

B O L E T I N

D E L A

ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

S U M A R I O:

- REFLEXION Y REFRACCION SISMICA
SUPERFICIAL UTILIZANDO ONDAS DE CORTE
ADOLFO VÁZQUEZ CONTRERAS
- PROBLEMAS DE OPTIMIZACION EN
INVESTIGACIONES DE INGENIERIA GEOFISICA
GERARDO RONQUILLO JARILLO
COSME POLA SIMUTA
VADIN BOGOSLOVSKY
- TOMOGRAFIA SISMICA EN LA INVESTIGACION
DE ESTRUCTURAS SOMERAS UTILIZANDO UN
ALGORITMO ITERATIVO.
ADOLFO VÁZQUEZ CONTRERAS
RAFAEL ARANDA LÓPEZ
MARIO BENHUMEA LEÓN

ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

MESA DIRECTIVA

1987-1988

Presidente	Ing. Héctor Palafox Rayón
Vicepresidente	Ing. Salvador Hernández González
Secretario	Ing. Francisco Ramos García
Tesorero	Ing. Carlos López Ramírez
Pro-Tesorero	Ing. Jaime Guerra Ortíz
Editores	Ing. Rodolfo Marines Campos Ing. Jorge Vera Sánchez
Coord. Eventos Técnicos	Ing. Fco. Javier Sánchez de Tagle Ing. Rubén Rocha de la Vega
Coord. Eventos Sociales	Ing. Sergio García del Toro Ing. Rafael Centeno Urrutia

PRESIDENTES DELEGACIONALES

Reynosa	Ing. Gorgonio García Molina
Tampico	Ing. José Ponce de León
Poza Rica	Ing. Julio Cerillo Cruz
Coatzacoalcos	Ing. Salvador Maldonado Cervantes
Villahermosa	Ing. Leopoldo Soberanes M.
Cd. del Carmen	Ing. Carlos Puerto Zapata
San Luis Potosí	Ing. Juan López Martínez
Córdoba	Ing. Benigno Bautista Mena
Chihuahua	Ing. Enrique de la Rosa Santoscoy
Morelia	Ing. Jesús Arredondo Fragoso

VOCALES

I.M.P.	Ing. José Salinas Altés
I.P.N.	Ing. Jaime Villanueva Sánchez
U.N.A.M.	Ing. Juan M. Brandi Purata
México	Ing. Andrés Ramírez Barrera

Para todo asunto relacionado con el Boletín Técnico, como manuscritos, subscripciones, descuentos especiales a bibliotecas públicas o universidades, publicaciones, anuncios, etc., dirigirse a:

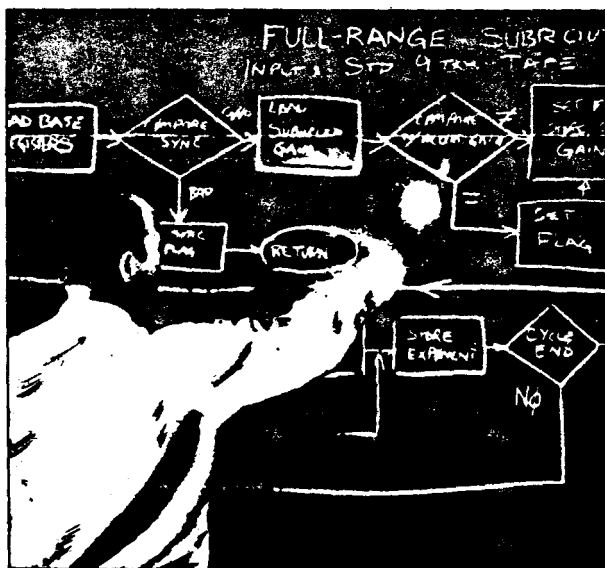
M. en C. Rodolfo Marín Campos
Apartado Postal 57-275
México, D. F., C.P. 06500
Tel. 567-82-61

Las aseveraciones y opiniones expresadas en los escritos en este boletín, son de la exclusiva responsabilidad de los - autores.

Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración. Boletín trimestral editado por la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, Apartado Postal 57-275, México, D. F., C.P. 06500, Tels. 545-79-68, 531-63-18 y 254-20-44 Ext. 22537 y 23519. Solicitada la autorización como correspondencia de segunda clase en la Administración de Correos, D. F. Solicitada la licitud correspondiente a la Dirección de Publicaciones y Revistas Ilustradas de la Secretaría de Educación Pública. Prohibida su reproducción total o parcial sin la autorización de la A.M.G.E.

WESTERN SIEMPRE **EN MARCHA**

desde la programación de rango completo producida por amplificadores de incremento binario, hasta los nuevos conceptos sobre orígenes sísmicos.



227 North La Brea Avenue • Los Angeles, California 90008 U.S.A.
 221 North Market Street • Shreveport, Louisiana 71101 U.S.A.

WESTERN
GEOPHYSICAL
DIVISION OF CITICORP



GEOEVALUACIONES, S. A.

ESPECIALISTAS EN EXPLORACION

- EXPLORACION GEOELECTRICA.
- LEVANTAMIENTOS GEOHIDROLOGICOS INTEGRALES.
- EXPLORACION GEOLOGICA.
- PROSPECCION GRAVIMETRICA Y MAGNETOMETRICA.
- FOTOINTERPRETACION.
- LEVANTAMIENTOS TOPOGRAFICOS Y GEODESICOS.
- PROCESAMIENTO DE DATOS GEOFISICO-GEOLOGICOS.
- EXPLORACION MINERA.
- SERVICIOS DE INTERPRETACION.
- ASESORIAS ESPECIALES.

Av. Amacuzac # 615 Tel. 5-32-39-19 y 6-72-09-92 Codigo Postal 09440
Col. San Andres Tetepilco México, 13 D.F.

REFLEXION Y REFRACCION SISMICA SUPERFICIAL
UTILIZANDO ONDAS DE CORTE

M. en C. Adolfo Vázquez Contreras*

RESUMEN

Se presentan los resultados de los estudios de reflexión y refracción sísmica con ondas de corte llevados a cabo sobre sedimentos glaciales en una planicie del norte de Alemania Federal. Aparte de la interpretación tradicional de los sismogramas de refracción, la presencia de reflexiones supercríticas de gran amplitud permitió emplear otros métodos como diagramas $T^2 - X^2$ y modelado por trazado de rayos. Las propiedades del coeficiente de reflexión de las ondas SH también se consideraron en la interpretación. El modelo de velocidad-profundidad así obtenido se utilizó como modelo inicial para el apilado de los datos de reflexión. La sección apilada demuestra que la información derivada de los registros de refracción constituye un buen modelo inicial de velocidad.

INTRODUCCION

El mapeo de estructuras geológicas superficiales es una actividad cada vez más importante en la búsqueda de agua subterránea, problemas de cimentación de grandes obras de infraestructura, exploración de carbón, etc.

* Comisión Federal de Electricidad
Departamento de Geofísica

Los métodos usuales de la prospección geofísica superficial han sido la refracción sísmica y el método eléctrico de resistividad. Sólo recientemente, con el desarrollo e invención de nuevos aparatos, la reflexión sísmica superficial está convirtiéndose en un método cada vez más empleado en la exploración e ingeniería. En especial los trabajos de Hunter et al (1984) y Doornebal y Helbig (1983) han contribuido a la difusión del método en lo que respecta a ondas compresionales. Dentro de esta actividad, la reflexión y refracción sísmica superficial con ondas horizontales de corte es una nueva rama de la prospección geofísica con amplias perspectivas (Stuempel et al, 1984).

OBJETIVO DEL ESTUDIO

Uno de los objetivos principales del estudio fue hacer una comparación entre los resultados de las mediciones de reflexión y refracción sísmica con ondas SH para determinar cuál método es el más apropiado para el mapeo de estructuras someras en las planicies del norte de Alemania (Vázquez, 1986).

La geología de Tangstedt, Schleswig-Holstein, lugar donde se realizó el estudio, está caracterizada por una serie de estratos alternados de arenas y sedimentos glaciales. Otro objetivo importante del estudio fue detectar la base de los sedimentos glaciales más recientes. Aunque la estructura tectónica del área es simple en general, los experimentos anteriores utilizando ondas compresionales fallaron en este objetivo debido a la fuerte atenuación de la energía sísmica en la capa de intemperismo y la ausencia de un contraste de impedancias suficientemente grande entre los diferentes estratos. Además, la probable existencia de una inversión de velocidad es un obstáculo en la aplicación del método de refracción.

Las ondas SH tienen propiedades diferentes a las P y por tanto pareció aconsejable hacer estudios con ondas de corte en sitios donde los estudios con ondas compresionales fallaron en proporcionar la información requerida.

VENTAJAS DE LA PROSPECCION CON ONDAS SH

Las ondas SH presentan ciertas ventajas en comparación con las ondas P en lo que se refiere a la interpretación:

- La longitud de onda de las ondas SH es más corta que la de las ondas P, lo que permite detectar capas de sólo algunos metros de espesor.
- El fenómeno de conversión de ondas no existe para las ondas SH en un medio estratificado horizontal, lo que permite una interpretación más sencilla.
- Debido a que las ondas SH no son afectadas por el grado de saturación de agua, es posible detectar capas que pudieran existir dentro de un acuífero. De este modo la velocidad de la onda SH permite una correlación más directa con la litología que la onda P.
- La absorción para ondas de corte en arenas y areniscas parcialmente saturadas es más baja que la absorción de las ondas P (Meissner y Theilen, 1983).

El coeficiente de reflexión de la onda SH presenta también propiedades interesantes para la interpretación como se muestra en la Figura 1. Para cierto ángulo de incidencia, la amplitud se hace nula y ocurre un cambio de fase de 180 grados. En la proximidad del ángulo crítico, el coeficiente de reflexión se incrementa notablemente y mantiene su valor máximo para ángulos de incidencia mayores que el crítico (Cervený, et al, 1977).

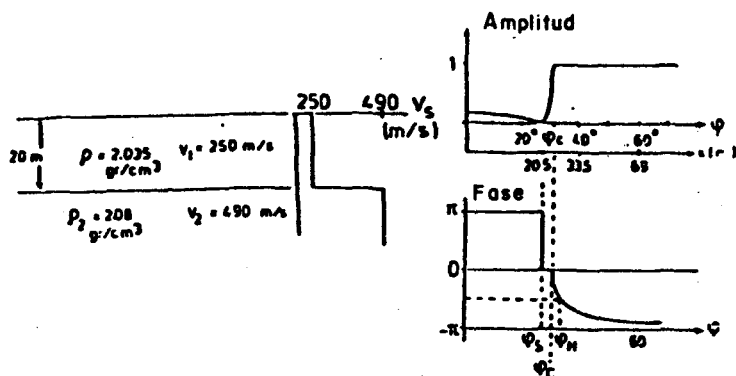


Fig. 1 Amplitud y fase del coeficiente de reflexión para un modelo geológico

φ_c = ángulo crítico
 φ_s cambio de fase de 180°
 φ_H cambio de fase de $-\pi/2$

TRABAJO DE CAMPO

El estudio se llevó a cabo en dos fases: En la primera se realizaron tendidos de refracción y en la segunda un perfil de reflexión. Como fuente sísmica se utilizó un aparato construido en la Universidad de Kiel que a través de una bomba de alta presión hidráulica genera ondas SH por medio de la aceleración de un pistón que golpea alternativamente placas de metal en los extremos de un cilindro horizontal, el cual se apoya a su vez en una barra dentada de hierro que está en contacto con el piso. Los impulsos horizontales (de polaridad opuesta) se apilaron hasta ocho veces para eliminar la onda P y mejorar la relación señal a ruido.

El estudio de refracción se llevó a cabo a lo largo de un perfil de 450 m de longitud con 7 puntos de tiro separados 48 m

entre sí y separación entre geófonos de 2 m. Sobre la misma línea se llevó a cabo un tendido de reflexión de 150 m con puntos de tiro cada 4 m y separación de 2 m entre grupos de seis geófonos, con lo que se logró un cubrimiento máximo de 600% y 153 puntos de reflejo común separados 1 m entre sí. Para mejorar la atenuación del ruido los geófonos se colocaron formando un arreglo pesado.

INTERPRETACION

Las propiedades del coeficiente de reflexión mencionadas anteriormente, permiten que las reflexiones supercríticas puedan ser identificadas fácilmente en los sismogramas de refracción como puede observarse en la Fig. 2. Aparte de la interpretación de los primeros arribos de la onda refractada, se interpretaron las reflexiones supercríticas de 3 puntos de tiro por medio de diagramas $T^2 - X^2$ utilizando la fórmula de Dix. Tomando en cuenta los offsets máximo y mínimo a que se observaron los eventos hiperbólicos, se determinó su posición lateral aproximada por el método de la fuente imagen. Por medio de un programa de trazado de rayos se checó la interpretación y se identificaron reflexiones múltiples. De esta manera se llegó a un modelo inicial de profundidad-velocidad (Fig. 3).

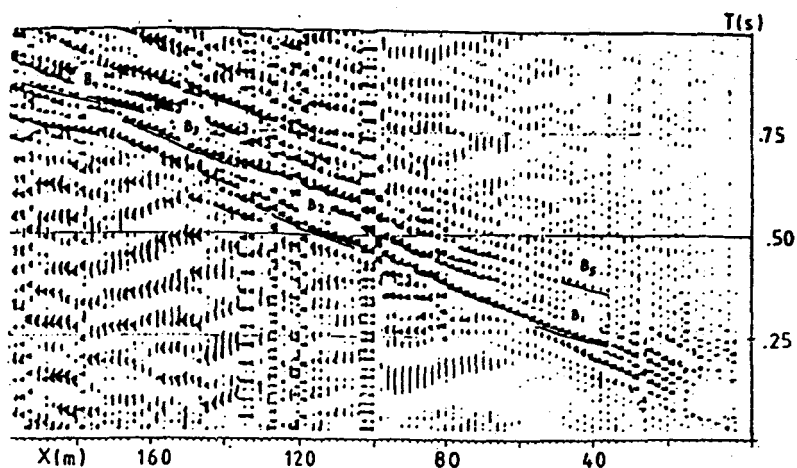


Fig. 2 Reflexiones supercríticas en un sismograma de refracción.

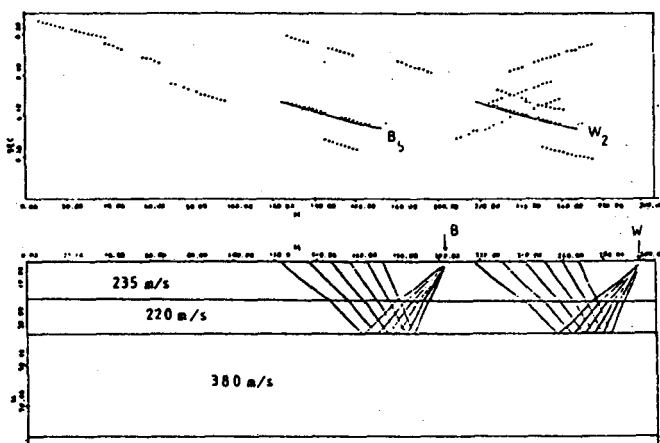


Fig. 3 Modelo de velocidad y trazado de rayos

CORRECCIONES ESTATICAS

Un problema característico para las mediciones superficiales con ondas SH es que la zona de interés en muchos casos también pertenece a la zona intemperizada. La profundidad a la cual se encuentra una velocidad SH lateralmente estable pudiera ser muy grande. Ya que el nivel freático no tiene un efecto grande en las velocidades SH, un contacto más profundo debe usarse como referencia. Este contacto puede mapearse con tendi dos cortos de refracción.

Para el cálculo de las correcciones estáticas se utilizó en este estudio la información de los tendidos de refracción; el nivel de referencia se escogió coincidente con un refractor a 20 m de profundidad de acuerdo a la interpretación que se rea lizó con el método más - menos (Hagedoorn, 1954).

Además se utilizó un segundo método que consiste en la com paración de las reflexiones del primer horizonte en los registros individuales de cada punto de tiro con una hipérbola de reflexión promedio (Fromm, 1984). Esto permitió mejorar las correcciones en los geófonos promediando las diferencias de tiempo. La hipérbola promedio de reflexión se calculó para una profundidad de $z = 20$ m (Fig. 4).

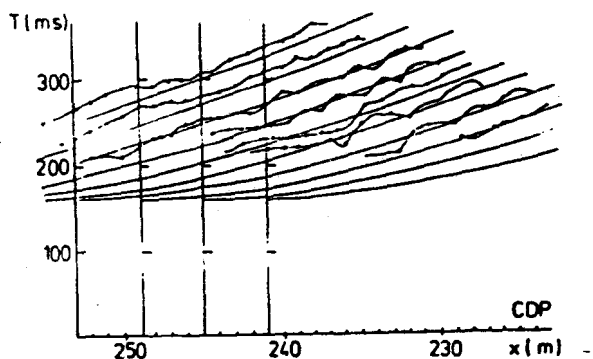


Fig.4 Tiempos de reflexión observados y la hipérbola promedio de reflexión para una profundidad $z = 20$ m. Las correcciones estáticas en los geófonos se calculan del promedio de las diferencias de tiempo para cada punto de reflejo común (CDP).

CORRECCIONES DINAMICAS

Las correcciones dinámicas consisten en la determinación de las diferencias entre los tiempos reales de viaje al reflector y los tiempos correspondientes verticales de ida y vuelta para cada traza (tiempos NMO).

Para investigaciones someras, el creciente del offset a la profundidad no es pequeño, por lo tanto, la fórmula aproximada para el NMO:

$$NMO = \Delta t = x^2 / 2 t_0 \bar{V}^2$$

no es suficientemente precisa, en su lugar es aconsejable utilizar la fórmula exacta:

$$\Delta t = \left(t_0^2 + x^2 / \bar{V}^2 \right)^{1/2} - t_0$$

\bar{v} es la velocidad promedio y t_0 el tiempo de viaje vertical.

Se ha comprobado que el uso de la velocidad v_{rms} en lugar de la velocidad promedio \bar{v} en la fórmula del NMO da resultados que son más cercanos a trayectorias curvas (Al-Sadi, 1973).

Para el cálculo de las correcciones dinámicas se estimaron dos parámetros: El tiempo t_0 y la velocidad v_{rms} . Ambos parámetros se determinaron de las velocidades de intervalo derivadas de los diagramas $T^2 - X^2$ de reflexiones observadas en los registros de refracción.

Las reflexiones SH requieren correcciones dinámicas más grandes que las correspondientes a las ondas P como resultado de sus velocidades más bajas. En este estudio los offsets mínimo y máximo fueron 14 y 80 m, respectivamente. Las curvas de NMO para un offset de 43 m se graficaron contra la velocidad de apilamiento para diferentes tiempos t_0 (offset cero) y se muestran en la Fig. 5. Como puede observarse, pequeños cambios de velocidad provocan una variación grande en los tiempos de NMO.

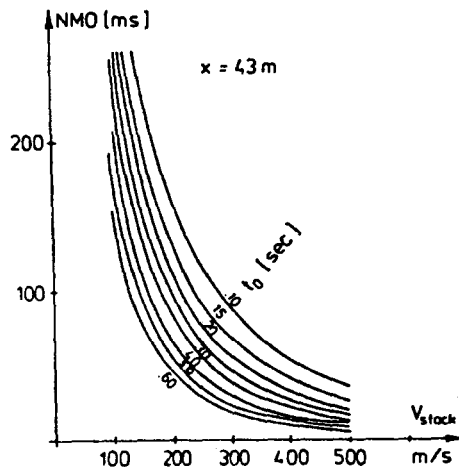


Fig. 5 Efecto de la variación de la velocidad de apilamiento con los tiempos de NMO.

APILAMIENTO

Para los estudios de reflexión sísmica somera con ondas SH son tres los problemas principales que dificultan el reforzamiento de la señal sísmica en el proceso de apilamiento:

- 1) Inversión de la polaridad en la zona crítica (Fig. 1)
- 2) Cambios grandes en los tiempos NMO para cambios pequeños de velocidad (Fig. 5).
- 3) Alteración del contenido de frecuencia para las trazas distantes debido a la variación del NMO con el tiempo .

Normalmente las reflexiones supercríticas son eliminadas en el apilamiento por el proceso de blanqueo con offsets cortos. Sin embargo para estudios con ondas SH, incluso con offsets normales, se alcanza el ángulo crítico. Por otro lado

es necesario incluir estos eventos en el apilado pues el coeficiente de reflexión alcanza ahí su valor máximo. Además, la inclusión de la información de ondas SH con offsets grandes frecuentemente muestra eventos muy marcados que pudieran perderse completamente con distancias cortas (Winterstein et al, 1983). Por lo tanto, para contrastes de impedancia débiles como en el caso de sedimentos no consolidados se puede esperar una mejor respuesta con offsets largos.

La corrección por NMO en el caso de reflectores someros causan una alteración en el contenido de frecuencias. La sección apilada es de más baja frecuencia que antes de la corrección (Mc Quillin, 1980). La alteración en frecuencia está dada por:

$$\frac{dw}{w} = 1 + \sqrt{1 + \frac{x^2}{t_o^2 V^2}}$$

Las velocidades V_{rms} y las líneas de "muting" en 13 CDP's de control junto con los tiempos de ida y vuelta t para un modelo de reflexión y las correcciones estáticas se alimentaron a un programa de apilamiento.

El modelo inicial de velocidades de apilamiento fue calculado en base a las velocidades V_{rms} obtenidas de las velocidades de intervalo, derivadas de diagramas $T^2 - x^2$, y del ajuste de eventos con el trazado de rayos (Fig. 6a).

La Fig. 7 muestra la sección apilada antes y después de que las correcciones estáticas fueron aplicadas por los dos métodos. Un acortamiento de la longitud de onda del primer reflector puede observarse en diferentes partes de las secciones corregidas. La sección apilada con el método de la hipérbola parece proporcionar mejores resultados que la obtenida

con las estáticas de refracción.

Las funciones de velocidad en los CDP's fueron sistemáticamente variadas en pequeños porcentajes con objeto de observar su efecto en la sección apilada. Las velocidades que proporcionaron los mejores resultados en cada CDP se conservaron para obtener el modelo final de velocidades (Fig. 6b).

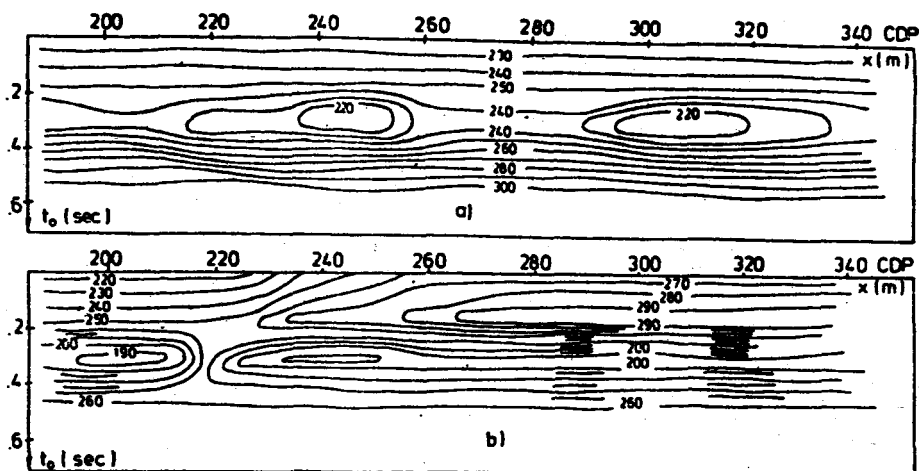


Fig. 6 Modelos de velocidad utilizados en el apilamiento
a) modelo inicial (m/s) b) modelo final (m/s)

El mejor resultado del apilamiento se muestra en la Fig. 8. El primer reflector A - A' con una frecuencia de 25 Hz corresponde a la base de la capa intemperizada a 19-20 m de profundidad. El segundo evento B - B' que sigue inmediatamente es probablemente un efecto de sintonía causado por una capa delgada. De acuerdo con Widess (1973) los límites de resolución para una capa delgada es $\lambda/8$ donde λ es la longitud de onda dominante de la señal sísmica en la capa delgada. Para la

frecuencia de 25 Hz y una velocidad de 390 m/s (determinada por refracción), λ es igual a 15.6 m. Por lo tanto la capa delgada debe tener un espesor mayor a $\lambda/8 = 2$ m. El evento C - C' parece ser un múltiple de la capa delgada. Un evento muy fuerte D - D' de baja frecuencia (15 - 17 Hz) fue interpretado como la cima de los sedimentos glaciales (tilitas).

CONCLUSIONES

La presencia de reflexiones supercríticas en los registros de refracción permitió un mejoramiento notable del modelo sísmico, permitiendo utilizar trazado de rayos. Dicho modelo constituye un modelo inicial satisfactorio para el apilamiento. En este caso el uso de velocidades más grandes resultó en acortamiento significativo de la ondícula.

Para los contactos principales detectados a 19-20 m y 35-40 m, las distancias críticas son 22-24 y 35-40 m. Ya que los offsets empleados fueron de 14 a 80 m, esto significa que el efecto de cambio de fase juega un papel más importante para el contacto más profundo, causando interferencia destructiva de las reflexiones sub- y supercríticas.

El uso de una hipérbola de reflexión como referencia para las correcciones estáticas dió mejores resultados que las estáticas de refracción, probablemente porque se tomó más información en cuenta y los errores en la determinación de los tiempos de arribo se promediaron.

En la Fig. 9 se compara la interpretación en base a los registros de refracción y reflexión con las fronteras geológicas interpretadas y en la Fig. 10 se muestra la columna litológica encontrada en dos pozos que se perforaron después de los

estudios sísmicos. El modelo obtenido con refracción y trazado de rayos parece tener una correlación un poco mejor con la geología. La inclusión de lentes de arena en la segunda capa se supuso en base a las zonas de baja velocidad determinadas con el trazado de rayos. El material de la capa delgada consiste de arcilla con un espesor de 5 m y no de tilitas como se supuso. Sin embargo, la arcilla puede tener valores de velocidad mayor que la arena (Schoen, 1983).

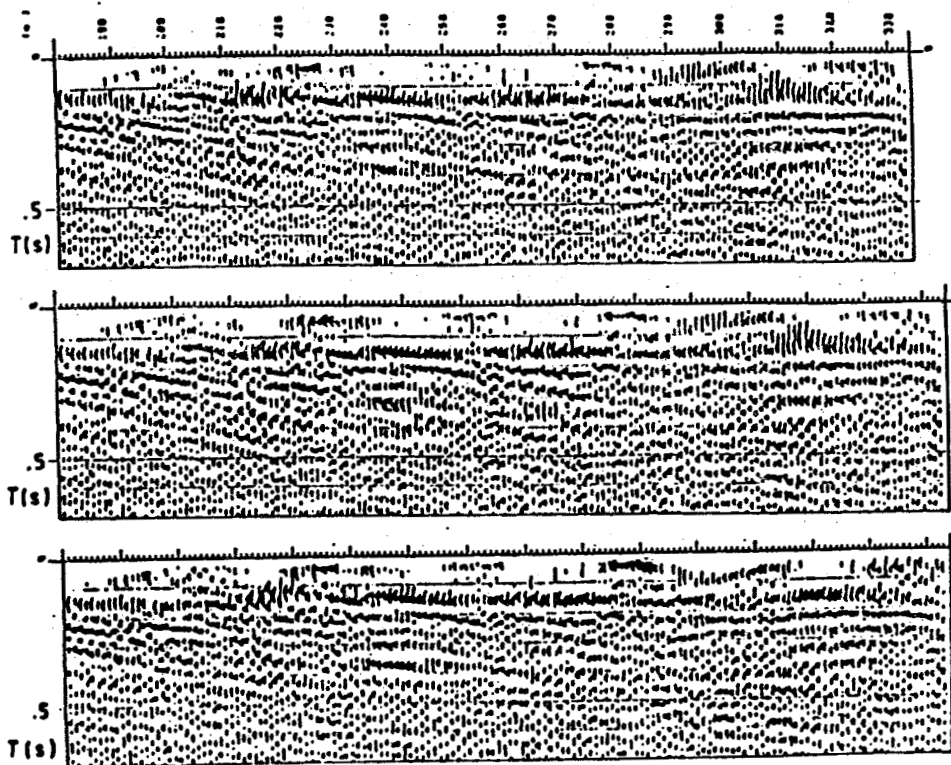


Fig. 7 a) Sección apilada sin corrección estática
 b) Después de las estáticas de refracción
 c) Después de las estáticas hiperbólicas

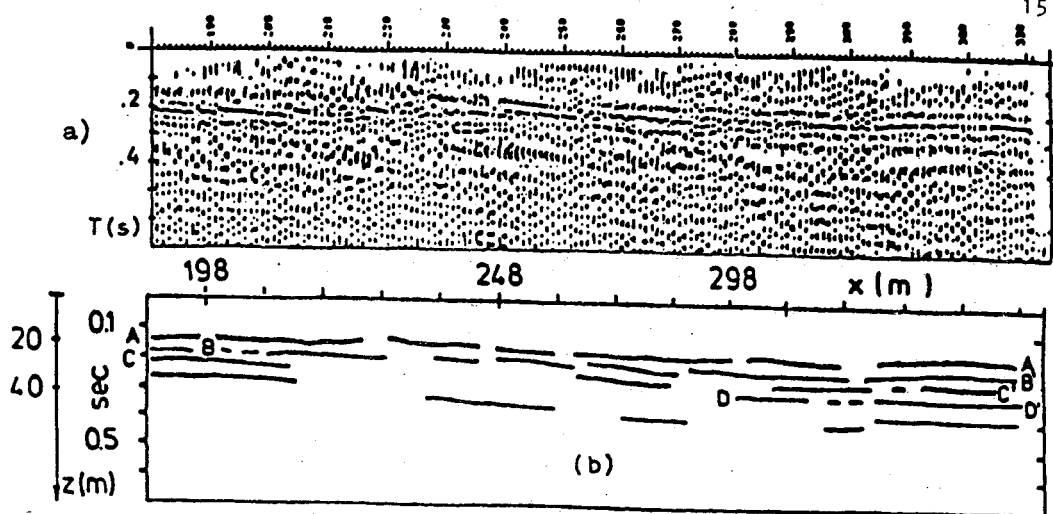


Fig. 8 a) Mejor sección apilada, filtros: 17-40 Hz
b) Horizontes correlacionados

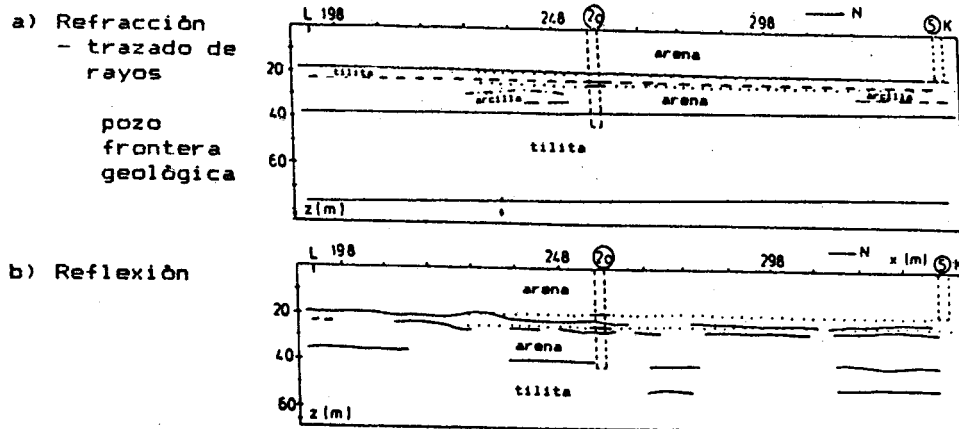
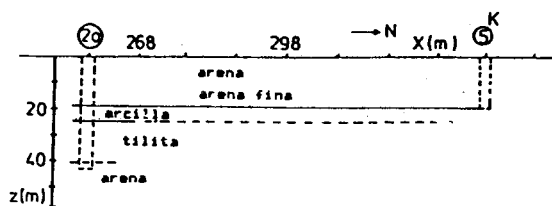


Fig. 9 Interpretación geológica. Las líneas punteadas indican contactos geológicos.

Fig. 10 Información litológica a lo largo del perfil.



REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFIA

- Al-Sadi H. N., 1980, Seismic Exploration, Birkhauser Verlag, Basel, Boston, Stuttgart.
- Cerveny V., 1977, Ray Method in Seismology, Universita Karlova, Praha.
- Doornenbal, J. C. and Helbig K., 1983, High resolution reflection seismics on a tidal flat in the Dutch Delta-acquisition, processing and interpretation, First Break, May, p. 9-20.
- Fromm G., 1984, Ermittlung Statischer Grundkorrekturen, "Erfassung Seismischer Daten", 4. Mintrop Seminar, DGVI, Celle, 253-313.
- Hunter, J.A., Pullan, S.E., Burns, R.A., Gagne, R.M. and Good, R.S., 1984. Shallow seismic reflection mapping of the overburden - bedrock interface with the engineering seismograph, some simple techniques, Geophysics V. 49, 1381-1385.
- Mc Quillin, R., Bacon M., Barclay W., 1979, An Introduction to Seismic Interpretation, Graham & Trotman Limited, London.
- Meissner, R. and Theilen F., 1983, Attenuation Properties of Sediments, 11th. World Petroleum Congress, Special Paper No. 3, London, 363-379.
- Stuempel H., Kaehler S., Meissner R. and Milkereit B., 1984, The use of seismic shear waves and compressional waves for lithological problems of shallow sediments, Geoph. Prosp. 32, 662-675.
- Schoen J., 1983, Petrophysik, Enke Verlag, Stuttgart.
- Vázquez C. A., 1986, Interpretation of Shear Wave Measurements in Tangstedt, Schleswig-Holstein and their Correlation to Geoelectric Data, M. Sc. Thesis, University of Kiel, West Germany.
- Widess M. B., 1973, How thin is a thin bed?, Geophysics, V.38, 1176-1180.
- Winterstein D.F. and Hanten J.B., 1985, Supercritical reflections observed in P- and S-wave data, Geophysics V. 50, 185-195.

PROBLEMAS DE OPTIMIZACION EN INVESTIGACIONES
DE INGENIERIA GEOFISICA

Dr. Gerardo Ronquillo Jarillo *

Dr. Cosme Pola Simuta •

Dr. Vadin Bogoslovsky **

R E S U M E N

La optimización en las investigaciones en Ingeniería - Geofísica se enlazan con la necesidad de efectuar un cálculo específico de la parte superior del corte geológico. El cálculo se relaciona principalmente con el ruido geológico y técnico. Actualmente las preguntas de optimización en las investigaciones de ingeniería geofísica no se han desarrollado lo suficientemente, además hay que considerar la diferencia que tiene con la geofísica petrolera y minera.

El presente trabajo trata de los aspectos generales de optimización que se relaciona con un cálculo específico de las diferentes señales obtenidas en las observaciones geofísicas, así como ejemplos de optimización.

* Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. Apartado Postal 104, 67700, Linares, Nuevo León.

** Universidad Estatal de Moscú, Departamento de Geología

INTRODUCCION

La utilización de los métodos geofísicos en la ingeniería geológica e hidrogeológica en el presente, tienen gran importancia en varios países del mundo y Universidades de Europa. Así en el presente, la Universidad Autónoma de Nuevo León (Unidad Linares), prepara especialistas en esta disciplina que en ocasiones es llamada Ingeniería Geofísica. Actualmente las preguntas relacionadas con la optimización en las investigaciones en Ingeniería Geofísica no se han desarrollado lo suficiente, además se debe considerar la diferencia que existe en la geofísica petrolera y minera, por lo que los autores creen necesario poner atención a los estudios de los problemas de optimización en las investigaciones en Ingeniería Geofísica en una serie de artículos, el primero de los cuales es el presente.

ASPECTOS GENERALES DE LA OPTIMIZACION

La optimización de las investigaciones en Ingeniería Geofísica claramente se enlazan con la necesidad de un cálculo específico en el estudio de la parte superior del corte geológico. El cálculo específico se determina antes que nada analizando el alto nivel de ruido, tanto geológico como técnico que dificulta la realización de las observaciones e interpretaciones geofísicas. Si representamos cualquier señal geofísica como "Ai" que se mide en el punto "i" en la superficie -

de la tierra, en tal forma que obtengamos la suma de las señales útiles y ruidos, obteniendo la expresión:

$$A_i = A_{fig} + A_{aig} + A_{rig} + A_{rit} \quad (1)$$

donde:

A_{fig} - señal de influencia del fondo geológico

A_{aig} - señal de la anomalía local geológica

A_{rig} - señal de la influencia del ruido geológico

A_{rit} - señal de la influencia del ruido técnico

Por lo consiguiente, para hacer la separación útil correspondiente " A_{fig} " y " A_{aig} ", es necesario filtrar la influencia del ruido geológico y técnico " A_{rig} " y " A_{rit} ". La evaluación del significado del fondo geológico se representa por su promedio " \bar{A} ". es decir:

$$A_{fig} \approx \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i \quad (2)$$

donde:

N - volúmen de selección de señales

La evaluación de " A_{aig} " puede ser la magnitud mínima de la señal anómala como sigue:

$$A_{amin} \approx 3 + \sqrt{D} \quad (3)$$

donde:

D - dispersión total de la observación en " A_i ".

Por lo tanto la dispersión la representaremos con la si-

guiente fórmula:

$$D = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (A_i - \bar{A})^2 \quad (4)$$

La magnitud de la señal "Arit" se determina por su dispersión en el levantamiento (observaciones en el campo), de la siguiente forma:

$$DL = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (A_{ik} - \bar{A}_k)^2 \quad (5)$$

donde:

n - volúmen de control de observaciones

A_{ik} - puntos de observaciones

\bar{A}_k - control medio de observaciones.

Así obtendremos que:

$$D = D_0 + DL \quad (6)$$

donde:

D_0 - dispersión natural, despejando D_0 de la ecuación (6) obtendremos la siguiente relación:

$$D_0 = D - DL \quad (7)$$

por lo tanto la magnitud " D_0 " determina la magnitud de "Arit".

En este caso cuando $D_0 < DL$, nosotros podemos aumentar la exactitud de las observaciones, es decir, disminuir " DL ".

Disminuyendo " D " y la magnitud "Aamin", aumenta la exactitud de la solución de un problema geológico concreto. Sin embargo, en el caso, cuando la dispersión natural (variación alta

en el espacio del medio geológico) $D_0 > D_L$, aumentará la exactitud de las observaciones y no puede disminuir la magnitud de la dispersión total "D". Analizando lo anterior, la exactitud de la solución de un problema geológico se determina por la magnitud Aamin, en este caso se obtiene:

$$Aga \approx Aamin \approx Arg \quad (8)$$

determinándose por su dependencia de la magnitud $\sqrt{D} \approx D_0$, sin embargo, en la práctica no es posible separar la anomalía geológica útil del ruido geológico.

En la solución de un problema geológico concreto, en la parte superior del corte geológico, característico en las investigaciones de la ingeniería geofísica, es necesario utilizar la integración de métodos geofísicos. Estos tienen diferente naturaleza física y dan posibilidades mayores para interpretación y evaluación en su forma cualitativa y cuantitativa de los problemas u objetivos en la Ingeniería Geológica e Hidrogeológica. Desde el punto de vista cualitativo de los problemas mencionados, se analizarán por separado las fronteras geológicas o hidrogeológicas, estructuras geológica e hidrogeológica y sus condiciones generales, parámetros, procesos naturales geológicos y deformaciones del medio geológico producido por la influencia del hombre. La complejidad de los problemas anteriores y su significado en la variación en el espacio exige la utilización racional de la integración de los --

métodos geofísicos, los cuales nos permiten en una forma completa la solución del problema geológico concreto y su evaluación cuantitativa. Los métodos utilizados en un determinado problema, deben tener la capacidad de resolver el problema estudiado, además cada uno de los métodos debe tener su independencia de información del problema, tanto cualitativo como cuantitativo. Si los métodos cuantitativos, los cuales se encuentran en la integración son demasiado pocos, el problema a resolver será difícil, al contrario cuando son demasiados, el costo aumentará y se tendrá un efecto económico. Por lo tanto el problema de optimización en las investigaciones de Ingeniería Geofísica, en gran parte se determina por la elección correcta de la integración de los métodos geofísicos, su información y efecto económico (Brodovoi V.V. y Nikitin A.A., 1984. Tarxov A.G., Bondarenko V.M., 1982).

EJEMPLOS DE OPTIMIZACION

En el presente trabajo se da un ejemplo que demuestra, en forma ordenada, el aumento de información en un problema hidrogeológico y el aumento del número de métodos en la selección correcta de la integración de métodos geofísicos. En la (Fig. 1), se muestra un corte geológico que representa rocas carbonatadas con fracturamientos en los intervalos (3) y (5), que en una forma a priori se puede enlazar con el horizonte acuoso. Sin embargo antes de utilizar los métodos geo

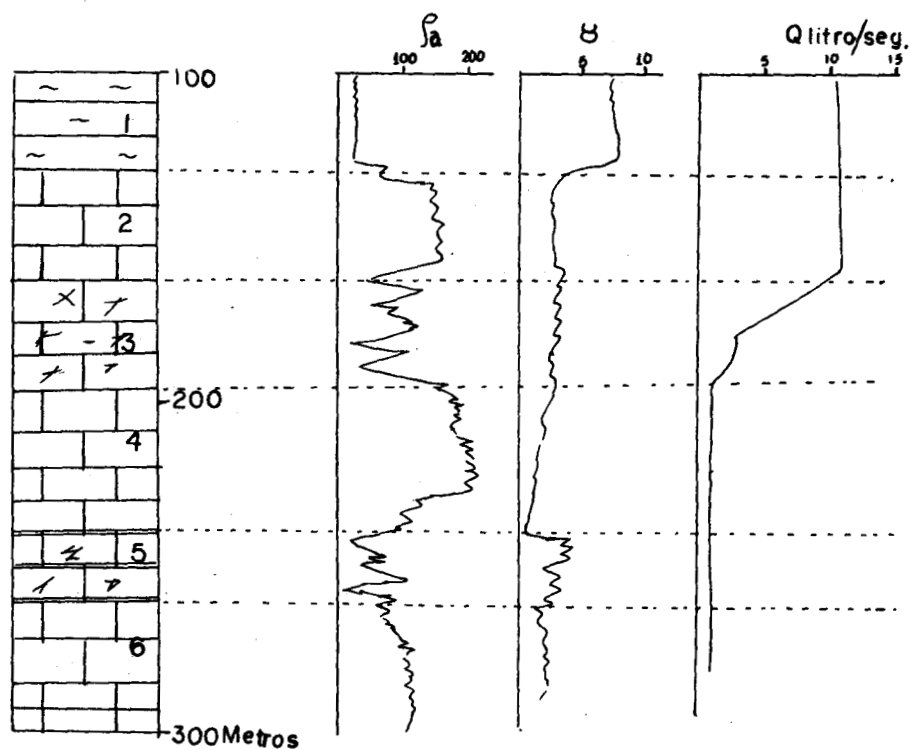


FIG. 1. Separación cualitativa y cuantitativa del corte hidrogeológico de las rocas carbonatadas con datos geofísicos:
 P_a - resistividad aparente; γ - gamma;
 1 - intervalo de roca arcillosa; 2, 4, 6 - intervalo de calizas sólidas; 3 - intervalo fracturado de calizas (horizonte acuoso); 5 - intervalo fracturado de calizas, arcillas fuertemente fracturadas y capas delgadas de arcilla.

físicos, es necesario plantear el problema de determinar el lugar del horizonte acuoso en el corte geológico y posteriormente dar una evaluación cuantitativa. Con la ayuda de los métodos geofísicos de pozo podemos fácilmente determinar la resistividad aparente " P_a " e interpretar con estos datos los dos intervalos por sus valores mínimos y cambio de fuerte de la curva " P_a ". Sin embargo dar una conclusión acerca del horizonte acuoso de los intervalos es difícil, dado que las calizas fracturadas (horizonte acuoso) y las arcillas fuertemente fracturadas, tendrán aproximadamente anomalías iguales. Por esta razón, se puede complementar con el método Gamma de pozo, que nos limitará el horizonte acuoso fracturado en el intervalo (3), así como el fuerte fracturamiento de la arcilla del intervalo (5), en comparación con el intervalo (1) de roca arcillosa. Por fin es necesario complementar la integración con un método que requiere demasiado trabajo, pero que sea exacto (medición del aforo de pozos), -- que da la posibilidad de caracterizar en forma detallada y cuantitativa el horizonte acuoso, por la medición vertical del gasto de agua " Q litros" en el pozo, en los límites del intervalo.

Las preguntas acerca de la información de los métodos geofísicos que se incluyen en la integración, será necesario efectuar su evaluación. Existen algunos procedimientos en la evaluación de la información, siendo dos las más adecua-

dos en la solución de problemas en Ingeniería Geofísica. El primero es calcular el contraste de las anomalías, obteniéndose por la comparación de métodos. Esto se logra midiendo los parámetros satisfactoriamente con las leyes normales de distribución, el contraste B_i , se calcula con la siguiente fórmula: (Brodovoi, V.V., y Nikitin A.A., 1984)

$$B_i = \frac{A_{\max} - \bar{A}}{\sigma_{\text{total}}} \quad (9)$$

donde: A_{\max} - máxima anomalía (obtenida de los métodos empleados)

\bar{A} - valor medio de la anomalía en el área de estudio

$\sigma_{\text{total}} = \sqrt{D}$ - estandar normal.

Con una ley logarítmica normal, se calculará la parte derecha de la ecuación (9). La comparación de la información de los métodos por su contraste es utilizada por su comodidad, por lo consiguiente la normalización de la magnitud σ_{total} en la ecuación (9), obtendremos que su contraste será sin unidades.

El caso que se tenga la amplitud de la anomalía " A_a " y la área media " m " estudiada, se puede hacer una comparación de la efectividad media con la siguiente ecuación:

$$L = A_a m \quad (10)$$

en este caso la igualdad efectiva de los dos métodos será $L_1 = L_2$, por lo tanto, los geofísicos deberán resolver desde el punto de vista económico, cual de los dos métodos es el más conveniente, aumentando la red de levantamiento - en el área y controlando la anomalía o dividir la red y realizar observaciones bastante exactas.

El segundo procedimiento es la evaluación de la información "I" cuantitativamente de cada método. En este caso se calcula en forma logarítmica de base dos la información, de cualquier función del proceso de probabilidad del proceso "P", de lo anterior obtendremos que:

$$I = \log_2 P. \quad (11)$$

En calidad de la función del proceso de probabilidad - se puede emplear cualquier forma de evaluación estadística de los datos procesados principales obtenidos en las observaciones de campo (\bar{A} , dispersión (D), contraste (B), etc.), además cualquier probabilidad apriori dada o función de similitud que nos de la pauta de la ausencia del objetivo o su existencia.

El cálculo cuantitativo de la información nos da la posibilidad de enumerar la información obtenida en bite, expresando su efectividad de comparación de los métodos y da la posibilidad de utilizar sus propiedades de la suma de información y calcular cuantitativamente en forma general, la in

tegración de los métodos utilizados.

En la (Fig. 2) se muestra un modelo de Ingeniería Geológica del flujo de deslizamiento, el cual puede ser estudiado con los métodos geofísicos y con la ayuda de perforación de pozos. Los problemas geológicos concretos a resolver este caso son: la desmembración del deslizamiento, determinación de la potencia de sedimentación del deslizamiento, límites de las fronteras litológicas (espejo escarpado del deslizamiento y superficie del fundamento de la roca), y los límites de las fronteras de humedad (nivel del flujo freático y la superficie capilar de levantamiento).

Para la solución de los problemas mencionados, hay que considerar las experiencias obtenidas (Bogosvsky V.A., Ogilvy A.A., y Strukakova, 1977), en estos problemas y en base a esto podemos seleccionar dos métodos geofísicos principales que han dado buenos resultados en la solución del problema de deslizamientos que son sondeos eléctricos verticales - polarización inducida (VES-PI) y método sísmico de refracción (MR), correlacionando con los datos de pozo.

Al utilizar el método VES-PI y tomando su máxima probabilidad, encontraremos los límites de dos fronteras, la superficie capilar de levantamiento y el fundamento de roca, por lo tanto la probabilidad apriori $P_{VES-PI} = 2$ y su información será la expresión:

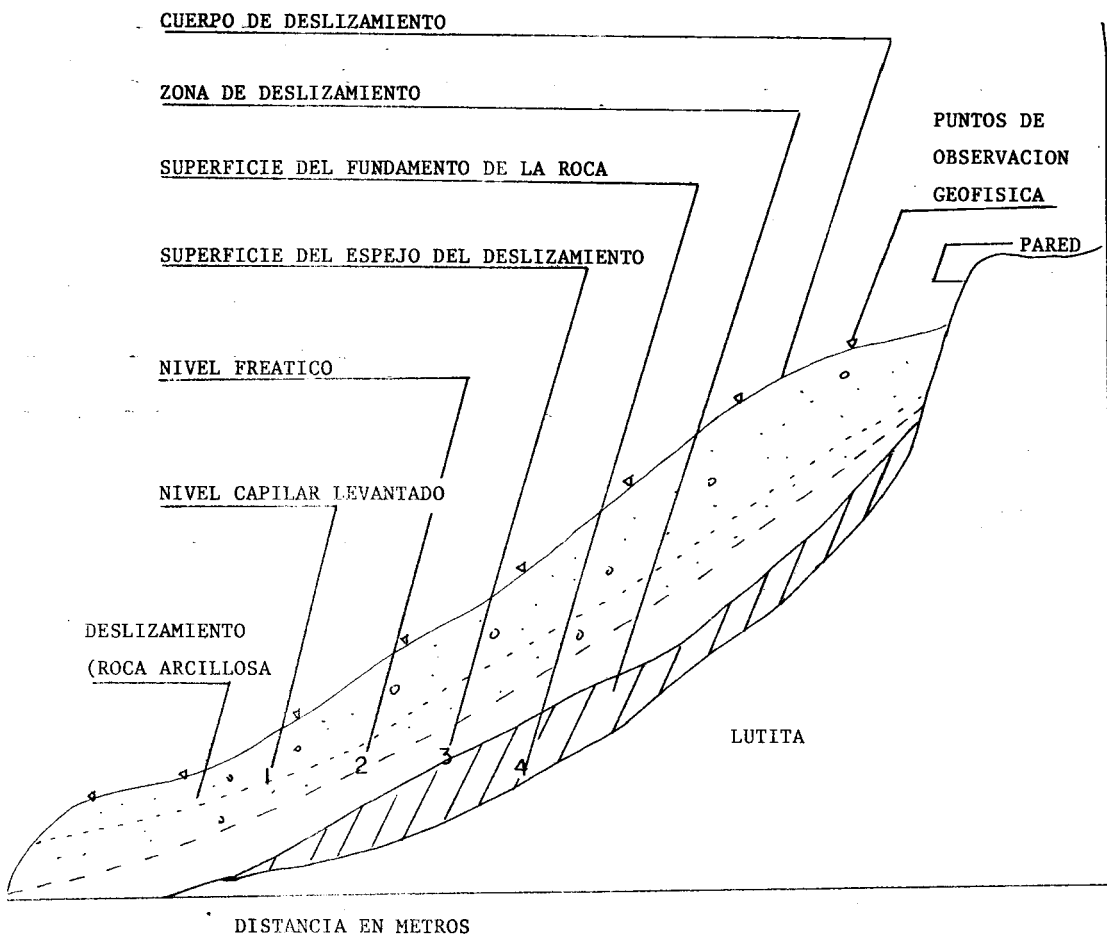


FIGURA 2. Modelo Teórico de Ingeniería Geológica del flujo de deslizamiento con métodos Geofísicos y de perforación.

1,2 - humedad de las fronteras; 3,4 - fronteras litológicas

$$IVES-PI = \log_2 2 = 1 \text{ (bite)} \quad (12)$$

Con el método sísmico de refracción, su máxima probabilidad de solución es encontrar los límites del nivel de flujo freático y el espejo de deslizamiento, claramente $PMR = 2$ y su información será la siguiente relación:

$$IMR = \log_2 2 = 1 \text{ (bite)} \quad (13)$$

Por lo que respecta a la perforación, su probabilidad es tener el conocimiento de los límites de las tres fronteras (nivel del flujo freático, espejo del deslizamiento y la superficie de fundamento de la roca), por lo tanto $Ppozo = 3$ y su información será:

$$Ipozo = \log_2 3 \approx 1.7 \text{ (bite)} \quad (14)$$

Claramente la perforación es la que nos da mayor información, sin embargo la suma cuantitativa de la información geofísica es mayor que la información de pozo:

$$IVES-PI + IMR > Ipozo \quad (15)$$

o sea $2 > 1.7$. Además los métodos geofísicos son más fáciles de emplear en condiciones montañosas (zonas escarpadas) en comparación con la perforación de pozos.

El cálculo cuantitativo de la información del punto de vista económico, se puede realizar con un cálculo económico efectivo en forma separada de los métodos geofísicos y en -

forma integrada. Una de las posibilidades mas simples para dar una evaluación económica, es el cálculo del costo de -- unidad de información "Qi" de los datos dados de i-métodos, quedando expresado por:

$$Q_i = \frac{C_i}{I_i} \quad [\$] \quad (16)$$

donde:

C_i - costo de unidad de trabajo geológico o geofísico

I_i - información del método

Utilizando el ejemplo anterior de la (Fig. 2), tendremos que el costo aproximado de un VES-PI (somero) es $C_{VES-PI} \approx \$50,000.00$ pesos, de un MR(somero) es de $CMR \approx \$100,000$ pesos, y el costo de la perforación de 15-20 metros es C_{pozo} $\approx \$ 300,000$ pesos, por lo tanto:

$$Q_{VES-PI} = \frac{C_{VES-PI}}{I_{VES-PI}} = \frac{50,000}{1} = \$ 50,000 \text{ pesos}$$

$$Q_{MR} = \frac{CMR}{IMR} = \frac{100,000}{1} = \$ 100,000 \text{ pesos}$$

$$Q_{\text{pozo}} = \frac{C_{\text{pozo}}}{I_{\text{pozo}}} = \frac{300,000}{1} = \$ 300,000 \text{ pesos}$$

La evaluación del costo de unidad de información - de la integración será:

$$Q_{\text{integración}} = \frac{\sum_{i=1}^n C_i}{\sum_{i=1}^n I_i} \quad (17)$$

donde:

n - número de métodos en la integración.

Entonces, en nuestro ejemplo el costo de unidad de información en la integración de los métodos geofísicos será:

$$QVES-PI + MR = \frac{CVES-PI + CMR}{IVES-PI + IMR} \frac{150,000}{2} \approx \$75,000 \text{ pesos}$$

De lo anterior deducimos que la elección adecuada de los métodos geofísicos en un problema geológico concreto debe ser la más correcta para tener una mayor efectividad económica y obtener mejores resultados en la integración de métodos geofísicos. En nuestro ejemplo, claramente se observa que la efectividad económica de la integración de métodos geofísicos es cuatro veces menor al costo en comparación con la perforación.

La conclusión anterior en ningún caso elimina la posibilidad de las preguntas del empleo de la perforación como bases geológicas, en la correlación de las investigaciones geofísicas. Sin embargo hay que poner mucha atención antes que nada en la relación del volumen de trabajo con los métodos tradicionales y los geofísicos. La relación de estos volúmenes se puede ilustrar en un ejemplo de cálculo de su efecto económico "E", en la utilización de los métodos geofísicos como complementarios en la integración de los métodos geológicos. Lo anterior quedaría expresado por la siguiente fórmula.

$$E = [Q_t - Q_{gef}) - X \cdot K_c] \cdot A_{gef} \quad (18)$$

donde:

Q_t y Q_{gef} - costo de unidad de información que corresponde antes y después del empleo de los métodos geofísicos.

K_c - gastos complementarios en equipo geofísico y preparación del personal

X - tiempo de amortización de " K_c "

A_{gef} - volumen de trabajo en la utilización de métodos geofísicos.

De lo anterior se deduce que el efecto económico en la utilización de los métodos geofísicos es directamente proporcional al volumen de trabajo.

CONCLUSIONES

Los aspectos de optimización en las investigaciones de Ingeniería Geofísica, incluyen solamente los problemas de Ingeniería Geológica e Hidrogeológica. Es necesario hacer investigaciones para su perfeccionamiento y los autores piensan que los colegas que trabajan esta dirección deberán tomar en cuenta primeramente el análisis del problema geológico concreto y posteriormente desarrollar un modelo geológico y físico-geológico preliminar, para que en base a este modelo se puedan proyectar los trabajos geofísicos en una región determinada.

BIBLIOGRAFIA

- BOGOSLOVSKY, V.A., OGILVY, A.A., y STRAKNOVA, 1977.- Magnetometric and electrometric methods for the investigation of the dynamics of landslide processes - Geophysical Prospecting, V. XXV, No. 2.
- BRODOVOI V.V., y NIKITIN A.A., 1984.- Spravochnik geofizika. M. Nedra, 384 c.
- TARXOV A.G., BONDARENKO V.M., y NIKITIN A.A., 1982.- Kompleksirovanie geofizikix metodov. M. Nedra, 295 c.

TOMOGRAFIA SISMICA EN LA INVESTIGACION
DE ESTRUCTURAS SOMERAS UTILIZANDO
UN ALGORITMO ITERATIVO

M. en C. Adolfo Vázquez Contreras*

Ing. Rafael Aranda López*

Ing. Mario Benhumea León*

RESUMEN

Las mediciones de los primeros arribos sísmicos con fuentes y detectores en superficie, fueron llevadas a cabo sobre un terreno cárstico en Xcaret, Quintana Roo para investigar, junto con mediciones geoeléctricas realizadas con un arreglo dipolo - dipolo, las condiciones -- del subsuelo en el sitio en donde se planeaba construir la planta termoeléctrica de Xcaret. El estudio geofísico se diseñó para localizar zonas de fracturamiento, disolución y/o posibles cavernas que pudieran afectar la - estabilidad de las estructuras. Para la interpretación de los primeros arribos se utilizó un algoritmo tomográfico, cuya convergencia se demuestra en base a dos modelos teóricos. Los resultados se correlacionan con las mediciones geoeléctricas y se integran con la geología conocida a través de 9 pozos de exploración efectuados posteriormente a los estudios.

INTRODUCCION

La tomografía ha sido usada recientemente en la geofísica aplicada, para obtener una imagen bidimensional de la velocidad sísmica. Esta imagen ayuda a definir la estructura geológica de la roca atravesada, aunque como lo demostró Menke (1984), las estructuras horizontales solo pueden resolverse pobremente en mediciones de pozo.

* Comisión Federal de Electricidad
Departamento de Geofísica

Las aplicaciones de la tomografía sísmica en la búsqueda de fracturas, zonas de baja velocidad y otras características de la roca in situ han sido llevadas a cabo en experimentos de pozo por Bois et al (1972), Dines & Lytle (1981), Wong et al. (1983), McMechan (1983) y en mediciones entre túneles por Mason (1981). Hasta la fecha, la única aplicación tomográfica en superficie de que tenemos noticia se debe a Kilty (1988).

Existen básicamente dos aproximaciones para resolver el problema de conocer la distribución bidimensional de velocidades sísmicas: Los métodos matriciales que emplean la matriz pseudoinversa (Newmann, 1981) y los algoritmos tomográficos entre los que destacan: La llamada técnica de proyección hacia atrás (BPT), la técnica de reconstrucción algebraica (ART) y la técnica de reconstrucción simultánea iterativa (SIRT). Los algoritmos tomográficos tienen la ventaja de no requerir gran capacidad de memoria ya que no es necesario realizar la inversión matricial. El método de Dines-Lytle (1981) siempre converge y da una solución de mínimos cuadrados amortiguada como lo demostró Ivansson (1983).

En este artículo un algoritmo simple y rápido, similar al procedimiento de Dines-lytle se utilizó en la búsqueda de zonas de disolución.

TEORIA

En tomografía sísmica, el problema a resolver es la determinación de la distribución de velocidades entre dos líneas paralelas usando un arreglo de fuentes sísmicas a lo largo de una y detectando los primeros arribos de energía sísmica en la otra (Fig. 1).

Para la interpretación, se construye un modelo de celdas rectangulares cuyas dimensiones no deben ser más cortas que la longitud de onda predominante (Newmann, 1981). Los tiempos teóricos de viaje se calculan y son comparados con los tiempos de viaje medidos. La refracción de los rayos en las fronteras de las celdas es despreciada.

Un modelo inicial de velocidades para toda el área se calcula promediando las velocidades determinadas a partir de los tiempos de arribo de la onda P.

El algoritmo calcula mediante iteraciones el cambio de velocidad ΔV dentro de cada celda, de tal manera que con cada iteración disminuye la diferencia entre los tiempos - teóricos y observados (residuales) así como la magnitud del cambio de velocidad. Considérese una celda de velocidad V_m cruzada por trayectorias rectas como se muestra en la -- Fig. 2. El signo asociado con cada trayectoria se refiere al signo del residual. Sea t_m = tiempo del modelo y t_r = tiempo real; el signo mas (+) indica que la diferencia $t_m - t_r > 0$, de tal modo que la velocidad de la celda debe incrementarse. Un signo menos (-) indica que la velocidad V_m debe disminuirse es decir:

$$\begin{aligned} \Delta V &> 0 \text{ si } t_m - t_r > 0 \\ \Delta V &< 0 \text{ si } t_m - t_r < 0 \end{aligned}$$

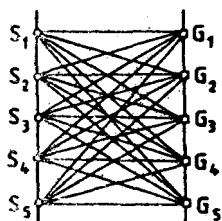


Fig.1 Arreglo de fuentes (S) y detectores (G)

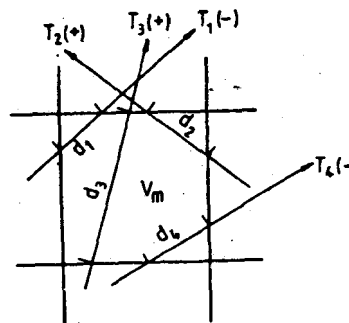


Fig.2 Celda de velocidad V_m cruzada por trayectorias T

La magnitud del cambio de velocidad depende de la -- fracción de la longitud total de cada trayectoria que cruza la celda y de los tiempos residuales. Sean D_1, D_2, \dots, D_n las distancias fuente - receptor para los rayos T_1, T_2, \dots, T_n y d_1, d_2, \dots, d_n las fracciones de los rayos que cruzan la celda con velocidad V_m (Fig.2). Entonces para cada trayectoria puede establecerse la siguiente relación proporcional:

$$\Delta V_m \propto d_i / D_i$$

Por otro lado, ΔV_m deberá ser proporcional al porcentaje de error obtenido del cálculo del último modelo de velocidad:

$$\Delta V_m \propto (t_{m,i} - t_{r,i}) / t_{r,i}$$

de tal modo que para una trayectoria:

$$\Delta V_m \propto d_i (t_{m,i} - t_{r,i}) / (D_i t_{r,i})$$

y para todas las trayectorias que cruzan la celda m:

$$\Delta V_m \propto \left(\sum_{i=1}^N d_i (t_{m,i} - t_{r,i}) / (D_i t_{r,i}) \right) / N$$

donde N = número de trayectorias que cruzan la celda m.

El signo del cambio de velocidad ΔV_m estará dado por el signo de $\sum (t_{m,i} - t_{r,i})$. Finalmente, la fórmula para ΔV_m para la celda m es:

$$\Delta V_m = F \left(\sum_{i=1}^N d_i (t_{m,i} - t_{r,i}) / (D_i t_{r,i}) \right) / N$$

donde F es una constante positiva cuyo valor determina el orden de magnitud del cambio de velocidad ΔV_m .

APLICACION DEL ALGORITMO EN MODELOS TEORICOS.

El algoritmo mencionado fue programado para una microcomputadora HP45-B en lenguaje BASIC y probado con modelos teóricos. El primer modelo (Fig. 3) consiste de una zona de alta velocidad (2800 m/s) rodeada por una zona de más baja velocidad (2500 m/s). Los tiempos teóricos para 5 fuentes y

5 receptores fueron calculados. El modelo inicial de velocidad tenía una velocidad de 2600 m/s para las celdas. Estos datos, junto con las coordenadas de fuentes y detectores fueron los datos de entrada del programa. Se escogieron unas de las iteraciones que se muestran en la Fig. 3. En ellas puede observarse que con cada iteración la zona de alta velocidad se hace más clara pero al mismo tiempo algunas celdas de velocidad están sobre corregidas. Para algunas celdas las velocidades calculadas para cada iteración se graficaron en la Fig. 4. En general los valores tienden a estabilizarse después de cierto número de iteraciones, -- aunque las desviaciones de los valores reales llegan a ser del orden del 5%.

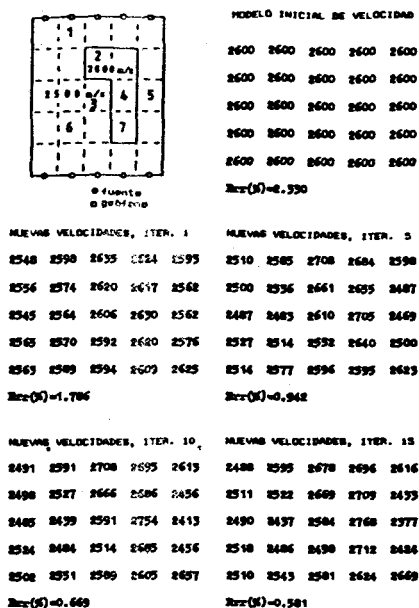


Fig. 3 Modelo de velocidad e iteraciones

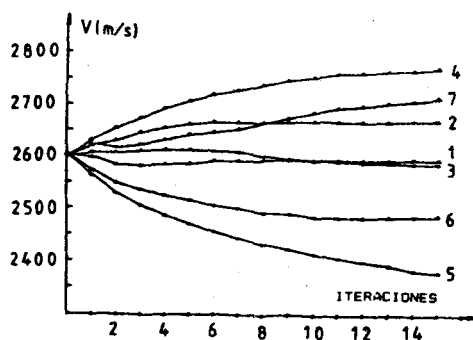


Fig. 4 Convergencia del algoritmo con el número de iteraciones

En un segundo modelo (Fig. 5), se probó una zona de baja velocidad (2400 m/s) rodeada por material de alta velocidad (3000 m/s). Para este modelo se utilizaron celdas romboidales, y como puede observarse en la gráfica de velocidad contra número de iteraciones, la curva que corresponde a la celda anómala 2 converge en forma asintótica a su valor correcto, mientras que las otras celdas tienden oscilatoriamente a su valor verdadero (Fig. 6), mostrando desviaciones hasta de un 2.6%, lo cual era de esperarse debido a que este modelo es más regular y sencillo.

No obstante las desviaciones observadas, el algoritmo es bastante preciso en la ubicación de las celdas anómalas y en la estimación de sus valores de velocidad, razón por la cual no se le hicieron modificaciones para su aplicación en Xcaret.

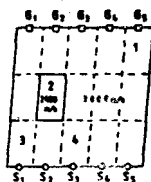


Fig.5 Segundo modelo de velocidad.

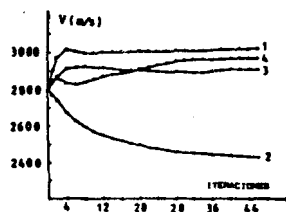


Fig.6 Convergencia del algoritmo para para el modelo de la fig. 5

APLICACION A LA DETECCION DE ZONAS DE DISOLUCION (Karst).

Estudios geofísicos de tomografía sísmica y sondeos eléctricos dipolares se llevaron a cabo en Xcaret, Quintana Roo con el propósito de localizar cavernas superficiales y zonas de disolución en un área de 24,000 m² donde la Comisión Federal de Electricidad pretende construir una planta termoeléctrica.

Geológicamente el área es plana y está caracterizada por sedimentos carbonatados, que frecuentemente muestran una topografía cárstica. La capa más superficial, que -- aproximadamente tiene 1 m de espesor, consiste de Caliche compacto que sobreyace capas alternadas con estratificación cruzada de arenas finas y de grano medio regularmente cementadas con carbonato de calcio. En algunos sitios la capa superficial está formada por suelos arenosos con un -- grado de cementación menor al del caliche.

La carsticidad se presenta sobre todo en los horizontes arenosos de estratificación cruzada y por debajo del ni vel freático, el cual se encuentra a una profundidad de alrededor de 8 m.

La Fig. 7 muestra el modelo geológico del área y el co rrespondiente de velocidades de propagación elaborado a par tir de la información primaria. En este último también se indican las trayectorias de las ondas directas y refractadas que atraviesan las zonas de disolución. En el modelo -- sísmico se ha asignado a los suelos arenosos una velocidad baja V_0 que contrasta con la del caliche V_1 debido a que és te último se encuentra fuertemente cementado. Las capas -- arenosas de estratificación cruzada tienen una velocidad in termedia V_2 que es mayor a V_0 por su mayor compactación y -- menor a V_1 debido a su menor grado de cementación. Las zonas de disolución y/o fracturamiento intenso se les ha asignado una velocidad V_3 , inferior a V_2 por la presencia de -- discontinuidades. Por abajo de los 8 m de profundidad, las velocidades de las arenas y zonas de debilidad se modifican por efecto del nivel freático a V_2' y V_3' respectivamente.

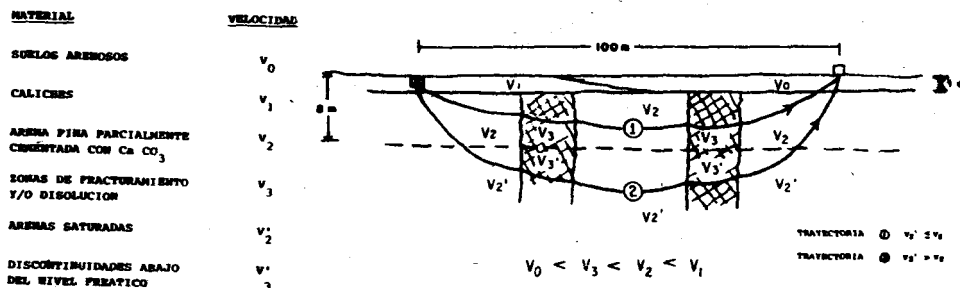


Fig. 7 Modelo de velocidades del sitio Xcaret, C. Roo.

Respecto a la distribución de resistividades, el modelo elaborado en base a la información geológica está constituido por una resistividad muy alta ρ_1 correspondiente a -- suelos calichosos, una resistividad ρ_0 para los suelos arenosos que forman el encape, una resistividad ρ_2 para las arenas de estratificación cruzada y cementadas con la $CaCO_3$ y una resistividad ρ_3 para las zonas de discontinuidades. Por debajo del nivel freático las resistividades ρ_2 y ρ_3 disminuyen a ρ'_2 y ρ'_3 respectivamente. La figura 8 muestra este modelo así como los contrastes de resistividad estimados para el sitio de Xcaret.

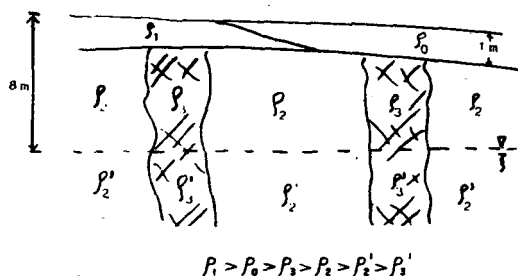


Fig. 8 Modelo de resistividades para el modelo de velocidades de la fig. 6.

Para la tomografía sísmica, dos arreglos de 12 geófonos verticales de 28 Hz fueron colocados en superficie a lo largo de un perfil de 230 m de longitud a intervalos regulares de 10 m (Fig. 9). El registro sísmico se realizó con un --sismógrafo digital Nimbus-Geometrics 1210-F de 12 canales y pantalla.

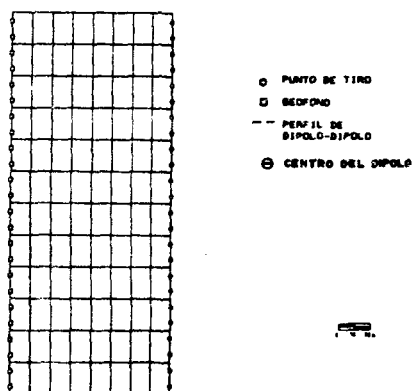


Fig. 9 División del área en celdas y localización de geófonos y fuentes

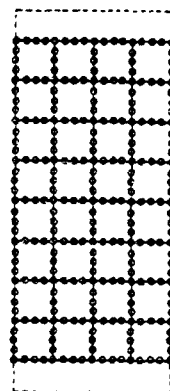


Fig. 10 Localización de líneas de dipolo - dipolo y centros de los dipolos

Pequeñas cargas de explosivo enterradas a 25 - 30 cm de profundidad e igualmente espaciadas se detonaron en un perfil paralelo a 100 m del tendido de geófonos. Un sismograma típico se muestra en la Fig. 11, donde se han marcado los primeros arribos, cuyas frecuencias oscilan en el rango de 70 a - 85 Hz mientras que la longitud de onda es aproximadamente de 20 a 30 m.

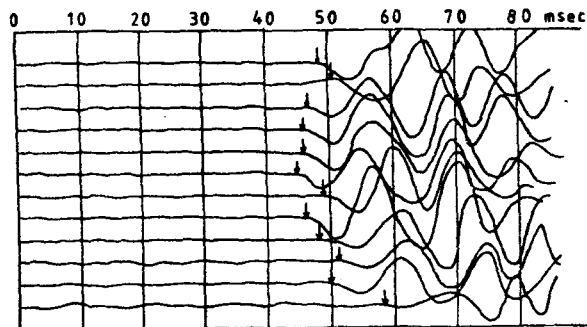
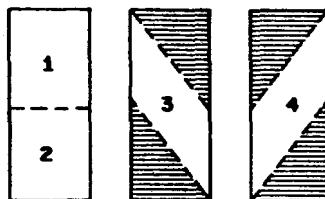


Fig. 11 Sismograma típico obtenido en Xcaret. Las flechas indican los primeros arribos.

El modelo para el área fue dividido en 96 rectángulos iguales de 20 x 12.5 m. Los datos de entrada al programa de computadora fueron las coordenadas de los puntos de tiro y geófonos, los tiempos de los primeros arribos y un modelo inicial de velocidad inicial de 2300 m/s para toda el área.

La información se procesó en 4 partes debido a la capacidad limitada de memoria de la microcomputadora, (Ver Fig. 12) y se buscó correlacionar los valores de velocidad en las áreas de traslape. Después de 40 iteraciones, los resultados se estabilizaron y se consideraron satisfactorios. El modelo final de velocidades se muestra en la Fig. 13 donde el rango de velocidades se indica con diferentes patrones: las velocidades mayores a 2000 m/s corresponden a roca compacta de buena calidad con fracturamiento incipiente; las velocidades comprendidas entre 1650 y 2000 m/s indican roca de regular calidad con fracturamiento mayor y por último, las velocidades menores a 1650 m/s (celdas más oscuras) se asocian a roca de mala calidad con posibles oquedades o grandes discontinuidades.

Fig. 12 Áreas cubiertas en el proceso de tomografía.



Las mediciones geoelectricas de dipolo - dipolo se llevaron a cabo a lo largo de 14 perfiles cuya ubicación se muestra en la Fig. 10. La distancia dipolar "a" fue de 10 m y la separación máxima entre los centros de los dipolos fue de 50

m con objeto de tener una profundidad aproximada de investigación de 10 a 15 m. Con estas mediciones se configuró el mapa de resistividad aparente cuyos valores característicos varían entre 20 y 80 Ohm-m (Fig. 14).

Los 7 pozos exploratorios realizados posteriormente a los estudios fueron ubicados principalmente en base a las anomalías de alta y baja resistividad debido a que cubren totalmente el área estudiada y a que tradicionalmente se han empleado técnicas geoelectricas en la prospección de cavernas (Militzer et al, 1979). En los máximos, con valores mayores a 80 ohm-m se perforaron 4 pozos exploratorios (1,4,5 y 6) y en los mínimos se perforaron 3 pozos -- (2,3 y 7). La ubicación de estos pozos se muestra en las figuras 13 y 14, sobrepuesta a los resultados sísmicos y eléctricos respectivamente.

De acuerdo con los resultados obtenidos en la perforación se observó que los pozos 2,3,6 y 7 coinciden con celdas de muy baja velocidad (1350-1500 m/s) como era de esperarse; los pozos 1 y 4 se hallan en zonas de velocidad intermedia (1650-2000 m/s) mientras que el sondeo 5 se encuentra en una zona de alta velocidad (2000-3000 m/s). Esto, aunado a las profundidades a las que se detectaron las discontinuidades (Tabla 1), indica que la carsticidad se encuentra fundamentalmente en los depósitos arenosos y por debajo del nivel freático. La energía sísmica se transmite principalmente en esta capa debido al pozo espesor que presenta el estrato superficial de caliche.

En 6 de los 7 pozos perforados se detectaron pequeños horizontes cársticos que variaron de 0.20 a 1 m. La tabla 1 muestra estos resultados y como se puede observar, la carsticidad se presenta sobre todo por debajo del nivel freático a profundidades que varían de 7 a 27.5 m. En el

pozo 7, que fue el más profundo, se encontró una caverna - grande de 3 m de espesor que hace pensar que probablemente aumente la carsticidad con la profundidad.

Los resultados de la perforación no indicaron la presencia de cavernas en el pozo 4 a pesar de la clara anomalía de resistividad y a la velocidad intermedia del material. Sin embargo, esto puede deberse a varios factores: la existencia de roca más compacta que el promedio o errores en la medición de la resistividad. Por otro lado los pozos 2, 3 y 7 coinciden con celdas de baja velocidad y baja resistividad, este tipo de anomalía se debe seguramente a que las zonas de disolución se encuentran por debajo del nivel freático y con mayor número de huecos, mientras que las anomalías de alta resistividad y velocidad media o alta (pozos 1, 5 y 6) podrían estar asociadas a rocas de mayor grado de cementación.

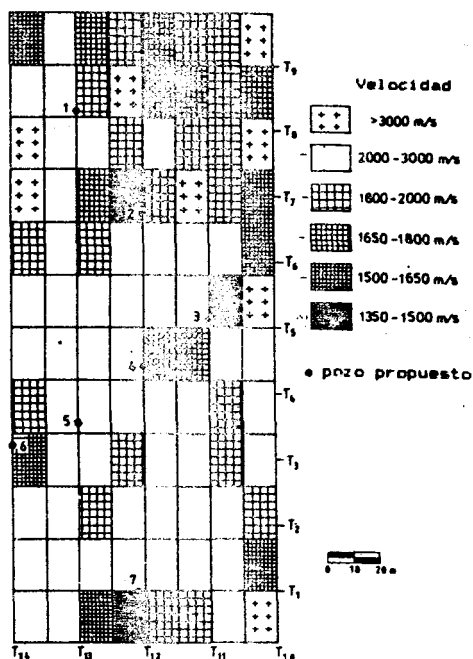


Fig. 13 Resultado final de la tomografía

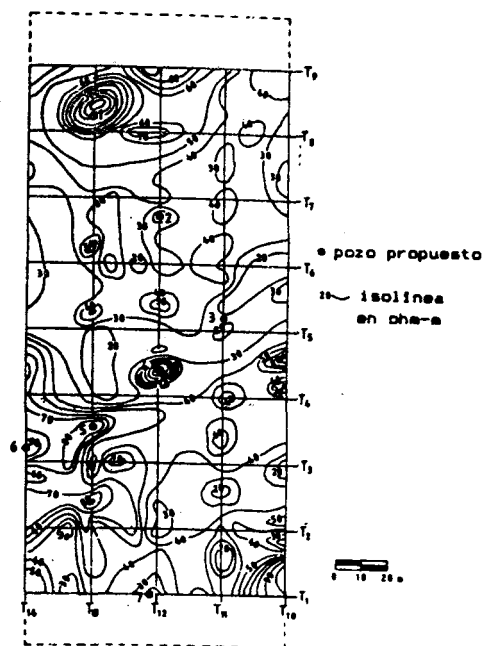


Fig. 14 Distribución de resistividades aparentes

TABLA 1

Pozo	Cavernas Cima (m) Base (m)		Total huecos (m)	Resist.	Veloc.	Tipo anom.
1	10	11.4	0.4	alta	media	11
2	10	10.5				
	12	12.5		baja	baja	1
	17	17.4	1.4			
3	12.4	12.9				
	17	17.5	1.0	baja	baja	1
5	7	7.2				
	14.8	15.3	0.7	alta	alta	11
6	15	15.4	0.4	alta	baja	11
7	10	10.6		baja	baja	1
	15	16				
	19	19.5				
	20	20.3				
	24	27	6.4			

La Fig. 15 muestra los 2 tipos de anomalías que se -- registraron en el área de Xcaret: la primera (I), formada por valores bajos de resistividad y velocidad, representa las zonas de mayor carsticidad como lo atestiguan el mayor número de huecos cortados en las perforaciones; mientras -- que la segunda (II), de resistividad alta y velocidad varia ble se ubica en zonas de menor grado de fracturamiento y/o disolución.

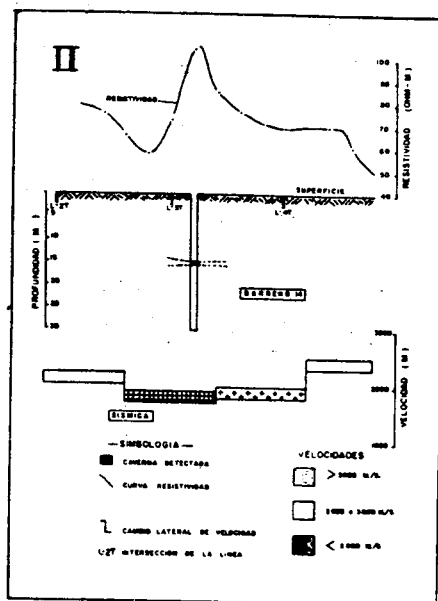
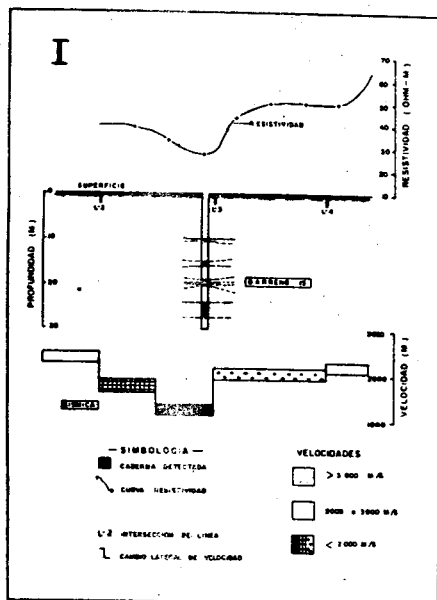


Fig. 15 Anomalías geoelectricas de zonas cársticas detectadas en Xcaret.

Desde la planeación de los estudios, la anomalía tipo I fue la respuesta esperada a partir de los modelos elaborados (Fig. 7) para la detección de las zonas de mayor carsticidad. En este tipo de anomalía, los 3 barrenos propuestos encontraron las mayores longitudes de horizontes cársticos.

Por otro lado, en las anomalías de alta resistividad o tipo II, 3 de los 4 barrenos propuestos encontraron pequeñas discontinuidades. De acuerdo con los resultados de las perforaciones, el fracturamiento en estas zonas es menor, se encuentra sobre todo por debajo del nivel freático y en rocas de mayor cementación. En ocasiones su detección es muy difícil y confusa como lo atestigua el barreno 4 que no obstante tener una anomalía relevante no logró atravesar discontinuidades.

CONCLUSIONES

Los resultados de la perforación demuestran una correlación bastante buena entre las anomalías de baja resistividad y baja velocidad sísmica, las cuales corresponden a zonas con mayor grado de carsticidad.

Para la localización de zonas de disolución el método tomográfico no es completamente resolutivo sino que necesita complementarse con mediciones geoeléctricas que proporcionen información adicional en la interpretación de dichas zonas.

El modelado de rayos rectos utilizado en el algoritmo tomográfico proporciona resultados suficientemente buenos para la ubicación de las celdas de baja velocidad.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFIA

- Bois, P., M. La Porte, M. Lavergne and G. Thomas, 1972, Well to Well Seismic Measurements, *Geophysics*, 37, 471-480.
- Dines, K. & Lytle, J., 1979, Computerized geophysical - tomography, *Proc. IEEE*, 67, 1065-1073.
- Ivansson, S., 1983, Remark on an earlier proposed iterative tomographic algorithm, *Geophys. J.R. Ast. Soc.*, 75, 855-860.
- Kilty, K.T., 1988. Acoustic Tomography in Shallow Geophysical Exploration Using Transform Reconstruction, *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering - and Enviromental Problems, Society of Engineering and Mineral Exploration Geophysicists, Golden, Colorado.*
- Mason, I.M., 1981, Algebraic Reconstruction of a Two Dimensional Velocity Inhomogeneity in the High Hazles Seam of Thoresby Colliery, *Geophysics*, 46, 298-309.
- McMechan, G.A., 1983, Seismic tomography in boreholes, - *Geophys. J. Roy. Ast. Soc.*, 74, 601-612.
- Menke, W., 1984, The resolving power of cross-borehole tomography, *Geophys. Research Letters*, Vol. 11, No. 2, 105-108.
- Militzer H., Rosler R. and Losch W., 1979.- Theoretical and experimental investigations for cavity research with geoelectrical resistivity methods, *Geophysical Prospecting*, V. 27, No. 3, p. 640.
- Newmann, G., 1981, Determination of lateral inhomogeneity in reflection seismics by inversion of travelttime residuals, *Geophysical Prospecting*, 29, 161-177.

- Wong, J., P. Hurley and G.F. West, 1983, Crosshole seis
mology and seismic imaging in cryztaline rocks, Geophys.
Res. Letters, 10, 686-689.

N O T A A C L A R A T O R I A.

DESEO MANIFESTAR PUBLICAMENTE QUE EL ARTICULO APARECIDO EN EL VOLUMEN XXVIII Nos. 1 y 2 DEL BOLETIN DE LA ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION, A.C. DENOMINADO "CARACTERISTICAS PRINCIPALES DE LOS PATRONES DE DETECCION DE DISTANCIAS VARIABLES", FUE BASADO EN LA PARTE TEORICA, EN LOS APUNTES ELABORADOS POR EL ING. ESTEBAN VEGA SANTANDER SIENDO MI COLABORACION LA ELABORACION DE LOS PROGRAMAS.

HAGO ESTA ACLARACION PARA DARLE LOS CREDITOS A QUIEN REALMENTE LOS MERECE.

ATENTAMENTE

ING. MARCO ANTONIO GHENO J.

La Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, A. C.
mediante estas breves líneas, desea hacer patente su

RECONOCIMIENTO AL MERITO PROFESIONAL

d e l

SR. JESSE CORNETT

Geofísico de prestigio internacional
quien falleció el 23 de diciembre de 1988
en Chihuahua, Chih. - México -

El Sr. Cornett fue un hombre que dedicó su vida a la Geofísica y como tal, trabajó en nuestro País en diversas empresas que prestaron sus servicios para Petróleos Mexicanos y, a través de éstas, vertió sus conocimientos e inquietudes en todos aquellos técnicos mexicanos quienes tuvimos la fortuna de tratarlo.

Sus experiencias en el ramo, adquiridas a través de los años, le dieron un nombre y un prestigio cuyo reconocimiento traspasó fronteras a lo largo y ancho de nuestro continente.

Es el deseo de los integrantes de nuestra Asociación, que estas líneas constituyan un sencillo y merecido homenaje al hombre que dió a la Geofísica su vida y a nuestro País su experiencia en el ramo, además de su cálida amistad.

ING. HECTOR PALAFOX RAYON,
Presidente de A.M.G.E.



CONSULTORES Y CONTRATISTAS
DE
GEOLOGIA Y GEOFISICA.

Compañía Mexicana de Exploraciones, S. A.

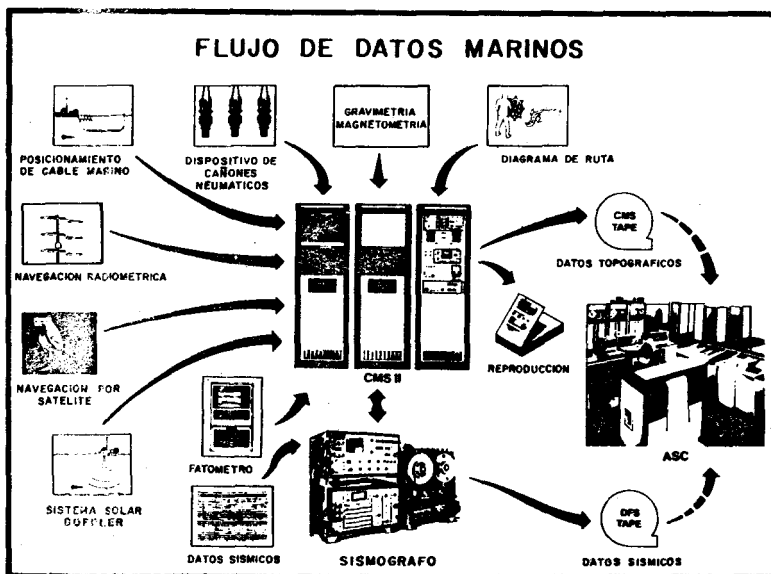
RIO BALSAS 101 8º PISO APDO. POSTAL 5-255

MEXICO 5, D. F.

TELS. 28-83-90 14-44-02

CMS II

El corazón del sistema marino totalmente integrado



El sistema de exploración marina de GSI proporciona el poder y la flexibilidad necesaria para la exploración geofísica marina de hoy.

El sistema marino configurado CMS II, con características de registro de datos automático, integra un conjunto de subsistemas opcionales en el más potente sistema marino de exploración con que cuenta la industria.

- ☐ GEONAV* Sonar/Sistema de navegación por Satélite.
- ☐ Sistema multisensor radiométrico de posicionamiento.
- ☐ ADL Sistema de Registro Automático de Datos.
- ☐ SEISTRACK* Sistema de posicionamiento de cable marino

☐ TIGER Sistema de control de cañones neumáticos.

☐ MARISAT* Sistema de comunicación mediante Satélites.

El sistema CMS II virtualmente elimina el error humano—disminuyendo el tiempo de entrega y proporcionando mayor exactitud en el procesamiento sísmico de los datos.

Esta capacidad de GSI puede ser adaptada a sus necesidades.

A disposición inmediata.

Para mayor información, llame o escriba a
GSI DE MEXICO, S.A. DE C.V. RTO RHIN No. 22
7° PISO MEXICO 5, D.F. TEL. 566-92-44



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

TEXAS INSTRUMENTS
INCORPORATED