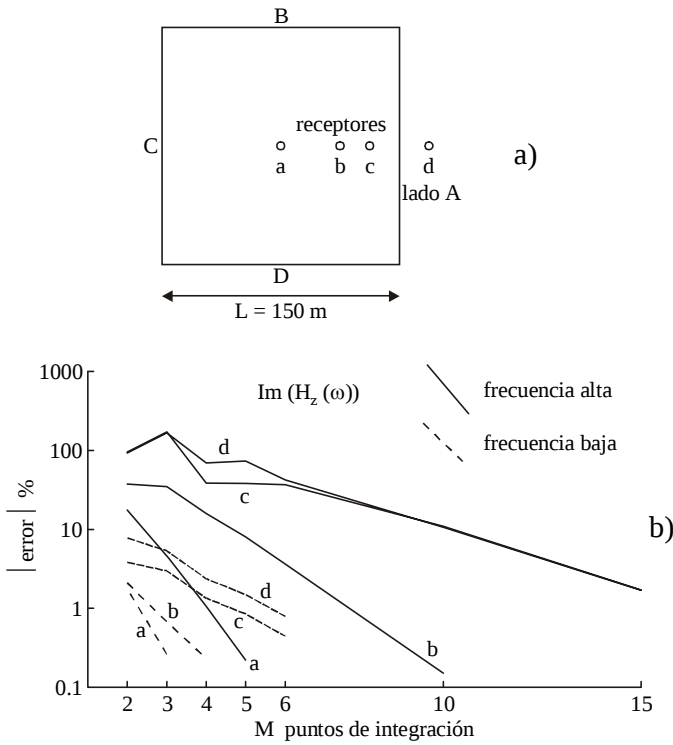


Figura 8. Análisis en el dominio de las frecuencias de la convergencia de la integración numérica con el número de puntos de integración. a) Posición de los cuatro receptores (a, b, c y d) respecto a una espira cuadrada de 150 m de lado. b) Disminución del error en la parte imaginaria de la componente vertical del campo magnético en función del número de puntos de integración (M) en cada uno de los receptores. Análisis en las frecuencias 1.8 Hz y 1.1×10^7 Hz, representando el comportamiento de baja y alta frecuencia.

integración y por consiguiente se ahorrará en tiempo de ejecución. Por otro lado, del análisis de las Figuras 8 y 9 se dedujo que los parámetros que afectan la exactitud de la integración de los lados de la espira son la distancia entre el receptor y el lado de la espira, la resistividad del subsuelo y el tiempo. La Figura 10 atiende a estos dos conceptos al combinar estos tres parámetros de exactitud en una sola gráfica que muestra los errores cometidos al aproximar la respuesta de un alambre de longitud finita (bipolo) con un dipolo central. Los dos ejes coordenados de la figura son adimensionales. El eje de las ordenadas (R/L) representa la posición relativa del receptor Rx respecto a la longitud del bipolo. La resistividad del semiespacio y el tiempo son considerados en el eje de las abscisas con δ_t/L , donde δ_t es la longitud de difusión $\sqrt{2\rho t/\mu}$, que es la profundidad en la cual el campo eléctrico es máximo para un tiempo dado t (Nabighian y Macnae, 1991). La longitud de difusión es un concepto análogo a la profundidad de membrana (skin depth) del dominio de las frecuencias. Para una fuente puntual, la longitud de difusión puede visualizarse como el radio de influencia de la fuente, de tal manera que δ_t/L expresa qué tan grande es este radio de influencia respecto a la longitud del bipolo. Adicionalmente, en la parte inferior de la figura se muestran los rangos de δ_t/L cubiertos por el sistema TEM57 para tres resistividades nominales de 1, 10 y $100 \Omega \cdot \text{m}$.

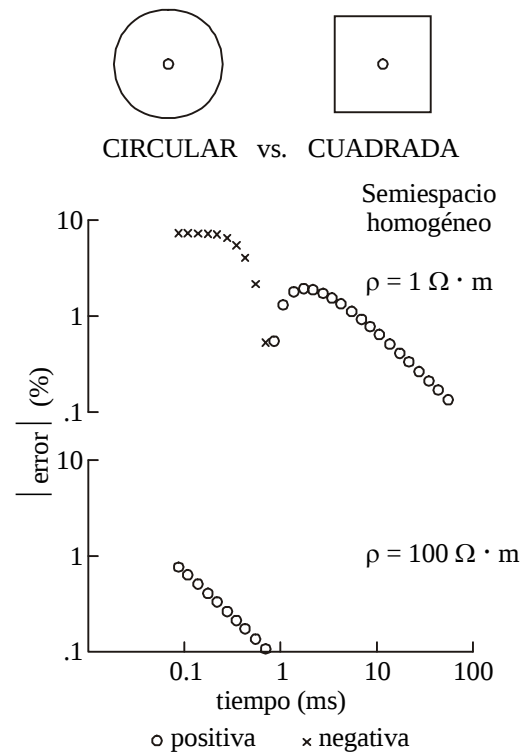


Figura 9. Aproximación de una espira cuadrada con una circular de misma área. Receptor en el centro. Valores absolutos de los errores (en porcentaje) de las resistividades aparentes de la espira circular respecto a la cuadrada calculada con 20 puntos de integración. Círculos y cruces denotan errores positivos y negativos, respectivamente.

Los contornos de la Figura 10 representan errores porcentuales calculados con

$$\frac{v^{DIP} - v^{BIP}}{v^{BIP}} \times 100\%,$$

donde v^{BIP} es el voltaje transitorio de un bipolo de longitud L por donde fluye una corriente de intensidad I que se apaga en forma instantánea (escalón), calculado en un punto Rx localizado una distancia R sobre la bisectriz del bipolo. Este voltaje fue calculado con 20 puntos de integración Gauss-Legendre. El voltaje v^{DIP} fue calculado con un dipolo de momento LI colocado en el centro del bipolo. La morfología de los contornos de error muestran que la aproximación con un dipolo central produce errores mayores al 1% cuando $R/L < 5$ y $\delta_t/L < 2$, es decir, cuando el producto de resistividad por tiempo es menor a $8\pi \times 10^{-7} L^2$. Para dejar más clara la aplicación de esta gráfica consideremos un semiespacio de $1 \Omega \cdot \text{m}$ sobre el que se encuentra una espira cuadrada con receptor central. Para este caso la relación R/L es 0.5 ($R=75$ m, $L=150$ m). Si deseáramos aproximar la respuesta de un lado de la espira con un dipolo colocado en su centro, se cometería un error de 70 % en el tiempo de 87 μs (punto a de la Figura 10) y de 0.26 % en 70 ms (punto b). Estos errores decrecen si la resistividad del subsuelo aumenta. Este

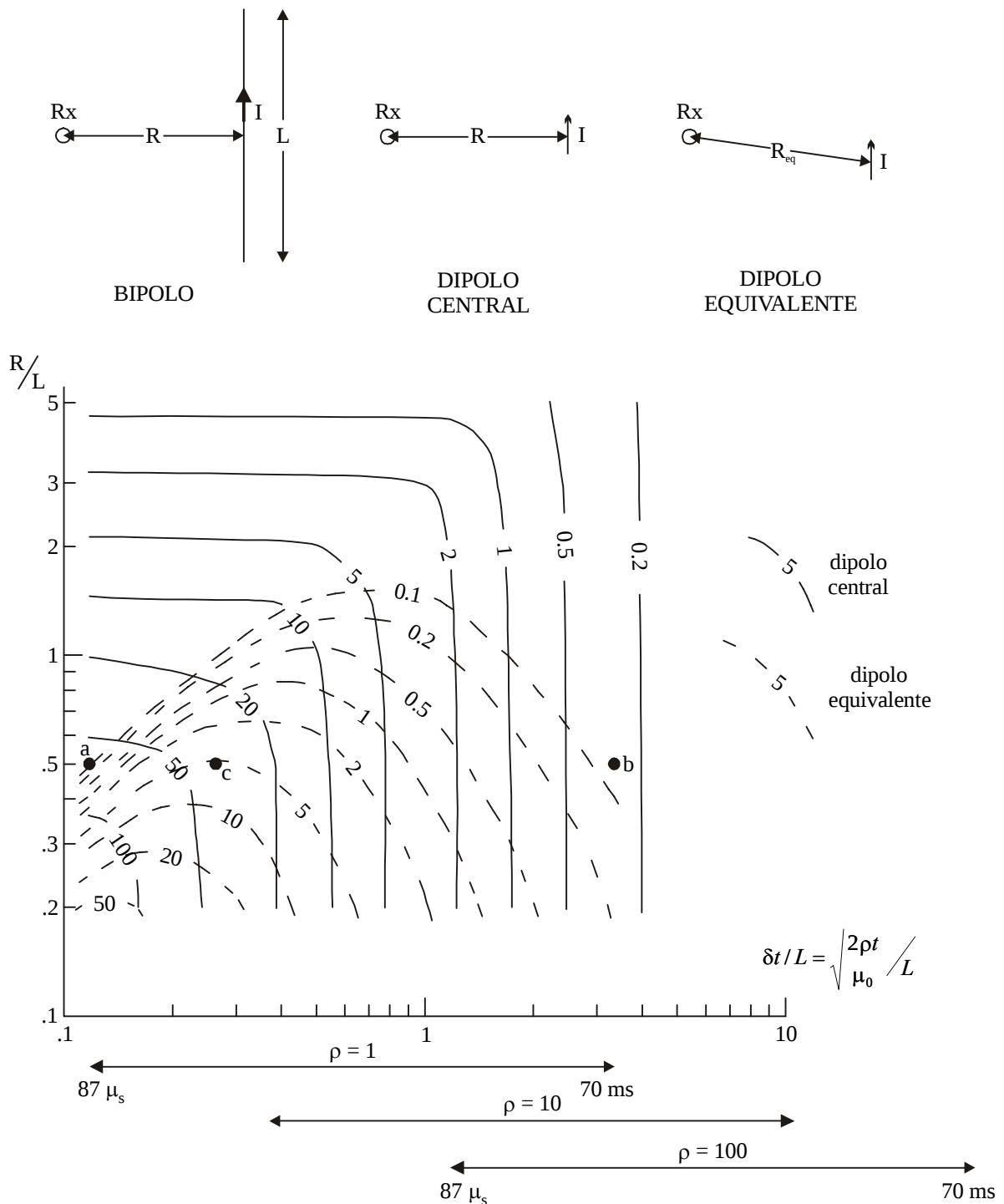


Figura 10. Aproximación del voltaje al escalón de un bipolo de corriente con un dipolo central y con un dipolo equivalente. Contornos de error porcentual, dipolo central (líneas continuas), dipolo equivalente (líneas discontinuas). En la parte inferior se muestran los rangos totales de tiempo cubiertos por el sistema Geonics para tres semiespacios de 1, 10 y 100 $\Omega \cdot \text{m}$. Véase el texto para una discusión de los puntos a , b y c .

tipo de análisis explica por qué, en la aproximación de una espira cuadrada con una circular de la Figura 9, las mayores diferencias se manifiestan en tiempos cortos y medios de baja resistividad.

APROXIMACIÓN CON EL DIPOLO EQUIVALENTE

Calcular la respuesta de una espira no-circular con integración numérica, aunque es la alternativa más exacta, no es eficiente por el alto consumo de tiempo de ejecución. Un compromiso entre el dipolo central y la integración es el uso del dipolo

equivalente propuesto por Stoyer (1990) quien, basado en las propiedades asintóticas de un bipolo de corriente en sus etapas temprana y tardía (Kaufman y Keller, 1983), propuso aproximar el bipolo con uno o más dipolos equivalentes. Estos dipolos se encuentran localizados sobre el bipolo pero ya no en una posición central. Para una espira cuadrada o rectangular cada lado de la espira es considerado como un bipolo de corriente.

La Figura 11a muestra el sistema coordenado empleado por Stoyer, en donde el eje x ahora coincide con el bipolo y el origen se encuentra en el punto medio del bipolo, mostrándose además las localizaciones de la bobina receptora en $P(x, y)$ y del dipolo equivalente en $(x_{eq}, 0)$. La abscisa x_{eq} del dipolo está dada por

$$x_{eq} = (r_{eq}^2 - y^2)^{1/2},$$

$$\text{con } r_{eq} = \left[\frac{L}{\pm \frac{x_2 (2r_2^2 + y^2)}{3y^4 r_2^3} \mu \frac{x_1 (2r_1^2 + y^2)}{3y^4 r_1^3}} \right]^{1/5},$$

$$r_2 = (x_2^2 + y^2)^{1/2}, r_1 = (x_1^2 + y^2)^{1/2}, x_2 = x + L/2, x_1 = x - L/2,$$

donde los signos $+$ y $-$ se seleccionan para que r_{eq} sea positivo. La aproximación del dipolo equivalente es buena en las etapas temprana y tardía, degradándose en la etapa transicional. Para un semiespacio homogéneo estas etapas están definidas por el número de inducción $\beta = r \sqrt{\mu/4\rho t}$, donde r es la distancia perpendicular del bipolo al receptor. Las etapas temprana y tardía están caracterizadas por $\beta \gg 1$ y $\beta \ll 1$, respectivamente, la etapa transicional por $\beta \approx 1$.

El empleo de uno o más dipolos equivalentes es evaluado en la Figura 11b, donde se presentan los errores (mayores a 0.1%) en los voltajes calculados con 1, 3 y 5 dipolos equivalentes con respecto a los determinados con integración de 20 puntos. El modelo es un semiespacio de $1 \Omega \cdot \text{m}$ empleando una espira de $150 \times 150 \text{ m}$ con el receptor en el centro. Para usar tres y cinco dipolos equivalentes cada lado de la espira fue dividido en tres y cinco secciones de misma longitud, usando un dipolo para cada sección. Debido a la simetría del problema, el uso de un número par de dipolos no presenta ninguna ventaja. Las curvas de error indican convergencia, es decir, que al aumentar el número de dipolos la respuesta se vuelve cada vez más exacta (los errores máximos para 1, 3 y 5 dipolos son 5.2, 2.2 y 0.8%, respectivamente). Asimismo, los máximos errores se presentan cuando el número de inducción es cercano a la unidad (Figura 11c). Para este semiespacio de $1 \Omega \cdot \text{m}$, $\beta = 1$ se encuentra aproximadamente en 2 ms. Para un modelo de $100 \Omega \cdot \text{m}$, la etapa transicional estaría centrada en $18 \mu \text{s}$, es decir, fuera del rango de tiempos que cubre el sistema Geonics (de $87 \mu \text{s}$ a 70

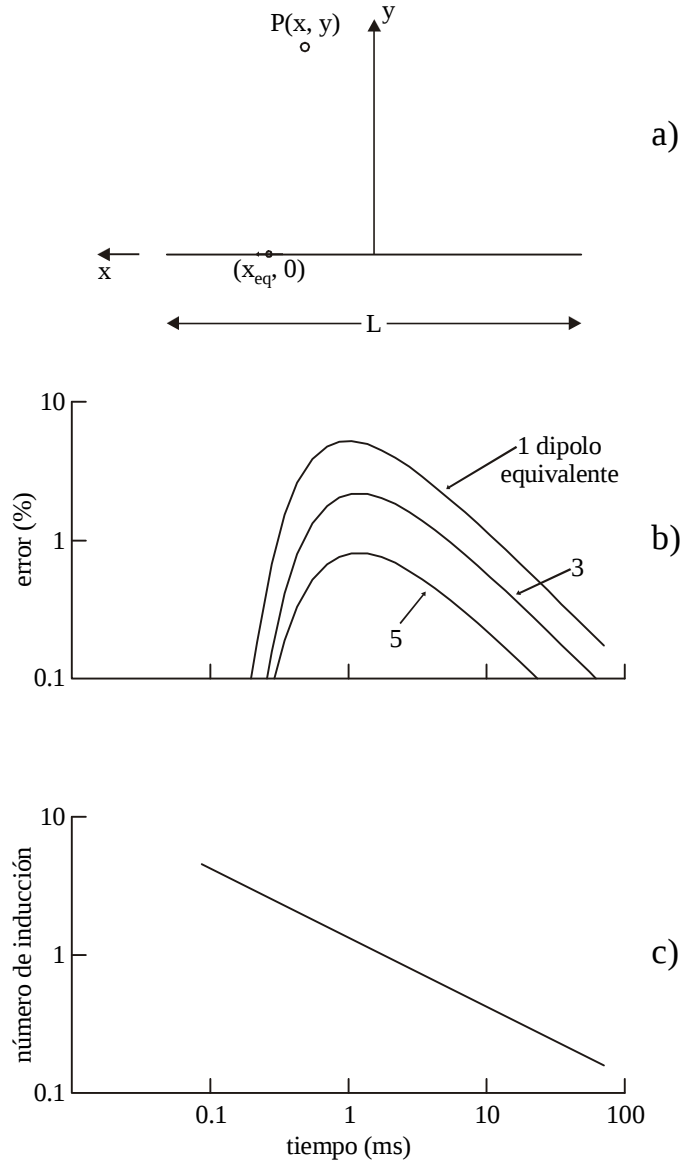


Figura 11. a) Dipolo equivalente de Stoyer sobre un semiespacio de $1 \Omega \cdot \text{m}$. b) Errores en la resistividad aparente en el centro de una espira cuadrada (150 m de lado) al aproximar cada lado con 1, 3 y 5 dipolos equivalentes. c) Números de inducción en función del tiempo.

ms), de tal manera que en este caso la aproximación con un solo dipolo sería suficiente.

La eficiencia del dipolo equivalente es ilustrada en la Figura 10, donde se presentan los contornos de error (líneas discontinuas) resultado de aproximar el voltaje al escalón en Rx de un bipolo de longitud L con un dipolo equivalente. En forma similar a lo realizado para el dipolo central, en la definición de los errores se usó el voltaje del bipolo calculado con 20 puntos de integración. Para discutir las diferencias entre las aproximaciones del dipolo central y el dipolo equivalente, consideremos nuevamente los puntos a y b de esta figura. Los errores en el punto a con dipolo central y equivalente son 70% y 0.09%, respectivamente, para el punto b son 0.26% y 0.08%. Con el dipolo central el error máximo de 70% se presenta en el tiempo más

corto de $87 \mu\text{s}$ (punto *a*), mientras que con el dipolo equivalente es de 5.2% (punto *c*), presentándose en un tiempo intermedio ($430 \mu\text{s}$). Claramente el dipolo equivalente es más eficiente que el dipolo central.

OTRAS FUENTES DE ERROR

Interpolación del kernel de Fourier. Para calcular el voltaje producido por un escalón de corriente mediante (5), es necesario determinar el kernel $\text{Im}[H_x(\omega)]$ en un rango de frecuencias. Para cada tiempo el rango de frecuencias se encuentra ligeramente desplazado respecto al tiempo anterior, lo que implica calcular nuevamente los kernels en frecuencias ligeramente diferentes. Esta operación repetitiva no es despreciable en términos de tiempo de cómputo, ya que para conocer el kernel en una frecuencia es necesario evaluar la transformada de Hankel. Por lo tanto, como una medida adicional para aumentar la rapidez, se optó por calcular los kernels de Fourier en forma completa sólo en los tiempos más corto y más largo del sistema Geonics. Para estimar los kernels de los otros tiempos se realiza una interpolación con polinomios cúbicos. La Figura 12a presenta un ejemplo de los kernels en función de la frecuencia en los tiempos de $87 \mu\text{s}$ y 70 ms. Puede observarse que existe un rango de frecuencias donde hay traslape. Con este procedimiento el programa es cuatro veces más rápido. Los errores cometidos al usar interpolación aumentan con la resistividad del subsuelo y tienden a ser significativos solo en los tiempos largos. Los errores máximos para tres semiespacios de 1, 100 y $10,000 \Omega \cdot \text{m}$ son -0.02%, -5.2% y -32%, respectivamente. Todos ellos se presentan cerca del tiempo más largo de 70 ms.

Corrección por función de transferencia de la bobina.

Una corrección adicional está relacionada con el hecho de que la función de transferencia de la bobina receptora tiene un ancho de banda limitado. Para el caso particular de la bobina que acompaña al sistema TEM57, esta función de transferencia está descrita por

$$C(f) = \frac{(1-x^2) - i1.86x}{(1-x^2)^2 + (1.86x)^2}$$

con $i = \sqrt{-1}$, $x = f/f_0$, $f_0 = 2.9 \times 10^4 \text{ Hz}$, siendo f la frecuencia. Los espectros de amplitud y fase de $C(f)$ se muestran en la Figura 12b. Nótese que se comportan como un filtro pasabajas con frecuencia de corte de 29 KHz. Aunque la naturaleza de esta corrección es de índole instrumental, se ha incluido aquí porque tiene un efecto significativo en la exactitud de la respuesta. La corrección es realizada antes de efectuar la transformada de Fourier con (5), multiplicando el campo magnético H_z (ω) por la función de transferencia de la bobina $C(\omega)$,

$$\text{Im}[H_z^c(\omega)] = \text{Im}[H_z(\omega)C(\omega)]$$

$$= \text{Re}[H_z(\omega)]\text{Im}[C(\omega)] + \text{Im}[H_z(\omega)]\text{Re}[C(\omega)]$$

donde H_z^c expresa al campo magnético corregido. El efecto de la bobina en las curvas de resistividad aparente se manifiesta como una disminución importante de los valores de tiempos cortos, decreciendo el efecto conforme el tiempo aumenta. Un ejemplo de este basculamiento de las resistividades aparentes se muestra en la Figura 12c para un semiespacio de $1000 \Omega \cdot \text{m}$. Si la curva marcada “con respuesta de la bobina” es interpretada ignorando el efecto de ésta, aparecerá una capa somera artificial de resistividad menor a $1000 \Omega \cdot \text{m}$. Análogamente, para un subsuelo estratificado la interpretación producirá capas someras más gruesas y más conductoras que las reales.

Error en la posición del receptor. En la práctica es común que existan incertidumbres espaciales, tanto en la posición relativa entre espira y bobina como en la forma de la espira. Estos errores geométricos son producidos por los obstáculos presentados por la vegetación y el relieve topográfico y por el uso de la brújula de mano para definir los ángulos. Es razonable suponer un valor de 5° como una incertidumbre típica en los azimuths. Se puede demostrar que estas desviaciones angulares en los lados de la espira tienen un efecto despreciable en la respuesta para el caso de la bobina receptora central, siempre y cuando no exista una alteración significativa del área total de la espira.

Para analizar el efecto en los voltajes de errores en la posición de la bobina receptora se consideró un caso sencillo consistente en una espira cuadrada de 150 m de lado sobre un semiespacio homogéneo de resistividad variable (1, 100 y $10,000 \Omega \cdot \text{m}$), con cuatro posiciones del receptor ($y = 0, 37.5, 112.5$ y 150 m) localizados en el perfil $x = 0$. El receptor $y = 0$ está en el centro, $y = 37.5$ m está en el punto medio entre el centro y un lado de la espira, y los puntos $y = 112.5$ y 150 m se encuentran fuera de la espira. Para calcular los errores se supuso un error de ± 7.5 m en la posición de la bobina, asociado con la incertidumbre de $\pm 5^\circ$ en los azimuths. Los errores máximos en los voltajes se presentan sistemáticamente en el tiempo más corto ($87 \mu\text{s}$), siendo más intensos para el medio de $1 \Omega \cdot \text{m}$. Este comportamiento de los errores concuerda con el comportamiento de los contornos de error de la Figura 10, donde la exactitud disminuye en tiempos cortos y para medios conductores. Para el semiespacio de $1 \Omega \cdot \text{m}$ los errores máximos en los cuatro receptores fueron, empezando desde la posición central, 3.4, 44.5, 59.3 y 43.4%. Para el medio de $100 \Omega \cdot \text{m}$ fueron -0.21, -2.4, -7.2 y 10.9%, mientras que para el medio resistivo de $10,000 \Omega \cdot \text{m}$ todos fueron menores a 0.1%. Nótese que los errores más pequeños ocurren en el centro de la espira y los más grandes fuera de la espira. Este comportamiento es explicado por el gradiente horizontal del voltaje, pues en la ausencia de heterogeneidades tridimensionales este gradiente es nulo en el centro de la espira y máximo fuera de ella.

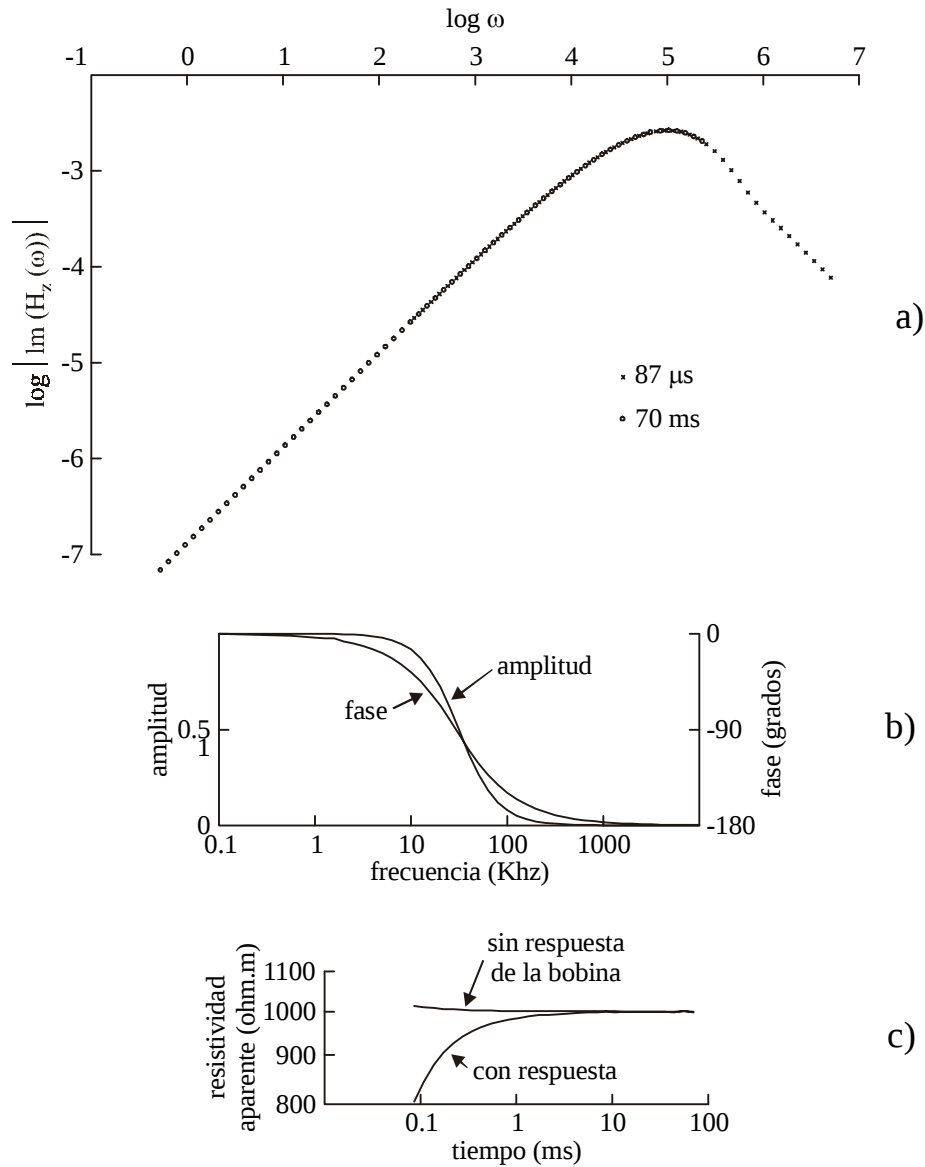


Figura 12. a) Valores del kernel de la transformada de Fourier en función de la frecuencia para los dos tiempos extremos del sistema Geonics. b) Espectros de amplitud y fase de la función de transferencia de la bobina LF del sistema Geonics. c) Comparación de las resistividades aparentes sin incluir el efecto de la respuesta de la bobina e incluyéndolo. Semiespacio de resistividad $1,000 \Omega \cdot m$.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Para estudiar la exactitud del método de convolución se tuvo especial cuidado en asegurarse de que el código de la solución al problema directo trabajara correctamente. Para ello se usaron comparaciones con soluciones independientes y pruebas de autoconvergencia. Puesto que la exactitud de la respuesta final depende de varios procesos numéricos, se siguió la estrategia de empezar con el caso más sencillo (voltaje al escalón de una espira circular sobre un semiespacio) y proceder por pasos hacia los casos más complicados. Esto permitió aislar y analizar un factor de exactitud en cada paso. De esta forma se estudiaron los siguientes factores o parámetros de exactitud: a) el valor de tolerancia de las dos convoluciones asociadas con las

transformadas de Hankel y Fourier, b) la corrección de rampas, c) la integración del campo a lo largo de los lados de una espira no-circular, d) las aproximaciones con un dipolo central y uno o más dipolos equivalentes, e) la aproximación de una espira cuadrada con una circular de misma área, f) la interpolación del kernel de Fourier, g) la corrección por la función de transferencia de la bobina y h) la incertidumbre en la posición del receptor.

Para evaluar el factor de tolerancia de las convoluciones se comparó con la solución analítica de un semiespacio, considerando tres resistividades ($1,100$ y $10,000 \Omega \cdot m$) que cubren una amplia gama de resistividades promedio reales. Para obtener exactitudes en las resistividades aparentes de 0.1% , los factores de tolerancia no deben ser mayores a 2×10^{-5} , 2×10^{-6} y 2

$\times 10^{-7}$, respectivamente. Medios resistivos requieren de tolerancias más pequeñas y, por lo tanto, de un mayor número de cálculos. Con estos valores se optimiza parcialmente el número de productos en las convoluciones y el número de veces que se tiene que evaluar el kernel de la transformada de Fourier. Puesto que en general los tiempos largos requieren de tolerancias más pequeñas, una optimización adicional consiste en definir una tolerancia que varíe con el tiempo. Dado que con datos reales es más común encontrarse con medios estratificados, estos valores de tolerancia deben de considerarse solo como una guía.

Para evaluar la corrección de rampas se desarrolló un programa que calcula el voltaje con el método de la serie de Fourier, siendo éste un proceso de cálculo diferente al de convolución. El método de la serie de Fourier es menos eficiente que el de convolución porque en la derivación numérica de $h_z(t)$ se amplifican las oscilaciones de Gibbs. Esta solución converge lentamente porque las oscilaciones decrecen lentamente con el número de armónicos, debido a que la corriente real en el transmisor no es una función suave.

Se verificó que la corrección de rampas trabajara satisfactoriamente para un subsuelo homogéneo. Para verificarla en el caso de un semiespacio estratificado se consideró un modelo de dos capas al que se le varió la resistividad y la profundidad de la segunda capa. Al estar basada en la suposición de que los voltajes tardíos se encuentran en la etapa lineal, la corrección de rampas trabaja mejor cuanto más alejada se encuentra la cima del sustrato de la profundidad máxima de investigación (D_{max}). Para el caso tratado D_{max} es 1150 m. En el modelo con la profundidad al sustrato de 1150 m fué donde la corrección resultó más inexacta, debido a que la curva de voltaje en tiempos largos todavía no se encuentra en la etapa lineal de decaimiento. Los errores debidos a esta corrección son de los más fuertes, pero se presentan solo en los tiempos más largos. En el caso estudiado el contraste de resistividades entre las dos capas es de una década, alcanzándose errores en las resistividades aparentes ligeramente mayores al 10%. La magnitud del error aumenta para contrastes de resistividad más intensos. Los errores resultaron mayores para el caso del sustrato conductor porque los métodos electromagnéticos inductivos, como es el caso del sondeo transitorio, son más sensibles a la presencia de medios conductores que a medios resistivos.

La convergencia de la integración numérica de la espira no-circular fué confirmada en diferentes posiciones del receptor. Esta solución fué considerada como exacta para evaluar la aproximación del voltaje de un bipolo de corriente con un dipolo central y un dipolo equivalente. La Figura 10 sintetiza la exactitud de estas dos aproximaciones al presentar en una sola gráfica los contornos de error en función de dos parámetros normalizados: la distancia al bipolo (R/L) y la longitud de difusión (δ_f/L). Con el dipolo central los errores son mayores a 1% cuando $R/L \leq 5$ y $\delta_f/L \leq 2$. La aproximación del dipolo central se deteriora significativamente en medios de baja resistividad y en tiempos cortos. La menor intensidad de los contornos de error

de la aproximación con el dipolo equivalente muestra, en concordancia con los resultados de Stoyer (1990), la eficiencia de este método, donde errores mayores a 1% son obtenidos cuando $R/L \leq 1$ y $\delta_f/L \leq 1.5$. Por lo tanto, en vez de calcular la respuesta de una espira rectangular o cuadrada con integración numérica, una alternativa eficiente consiste en remplazar cada lado con uno o más dipolos equivalentes. La aproximación de una espira cuadrada con una circular de área equivalente, aunque de uso extenso en la comunidad geofísica, no está exenta de error. Las diferencias más notables se presentan sistemáticamente en los tiempos cortos y en los medios más conductores, pudiendo llegar a valores de hasta 5%. Para medios resistivos esta aproximación trabaja mejor.

La interpolación del kernel de la transformada de Fourier aumenta significativamente la rapidez de cálculo, aunque produce errores importantes (del orden de 30%) en las resistividades aparentes de tiempos largos en medios resistivos. Es importante incluir la función de transferencia de la bobina receptora en la solución del problema directo. Si se invierten datos reales ignorando este efecto, las capas someras serán interpretadas como más gruesas y conductoras que las reales. Incertidumbres típicas de ± 7.5 m en la posición de la bobina receptora producen errores más intensos (de hasta 60%) en tiempos cortos, medios conductores y cuando el receptor se encuentra cerca de uno de los lados de la espira.

La Tabla 1 resume los errores máximos en el voltaje producidos por cada factor de exactitud considerando cinco resistividades del semiespacio (desde 1 hasta 10,000 $\Omega \cdot m$), separándolos según el rango de tiempos en el que se presentan (tiempos cortos y largos). En la obtención de estos valores se usó el arreglo de bobina central con una espira cuadrada de 150 m de lado o su espira circular de área equivalente. Los factores de exactitud que afectan a los tiempos cortos son:

- a) La aproximación de la espira cuadrada con una circular de misma área.
- b) La aproximación del dipolo equivalente. Los errores reportados corresponden al uso de un solo dipolo para cada lado de la espira.
- c) La ausencia de corrección por la respuesta de la bobina receptora.
- d) La incertidumbre de ± 7.5 m en la posición de la bobina.

Estos errores claramente son mucho mayores que la desviación estándar típica (0.1%) de los voltajes observados en tiempos cortos. Si se desea que la exactitud de los voltajes calculados sea del mismo orden que la precisión de los voltajes medidos y consideramos que las resistividades del subsuelo están comprendidas entre 1 y 10 $\Omega \cdot m$, será necesario cumplir con los siguientes requisitos: evitar el uso de la aproximación de la espira circular, usar un número elevado de dipolos equivalentes o, en su defecto, realizar la integración numérica en forma fina, aplicar la corrección por respuesta de la bobina y disminuir la

Tabla 1. Errores máximos (en porciento) en los voltajes para cada factor de exactitud.

TIEMPOS CORTOS				
Resistividad (ohm.m)	Aproximación espira circular	Dipolo equivalente	Ausencia de corrección de bobina	Posición de bobina (± 7.5 m)
1	-7.2	5.2	-1.2	3.4
10	0.6	5.2	-11.4	-0.6
100	0.8	1.3	-27.4	-0.2
1000	< 0.1	0.14	-29.0	< 0.1
10,000	< 0.1	< 0.1	-23.9	< 0.1

TIEMPOS LARGOS				
Resistividad (ohm.m)	Factor de tolerancia de las convoluciones		Corrección de rampas	Interpolación del kernel de Fourier
	error	tolerancia		
1	< 0.1	$\leq 1 \times 10^{-5}$	-6	< 0.1
10	< 0.1	$\leq 2.5 \times 10^{-6}$	37	1.1
100	< 0.1	$\leq 8 \times 10^{-7}$	44	8.4
1000	< 0.1	$\leq 4 \times 10^{-7}$	24	25
10,000	< 0.1	$\leq 1 \times 10^{-7}$	13	79

incertidumbre en la posición de la bobina. Estos requisitos producen un aumento importante en el tiempo de cómputo y una elevación de los costos del levantamiento de datos. Un compromiso razonable consiste en renunciar a las altas precisiones de los datos en tiempos cortos y suponer que las desviaciones estándar son mayores, digamos, de 1%. Con este valor de precisión pueden relajarse algunos de estos requisitos. En contraste, si las resistividades del subsuelo se encuentran entre 100 y 1000 $\Omega \cdot m$, tanto la aproximación de la espira circular como el uso de pocos dipolos equivalentes son adecuados, pero es indispensable aplicar la corrección de la respuesta de la bobina y la incertidumbre en la posición de la bobina prácticamente no contribuye a la exactitud final.

Los factores que afectan a los voltajes de tiempos largos son:

- El valor de tolerancia de las convoluciones. En la Tabla 1 se indican los valores máximos de esta tolerancia para que el error sea menor a 0.1%.
- La corrección de rampas. Los errores reportados en la Tabla 1 corresponden a un sustrato conductor de resistividad diez veces menor que la resistividad de la primera capa, con su cima colocada en la profundidad máxima de investigación. Cuando el contraste de resistividades es de 100, estos errores se incrementan por un factor que varía de 1.7 a 3.4.
- La interpolación del kernel de la transformada de Fourier.

Para el análisis comparativo entre exactitud y precisión en tiempos largos, podemos desechar la contribución del factor a), pues la tolerancia es un parámetro controlable en el programa. Los factores b) y c), con magnitudes significativamente mayores a 0.1%, son los más importantes, afectando más intensamente a los medios de resistividad intermedia y alta. Estos errores disminuirán si se usa el método de la serie de Fourier y se evita interpolar el kernel. Sin embargo, esta decisión va a depender de la precisión particular de los voltajes medidos del

sondeo en cuestión, pues como lo muestra la Figura 2, es común que sobre subsuelos resistivos las magnitudes de las desviaciones estándar en tiempos largos sean del mismo orden o mayores que los errores de exactitud.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a Miro Bosnar de Geonics Ltd. por la información proporcionada sobre la bobina receptora y a José M. Romo por sus atinados comentarios que permitieron mejorar este trabajo.

REFERENCIAS

- Abramowitz, M., and Stegun, I.A., 1972, Handbook of mathematical functions, *Dover Publications*, 1046 p.
- Anderson, W.L., 1975, Improved digital filters for evaluating Fourier and Hankel transform integrals, *U.S. Geol. Survey rep.* USGS-GD-75-012, 223p.
- Anderson, W.L., 1979, Numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptive digital filtering, *Geophysics*, v. 44, p. 1287-1305.
- Asten, M.W., 1987, Full transmitter waveform transient electromagnetic modeling and inversion for soundings over coal measures, *Geophysics*, v. 52, p. 279-288.
- Davies, P.J., and Polonsky, I., 1972, Numerical interpolation, differentiation and integration, in: Abramowitz, M., and Stegun, I.A., (eds.), Handbook of mathematical functions, *Dover Publications*, p. 875-924.
- Fitterman, D.V., and Anderson, W.L., 1987, Effect of transmitter turn-off time on transient soundings, *Geoexploration*, v. 24, p. 131-146.

- Flores Luna, C., 1999, Cálculo de respuestas de medios estratificados con sondeos electromagnéticos transitorios, *Reporte Interno*, Depto. de Geofísica Aplicada, CICESE, 127 p.
- Ghosh, D.P., 1971, The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements, *Geophysical Prospecting*, v. 19, p. 192-217.
- Inman, J.R., 1975, Resistivity inversion with ridge regression, *Geophysics*, v. 40, p. 798-817.
- Jupp, D.L.B., and Vozoff, K., 1975, Stable iterative methods for the inversion of geophysical data, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 42, p. 957-976.
- Kaufman, A.A., 1979, Harmonic and transient fields on the surface of a two-layer medium, *Geophysics*, v. 44, p. 1208-1217.
- Kaufman, A.A., and Keller, G.V., 1983, Frequency and transient soundings, *Elsevier Science Pub.*
- Knight, J.H., and Raiche, A.P., 1982, Transient electromagnetic calculations using the Gaver-Stehfest inverse Laplace transform, *Geophysics*, v. 47, p. 47-50.
- Levy, G.M., 1984, Correction of measured transient electromagnetic responses for finite transmitter turn-off duration, Technical Note TN-16, Geonics Limited, 6 p.
- Nabighian, M.N., and Macnae, J.C., 1991, Time domain electromagnetic prospecting methods, in: M.N. Nabighian (ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics*, v. 2, Applications, Part A, *Society of Exploration Geophysicists*, p. 427-479.
- Papoulis, A., 1962, *The Fourier integral and its applications*, McGraw Hill.
- Poddar, M., 1982, A rectangular loop source of current on a two-layered earth, *Geophysics*, v. 30, p. 101-114.
- Raiche, A.P., and Spies, B.R., 1981, Coincident loop transient electromagnetic master curves for interpretation of two-layer earths, *Geophysics*, v. 46, p. 53-64.
- Raiche, A.P., Jupp, D.L.B., Rutter, H., and Vozoff, K., 1985, The joint use of coincident loop transient electromagnetic and Schlumberger sounding to resolve layered structures, *Geophysics*, v. 50, p. 1618-1627.
- Ryu, J., Morrison, H.F., and Ward, S.H., 1970, Electromagnetic effects about a loop source of current, *Geophysics*, v. 35, p. 862-896.
- Spies, B.R., and Frischknecht, F.C., 1991, Electromagnetic sounding, in: M.N. Nabighian (ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics*, v. 2, Applications, Part A, *Society of Exploration Geophysicists*, p. 285-386.
- Stoyer, C.H., 1990, Efficient computation of transient sounding curves for wire segments of finite length using an equivalent dipole approximation, *Geophysical Prospecting*, v. 38, p. 87-99.
- Verma, S.K., and Rai, S.S., 1982, Response of a layered earth to the Crone pulse electromagnetic system, *Geophysics*, v. 47, p. 63-70.

Wait, J.R., 1962, Theory of magneto-telluric fields, *Journal of Research of the National Bureau of Standards, Radio Propagation*, v. 66D, p. 509-541.

APENDICE A

La amplificación del ruido con la operación de diferenciación en el método de la Serie de Fourier es ilustrada en la Figura 13 con un ejercicio donde se reconstruye una corriente real con 2,000 armónicos y se estima su derivada numéricamente, excluyéndose cualquier efecto de inducción electromagnética. Esto se expresa matemáticamente como

$$\frac{\partial I_N(t)}{\partial t} \cong \frac{\partial}{\partial t} \sum_{n=1}^{N=2000} s_n [a_n \cos(\omega_n t) + b_n \sin(\omega_n t)] .$$

La Figura 13a muestra la corriente real seleccionada, que tiene una frecuencia de repetición de 30 Hz y parámetros típicos observados en la práctica; también se muestra la localización de la primera ventana del sistema Geonics TEM57. En esta ventana la corriente debe ser nula. Sin embargo, cuando se reconstruye con la serie de Fourier (Figura 13b), presenta oscilaciones de baja amplitud alrededor de cero, producto del fenómeno de Gibbs, asociado con la aproximación de una función casi discontinua con una suma finita de funciones senoidales (Papoulis, 1962). Estas oscilaciones de Gibbs están caracterizadas por ser periódicas con período $\Lambda = T/N$ donde T es el período de la corriente. Para este ejemplo el período de Gibbs (Λ) tiene un valor de $16.7 \mu s$ (Figura 13b). Otra característica de estas oscilaciones es que su amplitud decrece con N y aumenta en la vecindad de las variaciones abruptas de la función original, es decir, cerca de los apagados y encendidos de la corriente. Este último comportamiento explica el aumento de las diferencias en los tiempos más cortos y más largos de la Figura 5.

La Figura 13c presenta los resultados de la aplicación de dos métodos numéricos en la estimación de la derivada de la corriente reconstruida, empleando una escala logarítmica en las ordenadas para acomodar el amplio rango dinámico de los resultados y mostrando con líneas discontinuas los valores negativos. Es importante notar que las dos curvas también presentan oscilaciones con el mismo período de Gibbs y que sus intensidades son amplificadas por la diferenciación, un efecto bien conocido de este proceso numérico. Considerando que la derivada real debe de ser nula, los resultados calculados con diferencias finitas centrales de dos puntos (curva 1) no son satisfactorios pues se obtienen valores de hasta ± 100 Amp/s. La técnica de diferencia central de dos puntos en un período de Gibbs, definida por

$$\frac{d I_N(t_i)}{d t} = \frac{I_N(t_i + \Lambda/2) - I_N(t_i - \Lambda/2)}{\Lambda}$$

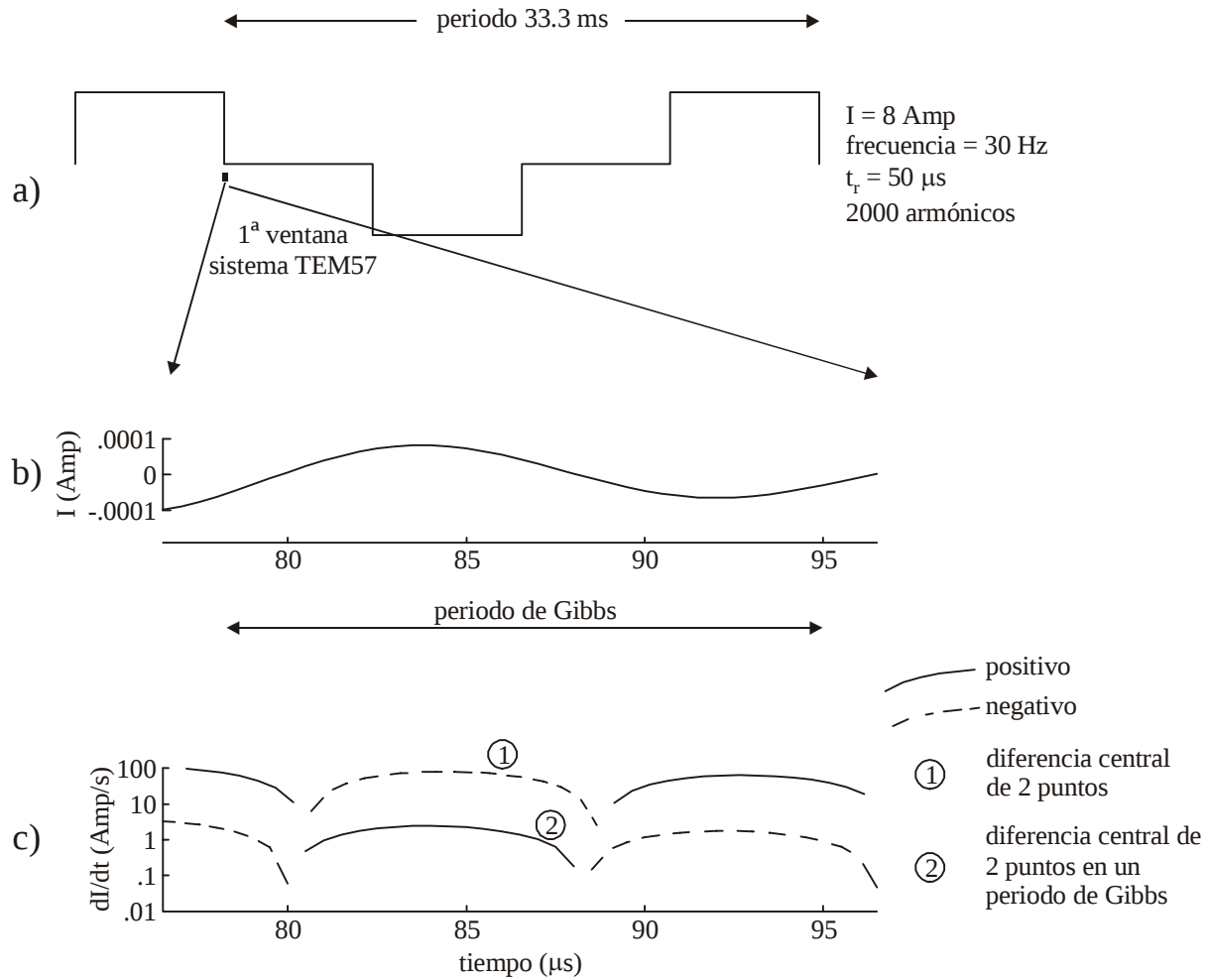


Figura 13. Reconstrucción de la corriente con la serie de Fourier y estimación de su derivada. a) Corriente de frecuencia 30 hz y anchos de rampa $50 \mu s$. b) Síntesis de la corriente con 2,000 armónicos en el rango de tiempo cubierto por la primera ventana del sistema Geonics. c) Aplicación de dos técnicas numéricas de derivación a la corriente sintetizada. Líneas discontinuas indican valores negativos.

resultó ser la más exitosa dentro de una variedad de técnicas probadas (Flores, 1999), y fue la adoptada para calcular la derivada de $h_z(t)$ en la expresión (15) del método de la Serie de Fourier. Su ventaja reside en que se aprovecha el período de las oscilaciones de Gibbs en su definición. Los resultados de esta técnica (curva 2) presentan una mejoría notable respecto a la curva 1, con amplitudes máximas de $\pm 3 \text{ Amp/s}$.

ORIGEN DE LA ZONACIÓN EN GRANATES DE LA CHIMENEA LAS ÁNIMAS, ZIMAPÁN, HIDALGO, MÉXICO

María Guadalupe Villaseñor-Cabral¹, José Arturo Gómez-Caballero¹, Erik Condcliffe² y José Luis Medina de la Paz³

¹ Instituto de Geología, UNAM

Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510, D.F., México

Correo electrónico: mgvc@servidor.unam.mx

² Department of Earth Sciences, Leeds University, LS2 9JT, U.K

³ Compañía Fresnillo, Grupo Peñoles, México

RESUMEN

Los granates de una zona de *skarn* de la chimenea *Las Ánimas*, en el distrito minero de Zimapán, Hidalgo, presentan una zonación compleja definida primordialmente por franjas y campos de andradita y grosularia. Se hicieron 79 análisis puntuales con microsonda en varias muestras de granate para estudiar la variación en el contenido de aluminio y hierro. Se considera que la sucesión alternada en el depósito de hierro y aluminio en las moléculas de los granates es producida por episodios de infiltración de fluidos con concentraciones diferentes, existiendo variaciones en el pH de éstos debidas a cambios en la velocidad de reacción con el medio calcáreo ocasionados por la composición heterogénea de las calizas.

INTRODUCCIÓN

El fenómeno de zonación en minerales es un tema que ha atraído la atención de numerosos investigadores. Shore y Fowler (1996) consignan una tabla de minerales con zonación oscilatoria, en la que se incluye al granate. La anisotropía comúnmente presente en cristales con zonación de andradita y grosularia ha sido mencionada desde el siglo pasado; es común en cristales relativamente grandes de granates cálcicos, propios de los depósitos de *skarn*. Los granates han sido objetivo de numerosas investigaciones, tanto para explicar la anomalía óptica como para obtener información de los fluidos que los originaron. Akizuki (1984) incluye un resumen de los estudios efectuados sobre esfuerzos cogenacionales (ocurridos en el momento de generarse), sustitución de Al y Fe en diferentes zonas, y modalidad de crecimiento de los cristales (maclas en varios planos) y Jamteviet *et al.* (1995) estudiaron el proceso de zonación de granates.

El término *skarn* es utilizado en varios sentidos. En el presente trabajo se adopta la definición de Einaudi y Burt (1982) para nombrar a una roca formada por silicatos de calcio en carbonatos relativamente puros, principalmente granate y piroxeno, cuyo tamaño varía de 1 mm a varios centímetros. El *skarn* se forma por la infiltración y difusión de fluidos metasomáticos, formando zonas de distribución mineralógica diferente.

En la zona minera *El Carrizal*, del distrito minero de Zimapán, la chimenea *Las Ánimas* es uno de los cuerpos mineralizados más importantes; se localiza en la parte occidental del estado de Hidalgo, con coordenadas geográficas en 20°47'40"N y 99°26'50"W (Figura 1). De las varias chimeneas que existen en el distrito minero, ésta se encuentra asociada a una zona de *skarn* de 80 m de espesor. Esta zona se carac-

teriza por la presencia de granates, parte de los cuales presenta, tanto zonación oscilatoria como irregular.

En *El Carrizal*, las zonas de *skarn* guardan una relación probable con, por lo menos, un tipo de mineralización. Por ello, para comprender mejor el vínculo entre mineralización y alteración es útil estudiar minerales característicos que ayuden a identificar blancos de exploración.

El objetivo del presente estudio, que es parte de un proyecto de investigación acerca de la metalogénesis de Zimapán, fue estudiar por microsonda electrónica, la composición química de diferentes tipos de granate, para comprender el origen de la zonación y obtener información acerca de los fluidos metasomáticos. En el intrusivo *El Carrizal*, así como en el resto del distrito, hay varios tipos de *skarn* pero, para los objetivos de este estudio, sólo se analizaron los granates del exoskarn asociados con lentes de sulfuros en la mina *Las Ánimas*. Con fines comparativos, también se analizaron granates sin asociación con sulfuros en el interior y fuera de la mina.

MARCO GEOLÓGICO

ESTRATIGRAFÍA

Las rocas más antiguas expuestas en el área corresponden a la Fm. Las Trancas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Segerstrom, 1962; Carrillo-Martínez y Suter, 1982). En el área, esta Formación consiste en una caliza arcillosa de estratificación delgada con intercalaciones escasas de lutita laminar.

En aparente concordancia, sobreyace una secuencia de capas de caliza de la Fm. Tamaulipas Superior que muestra, tanto una estratificación delgada, como masiva (Carrillo-Martínez y

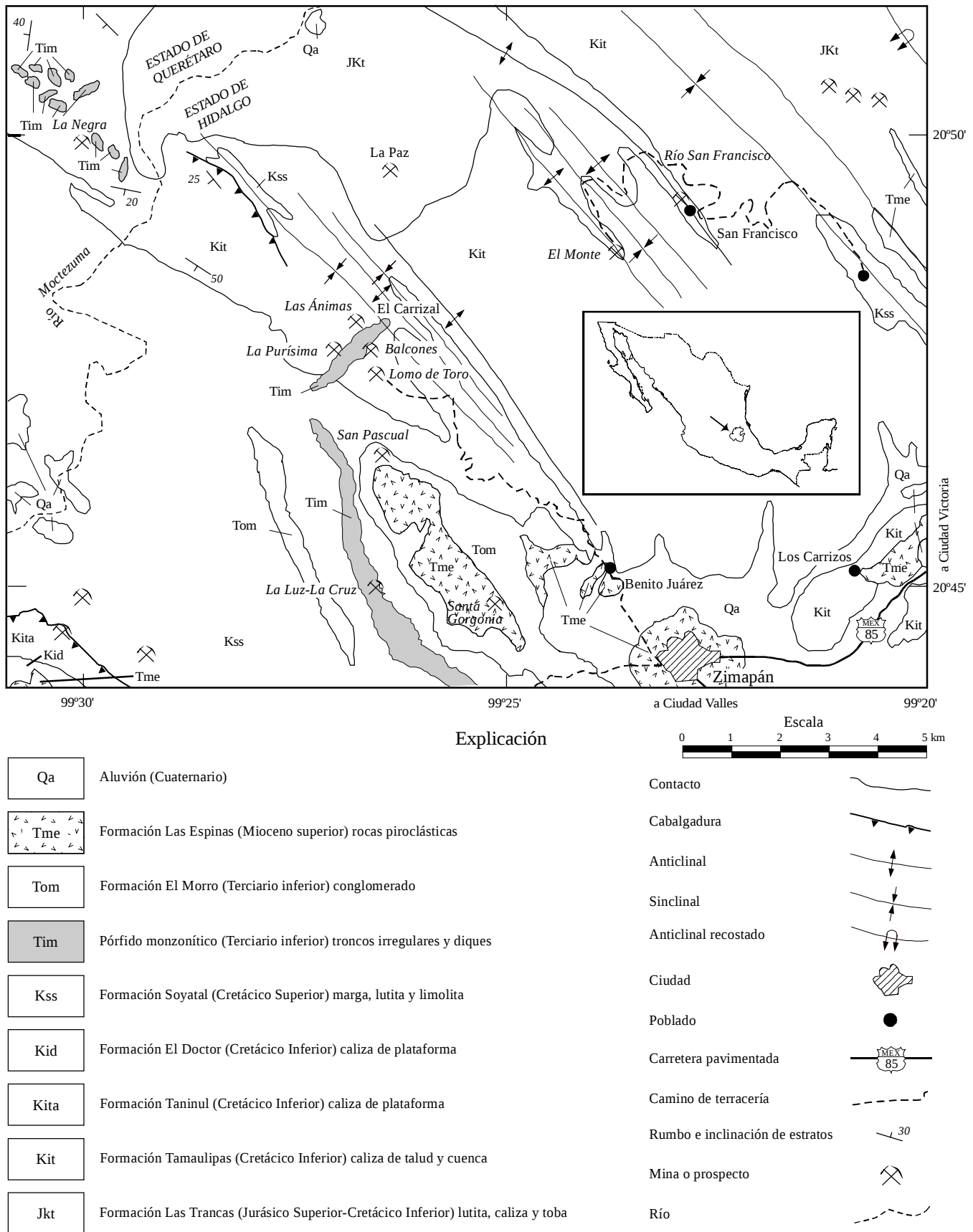


Figura 1. Mapa geológico regional del área de Zimapán, en el que se observa la localización de la mina Las Ánimas (tomado de Carrillo-Martínez, en prensa).

Suter, 1982). Esta Formación contiene capas, lentes y nódulos de pedernal negro, que en las inmediaciones de los cuerpos mineralizados cambia a gris claro y en ella están emplazados preferentemente los yacimientos minerales.

A la unidad anterior le sobreyace concordantemente una secuencia de capas de lutita interestratificada con estratos de caliza de la Fm. Soyatal del Cretácico Superior.

En la zona de estudio, las rocas cretácicas están cubiertas discordantemente por el conglomerado rojo del Grupo El Morro del Terciario inferior, al que, a su vez, en concordancia, le sobreyacen rocas volcánicas de la Formación Las Espinas del Mioceno (Simons y Mapes-Vázquez, 1956).

Tanto la secuencia mesozoica y, en menor medida, el Grupo El Morro, están intrusionados por troncos y diques de composición monzonítica con textura porfídica. En o cerca de los contactos con la caliza del Cretácico Inferior. La mayoría de los yacimientos minerales del distrito se localizan en o cerca de los contactos entre los intrusivos y las calizas de la Fm. Tamaulipas (Figuras 1 y 2).

ESTRUCTURA

El distrito se ubica en el flanco recostado del sinclinal La Paz-Vaquero que forma parte del anticlinorio El Piñón. El conjunto forma parte de los plegamientos de la Orogenia Laramide de la Sierra Madre Oriental, cuya vergencia es hacia el NE. Existe, al parecer, un control estructural de la mineralización, evidenciado por la asociación de los cuerpos mineralizados con diques, fallas y el plegamiento de los estratos de la caliza masiva.

YACIMIENTOS MINERALES

El distrito minero de Zimapán se encuentra en una franja mineralizada de yacimientos con características comunes. La franja incluye el cinturón de pliegues y cabalgaduras entre Zimapán y Chihuahua en México, hasta el distrito de Leadville, Colorado en E.U.A. (Megaw *et al.*, 1988; Titley, 1993). En el distrito se reconocen cuatro zonas mineralizadas: El Carrizal, El Monte, San Pascual-Santa Gorgonia y La Luz-La Cruz (Figura 1). En la zona El Carrizal existen varias minas, de las cuales, las más importantes son Las Ánimas y Lomo de Toro; esta última se conoce desde 1632. La primera está en las cercanías del intrusivo Carrizal; en ella se localiza la chimenea Las Ánimas, el cuerpo de mayor tonelaje en la zona, ya casi agotado. Este intrusivo es un tronco monzonítico de textura porfídica emplazado en calizas de la Fm. Tamaulipas Superior. Del tronco se desprenden numerosos diques de la misma composición predominantemente monzonítica. Además, en el área afloran varios diques cuyas composiciones varían de intermedia a félsica y su relación con el tronco no es clara.

Las estructuras mineralizadas de la zona El Carrizal consisten en vetas, mantos, depósitos de skarn y chimeneas. Las

vetas son cuerpos de reemplazamiento, así como de relleno de cavidades. Los mantos son generalmente de reemplazamiento y algunos de ellos contienen granates. Los depósitos de skarn son cuerpos mineralizados en la periferia de los intrusivos, y están asociados a la presencia de granate en la chimenea Las Ánimas. Las chimeneas son estructuras mineralizadas subverticales, de sección elíptica, cuya geometría está controlada por diques y fallas. En la mina Las Ánimas confluyen los cuatro tipos de depósitos.

La mineralogía de los sulfuros de la chimenea Las Ánimas es muy compleja. Los minerales más abundantes reportados son esfalerita, galena, pirita, pirrotita, arsenopirita, calcopirita, sulfosales de plomo y minerales del grupo de la tetrahedrita, así como numerosos minerales pequeños en cantidades muy escasas, como telururos y minerales de bismuto, así como estannita (Villaseñor-Cabral *et al.*, 1987; García-Sánchez y Querol-Suñé, 1988; Villaseñor-Cabral *et al.*, 1995).

Las muestras de granate estudiadas provienen de una zona de skarn que en el lado noroccidental limita a la chimenea (Figura 2). La forma de ésta es irregular entre la superficie y el nivel -22; de este último al nivel -140 evoluciona regularmente, tiene una sección elíptica elongada, cuyos ejes miden 100 y 25 m, y su altura aproximada es de 120 m. Se ubica en el límite entre un dique de pórfido monzonítico (*dique del Tiro*) y el tronco El Carrizal, de composición similar, en el extremo de una zona de skarn de hasta 80 m de espesor.

MÉTODO

La identificación de especies mineralógicas se realizó mediante análisis petrográficos de luz transmitida y luz reflejada, así como por difracción de rayos X en un difractómetro *Philips Pw1050*. El análisis de los granates se realizó con una microsonda electrónica *Jeol JXA-50*, con espectrómetro de energía dispersiva *Link 860-500*, en la Universidad de Leeds, Inglaterra, a 20 kV y 1 mA. Para el análisis se utilizó la línea espectral Ka de cada elemento. Los patrones utilizados fueron los siguientes: para Si y Ca, wolastonita; para Al, Al_2O_3 puro; para Ti, TiO_2 ; para Cr, cromo metálico; para Fe, hematita; para Mn, rodonita; para Mg, MgO; para Na, jadeita; para K, ortoclasa. El tiempo de conteo fue de 100 segundos.

Se eligieron siete muestras de granate para este estudio: cinco de ellas con mineralización colectadas en las zonas bajo minado (M58, M59, M61, M64 y M95); otra sin mineralización aparente en la misma mina (M62) y una más fuera de la mina, lejos de la mineralización, en la barranca del río Tolimán (M94). Las localidades de muestreo están indicadas en la Figura 2.

Se efectuaron 79 análisis puntuales cuyos resultados se presentan en la Tabla 1. En ella se presenta también el cálculo de la composición de los granates en función de minerales de composiciones extremas (*end-members*). La muestra M58 se analizó de manera aleatoria, con objeto de cubrir un mayor número

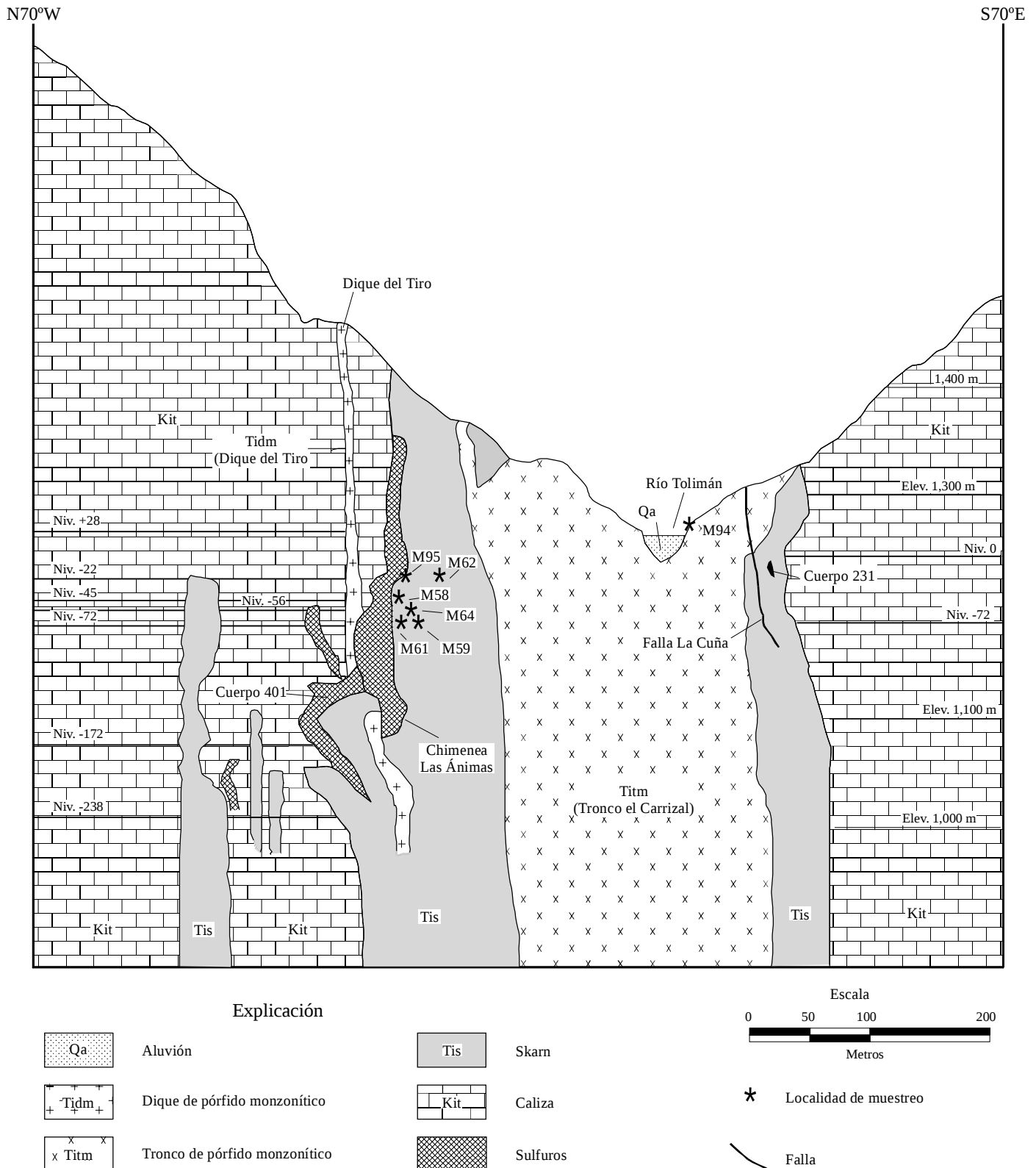


Figura 2. Sección geológica-estructural de parte del área El Carrizal con la ubicación de la mina Las Ánimas (tomado de la Compañía Fresnillo del Grupo Peñoles, Unidad El Monte).

de sitios de análisis. En la muestra M59 se hizo el análisis de centros y bordes en puntos de localización aleatoria. Las muestras M61 y M95 fueron estudiadas a lo largo de una línea en un cristal, analizando el centro y las capas sucesivas del borde. En

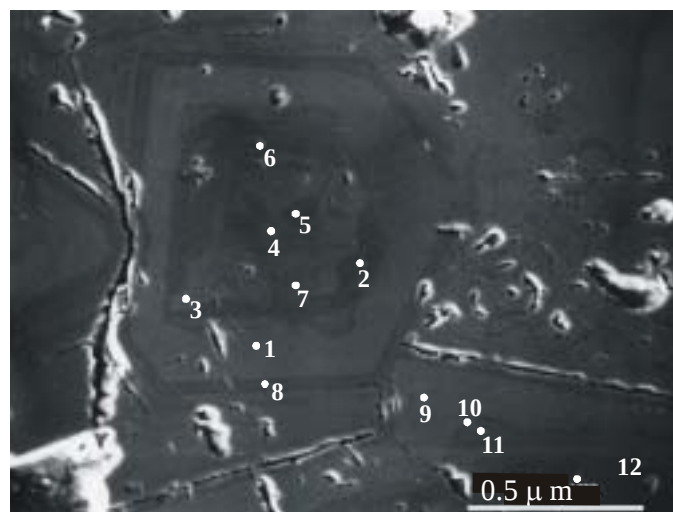
las muestras M62 y M94 (sin mineralización) también se hizo un análisis con distribución aleatoria y la M64 se analizó a lo largo de una línea.

MINERALOGÍA DEL SKARN

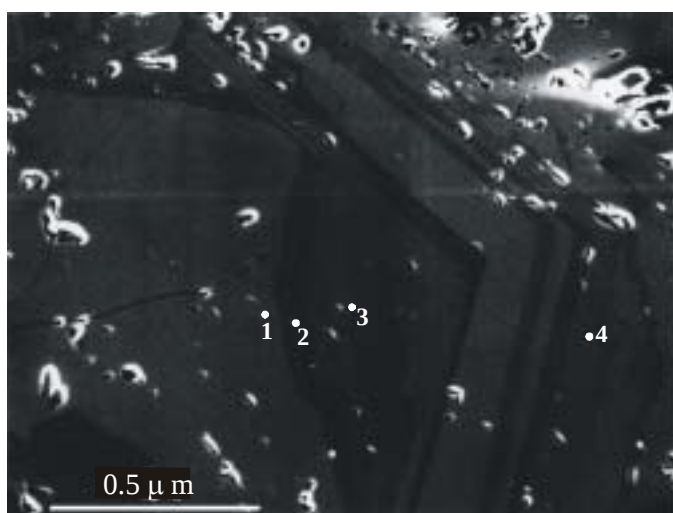
El skarn de Las Ánimas está compuesto principalmente por el granate *grandita* y piroxeno. Según estudios realizados por Zharikov (1970), quien establece una clasificación de skarns con base en la composición mineralógica, al de Las Ánimas le corresponde la facies cálcica. El skarn está constituido por un *endoskarn* y un *exoskarn*. El endoskarn de Las Ánimas, representado por el intrusivo alterado por metasomatismo, se caracteriza por una silicificación intensa representada por cuarzo sacaroides, granate y piroxeno. Hay alteración potásica intensa y plagioclasa abundante; ésta permite delimitar la zona de endoskarn. También se identificaron scheelita y algo de sulfuros y esfena en menor proporción.

El exoskarn está integrado por granate, que es el mineral más abundante del skarn y que consiste principalmente en andradita ($\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$) y grandita, ésta última formada por andradita y grosularia ($\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$), piroxeno (diópsido y un piroxeno de manganeso no identificado), vesubianita, escapolita, cuarzo, calcita, fluorita, damburita, sulfuros y sulfosales. Así mismo, se observan tremolita-actinolita y epidota (minerales característicos de skarn retrógrado), wolastonita principalmente reemplazando pedernal, talco escaso en algunas partes y caolinita en otras. Se desarrolla también una zona de mármol con escapolita. Este último mineral no se había reportado en otros estudios donde se presenta la relación entre los minerales (Simons y Mapes, 1956; García y Querol, 1988; Villaseñor-Cabral *et al.*, 1987).

Los granates aquí estudiados provienen del exoskarn (Figura 2). Pertenecen a dos generaciones claramente diferenciables entre sí. La primera generación corresponde a la etapa de skarn temprano y la segunda a la etapa de skarn tardío, predominando la segunda sobre la primera. Los granates de la etapa de skarn temprano son, en general, euedrales en forma de cristales dodecaedrales constituidos por un núcleo rodeado por un borde formado por un gran número de capas dodecaedrales concéntricas, que son zonas de crecimiento sucesivo notables a simple vista. Los granates de la etapa de skarn tardío constituyen masas anedrales. Su color oscila entre pardo amarillento y verde. En lámina delgada los granates anisotrópicos son birrefringentes, que es una anomalía óptica común en granates de zonas mineralizadas. Las zonas anisotrópicas muestran birrefringencia de 1° y 2° orden, corresponden a granates generalmente con más del 10% de la molécula de grosularia y forman las zonas oscuras de los granates con zonación. Los granates isotrópicos contienen más del 90% de la molécula de andradita, corresponden a las zonas claras de los núcleos y de los bordes de los granates con zonación a granates pequeños de la etapa de skarn tardío. La textura es porfidoblástica. Al microscopio electrónico destaca la zonación irregular en los centros de los cristales (Figuras 3a, b) y la oscilatoria en los bordes (Figura 3b).



a



b

Figura 3. Imágenes de electrones retrodispersados que muestran la zonación, irregular en los núcleos y oscilatoria en los bordes de granates, así como la localización de puntos analizados en la muestra M61 (los resultados están consignados en la Tabla 1). a) Análisis puntuales al azar, b) Análisis puntuales en línea.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En el diagrama de distribución de frecuencias se observa que existen por lo menos tres poblaciones de grosularia (Figura 4). Dado que la composición dominante es de andradita y grosularia con cantidades poco significativas del resto de las especies del grupo del granate, la composición se expresará en porcentaje de andradita, mientras que el porcentaje de grosularia será el complemento a 100%. La población que predomina es la de aluminio de 0 a 2% (Adr_{100-88}) y está representada por parte del núcleo y por bandas dodecaedrales del borde. La población intermedia es de 2 a 4% de aluminio (Adr_{88-78}) y corresponde a las bandas oscuras del borde (Figura 3). La población alta en aluminio varía de 4 a 10% (Adr_{78-52}) y corresponde a los sectores oscuros irregulares del centro de los cristales (Figura 3).

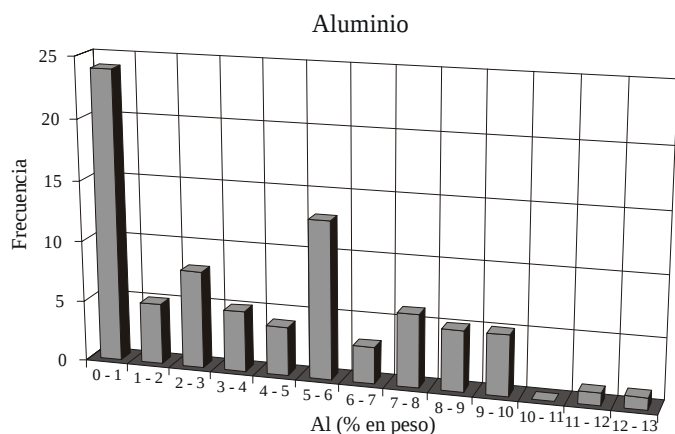


Figura 4. Histograma de la distribución de frecuencias del contenido de aluminio en granate de los 79 análisis puntuales.

De acuerdo con los 79 análisis puntuales efectuados mediante microsonda, en la Figura 5 se aprecia la variación en el contenido de hierro y aluminio en cada muestra. Se puede ver un predominio considerable de los campos de andradita, alternantes con algunos donde predomina la grosularia, excepto en la muestra M95, en la que la grosularia es poco significativa. Este hecho puede deberse a que, mientras que el resto de las muestras corresponde a las zonas de skarn, la muestra M95 está tomada en un pequeño lente de skarn, localizado dentro del cuerpo de sulfuros que constituye la chimenea Las Ánimas. De las relaciones texturales entre granates y sulfuros se deduce que la génesis del skarn es anterior a la mineralización económica (Figura 6). Por otra parte, en la muestra M94 se aprecia el comportamiento inverso; es decir, con predominio de la grosularia, lo que puede deberse a que esta muestra se tomó en la barranca del Río Tolimán, fuera de la mina, donde no hay presencia de sulfuros.

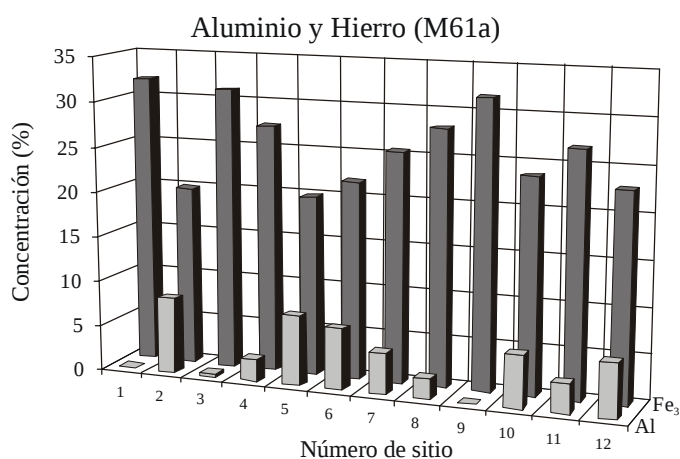


Figura 5. Diagramas de barras por muestra que representan la concentración de Fe y Al en los 79 sitios del análisis puntual.

Otro aspecto observado en los análisis de granate consignados en la Tabla 1, es que en la zona de sulfuros el granate dominante es la *grandita* con más de 98% de andradita (Figura

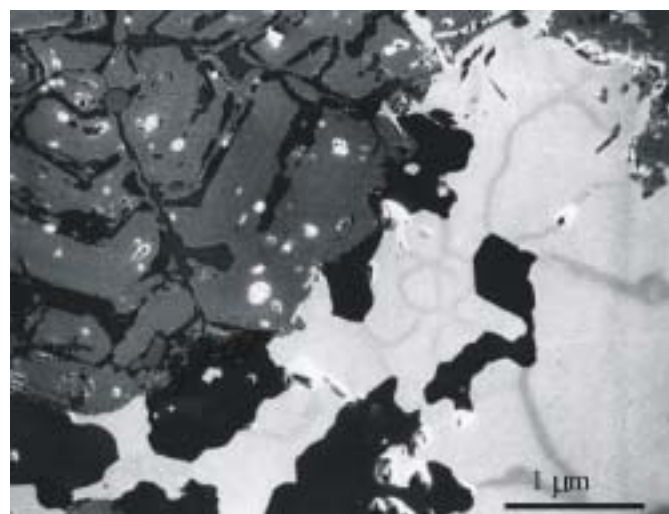


Figura 6. Imagen de electrones secundarios de una superficie pulida de un lente de sulfuros encajonado en el skarn de granate. Se aprecia que los sulfuros (áreas claras) son posteriores al granate (áreas grises). Las áreas más oscuras corresponden a cuarzo y calcita. El sulfuro predominante es esfalerita.

5, muestra 95). En otras zonas hay una gran variedad en la composición del granate, que varía desde andradita 97% hasta grosularia 52%. Estos datos se expresan como moléculas extremas de tales composiciones. La mayoría de los granates analizados contienen además un núcleo de andradita, aunque en ocasiones también el borde es de andradita y más raramente la grosularia es dominante.

Numerosos investigadores han emprendido el estudio de minerales de zonación oscilatoria, sobre todo como criterio para determinar características del fluido que les dio origen. Yardley *et al.* (1991) suponen que tal zonación constituye un criterio de identificación de procesos de infiltración y, por lo tanto, de metasomatismo. Jamtveit *et al.* (1993) opinan que el estudio de la zonación mediante perfiles de contenido de elementos mayoritarios y *traza* por microsonda electrónica permite coleccionar la evolución de sistemas hidrotermales. Jamtveit y Hervig (1994) infieren un proceso de infiltración debido principalmente a deformación frágil. Por medio de ecuaciones de equilibrio y estudios cinéticos, Jamtveit *et al.* (1995) deducen que el proceso principal en la génesis de esos granates con zonación es un proceso de infiltración. Para explicar esa zonación hacen consideraciones termodinámicas y cinéticas. Respecto a la fluctuación en el depósito de hierro o aluminio en el granate a partir de los fluidos que dieron origen al skarn, los mismos autores establecen que se debe a que la partición de Al-Fe entre granate y el líquido es muy sensible a variaciones en la temperatura, fugacidad de oxígeno, pH y salinidad. También mencionan que la ebullición del fluido produce un incremento en las condiciones de oxidación y en el pH al pasar el CO₂ y las especies en estado reducido, como H₂ y H₂S, a la fase de vapor.

Con referencia a la zonación de los granates, la oscilatoria es semejante a la reportada por numerosos investigadores para granates de zonas mineralizadas generadas por metamorfismo

Tabla 1. Composición química (porcentaje en peso de óxidos) y mineralógica (porcentaje de los miembros finales de la serie del granate) de los 79 sitios del análisis puntual por microsonda electrónica. Abreviaturas: Uvr, uvarovita; Adr, andradita; Prp, piropo; Sps, espesartita; Grs, grosularia; Alm, almandino.

Muestra/Comp.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Total	Uvr	Adr	Prp	Sps	Grs	Alm
Muestra 58	1 35.86	0.01	4.60	0.04	25.02	0.06	0.28	0.03	34.29	100.19	0.1	78.7	0.1	0.7	20.4	0.0
	2 36.92	0.01	8.41	0.07	19.52	0.03	0.35	0.00	35.29	100.60	0.2	59.6	0.0	0.8	39.3	0.0
	3 36.10	0.00	4.87	0.06	24.66	0.02	0.19	0.00	34.25	100.15	0.2	77.1	0.0	0.5	22.2	0.0
	4 36.11	0.05	5.87	0.03	22.88	0.04	0.11	0.00	34.36	99.45	0.1	71.3	0.0	0.3	28.2	0.0
	5 35.82	0.00	5.00	0.00	24.59	0.00	0.26	0.09	34.33	100.09	0.0	77.5	0.4	0.6	21.5	0.0
	6 36.12	0.00	6.48	0.05	21.80	0.05	0.25	0.00	34.41	99.16	0.2	68.1	0.0	0.6	31.1	0.0
	7 36.36	0.08	5.86	0.02	23.16	0.01	0.24	0.00	34.94	100.67	0.1	71.6	0.0	0.6	27.6	0.0
	8 34.60	0.00	0.14	0.12	30.74	0.05	0.18	0.32	33.15	99.30	0.4	99.6	0.0	0.0	0.0	0.0
Muestra 59	1 34.91	0.00	0.19	0.02	31.31	0.31	0.26	0.19	32.31	99.50	0.1	99.1	0.8	0.0	0.0	0.0
	2 35.60	0.00	2.67	0.03	27.52	0.20	0.67	0.00	32.66	99.35	0.1	87.3	0.0	1.6	11.0	0.0
	3 35.33	0.00	0.19	0.00	31.03	0.27	0.51	0.02	32.33	99.68	0.0	99.0	0.1	0.9	0.0	0.0
	4 35.46	0.00	0.11	0.00	31.24	0.01	0.52	0.04	32.94	100.32	0.0	99.5	0.2	0.4	0.0	0.0
	5 35.66	0.05	1.91	0.03	28.52	0.05	0.82	0.24	32.90	100.18	0.1	90.4	1.0	2.0	6.5	0.0
	6 35.93	0.00	0.41	0.05	30.88	0.02	0.27	0.10	32.33	99.99	0.2	98.7	0.4	0.7	0.0	0.0
	7 35.73	0.00	0.47	0.08	30.81	0.25	0.63	0.00	32.37	100.34	0.3	97.7	0.0	1.5	0.0	0.6
	8 35.96	0.00	1.65	0.07	28.95	0.04	0.63	0.00	32.65	99.95	0.2	91.9	0.0	1.5	6.2	0.1
	9 35.50	0.00	0.13	0.00	31.24	0.03	0.26	0.00	32.97	100.13	0.0	99.3	0.0	0.6	0.0	0.0
	10 37.11	0.00	9.44	0.08	18.44	0.45	0.51	0.00	34.17	100.20	0.2	56.1	0.0	1.2	42.3	0.2
	11 34.75	0.02	0.23	0.00	31.24	0.04	1.20	0.09	31.87	99.44	0.0	98.8	0.4	0.8	0.0	0.0
	12 36.57	0.24	9.46	0.07	18.30	0.03	0.44	0.16	34.28	99.55	0.2	55.7	0.6	1.0	41.9	0.0
	13 35.30	0.00	0.07	0.00	31.03	0.05	0.41	0.30	32.19	99.35	0.0	99.7	0.3	0.0	0.0	0.0
	14 34.93	0.00	0.24	0.00	31.24	0.03	1.01	0.19	31.91	99.55	0.0	98.8	0.8	0.4	0.0	0.0
	15 37.24	0.07	12.10	0.04	15.08	0.36	0.35	0.18	34.66	100.08	0.1	45.5	0.7	0.8	52.7	0.0
	16 37.23	0.37	11.31	0.04	15.01	0.06	1.00	0.00	34.17	99.19	0.1	45.8	0.0	2.3	51.8	0.0
	17 36.45	0.02	5.81	0.01	23.45	0.70	0.12	0.11	33.40	100.07	0.0	72.5	0.4	0.3	25.5	1.1
Muestra 61A	1 35.22	0.01	0.00	0.04	31.95	0.46	0.28	0.00	32.81	100.77	0.1	99.9	0.0	0.0	0.0	0.0
	2 36.74	0.23	8.46	0.10	19.94	0.06	0.48	0.10	34.22	100.33	0.3	60.5	0.4	1.1	35.2	0.0
	3 35.44	0.00	0.34	0.13	31.17	0.51	0.44	0.03	32.55	100.61	0.4	97.9	0.1	1.1	0.0	0.4
	4 35.35	0.09	2.48	0.08	27.45	0.00	0.69	0.28	33.14	99.56	0.0	87.4	1.2	1.6	9.6	0.0
	5 36.30	1.10	7.76	0.00	19.87	0.06	0.98	0.00	33.25	99.32	0.0	62.1	0.0	2.3	35.6	0.0
	6 36.85	0.03	6.82	0.10	21.87	0.47	0.19	0.00	33.83	100.16	0.3	67.1	0.0	0.4	31.1	1.1
	7 36.50	0.09	4.62	0.10	25.38	0.76	0.26	0.14	33.33	101.18	0.3	78.2	0.6	0.6	19.0	1.2
	8 35.78	0.05	2.27	0.02	28.17	0.20	0.27	0.00	33.05	99.81	0.1	88.7	0.0	0.6	10.1	0.5
	9 34.47	0.01	0.00	0.12	31.67	0.17	0.31	0.00	32.55	99.30	0.4	99.6	0.0	0.0	0.0	0.0
	10 36.39	0.12	5.86	0.01	23.66	0.75	0.26	0.04	33.56	100.65	0.0	73.0	0.2	0.6	25.3	0.7
	11 36.16	0.02	3.35	0.13	26.81	0.63	0.27	0.00	33.11	100.48	0.4	83.6	0.0	0.6	14.0	1.3
	12 36.62	0.15	5.95	0.18	22.80	0.33	0.04	0.00	33.84	99.91	0.6	70.6	0.0	0.1	28.3	0.5
Muestra 61B	1 35.23	0.00	0.00	0.15	31.53	0.27	0.52	0.12	32.41	100.23	0.5	99.5	0.0	0.0	0.0	0.0
	2 36.61	0.10	7.69	0.00	20.87	0.36	0.57	0.00	33.80	100.00	0.0	64.0	0.0	1.3	34.5	0.0
	3 36.35	0.00	5.29	0.00	24.31	0.34	0.28	0.00	33.68	100.25	0.0	75.5	0.0	0.6	23.8	0.1
	4 35.44	0.06	2.02	0.09	28.67	0.39	0.41	0.03	32.70	99.81	0.0	91.0	0.1	1.0	7.2	0.2
Muestra 62	1 35.59	0.00	0.56	0.00	30.24	0.05	0.12	0.35	32.96	99.87	0.0	97.2	1.5	0.3	1.0	0.0
	2 36.23	0.00	5.09	0.05	24.09	0.08	0.02	0.11	33.60	99.27	0.1	75.0	0.5	0.0	24.2	0.1
	3 35.52	0.00	0.61	0.07	30.24	0.00	0.14	0.55	32.79	99.92	0.2	96.7	2.3	0.3	0.40	0.0
	4 36.72	0.00	6.40	0.02	23.09	0.14	0.21	0.29	33.92	100.79	0.1	71.0	1.2	0.5	27.3	0.0
	5 35.86	0.03	3.48	0.10	26.31	0.05	0.11	0.20	33.23	99.37	0.3	82.7	0.8	0.3	15.8	0.0
	6 36.90	0.49	8.20	0.04	19.87	0.01	0.25	0.21	34.12	100.09	0.1	60.4	0.9	0.6	37.8	0.0
	7 37.24	0.56	9.58	0.00	18.16	0.26	0.24	0.16	34.37	100.57	0.0	54.2	0.6	0.5	43.6	0.5
	8 35.75	0.00	2.65	0.00	27.24	0.02	0.13	0.01	33.57	99.37	0.0	86.8	0.0	0.3	12.9	0.0
	9 36.89	0.12	8.69	0.01	19.73	0.55	0.35	0.10	33.98	100.42	0.0	60.0	0.4	0.8	38.2	0.3
	10 36.19	0.00	3.60	0.03	25.95	0.01	0.34	0.00	33.54	99.66	0.1	82.1	0.0	0.8	17.0	0.0
	11 37.69	0.31	9.98	0.03	17.37	0.08	0.31	0.00	34.64	100.41	0.1	52.6	0.0	0.7	46.6	0.0
	12 36.54	0.00	5.08	0.06	24.38	0.18	0.26	0.11	33.58	100.19	0.2	75.4	0.5	0.6	23.0	0.4
Muestra 64	1 36.87	0.00	8.06	0.00	20.02	0.03	0.32	0.23	34.36	99.89	0.0	61.3	0.9	0.7	37.0	0.0
	2 36.93	0.05	9.04	0.06	19.02	0.15	0.18	0.28	34.19	99.90	0.2	57.9	1.1	0.4	40.2	0.0
	3 37.08	0.14	7.84	0.06	20.44	0.17	0.21	0.05	34.21	100.20	0.2	62.4	0.2	0.5	36.5	0.2
	4 37.10	0.14	7.40	0.00	21.23	0.21	0.15	0.00	34.30	100.53	0.0	64.7	0.0	0.4	34.5	0.4
	5 37.12	0.03	7.19	0.03	20.95	0.03	0.17	0.21	34.17	99.90	0.1	65.0	0.9	0.4	33.7	0.0
	6 35.81	0.00	1.44	0.03	29.74	0.20	0.78	0.28	32.44	100.72	0.1	93.7	1.2	1.9	3.2	0.0
	7 36.22	0.00	7.93	0.00	20.37	0.06	0.15	0.01	34.27	99.01	0.0	63.5	0.1	0.4	36.1	0.0
	8 36.03	0.03	2.80	0.02	27.67	0.04	0.24	0.00	33.57	100.40	0.1	86.5	0.0	0.6	12.8	0.0
	9 35.28	0.00	0.16	0.04	31.24	0.04	0.41	0.09	32.73	99.99	0.1	99.3	0.4	0.2	0.0	0.0
	10 35.11	0.02	0.23	0.08	31.10	0.05	0.51	0.22	32.99	100.31	0.3	99.7	0.0	0.0	0.0	0.0
Muestra 94	1 38.43	0.34	16.51	0.17	7.72	0.01	0.23	0.14	36.77	100.32	0.5	22.9	0.5	0.5	75.6	0.0
	2 38.13	0.56	16.05	0.07	8.22	0.04	0.16	0.04	37.03	100.30	0.2	24.6	0.2	0.4	74.7	0.0
	3 37.67	0.45	14.32	0.00	10.79	0.03	0.26	0.12	36.59	100.23	0.0	32.5	0.5	0.6	66.4	0.0
	4 37.84	0.43	15.21	0.04	8.94	0.05	0.44	0.03	36.44	99.42	0.1	27.2	0.1	1.0	71.5	0.0
	5 38.29	0.24	16.37	0.01	7.93	0.05	0.38	0.04	36.78	100.09	0.0	23.6	0.2	0.8	75.3	0.0
	6 38.27	0.26	16.28	0.01	8.51	0.03	0.17	0.15	36.65	100.33	0.0	24.7	0.6	0.4	74.0	0.0
	7 37.27	0.43	13.18	0.09	12.01	0.03	0.19	0.00	35.77	98.97	0.3	36.7	0.0	0.4	62.6	0.0
Muestra 95	1 34.21	0.00	0.00	0.08	32.03	0.04	0.47	0.38	32.94	100.15	0.3	99.7	0.0	0.0	0.0	0.0
	2 35.32	0.14	2.45	0.03	28.24	0.41	0.00	0.03	33.12	99.74	0.1	89.7	0.1	0.0	9.8	0.0
	3 34.98	0.00	0.42	0.04	30.67	0.03	0.34	0.14	32.88	99.50	0.1	98.9	0.6	0.3	0.0	0.0
	4 35.44	0.00	0.61	0.00	30.38	0.06	0.36	0.22	32.73	99.80	0.0	97.0	0.9	0.9	1.2	0.0
	5 34.82	0.00	0.00	0.00	31.60	0.00	0.05	0.00	32.90	99.37	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	6 35.41	0.01	4.28	0.08	25.95	0.01	0.22	0.27	33.39	99.62	0.3	82.7	1.1	0.5	15.4	0.0
	7 35.36	0.07	1													

de contacto y metasomatismo. La irregular es sumamente compleja. Para una mejor interpretación de las imágenes de la Figura 3 serían necesarias técnicas más sofisticadas, como el método de fractales, aplicado por Holten *et al.* (1997) para estudiar la zonación en minerales diversos.

CONCLUSIÓN

En el skarn de Las Ánimas, la zonación en los granates es producida por cambios en el contenido de hierro (andradita) y de aluminio (grosularia) que originan zonas con predominio alternado de andradita y de andradita-grosularia (grandita). Esta zonación se debe a cambios en las condiciones fisicoquímicas de los fluidos metasomáticos, quizá debidos a un proceso de evolución compleja que propicia cambios en las condiciones de fugacidad de oxígeno y de dióxido de carbono. En la chimenea de Las Ánimas, la alta fugacidad de oxígeno ocasionó la formación de andradita, mientras que el piroxeno, que requiere condiciones menos oxidantes, es escaso, en un régimen principalmente de infiltración (Yardley, 1991). Se considera que la zonación en los granates es producida por variaciones oscilatorias en el pH de los fluidos debido a cambios en la velocidad de reacción con la caliza, ocasionados por la heterogeneidad en la composición de la misma.

AGRADECIMIENTOS

Se reconoce profundamente al personal de la Unidad El Monte, de la Compañía Fresnillo, S.A. de C.V., del Grupo Peñoles, por la generosa ayuda brindada y por permitir el acceso a la mina y la publicación del presente estudio; en particular al Ing. Fernando Nieto, por el apoyo logístico, y al Sr. Miguel Trejo, por su auxilio en el trabajo de campo.

Se agradece al Dr. George Hornung, por permitir el trabajo analítico en la Universidad de Leeds, Inglaterra, y a la Sra. Ann Westbrook, por la preparación de las láminas delgadas pulidas.

Los autores están en deuda con los árbitros, Héctor Romero Espejel y un anónimo, por la detallada revisión hecha al manuscrito, lo que contribuyó sustancialmente a mejorar el artículo.

REFERENCIAS

- Akizuki, M., 1984, Origin of optical variations in grossular-andradite garnet: *American Mineralogist*, v. 69, p.328–338.
- Carrillo-Martínez, M., y Suter, M., 1982, Tectónica de los alrededores de Zimapán, Hidalgo y Querétaro, En: *in* Alcayde, Magdalena, y de Cserna, Zoltan, eds., Libro guía de la excursión geológica a la región de Zimapán y áreas circundantes, estados de Hidalgo y Querétaro: Sociedad Geológica Mexicana, Sexta Convención Geológica Nacional, p. 1–20.
- Carrillo-Martínez, M., en prensa, Hoja Zimapán, con Resumen de la geología de la hoja Zimapán, estado de Hidalgo: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, escala 1:100,000, mapa con texto explicativo.
- Einaudi, M.T., and Burt, D.M., 1982, Introduction—terminology, classification, and composition of skarn deposits, *Economic Geology*, v. 77, núm. 4, p. 745–754.
- Einaudi, M.T., Meinert, M.D., and Newberry, R.J., 1981, Skarn deposits: *Economic Geology*, 75 Anniversary volume, p. 317–391.
- García-Sánchez, G., y Querol-Suñé, F., 1988, Descripción de algunos yacimientos del distrito de Zimapán, Hgo., En: G.P. Salas, editor, *Geología Económica de México: México, D.F., Fondo de Cultura Económica*, p. 383–400.
- Holten, T., Jamteveit, B., Meakin, P., Cortini, M., Blunfy, J., and Austrheim, H., 1997, Statistical characteristics and origin of oscillatory zoning in crystals: *American Mineralogist*, v. 82, p. 596–606.
- Jamteveit, B., and Hervig, R.L., 1994, Constraints on transport and kinetics in hydrothermal systems from zoned garnet crystals: *Science*, v. 263, p. 505–508.
- Jamteveit, B., Ragnarsdottir, K.V., and Wood, B.J., 1995, On the origin of zoned grossular-andradite garnets in hydrothermal systems: *European Journal of Mineralogy*, p. 1399–1410.
- Jamteveit, B., Wogelius, R.A., and Fraser, D.G., 1993, Zonation patterns of skarn garnets—records of hydrothermal system evolution: *Geology*, v. 21, p. 113–116.
- Megaw, P.K., Ruiz, J. and Titley, S.R., 1988, High temperature, carbonate hosted Ag-Pb-Zn (Cu) deposits of northern Mexico: *Economic Geology*, v. 83, p. 1856–1885.
- Segerstrom, K., 1962, Geology of south-central Hidalgo and northeastern Mexico, Mexico: U.S. Geological Survey Bulletin 1104-C, p. 87–162.
- Shore, M., and Fowler, A.D., Oscillatory zoning in minerals—a common phenomenon, En R. Mason and R.F., Eds., *Origin and significance of zoning in minerals: Canadian Mineralogist*, v. 34, pte. 6, p. 1111–1126.
- Simons, F.S. and Mapes-Vázquez, E., 1956, Geology and ore deposits of the Zimapán mining district, State of Hidalgo, Mexico: U.S. Geological Survey Professional Paper 284, 128 p.
- Titley, S.R., 1993, Characteristics of high temperature, carbonate hosted massive sulfide ores in the United States, Mexico and Peru, En R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.Y. Thorpe and J.M. Duke, Eds., *Mineral deposit modeling: Geological Association of Canada Special Paper 40*, p. 585–614.
- Villaseñor-Cabral, M.G., Gómez-Caballero, J.A., Medina de la Paz, J.L., y Lozano-Santa Cruz, R., 1987, Boulangerita de la chimenea Las Ánimas, Zimapán, Hidalgo—mineralogía y metalogenia: *Boletín de Mineralogía*, v. 3, n. 1, p. 1–30.

- Villaseñor-Cabral, M.G., Gómez-Caballero, J.A., Avendaño, S., Reyes-Salas, A.M. e Islas-Cortez, V.M., 1995, Minerales argentíferos de Zimapán, Hidalgo: Actas INAGEQ, v. 1, p. 123–127.
- Yardley, B.W.D., Rochelle, B. and Lloyd, G.E., 1991, Oscillatory zoning in minerals—an indicator of infiltration metasomatism: Mineralogical Magazine, v. 55, p. 357–365.
- Yta, M., 1995, Contribución al modelo metalogenético Zimapán, Hidalgo: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Vigésima Convención Nacional, Memoria (sin págs.).
- Zharikov, V.A., 1970, Skarns, parts 1, 2, 3: International Geological Review, v. 12, nos. 5, 6, 7, p. 541–559, 619–647, 760–775.

IDENTIFICACIÓN DE FALLAMIENTO EN LA PENÍNSULA DE PUNTA BANDA, B.C., A PARTIR DE DATOS DE TOPOGRAFÍA, MAGNETOMETRÍA Y GRAVIMETRÍA

A. González-Fernández¹, B. Martín-Atienza² y S. Paz-López²

¹ Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE

² Depto. de Geofísica Aplicada, División de Ciencias de la Tierra, CICESE

Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

RESUMEN

En la Península de Punta Banda y la Barra El Estero, situadas al sur de la Bahía de Todos los Santos, B.C., se han realizado dos levantamientos geofísicos, uno magnetométrico y el otro gravimétrico. Como resultado de estos dos levantamientos se han obtenido los mapas de anomalías magnéticas de campo total y de anomalías de Bouguer que, junto con los datos aportados por la carta topográfica de la zona, muestran la presencia de tres lineamientos que cruzan la Península de Punta Banda con dirección NNW-SSE, identificados como fallas secundarias de desplazamiento lateral derecho, asociadas al sistema de fallas Agua Blanca. De estos mismos datos se han realizado dos modelos geofísicos que confirman la identificación de dos de estos lineamientos con fallas. La interpretación de estas fallas complementa los estudios geológicos realizados en el área y permitirá una mejor evaluación de los riesgos geológicos en la zona costera de la Bahía de Todos Santos y en la ciudad de Ensenada.

INTRODUCCIÓN

La Península de Punta Banda se encuentra al sur de la Bahía de Todos los Santos, B.C. Está formada por un cordón montañoso de dirección N50°W que representa a un horst cuyos flancos están controlados por fallas de desplazamiento lateral derecho que limitan topográficamente sus costas por el norte y el sur (Wong, 1980) y que componen el sistema de fallas Agua Blanca (Gastil *et al.*, 1975). Este sistema atraviesa la Península de Baja California de este a oeste y conecta los sistemas de fallas de la margen continental del Pacífico con el sistema transforme San Andrés-Golfo de California, a través de una serie de fallas subparalelas (Figura 1). El sistema de fallas Agua Blanca es activo (Allen *et al.*, 1960; Gastil *et al.*, 1975; Moldrano Salgado, 1987), con presencia de actividad sísmica (Frez y Frías Camacho, 1998).

Entre los trabajos geofísicos realizados en la Bahía de Todos los Santos y en las regiones adyacentes destacan los siguientes: en 1977 González Serrano realizó un estudio de anomalías magnéticas y gravimétricas; encontró que dichas anomalías están dominadas por la tendencia general del sistema de fallas Agua Blanca y llegó a la conclusión de que la estructura de la Bahía es un sistema de fallas laterales que la dividen en bloques estructurales.

Vázquez González (1980) y Fabriol *et al.* (1982) realizaron una serie de estudios de gravimetría, de resistividad y de corrientes telúricas en el Valle de Maneadero, situado al sur de la ciudad de Ensenada, B.C. Determinó la profundidad del basamento en esta zona (entre 200 y 600 m) y localizó la extensión de la rama norte del sistema de fallas Agua Blanca. También en 1980, Wong realizó la interpretación de perfiles de sísmica de reflexión registrados durante dos cruceros

oceanográficos, uno en 1978 y otro en 1979. Mediante estos datos, el autor determinó las implicaciones tectónicas del sistema de fallas Agua Blanca y concluyó que la región costera de Todos los Santos está formada por bloques controlados por fallas normales, paralelas entre sí, asociadas al sistema de fallas Agua Blanca, que definen la fisiografía actual de la región, principalmente de las áreas de Punta Banda, Valle de Maneadero y la Bahía de Todos los Santos.

Cruz (1986) realizó un estudio gravimétrico en el área del Arroyo San Carlos y en el Valle de Maneadero, al sur de Ensenada, y obtuvo un mapa de anomalías de Bouguer, a partir del cual determinó la profundidad del basamento. Agüero Madero (1986) realizó otro levantamiento gravimétrico en la zona costera de la Bahía de Todos los Santos, que integró a los estudios gravimétricos anteriores y definió un modelo estructural de la Bahía.

En 1987 Moldrano Salgado hizo un análisis estructural de la región del borde continental interior comprendida entre Punta Banda y Santo Tomás mediante la interpretación cualitativa de los perfiles sísmicos de reflexión continua, obtenidos durante un crucero oceanográfico realizado frente a las costas del sur de California (E.U.) y el norte de Baja California en 1979, organizado por el Scripps Institution of Oceanography of California y el CICESE. El objetivo principal del crucero fue detectar la extensión del sistema de fallas Agua Blanca en el borde continental de California y su relación con el fallamiento regional.

En el presente trabajo se muestran los resultados correspondientes a los primeros levantamientos geofísicos de campos potenciales llevados a cabo en la Península de Punta Banda y la Barra El Estero. Asimismo, se identifican las fallas presentes en el área a partir de la interpretación de los datos topográficos, magnéticos y gravimétricos obtenidos. También se presentan

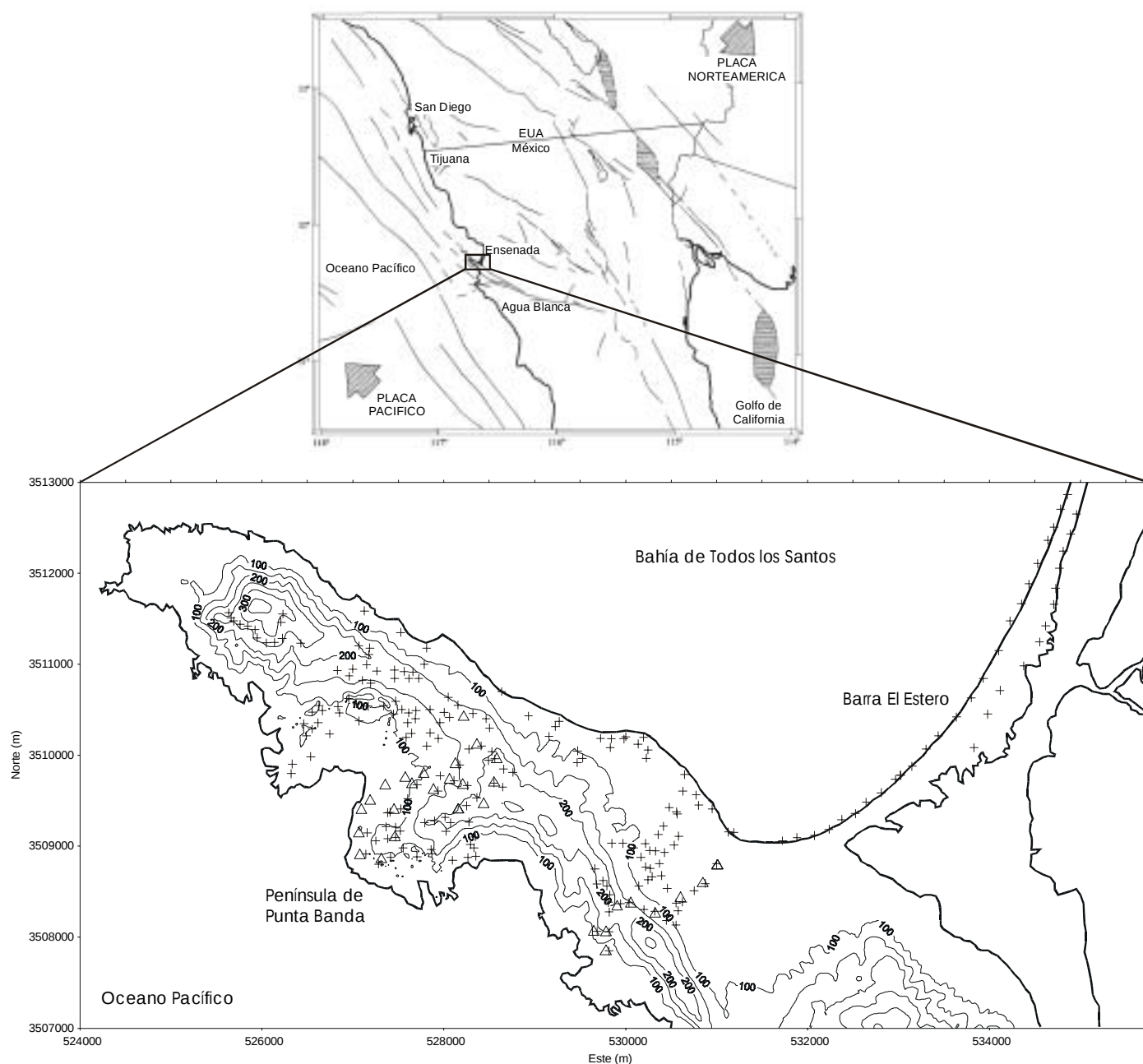


Figura 1. Localización del área de estudio (Frez y Frías-Camacho, 1998, modificado.) Con cruces se ubica la posición de los puntos de registro magnético y con triángulos los puntos de registro gravimétrico. El espaciado entre líneas de nivel es de 50 m.

dos modelos geofísicos en 2D, magnéticos y gravimétricos, de dos de los lineamientos identificados. Este trabajo permite completar las anteriores interpretaciones de datos geofísicos registrados en la zona costera de la Bahía de Todos los Santos y complementa los trabajos geológicos realizados en la Península de Punta Banda.

REGISTRO Y PROCESADO DE DATOS

La base topográfica de este trabajo se obtuvo de la digitalización de la carta topográfica de escala 1:50.000 del INEGI (1996). El mapa resultante de dicha digitalización se

muestra en la Figura 1, donde los datos digitalizados fueron interpolados mediante el método de kriging para formar una malla con separación entre nodos de 10 m. Este mapa muestra una cadena de elevaciones de unos 200 m sobre el nivel del mar en promedio que separan la costa norte de la costa sur, con un mayor gradiente hacia el sur. La cota de mayor elevación se alcanza cerca del extremo noroccidental de la Península, con un valor de 380 m.

En la Península de Punta Banda y la Barra El Estero se realizaron dos levantamientos geofísicos, uno magnetométrico y otro gravimétrico. En el levantamiento magnético se obtuvieron datos de intensidad de campo total a partir de 193 estaciones situadas en la Península y de otras 37 a lo largo de la barra

con un magnetómetro de protones Geometrics G-856 de 0.1 nT de resolución. La distribución de las estaciones es irregular, usando los accesos en la Península de Punta Banda, con una separación promedio de 300 m entre puntos de observación y cubren un área total aproximada de 20 km² (Figura 1).

Los datos magnéticos obtenidos fueron corregidos por la variación temporal del campo utilizando otro magnetómetro de protones Geometrics G-856, con el que se registró la intensidad de campo total a intervalos de 1 minuto. Este equipo estuvo ubicado, durante la campaña de campo, en una base fija situada al norte de la Bahía de Todos los Santos cerca de las instalaciones del CICESE y suficientemente alejado de fuentes de ruido magnético. La corrección por el campo geomagnético de referencia se realizó utilizando el IGRF95 para la posición y fecha de registro de los datos, con lo que se obtuvo la anomalía magnética de campo total.

El levantamiento gravimétrico se realizó en dos áreas particulares. En una de éstas, situada en la parte central de la zona de estudio, se obtuvieron datos de aceleración de la gravedad en 21 estaciones distribuidas irregularmente, con un gravímetro Lacoste-Romberg modelo G de 0.1 mGal de resolución. En la otra zona, situada al SE de la anterior, se realizaron 9 mediciones de la gravedad con el mismo equipo (Figura 1). La obtención de datos gravimétricos fue parte de una práctica de campo realizada en un curso de posgrado de CICESE y, aunque estos datos cubren sólo dos pequeñas áreas, se han utilizado como datos de control para las interpretaciones realizadas a partir de los datos magnéticos y topográficos.

El registro de los datos gravimétricos en el campo se realizó de manera sistemática, regresando a una estación base intermedia, localizada en el área de estudio, a intervalos de menos de 3 horas. Se ha supuesto que en este intervalo la deriva del instrumento es lineal. Además, inmediatamente antes y después de llevar a cabo las mediciones gravimétricas en la zona de estudio, se efectuaron mediciones en otra estación gravimétrica base, correspondiente a un punto de medición absoluta situada en la ciudad de Ensenada (monumento a Hidalgo), a menos de 20 km de distancia. A continuación se realizó la reducción de los datos hasta obtener la anomalía de Bouguer simple, calculando la gravedad teórica a partir del World Geodetic System 1984 y suponiendo que la densidad de reducción de la losa de Bouguer es de 2670 kg/m³.

La localización geográfica de las estaciones magnéticas y gravimétricas se efectuaron con un GPS manual Garmin que tiene una precisión máxima de 20 m en cada medida individual. Cada localización se obtuvo promediando las posiciones medidas por el equipo durante un tiempo variable entre 1 y 5 minutos, hasta alcanzar una precisión menor o igual a 12 m (RMS) en las coordenadas horizontales. Las elevaciones utilizadas para efectuar las correcciones gravimétricas se obtuvieron a partir de la carta topográfica del INEGI (1996).

Una vez aplicadas las correcciones a los datos magnéticos y de gravedad registrados en el campo, se hicieron los correspondientes mapas de anomalías calculando mallas de datos mediante el método de interpolación de kriging. Este método ha sido elegido porque es el que menor cantidad de ruido numérico produce, teniendo en cuenta la ubicación irregular de los datos de campo. Además, es un interpolador exacto, ya que conserva el valor de los datos registrados. Para el cálculo de la malla de anomalías magnéticas, se ha aplicado una incertidumbre de ± 10 nT para las mediciones y para el cálculo de la malla de anomalías gravimétricas, de ± 1 mGal. Sin embargo, como la incertidumbre en la elevación es de ± 10 m, la incertidumbre real para las anomalías gravimétricas es de ± 3 mGal. La aplicación de estas incertidumbres permite que el método de interpolación no se comporte como un interpolador exacto dentro de esos límites, obteniendo como resultado mapas de contornos más suaves. El espaciamiento entre los nodos en ambas mallas es de 100 m, pero en el mapa de anomalías magnéticas se ha reducido esta distancia mediante interpolación por splines cúbicos para una mejor visualización mediante iluminación artificial.

RESULTADOS

El mapa de anomalías magnéticas de campo total (Figura 2) presenta amplitudes elevadas y la intensidad del campo oscila entre -600 nT hasta más de 1200 nT. Existen dos áreas con valores muy bajos de intensidad de anomalía magnética, uno en el centro-sur del área de estudio y otro en la unión de la Barra El Estero con la Península de Punta Banda. Los valores máximos de intensidad se localizan en la costa sur de la Península.

El mapa de las anomalías de Bouguer (Figura 3) presenta variaciones muy suaves en las dos zonas estudiadas, con intensidades que oscilan desde 7 mGal hasta 22 mGal. Estas variaciones son superiores al nivel de incertidumbre de los datos.

En una primera fase se hizo uso de la técnica de iluminación artificial en los mapas topográfico y magnético con el fin de identificar lineamientos y así encontrar posibles correlaciones entre ellos (Figuras 4 y 5). Se utilizó un ángulo de incidencia para la fuente de iluminación de 45° y se varió la dirección de la fuente en intervalos de acimut de 5° para encontrar cuál es la dirección idónea en la que estos mapas proporcionan mayor información. La dirección de iluminación seleccionada es la dirección NE (N45°W). Estos parámetros de iluminación resaltan los lineamientos existentes con dirección NNW-SSE, predominantes en toda la Península de Punta Banda. En una segunda fase, se calcularon unos modelos simples que apoyan la interpretación cualitativa de los lineamientos en los mapas de campos potenciales.

Los rasgos buscados en la interpretación de los mapas topográfico, de anomalías magnéticas y de anomalías de Bouguer son los lineamientos de los gradientes que marcan los límites entre bloques que corresponden a fallas. Se pueden identificar

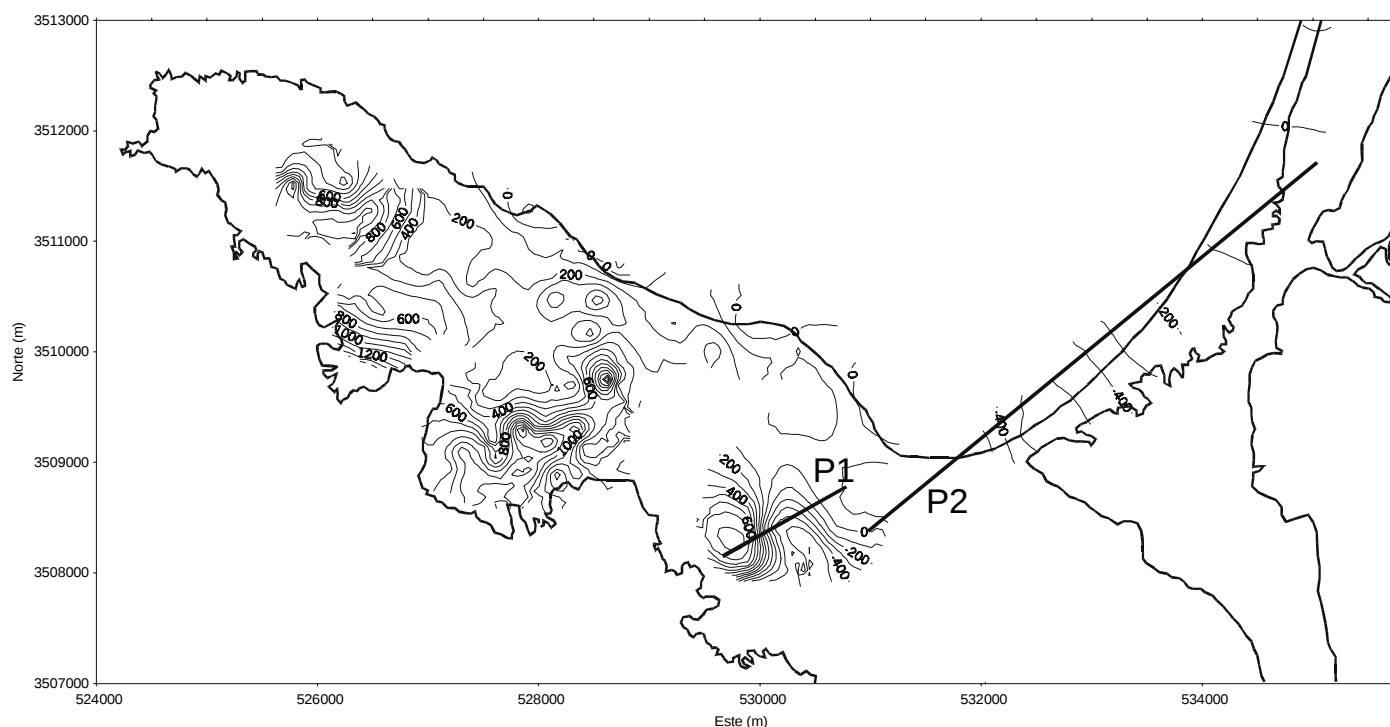


Figura 2. Mapa de anomalías magnéticas de campo total. Los valores magnéticos medidos en campo fueron corregidos por variación temporal y por el IGRF95 a la fecha de medición. El espaciado entre isolíneas es de 100 nT. Las líneas P1 y P2 representan los perfiles geofísicos modelados.

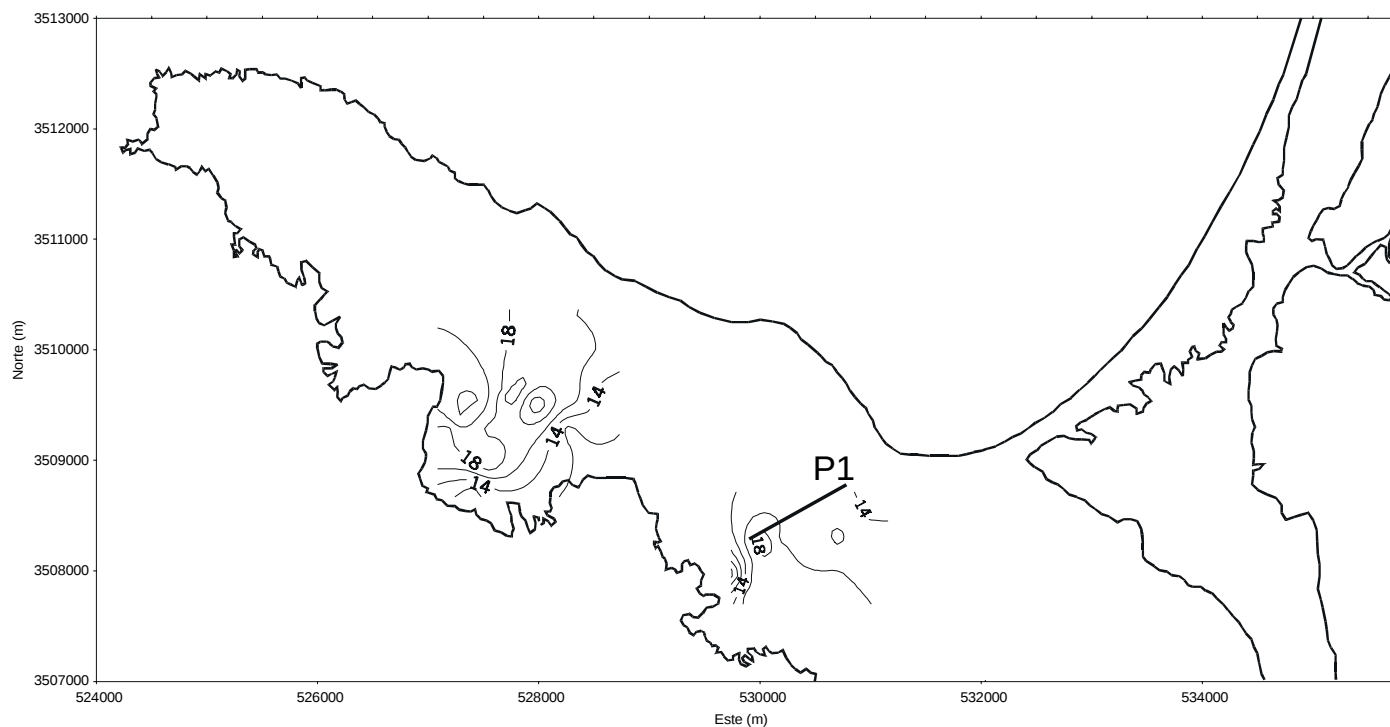


Figura 3. Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer. El espaciado entre isolíneas es de 2 mGal. La línea P1 representa el perfil geofísico modelado.

varios lineamientos importantes, marcados con líneas continuas en las Figuras 4 y 5, orientados NNW-SSE. El lineamiento L1 es el más claro y está situado en el centro de ambas figuras. Este lineamiento está definido por una cresta topográfica, como se observa en la Figura 4 y se encuentra bien delineado en el

mapa de anomalías magnéticas de la Figura 5. Los lineamientos subparalelos L2 y L3 que se localizan al oeste de la zona de estudio están mejor definidos en el mapa topográfico que en el magnético, en particular el lineamiento L3 que se encuentra entre dos crestas topográficas. La existencia del lineamiento L2 está

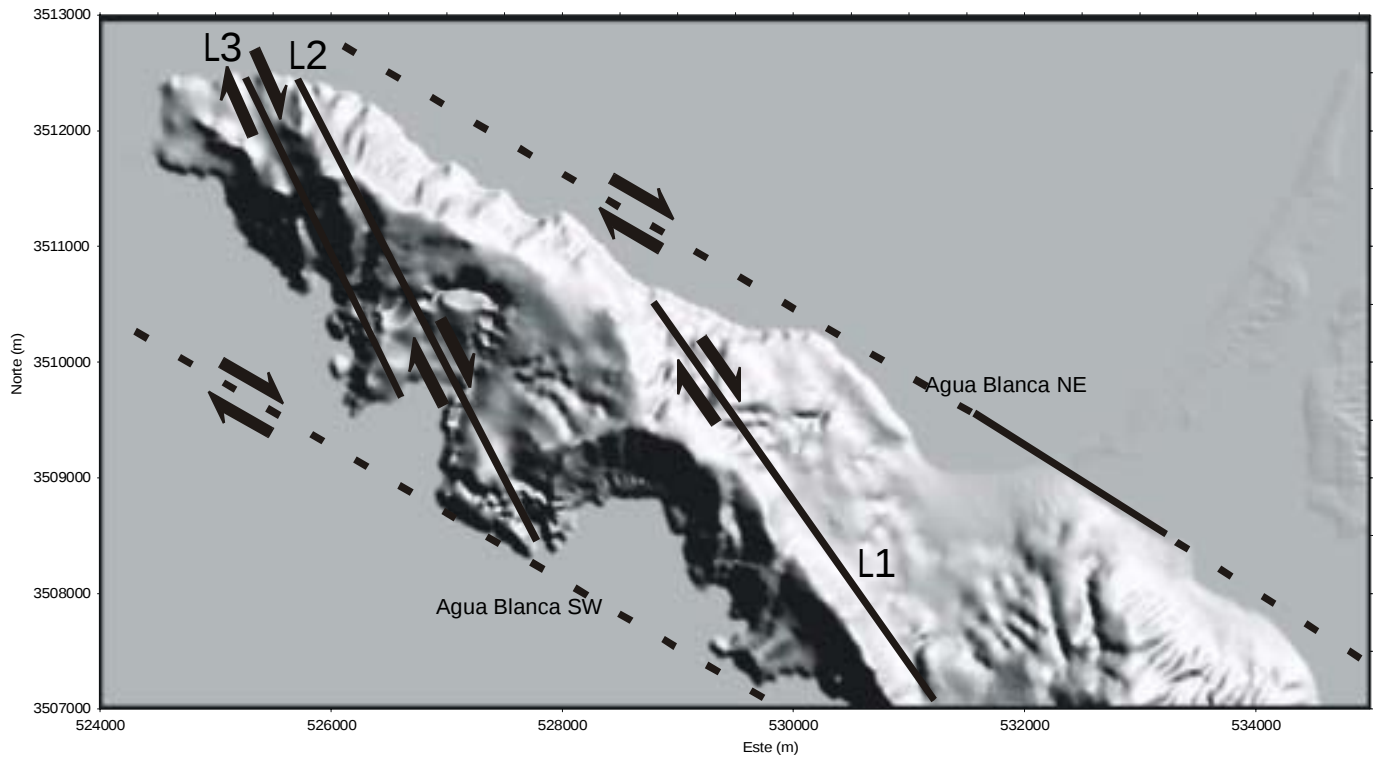


Figura 4. Iluminación del mapa topográfico. Se ha aplicado una fuente de iluminación con dirección N45°W, con un ángulo de incidencia de 45°. Los lineamientos interpretados están marcados con líneas sólidas. Con línea discontinua se marca la continuación de las dos ramas del sistema de fallas Agua Blanca en esta zona (según Allen *et al.*, 1960 y Wong, 1980). Las flechas indican el movimiento supuesto para las fallas.

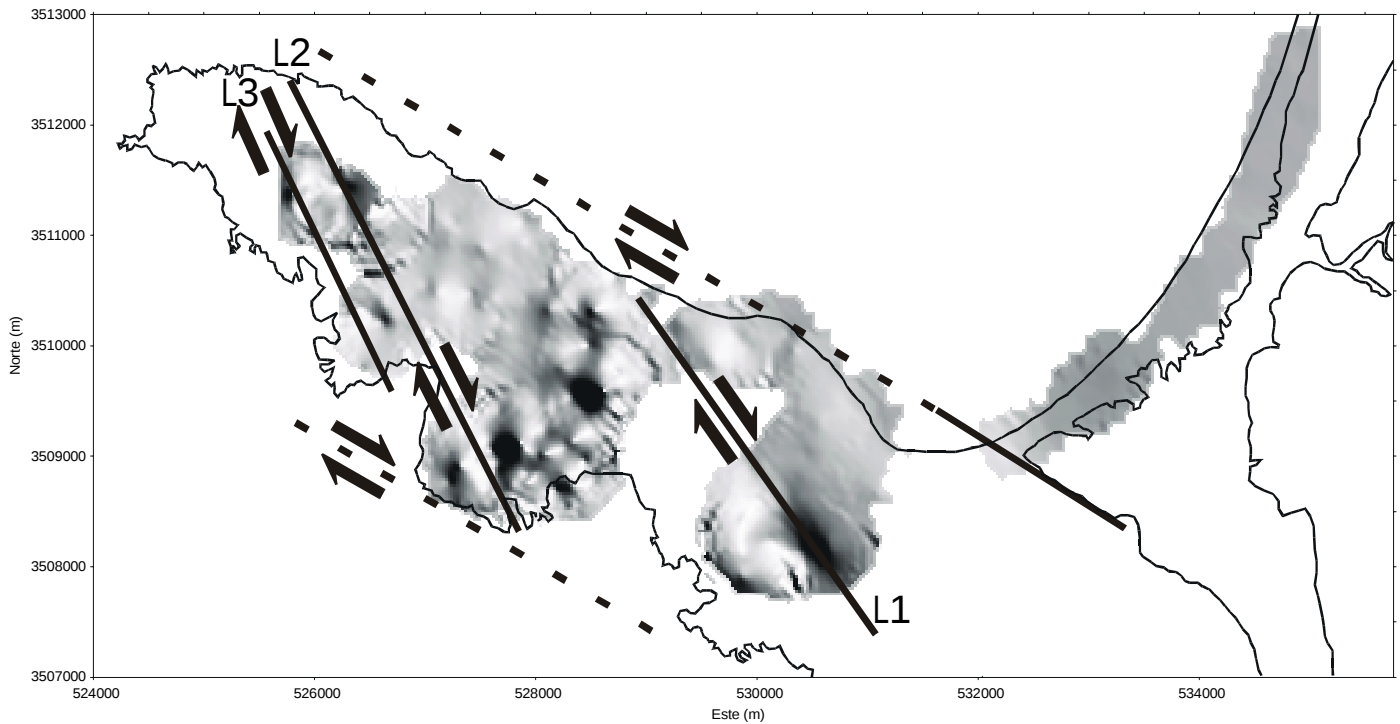


Figura 5. Iluminación del mapa de anomalías magnéticas de campo total. Se ha aplicado una fuente de iluminación con dirección N45°W, con un ángulo de incidencia de 45°. Los lineamientos interpretados están marcados con líneas sólidas. Con línea discontinua se marca la continuación de las dos ramas del sistema de fallas Agua Blanca en esta zona.

confirmada por la presencia de una serie de gradientes en el mapa de anomalías magnéticas. Se puede apreciar el efecto magnético de la rama NE del sistema de fallas Agua Blanca en la unión de la Barra El Estero con la Península de Punta Banda (Figuras 2 y 5). Además de la existencia de lineamientos, en el mapa magnético se pueden identificar varias anomalías aisladas que pueden corresponder a rocas extrusivas ácidas aflorantes en la superficie de la toda la zona de estudio al oeste de L1 (CETENAL, 1977).

El mapa de anomalías de Bouguer del presente trabajo sólo cubre dos pequeñas áreas de la zona de estudio. También se han utilizado los datos proporcionados por el mapa de anomalías de Bouguer de Fabriol et al (1982) para comprobar las interpretaciones efectuadas acerca de los lineamientos encontrados en los otros dos mapas. En el área suroriental del mapa de Bouguer, situada en el centro de la Figura 6, se puede apreciar la presencia de un gradiente gravimétrico con las isolíneas en dirección NNE-SSW, cuyo modelado puede confirmar la existencia del lineamiento L1, obtenido a partir de la interpretación de los mapas topográfico y magnético para esta zona.

Al SW del área noroccidental del mapa de anomalías de Bouguer (Figura 6) se puede apreciar la presencia de un gradiente cuya orientación puede confirmar la existencia del lineamiento L2 ya interpretado en los mapas topográfico y magnético. Por otro lado, en esta misma zona se puede observar la presencia de gradientes con direcciones perpendiculares a la tendencia general que sugieren la presencia de fallamiento en dirección N-S; esto se puede corroborar con la información aportada por el

mapa de anomalías magnéticas, aunque no se observa su expresión en el mapa topográfico. Sin embargo, se dispone de pocos datos para asegurar la existencia de una estructura.

Fabriol *et al.* (1982) definen la presencia de una falla en la parte SW del Valle de Maneadero y en la unión de la Barra El Estero con la Península de Punta Banda, a partir del gradiente que presenta dicho mapa en esta zona. Como hemos comentado anteriormente, en esta misma zona también se puede observar el efecto magnético de dicha falla.

A partir de los datos registrados en el presente trabajo se ha calculado un modelo magnético simple para confirmar la identificación del lineamiento L1 con una falla. En la Figura 7 se muestra el modelo, el cual supone un contraste de susceptibilidad de 0.01 e.m.u., con un desnivel del basamento magnético de 200 m. El máximo de la anomalía magnética se modeló incluyendo un cuerpo más somero con una susceptibilidad de 0.008 e.m.u. (que corresponde, probablemente, a un cuerpo intrusivo). Se ha calculado también un modelo gravimétrico que concuerda con el modelo magnético citado anteriormente, con un buen ajuste dentro del nivel de incertidumbre de la anomalía gravimétrica observada, como se muestra en la Figura 7. El contraste de densidad utilizado en el modelo es de 0.7 g/cm³, de acuerdo con el valor propuesto por Fabriol *et al.* (1982) en el sur del Valle de Maneadero.

También se ha calculado un modelo para la rama norte del sistema de fallas Agua Blanca, en la zona de conexión de la Barra El Estero con la Península de Punta Banda (Figura 8). Se

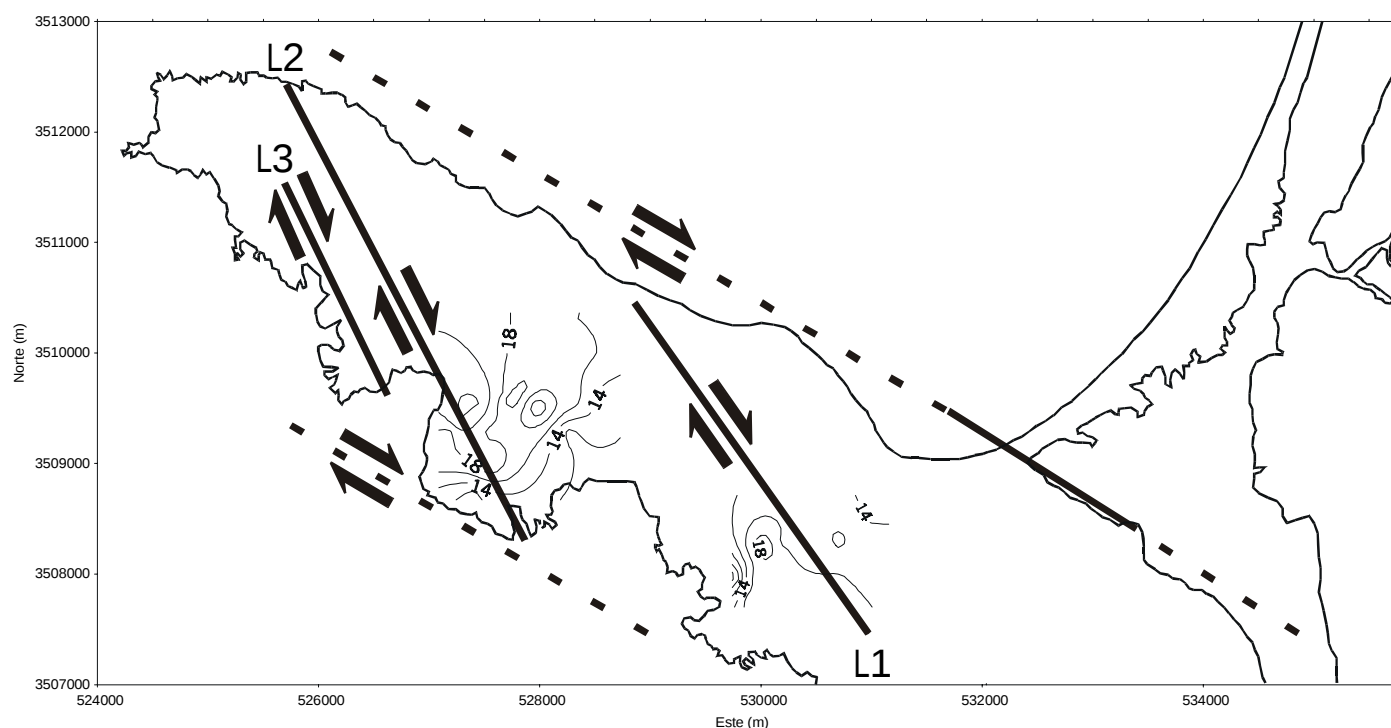


Figura 6. Mapa de anomalías de Bouguer. El gradiente que se observa en la zona este es coincidente con el lineamiento interpretado L1. En el extremo suroccidental de la zona oeste se identifica un gradiente coincidente con el lineamiento L2. Los lineamientos interpretados están marcados con líneas sólidas. Con línea discontinua se marca la continuación de las dos ramas del sistema de fallas Agua Blanca en esta zona.

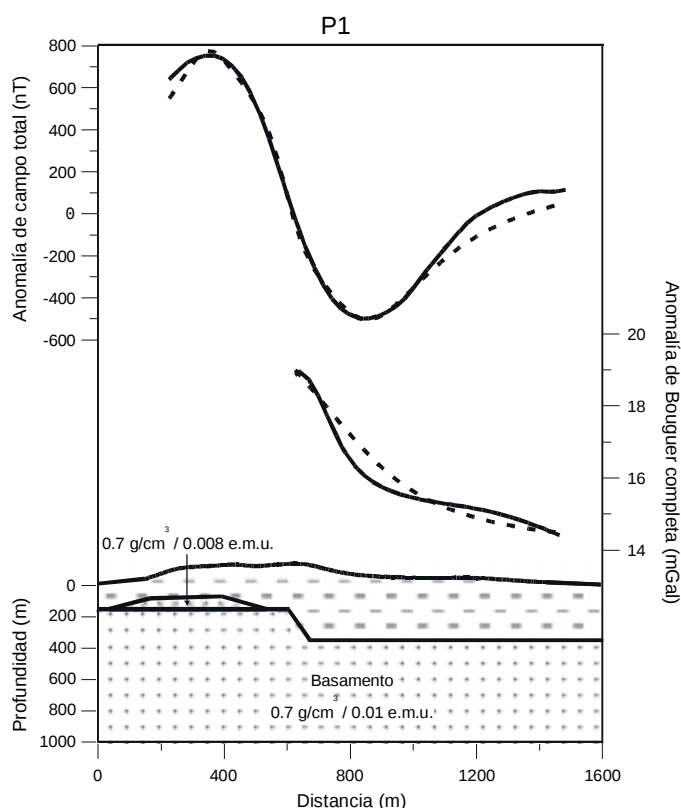


Figura 7. Modelo magnético y gravimétrico para el perfil P1, sobre el lineamiento L1. En línea discontinua se indican las anomalías observadas y en línea continua las anomalías calculadas. Se muestran los valores de contraste de susceptibilidad y de contraste de densidad entre la capa más somera y el basamento.

han utilizado los datos magnéticos registrados en el presente trabajo y el mapa de anomalías de Bouguer publicado por Fabriol *et al.* (1982). Se interpreta un desnivel en el basamento de 1000 metros, el cual presenta un contraste de susceptibilidad de 0.01 e.m.u. y se ha modelado un contraste de densidad de 0.7 g/cm³, como se observa en la Figura 8. El modelo proporciona un buen ajuste con los datos observados, tanto gravimétricos como magnéticos, aunque éstos no cubren completamente las anomalías producidas por el desnivel del basamento. Para este modelo se han utilizado los mismos valores de contraste de susceptibilidad y de densidad que para el modelado de las anomalías del lineamiento L1 (Figura 7). Además, el nivel del bloque elevado del basamento corresponde al nivel calculado para el bloque hundido del modelo de L1.

Para los otros lineamientos no se han calculado modelos, ya que existe una marcada variación lateral de las anomalías, lo que se debe, probablemente, a la presencia de cuerpos intrusivos someros. Esta complejidad de las anomalías hace menos confiable el modelado de los lineamientos.

Los lineamientos obtenidos a partir de la interpretación de los mapas presentados pueden corresponder a fallas secundarias que conectan las dos ramas del sistema de fallas Agua Blanca (Allen *et al.*, 1960): una que transcurre paralela a la costa de la Península por el NE y otra paralela a su costa por el SW, ambas

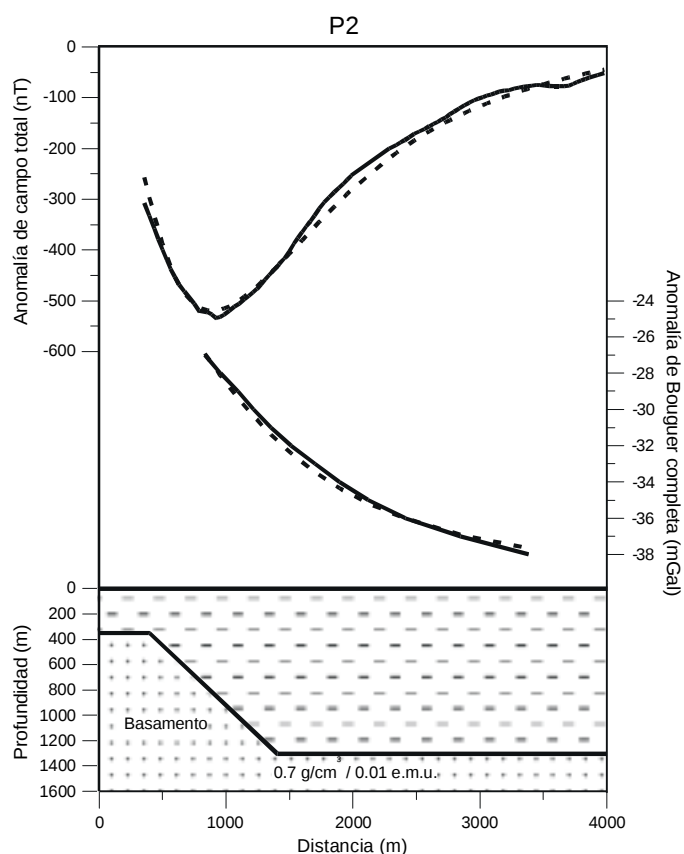


Figura 8. Modelo magnético y gravimétrico para el perfil P2, sobre la rama norte del sistema de fallas Agua Blanca. En línea discontinua se indican las anomalías observadas y en línea continua las anomalías calculadas. Se muestran los valores de contraste de susceptibilidad y de contraste de densidad entre la capa más somera y el basamento y un cuerpo intrusivo.

marcadas en las Figuras 4, 5 y 6 con líneas discontinuas. Esta interpretación está apoyada por los modelos calculados y por el hecho de que los lineamientos identificados se corresponden con la traza de segmentos de falla marcados en el mapa de CETENAL (1977) (Figura 9). Las fallas secundarias presentan dirección NNW-SSE y se interpreta que su componente principal es de desplazamiento lateral derecho, ya que dichas fallas deben acomodar los esfuerzos producidos por el movimiento lateral derecho que presentan las dos ramas del sistema de fallas Agua Blanca. Estas fallas secundarias también tienen una componente normal, como se observa en los modelos calculados.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Nuestro estudio postula la existencia de al menos tres fallas secundarias que acomodan la deformación entre las dos ramas del sistema de fallas Agua Blanca. Algunos tramos de estas fallas ya fueron identificados en CETENAL (1977). Estas fallas secundarias son de desplazamiento lateral derecho y controlan los accidentes topográficos mayores en la Península, resultando en una sucesión de valles y elevaciones subparalelas,

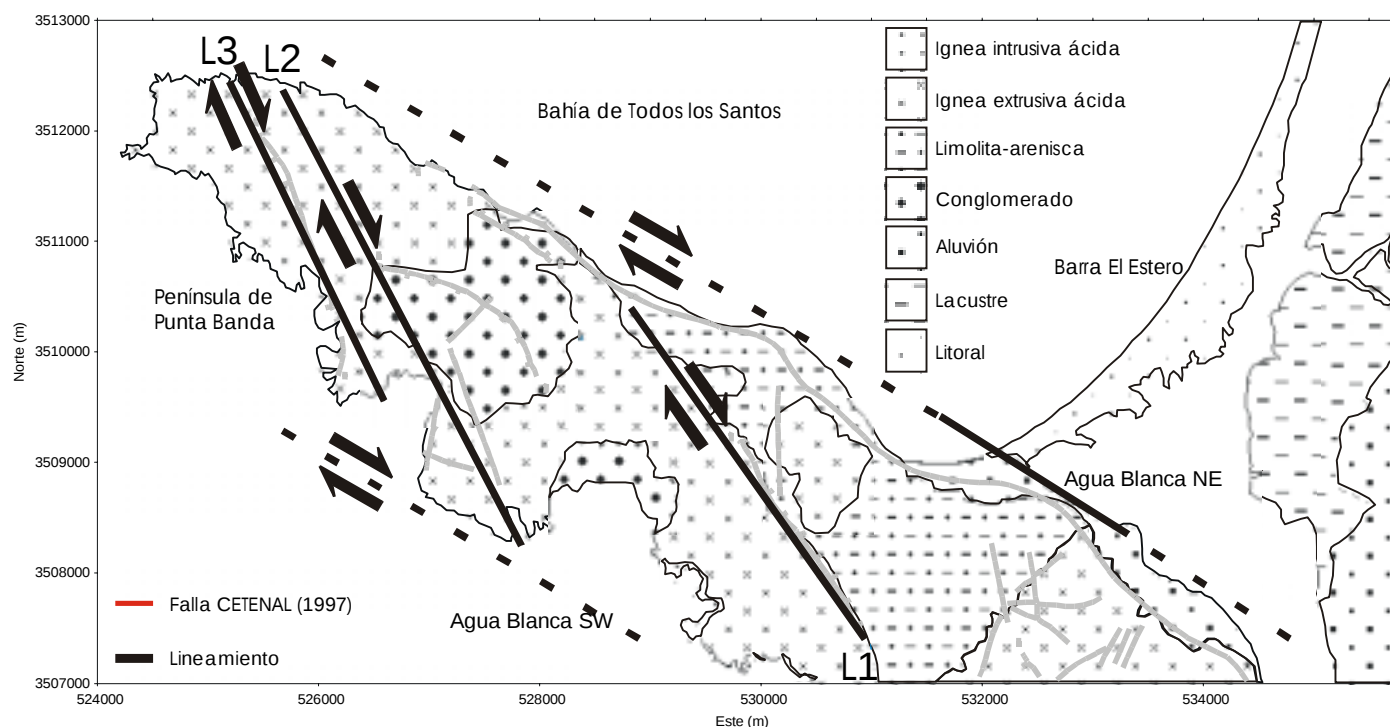


Figura 9. Mapa geológico de la Península de Punta Banda y de la Barra El Estero que muestra los diferentes tipos de litología presentes en la zona de estudio. Las líneas grises marcan las fallas propuestas en la carta geológica 1:50,000 (CETENAL, 1977). Los lineamientos interpretados están marcados con líneas sólidas negras. Con línea discontinua negra se marca la continuación de las dos ramas del sistema de fallas Agua Blanca en esta zona.

alineadas en dirección NNW-SSE. Este fallamiento se manifiesta tanto en el mapa topográfico como en el mapa de anomalías magnéticas. Nuestra interpretación prolonga hacia el NNW las trazas de dos fallas (lineamientos L1 y L3) trazadas en la carta geológica 1:50.000 del área (CETENAL, 1977) y sugiere la existencia de otra falla (lineamiento L2) no incluida en dicha carta (Figura 9). Rockwell *et al.* (1989) en su estudio realizado sobre terrazas marinas en la Península de Punta Banda, también propone la existencia de varias fallas asociadas al sistema Agua Blanca que cruzan la Península. A partir de fotografías aéreas, estos autores interpretan una falla coincidente con el lineamiento L3, propuesto en el presente trabajo.

La identificación de estos 3 lineamientos y su correspondencia con fallas asociadas al sistema Agua Blanca sirve de base para futuros trabajos de evaluación de riesgo geológico en la zona.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Dr. Juan García Abdeslem, al M.C. L. Alonso Gallardo Delgado y a los estudiantes del curso de Prácticas de Campo de Geofísica Aplicada '99 su valiosa colaboración durante la adquisición de datos. Los autores también agradecen al M.C. Luis A. Delgado Argote y a un árbitro anónimo sus valiosos comentarios. Este trabajo fue financiado por los proyectos CICESE-644102 y CONACYT-28318-T.

REFERENCIAS

- Allen, C.R., Silver, L.T. and Stenly, F.G., 1960. The Agua Blanca fault – A major transverse structure of northern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 71, 457-482.
- Agüero Madero, G.A., 1986. Características estructurales de la Bahía Todos Santos y áreas costeras adyacentes. Tesis de licenciatura, Facultad de Ciencias Marinas, U.A.B.C., 40 pp.
- CETENAL, 1977. Carta geológica escala 1:50,000 Rodolfo Sánchez Taboada, H11B22.
- Cruz Falcón, F.A., 1986. Gravimetría de la cuenca del arroyo San Carlos, Ensenada, B.C. Tesis de Maestría, C.I.C.E.S.E., 74 pp.
- Fabrial, H., Martínez, M. y Vázquez González, R., 1982. Mediciones gravimétricas y telúricas en el Valle de Maneadero, Ensenada, Baja California. *Geofísica Internacional*, 21-1, 41-56.
- Frez, J. y Frías-Camacho, V.M., 1998. Mapas anuales de sismicidad para la región fronteriza de ambas Californias, *GEOS*, 18-2, 112-130.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P. and Allison, E.C., 1975. Reconnaissance Geology of the State of Baja California, Mexico. *Geological Society of America, Memoir* 140, Boulder, 170 pp.
- González Serrano, A., 1977. Anomalías gravimétricas y magnéticas de la Bahía de Todos los Santos. Tesis de Licenciatura, Escuela Superior de Ciencias Marinas, U.A.B.C., 52 pp.

- INEGI, 1996. Carta topográfica escala 1:50,000 Rodolfo Sánchez Taboada, H11B22.
- Moldrano Salgado, R., 1987. Características estructurales de la región del borde continental comprendida entre Punta Banda y Punta Santo Tomás. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Marinas, UABC, 48 pp.
- Rockwell, T.K., Muhs, D.R., Kennedy, G.L., Hatch, M.E., Wilson, S.H. and Kingler, R.E., 1989. Uranium-series ages, faunal correlations and tectonic deformation of marine terraces within the Agua Blanca fault zone at Punta Banda, Northern Baja California, México. In: Abbott, P.L., ed., *Geologic studies in Baja California: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Pacific Section*, Los Angeles, California, p. 1-16.
- Vázquez González, R. 1980. Estudio de métodos potenciales con aplicación a Geohidrología. Tesis de maestría, C.I.C.E.S.E., 108 pp.
- Wong Ortega, V.M., 1980. Implicaciones tectónicas de la falla de Agua Blanca en la Bahía de Todos Los Santos, B.C., México. Tesis de Maestría, CICESE, 79 pp.

GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA Y SU RELACIÓN CON LA PETROGÉNESIS DE ROCAS ÍGNEAS: MODELADO DE SISTEMAS ISOTÓPICOS

PARTE II

María del Sol Hernández-Bernal, Gustavo Tolson y Gabriela Solís-Pichardo

Instituto de Geología, UNAM

México, D.F., 04510

E-mail: msol@geologia.unam.mx

E-mail: tolgson@servidor.unam.mx

E-mail: gsolis@tonatiuh.igeofcu.unam.mx

INTRODUCCIÓN

En el trabajo anterior *Geoquímica de elementos traza y su relación con la petrogénesis de rocas ígneas: Modelos cuantitativos de procesos magmáticos: Parte I* (Hernández-Bernal et al., 1997), se revisó el significado de los principales procesos magmáticos, así como el comportamiento y variación de la concentración de los elementos traza durante dichos procesos. En este trabajo (parte II) se explica el proceso de decaimiento radioactivo y cómo este fenómeno se utiliza en las geociencias para determinar la edad de diferentes eventos geológicos o el origen y evolución de las rocas. Los temas tratados en este trabajo han sido recopilados de numerosos artículos y libros clásicos especializados, por lo que sólo algunos son citados. Al final se da una lista de referencias para consulta general.

Los átomos de los que la materia está compuesta poseen un número fijo de protones y electrones para cada elemento; sin embargo, un mismo elemento puede tener diferente número de neutrones. Entonces, un **isótopo** es cada uno de los diferentes átomos de un mismo elemento con un número de neutrones di-

ferente; por ejemplo ^1_1H y ^2_1H , $^{238}_{92}\text{U}$, $^{235}_{92}\text{U}$ y $^{234}_{92}\text{U}$ (donde el subíndice indica el número atómico = protones y el superíndice la masa atómica = suma de protones y neutrones). Los isótopos de un elemento se comportan de manera idéntica desde un punto de vista químico, pero la diferencia en sus masas conduce a distintos comportamientos durante procesos físicos. Los elementos no sólo tienen varios isótopos, sino que algunos de estos isótopos pueden ser **inestables** (isótopo padre o radioactivo) y convertirse a otros elementos (isótopo hijo o radiogénico) mediante diferentes mecanismos de decaimiento radioactivo (α , β^- , β^+ , captura de electrones y fisión espontánea).

Los **isótopos estables no radiogénicos**, es decir, que no se originaron a partir del decaimiento radioactivo de otro elemento, al igual que los radiogénicos, proporcionan datos relevantes acerca del origen y procesos de materiales corticales. La abundancia natural de los isótopos estables en la Tierra no ha cambiado desde su origen; sin embargo, existen procesos denominados de *fraccionamiento* provocados por cambios físicos y químicos que ocurren en la naturaleza (evaporación, condensación, fusión, cristalización, difusión, etc.). El grado de fraccio-

namiento es proporcional a la diferencia de las masas de los isótopos de un mismo elemento que interviene en alguno de estos procesos. Algunos de los isótopos estables más estudiados en geociencias son el H, C, N, O y S, debido a su abundancia en la atmósfera, agua y minerales formadores de roca y a su participación en procesos geológicos en el interior y sobre la superficie de la Tierra. Sus principales aplicaciones se encuentran en la caracterización isotópica de agua de lluvia, oceánica, magmática, glaciares, nieve, salmueras, yacimientos minerales así como en la evaluación de cambios climáticos, intemperismo, diagénesis, contaminación cortical, y actividad orgánica, entre otras.

En este trabajo trataremos únicamente con los sistemas isotópicos inestables y con la información que nos pueden proporcionar acerca de la evolución de los materiales terrestres en los que se encuentran.

DECAIMIENTO RADIOACTIVO

Existe una relación entre la estabilidad del núcleo atómico y el número de protones/número de neutrones. Para nucleidos con masas atómicas bajas, la mayor estabilidad se logra cuando $N \approx Z$, pero conforme se incrementa la masa atómica, la relación estable se aproxima a $N/Z \approx 1.5$. La trayectoria de estabilidad es un «valle» de energía en el cual los núclidos inestables de los alrededores tienden a caer, emitiendo partículas de energía, constituyendo así el fenómeno de decaimiento radioactivo. La naturaleza de las partículas emitidas depende de la localización del núclido inestable relativo al valle de energía. Los núclidos inestables en cada lado del valle usualmente decaen por procesos isobáricos, esto es, un protón nuclear es convertido a un neutrón o viceversa, pero la masa del núclido no cambia significativamente. En contraste, los núclidos inestables en la parte alta del valle de energía frecuentemente decaen por emisión de una partícula pesada (partícula α), reduciendo la masa total del núclido.

Los principales mecanismos de decaimiento radioactivo son:

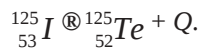
- decaimiento β^- (negatrón): los átomos del elemento padre decaen mediante la emisión de una partícula beta cargada negativamente (negatrón) y neutrinos que provienen del nú-

cleo atómico y que son acompañados de radiación en forma de rayos gama (γ). Esto puede verse como la transformación de 1 neutrón = 1 protón + 1 electrón (partícula β^-). El número atómico del átomo hijo se incrementa en uno y el número de neutrones se reduce en uno, quedando el mismo número de masa. Por ejemplo: ${}_{37}^{87}\text{Rb} \rightarrow {}_{38}^{87}\text{Sr} + \beta^- + \bar{\nu} + Q$

en donde $\bar{\nu}$ = antineutrino y Q = energía de decaimiento.

- decaimiento β^+ (positrón): el radionúclido emite electrones del núcleo cargados positivamente (positrón) y un neutrino. Esto es la transformación de 1 protón = 1 neutrón + 1 positrón (partícula β^+) + 1 neutrino. El elemento hijo tiene el mismo número de masa que el padre, pero un protón menos. Por ejemplo: ${}_{9}^{18}\text{F} \rightarrow {}_{8}^{18}\text{O} + \beta^+ + \nu + Q$.

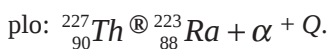
- decaimiento por captura de electrones: un protón es capaz de capturar a uno de los electrones de las capas más cercanas al núcleo formando entonces un neutrón y emitiendo un neutrino. El núclido resultante es un número atómico menor, conservando el mismo número de masa. Por ejemplo:



- decaimiento ramificado: Los **isóbaros** (átomos de diferente elemento pero con el mismo número de masa) cuya diferencia en número atómico es igual a uno, tienen diferentes energías de enlace, lo que hace posible una reacción espontánea en donde un isóbaro es convertido a otro mediante decaimiento β que libera energía. Por ejemplo, para los

isóbaros ${}_{18}^{40}\text{Ar}$, ${}_{19}^{40}\text{K}$ y ${}_{20}^{40}\text{Ca}$, se tiene que el ${}^{40}\text{K}$ es radioactivo y decae por emisión β^+ y β^- a ${}^{40}\text{Ar}$ y ${}^{40}\text{Ca}$ respectivamente.

- decaimiento α : Este tipo de decaimiento ocurre en átomos pesados mayores que el Bi. Puesto que las partículas alfa están compuestas por 2 protones y 2 neutrones, la emisión de una de estas partículas reduce en dos unidades el número atómico y en cuatro unidades al número de masa. El isótopo hijo no es un isóbaro del isótopo padre. Por ejemplo:



MATEMÁTICAS

El decaimiento radioactivo es un proceso estadístico. Esto significa que si aisláramos a un átomo de material radioactivo, no sabríamos en que momento decaería. En cambio, si consideramos un gramo de ${}^{238}\text{U}$ (que contiene aproximadamente 2.53×10^{21} átomos) tenemos que en un período de 4.468×10^9 años la mitad de éstos átomos habrán decaído a ${}^{206}\text{Pb}$. En los siguientes 4.468×10^9 años, habrán decaído la mitad de los átomos restantes y así sucesivamente en forma exponencial. A este período en el cual decae la mitad de los átomos padre, se le denomina **vida media** y es un valor característico de cada núclido. El

hecho de que la tasa de decaimiento está relacionada a la cantidad de átomos presentes, significa que matemáticamente se puede representar por:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad (1)$$

N =número de átomos del elemento radioactivo (isótopo padre),

λ = constante de decaimiento radioactivo, y

$$\lambda = \frac{\ln 2}{T_{1/2}}; \text{ en donde } T_{1/2} \text{ es la vida media.}$$

Entonces:

$$\frac{dN}{N} = -\lambda dt \quad (2)$$

Integrando la expresión [2]:

$$\int \frac{1}{N} dN = -\lambda \int dt \quad (3)$$

$$\ln N = -\lambda t + C \quad (4)$$

y tomando como constante la condición de $N=N_0$ cuando $t=0$: y arreglando términos:

$$\ln N = -\lambda t + \ln N_0 \quad (5)$$

$$\ln N - \ln N_0 = -\lambda t \quad (6)$$

$$\ln \left[\frac{N}{N_0} \right] = -\lambda t \quad (7)$$

$$\left[\frac{N}{N_0} \right] = e^{-\lambda t} \quad (8)$$

$$N_0 = N e^{\lambda t}. \quad (9)$$

En ésta última ecuación, N representa el número de átomos padre que permanecen después de un tiempo t a partir del número original de ellos N_0 , cuando $t=0$. El número de átomos hijo (D^*) producidos por el decaimiento de un elemento padre será:

$$D^* = N_0 - N \quad (10)$$

sustituyendo N_0 la ecuación [9]:

$$D^* = Ne^{\lambda t} - N \quad (11)$$

$$D^* = N(e^{\lambda t} - 1). \quad (12)$$

El número de átomos hijo (D) presentes en cualquier tiempo t es:

$$D = D_0 + D^* \quad (13)$$

en donde D_0 es el número de átomos hijo que había inicialmente ($t=0$). Utilizando la ecuación [12]:

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1). \quad (14)$$

Esta ecuación es la base fundamental de las herramientas de fechamiento geocronológico. Generalizando este razonamiento a un sistema isotópico $X \rightarrow Y$, se tiene:

$$Y_{(hoy)} = Y_{(inicial)} + X_{(hoy)}(e^{\lambda t} - 1) \quad (15)$$

es decir, $y = b + x(m)$, la expresión de una línea recta.

Resolviendo para t , que es la variable de interés:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{Y_{hoy} - Y_{inicial}}{X_{hoy}} + 1 \right]. \quad (16)$$

FECHAMIENTOS

Existen varios pares isotópicos útiles para la Geología. El rango de edades que pueden calcularse depende principalmente de la vida media del isótopo padre y de la precisión con que se conozca la constante de decaimiento radioactivo. El método de fechamiento que se escogerá lo determinan dos factores principalmente: la edad aproximada de la roca y su composición mineralógica. En la Tabla I se resumen las características principales de los métodos de fechamiento estándares. El cálculo de la edad de una roca o un mineral puede hacerse por varios métodos, mismos que detallamos a continuación.

ISOCRONA

Por ejemplo, para el sistema isotópico Rb-Sr, en donde el ^{87}Rb decae a ^{87}Sr , la gráfica de las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de una serie de rocas cogenéticas, o bien de minerales, formará una recta cuya pendiente será proporcional a la edad del conjunto (ver ecuación [15] y Figura 1). En este punto cabe aclarar que las relaciones isotópicas están dadas como cocientes referidos a un isótopo estable y suficientemente abundante del elemento, en este caso el ^{86}Sr . Como puede verse, es necesario que exista una distribución amplia en los valores de Rb/Sr para que la recta generada esté bien definida y su error sea mínimo. Existen distintos algoritmos con los que se pueden calcular los parámetros de dicha recta, pero el más utilizado es el de York (1969), que además de tomar en cuenta los errores analíticos en ambas coordenadas, X y Y , también considera su correlación. Los errores en la edad calculada serán magnificados por este proceso para dar una estimación razonable de la incertidumbre, la cual incluye ambas dispersiones, la geológica y la

Tabla 1.

par isotópico	decaimiento	λ (a ⁻¹)	T _{1/2} (Ga)	edades posibles de fechar	material susceptible de ser fechado
$^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$	c.e. y β^+	5.543×10^{-10} (total)	1.39, 11.93	$> 10^6$ años	rocas ígneas volcánicas y metamórficas, feldespatos, micas, anfíboles, vidrios volcánicos
$^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$	β^-	1.42×10^{-11}	48.8	$> 10^7$ años	rocas ígneas félsicas y metamórficas, biotitas, muscovitas
$^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$	α	6.539×10^{-12}	106	$> 10^8$ años	rocas básicas y ultrabásicas, rocas metamórficas (anfíbolitas-granulitas), rocas lunares y condritas, granates
$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$	α	1.55125×10^{-10}	4.468	$> 10^6$ años	zircón, monacita, xenotima, esfena
$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$	α	9.8485×10^{-10}	0.704		
$^{176}\text{Lu} \rightarrow ^{176}\text{Hf}$	β^-	1.93×10^{-11}	35.7	$> 5 \times 10^8$ años	gadolinita, xenotima, meteoritos, rocas lunares, roca total
$^{187}\text{Re} \rightarrow ^{187}\text{Os}$	β^-	1.64×10^{-11}	42.3	$> 2 \times 10^8$ años	meteoritos, sulfuros (especialmente molibdenita)
^{14}C	β^-	1.2×10^{-4}	5568 años	10 - 10×10^5 años	materia orgánica

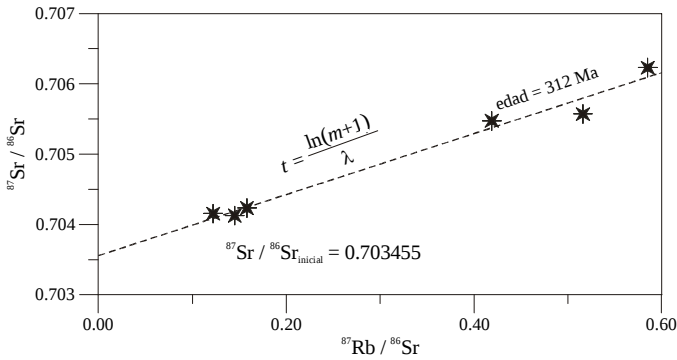


Figura 1. Diagrama de una isocrona con datos de Rb/Sr. Se puede observar el arreglo lineal de puntos que representan a varias rocas cogenéticas, en donde la edad de la roca es directamente proporcional a la pendiente de la recta y la ordenada al origen proporciona el valor inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

analítica. Las edades que pueden ser calculadas de esta forma incluyen a los pares: Rb-Sr, Sm-Nd, K-Ar, U-Pb, Lu-Hf. Si los puntos de la isocrona corresponden a varios minerales, se trata de una edad de enfriamiento promedio, pero si corresponden a la roca total, la edad corresponde a la de la última homogenización isotópica de la roca, a pesar de eventos metamórficos.

CONCORDIA-DISCORDIA

El Uranio tiene 2 isótopos radioactivos (^{238}U y ^{235}U) con vidas medias e isótopos hijos diferentes (ver Tabla I). Por ello, dentro del mismo mineral, ambos sistemas isotópicos evolucionan con diferentes tasas de decaimiento. Si se grafican las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, que corresponden a $(e^{\lambda_{238}t}-1)$ vs $(e^{\lambda_{235}t}-1)$, se genera una curva, denominada *curva de concordia*, en la que yacen todos los puntos con edades concordantes $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Su curvatura corresponde a la diferencia que hay entre sus vidas medias. La curva de concordia puede ser descrita como una curva paramétrica de dos funciones, $x(t)$, $y(t)$, donde cada función de tiempo es independiente.

Si ocurrió una pérdida de Pb ó un sobrecrecimiento de cristales al tiempo t_1 , los puntos con edades concordantes estarán desplazados a lo largo de una línea recta entre t_0 y t_1 , generando la llamada *línea discordia* (Figura 2). Las edades U-Pb de discordia obtenidas de zircones usualmente dan 2 valores. La intersección superior de la discordia con la concordia t_0 corresponde a la edad de cristalización de la roca y la intersección inferior t_1 a la edad del evento que perturbó el sistema (metamorfismo, difusión, etc)

EDADES MODELO T_{DM} Y T_{CHUR}

Para el sistema Sm-Nd se obtienen edades comparando las relaciones isotópicas de las rocas en estudio $\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_r^m$

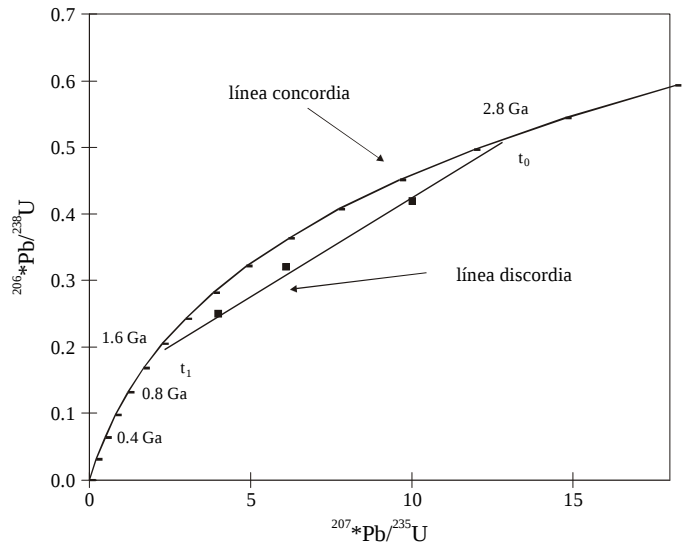


Figura 2. Diagrama de Concordia, curva generada por los sistemas ^{238}U y ^{235}U . El arreglo lineal de los puntos genera una cuerda llamada *Discordia*, cuya intersección superior representa la edad de cristalización de la roca t_0 y la intersección inferior representa la edad de algún evento metamórfico t_1 .

contra aquellas del manto empobrecido (DM = *depleted mantle*)

$\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_{DM}^0$ y con la composición primordial de la Tierra (CHUR = *chondritic uniform reservoir*)

$\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_{CHUR}^0$. Dichas edades representan el tiempo promedio de residencia en la corteza o bien, el tiempo en que el Nd fue separado del reservorio. Estas edades modelo se obtienen determinando el tiempo transcurrido desde que la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la roca era igual a la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ del DM o bien del CHUR. Partiendo de esta premisa y de las ecuaciones que representan la cantidad actual de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en una roca se obtiene:

$$T_{\text{modelo}} = \frac{\ln \left[\frac{\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_r^m - \left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_{CHUR}^0}{\left(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}\right)_r^m - \left(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}\right)_{CHUR}^0} + 1 \right]}{\lambda} \quad (17)$$

Estas definiciones son muy simplificadas y no contemplan todas las posibles interpretaciones. Para un conocimiento más amplio de dichos sistemas se refiere al lector a Fauré (1986), De Paolo (1988) y Dickin (1997).

EDADES DE ENFRIAMIENTO

Una edad obtenida isotópicamente siempre fecha la terminación de un proceso físico, es decir, la cristalización de un mineral (edad de cristalización), o su enfriamiento (edad de enfriamiento) debajo de un umbral de temperatura, la cual se denomina temperatura de cierre o de bloqueo T_c . Los minerales tienen diferentes temperaturas de cierre para los diferentes sistemas isotópicos, dependiendo del tamaño del cristal, compo-

ción química, etc.. Algunas de estas temperaturas son bien conocidas para ciertos minerales. Por ello, para una misma roca, la edad de zircón por U-Pb ($T_c \sim 800^\circ\text{C}$) será mayor que la edad de hornblenda por K-Ar ($T_c \sim 500^\circ\text{C}$), y ésta a su vez será mayor que la edad Rb-Sr de biotita ($T_c \sim 300^\circ\text{C}$). A partir de la diferencia de la edad de enfriamiento de los diferentes minerales de una roca, es posible calcular tasas y trayectorias de enfriamiento para ciertos rangos de temperatura.

SISTEMAS ISOTÓPICOS Y LA FORMACIÓN DE ROCAS

METEORITOS

Los meteoritos son fragmentos de grandes cuerpos que se supone fueron originados al mismo tiempo que los planetas y satélites del Sistema Solar. Por ello, se piensa que un cierto tipo de meteoritos llamados *condritas* representa a la materia primordial del sistema solar y preserva las relaciones isotópicas de éste, ya que proviene de líquidos silicatados similares a los de las rocas ígneas terrestres primitivas. Muchas condritas basálticas han sido fechadas por diferentes métodos, mostrando que la mayoría, aunque no todas, se formaron hace 4.5 ± 0.1 Ga.

ISÓTOPOS DE U, Sr Y Nd COMO TRAZADORES DE LA EVOLUCIÓN PLANETARIA

El isótopo ^{206}Pb es el producto del decaimiento radioactivo del ^{238}U . Entonces, la pendiente de la línea de evolución (Figura 3a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ es proporcional a la relación $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$. Esta relación debió ser muy pequeña en la nebulosa solar, como es evidenciado por las abundancias actuales en el Sol, de tal forma que la curva mostrada para la evolución isotópica de la nebulosa (SN) tiene una pendiente pequeña. Cuando desciende la temperatura en la nebulosa, el U, que tiene una temperatura alta de condensación, condensa antes que el Pb. Por ello, la Tierra debió formarse con una relación U/Pb mayor que la relación de la nebulosa al momento de la acreción (~ 4.5 Ga). Esto es mostrado por el incremento en la pendiente de la curva correspondiente a la Tierra, después de la condensación y acreción. Un fraccionamiento posterior del U respecto al Pb pudo ocurrir en la Tierra como resultado de la formación del núcleo. Debido a la tendencia del Pb a formar sulfuros, éste entró en grandes cantidades al núcleo, mientras que el U fue segregado. El resultado fue una porción silicatada con relaciones U/Pb altas (manto y corteza) y un núcleo con relaciones U/Pb bajas. Posteriormente a la formación del núcleo, los procesos magmáticos en la porción silicatada de la Tierra pudieron formar diferentes dominios con relaciones U/Pb altas y bajas, representadas en la figura por las flechas divergentes. Los puntos de inflexión de las curvas muestran los cambios en la relación U/Pb registrados con mayor sensibilidad en la evolución isotópica de la Tierra. El sistema U/Pb ofrece información precisa del tiempo de formación de la Tierra y del núcleo, pero menos precisa del tiempo de separación del manto y la corteza debido a que el fracciona-

miento de estos dos elementos fue menor.

La evolución del sistema Rb-Sr es diferente (Figura 3b), ya que el Rb es substancialmente más volátil que el Sr bajo las condiciones que prevalecieron en la nebulosa solar y por ello la Tierra heredó una relación Rb/Sr aproximadamente 10 veces menor a la que se encuentra en el Sol (Figura 3b). Sin embargo, a diferencia del sistema U-Pb, el fraccionamiento de este par de elementos fue menos intenso, por lo que el sistema Rb-Sr fija con precisión el tiempo de la formación de la Tierra y de los meteoritos. Otros procesos magmáticos subsecuentes también han fraccionado fuertemente el Rb y Sr, de tal forma que también la edad de la corteza está dada por el sistema Rb-Sr.

El sistema Sm-Nd es diferente porque ambos elementos son refractarios en términos de la secuencia de condensación de la nebulosa solar. Por ello, el fraccionamiento de padre-hijo durante la condensación de la Tierra debió ser mucho menos intenso. Además, estos elementos no pudieron ser incorporados en el núcleo, por lo que no hubo fraccionamiento de Sm y Nd en las etapas tempranas de la evolución del planeta (Figura 3c). Sin embargo, un fraccionamiento substancial de Sm y Nd ocurrió por procesos magmáticos en la porción silicatada. Consecuentemente, el sistema Sm-Nd no ofrece información acerca de la edad de la Tierra, pero sí provee una excelente descripción de la diferenciación magmática de la Tierra. Una buena estimación de la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ actual en la Tierra es provista por las mediciones en los meteoritos condriticos. Esta línea base es de una importancia muy grande, ya que las estimaciones de la cantidad de Nd presente en cada reservorio han permitido, mediante un balance de masas entre la corteza y el manto, calcular la cantidad de manto que ha sido involucrado en la formación de la corteza.

ROCAS SEDIMENTARIAS

Las rocas sedimentarias detríticas están compuestas por minerales y rocas derivadas de la erosión e intemperismo de rocas ígneas, metamórficas o sedimentarias más antiguas. Entonces, la composición isotópica de estos detritos no dependerá únicamente del decaimiento de un elemento desde el momento de su depositación, sino también de las edades de las partículas que los componen.

El fechamiento absoluto del tiempo de depositación de las rocas sedimentarias es un problema difícil de resolver. Los fechamientos de rocas ígneas descritos anteriormente parten de la suposición de que las relaciones isotópicas de la roca fueron homogéneas durante la depositación o diagénesis temprana y que la roca se comportó como un sistema cerrado hasta el presente. Sin embargo, es difícil que dichas premisas se cumplan en conjunto, debido a que los procesos de intemperismo, transporte, depositación y diagénesis pueden alterar significativamente la relación isotópica inicial de los detritos. Los minerales susceptibles de ser fechados en las rocas sedimentarias son de dos tipos: a) allogénicos (detritos) que son relativamente resistentes a abrir el sistema isotópico en condiciones de sepultamiento, pero tienen problemas con las relacio-

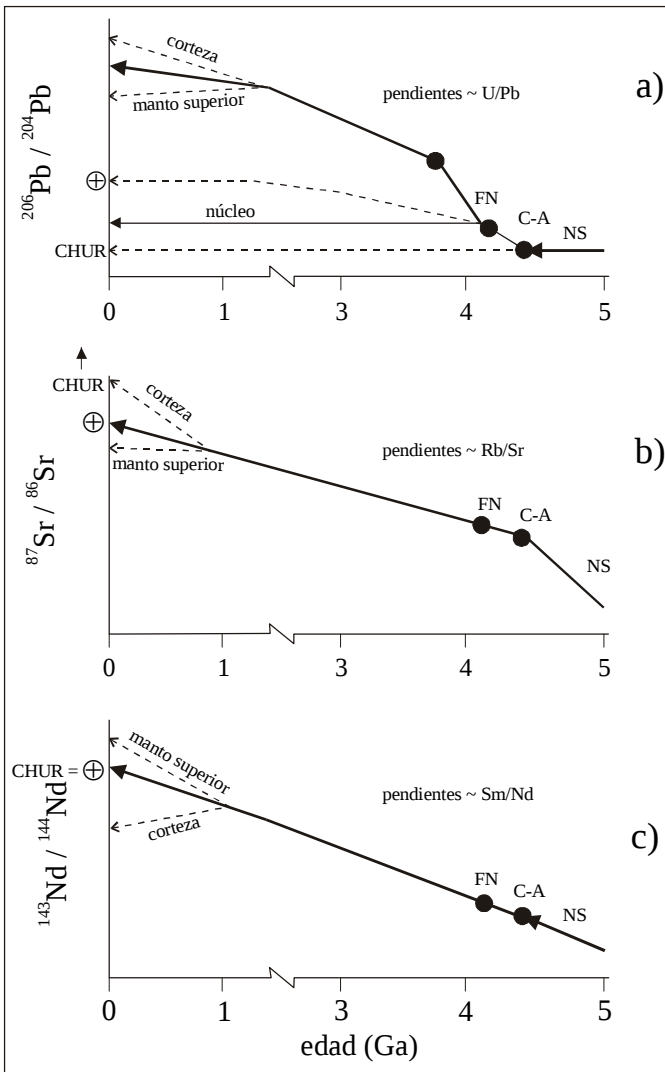


Figura 3. Esquema de la evolución isotópica de la Tierra ilustrando la diferencia entre los sistemas U-Pb, Rb-Sr y Sm-Nd. FN: formación del núcleo, C-A: condensación-acreción, NS: Nébula Solar, CHUR: reservorio condritico uniforme y $\oplus$: Tierra total (tomada de De Paolo, 1988).

nes isotópicas heredadas y b) los minerales autígenicos que son precipitados por los procesos diagenéticos y muestran gran homogeneidad en las relaciones isotópicas iniciales pero cuyos sistemas isotópicos pueden abrirse fácilmente durante el sepultamiento. Algunos minerales que pueden ser fechados en rocas sedimentarias son las micas, el feldespato potásico, la illita y la glauconita.

Las edades modelo (tiempo de residencia de los materiales en la corteza) de las rocas clásticas sedimentarias, son similares a las edades de las rocas de las cuales se derivaron éstos detritos, por ello, las edades Sm-Nd comúnmente exceden su edad estratigráfica (Figura 4). Las edades de residencia de las rocas sedimentarias del Proterozoico (entre 2,500 y 570 Ma) y del Fanerozoico (entre 570 y 250 Ma) son generalmente mayores a su edad de depositación, lo cual nos indica que estos detritos están compuestos principalmente de material cortical reciclado

que se separó del CHUR mucho tiempo antes de que se depositara como un sedimento. Sin embargo, la diferencia entre las edades de residencia y la edad de depositación decrece cuando detritos jóvenes volcanogénicos son mezclados con terrígenos de rocas antiguas. Los resultados de varios estudios indican que el reciclamiento de corteza antigua fué más intenso desde hace 2 Ga, por lo que se piensa que durante el Arqueano (antes de 2,500 Ma) los aportes de rocas magmáticas primitivas para formar la corteza fueron mucho más importantes que en tiempos posteriores.

OCÉANOS

La composición isotópica del Sr y Nd en aguas marinas varía regionalmente entre los mayores océanos del mundo porque ésta depende de la edad y de las relaciones Sm/Nd de las rocas que los ríos drenan hasta sus cuencas. En general, los sedimentos de la Cuenca del Pacífico tienen relaciones mayo-

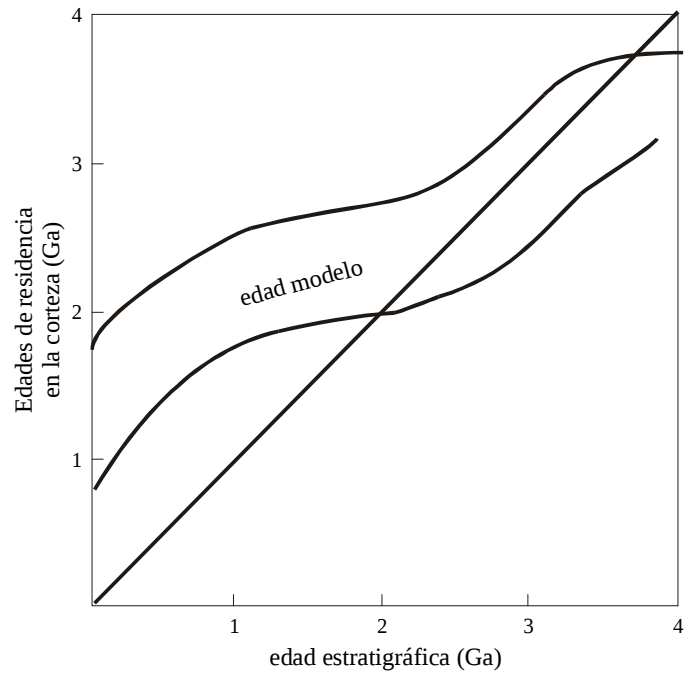


Figura 4. Relación entre las edades modelo de Nd (edades de residencia) de lutitas y sus edades estratigráficas. Las edades modelo exceden a las estratigráficas formadas después de los primeros 2 Ga de historia de la Tierra. Antes de los 2 Ga, las edades son mucho más parecidas, probablemente porque las rocas sedimentarias del Precámbrico Temprano estaban compuestas de material depositado casi inmediatamente después de su separación del manto y del CHUR (tomada de Fauré, 1986).

res de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y menores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ respecto a los valores del Océano Atlántico. Esta observación confirma que los ríos que drenan hacia el Pacífico están erosionando corteza continental que es substancialmente más joven que la erosionada por los ríos que alimentan al Atlántico (cratones). Esto implica que la composición isotópica del Sr y del Nd puede ser utilizada

para catalogar al agua derivada de diferentes océanos con el propósito de estudiar la circulación de las corrientes marinas.

Los carbonatos biogénicos son resistentes a la alteración diagenética y, dado que son secretados directamente del agua marina por los organismos, no contienen fracción detrítica. Desafortunadamente, debido a su escaso contenido de Rb no pueden ser fechados convencionalmente por el sistema Rb-Sr, pero una calibración de la evolución de las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua marina puede ser usada como una herramienta indirecta de fechamiento. Obviamente, este método requiere de material bien fechado estratigráficamente. Este método no puede competir en precisión con el fechamiento bioestratigráfico, pero es muy útil en perfiles de carbonatos sin fósiles. También, algunos depósitos de corales se han podido fechar con el método U-Pb y U-Th.

COMPORTAMIENTO DE LOS ISÓTOPOS EN LA PETROGÉNESIS DE ROCAS ÍGNEAS

ISOTOPIA DEL MANTO

CHUR Y ϵ_{Nd}

La evolución isotópica de la Tierra ha sido descrita para el sistema Sm-Nd en términos de un modelo llamado *reservorio condritico uniforme* (CHUR). Este modelo asume que el neodimio terrestre ha evolucionado en un reservorio uniforme cuya relación Sm/Nd es igual a aquel de las condritas. Las variaciones de la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ son muy pequeñas en la naturaleza y entonces, su representación en términos de la desviación a partir de un valor estándar da un mejor significado a este parámetro.

$$\epsilon_{\text{CHUR}}^t = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_i}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR},t}} - 1 \right) \times 10^4 \quad [18]$$

$$\epsilon_{\text{CHUR}}^0 = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{hoy}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR,hoy}}} - 1 \right) \times 10^4 \quad [19]$$

ϵ_{CHUR}^t indica la desviación del valor $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la roca respecto al valor del CHUR en unidades de partes por 10^4 hace t

años, mientras que, ϵ_{CHUR}^0 indica la desviación del valor $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la roca respecto al valor actual del CHUR.

Para una roca que tiene $\epsilon_{\text{Nd}}=0$, se puede inferir que ha sido derivada de un reservorio dentro de la Tierra que tiene el valor

condritico de Sm/Nd. Una roca con $\epsilon_{\text{Nd}} > 0$, puede ser derivada de un reservorio con relación Sm/Nd mayor que la relación condritica (Figura 5).

La mayoría de los basaltos oceánicos tiene valores de ϵ_{Nd} que son similares a los presentados por las condritas o bien desplazados hacia valores más positivos. Si se considera a estos basaltos como magmas producidos por fusión parcial del manto, se puede interpretar que la relación Sm/Nd original del manto fué igual al valor de condrita y que muchas partes del manto han sufrido extracción de magma a lo largo de varios episodios en el pasado, haciendo más positivo el valor de ϵ_{Nd} conforme se extrae mayor volumen de magma.

No es posible muestrear directamente el manto; sin embargo se conoce, al menos en parte, su estructura y composición a partir de observaciones sísmicas, gravimétricas, mineralogía de xenolitos, magmas derivados del manto, etc. En la Figura 6 se muestran las características isotópicas de los mayores reservorios de silicatos: manto empobrecido (superior), manto enriquecido (inferior), corteza continental, etc., así como el tipo de basaltos generados a partir de éstos.

Se puede observar que los basaltos tipo MORB tienen los valores más bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y los más altos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, lo cual sugiere que el manto, que es fuente de los MORB's, tiene bajas relaciones Rb/Sr y altas Sm/Nd relativo a la fuente de los OIB's. Todos los MORB's y la mayoría de los OIB's tienen valores positivos de ϵ_{Nd} , ya que el Nd es incompatible en el manto (igual que las demás tierras raras ligeras); los valores $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ son mayores que los de la composición global de la Tierra (CHUR). El Rb es más incompatible que el Sr, mientras que el Nd lo es más que el Sm. Esto sugiere que el manto ha sido afectado por procesos de fusión parcial y extracción del fundido que remueven a los elementos más incompatibles. Es decir, la extracción de un fundido rico en elementos incompatibles para formar la corteza continental deja un manto empobrecido en dichos elementos. Entonces, el proceso dominante que afecta la composición del manto parece ser la fusión parcial. En el caso del sistema Lu-Hf, los basaltos tipo MORB y OIB, tienen valores ϵ_{Hf} positivos (ϵ_{Hf} definido en forma similar a ϵ_{Nd}), ya que el Hf es más incompatible que el Lu en el manto. Los datos isotópicos de Sr y Nd de los basaltos continentales muestran un mayor dispersión en la Figura 6 reflejando los efectos de la asimilación de la corteza continental en las firmas isotópicas de los magmas derivados del manto. Las variaciones en las relaciones isotópicas de los basaltos reflejan la heterogeneidad a gran escala en el manto.

ISOTOPIA DE LA CORTEZA CONTINENTAL

En la Figura 6 se observa que las rocas de la corteza continental tienen valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mucho más altos y valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mucho más bajos que aquellos valores del manto, dado que la corteza está enriquecida en Rb y Nd en relación al Sr y Sm.

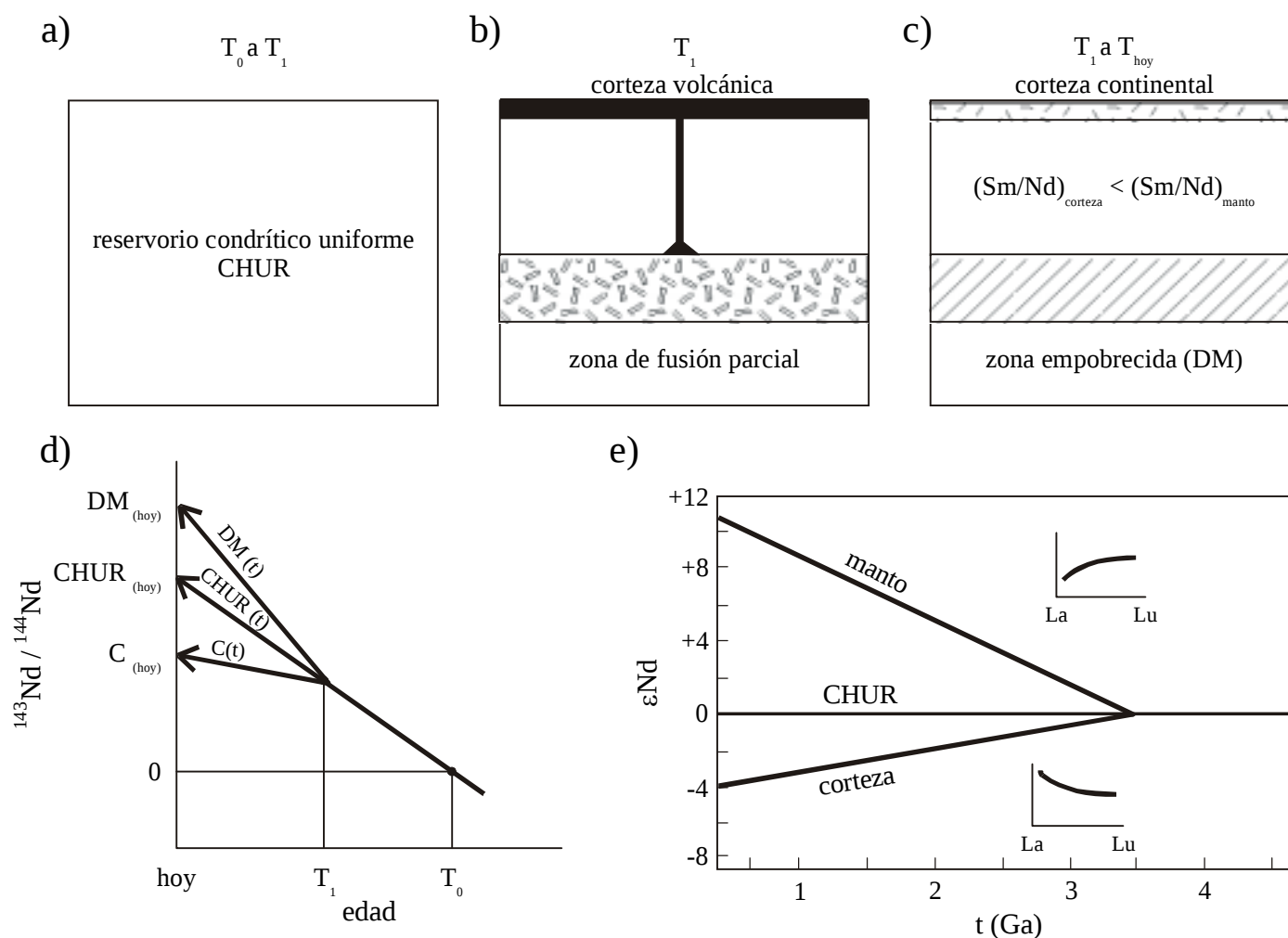


Figura 5. Esquema de la formación por fusión parcial (5b) de los reservorios con relaciones altas y bajas de Sm/Nd (5c) a partir de un reservorio homogéneo (5a). En la figura 5d se muestra la variación de la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y los valores de ϵNd en tales reservorios conforme pasa el tiempo (DM= manto empobrecido, CHUR= reservorio condritico uniforme, C= corteza continental). En los recuadros de la figura 5e se observa que en el manto hay un enriquecimiento de las Tierras Raras Pesadas, mientras que las Tierras Raras Ligeras tienen mayor afinidad con los minerales de la corteza (tomada de De Paolo, 1988 y White, 1998).

Se han realizado diversos intentos para determinar la evolución y crecimiento de la corteza continental. Los trabajos clásicos de Kistler y Peterman (1973) y Bennet y De Paolo (1987) obtienen mapas en donde reconocen provincias que asocian a eventos tectónicos (adición de nueva corteza, desplazamientos corticales, etc.) (Figura 7).

Kistler y Peterman (1973) observan una variación sistemática, independiente de la edad, de los valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en rocas graníticas del W de los Estados Unidos. Cuando dichas variaciones isotópicas son graficadas, parecen reflejar rasgos paleogeográficos y de significado fisiográfico y geoquímico. La línea $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}} = 0.706$ coincide con el límite entre las rocas del eugeosinclinal paleozoico y el miogeosinclinal, mientras que la línea $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}} = 0.704$ coincide con el límite entre las rocas ultramáficas y una expresión topográfica en la anomalía de Bouguer. Posteriormente, Bennett y De Paolo (1987) establecen, también en el W de Estados Unidos, a partir de relaciones iniciales de Nd en rocas

cristalinas, contornos de las edades de residencia (T_{DM}); definen tres provincias y sugieren la existencia de otras. Las edades modelo de estas provincias sugieren acreción sucesiva de corteza nueva al cratón Arqueano del norte. Los arcos formados tempranamente recibieron una componente mayor del cratón que los arcos más jóvenes.

PROCESOS ÍGNEOS Y VARIACIONES ISOTÓPICAS DE Sr Y Nd

Los elementos tales como el Rb, Sr, Sm, Nd, U, Th y Pb, están presentes en todos los tipos de rocas, en concentraciones que varían desde algunas partes por millón (ppm), hasta cientos de ppm. Estos elementos se concentran en minerales en los cuales pueden substituir a elementos mayores, por ejemplo, el Sr substituye al Ca, el Rb al K, el U al Zr etc. La concentración de Sm y Nd en los silicatos formadores de roca, aumenta de acuerdo a la secuencia en que cristalizan en la serie de reacción de Bowen. De igual forma, la concentración de ambos elementos aumenta con el grado de diferenciación, pero su relación

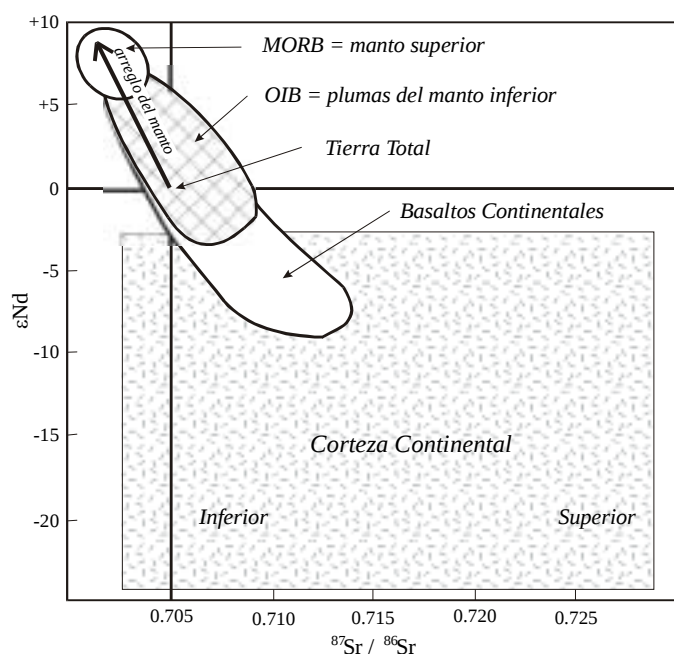


Figura 6. Sistemática isotópica de Sr y Nd de la corteza y del manto. Se observan los valores positivos de ϵNd con valores bajos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ para los MORB (Basaltos de Dorsales Meso Oceánicas) y los OIB (Basaltos de Islas Oceánicas). Los basaltos continentales pueden representar mezclas de plumas del manto, litósfera subcontinental, corteza continental, etc. y por ello, una mayor variación en su isotopía. La corteza continental está caracterizada por valores altos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y valores negativos de ϵNd en un rango amplio (tomada de White, 1998).

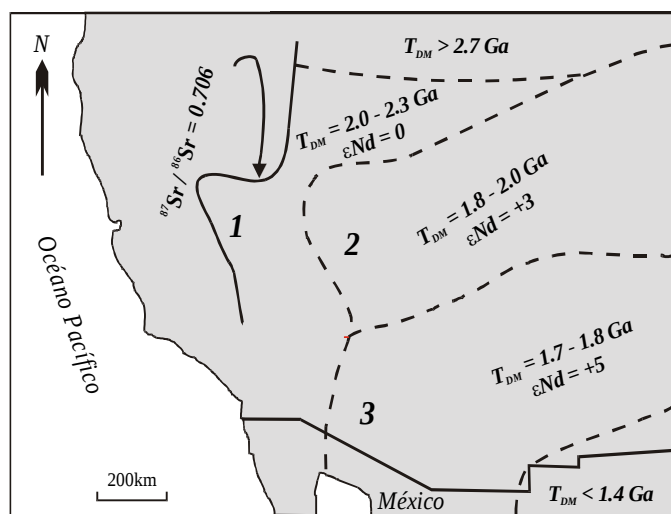


Figura 7. Provincias isotópicas basadas en los trabajos de Bennett and De Paolo (1987) y Kistler and Peterman (1973). En este mapa se observan 3 provincias con orientación NE-SW. Las edades modelo decrecen y los valores de ϵNd (hace 1.7 Ga) aumentan con el incremento de la distancia hacia el SE del cratón arqueano. Ya que la nueva corteza fue generada alejándose del núcleo, la provincia más distal fue derivada casi por completo del manto proterozoico. También puede verse la línea $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial = 0.706, asociada con el límite del cratón, ya que las rocas al oriente de la línea 0.706 han estado fijas desde finales del Precámbrico.

Sm/Nd disminuye. Cuando se forman líquidos silicatados por la fusión parcial del manto o la corteza, la fase líquida se enriquece en Nd en relación al Sm, debido a que el Nd^{3+} tiene radio iónico mayor que el Sm^{3+} , haciéndolo más incompatible en la fase sólida. Contrariamente, en el caso del Rb-Sr, el Rb tiene mayor afinidad litófila y las rocas de la corteza tienen una relación Rb/Sr mayor que la de las rocas del manto.

Es importante tener en cuenta que durante los procesos de generación de magmas (fusión parcial y cristalización fraccionada) los cocientes de las concentraciones de los elementos cambian en función de los coeficientes de distribución (D), pero las relaciones isotópicas no cambian ya que estos procesos no distinguen las diferentes masas de la misma especie. Por ello, estos procesos son modelados con base en las concentraciones de elementos traza, especialmente de las Tierras Raras (ver Hernández-Bernal *et al.*, 1997).

Los procesos de mezcla y asimilación sí son capaces de alterar las relaciones isotópicas de los componentes que intervienen y por ello pueden ser modelados en términos de relaciones isotópicas. Por ejemplo, el magmatismo relacionado a subducción es resultado de la mezcla de líquidos derivados de la fusión parcial del manto y componentes corticales (asimilación de corteza a través de la cual ascienden), de tal forma que este magma significa adición de nuevo material del manto y reciclamiento de corteza antigua. Además, es en este ambiente tectónico donde se recicla el prisma sedimentario acumulado en la trinchera y la corteza oceánica que se subduce. Entonces, para comprender las características geoquímicas del magmatismo de arco, tenemos que concebirlo en términos de mezcla de componentes. A continuación se describen las ecuaciones que, a partir de las firmas isotópicas de las rocas, permiten cuantificar los grados de mezcla y asimilación en los procesos de generación de magmas.

MODELOS DE MEZCLA DE DOS COMPONENTES

1) MEZCLA BINARIA PARA UN ELEMENTO

En la forma más simple, la contaminación de los magmas derivados del manto por corteza continental puede ser vista como un proceso de mezcla de dos componentes. Si se tiene la mezcla de los componentes A y B en la proporción

$$f = \frac{A}{B + A} \quad (20)$$

entonces la concentración de cualquier elemento X en dicha mezcla será:

$$X_M = X_A f + X_B (1 - f) \quad (21)$$

La utilidad del factor de mezcla f en las Ciencias de la Tierra yace en el hecho que puede ser determinado en una muestra de un conjunto de mezclas de dos componentes a partir de la concentración observada de cualquier elemento en esta mezcla; reorganizando [21]:

$$X_M = f(X_A - X_B) + X_B \quad (22)$$

se resuelve para f

$$f = \frac{X_M - X_B}{X_A - X_B} \quad (23)$$

Tomando como ejemplo las relaciones isotópicas de Sr, las mezclas (denominadas con subíndice M) de dos componentes que tienen diferentes concentraciones de Sr así como relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en sus componentes A y B (denominadas con subíndices) también se pueden representar como:

Esta expresión equivale a la ecuación de una hipérbola cuando se grafica $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_M$ vs. Sr_M

$$\left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\right)_M = \frac{\text{Sr}_A \text{Sr}_B \left[\left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\right)_B - \left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\right)_A \right]}{\text{Sr}_M (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B)} + \frac{\text{Sr}_A \left[\left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\right)_A - \text{Sr}_B \left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\right)_B \right]}{(\text{Sr}_A - \text{Sr}_B)} \quad (24)$$

$$\left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\right)_M = \frac{a}{\text{Sr}_M} + b \quad (25)$$

Esto mismo puede representarse por una línea recta al graficar $\left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\right)_M$ vs $1/\text{Sr}_M$, lo cual permite derivar la ecuación de mezcla a partir de la medición de estos parámetros en un conjunto de muestras que se supone se han formado por la mezcla de dos componentes.

II) MEZCLA BINARIA PARA DATOS DE DOS ELEMENTOS (EJEMPLO CON Sr Y Nd)

La ecuación de mezcla a partir de mediciones isotópicas de un conjunto de rocas que relaciona a ambos elementos (X y Y) es

$$aR_M^X + bR_M^X R_M^Y + cR_M^Y + d = 0 \quad (26)$$

en donde:

R = Proporción isotópica de la mezcla para un elemento

$$a = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_B \text{Nd}_B \text{Sr}_A - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_A \text{Nd}_A \text{Sr}_B$$

$$b = \text{Nd}_A \text{Sr}_B - \text{Nd}_B \text{Sr}_A$$

$$c = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_A \text{Nd}_B \text{Sr}_A - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_B \text{Nd}_A \text{Sr}_B$$

$$d = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_A (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_B \text{Nd}_A \text{Sr}_B - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_B (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_A \text{Nd}_B \text{Sr}_A$$

y f está definido por:

$$f = \frac{X_B (R_B^X - R_M^X)}{R_M^X (X_A - X_B) - R_A^X X_A + R_B^X X_B} \quad (27)$$

sustituyendo X , Y tenemos:

$$f = \frac{\text{Sr}_B \left[\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_M \right]}{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_M (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B) - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_A \text{Sr}_A + \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_B \text{Sr}_B} \quad (28)$$

(27) también puede expresarse como:

$$R_M^X = \frac{R_A^X X_A f + R_B^X X_B (1 - f)}{X_A f + X_B (1 - f)} \quad (29)$$

Todas estas ecuaciones nos permiten construir modelos hipotéticos de dos componentes de composición conocida o derivar la ecuación de mezcla a partir de dos muestras que son mezcla de esos dos componentes. Sin embargo, los conjuntos de rocas formados por mezclas binarias frecuentemente no yacen a lo largo de la curva esperada debido a que sus composiciones isotópicas y concentraciones son modificados por procesos posteriores, tales como cristalización fraccionada, contaminación-asimilación de un tercer componente, alteración por fluidos hidrotermales, intemperismo, etc. En la Figura 8 se observa la curva generada por la mezcla de los componentes del magma derivado del manto y corteza continental (roca encajonante) y un conjunto de muestras cogenéticas. Esta secuencia de muestras puede interpretarse en términos de la mezcla binaria de los elementos elegidos como A y B, con porcentajes de mezcla que van desde el 5 hasta el 60%.

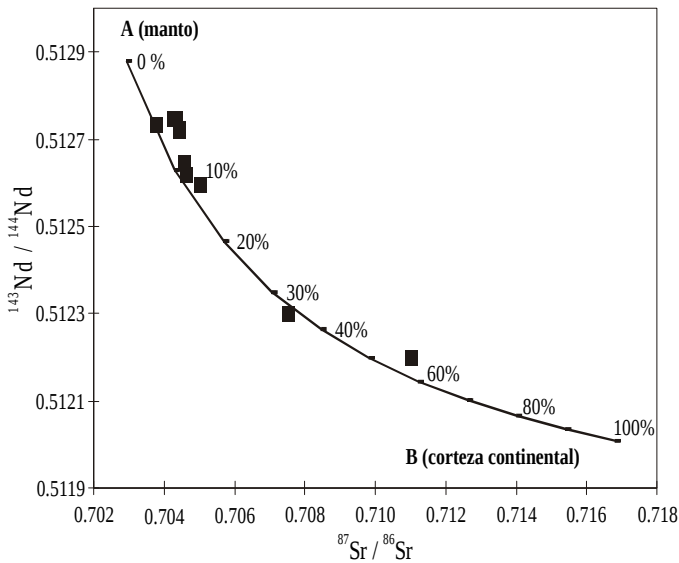


Figura 8. Diagrama de mezcla binaria de A (magmas derivados del manto) y B (corteza continental) utilizando relaciones isotópicas de Nd y Sr. Los puntos graficados corresponden a datos isotópicos de rocas magmáticas del terreno Xolapa. Este modelo simple puede explicar el origen y la variación isotópica de esta serie de rocas en términos de un proceso de contaminación cortical que varía desde 0 hasta 60%, entre rocas magmáticas y encajonantes.

MODELOS DE ASIMILACIÓN-CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA (AFC)

La fusión de un sólido es un fenómeno endotérmico, mientras que la cristalización de un líquido es un proceso exotérmico. El calor latente de fusión es igual en magnitud al calor latente de cristalización. Si el magma está sobre o bajo el *liquidus*, entonces éste sólo puede obtener calor para generar fusión del encajonante, yendo por sí mismo a la cristalización fraccionada. Entonces, se puede esperar que esos dos procesos estén acoplados en uno solo llamado asimilación-cristalización fraccionada (AFC). En este modelo, el efecto del fraccionamiento en la trayectoria de la mezcla dependerá además del coeficiente de distribución volumétrico D .

De Paolo (1981) desarrolló ecuaciones que describen el comportamiento de la concentración de los elementos traza y de las relaciones isotópicas que toman lugar durante los procesos simultáneos de AFC. Para cualquier elemento traza:

$$C_L = C_L^0 F^{-z} + \frac{r}{r-1+D} C^* (1-F^{-z}) \quad (30)$$

en donde:

C_L^0 = conc. elemento en el magma original

C_L = conc. elemento en el magma contaminado

C^* = conc. elemento en el contaminante

r = relación entre la tasa de asimilación y la tasa de cristalización fraccionada

D = coeficiente de distribución volumétrico

$$z = (r-1+D)/(r-1)$$

F = fracción de magma restante

en esta ecuación se asume que D y r son constantes.

Para las relaciones isotópicas se tiene:

$$L = L_0 + (L^* - L_0) \left(1 - \frac{C_L^0}{C_L} F^{-z} \right) \quad (31)$$

donde L , L_0 y L^* son relaciones isotópicas con subíndices que corresponden a magma contaminado, original y contaminante, respectivamente. Estas ecuaciones son generalmente aplicables a cualquier magma y a cualquier contaminante y pueden ser utilizadas para modelar la interacción del magma y la roca encajonante. Para el caso de cristalización fraccionada perfecta en la cual no existe asimilación, $r=0$ y la ecuación se reduce a la ecuación de fraccionamiento de Rayleigh. En la Figura 9 se muestran las curvas calculadas para diferentes valores de D^{Sr} con incrementos del porcentaje de asimilación (M_a) relativo al magma inicial (M_m), con una relación fija de M_a/M_c (asimilación / cristalización). Una cantidad menor de fraccionamiento relativo a la asimilación causará una menor desviación de la línea de mezcla simple, y una cantidad mayor de fraccionamiento causará mayor desviación. Cuando la plagioclasa entra al conjunto cristalizante, esto tiene un efecto dramático en los valores de D^{Sr} , cambiando el comportamiento de Sr de ser un elemento incompatible ($D^{Sr} \ll 1$) a un elemento compatible ($D^{Sr} > 1$) en el material cristalizante (Figura 9).

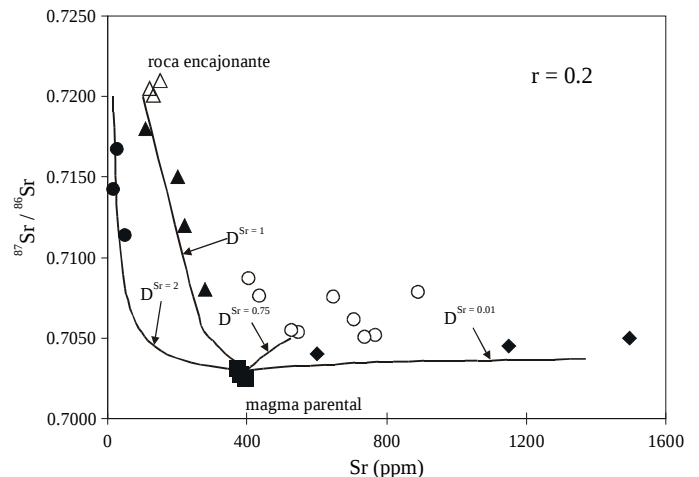


Figura 9. Efectos del proceso simultáneo de asimilación y cristalización fraccionada ($r=0.2$) en la química de un magma con ejemplos donde D^{Sr} tiene valores de 2, 1, 0.75 y 0.01. Los diferentes conjuntos de rocas graficados corresponden a varias series de rocas ígneas que pueden ser interpretados con estos modelos. 1 = monzogranitos, u = monzonitas, s = granitos de dos micas, m = granodioritas. Modificado de Farmer y De Paolo (1983).

DISCUSIÓN

El fenómeno natural del decaimiento radioactivo es utilizado en las geociencias como una herramienta muy valiosa para determinar la edad de diferentes eventos geológicos: cristalización de magmas y minerales, metamorfismo, edades de residencia en la corteza, etc. Esto es posible gracias a que la tasa de decaimiento λ de los núcleos inestables es constante y bien conocida para muchos de ellos. Los procesos químicos que sufren los magmas y minerales no distinguen a los diferentes isótopos de un elemento, ya que son químicamente iguales. Sin embargo, debido a su diferencia de masas, son físicamente diferentes. Este hecho es más notable en los elementos ligeros, en donde debido a las grandes diferencias de masa de sus isótopos los fenómenos de fraccionamiento son intensos y cuantificables. Por ejemplo, la diferencia de masas de ^{16}O y ^{18}O es de $2/18 \approx 11\%$, mientras que para un elemento pesado la diferencia entre ^{86}Sr y ^{88}Sr es de $2/88 \approx 2.3\%$. Debido a que el fraccionamiento de los elementos pesados es muy pequeño, prácticamente la variación de sus relaciones isotópicas respecto al tiempo, a partir de un valor inicial homogéneo, se debe únicamente al decaimiento de los núcleos inestables. Las relaciones isotópicas iniciales de algunos elementos son indicadores de la fuente de los magmas y permiten la evaluación de procesos magmáticos como la mezcla y contaminación.

El uso inicial de los isótopos en la Geología estuvo enfocado hacia la geocronología exclusivamente. Las aplicaciones geoquímicas llegaron después. En los años 50 se desarrollaron métodos como el Pb- α , ahora en desuso por la gran incertidumbre en sus premisas, posteriormente el método K-Ar, U-Pb, Rb-Sr y en la década de los 80's el método Sm-Nd. Todos estos avances se lograron gracias a varios factores: mejor conocimiento de las constantes de decaimiento, desarrollo de espectrómetros de masas con uno o varios colectores, adquisición y manejo estadístico de datos con computadora, mejoramiento de las técnicas de separación química de elementos, etc. En la actualidad, métodos como el Lu-Hf y Re-Os se desarrollan con precisiones muy altas y, dada la vida media tan larga de estos sistemas (3.6 y 4.2×10^{10} años respectivamente), las variaciones en la sexta o séptima cifra decimal son indicadoras de procesos geológicos. Por otra parte, métodos más tradicionales como el Ar-Ar (variante del K-Ar) y el U-Pb han sido mejorados gracias al uso de la técnica de calentamiento con láser y el acoplamiento de microsondas, de tal forma que cristales sencillos o muestras muy pequeñas son susceptibles de ser fechados en diferentes rangos de temperaturas, mostrando historias complejas de enfriamiento.

Es importante decir que, aunque en la actualidad hay métodos nuevos muy complejos y precisos, los métodos tradicionales (Rb-Sr, K-Ar y Sm-Nd) proporcionan información muy valiosa y en nuestro país aún falta cubrir la mayor parte de su territorio con información de este tipo.

Lo más importante es que cada dato isotópico debe ser evaluado junto con otros parámetros geológicos (composición

mineralógica, textura, unidades adyacentes, grado de metamorfismo, rasgos estructurales, etc.) para interpretar el origen y evolución de la roca. La elección del método isotópico depende del tipo de roca y la información que se desea obtener.

Finalmente, en la tercera parte de este trabajo, se ilustrará como se puede utilizar la variación en la concentración y en las relaciones isotópicas de los elementos traza en hojas de cálculo para modelar algunos procesos magmáticos en rocas ígneas.

REFERENCIAS

- Bennett, V.C., and De Paolo, D.J., 1987. Proterozoic crustal history of the western United States as determined by neodymium isotopic mapping. *Geological Society of America Bulletin*, v. 99, pp. 674-685.
- De Paolo, D., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Letters*, 53, 189-202.
- De Paolo, D., 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, Germany, 187 pp.
- Dickin, A.P., 1997. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, United Kingdom, 477 pp.
- Farmer, G.L. and De Paolo, D.J., 1983. Origin of Mesozoic and Tertiary Granite in the Western United States and implications for Pre-Mesozoic Crustal Structure 1. Nd and Sr Isotopic Studies in the Geocline of the Northern Great Basin. *Journal of Geophysical Research*, 88, B4, 3379-3401.
- Faure, G., 1986. *Principles of isotope geology* (2nd edition), Wiley. New York, 589 pp.
- Geyh, M.A. and Schleicher, H., 1990. *Absolute Age Determination*, Springer, Berlin, 503 pp.
- Hernández-Bernal, M.S., Tolson, G. y Solís-Pichardo, G., 1997. Geoquímica de elementos traza y su relación con la petrogénesis de rocas ígneas: Modelos cuantitativos de procesos magmáticos. *GEOS, Unión Geofísica Mexicana*, v. 17, No. 1, pp. 14-22.
- Kistler, R.D., and Peterman, Z.E., 1973. Variations in Sr, Rb, K, Na, and Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Mesozoic Granitic Rocks and Intruded Wall Rocks in Central California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, pp. 3489-3512.
- York, D., 1969. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, pp. 320-324.
- <http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/GEO656.HTML>
- <http://gfd.gly.bris.ac.uk/enviro-geochem/Level2Iso/titlepage.html>

SISMICIDAD EN LA CUENCA DE MÉXICO Y REGIONES ALEDAÑAS DURANTE 1999

GRUPO SISMEX

Coord. Ingeniería Sismológica, Instituto de Ingeniería, UNAM
Ciudad Universitaria, Apdo. Postal #70-472, Deleg. Coyoacán, 04510, México, D.F.
E-mail: lermo@inti.iingen.unam.mx

GRUPO SISMEX: Javier Lermo, Jorge Soto, Horacio Mijares, Walter Kemper, Henry Kemper, Jaime Flores, Edgar Mares, Ernesto Briones y Jorge Hurtado

Con este reporte iniciamos una nueva etapa del Sistema de Información Sismotelemétrica de México (SISMEX), que en agosto cumple 27 años de operación continua. Este reporte consignará trimestralmente la sismicidad de la cuenca de México y regiones aledañas. Para este análisis utilizamos la red sismológica del Sistema Sismológico Nacional operada por el Instituto de Geofísica, UNAM, la red sismológica del Volcán Popocatepetl, operada por el CENAPRED, y la red de SISMEX operada por el Instituto de Ingeniería, UNAM.

La localización de los sismos se realiza con el programa Hypocenter (Lienert and Havskov, 1995) y para el análisis de la información se utiliza el sistema SEISAN (Havskov, 1997). Para el cálculo de la magnitud local (MI) se utiliza la relación de Lermo y Havskov (1997) $MI = \log(A) + 1.2 \log(D) + 0.002 \cdot D - 2.17$, donde A es la máxima amplitud en nm y D es la distancia epicentral en kilómetros.

El modelo cortical utilizado es el siguiente:

Espesores (km)	Velocidad de ondas P (km/s)
1.0	2.9
2.0	5.2
12.0	5.8
30.0	6.6
Semi espacio	8.1

En la parte superior de la Figura se ha graficado con líneas continuas la topografía de las sierras que rodean al Distrito Federal. Con triángulos la ubicación de algunas estaciones sísmicas de la Red de SISMEX (IIA, IIZ, IIM y IIO), con círculos o rombos y su número de identificación la ubicación de la actividad sísmica. En la parte inferior de esta misma Figura se muestra la distribución de los hipocentros a lo largo de un perfil AA', simbolizados con la misma figura geométrica y número de identificación. En la Tabla se muestra la fecha, tiempo de origen, localización, profundidad y magnitud de cada uno de estos 38 sismos locales analizados durante 1999. Dos eventos (identificados con la letra "a" y "b" en la Tabla) fueron localizados fuera del mapa de la Figura, en la región de Landa de Matamoros y San Miguel de la Cal, Estado de Hidalgo.

Durante 1999, la actividad sísmica de esta región central del EVTm se concentró en el Volcán Popocatepetl, donde se

han analizado 24 sismos. Catorce de estos sismos se han distribuido en una subzona denominada como "zona de Atlixco", la cual presenta mecanismos de fallamiento normal con una orientación NE-SW, mientras que los eventos volcanotectónicos asociados a la actividad del volcán tienen en su mayoría mecanismos focales de transcurrancia. Si observamos el perfil de la Figura, vemos estas dos concentraciones de sismicidad debajo del Volcán Popocatepetl.

Fuera de la cuenca de México, otra zona de actividad sísmica que llamó nuestra atención es la región del Volcán Iztaccihuatl, donde en marzo y junio de 1999 se registraron 3 sismos locales entre 2.4 y 2.9 de magnitud (eventos 7, 19 y 20, Tabla). Esta sismicidad no se había presentado antes, por lo que merece una mayor atención y verificar si es de tipo volcánico. Por otro lado, el 16 de junio se presentó un sismo local de magnitud de 2.6 en la región de Tlaxcala (evento 25, Tabla), donde años atrás se habían detectado sismos locales y enjambres sísmicos, como el ocurrido durante los últimos cuatro meses de 1984 cerca de la ciudad de Tlaxcala (Lermo *et al.*, 1997).

Dentro de la cuenca de México, la sismicidad durante 1999 se concentró en cuatro zonas ya conocidas por su frecuente actividad (Havskov, 1982; Rodríguez *et al.*, 1984; UNAM and CENAPRED, 1995; Lermo *et al.*, 1997). La primera zona es la de Milpa Alta, donde se registraron cuatro eventos de magnitudes de 2.3 a 2.7 (eventos 16, 17, 18 y 35; Tabla). Esta zona, considerada como la de mayor actividad sísmica dentro de la cuenca, inició su actividad a principios de 1995, después de la primera explosión del Volcán Popocatepetl (21 de diciembre de 1994). La segunda zona es la colonia Agrícola Oriental, al sur del Peñón de los Baños (evento 11, Tabla), donde se localizó un evento el 6 de abril de magnitud 2.3. La tercera zona, es la de Texcoco, donde con frecuencia se registran sismos provocados por la explotación -con explosivos- de material para la construcción. En esta zona se registraron dos eventos durante el mes de noviembre (eventos 33 y 34, Tabla). Finalmente la cuarta zona es la de Mixcoac, donde se registro un evento el 16 de diciembre de magnitud 2.4 (evento 36, Tabla).

REFERENCIAS

- Havskov, J. (1982). The earthquake swarm of February 1981 in México City. *Geofis. Int.*, 17, 222-229.
- Havskov, J. (1997). The seisan earthquake analysis software for the IBM PC and SUN, version 6.0, Reporte Interno del Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Allégaten 41, 5007 Bergen, Noruega.

Sismicidad en la cuenca de México y regiones aledañas durante 1999

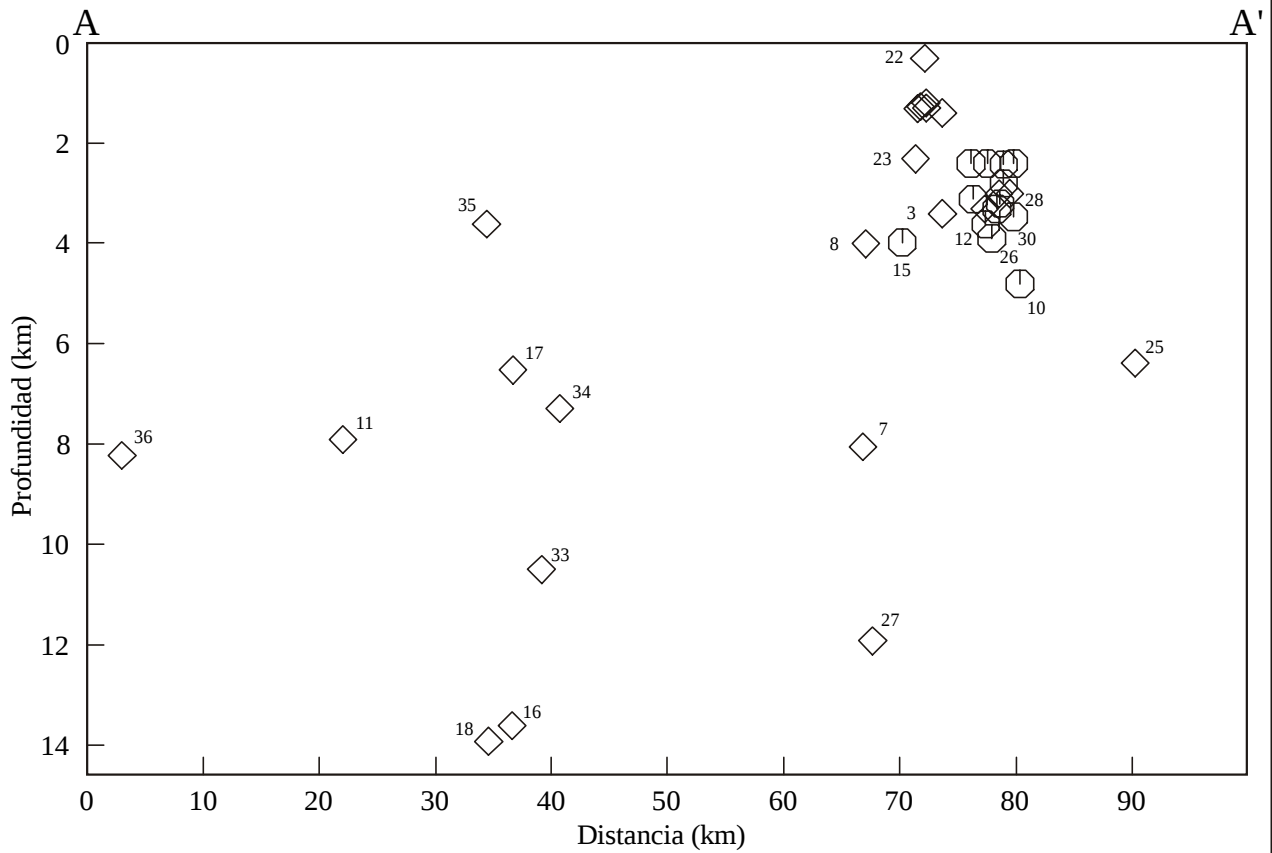
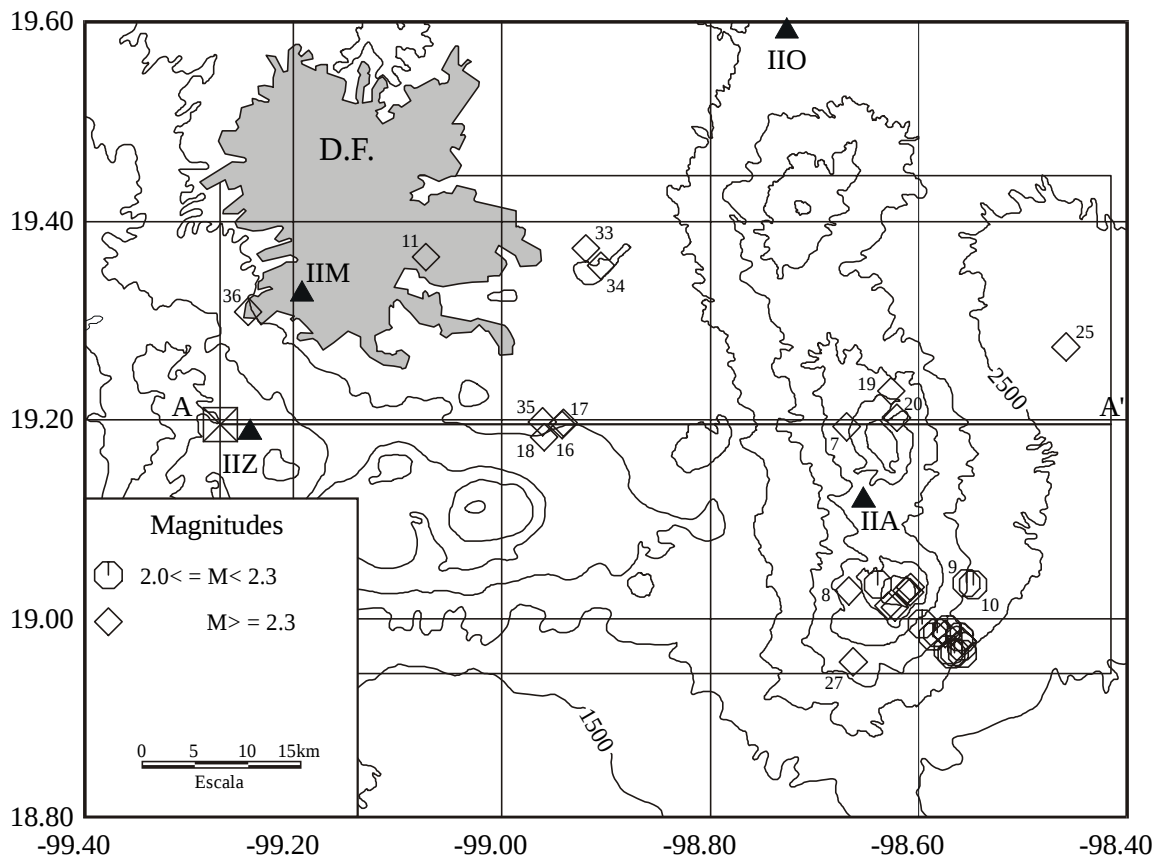


Tabla. Parámetros hipocentrales de sismos analizados dentro y fuera de la Cuenca de México durante 1999

#	Fecha A M D	Origen h m seg	Lat. °N	Lon. °O	Prof. km	No.	rms	MI	Región
1	99 01 01	05 27 30.2	18.982	-98.586	2.4	13	0.1	2.2	Atlixco
a	99 01 04	23 22 58.1	20.166	-99.023	0.9	8	0.5	2.8	Landa de Matamoros
2	99 01 09	07 26 46.8	19.027	-98.610	1.4	14	0.1	2.4	Popocatepetl
3	99 01 15	05 53 47.4	19.032	-98.608	3.4	14	0.1	2.7	Popocatepetl
4	99 02 09	14 46 13.5	18.980	-98.566	3.3	12	0.2	2.2	Atlixco
5	99 02 18	02 00 34.9	18.980	-98.564	3.0	14	0.1	2.4	Atlixco
6	99 03 17	12 32 17.3	18.972	-98.575	3.3	12	0.2	2.3	Atlixco
7	99 03 19	20 02 47.4	19.194	-98.669	8.0	14	0.1	2.9	Iztaccíhuatl
8	99 03 23	20 13 14.0	19.028	-98.667	4.0	14	0.2	2.3	Popocatepetl
b	99 03 24	02 14 33.2	20.405	-99.146	1.4	6	0.4	2.8	San Miguel de la Cal
9	99 04 04	17 40 50.1	19.036	-98.554	2.4	14	0.1	2.2	Popocatepetl
10	99 04 05	14 45 18.5	19.034	-98.548	4.8	13	0.1	2.2	Popocatepetl
11	99 04 06	13 20 03.3	19.364	-99.072	7.9	5	0.4	2.3	Agrícola Oriental
12	99 04 08	04 14 04.0	18.989	-98.573	3.6	13	0.2	2.2	Atlixco
13	99 04 10	03 35 23.5	18.986	-98.584	3.1	12	0.2	2.2	Atlixco
14	99 04 26	14 54 27.6	18.971	-98.561	2.8	13	0.1	2.2	Atlixco
15	99 05 16	23 19 44.7	19.035	-98.639	4.0	13	0.3	2.1	Popocatepetl
16	99 05 19	20 23 03.9	19.196	-98.941	13.6	13	0.5	2.5	Milpa Alta
17	99 05 22	06 56 24.7	19.198	-98.941	6.5	9	0.3	2.3	Milpa Alta
18	99 06 07	00 24 12.5	19.183	-98.959	13.9	4	0.5	2.6	Milpa Alta
19	99 06 12	11 32 18.4	19.229	-98.626	1.3	10	0.3	2.4	Iztaccíhuatl
20	99 06 12	14 10 05.2	19.202	-98.621	1.2	18	0.5	2.4	Iztaccíhuatl
21	99 06 12	17 06 05.4	18.980	-98.574	2.4	14	0.1	2.2	Atlixco
22	99 06 16	19 26 49.0	19.012	-98.622	0.3	14	0.1	2.7	Popocatepetl
23	99 06 16	19 38 15.4	19.013	-98.629	2.3	14	0.1	2.5	Popocatepetl
24	99 06 16	19 57 59.3	19.019	-98.622	1.3	14	0.2	2.4	Popocatepetl
25	99 06 20	09 11 57.8	19.274	-98.459	6.4	21	0.6	2.6	Tlaxcala
26	99 07 01	20 35 24.7	18.968	-98.570	3.9	14	0.1	2.2	Atlixco
27	99 07 04	16 12 36.8	18.957	-98.663	11.9	14	0.1	2.3	Popocatepetl
28	99 07 15	01 53 54.3	18.977	-98.557	3.0	14	0.1	2.6	Atlixco
29	99 07 15	13 23 01.9	18.983	-98.561	2.4	14	0.1	2.2	Atlixco
30	99 07 21	09 45 55.9	18.970	-98.555	3.5	14	0.1	2.2	Atlixco
31	99 07 28	06 54 18.1	18.976	-98.564	3.5	14	0.1	2.2	Atlixco
32	99 08 26	14 52 30.2	18.984	-98.564	3.2	13	0.1	2.2	Atlixco
33	99 11 13	17 43 20.2	19.371	-98.919	10.5	5	0.3	2.3	Texcoco
34	99 11 14	22 34 54.2	19.355	-98.905	7.3	5	0.3	2.3	Texcoco
35	99 12 07	13 52 48.5	19.198	-98.961	3.6	8	0.4	2.7	Milpa Alta
36	99 12 16	04 25 34.1	19.329	-99.243	8.2	5	0.2	2.4	Mixcoac

#: Número del evento; Prof: Profundidad; No: Número de fases; rms: error cuadrático medio; MI: magnitud local

Lermo, J., J.Soto, A.Huidobro, J.Cuenca, H.Mijares, C.Meza y J.Flores (1997). Análisis preliminar de la sismicidad en la cuenca de México y zonas aledañas, *Memorias del XI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, 1, Veracruz, Ver., México, 205-215.

Lermo, J. y Havskov, J. Sistema de información sismotelemétrica de México (SISMEX), calibración de las estaciones sísmicas y análisis preliminar de la sismicidad en la cuenca de México, 1993-1997, Reporte Técnico, Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway, pp.150, Octubre 1997.

Lienert, B.R. and Havskov, J. (1995). HYPOCENTER 3.2. A computer program for locating earthquakes locally, regionally and globally, *Seismological Research Letters*, 66, 26-36.

Rodríguez, M., J. Lermo, F. Chávez y R. Castro. El Temblor del 7 de febrero de 1984 en Juchitepec, México, Informe Interno del Instituto de Ingeniería, UNAM; Proyecto 4707, mayo 1984.

UNAM and CENAPRED Seismology Group (1995). The Milpa Alta earthquake of January 21, 1995, *Geofis. Int.* 34, 335-362.

SISMICIDAD DEL NOROESTE DE MÉXICO

GRUPO RESNOM

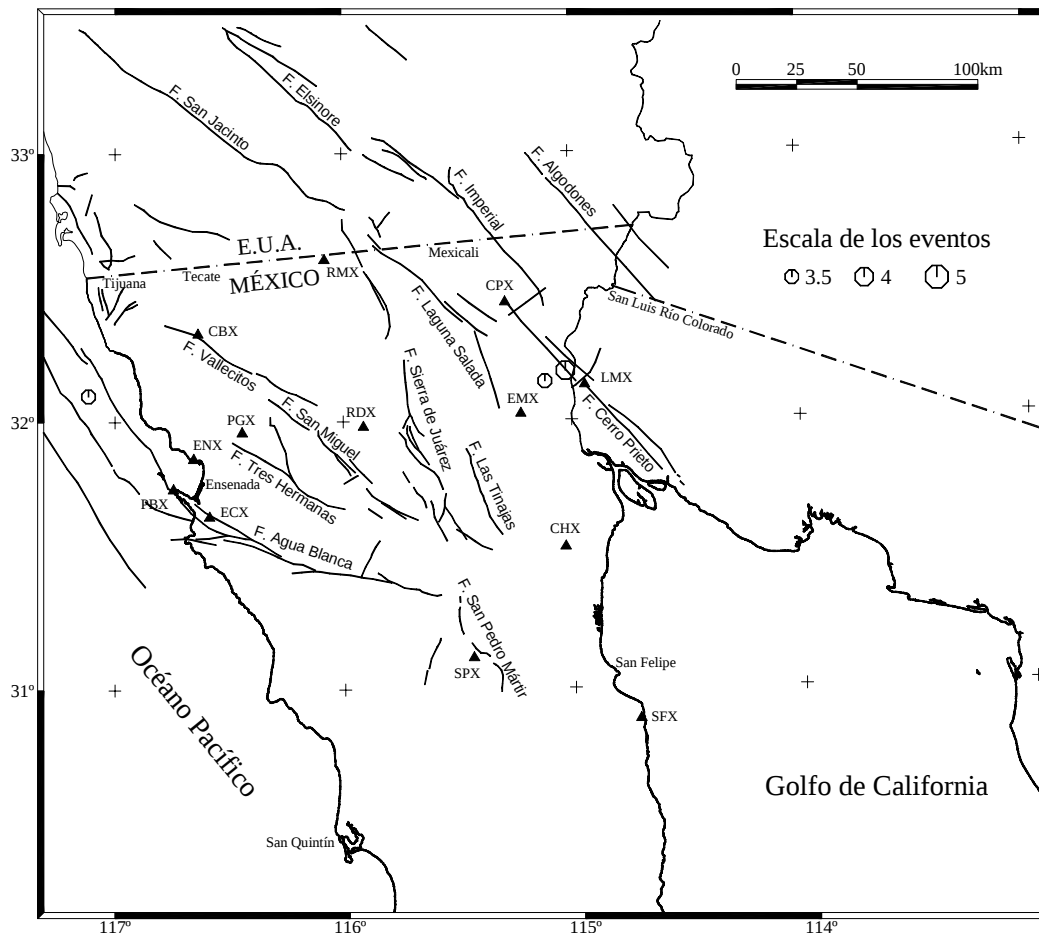
Depto. de Sismología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Apdo. Postal #2732, Ensenada, B.C., 22860, México
E-mail: resnor@cicese.mx

Este Boletín de Información Sísmica tiene como objetivo difundir las localizaciones de los sismos registrados por la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM), en la región norte de Baja California y áreas adyacentes con magnitudes $M \geq 3.5$ en el período comprendido de **Enero - Abril del 2000**.

La localización de los temblores se realiza con el programa HYPO71 (Lee y Lahr, 1995), en combinación con los modelos de corteza propuestos por Reyes (1979) para el Valle de Mexicali y por Nava y Brune (1982) para el Macizo Roco en Baja California Norte. La profundidad de los eventos (PROF) se reporta en kilómetros y cuando la fija el operador se indica con un asterisco. El error cuadrático medio (RMS) lo calcula el programa HYPO71 con los residuales de los tiempos de viaje. En la tabla de coordenadas epicentrales también se indica el número de lecturas empleadas para la localización de los eventos. La magnitud MD se estima con la duración del registro usando las relaciones empíricas propuestas por González y García (1986).

REFERENCIAS

- González-G., J.J. y García-A. R., 1986, Escala de magnitud-coda para estaciones sismográficas en el norte de Baja California, Resumen extenso en Memorias de la Reunión 1986 de la Unión Geofísica Mexicana, A.C., p. 399-406.
- Lee, W.H. and Lahr J.C., 1975, HYPO 71 (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, U.S. Geological Survey, Open-file rept., 75-311.
- Nava, F.A. and Brune J.N. 1982, An earthquake-explosion reversed refraction line in the peninsular ranges of Southern California and Baja California, Bulletin of the Seismological Society of America, 72, 1195-1206.
- Reyes A., 1979, Estudio de microsismicidad del sistema de fallas transformadas Imperial-Cerro Prieto, Informe Técnico GEO79-01, CICESE, 114 p.



TIEMPO				COORDENADAS							REGIÓN
DÍA	HR	MN	SEG	LAT. N	LON. O	PROF.	M _p	RMS	NO		
ABRIL 2000											
04	07	47	49.42	32°05.81'	117°06.95'	5.41	3.6	0.16	16	Localizado a 49 km al noroeste de ENX. (frente a las costas de B.C.).	
25	14	06	26.90	32°10.92'	115°01.42'	18.79	4.2	0.16	11	Localizado a 10 km al noroeste de LMX. (sentido en la Estación Coahuila, Luis B. Sánchez y al sur de Mexicali, B.C.).	
25	17	08	17.24	32°08.65'	115°06.90'	12.21	3.6	0.25	13	Localizado a 15 km al noroeste de LMX.	

GRUPO RESNOM: Luis Munguía Orozco, Luis Orozco León, Julia del Carmen Sánchez Rodríguez, Oscar Gálvez Valdéz, Francisco J. Farfán Sánchez, Ignacio Méndez Figueroa, Luis Inzunza Romero, Ruth Eaton Montaña.

DIRECTORIO DE MIEMBROS DE LA UGM 2000

La base de datos de la Unión Geofísica Mexicana, A.C., contiene información general de los miembros así como la información de la antigüedad de sus membresías. En ella, se ha asignado a cada miembro un número de afiliación que permitirá efectuar búsquedas más eficientes acerca de su status. La base de datos permitirá tener, también, un historial por miembro de la asistencia a las reuniones.

Con base en este directorio se efectuarán los envíos de los números de las revistas **GEOS** y **GEOFÍSICA INTERNACIONAL**. Por lo anterior, los invitamos a que verifiquen si sus datos están correctos y completos y, en caso de que exista algún error u omisión, nos lo hagan saber vía correo electrónico ugm@cicese.mx o por medio de nuestra página (<http://www.ugm.org.mx>), para evitar cualquier anomalía. Junto con el primer número de **GEOS** de cada año estaremos enviando una credencial de afiliación, la cual le permitirá identificarse para recibir precios especiales en la adquisición de los libros y revistas que la UGM edita; así como obtener precios especiales en la Reunión Anual.

Finalmente, agradeceremos que divulgue la existencia de este directorio entre sus compañeros de institución, con el fin de que aquellas personas que por algún error no hayan recibido las revistas puedan conocer su situación.



Rolando Labacha

Miembro # 999

Reunión Anual 2000
Puerto Vallarta, México
30-Octubre al 3-Noviembre del 2000

E-mail: ugm@cicese.mx
Internet: <http://www.ugm.org.mx>

UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C. - Miembros 2000

No.	Miembro	1997	1998	1999	2000	Nombre	Institución	División o Instituto	Depto. o Facultad	E-mail
1	678	X				Aceves Quesada Fernando	UNAM	Geofísica	Vulcanología	gjad@servidor.unam.mx
2	20	X	X	X		Aguirre Díaz Gerardo J.	UNAM	UNICIT	Campus Juriquilla	ag@culer.ingen.unam.mx
3	797				X	Aguirre González Jorge	UNAM	Ingeniería	Ingeniería Sismológica	ag@culer.ingen.unam.mx
4	16	X	X	X		Alaniz Álvarez Susana A.	UNAM	UNICIT	Campus Juriquilla	alaniz@servidor.unam.mx
5	271		X	X		Alatorre Zamora Miguel Angel	UNAM	CUCEI	Físico Matemáticas	meaz@quetzalcoatl.igeofcu.unam.mx
6	19	X	X	X	X	Alatríste Vilchis David Rey	IMP	Exploración y Producción	Prospección Geofísica	adavid@quetzalcoatl.igeofcu.unam.mx
7	688	X	X	X	X	Alva Valdivia Luis Manuel	UNAM	Geofísica	Paleomagnetismo	laiva@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
8	4	X	X	X	X	Álvarez Borrego Josué	CICESE	Física Aplicada	Óptica	josue@cicese.mx
9	3	X	X	X	X	Álvarez Borrego Saúl	CICESE	Oceanología	Ecología	saul@cicese.mx
10	676	X				Álvarez Manilla Alfonso				
11	267	X			X	Álvarez Sánchez Luis G.	CICESE	Oceanología	Oceanografía Física	lalvarez@cicese.mx
12	272				X	Amador Buenrostro Alberto	CICESE	Oceanología	Oceanografía Física	dinmar@cicese.mx
13	8	X	X	X	X	Aragón Arreola Manuel de J.	GEOMAQUE	Geología	Geología	geomaque@hn2.com
14	283			X	X	Aranda Gómez Jorge Javier	UNAM	UNICIT		gjad@servidor.unam.mx
15	18	X		X	X	Arellano Gómez Víctor Manuel	IIIE	Geotermia		vag@exp2.ile.org.mx
16	278		X			Arellano Guadarrama José Fco.	CFE	Residencia de Estudios	Exploración	
17	21		X			Armenta Hernández María A.	UNAM	Geofísica	Química Analítica	victoria@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
18	13			X		Arredondo Fragozo Jesús	CFE	Geotermia	Proyectos Geotermoelectricos	cfefinf@mail.giga.com
19	10			X		Arzate Flores Jorge Arturo	UNAM	UNICIT	Exploración Geofísica	arzatej@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
20	757			X		Avila Serrano Guillermo E.	UABC		Ciencias Marinas	gavila@bahia.ens.uabc.mx
21	287	X	X	X		Axen Gary	UCLA	Earth and Space Sciences		gaxen@ess.ucla.edu
22	296	X	X	X	X	Bandy William L.	UNAM	Geofísica	Exploración Geofísica	bandy@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
23	28	X	X	X	X	Barajas Díaz Pablo	ITESO		Habitat y Desarrollo Urbano	
24	30	X		X	X	Barragán Reyes Rosa María	IIIE	Geotermia		rmb@ile.org.mx
25	802			X		Bautista Belmonte Aaron	IPN	CIDIR OAXACA	Protección Ambiental	simenez@vnmred.ipn.mx
26	701			X		Bautista Romero José Jesús	CIBNOR	Impacto Ambiental y Cambio Climático		jbautro@cibnor.mx
27	305		X			Beier Martín Emilio José	CICESE	Oceanología	Oceanografía Física	ebeier@cicese.mx
28	26	X	X			Bermúdez Angulo María Luisa	UNAM	Ingeniería	Ingeniería Sismológica	maria@gea.ingen.unam.mx
29	461			X		Bermúdez Juárez María Blanca	BUAP		Ciencias Físico Matemáticas	bbj@xanum.uam.mx
30	711		X			Bernal Franco Gladys	UABC	Investigaciones Oceanológicas	Gequímica Ambiental	gbernal@bahia.ens.uabc.mx
31	41			X		Birkle Peter	IIIE	Geotermia		birkle@ile.org.mx
32	37	X	X	X	X	Bohnel Norbert Harald	UNAM	UNICIT	Campus Juriquilla	harald@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
33	34		X			Brassea Ochoa Jesús	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geofísica Aplicada	brassea@cicese.mx
34	27	X		X	X	Bravo Cabrera José Luis	UNAM	Geofísica	Observación de Radiación Solar	lbravo@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
35	24	X		X	X	Brito Castillo Luis	CIBNOR	Unidad Guaymas	Hidrología	lbrito@cibnor.mx
36	32	X	X			Buendía Carrera Enrique	UNAM	Ciencias de la Atmósfera	Teoría del Clima	
37	632	X	X	X	X	Bulgakov Sergey N.	UDG	Astronomía y Meteorología	Física	sbulgano@udg.serv.cencar.udg.mx
38	536	X	X			Burrola Sánchez María Sara	CIBNOR	Zona Costa		sburrola@cibnor.mx
39	324		X	X		Caballero Miranda Cecilia	UNAM	Geofísica	Exploración Geofísica	maga@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
40	704			X		Cabral Cano Enrique	UNAM	Geofísica	Geomagnetismo y Exploración	ecabral@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
41	51		X	X	X	Calmus Thierry	UNAM	Geología	Estación Regional del Noroeste	calmus@servidor.unam.mx
42	246		X	X	X	Campa Uranga María Fernanda	UAG	Ciencias de la Tierra		
43	325	X	X		X	Campos Enrique Oscar	UNAM	Geofísica	Exploración Geofísica	ocampos@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
44	480			X		Candela Pérez Julio	CICESE	Oceanología	Oceanografía Física	candela@cicese.mx
45	581	X	X	X	X	Cañón Tapia Edgar	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geología	ecanon@cicese.mx
46	52	X	X	X	X	Carbajal Pérez Noel	UNAM	Ciencias del Mar y Limnología	Est. Inv. Marinas Mazatlán	noelc@ola.icmyl.unam.mx
47	557	X				Carbonell Ramón	CSIC	Ciencias de la Tierra	Geofísica	rcarbonell@ija.csic.es
48	54		X			Carcone José M.		Observatorio Geofísica Sperime		
49	321	X				Cárdenas Soto Martín	UNAM	Ingeniería	Ingeniería Sismológica	martin@hermes.ingen.unam.mx
50	331	X			X	Carrasco Núñez Gerardo	UNAM	UNICIT/Geología	Geología Regional	gerardoc@servidor.unam.mx
51	330	X	X		X	Carreño Ana Luisa	UNAM	Geología	Paleontología	anacar@servidor.unam.mx
52	694			X		Carrillo García Verónica Karina	CENAM	Óptica	Metrología Física	vcarril@cenam.mx
53	663	X	X	X		Castrejón González Israel	UAG	Ciencias de la Tierra		
54	541	X		X	X	Castrejón Pineda Héctor R.	UNAM	Ciencias de la Tierra	Geofísica	castrej@scabe.fi-a.unam.mx
55	47	X	X	X	X	Castro Escamilla Raúl	CICESE	Ciencias de la Tierra	Sismología	raul@cicese.mx
56	45	X		X		Castro Gorea Renato	UNAM	Geofísica	Vulcanología	
57	49					Castro Leyva Teresa	IMP		Exploración y Producción	
58	53		X		X	Cerca Martínez Luis Mariano	UNAM	UNICIT/Geología	Geología	mcerca@unicit.unam.mx
59	664	X	X			Charre Maiza Adolfo Salomé	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geofísica Aplicada	acharre@cicese.mx
60	65				X	Chávez Cabello Gabriel	UNAM	Ciencias de la Tierra		gachavez@ccr.dsi.unam.mx
61	68		X	X	X	Chávez Pérez Sergio	U NEVADA	Sismological Laboratory	School of Mines	
62	624	X				Cifuentes Gerardo	UNAM	Geofísica	Geomagnetismo y Exploración	gercifue@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
63	726		X	X	X	Cisneros Stojanowski Gerardo	SILICON GRAPHICS			gerardo@cray.com
64	805				X	Concha Dimas Aline	U NEVADA	Mackay School of Mines	Geological Sciences	aline@scs.unr.edu
65	736			X		Contreras Pérez Juan	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geología	juanc@cicese.mx
66	558	X	X	X		Córdoba Barba Diego	UCM	Ciencias de la Tierra	Geofísica	dcordoba@eucmos.sim.ucm.es
67	683		X	X		Corona Chávez Pedro	UMICH	Investigaciones Metalúrgicas	Geología	pcorona@zeus.ccu.umich.mx
68	58	X				Corona Ruiz Martín	CFE	Campo Geotérmico Cerro Prieto		
69	566	X				Correa Mora Francisco	UNAM	Geofísica	Geoquímica y Exploración	pancho@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
70	723		X	X		Cortés Cortés Abel	UCOL	Observatorio Vulcanológico		corfes@cpcg.ucol.mx
71	699			X	X	Cruz Atienza Víctor Manuel	FJBS	Investigación Sísmica, A.C.	Coordinación de Geofísica	victor@ollin.igeofcu.unam.mx
72	59	X	X	X	X	Cruz Castillo Manuel	IMP	Exploración Geofísica		
73	309	X				Cuenca Julio César	UNAM	Ingeniería		
74	686		X			Cupul Magaña Amílcar Levi	UDG		Recursos Naturales	cmagana@vallarta.cuc.udg.mx
75	559	X	X	X		Dahobetia Juan José	CSIC	Ciencias de la Tierra	Geofísica	jdahobetia@ija.csic.es
76	342	X				Davydova Belifskaya Valentina	UDG	Astronomía y Meteorología	Física	vdavidov@udg.serv.cencar.udg.mx
77	69	X	X	X	X	De Cserna Gombos Zoltan	UNAM	Geología	Geología Regional	
78	72		X	X		De la Cruz Reyna Servando	UNAM	Geofísica	Vulcanología	sdelecr@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
79	73			X		De León Gómez Héctor	UNAM	Ciencias de la Tierra		hdeleon@ccr.dsi.unam.mx
80	784			X	X	Del Río Jesús Antonio	UNAM	CIE	Termociencias	antonio@servidor.unam.mx
81	82	X	X	X	X	Delgado Argote Luis Alberto	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geología	delgado@cicese.mx
82	75	X		X		Delgado Contreras Juan Antonio	CICESE	Oceanología	Oceanografía Física	delgado@cicese.mx
83	338		X	X	X	Delgado Granados Hugo	UNAM	Geofísica	Sismología y Vulcanología	hugo@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
84	688		X	X	X	Díaz Navarro Ricardo	IMP	Exploración Geofísica		ricky@orion.expl.imp.mx
85	454	X	X	X	X	Diego Orozco Arturo	IMP	Exploración y Producción	Geofísica	arturo@orion.expl.imp.mx
86	84			X		Dominguez Reyes Tonatiuh	UCOL	Ciencias del Ambiente		tonatiuh@ucol.mx
87	341	X	X	X	X	Dworak Robinson Juan A.	SEP	Tecnológico del Mar	Investigación	
88	573	X				Elias Herrera Mariano	UNAM	Geología	Geología Regional	elias@servidor.unam.mx
89	86	X	X	X	X	Esparráz Hernández Francisco	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geofísica Aplicada	fesparz@cicese.mx
90	580			X		Escalona Alcázar Felipe de J.	JAZ	Ingeniería de Minas, Metalurgia y Geol.		fescalona@hotmail.com

UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C. - Miembros 2000 (continuación)

No.	Miembro	Calle	Colonia	Ciudad	Estado	País	C.P.	A.P.
1	678	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
2	20	Campus Juriquilla/Dom. Conocido		Juriquilla	Qro.	México	76001	1-742
3	797	Nardo #2, Xallocán	Xochimilco	México	D.F.	México	16090	70-472
4	16	Campus Juriquilla/Dom. Conocido		Juriquilla	Qro.	México	76001	1-742
5	271	Prol. el Mediero #517 Mod. F-201	San Gilberto	Zapopan	Jal.	México	45150	
6	19	Temaca #6241	Aragón Inguarán	México	D.F.	México	07820	
7	668	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
8	4	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
9	3	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
10	676	Ciruito Jardín #356-3	Alamos 3a	Querétaro	Qro.	México	76160	
11	267	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
12	272	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
13	8	181, Univ. Av. Suite 1210		Toronto	ON	Canadá	M5h3M7	
14	283	Campus Juriquilla/Dom. Conocido		Juriquilla	Qro.	México	76001	1-742
15	18	Reforma #113	Palmira	Temixco	Mor.	México	62490	1-475
16	278	Carret. Pascualito-Pescaderos Km 26.5	Cerro Prieto	Mexicali	B.C.	México	21100	3636
17	21	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
18	13	Alejandro Volta #655	Electricistas	Morelia	Mich.	México	58290	7-31
19	10	Campus Juriquilla/Dom. Conocido		Juriquilla	Qro.	México	76001	1-742
20	757	Km 106, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22830	453
21	287	UCLA - Box 951567		Los Angeles	CA.	USA	90095-1567	2732
22	296	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
23	28	Periférico Sur #8585		Tlaquepaque	Jal.	México	45090	31-175
24	30	Reforma #113	Palmira	Temixco	Mor.	México	62490	1-475
25	802	Meza de Anahuac # 17A	Volcanes	Oaxaca	Oax.	México		
26	701	Lic. Primo Verdad #206, Depto. 7	Zona Centro	La Paz	B.C.S.	México		128
27	305	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
28	26	Calle 128A #29-15 Depto. 403		Santa Fé de Bogotá	Bogotá	Colombia	70472	
29	461	Priv. 29 Ote. #1816	Mirador	Puebla	Pue.	México	72540	
30	711	Villa de San Miguel #36	San Miguel	Ensenada	B.C.	México	22760	
31	41	Apdo. Postal 1-475		Cuernavaca	Mor.	México	62001	1-475
32	37	Campus Juriquilla/Dom. Conocido		Juriquilla	Qro.	México	76001	1-742
33	34	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
34	27	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
35	24	Laureles #5A	Loma Dorada	Guaymas	Son.	México	85465	349
36	32	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
37	632	Av. Vallarta #2602	Sector Juárez	Guadalajara	Jal.	México	44130	
38	536	Km 2.35, Camino al Tular	Estero de Bacochibampo	Guaymas	Son.	México	85465	349
39	324	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
40	704	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
41	51	Apdo. Postal No. 908		Hermosillo	Son.	México	83000	1039
42	246	Hacienda Xajay #426	Hda. Echegaray	Naucalpan	EdoMéx	México	53300	
43	325	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
44	480	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
45	581	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
46	52	Apdo. Postal 811		Mazatlán	Sin.	México	82000	811
47	557	Luis Solé i Sabarís s/n		Barcelona	Barcelona	España	08028	
48	54	P.O. BOX 2011		Opicina	Trieste	Italy	34016	2011
49	321	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	70472
50	331	Apdo. Postal #1-742	Centro	Querétaro	Qro.	México	76001	1-742
51	330	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
52	694	Cerrada Heriberto Jara #18	F. V. Querétaro	Querétaro	Qro.	México	76000	
53	663	Ex-hacienda de San Juan Bautista		Taxco el Viejo	Gro.	México	40200	197
54	541	10 Ote. Mz. 33, L. 6	Isidro Fabela	México	D.F.	México	14030	
55	47	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
56	45	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
57	49	Oficina de Correo		Cd. del Carmen	Camp.	México	24101	224
58	53	Apdo. Postal #1-742	Centro	Querétaro	Qro.	México	76001	1-742
59	664	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
60	65	Km. 8, Carret. Linares-Cerro Prieto	Hacienda de Guadalupe	Linares	N.L.	México	67700	104
61	68	Sheliland # 348	Cosmopolita	Azcapotzalco	EdoMéx	México		
62	624	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
63	726	Av. Vasco de Quiroga #3000	Santa Fé	México	D.F.	México	01210	
64	805	Mackay School of Mines/172		Reno	Nevada	USA	89557-0138	
65	736	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
66	558	Av. Complutense s/n		Madrid	Madrid	España	28040	
67	683	Edif. U. Universidad Michoacana	Ciudad Universitaria	Morelia	Mich.	México	58000	
68	58	Carret. Pascualito-Pescaderos Km 26.5	Cerro Prieto	Mexicali	B.C.	México	21100	
69	566	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
70	723	Av. 25 de Julio #965	Villas San Sebastián	Colima	Col.	México	28045	
71	699	5 de Mayo #117	Tepepan	México	D.F.	México	16020	
72	59	Av. Volcán Ferdinandina #92	El Mirador	México	D.F.	México	14449	
73	309	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
74	686	Av. Universidad #203	Delegación Ixtapa	Puerto Vallarta	Jal.	México		
75	559	Luis Solé i Sabarís s/n		Barcelona	Barcelona	España	08028	
76	342	Av. Vallarta #2602	Sector Juárez	Guadalajara	Jal.	México	44130	
77	69	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
78	72	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
79	73	Km. 8, Carret. Linares-Cerro Prieto	Hacienda de Guadalupe	Linares	N.L.	México	67700	104
80	784	Apdo. Postal 34		Temixco	Mor.	México	62590	34
81	82	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
82	75	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
83	338	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
84	688	Hacienda Ajulapán #107	Hda. Echegaray	Naucalpan	EdoMéx	México	53310	
85	454	Eje Central Lázaro Cárdenas #152	San Bartolo Atepehuacán	México	D.F.	México	07730	
86	84	Av. Universidad #333		Colima	Col.	México		
87	341	Km 4, Carret. a Varadero Nacional	Sector Playitas	Guaymas	Son.	México	85425	742
88	573	Ciruito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
89	86	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
90	580	Catizada de la Universidad s/n		Zacatecas	Zac.	México	98000	

UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C. - Miembros 2000										
No.	Miembro	1997	1998	1999	2000	Nombre	Institución	División o Instituto	Depto. o Facultad	E-mail
91	87	X	X	X	X	Espindola Castro Juan Manuel	UNAM	Geofísica	Vulcanología	jme@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
92	88	X	X	X	X	Espinosa Cardena Juan Manuel	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geofísica Aplicada	espinos@cicese.mx
93	92	X				Fabriel Beauville Hubert	BRGM	Geophysics and Geological Imagery		h.fabriel@brgm.fr
94	346	X	X	X	X	Farreras Sanz Salvador	CICESE	Oceanología	Oceanografía Física	sfarrera@cicese.mx
95	91	X	X			Ferrari Pedraglio Luca	UNAM	UNICIT	Campus Juriquilla	luca@servidor.unam.mx
96	137	X	X	X		Filonov Anatoly E.	UDG	CUCEI	Físico Matemáticas	aifilonov@udgse.cencar.udg.mx
97	97	X	X			Fletcher John M.	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geología	lfetche@cicese.mx
98	679	X				Flores Cruz Fernando				
99	803				X	Flores Estrella Hortencia	UNAM	Ingeniería		
100	348	X	X	X	X	Flores Luna Carlos Francisco	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geofísica Aplicada	cflores@cicese.mx
101	675	X	X	X	X	Forsythe Lance	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geología	forsythe@cicese.mx
102	96	X	X	X	X	Frez Cárdenas José	CICESE	Ciencias de la Tierra	Sismología	jofrez@cicese.mx
103	680	X	X	X	X	Fuentes Vargaz Carlos	UNAM	Geofísica	Sismología	carlos@ollin.igeofcu.unam.mx
104	108	X	X	X	X	Galicia Pérez Marco Antonio	UCOL	CEUNIVO		galicia@volcan.ucoi.mx
105	578	X	X			Gallegos Cruz Apolonio	IPN	Ciencias Básicas	Física	
106	755				X	Garatza Payan Jaime				
107	101	X	X	X	X	García Abdeslem Juan	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geofísica Aplicada	igarcia@cicese.mx
108	104	X	X	X	X	García Arthur Rosalia	CICESE	Ciencias de la Tierra	Sismología	arthur@cicese.mx
109	373				X	García Barragán J.C.				
110	372				X	García Córdova Joaquín	CICESE	Oceanología	Oceanografía Física	joaquin@cicese.mx
111	368	X	X	X	X	García García Fernando	UNAM	Ciencias de la Atmósfera	Meteorología General	fdre@mivica.atmosfey.unam.mx
112	537			X		García Gutiérrez Alfonso	IE	Fuentes Alternas de Energía	Fuentes No Convencionales	agarcia@ie.org.mx
113	358		X	X	X	Garduño López Rene	UNAM	Ciencias de la Atmósfera		
114	100	X	X		X	Garduño Monroy Víctor Hugo	UMICH	Investigaciones Metalúrgicas	Ingeniería Química	vmonroy@zeus.cci.umich.mx
115	650			X		Garza Rocha Daniel	UANL	Ciencias de la Tierra		dgarza@ccr.dsi.uanl.mx
116	724		X	X	X	Gavilanes Ruiz Juan Carlos	UCOL	Observatorio Vulcanológico		gavilan@cgc.ucoi.mx
117	119	X	X	X	X	Gaviño Rodríguez Juan Heberto	UCOL	Oceanografía Física	Ciencias Marinas	gavinho@volcan.ucoi.mx
118	366		X	X	X	Gay García Carlos	UNAM	Ciencias de la Atmósfera		
119	122	X	X	X	X	Glowacka Ewa	CICESE	Ciencias de la Tierra	Sismología	glowacka@cicese.mx
120	353					Gómez González Juan Martín	UNAM	UNICIT	Sismología	gomez@conin.unicit.unam.mx
121	811				X	Gómez López David Roberto	UNAM			
122	121	X	X	X	X	Gómez Treviño Enrique	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geofísica Aplicada	egomez@cicese.mx
123	112	X	X	X	X	Gómez Valdés José	CICESE	Oceanología	Oceanografía Física	igomez@cicese.mx
124	672	X	X	X	X	González Fernández Antonio	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geología	mindundi@cicese.mx
125	113	X	X			González García José Javier	CICESE	Ciencias de la Tierra	Sismología	javier@cicese.mx
126	774				X	González Ibarra Alfonso	IMP	Exploración y Producción	Prospección Geofísica	agibarra@imp.mx
127	118		X			González Morales Carlos A.	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geofísica Aplicada	cgonzalez@cicese.mx
128	99			X	X	González Morán Tomás	UNAM	Geofísica	Recursos Naturales	lglez@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
129	807				X	González Yajimovich Oscar	UABC	Geología	Ciencias Marinas	
130	690		X			Gorsline Donn S.	USC		Earth Sciences	gorsline@earth.usc.edu
131	370	X	X		X	Graef Ziehl Federico	CICESE	Oceanología	Oceanografía Física	igraef@cicese.mx
132	388	X	X			Grajales Nishimura Manuel	IMP	Exploración Geofísica	Geociencias	grajales@geologia.unam.mx
133	570	X	X			Green Ruiz María de Jesús	UNAM	Ciencias del Mar y Limnología	Geología Marina	mgreen@ola.icmyl.unam.mx
134	111	X	X			Guerrero García José C.	UNAM	Geología	Geoquímica	josac@servidor.unam.mx
135	110			X		Guerrero Guadarrama José Luis	CFE	Geotermia	Proyectos Geotermoelectricos	geoexpl@nich1.telimex.net.mx
136	360				X	Guzmán Speziale Marco	UNAM	UNICIT	Campus Juriquilla	marco@ollin.igeofcu.unam.mx
137	126	X				Helenes Escamilla Javier	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geología	helenes@cicese.mx
138	125		X	X	X	Herguera García Juan Carlos	CICESE	Oceanología	Ecología	herguera@cicese.mx
139	572	X	X	X	X	Hernández Bernal María del Sol	UNAM	Geología	Geología Regional	msol@quetzalcoatl.igeofcu.unam.mx
140	582	X				Hernández Guerrero Joel	PEMEX	Integración e Interpretación	Activo Macuspana	zyanya@hotmail.com
141	564	X				Hernández Treviño Teodoro	UNAM	Geofísica	Exploración y Geomagnetismo	th@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
142	689		X			Herrera Charles Roberto	IPN	CITEDI		charles@citedi.mx
143	387		X	X	X	Hinojosa Corona Alejandro	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geología	ahino@cicese.mx
144	386			X		Huerta López Carlos I.	CICESE	Ciencias de la Tierra	Sismología	huerta@cicese.mx
145	669	X				Hughes Simón	UNAM	Geofísica	Vulcanología	shuhs@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
146	127	X	X	X		Huidobro González Adolfo	UNAM	Ingeniería	Ingeniería Sismológica	fermo@ini.ingen.unam.mx
147	128	X				Huizar Álvarez Rafael	UNAM	Geología	Geología Regional	huizar@servidor.unam.mx
148	719		X	X	X	Hutton Wallis	U. WISCONSIN	Geophysical		wallis@geology.wisc.edu
149	700			X		Iglesias Mendoza Arturo	FJBS	Investigación Sísmica, A.C.	Coordinación de Geofísica	amg@tornado.com.mx
150	722		X			Israde Alcántara Isabel	UMICH	Investigaciones Metalúrgicas	Ingeniería Civil	aisrade@zeus.ccu.umich.mx
151	131	X	X			Jacques Ayala Cesar	UNAM	Geología	Estación Regional del Noroeste	jacques@servidor.unam.mx
152	130		X			Jáuregui Ostos Ernesto	UNAM	Ciencias de la Atmósfera	Meteorología General	ejos@mivica.atmosfey.unam.mx
153	735			X		Jiménez Sergio	UABC			
154	133	X				Jiménez Illescas Angel R.	IPN	CICIMAR	Oceanología	ajimenez@ipn9021.ipn.mx
155	132	X				Jiménez Jiménez Zenón	UNAM	Geofísica	Sismología	zenon@igeofcu.unam.mx
156	752				X	Jódicek Hartmut	U. MUNSTER	Institu fur Geophysik		
157	395		X	X		Juárez Sánchez Faustino	UNAM	Geofísica	LUGIS	lino@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
158	153			X		Keller Torres Jaime	UNAM	Ciencias Básicas	Química	keller@servidor.unam.mx
159	238			X		Koshevaya Svetlana S.	INAOE			svetlana@tonali.inaoep.mx
160	135	X	X	X	X	Kostoglodov Vladimir	UNAM	Geofísica	Sismología	vladimir@ollin.igeofcu.unam.mx
161	640	X				Kotsarenko Nikola Y.	UNAM	Geofísica	Física Espacial	kotsaren@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
162	136	X				Kouzoub Nikolai	UANL	Ciencias de la Tierra		nkouzoub@ccr.dsi.uanl.mx
163	655	X		X	X	Kuraica Ogie	KINEMATICS	Sales Manager		sales@kmi.com
164	61			X		Lara Lara Rubén	CICESE	Oceanología	Ecología	rlara@cicese.mx
165	598	X				Lares Reyes María Lucila	CICESE	Oceanología	Ecología	lrares@cicese.mx
166	141	X	X	X		Lavin Peregrina Miguel F.	CICESE	Oceanología	Oceanografía Física	mlavin@cicese.mx
167	399	X	X			Lázaro Mancilla Octavio	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geofísica Aplicada	plazaro@cicese.mx
168	483	X	X	X	X	Ledesma Vázquez Jorge	UABC	Geología	Ciencias Marinas	ledesma@bahia.ens.uabc.mx
169	404	X		X	X	Lermo Samaniego Javier Foo.	UNAM	Ingeniería	Ingeniería Sismológica	fermo@ini.ingen.unam.mx
170	602	X				Lira Herrera Héctor	CFE	Residencia General de Cerro Prieto	Estudios	
171	730		X	X		Lluch Cola Daniel Bernardo	CIBNOR		Geología Marina	dblluch@cibnor.mx
172	731		X			Lluch Cola Salvador Emilio	CIBNOR		Geología Marina	
173	273		X			Lobato Sánchez René	IMTA	Hidrología	Hidrometeorología	rlobato@tajin.imta.mx
174	681			X		López Loera Héctor	UNAM	Geofísica	Geomagnetismo y Exploración	lopezdes@col1.telimex.net.mx
175	146	X			X	López Mariscal Juan Manuel	CICESE	Oceanología	Oceanografía Física	mllope@cicese.mx
176	691			X		López Martínez Juana	CIBNOR	Evaluación y Manejo de Recursos		lopez@cibnor.mx
177	145	X	X	X	X	López Martínez Margarita	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geología	marlopez@cicese.mx
178	398	X				Lozada Zumeeta Manuel	IMP	Exploración Geofísica		manuel@orion.explimp.mx
179	615	X	X			Machain Castillo María Luisa	UNAM	Ciencias del Mar y Limnología	Geología Marina	machain@ola.icmyl.unam.mx
180	653	X				Magaña Rueda Víctor Orlando	UNAM	Ciencias de la Atmósfera	Meteorología General	victor@belenos.atmosfey.unam.mx

UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C. - Miembros 2000 (continuación)

No.	Miembro	Calle	Colonia	Ciudad	Estado	País	C.P.	A.P.
91	87	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
92	88	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
93	92	117, Avenue de Luminy B.P. 167			Marsella ced 9	France	13276	
94	346	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
95	91	Campus Juriquilla/Dom. Conocido		Juriquilla	Qro.	México	76001	1-742
96	137	Rio Autlan #2180-34	Altas	Guadalajara	Jal.	México	44421	4-040
97	97	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
98	679	Antonia Nava s/n Esc. Pri. Makarenko	Carmen Serdán	México	D.F.	México	04910	
99	803	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
100	348	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
101	675	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
102	96	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
103	680	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
104	108	Apdo. Postal 275	Zona Centro	Manzanillo	Col.	México	28200	275
105	578	Té #950	Iztacalco	México	D.F.	México	08400	
106	755	5 de Feb. # 818 Sur	Centro	Cd. Obregón	Son.	México		
107	101	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
108	104	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
109	373			Hermosillo	Son.	México	83000	1039
110	372	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
111	368	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
112	537	Reforma #113	Palmita	Temixco	Mor.	México	62490	1-475
113	358	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
114	100	Av. Rey Taricuri #374-D	Villabell	Morelia	Mich.	México	58090	
115	650	Km. 8, Carret. Linares-Cerro Prieto	Hacienda de Guadalupe	Linares	N.L.	México	67700	104
116	724	Av. 25 de Julio #965	Villas San Sebastián	Colima	Col.	México	28045	
117	119	Apdo. Postal 275	Zona Centro	Manzanillo	Col.	México	28200	275
118	366	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
119	122	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
120	353	Campus Juriquilla/Dom. Conocido		Juriquilla	Qro.	México	76001	1-742
121	811							
122	121	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
123	112	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
124	672	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
125	113	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
126	774	Magdalena #410, Deplo. 303	Del Valle	México	D.F.	México	03100	14-805
127	118	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
128	99	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
129	807	Km 106, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22830	453
130	690			Los Angeles	CA.	USA	90089-0740	
131	370	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
132	388	Tokio #921-202B	Portales	México	D.F.	México	03300	
133	570	Explanada de la Azada y Crestón		Mazatlán	Sin.	México	82040	
134	111	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
135	110	Alejandro Volta #655	Electricistas	Morelia	Mich.	México	58290	7-31
136	360	Campus Juriquilla/Dom. Conocido		Juriquilla	Qro.	México	76001	1-742
137	126	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
138	125	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
139	572	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
140	582	Av. Sitio Grande #2000 Edif 3 1Piso	Fracc. Carrizal	Villahermosa	Tab.	México	86035	270
141	564	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
142	689	Av. del Parque #1310	Mesa de Otay	Tijuana	B.C.	México	22510	
143	387	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
144	386	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
145	669	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
146	127	Av. México #120	Del Carmen	México	D.F.	México	04100	
147	128	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
148	719	1215 West Dayton St.		Madison	WI	USA	53706	
149	700	Siracusa #130, Edif. 5-B-22	Lomas Estrella	México	D.F.	México	09890	
150	722	Edif. U, Universidad Michoacana	Ciudad Universitaria	Morelia	Mich.	México	58000	
151	131	De la Rivera #21		Hermosillo	Son.	México	83288	
152	130	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
153	735	Km 106, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22830	
154	133	Colegio Militar #192	Esterito	La Paz	B.C.S.	México	23020	592
155	132	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
156	752	Corrensstr 24 D-48149		Munster		Germany		
157	395	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
158	153	Fuente de la Juventud #64	Tecamachalco	Naucalpan	EdoMéx	México	53950	70-528
159	238			Puebla	Pue.	México		
160	135	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
161	640	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
162	136	Pedro Noriega #569 Sur		Linares	N.L.	México	67700	
163	655	222 Vista Avenue		Pasadena	CA.	USA	91107	
164	61	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
165	598	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
166	141	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
167	399	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
168	483	Km 106, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22830	453
169	404	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	70-472
170	602	Carret. Pascualito-Pescaderos Km 26.5	Cerro Prieto	Mexicali	B.C.	México	21100	
171	730	Apdo. Postal 128		La Paz	B.C.S.	México	23000	128
172	731	Km 0.5, al Conchalito		La Paz	B.C.S.	México	23000	
173	273	Paseo Cuauhnahuac #8532	Progreso	Jiutepec	Mor.	México	62550	
174	681	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
175	146	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
176	691	Retorno Mondorica #2056	Infonavit	La Paz	B.C.S.	México	23070	
177	145	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
178	398	Eje Central Lázaro Cárdenas #152	San Bartolo Atepehuacán	México	D.F.	México	07730	
179	615	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	70305
180	653	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	

UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C. - Miembros 2000

No.	Miembro	1997	1998	1999	2000	Nombre	Institución	División o Instituto	Depto. o Facultad	E-mail
181	542			X	X	Makarov Vyacheslav G.	IPN	CICIMAR	Oceanología	smakarov@redipn.ipn.mx
182	810				X	Malshewsky Peter G.	U. JENA	Institut fuer Geowissenschaften	Angewandte Geophysik	mail@geo.uni-jena.de
183	175	X				Marinone Moschetto Silvio G.L.	CICESE	Oceanología	Oceanografía Física	marinone@cicese.mx
184	157	X	X	X	X	Márquez Azúa Bertha	UDG	Estudios Históricos y Humanos	Geografía y Ordenación Territorial	bmarmarquez@cencar.udg.mx
185	677	X	X			Márquez González Álvaro	UCM	Petrología y Geoquímica	Ciencias Geológicas	alvaromg@eucmax.sim.ucm.es
186	319			X		Marshall Kyle Jeffrey	FRANKLIN MARSHALL	Keck Institute	Geosciences	k_marshall@landm.edu
187	673	X	X	X	X	Martín Alenza Beatriz	UCM	Ciencias de la Tierra	Geofísica	mindundi@cicese.mx
188	2	X	X	X	X	Martín Barajas Arturo	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geología	amartin@cicese.mx
189	748				X	Martínez Díaz de León Asdrúbal	UABC	Investigaciones Oceanológicas		
190	408	X	X	X		Martínez García Mario	CIBNOR	Dirección General		mmartine@cibnor.mx
191	156	X				Martínez Serrano Raymundo G.	UNAM	Geofísica	Exploración Geofísica	rms@tonatuh.igeofcu.unam.mx
192	630	X				Martínez Zatarain Alejandro	UDG	Astronomía y Meteorología	Física	amartine@udg.serv.cencar.udg.mx
193	808				X	Mascareño Gastelum Ramón A.	UAS			
194	667	X	X	X	X	Matthes Miguel	APASCO	Ingeniería	Geología	
195	697			X		Mazariegos Alfaro Rubén A.	U TEXAS PAN AMERICAN		Physics and Geology	rubenm@panam.edu
196	436	X				Mejía Trejo Adán	UABC	Investigaciones Oceanológicas	Oceanografía Física	amejia@bahia.ens.uabc.mx
197	164	X	X	X	X	Méndez Delgado Sósienes	UANL	Ciencias de la Tierra		somendez@ccr.dsi.uanl.mx
198	427			X		Mendíola Jiménez Francisco J.	CICESE	Dirección General		imendiol@cicese.mx
199	631		X			Meulenert Peña Angel R.	UDG	Astronomía y Meteorología	Física	ameulene@udg.serv.cencar.udg.mx
200	95	X				Michaud Francois	U PIERRE ET M. CURIE	Laboratoire de Géodynamique	UMR GeoSciences Azur	micho@ccr.obe-villfr.fr
201	709			X		Milan Valdés Marcos	IPN	ESIA	Geología	milan@maxico.com
202	167	X	X		X	Montesinos Silva Genaro	UGTO	Ciencias Agrícolas	Agronomía	genaros@dulcinea.ugto.mx
203	414		X	X		Monzón Cesar Octavio	UDG	CUCEI	Físico Matemáticas	monzon@cucei.udg.mx
204	450			X		Morales Blake Alejandro	UCOL	Oceanografía Física	Ciencias Marinas	mblake@volcan.ucoi.mx
205	421	X	X			Morán Zenleno Dante Jaime	UNAM	Geología	Geoquímica	dante@tonatuh.igeofcu.unam.mx
206	173	X	X	X	X	Morandi Soana María Teresa	U. DE LOS ANDES	Laboratorio de Geofísica	Ciencias	maria@ciens.ula.ve
207	619	X	X		X	Moriera Gutiérrez Carlos A.	UNAM	Geofísica	Sismología y Vulcanología	maria@olm.igeofcu.unam.mx
208	608	X				Moya Juan Carlos	U. COLORADO		Geological Sciences	moya@crespo.colorado.edu
209	439			X		Munehisa Sawada	CENAPRED			sawada@cenapred.unam.mx
210	160	X	X	X		Munguía Orozco Luis	CICESE	Ciencias de la Tierra	Sismología	lmunguia@cicese.mx
211	682			X	X	Muñoz Diosdado Alejandro	IPN	UPIBI	Biofísica	amunoz@acel.upibi.ipn.mx
212	434	X	X		X	Murrieta Hernández José Luis	UNAM			
213	176		X		X	Natividad Baizabal Miguel Ángel	UV	Meteorología Aplicada	Instrumentación Electrónica	
214	177	X	X	X	X	Nava Pichardo Alejandro	CICESE	Ciencias de la Tierra	Sismología	nava@cicese.mx
215	670	X	X			Nava Sánchez Enrique H.	IPN	CICIMAR	Oceanología	enava@vmredipn.ipn.mx
216	609			X		Nevárez Martínez Manuel Otilio	INP	CRIP Guaymas		nevarez@altavista.net
217	181	X	X		X	Nieto Samaniego Ángel Foo.	UNAM	UNICIT	Campus Juriquilla	afns@servidor.unam.mx
218	696		X	X		Norzagay Campos Mariano	UNAM	Geofísica	Exploración	nmunoz@debel.com.mx
219	182	X	X	X	X	Núñez Cornú Francisco Javier	UDG	CUC, Vallarta	Geografía y Ordenación Territorial	fcornu@vallarta.cuc.udg.mx
220	183	X	X	X		Ocampo Torres Francisco Javier	CICESE	Oceanología	Oceanografía Física	ocampo@cicese.mx
221	452	X		X	X	Ochoa De la Torre José Luis	CICESE	Oceanología	Oceanografía Física	ochoa@cicese.mx
222	455	X	X			Oda Noda Bertha	UNAM	Ciencias de la Atmósfera	Teoría del Clima y Predicción	
223	782			X		Oesterreich Masuch	UANL	Ciencias de la Tierra		dmasuch@ccr.dsi.uanl.mx
224	714		X	X		Oleshko Klaudia	UNAM	Geología	Edafología	sieba@servidor.unam.mx
225	568	X	X	X	X	Orozco Esquivel María Teresa	UNAM	Geología		morocho@ccr.dsi.uanl.mx
226	665	X	X	X		Orta Francisco	APASCO	Ingeniería	Geología	
227	652			X		Ortega Guerrero Marcos Adrián	UNAM	UNICIT/Geología	Hidrogeología	maog@servidor.unam.mx
228	466			X		Ortega Rivera María Amabel	UNAM	UNICIT/Geología		amabel@servidor.unam.mx
229	713		X	X		Ortiz Alemán Carlos	FJBS	Investigación Sísmica, A.C.	Coordinación de Geofísica	carlosa@servidor.unam.mx
230	809			X		Ortiz Sedano Arturo	UNAM			
231	789			X		Ostroumov Mikhail	UMICH	Investigaciones Metalúrgicas	Geología	
232	191	X	X	X	X	Pacheco Alvarado Francisco J.	UNAM	Geofísica	Sismología	javier@olm.igeofcu.unam.mx
233	549	X				Padilla Arredondo Gustavo	CIBNOR	Unidad Guaymas	Geología	gpadilla@cibnor.mx
234	189		X			Palma Guzmán Sergio Hugo	CFE	Geotermia		
235	190		X			Palma Pérez Oswaldo	CFE	Geotermia		
236	201	X	X	X	X	Pavía López Edgar	CICESE	Oceanología	Oceanografía Física	epavia@cicese.mx
237	205		X			Payero De Jesús Juan S.	JASD		Física	payero@tricom.net
238	202	X			X	Paz Moreno Francisco A.	USON	Ciencias Exactas y Naturales	Geología	paz@marina.geologia.uson.mx
239	66	X				Pedrin Aviles Sergio	CIBNOR	Zona Costa	Geología Marina y Geoquímica	spedrin@cibnor.mx
240	286			X	X	Peláez Salvador Roberto	UNAM	Ingeniería		pelaez@yahoo.com
241	706		X			Peraza Vizcarra Ramón	JAS	Ciencias del Mar		
242	200	X			X	Pereyra Díaz Domitilo	UV	Meteorología Aplicada	Instrumentación Electrónica	dpereyra@speedy.coacade.uv.mx
243	457		X	X		Pérez de Tejada Héctor	UNAM	CECIMAC	Física Especial	hector@ifunam.ifsicaen.unam.mx
244	463		X		X	Pérez Enriquez Román	UNAM	UNICIT	Campus Juriquilla	roman@tonatuh.igeofcu.unam.mx
245	576			X		Pérez García Ismael	UNAM	Ciencias de la Atmósfera	Teoría del Clima y Predicción	ismael@servidor.unam.mx
246	195		X	X		Pérez Rocha Luis Eduardo	FJBS	Investigación Sísmica, A.C.	Coordinación de Geofísica	
247	762			X		Pérez Sesma José Antonio A.	UV	Ciencias Atmosféricas		
248	197	X	X	X	X	Pérez Venzor José Antonio	UABCS	Ciencias del Mar	Geología	jperez@calafia.uabcs.mx
249	250	X	X		X	Peterson Villalobos Héctor	LIBRA			hbra@telnor.net
250	204			X		Pola Simuta Cosme	UANL	Ciencias de la Tierra		
251	671	X				Prieto Mendoza Jesús José	UABCS			jprieto@calafia.uabcs.mx
252	207	X				Quintero Lagorrela Odrancel	UNAM	Geología	Geología Regional	odrancel@servidor.unam.mx
253	788	X	X		X	Ramírez Aguilar Isabel	CICESE	Oceanología	Oceanografía Física	ramirez@cicese.mx
254	674	X	X	X	X	Ramírez Hernández Jorge	UABC	Ingeniería	Ciencias de la Tierra	ramirez@csiam1.mxi.uabc.mx
255	638		X	X	X	Ramírez Herrera María Teresa	UNAM	Geografía	Geografía Física	mteresa@igiris.igeograf.unam.mx
256	496	X	X	X	X	Ramírez Ruiz Juan José	JCOL	Observatorio Vulcanológico		
257	211	X	X	X	X	Ramírez Trejo Ana Rosa				
258	212	X				Ramírez Vázquez Carlos Ariel	JCOL	CICBAS	RESCO	carlosr@cgic.ucoi.mx
259	209			X		Ramos Jiménez Esteban	CENAPRED			eri@cenapred.unam.mx
260	693		X			Ramos Leal José Alfredo	IPN	CIIDIR OAXACA	Ingeniería Tecnológica	
261	208	X	X	X	X	Randall Roberts John	UGTO			randall@redes.int.com.mx
262	213	X		X	X	Rebollar Bustamante Cecilio J.	CICESE	Ciencias de la Tierra	Sismología	rebollar@cicese.mx
263	215	X	X	X	X	Reyes Dávila Gabriel Ángel	UCOL	CICBAS	RESCO	gabrielr@cgic.ucoi.mx
264	742			X		Reyes De la Gala Jorge	CICESE	Oceanología	Ecología	reyes@cicese.mx
265	746			X		Reyes Trujillo Javier	JACAMP	Programa de Corrosión Golfo de México		
266	595		X			Reyes Zamora César Alfonso	CICESE	Ciencias de la Tierra	Sismología	areyes@cicese.mx
267	221			X	X	Ripa Alsina Pedro	CICESE	Oceanología	Oceanografía Física	ripa@cicese.mx
268	717		X			Rocha Fernández José Luis	UV	Ciencias Atmosféricas	Instrumentación Electrónica	abrazas@speedy.coacade.uv.mx
269	490			X		Rodríguez Castañeda José Luis	UNAM	Geología		lrod@servidor.unam.mx
270	482	X				Rodríguez Castillo Ramiro	UNAM	Geofísica	Recursos Naturales	rdz@tonatuh.igeofcu.unam.mx

UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C. - Miembros 2000 (continuación)

No.	Miembro	Calle	Colonia	Ciudad	Estado	País	C.P.	A.P.
181	542	Av. IPN s/n	Playa Polo de Sta. Rita	La Paz	B.C.S.	México	23096	592
182	810	Privat: Erich-Weinert-Str. 1		Jena		Germany	07749	
183	175	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
184	157	Av. Maestros y Mariano Bárcena		Guadalajara	Jal.	México	44260	
185	677	Av. Complutense s/n		Madrid	Madrid	España	28040	
186	319	825 W. Chestnut St.		Lancaster	PA	USA	17604	717
187	673	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22830	
188	2	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
189	748	Km 106, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22830	453
190	408	Km 1, Carret. San Juan de la Costa	El Comitán	La Paz	B.C.S.	México	23000	128
191	156	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
192	630	Av. Vallarta #2602	Sector Juárez	Guadalajara	Jal.	México	44130	
193	808	Las Lichis #1839	Fracc. La Campiña	Culiacán	Sin.	México	80060	
194	667	Campos Eliseos #345, Piso 16	Polanco	México	D.F.	México	11550	
195	697	810 Pacific Ave.		Edinburg	TX	USA	78539	
196	436	Km 106, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22830	453
197	164	Km. 8, Carret. Linares-Cerro Prieto	Hacienda de Guadalupe	Linares	N.L.	México	67700	104
198	427	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
199	631	A las Praderas 320	Prados Vallarta	Zapopan	Jal.	México	45020	
200	95	La Darse B-P #48		Villefranche sur Mer	Paris	France	06230	
201	709	Acueducto #63	Acueducto	México	D.F.	México	01120	
202	167	Apdo. Postal #311		Irapuato	Gto.	México	36500	311
203	414	M. García Barragán y Corregidora		Guadalajara	Jal.	México	44421	
204	450	Villa Florencia #54	Fracc. Soleares	Manzanillo	Col.	México	28869	
205	421	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
206	173	Yagrumo, Quinta Frailejón	Sta. María Sur	Merida	Merida	Venezuela	05101	
207	619	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
208	608	1300, 30th, A1-24		Boulder	CO	USA	80303	
209	439	Av. Dellín Madrigal #665	Pedregal de Santo Domingo	México	D.F.	México	04360	
210	180	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
211	682	Valle del Po #16	Valle de Aragón	Ecatepec	EdoMéx	México	55280	
212	434	Nogueira #1		Jalapa	Ver.	México	91000	
213	176	Zona Universitaria s/n	Zona Universitaria	Jalapa	Ver.	México	91090	136
214	177	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
215	670	Apdo. Postal 592		La Paz	B.C.S.	México	23000	592
216	609	Boulevard Las Plazas #75	F. Las Plazas	Guaymas	Son.	México	85430	
217	181	Tanganitos #1		Guanajuato	Gto.	México	36000	1-742
218	696	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
219	182	Apdo. Postal 96-B		Puerto Vallarta	Jal.	México		96-B
220	183	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
221	452	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
222	455	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
223	782	Km. 8, Carret. Linares-Cerro Prieto	Hacienda de Guadalupe	Linares	N.L.	México	67700	104
224	714	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
225	568	Carret. Cerro Prieto Km. 8	Hacienda de Guadalupe	Juriquilla	Qro.	México	76020	104
226	665	Campos Eliseos #345, Piso 16	Polanco	México	D.F.	México	11550	
227	652	Campus Juriquilla/Dom. Conocido		Juriquilla	Qro.	México	76001	1-742
228	466	Campus Juriquilla/Dom. Conocido		Juriquilla	Qro.	México	76001	1-742
229	713	Carret. al Ajusco #203	Héroes de Padierna	México	D.F.	México	14200	
230	809							
231	789	Edif. U. Universidad Michoacana	Ciudad Universitaria	Morelia	Mich.	México	58000	52-B
232	191	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
233	549	Km 2.35, Camino al Tular	Estero de Bacoichampo	Guaymas	Son.	México	85465	349
234	189	Lic. Angel Compers #65	Dr. Miguel Silva	Morelia	Mich.	México	58120	
235	190	El Greco #5181	Real Vallarta	Zapopan	Jal.	México	45020	
236	201	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
237	205	Ciudad Universitaria		Santo Domingo		Rep. Dominicana		
238	202	Apdo. Postal No. 847	Centro	Hermosillo	Son.	México	83000	847
239	66	Km 2.35, Camino al Tular	Estero de Bacoichampo	Guaymas	Son.	México	85465	349
240	286	Manzana 72, Lote 1	J. Morelos 5a Sección	Ecatepec	EdoMéx	México		
241	706			Mazatlán	Sin.	México		
242	200	Zona Universitaria s/n	Zona Universitaria	Jalapa	Ver.	México	91090	136
243	457	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22830	2681
244	463	Campus Juriquilla/Dom. Conocido		Juriquilla	Qro.	México	76001	1-742
245	576	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
246	195	Santa María #214	Maninaco	Azcapotzalco	EdoMéx	México		
247	762	Zona Universitaria s/n	Zona Universitaria	Jalapa	Ver.	México	91090	
248	197	Km. 5.5 Carretera al Sur	Universitaria	La Paz	B.C.S.	México	23000	19-B
249	250	Boulevard Quauhtémoc #3078-16	Gabillondo	Tijuana	B.C.	México	22420	
250	204	16 de Septiembre #606 Poniente		Linares	N.L.	México	67770	
251	671	Retorno Mango #1855	Infonavit	La Paz	B.C.S.	México	23070	
252	207	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
253	788	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
254	674	PO Box 1136		Calexico	CA	USA	92232	
255	638	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
256	496	Av. 25 de Julio #965	Villas San Sebastián	Colima	Col.	México	28045	
257	211	Apdo. Postal #343		Ajijic	Jal.	México	45920	343
258	212	Av. 25 de Julio #965	Villas San Sebastián	Colima	Col.	México	28045	21694
259	209	Av. Dellín Madrigal #665	Coyoacán	México	D.F.	México	04360	
260	693	Av. Hornos #1003	Ampliación Indeco	Xoxocotlan	Oax.	México	71230	
261	208	Mineral de Valenciana #2	Marfil	Guanajuato	Gto.	México	36250	42
262	213	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
263	215	Av. 25 de Julio #965	Villas San Sebastián	Colima	Col.	México	28045	21694
264	742	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
265	746	Agustín Melgar s/n		Campeche	Camp.	México		
266	595	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
267	221	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
268	717	Altamirano #99	Centro	Jalapa	Ver.	México	91000	628
269	490	Misión de C. #14	Bachoco	Hermosillo	Son.	México	83148	
270	482	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	

UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C. - Miembros 2000

No.	Miembro	1997	1998	1999	2000	Nombre	Institución	División o Instituto	Depto. o Facultad	E-mail
271	579		X	X		Rodríguez González Miguel	UNAM	Ingeniería	Ingeniería Sismológica	mrod@gea.ingen.unam.mx
272	225		X	X		Rodríguez Ramírez Joel	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geofísica Aplicada	joe@ciases.mx
273	698		X			Rodríguez Zúñiga José Luis	FJBS	Investigación Sísmica, A.C.	Coordinación de Geofísica	sanj@mpsnet.com.mx
274	497	X	X			Romero Espejel J.G. Héctor	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geología	hromero@ciases.mx
275	560	X				Romero Pascual Mercedes	UCM	Ciencias de la Tierra	Geofísica	romero@eucmos.sim.ucm.es
276	218	X	X	X	X	Romo Jones José Manuel	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geofísica Aplicada	romo@ciases.mx
277	475	X		X		Ronquillo Jarillo Gerardo	IMP	Estudios Geológicos	Investigación Sismológica	gerardo@orion.explimp.mx
278	611	X				Rosales Álvarez Julio	CFE	Campo Geotérmico Cerro Prieto	Exploración	
279	610	X				Rosales Grano Pedro	SEP	Tecnológico del Mar	Investigación	
280	575	X			X	Rosas Equera José	UDG	Ciencias de la Tierra		rosas@quantum.ucting.udg.mx
281	708			X	X	Royo Ochoa Miguel	UACH	Posgrado	Ingeniería	mroyo@seidel.fing.uach.mx
282	639	X				Rubio Culebras Eduardo	CSIC	Ciencias de la Tierra		erubio@ja.csic.es
283	242	X	X	X	X	Sabina Cascar Federico	UNAM	IIMAS	Matemáticas y Mecánica	fs@uxrnm1.iimas.unam.mx
284	228		X			Saldaña Flores Ricardo	IIE	Fuentes Alternas de Energía	Fuentes No Convencionales	rsf@p.jie.org.mx
285	472	X				Saldívar Medina Eric	UMICH	Investigaciones Metalúrgicas	Ingeniería Química	
286	607			X		Salinas Prieto José Antonio	IMTA		Hidrometeorología	salinas@tajin.imta.mx
287	712		X			Sánchez Gómez Rubén	UDG		Físico Matemáticas	rubens@udgserv.cencar.udg.mx
288	228	X	X			Sánchez Moncló Alfredo	IMP		Exploración y Producción	alfredo_sanchez@hotmail.com
289	509			X		Sánchez Pérez Juan	CFE			
290	227		X			Sánchez Zamora Osvaldo	UNAM	Geofísica	Sismología	osvaldo@olin.igeofcu.unam.mx
291	241	X				Santamaría Saldaña Dora Elva	CFE			
292	527	X		X		Sarmiento López Citlali	IMP	Proceso Registros Geofísicos		
293	230	X	X	X	X	Schaaf Peter	UNAM	Geofísica	Exploración Geofísica	pschaaf@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
294	727		X			Schultz David M.	NSSL	NOAA		schultz@nssl.noaa.gov
295	284			X	X	Shumlin Eugeny	IPN	CICIMAR	Oceanología	eshumli@vmredipn.ipn.mx
296	233		X	X		Silva García José Teodoro	IPN	CIDIR	COFAA	silva@vmredipn.ipn.mx
297	1	X	X	X	X	Singh Shri Krishna	UNAM	Geofísica	Sismología	krishna@olin.igeofcu.unam.mx
298	232		X	X		Skiba Yuri N.	UNAM	Ciencias de la Atmósfera		skiba@servidor.unam.mx
299	512		X			Soler Arechalde Ana María	UNAM	Geofísica	Geomagnetismo y Exploración	anesoler@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
300	234			X		Sosa Uscanga Ignacio	UV		Instrumentación Electrónica	
301	804			X		Sotelo Parra Anselmo	GOB. MORELOS	Protección Civil		
302	806			X		Staines Urias Francisca	UABC	Geología	Ciencias Marinas	
303	235	X	X	X	X	Steinich Birgit	UNAM	UNICIT	Campus Juriquilla	birgit@steinich.unicit.unam.mx
304	519	X	X	X	X	Stock Joanne M.	CALTECH	Seismology		stock@gps.caltech.edu
305	634	X		X		Suárez Arriaga Mario César	UNAM	DEPFI		msuarez@zeuz.ccu.umich.mx
306	231		X	X	X	Suárez Plascencia Carlos	UDG	CUCSH	Geografía y Ordenación Territorial	csuarez@udgserv.cencar.udg.mx
307	515	X				Suárez Reynoso Gerardo	UNAM	Geofísica	Sismología	gerardo@olin.igeofcu.unam.mx
308	236	X		X		Suárez Vidal Francisco	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geología	fsuarez@ciases.mx
309	502	X				Suter Cargnelli Max	UNAM	Geología	Estación Regional del Noroeste	sutermx@aol.com.us
310	533			X		Talavera Mendoza Oscar	JAG	Ciencias de la Tierra		
311	705		X			Tapia Armenta Juan	IPN	CITEDI		jtapia@citedi.mx
312	249	X		X	X	Taran Yuri	UNAM	Geofísica	Vulcanología	aran@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
313	243			X		Tejeda Martínez Adalberto	UV		Ciencias Atmosféricas	atejeda.speedy.coacade.uv.mx
314	718			X		Télez Duarte Miguel Ángel	UABC			
315	245	X	X	X	X	Tereshchenko Irina E.	UDG	CUCEI	Físico Matemáticas	itereshc@udgserv.cencar.udg.mx
316	532	X	X	X	X	Tolson Jones Gustavo	UNAM	Geología	Geología Regional	tolson@servidor.unam.mx
317	247			X		Torres Hernández José Ramón	UNAM	Geofísica		
318	604	X	X	X		Torres Orozco Ernesto	UCOL	Oceanografía Física	Ciencias Marinas	etorres@cgc.ucol.mx
319	692		X			Trana Pérez José Manuel				
320	528	X	X			Trasviña Castro Armando	CICESE	Oceanología	Oceanografía Física	trasvi@ciases.mx
321	622	X	X			Urrutia Fucugauchi Jaime	UNAM	Geofísica	Paleomagnetismo	ur@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
322	781			X		Val Rossana	IMP			
323	548		X			Valdés González Carlos	UNAM	Geofísica	Sismología y Vulcanología	carlosv@olin.igeofcu.unam.mx
324	138	X	X	X	X	Valenzuela Wong Raúl	UNAM	Geofísica	Sismología	raul@olin.igeofcu.unam.mx
325	531			X		Valle Levinson Arnoldo	OLD DOMINION U	Center for Coastal Physical O		arnoldo@ccpo.odv.edu
326	254	X	X	X	X	Vázquez González Rogelio	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geofísica Aplicada	rvazquez@ciases.mx
327	695		X	X		Vázquez Jaimes María Elena	CICESE	Ciencias de la Tierra	Geología	
328	725		X			Vega Granillo Ricardo	USON	Geología		rickvega@geologia.uson.mx
329	545	X				Velasco Climaco Nector	IMP			nvelasco@ciases.mx
330	546			X		Venegas Salgado Saúl	CFE	Geotermia	Proyectos Geotermoelectricos	cleinf@mail.giga.com
331	738			X		Vera Sánchez Jorge Ramón	PEMEX	Exploración y Producción		
332	543	X		X		Verma Jaiswal Mahendra Pal	IIE	Geotermia		
333	171	X		X		Victoria Morales Alfredo	UNAM	Ingeniería	Ingeniería	victoria@servidor.unam.mx
334	540	X	X	X	X	Vidal Villegas Antonio	CICESE	Ciencias de la Tierra	Sismología	vidalv@ciases.mx
335	547	X	X			Villanueva Urrutia Elba Elsa	UNAM	Ciencias de la Atmósfera	Teoría del Clima y Predicción	eevu@mvica.atmosfci.unam.mx
336	648	X				Villegas García Cesar José	SCINTREX	Servicios Geofísicos Especializados	Consultor Geofísico	cvillega@intercable.net
337	255	X				Vilcaña Cruz Francisco Javier	UNAM	Ciencias de la Atmósfera		
338	743			X	X	Watts Christopher	IMADES			
339	259	X	X	X		Wong Ortega Víctor	CICESE	Ciencias de la Tierra	Sismología	vwong@ciases.mx
340	376	X	X	X	X	Yussim Guarneros Sergio	UNAM	Geología	Geología Regional	yussim@servidor.unam.mx
341	262	X	X	X	X	Zarate Del Valle Pedro F.	UDG	Ciencias de la Tierra	Civil y Topografía	pzarate@quantum.ucting.udg.mx
342	707		X			Zarate Vázquez María	UNAM		Ingeniería	mariaz@servidor.unam.mx
343	93	X				Zavala Jorge	UNAM			jgs@servidor.unam.mx
344	261	X	X	X	X	Zobin Vyacheslav M.	UCOL	Observatorio Vulcanológico		vzobin@cgc.ucol.mx

UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C. - Miembros 2000 (continuación)

No.	Miembro	Calle	Colonia	Ciudad	Estado	País	C.P.	A.P.
271	579	Rio Bamba #674	Lindavista	México	D.F.	México		70472
272	225	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
273	698	Carret. al Ajusco #203	Héroes de Padierna	México	D.F.	México	01400	
274	497	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
275	560	Av. Complutense s/n		Madrid	Madrid	España	28040	
276	218	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
277	475	Eje Central Lázaro Cárdenas #152	San Bartolo Atapehuacán	México	D.F.	México	07730	
278	611	Carret. Pascualito-Pescadores Km 26.5	Cerro Prieto	Mexicali	B.C.	México	21100	
279	610	Km 4, Carret. a Varadero Nacional	Sector Playitas	Guaymas	Son.	México	85480	742
280	575	Apdo. Postal 4-045	Sector Reforma	Guadalajara	Jal.	México	44840	4-045
281	708	Priv. Altamirano #3511	Santo Niño	Chihuahua	Chih.	México	31320	
282	639	Luis Solé i Sabaris s/n		Barcelona	Barcelona	España	08028	
283	242	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	20726
284	228	Reforma #113	Palmira	Temixco	Mor.	México	62490	1475
285	472	Ganadería La Laguna #38	Jardines del Toreo	Morelia	Mich.	México		
286	607	Paseo Cuauhnahuac #8532	Progreso	Jiltepec	Mor.	México	62550	
287	712	M. García Barragán y Corregidora		Guadalajara	Jal.	México	44421	
288	226	Apdo. Postal 224	Oficina Correo	Cd. del Carmen	Camp.	México	24101	224
289	509	Oklahoma #85, Piso 4	Napoles	México	D.F.	México	03810	
290	227	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
291	241	Zaragoza #17	Tulyehualco	México	D.F.	México	16700	16700
292	527	Calle 42 #28	Tacubaya	Cd. del Carmen	Camp.	México		
293	230	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	70472
294	727	1313 Halley Circle		Norman	OK	USA	73069	
295	284	Apdo. Postal 592		La Paz	B.C.S.	México	23000	592
296	233	Justo Sierra #28		Jiquilpan	Mich.	México		
297	1	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
298	232	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
299	512	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
300	234	Loma del Estado s/n	Zona Universitaria	Jalapa	Ver.	México	91000	138
301	804	B Norte, Lote 11, Manzana 262	Los Robles	Jiltepec	Mor.	México	62500	
302	806	Km 106, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22830	453
303	235	Campus Juriquilla Dom. Conocido		Juriquilla	Qro.	México	76001	1-742
304	519	2824 Shakespeare Drive		San Marino	CA.	USA	91108	
305	634	Patzimba #438	Vista Bella	Morelia	Mich.	México	58090	
306	231	Kilimanjaro #1727	Independencia	Guadalajara	Jal.	México	44240	
307	515	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
308	236	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
309	502	1650 West Chimayo Place		Tucson	AZ.	USA	85704	
310	533	Ex-hacienda de San Juan Bautista	Taxco el Viejo	Taxco	Gro.	México	40200	197
311	705	Av. del Parque #1310	Mesa de Otay	Tijuana	B.C.	México	22510	
312	249	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
313	243	Zona Universitaria s/n	Zona Universitaria	Jalapa	Ver.	México	91090	466
314	718	Km 106, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22830	
315	245	Rio Autlán #2180-34	Atlas	Guadalajara	Jal.	México	44421	4-040
316	532	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
317	247	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
318	604	Constitución #37	Morelos	Manzanillo	Col.	México	28217	
319	692							
320	528	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
321	622	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
322	781	Eje Central Lázaro Cárdenas #152	San Bartolo Atapehuacán	México	D.F.	México		
323	548	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
324	138	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
325	531	768 52nd ST		Norfolk	VI	USA	23529	
326	254	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
327	695	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
328	725	Bld. Transversal y Rosales	Centro	Hermosillo	Son.	México	83000	
329	545	Calle 42 #28	Tacubaya	Cd. del Carmen	Camp.	México		2732
330	546	Alejandro Volta #655	Electricistas	Morelia	Mich.	México	58290	7-31
331	738	Isidoro Olvera # 26	Presidente Ejidal	México	D.F.	México	440	
332	543	Reforma #113	Palmira	Temixco	Mor.	México	62490	1-475
333	171	Luis Martínez del Campo #39	Romero de Terreros	México	D.F.	México	04310	
334	540	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
335	547	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
336	648	Sierra Nevada #207	Villas del Valle	Garza García	N.L.	México	66288	
337	255	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
338	743	Reyes y Aguascalientes s/n		Hermosillo	Son.	México	83190	
339	259	Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada		Ensenada	B.C.	México	22860	2732
340	376	Alotónico #86	Felipe de Jesús	México	D.F.	México	07510	
341	262	Av. Revolución #1500		Guadalajara	Jal.	México	44410	4021
342	707	Circuito Exterior, Cd. Universitaria	Coyoacán	México	D.F.	México	04510	
343	93	Parque del Conde #12	San José Insurgentes	México	D.F.	México	03900	
344	261	Av. 25 de Julio #965	Villas San Sebastián	Coima	Col.	México	28045	

2A. REUNIÓN NACIONAL DE CIENCIAS DE LA TIERRA

PUERTO VALLARTA, JAL., MÉXICO
30 DE OCTUBRE AL 03 DE NOVIEMBRE DEL 2000

UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C.
ASOCIACIÓN MEXICANA DE GEÓLOGOS PETROLEROS, A.C.
UNIÓN MEXICANA PARA ESTUDIOS DEL CUATERNARIO

SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA, A.C.
SOCIEDAD MEXICANA DE MINERALOGÍA
ASOCIACIÓN GEOTÉRMICA MEXICANA



FECHA LÍMITE PARA RECIBIR RESÚMENES 5 DE AGOSTO DEL 2000
TANTO LOS RESÚMENES PARA LAS SESIONES ESPECIALES COMO PARA LAS GENERALES
DEBERÁN ENVIARSE A: ugm@cicese.mx O POR INTERNET.

SESIONES ORALES Y DE POSTERS SOBRE:

- ATMÓSFERA
- TIERRA SÓLIDA
- ESPACIO EXTERIOR
- OCEANOGRAFÍA
- MODELACIÓN NUMÉRICA

SESIONES ESPECIALES:

INTERESADOS EN COORDINAR UNA DE ÉSTAS DEBERÁN SOMETER SU PROPUESTA AL COMITÉ ORGANIZADOR ANTES DEL 1 DE MAYO. LOS TEMAS DE ESTAS SESIONES APARECERÁN EN LA PÁGINA DE INTERNET A PARTIR DEL 10 DE MAYO. ENVIAR SOLICITUD A VÍCTOR M. FRÍAS: ugm@cicese.mx

LAS PONENCIAS TENDRÁN UNA DURACIÓN DE 15 MINUTOS, INCLUYENDO DISCUSIÓN. TANTO PARA LOS TRABAJOS ORALES O DE POSTERS, DEBERÁ PRESENTARSE UN RESUMEN POR ESCRITO CON EL FORMATO DISPONIBLE EN:
<http://www.ugm.org.mx>.

COSTOS

INSCRIPCIÓN A LA REUNIÓN:

MIEMBROS DE UNA SOCIEDAD ORGANIZADORA O LA AGU:	\$ 850.00
NO MIEMBROS:	\$ 1,100.00
ESTUDIANTES:	\$ 550.00
COSTO POR RESUMEN:	\$ 150.00

INFORMACIÓN COMPLETA EN LAS SIGUIENTES DIRECCIONES:

<http://www.ugm.org.mx>
<http://www.igeofcu.unam.mx/sgm/>

INFORMACIÓN ADICIONAL:

ARACELI CHAMAN, IGFUNAM

E-MAIL: achaman@quetzalcoatl.igeofcu.unam.mx

TEL.: 5622-4130 Y 5622-4137

BÁRBARA URIBE O IVONNE PEDRIN, CICESE

E-MAIL: buribe@cicese.mx o ipedrin@cicese.mx

TEL.: (6) 174-5050, EXT.: 26301 o 26004

HOTEL SEDE: CAMINO REAL PUERTO VALLARTA

PUERTO VALLARTA, JAL., MÉXICO

REGISTRO AL EVENTO DESDE EL 29 DE OCTUBRE EN EL HOTEL SEDE

RESERVACIONES: TEL: 01 (322) 15-000, FAX: 01 (322) 16-000

COSTO DIARIO POR HABITACIÓN DOBLE O SENCILLA:

\$ 650.00 + IMPUESTOS Y PROPINAS (\$45.00 A BELLBOYS ENTRADA Y SALIDA Y \$25.00 A CAMARISTAS POR NOCHE).

PARA RESERVACIONES LLENAR EL FORMATO ANEXO Y ENVIAR VÍA FAX DIRECTAMENTE AL HOTEL.

REGISTRO AL EVENTO DESDE EL 29 DE OCTUBRE EN EL HOTEL SEDE



**SERVICIO ANALÍTICO DEL LABORATORIO DE RAYOS X
INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM
LISTA DE PRECIOS 1997-98**



**RESPONSABLE: QUÍM. RUFINO LOZANO SANTA CRUZ
DEPTO DE GEOQUÍMICA**

**Cd. Universitaria, C.P. 04510, México, D.F.
Fax: (5)622-4317
E-mail: rufino@servidor.unam.mx**

**FLUORESCENCIA DE RAYOS X
ANÁLISIS CUANTITATIVO DE ROCA TOTAL Y DE MINERALES
(ESPECTRÓMETRO SECUENCIAL SIEMENS 3000 AUTOMATIZADO)**

25 Elementos Mayores y Traza

(Si, Ti, Al, Fe total, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, Ga, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Sc y Th) + (Pérdida por calcinación)

Precio Comercial	\$480.00/muestra (60 USCy)
Instituciones de Investigación	\$320.00/muestra (40 USCy)
Precio por muestras urgentes en lotes de <20	\$720.00/muestra
Muestras de difícil proceso (carbonatos, arcillas, sulfuros >2%)	\$100.00 por hora adicional preparación

10 Elementos Mayores y Pérdida por Calcinación o 15 Elementos Traza

Precio Comercial	\$260.00/muestra
Instituciones de Investigación	\$180.00/muestra

Determinaciones Complementarias

Pérdida por calcinación	\$60.00/muestra
Fe ⁺²	\$80.00/muestra
Análisis semicuantitativo reportando hasta 62 elementos	\$220.00/muestra

**ANÁLISIS POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X
IDENTIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE MATERIALES CRISTALINOS
(DIFRACTÓMETRO PHILIPS)**

Tiempo de Haz	\$160.00/hora
Tiempo de Haz con nuestro operador	\$320.00/hora

Favor de enviar las muestras y la solicitud de servicio a:
Rufino Lozano y/o Patricia Girón
Instituto de Geología, UNAM
Laboratorio de Rayos X
Circuito de la Investigación Científica
Cd. Universitaria, D.F., 04510, México
Tel.: (5) 622-4319

Nota: Sin la solicitud de análisis y la lista de muestras no se iniciará ningún estudio.
Las muestras deberán ser enviadas en polvo molido (al menos 20 g), aproximadamente a 200 mallas, en caso de requerir del uso del taller de molienda del IGLUNAM, el cargo será de \$75.00/hora.



Posgrado

Maestría y Doctorado

en Ciencias de la Tierra

GEOLOGÍA

Geología Estructural
Geología Marina
Geocronología
Vulcanología
Estratigrafía
Petrología
Tectónica
Geoquímica
Sensores Remotos

GEOFÍSICA APLICADA

Exploración Geofísica
Simulación Numérica
Problemas Inversos
Electromagnetismo
Geofísica Marina
Geohidrología

SISMOLOGÍA

Estudios de Microsismicidad
Peligro y Riesgo Sísmico
Problemas Inversos
Sismología Teórica
Fuentes Sísmicas
Sismotectónica

**Centro de Investigación Científica y
de Educación Superior de Ensenada**

Para mayores informes dirigirse a:

CICESE

Dirección de Estudios de Posgrado
Apartado Postal 2732
Km. 107 Carretera Tijuana-Ensenada
Ensenada, Baja California
C.P. 22860, México
Tel. 01(6)174-5050 Ext. 23001
Fax: 01(6)174-4880
<http://www.cicese.mx>



**INSTITUTO DE GEOFÍSICA
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN
MATEMÁTICAS APLICADAS Y EN SISTEMAS
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA
FACULTAD DE CIENCIAS
FACULTAD DE INGENIERÍA**



La Universidad Nacional Autónoma de México, a través de estas entidades, ofrece estudios de maestría y doctorado en el marco del programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, comprendiendo más de 50 líneas de investigación bajo la dirección de más de 120 tutores que estudian diferentes campos del conocimiento como:

***AGUAS SUBTERRÁNEAS
ESTRATIGRAFÍA
EXPLORACIÓN
FÍSICA DE LA ATMÓSFERA
FÍSICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA
FÍSICA ESPACIAL
GEOLOGÍA AMBIENTAL***

***GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA
GEOQUÍMICA Y PETROLOGÍA
MODELACIÓN MATEMÁTICA Y
COMPUTACIONAL DE SISTEMAS TERRESTRES
SISMOLOGÍA
VULCANOLOGÍA***

SEDE

La sede del Posgrado se ubica en Ciudad Universitaria en la Cd. de México, aunque también pueden realizarse estudios de posgrado en las Unidades Regionales ubicadas en los Campus Juriquilla, Querétaro y Hermosillo, Sonora.

BECAS

Los estudiantes aceptados al Posgrado en Ciencias de la Tierra podrán aspirar a obtener una beca a través del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, de la propia Universidad Nacional Autónoma de México, de la Secretaría de Relaciones Exteriores, de dependencias diversas de Intercambio Académico, de las embajadas de México en el extranjero, del Consorcio de Instituciones Latinoamericanas de Posgrado e Investigación, de la Secretaría de Educación Pública a través de sus programas PROMEP y SUPERA, de la Organización de Estados Americanos y del Instituto Panamericano de Geografía e Historia.

INFORMES E INSCRIPCIONES

Coordinación del Posgrado en Ciencias de la Tierra
Instituto de Geofísica, UNAM
Cd. Universitaria, Circuito de la Investigación Científica, 04510, México, D.F.
Tels.: 52 (5) 622-4130, 622-4137 Fax: 52 (5) 622-4097
E-mail: coord@anahuac.igeofcu.unam.mx
<http://nundehui.igeofcu.unam.mx/posgrado.html>



Maestría y Doctorado en Ingeniería Hidráulica



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

Las asignaturas que se imparten son, entre otras:

Hidráulica General
Métodos Matemáticos
Mecánica de Fluidos
Hidrología de Superficie

Irrigación y Drenaje
Geohidrología
Métodos Numéricos
Obras Hidráulicas

La maestría y el doctorado están dirigidos a egresados de Ingeniería Civil, Ciencias Agropecuarias y carreras afines. Estos cursos están apoyados por el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua a través de becas, biblioteca, computadoras y laboratorios.

Informes al Tel. (73) 194-049 o 194-000, Ext. 532 con el Dr. Alvaro Muñoz en Paseo Cuaunáhuac #8532, Progreso, Morelos, México. C.P. 62550.

M.C. José Manuel Romo Jones
Depto. de Geofísica Aplicada, CICESE
E-mail: jromo@cicese.mx

M.C. José Sampedro García
Instituto de Ingeniería, UABC
E-mail: sampedro@csiam1.mx1.uabc.mx

Dr. Benjamín Valdéz Salas
Instituto de Ingeniería, UABC
E-mail: salas@csiam1.mx1.uabc.mx

Dra. Georgina Izquierdo Montalvo
Depto. de Geotermia, IIE
E-mail: gim@iie.org.mx

M.C. Alfonso Aragón aguilár
Depto. de Geotermia, IIE
E-mail: aaragon@iie.org.mx

Dr. Mahendra Pal Verma
Depto. de Geotermia, IIE
E-mail: mahendra@iie.org.mx



ASOCIACIÓN GEOTÉRMICA MEXICANA

La Asociación Geotérmica Mexicana (AGM) es una sociedad civil, no lucrativa, formada por profesionistas dedicados a los diversos aspectos relacionados con el aprovechamiento de la energía geotérmica. Fue fundada en 1992 para reforzar la colaboración académica, científica, industrial y tecnológica entre la comunidad geotérmica nacional y entre sus nexos internacionales. Su objetivo es difundir y promover las actividades de investigación, desarrollo y explotación de la energía geotérmica en México y en el extranjero, estableciendo un foro de análisis y discusión que permita intercambiar los conocimientos y experiencias de sus miembros. La AGM agrupa especialistas en diversas disciplinas, como: Física, Geología, Geoquímica, Geofísica, Ingeniería de Yacimientos, Ingeniería Industrial, Ingeniería Eléctrica, Ingeniería Química, Ingeniería Mecánica, etc. Actualmente es una organización miembro de la International Geothermal Association (IGA). La Asociación Geotérmica Mexicana, invita a todos los profesionales y académicos relacionados con la Geotermia, a formar parte de nuestra asociación, contribuyendo así al fortalecimiento de nuestra comunidad.

<http://www.ugm.org.mx/agm>

INSTRUCCIONES PARA AUTORES

POLÍTICA EDITORIAL

GEOS es el boletín informativo de la Unión Geofísica Mexicana. Se publica trimestralmente y en él caben artículos y notas de investigación, comentarios, noticias opiniones, anuncios y aspectos relevantes para la vinculación y difusión de las actividades científicas y docentes de las Ciencias de la Tierra. Los manuscritos de investigación publicados en *GEOS* deberán ser originales y podrán estar relacionados con cualquier área de las Ciencias de la Tierra, donde son particularmente bienvenidas todas aquellas contribuciones que coadyuven a su enseñanza.

Para facilitar su arbitraje, todos los manuscritos de investigación sometidos a *GEOS* deberán ser enviados en original y dos copias, escritos a doble espacio con un tipo de 12 puntos. Todas las contribuciones deberán ser sometidas en Español y dirigidas al Editor de *GEOS*. Si el manuscrito sometido es relevante, el Editor Principal lo enviará a un miembro del Comité Editorial del boletín, quien seleccionará dos o tres especialistas para revisar el manuscrito. Los revisores remitirán sus comentarios al editor de área, quien los enviará al Editor Principal, junto con su recomendación. El Editor Principal puede rechazar, aceptar, o solicitar modificaciones al manuscrito, para lo cual remitirá a los autores los comentarios de los revisores y del editor de área.

Publicar en Geos es gratis, sin embargo, se recomienda que los manuscritos no excedan 12 páginas en el formato de la revista (una página es equivalente a aproximadamente 3 cuartillas a doble espacio). Todas las contribuciones deberán incluir: título, resumen, introducción, una sección de métodos, una sección de resultados y una sección de discusión y conclusiones.

Cuando el autor reciba la notificación de aceptación, se le solicitará que envíe su manuscrito en disquette. Sugerimos que se utilicen los procesadores de textos WORD o WORD PERFECT, aunque también se aceptarán en ASCII. Las ilustraciones que acompañen el manuscrito podrán ser enviadas en disquette, en cualquiera de los siguientes formatos: TIF, EPS, BMP, PS, DXF, DWG y WMF.

Si se desean sobretiros, el autor responsable deberá mencionarlo al editor al enviar la versión final de su artículo. Los sobretiros serán pagados por el autor, arazón de \$3.00 M.N. la página.

RESUMEN

Al preparar su resumen tome en cuenta que éste deberá marcar los objetivos de la investigación, los resultados más importantes y las conclusiones alcanzadas. En el resumen no se deberán incluir citas bibliográficas.

INTRODUCCIÓN

En la introducción se deberá presentar la naturaleza del problema, incluyendo una revisión adecuada de los 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, y su función es la de motivar al lector en cuanto a la importancia del trabajo.

METODOLOGÍA

La metodología empleada en el trabajo deberá ser descrita con suficiente detalle, para que otros miembros de la comunidad puedan asimilar la metodología presentada. Secciones de interés marginal deberán ser diferidas a un apéndice.

RESULTADOS

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

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Esta sección deberá incluir los principios, relaciones y generalizaciones inferidas a partir de los resultados. En esta sección se discutirán acuerdos y desacuerdos con trabajos publicados previamente, así como las implicaciones teóricas y las aplicaciones prácticas del trabajo.

REFERENCIAS

Todas las referencias deberán ser agrupadas en orden alfabético de autores. Si un autor es referenciado más de una vez el mismo año, utilice el sufijo, a, b, etc. para distinguir referencias. Aquellos manuscritos que no han sido aceptados para publicación no deberán incluirse en las referencias. Solamente cuando el manuscrito sea de divulgación, se permitirá utilizar referencias no citadas en el texto.

FORMATO PARA CITAS

Para cada autor o co-autor, escriba con mayúscula únicamente la primera letra de los apellidos y después las iniciales. Utilice letras mayúsculas sólo en la primera letra del título y para los nombres propios. Incluya el nombre completo de la revista o editorial que la publicó, 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, 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 p.

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

intensidad del campo magnético en gammas

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 tipo resaltado. Numere en forma consecutiva y utilice paréntesis para todas las ecuaciones que aparezcan en el texto.

FIGURAS

Por consideraciones de costo, únicamente se publicarán figuras en blanco y negro. Si las ilustraciones son elaboradas a mano, utilice tinta negra sobre papel albanene o mylar. Si las ilustraciones son elaboradas en computadora utilice una impresora láser.

Una vez concluido el proceso de arbitraje, el manuscrito será devuelto al primer o único autor con los comentarios de los árbitros y del editor. El manuscrito corregido en forma final será editado por el Editor Técnico de **GEOS**. No se enviarán pruebas de galera.

Cualquier cambio a la política editorial de **GEOS** se publicará en el primer número del año.

GEOS



FORMA DE ARBITRAJE (CUALQUIER TIPO DE TRABAJO)

AUTOR (ES): _____

TITULO: _____

	SI	NO	PARCIALMENTE
1.- ¿Contiene el trabajo datos o ideas originales que ameriten su publicación en una revista especializada?	☐	☐	☐
2.- ¿Como la clasificaría? 1) Investigación, 2) Divulgación, 3) Noticia	☒ 1	☒ 2	☒ 3
3.- ¿Son válidas las observaciones y conclusiones?	☐	☐	☐
4.- ¿Son pertinentes y comprensibles el título y el resumen?	☐	☐	☐
5.- ¿Son necesarias y adecuadas las tablas y figuras presentadas?	☐	☐	☐
6.- ¿Son buenas la organización y presentación del trabajo?	☐	☐	☐
7.- ¿Es correcto el lenguaje científico?	☐	☐	☐
Sugerencias al (los) autor (es):	☐	☐	☐
a) Indicadas en hoja aparte	☐	☐	☐
b) Anotadas sobre el manuscrito	☐	☐	☐
Recomendación al Editor:	☐	☐	☐
a) El trabajo es aceptable en su forma actual	☐	☐	☐
b) El trabajo es aceptable con correcciones menores	☐	☐	☐
c) El trabajo puede ser aceptable después de ser corregido y evaluado de nuevo	☐	☐	☐
d) Comentarios confidenciales al editor en hoja aparte	☐	☐	☐

NOMBRE Y FIRMA
(opcional)

**Recordamos a todos los miembros de la Unión Geofísica Mexicana, A.C.
que la cuota para el 2000 es de \$350.00 para investigadores
y \$250.00 para estudiantes.**

página internet: www.ugm.org.mx

Favor de hacer llegar su cuota a:

Bárbara Uribe Martínez
Ivonne Pedrin Morales
División de Ciencias de la Tierra,
CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada,
Ensenada, 22860, B.C., México

Araceli Chaman
Depto. de Posgrado,
Instituto de Geofísica,
UNAM
Cd. Universitaria, Delegación Coyoacán,
04510, México, D.F.

Con un cordial saludo

**Luis A. Delgado Argote
Secretario de Difusión**

GEOS

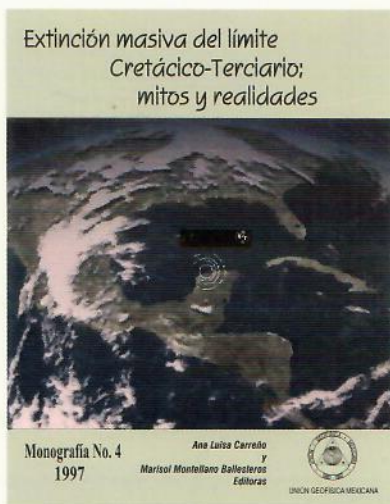
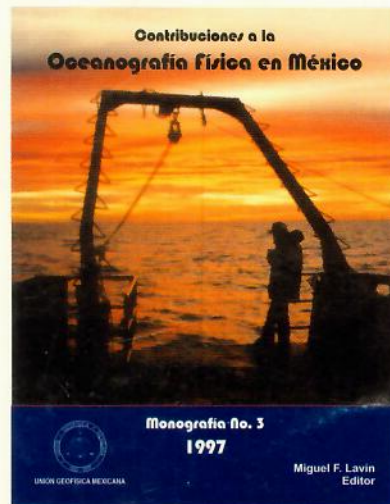
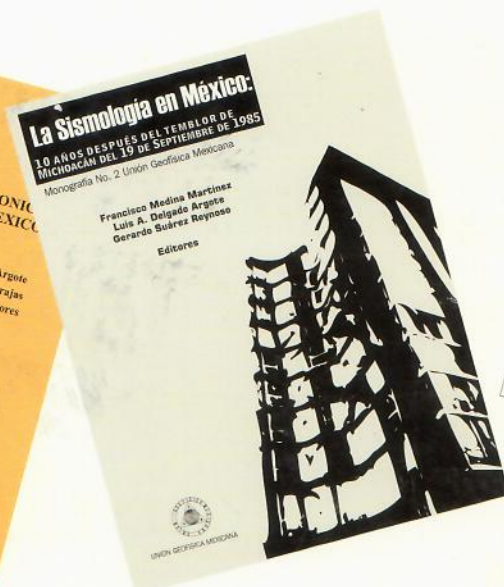
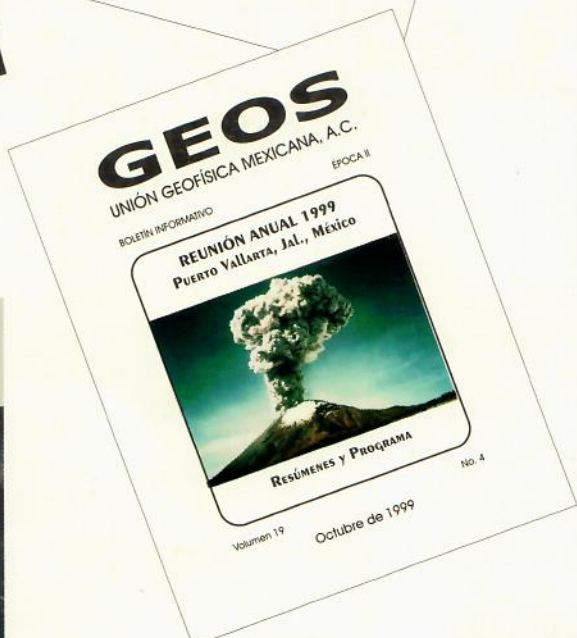
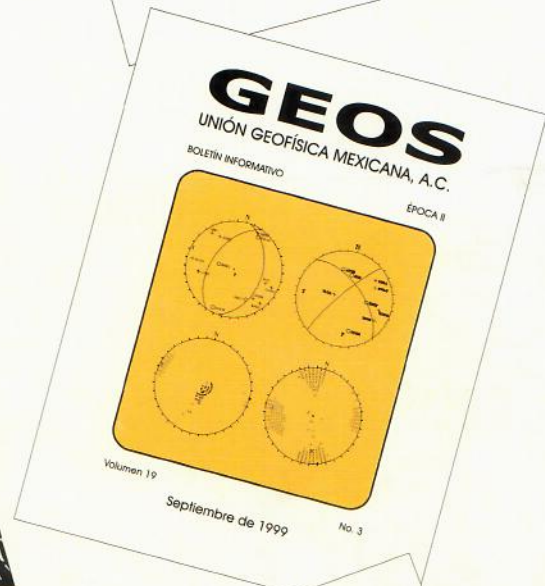
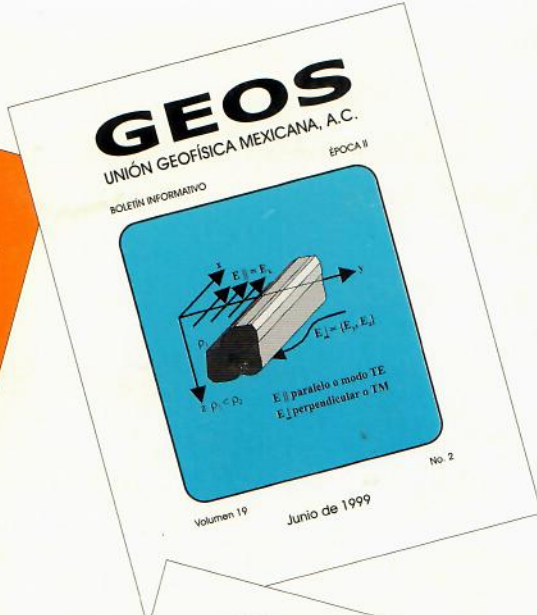
Revista a la venta con:

Costo del ejemplar \$60.00

Bárbara Uribe Martínez
Ivonne Pedrin Morales
División de Ciencias de la Tierra
Tel: 01(6)174-5050
Ext: 26301 - 26004
E-mail: buribe@cicese.mx - ipedrin@cicese.mx

Araceli Chaman
Depto. de Posgrado
Instituto de Geofísica
Tel: (01)5622-4130 y 5622-4137
E-mail: achaman@quetzalcoatl.igeofcu.unam.mx





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