



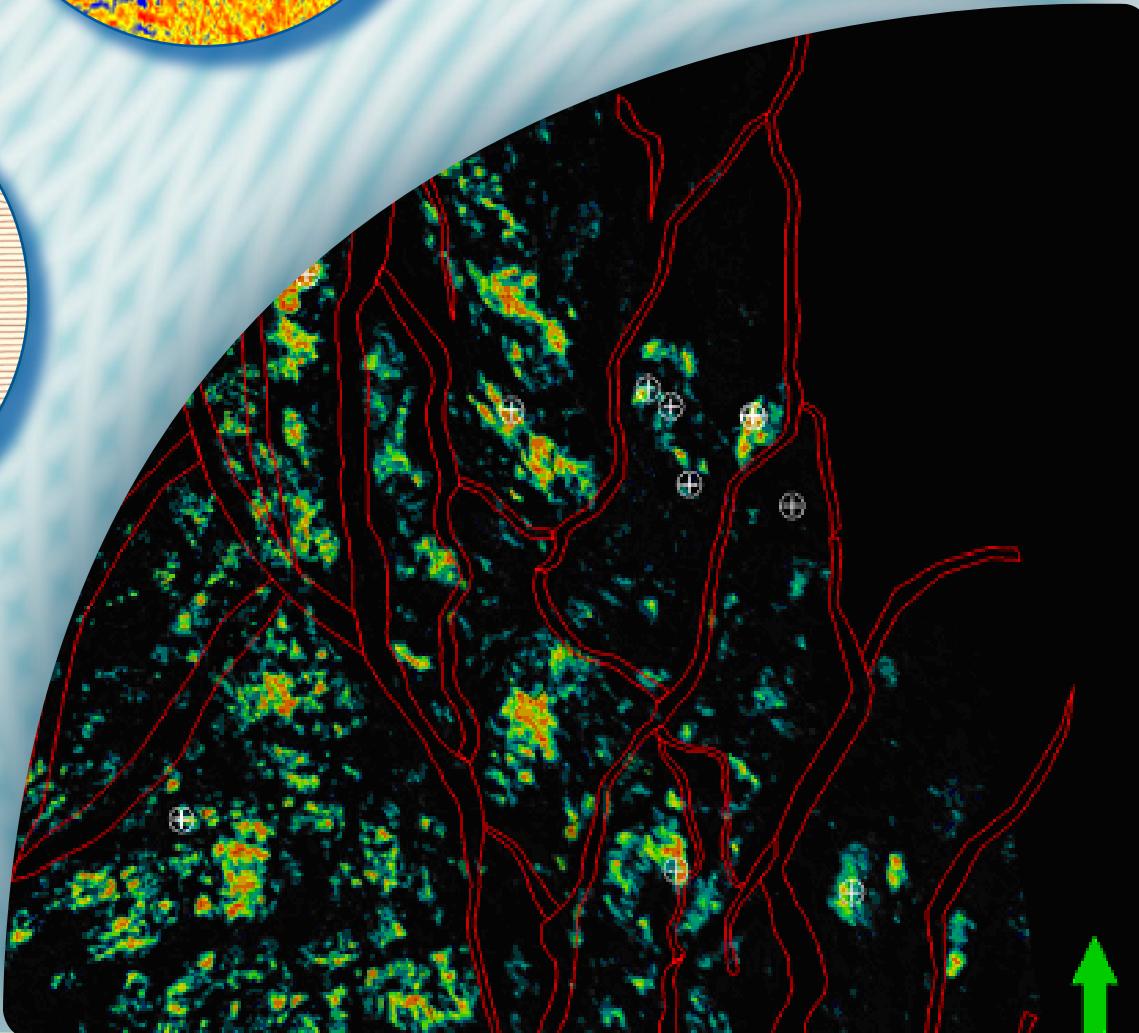
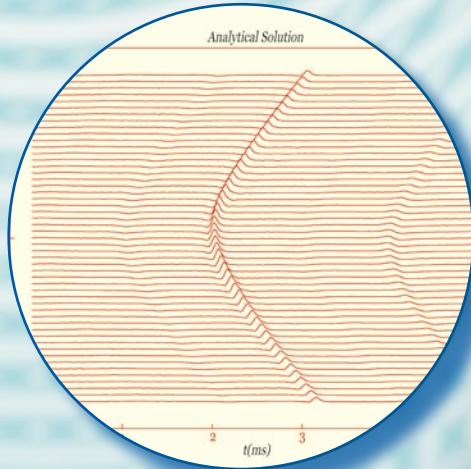
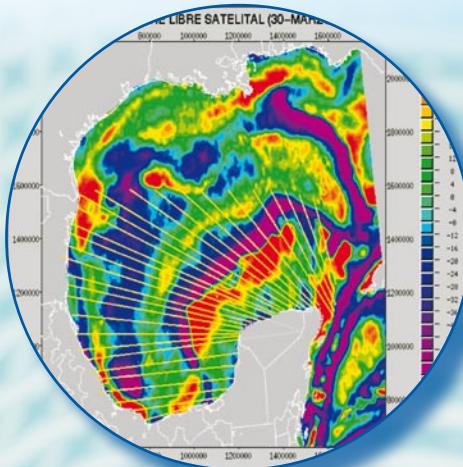
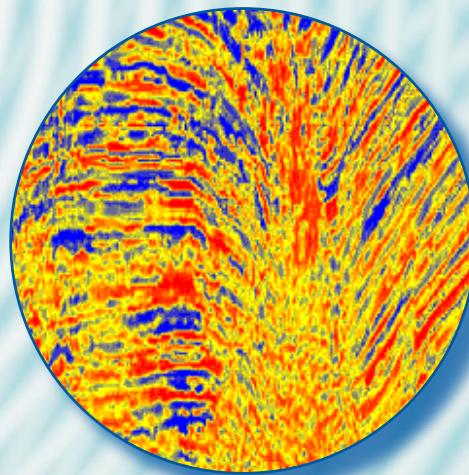
Boletín Técnico

de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, A.C.

VOLUMEN 47

NÚMERO 3

JULIO-SEPTIEMBRE, 2007





ASOCIACIÓN MEXICANA DE GEOFÍSICOS DE EXPLORACIÓN, A.C. (MIEMBRO DE LA FACCTIEM, SEG, UMAI y ULG)

CONSEJO DIRECTIVO 2007-2009

M. en I. EFRAÍN MÉNDEZ HERNÁNDEZ
Presidente

Ing. JULIO PÉREZ ALDANA
Vicepresidente

M. en I. RICARDO VÁZQUEZ ROMERO
Secretario

Ing. JOSÉ ALBERTO SANTANA FERNÁNDEZ
Prosecretario

Ing. EVERARDO CASTRO MEDELLÍN
Tesorero

Ing. ADOLFO HUIDOBRO GONZÁLEZ
Protesorero

Dr. RAÚL DEL VALLE GARCÍA
Dr. RAÚL CABRERA GARCÍA

Dr. RAFAEL AVILA-CARRERA

M. en C. JORGE ESTRADA GALICIA

M. en I. ROBERTO FIGUEROA ABARCA
Comité Editorial

Ing. HUMBERTO SALAZAR SOTO

Coordinación de Eventos Técnicos

Biol. JULIETA MARTÍNEZ GARCÍA

Coordinación de Eventos Sociales

Ing. EDUARDO RAMÍREZ RESÉNDIZ

Ing. JOSÉ RODOLFO ROCHA RUIZ

Coordinación de Membresía

Ing. JAVIER NÚÑEZ ARIZA

Coordinador del Exterior

Ing. JAIME GUERRA ORTIZ

Coordinador de Jubilados

M. en I. RICARDO VÁZQUEZ ROMERO

Coordinador de la Gaceta

Ing. FRANCISCO MURGUÍA SANDRIA

Coordinador de Apoyo Informático y Difusión

CONSEJO DE HONOR Y JUSTICIA

Ing. CÉSAR NAVARRO TAFOLLA

Ing. JORGE R. VERA SÁNCHEZ

Ing. ARTURO PÉREZ ALDANA

PRESIDENTES DELEGACIONALES

Ing. MARCO A. GHENO JUÁREZ
Cd. del Carmen, Camp.

Dr. RAÚL DEL VALLE GARCÍA
Cd. de México

Ing. JOSÉ GPE. GONZÁLEZ ZÚÑIGA
Coatzacoalcos, Ver.

Dr. RUBÉN DARÍO MARTÍNEZ
Houston, Tx.

Ing. JESÚS ARREDONDO FRAGOSO
Morelia, Mich.

Ing. FRANCISCO J. MURGUÍA SANDRIA

Poza Rica, Ver.

Ing. CLAUDIO NIETO GARCÍA
Reynosa, Tamps.

Ing. EDUARDO MACÍAS ZAMORA
Tampico, Tamps.

Ing. NOÉ LOYO HERNÁNDEZ
Veracruz, Ver.

Ing. GERARDO CLEMENTE MARTÍNEZ
Villahermosa, Tab.

VOCALÍAS

Dr. OSCAR CAMPOS HENRÍQUEZ
Instituto de Geofísica

M. en I. HERMES AGUIRRE VARGAS
U. Latinoamericana de Geofísica

Ing. FRANCISCO RUBÉN ROCHA DE LA VEGA
IPN

Dr. COSME POLA ZIMUTA
UANL (Campus Linares)

Ing. EDUARDO AMADOR TERRAZAS
UNAM

Ing. JUAN PASILLAS RAMÍREZ
Instituto Tecnológico de Madero

Dr. JUAN GARCÍA ABSDELEM
CICESE



ASOCIACIÓN MEXICANA DE GEOFÍSICOS DE EXPLORACIÓN, A.C. (MIEMBRO DE LA FACCTIEM, SEG, UMAI y ULG)

MENSAJE DEL EDITOR

Estimados Colegas:

Alejandro Cerón inicia este boletín presentando, por medio de métodos potenciales, la determinación de la interfase corteza-manto que permite la corrección por isostasia de la gravimetría del Golfo Profundo. La cima del manto parte inicialmente de un modelo magnético y a través de la modelación gravimétrica interactiva ajusta los datos teóricos con los observados para generar un modelo consistente con variables de densidad. Esto permitió lícitamente obtener, con buen acierto, los límites de la corteza desde la parte continental hasta la oceánica, información esencial para inferir los procesos tectónicos regionales. Se concluye que el modelado de la anomalía de aire libre, de los datos de gravimetría satelital utilizados, generalmente ajustan mejor a los parámetros conocidos, dando como resultado configuraciones más confiables del límite de la corteza y de la interfase corteza-manto.

La predicción de las propiedades físicas del suelo por medio de información sísmica ha sido una de las actividades científicas de la geofísica más desarrolladas en recientes años. Iturrarán y Spurlin demuestran una técnica de estadística no paramétrica de predicción de la porosidad, jerarquizando y ponderando la combinación óptima de los atributos sísmicos calculados. Una red neuronal es entrenada para inferir la porosidad, empleando los registros de pozo, los registros teóricamente generados y los atributos sísmicos. Para ello, se utiliza la Prueba Gamma como herramienta capaz de seleccionar la mejor combinación de datos, variarlos, clasificarlos y discriminarlos.

Otra de las grandes actividades en investigación y desarrollo tecnológico es la que concierne a la atenuación y la dispersión de las ondas sísmicas en medios heterogéneos. Rafael Ávila y James H. Spurlin presentan la formulación analítica y numérica de la modelación de ondas elásticas en pozo, para describir los fenómenos de dispersión y atenuación, inherentes a la difracción de las ondas en las rocas que contienen fracturas, poros e inclusiones fluidas. Describen además las ventajas y utilidades de las sondas sónicas dipolar y monopolar en pozo que permiten observables de estudio. De este trabajo se logra, a su vez, obtener un mejor entendimiento de la física de los fenómenos existentes y poner las bases necesarias para la generación de una nueva herramienta que permita mejorar el análisis e interpretación de los observables sísmicos de pozo.

Gerardo López escribe sobre la importancia de los Atributos Sísmicos Híbridos para determinar imágenes con mayor nitidez en arenas productoras. Para ejemplificar, utiliza los atributos de textura en combinaciones que permitan definir sistemas de depósito y que ayuden a reducir la incertidumbre exploratoria. Muestra cómo un atributo textural genera una definición superior estratigráfica que la concebida del Atributo de Amplitud RMS. Concluye del mismo modo la necesidad de realizar diversas pruebas para encontrar la combinación ideal de atributos de acuerdo a los objetivos inquiridos.

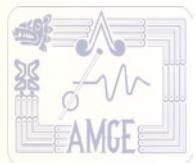
Reciban un cordial saludo.

Dr. Raúl del Valle García
Editor
rvalleg@imp.mx



Boletín Técnico de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, A.C.

Contenido



EVALUACIÓN DE LOS LÍMITES DE CORTEZA Y DE LA INTERFASE CORTEZA-MANTO Y EN EL GOLFO DE MÉXICO CON MÉTODOS POTENCIALES

ALEJANDRO CERÓN FERNÁNDEZ

1

LA PRUEBA GAMMA APLICADA A LA SELECCIÓN DE MULTI-ATRIBUTOS PARA ESTIMAR POROSIDAD EFECTIVA

ÚRSULA ITURRARÁN-VIVEROS y JAMES H. SPURLIN

13

PROPAGACIÓN DE ONDAS ELÁSTICAS EN POZOS DE EXPLORACIÓN UTILIZANDO REGISTROS SÓNICOS: BASES Y FUNDAMENTOS DEL MODELADO MATEMÁTICO Y LA ADQUISICIÓN DE DATOS

RAFAEL ÁVILA-CARRERA y JAMES H. SPURLIN

23

ATRIBUTOS HÍBRIDOS EN PROCESOS EXPLORATORIOS

JOSÉ GERARDO LÓPEZ LEYVA

49

EVALUACIÓN DE LOS LÍMITES DE CORTEZA Y DE LA INTERFASE CORTEZA-MANTO Y EN EL GOLFO DE MÉXICO CON MÉTODOS POTENCIALES

M. en I. ALEJANDRO CERÓN FERNÁNDEZ⁽¹⁾

RESUMEN

Los estudios de gran extensión regional presentan una influencia considerable para las condiciones geológicas profundas de carácter tectónico generalmente asociadas a hundimientos o levantamientos del manto y es importante conocer estos efectos sobre todo en estudios multidisciplinarios del Golfo Profundo.

En este trabajo el objetivo es encontrar un modelo del manto que nos ayude a obtener la corrección por isostasia a los datos de Anomalía de Bouguer.

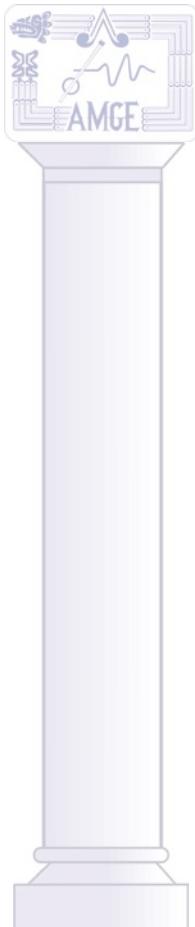
La idea es calcular un mapa que nos permita definir las profundidades a las que se encuentra el manto y por lo tanto, la base de la corteza, así como para inferir algunas implicaciones tectónicas en el Golfo de México.

Como modelo inicial se consideró el Modelo Isostático de Airy.

El cálculo de la interfase corteza-manto se realizó teniendo en cuenta la anomalía de aire libre de la gravimetría satelital mediante el modelado de 30 secciones gravimétricas 2D con un espaciamiento aproximadamente de 40 km, en las que se consideraron 4 capas. El agua y la columna sedimentaria se consideraron con una densidad promedio de 1.03 y 2.55 gr/cm³, respectivamente. El basamento se consideró constituido por varios bloques con densidades lateralmente variables en función de la respuesta gravimétrica; cuya cima se tomó de un modelado magnético previo. Al manto se le asignó una densidad promedio de 3.27 gr/cm³ y como punto de partida se le manejó como cima la superficie obtenida en el modelo inicial.

Buscándose el ajuste gravimétrico de manera regional en las distintas secciones modeladas; se varió la cima del manto como las densidades consideradas en los diferentes bloques de basamento y así se obtuvo la nueva cima del manto, la cual se sintetizó en un mapa de configuración.

Estos resultados junto con diferentes procesos aplicados a los datos aeromagnéticos obtenidos en el año 2003 y el modelado magnético y gravimétrico nos ayudaron a definir los límites de cortezas (Continental, Transicional y Oceánica).



⁽¹⁾ Instituto Mexicano del Petróleo.



INTRODUCCIÓN

En el proyecto multianual 2001-2004 F.53522 del IMP para PEP, se determinó la sima del basamento magnético y el modelado de algunos transectos gravimétricos regionales, en donde se estaba manejando el Modelo Isostático de Airy, con el cual se presentaron problemas en el equilibrio isostático de los transectos, y surgió la idea de hacer un modelado gravimétrico considerando como punto de partida la anomalía de aire libre satelital y el Modelo Isostático de Airy.

Para esto se consideraron 30 transectos gravimétricos regionales donde se consideró: la capa sedimentaria, el basamento y el tirante de agua, así como el manto, el cual se modeló para obtener la profundidad a la que se encuentra su sima.

ANTECEDENTES

En los años 2002-2003 se realizó un levantamiento aeromagnético que cubre todo el Golfo de México, en un convenio entre PEMEX y el Consejo de Recursos Minerales, en este levantamiento se manejaron los parámetros de vuelo de 300 msnm y las líneas primarias de vuelo están separadas 3,000 m y las de control a 9,000 m, siendo un levantamiento semi-regional, en la figura 1 se muestra el mapa en donde se marcan los límites de las cortezas oceánica, transicional y continental, esto con base a las características magnéticas que se observan en el mapa.

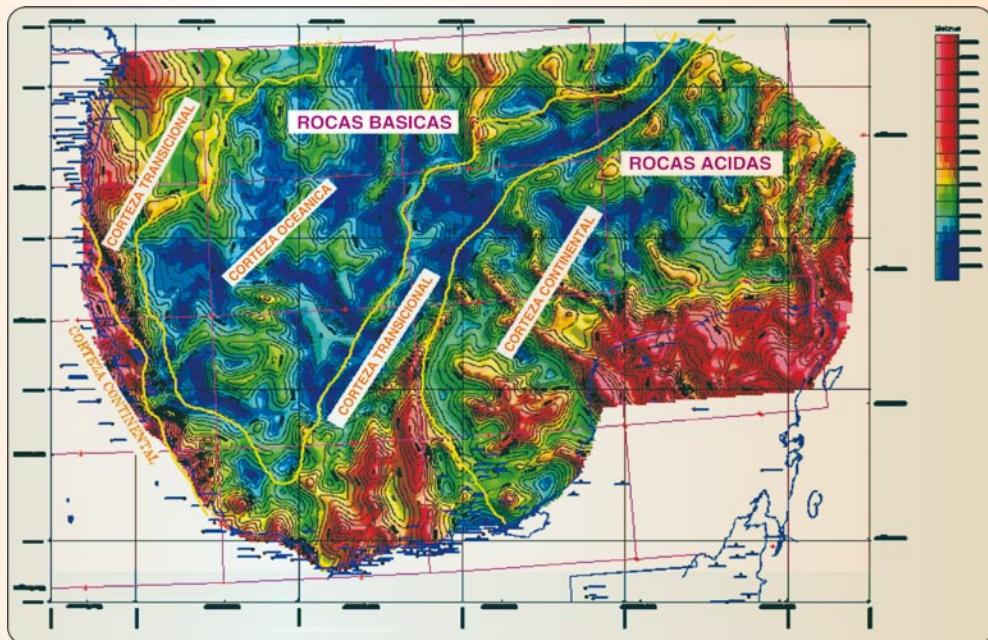


Figura 1.- Mapa del campo de intensidad magnética total y límites de corteza.

METODOLOGÍA

Se aplicó el proceso de reducción al polo al mapa de Intensidad Magnética Total para ubicar la posición real de los principales eventos magnéticos y asimismo, se marcan

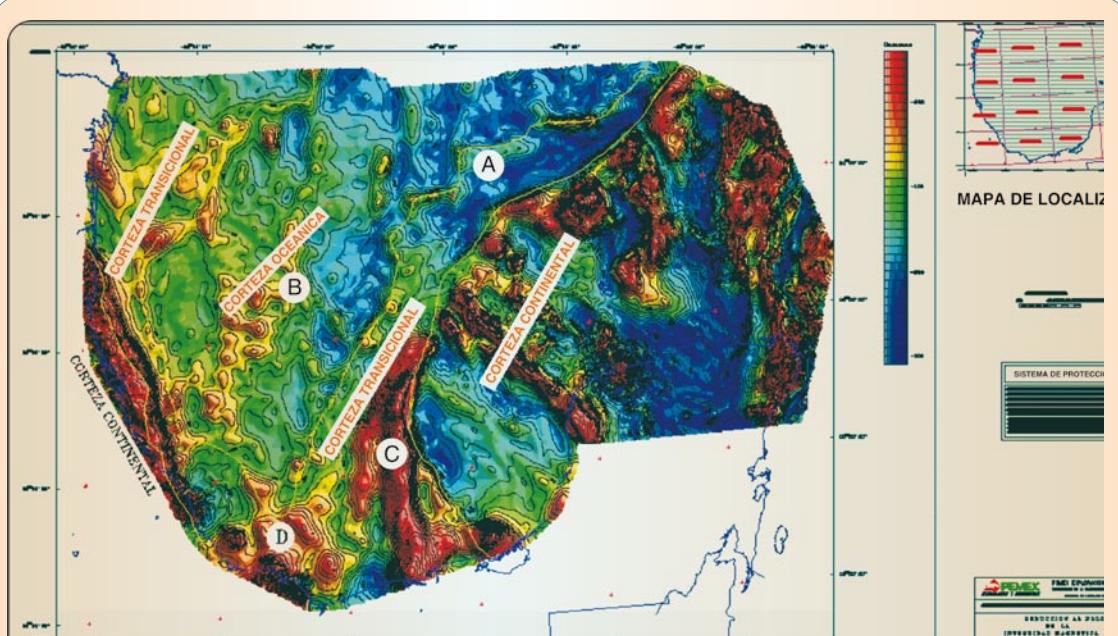


Figura 2.- Reducción al polo de la I.M.T. y límites de cortezas

los límites de las cortezas Oceánica, Transicional y Continental, esto con base en los principales rasgos magnéticos, en la figura 2 se muestra este mapa.

En el año 2004 se realizó la interpretación del basamento magnético mostrado en la figura 11 considerándose 63 secciones magnéticas, en las cuales se tomaron en cuenta diferentes bloques del basamento con distintas susceptibilidades magnéticas, las cuales nos ayudaron a distinguir los diversos tipos de rocas ígneas que nos da otra evidencia de los diferentes tipos de cortezas.

En las figuras 3, 4 y 5 se muestran 3 de las secciones modeladas magnéticamente en donde se marcan los límites de las cortezas presentes en estos modelos magnéticos.

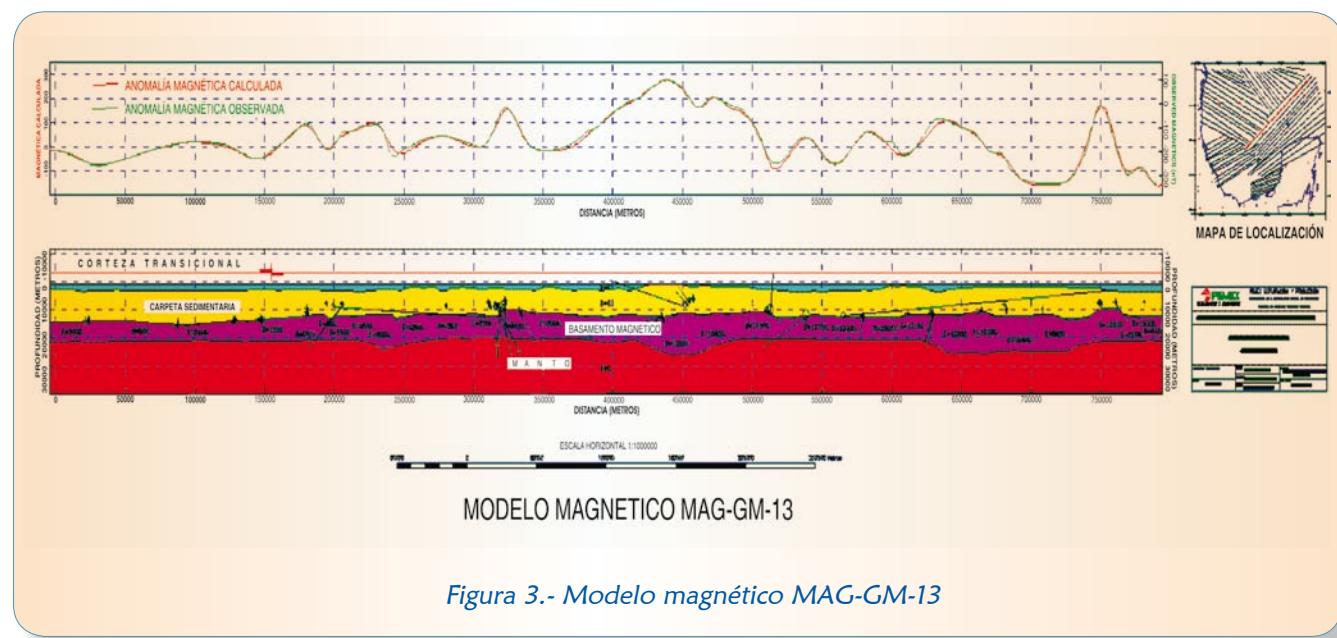
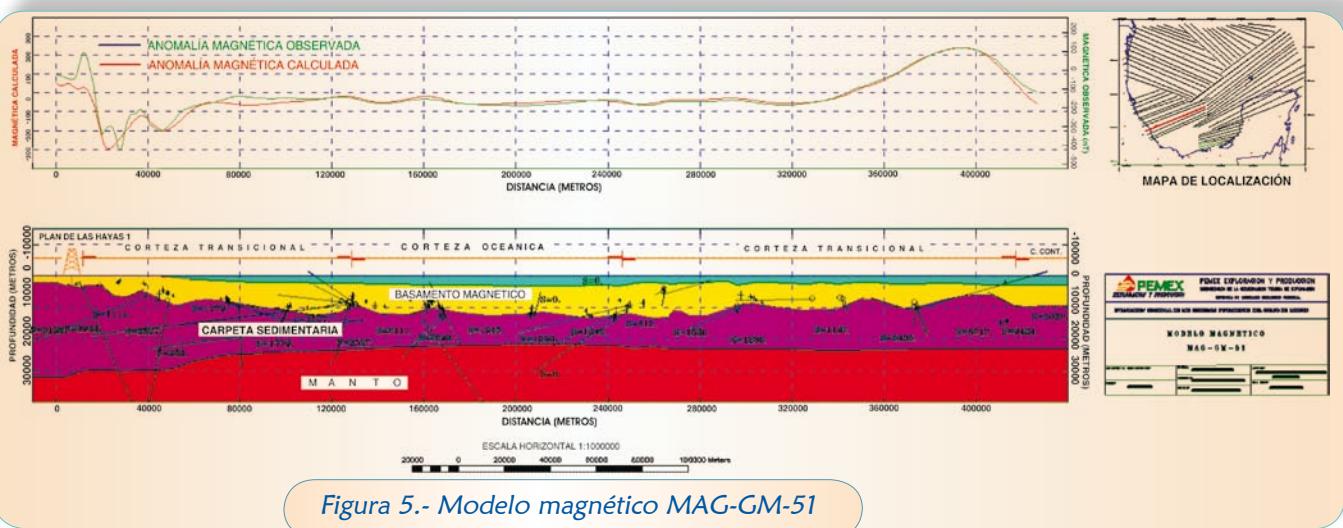
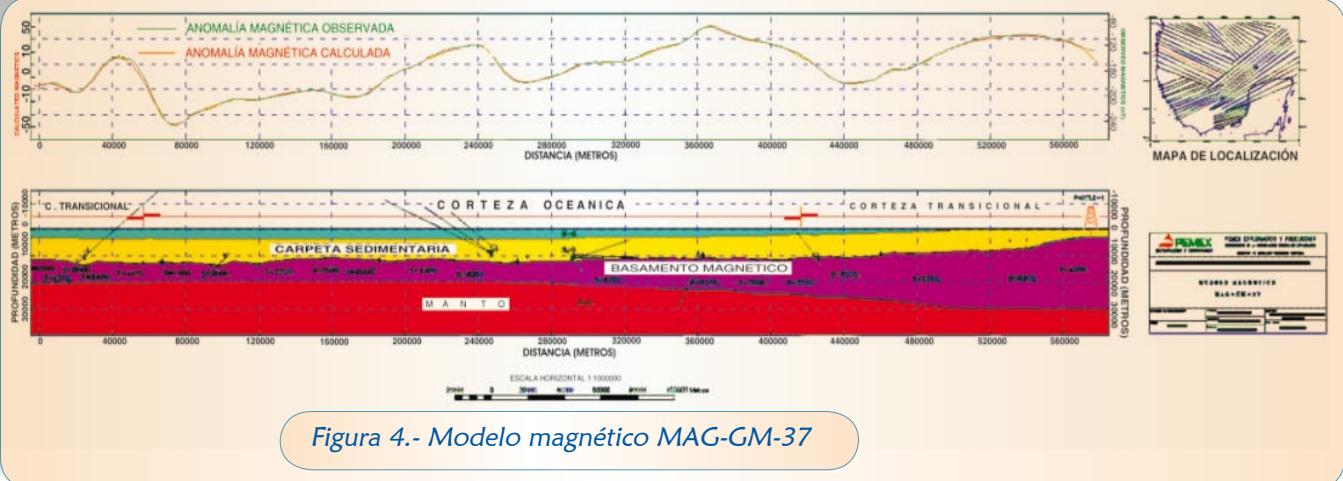


Figura 3.- Modelo magnético MAG-GM-13



En este trabajo se trata de encontrar un modelo del manto que nos ayude a obtener la corrección por isostasia a los datos de Anomalía de Bouguer.

La idea es calcular una malla que nos permita definir las profundidades a las que se encuentra el manto y, por lo tanto, la base de la corteza, así como para inferir algunas implicaciones tectónicas en el Golfo de México.

Como modelo inicial se consideró el Modelo Isostático de Airy. Airy-Heiskanen dedujeron un método para calcular la configuración de la base de la corteza terrestre, en el cual se suponen los continentes flotando en un material de mayor densidad que en este caso se asoció con el manto, el modelo que se considera es el que se muestra en la

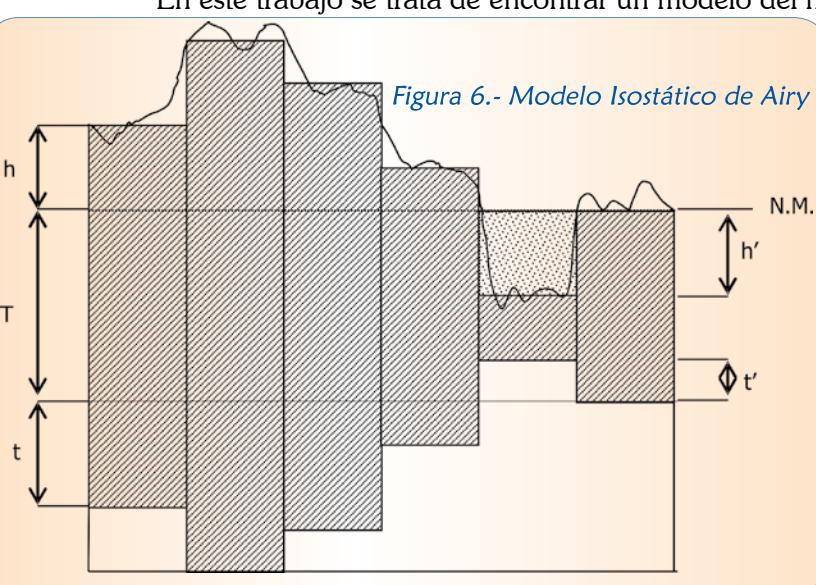


figura 6. Con base en el anterior Modelo Airy-Heiskanen, éstos desarrollaron las expresiones mostradas en las figuras 7 y 8 para determinar la configuración del manto.



$$t = \lambda h \left[1 + \frac{2T + (\lambda + 1)h}{R} + \frac{(2T + \lambda h)(2T + (\lambda + 1)h)}{R^2} - \frac{T(T + \lambda h)}{R^2} - \frac{(\lambda^2 - 1)h^2}{3R^2} \right]$$

$$\lambda = \frac{\rho}{\Delta\rho} \quad \rho = 2.67 \frac{\text{gramos}}{\text{cm}^3} \quad \Delta\rho = 0.6 \frac{\text{gramos}}{\text{cm}^2} \quad \lambda = 4.45$$

T = 30 km = Espesor promedio de la corteza terrestre en equilibrio

h = Elevación de las masas topográficas

R = Radio promedio de la terrestre

t = Espesor de la corteza en zona continental

Figura 7.- Ecuación para el área terrestre

$$t' = \mu h' \left[1 + \frac{2T - (\mu + 1)h'}{R} + \frac{(2T - \mu h')(2T - (\mu + 1)h')}{R^2} - \frac{T(T - \mu h')}{R^2} - \frac{(\mu^2 - 1)h'^2}{3R^2} \right]$$

$$\mu = \frac{(\rho - 1.027)}{\Delta\rho}$$

t' = Espesor de la corteza en la Región Marina

h' = Profundidad del océano

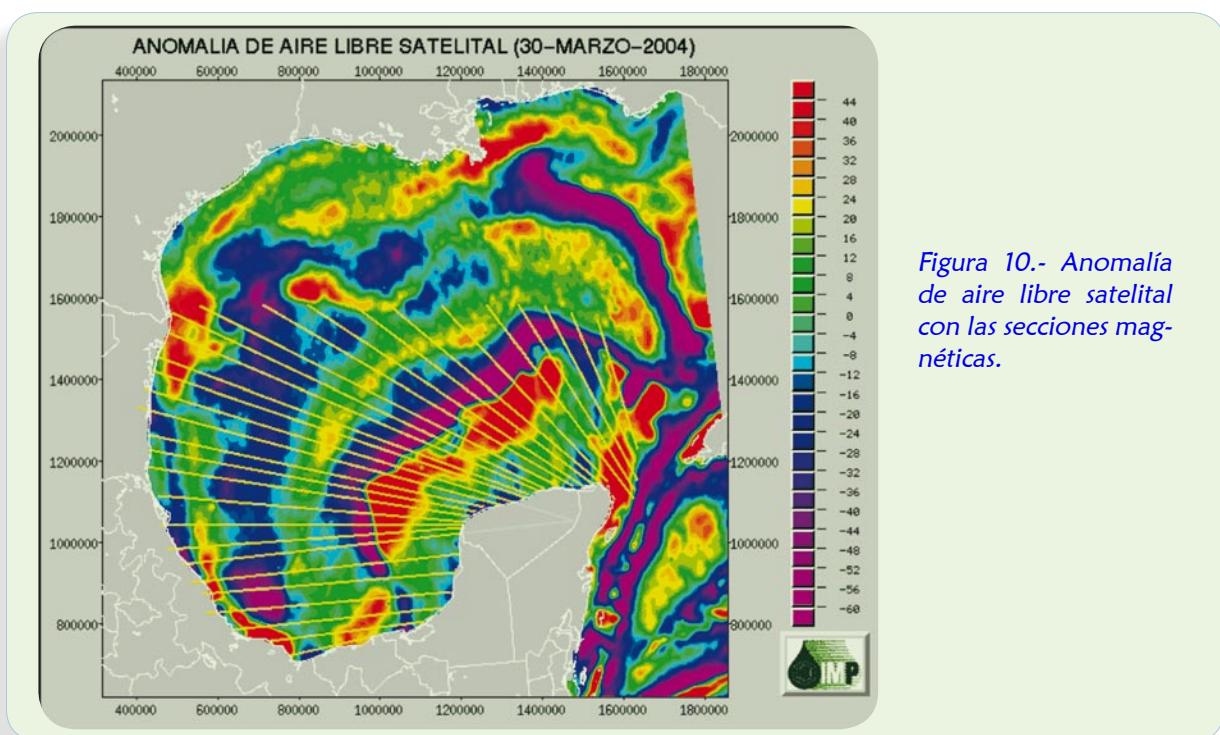
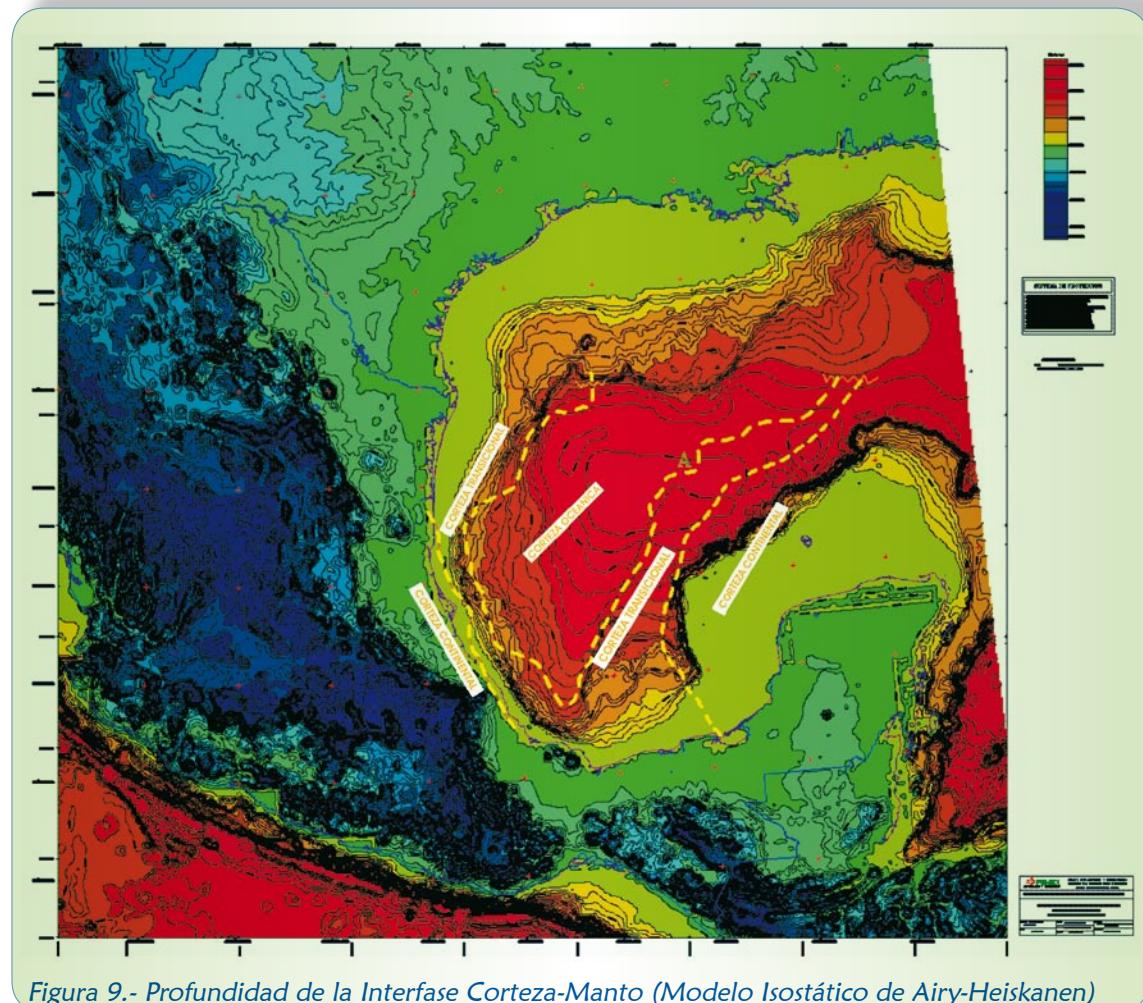
Figura 8.- Ecuación para el área marina

Para calcular la interfase entre la corteza y el manto se digitalizó la batimetría del Golfo de México en una malla, en la que se calculó la profundidad del manto para cada punto de la malla.

Se consideró una densidad promedio para la corteza de 2.67 y 3.27 gr/cm³ para el manto, se calculó la superficie del manto en función de la batimetría y espesor de la corteza de 30 km como se muestra en el mapa de la figura 9.

Posteriormente se realizó un nuevo cálculo de la interfase corteza-manto teniendo en cuenta la anomalía de aire libre de la gravimetría satelital, mediante el modelado de 30 secciones gravimétricas 2D con un espaciamiento aproximado de 40 km como se muestra en el mapa de la figura 10.

En las secciones se consideraron 4 capas. Las capas de agua y la columna sedimentaria se consideraron con una densidad promedio de 1.03 y 2.55 gr/cm³. La capa del basamento se consideró constituida por una serie de bloques con densidades lateralmente variables en función de la respuesta gravimétrica; cuya cima se tomó de un modelado magnético previo (Fig. 11).



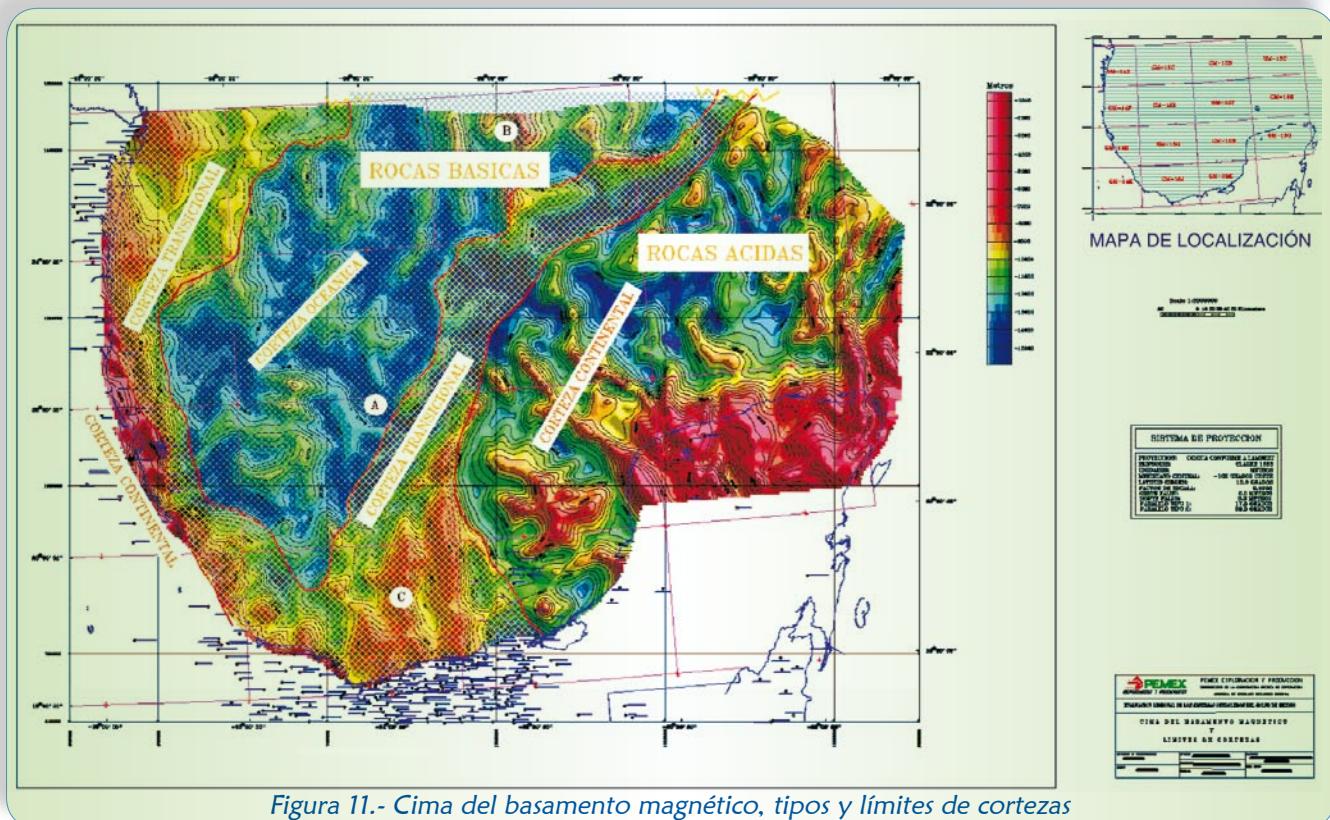


Figura 11.- Cima del basamento magnético, tipos y límites de cortezas

A la capa del manto se le asignó una densidad promedio de 3.27 gr/cm³ y como punto de partida se tomó como cima la superficie obtenida en el modelo inicial; buscándose el ajuste gravimétrico de manera regional en las distintas secciones modeladas como se muestran en las secciones de las figuras 12, 13, y 14, respectivamente.

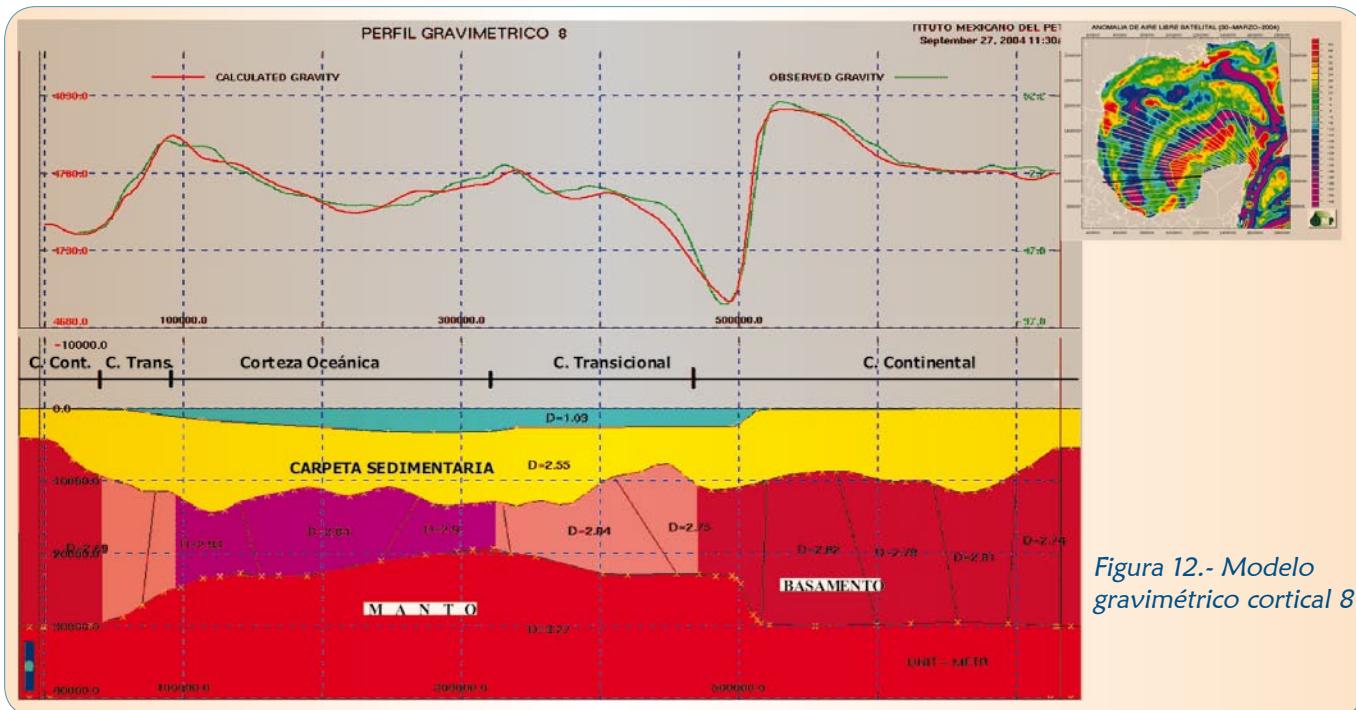


Figura 12.- Modelo gravimétrico cortical 8

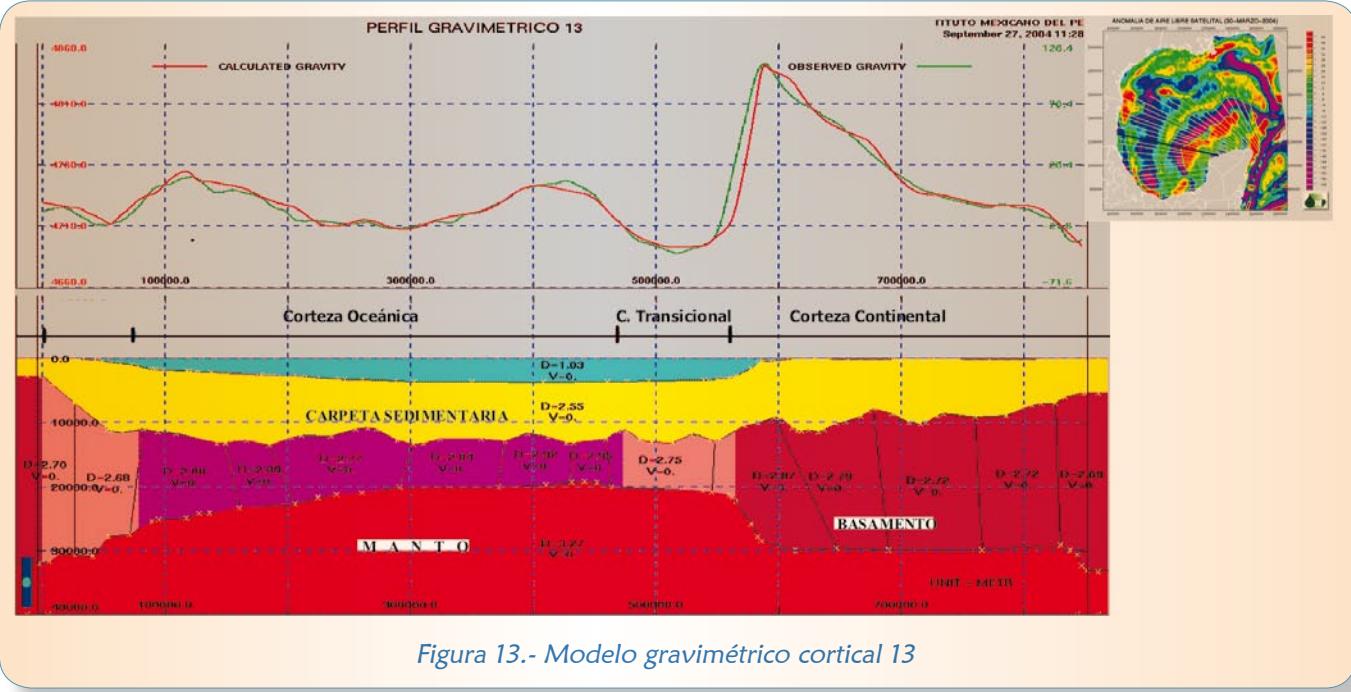
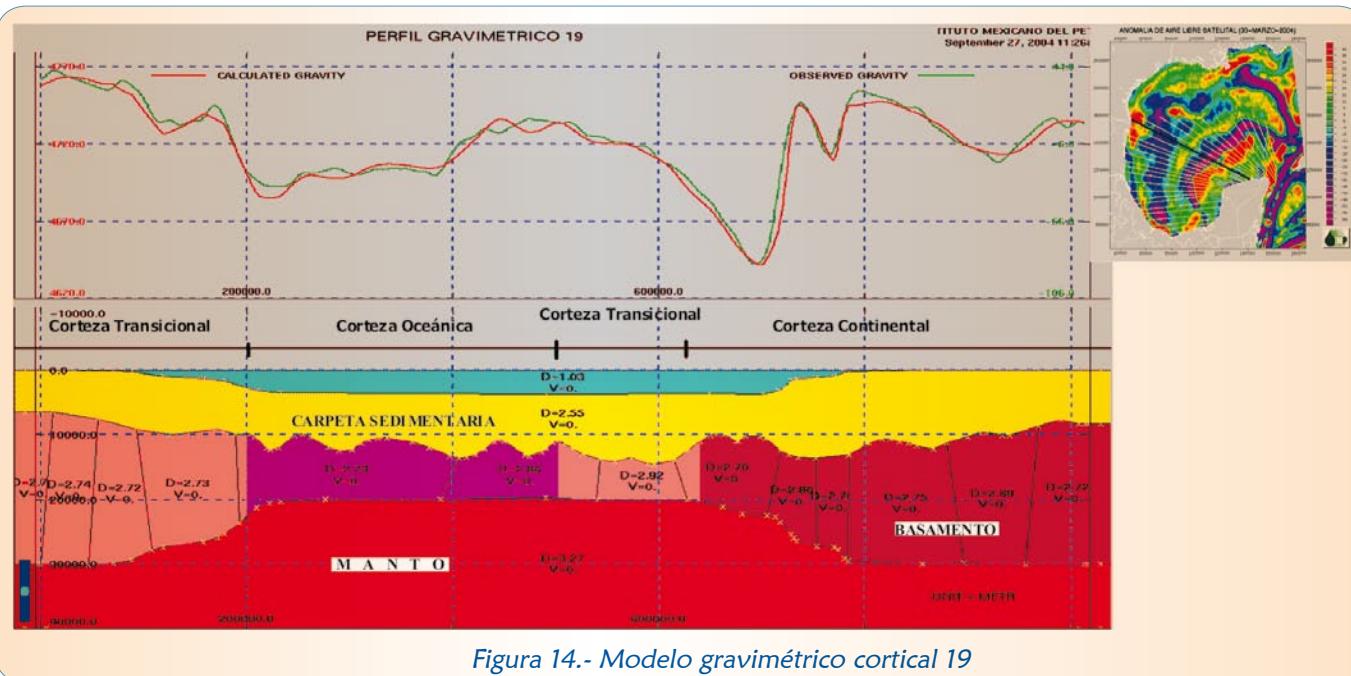


Figura 13.- Modelo gravimétrico cortical 13



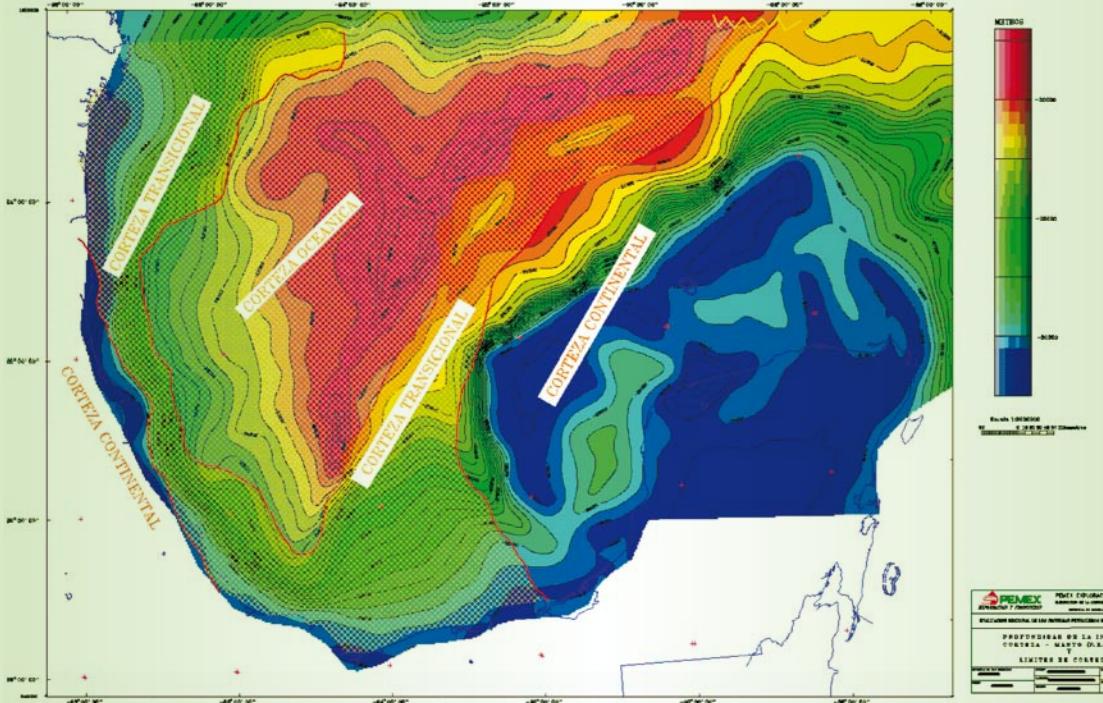


Figura 15.- Profundidad de la interfase corteza-manto y límites de cortezas

CONCLUSIONES

- ✓ El Modelo Teórico de Airy-Heiskanen dio buenos resultados en la determinación de la cima del manto, pero al efectuar el modelado de los transectos se tuvieron problemas en las zonas donde el manto es más somero, ya que no se logró el ajuste de estos modelos utilizando anomalía de aire libre y además se requerían densidades con valores muy grandes en el basamento que van más haya de lo conocido.
- ✓ El manto calculado con el modelado de la anomalía de aire libre fue la cima que se ajustó más a la realidad, ya que las densidades calculadas se encuentran dentro de lo conocido para las rocas del basamento; y se observa en estos resultados que el manto se hace más somero en el límite de la corteza transicional y la oceánica y es posible que sea la zona de más reciente apertura del Golfo de México.



REFERENCIAS

- Proyecto F.53522. Aplicación Geofísica-Geológica en Sistemas Petroleros y Golfo de México Profundo (proyecto multianual 2001-2004). Dirección Ejecutiva de Exploración y Producción. Gerencia de Prospección Geofísica.
- Sjöberg, L.E., 1998. The Exterior Airy/Heiskanen Topographic-Isostatic Gravity Potential, Anomaly and the Effect of Analytical Continuation in Stokes' Formula Journal of Geodesy, vol. LXXII, num. 11, pp. 654-662.
- Tsoulis, D. 2001. A Comparison Between the Airy/Heiskanen and the Pratt/Hayford Isostatic Models for the Computation of Potential Harmonic Coefficients Journal of Geodesy, vol. LXXIV, num. 9, pp. 637-643.
- Heiskanen, W., 1953. Isostatic Reductions of the Gravity Anomalies by the Aid of High-Speed Com-
- puting Machines. Annales Academiae Scientiarum Fenniae, Series A, III. Geologic-Geographic, num. 33.
- Hubbert, M.K., 1948. A Line Integral Method of Computing the Gravimetric Effects of Two Dimensional Masses, Geophysics, vol. XIII, pp. 215-225.
- Talwani, M.J.; Lamar, W. and Lamdisman, M. Rapid Gravity Computations for Two Dimensional Bodies with Applications to the Mendocino Submarine Fracture Zone. Journal of Geophysical Research, vol. LXIV, num. 1, pp. 49-59.
- Talwani, M. and James, R.H., 1964. Computation of Magnetic Anomalies Caused by Two Dimensional Structures of Arbitrary Shape, part. 1. Stanford University Publ. Geof. Soc., vol. IX, num. 1, pp. 464-480.



ALEJANDRO CERÓN FERNÁNDEZ

Nació en México, D.F., el 21 de septiembre de 1956
Fecha de Ingreso al IMP: 06/05/1981

Maestría en Exploración en Recursos Energéticos del Subsuelo.

ÁREAS DE ESPECIALIZACIÓN

- ✓ Desarrollo de Proyectos de Integración e Interpretación de Información Geológica-Geofísica para la Evaluación de Cuencas Sedimentarias.
- ✓ Desarrollo de Algoritmos Geofísicos en Métodos Potenciales para la Interpretación Geofísica-Geológica.
- ✓ Procesamiento de Información en Métodos Potenciales.

FORMACIÓN ACADÉMICA

- 1993 Maestría en Exploración de Recursos Energéticos del Subsuelo, División de Estudios de Postgrado de la Facultad de Ingeniería, UNAM.
- 1981 Licenciatura en Ingeniería Geofísica, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, IPN.



EXPERIENCIA PROFESIONAL

- 2005-2006 Participante en el Proyecto Aplicación Geofísica-Geológica en Sistemas Petroleros y Golfo de México Profundo Segunda Etapa y en el Proyecto de Desarrollo de Modelado Gravimétrico 2D y 3D de Cuerpos de Sal Subsalinos del Cubo Sísmico Yaxiltún.
- 2003-2004 Participante en el Proyecto Aplicación Geofísica-Geológica en Sistemas Petroleros y Golfo de México Profundo.
- 2000-2002 Participante en el Proyecto Análisis de Cuencas Terciarias y Mesozoicas de México.
- 1999 Participante en el Proyecto Inte-regional Golfo de México
- 1998 Desarrollo de 10 Proyectos de Investigación Aplicada a Métodos Potenciales.
- 1988-1997 Desarrollo de 4 Algoritmos de Cómputo para resolver problemas de Inversión en 2-D y 3-D en Modelado de Métodos Potenciales.
- 1991-1992 Profesor de la asignatura de Métodos Geofísicos en la carrera de Ingeniería Geofísica del IPN.
- 1987-1988 Ayudante de profesor en la materia de Exploración Magnetométrica en el DEPFI de la UNAM en la Maestría de Exploración de Recursos Energéticos del Subsuelo.
- 1987-1988 Cursos de actualización sobre Interpretación Magnética y Gravimétrica Aplicada a la Exploración Petrolera a Ingenieros de PEMEX.
- 1981-1984 Desarrollo de 4 proyectos de Interpretación e Integración de datos geológicos-geofísicos.

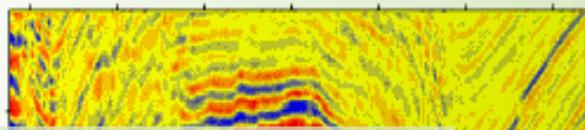
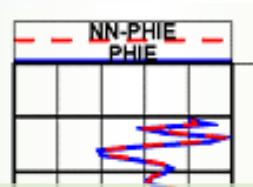
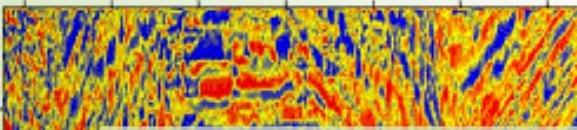
HABILIDADES Y APTITUDES PROFESIONALES

- ✓ Manejo de PC y Work Station.
- ✓ Manejo de Paquetes Geofísicos: LCT y Geosoft para Interpretación.
- ✓ Modelado Procesado de Métodos Potenciales, PROMAX para procesado de datos sismológicos.
- ✓ Trabajo en grupos interdisciplinarios
- ✓ Idioma inglés: 80%

PUBLICACIONES O PRESENTACIONES

✓	Artículos	6
✓	Conferencias nacionales e internacionales	17
✓	Reportes técnico-científicos	12
✓	Patentes	4
✓	Premios institucionales	2
✓	Tesis dirigidas (Licenciatura)	1

Las patentes desarrolladas fueron sobre algoritmos de cómputo y fueron implementados en la Gerencia de Prospección Geofísico y con ello ha logrado contribuir a una independencia tecnológica en la especialidad de Métodos Potenciales y lo hicieron merecedor al Premio IMP, 1987.



La Prueba Gamma Aplicada a la Selección de Multi-Atributos para Estimar Porosidad Efectiva

ÚRSULA ITURRARÁN-VIVEROS⁽¹⁾ y JAMES H. SPURLIN⁽²⁾



RESUMEN

Discutimos el uso de la Prueba Gamma como una herramienta poderosa, capaz de seleccionar la mejor combinación de atributos sísmicos que permiten estimar la porosidad efectiva (Φ_e). Los datos constan de cuatro pozos con registros convencionales que están dentro de un Cubo Sísmico 3D y a partir de estos registros geofísicos se lleva a cabo la evaluación petrofísica. Tanto los datos de los registros como la información que proviene del cubo sísmico se emplean para entrenar una red neuronal artificial y obtener estimaciones de la porosidad efectiva. En un inicio la validación basada en entrenar con un pozo y evaluar su desempeño con los otros tres restantes, fue mala. Por esta razón, generamos un conjunto complementario de datos sintéticos (a partir de los datos de registros de pozo originales), variamos la porosidad efectiva y aplicamos la Ecuación de Gassmann para el cálculo de los parámetros elásticos faltantes. Los registros sintéticos obtenidos se usaron para calcular nuevas trazas sintéticas y sus correspondientes atributos sísmicos, mismos que sirvieron para entrenar nuevamente a las redes neuronales obteniendo mejores validaciones y con esto, resultados más precisos.



INTRODUCCIÓN

Los datos sísmicos son empleados con éxito para estimar la estructura de los yacimientos, pero por su resolución no se pueden estimar distribuciones espaciales de propiedades petrofísicas únicamente usando la sísmica. Es por esta razón que la integración de la información de los registros de pozo y la sísmica ha sido un objetivo constante entre geofísicos desde hace varios años. Esto se ha documentado en la literatura, por ejemplo: (Gastaldi *et al.*, 1997); (Russell *et al.*, 1997) y (Hampson *et al.*, 2001). Mediante la combinación de escalas sísmicas y de registros de pozo se llevan a cabo análisis de yacimientos que tienen la finalidad de estimar propiedades petrofísicas, sus variaciones espaciales, tendencias, extensiones, detección de fallas, horizontes de interés y límites estructurales.

⁽¹⁾ Instituto Mexicano del Petróleo

⁽²⁾ Chokcherry Consulting, LLC 24225 Chockcherry Lane, Golden CO 80401,



El uso de las redes neuronales artificiales es uno de los métodos empleados para estimar propiedades petrofísicas a partir de atributos sísmicos. La idea del uso de múltiples atributos fue introducida por primera ocasión en (Schultz *et al.*, 1994a, 1994b) y (Ronen *et al.*, 1994). La ventaja de usar redes neuronales en problemas de reconocimiento de patrones o clasificación, es que pueden establecer complejas relaciones no lineales entre los datos sísmicos y los registros de pozo. Sin embargo, el proceso de ir de los datos sísmicos y los registros de pozo a un cubo denso de propiedades petrofísicas no es simple e involucra muchos pasos.

Usamos un cubo sísmico procesado para preservar amplitudes, de él hemos extraído un conjunto de trazas sísmicas que siguen la trayectoria de cada pozo. Cuando los pozos son desviados hemos calculado pseudo-trazas a lo largo de la trayectoria del pozo en cuestión. Convertimos los datos de profundidad a tiempo y usamos la Prueba Gamma para identificar la combinación de atributos sísmicos con la que mejor se estima Φ_e . Esto se puede hacer para cada pozo por separado o usando combinaciones de datos de varios pozos. Para evaluar el desempeño de las redes neuronales entrenamos la red con cada pozo y la validamos con los 3 pozos restantes. Calculamos el coeficiente de correlación que es un indicador de la precisión de la red. Con suficiente información de registros de pozo es posible obtener una representación estadística de las variaciones físicas del área en estudio. En nuestro caso la validación de la red entrenada está restringida por la escasez de información. Para superar esta limitante, elegimos generar datos sintéticos alrededor de la arena productora principal. Para obtener dicho conjunto de datos, perturbamos la porosidad efectiva de cada pozo y usado la Ecuación de Gassmann para estimar los cambios en V_p , V_s y ρ_b . Con estos registros sintéticos calculamos los sismogramas sintéticos y sus atributos sísmicos correspondientes. Una vez validado el método usamos la información de los 4 pozos y sus correspondientes perturbaciones para entrenar una red que al final se usa para generar un cubo de porosidad efectiva 3D. El método es aplicado a datos de pozo y datos sísmicos de México.

LA PRUEBA GAMMA

Apartir del conjunto de datos que tenemos, buscamos encontrar una función suave f , que transforme un conjunto dado de m atributos sísmicos en la propiedad petrofísica deseada, es decir: $\Phi_e(x,y,t) = f [A_1(x,y,t), A_2(x,y,t), \dots, A_m(x,y,t)] + r$, donde r es una variable estocástica que denota el ruido. Entre mayor sea este valor r , más difícil será estimar la porosidad efectiva o cualquier otro parámetro petrofísico. La estadística Γ (el valor que se calcula mediante el algoritmo de la Prueba Gamma) nos da una estimación de la varianza del ruido $\text{Var}(r)$. A continuación explicamos brevemente sus ventajas.

En Stefánsson *et al.*, 1997 se plantea una técnica nueva con aplicaciones en el campo de modelado derivado de datos. La Prueba Gamma es una técnica no paramétrica y sus resultados aplican sin importar cuál es el método usado para construir el modelo. Suponiendo que la relación subyacente entre la entrada y la salida puede descomponerse en un componente suave y otro ruidoso, lo escribimos como:

$$y = f(\mathbf{x}) + r, \quad (1)$$

donde: f es una función suave, \mathbf{x} es un vector de entradas, y es un escalar (puede generalizarse a un vector) que representa la salida deseada y r es una variable estocástica que



representa ruido. La variable r representa la parte de la salida que no puede considerar ningún modelo suave de datos. Podemos asumir que la media de r es igual a cero, ya que cualquier constante *bias* puede ser absorbida en la función desconocida f . Las ventajas de la Prueba Gamma son:

- ✓ La Prueba Gamma provee una técnica nueva para determinar las variables de entrada más significativas. El objetivo es elegir el conjunto de entradas que mejor pueden modelar la porosidad efectiva Φ_e . Algunas entradas pueden simplemente ser irrelevantes o posiblemente estar sujetas a elevadas medidas de error-ruido, por lo que incluirlas en el modelado puede ser contraproducente. Esta es nuestra motivación para usar la Prueba Gamma y encontrar la mejor combinación de atributos para estimar la porosidad. La técnica más popular en la literatura para enfrentar este problema es usar regresión lineal múltiple donde se tienen que encontrar w_i , $\{i=0, \dots, m\}$, $m+1$ pesos tal que: $\Phi_e(x,y,t) = w_0 + w_1A_1(x,y,t) + w_2A_2(x,y,t) + \dots + w_mA_m(x,y,t) + \varepsilon$, donde ε es el error y A_i , $\{i=1, \dots, m\}$ representan los m atributos considerados. Esto tiene la desventaja de que aquellos atributos que tengan mayor influencia en la regresión lineal no necesariamente tienen por qué ser más relevantes cuando se usan técnicas como las redes neuronales. También se usa la regresión lineal paso a paso “*stepwise regression*” (Hampson *et al.*, 2001), pero en un espacio de $m=20$ atributos considerados (por dar un ejemplo), esta técnica solamente busca $m(m+1)/2=210$ combinaciones entre un total de $2^m-1=1048575$ combinaciones posibles, lo que no garantiza que sea la mejor selección.
- ✓ La Prueba Gamma provee un método para determinar un momento adecuado dónde detener el proceso de adaptación durante el cual se ajustan los parámetros que permiten un mejor ajuste con el modelo deseado. Cualquiera que sea la herramienta elegida para construir el modelo no lineal, uno de los problemas centrales es determinar cuándo detener el proceso de adaptación para modelar los datos. Con esta técnica sabremos (en particular) cuándo detener el proceso de entrenamiento de las redes neuronales para evitar sobreentrenamiento y memorización de la información. Al tratar de estimar la porosidad con datos no vistos previamente usando una red sobre entrenada, los resultados serían muy malos a pesar de que la red hubiera alcanzado un error muy pequeño durante el entrenamiento. Se dice que una red sobreentrenada *memoriza* los datos con los que se entrenó, pero es incapaz de hacer generalizaciones.
- ✓ La Prueba Gamma provee un método para calificar la calidad de la información con la que se cuenta. La Prueba Gamma puede decirnos directamente de los datos, si se cuenta con suficiente información para construir un modelo no lineal suave y también indica qué tan bueno será este modelo. La estadística Gamma (Γ) es la que nos da un indicador de qué tan bueno será el modelo. Si el error de la predicción es alto independientemente de cuántos datos tengamos, entonces podríamos por ejemplo, tratar de incrementar la precisión de las medidas con las que se adquieren los datos. Esto nos da una idea del número de datos necesarios en el conjunto de entrenamiento.
- ✓ La Prueba Gamma puede ayudar a determinar el número mínimo de datos necesarios para construir un buen modelo.



Todas las características mencionadas anteriormente hacen de la Prueba Gamma una herramienta poderosa que permite construir modelos no lineales suaves. Se puede encontrar una explicación detallada del algoritmo y una demostración rigurosa de la validez del mismo en (Evans & Jones).

SISMOGRAMAS SINTÉTICOS Y USO DE LA ECUACIÓN DE GASSMANN



Usando la Prueba Gamma con los datos de los registros de pozo y los datos sísmicos obtuvimos un conjunto de atributos que permiten estimar la porosidad de forma óptima, sin embargo, los resultados obtenidos cuando entrenamos una red usando un pozo y validando con los demás no fueron satisfactorios, por lo tanto, exploramos la idea de contar con más información a partir de la construcción de registros sintéticos. Los registros de densidad ρ_b y sónicos (Δt y Δt_s) son empleados para calcular trazas sintéticas que deben estar bien correlacionadas con las trazas sísmicas adquiridas correspondientes a cada pozo. Esto es un indicador de que, tanto la información sísmica como la de pozo son confiables. Este es el elemento que liga y/o permite combinar las 2 escalas y de aquí su importancia. Además, esto nos permite calcular trazas sintéticas a partir de datos sintéticos, ya que los primeros experimentos no fueron exitosos, elegimos el intervalo correspondiente a la arena productora principal en los 4 pozos y ahí variaremos la porosidad efectiva. La figura 1 nos muestra las estimaciones de porosidad obtenidas mediante los datos medidos de los registros de pozo. De tal manera, podemos ver las curvas de porosidad resultantes mediante las siguientes variaciones $\{\Phi_e -3\%, \Phi_e -1.5\%, \Phi_e +1.5\%, y \Phi_e +3\%\}$. A partir de estas variaciones de porosidad aplicamos la Ecuación de Gassmann para estimar las velocidades y la densidad, respectivamente, V_p , V_s y ρ_b . Estas perturbaciones se muestran para un pozo, pero el mismo procedimiento se llevó a cabo en los 4. Los detalles de la aplicación

de la Ecuación de Gassmann para sustitución de fluidos pueden encontrarse en Smith *et al.*, 2003 y Mavko *et al.*, 1998. Con los datos correspondientes a registros sintéticos calculamos los sismogramas sintéticos y sus atributos sísmicos.

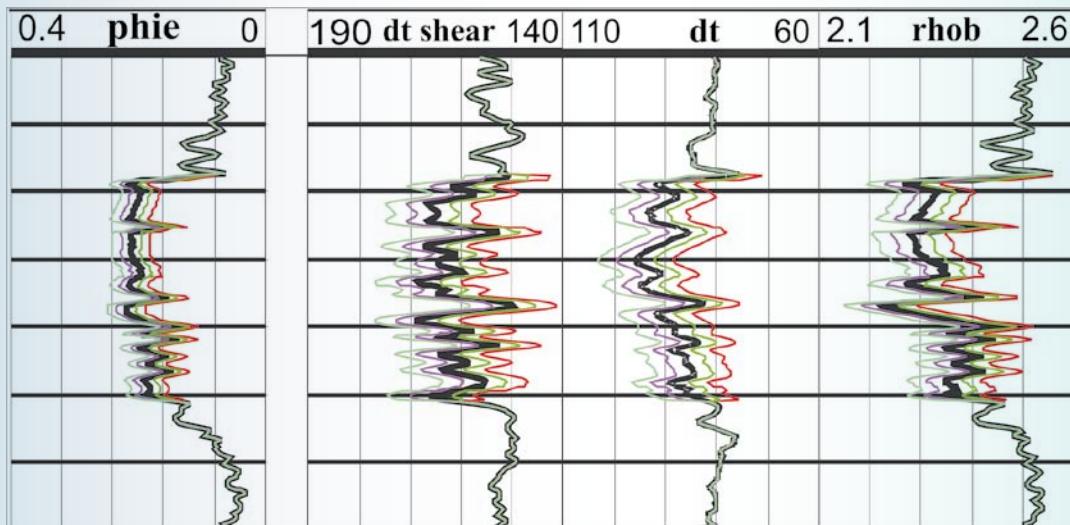


Figura 1.- Cambio de la porosidad estimada mediante registros de pozo para obtener nuevas curvas de porosidad $\{\Phi_e -3\%, \Phi_e -1.5\%, \Phi_e +1.5\%, y \Phi_e +3\%\}$ (primer carril). Las curvas que se obtienen de la aplicación de la Ecuación de Gassmann. La primera representa Δt_s (segundo carril), la siguiente Δt (tercer carril) y la última ρ_b . Todas corresponden al Pozo 1, pero el mismo procedimiento se aplicó en los tres pozos restantes.



ATRIBUTOS SÍSMICOS Y REDES NEURONALES

Los atributos sísmicos son el resultado de aplicar transformaciones matemáticas a los datos sísmicos apilados, estos se llaman atributos instantáneos y han sido ampliamente estudiados. Un trabajo muy completo es el de Taner, 1992, hemos tomado las definiciones de los atributos instantáneos proporcionadas en este trabajo y en el de Taner *et al.*, 1994. Existe otro tipo de atributos llamados AVO (*azimuth vs offset*) que se obtienen de los datos sísmicos antes del proceso de apilamiento. Estos últimos ofrecen la ventaja de proporcionar información que se relaciona a los fluidos. El uso de atributos sísmicos para inferir propiedades petrofísicas es muy extenso. La mejor elección de atributos sísmicos para estimar propiedades de registro de pozo es un problema que ha sido abordado de distintas maneras. Algunas técnicas publicadas son los algoritmos genéticos (Dorrington & Link, 2004) y regresión paso a paso, *stepwise regression*.

Explotamos las ventajas que ofrece la Prueba Gamma para seleccionar entre un conjunto de 18 atributos diferentes: 1. Traza sísmica o sintética (STK), 2. Reflectividad de onda P derivada del procesamiento AVO (R_p), 3. Reflectividad de onda P sintética (R_{syn}), 4. Impedancia de onda P (I_p), 5. Tiempo, 6. Transformada de Hilbert (HILB), 7. Envoltorio (ENV), 8. Fase (PH), 9. Frecuencia instantánea (IFR), 10. Segunda derivada de la fase (D2PHA), 11. Decaimiento (DEC), 12. Segunda derivada de la envoltorio (D2ENV), 13. Ancho de banda instantáneo (IBW), 14. Amplitud normalizada (NAMP), 15. Factor de calidad (QF), 16. Media de frecuencia (WMF), 17. Indicador de capas delgadas (TBI) y 18. Aceleración (ACC). No empleamos la reflectividad de onda S (R_s) ni la impedancia de onda S (I_s), ya que son linealmente dependientes de las correspondientes de onda P. La estimación de propiedades petrofísicas mediante atributos sísmicos está limitada al número de atributos independientes que tenemos. En la figura 2 mostramos la distribución de atributos de entrada que producen buenas estimaciones de porosidad, i.e. $\Gamma < 0.000005$, estos resultados fueron calculados usando la Prueba Gamma. Podemos observar que aquellas barras que tienen frecuencia mayor en los histogramas corresponden a aquellas entradas, cuya contribución es más importante en todas las combinaciones contempladas.

Estas distribuciones muestran la importancia de cada entrada en la estimación de la porosidad, pero no significa necesariamente que si sólo tomamos aquellos atributos que tengan mayor frecuencia (i.e. cuyas barras en los histogramas sean mayores), obtendremos la mejor combinación.

Mediante el uso de funciones no lineales que consideren únicamente aquellos atributos independientes, es posible mejorar la construcción de modelos no lineales alcanzando mejores valores para los errores. Aunque no necesariamente mejoraran las predicciones. Este enfoque ha sido desarrollado en las redes funcionales, *Functional Link Networks* (Pao, 1989). El problema que permanece con este enfoque, es que las funciones se deben considerar. Esto es un aspecto que requiere de mayor experimentación y estudio.

En la figura 3 tenemos los resultados obtenidos entrenando una red con el Pozo 1 y verificando el entrenamiento y validando con los otros 3 pozos. Se empleó una red con 35 neuronas en la capa intermedia, se usaron los atributos sísmicos elegidos mediante la aplicación de la Prueba Gamma y se observa el primer carril de la figura. En el segundo carril podemos ver los resultados obtenidos con la red para los datos de entrenamiento. En este caso debemos esperar una buena respuesta, ya que por ser datos con los que



se entrenó la red, deben ser bien modelados. En curvas punteadas podemos ver los resultados obtenidos con los datos originales sin considerar los datos perturbados. En los siguientes 3 carriles podemos ver la validación con los otros 3 pozos y los coeficientes de correlación, así como las curvas punteadas que representan los resultados obtenidos sin usar las perturbaciones.

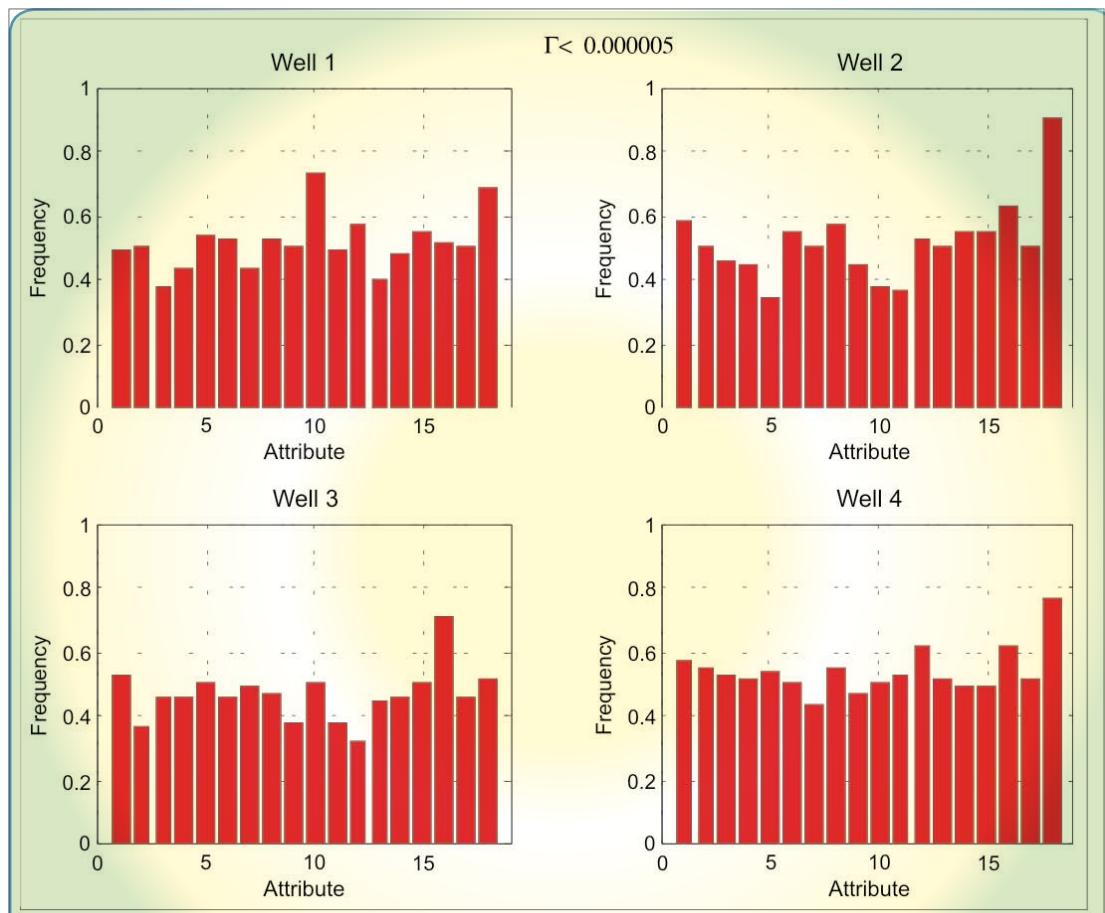


Figura 2.- Histogramas de distribución de atributos de entrada que producen $\Gamma < 0.000005$. El orden de las barras en los histogramas corresponde a 1. Tiempo, 2. STK, 3. HILB, 4. ENV, 5. PH, 6. IFR, 7. D2PHA, 8. DEC, 9. D2ENV, 10. IBW, 11. NAMP, 12. QF, 13. WMF, 14. TBI, 15. ACC, 16. I_p , 17 R_p , 18 R_{syn} .

Después de validar los procesos de entrenamiento podemos concluir que la generalización de las redes obtenidas usando las perturbaciones, es buena. Para poder calcular un cubo de porosidad efectiva usaremos la información disponible de los cuatro pozos. Entrenamos redes con 35 neuronas en la capa intermedia con las mejores combinaciones de atributos: Tiempo, STK, ENV, PH, IFR, D2PHA, DEC, D2ENV, WMF, TBI, ACC y R_p . A pesar de que esta red tiene la posibilidad de entrenarse hasta alcanzar un valor de 4.64956E-6, durante el entrenamiento no alcanzó errores del orden esperado. Sin embargo, se pueden reproducir los resultados de los datos de pozo de manera satisfactoria. Con esta red se genera un cubo de porosidad usando la información sísmica y sus correspondientes cubos de atributos. En las figuras 4 y 5 podemos ver 2 secciones del cubo de porosidad generadas con la traza apilada y sus correspondientes atributos sísmicos.

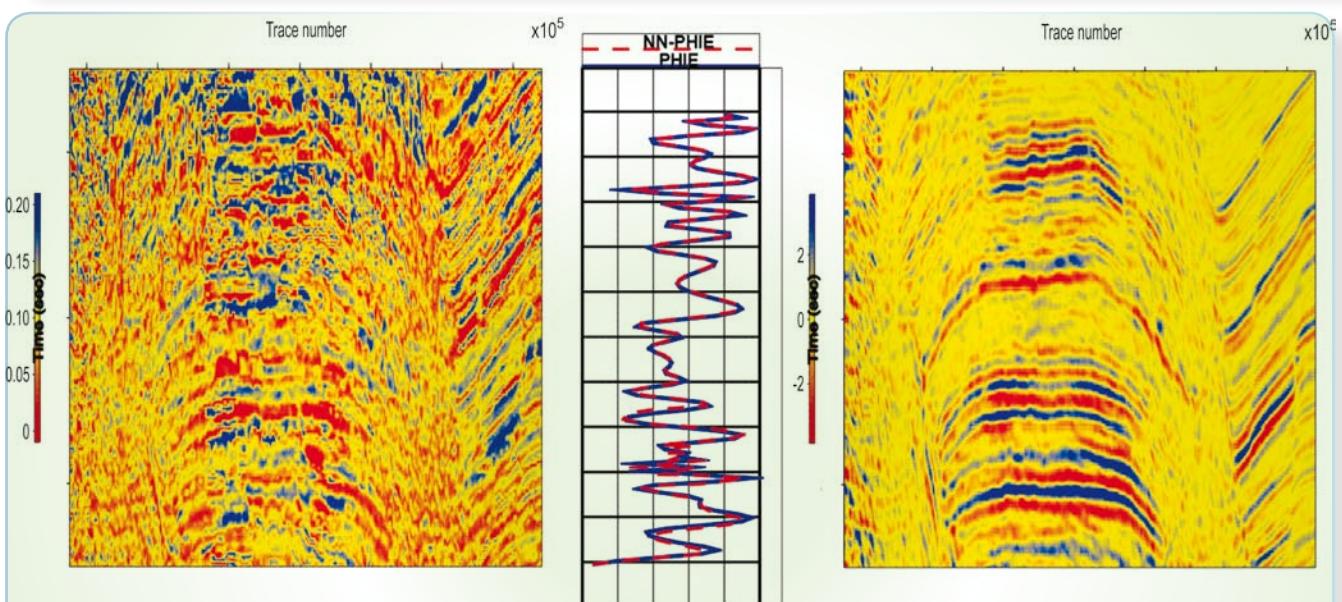
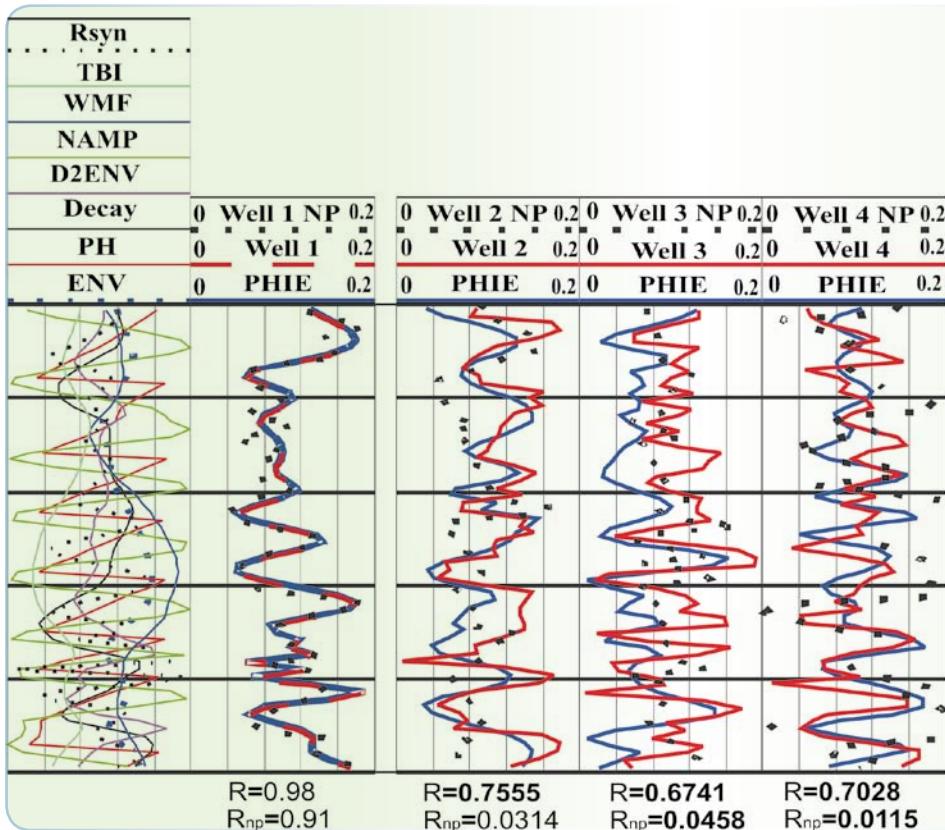
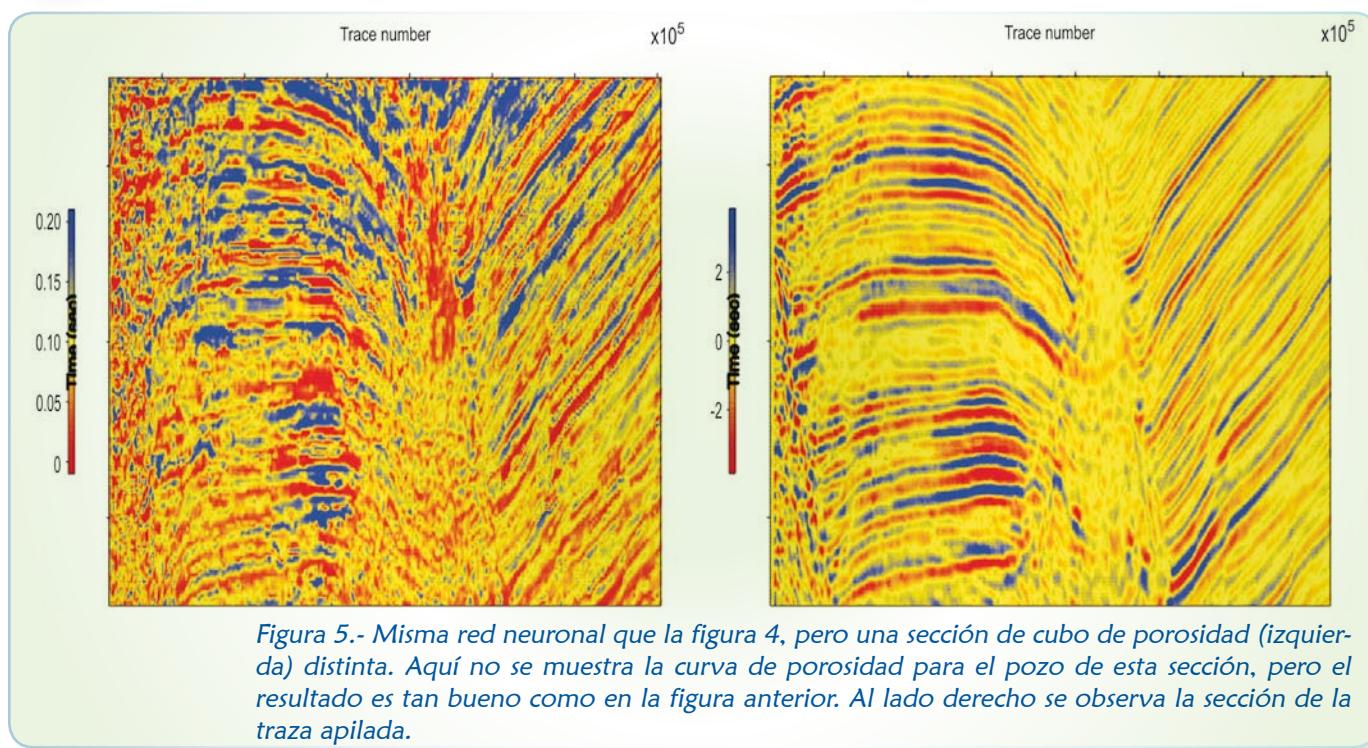


Figura 4.- Sección de cubo de porosidad (izquierda) generada con una red neuronal con 2 capas intermedias de 35 neuronas cada una. Podemos ver que la estimación de la porosidad conserva la estructura que dicta la sísmica y en general se observan valores de porosidad mayores en la parte superior, lo cual es una tendencia natural que se espera. En el centro se puede ver el magnífico acuerdo entre la curva de porosidad del pozo que está contenido en esta sección y la curva de porosidad producida por la red neuronal. Al lado derecho se encuentra la sección correspondiente de la traza apilada a partir de la cual se calculan los atributos sísmicos.



CONCLUSIONES

La selección de atributos mediante el uso de la Prueba Gamma ha sido exitosa. Esto evita que se desperdicie tiempo en entrenar redes que no serán exitosas, ya que sus entradas no son relevantes para la estimación de la porosidad. Además, con el uso de los datos sintéticos generados mediante la aplicación de la Ecuación de Gassmann se mejoraron las predicciones en datos que las redes no habían observado durante el entrenamiento. Usando la información de los cuatro pozos se entrenó una red neuronal y con esto se hace una estimación de un cubo de porosidad. Se espera que los resultados se puedan generalizar bien en las áreas donde no se tiene información de pozo. Falta un estudio estadístico completo donde se pueda estimar la validez de las predicciones laterales usando este método. En este caso presentamos resultados a los que no se les aplica ningún filtro y por eso no se ve continuidad lateral, claro que esto se puede hacer, pero decidimos enfatizar las características puntuales de las estimaciones de porosidad.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a PEP (PEMEX Exploración y Producción) por el permiso para usar datos de registros geofísicos y sísmicos. Un agradecimiento especial para Jones, A.J.; Margerets, S.; Durrant, P.J. y la Universidad de Cardiff, U.K por la licencia académica con fines de investigación del software WinGamma™. Agradecemos también a la Coordinación del Programa de Ciencias y Tecnologías de la Tierra del IMP. Este trabajo fue patrocinado por el Instituto Mexicano del Petróleo en el Proyecto D.00301 y CONACYT, México con el Proyecto NC-204.



NOMENCLATURA

$\Phi_e(x,y,t)$	= Porosidad efectiva que depende de variables espaciales x y y , así como de una variable temporal t (puede tomarse como z si se trabaja en profundidad).
w_i	= Conjunto de m pesos que se obtienen en la regresión lineal.
A_i	= Conjunto de m atributos considerados para estimar la porosidad.
Γ	= Estadística Gamma obtenida, aplicando el algoritmo de la Prueba Gamma y que proporciona una estimación de la varianza del ruido de los datos analizados
r	= Variable estocástica que denota el ruido.
Δt	= Registro sónico que corresponde al inverso de la velocidad de la onda compresional P .
Δt_s	= Registro sónico que corresponde al inverso de la velocidad de la onda de corte S .
V_p ,	= Velocidad de onda compresional P .
V_s	= Velocidad de onda de corte S .
ρ_b .	= Densidad obtenida de registro de pozo.
STK	= Traza sísmica o sintética.
R_p	= Reflectividad de onda P derivada del procesamiento AVO.
R_{syn}	= Reflectividad de onda P sintética.
I_p	= Impedancia de onda P
HILB	= Transformada de Hilbert.
ENV	= Envolvente.
PH	= Fase.
IFR	= Frecuencia instantánea.
D2PHA	= Segunda derivada de la fase.
DEC	= Decaimiento.
D2ENV	= Segunda derivada de la envolvente.
IBW	= Ancho de banda instantáneo.
NAMP	= Amplitud normalizada.
QF	= Factor de calidad.
WMF	= Media de frecuencia.
TBI	= Indicado de capas delgadas.
ACC	= Aceleración.
R_s	= Reflectividad de onda S .
I_s	= Impedancia de onda S .



REFERENCIAS

Dorrington, K.P. & Link, C.A., 2004. Genetic Algorithm/Neural Network Approach to Seismic Attribute Selection for Well Log Prediction: *Geophysics*, vol. 69, pp. 212-221.

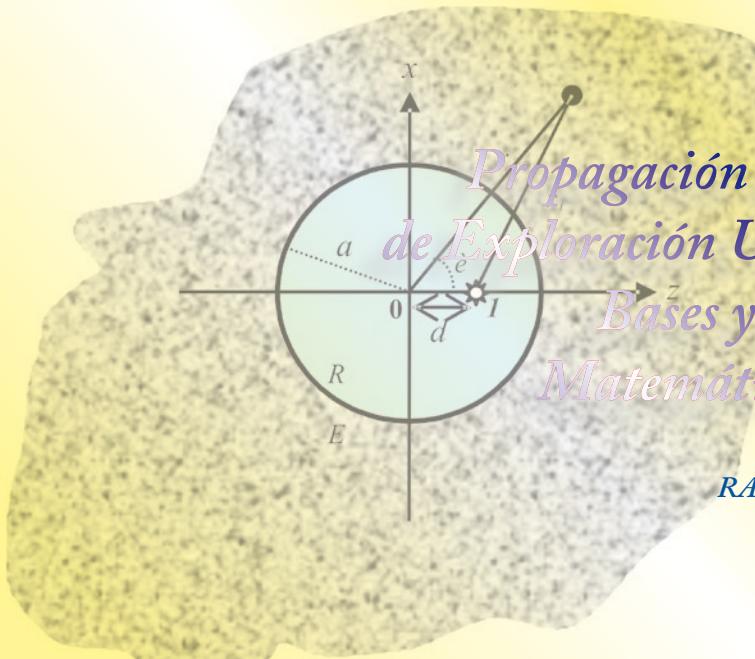
Evans, D. & Jones, A.J., 2002. A Proof of the Gamma Test: Proc. Roy. Soc. Lond. A., vol. 458, pp. 2759-2799.

Gestaldi, C.; Biguenet, J. and Pazzis, L.D., 1997. Reservoir Characterization from Seismic Attributes: An Example from the Peceiko Field (Indonesia): The Leading Edge, vol. 16, pp. 263-266.

Hampson, D.P.; Schuelke, J.S. and Quierin, J.A., 2001. Use of Multi-Attribute Transforms to Predict Log Properties from Seismic Data: *Geophysics*, vol. 66, pp. 220-236.



- Mavko, G.; Mukerji, T. and Duvorick, J., 1998. The Rock Physics Handbook: Cambridge Press.
- Pao, Y., 1989. Adaptive Pattern Recognition and Neural Networks: Addison Wesley.
- Ronen, S.; Schultz, P.; Hattori, M. and Corbett, C., 1994. Sesimic-Guided Estimation of Log Properties. Part 2: Using Artificial Neural Networks for Non-Linear Attribute Calibration. *TLE*, pp. 674-678.
- Russell, B.; Hampson, D.; Schuelke, J. and Querin, J., 1997. Multi-Attribute Seismic Analysis: The Leading Edge, vol. 16, pp. 1439-1443.
- Schultz, P.S.; Ronen, S.; Hattori, M. and Corbett, C. 1994a. Sesimic-Guided Estimation of Log Properties. Part 1: A Data-Driven Interpretation Methodology. *TLE*, pp. 305-311.
- Schultz, P.S.; Ronen, S.; Hattori, M.; Mantran, P. and Corbett, C., 1994b. Sesimic-Guided Estimation of Log Properties. Part 3: A Controlled Study. *TLE*, pp. 770-776.
- Smith, T.M.; Sondergeld, C.H. and Rai, C.S., 2003. Gassmann Fluid Substitutions: A Tutorial: *Geophysics*, vol. 68, pp. 430-440.
- Stefánsson, A.; Koncar, N. and Jones, A.J., 1997. A Note on the Gamma Test: Neural Comput. Applic., vol. 5, pp. 131-133.
- Turhan, Taner, 1992. Attributes Revisited, Rock Solid.
- Taner, M.T.; Schelke, J.; O'Doherty, R. and Baysal, 1994. Seismic Attributes: Revisited: 64rd Ann. Internat. Mtg., *Soc. Expl. Geophys*, pp. 1104-1106.



Propagación de Ondas Elásticas en Pozos de Exploración Utilizando Registros Sónicos: Bases y Fundamentos del Modelado Matemático y la Adquisición de Datos

RAFAEL ÁVILA CARRERA,⁽¹⁾ y JAMES H. SPURLIN⁽²⁾



RESUMEN

El estudio de la propagación de ondas elásticas en medios fracturados y el análisis de la difracción por fracturamiento, cavidades e/o inclusiones tiene numerosas aplicaciones en ingeniería y geofísica, respectivamente. Éstas incluyen: la detección de cavidades en ingeniería civil, la localización de fracturas que contienen fluido en exploración petrolera y la descripción de un sistema de fracturas en experimentos de hidrofracturamiento, entre otras.

Por otro lado, se sabe que la naturaleza heterogénea de los medios fracturados, es la razón principal de una serie de problemas técnicos. Sólo por mencionar algunos; la atenuación excesiva de las ondas en sismología de exploración, la caracterización de difractores en estudios sísmicos, las variaciones en la producción de hidrocarburos y sus bajas tasas de recuperación en la explotación petrolera, la incertidumbre en las estimaciones de la permeabilidad y la saturación de los fluidos en problemas de flujo, entre otros, por eso es necesario determinar los parámetros característicos de estas heterogeneidades: geometría, orientación, distribución espacial, respuesta sísmica y sus propiedades espectrales, con el fin de entender el comportamiento elástico de un medio fracturado o poroso.

En este trabajo se presenta una formulación analítica y numérica orientada a estudiar el problema de la difracción, dispersión y atenuación de las ondas elásticas en pozos petroleros de exploración utilizando registros sónicos de onda completa.

Con el objeto de estudiar la dinámica de la propagación se presenta un análisis y simulaciones para varios casos en diferentes yacimientos. Las contribuciones de esta investigación son: 1.- evidenciar en los sismogramas el fuerte efecto de la difracción de ondas elásticas, no obstante se trata del caso homogéneo e isotrópico y 2.- describir en tiempo y frecuencia la propagación de ondas generadas por una fuente puntual en el interior de un pozo cilíndrico con fluido comparando resultados analíticos con datos registrados en campo. Estos resultados serán valiosos para la comprensión, descripción y predicción de los efectos producidos por la presencia de fracturas y distintas heterogeneidades en la propagación de ondas. Se espera en un futuro cercano que el modelado matemático de registros sónicos se consolide como un parámetro sólido y confiable en la toma de decisiones, la interpretación integral de registros y la evaluación petrofísica de yacimientos.

⁽¹⁾ Instituto Mexicano del Petróleo

⁽²⁾ Chokecherry Consulting



INTRODUCCIÓN

Ll análisis de la difracción por fracturamiento y heterogeneidades tiene numerosas aplicaciones, tanto en ingeniería como en geofísica. Éstas incluyen por ejemplo, la detección de cavidades en ingeniería civil, la localización de fracturas que contienen fluido en exploración petrolera y la descripción de un sistema de fracturas en experimentos de hidrofracturamiento (Baria *et al.*, 1987 and Stewart *et al.*, 1981). Por otro lado, la naturaleza heterogénea de los medios fracturados es considerada como la razón principal de varios problemas técnicos en ingeniería de exploración. Sólo por mencionar algunos; la atenuación excesiva de las ondas en sismología, la caracterización de difractores en estudios sísmicos, las variaciones en la producción de hidrocarburos y sus bajas tasas de recuperación en la industria petrolera, las estimaciones de la permeabilidad y la saturación de fluidos en problemas de flujo, entre otros. Por lo tanto, es necesario determinar las características físicas de estas heterogeneidades: geometría, orientación, distribución espacial, respuesta sísmica y caracterización espectral, con el fin de inferir su comportamiento ante la propagación de ondas.

Las ondas elásticas son afectadas por el tipo de porosidad y por la influencia de las constantes elásticas del medio de propagación (Choquette & Pray, 1970). Otros parámetros que afectan las propiedades de las ondas sísmicas son: el contenido de fluido, la mineralogía, la presión y la temperatura (Wang *et al.*, 1991). La importancia de los modelos matemáticos en la interpretación se ilustra en Stiteler & Chacartegui (1997). Éstos realizaron un análisis de sismogramas sintéticos que permitió cuantificar los efectos de borde de las ondas y sus múltiples. Diversos trabajos en el campo del modelado incluyen explícitamente atenuación y anisotropía (por ej. Carcione, 1995; Carcione, 1996(a), 1996(b) y Carrion *et al.*, 1995). Otros estudios para medios porosos son: Carcione (1996(c) y (d)); Carcione & Quiroga-Goode (1996(a) y (b)); Carcione & Seriani (1997) y Carcione & Tinivella (2000).

Varios autores han estudiado la dispersión por inclusiones utilizando diferentes métodos numéricos. Achenbach *et al.* (1978) investigaron los efectos de una fractura en forma de moneda usando longitudes de onda menores que la dimensión de la fractura; ejemplos con dos fracturas pueden consultarse en Bostrom & Eriksson (1993). McMechan (1982) derivó las resonancias características de una cavidad llena de fluido sometida a excitación sísmica. Fehler & Aki (1978) y Fehler (1982) estudiaron interacciones de ondas elásticas con un medio fluido viscoso, y la difracción causada por una fractura con fluido, utilizando un esquema de diferencias finitas (Chouet, 1986). Los trabajos de Bouchon (1985) y Campillo & Bouchon (1985) utilizan un método que combina una formulación de elementos de frontera y número de onda discreto. En éstos se ha demostrado la capacidad para incluir formas arbitrarias de discontinuidades, se han utilizado diferentes técnicas para establecer formalismos estadísticos que permiten la generalización de resultados tendentes a establecer distribuciones de propiedades de medios equivalentes (Sabina & Willis, 1989).

Este trabajo se enfoca principalmente al desarrollo, experimentación y aplicación de un modelo matemático para caracterizar y estudiar la propagación de ondas, la respuesta sónica, los patrones de difracción y la respuesta espectral producidos por una fuente puntual monopolar y dipolar en el interior de un pozo fluido en un espacio homogéneo e isotrópico. Se describen aspectos fundamentales de la física de ondas como la identificación de fases y el cálculo de velocidades para distintos yacimientos. Se considera



esencial establecer relaciones entre las propiedades petrofísicas del medio y los resultados de las simulaciones matemáticas mediante los análisis y el modelado sintético de datos de registros sónicos de onda completa. Además de estos problemas se muestran resultados sobre el análisis de dispersión y atenuación de ondas sónicas para modelos y datos en formaciones lentas, rápidas y muy rápidas con fracturamiento.



PROPAGACIÓN DE ONDAS EN LA VECINDAD DE POZOS

Considere la sección transversal de un pozo cilíndrico lleno de fluido embebido en un espacio elástico, homogéneo e isotrópico como el que se muestra en la figura 1. A partir del conocido Teorema de Adición de Graf, sabemos que una fuente puntual excentrica ubicada en el punto 1 se puede representar por medio del campo de presiones en el interior como:

$$p^{(0)} = D(\omega) H_0^{(2)}(q_R r_1) \exp(i\omega t) \quad (1)$$

donde: $D(\omega)$ puede ser un coeficiente-función de la frecuencia angular o un coeficiente constante. Asimismo, la fuente en el punto 1 se puede expresar en términos de soluciones de la ecuación de onda referida al origen 0 mediante una expansión de ondas cilíndricas de la siguiente forma:

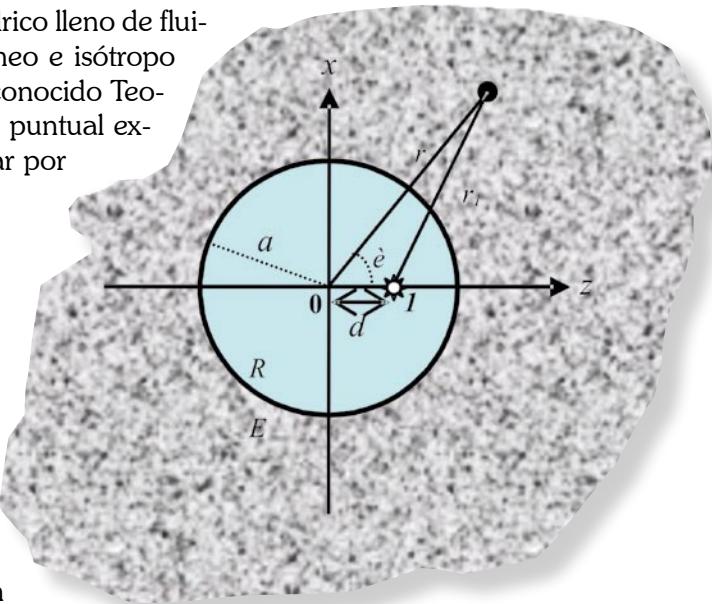


Figura 1.- Sección transversal de un pozo con fluido y fuente puntual excéntrica.

$$H_0^{(2)}(q_R r_1) = \sum_{m=0}^{\infty} \varepsilon_m H_m^{(2)}(q_R r) J_m(q_R d) \cos m\theta \quad (2)$$

donde $r_1 = \sqrt{d^2 + r^2 - 2dr \cos \theta}$, $q_R = \omega/\alpha_f$ = número de onda compresional en la región R , ω = frecuencia angular, α_f = velocidad de propagación de ondas P en el fluido, r = distancia al punto de observación y d = distancia de excentricidad de la fuente puntual. De aquí en adelante el término de propagación armónica $\exp(i\omega t)$ será omitido.

Utilizando el principio de superposición lineal, el campo de desplazamiento dentro del pozo $p^{(r)}$ se puede expresar mediante la suma de los campos producidos por la fuente puntual y el campo difractado por la pared, esto es:

$$p^{(r)} = p^{(0)} + p^{(d)} \quad (3)$$



Sustituyendo las ecuaciones 1 y 2 en la ecuación 3, tenemos que el campo dentro del fluido del pozo se puede escribir como:

$$p^{(r)} = \sum_{m=0}^{\infty} \varepsilon_m H_m^{(2)}(q_R r) J_m(q_R d) \cos m\theta + \sum_{m=0}^{\infty} A_m J_m(q_R r) \cos m\theta ; \quad |r| > |d| \quad (4)$$

Para conocer los desplazamientos en el medio elástico, será necesario establecer las expresiones a través de sus potenciales. Calculando el campo de desplazamientos a partir de estos potenciales y por tratarse de un problema tridimensional proyectado bidimensionalmente se usa ϕ_m para el potencial escalar y ψ_m para el potencial vectorial. Entonces, dichos campos se pueden escribir de la siguiente forma:

$$\phi_m = \phi_0 \sum_{m=0}^{\infty} B_m H_m^{(2)}(q_E r) \cos m\theta \quad (5)$$

$$\psi_m = \psi_0 \sum_{m=0}^{\infty} C_m H_m^{(2)}(kr) \sin m\theta \quad (6)$$

Utilizando el Teorema de Helmholtz en coordenadas cilíndricas y reduciendo los términos que no contribuyen a la solución en el plano de propagación x-z. Los desplazamientos están dados por:

$$u_r = \frac{\partial \phi}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial \psi_z}{\partial \theta} \quad (7)$$

$$u_\theta = \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial \theta} - \frac{\partial \psi_z}{\partial r} \quad (8)$$

De la misma manera se pueden obtener las expresiones para los esfuerzos por medio de la Ley de Hooke en coordenadas cilíndricas (Avilés y Sánchez-Sesma, 1983) como:

$$\sigma_{rr} = \lambda \left(\frac{\partial u_r}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} + \frac{u_r}{r} \right) + 2\mu \left(\frac{\partial u_r}{\partial r} \right), \quad (9)$$

$$\sigma_{\theta\theta} = \lambda \left(\frac{\partial u_r}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} + \frac{u_r}{r} \right) + 2\mu \left(\frac{1}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} + \frac{u_r}{r} \right), \quad (10)$$

$$\sigma_{r\theta} = \mu \left(\frac{\partial u_\theta}{\partial r} - \frac{u_\theta}{r} + \frac{1}{r} \frac{\partial u_r}{\partial \theta} \right), \quad (11)$$



Sustituyendo las ecuaciones 5 y 6 en las ecuaciones 7 y 8 se tiene que los desplazamientos se pueden escribir por:

$$u_r = \sum_{m=0}^{\infty} B_m q_E H_m^{(2)}(q_E r) \cos m\theta + \sum_{m=0}^{\infty} C_m \frac{m}{r} H_m^{(2)}(kr) \cos m\theta \quad (12)$$

$$u_\theta = \sum_{m=0}^{\infty} B_m \frac{m}{r} H_m^{(2)}(q_E r) (-\sin m\theta) - \sum_{m=0}^{\infty} C_m k H_m^{(2)}(kr) \sin m\theta. \quad (13)$$

De las expresiones 11 y 12 podemos identificar que las funciones $\gamma_1^{p(*)} = q_E H_m^{(2)}(q_E r)$ y $\gamma_s^{(*)} = k H_m^{(2)}(kr)$ representan las funciones radiales para ondas P y ondas S, respectivamente. De la misma manera y utilizando las definiciones para las funciones radiales anteriores se pueden obtener los esfuerzos a partir de las ecuaciones 9, 10 y 11 como:

$$\begin{aligned} \sigma_{rr} = & \lambda \left[\sum_{m=0}^{\infty} \left(B_m y_1^{p'}(q_E r) + C_m y_2^s(kr) \right) \cos m\theta - \right. \\ & \sum_{m=0}^{\infty} \left(B_m \frac{m^2}{r^2} H_m^{(2)}(q_E r) + C_m \frac{m}{r} y_1^s(kr) \right) \cos m\theta + \\ & \left. \sum_{m=0}^{\infty} \left(B_m \frac{1}{r} y_1^p(q_E r) + C_m \frac{m}{r^2} H_m^{(2)}(kr) \right) \cos m\theta \right] + \\ & 2\mu \left[\sum_{m=0}^{\infty} \left(B_m y_1^{p'}(q_E r) + C_m y_2^s(kr) \right) \cos m\theta \right] \end{aligned} \quad (14)$$

$$\begin{aligned} \sigma_{\theta\theta} = & (\lambda + 2\mu) \left[\sum_{m=0}^{\infty} \left(B_m \frac{m^2}{r^2} H_m^{(2)}(q_E r) + C_m \frac{m}{r} y_1^s(kr) \right) (-\cos m\theta) + \right. \\ & \sum_{m=0}^{\infty} \left(B_m \frac{1}{r} y_1^p(q_E r) + C_m \frac{m}{r^2} H_m^{(2)}(kr) \right) \cos m\theta + \\ & \left. \lambda \sum_{m=0}^{\infty} \left(B_m y_1^{p'}(q_E r) + C_m \frac{1}{r} y_1^s(kr) \right) \cos m\theta \right] \end{aligned} \quad (15)$$

$$\begin{aligned} \sigma_{r\theta} = & \mu \left[\sum_{m=0}^{\infty} \left(B_m \frac{m}{r} y_1^p(q_E r) + C_m y_1^{s'}(kr) \right) (-\sin m\theta) - \right. \\ & \sum_{m=0}^{\infty} \left(B_m \frac{m}{r^2} H_m^{(2)}(q_E r) + C_m \frac{1}{r} y_1^s(kr) \right) (-\sin m\theta) + \\ & \left. \sum_{m=0}^{\infty} \left(B_m \frac{m}{r} y_1^p(q_E r) + C_m \frac{m^2}{r^2} H_m^{(2)}(q_E r) \right) (-\sin m\theta) \right]. \end{aligned} \quad (16)$$



Estas son las expresiones para obtener los esfuerzos sólo en los términos del tensor que tienen contribución en el modelo considerado. Note que por simetría $\sigma_{r\theta} = \sigma_{\theta r}$.

Para obtener los valores de los campos de desplazamientos y esfuerzos en todo el dominio de estudio, será necesario establecer las condiciones de continuidad en la frontera sólido-fluido. Asumiendo que el fluido y el medio elástico se encuentran en contacto perfecto y continuo en la pared del pozo, se tiene que:

$$\begin{aligned} u_r^E &= u_r^{(0)f} + u_r^{(d)f} \\ \sigma_{rr}^E &= -\left(p_m^{(0)} + p_m^{(d)}\right) \\ \sigma_{r\theta}^E &= 0 \end{aligned} \quad (17)$$

Finalmente, valuando en la pared del pozo $r = \alpha$, agrupando y contrayendo los términos por familias se puede construir el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\begin{bmatrix} -\frac{1}{\rho_R \omega^2} y_1^p(q_R a) & y_1^p(q_E a) & \frac{m}{r} H_m^{(2)}(ka) \\ -J_m(q_R a) & -\{y_{pp}(q_E a) + 2\mu y_1^{p'}(q_E a)\} & -2\mu y_2^s(ka) \\ 0 & -\{\mu y_{pq}(q_E a)\} & -\{\mu y_{sk}(ka)\} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A_m \\ B_m \\ C_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{1}{\rho \omega^2} \varepsilon_m q_R H_m^{(2)}(q_R a) J_m(q_R d) \\ \varepsilon_m H_m^{(2)}(q_R a) J_m(q_R d) \\ 0 \end{bmatrix}, \quad (18)$$

donde las funciones radiales se definen de la siguiente forma:

$$y_1^p(q_E a) = q_E H_m^{(2)}(q_E a) = H_m^{(2)}(q_E a) \frac{m}{a} - q_E H_{m+1}^{(2)}(q_E a) \quad (19)$$

$$y_{pp}(q_E a) = -q_E^2 H_m^{(2)}(q_E a) \quad (20)$$

$$y_1^{p'}(q_E a) = \left(\frac{m^2}{a^2} - \frac{m}{a^2} - q_E^2 \right) H_m^{(2)}(q_E a) + \frac{q_E}{a} H_{m+1}^{(2)}(q_E a) \quad (21)$$

$$y_{ss}(ka) = 0 \quad (22)$$

$$y_2^s(ka) = \left(\frac{m^2}{a^2} - \frac{m}{a^2} \right) H_m^{(2)}(ka) - \frac{mk}{a} H_{m+1}^{(2)}(ka) \quad (23)$$

$$y_1^s(ka) = k H_m^{(2)}(ka) = H_m^{(2)}(ka) \frac{m}{a} - k H_{m+1}^{(2)}(ka) \quad (24)$$

$$y_{pq}(q_E a) = \left(\frac{2m^2}{a^2} - \frac{m}{a^2} \right) H_m^{(2)}(q_E a) - 2q_E \frac{m}{a} H_{m+1}^{(2)}(q_E a) \quad (25)$$

$$y_{sk}(ka) = \left(\frac{2m^2}{a^2} - \frac{2m}{a^2} - k^2 \right) H_m^{(2)}(ka) + 2 \frac{k}{a} H_{m+1}^{(2)}(ka) \quad (26)$$

$$y_1^{s'}(ka) = \left(\frac{m^2}{a^2} - \frac{m}{a^2} - k^2 \right) H_m^{(2)}(ka) + \frac{k}{a} H_{m+1}^{(2)}(ka) \quad (27)$$



Así, el sistema de la ecuación 18 se resuelve numéricamente para cada m . La convergencia del sistema dependerá del número de términos a utilizar en las expansiones y las funciones radiales y de la frecuencia a resolver.



BASES DE LA ADQUISICIÓN DE DATOS

En esta sección se presentará el Registro Sónico Dipolar de Onda Completa (*Dipole Shear Sonic Imager*, DS por sus siglas en inglés), una de las principales herramientas utilizadas en las industrias petrolera y geofísica de exploración para determinar propiedades elásticas y de propagación a partir de mediciones de variaciones en la presión en función del tiempo (formas de onda) en el interior de un pozo exploratorio. La descripción de la herramienta que se presenta en esta sección corresponde a una compilación de varias fuentes, entre las cuales se destaca la información proporcionada por la compañía Schlumberger (Pablo Saldungaray, comunicación personal).

Dentro de las múltiples aplicaciones del modelado matemático mostrado en la sección anterior se encuentra la correcta interpretación y simulación numérica de algunos experimentos registrados con herramientas sónicas DS para algunas formaciones tipo. La herramienta DS combina la nueva tecnología dipolar con los últimos desarrollos de la herramienta monopolar en un sólo sistema, proveyendo actualmente del mejor método disponible para obtener lentitudes de ondas compresional, de corte y Stoneley. La lentitud es el recíproco de la velocidad y corresponde al intervalo de tiempo de tránsito medido por herramientas sónicas convencionales.

La tecnología dipolar permite medir ondas de corte en formaciones de rocas “suaves” y “duras”, limitándose sólo por la física del pozo. Las herramientas clásicas monopolares sólo pueden detectar velocidades de onda de corte mayores que las velocidades del fluido del pozo, esto es solamente rocas “duras”. El DS ahora sobrepasa esta barrera de la velocidad del fluido.

El DS es una herramienta multi-receptor con un arreglo lineal de 8 receptores, 1 transmisor monopolar y 2 transmisores dipolares. El arreglo de receptores provee más muestras espaciales del campo de propagación de ondas para el análisis de las formas de onda completa. El arreglo entre transmisores y receptores permite la medición de componentes de onda que se propagan a mayor profundidad en la formación. A continuación se enlistan algunas mejoras recientes de la herramienta:

- ✓ La nueva sonda y las técnicas rápidas de reducción de datos han permitido el doble del máximo de velocidad de registro en la mayoría de los casos.
- ✓ Un regulador de poder intercambiable permite la operación y reducción de requerimientos de potencia a un tercio, ofreciendo mayores opciones de combinación con otras herramientas.
- ✓ Una interfase adicional humana de ingeniería permite la adquisición en campo con calidad y eficiencia.
- ✓ Un nuevo manejador del transmisor de baja frecuencia mejora la relación señal-ruido y provee registros en formaciones extremadamente lentes y agujeros muy grandes.
- ✓ Las técnicas óptimas de procesado de formas de onda tienen mejor funcionamiento y resolución vertical.
- ✓ Utiliza nuevos productos de respuesta para lentitudes de ondas de Stoneley, con el objeto de evaluar fracturas e indicar permeabilidad.



En suma a las nuevas características dipolares, la adquisición de velocidades de Onda de Stoneley utiliza un pulso de energía monopolar de baja frecuencia para mediciones de alta calidad de Onda de Stoneley. La permeabilidad derivada de la Onda de Stoneley es útil para evaluar fracturas y también para investigar en la formación a mayor profundidad.

Una nueva técnica para detectar el arribo de la onda compresional provee mediciones que son compatibles con registros sónicos previos. La resolución vertical para la onda compresional del sónico es de 6 pulg. Su arreglo de procesadores de alta velocidad utiliza el Método de Coherencia Tiempo-Lentitud (STC, por sus siglas en inglés) para determinar valores de lentitudes de ondas P, S y de Stoneley. Un grupo de filtros pasa banda permite la utilización de un rango de frecuencia óptimo para cada modo de propagación. El proceso provee tiempos de tránsito sin ambigüedad, aún en las condiciones de pozo más difíciles. Los valores resultantes son entradas útiles para la determinación de propiedades mecánicas, evaluación de formaciones y aplicaciones sísmicas. La herramienta DSI es completamente compatible, ofreciendo ahorros sustanciales de tiempo y mediciones convencionales sónicas con previos registros sónicos en agujeros abiertos y entubados.

Las propiedades mecánicas de la roca pueden ser caracterizadas por la densidad y las constantes dinámicas de elasticidad. Estas últimas controlan las velocidades a las cuales viajan las ondas P y S (ondas de cuerpo). En rocas saturadas con fluido, estas propiedades dependen del porcentaje de saturación, el tipo de fluido presente, el arreglo de los granos de la roca y el grado de cementación intergranular. Rocas "suaves" o pobremente consolidadas exhiben rigideces más pequeñas. Como resultado las ondas de sonido viajan lentamente en rocas "suaves" que en rocas "duras".

REGISTRO MONOPOLAR

En la herramienta sónica convencional (monopolar), una fuente omni-direccional crea un impulso de onda compresional en el fluido del pozo, el cual se propaga hacia afuera en la formación. En el instante que el pulso entra en la formación, éste crea una ligera bolsa de compresión uniforme alrededor del pozo (Fig. 2) y a su vez excita ondas de compresión y de corte; una vez que las ondas de compresión y de corte se propagan en la formación se generan ondas de "cabecera" en el fluido del pozo. Estas son las ondas de "cabecera" que los receptores detectan en lugar de las ondas de compresión y de corte de la formación.

Este fenómeno se ilustra en la figura 3 que contiene un diagrama, en el que se muestra el registro de 8 trazas para un ejemplo en una formación "dura" y compacta. Se nota claramente el arribo de las diferentes fases de propagación y las velocidades se pueden leer directamente del micro-sismograma.

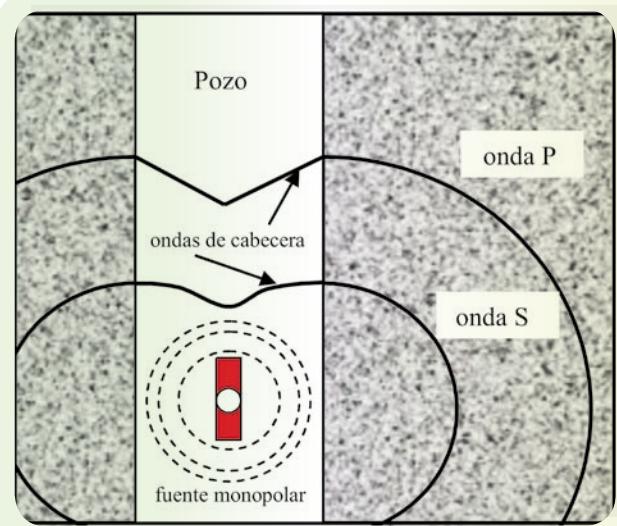


Figura 2.- Propagación de ondas de cuerpo con una fuente monopolar en formaciones rápidas.

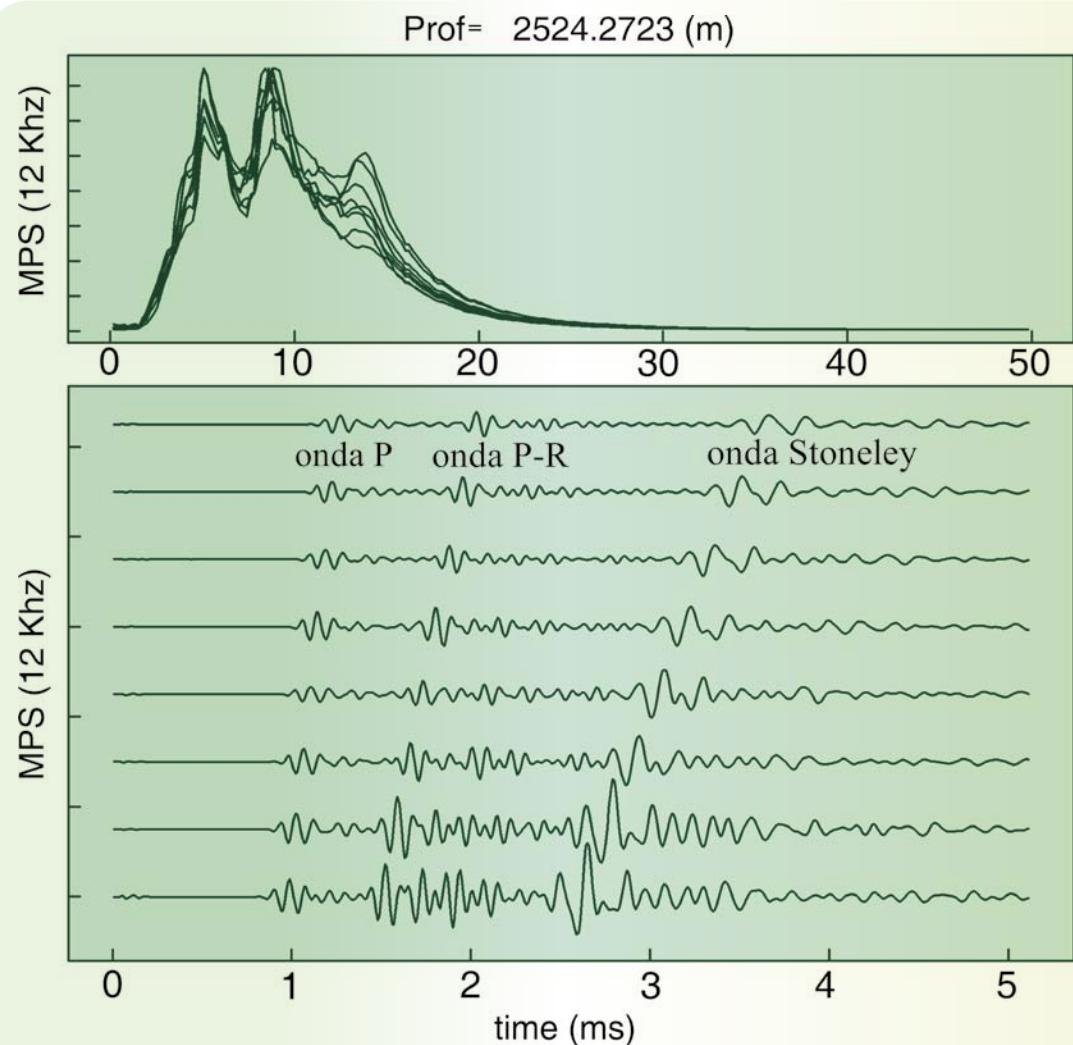


Figura 3.- Formas de onda típicas registradas por una herramienta monopolar para formaciones rápidas (abajo). Se indican los arribos de ondas P, S (Pseudo-Rayleigh) y de Stoneley. Espectro de amplitudes de Fourier para cada traza (arriba).

Las denominadas ondas de “cabecera” se crean únicamente cuando las ondas de la formación se propagan hacia arriba del pozo y viajan a mayor velocidad que las ondas en el fluido. Las ondas P de la formación siempre son más veloces que las ondas del fluido, aunque no siempre es el caso de las ondas S (Pseudo-Rayleigh). En formaciones “lentas” o pobemente consolidadas, la velocidad de cortante generalmente es menor que la velocidad del fluido. Así, aunque la onda de cuerpo compresional y su onda de “cabecera” existan en el fluido; la perturbación de la onda de corte existirá sobre la pared del agujero y no se generará onda de “cabecera” S. En este caso particular, los modos compresionales y del fluido son la única información que lleva la forma de onda.

Los registros de ondas guiadas (“cabecera” y Stoneley) son los registros más complicados. Las ondas guiadas de pozo vienen de reflexiones de la fuente atrapadas en el pozo. La Onda de Stoneley es una onda inhomogénea guiada superficial que viaja más lentamente que las ondas del fluido. Ambas son dispersivas, esto es que su velocidad depende de la frecuencia.



REGISTRO DIPOLAR



Una herramienta dipolar utiliza una fuente direccional y varios receptores. La fuente dipolar se comporta como un pistón creando un incremento en la presión sobre un lado del agujero y una disminución en el otro, esto causa una pequeña flexión en la pared del pozo como se ilustra en la figura 4, en donde la fuente mostrada excita directamente ondas de compresión y de corte en la formación.

La propagación de esta onda flexural es coaxial en el pozo, mientras que el desplazamiento se efectúa en ángulos rectos con respecto al eje del pozo, en la dirección del transductor es colineal. La fuente opera en baja frecuencia, generalmente por debajo de los 4 kHz donde la excitación de estas ondas es la óptima.

Una nueva opción es una fuente operando por debajo de 1 kHz. Con una mejor relación señal-ruido por arriba de los 20-dB, esta fuente ofrece muy buenos resultados en agujeros extremadamente grandes y formaciones muy lentas, así la profundidad de investigación se incrementa.

Aunque las ondas compresional y de corte se irradian directamente hacia la formación, existe una onda de corte-flexural añadida a la propagación hacia arriba del pozo (ver Fig. 4). Esto crea un cambio de presión “tipo dipolar” en el fluido del pozo y esta diferencia de presión es la que los receptores direccionales detectan. La onda de corte-flexural, iniciada por la acción de flexión del pozo es dispersiva, en bajas frecuencias viaja a la misma velocidad que la onda de corte; en frecuencias más altas viaja a menor velocidad. A diferencia de las herramientas monopolares convencionales la herramienta dipolar puede medir onda de corte-flexural aún en formaciones “lentas”. En formaciones “lentas” la onda de corte-flexural tiene corta duración y se concentra en bajas frecuencias, además de esta onda existe un arribo de onda compresional en alta frecuencia que se registra al principio del micro-sismograma. En la figura 5 se muestran formas de onda típicas registradas por una herramienta dipolar para formaciones rápidas (abajo). Nótese que la frecuencia característica de disparo del transmisor superior se encuentra a 2.2 kHz, indicando que su propagación se realiza mejor en bajas frecuencias.

Los arribos de corte (flexural) y pseudo-superficial se indican en dos paquetes de formas de onda bien definidas. En la misma figura 5 (arriba) se muestra el espectro de amplitudes de Fourier para cada traza.

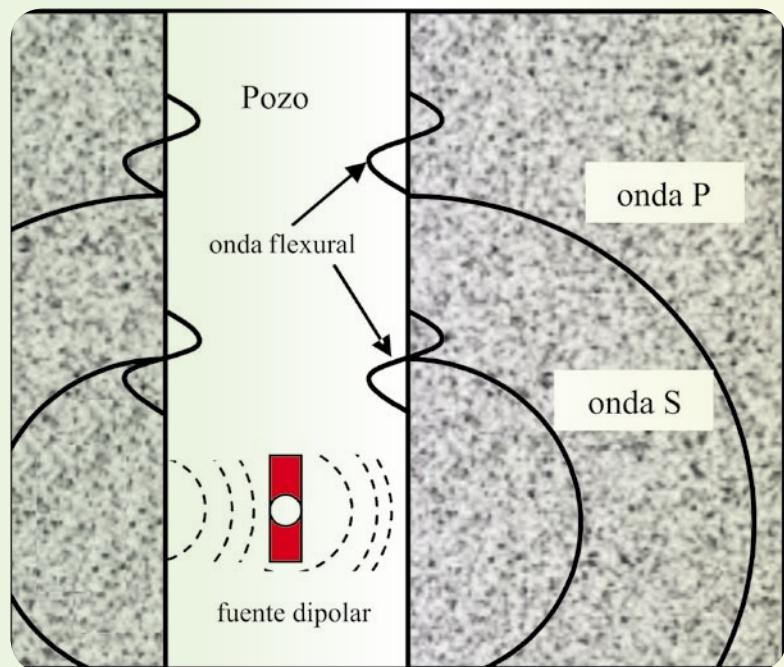


Figura 4.- Propagación de ondas de cuerpo con una fuente dipolar en formaciones rápidas.

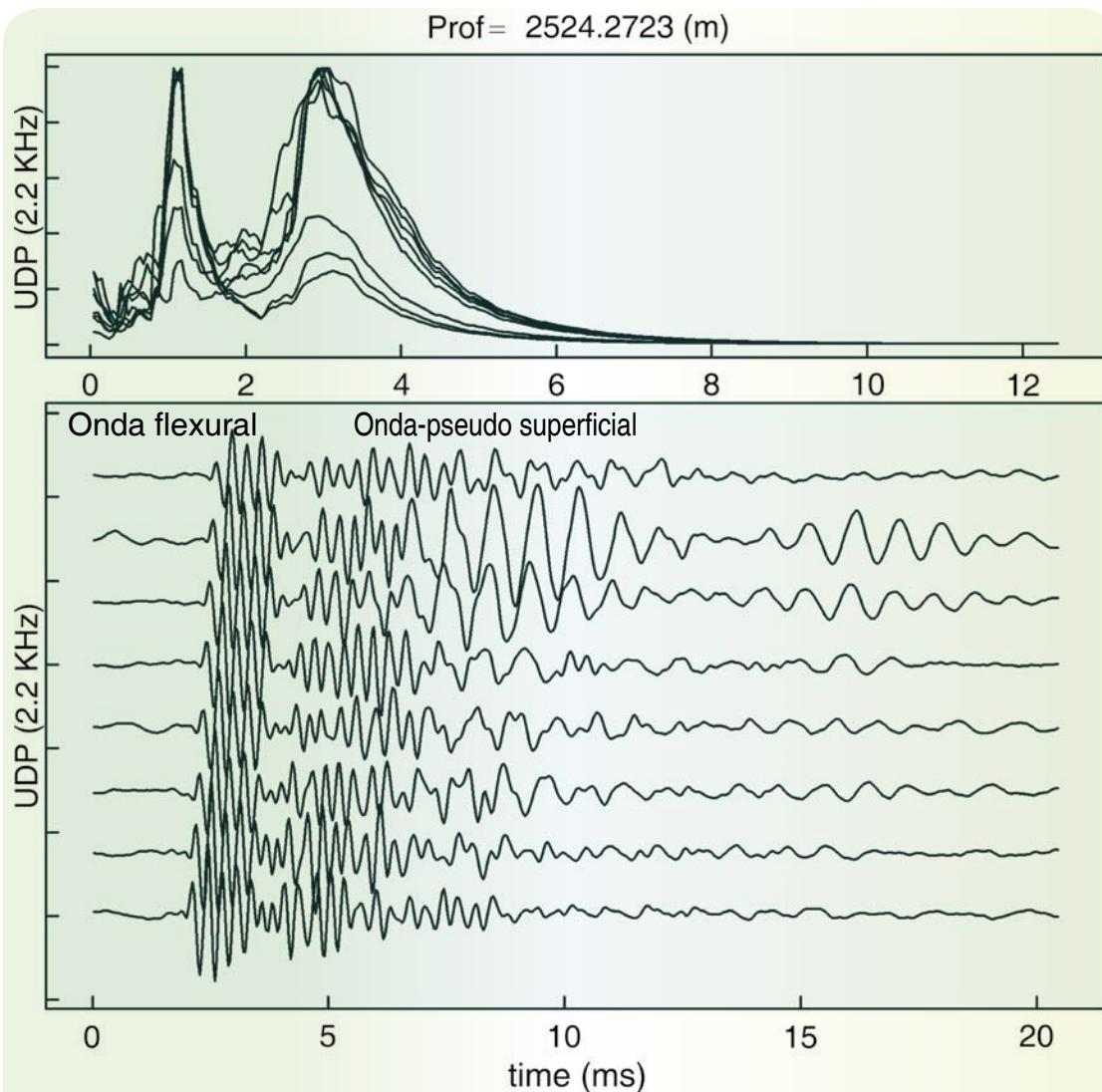


Figura 5.- Formas de onda típicas registradas por una herramienta dipolar para formaciones rápidas (abajo). Se indican los arribos de corte (flexural) y pseudo-superficial. Espectro de amplitudes de Fourier para cada traza (arriba).



TOMA DEL REGISTRO Y COMPENSACIÓN DE POZO

Al momento de la toma del registro sónico la sonda se desplaza desde el fondo del pozo hacia arriba, el intervalo de muestreo espacial es de 6 pulg (.1524 m) y al mismo tiempo se realiza una compensación de pozo por medio del procesado del arreglo de receptores (calculado a partir de una posición de la herramienta) y un arreglo de formas de onda del pseudo-transmisor (calculado de varias posiciones de la herramienta) promediando sus resultados. Esta técnica se ilustra en la figura 6 y se efectúa utilizando resultados del modo monopolar P y S, por otro lado, debemos notar que hasta hoy no existen bases teóricas para la compensación de pozo del modo de Stoneley o del modo dipolar.

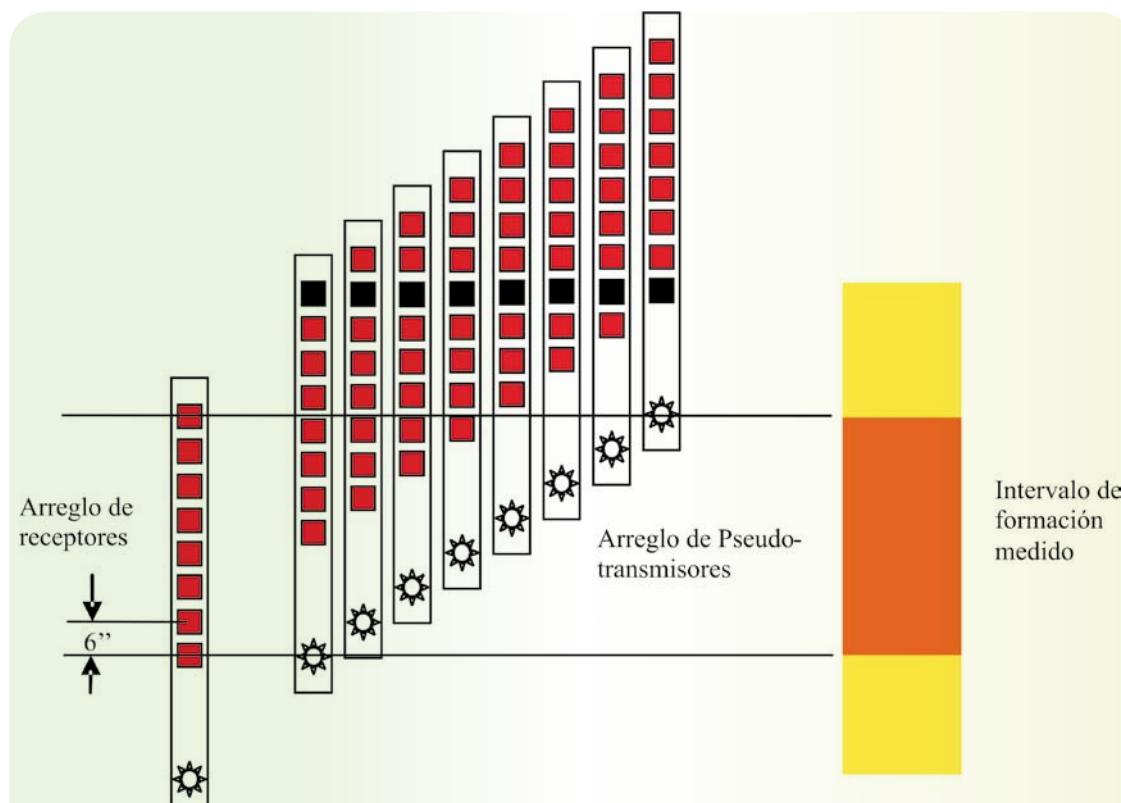


Figura 6.- Diagrama de la toma del registro y compensación del pozo con procesado SCT

Una nueva técnica llamada “Tiros Múltiples” de SCT (MSSTC) promedia la coherencia en varios arreglos de cinco receptores cubriendo el intervalo medido con las posiciones múltiples de los transmisores en el pozo. De esta forma, la resolución está controlada por la longitud del subarreglo, no obstante se preserva una buena relación señal-ruido.

El efecto de compensación de pozo puede alcanzarse mediante el promedio de resultados del modo transmisor y el modo receptor para una resolución vertical ligeramente mayor a dos ft.

RESULTADOS DEL MODELADO MATEMÁTICO

A continuación se presentan algunos resultados obtenidos con la formulación matemática descrita previamente. La figura 7 muestra la respuesta en tiempo graficada en trazas sintéticas calculadas para el campo de desplazamiento en la dirección radial. 51 detectores ubicados en la formación con coordenadas $\gamma = 2\alpha y - 3\alpha \leq x \leq 3\alpha$ son mostrados y la fuente puntual monopolar se localiza en el origen. Las propiedades normalizadas de fluido del pozo son: $\alpha_f = 1.0$ y $\rho_f = 1.0$; y en el sólido elástico $\alpha_E = 2.0$, $\beta_E = 1.0$ y $\rho_E = 1.0$. En este experimento se puede observar cómo la fuente localizada en el centro del modelo sólo provoca la propagación de ondas P dentro del fluido y en el medio elástico. De esta manera, el modelo resulta simétrico, y sólo se pueden generar modos de propagación de ondas P.

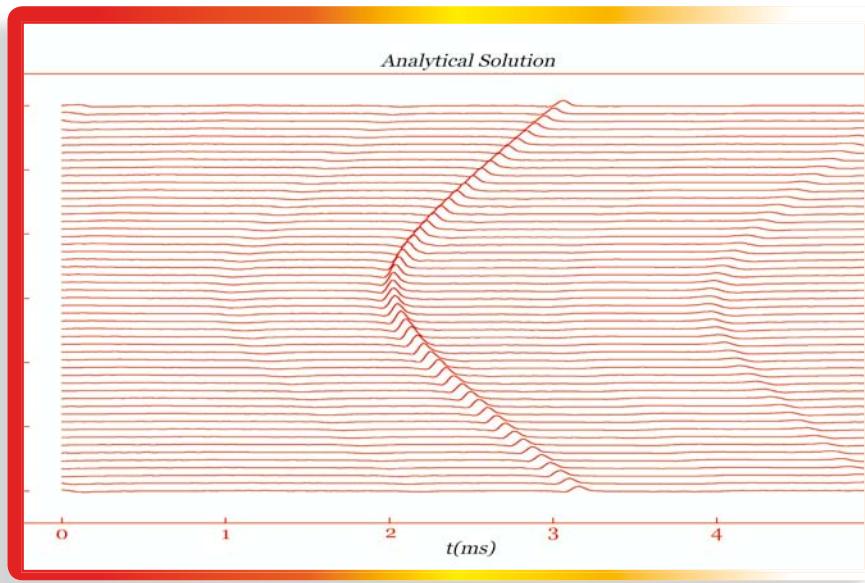


Figura 7.- Sismograma sintético para el modelo de la figura 1
Fuente puntual centrada

Ahora es muy notoria la aparición de modos de propagación convertidos (onda S) que viajan a menor velocidad en el medio elástico por la interacción entre la fuente puntual excéntrica y la pared del pozo.

Ahora el movimiento generado dentro del fluido es asimétrico, este nuevo frente de ondas muestra su aparición inmediatamente después del primer arribo del campo original de ondas P.

Existe un claro efecto de imagen observado por los receptores ubicados en el lado opuesto del arreglo, además de un efecto de atrapamiento de la energía dentro del pozo, debido a la presencia del fluido y a los fuertes contrastes en los parámetros elásticos y acústicos del modelo.

En la figura 8 se muestran los sismogramas sintéticos para un modelo con fuente puntual excéntrica $x = 0.5\alpha$. La distribución de receptores y las propiedades elásticas y acústicas en el espacio y el pozo son las mismas que en el ejemplo anterior (Fig. 7). Resultan muy claras las diferencias entre ambas respuestas.

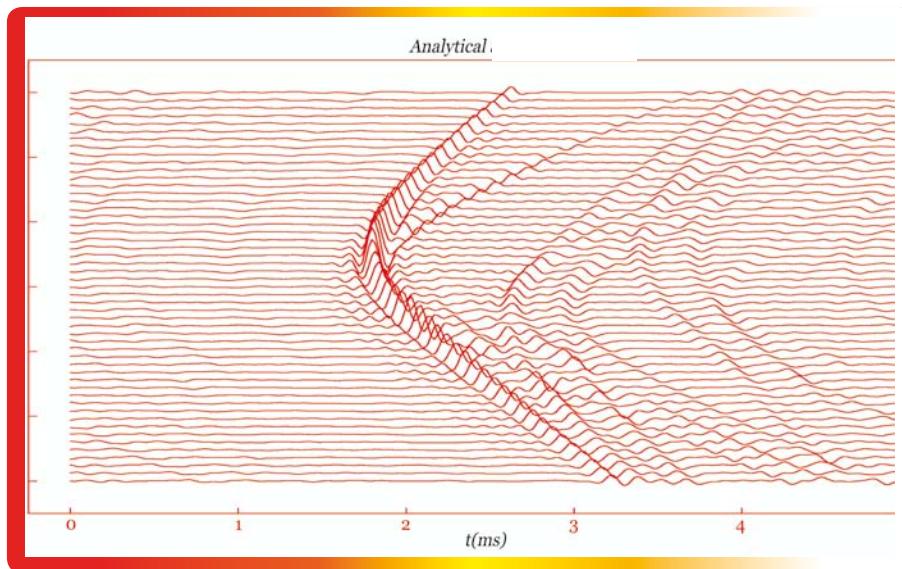


Figura 8.- Sismograma sintético para el modelo de la figura 1.
Fuente puntual excéntrica ubicada en $x = 0.5$



Un objetivo central del modelado matemático, es el de calcular simulaciones analíticas y numéricas y llevarlas a su validación directa contra datos de pozos reales. La idea es reproducir sintéticamente algunos grupos de formas de onda registrados en formaciones con características homogéneas e isótropas, y gradualmente observar las respuestas de formaciones en rocas más complejas, heterogéneas y en diferentes condiciones de pozo; con el objeto de mostrar resultados provenientes de micro-sismogramas sintéticos utilizando la formulación desarrollada en este trabajo, se ilustran ejemplos de algunos registros sónicos de onda completa observados en pozos mexicanos de exploración petrolera.

Un grupo de pozos en los que se observan diferentes propiedades elásticas en las formaciones y características del fluido y del agujero fueron seleccionados para su modelado; así, en este grupo de resultados se exhiben cálculos para formaciones homogéneas lentas y rápidas y muy rápidas con fracturamiento. Los micro-sismogramas sintéticos se calcularon utilizando un código que resuelve la difracción de ondas dentro de un pozo cilíndrico con fuente puntual en 3D (Tadeu *et al.*, 2001). El código hace uso de la formulación en el número de onda discreto mostrado en la sección 3. El modelo se construye como un problema de difracción de ondas elásticas producidas por una fuente puntual monopolar en el fluido, la fuente se localiza en el centro del pozo, los receptores se encuentran localizados por encima de la fuente alineados sobre el eje vertical y equiespaciados entre sí.

El medio de propagación se define como elástico, homogéneo e isótropo, con el propósito de observar el campo de presiones producido en el fluido, debido a la presencia del agujero. Los micro-sismogramas sintéticos se calculan mediante la convolución espectral de la función de transferencia obtenida para este modelo y una función de excitación dada por un pulso de Ricker o un pulso de Blackman Harris (Kurkjian, 1985). De esta forma, mediante el algoritmo de la Transformada Rápida de Fourier es posible sintetizar las respuestas en el dominio del tiempo. Se proporcionan ejemplos para datos y modelos que utilizan fuentes monopolares y dipolares.

Resulta conveniente seleccionar un intervalo del registro DSI en el que se tenga buena calidad de las formas de onda, es decir, una sección de pozo que presente alta calidad de las fases de onda P, onda S (Pseudo-Rayleigh) y de Stoneley. Es deseable que la formación de roca sea competente, esto es buen agujero y claridad de resultados en los mapas de *Coherencia de Tiempo-Lentitud* (STC). Este último proceso es fundamental en la selección del grupo de formas de onda y el intervalo de interés a estudiar. Cuando se observan grupos de contornos bien definidos en los diagramas de STC y se tiene información disponible de otros registros para ese intervalo, resulta muy atractivo efectuar el modelado; debemos recordar que aunque nuestro modelo logra reproducir muchos de los parámetros observados en los datos reales, algunas condiciones de pozo como: presión, temperatura, heterogeneidades y anisotropía de la formación no son consideradas. Por otro lado, conocer los límites y las restricciones del modelo aumentan su probabilidad de éxito, el ajuste entre la respuesta del modelo y las formas de onda observadas depende de la selección óptima de los parámetros de entrada.

El código hace uso de seis parámetros de entrada, éstos se obtienen de un previo proceso STC de las formas de onda adquiridas en campo. Estos valores son: la velocidad de onda P de la formación V_p , velocidad de onda S de la formación V_s , densidad de la formación ρ , velocidad del fluido V_f , densidad del fluido ρ_f y radio del pozo r . Los parámetros de propagación se obtienen directamente de lecturas de los diagramas de *Coherencia Tiempo-Lentitud*, el radio del agujero es un dato convencional, la densidad del fluido se obtiene de registros de perforación, y la densidad de formación se calcula de un registro de porosidad.



Los micro-sismogramas de la figura 9 corresponden a las formas de onda sintéticas (arriba) y observadas (abajo), obtenidas para una formación rápida, es decir, que la velocidad de onda de corte de la formación es mayor que la velocidad de onda compresional del fluido, esto es $V_s > V_f$. Los parámetros utilizados en el modelo son: $V_p = 2930 \text{ m/s}$, $V_s = 1437 \text{ m/s}$, $V_f = 1088 \text{ m/s}$, $\rho = 2.37 \text{ g/cm}^3$, $\rho_f = 1.4 \text{ g/cm}^3$ y $r = .177 \text{ m}$. Se puede observar el buen acuerdo entre las dos trazas. Primero, el arribo de la onda P que aparece después del tiempo de origen en la traza observada no se muestra de manera definida en la traza sintética, ya que esta última no presenta un primer arribo de onda P definido. Sin embargo, la onda S (Pseudo-Rayleigh) que aparece en el registro observado poco después de 1.0 m/s se logra reproducir muy bien en el registro sintético, en donde el tiempo de arribo de esta fase es bastante parecido al arribo de onda S original. Por su parte, la Onda de Stoneley aunque con menor amplitud se logra identificar claramente en el resultado sintético con algún retraso en tiempo respecto del arribo original. Segundo, las amplitudes relativas entre las fases Pseudo-Rayleigh y Stoneley observadas en la traza original se reproducen de forma excelente por la traza sintética, inclusive en el diagrama se ha señalado con una flecha el correspondiente cambio de fase de onda Pseudo-Rayleigh a Stoneley que logra reproducir el registro sintético. Y tercero, como característica remarcable de la buena simulación de este ejemplo, el registro sintético logra reproducir de forma magnífica el decaimiento en la amplitud de la coda de ambas fases (Pseudo-Rayleigh y Stoneley), siendo el ajuste casi idéntico para la coda de la onda de corte. El decaimiento de la coda de las fases Pseudo-Rayleigh y de Stoneley será crucial en la interpretación de valores de atenuación.

En la figura 10 se muestran las formas de onda sintética (arriba) y observada (abajo) obtenidas para una formación muy rápida. Los valores en las propiedades elásticas son susceptibles de comparación para el caso de un modelo de pozo rígido, debido al alto contraste entre las velocidades del sólido y el fluido. Los parámetros utilizados en el modelo son: $V_p = 6220 \text{ m/s}$, $V_s = 3242 \text{ m/s}$, $V_f = 1604 \text{ m/s}$, $\rho = 2.55 \text{ g/cm}^3$, $\rho_f = 1.0 \text{ g/cm}^3$ y $r = .1016 \text{ m}$. Se puede observar el enorme parecido entre las dos trazas; aunque el primer arribo de la onda P no es muy claro en ambos micro-sismogramas, se logra observar un buen acuerdo en el primer tren de ondas P que aparecen antes de 1.0 m/s. Este primer grupo de ondas se reproduce satisfactoriamente en la traza sintética, no obstante existe una pequeña diferencia en el tiempo de llegada entre ambos micro-sismogramas. La onda S (Pseudo-Rayleigh) que aparece en los datos aproximadamente de 1.8 m/s se

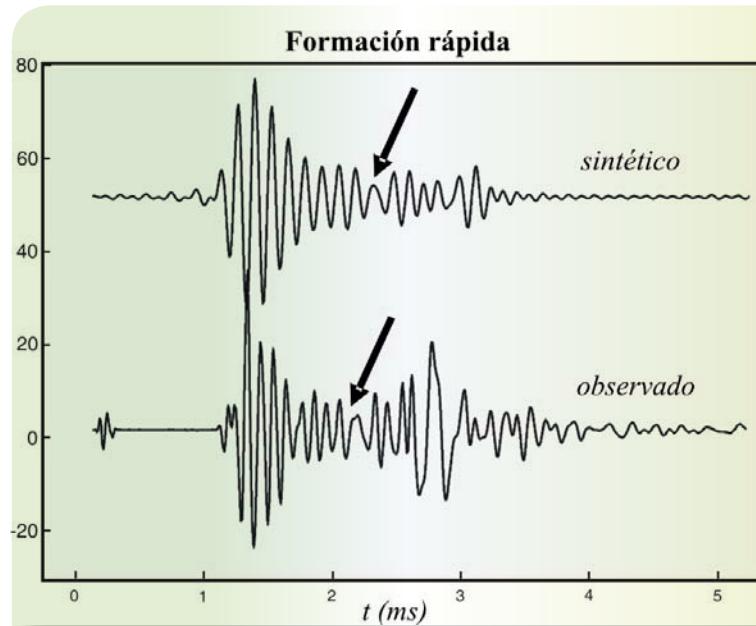


Figura 9.- Micro-sismograma sintético para una formación rápida (arriba). Forma de onda monopolar para un receptor sónico a 1,900 m de profundidad (abajo).



observa afectada por la presencia de la Fase de Stoneley que se presenta interactuando con la onda S y no se aprecia claramente. Sin embargo, en la traza sintética la Onda de Stoneley es muy clara y aparece con anterioridad a la fase de Pseudo-Rayleigh. Este resultado muestra con certeza que la Fase de Stoneley se encuentra inmersa en la Fase Pseudo-Rayleigh como se muestra en la forma de onda real. Es muy notable y como siguiente punto de comparación que las amplitudes relativas entre las fases P, Pseudo-Rayleigh y Stoneley observadas en la traza original se reproducen de forma satisfactoria por la traza sintética. Finalmente, y no obstante que el registro sintético no logra reproducir la coda de la Onda de Stoneley debido a su aparición temprana, el decaimiento de la amplitud de la Fase Pseudo-Rayleigh es muy similar al presentado por la traza original. Existe un grupo de ondas de coda al final del registro observado que se atribuyen al atrapamiento de energía de Onda de Stoneley de baja frecuencia. Esta energía de coda no se logra reproducir en el resultado sintético; el decaimiento de la coda de la Fase de Stoneley es muy importante debido a su relación con la presencia de fracturas y heterogeneidades.

Existen varias características en los micro-sismogramas sintéticos que se deben atender durante la simulación de registros sónicos de onda completa si se pretende obtener una buena comparación con las formas de onda reales; dichas características resultan fundamentales en términos de una buena reproducción y entendimiento de la realidad. Sin llegar a un detalle riguroso se propone que un buen registro sintético debe contener, en buena medida, aproximaciones aceptables en: 1) los tiempos de arribo de las diferentes fases, 2) la velocidad de propagación, 3) las amplitudes relativas entre las fases, 4) contenido de frecuencia y 5) el decaimiento de la energía y la duración.

En la figura 11 se muestra una comparación entre el micro-sismograma sintético calculado para el modelo tridimensional de pozo fluido con fuente puntual en el origen ilustrado en la figura 1 y las formas de onda completa obtenidas del registro DSI para una formación rápida. Los parámetros utilizados en el modelo son: $V_p = 2930 \text{ m/s}$, $V_s = 1437 \text{ m/s}$, $V_f = 1088 \text{ m/s}$, $\rho = 2.37 \text{ g/cm}^3$, $\rho_f = 1.4 \text{ g/cm}^3$ y $r = .177 \text{ m}$. Se trata de una formación de arenas muy homogéneas y bien consolidadas que se utilizó como base de comparación debido a su analogía con el medio elástico, homogéneo e isótropo que representa la solución analítica estudiada. Los micro-sismogramas de ambos diagramas corresponden a ocho receptores alineados con el eje vertical del pozo y la distancia entre ellos es $\Delta z = .1524 \text{ m}$. La distancia fuente-primer receptor (offset) es de $2.74 \text{ m} = 9 \text{ ft}$.

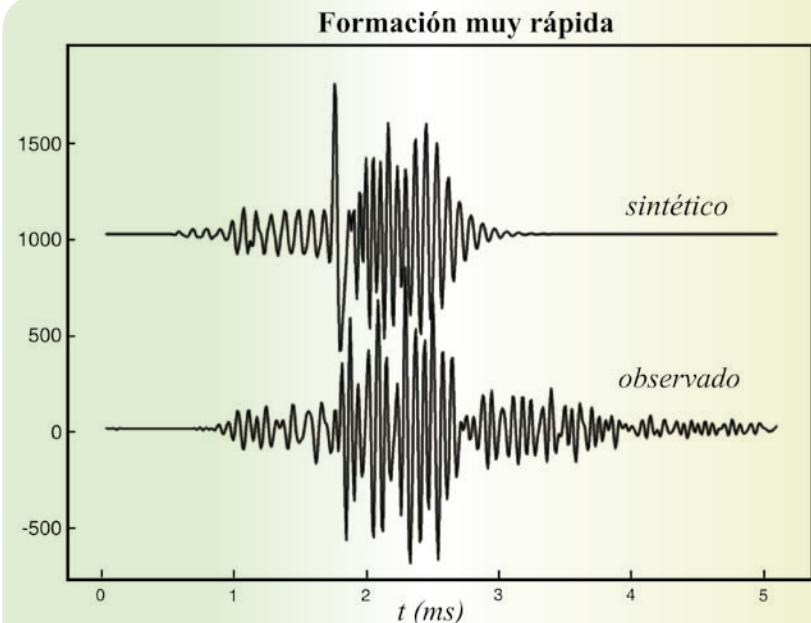


Figura 10.- Micro-sismograma sintético para un modelo de pozo tridimensional con fuente puntual en el origen (arriba). Forma de onda monopolar para el primer receptor (offset = 2.74 m = 9 pies) para una formación muy rápida ($V_s >> V_f$) (abajo).

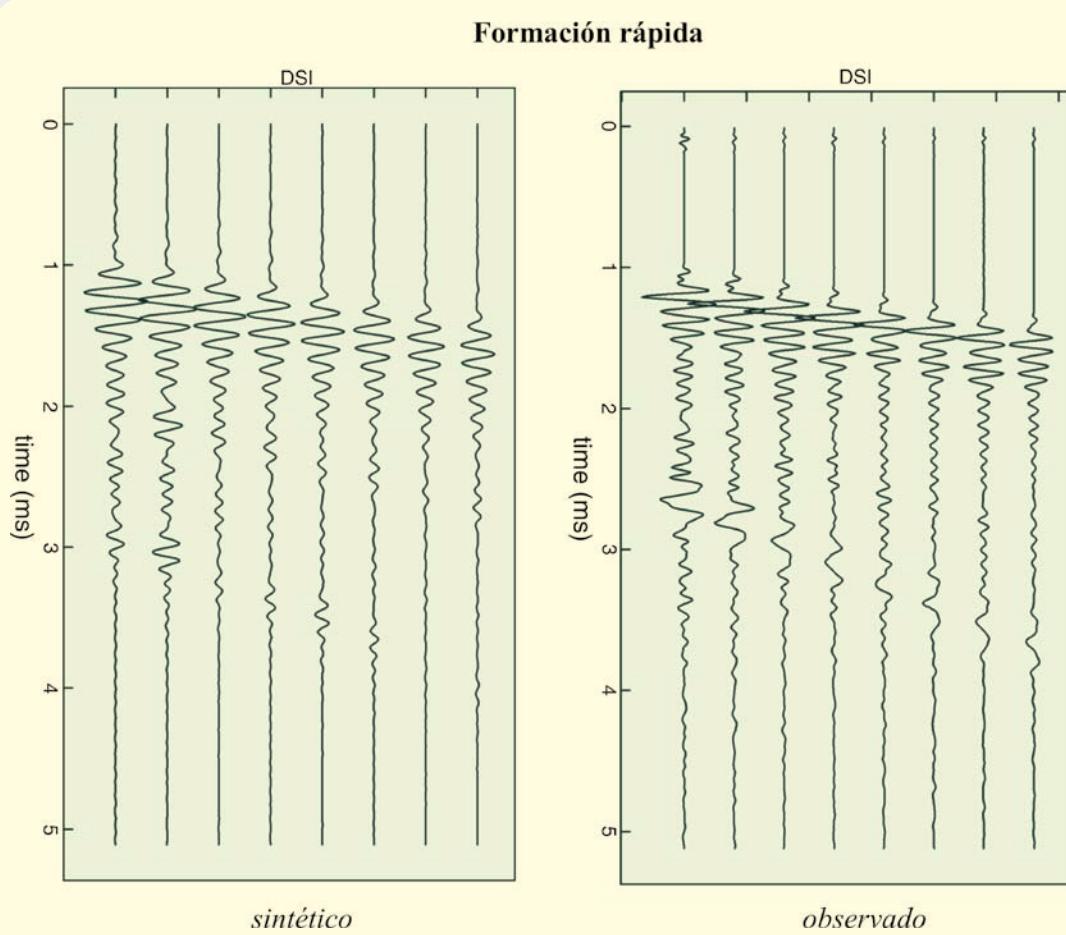


Figura 11.- Micro-sismograma sintético para el modelo de la figura 1 (izquierda) y formas de onda completa del registro DSI para una formación rápida (derecha).

Se puede observar el excelente acuerdo en las características generales de las formas de onda entre ambas gráficas, aunque no es muy claro el arribo del tren de ondas P, en ambos diagramas, el arribo de la Onda Pseudo-Rayleigh en el micro-sismograma sintético es excelente, ya que reproduce muy bien la llegada de este tren de ondas alrededor de 1.0 ms. De la misma manera, la pendiente del grupo de ondas Pseudo-Rayleigh que representa la velocidad de propagación de la onda de corte está muy bien reproducida en las trazas obtenidas analíticamente. Las amplitudes relativas y el contenido de frecuencia que se observan en el registro DSI se han logrado representar con buena aproximación para las fases obtenidas con el modelado, aunque las amplitudes de la Onda de Stoneley en algunas trazas sintéticas se ven reducidas para este ejemplo. No obstante que la duración es muy parecida entre ambos micro-sismogramas, el decaimiento de la amplitud contra el espacio (dispersión geométrica) de los sintéticos se encuentra mejor representado que el decaimiento temporal de la coda. En particular, la coda de la Fase Pseudo-Rayleigh en las trazas sintéticas exhibe una excelente aproximación a las observaciones.

Se debe mencionar que la función seleccionada como excitación temporal en el modelo propuesto corresponde a un pulso de Ricker, los valores de fase y periodo han sido controlados arbitrariamente para un mejor ajuste. *A priori* se sabe que esta señal no corresponde a la forma temporal real de la fuente de la herramienta; la forma temporal



la fuente utilizada en el transmisor monopolar no es publicada por el fabricante, no obstante el uso de la ondícula de Ricker resulta suficiente para reproducir, en buena medida, las observaciones.

En la figura 12 se ilustra nuevamente una comparación entre resultados sintéticos y los registros sónicos de onda completa observados para una formación muy rápida, es decir: $V_s >> V_f$. A la izquierda se despliega el resultado de la simulación analítica del modelo con los siguientes valores: $V_p = 6220 \text{ m/s}$, $V_s = 3242 \text{ m/s}$, $V_f = 1604 \text{ m/s}$, $\rho = 2.55 \text{ g/cm}^3$, $\rho_f = 1.0 \text{ g/cm}^3$ y $r = .1016 \text{ m}$. Los 8 receptores del modelo se encuentran alineados con el eje vertical del pozo y la distancia entre ellos es $\Delta z = .1524 \text{ m}$. La distancia fuente-primer receptor (*offset*) es de $2.74 \text{ m} = 9 \text{ ft}$. Estos parámetros han sido extraídos de la información proveniente del proceso STC a los datos DSI. En esta ocasión y a partir de información proveniente de otros registros y petrofísica, el intervalo seleccionado de la formación corresponde a una sección del pozo que se encuentra en roca dura con presencia de fracturas y saturación de fluidos. No obstante la complejidad de la formación evaluada, los resultados de las trazas sintéticas son muy alentadores. Es notable la buena correspondencia de los primeros arribos para los distintos grupos de ondas observadas; por ejemplo, aunque no se detecta un arribo de onda P aislado, el primer grupo de ondas compresionales presentes alrededor de 1 ms se reproduce muy bien en las trazas del modelo. De esta manera, las velocidades de propagación para este paquete de ondas son aceptables en comparación con las ondas registradas. La amplitud relativa y el contenido de frecuencia de este tren de ondas compresionales son características que muestran buenos acuerdos en la simulación.

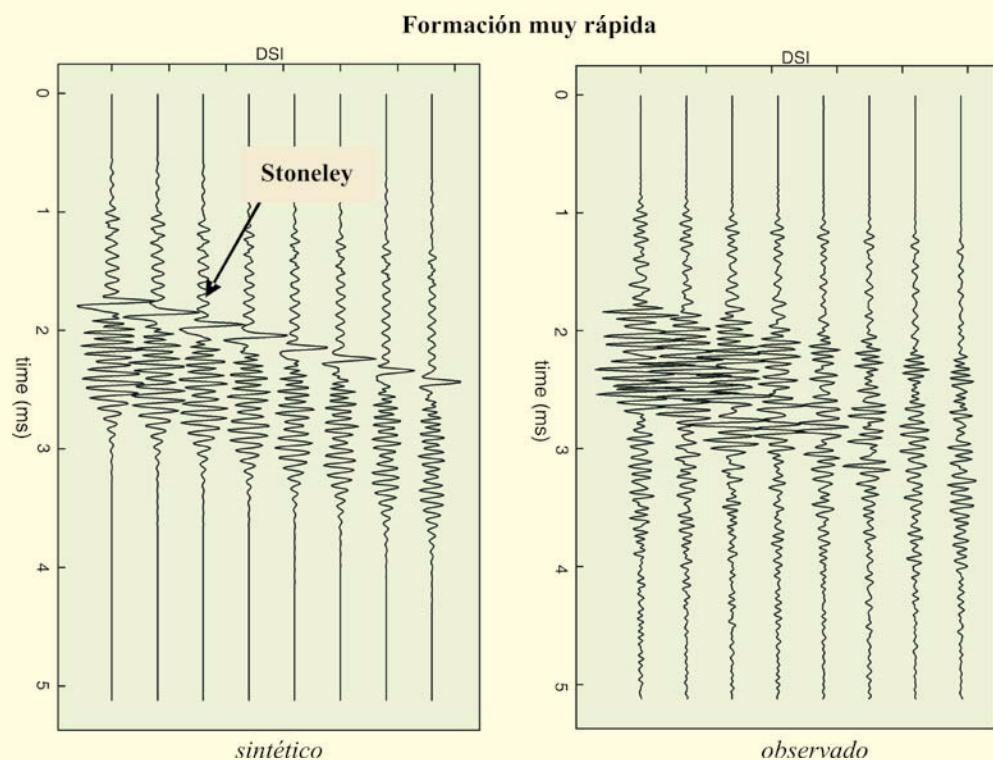


Figura 12.- Micro-sismograma sintético para el modelo de pozo (Fig. 1, izq.). Formas de onda monopolar (8 receptores) del registro DSI para una formación muy rápida ($V_s >> V_f$) (der.).



Para este ejemplo en particular, se ha notado en los datos observados que las fases de ondas Stoneley se encuentran inmersas en las fases Pseudo-Rayleigh. Este mismo efecto se presenta en las trazas resultado del modelado; lo que indica que la física de la propagación es la causante de esta interacción de fases. Una clara identificación de la Fase Stoneley puede ser apuntada en el micro-sismograma sintético donde se muestra un fuerte arribo de esta onda llegando primero que la fase Pseudo-Rayleigh. Las amplitudes relativas entre cada traza analítica para las fases inhomogéneas se logran reproducir de manera aceptable en comparación a las formas de onda observadas. El decaimiento debido a la dispersión geométrica es un elemento de comparación exitosa de la simulación aquí presentada. Se nota que la respuesta espacial de los receptores reproduce muy bien el campo de ondas que se dispersa con la distancia; por otro lado, el decaimiento de la coda para las fases inhomogéneas (Pseudo-Rayleigh y Stoneley) debe trabajarse más, ya que en esta ocasión se trata de una formación extremadamente rápida y con presencia de fracturamiento y fluidos. Es bien sabido que una parte de la energía de la coda responde a los efectos de las heterogeneidades del medio; aun así el modelo homogéneo aquí presentado ofrece una buena aproximación del comportamiento esperado en condiciones ideales.



ANÁLISIS DE CURVAS DE DISPERSIÓN

La propagación y características de dispersión de ondas guiadas en un pozo lleno de fluido se estudian por medio de curvas de dispersión y modelado de las formas de onda de registros sónicos. Las características de dispersión de las ondas P, Pseudo-Rayleigh y Stoneley en un pozo con fuente monopolar y de ondas flexurales y pseudo-superficiales en un pozo con fuente dipolar se obtienen con el modelado sintético. El radio efectivo del agujero es un factor importante que gobierna las amplitudes relativas de los modos generados sintéticamente. La relación de Poisson de la formación es el factor primario para determinar la amplitud relativa de los modos porosos “leaky” consecuentes al arribo compresional en formaciones lentas. La atenuación afecta la duración y el decaimiento de las ondas guiadas. Dado un modelo, las curvas de dispersión se obtienen por medio de un método de inversión que selecciona amplitudes buscando minimizar el error. Aunque existen en la literatura una gran variedad de métodos numéricos para modelar y predecir comportamientos de fenómenos lineales. Aquí se usa el Método de Prony para extraer la información relevante de los frentes de onda de las fases que se propagan en el pozo. El Método de Prony es una técnica para el modelado de datos digitales que usa una combinación de exponenciales, sin embargo, no es una técnica de aproximación espectral. El método tiene una relación más cercana con los algoritmos lineales de predicción usados por los métodos de estimación recursiva. El Método de Prony busca ajustar un modelo exponencial determinista a los datos. La idea es utilizar un análisis de mínimos cuadrados para ajustar aproximadamente un modelo exponencial en casos donde se encuentre un mayor número de puntos de datos que un número de términos exponenciales inferido.

A continuación se presentan resultados para el procesado de datos que incluyen registros sintéticos generados con el modelo de pozo fluido en un medio homogéneo y formas de onda completa para formaciones rápidas, muy rápidas y lentas. Para los registros monopolares y dipolares se utilizaron los siguientes parámetros en el modelado para la obtención de sus correspondientes curvas de dispersión. Para el modelo con fuente monopolar: $N = 512$ = número de muestras por traza, $\Delta t = 10 \times 10^{-6}$ s = intervalo de muestreo, $N_f = 200$ = número de frecuencias, $N_r = 24, 32$ y 64 = número de recepto-



y $\Delta z = .1524/3, .1524/4, .1524/8$ m = intervalo espacial entre receptores, respectivamente. Para el modelo con fuente dipolar: $N = 512$, $\Delta t = 40 \times 10^{-6}$ s, $N_f = 200$, $N_r = 24, 32, 64$ y $\Delta z = .1524/3, .1524/4, .1524/8$ m, respectivamente. El Método de Prony se aplicó de manera indistinta no importando si los datos provenían de micro-sismogramas sintéticos o de formas de onda de registros DS1. Una ventaja adicional en los resultados obtenidos a través de las simulaciones numéricas, es que los parámetros del modelo pueden ser modificados con bastante flexibilidad. Por ejemplo, el número de receptores, el intervalo de muestreo y el número de puntos se pueden controlar para ofrecer mayor información al método de inversión.

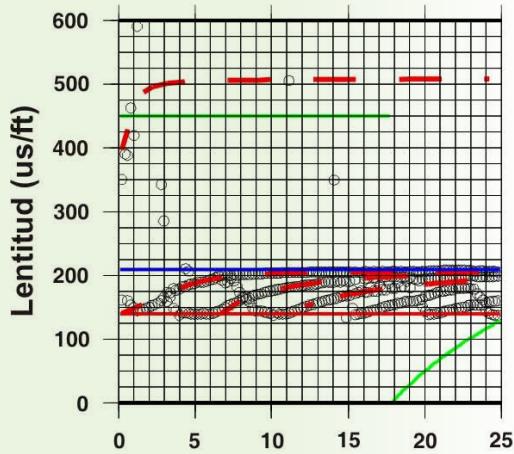
En la figura 13 se muestran las curvas de dispersión resultado de procesar seis grupos de formas de onda: micro-sismogramas sintéticos para formas de onda monopolar (izquierda) y formas de onda dipolar (derecha). Los parámetros utilizados en el proceso de una formación lenta (arriba) son: $V_p = 2257$ m/s, $V_s = 952$ m/s, $V_f = 1604$ m/s, $\rho = 2.05$ g/cm³, $\rho_f = 1.0$ g/cm³ y $r = .203$ m. Para una formación lenta con tal diferencia de velocidades y altos contrastes, los modos de propagación corresponden únicamente a modos compresionales “porosos” y de Stoneley. El modo que se propaga a baja frecuencia es el modo compresional normal, la lentitud de este modo varía desde la lentitud compresional de la formación virgen y la frecuencia de corte hasta la lentitud del fluido del pozo en frecuencias mayores. Los siguientes modos son superiores de propagación de onda compresional. Las curvas de dispersión ilustradas en la figura 13 (arriba-izquierda) muestran muy buenos resultados del procesamiento utilizando fuente monopolar. Aquí se pueden observar arribos muy claros de los modos de propagación de onda compresional viajando desde lentitudes de P en la formación en baja frecuencia hasta lentitudes de P en el fluido en alta frecuencia. Este patrón es muy marcado y las curvas de dispersión son muy continuas. Se pueden seguir hasta cinco tendencias claras en los datos que muestran la propagación de modos superiores dispersivos con muy baja velocidad desde las bajas frecuencias. Éstos corresponden a modos normales porosos “leaky” débiles, debido al valor de la relación de Poisson en este intervalo.

Los denominados modos “leaky” o porosos son modos con número de onda complejo o frecuencia compleja. El procesado puede detectar estas “ondas-porosas” por su buena precisión, sin embargo, los resultados del procesado de datos sintéticos se pueden mejorar agregando más receptores al modelo. De esta forma, en el registro dipolar (Fig. 13, arriba-derecha) se pueden observar los modos porosos de propagación P desde la lentitud de onda compresional hasta la lentitud del lodo, claramente se nota que éstos muestran un mayor contenido de frecuencia.

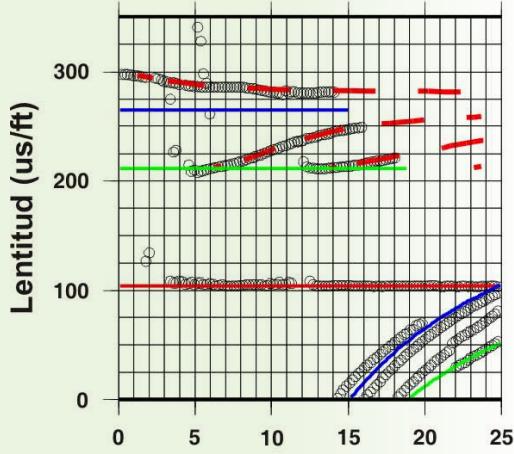
Los parámetros del modelo para la formación rápida (Fig. 13, centro) son: $V_p = 2930$ m/s, $V_s = 1437$ m/s, $V_f = 1088$ m/s, $\rho = 2.37$ g/cm³, $\rho_f = 1.4$ g/cm³ y $r = .177$ m. Se trata de una formación rápida de arenas muy homogéneas y bien consolidadas que se utilizó como base por su analogía con el medio elástico, homogéneo e isótropo. En la figura 13 (centro-izquierda) el arribo cercano a los $250 \mu\text{s}/\text{ft}$ es la Onda de Stoneley; los arribos cercanos a los $200 \mu\text{s}/\text{ft}$ se interpretan como modos normales del pozo cercanos a la frecuencia de corte donde viajan a la lentitud de ondas de corte de la formación (modo de Pseudo-Rayleigh) y el tercer arribo cercano a los $100 \mu\text{s}/\text{ft}$ es la onda compresional. Las líneas sólidas representan líneas de lentitud constante calculadas teóricamente haciendo que el determinante del sistema de ecuaciones en el Método de Prony sea igual a cero; es decir, no se incluye el término de fuente. Como resultado los segmentos Pseudo-Rayleigh muestran una inclinación en los diagramas frecuencia-lentitud, esto indica que existe una fuerte dispersión de estos frentes de onda y también que el modelo sintético es bastante aceptable.

MONOPOLAR

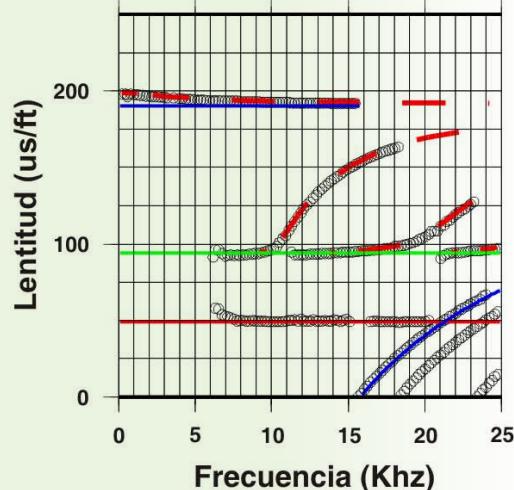
LENTA



RÂPIDA OBM

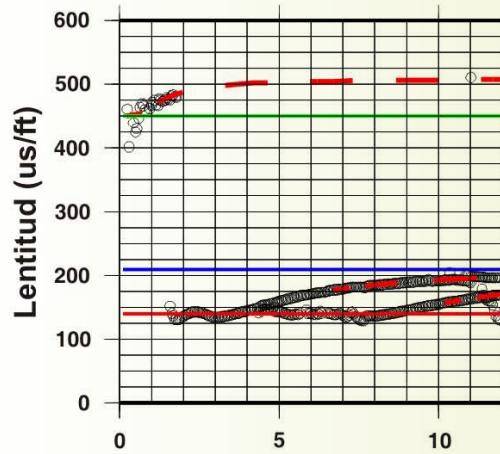


MUY RÂPIDA

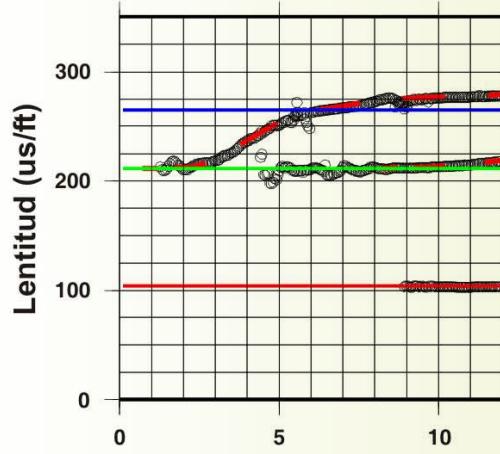


DIPOLAR

LENTA



RÂPIDA OBM



MUY RÂPIDA

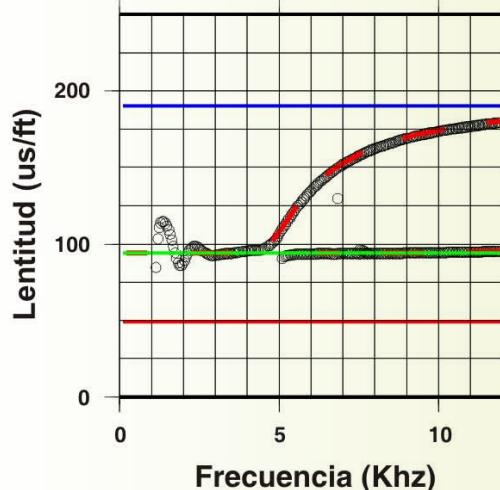


Figura 13.- Curvas de dispersión resultado de procesar datos de micro-sismogramas sintéticos monopolares (izquierda) y dipolares (derecha). Las propiedades elásticas corresponden a una formación lenta (arriba), rápida (centro) y muy rápida (abajo).



Debemos recordar de la teoría que las ondas inhomogéneas como las de Stoneley y Pseudo-Rayleigh son ondas no dispersivas en un semi-espacio elástico homogéneo e isotrópico, debido a que no tienen dependencia con la frecuencia y no existe una coordenada de longitud horizontal. Esto sugiere que la dispersión de estos modos observada en el pozo tendrá que ser atribuida a parámetros físicos de la geometría y del medio.

Las líneas sólidas se interpretan directamente como las lentitudes de las fases compresional (rojo), Pseudo-Rayleigh y/o flexural (verde) y del fluido (azul) ya sin el efecto de “aleasing” y frecuencias de corte.

Teóricamente, la física del pozo y la presencia de la herramienta preven la dispersión. Cerca de la frecuencia de corte la mayor parte de la energía de los modos está en la formación, lejos del pozo, así se espera que la propagación no se vea afectada por la presencia de la herramienta a frecuencias mayores de la de corte, la energía modal se incrementa gradualmente y se concentra en el pozo donde se somete a difracción y absorción por la herramienta.

Una explicación de este fenómeno, es que efectivamente la herramienta atenúa estos modos a frecuencias más altas de la de corte, dejando remanentes que se concientran cerca de la frecuencia de corte y que viajan con lentitud de OndaS de la formación.

Por su parte, los diagramas de la figura 13 (centro-derecha) corresponden al procesado de formas de onda para una fuente dipolar en formación rápida. Nuevamente se presentan las líneas sólidas de lentitud constante para el fluido de corte/flexural y P, respectivamente. Es notable que los datos muestran una gran dispersión notoria para el modo flexural donde se aprecia una clara variación de la lentitud con la frecuencia.

Los valores correspondientes a una formación muy rápida son: $V_p = 6220 \text{ m/s}$, $V_s = 3242 \text{ m/s}$, $V_f = 1604 \text{ m/s}$, $\rho = 2.55 \text{ g/cm}^3$, $\rho_f = 1.0 \text{ g/cm}^3$ y $r = .1016 \text{ m}$. De la interpretación petrofísica disponible para este intervalo de pozo podemos decir que se trata de una formación carbonatada con presencia de fracturamiento.

En la figura 13 (abajo-izquierda) se observa que la solidez y compactación de la formación de calizas aumenta considerablemente los valores de velocidades de las ondas de “cabecera”. En los resultados del procesado se puede ver para el segmento de compresional un excelente ajuste entre los datos de las formas de onda del modelo y las líneas de lentitud constante; esto refleja la óptima selección de este modo por el Método de Prony y por lo tanto, un buen control de calidad en el modelado.

De la misma forma se pueden seguir patrones muy continuos para los modos de Pseudo-Rayleigh y Stoneley, no obstante que los resultados sintéticos exhiben una fuerte dispersión del modo de Pseudo-Rayleigh. El arribo cercano a los $100 \mu\text{s}/\text{ft}$ corresponde a la Onda Pseudo-Rayleigh, que como se mencionó presenta una fuerte variación de las lentitudes con respecto a la frecuencia.

Es notable que el arribo aproximadamente de $50 \mu\text{s}/\text{ft}$ de la línea sólida teórica es detectado por el proceso, y se pueden observar varios trenes de puntos bien alineados que corresponden a arribos y atrapamiento de modos compresionales dentro del fluido en altas frecuencias. La figura 13 (abajo-derecha) corresponde al proceso de formas de onda dipolares. Nuevamente se muestran líneas de lentitud constante para P (rojo), de corte-flexural (verde) y del lodo (azul).

Este resultado refuerza las interpretaciones anteriores y muestra buena respuesta de las curvas de dispersión y patrones de puntos muy bien definidos que se pueden asociar a dispersión de modos guiados.



Se ha presentado una formulación matemática (analítica y numérica) orientada a estudiar el problema de la difracción, dispersión y atenuación de las ondas elásticas en pozos petroleros de exploración utilizando registros sónicos de onda completa. Se presentó un análisis y simulaciones para varios casos en diferentes yacimientos. Se logró evidenciar que en los sismogramas existe un fuerte efecto de la difracción de ondas elásticas no obstante que se trata del caso homogéneo e isotropo. Se logró describir en tiempo y frecuencia la propagación de ondas generadas por una fuente puntual en el interior de un pozo cilíndrico con fluido, comparando resultados analíticos con datos registrados en campo.

Se logró aplicar satisfactoriamente el Método de Prony para la predicción lineal de micro-sismogramas sintéticos para el modelo homogéneo. Los cálculos de curvas de dispersión en distintos ejemplos de pozos tipo son muy útiles para observar el comportamiento en función de la frecuencia y caracterizar la propagación de ondas; con particular interés se ha modelado la propagación de ondas de cuerpo de la formación, tal como la onda P que se formuló como un exponencial complejo en el Método de Inversión.

Este modelo ajusta muy bien a la onda compresional de corte-flexural y Stoneley de la formación, se presentaron varios ejemplos en los que se ilustra la buena resolución de esta técnica para estimar dispersión de forma precisa en formaciones muy rápidas, rápidas y lentas para fuentes monopolares y dipolares. Aunque la interpretación de las curvas de dispersión ofrecida en esta sección no se asoció con términos de petrofísica, la discusión ofrecida aquí mejorará el entendimiento de la propagación de ondas elásticas en la vecindad de pozos en medios geológicos complejos.

Con el modelo homogéneo tridimensional que utiliza una fuente monopolar o dipolar centrada en un pozo fluido se han logrado reproducir en buena medida las respuestas de formaciones rápidas y muy rápidas a distintas condiciones de pozo. A medida que se incrementa la complejidad de la roca de las formaciones, el modelo homogéneo resulta restringido para ofrecer resultados de micro-sismogramas sintéticos orientados hacia casos reales. Sin embargo, la experiencia adquirida con los resultados desarrollados en este trabajo ha sido fundamental para mejorar el entendimiento y sentar las bases de interpretación de la propagación y dispersión de ondas en la vecindad de pozos.

Una parte fundamental de este tipo de estudios y que ya está siendo aplicada con regularidad en nuestros días, es el análisis e interpretación de anisotropía mediante el registro dipolar cruzado. La anisotropía elástica inducida por fracturas o esfuerzos puede ser detectada por registros sónicos a través de la separación de la onda S. Este tipo de mediciones resultan cruciales para un correcto entendimiento de formaciones heterogéneas con alta complejidad y fracturamiento. Resultados y análisis para datos y modelos con el registro dipolar cruzado serán tratados en trabajos futuros.

Por ahora se pretende que el modelado homogéneo y sus resultados contribuyan a la comprensión, descripción y predicción de las bases y fundamentos de los efectos de propagación de ondas elásticas producidos por la presencia de rocas complejas y sus heterogeneidades. Se espera que en el futuro el modelado matemático de registros sónicos se consolide como un parámetro sólido y confiable en la toma de decisiones, la interpretación integral de registros y la evaluación petrofísica de yacimientos.



REFERENCIAS

- Achenbach, J.D.; Gautsen, A.K. and McMaken, H., 1978. Diffraction of Point-Source Signals by a Circular Crack. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 68, pp. 889-906.
- Avilés, J. y Sánchez-Sesma, F.J., 1983. Piles as Barriers for Elastic Waves, *J. Geotech. Engineer*, vol. 109, pp. 1133-1146.
- Baria, R.; Green, A.S. and Jones, R., 1987. Anomalous Seismic Events Observed at the CSM HDR Project, Workshop on Forced Fluid Flow Through Strong Fractured Rock Masses. Comm. of the Eur. Communities, Garchy.
- Bostrom, A. and Eriksson, A.S., 1993. Scattering by two Penny-Shaped Cracks with Spring Boundary Conditions. *Proc. R. Soc. Lond.* vol. 443, pp. 183-201.
- Bouchon, M., 1985. A Simple Complete Numerical Solution to the Problem of Diffraction of SH Waves by an Irregular Interface. *J. Acoust. Soc. Am.* vol. 77, pp. 1-15.
- Campillo, M. and Bouchon, M., 1985. Synthetic SH Seismograms in a Laterally Varying Medium by Discrete Wavenumber Method. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, vol. 83, pp. 307-317.
- Carcione, J.M., 1995. Constitutive Model and Wave Equation for Linear, Viscoelastic, Anisotropy Media. *Geophys.*, vol. 60, pp. 537-548.
- Carcione, J.M., 1996 (a). Wave Propagation in Anisotropy, Saturated Porous Media: Plane Wave Theory and Numerical Simulation. *J. Acous. Soc. Am.*, vol. 99, pp. 2655-2666.
- Carcione, J.M., 1996 (b). Plane-Layered Models for the Analysis of Wave Propagation in Reservoir Environments. *Geophys. Prosp.*, vol. 44, pp. 3-26.
- Carcione, J.M., 1996 (c). Viscoelastic Effective Rheologies for Modelling Wave Propagation in Porous Media. *Geophys. Prosp.*, vol. 44, pp. 75-98.
- Carcione, J.M., 1996 (d). Elastodynamics of a Non-Ideal Interface: Application to Crack and Fracture Scattering. *J. Geophys. Res.*, vol. 101, pp. 28177-28188.
- Carcione, J.M. and Quiroga-Goode, G., 1996 (a). Some Aspects of the Physics and Numerical Modelling of Biot Compresional Waves. *J. Comput. Acous.*, vol. 3, pp. 261-280.
- Carcione, J.M. and Quiroga-Goode, G., 1996 (b). Full Frequency Range Transient Solution for Compresional Waves in a Fluid-Saturated Viscoelastic Porous Medium. *Geophys. Prosp.*, vol. 44, pp. 99-129.
- Carcione, J.M. and Seriani, G., 1998. Seismic and Ultrasonic Velocities in Permafrost. *Geophys. Prosp.*, vol. 46, pp. 441-454.
- Carcione, J.M. and Tinivella, U., 2000. Bottom Simulating Reflectors: Seismic Velocities and AVO Effects. *Geophys.*, vol. 65, pp. 54-67.
- Carrion, P.; Comelli, P. and Carcione, J.M., 1995. Imaging of Subsalt. 57th Ann. Internat. Mtg. Europ. Assoc. Expl. Geophys., Expanded Abstract.
- Choquette, P.W. and Pray, L.C., 1970. Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. *AAPG Bull.*, vol. 54, pp. 207-250.
- Chouet, B., 1986. Dynamics of a Fluid-Driven Crack in Three Dimensions by Finite Difference Method. *J. Geophys. Res.*, vol. 91, pp. 13967-13992.
- Fehler, M., 1982. Interaction of Seismic Waves with a Viscous Liquid Layer. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 72, pp. 55-72.
- Fehler, M. and Aki, K., 1978. Numerical Study of Diffraction of Plane Elastic Waves by a Finite Crack with Application to Location of Magma Lens. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 68, pp. 573-598.
- Kurkjian A.L., 1985. Numerical Computation of Individual Far-Field Arrivals Excited by an Acoustic Source in a Borehole. *Geophys.*, vol. 50, pp. 852-866.
- McMechan, G.A., 1982. Resonant Scattering by Fluid-Filled Cavities, *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 74, pp. 1143-1153.
- Sabina, F.J. and Willis, J.R., 1989. A Simple Self-Consistent Analysis of Dispersion and Attenuation of Elastic Waves in a Porous Medium. *Elastic Wave Propagation.*, M.F. McCarthy, M.A. Hayes Eds., Elsevier Science Publishers B.V. (North-Holland), pp. 327-332.
- Stewart, R.R.; Turpening, R.M. and Toksoz, M.N., 1981. Study of a Subsurface Fracture Zone by Vertical Seismic Profile, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 8, pp. 1132-1135.
- Stiteler, T. and Chacartegui, C., 1997. Platform Seismic Sequence Attributes, Maracaibo Basin, Venezuela. In Palaz & Marfurt, vol. 24, p. 425.
- Tadeu, A.J.B.; Godinho, L.M.C. and Antonio, J.M.P., 2001. Benchmark Solutions for 3-D Scattering from Cylindrical Inclusions, *J. Comp. Acoust.*, vol. 9, pp. 1311-1327.
- Wang, Z. and Hirsche, W.K., 1991. Seismic Velocities in Carbonate Rocks. *J. Canadian Petrol. Tech.*, vol. 30, pp. 112-122.

**RAFAEL ÁVILA CARRERA**

El Doctor en Ciencias, Rafael Ávila Carrera nació en la ciudad de México el 9 de Marzo de 1971. Curso la carrera de Ingeniería Geofísica en la Facultad de Ingeniería de la UNAM. Obtuvo el título de Ingeniero Geofísico el 14 de octubre de 1994 con el trabajo de tesis: "El Método Pseudo-Espectral en la Simulación Numérica de la Propagación de Ondas Sísmicas", mismo que le valió la mención honorífica. Más tarde curso la Maestría en Ciencias en el Posgrado en Geofísica de la Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de Posgrado del Colegio de Ciencias y Humanidades con sede en el Instituto de Geofísica de la UNAM, en el área de "Sismología y Física del Interior de la Tierra". Asimismo, obtuvo el grado de Maestro en Ciencias el 16 de junio de 1998 con el trabajo de tesis: "Modelación Matemática de la Propagación de Ondas Sísmicas en Configuraciones Realistas, Usando el Método de Proyección Variacional", por el que se le otorgó mención honorífica. Obtuvo el grado de Doctor en Ciencias en el Instituto de Geofísica de la UNAM en la especialidad de Sismología. El trabajo de tesis "Modelado Analítico y Numérico de la Propagación de Ondas Elásticas en la Vecindad de Pozos Petroleros en Medios Heterogéneos Fracturados", le valió la candidatura a la medalla "Alfonso Caso". El Doctor Ávila cuenta con una amplia experiencia en investigación, ya que sus trabajos y participaciones en proyectos de investigación comenzaron en 1992. Ha sido profesor de asignatura desde 1994 en la Facultad de Ingeniería de la UNAM donde impartió cursos relacionados con la sismología. Fue becario del Instituto de Ingeniería de la UNAM donde colaboró por 6 años. Fue investigador de tiempo completo en el Centro de Investigación Sísmica, A.C. de la Fundación "Javier Barros Sierra", A.C. en 1998-1999. Cuenta con 14 publicaciones en distintos foros internacionales y nacionales y con 6 trabajos de divulgación científica y varios seminarios. Entre sus reconocimientos se destaca la doble obtención de la medalla al mérito universitario "Gabino Barreda". Es miembro de cuatro organizaciones científicas en geofísica y sismología, respectivamente.

**JAMES H. SPURLIN**

Obtuvo el grado de Doctor en Geofísica y un Doctorado Menor en Física de la Escuela de Minas de Colorado en 1993. Tiene casi 30 años de experiencia en el área de petrofísica y registros de pozos, en posiciones que van desde ingeniero de campo hasta gerente y consultor para intercambio de tecnología, 18 de estos años con la Compañía Schlumberger. Obtuvo los grados de Maestría en Ciencias y Licenciatura, ambas en Física, del Instituto Tecnológico de Georgia en 1973 y 1971, respectivamente. Sus principales intereses son el modelado de problemas geofísicos y su inversión, así como el intercambio y desarrollo de tecnología. Ha estado asociado como consultor con el IMP desde julio de 1995. El Dr. Spurlin es miembro de la SPWLA (Society of Professional Well Log Analysts), SEG (Society of Exploration Geophysicists) y AGU (American Geophysical Union).

ATRIBUTOS HÍBRIDOS EN PROCESOS EXPLORATORIOS

JOSÉ GERARDO LÓPEZ LEYVA⁽¹⁾

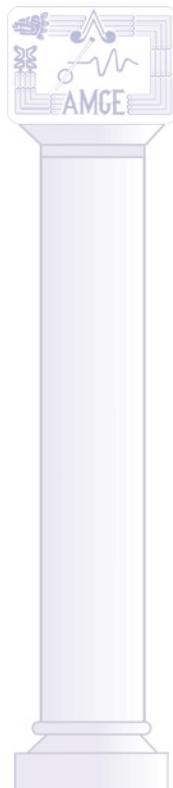
RESUMEN

Ln campos prospectivos donde las zonas de interés económico están dadas por trampas estratigráficas, es importante aplicar técnicas que permitan visualizar la extensión de los yacimientos. El objetivo de este trabajo es presentar la aplicación de atributos sísmicos para mejorar la imagen de la distribución de arenas productoras.

Al trabajar en áreas donde los atributos convencionales normalmente han apoyado en la detección de yacimientos asociados a trampas estratigráficas, se ha visto que en algunos casos no se logran definir totalmente. Sin embargo, la combinación de atributos puede permitir una mejor visualización de la distribución de dicho yacimiento. Este trabajo muestra algunas de esas combinaciones, como los atributos “Texturales” que ayudan a definir el sistema de depósito y su distribución más claramente en comparación con los atributos convencionales.

El análisis de atributos sísmicos combinados, la interpretación y la integración de los resultados obtenidos aportarán información que permitirá reducir la incertidumbre exploratoria.

⁽¹⁾ PEMEX Exploración y Producción. Activo Regional de Exploración Región Norte.





INTRODUCCIÓN

Lel uso de los atributos sísmicos como herramientas predictivas para la caracterización de yacimientos ha permitido la generación de cientos de ellos a través de diversos métodos. El propósito de éstos es inferir propiedades petrofísicas a partir de datos sísmicos.

El intento por obtener una mejor imagen que represente un yacimiento ha suscitado el uso de combinaciones entre atributos a través de la estadística, redes neuronales o arreglos

Matemáticos denominándolos “Atributos Híbridos”. PEMEX no es la excepción, con la finalidad de disminuir la incertidumbre en la definición de sus yacimientos se ha procurado utilizar estas técnicas que combinan diferentes atributos y el presente artículo mostrará los resultados obtenidos a partir del uso de un Atributo Híbrido llamado “Textural”.

METODOLOGÍA

La reducción de incertidumbre en la caracterización de los yacimientos ha llevado a la búsqueda de nuevas metodologías que permitan mejorar la imagen obtenida a partir de atributos sísmicos en áreas donde las trampas son predominantemente estratigráficas. La importancia que adquieren los atributos llega a ser en ocasiones decisiva para el proyecto, por lo que se propone el uso de una metodología que combina atributos de primer orden o también denominados “primitivos”.

El problema comienza cuando un atributo que se ha considerado de menor riesgo deja de ser tan resolutivo, debido a que no logra definir claramente los límites de los yacimientos, es el momento de comenzar a utilizar otras técnicas que nos permitan esa mejor definición mediante una mayor resolución que se ve reflejada en los límites del mismo yacimiento.

Actualmente, se ha trabajado en 2 áreas de alta importancia a nivel nacional por las producciones de gas que aportan al país, el Atributo Híbrido llamado “Textural” ha permitido una mejor imagen de la información sísmica en terrígenos con sistemas donde los canales son predominantes, este atributo combina la amplitud de la envolvente con la desviación estándar.

“Envelope” o Amplitud de la Envolvente es un atributo de traza compleja también llamado “Reflection Strength” (Intensidad de Reflexión), el cual es una medida independiente de la fase. Posiblemente tenga su máximo en puntos diferentes a picos o valles de la traza real a partir de la cual es extraída, así un máximo de la envolvente puede ser diferente a la amplitud máxima positiva o negativa de la traza real.

Por otro lado, la desviación estándar es una medida del grado de dispersión de los datos del valor promedio, esto significa que una desviación estándar grande indica que los puntos están lejos de la media, y una desviación pequeña indica que los datos están agrupados cerca de la media. Esta heterogeneidad está representada por la raíz cuadrada de la varianza (un estimador de la dispersión). El atributo de desviación estándar puede ayudar a delinear lateralmente rasgos estratigráficos indicativos de ambientes de deposición, en especial en áreas con presencia de flujos de escombros, canales turbidíticos,



abanicos de talud o en casos en donde el patrón de reflectividad sea monticular “hummocky” o caótico.

$$Std\ Dev = \sqrt{Varianza}$$

De aquí que el Atributo Textural pueda definirse como un atributo que permita la delineación geométrica de rasgos estratigráficos. Existen dos maneras de generar este atributo, siendo:

$$Text (prod) = (envolvente) \times (StdDev) \quad (1)$$

$$Text (cociente) = \frac{(envolvente)}{StdDev} \quad (2)$$

La elección de uno u otro depende del tipo de ambiente sedimentario con el que se esté trabajando, así como el tipo de rasgos estratigráficos que se deseen resaltar y de los datos sísmicos que se tengan.



APLICACIÓN A DATOS REALES

Este trabajo muestra cómo en 2 áreas diferentes la metodología propuesta logró resultados al obtener una mejor resolución espacial del yacimiento. Es importante mencionar también que el atributo que se utilizó para obtener una imagen inicial fue el de Amplitud RMS.

Para el primer caso se aplicó en una cuenca donde predominan los canales, casi no hay fallas para el nivel de los yacimientos del Terciario, poca deformación y en cuanto a la sísmica existen importantes cambios laterales de acuerdo a las amplitudes (Fig. 1).

Como ya se mencionó anteriormente, el atributo que se trabajó es el de Amplitud RMS dentro de una ventana de -12 y 12 ms y como se puede observar en la imagen (Fig. 2) se puede inferir la presencia de un canal que cruza NW-SE.

Ya que el objetivo es obtener una mejor imagen que represente claramente la distribución de las facies que se buscan, se genera el Atributo Híbrido, obteniéndose diferencias sustanciales básicamente enfocadas a la resolución de la imagen (Fig. 3).

Al analizar ambos atributos comparando sus histogramas de amplitudes (Figs. 4 y 5), se observa que el Atributo de Amplitud RMS no logra separar totalmente la anomalía del común de los datos. Esto significa que aunque se muestra una respuesta anómala al medio circundante, aún se tienen datos que comparten las características de otros, confundiéndose visiblemente con el “background” (fondo) del atributo, en tanto que el histograma del Atributo Híbrido muestra una mayor concentración de datos reduciendo la dispersión de la información considerada como fondo, y mostrando un mayor rango de datos que se pueden considerar como anómalos.

Este análisis permitió tomar consideraciones sobre las diferencias entre atributos, de tal manera que la resolución del Atributo RMS fue superada con la del Atributo Híbrido e incluso se logró observar la arquitectura interna del sistema de canales y rasgos semejantes a los *meandros abandonados*, también se pudo medir el ancho de uno de estos canales dando como resultado una longitud aproximada a 90 m (Fig. 6).

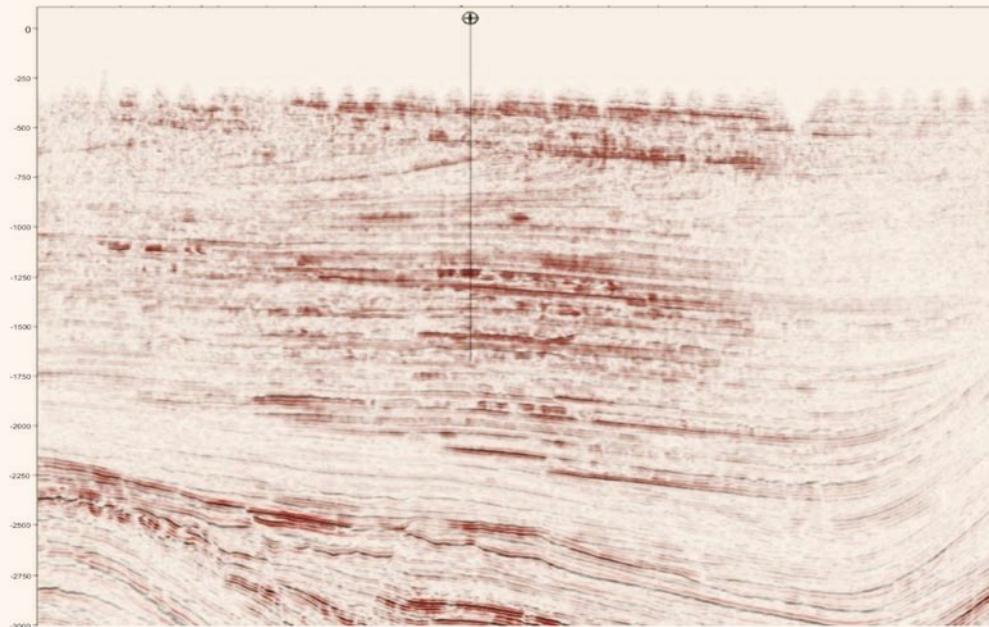


Figura 1.- Sección sísmica del área en cuestión

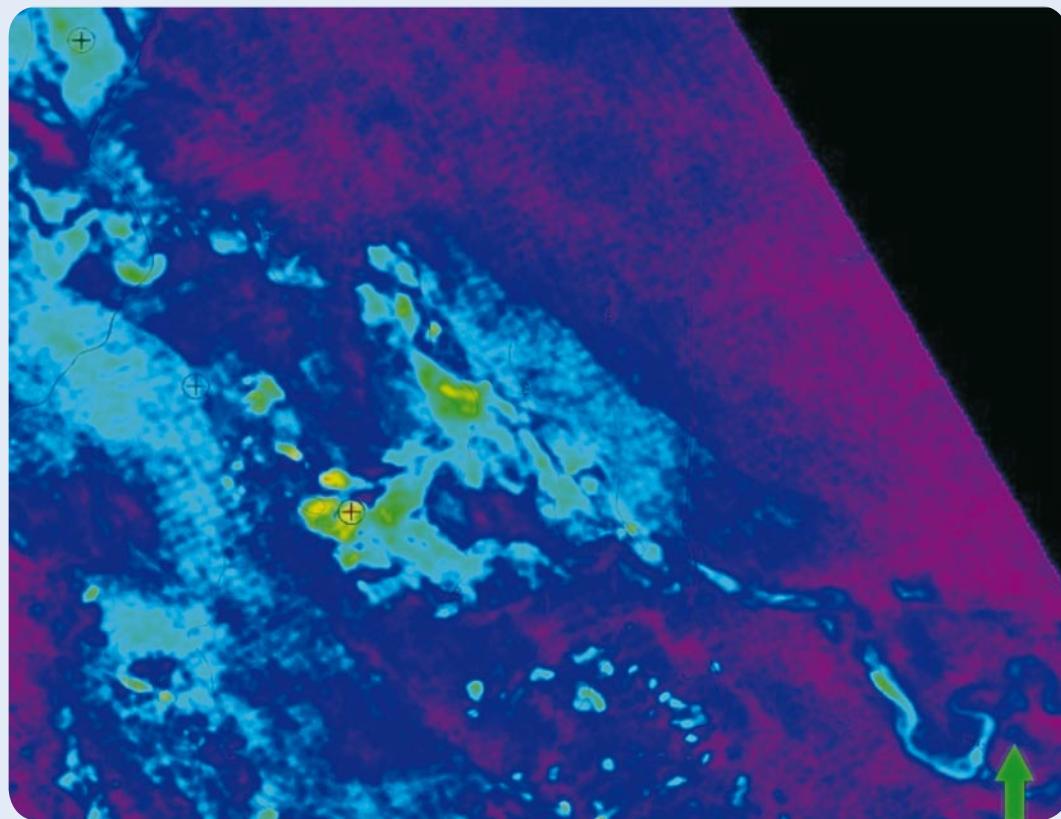


Figura 2.- Respuesta Amplitud RMS

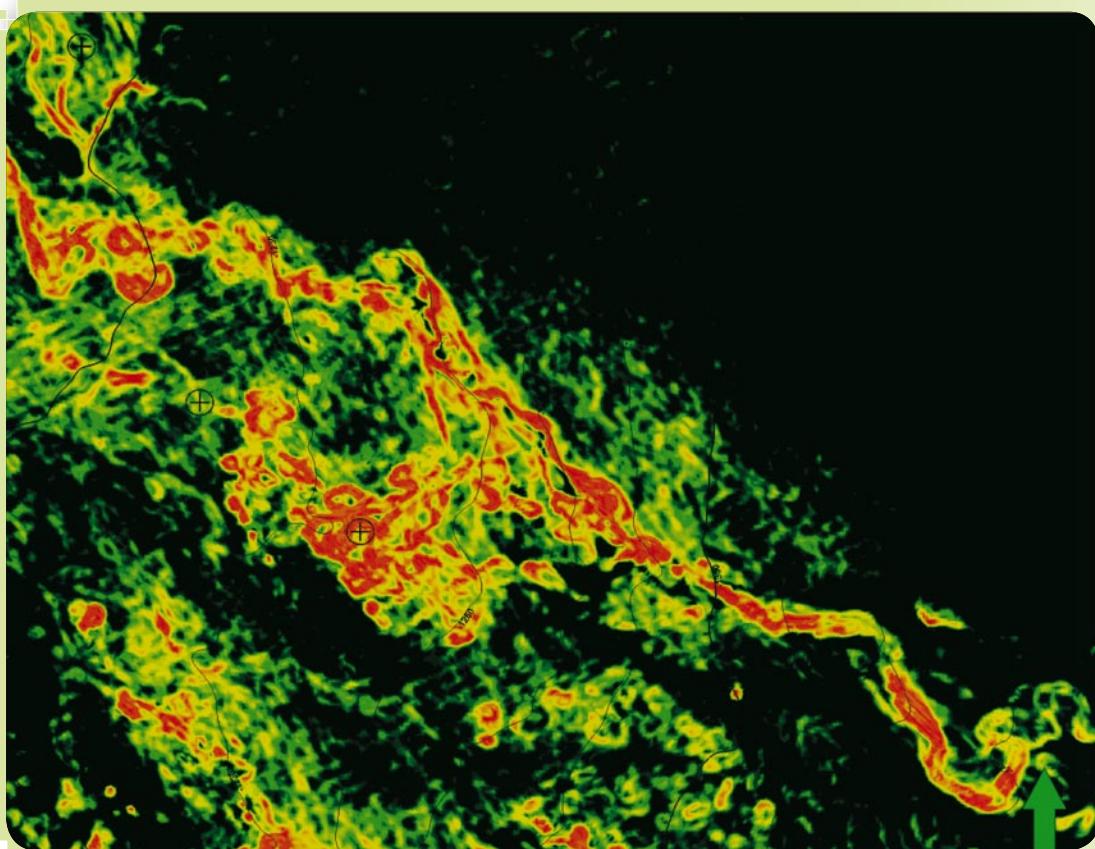


Figura 3.- Respuesta del Atributo Híbrido “Textural”.

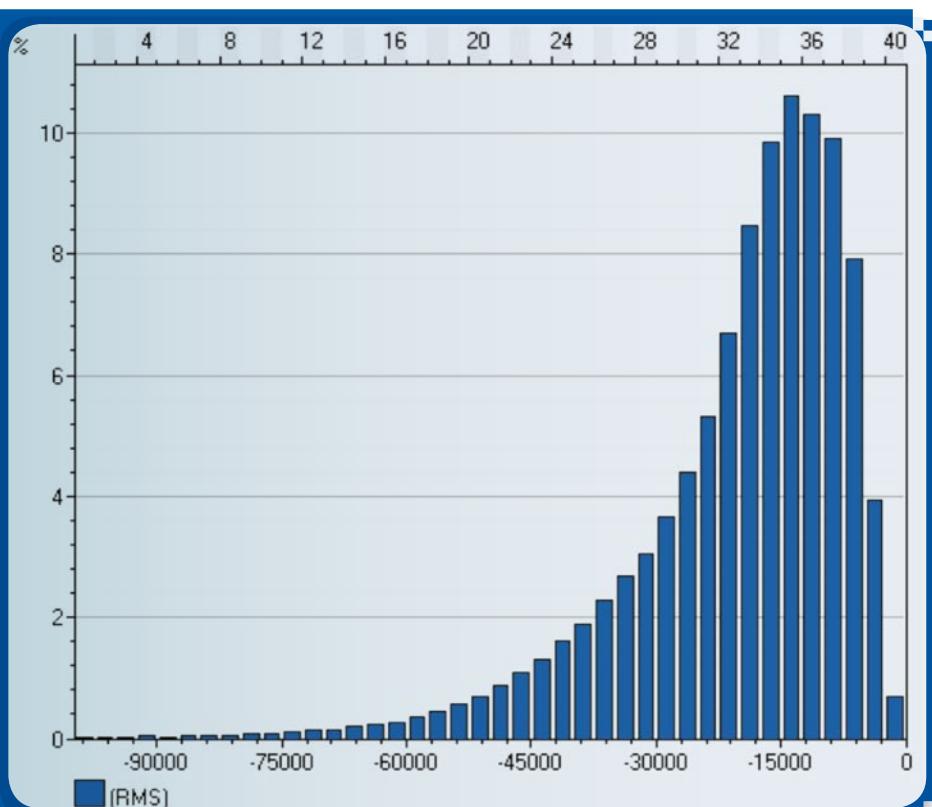


Figura 4.- Histograma de Amplitud RMS

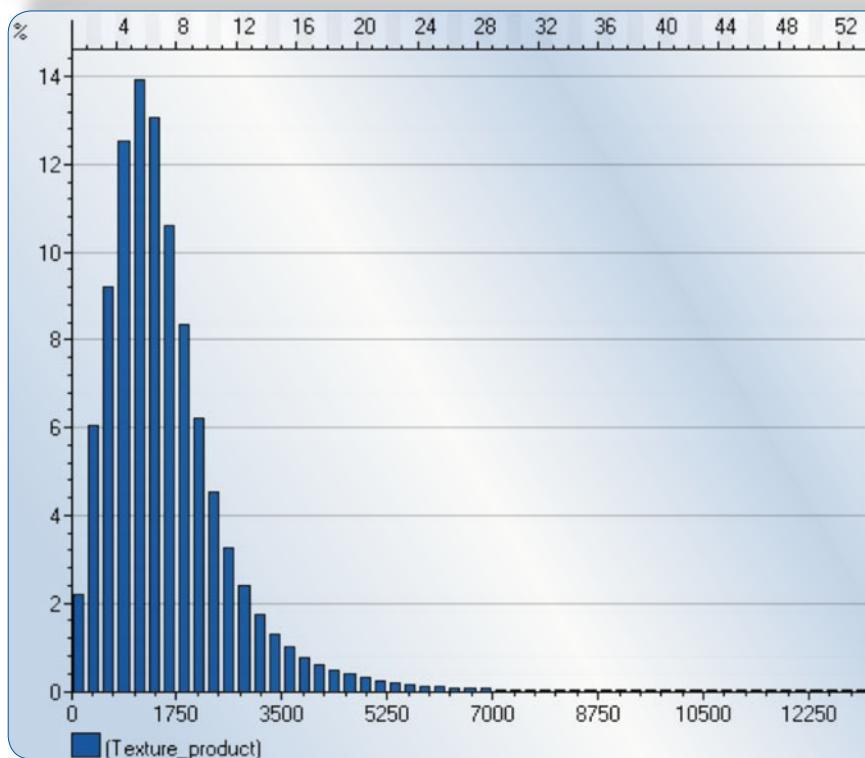


Figura 5.- Histograma del Atributo Híbrido “Textural”.

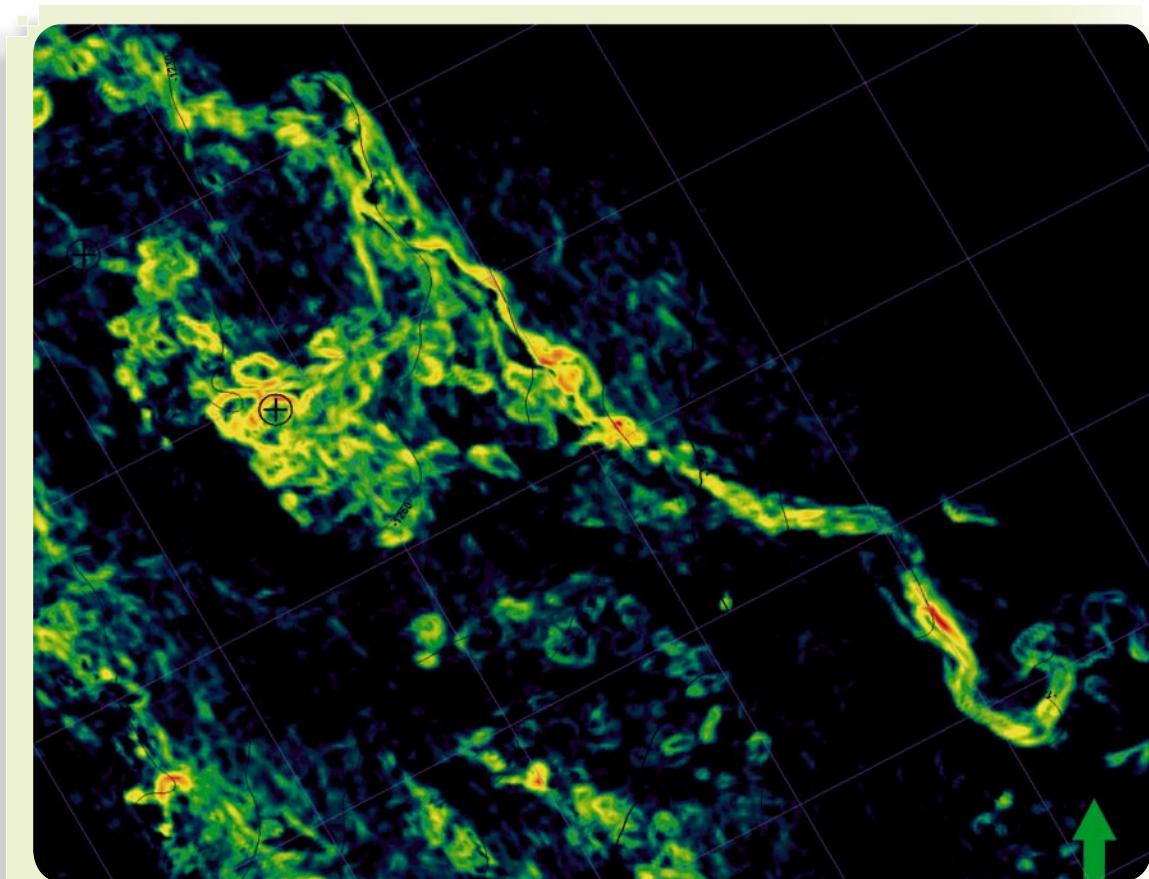


Figura 6.- Detalle del Atributo “Textural”



La intención de generar el atributo mediante el producto (1) se debió a que los valores, tanto de desviación estándar como de amplitud son altos, debido al fuerte contraste entre arena y arcilla para el caso de la amplitud y fuertes variaciones laterales para la desviación estándar.

Casos típicos pueden ser ambientes turbidíticos, abanicos de base de talud y aquellos en que los patrones de reflexión pueden ser monticulares, caóticos o con cambios laterales fuertes en la amplitud de la traza.

El segundo caso fue aplicado en una cuenca Terciaria donde existe un sistema de aporte preferencial NW-SE asociado a un complejo turbidítico, el cual identifica complejos lobulares, facies canalizadas y desborde, además, redistribuidas de manera secundaria por corrientes N-S y afectadas finalmente por fallas normales con caída al oriente (Fig. 7).

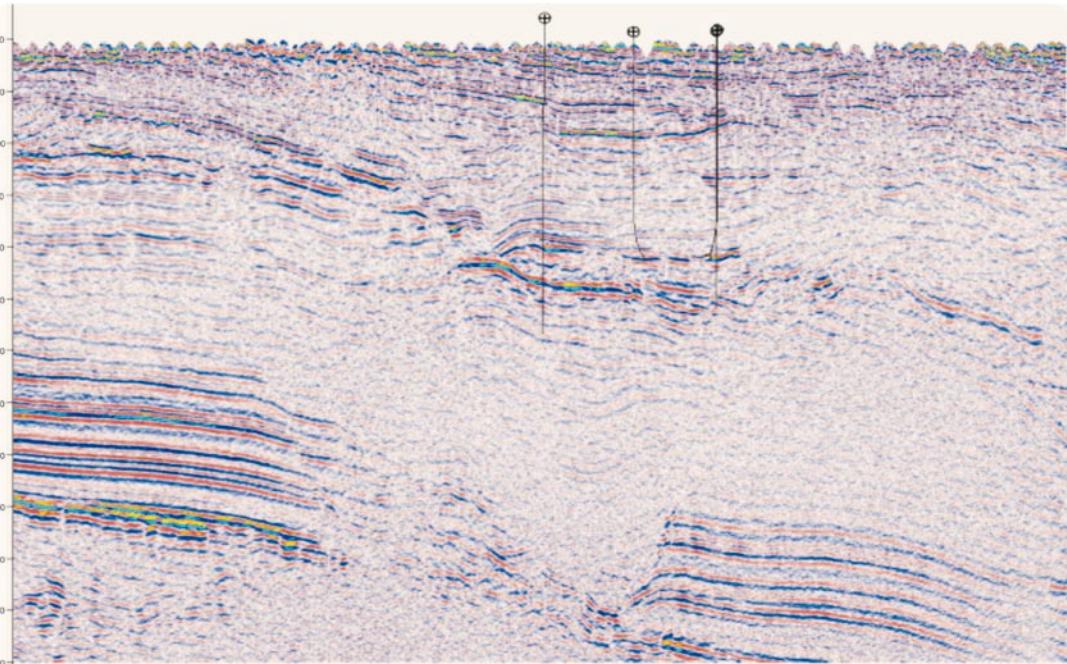


Figura 7.- Sección Sísmica

Para poder generar una imagen que diera un modelo inicial de depósito, se obtuvo un Atributo de Amplitud RMS en una ventana grande. El resultado son los sistemas mayores de depósito, con lo cual se tiene una visión regional de la distribución de sedimentos, sin embargo, nuevamente no se aprecia un detalle mayor (Fig. 8).

Con el fin de obtener mayor detalle, se redujo el tamaño de la ventana para el RMS, sin embargo, no se obtuvo mayor resolución de la imagen (Fig. 9), con lo que se comenzó a trabajar con el Atributo Híbrido Textural.

Analizando la información sísmica, se observa que los patrones de reflexión son más estables y los valores de amplitud no son tan altos y por ello, si se requiere separar las anomalías del fondo del atributo se necesitará dividir por desviación estándar (Fig. 10).

Es importante reconocer dentro de los histogramas obtenidos de los atributos (Figs. 11 y 12) que parte de éstos es la zona anómala, y dado que el Atributo Híbrido permite tener un mayor rango de valores y concentra el común de la información hacia un extremo, es más sencillo encontrar las anomalías.

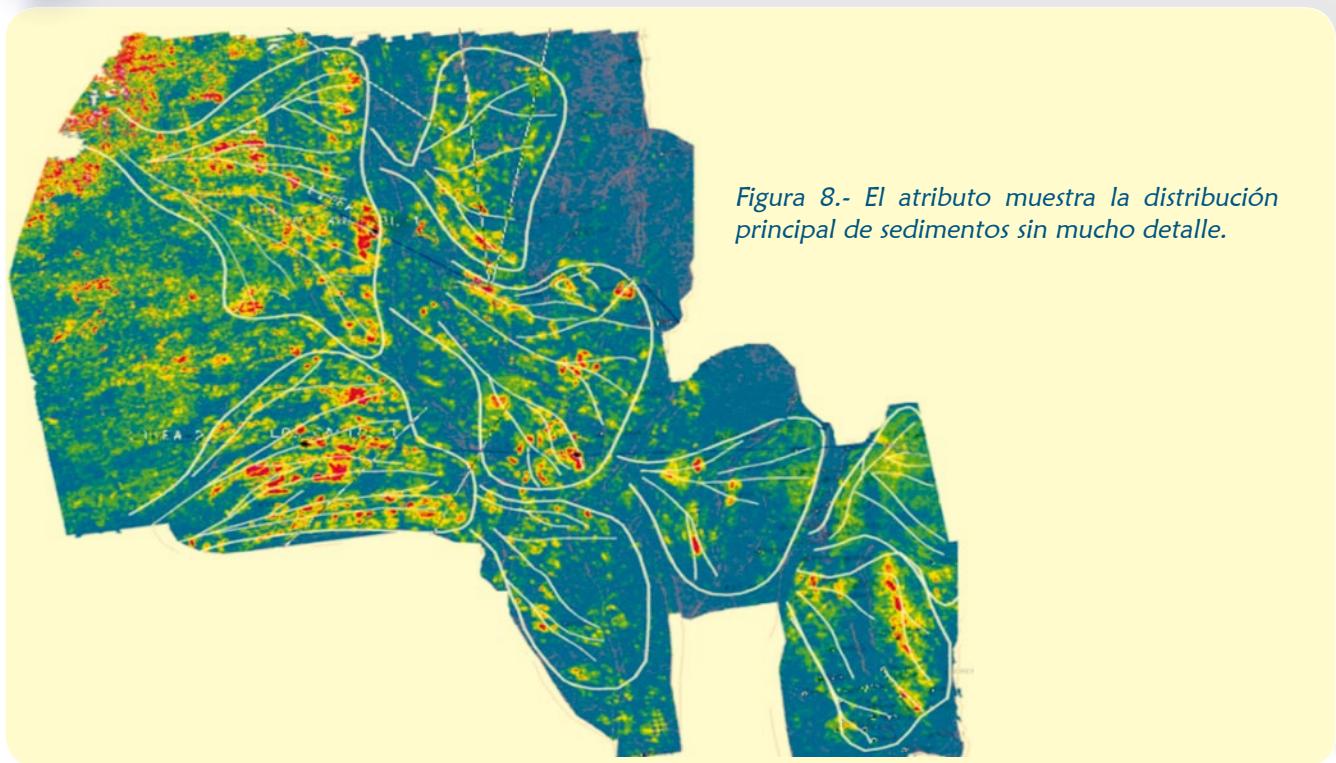


Figura 8.- El atributo muestra la distribución principal de sedimentos sin mucho detalle.

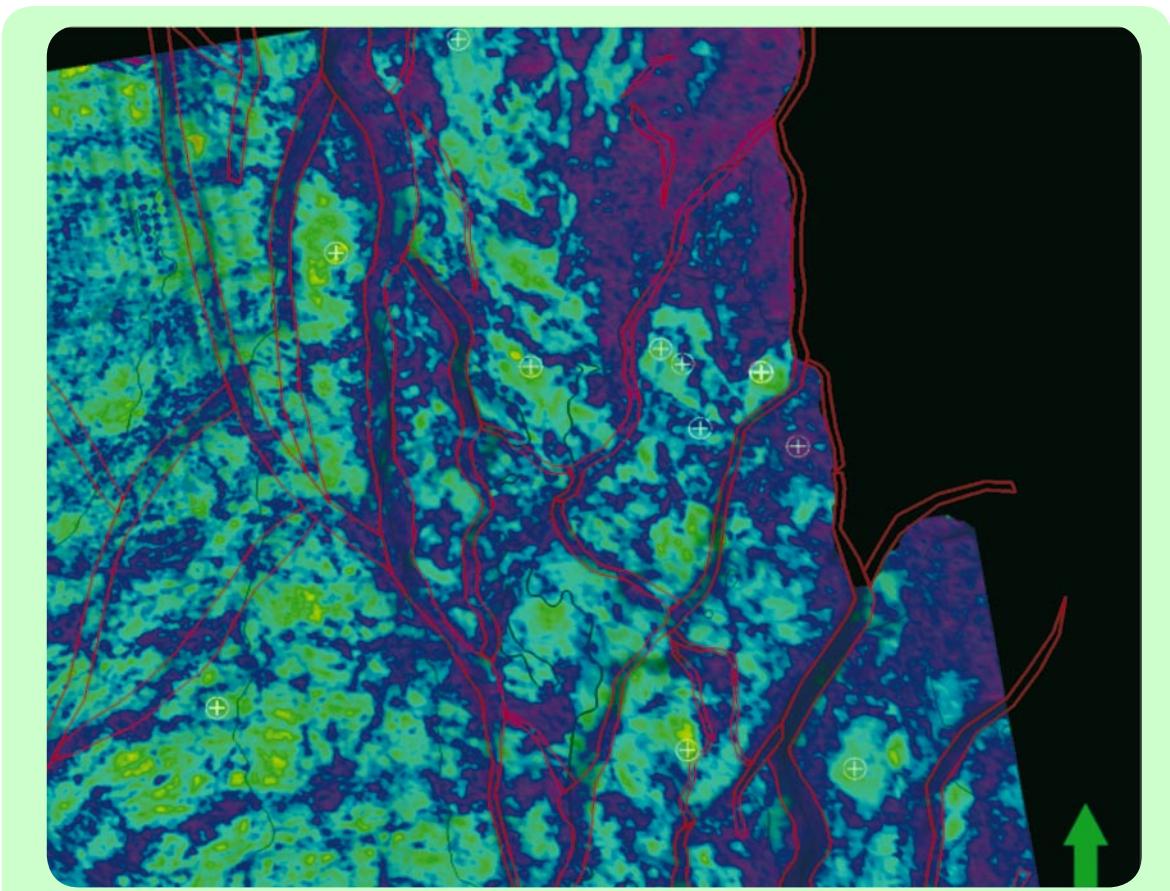


Figura 9.- Atributo de Amplitud RMS (-28 a 28 ms)

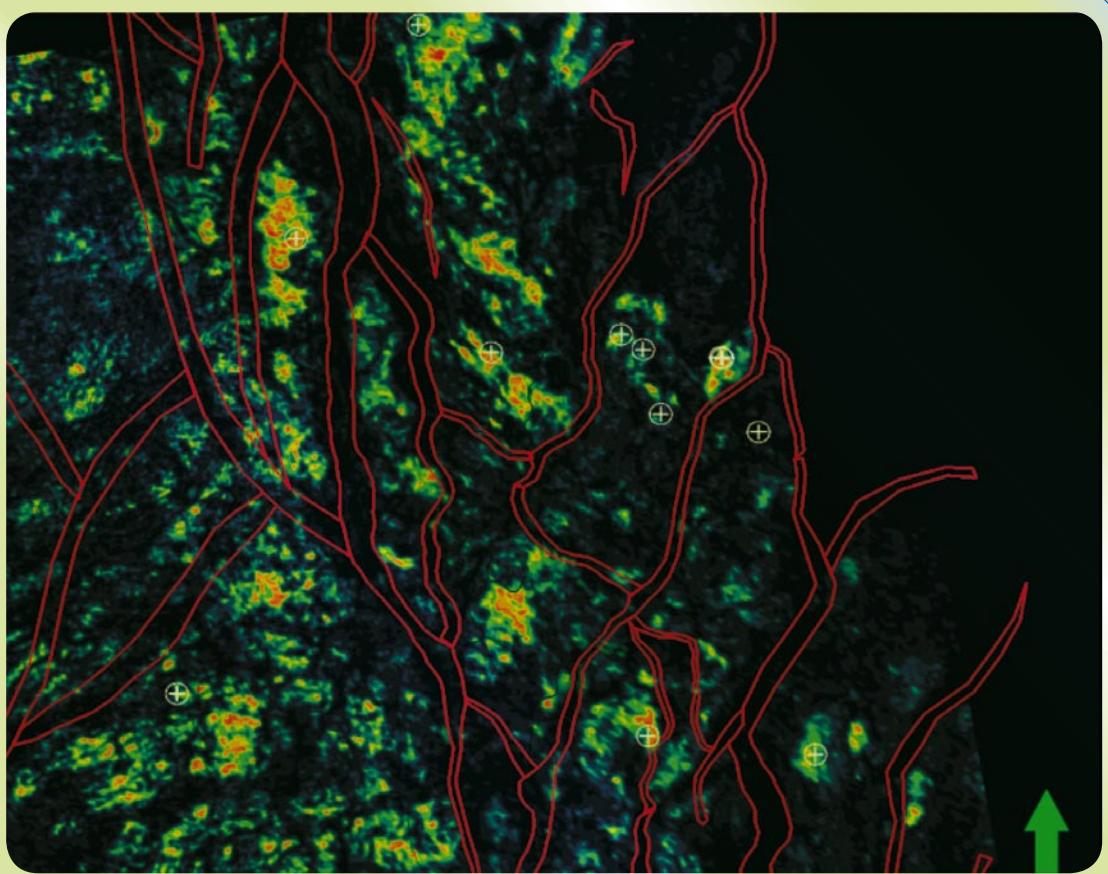


Figura 10.- Atributo Híbrido “Textural” que logra separar aún más las anomalías del fondo del atributo

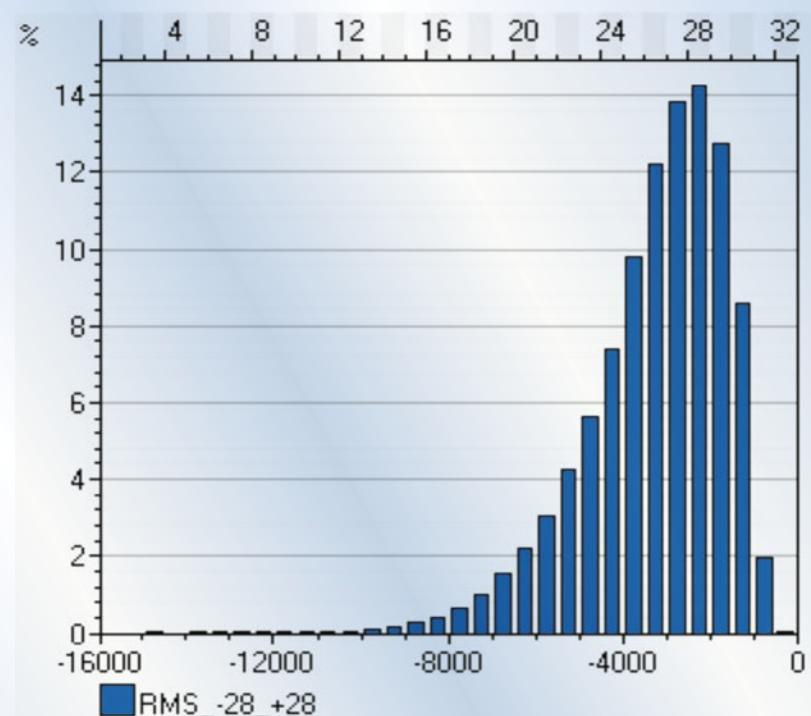


Figura 11.- Histograma del Atributo de Amplitud RMS

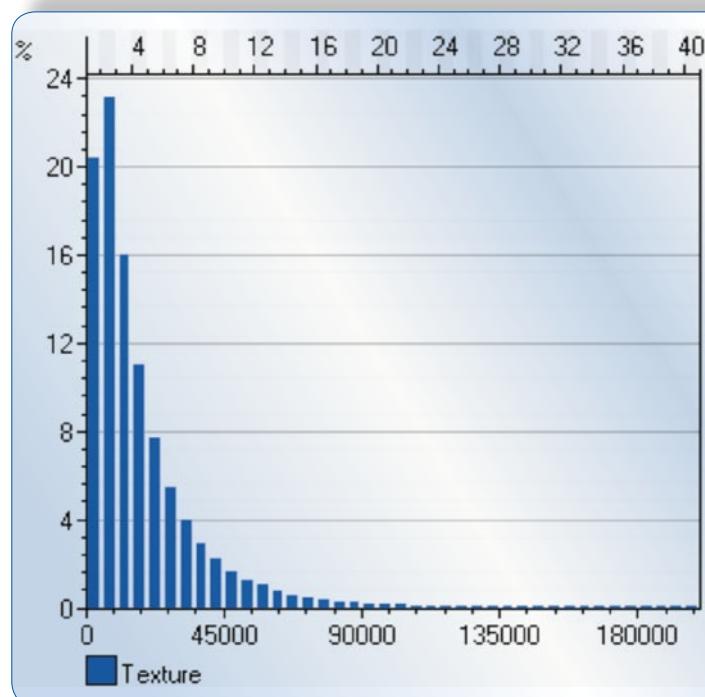


Figura 12.- Histograma del Atributo Híbrido ‘Textural’

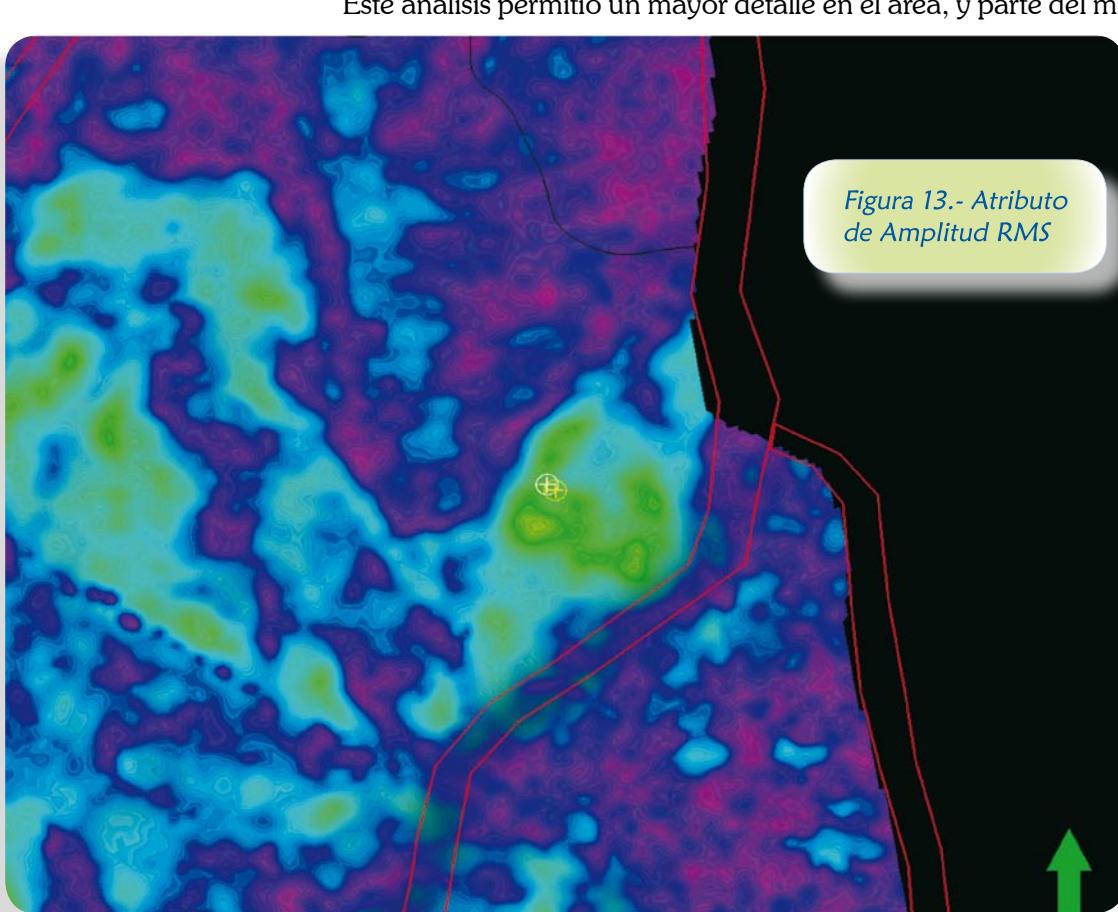
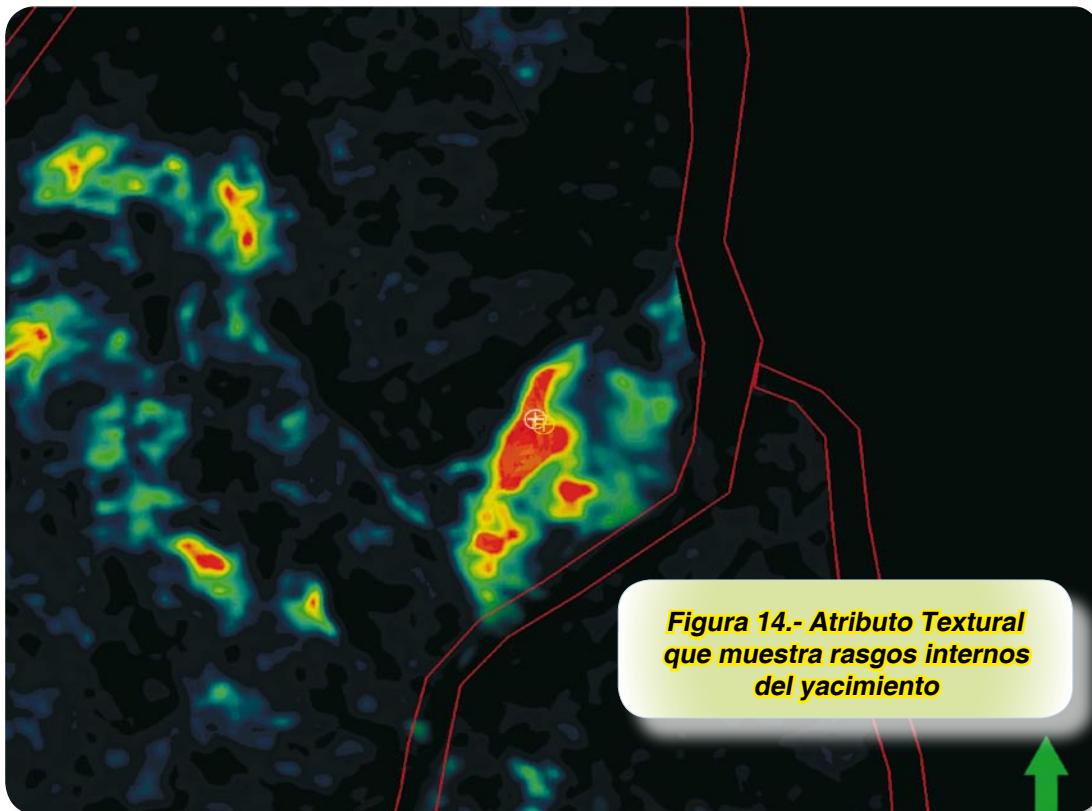


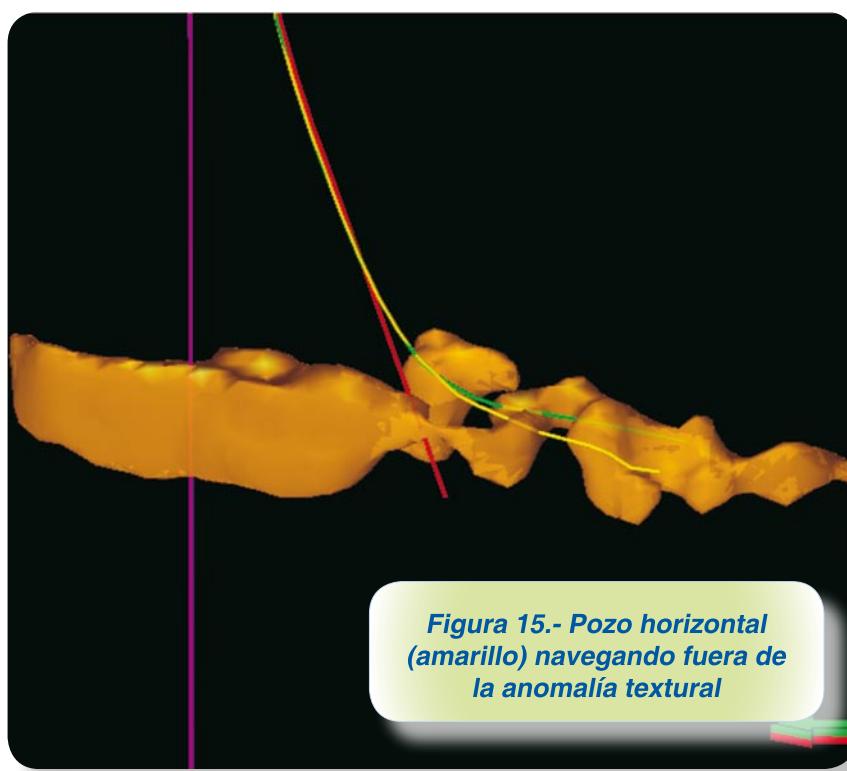
Figura 13.- Atributo de Amplitud RMS

Este análisis permitió un mayor detalle en el área, y parte del mismo estudio comprendía el análisis sobre un pozo horizontal, cuya trayectoria pretendía cortar más de 100 m de arenas (Fig. 13), sin embargo, el pozo sólo logró cortar 60 m de ellas, y continuó navegando sobre arcillas, lo que generó incertidumbre en cuanto a la respuesta del Atributo RMS. Con la extracción del Atributo Híbrido sobre la superficie se observó que existía un cambio en la dirección del yacimiento, y dado que el pozo tuvo una segunda reentrada se sugirió una nueva trayectoria con base a la anomalía del Atributo Híbrido ‘Textural’ (Fig. 14).

Este análisis permitió un mayor detalle en el área, y parte del mismo estudio comprendía el análisis sobre un pozo horizontal, cuya trayectoria pretendía cortar más de 100 m de arenas (Fig. 13), sin embargo, el pozo sólo logró cortar 60 m de ellas, y continuó navegando sobre arcillas, lo que generó incertidumbre en cuanto a la respuesta del Atributo RMS. Con la extracción del Atributo Híbrido sobre la superficie se observó que existía un cambio en la dirección del yacimiento, y dado que el pozo tuvo una segunda reentrada se sugirió una nueva trayectoria con base a la anomalía del Atributo Híbrido ‘Textural’ (Fig. 14).



La nueva propuesta para la trayectoria del pozo fue soportada por un geo-cuerpo extraído del atributo que mostró un comportamiento de sistema de canales y calibrado con el pozo piloto, correspondiendo perfectamente a los registros. También se observa que el primer pozo horizontal corta cerca de 65 m de arenas y continúa su navegación fuera de la Anomalía “textural” (Fig. 15). La nueva propuesta cruzaría mayor distancia por la anomalía (Fig. 16).



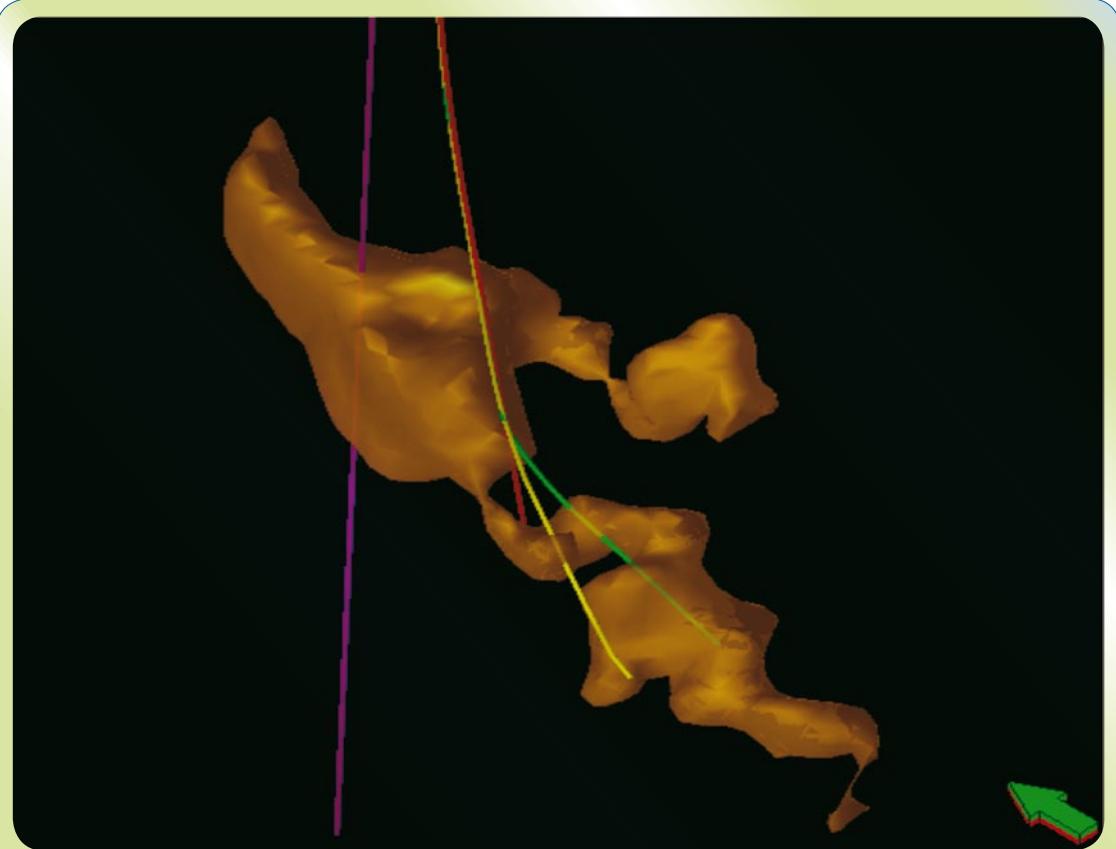


Figura 16.- Pozo horizontal (color verde) navegando dentro de la anomalía procurando la mayor distancia.

El resultado final de esta nueva trayectoria sugerida fue un pozo de aproximadamente 200 m de arenas productoras de gas para un gasto total de 40 MMPC por día. Este hecho impactó positivamente en la producción del área, ya que es un pozo terrestre y hasta el momento del estudio fue el pozo con mayor producción en el área.

CONCLUSIONES

El éxito en el uso de esta herramienta radica en la posibilidad de poder manejar los atributos de manera independiente, esto significa que el atributo utilizado en este artículo se generó después de diversos análisis para cada atributo, ya que siendo una combinación de atributos primitivos permite obtener los mejores parámetros para cada uno de ellos y, por consecuencia se tiene un atributo de mayor calidad.

Es muy importante conocer los histogramas y reconocer en éstos los datos que sabemos serán anómalos al conjunto mismo del atributo.

Para casos donde los valores de amplitud son altos al igual que los de desviación estándar, se sugiere utilizar el producto (1).

En el caso donde los patrones de reflexión son más estables y los valores de amplitud no son tan grandes, se propone utilizar el cociente textural (2).



Este tipo de análisis por atributos híbridos y en específico el Atributo “Textural” permite mejorar el entendimiento de los principales rasgos geológicos representados en los mapas generados.



REFERENCIAS

- Barnes, E.A. (2001). “Seismic Attributes in Your Facies”, CSEG, pp. 41-47.
- Chopra, S. and Alexeev, V. (2006). “Applications of Texture Attributes Analysis to 3D Seismic Data,” The Leading Edge, pp. 934-940.
- Gao, D. (2003). ”Volume Texture Extraction for 3D Seismic Visualization and Interpretation”. Geophysics, pp. 1294-1302.
- Turnhan, T.M. (2001). “Seismic Attributes”. CSEG, pp. 48-56.
- Victoria, M. (2004). “Sea_3D”, Schlumberger, pp. 1-26.