

B O L E T I N

DE LA

ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

MODELADO DE TEMBLORES EN SISMOLOGIA

Por:

Jaime Yamamoto

**UNIFICACION DE DATOS AEROMAGNETICOS
POR METODOS GEOESTADISTICOS**

Por:

Eduardo Murillo Olayo

**PALEOMAGNETISMO Y SUS APLICACIONES
EN GEOFISICA Y GEOLOGIA**

Por:

Jaime Urrutia Fucugauchi

MESA DIRECTIVA DE LA ASOCIACION MEXICANA
DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

BIENIO 1985-1986

Presidente	Ing. Antonio Camargo Zanoguera
Vicepresidente	Ing. Héctor Palafox Rayón
Secretario	Ing. Salvador Hernández González
Tesorero	Ing. Carlos López Ramírez
Pro-Tesorero	Ing. Jorge Uscanga Uscanga
Editor	Ing. Guillermo A. Pérez Cruz
Coordinador de Eventos Técnicos	Ing. Francisco J. Sánchez de Tagle
Coordinador de Eventos Sociales	Ing. Patricia Ocegüera de Romero

PRESIDENTES DE DELEGACIONES

Reynosa	Ing. Miguel A. Martínez Domingo
Tampico	Ing. Jorge Stanford Besst
Poza Rica	Ing. Salvador Maldonado Cervantes
Coatzacoalcos	Ing. Juan B. Rivera Jácome
Villahermosa	Ing. Quintín Cárdenas Jammet
Cd. del Carmen	Ing. Carlos Puerto Zapata
San Luis Potosí	Ing. Juan López Martínez
Córdoba	Ing. Sergio Figueroa Arias
Guaymas	Ing. Ramón García Gómez
Chihuahua	Ing. Justo Meza Díaz
Morelia	Ing. Jesús Arredondo Frago

VOCALES

I.M.P.	Ing. José Salinas Altés
I.P.N.	Ing. Raúl Santiago Valencia
U.N.A.M.	Ing. Rodolfo Marín Campos
MEXICO	Ing. Andrés Ramírez Barrera

Este boletín no se hace responsable de las ideas emitidas en los artículos que se publiquen, sino sus respectivos autores.

Este boletín se publica cada tres meses y se distribuye gratuitamente a los socios.

	MEXICO	OTROS PAISES
Inscripción	\$ 1,000.00	\$ 10.00 U.S. Dollars
Cuota Anual para Socios	2,000.00	20.00 U.S. Dollars
Suscripción Anual (no Socios)	3,500.00	25.00 U.S. Dollars
Cuota Anual Socios Estudiantes	1,000.00	-
Ejemplares Sueltos	1,000.00	5.00 U.S. Dollars

Para todo asunto relacionado con el boletín como son envíos de manuscritos, suscripciones, descuentos a bibliotecas, publicaciones, anuncios, etc., dirigirse a:

GUILLERMO A. PEREZ CRUZ
APARTADO POSTAL 57-275
MEXICO, D.F. C.P. 06501
MEXICO

MODELADO DE TEMBLORES EN SISMOLOGIA *

Jaime Yamamoto **

INTRODUCCION

Una nueva era en la metodología para el estudio de temblores empieza cuando Lamb (1904) construyó el primer sismograma sintético (Fig. 1). Desde entonces, modelos más realistas para representar la fuente del temblor y la estructura de la Tierra han sido incorporados lentamente dentro de los cálculos de sismogramas sintéticos. En particular, la representación de una fuente sísmica por medio de un doble-par de fuerzas ha ganado importancia por ser matemáticamente simple y porque estudios tempraneros de mecanismos focales (Stauder, 1967) mostraron que los datos observados son usualmente consistentes con una representación de este tipo.

Durante la última década, modelos cinemáticos han sido intro

* Trabajo presentado en la conmemoración del XV Aniversario de la creación de la carrera de Ingeniero Geofísico en la Facultad de Ingeniería de la UNAM.
Publicado con permiso de la Facultad de Ingeniería.

** Instituto de Geofísica, UNAM.

ducidos para simular temblores. Quizás el modelo más simple de esta clase sea una dislocación de corte propagándose con una velocidad constante a través de un plano de falla rectangular. Algunas otras configuraciones han sido incorporadas por varios autores.

El incremento en el número de publicaciones de sismogramas sintéticos en los que se consideran medios estratificados, se ha debido principalmente al rápido desarrollo de las computadoras y a la formulación matricial introducida por Thomson (1950) y Haskell (1953), que permitió que el problema de la transmisión de ondas elásticas en medios estratificados se hiciera manejable. Así, sismogramas sintéticos para estructuras de cualquier grado de comple
jidad pudieron ser calculados.

En las siguientes secciones se revisan brevemente los conceptos y suposiciones involucrados en el cálculo de sismogramas sinté
tics para fuentes someras localizadas en medios estratificados.

METODOLOGIA

El modelado de la forma de las ondas sísmicas en el dominio tiempo es una técnica muy útil, recientemente perfeccionada para estudiar las características de la fuente de los temblores. Este -

método consiste en igualar mediante algún esquema de inversión a un simple procedimiento de prueba-y-error, la forma de onda de una cierta fase observada en el sismograma a la correspondiente forma de onda generada teóricamente asumiendo diferentes tipos y configuraciones de fuentes puntuales. En particular, las ondas internas (P y S) han resultado muy útiles para visualizar los intrincados procesos de fractura que tienen lugar durante la generación de los grandes temblores superficiales (ver p. ejem. Kanamori and Stewart, 1978).

FORMULACION BASICA

La forma de una onda sísmica particular, registrada por una estación sismográfica a una cierta distancia del epicentro, está gobernada por tres factores básicos:

1. Las características de la fuente.
2. Las propiedades elásticas e inelásticas del medio a través del cual se propaga la señal, y
3. La respuesta del instrumento (sismógrafo).

La Figura 2 muestra estos elementos esquemáticamente. Si cada uno de estos elementos puede ser idealizado como un sistema

lineal (Fig. 2b), el sismograma resultante en cualquier estación - puede ser escrito como (Hertumam, 1976):

$$Y(t) = s(t) * R_{SC}(t) * M(t) * R_{RC}(t) * I(t) \quad \dots(1)$$

donde el asterisco denota el operador de convolución.

El proceso equivalente en el dominio de la frecuencia es:

$$\bar{Y}(\omega) = \bar{s}(\omega) \cdot \bar{R}_{SC}(\omega) \cdot \bar{M}(\omega) \cdot \bar{I}(\omega) \quad \dots(2)$$

donde el punto denota multiplicación y la barra simboliza la transformación de Fourier. En la ecuación (1) $s(t)$ representa el pulso inicial (source time function), $R_{SC}(t)$ representa la respuesta a un impulso de la corteza en que se encuentra la fuente, $R_{RC}(t)$ denota la respuesta a un impulso de la corteza sobre la que se encuentra la estación. Finalmente, $I(t)$ representa la respuesta del sismógrafo a un impulso.

TEORIA DE RAYOS VERSUS METODOS MATRICIALES

Dos procedimientos están disponibles para el cálculo de la radiación de las ondas de cuerpo en el campo-lejano, producida por una dislocación arbitrariamente orientada en un medio elástico estratificado y son:

1. Teoría generalizada de rayos, y
2. El método matricial de Haskell-Thomson (Langston, 1976 a).

En el primer método, los potenciales de desplazamientos correspondientes a la onda P, SH y SV, para una dislocación puntual en un medio elástico, son especificadas en términos de expresiones generalizadas de rayos. La estructura del medio en la que la fuente está inmersa es posteriormente incluida a través del uso de los potenciales y los coeficientes generalizados de reflexión y transmisión (Langston y Helmberger, 1975). Así, la señal en un cierto punto será la suma con los apropiados tiempos de retrasos, de todos los posibles rayos que representan las ondas directas y convertidas en la frontera de cada capa.

En el método de Haskell-Thomson por otro lado, las expresiones para los desplazamientos en el campo-lejano están dadas en términos de un producto de matrices y un vector. Cada matriz representando una capa. El producto de las matrices resulta ser una función de los parámetros del modelo de Tierra asumido, la velocidad de fase de la onda sísmica considerada, la profundidad y geometría de la fuente.

Una de las ventajas de usar teoría generalizada de rayos es

que proporciona una mejor visión del problema físico, en virtud de que se puede prescribir a voluntad las fases a ser incluidas en el cálculo del sismograma y sus tiempos de arribo son conocidos de antemano, facilitando considerablemente la interpretación. El Método tiene la desventaja, sin embargo, de hacerse muy complicado cuando estructuras de varias capas son consideradas. La dificultad se produce porque el problema de escoger apropiadamente los rayos que deben ser incluidos en el cálculo, no son de ninguna manera obvios. Por otro lado, el método de Haskell-Thomson es muy efectivo cuando se trabaja con estructuras complicadas. Desafortunadamente, como lo hace notar Langston (1976a), aunque el método da una solución matemáticamente correcta, ésta no permite una interpretación directa del origen de las fases mostradas en el sismograma sintético.

GENERACION DE UNA DISLOCACION PUNTUAL INMERSA EN UN MEDIO ESTRATIFICADO.

Fórmulas para el cálculo de la radiación producida por una dislocación puntual aparecen frecuentemente en la literatura sísmológica. Sin embargo, el tratamiento dado por Haskell (1964) y Hudson (1969b) es particularmente apropiado para ser programado. Un análisis análogo está dado por Langston (1976a), excepto

que él sigue la notación y método de Harkrider (1964) y Fuchs (1966).

Así, dada la estructura de la región epicentral, la profundidad del foco y la geometría, el espectro de los desplazamientos $U-P$, $U-SV$ y $U-SH$ en cualquier punto $P(r, \phi, z)$ dentro de un medio semi-infinito pueden ser calculados (ver ecuaciones 2.5 en Yamamoto, 1978). Esas ecuaciones representan la forma explícita del término \bar{R}_{SC} .

EFFECTO DEL MANTO DE LA TIERRA EN LA FORMA DE LAS ONDAS.

Las expresiones $U-P$, $U-SV$ y $U-SH$ representan los espectros de los desplazamientos en un medio semi-infinito producido por una dislocación puntual de orientación arbitraria localizada dentro de un medio estratificado. La transformada inversa de Fourier será el correspondiente pulso sísmico en el dominio del tiempo. Estos pulsos sufren algunos cambios al propagarse a través del Manto debido a:

1. Variación de amplitud debido al ensanchamiento geométrico ($G(\Delta)$) que depende sólo de la distribución de velocidades dentro de la Tierra.

2. Atenuación inelástica o pérdida de energía debido a la no elasticidad del Manto. Este último factor distorsiona tan to la amplitud como la fase y es dependiente de la frecuencia.

Asumiendo que la propagación a través del Manto puede ser representada adecuadamente por teoría de rayos, la función de transferencia puede ser escrita como:

$$M(\omega) = G(\Delta) \bar{Q}(\omega)$$

$G(\Delta)$ puede ser evaluada usando las curvas de tiempo de recorrido para la fase en cuestión, siguiendo el procedimiento de Ben-Menahem y Singh (1972).

Knopoff (1964) ha demostrado que un modelo de Q independiente de la frecuencia es válido en algunas situaciones. Así, la amplitud de una señal de frecuencia angular (ω) será atenuada:

$$\bar{Q}(\omega) \sim \exp\left(-\frac{\omega}{2} \cdot \frac{T}{Q}\right)$$

donde T es el tiempo de recorrido a lo largo del rayo particular.

Langston y Helmberger (1975) han sugerido que valores de T/Q del orden de 1 y 3 para ondas P y S de período largo, respectivamente, son buenas aproximaciones a distancias telesísmicas

$(30^\circ \leq \Delta \leq 80^\circ)$. Esta aproximación está basada en el hecho de que a mayores distancias epicentrales (consecuentemente mayores T) el rayo penetra más dentro del Manto con un correspondiente incremento en el valor de Q , resultando un valor de la T/Q casi constante.

EFFECTO DE LA ESTRUCTURA BAJO LA ESTACION

La distorsión de las ondas sísmicas producida por la estratigrafía bajo la estación de observación se ha probado que puede ser significativa (Ben-Menahem et al., 1965). Esta distorsión, por lo tanto, debe ser tomada en cuenta en el cálculo de sismogramas sintéticos.

Un método para calcular la función de transferencia (\bar{R}_{RC} en ec.2) para una corteza estratificada ha sido puesto por Haskell (1962). (Ver también Hudson, 1969b).

EFFECTO DEL SISTEMA DE REGISTRO

Dentro de las diversas maneras de obtener la función de transferencia ($I(w)$) de un sistema de registro, la manera más fácil es calcularla a partir de las constantes del sismógrafo.

(Hagiwara (1958) ha publicado una fórmula para la respuesta en frecuencia de un sismógrafo electromagnético. Como el instrumento afecta tanto a la amplitud como a la fase, dos expresiones son necesarias. Para el caso especial de los sismógrafos de período largo de la Red Mundial de Estaciones (WWSSN), los valores de las constantes fueron publicadas por Chandra (1970).

EL PULSO INICIAL

La generación de un sismograma sintético requiere el conocimiento del pulso inicial (source time function) $S(t)$. Desafortunadamente esta información no está disponible "a priori". De hecho, la determinación de este parámetro es en general el principal objetivo en estudios de fuentes sísmicas.

Burdick y Helmberger (1974) obtuvieron la $S(t)$ para varios temblores profundos mediante la deconvolución de las señales de ondas P de período largo. Los resultados muestran que la forma del pulso inicial en el campo lejano para estos eventos particulares se aproximan a una función delta. En general, en los estudios que involucran sismogramas sintéticos no se asume una función particular sino que se prueban varias funciones hasta obtener el mejor ajuste entre el sismograma sintético y el observado.

Langston y Helmberger (1975) proponen que $S(t)$ puede ser convenientemente representada con un trapezoide de área unitaria definida con tres segmentos δt_1 , δt_2 , δt_3 representando el tiempo de subida, duración de la falla y el tiempo de caída, respectivamente. Con esta representación es posible simular varias situaciones de caída de esfuerzos. Así, tiempos de duración corto, medio y largo corresponden a alta, media y baja caída de esfuerzos.

Finalmente, la longitud de la falla (L), velocidad de ruptura (V_r) y la dirección de propagación de la ruptura (ζ) pueden ser incorporadas en los cálculos de dos maneras:

1. Reemplazando las expresiones para U^{-P} , U^{-SV} y U^{-SH} para fuentes puntuales por sus correspondientes expresiones para fuentes extendidas dadas por Hudson (1969b).
2. Convolucionando una función "boxcar" de duración:

$$t = \frac{L}{2} \cdot \frac{1}{V_r} \cdot \frac{\cos \zeta}{(\alpha, \beta)}$$

con el pulso inicial (Burdick y Helmberger, 1974) ζ es el ángulo entre la dirección de ruptura y la dirección del rayo. α y β son las velocidades de la onda P y S respectivamente. Esto es válido en el método matricial para una ruptura horizontal. Una fuerte dependencia azimutal de la distribución de amplitudes es introduci-

da cuando las dimensiones de la fuente son tomadas en cuenta.

EJEMPLOS ILUSTRATIVOS

La Figura 3 muestra la componente vertical de período largo de la onda P y su correspondiente señal sintética para un evento - ocurrido en la costa de Chiapas (30 abril, 1970) y observado en la estación BKS (Berkeley, Calif.). La forma de la onda teórica fue calculada usando el método matricial de Haskell-Thomson. Estructuras apropiadas cerca de la fuente y receptor fueron consideradas (ver Yamamoto, 1978). Un plano focal con Rumbo - 292° , Echado = 10° y Angulo de Deslizamiento (slip) = 72° , obtenido del análisis de la polaridad de los primeros arribos fue usado en los cálculos. La figura muestra un excelente parecido entre las formas de la onda calculada y observada.

En la Figura 4 se muestra la señal (onda P) calculada y observada en la estación BKS para otro evento de la costa de Chiapas (29 abril, 1970), asumiendo una y dos fuentes. Es evidente que el sismograma observado puede ser reproducido mejor asumiendo una doble fuente colocadas a una profundidad de 50 km.

REFERENCIAS

- Ben-Menahem, A., S.W. Smith and T.L. Teng, "A Procedure for Source Studies from Spectrums of Long-Period Seismic Body Waves", Bull. Seism. Soc. Am., 55, 203-235, 1965.
- Ben-Menahem, A. and S.J. Singh, "Computation of Models of Elastic Dislocations in the Earth", en: Methods in Computational Physics, Academic Press, 12, 300-372, 1972.
- Burdick, L.J. and D.V. Helmberger, "Time Functions Appropriate for Deep Earthquakes", Bull. Seism. Soc. Am., 64, 1419-1428, 1974.
- Chandra, V., "The Peru-Bolivia Border Earthquake of August 15, 1963", Bull. Seism. Soc. Am., 60, 639-646, 1970.
- Fuchs, K., "The Transfer Function for P-waves for a system Consisting of a Point Source in a Layered Medium", Bull. Seism. Soc. Am., 56, 75-108, 1966.
- Hagiwara, T., "A Note on the Theory of the Electromagnetic Seismograph", Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 36, 139-164, 1958.
- Harkrider, D.G., "Surface Waves in Multilayered Elastic Media, Part I: Rayleigh and Love Waves from Buried Sources in a Multilayered Elastic Half-Space", Bull. Seism. Soc. Am., 54, 627-679, 1964.
- Haskell, N.A., "The Dispersion of Surface Waves on Multilayered Media", Bull. Seism. Soc. Am., 43, 17-34, 1953.
- Haskell, N.A., "Crustal Reflection of Plane P and SV Waves", J. Geophys. Res., 67, 4751-4767, 1962.
- Haskell, N.A., "Radiation Pattern of Surface Waves from Point Sources in a Multi-Layered Medium", Bull. Seism. Soc. Am., 54, 377-393, 1964.

- Herrmann, B.R., "Focal Depth Determination from the Signal Character of Long-Period P-Waves", Bull. Seism. Soc. Am., 66, 1221-1232, 1976.
- Hudson, J.A., "A Quantitative Evaluation of Seismic Signals at Teleseismic Distances, Part I: Radiation of Point Sources", Geophys. J.R. Astr. Soc., 18, 233-249, 1969a. Part II: "Body Waves and Surface Waves from Extended Sources", Geophys. J.R. Astr. Soc., 18, 353-370, 1969b.
- Kanamori, H. and G.S. Stewart, "Seismological Aspects of the Guatemala Earthquake of February 4, 1976", J. Geophys. Res., 83, 3427-3434, 1978.
- Knopoff, L., "Q", Rev. Geophys. 2, 625-660, 1964.
- Lamb, H., "On the Propagation of Tremors over the Surface of an Elastic Solid", Philos. Trans. Royal Soc. of London, 203A, 1-42, 1904.
- Langston, C.A. and D.V. Helmberger, "A Procedure for Modelling Shallow Dislocation Sources", Geophys. J.R. Astr. Soc., 42, 117-130, 1975.
- Langston, C.A., "A Body Wave Synthesis for Shallow Earthquakes Sources: Inversion for Source and Earth Structure Parameters", Ph. D. Thesis, Calif. Inst. of Technol., 1976.
- Stauder, W., "Earthquake Mechanisms", Trans. Am. Geophys. Union, 48, 395-400, 1967.
- Thomson, W.T., "Transmission of Elastic Waves Through a Stratified Medium", J. Appl. Phys., 21, 89-93, 1950.
- Yamamoto, J., "Rupture Processes of Some Complex Earthquakes in Southern Mexico", Ph. D. Thesis, Saint Louis Univ., 203 pp., 1978.

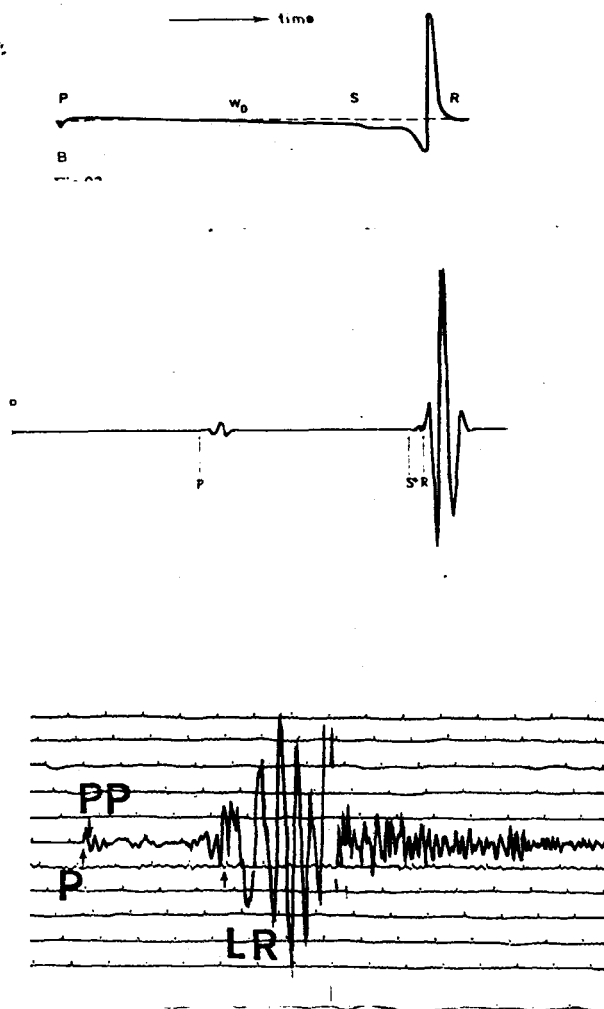
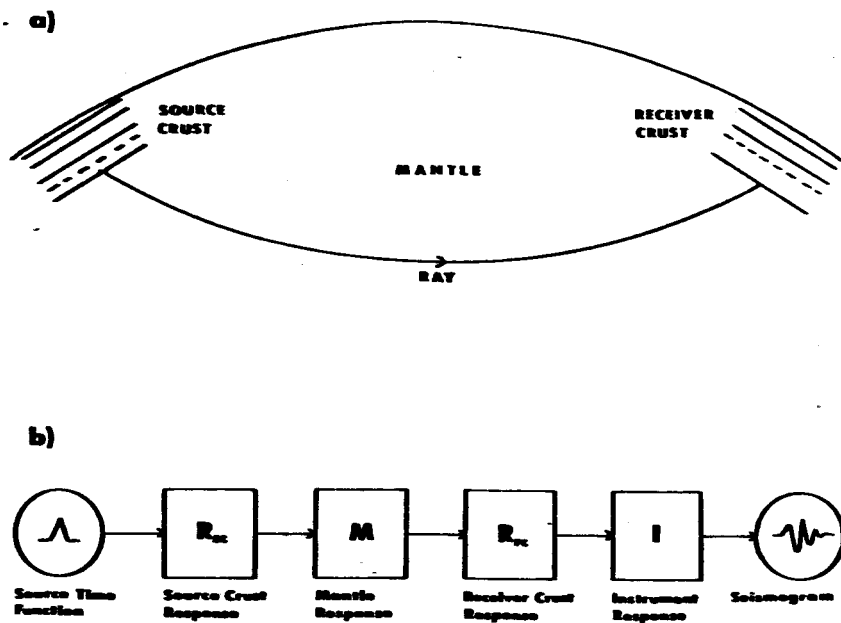


Fig. 1.

**Fig. 2.**

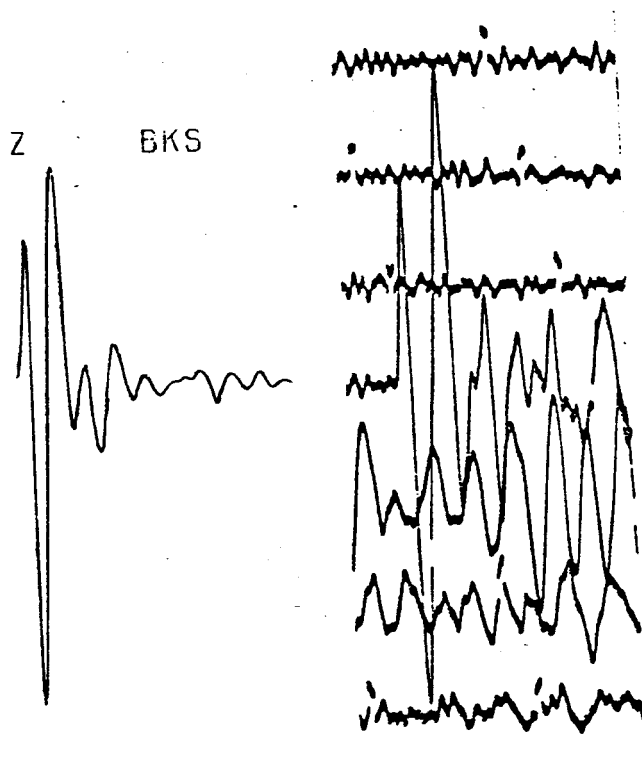


Fig. 3.

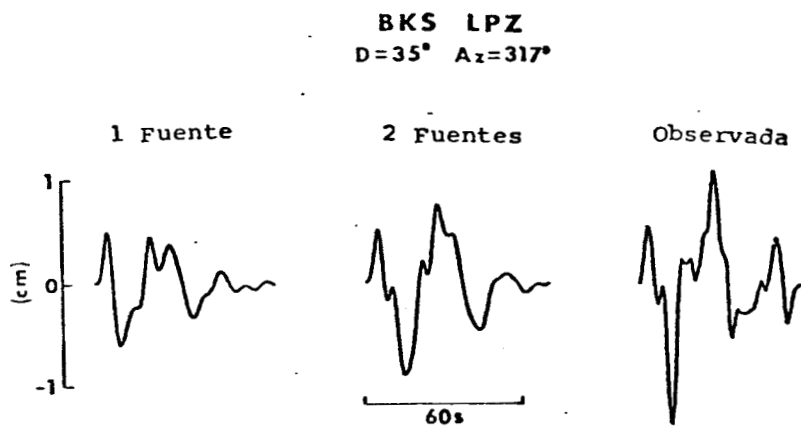


Fig. 4.

EXPLICACION DE LAS FIGURAS

- Fig. 1. a) Primer sismograma sintético según Lamb (1904) - para un impulso distante. W_0 movimiento vertical del suelo.
- b) Sismograma sintético reciente. Componente vertical.
- c) Sismograma real. Evento del norte de California. Componente vertical de Período Largo. (Distancia epicentral 16°).
- Fig. 2. a) Diagrama del interior de la Tierra, mostrando algunos de los factores que controlan la forma final de la señal sísmica.
- b) Su idealización matemática.
- Fig. 3. Onda P sintética (izquierda) y observada (derecha) en la estación BKS (Berkeley, Calif.) de un evento de la costa de Chiapas (Abril 30, 1970).
- Distancia 35° . El sintético fue calculado con una fuente a 15 km de profundidad.
- Fig. 4. Onda P observada (extrema derecha) en la estación BKS y su correspondiente señal calculada asumiendo una y dos fuentes para un evento de la Costa de Chiapas (Abril 29, 1970). Las fuentes fueron colocadas a 50 Km de profundidad.

UNIFICACION DE DATOS AEROMAGNETICOS POR
METODOS GEOESTADISTICOS *

Eduardo Murillo Olayo **

RESUMEN

La prospección aeromagnética en diferentes prospectos no se realiza en las mismas condiciones y con las mismas especificaciones en los parámetros que definen la obtención de la información. La altura de vuelo varía frecuentemente en los diferentes prospectos y esto ocasiona incompatibilidades en la información cuando se requiere de una integración de datos aeromagnéticos.

Para realizar la integración de datos aeromagnéticos se usan dos procesos. El primero consiste en un análisis estadístico para las diferencias que se localizan en la zona de traslape definida por dos o más prospectos y el segundo proceso es la corrección de estas diferencias. En esta corrección se aplican los métodos geo-

* Trabajo presentado en la conmemoración del XV Aniversario de la creación de la carrera de Ingeniero Geofísico en la Facultad de Ingeniería de la UNAM.
Publicado con permiso de la Facultad de Ingeniería.

** Subdirección de Exploración HYLSA.

estadísticos, principalmente en la aproximación funcional.

Los resultados obtenidos fueron satisfactorios en el aspecto numérico y estético.

INTRODUCCION

La prospección aeromagnética se desarrolla a partir de prospectos que se definen en zonas de dimensiones determinadas. Sin embargo, en alguna ocasión se tendrá interés de unir todos estos prospectos en uno solo. En vez de configurar independientemente cada una de estas zonas, se deseará realizar una sola configuración en el dominio que se define por la unión de estos prospectos.

En la práctica, frecuentemente se enfrenta el problema de la definición de los parámetros de la exploración, por ejemplo: La densidad de la información, la altura de vuelo, la orientación de las líneas de vuelo, así como el espaciamiento óptimo entre éstas. La diferencia de estos parámetros puede implicar una incompatibilidad cuando se desea la configuración total. Independientemente del problema derivado por la definición de los anteriores parámetros, la incompatibilidad también puede ser causada por los errores (no acumulativos) que se cometen en el tratamiento de los datos magné

ticos. Pues existen varios procesos de corrección para los datos de campo, así como la separación del Campo Geomagnético de Referencia Internacional.

Las diferencias entre los conjuntos de datos de zonas vecinas podrán estar frecuentemente en función de las coordenadas, por lo tanto una simple corrección por cambio de niveles o por una aplicación de un factor de corrección no podrá ser suficiente ni válida.

Petróleos Mexicanos mostró interés en integrar una gran cantidad de prospectos aeromagnéticos en una sola configuración, por lo cual se desarrolló el método que se presenta a continuación y que se basa en técnicas geoestadísticas. Anteriormente Bhattacharyya et al. 1979, aplicaron un método que usa básicamente el ajuste de superficies cuadráticas a los dos conjuntos de datos de las zonas vecinas y/o trasplantes, así como a las diferencias que existen entre éstas. Para los ejemplos publicados, este método mostró ser suficiente; sin embargo, la experiencia con otros ejemplos ha mostrado que las diferencias que definen dos zonas que se traslapan presentan una distribución dispersa cuyo ajuste por una superficie cuadrática es limitado.

El proceso de unificación de datos aeromagnéticos puede realizarse mediante las siguientes etapas: La selección de un nivel -

de referencias para la continuación de los datos, después un análisis estadístico de las diferencias y finalmente la selección de un criterio de corrección de estas diferencias. En el caso particular, cuando la prospección aeromagnética se haya desarrollado sobre un área con un fuerte relieve topográfico, sería interesante realizar pruebas o procesos que trataran de verificar la importancia de dicho relieve sobre las anomalías. Principalmente, cuando pudiera pensarse que este relieve tuviera fuertes valores de susceptibilidad magnética.

La técnica geoestadística que se aplica al proceso de unión de dos o más procesos, es la que se denomina el krigage considerado como un interpolador. Este método ha sido aplicado a varios problemas entre los que se incluyen, el trazado de curvas isovalores en forma directa (Galli et al 1983) y en la interpolación de datos sísmicos (Murillo 1985).

ANALISIS ESTADISTICO DE LAS DIFERENCIAS Y OBTENCION DE UN CRITERIO DE CORRECCION.

En muchos casos definir la "verdadera" causa de las diferencias entre dos conjuntos será imposible, puesto que la única información disponible son los planos de los datos magnéticos. Un criterio de corrección puede ser derivado de un análisis estadístico -

de las diferencias. Además, las causas que pueden considerarse como debidas al tratamiento de los datos pueden originarse en:

- a) La compilación independiente de los conjuntos de datos.
Es decir, las correcciones que se aplicaron.
- b) La separación del Campo Geomagnético de Referencia Internacional.
- c) En el caso de una altura de vuelo diferente, como se ilustra en la Figura 1, se aplicará un proceso de continuación de campos potenciales a uno de los prospectos.
Como el proceso de continuación se realiza mediante operadores o filtros, generalmente éstos actúan en una forma menos eficiente en los extremos de la información, Grant y West (1965).
- d) Los cálculos de los regionales correspondientes a cada uno de los prospectos son más imprecisos en los extremos cuando se utiliza una superficie de bajo grado.

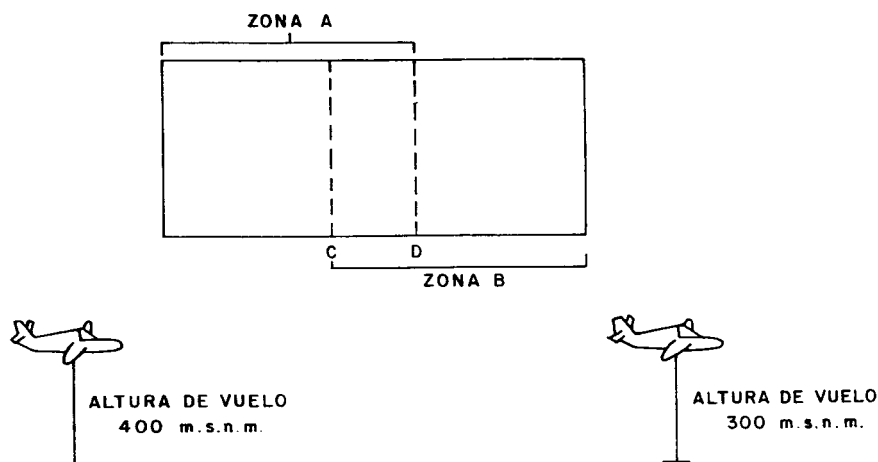


Figura 1

Así, para poder integrar varios proyectos en uno, es necesario definir un criterio para la posible solución. Con este objetivo se diseñó un programa que permite efectuar un análisis estadístico de los datos de los prospectos a unir, así como de las diferencias que definen éstos. El diagrama de flujo que se presenta en la Figura 2 describe los procesos que se aplican en la obtención de un criterio de corrección, donde el término aproximación funcional indica que a los datos seleccionados de cada uno de los prospectos se les ajusta una función polinomial de bajo grado, en particular de segundo o tercer grado.

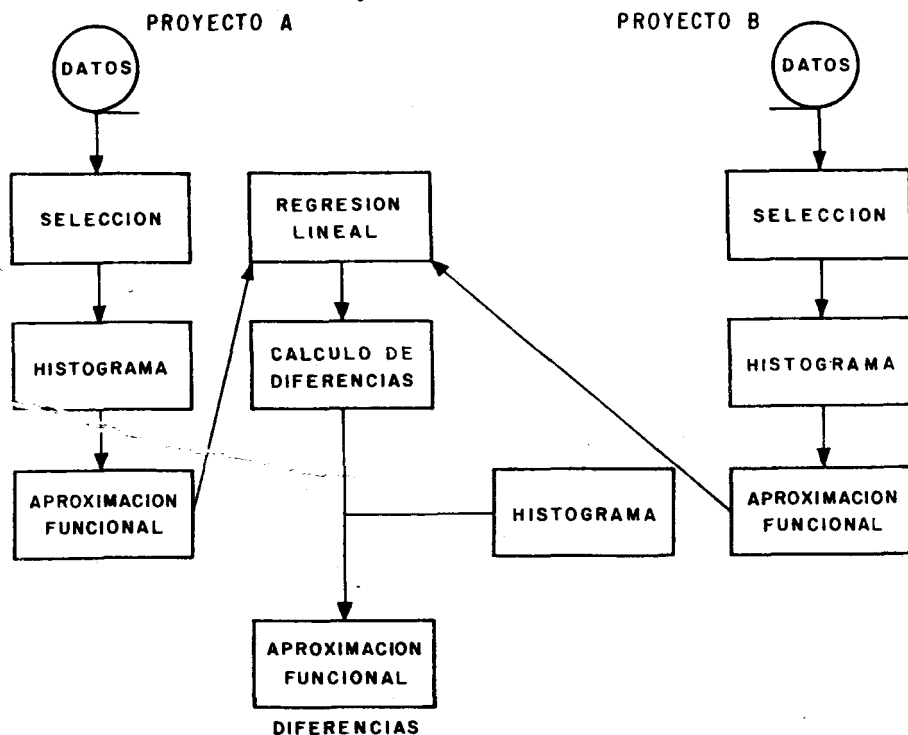


Figura 2

Una vez realizado el análisis estadístico, se deberá elegir el método de corrección para unificar los datos. Después de haber analizado casos de prospectos aeromagnéticos a unir, se han considerado tres soluciones y se puede pensar que con éstas se unificará en un gran número de ocasiones. Inclusive, en la unión de dos prospectos se puede aplicar sucesivamente dos tipos diferentes de

soluciones. Antes de presentar estas soluciones se considerará - que en la Figura 1, los datos de la zona A son representados por una función $f_1(x, y)$ y los de la zona B por una función $f_2(x, y)$. Evidentemente, se supone que estas funciones definen la relación

$$f_1(x, y) = f_2(x, y) + S(x, y) \quad (1)$$

donde $S(x, y)$ representa a las diferencias entre dos prospectos. Dependiendo del comportamiento de $S(x, y)$ se derivará la posible solución, puesto que esta función nos indicará cómo podremos modelar las diferencias. Antes de indicar los comportamientos de - las diferencias, es necesario precisar que en la unión de dos zonas se pueden presentar las siguientes situaciones:

Primero, que la zona A y zona B definen una zona de traslape cuya representación es

$$S(x, y) = f_1(x, y) - f_2(x, y) \quad (2)$$

y este caso es el más frecuente.

El segundo caso se presenta cuando las zonas a unir tienen solamente una frontera en común.

Finalmente, el caso más crítico para poder realizar un análisis estadístico confiable de las diferencias será cuando las dos -

son grandes y con un gran número de puntos.

-- Las Diferencias Presentan un Comportamiento Aleatorio.

En la práctica, frecuentemente las diferencias no se pueden representar en forma correcta por una función determinística. Así, se observa que las diferencias se distribuyen aleatoriamente. Este caso puede ser el más real, si suponemos que prevalecieron las mismas condiciones en la obtención de los datos y los mismos métodos en el tratamiento de los datos magnéticos en las zonas a unir. Además, se supone que no existieron errores acumulativos. Este concepto se puede ilustrar si se considera que los prospectos a unir presentan la misma tendencia o valores promedios semejantes en la zona de traslape y que las diferencias tuvieron un valor promedio nulo, pero que al mismo tiempo estuvieron aleatoriamente distribuidas.

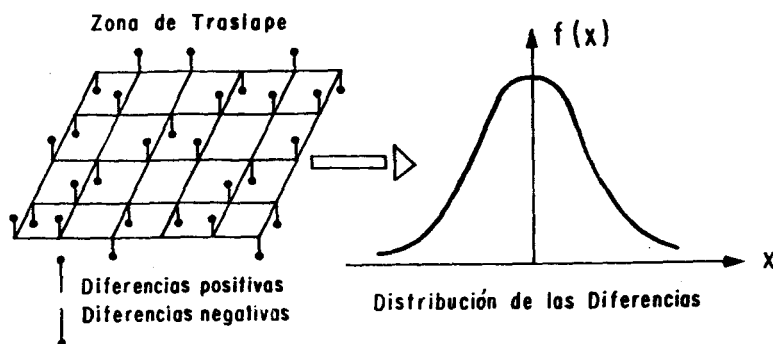


Figura 3

-- Primeros Criterios de Corrección.

Inicialmente, consideraremos el caso más simple que consiste en la presencia de una zona de traslape y donde $S(x, y)$ se puede representar por una superficie polinomial de bajo grado. Otro criterio de corrección se presenta cuando entre las dos zonas no existe frontera en común y cuando éstas presentan las mismas tendencias. En este caso se propone efectuar una interpolación puntual con el krigage simple, Matheron (1970). Así, para un punto x no observado se formará el estimador $z^*(x)$ a partir de la combinación lineal de los valores $z(x_\alpha)$ de los puntos experimentales próximos, aplicando una ponderación de éstos mediante los pesos λ_α que resultan de la minimización de la variancia de estimación. Este proceso de corrección es limitado por las dimensiones de la zona sin información, en particular por la distancia h que las separa.

-- Combinación de Funciones como Segundo Criterio de Corrección.

Cuando las diferencias $S(x, y)$ presentan un comportamiento aleatorio y un valor promedio nulo, se propone como solución una combinación de funciones. En la zona de traslape se podrá realizar una interpolación funcional para cada uno de los prospectos y

después se efectuará una combinación de las funciones interpolatri-
ces. Este tipo de solución se empleó con éxito en problemas de -
cartografía automática, Murillo (1982).

Para describir la combinación, observamos que en la Figura
1 donde se efectuaría una unión horizontal, las abscisas C y D re-
presentan los límites de la zona de traslape. Además, recordemos
que $f_1(x, y)$ representa los datos de la zona A y $f_2(x, y)$ a la -
zona B. La combinación lineal considerará que se ponderan las -
funciones de acuerdo a la posición que guarden. Así, la función
 $f_1(x, y)$ irá decreciendo linealmente a partir de C y conforme se -
acerque a D hasta tomar el valor cero. Para la función $f_2(x, y)$
sucederá lo contrario, ésta será nula a partir de C y aumentará -
linealmente hasta su valor total conforme se aproxime a la coorde-
nada D. La Figura 4 ilustra esta combinación de funciones.

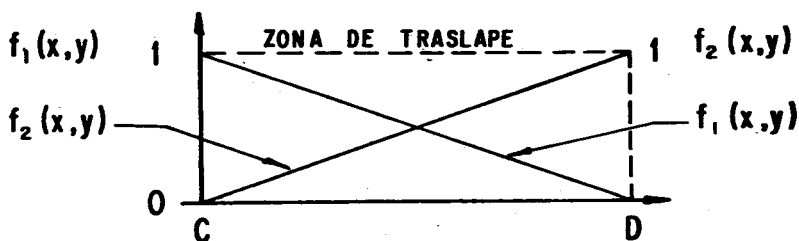


Figura 4

Así, se podrá definir una sola función $g(x, y)$ para la zona unida mediante:

$$g(x, y) = \begin{cases} f_1(x, y) & \text{si } x < C, \forall y \\ f_1(x, y) - \left[\frac{(x-C)}{D-C} \right] [f_1(x, y) - f_2(x, y)] & \text{si } C \leq x < D, \forall y \\ f_2(x, y) & \text{si } x \geq D, \forall y \end{cases} \quad (5)$$

Con esta función se define la coherencia entre los dos conjuntos de datos y la zona de traslape será una zona corregida.

APLICACION DEL KRIGEAGE CONSIDERADO COMO UN INTERPOLADOR.

La solución anterior requiere el cálculo de las funciones $f_1(x, y)$ y $f_2(x, y)$. Así, la aplicación de la Geoestadística consiste en usar el krigage considerado como un interpolador para obtener la función interpolatriz.

$$f(x, y) = \sum_{\alpha}^N b^{\alpha} K(h_{\alpha}) + \sum_{\ell}^M C_{\ell} p^{\ell}(x, y)$$

Para poder formar esta expresión se supone una función covariancia polinomial $K(h_{\alpha})$ (Delfiner y Matheron 1980), donde h_{α} representa la distancia entre un dato de coordenadas (x_{α}, y_{α}) y el

punto a interpolar (x, y) . La sumatoria que contiene a los $p^l(x, y)$ es una expresión polinomial, pues los $p^l(x, y)$ son monomios en x e y . E Murillo (1985 op. cit.) presenta una discusión más amplia de este método, así como el significado y la obtención de los coeficientes b^a y C_l que resultan de un sistema de ecuaciones, cuya dimensión es $N + M$ donde N es el número de puntos experimentales y M el número de monomios. Para la construcción óptima de esta función, el número de puntos a utilizar se deberá limitar aproximadamente a una centena.

UNIFICACION DE DATOS AEROMAGNETICOS

El siguiente ejemplo pretende mostrar los resultados obtenidos en la unión de varios prospectos aeromagnéticos aplicando la Geoestadística. En la Figura 5 se muestran las zonas denominadas TAMPICO2, TAMPICO3 y HUAYACOCOTLA a unir.

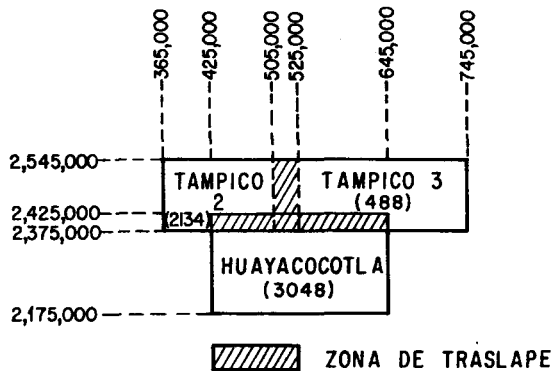


Figura 5

La altura de vuelo en la obtención de la información aeromagnética fue diferente para cada uno de los prospectos, el número entre paréntesis que aparece en la figura anterior indica la altura de vuelo. Así, el primer proceso consistió en continuar los datos en un sentido ascendente hasta 3,500 m.s.n.m. (R. Ornelas 1984). Después se procedió a realizar un análisis estadístico para las diferentes zonas en el área de traslape donde se tuvo alrededor de un millar de puntos. El análisis estadístico mostró que existían pequeñas diferencias, E. Murillo (1984). Sin embargo, cuando se configuraron los datos, las curvas de isovalores presentaron problemas en la zona de traslape.

Al efectuar la unión se consideró el caso de un comportamiento aleatorio de las diferencias representadas por $S(x, y)$ y el proceso de corrección consistió en la aplicación de una combinación de funciones. Sin embargo, la aproximación funcional no sería óptima si se utilizaran la totalidad de datos. Así, se realizó una división del área de traslape en bloques que tuvieron un número limitado de datos. Primero se efectuó la unión TAMPICO2 y TAMPICO3. Para ello, la ponderación de las funciones aproximadas en cada uno de los bloques se aplicó en el sentido horizontal. Posteriormente, a la unión de estas dos zonas se les anexó la denominada HUAYACOCOTLA y al igual que en el caso anterior, el área de traslape se dividió en bloques. Después de aproximar las funciones la ponderación de éstas se efectuó en el sentido vertical y la zona unificada se muestra en la Figura 6. En la zona de traslape corregida existe una mayor densidad de líneas de isovalores con el objeto de mostrar las dimensiones de ésta y además los resultados obtenidos.

CONCLUSIONES

Desde un punto de vista estético y numérico las zonas unidas dieron resultados satisfactorios, pues estos planos podrían compararse y posiblemente superar a los planos unidos manualmente por

el intérprete. En la Figura 6 se puede observar que existe una -
continuidad en los contornos y sobre todo que no existen incoherenci
cias en los resultados. Es decir, no se presentan contornos angu
losos, sucesiones de máximos y mínimos, y contornos discontinuos.

Una de las posibles desventajas de este método es que podría
parecer no tan simple como el análisis visual y ni tan rápido -
como una corrección manual que realizaría el intérprete de datos -
magnéticos. Sin embargo, una vez que se haya adquirido cierta -
experiencia en el uso de estas técnicas y de los programas de -
computadora podrán obtenerse los resultados deseados y además en
el tiempo requerido.

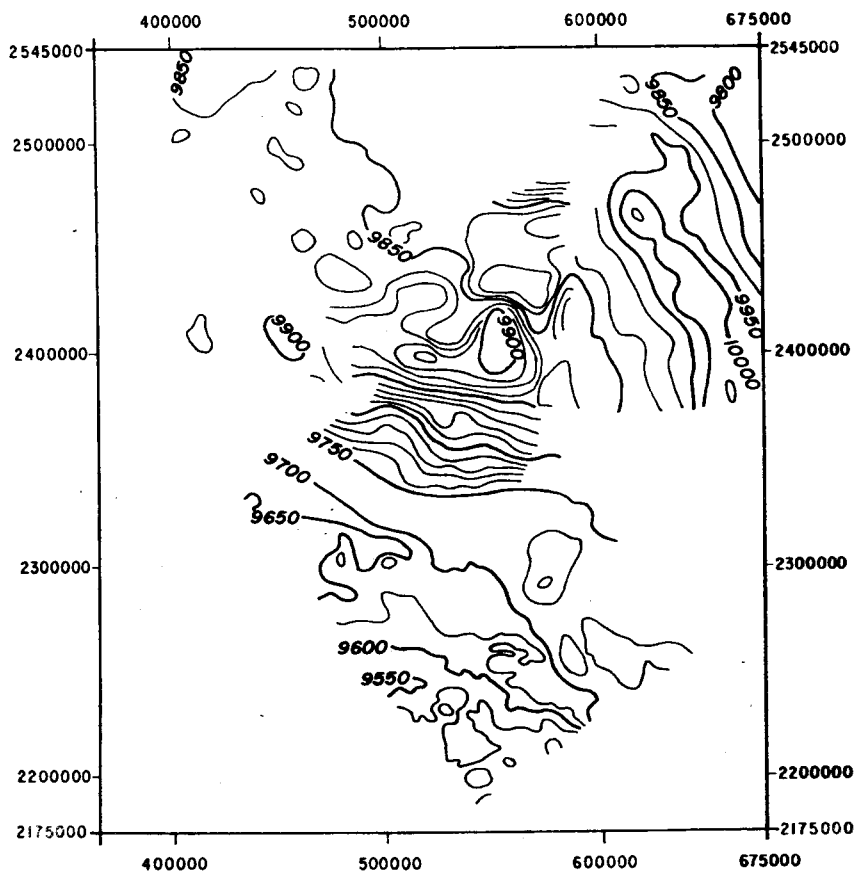


Figura 6

REFERENCIAS

- BHATTACHAYYA B.K., Sweeney R.E. and Godson R.H.; "Integration of Aeromagnetic Data Acquired at Different Times with Varying Elevations and Line Spacings". *Geophysics* V. 44: 472-752 (1979).
- DELFINER P. et Matheron G.; "Les Fonctions Aléatoires Intrinsèques d'ordre k ". Centre de Géostatistique, Ecole des Mines de Paris (1980) (Inédito).
- GALLI A., MURILLO OLAYO E. Y THOMAS J.; "Kriging as an Interpolator-Its properties and its Uses in Direct Contouring" in *Geostatistics for Natural Resources Characterization*, G. Werdly et al. Eds. Reidel Publishing Co. (1983).
- GRANT F.S. AND WEST G.F.; "Interpretation Theory in Applied Geophysics. Mc Graw-Hill (1965).
- MATHERON G.; "The Theory of Regionalized Variables and its Applications". Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique No. 5 Ecole des Mines de Paris (1982) (Inédito).
- MURILLO OLAYO E.; "Géostatistique et Cartographie Automatique Application aux Données Sismiques". Thèse de Docteur-Ingenieur. Ecole des Mines de Paris (1982) (Inédito).
- MURILLO OLAYO E.; "Unificación de Datos Aeromagnéticos por Métodos Geoestadísticos". Reporte Interno. Instituto Mexicano del Petróleo (1984) (Inédito).
- MURILLO OLAYO E.; "Aplicación de la Geoestadística en la Interpolación de Datos Sísmicos". Revista del Instituto Mexicano del Petróleo (1985).
- ORNELAS VALDES R.; "Integración Magnetométrica de la Plataforma Valles San Luis Potosí". Reporte Interno. Instituto Mexicano del Petróleo (1984) (Inédito).

PALEOMAGNETISMO Y SUS APLICACIONES EN GEOFISICA
Y GEOLOGIA *

J. Urrutia-Fucugauchi **

RESUMEN

Los datos paleomagnéticos, al proporcionar información cuantitativa en espacio y tiempo sobre el campo geomagnético en el pasado, proveen un sistema de paleo-coordenadas espacio-temporales que permiten resolver los movimientos relativos de la corteza y litósfera y proporcionan elementos para correlación y fechamiento. Las aplicaciones en Deriva Continental, Esparcimiento de los Fondos Oceánicos y Tectónica de Placas, son las más conocidas y nos han proporcionado una nueva visión sobre la historia del planeta. Los estudios paleomagnéticos tienen además muchas otras aplicaciones en geología y geofísica; por ejemplo, en interpretación de anomalías magnéticas, geología estructural, estratigrafía, geología

* Trabajo presentado en la conmemoración del XV Aniversario de la creación de la carrera de Ingeniero Geofísico en la Facultad de Ingeniería de la UNAM.
Publicado con permiso de la Facultad de Ingeniería.

** Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, UNAM y Facultad de Ingeniería, UNAM.

económica, orientación de núcleos de perforación, geomagnetismo, evolución del núcleo de la Tierra, petrofábrica y paleoambientes, y paleoclimas.

1. INTRODUCCION

Una de las formas más sencillas de orientarse es la que aprovecha el campo geomagnético por medio de mediciones con compases magnéticos e inclinómetros. El campo geomagnético se asemeja al producido por un dipolo magnético situado cerca del centro de la Tierra (Fig. 1). En puntos sobre la superficie terrestre, el campo geomagnético puede expresarse en términos de la declinación, inclinación e intensidad (Fig. 2). Estos parámetros pueden relacionarse al sistema de coordenadas geográficas, proveyendo un sistema magnético de coordenadas. La inclinación e intensidad varían con la latitud, de horizontal y $\approx 30\,000$ mT en el ecuador hasta vertical y $\approx 60\,000$ mT en los polos. Las coordenadas geográficas y magnéticas sin embargo no coinciden, debido a que el campo geomagnético está compuesto de varias componentes (dipolar y no dipolar). Estas componentes varían en el tiempo, con variaciones de distintos períodos, desde menos de segundo hasta miles de millones de años (Tabla 1). Estos componentes tienen diversos

orígenes y características. Para componentes que abarquen períodos mayores a los de la variación paleosecular, se tiene un campo magnético dipolar geocéntrico y axial. Este campo provee un sistema de coordenadas que concuerda con las coordenadas geográficas. La forma en que se han documentado las variaciones temporales del campo geomagnético de período largo es por medio de estudios paleomagnéticos.

En la naturaleza se tienen varios sistemas magnéticos de memoria que bajo ciertas perturbaciones son capaces de registrar la dirección e intensidad del campo geomagnético. Por ejemplo, en las rocas ígneas el enfriamiento actúa como perturbación sobre los minerales magnéticos, principalmente los óxidos de fierro y titanio, que adquieren una magnetización termoremanente (MRT) proporcional a la dirección e intensidad del campo geomagnético ambiental. El estudio de las MRT es el equivalente para el pasado geológico de hacer mediciones con compás e inclinómetros magnéticos. Registros similares se tienen en otras clases de roca. En las rocas sedimentarias, al tiempo del depósito los minerales magnéticos se orientan en la dirección del campo magnético ambiental, dando lugar a una magnetización remanente detrital (MRD). Procesos químicos que involucren cambios de composición y volumen de los minerales magnéticos resultan en magnetizaciones remanente químicas.

cas (MRQ). La acción de campos magnéticos directos de intensidad alta, como los asociados a tormentas eléctricas, resultan en magnetizaciones remanentes isotermales (MRI). La exposición a campos magnéticos por períodos largos resulta en magnetizaciones remanentes viscosas (MRV). En una roca dada, puede ocurrir que varias de estas magnetizaciones estén coexistiendo y la magnetización resultante (remanente natural, MRN) es la suma vectorial de las varias componentes. Todas estas componentes, cuando pueden ser identificadas, proporcionan información útil.

Una parte considerable del trabajo de laboratorio se dedica a la identificación y medición de las componentes de la MRN. Para ello se emplean varios métodos, conocidos como métodos de desmagnetización. Entre los más comunes se tienen: desmagnetización por campos magnéticos alternos decrecientes (CMAD), desmagnetización térmica y desmagnetización química. En la desmagnetización CMAD, las muestras de roca a estudiar se someten a la acción de un campo alterno en un ambiente libre de campos magnéticos directos. En la desmagnetización térmica, las muestras se calientan a temperaturas que van de la ambiental hasta $\pm 700^{\circ}\text{C}$ y se dejan enfriar en campo magnético cero. En la desmagnetización química, las muestras se sujetan a un tratamiento con ácido clorhídrico, incrementando paulatinamente el tiempo de inmersión de las

muestras en el ácido. Estos métodos permiten además, un análisis de la estabilidad de las magnetizaciones y el estudio de la clase y propiedades de los minerales magnéticos portadores de estas magnetizaciones.

2. APLICACIONES

Las aplicaciones del paleomagnetismo en geofísica y geología usan las variaciones en espacio y tiempo del campo geomagnético y las propiedades del sistema de registro (minerales magnéticos) de esas variaciones. Las aplicaciones son muy variadas (Tabla 2) y cubren desde aspectos de la evolución del núcleo terrestre hasta estudios locales de evolución de estructuras geológicas pequeñas. A continuación se discuten brevemente algunas de estas aplicaciones.

2.1 Tectónica

En la década de los 50s, un grupo inglés (Creer et al., 1954; Runcorn, 1956) reportó resultados paleomagnéticos en apoyo de la teoría de Deriva Continental y la existencia del supercontinente Pangea. En estos trabajos se introdujo el análisis de curvas de posición polar aparente. Estas curvas representan los cambios de posición de los polos paleomagnéticos en tiempo, con respecto al

sistema de coordenadas geográfico actual. La divergencia angular observada entre las curvas de Norte América y Europa, la explica ron en términos de movimientos relativos de estos continentes durante la apertura del Océano Alántico. Estos estudios han permitido el reconstruir las posiciones relativas de las porciones de la corteza (y litósfera) y sus movimientos en tiempo. En la Fig. 3 se muestran las curvas de posición polar aparente para Norte América y Europa y en la Fig. 4 se muestra la reconstrucción obtenida al sobreponer las curvas y eliminar la divergencia angular entre ellas. Datos similares para México aún no son suficientes para definir curvas de movimiento polar aparente (particularmente porque en cinturones orogénicos se tiene la posibilidad de tener varios bloques tectónicos con movimientos independientes y por lo tanto curvas distintas). En la Fig. 5 se muestran algunos de los datos disponibles para el norte de México y se comparan con la curva polar de Norte América.

A la fecha se dispone de más datos para varias áreas del norte, centro y sur de México, los que han permitido estudiar diversos aspectos de su evolución tectónica. En la Fig. 6 se presen ta un esquema preliminar de evolución tectónica que incorpora la información paleomagnética disponible.

Otro aspecto de interés en estudios de tectónica es el relacio

nado a la interpretación de las anomalías magnéticas observadas sobre las cuencas oceánicas. De acuerdo a la hipótesis de Esparrimamiento de los Fondos Oceánicos, la litósfera oceánica es generada en las dorsales; las rocas ígneas de las capas superiores se magnetizan y llevan un registro del campo geomagnético presente al tiempo de su formación. La ocurrencia de este proceso, en períodos que cubran cambios de polaridad del campo geomagnético, produce una serie de 'bandas' de corteza oceánica con magnetizaciones de polaridad normal y reversa que resultan en anomalías magnéticas con máximos y mínimos. Los cambios de polaridad se han fechado, con lo que se desarrolló la escala de polaridad del campo geomagnético (Fig. 7). De esta forma se controlan distancias y tiempos y se pueden estimar velocidades y direcciones para el desplazamiento de las placas de litósfera y realizan paleorreconstrucciones.

Los estudios realizados en el Golfo de México y en varias regiones del Océano Pacífico y el Golfo de California, han aportado datos útiles para entender la evolución tectónica de México. La región del Pacífico Este, cercana a México, es de gran interés ya que los procesos tectónicos son complejos y se desarrollan con relativa rapidez. Trabajos recientes en esta área han sido reportados por Klitgord & Mammerickx (1982).

2.2 Magnetoestratigrafía-Correlación y fechamiento.

Los estudios sobre las variaciones del campo geomagnético - en tiempo (Tabla 1) proporcionan las bases para resolver problemas de correlación y fechamiento. En estos estudios se pueden utilizar:

1. Datos de variación secular (direcciones e intensidad).
2. Excursiones.
3. Cambios de polaridad (escala de polaridades) y
4. Polos paleomagnéticos (curvas de movimiento polar aparente).

Los rangos (espacio y tiempo) de aplicación son diferentes - para cada caso. Por ejemplo, para la determinación de polos paleomagnéticos se usan datos que promedian la variación paleosecular y se trabaja con un campo magnético dipolar geocéntrico y - axial, lo que implica que variaciones menores que 10^3 años no - pueden ser estimadas. Estas pueden estudiarse con datos de direcciones e intensidad de variación secular. Ejemplos de estos estudios en México pueden encontrarse en Urrutia et al. (1985) y - Bremer & Urrutia (1985). Estudios de variación secular pueden - aplicarse en problemas de arqueología, para correlación y fechamiento. En la Fig. 8 se muestran algunos datos arqueomagnéticos

para dos localidades en México (Teotihuacán y Tajín), que cubren el período de 100 años A.C. a 900 años D.C. Estos datos son útiles para otros problemas en volcanología y estratigrafía de sedimentos de lago.

Los datos, como los reportados en la Fig. 7, de cambios de polaridad y excursiones, son útiles para correlación y fechamiento de unidades volcánicas y sedimentarias. La escala de cambios de polaridad está estudiada con datos paleomagnéticos y de anomalías magnéticas hasta el Jurásico Medio. Estudios magnetoestratigráficos en secuencias sedimentarias continentales han proporcionado datos para tiempos anteriores, principalmente para el Paleozoico Tardío y Triásico. Estudios de magnetoestratigrafía se han realizado en secuencias de carbonatos y son útiles en prospección de petróleo y gas.

Datos de magnetoestratigrafía aplicados al estudio del campo geotérmico de Los Azufres se incluyen en el trabajo de Morán et al. (1985), en este volumen.

2.3 Interpretación de anomalías magnéticas.

Los datos paleomagnéticos son útiles en la interpretación de anomalías magnéticas. En la sección 2.1 se comentó brevemente

el caso de anomalías magnéticas marinas. En el caso de magnetometría terrestre y aérea, los datos paleomagnéticos proporcionan información sobre la dirección e intensidad de la magnetización remanente (MRN) y la susceptibilidad (y de aquí, la magnetización inducida). Ello permite estimar las incógnitas relacionadas a la geometría de los cuerpos anómalos. Ejemplos de estos estudios han sido reportados en la literatura (ver Urrutia, 1977). Casos en los que la influencia de la magnetización remanente es clara, son aquellas anomalías con orientaciones distintas a la dirección local del campo geomagnético actual. Anomalías magnéticas dipolares asociadas a magnetizaciones inducidas presentan en el hemisferio norte el mínimo hacia el norte (y máximo hacia el sur). En el caso de que se trate de anomalías asociadas a magnetizaciones remanentes, esta orientación puede variar y para el caso de MRN de polaridad reversa, la anomalía se invierte, con el máximo orientado al norte. En la Fig. 9 se presenta un ejemplo de una anomalía dipolar invertida (Contreras et al., 1984; Contreras & Ramírez, 1985). Los resultados paleomagnéticos de las rocas expuestas en la zona (unidades piroclásticas de la Formación Alquítrán) indican principalmente magnetizaciones de alta intensidad y polaridad intermedia o reversa. Para el modelado de la anomalía se usaron magnetizaciones de polaridad reversa. Los resultados

de desmagnetización CMAD y térmica, indican que la MRN reside en titanomagnetitas de alta temperatura de Curie ($\Delta 450^{\circ}\text{C}$), de dominio magnético sencillo (tamaño de grano fino) y alto contenido de Fe.

2.4 Estimación de temperaturas de emplazamiento.

Los estudios de desmagnetización térmica en rocas piroclásticas permiten estimar temperaturas de emplazamiento. La MRT se adquiere durante el cambio de temperatura (enfriamiento) y es proporcional al campo geomagnético ambiental. En el caso de unidades con temperaturas altas de emplazamiento, se tiene que las componentes de la MRT (ésto es, las magnetizaciones adquiridas en diferentes rangos de temperatura) son paralelas y la desmagnetización térmica no mostrará cambios en dirección durante el calentamiento en el laboratorio. Las direcciones de MRT de diferentes fragmentos de la unidad piroclástica serán paralelas. En el caso de temperaturas intermedias de emplazamiento, entonces, la desmagnetización térmica mostrará cambios de dirección de la MRT - arriba de la temperatura de emplazamiento. Las direcciones de diferentes fragmentos serán paralelas para temperaturas inferiores a la de emplazamiento y mostraron divergencias angulares para -

temperaturas mayores. En el caso de unidades con temperaturas de emplazamiento cercanas a la ambiental, entonces las direcciones de MRT de distintos fragmentos serán diferentes (caso de lahares). Un ejemplo de estos estudios se ha reportado para depósitos piroclásticos de la Caldera de los Humeros y el cráter de Alchichica (Urrutia, 1983).

LISTA DE FIGURAS

- Fig. 1. Representación esquemática del campo magnético de un dipolo geocéntrico y axial, de un dipolo inclinado y del campo geomagnético 1945.
- Fig. 2. Representación esquemática del campo magnético en el sistema de coordenadas geográficas. D = declinación; I = inclinación.
- Fig. 3. Comparación de las curvas de variación polar aparente para Norte América (círculos) y Europa (cuadrados). La proyección es la polar esterográfica. Adaptada de McElhinny (1973).
- Fig. 4. Comparación de las curvas de posición polar aparente después de notar los continentes y cerrar el océano Atlántico norte. Note la concordancia en las curvas de posición polar aparente para Europa y Norte América (ver Fig. 3). Adaptada de McElhinny (1973).
- Fig. 5. Comparación de las curvas de variación polar aparente del norte de México (+) y de Norte América (*). Los números en las curvas representan edades en millones de años antes del presente.
- Fig. 6. Representación esquemática del modelo de evolución tectónica propuesto para México considerando los datos paleomagnéticos disponibles (tomada de Urrutia, 1984).
- Fig. 7. Escala de cambios de polaridad del campo geomagnético para los últimos 4.5 millones de años. Polaridad normal es en negro y polaridad reversa es en blanco.
- Fig. 8. Cambios de declinación e inclinación del campo geomagnético (variación secular) estimados para dos localidades arqueológicas, Teotihuacan y Tajín (tomada de Urrutia et al., 1981).
- Fig. 9. Anomalía aeromagnética observada en el área de Tierra Colorada, estado de Guerrero. Note que la anomalía está invertida con respecto a la anomalía esperada inducida en el hemisferio norte. En este caso el mínimo está hacia el sur y el máximo hacia el norte (tomada de Contreras y Ramírez, 1985).

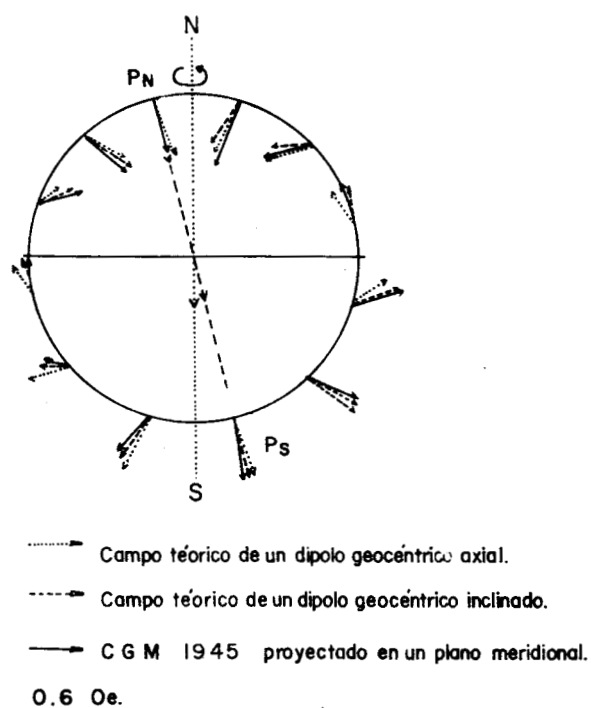


Fig. 1

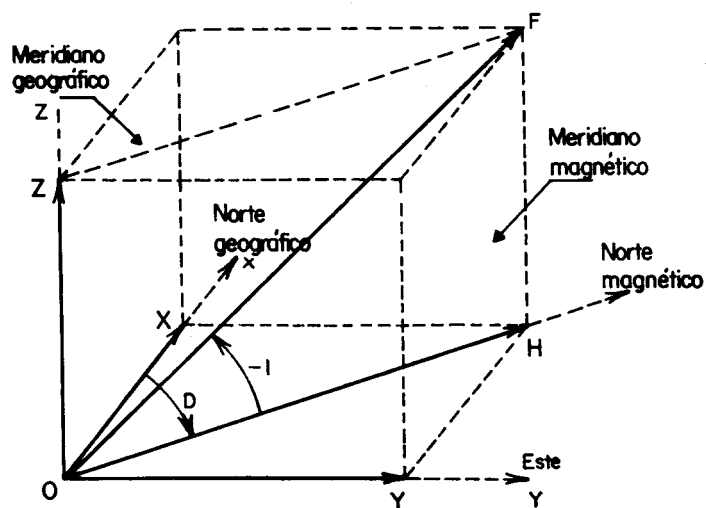


Fig. 2

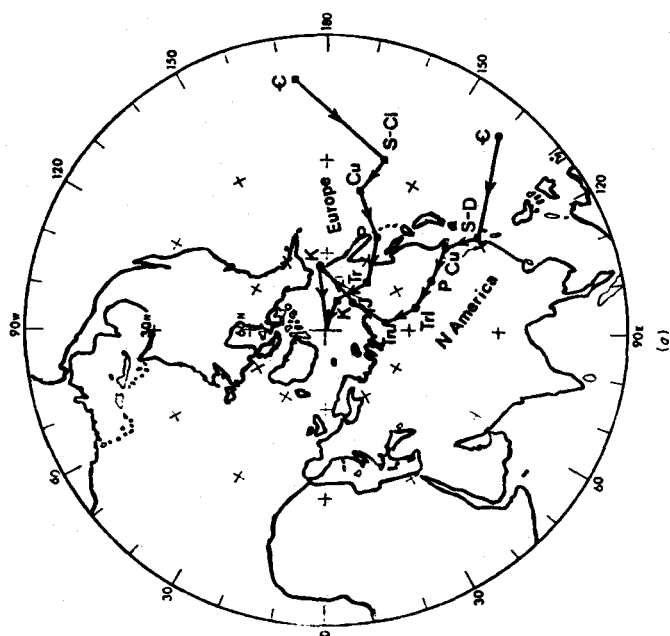


FIGURA 3

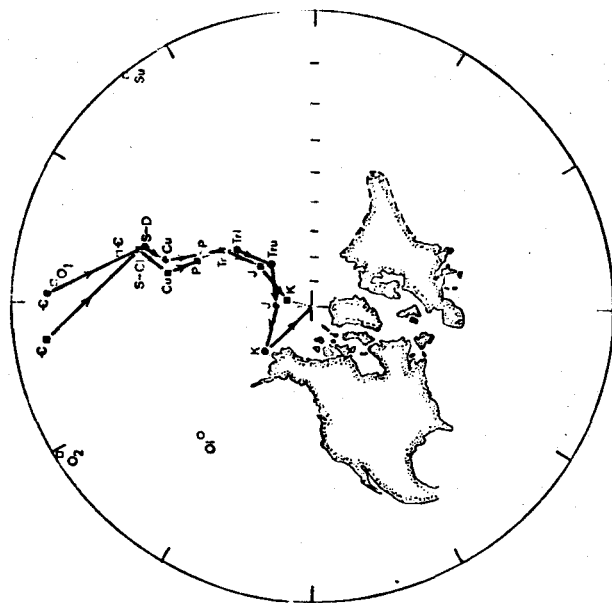


FIGURA 4

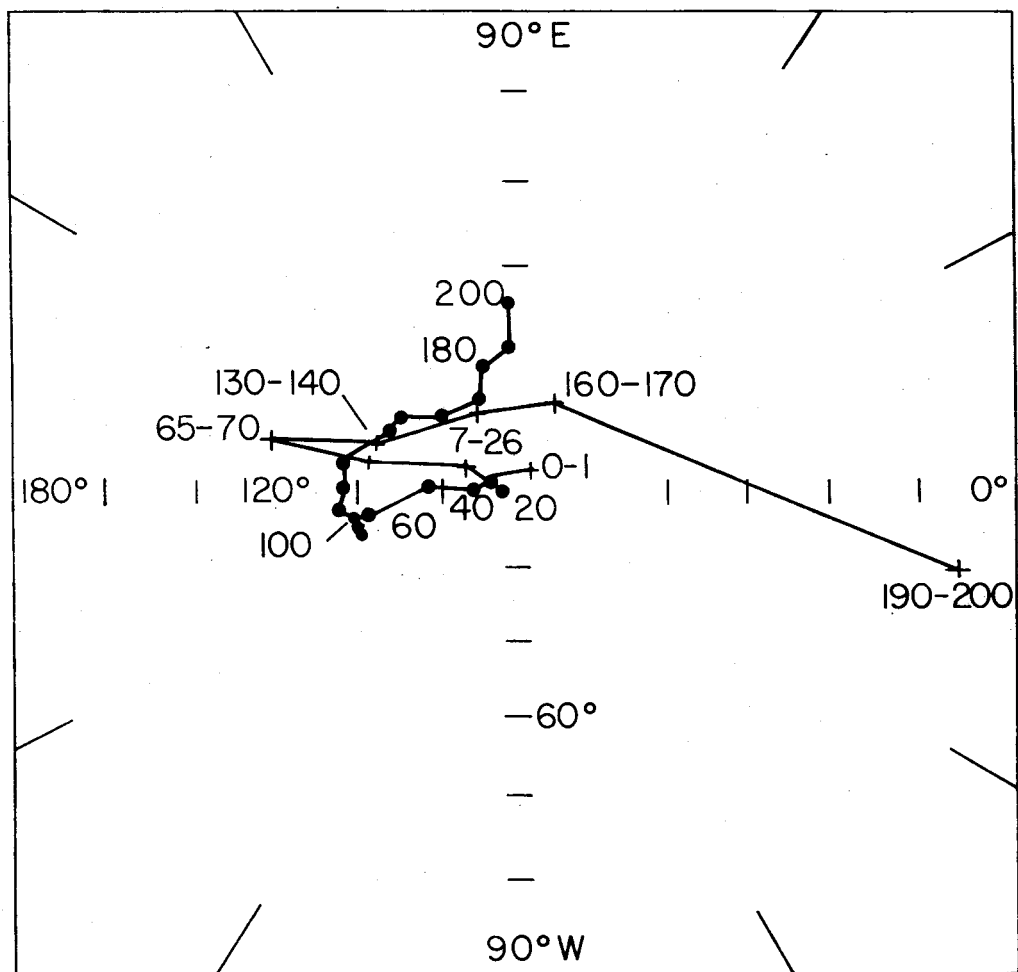
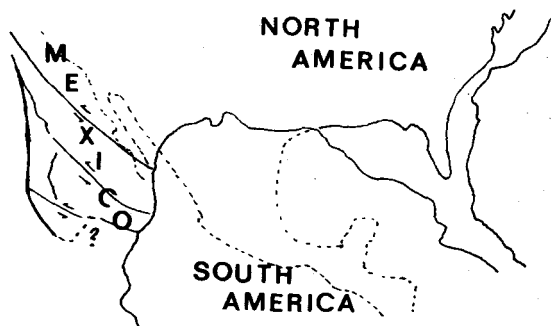
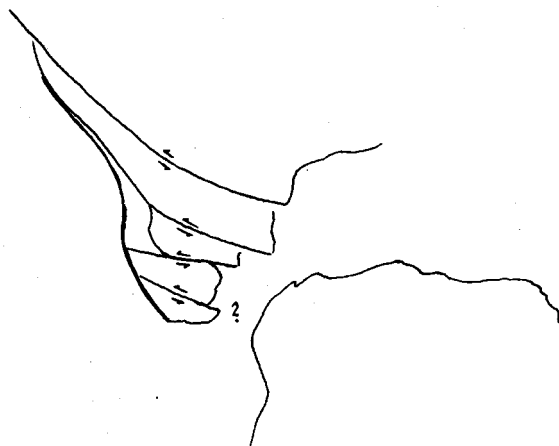


Fig. 5

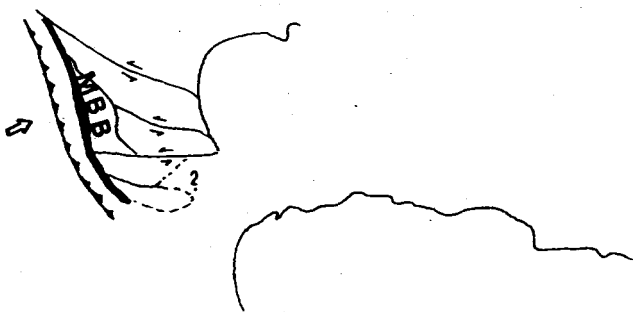
a) Permian



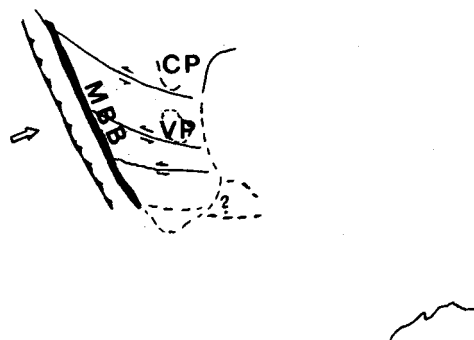
b) Late Triassic



c) Late Jurassic



d) Late Cretaceous



e) Early Tertiary

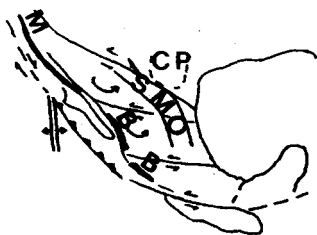


Fig. 6

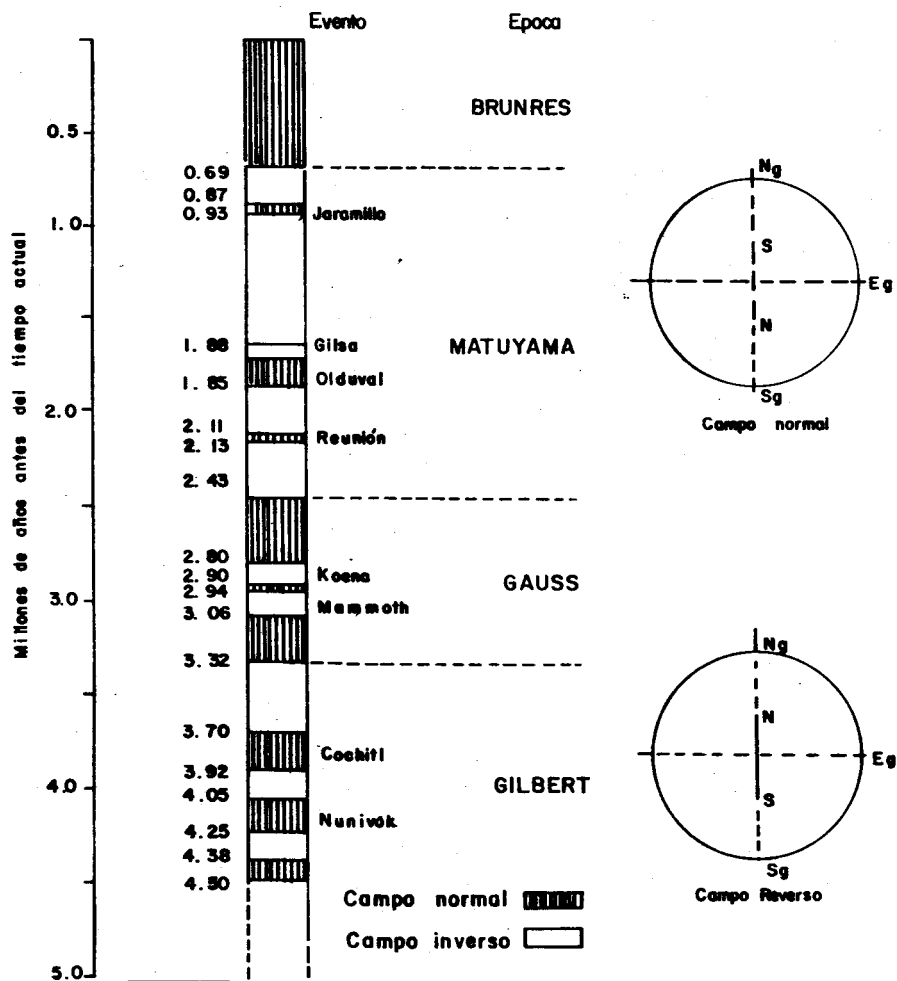


Fig. 7

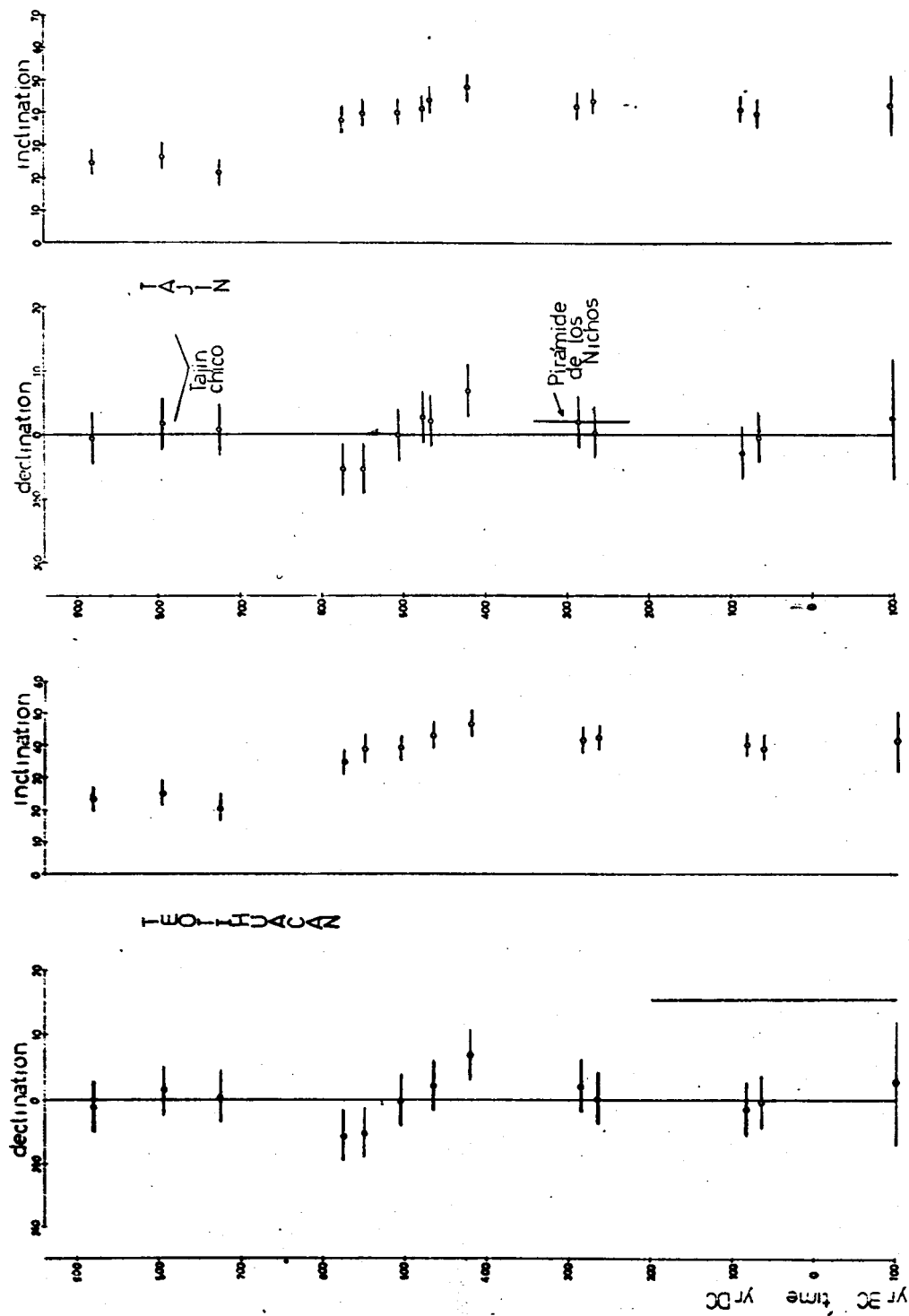


Fig. 8

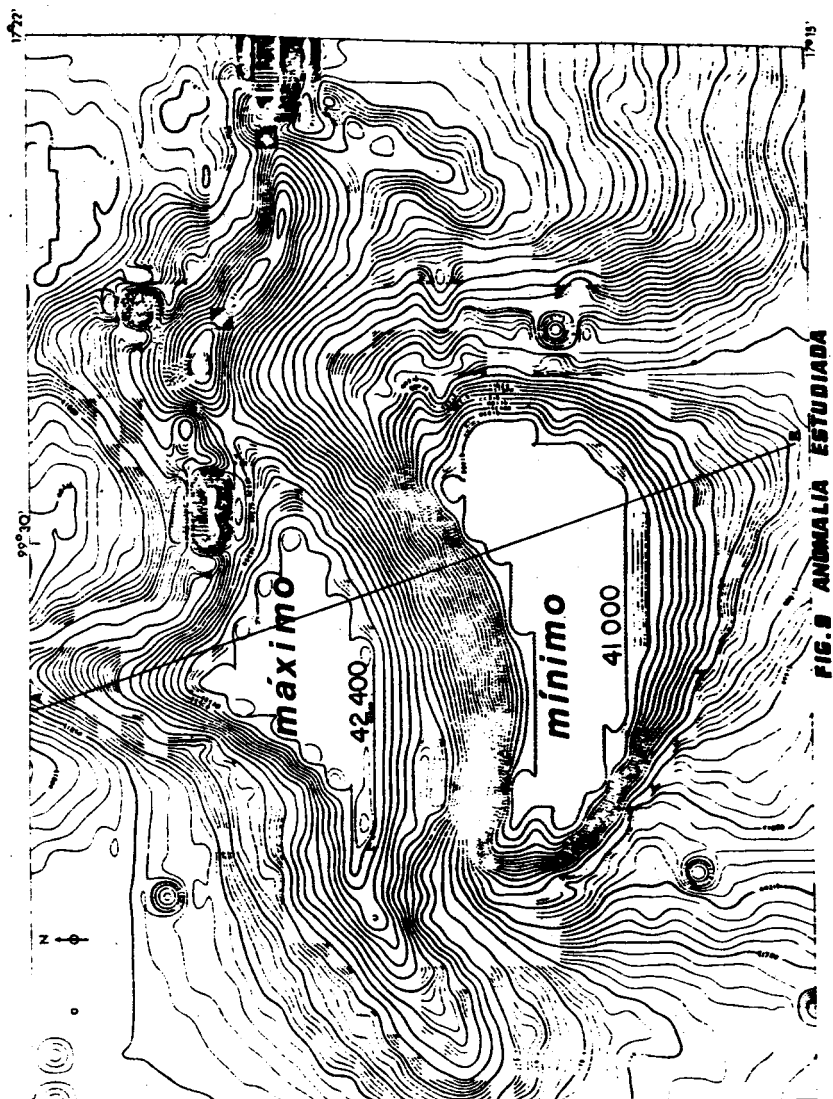


Tabla 1. Campo geomagnetico

Clases	Segundos	Clases de variación	origen	Comentarios	Referencias
10^9	$3 \cdot 10^{16}$?	CGM dipolar		Smith, 1967c
10^8					
10^7	$3 \cdot 10^{14}$				
10^6	$3 \cdot 10^{13}$	épocas cambias de eventos polaridad	CGM dipolar y no dipolar interno	variación diferencia en estudios geológicos. determinación de estudios paleomagnéticos.	Cox, 1969
10^5	$3 \cdot 10^{12}$	paleovariación secular	CGM de di- polar regional y global	determinación de estudios paleomagnéticos.	Gough, 1967
10^4	$3 \cdot 10^{11}$	variación del mo- mento dipolar geo- magnético variaciones de in- tensidad del CGM	CGM dipo- lar CGM dipo- lar		Smith, 1967c
10^3	$3 \cdot 10^{10}$	variación secular	CGM no di- polar in- terno.	Procesos de turbulencia en el núcleo. Mediciones di- rectas del CGM	Cox y Doell, 1964.
10^2	$3 \cdot 10^9$				
10^1					
10^0					
10^{-1}	$3 \cdot 10^6$	tormentas magnéticas	CGM exter- no.	Mediciones di- rectas del CGM	Chapman y Bartels, 1940.
10^{-2}	$3 \cdot 10^5$	variación diurna	CGM exter- no.	Mediciones di- rectas del CGM	Chapman y Bartels, 1940.
10^{-3}	$3 \cdot 10^4$				
10^{-4}					
10^{-5}					
10^{-6}	$3 \cdot 10^{-1}$	micropulsa- ciones	CGM exter- no	Mediciones di- rectas del CGM	Chapman y Bartels, 1940.
10^{-7}	$3 \cdot 10^0$				
10^{-8}	$3 \cdot 10^{-1}$	variaciones sub-acústicas	CGM exter- no	Mediciones di- rectas del CGM	Chapman y Bartels, 1940.
10	$3 \cdot 10$				

Tabla 2.

Algunas aplicaciones de las investigaciones paleo-magnéticas.

1. Estudios sobre:
 - (a) Comportamiento del CM dipolar terrestre
 - (b) Aspectos permanentes del CM no dipolar
 - (c) Comportamiento de CM de otros cuerpos celestes
 - (d) Magnetismo de rocas y soluciones de laboratorio
 - (e) Procesos y clases de magnetizaciones
2. Determinación de:
 - (a) Curvas de desplazamiento polar aparente
 - (b) Cronología de los cambios de polaridad del CGM
 - (c) Paleointensidad del CGM
 - (d) Paleovariación secular
 - (e) Paleocentellas
 - (f) Paleoradio terrestre
 - (g) Paleocociente de rotación terrestre
3. Aplicación en las teorías de:
 - (a) Origen y evolución del CGM
 - (b) Origen y evolución del Núcleo terrestre
 - (c) Deriva Continental
 - (d) Esparcimiento del Fondo Oceánico
 - (e) Tectónica de Placas
 - (f) Expansión terrestre
 - (g) Extinción y evolución de especies
 - (h) Influencia sobre el clima
 - (i) Acoplamiento de los procesos núcleo-manto-corteza
4. Usos en:
 - (a) Problemas estructurales
 - (b) Correlación estratigráfica, en rocas de continentes y océanos.
 - (c) Origen e historia de las rocas (determinación de procesos metamórficos, etc.)
 - (d) Reconstrucciones paleogeográficas
 - (e) Reconstrucciones paleoclimáticas (estudios de - paleocorrientes, de paleovientos, etc.)
 - (f) Problemas de orientación de núcleos de perforaciones
 - (g) Problemas de geología económica
 - (h) Estudios de condiciones de génesis de las rocas
 - (i) Problemas de interpretación en prospección magnetométrica



EMPRESA 100% MEXICANA
AL SERVICIO DE LA INDUSTRIA
PETROLERA



BRUSELAS 10-3^{er} PISO
COL. JUAREZ
MEXICO 6, D.F.

566 41 44
TELS. 566 43 90
566 42 37

Síntesis de Información inepi Geográfica por Estados nepi

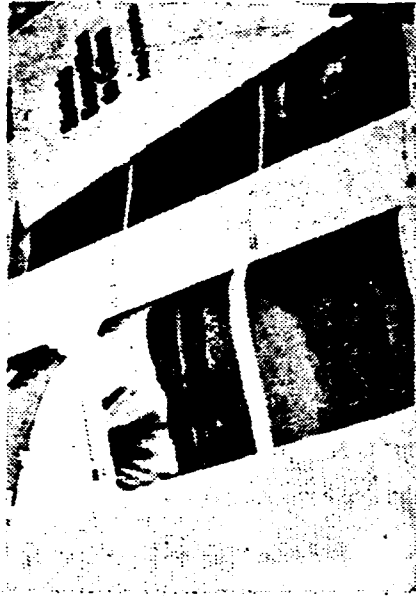
A través de la Síntesis de Información Geográfica por Estados, se pretende ofrecer una visión integrada de la geografía física de cada entidad, señalando, además, en función del análisis de ella, cuáles son las posibilidades para el aprovechamiento de los recursos en las actividades agrícolas, ganaderas y forestales.

	Costo de envío	
	Nacional	Internacional
• Aguascalientes	\$ 1 600.00	USCY 7.00
• Coahuila	\$ 2 800.00	USCY 9.00
• Querétaro	\$ 1 200.00	USCY 9.00
• Jalisco	\$ 2 200.00	USCY 12.00
• México	\$ 1 900.00	USCY 9.00
• Morelos	\$ 1 700.00	USCY 7.00
• Nayarit	\$ 1 800.00	USCY 9.00
• Nuevo León	\$ 2 600.00	USCY 9.00
• Tlaxcala	\$ 2 000.00	USCY 7.00
• Zacatecas	\$ 2 000.00	USCY 10.00

Informes, Consulta y Ventas en Balderrías No. 71-P.B.
y en Insurgentes Sur No. 795-P.B.

Tel.: 521-42-51, 687-46-91 y 510-47-75

Para el interior de la República anexas cheques certificados a favor de INEGI-SPP, Dirección General de Integración y Análisis de la Información. Cuentas No. 970, Ser. pso, Cal. Grupos México. Delegación Itzamal, 08400 Mérida, D. F. Tel. 957-89-44, Ext. 214



SPP

programación y presupuesto
INSTITUTO NACIONAL DE ESTADÍSTICA
GEOGRAFÍA E INFORMÁTICA

La información estadística y geográfica es un servicio público y su difusión es comunicación social

**GEOFISICOS CONSULTORES PARA
PETROLEOS MEXICANOS**



Seiscor Corporation of Mexico

RIO TIBER 50-101 MEXICO 5, D.F.

TELEFONOS : 514-47-94 514-47-96

SUBSIDIARIA DE

SEISMOGRAPH SERVICE CORPORATION

6200 East 41st. St. • Box 1590 • Tulsa, Oklahoma, U.S.A.

ESPECIALIZADOS EN :

SERVICIO DE GEOFISICA

- Levantamientos :**
- Sismológicos
 - Gravimétricos
 - Magnetométricos
 - Procesado de Datos Magnéticos
 - LORAC - Levantamiento Electrónico

SERVICIO DE REGISTRO DE POZOS

- Registros para Evaluación de Formaciones
- Registros de Pozos de Producción
- Servicio de Terminación Permanente
- Registro Continuo de Velocidad



GEOEVALUACIONES, S.A.

AV. AMACUZAQ 619 Mex. D.F. Tel. 6-32-39-19 6-72-09-02

- Servicios de Gravimetría Terrestre
- Geología Superficial
- Métodos Eléctricos para Geohidrología y Geotecnia
- Métodos Sísmicos para Geohidrología y Geotecnia
- Servicios de Registros Geofísicos para pozos de agua
- Servicios de Interpretación
- Análisis Químicos de agua para fines Geohidrológicos e Industriales.



perforadata, s. a.

SERVICIOS DE EXPLORACION

- **GRAUMETRIA**
- **SISMOLOGIA**
- **PERFORACION**
- **GASOMETRIA**
- **DELTA CARBONATOS**
- **POZOS DE AGUA**

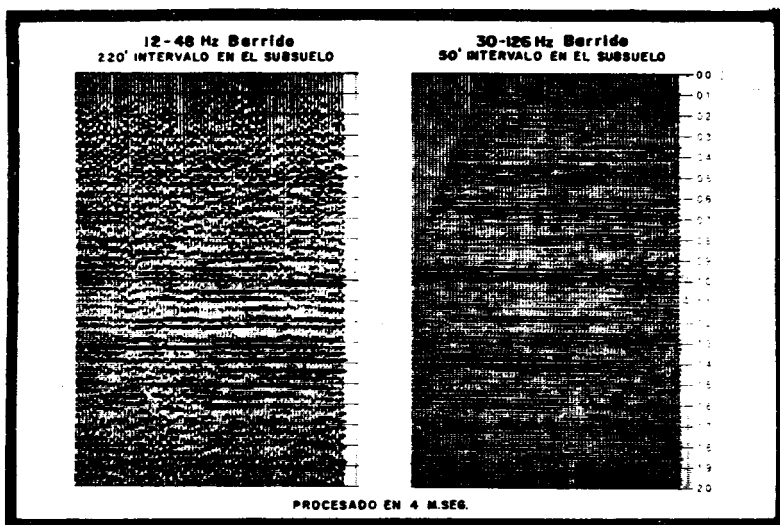
CON LA EXPERIENCIA DE 32 AÑOS AL SERVICIO DE LA INDUSTRIA PETROLERA MEXICANA.

**AV. JUÁREZ 117 6o. PISO
MEXICO 1, D.F.**

TEL. 566-44-11

Mayor energía para usted!

**MAYOR ENERGIA
MEJOR PENETRACION Y RESOLUCION
DEL VIBRADOR DE ESPECTRO AMPLIO
MAS POTENTE EN LA PRODUCCION
DE HOY**



El vibrador estándar de GSI, de alto poder no tan solo desarrolla la más alta energía sino que además es el más flexible el de mayor precisión y el mas digno de confianza.

POTENCIA: De 30,240 libras de fuerza pico permite el uso de menos máquinas en el campo.

FLEXIBILIDAD: El vibrador de GSI puede barrer hacia abajo o hacia arriba con la misma potencia entre 5 y 200 Hz con acoplamiento excelente a la baja frecuencia.

PRECISION: Los circuitos electrónicos patentados permiten un control de acoplamiento de fase que reduce enormemente la distorsión armónica y permite barridos hacia arriba o hacia abajo a plena fuerza sobre el rango completo de frecuencias.

Los inicios están sincronizados con precisión mediante señales de radio codificados para mayor eficiencia en el campo.

CONFIANZA: El diseño mecánico con mayor resistencia minimiza descomposturas y mantenimiento, reduciendo de esta manera el equipo extra que se tiene para repuesto.

A disposición inmediata.

Para mayor información, llamar o escribir a
GSI DE MEXICO, S.A. DE C.V. RIO RHIN No. 22
7º PISO MEXICO 6, D.F. TEL. 566-92-44



GSI DE MEXICO, S. A. DE C.V.

SUBSIDIARIA DE

TEXAS INSTRUMENTS
INCORPORATED