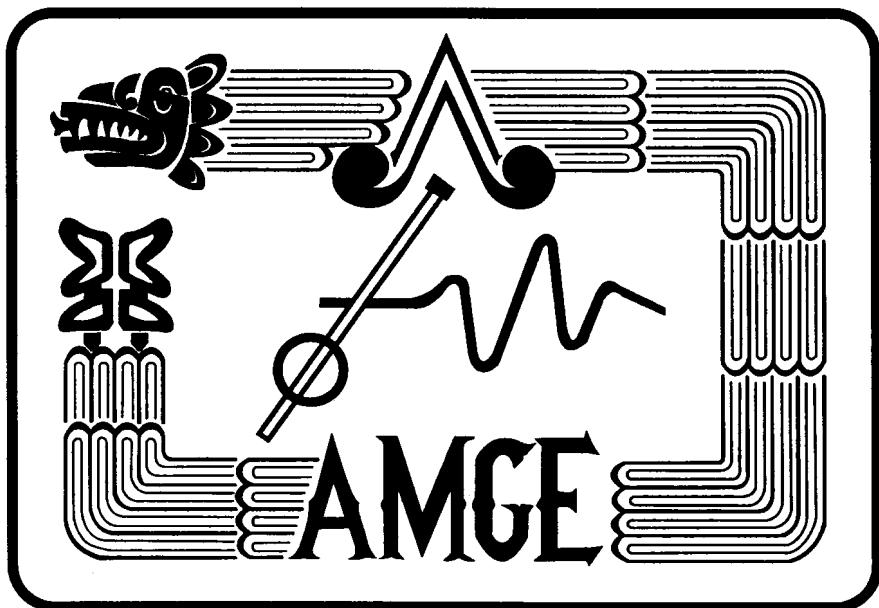


**Boletín de la
ASOCIACIÓN MEXICANA DE
GEOFÍSICOS DE EXPLORACIÓN, A.C.**



Contenido

Número Especial

Cuatro de "Los Cinco Mejores Trabajos" Presentados en la III Conferencia Latinoamericana de Geofísica y IX Simposium de Geofísica y Exposición, Villahermosa, Tabasco, México, Octubre 17-20, 2000

Editorial

i

Registros Electromagnéticos con Antenas Toroidales en Medios Anisótropos

Alexandre Karinski y Aleksandr Mousatov

1

Conversión Tiempo-Profundidad en el Área de Orocual a través de Técnicas Geoestadísticas

Adrián Peinado

8

"Depth Migration of Fault Shadows"

Steve Whitney, Mike Challis, Wendy Houghton y Mark Wuenscher

18

Apilamiento de Registros Geofísicos de Pozo

Hugo Saucedo Reyes, Carlos E. Cruz Melo y Luis M. Palacios Reyes

24



Editorial

Este Boletín contiene cuatro de Los Cinco Mejores Trabajos Presentados en la III Conferencia Latinoamericana de Geofísica y IX Simposium de Geofísica y Exposición, realizado en Villahermosa, Tabasco, México, del 17 al 20 de Octubre de 2000. Los trabajos se escogieron con un criterio sencillo de evaluación, a partir de los cuestionarios que entregaron los asistentes a la reunión.

Los cuatro textos aparecen tal como los proporcionaron los autores y, por esta ocasión, no se realizó ningún arbitraje ni edición detallada. El mejor trabajo se publicará en un número posterior, ya que satisfaga criterios de arbitraje y revisión.

Sergio Chávez Pérez
Editor



Registros Electromagnéticos Con Antenas Toroidales En Medios Anisótropos

Alexander Karinski, Aleksandr Mousatov, Instituto Mexicano del Petróleo, México.

RESUMEN

La determinación de la componente vertical del tensor de anisotropía en medios transversalmente isótropos con el eje de anisotropía paralelo a la dirección del pozo es requerida para la evaluación adecuada de las formaciones con capas delgadas o fracturas horizontales. La complejidad del problema consiste en que las herramientas eléctricas tienen sensibilidad baja al coeficiente de anisotropía y las de inducción permiten determinar solamente la componente horizontal de resistividad.

En el presente trabajo con base en soluciones analíticas se estudia la influencia de la anisotropía de resistividad en las características del campo electromagnético para una sonda con antenas toroidales. Las herramientas con toroides como transmisores y receptores del campo electromagnético se usan para mediciones durante la perforación (MWD).

La simulación de las respuestas de sondas toroidales fue realizada para los siguientes modelos: medio homogéneo con un solo eje de anisotropía, medio transversalmente isótropo con pozo y zona de invasión para las antenas ubicadas tanto en el pozo como en la columna metálica de perforación (condiciones de MWD).

En el medio homogéneo anisótropo la componente real de la sonda axial con toroides, tiene sensibilidad a los parámetros de anisotropía mucho más alta que los dispositivos eléctricos. Sin embargo, cuando las mediciones se realizan en el pozo que atraviesa el medio transversalmente isótropo (los ejes de anisotropía y del pozo coinciden) la sensibilidad de la sonda toroidal disminuye drásticamente y su respuesta corresponde a la respuesta de la sonda con dipolos eléctricos. La razón entre sus respuestas depende de los parámetros de las sondas y de la resistividad del pozo. La zona de invasión disminuye la sensibilidad de las herramientas al coeficiente de anisotropía.

Las respuestas de herramientas para condiciones de MWD (los toroides están ubicados en la columna con alta conductividad) calculadas para los mismos modelos, muestran que su sensibilidad a la anisotropía es aproximadamente dos veces mayor que en el caso anterior.

Los resultados obtenidos permiten recomendar a las herramientas de MWD, con antenas toroidales, para estimar la resistividad vertical de formaciones en pozos verticales. Cabe mencionar, que la determinación de la resistividad vertical mediante mediciones durante la perforación se realiza prácticamente sin influencia de la zona de invasión.

INTRODUCCIÓN

La determinación de la componente vertical del tensor de anisotropía en medios transversalmente isótropos con el eje de anisotropía paralelo a la dirección del pozo es requerida para la evaluación adecuada de las formaciones con capas delgadas o fracturas horizontales.

Las formaciones compuestos por una intercalación de las capas con las resistividades diferentes y los espesores menores que la resolución de sondas se pueden caracterizar por el tensor de resistividad con los dos componentes, a lo largo y perpendicularmente de capas. La diferencia entre las componentes horizontal y vertical (en caso del medio horizontalmente estratificado) del tensor de anisotropía depende de las propiedades petrofísicas (porosidad, saturación, contenido

de arcilla) y de las fracciones volumétricas de cada tipo de capas. El análisis del modelo de las formaciones con anisotropía de resistividad Klein (1995), Kennedy (1999), Mollison (2000) demuestra la importancia de la determinación del componente vertical de resistividad para la evaluación correcta de las zonas formadas por capas delgadas.

La complejidad del problema consiste en que los registros eléctricos en pozos verticales con herramientas convencionales y enfocadas tienen una sensibilidad baja a la componente vertical del tensor de resistividad y se determinan principalmente, por la resistividad horizontal de acuerdo con la “paradoja de anisotropía”. Las respuestas de herramientas de inducción en las mismas condiciones, permiten medir



inclusive la componente horizontal. En el trabajo Hagiwara (1999) se propuso usar la interpretación conjunta de los La estimación de las componentes del tensor de anisotropía con las herramientas comerciales de inducción y de propagación de ondas electromagnéticas (MWD) se puede realizar solamente en el caso de mediciones en pozos inclinados con un ángulo mayor de 45° (Anderson et al. (1995), Anderson (1997), Hagiwara (1996), Graciet (1997)).

Entre las sondas desarrolladas para mediciones durante la perforación se encuentran dispositivos con antenas toroidales (Bonner (1994)). El análisis de respuestas de las sondas con toroides en medios transversalmente isótropos se presenta en el artículo del Giansero (1999). En este trabajo se desataca que para antenas toroidales no se cumple la "paradoja de anisotropía" y en pozos verticales con estas antenas se mide la resistividad vertical de formaciones. Estos resultados fueron obtenidos para medios homogéneos transversalmente isótropos, es decir, sin tomar en cuenta la presencia del pozo. Sin embargo, la influencia del pozo isótropo en las mediciones con antenas toroidales disminuye significativamente la sensibilidad de las sondas toroidales a la componente vertical del tensor de resistividad.

En el presente trabajo con base en soluciones analíticas se estudia la influencia de la anisotropía de resistividad en las características del campo electromagnético para una sonda con antenas toroidales.

La simulación de las respuestas de sondas toroidales fue realizada para los siguientes modelos: medio homogéneo con un solo eje de anisotropía, medio transversalmente isótropo con pozo y zona de invasión para las antenas ubicadas tanto en el pozo como en la columna metálica de perforación (condiciones de MWD).

MEDIO HOMOGÉNEO ANISÓTROPO

Supongamos que las frecuencias del campo electromagnético y las longitudes de las sondas satisfacen las condiciones de la zona próxima y el campo electromagnético es quasi estacionario. Consideremos las sondas axiales en las cuales se usan los transmisores (T) y receptores (R) solamente del mismo tipo, es decir, dipolo eléctrico - dipolo eléctrico o toroide - toroide. Definimos la antena (transmisor o receptor) toroidal e infinitesimalmente pequeño como el toroide elemental.

Consideremos el medio homogéneo transversalmente isótropo, con el eje de anisotropía orientado a lo largo del eje Z. Las componentes del tensor de resistividad son r_x (componentes horizontales) y r_z (componente vertical). En el medio homogéneo anisótropo la resistividad aparente r_a depende del

registros con herramientas eléctricas y de inducción para estimar la resistividad vertical de formaciones, coeficiente de anisotropía $l=(r_z/r_x)^{1/2}$ y del ángulo entre el eje de sonda y el eje de anisotropía. Los diagramas circulares de la resistividad aparente ($l=2$) para las sondas con dipolos eléctricos y toroides elementales se presentan en la Fig. 1.

El valor de r_z para las antenas eléctricas varía de r_z ($a=0^\circ$) a $l r_z$ ($a=90^\circ$) de acuerdo con la paradoja de anisotropía. Para las sondas con toroides elementales se destaca la mayor sensibilidad a la anisotropía. La razón de los ejes del diagrama circular de resistividad aparente r_z en el caso de toroides elementales es l^2 . Cabe notar que el diagrama circular para las antenas toroidales está orientado de acuerdo con los valores de las componentes r_x y r_z del tensor de resistividad y no muestra la paradoja de anisotropía. Si las sondas están orientadas a lo largo del eje de anisotropía las componentes del campo electromagnético que se miden con dispositivos eléctricos y toroides corresponden respectivamente a r_x y $l^2 r_z$. Entonces, en medios homogéneos transversalmente isótropos con orientación de sondas a lo largo del eje de anisotropía, las sondas eléctricas no dependen del coeficiente de anisotropía y permiten determinar solamente la componente horizontal de resistividad r_x , mientras que las sondas con toroides tienen una alta sensibilidad a la componente vertical de resistividad r_z . Sin embargo, en presencia de pozo estas conclusiones no se cumplen.

POZO EN MEDIO TRANSVERSALMENTE ISÓTROPO

La sonda se encuentra en un pozo con resistividad isótropa r_z ubicado en un medio transversalmente isótropo con el eje de anisotropía orientado a lo largo del eje del pozo. Con base en la solución analítica del problema directo se puede demostrar que el campo eléctrico E_z^{ED} que se mide usando la sonda con dipolos eléctricos tiene una relación lineal con la densidad de corriente J_{TOR}^{ED} que se determina en la sonda toroidal. La razón de los parámetros indicados (1) depende solamente de la resistividad del pozo r_z y las características técnicas de la sonda como los momentos de las antenas transmisoras Idl , para el dipolo eléctrico, y T , para el toroide elemental.

$$\frac{E_z^{ED}}{J_{TOR}^{ED}} = \tilde{n}_1^2 \frac{Idl}{i \omega i_0 T} \quad \{Wm\} \quad (1)$$

En este caso, comparando con el medio homogéneo anisótropo, la sonda con toroides elementales pierde su sensibilidad a los parámetros de anisotropía por la influencia del pozo. Entonces, las sondas con antenas toroidales desde el punto de vista de estimación de las componentes del tensor de resistividad no tienen ninguna ventaja con respecto a las herramientas eléctricas convencionales. Por otro lado, la presencia del pozo cambia la respuesta de las sondas eléctricas



(convencionales y dipolo - dipolo) y aparece una relación entre la componente vertical del campo eléctrico y la resistividad vertical p_z .

En la Fig.2A. se presentan las curvas de la resistividad aparente P_a contra distancias entre receptor - transmisor, las cuales fueron calculadas usando la parte real de la componente vertical $\text{Re}E_z$ del campo eléctrico para la sonda con dipolos eléctricos o con toroides elementales en virtud de la ecuación (1). Los cambios relativos (Fig.2B) entre las curvas de resistividad aparente p_a^{an} para el medio anisótropo con $\lambda=2$ y de resistividad aparente p_a^{is} para el medio isótropo ($\lambda=1$), muestran que la influencia de la anisotropía puede lograr valores de 20-35%.

Tomando en cuenta la solución para el campo electromagnético con los dipolos eléctricos, se obtuvieron las expresiones para la sonda en la cual el transmisor es una línea de la corriente AB semiinfinita, es decir, el electrodo A está en el inicio de coordenadas y el electrodo B tiende al infinito. Esto dispositivo para frecuencias bajas corresponde a la sonda lateral. La forma de las curvas de P_a (calculada usando la parte real del campo eléctrico $\text{Re}E_z$) se simplifica (solamente un máximo), pero la sensibilidad a los parámetros de anisotropía se queda prácticamente igual que en caso del transmisor dipolar.

Las otras características del campo electromagnético tales como la parte imaginaria del campo eléctrico $\text{Im}E_z$, la fase E_z , la diferencia de fases de dos receptores, la derivada $E_{zz} = \partial E_z / \partial z$, la razón E_{zz}/E_z fueron analizadas para estimar sus sensibilidades a la anisotropía. Las dos últimas características corresponden a la absoluta y relativa fuga de corriente desde el pozo hacia formación. En cuanto la sensibilidad a la anisotropía todas las características son semejantes y para $\lambda=2$ la influencia de anisotropía no rebasa 10-20%. El desplazamiento del punto de medición a la pared del pozo no incrementa la sensibilidad. Cabe mencionar que las mediciones de las características E_{zz} y E_{zz}/E_z con los receptores desplazados se pueden realizar para sondas relativamente cortas y lograr una alta resolución vertical.

El análisis de las curvas de resistividad aparente para los modelos con tres capas cilíndricos (pozo, zona de invasión, formación virgen) muestran que la sensibilidad a los parámetros de anisotropía se reduce con el incremento del radio de la zona de invasión.

MWD CON ANTENAS TOROIDALES

Consideremos el caso de mediciones durante de la perforación (MWD). El cilindro isótropo con alta conductividad corresponde a la columna de perforación, la capa cilíndrica isótropa es el lodo del pozo y la resistividad de la formación es

anisótropa con el eje orientado a lo largo del eje del pozo (Fig.3). Las antenas de la herramienta son toroides ubicados en la columna de perforación.

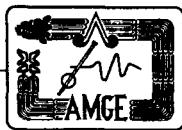
El análisis de la distribución de las partes reales (Re) e imaginarias (Im) de los vectores complejos E y J permiten suponer que las características electromagnéticas en el pozo dependen de los parámetros de la formación de manera diferente con y sin la columna de perforación.

La fuerza electromotriz en la antena toroidal es directamente proporcional a la componente del campo magnético H_ϕ . Los resultados de cálculos de H_ϕ mostraron que generalmente cuando las frecuencias no son muy bajas, se puede desechar el valor finito de la resistividad de la columna metálica de perforación y aproximarla con un conductor ideal (Fig.4). La presencia de la columna de perforación de alta conductividad eléctrica, provoca peculiaridades significativas en la relación de las características del campo electromagnético con la resistividad de formaciones y las frecuencias utilizadas. Por ejemplo, cuando la formación es isótropa y las longitudes de las sondas no son muy cortas, la amplitud $|H|$ con y sin la columna de perforación es aproximadamente proporcional a $(f/p_3)^{1/2}$ y f/p_3 , respectivamente. La derivada $\partial|H|/\partial z$ en condiciones MWD depende del parámetro f/p_3 .

En las formaciones anisótropas todas las características del campo magnético dependen de los parámetros de anisotropía. La componente H_z y, en particular su amplitud $|H_z|$, tiene probablemente una resolución vertical bastante baja, ya que depende de los parámetros de formaciones atravesadas por la columna metálica en un intervalo largo. Por tanto, consideremos las características relativas y diferenciales, las cuales supuestamente deben tener la resolución vertical más alta.

En la Fig.5 se presentan las curvas del módulo de diferencia $|H_2 - H_1|$ de la componente del campo magnético H_z y la razón $|H_2 - H_1|/|H_1|$ para la sonda con tres antenas. Se puede destacar que la mayor influencia de la anisotropía se revela para las separaciones cortas entre el transmisor y los receptores.

Para la estimación cualitativa de la influencia del coeficiente de anisotropía a las mediciones hechas con la sonda MWD con antenas toroidales, se requiere determinar la resistividad aparente. Tomando en cuenta que en el caso de mediciones durante la perforación es imposible desechar la presencia de la columna metálica en la cual están montadas las antenas, la resistividad aparente no se puede definir en la manera tradicional como la resistividad de un medio homogéneo. Por tanto, la resistividad aparente ha sido definida como la resistividad específica de la formación isótropa para el modelo de mediciones en condiciones de MWD, con el pozo y la formación presentados como capas cilíndricas infinitas a lo largo del eje del pozo. Para el cálculo de la resistividad



aparente en este caso se supone que todos los otros parámetros del modelo son conocidos.

Las curvas de la resistividad aparente encontradas para la diferencia $|H_2 - H_1|$ usando la definición anterior y la sensibilidad a la anisotropía para diferentes longitudes de sonda y $\lambda=2$ se presentan en la Fig.6. La influencia de los parámetros de anisotropía se incrementa con la reducción de la separación entre el transmisor y receptor. Para la herramienta de 30 cm y $\lambda=2$ la influencia de la anisotropía cambia el valor de p_a en 40%. Si una antena receptora se ubica aproximadamente en el plano del transmisor, la sensibilidad de tal sonda diferencial al valor absoluto de la componente horizontal de la resistividad de formación p_{13} se disminuye (sobretodo para altas resistividades de formación), mientras que la sensibilidad relativa al coeficiente de anisotropía se aumenta y se pueden rebasar los valores de 60%. Las curvas que fueron construidas analógicamente (Fig.7) para la razón $|H_2 - H_1|/H_1$ muestran la misma tendencia con mayor claridad. Por ejemplo, el cambio de la resistividad aparente p_a por la influencia del coeficiente de anisotropía, es mayor de 60% para la longitud de la sonda con separación de 30 cm.

El análisis de las curvas de resistividad aparente muestran que la sensibilidad a la anisotropía se reduce bruscamente para la razón $|H_{\phi_2} - H_{\phi_1}|/H_{\phi_1}$ y crece no significativamente para la diferencia $|H_{\phi_2} - H_{\phi_1}|$ con el incremento de la frecuencia.

Los resultados de simulación en caso del uso de los fluidos de perforación preparados en base del petróleo (la resistividad del fluido de pozo es alta), indican que la sensibilidad de las características mencionadas a la componente horizontal de la resistividad de formación p_{13} se disminuye, mientras que el cambio de resistividad por la presencia de anisotropía queda prácticamente igual como en el caso con el fluido conductorivo.

CONCLUSIONES

En el medio homogéneo anisótropo la componente real de la sonda axial con toroides tiene sensibilidad a los parámetros de anisotropía mucho más alta que los dispositivos eléctricos. Sin embargo, cuando las mediciones se realizan en el pozo que atraviesa el medio transversalmente isótropo (los ejes de anisotropía y del pozo coinciden), la sensibilidad de la sonda toroidal disminuye drásticamente y su respuesta corresponde a la respuesta de la sonda con dipolos eléctricos. La razón entre sus respuestas depende de los parámetros de las sondas y de la resistividad del pozo. La zona de invasión disminuye la sensibilidad de las herramientas al coeficiente de anisotropía.

Las respuestas de herramientas con toroides para las condiciones de MWD (los toroides están ubicados en la columna metálica con la conductividad alta), permiten obtener la sensibilidad a la anisotropía aproximadamente dos veces

mayor (para las sondas cortas) que en el caso de registros convencionales después de la perforación.

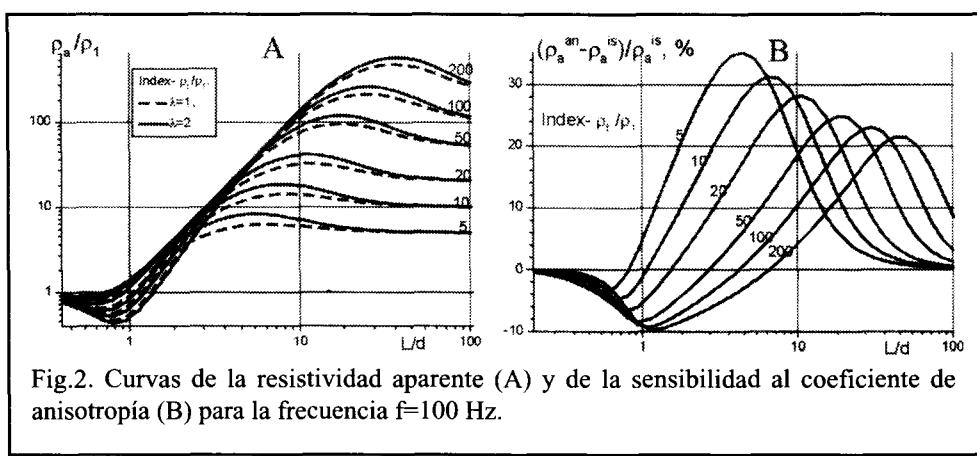
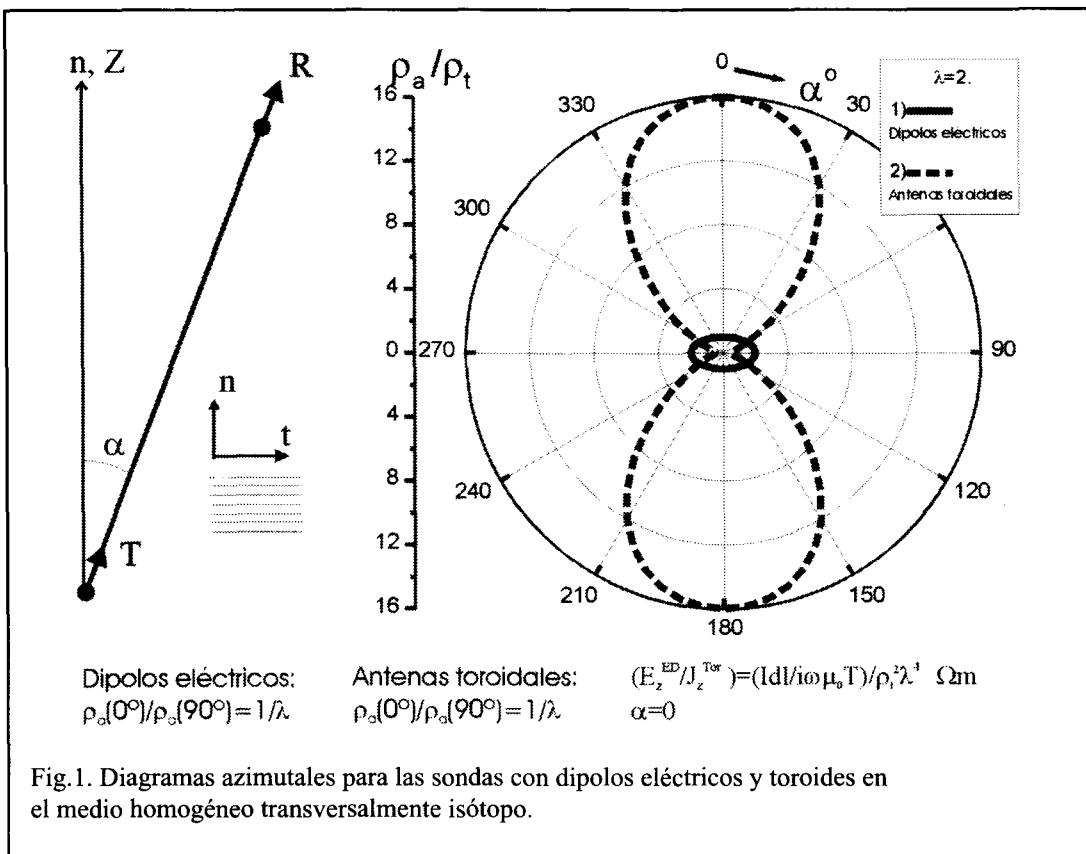
Con base en los resultados obtenidos se puede recomendar a las herramientas de MWD con antenas toroidales, para estimar la resistividad vertical de formaciones en pozos verticales. La interpretación conjunta de registros de inducción y de sondas con toroides, permite determinar las componentes de resistividad de formaciones. Cabe mencionar, que la determinación de la resistividad vertical y horizontal mediante mediciones durante la perforación se realiza prácticamente sin influencia de la zona de invasión.

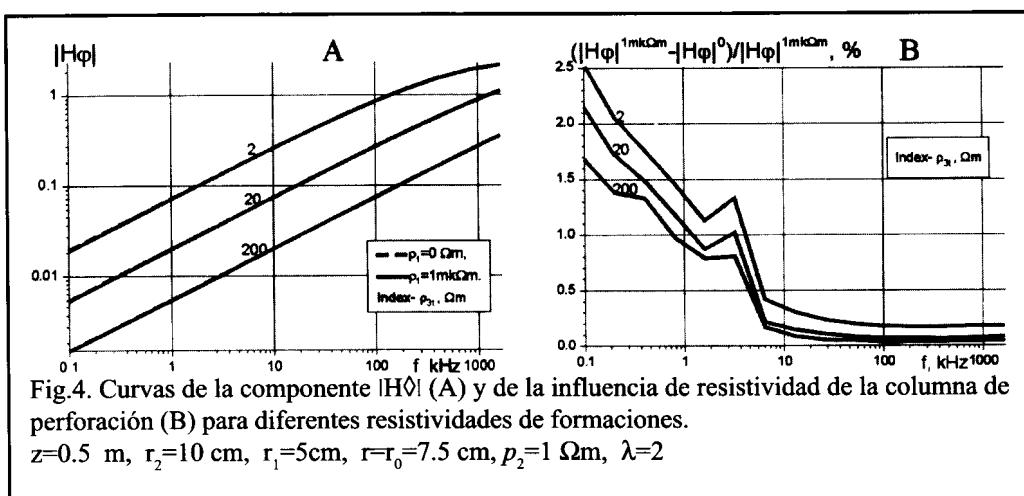
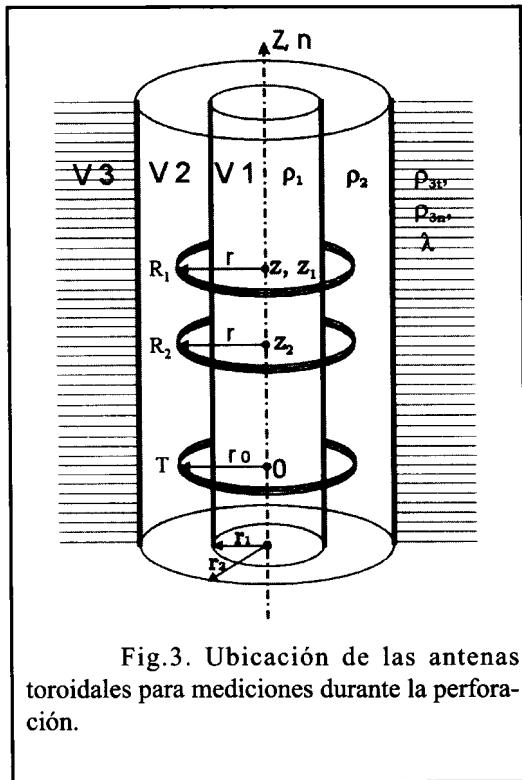
RECONOCIMIENTOS

Los autores aprovechan la oportunidad para expresar sus agradecimientos al Instituto Mexicano del Petróleo, donde fue realizado el presente trabajo, en el marco del Proyecto "Caracterización de Formaciones Fracturadas con Registros Acústicos y Electromagnéticos" del Programa "Yacimientos Naturalmente Fracturados".

REFERENCIAS

- Anderson B.I., Barber T.D., Lüling M.G., 1995. The response of induction tools to dipping, anisotropic formations. SPWLA, 36th Ann. Log. Symp., paper D.
- Anderson B.I., Druskin V., Lee P. et al., 1997, Modeling 3D effects on 2-MHz LWD resistivity logs. SPWLA, 38th Ann. Log. Symp., Paper N.
- Bonner S., Bagerh A., Clark B. et al., 1994. A new generation of electrode resistivity measurements for formation evaluation while drilling. SPWLA, 35th Ann. Log. Symp., Paper OO.
- Gianzero S., 1999. The paradox of anisotropy revisited. The Log Analyst, Vol. 40, No 6, P. 485-491.
- Graciet S. and Shen L.C., 1997. Simulation of induction and MWD resistivity tools in anisotropic dipping beds. SPWLA, 38th Ann. Log. Symp., Paper M.
- Hagiwara T., 1996, A new method to determine horizontal-resistivity in anisotropic formations without prior knowledge of relative dip. SPWLA, 37th Ann. Log. Symp., paper Q.
- Hagiwara T. and Zea H., 1999, Identifying and quantifying resistivity anisotropy in vertical boreholes. SPWLA, 40th Ann. Log. Symp., 1999, Paper ZZ.
- Kennedy D., 1999, Resistivity and anisotropy. The Log Analyst, No. 6, p. 451-458.
- Klein J.D., Martin P.R., Allen D.F., 1995, The petrophysics of electrically anisotropic reservoirs. SPWLA, 36th Ann. Log. Symp., paper HH.
- Mollison R. and Mezzatesta A., 2000, Enhanced evaluation of sand-shale sequences using macroscopic electrical anisotropy. Petrophysics, No. 1, p. 18-20.





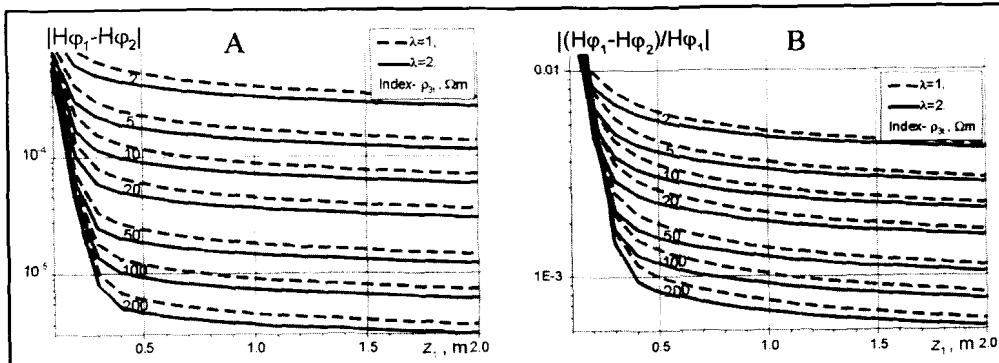


Fig.5. Curvas de la diferencia de las componentes del campo magnético $|H\Phi_2 - H\Phi_1|$ (A) y de la razón $|(H\Phi_2 - H\Phi_1)/H\Phi_1|$ (B) para la frecuencia $f=1$ kHz.
 $z_1 - z_2 = 5$ cm, $r_1 = 5$ cm, $r_2 = 10$ cm, $r = r_0 = 7.5$ cm, $p_1 = 0$, $p_2 = 1 \Omega\text{m}$

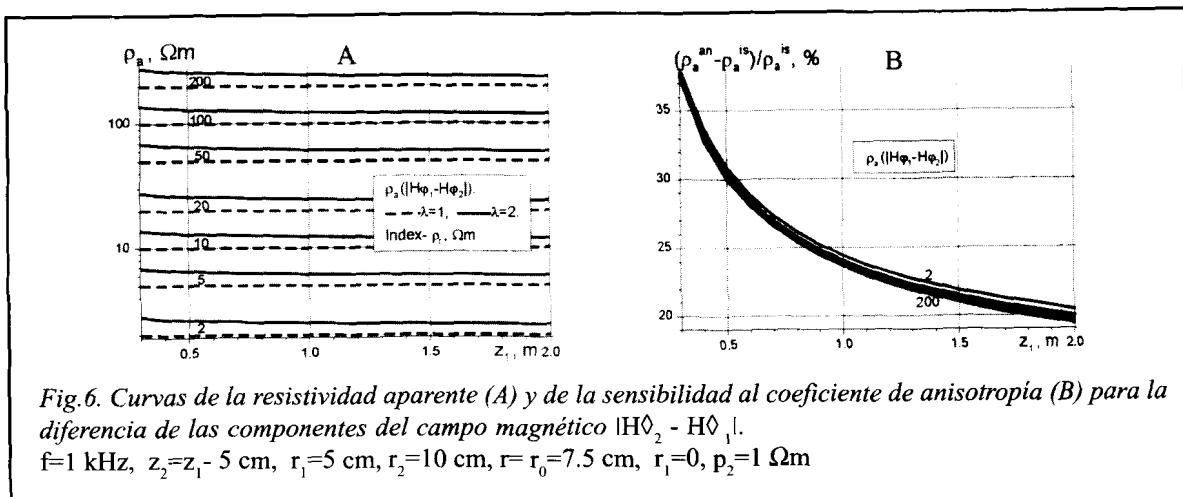


Fig.6. Curvas de la resistividad aparente (A) y de la sensibilidad al coeficiente de anisotropía (B) para la diferencia de las componentes del campo magnético $|H\Phi_2 - H\Phi_1|$.
 $f=1$ kHz, $z_2 = z_1 - 5$ cm, $r_1 = 5$ cm, $r_2 = 10$ cm, $r = r_0 = 7.5$ cm, $r_1 = 0$, $p_2 = 1 \Omega\text{m}$

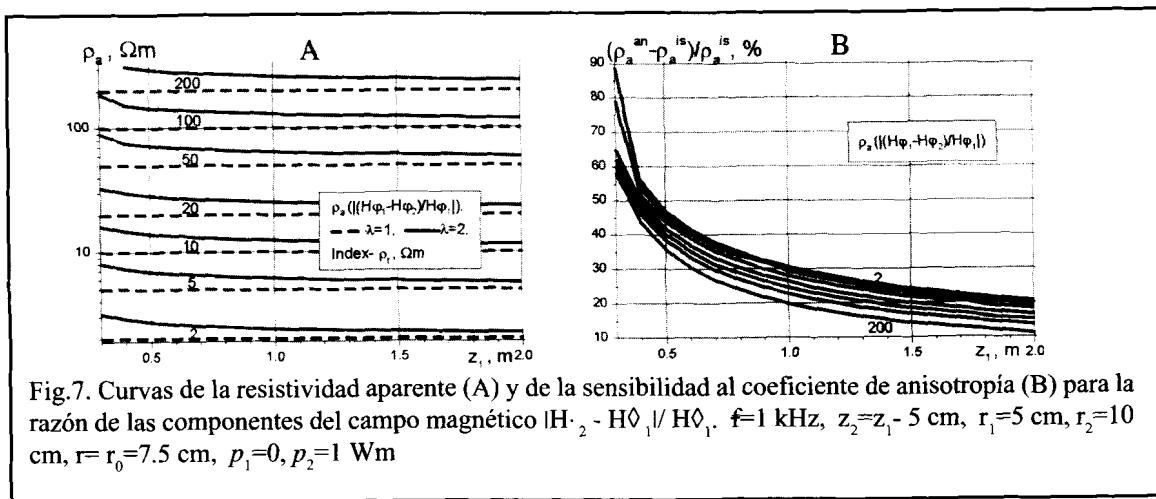
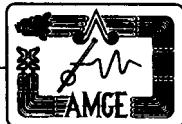


Fig.7. Curvas de la resistividad aparente (A) y de la sensibilidad al coeficiente de anisotropía (B) para la razón de las componentes del campo magnético $|H\Phi_2 - H\Phi_1|/H\Phi_1$. $f=1$ kHz, $z_2 = z_1 - 5$ cm, $r_1 = 5$ cm, $r_2 = 10$ cm, $r = r_0 = 7.5$ cm, $p_1 = 0$, $p_2 = 1 \text{ Wm}$



Conversión tiempo-profundidad en el área de Orocual a través de Técnicas Geoestadísticas

Adrian Peinado, Universidad Simón Bolívar, Venezuela.

RESUMEN

La conversión tiempo profundidad es una de las tareas mas comunes en la interpretación de datos sísmicos. También es una de las mas pobemente entendidas y suele estar basada en la integración de diferentes fuentes de información de velocidad y profundidad. Información detallada de velocidad es normalmente extraída de los registros sónicos y los tiros de verificación pero esta información está restringida a las inmediaciones del pozo y su muestreo espacial es disperso. Por otro lado la velocidad de apilamiento derivada de los análisis de velocidad convencionales ofrece un muestreo espacial uniforme y sistemático del subsuelo. Sin embargo la información de velocidad de apilamiento es frecuentemente ignorada debido a su pobre resolución vertical, indirecta relación con las velocidades interválicas y su falta de significado físico. Estas características de las fuentes de información de velocidad implicadas en el problema de conversión tiempo profundidad lo hacen susceptible a la aplicación de técnicas geoestadísticas.

Este trabajo muestra la aplicación de técnicas geoestadísticas al problema de conversión tiempo profundidad integrando varias fuentes de información. Topes formacionales así como información de tiro de verificación de 18 pozos, sónicos sintéticos derivados de los registros gamma y resistivos para 23 pozos en diferentes intervalos estratigráficos constituyen la información de pozo disponible en el área. Once horizontes temporales interpretados de la sísmica 3D disponible en el área y 715 análisis de velocidad constituyen la información sísmica disponible en el área de estudio. Las técnicas geoestadísticas kriging y co-kriging fueron utilizadas para generar distribuciones optimizadas de tiempo y velocidad para los horizontes interpretados. Mapas de profundidad "suaves" fueron generados por multiplicación directa de las distribuciones de tiempo y velocidad así como por trazado de rayos sobre las distribuciones de velocidad interválica entre cada par de horizontes. Los mapas finales de profundidad fueron derivados aplicando co-kriging entre los mapas suavizados y los topes formacionales disponibles en los registros de pozo. Procedimientos de cross-validación y comparación con procedimientos anteriores muestran un incremento de la precisión en la estimación de profundidad utilizando la técnica propuesta.

INTRODUCCION

La conversión a profundidad de horizontes sísmicos interpretados en tiempo es una de las tareas mas comunes en la interpretación de datos sísmicos. Existen varias formas de llevar a cabo esta tarea. En cualquier caso la integración de diferentes fuentes de información es frecuentemente deseada y en algunos casos requerida para lograr una conversión tiempo profundidad óptima. Adicionalmente la integración de información de velocidad puede ser utilizada en procedimientos mas sofisticados como migración en profundidad. En este trabajo se muestra como las técnicas geoestadísticas ofrecen una posibilidad para lograr la integración de velocidades aprovechando los diferentes

muestreos espaciales tanto vertical como horizontal provistos por la información sísmica y de pozo.

La aplicación de metodologías geoestadísticas a la conversión en profundidad no es nueva. Wolf y Logel (1991) así como Hwang y McCorkindale (1994) muestran los problemas en la aplicación de estos procedimientos así como sus potenciales ventajas. El enfoque presentado aquí es un paso adelante en la optimización del procedimiento.

METODOLOGIA

La disposición de pozos y localizaciones de análisis de velocidad en el área de estudio se muestra en el mapa de la figura 1.



Puede notarse que esta es la situación típica de muchos campos en los que la distribución de los pozos con registro sónico disponible es dispersa o localizada pero no homogénea. Nótese también que existe una gran cantidad de pozos sin registro sónico o tiro de verificación disponible. Estos pozos en su mayoría someros, disponen de registros eléctricos y de rayos gamma de manera que en algunos de estos pozos fue posible estimar valores de velocidad promedio a través de la derivación de registros sónicos sintéticos y de correlación estadística. Las velocidades sísmicas son corregidas a velocidades rms utilizando una variante del método de sesgo propuesto por Al-Chalabi (1974) en el cual se generan factores de corrección para cada horizonte interpretado. Los factores de corrección pueden derivarse iterativamente en cada uno de los puntos donde se dispone de un análisis de velocidad sísmico. La generación de tal cantidad de correcciones es computacionalmente exigente e interpretativamente poco práctica. Una alternativa a este procedimiento es estudiar el sesgo o bias entre la velocidad de apilamiento y la velocidad rms derivada del sónico y/o de los tiros de verificación en cada uno de los pozos y luego interpolar estos factores a todo el horizonte sísmico. Esto debe repetirse para cada uno de los horizontes interpretados. En general como lo expone Al-Chalabi, la velocidad de apilamiento tiende a sobreestimar la velocidad rms de la columna estratigráfica. Esto implicaría que el sesgo (bias) entre la velocidad de apilamiento y la velocidad rms es siempre positivo. Esto es cierto para capas planas, pero en muchos casos puede no cumplirse debido entre otras cosas a:

- " la velocidad de apilamiento es frecuentemente derivada con el único criterio de máxima coherencia o máxima continuidad de los reflectores independientemente de cualquier otra consideración.
- " La complejidad estructural de algunas áreas, en particular la referida en este informe hace que se invalide la suposición de capas planas.

De manera que en principio este bias o sesgo no tiene por que ser siempre positivo. En procesamiento se encuentran casos en los que la velocidad de apilamiento seleccionada durante el procesamiento cae por debajo de la velocidad rms produciendo que el bias o sesgo entre ambas sea negativo.

Se derivan paralelamente velocidades promedio de los registros sónicos y de los tiros de verificación en los pozos del área. Esta información es referida como información "dura" en la literatura geoestadística. Utilizando las velocidades sísmicas y la información de pozo se genera una distribución de velocidades optimizada aplicando co-kriging a estos dos grupos de datos. Mapas de profundidad preliminares pueden ser derivados multiplicando directamente los mapas de tiempo y velocidad así generados. Un procedimiento más preciso es realizar el trazado de rayos de las velocidades interválicas generadas entre parejas de reflectores. El mapa final de profundidad es obtenido aplicando co-kriging entre los mapas

de profundidad preliminares derivados y los topes formacionales derivados en cada pozo.

Se utilizaron topes formacionales, registros sónicos, tiros de verificación disponibles en 18 pozos localizados en el interior del área delimitada por el levantamiento sísmico según se muestra en la figura 1. La calidad de los registros se ve afectada por derrumbes en los pozos, evidenciados por los registros de calibración. La figura 3 muestra los registros de velocidad disponibles para uno de los pozos del área. El registro de densidad en todos estos pozos está disponible en unos pocos intervalos. A partir de la información de los registros de la figura 3 se obtiene:

- " Información geoestadística "dura" obtenida combinando la información del tiro de verificación con la información de sónico se deriva un valor de velocidad para la localización de pozo por cada horizonte.
- " Un esquema para la derivación de registro sónico sintéticos para los pozos que no disponen él.

En la figura 3 la velocidad de apilamiento se ha llevado a profundidad utilizando la curva tiempo-profundidad derivada del tiro de verificación. La figura también muestra la conversión de las velocidades de apilamiento a velocidades interválicas utilizando la expresión de Dix. De esta forma la velocidad interválica entre dos reflectores sísmicos se puede expresar como:

$$v_i = \sqrt{\frac{t_{i+1}V_{i+1}^2 - t_iV_i^2}{t_{i+1} - t_i}} \quad (1)$$

donde v_i es la velocidad interválica t_{i+1}, V_{i+1} , t_i y V_i son el tiempo y la velocidad de apilamiento para el reflector inferior y superior respectivamente. En este caso las velocidades Interválicas de Dix muestran una excelente correspondencia con las velocidades interválicas del registro sónico (figura 3). Desafortunadamente esta no siempre es la situación ya que las velocidades de apilamiento son derivadas con el criterio de máxima coherencia o máxima continuidad de los reflectores independientemente de las tendencias de las velocidades del sónico. Ya que las velocidades así escogidas dependen de una gran cantidad de factores incluyendo al método de selección la correspondencia entre las velocidades interválicas de Dix y la indicadas por el registro sónico no es siempre óptima.

También existe divergencia entre los valores de velocidad indicados por los tiros de verificación y los del registro sónico. Varios trabajos en la literatura muestran que estas velocidades no coinciden en general ya que las herramientas con las que se derivan muestran porciones diferentes del subsuelo, además de que existe un importante cambio de escala entre dichas porciones. La figura 3 muestra las diferencias entre las velocidades derivadas del sónico y las derivadas del tiro de verificación para uno de los pozos del área.



A partir de los tiros de verificación se obtienen también las curvas tiempo-profundidad con los que se realiza la conversión en las inmediaciones del pozo. La figura 4 muestra las curvas tiempo profundidad medidas en los 18 pozos de la figura 1. Puede notarse que las curvas son muy similares aunque con diferencias localizadas de manera que una curva tiempo profundidad promedio representa una primera aproximación a un esquema de conversión tiempo profundidad en el área.

Entre los múltiples esquemas de conversión tiempo profundidad publicados una buena cantidad de ellos hacen uso de las velocidades promedio. La velocidad promedio es el "artículo genuino" (Hughes, 1985) que debe ser utilizado en conversión tiempo profundidad y migración. Un problema adicional es de donde extraer la velocidad promedio. En general es posible hacerlo utilizando el sónico o los tiros de verificación.

El sónico por una parte utiliza un espaciamiento fino y continuo para muestrear el subsuelo pero es más sensible a las condiciones del pozo que el tiro de verificación que utiliza un espaciamiento más largo entre los niveles de grabación. Las velocidades promedio derivadas de ambas fuentes pueden mostrar diferencias significativas de manera que una cierta cantidad de interpretación es necesaria para derivar el valor de velocidad para la localización del pozo en un horizonte dado.

Para cada una de los dieciocho pozos disponibles se derivaron velocidades promedio utilizando los registros sónicos y los tiros de verificación. La figura 3 muestra la comparación entre la velocidad promedio derivada de los registros sónicos, la velocidad promedio y rms derivada de los tiros de verificación y la velocidad de apilamiento del cdp adjunto para uno de los dieciocho pozos disponibles.

Puede notarse que la velocidad de apilamiento no siempre está por encima de la velocidad promedio probablemente por las razones ya mencionadas. Tampoco las velocidades promedio derivadas del sónico y del tiro de verificación coinciden en todos los casos. Las velocidades promedio derivadas de los tiros de verificación pueden estar obviando variaciones importantes debido al muestreo particular que utilizan, mientras que las velocidades promedio derivadas de los sónicos pueden estar afectadas por las condiciones en las inmediaciones del pozo.

A partir de estos gráficos se obtienen los valores de "bias" o sesgo entre la velocidad rms y la velocidad de apilamiento así como los valores de velocidad promedio para cada uno de los horizontes sísmicos interpretados. Estos valores de velocidad promedio constituyen la información "dura" en las aplicaciones geoestadísticas.

SÓNICOS SINTÉTICOS

La estructura espacial de datos que se muestra en la figura 1 muestra que la interpolación de velocidades promedio derivadas de los pozos está afectada por la posición relativa de estos. La mayoría de los pozos se ubican en la zona central del área encerrada por el levantamiento sísmico. Este "clustering" en la posición de los pozos afecta también la definición de los variogramas y crosvariogramas geoestadísticos.

Dada la gran cantidad de pozos con registros eléctricos y de rayos gamma en el área se determinó que la derivación de un esquema para la generación de registros sintéticos era necesaria y posible. Los valores sónicos sintéticos se utilizaron en la definición de los variogramas experimentales de velocidad promedio de los horizontes someros (ya que los pozos tienen profundidades próximas a 5000 pies) para lograr modelar con mayor confiabilidad las estructuras de correlación espacial (variogramas y cross-variogramas).

Para lograr definir un esquema para la generación de registros sintéticos se examinó una gran cantidad de correlaciones entre los registros existentes en los pozos que tienen sónico disponible. Para determinar estas correlaciones se tomó un promedio deslizante (running average) de los registros con intervalos de 100 pies y se separaron los intervalos en sus componentes de lutita y arena. Las correlaciones fueron identificadas y segregadas según los topes formacionales disponibles para este pozo. La correlación más significativa es la de sónico y densidad, mostrando la posibilidad de utilizar una relación como la de Gardner en esta zona. Obviamente las correlaciones sónico gamma y sónico resistividad son las de mayor interés ya que son estos registros los que están disponibles en los pozos en los que no existe sónico.

Intentos de derivar un registro sónico sintético utilizando el registro de resistividad profunda muestra resultados variables según la formación pero en general el registro sintético muestra una correlación significativa con el registro sónico real. Debe notarse que el interés en este caso fue el derivar un registro sónico sintético cuya velocidad promedio se ajuste a la derivada del sónico real. La componente de baja frecuencia de sónico sintético es el parámetro a reproducir. Los mejores resultados se obtienen con una regresión múltiple entre el registro sónico y los registros gamma y resistividad profunda como predictores. La figura 6 muestra el resultado de derivar el sónico sintético para uno de los pozos del área utilizando gamma ray y resistividad profunda comparándolo con el sónico real. La figura también muestra las funciones de velocidad promedio correspondiente a cada sónico. La correlación entre ambos registros es favorable.

Un esquema simplificado para utilizar este resultado puede derivarse correlacionando las curvas de frecuencia acumulada



de las curvas de rayos gamma y resistividad con la función de velocidad promedio derivada del registro sónico en el pozo mas cercano a aquel en el que se quiere derivar el registro sintético. Esta simplificación operacional es posible dado que el valor que se quiere obtener es el valor de la velocidad promedio y no el valor en microsegundos por pie del registro sónico sintético. La figura 6 muestra la correlación de la función de velocidad promedio y la curva de frecuencia acumulada de resistividad profunda para uno de los pozos del área. El coeficiente de correlación muestra el potencial de este esquema para derivar valores sintéticos de velocidad promedio a partir de las curvas de resistividad en los pozos del área. Utilizando estos resultados se derivaron valores de velocidad promedio para el resto de los pozos en los que la profundidad alcanza solo los 5000 pies.

INFORMACIÓN SÍSMICA

Además de los topes sísmicos convertidos a profundidad mencionados anteriormente la información sísmica utilizada en este estudio esta constituida por las velocidades de apilamiento y los once horizontes interpretados en el volumen migrado de datos. La figura 7 muestra las distribuciones tiempo y de velocidad de apilamiento para uno de los horizontes sísmicos interpretados.

Para lograr la conversión a profundidad de los horizontes temporales, la aproximación mas cruda sería multiplicar las distribuciones de tiempo y velocidad. Esta operación produce una sobreestimación de la profundidad por las razones discutidas en la sección de velocidades de pozo. De manera que para utilizar las velocidades de apilamiento en la estimación de velocidad estas deben ser corregidas por sesgo o "bias" y luego incorporadas en la definición de una distribución optimizada de velocidades siendo utilizadas como la variable suave para asistir en la interpolación de las velocidades promedio derivadas de los registros de pozo y los tiros de verificación. El procedimiento para corregir el sesgo de las velocidades es una variante del propuesto por Al-Chalabi (1974) descrito en la sección de metodología. Las distribuciones espaciales de tiempo sísmico son generadas a través de la aplicación de kriging ordinario. La aplicación de kriging ordinario tiene un doble propósito: a) los tiempos dobles de viaje de los horizontes interpretados en el volumen migrado presentan cierto ruido al ser seleccionados automáticamente en ciertos intervalos del volumen 3D. Estas distribuciones son suavizadas interpolándolas a través de kriging ordinario. b) las distribuciones de tiempo se generan sobre el mismo mallado que las de velocidad de forma de hacer posible operaciones algebraicas sobre estas distribuciones.

CALCULO DE VELOCIDADES OPTIMIZADAS

Hwang y McCorkindale (1994) muestran que la derivación de distribuciones optimizadas de velocidad puede realizarse a través de la aplicación de kriging con deriva externa, la cual es extraída de los tiempos dobles de viaje del horizonte interpretado. La calidad de la estimación de esta técnica esta determinada por el grado de correlación entre las velocidades derivadas en los pozos (datos "duros") y los tiempos dobles de viaje (datos "suaves"). La correlación entre tiempo y velocidad de pozo de los horizontes utilizados que es del orden de 0.75 indica que la estimación de velocidades puede ser guiada por la variabilidad espacial de los tiempos de transito, según lo propuesto por Hwang y McCorkindale. La figura 9 muestra la correlación entre la velocidad promedio derivada en los pozos y la velocidad sísmica corregida por sesgo en la misma localización.

Nótese que desde el punto de vista geoestadístico si la correlación entre la velocidad de apilamiento corregida por sesgo y la velocidad derivada de los pozos es alta, la deriva externa puede ser equivalentemente determinada de estas velocidades sísmicas corregidas. Ahora bien, dado que la información suave - velocidad de apilamiento corregida por sesgo - es de la misma naturaleza que la variable dura - velocidades derivadas en los pozos - la aplicación de co-kriging es deseable en este caso particular.

Distribuciones optimizadas de velocidad fueron generadas a partir de la información de velocidades de apilamiento corregidas por bias y las velocidades promedio derivadas de los pozos utilizando co-kriging. co-kriging puede ser descrito a través de la relación :

$$V^*(u) = \sum_{i=1}^{n1} \lambda_i(u) v_i(u) + \sum_{i=1}^{n2} \lambda'_i(u) V_i(u) \quad (2)$$

donde $V^*(u)$ es la velocidad interpolada en la posición u , v_i es la velocidad promedio derivada en los pozos y V_i es la velocidad de apilamiento y los valores λ_i y λ'_i son pesos determinados al resolver el sistema de ecuaciones de co-kriging. Para resolver el sistema de co-kriging hay que calcular los variogramas experimentales de las velocidades promedio derivadas en los pozos y de las velocidades de apilamiento corregidas por bias así como el cross-variograma entre estos dos tipos de velocidades. La cantidad de pozos disponibles en el área hace muy difícil el calculo del cross-variograma experimental. En algunos casos es necesario determinar relaciones entre este variograma y el variograma de velocidad de apilamiento - que es mas estable - para resolver el sistema de ecuaciones de co-kriging. La figura 8 muestra los variogramas experimentales y su modelaje para uno de los horizontes mas someros y en el que los registros sónicos sintéticos contribuyen a estabilizar el cross-variograma experimental y facilitan su modelaje.



La figura 10 muestra una comparación entre las distribuciones de velocidad generadas utilizando kriging con derivada externa (KDE) y co-kriging (COK) para uno de los horizontes utilizados. Estas distribuciones son muy diferentes, como también lo son los mapas en profundidad generados por ellas. El procedimiento de cross-validation aplicado a cada una de las estimaciones muestra que la estimación con co-kriging produce resultados más cercanos a los valores derivados en los pozos.

Utilizando las distribuciones de velocidad derivadas se generan mapas de profundidad utilizando multiplicación directa entre los mallas de tiempo y a través de trazado de rayos (seismic image ray). Los mapas de profundidad derivados de las distribuciones de velocidad muestran aspectos muy diferentes. Claramente el derivado de las velocidades KDE muestra una fuerte correlación con el mapa de tiempo, mientras que el mapa derivado de las velocidades COK muestra una menor correlación con su contraparte en tiempo. El análisis de validación cruzada muestra una mejora en la estimación de profundidad utilizando las velocidades derivadas a través de co-kriging.

El mapa "suave" de profundidad se genera multiplicando las distribuciones de velocidad optimizada y las distribuciones de tiempo doble de transito. Este mapa «suave» es luego optimizado integrándolo con los topes formacionales a través de co-kriging. Debe destacarse que mientras más profundo está el horizonte a convertir mayor es el error de las velocidades de apilamiento dado que precisión del análisis de velocidad disminuye con profundidad. Esta disminución en la precisión de las velocidades sísmicas determinadas de los análisis de velocidad, debilita la correlación de dichas velocidades y las velocidades promedio derivadas en los pozos y por ende la calidad y estabilidad del cross-variograma experimental, lo que constituye una limitación importante de la metodología planteada en este trabajo.

El procedimiento de cross-validation fue llevado a cabo para evaluar la autoconsistencia de la estimación de velocidades y profundidades. Removiendo la velocidad o profundidad interpretada en el pozo uno a la vez, se repite la estimación para cada uno de los 18 pozos. En el reflector de la figura 11 la máxima discrepancia entre las velocidades medidas en el pozo y la estimación es de 300 m/s, lo cual es de esperarse observando que es en este intervalo en que las velocidades sísmicas no son capaces de estimar la velocidad intervalica (figura 3). Para los reflectores someros las desviaciones indicadas por la cross-validation son mucho menores, en el orden de los cincuenta m/s.

CONCLUSIONES

Este trabajo ha ilustrado la aplicabilidad de técnicas geoestadísticas para optimizar la utilización de la información disponible en el problema de conversión tiempo-profundidad. Las ventajas potenciales de utilizar distribuciones de velocidades derivadas de la sísmica se superficie en el problema de conversión tiempo profundidad depende nuestra habilidad para derivar información útil de estas velocidades, lo que constituye un problema actual y complicado.

Procedimientos más precisos para el tratamiento de estas velocidades deberían mejorar los resultados obtenidos con la metodología propuesta en este trabajo.

Este caso estudio muestra que una la aplicación de co-kriging implica una mejora en el procedimiento de conversión tiempo profundidad propuesto por Hwang y McCorkindale (1994) que utiliza kriging con derivada externa - la cual es derivada de los tiempos de los horizontes sísmicos interpretados. La utilización de este procedimiento implica la caracterización de la correlación de las velocidades sísmica y las derivadas de pozo así como su procesamiento para liberarlas del sesgo intrínseco que presentan como estimadores de velocidades rms.

Desarrollos posteriores en esta línea de investigación deben dirigirse a los problemas de migración en tiempo y especialmente en migración en profundidad, donde la integración de fuentes de información de velocidad es crítica.

BIBLIOGRAFIA

Al-Chalabi M. 1974, An Analysis of the Stacking, RMS, Average and Interval velocities over a horizontally layered ground, *Geop. Prosp.* 22, 458-475.

Hwuan L-F. and McCorkindale D., 1994 Troll Field depth conversion using geostatistically derived average velocities. *Leading Edge*, Vol. 13 No. 4, p. 262-269.

Wolf D., and Long J., 1991, North Sea depth Conversion using Geostatistically derived velocities. 61th Annual Meeting of the Society of Exploration Geophysicists Houston.

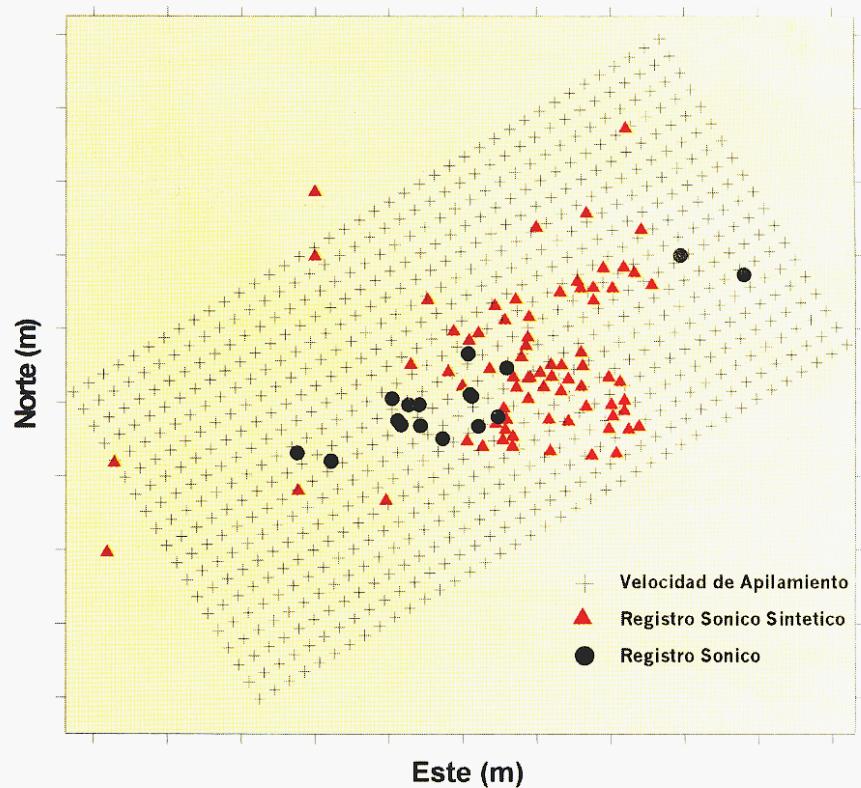


Figura 1

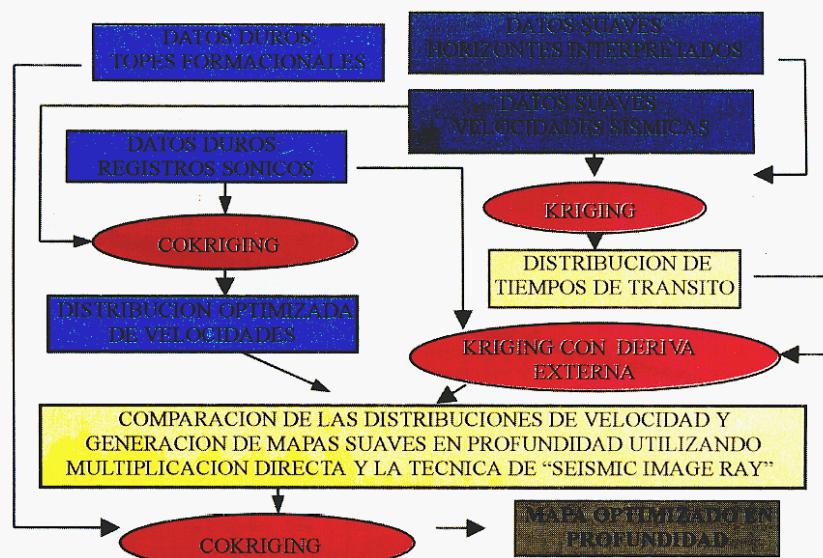


Figura 2

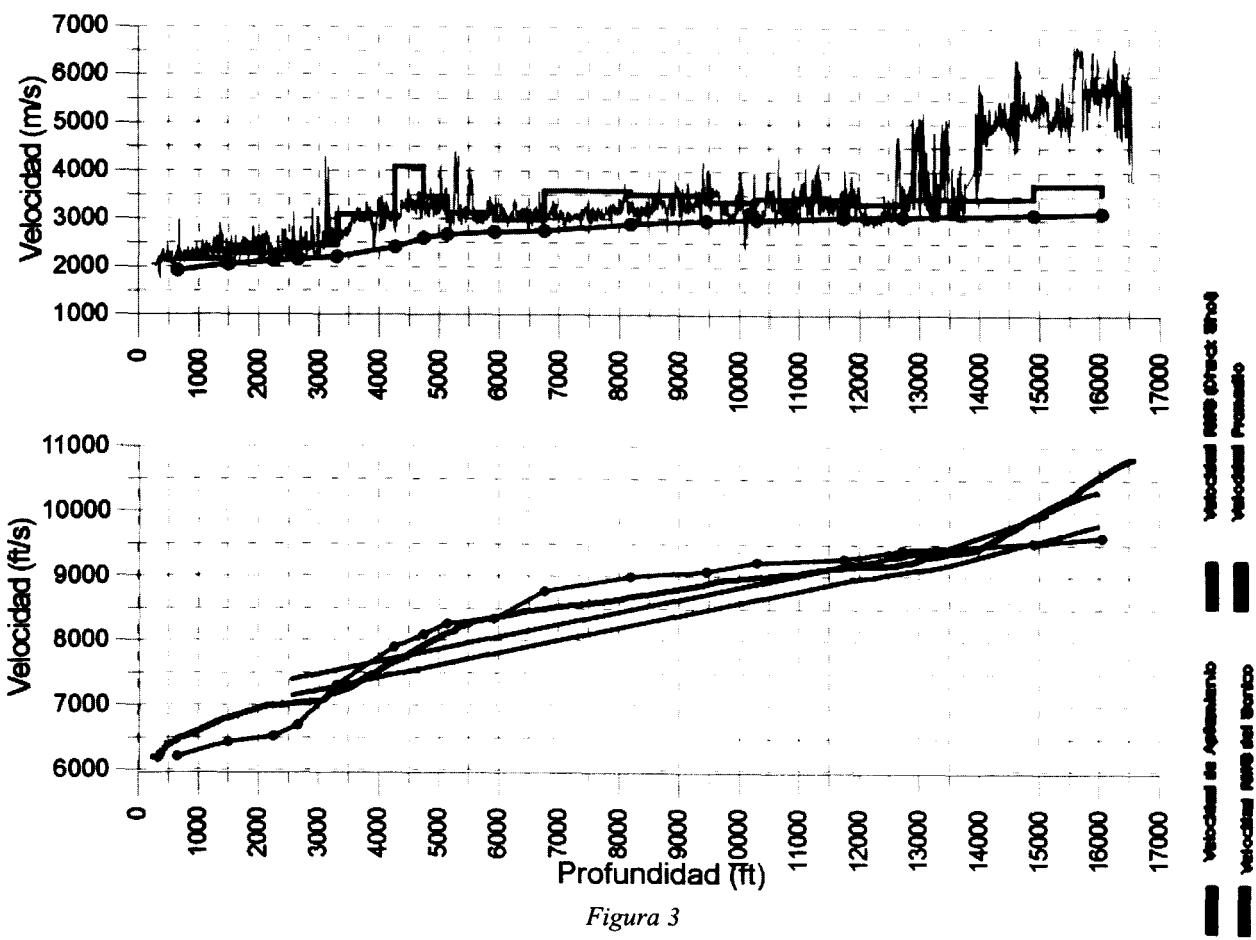


Figura 3

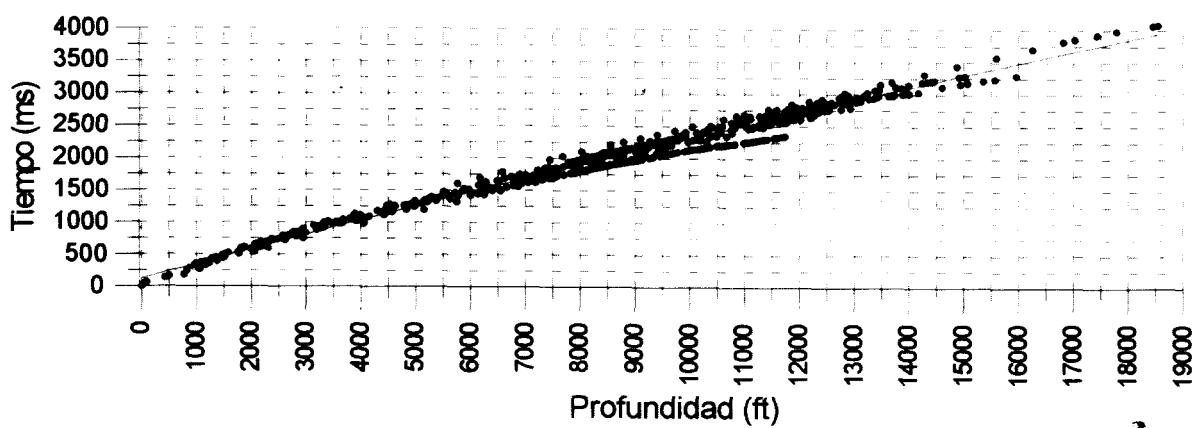


Figura 4

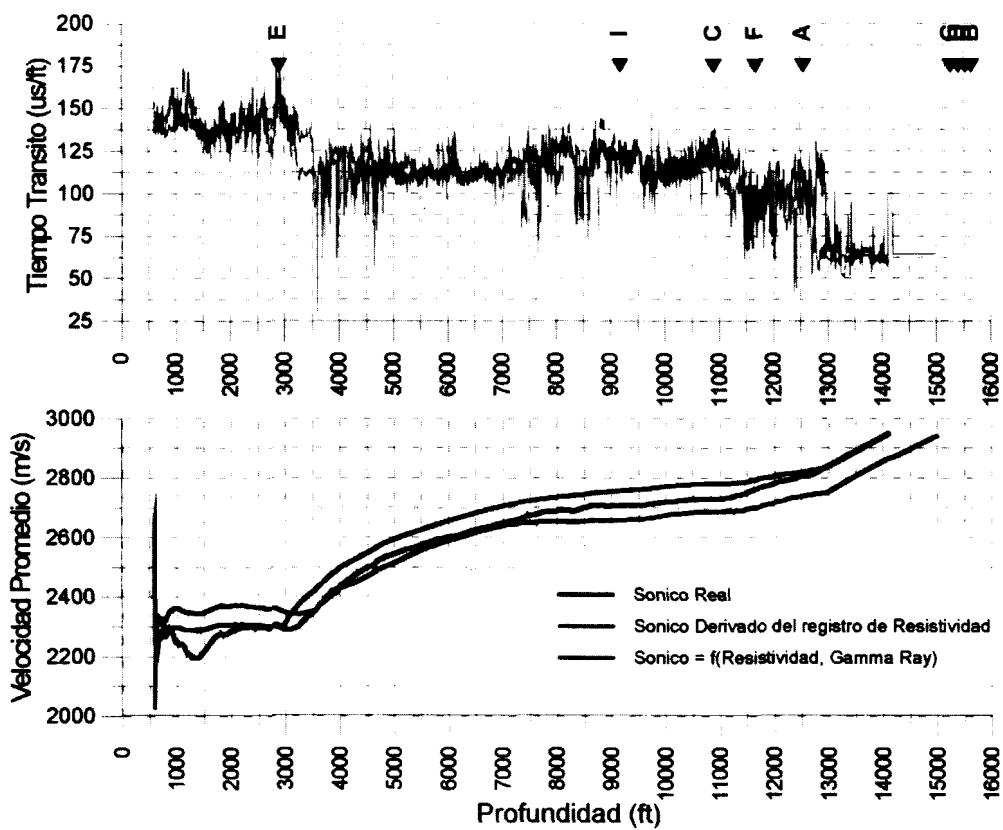


Figura 5

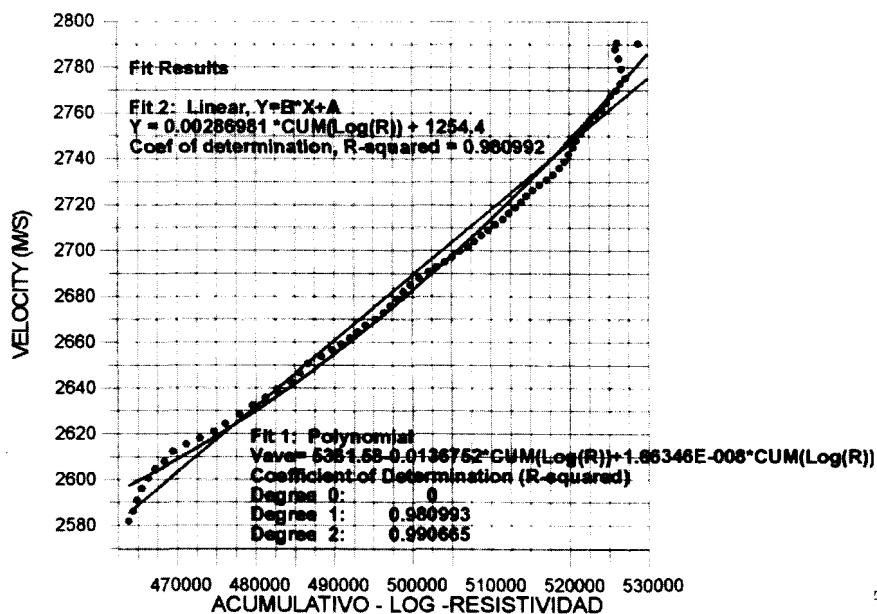


Figura 6

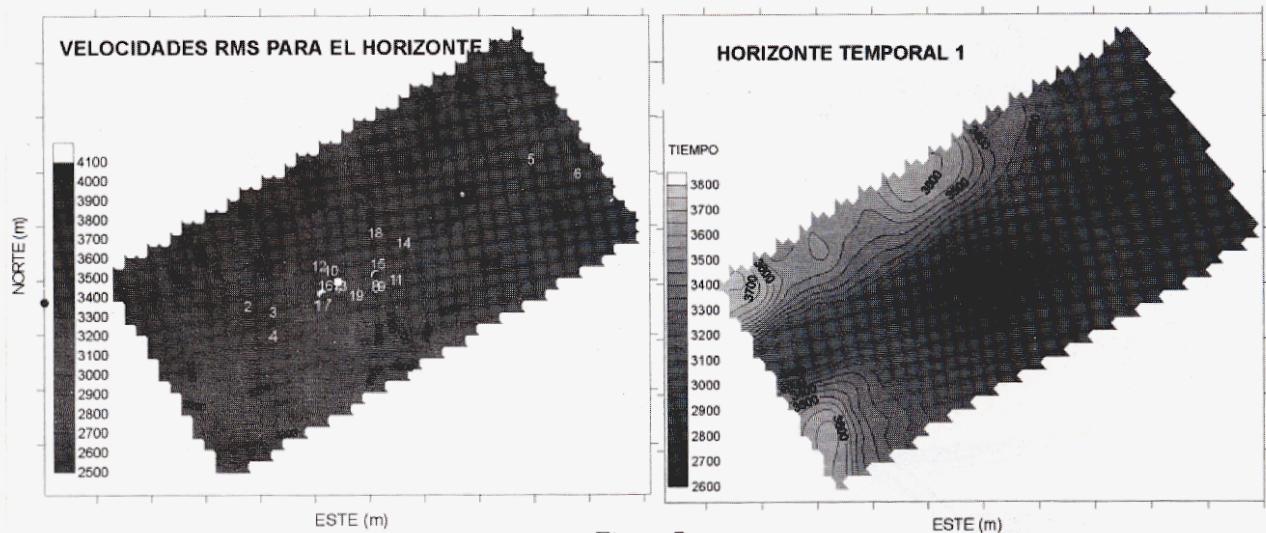


Figura 7

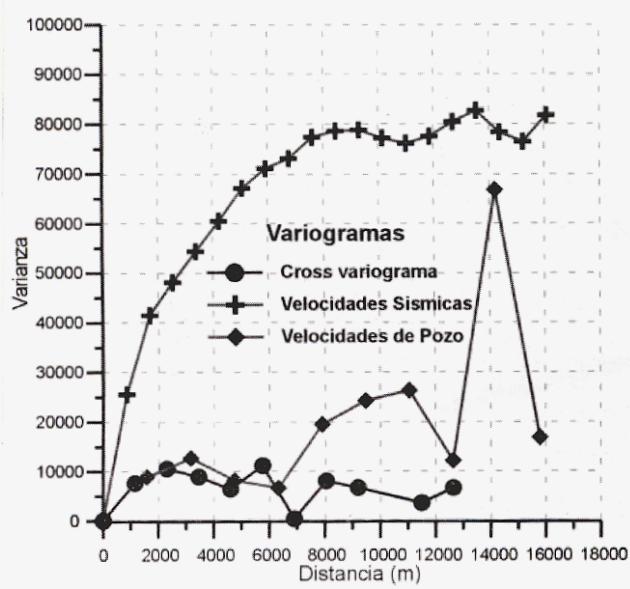


Figura 8

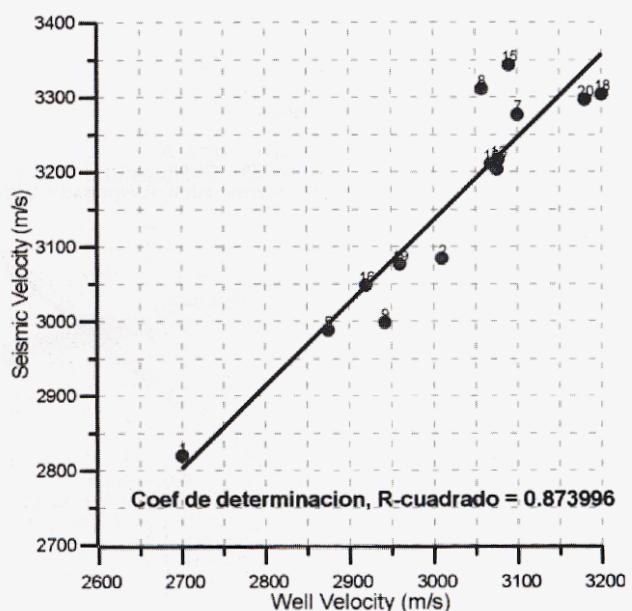


Figura 9

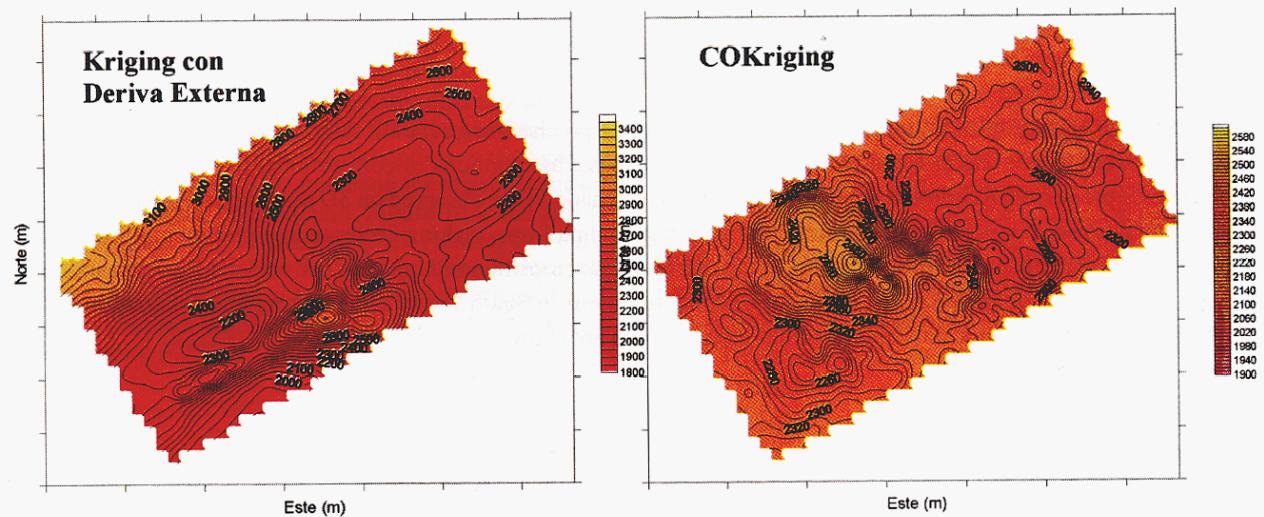


Figura 10

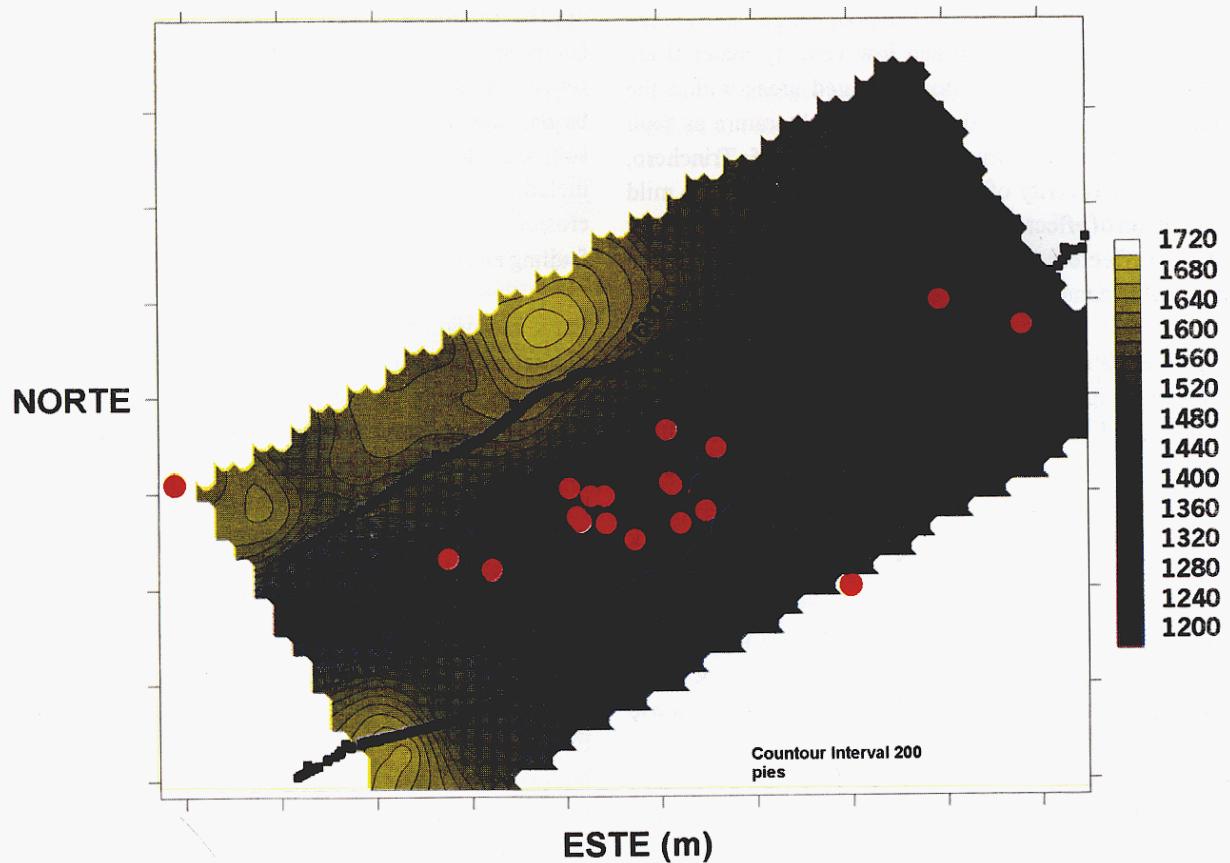
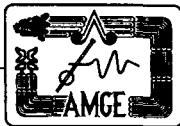


Figura 11



Depth Migration of Fault Shadows

Steve Whitney, Mike Challis, Wendy Houghton, Mark Wuenscher, Conoco Inc., Houston, Texas.

SUMMARY

Low cost, high quality seismic images are fundamental to the precise interpretation that is essential for development drilling. In areas where lateral velocity changes violate the basic assumptions of conventional time processing, more sophisticated processing techniques are required. Severe fault shadows are observed on 3D seismic data in South Texas. These shadows result in poor data continuity and time sags and pull-ups, making accurate interpretation problematic. The origin of the fault shadow problem is from the offset and juxtaposition of high and low velocity Eocene sands and shales. Conoco has completed several pre-stack depth migrations in South Texas using a proprietary migration code. Improvements to the seismic data and resulting interpretation are shown.

INTRODUCTION

Faulting in the simple overburden geology of the South Texas Lobo trend creates zones of poor image quality when alternating layers of high and low velocity material are offset and juxtaposed. Poorly imaged areas within the footwall are identified throughout the literature as fault shadows (Allen and Bruso, 1989; Fagin, 1995; Trinchero, 2000.) The severity of the problem can range from mild undulation of effected reflectors to a total lack of continuity of all reflectors in the footwall. Conventional time processing cannot produce accurate images.

However, fault shadow problems are localized. Areas not effected by fault shadows can be adequately imaged with 3D poststack time migration. But as development drilling enters the poorly imaged areas more sophisticated processing techniques are required to lower risk. The generally accepted solution for this problem is 3D prestack depth migration. Until recently, this model based imaging process has been time consuming and costly. Responsible field development requires careful attention to all costs, including data processing. Successful 3D prestack depth migration must be done in a low-cost, quick response manner.

THE SOUTH TEXAS FAULT SHADOW PROBLEM

The Late Paleocene Lobo trend, located immediately east of the Mexico-USA border, is a major low-permeability natural

gas producer of the Texas Gulf Coast, having yielded approximately 4.5 TCF of gas. This Lobo Section comprises a series of variably over-pressured sand shale sequences that are heavily faulted. The primary exploration targets, the Walker and Lobo 1 through 6 intervals, were subjected to extensive postdepositional deformation, including intense faulting, slumping and subsequently to erosion to form the Lobo Unconformity. Later periods of faulting and erosion further complicated the Lobo interval.

Early exploration techniques relying on open-hole logs, dipmeters, and 2D seismic data were adequate while exploring for large slump block features. With time, exploratory targets were reduced in size and the probability of success was diminished. The application of 3D seismic in the 1990's has reduced the small-target risk, but some areas still lacked high resolution and continuity.

The relatively simple overburden includes Paleocene and Eocene sands and shales deposited in a down-to-the-coast extensional system. Low displacement growth faults, some cutting all the way to the surface, displace the high velocity Eocene Queen City sand, low velocity Reklaw shale, and high velocity Carrizo / Wilcox sand sections. Where high velocity intervals are offset and juxtaposed to low velocity intervals, traveltime delays and advances degrade the otherwise easily imaged seismic data.



Figure 1a is a model that illustrates alternating high and low velocity intervals typical of this area that have been offset across a fault. Common midpoint (CMP) traces were forward modeled, stacked, and time migrated using a RMS velocity field created from the interval velocity model. The result, Figure 1b, shows the footwall reflectors to be very broken in the fault shadow zone. Effected horizons exhibit pull-up and sag. While poststack depth migration can do a better job, Figure 1c, it cannot repair the improper stacking that occurs in the time domain. Figure 1d is the prestack depth migration of the original CMP gathers. Not only is the imaging correct, but the non-hyperbolic moveout in the CMP gathers, Figure 1e, has been better handled with the 3D prestack depth migration as seen in the common image point (CIP) gather in Figure 1f.

IMAGING STRATEGY

Ongoing interpreter / processor interactions provide the opportunity to identify potential projects. Once a project has been defined a model builder is added to the team. Projects are completed quickly by distributing concurrent tasks between the team members.

In the Lobo area model based processing is the key to a good depth migration. Fagin (1998) and Schultz (1998) demonstrate the need for good models and point out the value of the model building procedure for the interpreter. Our layer-based model building approach keeps the interpreter involved. We believe this interaction is essential to producing a good model, understanding its limitations, and producing an accurate interpretation of the final image.

Figure 2 shows the model building flow. Initial interval velocities are extracted from available well information and used to vertically stretch the time interpretation to depth. The initial model is used to perform a sparse (a series of inlines and crosslines) prestack depth migration to be analyzed for residual depth errors. The depth errors are used to tomographically update the velocities and depth surfaces. This process can be iterated until the velocities are well behaved. At that point a poststack depth migration is performed to create an image for the interpreter to reevaluate the structural component of the model. Generally only small structural updates are required to create a final model.

A four-fold reduction in costs over the last few years have helped make prestack depth migration a cost effective development tool. These improvements are primarily due to increased computer speed, improvements in the efficiency of proprietary code and a more efficient workflow. The cost of a single image is much less than the cost of a single well. Even the smallest image is likely to impact several locations which places significant value upon depth imaging.

Example

Figure 3a is a line from a 3D poststack time migration showing the typical loss of signal strength and continuity within the fault shadow. As a result, complex structure and stratigraphy in the main productive interval and at intermediate casing point are difficult to interpret. Ongoing development drilling in the area made it imperative to find a time and cost effective method to improve the data quality without delaying planned wells. The single biggest problem in the area is imaging small-scale faults for accurate well placement. Figure 3b shows a depth migration of the same line. The depth migration has dramatically improved our ability to locate wells and avoid previously unrecognized faults. Additional data quality improvement near intermediate casing point also adds to a better casing program design.

Not only will the prestack depth migration affect the upcoming drilling program, but it also helps provide a clearer understanding of completed wells and their production. Overall, the new processing significantly improves the development program by providing a dramatic improvement in data quality and interpretation in the fault shadow area. Other examples will be shown to further illustrate these observations.

CONCLUSION

Prestack depth migration using layer-based models with interpreter input in the South Texas area has provided improved image quality. Better imaging provides greater confidence in structural interpretation and allows for better well locations and more efficient development. The successful application of this technology in a development setting requires low costs, quick response, and efficient interpreter interaction in the model building phase.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are very grateful to Conoco, Inc. for permission to present this work. We would like to express our thanks to Mark Boyd, Steve Campbell, and Peter Lellis for their technical advise and initiative in these endeavors, and to Jack Howell, Mike Gurch, Don Roy, and Don Black who did the data processing and imaging, and to Frank Chlumsky for the region trend input.



REFERENCES

- Allen, J. L.; Bruso, J. M. 1989, A case history of velocity problems in the shadow of a large growth fault in the Frio formation, Texas Gulf Coast: *Geophysics*, 54, 426-439.
- Fagin, Stuart W. 1995, Solving the fault shadow problem in the Wilcox trend of south Texas: 65th Annual Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1182-1185.
- Fagin, Stuart W., 1998, Model-Based Depth Imaging, Society of Exploration Geophysicists
- Schultz, Phil, 1998 The Seismic Velocity Model as an Interpretation Asset, Society of Exploration Geophysicists
- Trinchero, Eduardo 2000, The fault shadow problem as an interpretation pitfall: *The Leading Edge*, 19, 02, 132-135.

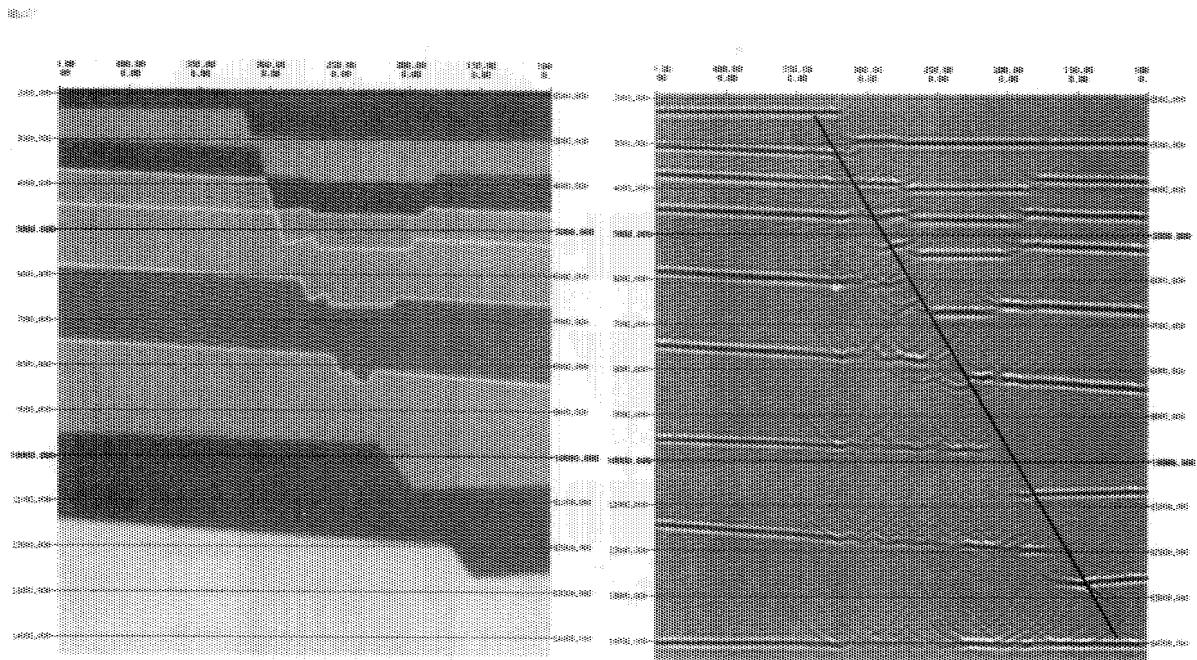


Figure 1a. Depth / velocity model with offset high and low velocity layers.

Figure 1b. Poststack time migration (converted to depth) of stacked synthetic CMP gathers. The triangular region is the fault shadow zone.

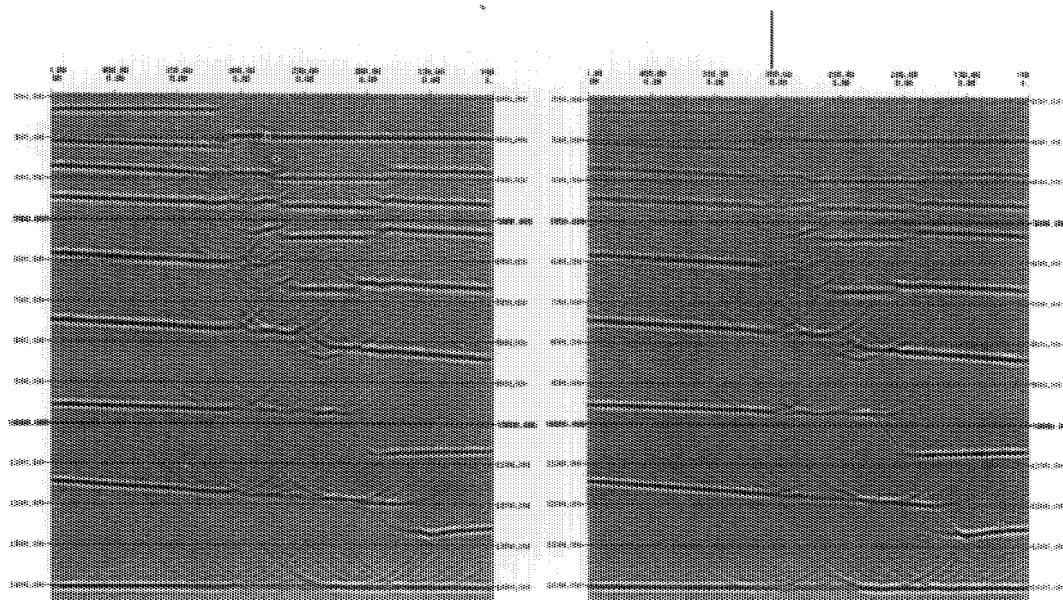


Figure 1c. Poststack depth migration of stacked synthetic CMP gathers.

Figure 1d. Prestack depth migration of synthetic CMP gathers.

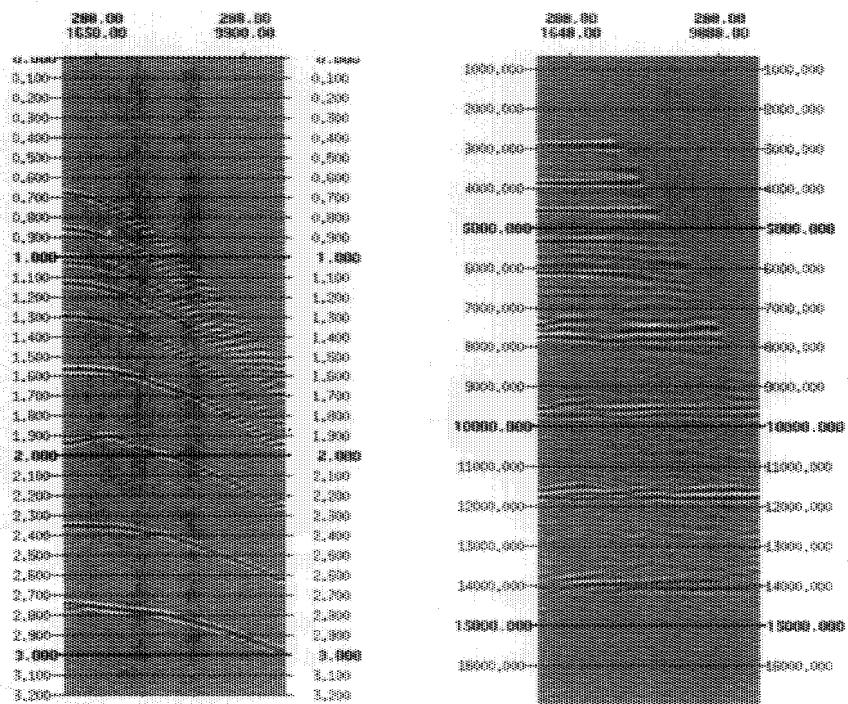


Figure 1e. Synthetic CMP gather showing non-hyperbolic moveout that cannot be properly handled with time domain processing.

Figure 1f. Synthetic CIP gather showing events that will form a better stack.



Apilamiento de Registros Geofísicos de Pozo

Hugo Saucedo Reyes, ESIA IPN, Carlos Eleazar Cruz Melo, ESIA IPN, Luis Mario Palacios Reyes, Instituto Mexicano del Petróleo.

RESUMEN

Sin duda alguna las curvas de los registros geofísicos de pozo, son una herramienta esencial en la evaluación e interpretación de parámetros petrofísicos en yacimientos, así como en el análisis de secuencias estratigráficas. La técnica de interpretación, puede ser tanto de carácter cualitativo, como cuantitativo. Los mejores resultados de la interpretación serán aquellos que estén respaldados por información tal como, secciones sísmicas y muestras de núcleo. La técnica que interesa, particularmente en el presente trabajo, es la que se conoce como correlación o ajuste visual, esta técnica principalmente pretende evaluar la extensión lateral de la litología del subsuelo, mediante la comparación de dos o más registros de pozo, apoyándose directamente en las propiedades físicas de las rocas medibles, como son: la respuesta eléctrica, conductividad, propiedades elásticas, propiedades radioactivas, etc. En dicha comparación, se tratarán de identificar las tendencias o picos del registro que indiquen que se trata de un mismo estrato. Por lo tanto se propone la técnica: Apilamiento de registros de pozo, como un proceso que ayudará a resaltar tendencias en las curvas de registros.

INTRODUCCION

Para la realización del presente trabajo, se identificaron horizontes reflectores, en secciones sísmicas (Figura 1), en base a los cuales se realizó la correlación. Esto proporciona mayor confiabilidad en la correlación, sin embargo no siempre se puede contar con este apoyo, y aún cuando se contara, dada la complejidad geológica y estructural del subsuelo (Figura 2), dicha correlación sería sumamente complicada de llevarse a cabo. Cabe mencionar que éstas no son las únicas complicaciones con las que nos podríamos encontrar, podemos considerar además: la separación que existe entre los pozos que se estén correlacionando, por lo que es recomendable analizar pozos que se encuentren dentro de una misma zona o campo productor. Por otro lado también debemos considerar la precisión de la herramienta con que son tomados los datos, la presencia de ruidos debidos tanto a efectos propios del equipo de registro (efectos no geológicos), como a las condiciones del agujero, altas variaciones en las propiedades de la secuencia litológica (efectos geológicos), etc.

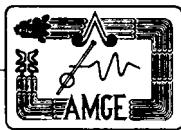
Por todo ello, resulta complicado establecer una correlación confiable y precisa; es por eso que aplicamos la técnica publicada por David G. Quirk, Andrew E. Stocks y Fresenay Misker en la revista First Break de la European Association of Geoscientists & Engineers (EAGE),

fechada en Mayo de 1999, que se titula "Well log stacking: a new technique to improve lateral prediction and sequence stratigraphic interpretation with wireline data". La mayor parte del proceso se realizó con la ayuda de un programa enfocado al análisis y manejo de señales: Matlab®.

DESARROLLO

El presente trabajo se desarrolló empleando un proceso similar al aplicado en el manejo de datos sísmicos, los cuales son grabados a determinado intervalo de tiempo, corregidos en profundidad y posteriormente se apilan las trazas. Este proceso se hace con la finalidad de mejorar la relación señal-ruido, es decir aumentar la calidad de los datos obtenidos, a este proceso se le conoce con el nombre de apilado. Basándonos en esto, los datos de registros de pozo se pueden someter a un proceso similar con la finalidad de resaltar tendencias generales de las propiedades medidas de la litología del subsuelo, de tal manera que al momento de correlacionar se pueda apreciar o discriminar la extensión lateral de un estrato.

Para ello será necesario contar con curvas de registros de pozos, una de las cuales servirá como curva o registro de referencia. En este caso deberá ser aquel pozo que contenga la mayor cantidad de información posible (información geológica, mayor contenido de registros corridos,



sismogramas sintéticos correlacionados con secciones sísmicas, etc.). Para este trabajo se utilizaron curvas de Rayos Gama, ya que son los que comúnmente se utilizan para realizar una correlación estratigráfica. En estos, se debe identificar previamente el intervalo de la curva que se pretenda analizar, esto es estableciendo los límites, inferior y superior, de la curva que se pretenda procesar.

El proceso se resume en cinco pasos fundamentales, que se muestran a continuación:

- Ø Alisado o Filtrado.
- Ø Normalización en amplitud.
- Ø Corrección en profundidad.
- Ø Remuestreo.
- Ø Apilado.

Alisado o Filtrado: Debido a que es difícil correlacionar la curva de un registro completo con otra, y más aún si estos presentan una extensa gama de amplitudes, entre las que se encuentran los ruidos o señales debidas a efectos no geológicos (Figura 3a), se buscó alisar la curva con la finalidad de remover las señales que impedían observar una tendencia general en la curva (Figura 3b). Este paso se llevó a cabo empleando, la Transformada de Fourier. Lo cual nos ayuda a analizar los datos del dominio espacial (n), al dominio del Número de onda (k), donde por medio del espectro de amplitud es más fácil identificar que rango del espectro nos interesa y así discriminar amplitudes por medio de un filtro.

Esto es: transformamos del dominio espacial $x(n)$ al dominio del Número de onda $X(k)$, utilizando la Transformada de Fourier directa.

$$X(k) = \sum_{n=0}^{N-1} x(n) e^{-j2\pi kn/N} \quad \dots(1)$$

La manera de filtrar el registro, se hizo discriminando amplitudes después de un análisis del espectro. Esto es: conservamos las primeras 45 muestras del espectro y el resto se igualaron a cero.

$$X(k) = 0, 1, 2, \dots, N \quad \dots(2)$$

Donde N es el número de muestras contenidas en el espectro.

Posteriormente regresamos del dominio del Número de onda $X(k)$, al dominio espacial $x(n)$, por medio de la Transformada de Fourier inversa.

$$x(n) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} X(k) e^{j2\pi kn/N} \quad \dots(3)$$

Normalización en amplitud: Una vez que se han eliminado o removido todas aquellos ruidos o señales, que no permitan analizar la curva en sus tendencias generales, mediante un filtrado de señales, es necesario ajustar la amplitud de los datos, en un intervalo de amplitud. Esto es: tomar dos valores, que sirvan como referencia; uno que corresponda al valor máximo de amplitud, y otro que corresponda al valor mínimo de amplitud. Como primera opción para llevar a cabo dicha normalización, se puede utilizar las líneas base de lutita y arena (en el caso de curvas de rayos gama), como valores de referencia, solo que en algunos casos, dichos valores no son los que corresponden de manera confiable al contenido o presencia de lutita o arena, ya que estos valores pueden estar enmascarados por la presencia de otra litología que presente lecturas similares o superiores a la lutita o arena. La otra opción, sería igualar el valor máximo de la amplitud a 1 y el valor mínimo de la amplitud a 0, y el resto de los datos quedan ubicados entre estos dos límites de manera proporcional. La opción que se consideró para normalizar en amplitud fue la segunda, dado que, de esta manera, se pueden estandarizar los límites entre 1 y 0 (Figura 3c), a diferencia de los límites que se aplicarían con las líneas base como referencia, esto es que en cada registro existen valores diferentes y que no corresponden necesariamente al contenido o presencia de lutita o arena. Esta normalización es para cada curva.

Corrección en profundidad: Debido a la gran complejidad y heterogeneidad geológica que existe en el subsuelo, es obvio que los estratos no estarán, en el menor de los casos horizontales e igualmente potentes; esto es: que el horizonte que se vaya a correlacionar en un pozo aparecerá a mayor o a menor profundidad, según sea el caso, en otros, tal vez ni aparezca o sea de mayor o menor potencia. Considerando esto, dicho horizonte será más característico en un registro que en otro, lo cual ayuda en gran medida a correlacionar. Una vez realizado esto, tendremos que los horizontes correlacionables en una curva será más largo o más corto que en otra y ello conlleva a tener un mayor o menor número de muestras. Esto nos indica que para correlacionar dichos horizontes, es necesario ubicarlos, primeramente, a una misma profundidad de referencia de tal manera que pareciera como si los estratos fueran horizontales (Figura 4a), a partir de la cual, las curvas se alargarán o se encogerán hasta que tengan la misma longitud.

Remuestreo: Con la corrección en profundidad, podremos analizar los intervalos de la curva a correlacionar, con longitudes similares, en las cuales se podrá notar que los horizontes ajustan de manera considerable, pero las curvas difieren en el número de muestras, por lo que será necesario aplicar la función de remuestreo para obtener, en todos los intervalos, el mismo número de datos, y a la vez el mismo intervalo de muestreo y así poder realizar el siguiente paso que es el apilado.

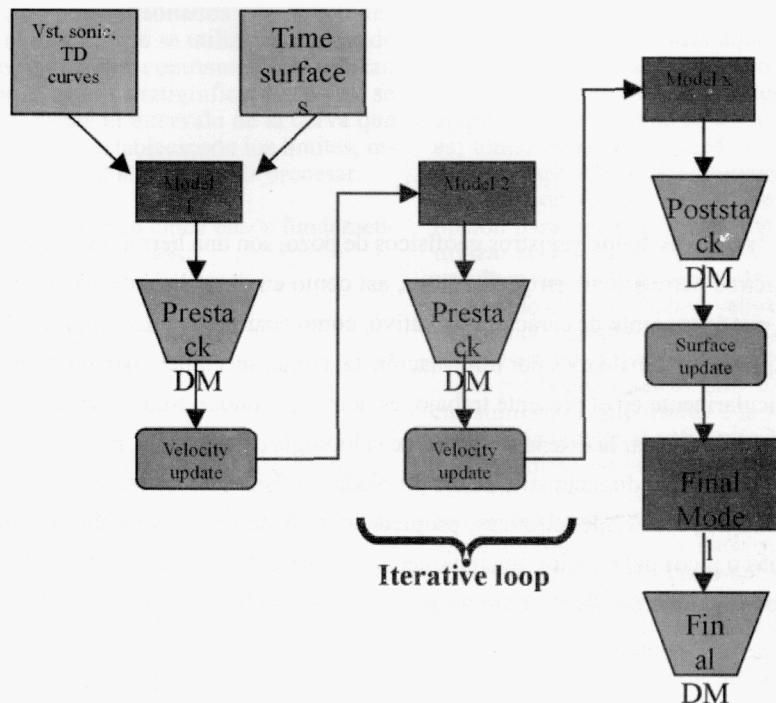


Figure 2. Typical model building flow

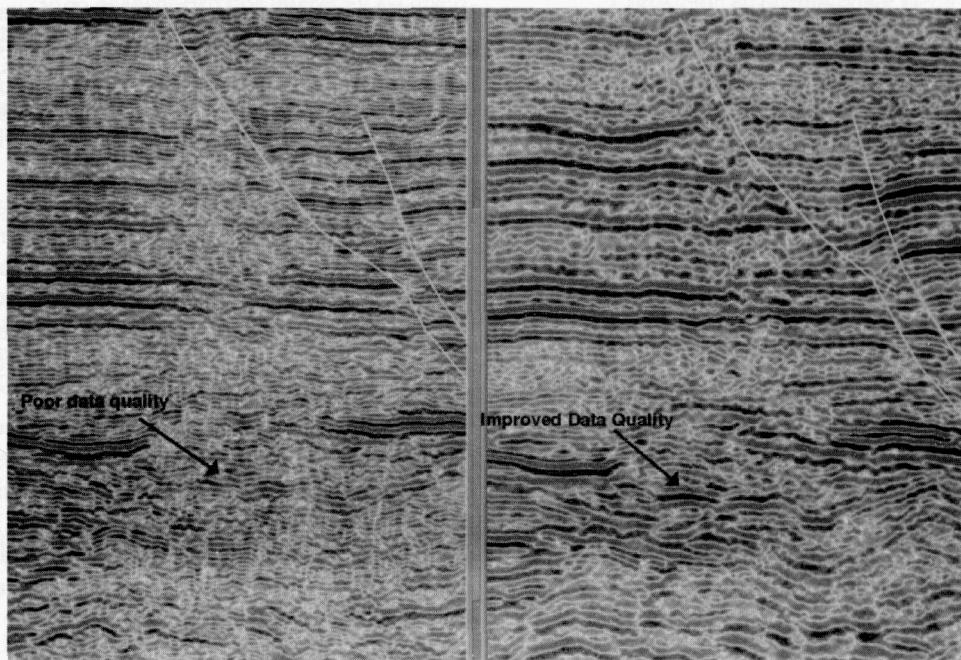
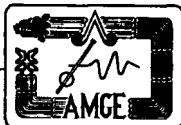


Figure 3a. Line from 3D poststack depth migration. The triangle shows the fault shadow zone.

Figure 3b. Same line as Figure 3a showing improvements in the fault shadow zone.



Apilado: Este consiste en hacer la suma de todos los intervalos de correlación y promediarlos entre el mismo número de curvas que se involucran (Figura 4b). En esta etapa de proceso se notará que algunas señales son atenuadas y otras resaltan en amplitud, de acuerdo a los principios de superposición.

Aplicación:

- Se consideraron cuatro curvas de registros geofísicos de pozo de rayos gama, de los cuales uno de ellos sirve como pozo de referencia. Para efectos de nomenclatura llamaremos: Pozo A, B, C y D (Figura 5).
- A manera de apoyo se identificaron algunos horizontes, que sirvieron como referencia para la correlación con el paquete Charisma de Geoframe, Schlumberger (Figura 1).
- Los datos se alisaron, con la finalidad de suavizar la señal y poder observar las tendencias generales del registro, esto es con la finalidad de analizar estratos de potencia considerable. (Figura 6).
- Todos los datos se normalizaron, quedando distribuidos en una escala de entre 0 y 1 de amplitud (Figura 7).
- La corrección en profundidad, se hizo de acuerdo al pozo de referencia (Pozo D), (Figura 8).
- El remuestreo se realizó basándose en el número de muestras que contiene el pozo de referencia (Pozo D).
- El registro apilado, se compara con cada uno de los registros utilizado, con la finalidad de observar la similitud de la curva, así como el realce o atenuación de tendencias de la curva. (Figura 9)

Conclusiones: Definitivamente el proceso ayudó a resaltar las tendencias medidas en las curvas de registros de pozo, por lo que se advierte como una herramienta más en los métodos de correlación para la extensión lateral de cuerpos de roca, lo cual es de suma importancia en los casos en los que se deseé identificar la extensión lateral de un yacimiento, en la identificación e interpretación de

secuencias estratigráficas, etc. Para ello, el método deberá, apoyarse de información adicional, tal como: muestras de núcleo, sísmica, e información bioestratigráfica, lo que significaría obtener mejores resultados. Por otra parte, cabe mencionar, que en el presente trabajo solo se menciona la aplicación del método, por lo que no se presenta una interpretación estratigráfica o petrofísica en el mejor de los casos. Por otra parte, es necesario agregar que de todos los pasos del proceso, el más complicado y latoso, fue la corrección por profundidad, y esto es obvio debido a la gran complejidad y heterogeneidad del subsuelo.

REFERENCIAS:

- David G. Quirk e.t. Research article: "WELL LOG STACKING: a new technique to improve lateral prediction and sequence stratigraphic interpretation with wireline data. FIRST BREAK, OFFICIAL PUBLICATION OF THE EAGE, Vol. 17, No. 5 May 1999. 131-143
- Aurelio Cruz Ambrosio & Alfredo F. Treviño, PEMEX. "La normalización y correlación multipozo, nucleos-registro, base de una interpretación sísmica consistente. Memorias AMGE Veracruz 98, VIII Simposium de Geofísica y Exhibición de Equipo, 1998.
- Malcolm Rider. "The gamma ray and spectral gamma ray logs". The Geological Interpretation of Well Logs. Second edition, 1996. 67-86.
- Paul M. Embree & Bruce Kimble. "Digital Signal Processing Fundamentals". C Lenguage Algorithms for Digital Signal Processing, 1991. 3-9, 18-32.
- Samuel D. Stearns, Ruth A. David. "Signal And Sampled Data", "Discrete Fourier Transform Routines", "Digital Filterin Fundamental". Signal Processing Algorithns in Fortran and C, 1993. 10-20, 21-43, 99-120.

Schoichiro Nakamura. Análisis Numérico y Visualización Gráfica con Matlab®, 1997.

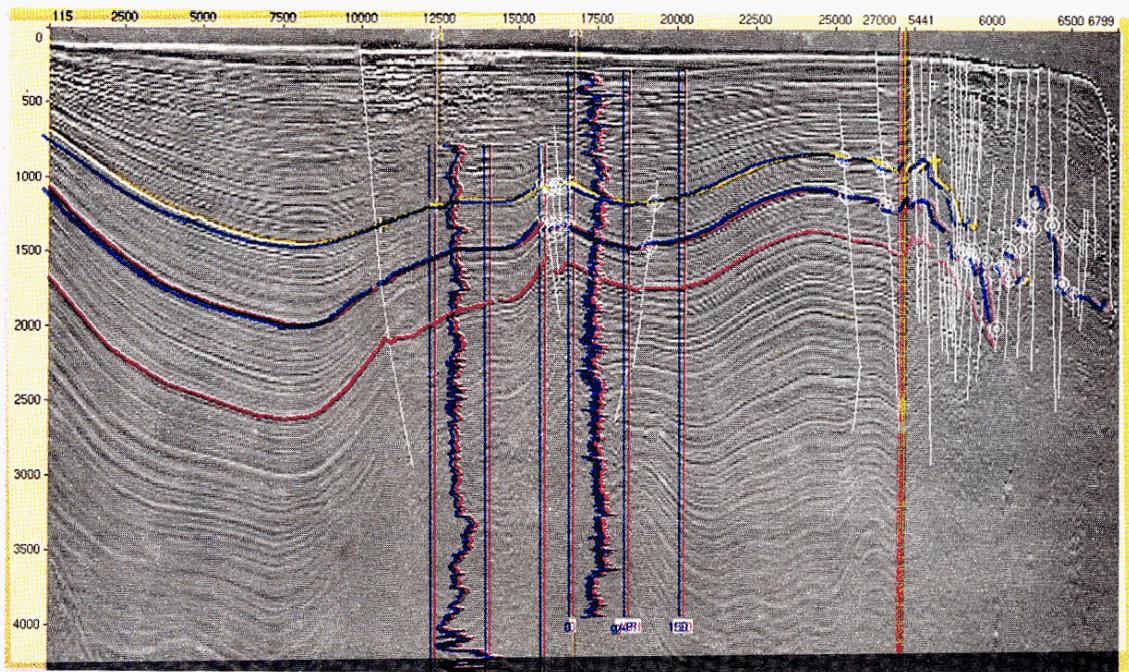


Figura 1: Algunos horizontes interpretados en la sección sísmica, por medio del software Charisma Geoframe, Schlummburger

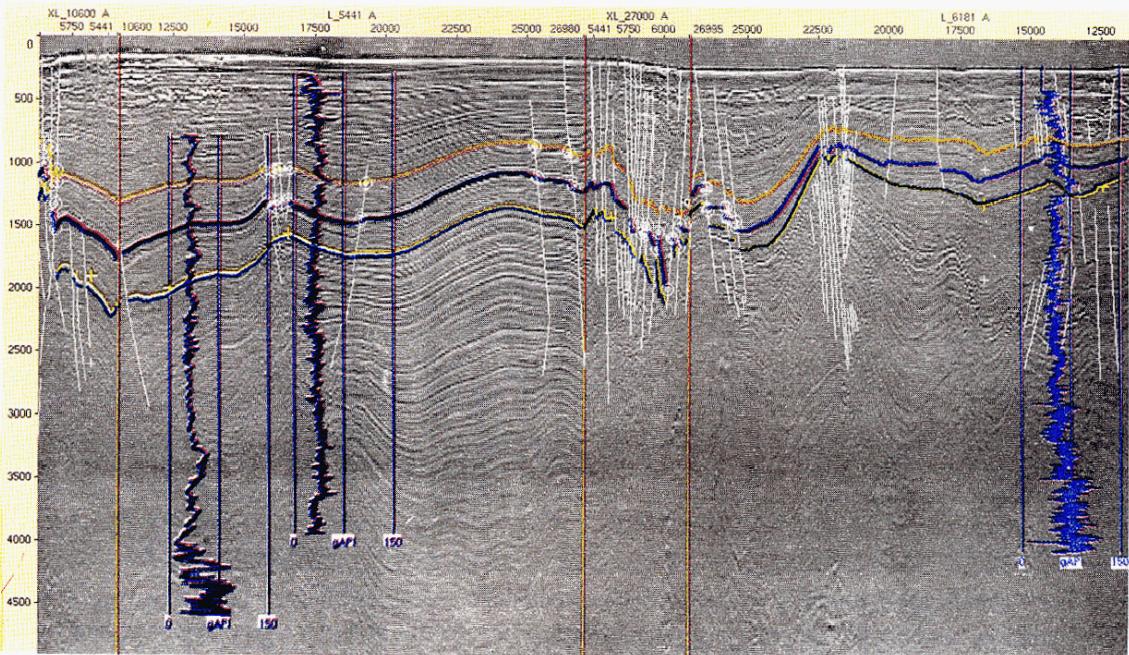


Figura 2: En esta figura se puede notar la complejidad geológico-estructural, por lo que resulta más complicado llevar a cabo una correlación.

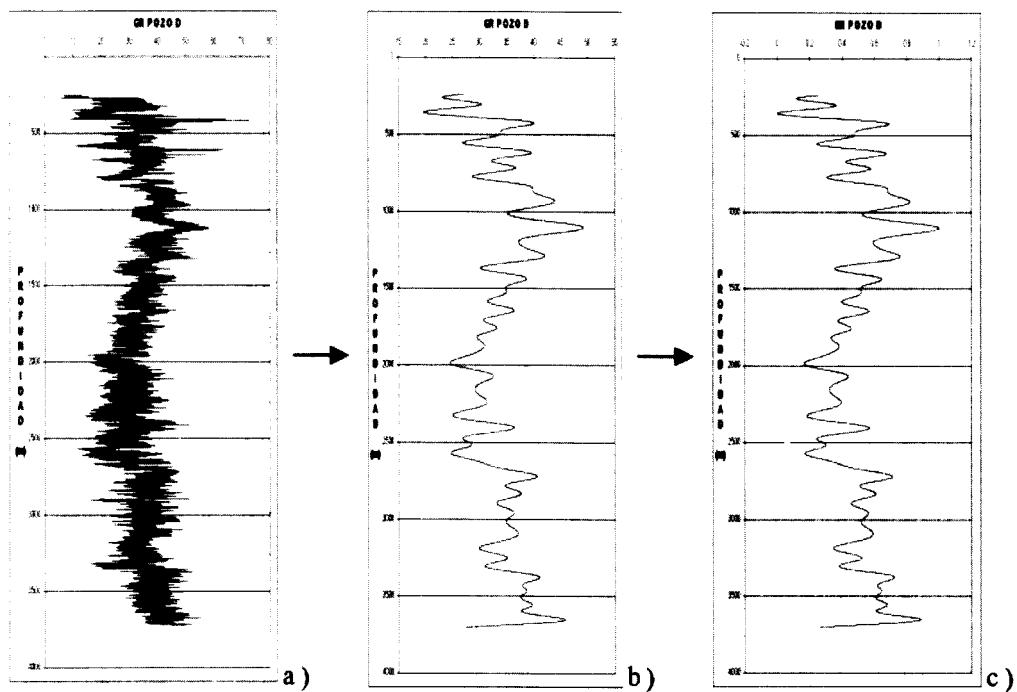


Figura 3: El pozo D, tomado como pozo de referencia, por ser el que cuenta con más información. a) El registro original, b) El registro filtrado o suavizado y c) El registro normalizado en amplitud.

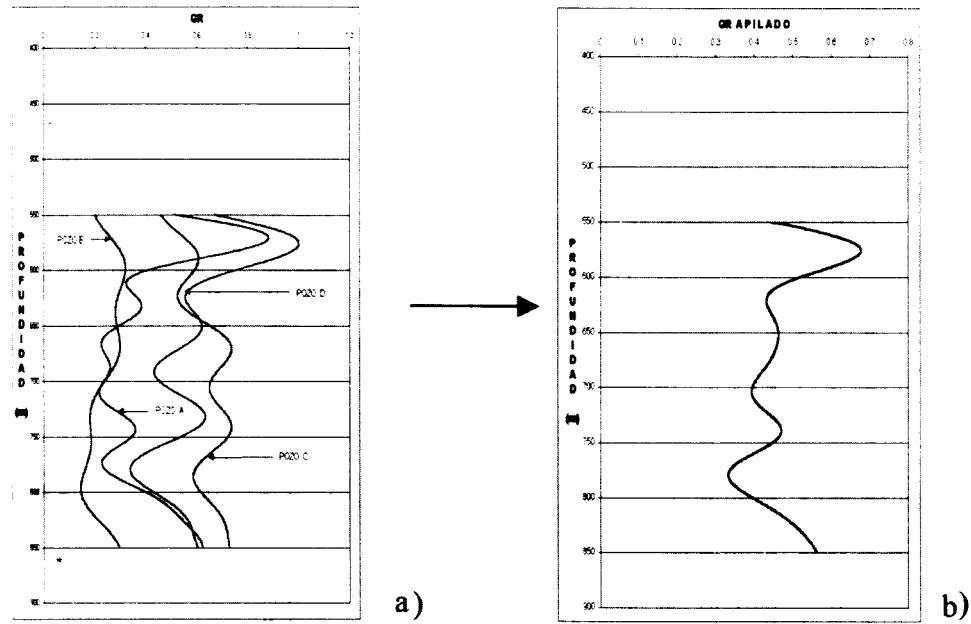


Figura 4: Una vez realizado el filtrado y la normalización en amplitud, se elige un intervalo de cada registro, el cual va a ser correlacionado, sele hace la corrección en profundidad, de tal manera que parece que los estratos son paralelamente horizontales (a), a partir de esto se hace el remuestreo, para posteriormente apilarse (b).

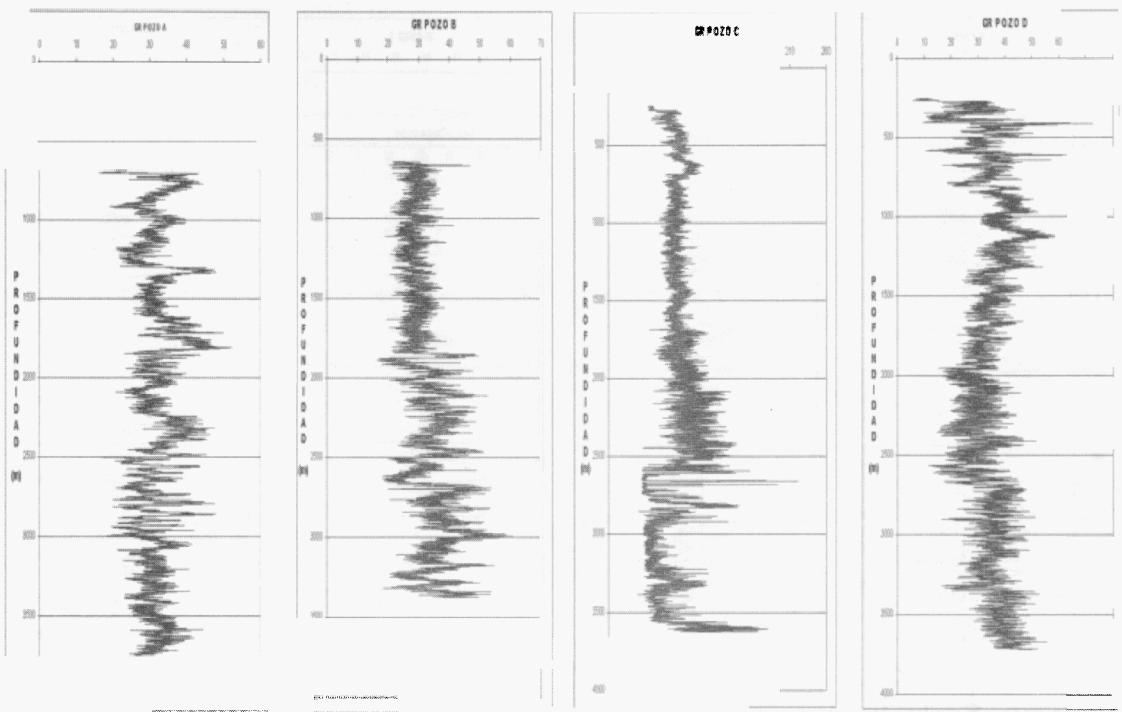


Figura 5: Los datos de los registros de pozo originales, en los cuales se puede notar que no es fácil realizar una correlación, por lo que es necesario analizarlos después de haber sido filtrados.

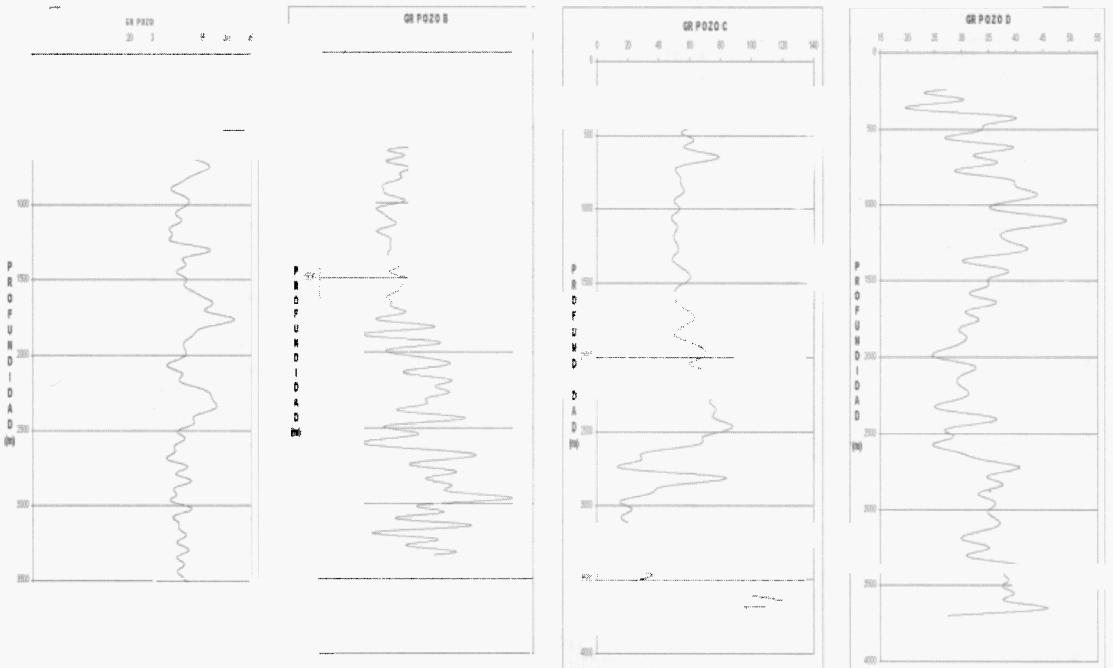


Figura 6: Las curvas alisadas de los registros anteriores, de manera que ahora podemos observar sus tendencias generales. Nótese que la curva conserva la tendencia de la curva original.

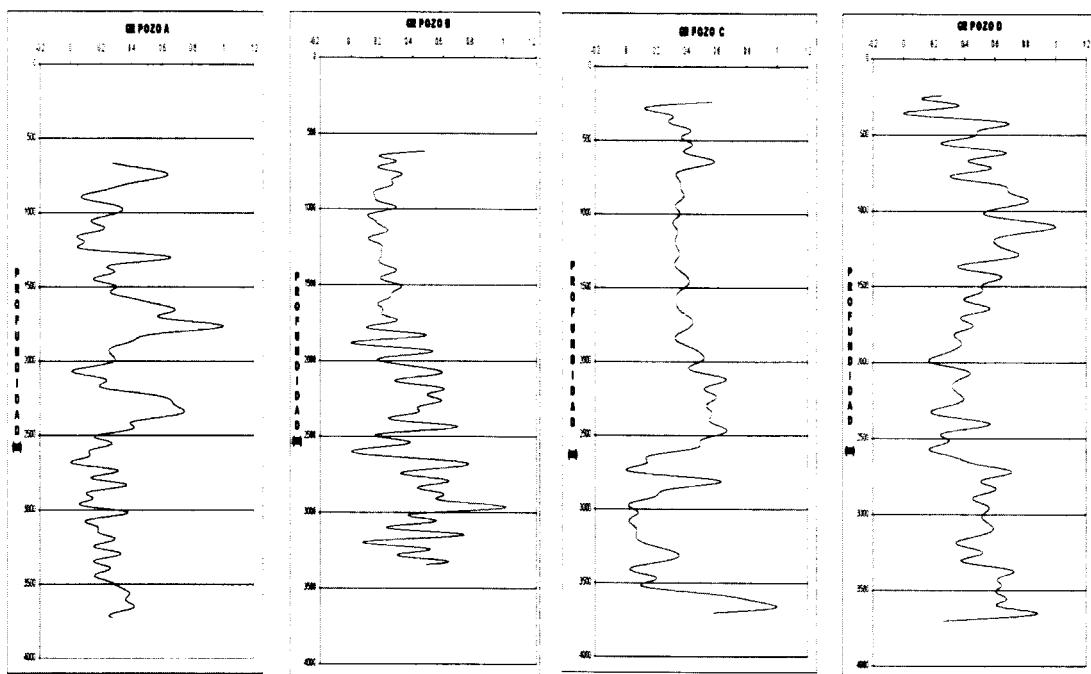


Figura 7: Los datos distribuidos en una escala de entre 0 y 1 (Normalización en amplitud). De la misma manera se nota que la forma de estas curvas son similares a las curvas de los registros filtrados.

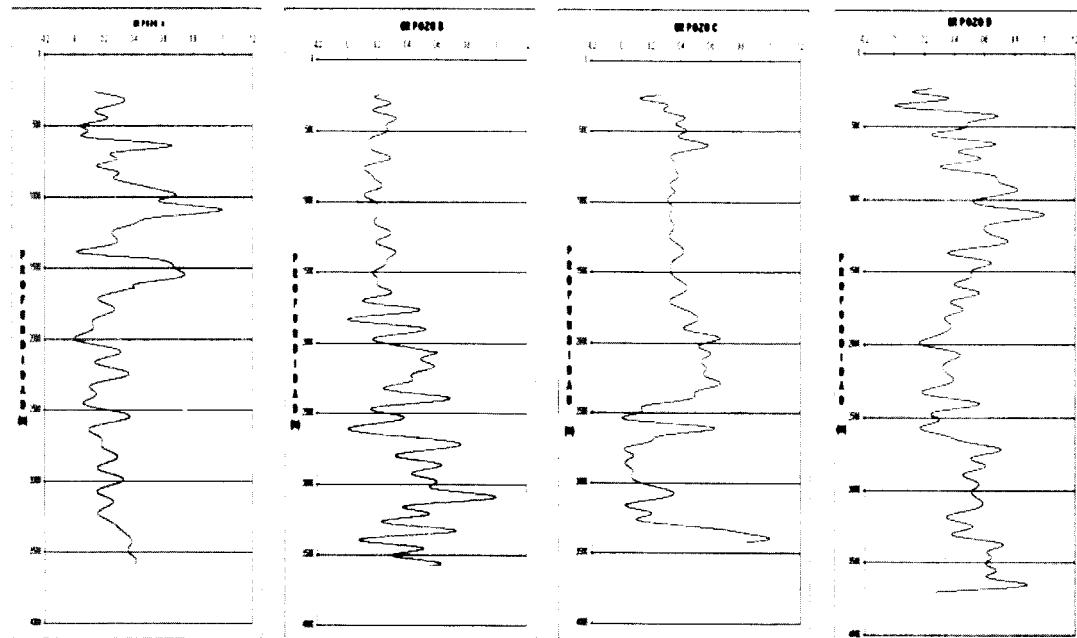


Figura 8: Corrección en profundidad, de esta manera puede suponerse que los estratos se encuentran en forma horizontalmente paralela.

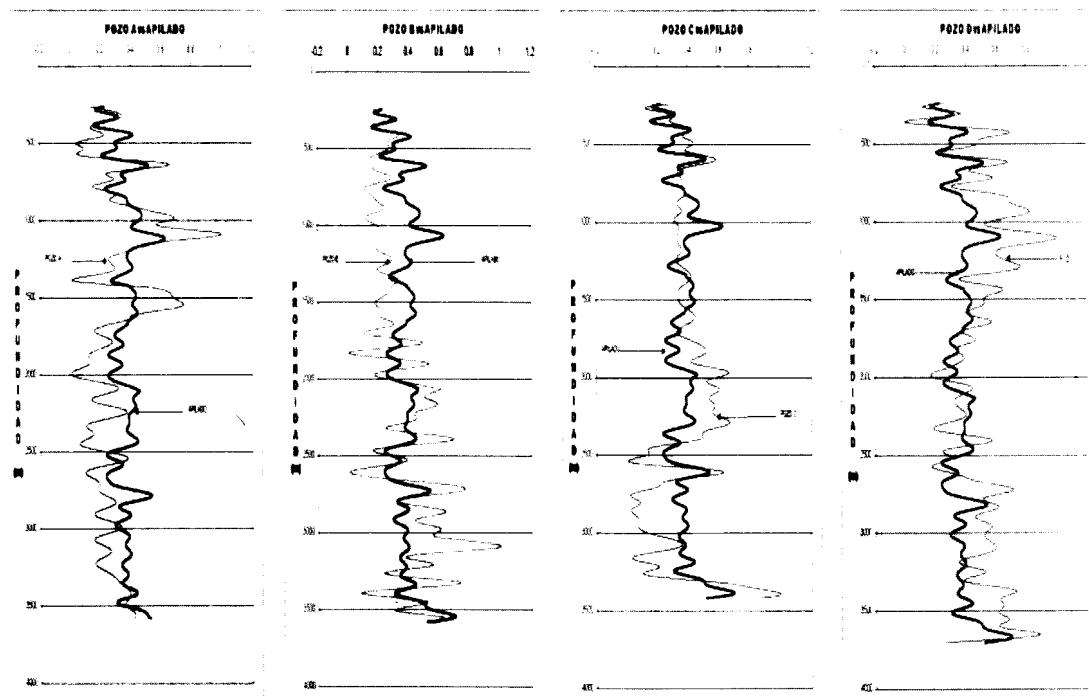


Figura 9: Finalmente, la curva apilada es comparada con cada uno de los registros trabajados, en la cual se puede notar la similitud entre las curvas, lo cual demuestra que existe una correlación de horizontes entre los cuatro pozos.



CONSEJO DIRECTIVO 1999-2000

Ing. César Navarro Tafolla Presidente
Ing. Jorge Ramón Vera Sánchez Vicepresidente
Ing. Javier Nuñez Ariza Secretario
M.C. Rodolfo Marines Campos Tesorero
Ing. Otilia Mayés Mellado Protesorero
Dr. Sergio Chávez Pérez Editor
M.I. Gerardo Basurto Borbolla Coeditor
Ing. Carlos Villegas Carrasco Coord. Ayuda Mutua.
Ing. B. Patricia Oceguera Serrano Subcoord. Ayuda Mutua
M.C. Marco Vázquez García Coord. Eventos Técnicos
Ing. Marcos Luckie Pimentel Coord. Eventos Sociales
Ing. Eloy Ruiz Rojas Comité Jubilados
Ing. Marcela D. García Cruz Vocal IMP
M.I. M. Luis Palacios Reyes Vocal IPN

CONSEJO DE HONOR Y JUSTICIA

Ing. Jorge Reyes Nuñez
Ing. Raymundo Aguilera Ibarra
Ing. Fco. Rubén Rocha de la Vega

PRESIDENTES DELEGACIONALES

Ing. Luis Pablo Boll Arguello Cd. del Carmen, Camp.
Ing. Rafael Clemente Martínez Coatzacoalcos, Ver.
Ing. Noé Loyo Hernández Poza Rica, Ver.
Ing. Hector Bernal Ramírez Reynosa, Tamps.
Ing. Raúl García Fernández Tampico, Tamps.
Ing. Jorge Barrios Juárez Villahermosa, Tab.
Ing. Hector Ramírez Jiménez Veracruz, Ver.

Sergio Chávez Pérez

Gerencia de Prospección Geofísica, Dirección Ejecutiva de Exploración y Producción, Inst. Mexicano del Petróleo,
Eje Central L. Cárdenas 152, México, DF 07730, MÉXICO. Tel. 5333-8314 y 8337; Fax 5333-8295; Email:
schavez@imp.mx
