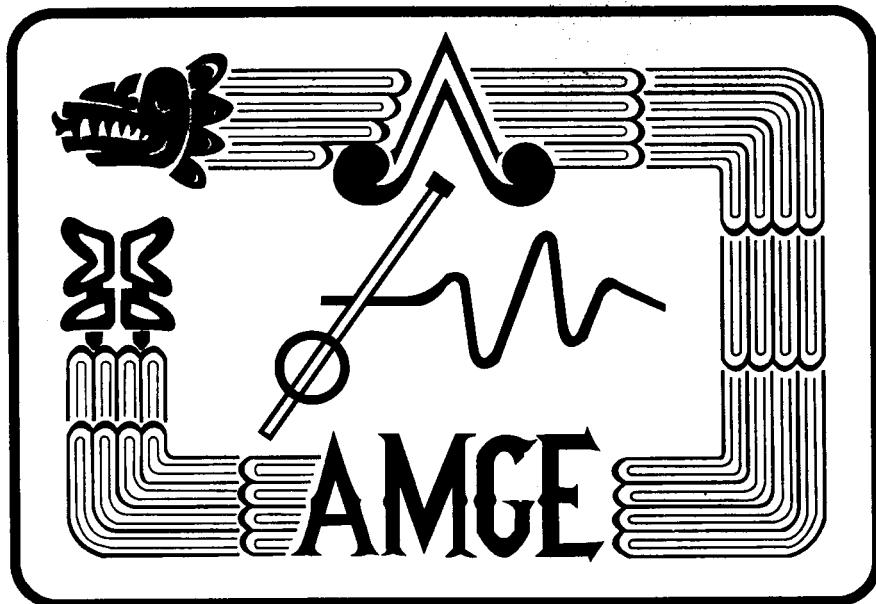


**Boletín de la  
ASOCIACIÓN MEXICANA DE  
GEOFÍSICOS DE EXPLORACIÓN, A.C.**



Contenido

Editorial

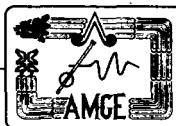
i

**Estimación de Modelos de Velocidad para Migración Sísmica**

*José M. Castillo Covarrubias, Jorge A. Mendoza  
Amuchástegui y Sergio Chávez Pérez*

1

**Vol. 40, Nos. 1-4, Enero-Diciembre 2000**



## Editorial

Recientemente, los ingenieros geofísicos han sido una parte fundamental del material humano que participa en el proceso de exploración petrolera. La mayoría, sin embargo, se dedica a aspectos prácticos y casi nadie puede concentrarse en desarrollar herramientas y aplicar o adaptar nuevos conceptos y técnicas de proceso, simulación e interpretación de datos, ni cuentan con lo último en herramientas computacionales. Nuestra dependencia de cómputo, herramientas, conocimiento y tecnología es casi total, por ejemplo, con respecto a empresas petroleras y de servicio de otros países dedicadas a la exploración y producción de hidrocarburos. Esto porque casi no tenemos tecnología propia en este campo, ni existe suficiente tradición de trabajo en lo que respecta a los procesos de investigación y desarrollo tecnológico.

Actualmente, el desarrollo tecnológico y la investigación en exploración petrolera en México son casi inexistentes, tanto en la academia como en la industria, y están completamente rezagados con respecto a otras áreas geofísicas —como la sismología de terremotos— y de ciencias de la tierra. Uno de los retos principales para realizar investigación básica y aplicada consiste en obtener imágenes del subsuelo. Disponer de ellas es vital para la detección, definición e incremento de reservas de hidrocarburos de *Petróleos Mexicanos (PEMEX)* y, en consecuencia, el incremento en la producción de crudo y gas natural en México dependen de la interpretación de imágenes sísmicas de alta resolución.

Sentimos propia la necesidad y responsabilidad de ayudar a subsanar, en la medida de nuestras funciones y capacidades, la formación de personal experto que pueda desarrollar investigación y tecnología propia, asimilación y transferencia de tecnología, mejorar la preparación y especialización de nuestro personal, y mejorar nuestra infraestructura, mecanismos de financiamiento y herramientas actuales de trabajo bajo un esquema de planeación estratégica, a fin de operar exitosamente en un mercado tan competitivo como el actual.

Así, desde nuestra perspectiva como miembros del gremio geofísico petrolero, y enfocándonos principalmente en aspectos computacionales y de métodos sísmicos, gravimétricos y magnetométricos, que son los más utilizados en la actualidad, consideramos que los principales desarrollos tecnológicos que se han dado y están dando en la exploración petrolera son:

### ***En Aspectos Computacionales***

- Uso extenso de *internet, intranet y la telaraña mundial (WWW – World Wide Web)*.
- Uso cotidiano de estaciones de trabajo con sistemas operativos multiusuario y de multiproceso (*Unix o Windows*).
- Supercómputo paralelo con redes de cómputo heterogéneo y/o utilizando grupos de procesadores (*clusters*).

### ***En Procesamiento y Adquisición de Datos***

- Migración tridimensional, antes de apilar, en tiempo y en profundidad.
- Estimación de modelos de velocidad → *Tomografía e Inversión*.
- Propagación de ondas sísmicas en medios heterogéneos.
- Cálculo de tiempos de viaje y amplitudes.
- Adquisición de datos en pozo y entre pozos.
- Adquisición de datos marinos con sensores duales (hidrófono y geófono) → *Cable de fondo marino*.
- Adquisición de datos en más de un componente de velocidad → *Sismología multicomponente*.
- Adquisición de datos → *Sismología de lapso* o *Sismología en 4 Dimensiones (4-D)*.
- Inclusión de anisotropía.
- Análisis espectral de datos gravimétricos y magnéticos.
- Adquisición de datos de gravimetría satelital.
- Aeromagnetometría de muy alta resolución.
- Adquisición de datos digitales de gravimetría terrestre.
- Técnicas avanzadas en gravimetría de pozo.
- Método electromagnético en el dominio del tiempo.
- Gradiometría gravimétrica marina en 3 Dimensiones (3-D).



### **En Interpretación de Datos**

- Variación de la amplitud de sismogramas contra la distancia fuente-receptor (*AVO, Amplitude Versus Offset*) y el ángulo de incidencia (*AVA, Amplitude Versus Angle*).
- Atributos sísmicos.
- Estimación de parámetros petrofísicos.
- Detección de cuerpos subsalinos con modelado integral, usando métodos potenciales e información sísmica y geológica.
- Definición y delimitación de cuencas con gravimetría y magnetometría.
- Modelado gravimétrico y magnético en 2- y 2½-D.
- Definición de tendencias estructurales (sinclinal y anticlinal).
- Deformación de la cima del basamento magnético.
- Cálculo de la distribución litológica del basamento cristalino.
- Apoyo a la identificación de domos arcillosos vs domos salinos.
- Apoyo a la delimitación de sistemas petroleros.

Los desarrollos anteriores provocan que el reto profesional que enfrentamos para mantenernos competentes y competitivos es enorme.

Las perspectivas a futuro sugieren un desarrollo y uso mucho mayores de cómputo paralelo, tanto heterogéneo como con grupos de procesadores (*clusters*). Y, de hecho, los expertos consideran que los diversos equipos de exploración geofísica, y en particular los sismólogos de exploración, entrarán de lleno al cómputo de este tipo a partir de 2001.

Es previsible también un fuerte avance en tecnologías marinas, costa afuera: en sismología multicomponente y de fondo marino (con sensores duales y múltiples). Además, la sismología de pozo debe consolidarse como herramienta indispensable durante la fase de explotación para optimizar la recuperación.

Por otra parte, es innegable el resurgimiento de los métodos potenciales, integrando datos gravimétricos y magnéticos con datos sísmicos para reducir el riesgo, y por tanto los costos, en la exploración petrolera, planeando en condiciones óptimas los levantamientos sísmicos 3-D.

En campos de gas es posible que se pueda mostrar, con datos magnéticos de alta resolución, la alineación de dos pozos en producción que no estén comunicados, y mostrar la correlación entre campos petroleros y estructuras magnéticas.

La interpretación de datos gravimétricos de alta resolución sobre domos salinos en el Golfo de México puede ayudar al procesamiento de datos sísmicos 3-D, guiándolo en la selección apropiada de los modelos de velocidad para migración en profundidad, antes de apilar y, posterior al procesamiento, ayudar al intérprete.

Los avances en la instrumentación, en las estrategias de adquisición de datos de alta resolución y en el desarrollo de paquetería de cómputo para el procesamiento y la interpretación de datos sísmicos 3-D han hecho que los métodos potenciales sean más útiles en la integración geofísica del proceso de exploración petrolera.



Este Boletín contiene la versión en extenso de un trabajo presentado 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.

El árbitro de este número fue Mario Ernesto Vázquez Meneses. Rodolfo Marines Campos contribuyó, junto con miembros del Grupo de Sismología de Exploración y Producción (GSEP) del Instituto Mexicano del Petróleo, a la reseña de desarrollos tecnológicos antes descrita.

**Sergio Chávez Pérez**  
*Editor*



# **ESTIMACIÓN DE MODELOS DE VELOCIDAD**

## **PARA MIGRACIÓN SÍSMICA<sup>1</sup>**

José M. Castillo Covarrubias\*, Jorge A. Mendoza Amuchástegui\*\* y Sergio Chávez Pérez\*\*

\*Geoprocessados, SA de CV, México, DF. Email: jmcc68\_mx@yahoo.com

\*\*Gerencia de Prospección Geofísica, Dirección Ejecutiva de Exploración y Producción, Instituto Mexicano del Petróleo, México, DF. E-mail: schavez@imp.mx y jamendoz@imp.mx

### **RESUMEN**

Con el fin de comparar varios métodos de construcción y ajuste de modelos de velocidad para migración sísmica, diseñamos dos modelos estructurales complejos del subsuelo. Con base en sismogramas sintéticos acústicos obtenidos con estos modelos, probamos cuatro métodos de estimación de velocidad. El primero utiliza la ecuación de Dix, que supone sobretiempo hiperbólico, trabaja en el dominio no migrado, no actualiza velocidades y sólo se basa en la interpolación y conversión de velocidades de apilamiento para obtener un modelo de velocidades de intervalo. El segundo, conocido como Inversión de Coherencia, no supone sobretiempo hiperbólico, trabaja en el dominio no migrado y se basa en el análisis de coherencia de muestras de velocidad de intervalo obtenidas por estratos, en un esquema iterativo e interpretativo. El tercero, conocido como Ciclo de Deregowski, puede actualizar los valores de velocidad de un modelo previo a partir de la corrección de sus interfaces, capa por capa. Trabaja en el dominio migrado y emplea el análisis de curvatura residual de registros de profundidad, mediante el cálculo de velocidad residual. El cuarto, conocido como Tomografía Global, permite afinar un modelo de velocidades, trabaja en el dominio migrado y se basa en el análisis de curvatura residual de páneles de punto de reflejo común con tomografía de reflexión. Con el primer método generamos modelos de velocidad simples que no permitieron obtener imágenes en profundidad representativas del subsuelo. Con los otros, logramos reproducir aproximadamente los valores de velocidad de intervalo de los modelos exactos, así como su estructura general, excepto en su porción más profunda, donde el alto contraste de velocidades, geometría, irregularidad y echado, dificultan la estimación de velocidades para el análisis de coherencia. El segundo método es el mejor, pues permite estimar valores de velocidad cercanos a los originales desde la primera iteración, permite la interacción del intérprete con la geología estudiada y facilita la aproximación progresiva a los valores de velocidad de interés. Estos valores casi no se modifican con el resto de los métodos, pero su acción permite actualizar los modelos preliminares y afinar sus intervalos de velocidad para que sean más realistas y apropiados para la representación sísmica en profundidad.

<sup>1</sup> Manuscrito original recibido por el Editor el 3 de marzo de 2000; manuscrito revisado recibido el 20 de septiembre de 2000.



## INTRODUCCIÓN

Uno de los problemas de mayor interés en la exploración petrolera es la representación sísmica del subsuelo. En nuestro país, esta ha sido instrumentada a través de la aplicación de secuencias de proceso y algoritmos de migración sísmica convencionales. Algunos autores han empleado estos algoritmos en investigación aplicada a la exploración (*e.g.*, Mendoza, 1996) y las imágenes del subsuelo obtenidas han ayudado a definir las características espaciales de estructuras de interés y de yacimientos de hidrocarburos. En la mayoría de los casos, sin embargo, la producción de estas imágenes se ha visto desprovista de técnicas de estimación, corrección y ajuste apropiadas. Algunos autores han hecho estudios para analizar las ventajas y desventajas de la aplicación de diversos algoritmos de migración y métodos para la estimación de modelos de velocidad (*e.g.*, Veersteg y Grau, 1990; Veersteg, 1993, 1994). En México aún no se han concretado estudios similares, a pesar de contar con las herramientas necesarias.

La estimación de un modelo de velocidad para migración es un problema no lineal, su solución no es única (Stork *et al.*, 1997), y se basa en la búsqueda y selección de uno entre muchos modelos posibles. Usualmente, el problema se ha abordado empleando métodos de búsqueda a partir de un modelo inicial y métodos globales que requieren de la prueba de múltiples candidatos. Una solución consiste en adoptar una técnica híbrida, empleando por ejemplo un método global para generar un modelo inicial de velocidad, y actualizándolo por medio de un método local.

En este trabajo presentamos una solución híbrida basada en el muestreo de velocidades de intervalo por medio de una técnica interpretativa y la construcción de un modelo de velocidades de manera iterativa, así como su actualización y ajuste mediante técnicas que alternan la reducción de errores medidos en curvas residuales y la generación de imágenes migradas en profundidad, antes de apilar. Con ello, destacamos la importancia de la construcción y ajuste de modelos de velocidad como paso crucial en la tarea de representación sísmica del subsuelo. Los modelos empleados (Fig. 1) son similares a los que se espera encontrar en el Golfo de México, con rasgos estructurales como cuerpos intrusivos de sal, altos contrastes de velocidad, estructuras subsalinas, discordancias angulares, cambios laterales de velocidad e irregularidades geométricas.

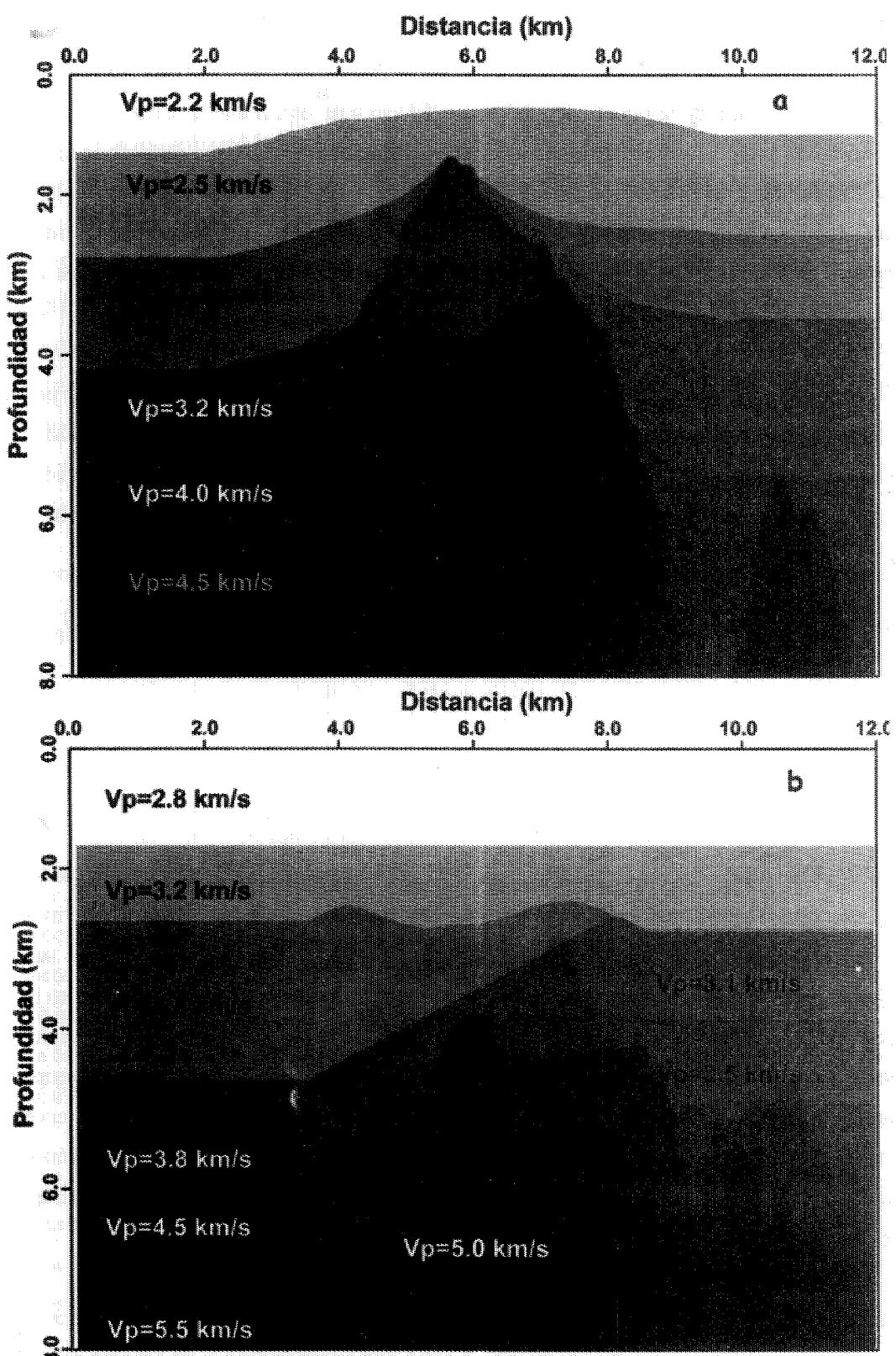


Figura 1.- a) Modelo 1.  $V_p$ = velocidad de ondas P. Densidades: 2.3, 2.4, 2.3, 2.15, 2.4, 2.5 y 2.7 g/cm<sup>3</sup>.  
 b) Modelo 2. Densidades: 2.3, 2.4, 2.5, 2.4, 2.45, 2.5, 2.17, 2.7 y 2.8 g/cm<sup>3</sup>.



## ANTECEDENTES

La heterogeneidad y complejidad geológica del subsuelo han sido estudiadas a partir de los años 30, empleando técnicas de exploración geofísica para estimar velocidades sísmicas del interior de la corteza. Esta heterogeneidad fue comprobada en los años 60 mediante el análisis de tiempos de viaje y llevaría a una concepción del subsuelo cuyo comportamiento elastodinámico alentaría el modelado de la propagación de ondas mediante métodos diversos, entre ellos, el de diferencias finitas, desarrollados en las dos décadas siguientes.

Hacia principios de los años noventa, la representación de esta complejidad se logra por medio de todo dato sísmico disponible y el desarrollo computacional motiva nuevas técnicas de modelado e inversión. Como consecuencia, la investigación se orienta en ese campo y los centros de investigación se avocan a la tarea de crear mejores algoritmos de migración, mientras delegan en terceros la tarea de estimar modelos de velocidad.

Hacia la mitad de la década de los noventa, las velocidades se vuelven la parte medular del proceso de representación sísmica, dada la dificultad de reproducir los resultados de otros grupos de trabajo (Jones *et al.*, 1988; Kim *et al.*, 1996). La imposibilidad de definir algoritmos simples para la estimación de velocidades lleva a soluciones particulares, documentadas como historias de caso y la estimación de velocidades se vuelve una tarea interpretativa, iterativa e interdisciplinaria.

En este trabajo, aplicamos el método de diferencias finitas, perteneciente al grupo de los métodos directos, que en general requieren grandes recursos de cómputo, son precisos y estables y permiten generar imágenes instantáneas del fenómeno de propagación. Las diferencias finitas han extendido su empleo al campo de la representación sísmica y se han vuelto de uso común, tanto en la academia, como en la industria. Este método puede describir completamente el movimiento de las ondas en medios con casi cualquier variación espacial de propiedades elásticas, por lo que su aplicación es inmediata al problema de propagación en medios lateralmente heterogéneos, y al del modelado para arreglos densos de detectores. Sus desventajas son el costo en tiempo y el volumen de cómputo requerido, así como la pérdida gradual de precisión y la necesidad de instrumentar condiciones de frontera que eliminan reflexiones indeseables (*e.g.*, fronteras absorbentes, Clayton y Engquist, 1977).

Como ya se mencionó, la estimación de velocidades se ha convertido en la parte central del proceso de representación sísmica. Sin embargo, la falta de una verdadera metodología para alcanzarla ha persistido, debido en gran parte al arraigo en el gremio geofísico de un hueco semántico relacionado



con la velocidad (Al-Chalabi, 1994) que ha conducido al empleo erróneo de datos y a la aplicación inefficiente de técnicas de estimación.

La velocidad de apilamiento es un parámetro conceptual, estimado de la velocidad media cuadrática (RMS) que permite alinear de manera coherente la señal reflectiva, agrupándola en trazas bajo la suposición de una propagación vertical sobre un medio estratificado horizontal con retrasos tiempo-distancia hiperbólicos. Byun *et al.* (1988) mostraron que la velocidad RMS estimada por diversos métodos es siempre menor o igual que la velocidad de apilamiento. Sin embargo, comúnmente se les considera iguales y a esta última se le emplea para calcular velocidades de intervalo con la ecuación de Dix (1955), que usa velocidades RMS. La igualdad entre estas dos velocidades sólo se da en el caso ideal de capas horizontales y *offset* cercano (distancias fuente-receptor menores que la profundidad de interés). La velocidad de apilamiento, por otro lado, es afectada por factores relacionados con la adquisición, originando una estimación errónea. El procesado, además, es insensible a la velocidad de propagación del subsuelo.

Un error similar se presenta en la velocidad de migración, que permite un máximo enfocamiento de energía para posicionar reflejos correctamente, pero que, no siendo un parámetro físico, tiene muy poca relación con las velocidades de propagación del subsuelo. Las velocidades medidas en un pozo, por lo tanto, no son una buena referencia para migrar y las imágenes obtenidas no presentan necesariamente el mejor enfocamiento o posicionamiento en profundidad, pues son afectadas por la anisotropía y son promedios subestimados, medidos en intervalos del subsuelo que en general no cumplen con las suposiciones de migración, cuya premisa es el enfocamiento de energía, no el posicionamiento en profundidad.

La representación sísmica pretende encontrar una función de posición en el subsuelo con las mismas singularidades que las del modelo estructural (Symes, 1998). No es un proceso y Claerbout (1985) la define como el operador adjunto del modelado. Su buen desempeño se basa en gran medida, en la construcción de un modelo aproximado de velocidad de propagación. La estrecha relación entre el modelado, la representación sísmica y la estimación de velocidades puede resumirse en la siguiente expresión, adaptada de Sam H. Gray (de la compañía Veritas DGC, Inc.),

$$\mathbf{P} = \mathbf{V} * \mathbf{T},$$

donde  $P$  es profundidad,  $V$  velocidad del medio y  $T$  tiempo de viaje.  $T$  es la incógnita del modelado,  $P$  la de la representación y  $V$ , junto con  $P$ , las de la estimación de velocidades. Este último caso constituye un sistema de ecuaciones subdeterminado, de modo que el problema de estimación es no lineal y requiere del conocimiento de la “solución” para resolverlo. La paradoja es válida si se considera que la estimación de velocidades surge de ciclos donde se intercalan interpretación, estimación y representación sísmica, origen y objetivo de la estimación. Tarantola (1984) aborda este planteamiento como parte de las hipótesis de linealización del



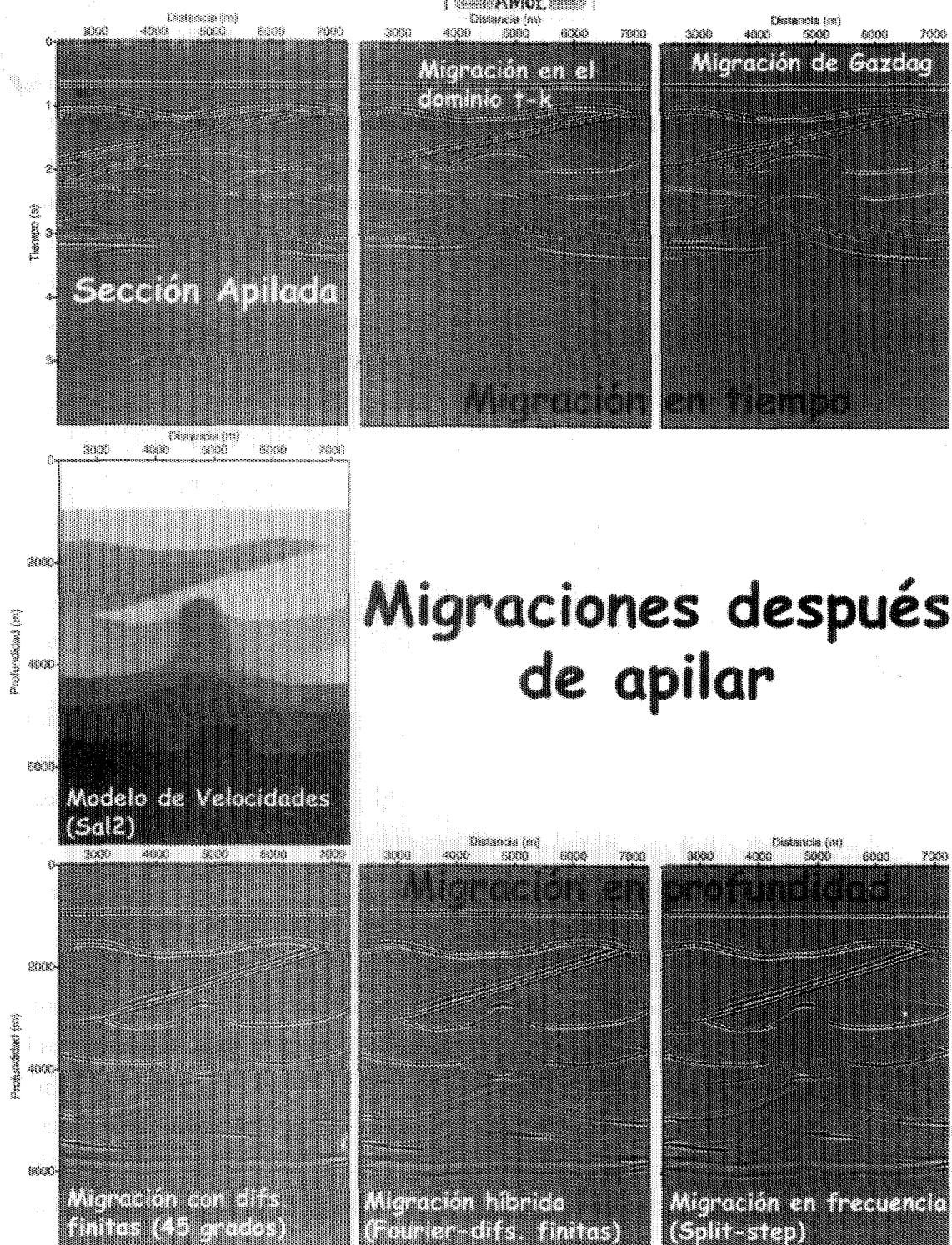
método de inversión, y la mayoría de las técnicas de migración en profundidad, antes de apilar, se acoplan con técnicas de estimación de velocidades, donde un modelo inicial permite generar una imagen que conduce a sucesivos ajustes y remigraciones, hasta lograr un acuerdo entre los parámetros del modelo y el campo de ondas migrado.

La migración no puede representar amplitudes verdaderas y para que estas sean proporcionales a la intensidad de la reflexión local, deben estar libres de efectos fuente-receptor, divergencia geométrica y efectos de enfocamiento (Chávez-Pérez *et al.*, 1998).

La migración 2D (bidimensional) presenta problemas en la representación de ondas que viajan fuera del plano de migración, así como simplificaciones que la vuelven incompleta (*e.g.*, aproximaciones acústicas). El resultado son imágenes que no representan la realidad, aún cuando se cuente con un modelo de distribución de velocidades aceptable (Mendoza, 1996). Ejemplos de estos algoritmos son la aproximación por frecuencia-espacio (*f-x*, Blacquièr *et al.*, 1991) y de corrimiento de fase (*phase-shift*, Gazdag, 1978). En el dominio del tiempo, donde los modelos de velocidad presentan una variación lateral suave, se tienen al método de Kirchhoff (Schneider, 1978) y al de tiempo reverso (*reverse time migration*, McMechan, 1983) que requieren del cálculo preciso de tiempos de viaje. Dado que la migración 2D requiere de menores recursos de cómputo y es más fácil de instrumentar que las técnicas tridimensionales, se emplea como prueba de otros algoritmos y es actualmente la de uso más frecuente.

La migración 3D (tridimensional) en profundidad, antes de apilar, ayuda a resolver problemas relacionados con la representación de cambios laterales de velocidad e influye en la identificación de reflectores con pendientes mayores de 90°. Ayuda en la delimitación espacial de yacimientos de hidrocarburos, la estimación de anisotropía y a proveer información útil para el análisis AVO (*amplitude variation with offset*), la inversión sísmica y la sismología 4D (sismología tridimensional con adquisición periódica, aplicada a caracterización de yacimientos).

Presenta, además, consistencia interna, representa señales provenientes de las tres direcciones del espacio, incorpora principios físicos correctos y facilita la interpretación estratigráfica. Sus deficiencias se relacionan con su instrumentación en algoritmos comerciales, que contemplan a veces sólo el caso acústico, los primeros arribos y al método de Kirchhoff, a pesar de no ser el más rápido. Después de apilar, la migración 3D en profundidad puede manejar echados pronunciados y es más rápida, pero presenta un pobre control de velocidades. Además, destruye eventos, requiere regularización de datos y llega a presentar inconsistencias teóricas (*e.g.*, suposición de propagación monodireccional y variación suave de velocidades), sobre todo en algoritmos comerciales. La Fig. 2 muestra ejemplos de migraciones 2D en tiempo y profundidad, después de apilar, calculadas con “Seismic Unix” (Stockwell, 1999), donde se ha empleado un modelo de velocidades exacto. Como se ve, la representación es todavía incompleta.



## Migraciones después de apilar

Figura 2.- Imágenes migradas 2D en tiempo (arriba) y profundidad (abajo) con varias técnicas, empleando un modelo exacto de velocidad (en medio).

Muchos de los yacimientos de hidrocarburos situados en el Golfo de México se asocian con intrusivos salinos y configuraciones estructurales complejas. Esto conlleva la necesidad de contar con algoritmos de migración que faciliten su correcta representación. Dos problemas que surgen, sin embargo, son la calidad de los datos y el enfocamiento de energía (Johnson, 1992; O'Brien y Gray, 1996). En el primer caso, los datos



aceptan corregidos o no y el cálculo de un modelo de velocidad apropiado se vuelve el problema medular de la representación, a grado tal que se habla comúnmente de un problema de velocidad, más que de migración. En el segundo caso, dado que la migración convencional en tiempo, después de apilar, sólo permite representar la cima de los cuerpos de sal, una imagen total de éstos requiere de migraciones sucesivas, empleando por ejemplo algoritmos modificados.

La representación de cuerpos de sal por medio de una migración 2D en profundidad, después de apilar, resulta también infructuosa, pues al no incluir reflexiones tridimensionales, sus cimas aparecen incompletas y con distorsiones (Ratcliff *et al.*, 1994). En cambio, una migración antes de apilar, permite una representación más clara de la geometría y posición de las estructuras subsalinas, incluso en el caso de cuerpos con flancos pronunciados, donde los reflectores deben preservarse, eliminando múltiples, y donde la imagen resultante puede presentar artefactos indeseables para la representación subsalina (Ratcliff *et al.*, 1992). Otros rasgos, como los reflectores laterales a los flancos del cuerpo de sal, pueden representarse mediante algoritmos modificados (*e.g.*, Kirchhoff con rayos retornantes o *turning rays*). De aquí que una migración 3D en profundidad, antes de apilar, facilite la representación subsal. En su defecto, una migración 2D en profundidad, antes de apilar, resulta más eficiente que una después de apilar, sobre todo si se apoya en una interpretación de imágenes capa por capa.

Finalmente, si la migración se lleva a cabo en volúmenes de datos ordenados en *offset* común, las imágenes obtenidas pueden discriminarse, tanto para la parte somera de un cuerpo de sal, como para la profunda. O'Brien y Gray (1996) mostraron resultados para modelos 3D con presencia de fallas y campos de velocidad variables linealmente con la profundidad, logrando la representación de estructuras bajo la sal.

## ESTIMACIÓN DE MODELOS DE VELOCIDAD

Para construir modelos de velocidad, generamos un juego de datos sintéticos acústicos por medio de diferencias finitas, en una versión de malla alternada de velocidades y esfuerzos (Levander, 1988). Discretizamos las secciones estructurales (Fig. 1) y empleamos ondículas de Ricker de 25 Hz como fuentes. El patrón de adquisición (Apéndice, Fig. A1) es un arreglo bilateral de 96 grupos con 4,750 m de longitud, con un total de 146 puntos de tiro equiespaciados 25 m. La cobertura del arreglo fue de 9,625 m, de los que 4,875 m corresponden a un apilado completo en 386 puntos medios comunes (CMPs). El tiempo de grabación fue de 6 s y el de cálculo fue de una semana, en una computadora paralelizable de ocho nodos (*Origin 2000*, Silicon Graphics International) del Instituto Mexicano del Petróleo.

El algoritmo de diferencias finitas ya ha sido aplicado para los casos elástico (Chávez Pérez, 1993) y acústico (Mendoza, 1996) y permite reducir el muestreo espacial de la malla empleada y la dispersión numérica. Se impusieron condiciones de frontera en los lados y en la parte inferior de la malla (Clayton y Engquist, 1977), convirtiendo en frontera libre la parte superior. Este tipo de aproximaciones mejoran la precisión y estabilidad de los cálculos para modelos bidimensionales de geometría arbitraria y permite la

adaptación de grandes mallas y miles de iteraciones. Su estabilidad y precisión fueron probados por Schuster (1990) y Xu y Chávez Pérez (1991).

Manipulamos cada registro de campo y generamos secciones apiladas usando muestreo de velocidades, correcciones de sobretiempo normal de distancia (NMO) y de echado (DMO), borrado y apilado. Los registros de campo para el PT 123 y las secciones apiladas correspondientes a cada modelo estructural se muestran en las Figs. 3 y 4.

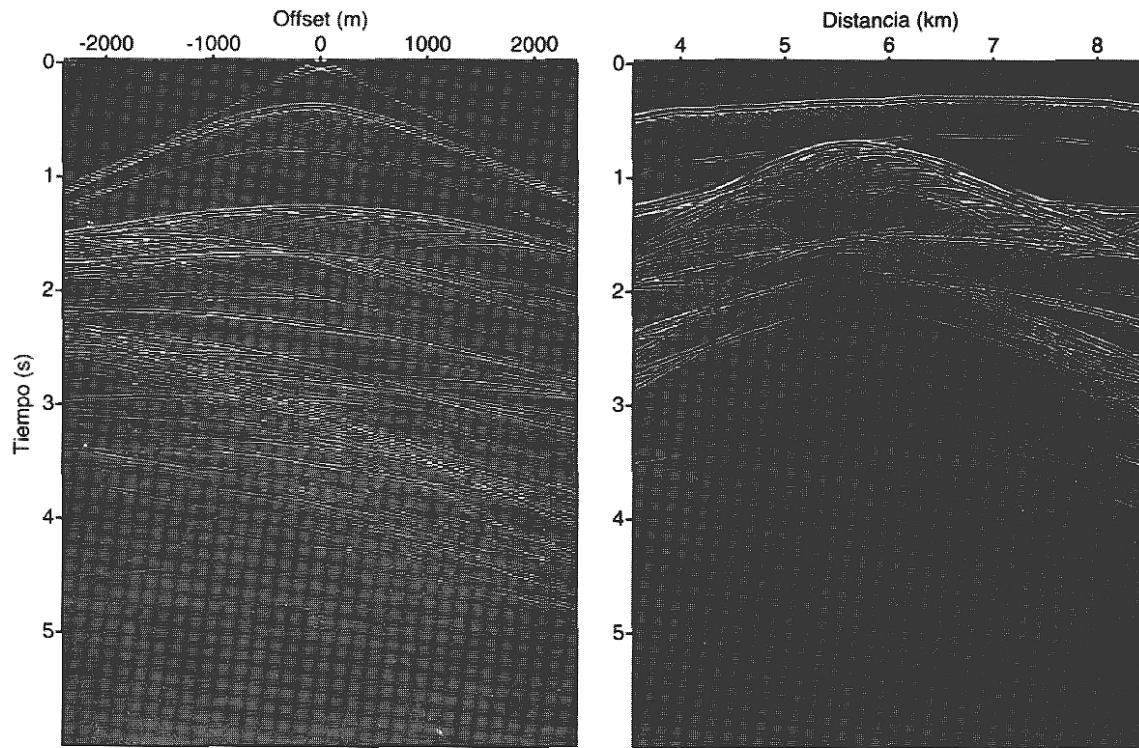


Figura 3.- a) Registro de campo del punto de tiro 123 para el modelo 1. *Offset* máximo: 2375 m. b) Sección apilada, CMPs 95 a 292.

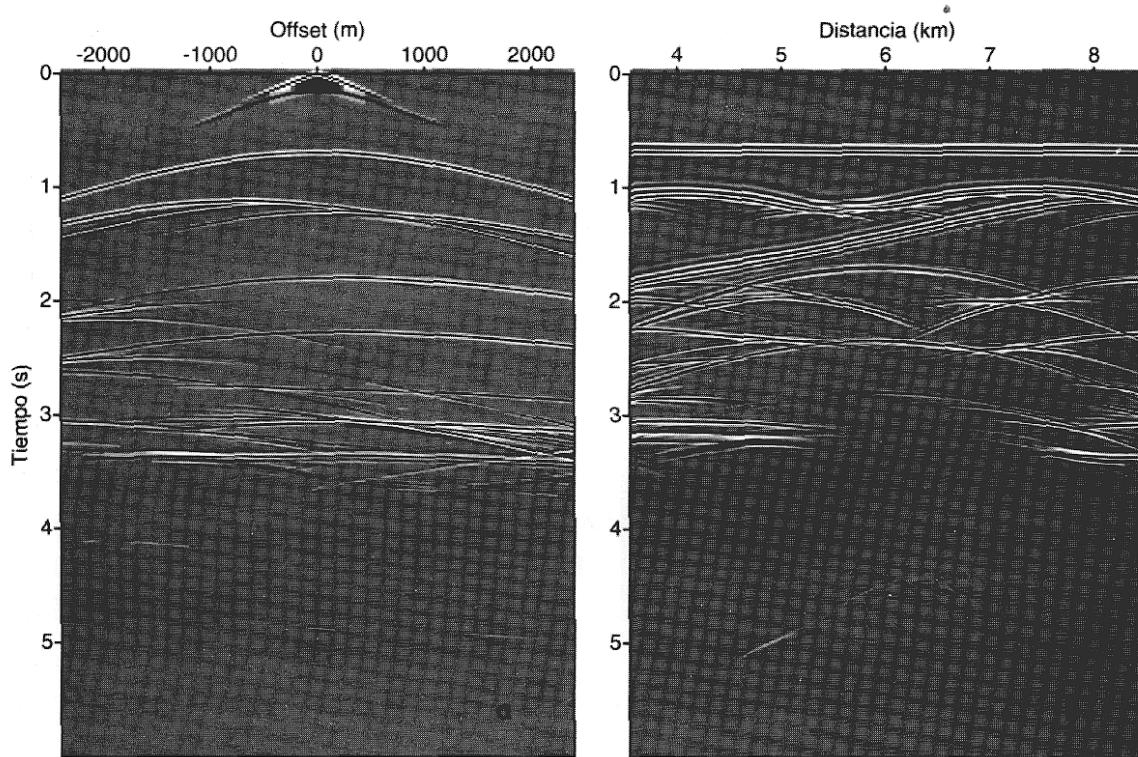
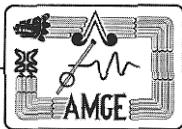
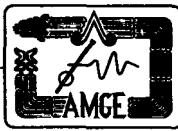


Figura 4.- a) Registro de campo del punto de tiro 123 para el modelo 2. *Offset* máximo: 2375 m.b)  
Sección apilada, CMPs 95 a 292.

## Muestreo y Conversión de Velocidades de Apilamiento

Para construir los primeros modelos de velocidad, seguimos el proceso convencional de muestreo de velocidades de apilamiento de los datos, tomando como guía las secciones apiladas. Construimos un primer modelo de capas planas (Fig. 5a) a partir de la velocidad de apilamiento de un CMP, elegido para cada reflector y su posterior conversión a velocidad de intervalo con la ecuación de Dix (1955). Con este modelo calculamos una sección migrada en profundidad, después de apilar (Fig. 6a), con el algoritmo de paso dividido (*split-step*, Stoffa *et al.*, 1990). En dicha sección puede apreciarse su semejanza con la sección apilada, el pobre posicionamiento y la incompleta representación del cuerpo de sal, así como el cambio abrupto en el enfocamiento alrededor de la profundidad 3.5 km, resultado del cambio de velocidades del modelo generado.

Construimos un modelo menos simplista, a partir de 15 CMPs, donde muestreamos la velocidad de apilamiento sin la referencia de una imagen apilada. Los valores obtenidos los convertimos a velocidades de intervalo, siendo el modelo resultante el mostrado en la Fig. 5b, que presenta una geometría irregular, inversiones de velocidad y una distribución de valores que no concuerda con la distribución de reflectores de la sección apilada. Su correspondiente sección migrada se muestra en la Fig. 6b, y en ella se observa como, en



torno a la profundidad de 3 km aparece una zona de enfocamiento distorsionado, producto de la inversión de velocidades de la cuarta capa (3 km de profundidad).

Construimos una tercera aproximación, basada en un modelo de seis capas de geometría irregular y empleando un muestreo de 15 puntos equiespaciados sobre la referencia de la sección apilada de la Fig. 3b. Interpolamos los valores de velocidad de apilamiento obtenidos y los convertimos a valores de velocidad de intervalo, obteniendo un modelo cuya geometría y distribución de velocidades semeja mucho a la sección apilada. Las Figs. 5c y 6c muestran el modelo y su correspondiente sección migrada en profundidad, después de apilar. Como se aprecia, la representación es todavía incompleta, con un pobre enfocamiento en profundidad. No obstante, la distribución de velocidades más suaves favorecieron un mejor posicionamiento de los reflectores, excepto en la parte media y profunda, donde persisten los artefactos.

Una cuarta aproximación, basada en el muestreo de velocidades en 30 CMPs, nos permitió construir un modelo más detallado (Fig. 5d). La imagen migrada que obtuvimos (Fig. 6d) sin embargo, no difirió mucho de la obtenida con el modelo anterior, excepto en la porción subsalina, donde el agrupamiento de difractores originó rasgos menos definidos. En la porción profunda, donde algunos artefactos presentan una tendencia a desaparecer, surgieron otros (porción inferior derecha) y la imagen luce, en comparación con las anteriores, deteriorada.

Construimos un quinto modelo (Fig. 5e) derivado del suavizamiento del modelo 4. Los resultados, sin embargo, casi no cambian (Fig. 6e) y se tiene una definición más pobre en algunos reflectores, sobre todo en la parte más profunda, donde varios artefactos muestran una definición suave, con apariencia “limpia”.

El último modelo surgió del suavizamiento de los valores de velocidad al interior de las capas del quinto modelo (Fig. 5f), donde, sin embargo, no cambia la geometría del cuerpo o la definición de los reflectores adyacentes y sólo produce un suavizamiento apenas perceptible, caracterizado por la desaparición de algunos artefactos (Fig. 6f).

Hicimos el mismo ejercicio para el caso de la segunda sección estructural. El peor y mejor modelos, y sus correspondientes imágenes migradas en profundidad, después de apilar, se muestran en las Figs. 7 y 8. Como se aprecia, los modelos de velocidad obtenidos son, en comparación con los de la sección estructural 1, más simples. El cuerpo de sal, por efectos del propio modelo de velocidad, no se representó con la aproximación deseada, y la falla, que en la sección estructural presenta un cambio lateral de velocidades, no se muestreó, con el fin de facilitar la interpolación de valores.

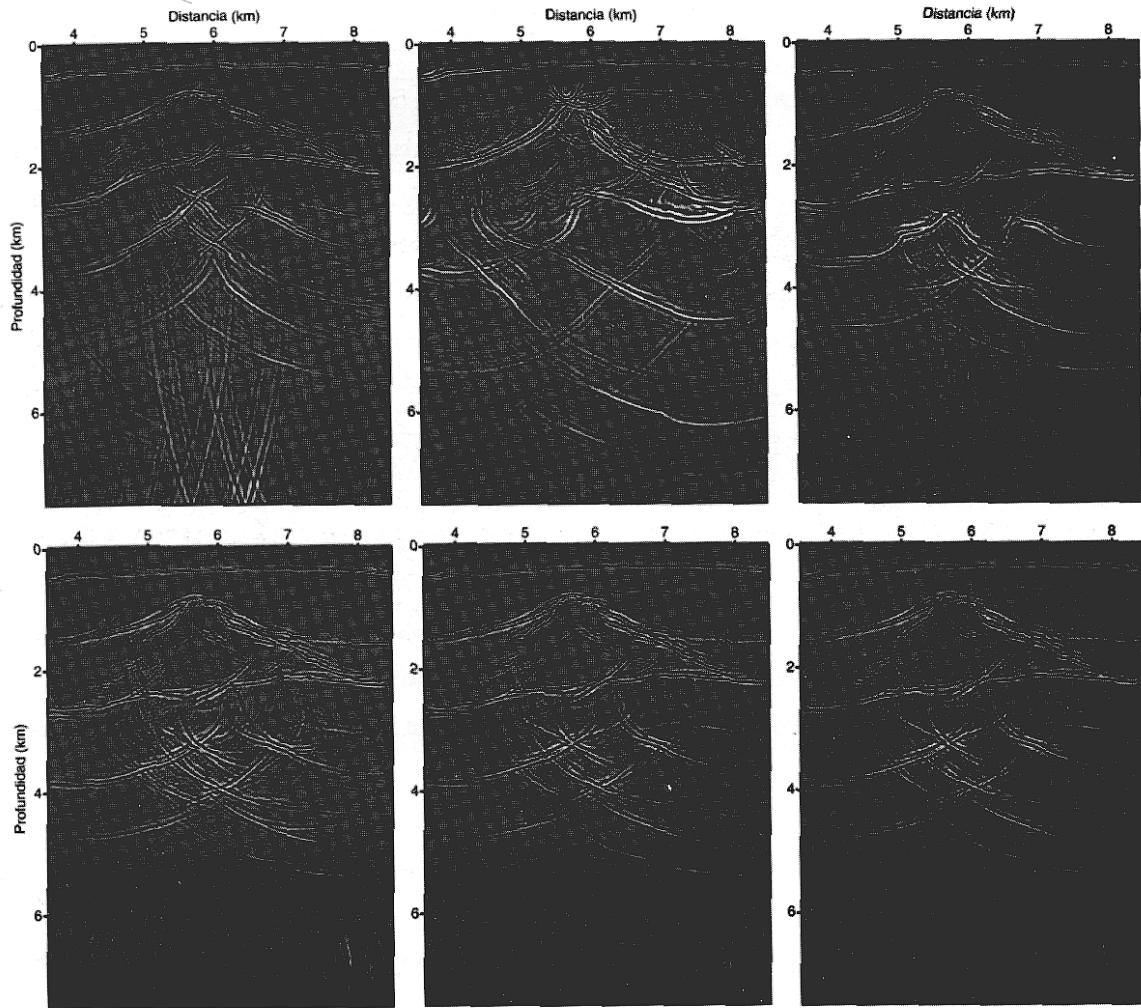
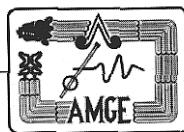


Figura 6.- Secciones migradas en profundidad, después de apilar, generadas a partir de los modelos de velocidad de la Fig. 5. Método de paso dividido.

La Fig. 8a, generada a partir de un muestreo de velocidades en 30 CMPs, suavizando la geometría y los valores al interior de las capas, presenta una inversión de velocidades centrada en los 2 km. En la correspondiente imagen migrada en profundidad, después de apilar (Fig. 8b), se aprecia una muy buena representación de los rasgos someros. La presencia del cuerpo de sal no es clara, pero puede intuirse por los reflectores que surgen de los costados de la imagen y que son cortados hacia la parte media, donde es visible un difractor, probablemente relacionado con su cima. En la parte profunda, es clara la presencia de múltiples de la sección apilada, y prevalecen también los reflectores del extremo inferior izquierdo.

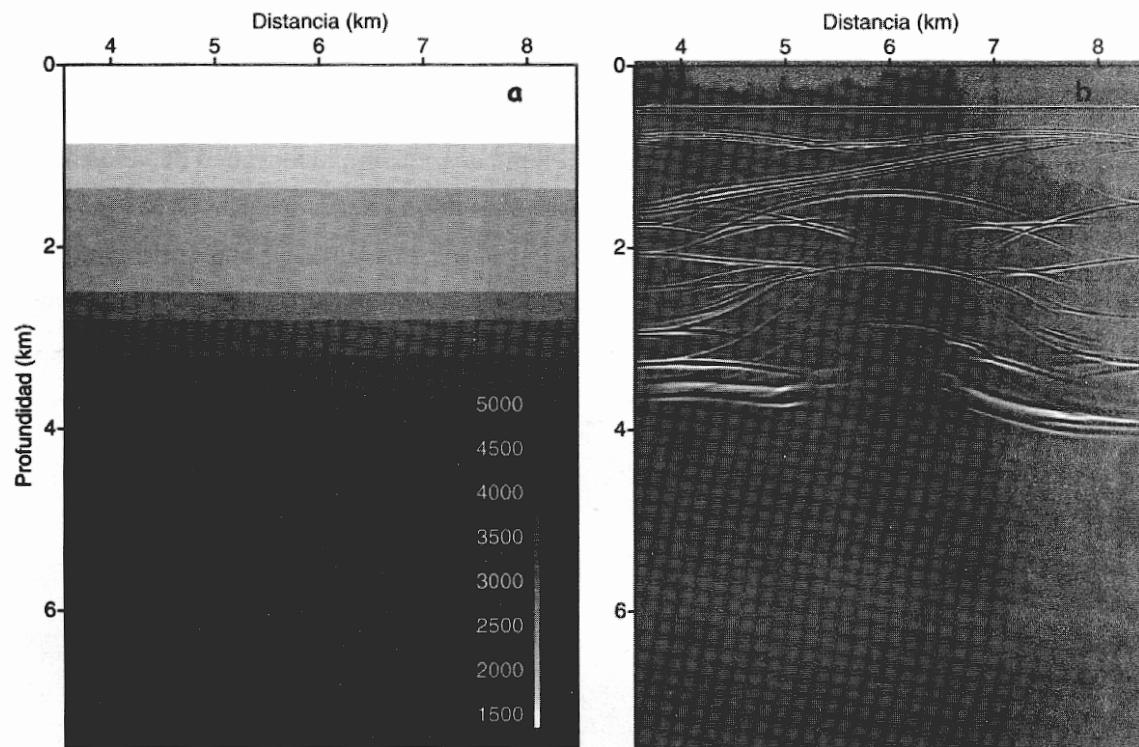


Figura 7.- a) Modelo de velocidad de siete capas planas generado a partir del muestreo de velocidades de apilamiento y conversión a velocidad de intervalo con la ecuación de Dix. Modelo de sal 2. Velocidades en m/s. b) Imagen migrada en profundidad, después de apilar, calculada con el método de paso dividido.

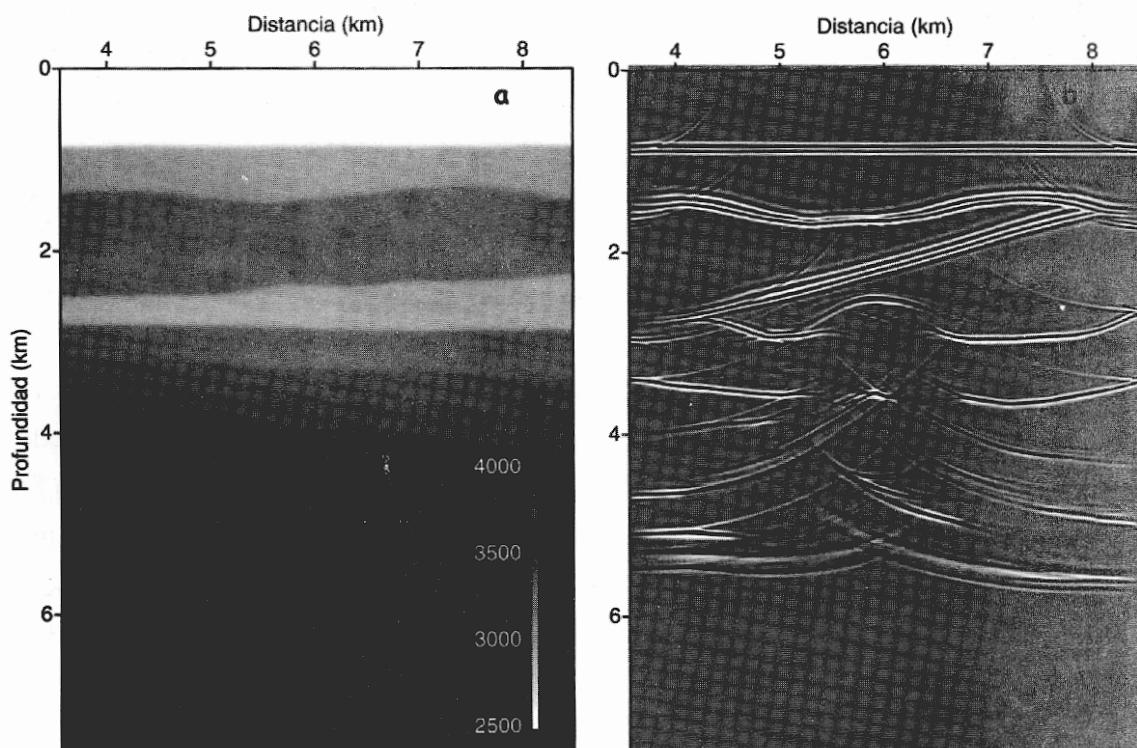
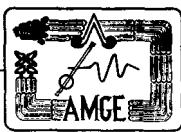


Figura 8.- a) Modelo de velocidad de siete capas de geometría irregular generado a partir del muestreo de 30 valores de velocidad de apilamiento, suavizamiento de la geometría e interior de las capas y conversión a velocidad de intervalo con la ecuación de Dix. Modelo de sal 2. Velocidades en m/s. b) Imagen migrada en profundidad, después de apilar, obtenida con el método de paso dividido.

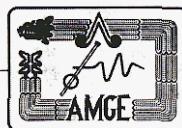


Los resultados obtenidos con la ecuación de Dix desalientan su aplicación a geologías complejas, sobretodo para el caso de grandes volúmenes de datos, pues no redituaría en resultados satisfactorios. Sus alcances, como se aprecia de las imágenes migradas, son limitados. El simple muestreo de velocidades de apilamiento sobre una referencia convencional, como lo es una sección apilada y su conversión a velocidades de intervalo no permiten definir la geometría, ni la distribución de velocidades con la aproximación necesaria para lograr una representación sísmica aceptable con los rasgos estructurales de una sección geológica compleja. La aplicación de algoritmos de migración sobre modelos de velocidad de tan baja calidad implican, por tanto, un dispendio injustificado.

## Inversión de Coherencia

La inversión de coherencia es parte de los métodos de análisis por remoción de capas (*layer-stripping*), donde la estimación se hace capa por capa, interpretando horizontes sobre una sección apilada. En el algoritmo que empleamos (“Geodepth”, Paradigm Geophysical, 1997), la estimación se realiza al elegir sobre dicho horizonte un punto de muestreo al que se le asigna, según criterio del intérprete, una serie de velocidades de intervalo. Se traza un abanico de rayos desde el CMP correspondiente hasta el punto de muestreo y se calcula, para cada uno de ellos, según un intervalo de *offsets* determinado, una velocidad de intervalo por inversión de tiempos de viaje. Dichos valores se comparan con el intervalo elegido por el intérprete y se calcula un error para cada rayo y *offset*. El error se muestra en una ventana donde se agrupan registros (panel), cuyo agrupamiento de trazas, de apariencia plana, sirve de apoyo gráfico al intérprete para discriminar valores estimados. El panel se acompaña de un histograma, donde se ve el grado de coherencia o aproximación alcanzado para cada valor de velocidad del intervalo elegido. El conjunto de valores estimados en diferentes CMPs definen un intervalo de velocidades de intervalo para el reflector interpretado, y a partir de este se construye un modelo de velocidades para la capa situada sobre el horizonte elegido, asignando al resto un valor constante, como semiespacio. Con este modelo se migra en profundidad, antes de apilar, y se calcula un nuevo modelo geométrico que se superpone al reflector en cuestión. A partir de este nuevo modelo, el intérprete puede iniciar una segunda iteración o continuar con el análisis de otra capa. El producto final es una sección completa con una distribución de velocidades de intervalo útil para generar una imagen migrada en profundidad, antes de apilar. La técnica ha mostrado sus virtudes al aplicarse en estudios de representación sísmica en profundidad de cuencas de interés petrolero con presencia de anisotropía y cuerpos de sal (Godfrey *et al.*, 1998).

La Fig. 9 muestra la sección apilada del primer modelo estructural. Se aprecian la interpretación del primer reflector y los páneles de coherencia correspondientes al CMP 110, y se indican los valores de velocidad estimados y su coherencia e histograma respectivos, que representan al intervalo estimado. La aproximación



obtenida se debe, en parte, a la geometría suave del reflector interpretado, así como a la ausencia de un contraste de velocidad en la parte superior. El conjunto de valores de velocidad asignados a cada CMP constituye el modelo de velocidades de intervalo de la capa en cuestión, que es parte de la sección de velocidades del modelo geológico completo.

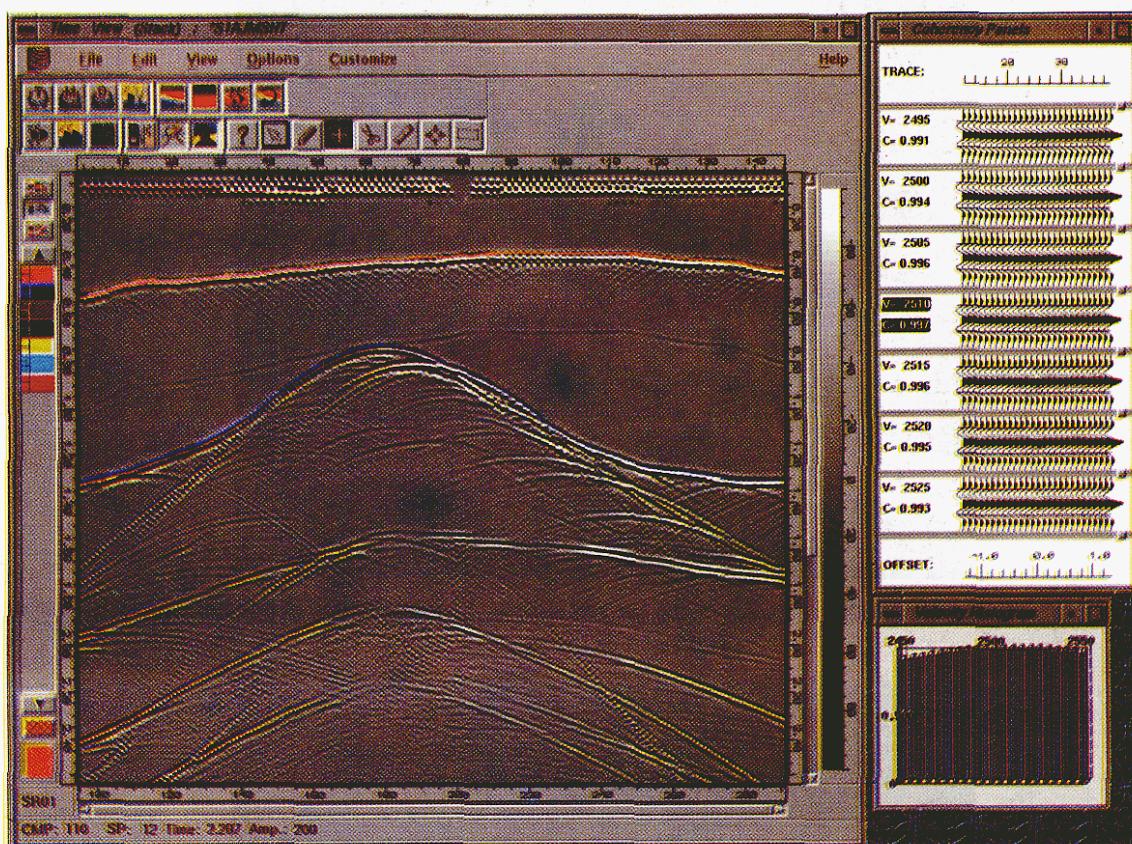


Figura 9.- Sección apilada del modelo 1 y panel de coherencia para el CMP 110.

La Fig. 10 muestra la sección final de velocidades de intervalo obtenida con éste método para el modelo 1. El resultado es una aproximación superior a la obtenida en los modelos de velocidad generados con el método convencional y permite reproducir de manera general la geometría y disposición espacial de las estructuras del modelo original, incluyendo el cuerpo central de sal y las fallas. Sin embargo, en profundidad se advierte una pobre representación, resultado de la baja coherencia obtenida, cuyas implicaciones se abordan más adelante.

La Fig. 11 muestra la imagen migrada en profundidad, antes de apilar. Como se aprecia, la imagen ya guarda un acuerdo aceptable con respecto al modelo estructural original, pero la posición en profundidad de los rasgos estructurales es todavía dudosa, sobre todo bajo la sal. La geometría del intrusivo y de los reflectores más someros, se representaron con una aproximación aceptable.

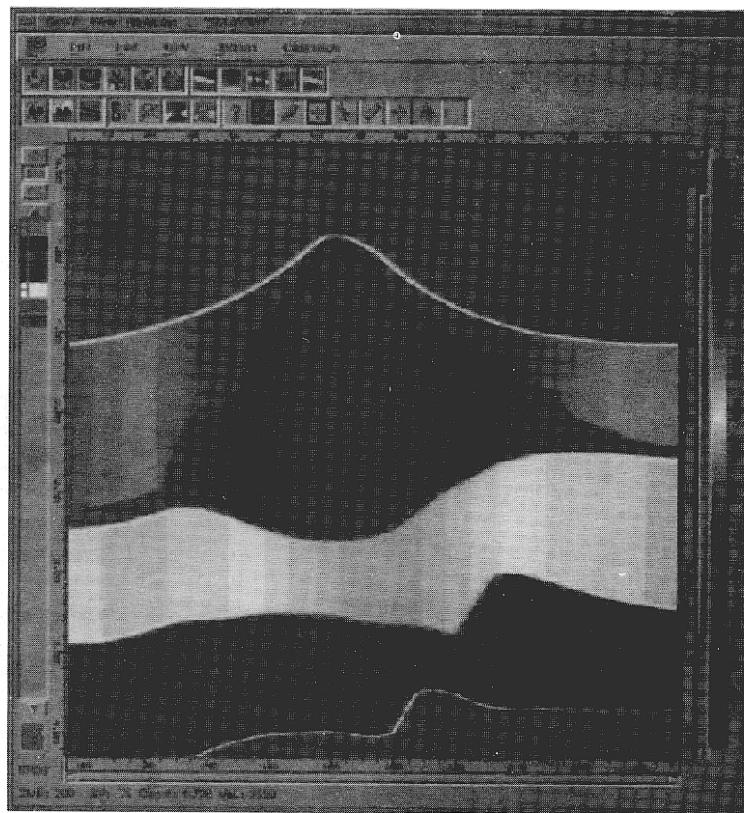
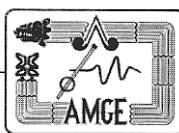


Figura 10.- Modelo de velocidades para el modelo 1, generado con el método de Inversión de Coherencia.

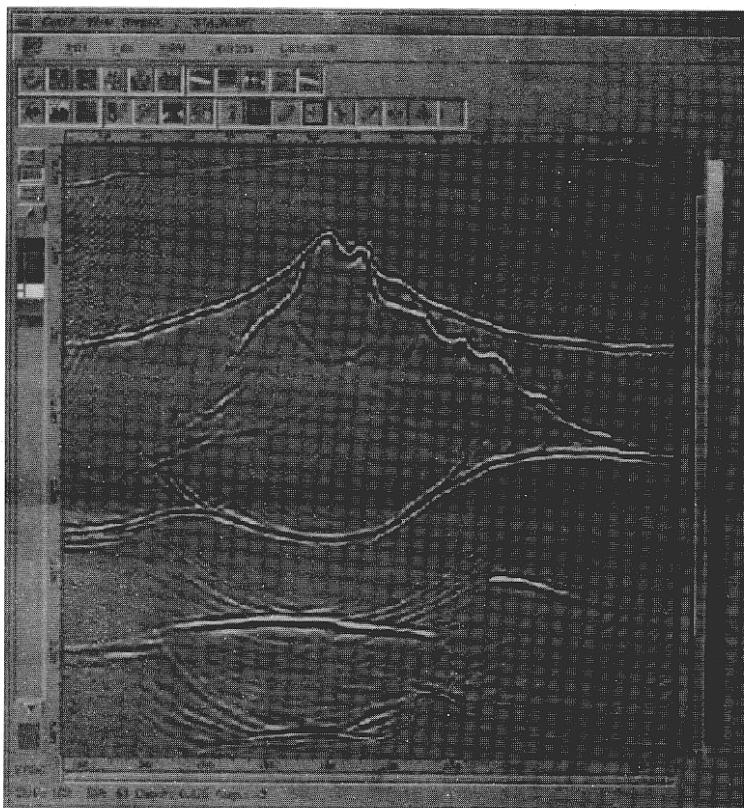
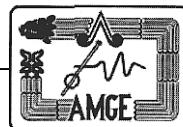


Figura 11.- Imagen migrada en profundidad, antes de apilar, generada a partir del modelo de velocidades de la Fig. 10.



Aplicamos el mismo método al modelo 2 con resultados equivalentes. La Fig. 12 muestra el modelo de velocidades resultante. Rasgos como el cuerpo de sal de flancos pronunciados, las capas acuñadas contra él y el domo situado en profundidad son evidentes. El grado de aproximación alcanzado por este método lo hacen aplicable a problemas de representación de geologías complejas y su carácter interpretativo, asequible y físicamente comprensible para el intérprete. Sin embargo, puede ser lento para el caso de grandes volúmenes de datos o modelos geológicos variables en escala pequeña, por lo que debe considerarse como una herramienta de primera aproximación, a complementar con otros métodos.

La Fig. 13 muestra la imagen migrada en profundidad, antes de apilar, generada a partir del modelo de velocidades de intervalo de la Fig. 12. Se muestra el abanico de rayos generado para muestrear las velocidades de intervalo en la profundidad del reflector de interés, para el CMP elegido. Si se compara esta imagen con cualquiera de las generadas a partir del método de muestreo y conversión con la ecuación de Dix, es notable el grado de aproximación, resolución espacial y posicionamiento en profundidad. Aunque los flancos del intrusivo salino no han sido representados con claridad, el intérprete puede intuir su presencia en relación con los estratos adyacentes que se acuñan contra él. El domo situado en profundidad no se delinea con claridad, pero su cima es evidente.

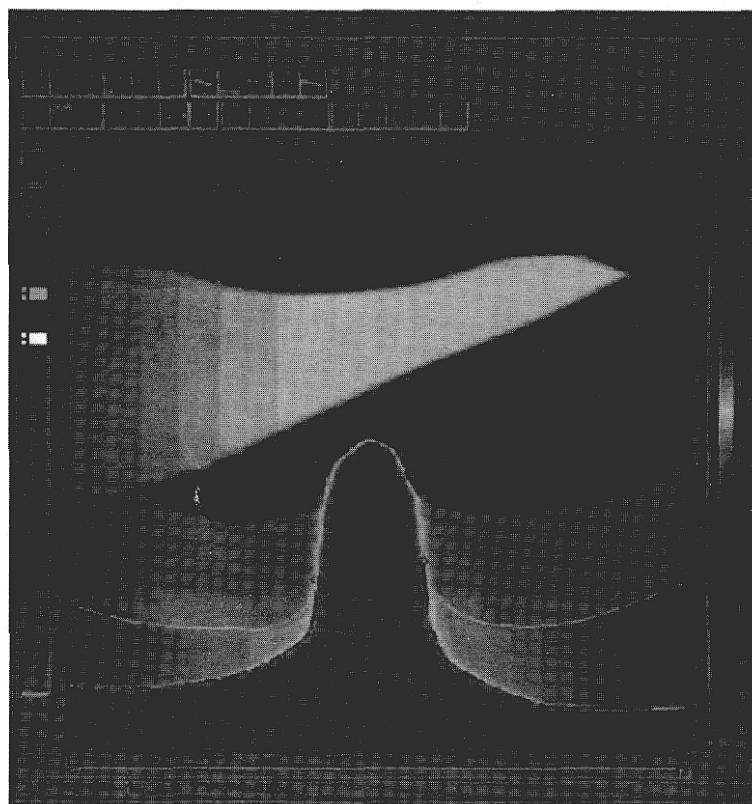


Figura 12.- Modelo de velocidades para el modelo 2. Inversión de Coherencia.

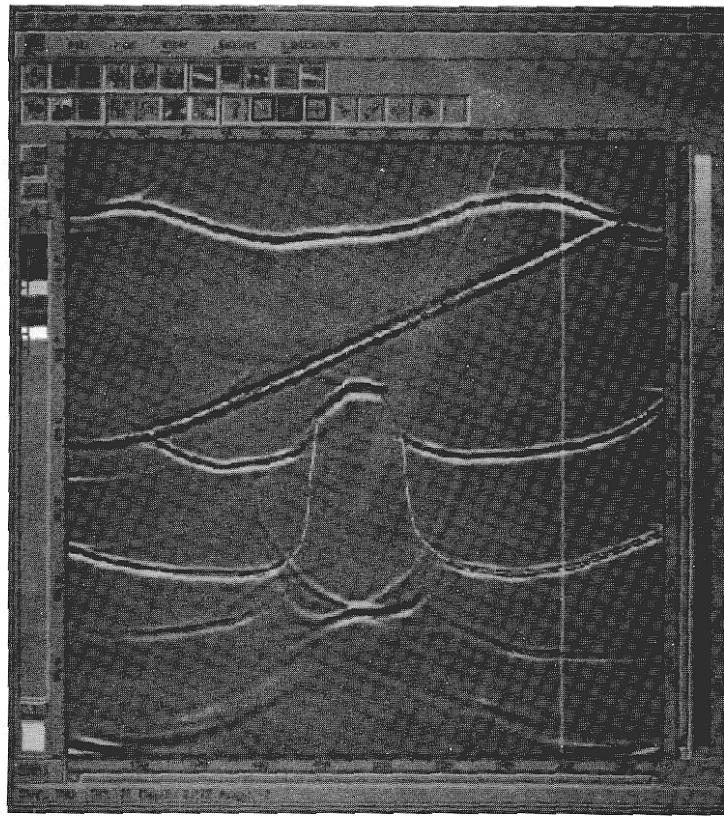
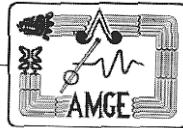
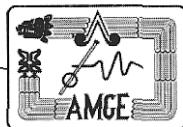


Figura 13.- Imagen migrada en profundidad, antes de apilar, generada a partir del modelo de la Fig. 12.

## Ciclo de Deregowski

El Ciclo de Deregowski (1990) es una técnica de actualización de velocidades que trabaja en el dominio migrado y requiere de la existencia de un modelo de velocidades aproximado. A partir de un registro CRP (*common reflection point*, punto de reflejo común), se calcula el inverso de la corrección NMO con la velocidad RMS empleada para migrar. Se hace un nuevo análisis de velocidades de apilamiento y se genera una nueva función de velocidades, actualizando la ya existente. Si se migra en profundidad, la función de velocidades RMS original debe convertirse a velocidades de intervalo con la ecuación de Dix (1955), pero esta conversión está condicionada al cumplimiento de dos suposiciones: la horizontalidad de reflectores y la homogeneidad lateral de las capas. El modelo de velocidades a actualizar debe entonces presentar una baja variabilidad lateral, al menos dentro del intervalo de offsets empleado, por lo que la técnica de actualización es unidimensional. Puesto que este requisito no puede garantizarse para un modelo de velocidades para migración en profundidad, el Ciclo de Deregowski se aplica en un modo de capa a capa (*layer-stripping*). Asimismo, dado que un modelo de velocidades de intervalo de buena aproximación produce una misma imagen migrada en profundidad, antes de apilar, para todos los offsets considerados, la manera más fácil de verificar dicho modelo es por sus registros de profundidad. Cualquier desviación de la horizontal de un



reflector en ellos implica la existencia de una imagen migrada diferente del resto para un offset determinado. Es decir, es evidencia gráfica de que se está empleando un modelo de velocidades actualizable, erróneo. A mayor *offset*, mayor error, resultado de retardos en profundidad (*depth delays*) medidos sobre la referencia en *offsets* máximos que surgen debido al cálculo erróneo de tiempos de tránsito en el muestreo de velocidades por rayos (Fagin, 1998). Allí, la técnica del Ciclo de Deregowski actúa como medio de corrección o actualización.

Aplicamos esta técnica a los modelos obtenidos por el método de Inversión de Coherecia. El algoritmo empleado permite calcular automáticamente registros CRP de cualquier CMP elegido, y a partir de estos, páneles de retardo en profundidad que ayudan a corregir geometría y valores de velocidad en cada capa interpretada. Una migración en profundidad, antes de apilar, sirve de control de calidad en cada actualización, que pueden aplicarse hasta alcanzar un grado de aproximación aceptable, útil en geologías complejas.

La Fig. 14 muestra el modelo de velocidades actualizado para el modelo 1. Se aprecia que la mayor corrección se ha aplicado en la geometría de las estructuras. El cuerpo de sal se aprecia intrusionando a la segunda capa y las fallas en profundidad muestran una geometría semejante a las del modelo original.

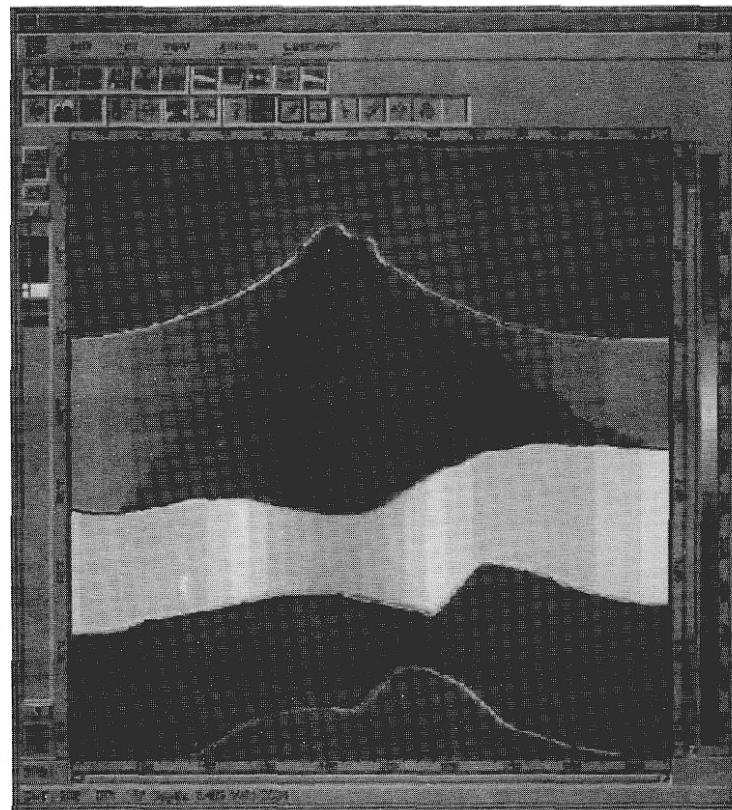
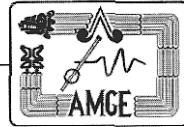


Figura 14.- Modelo de velocidades de intervalo para el modelo 1. Ciclo de Deregowski.



La imagen migrada en profundidad, antes de apilar de este modelo se muestra en la Fig. 15. En ella se aprecian mejor representados tanto el casquete del cuerpo de sal, como los reflectores que conforman las fallas situadas en profundidad.

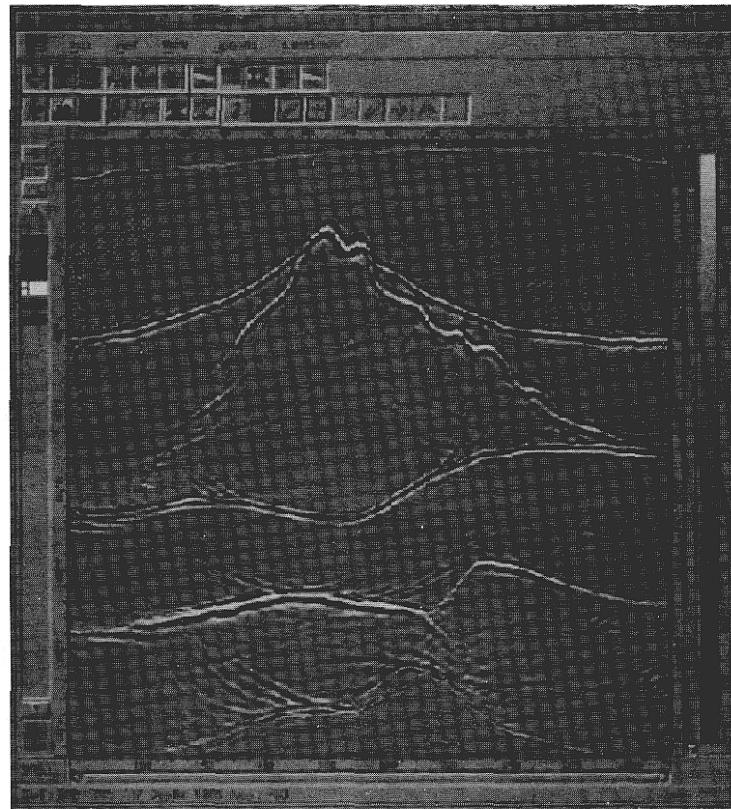


Figura 15.- Imagen migrada en profundidad, antes de apilar, generada a partir del modelo de velocidades de la Fig. 14.

Aplicamos la misma técnica al modelo 2. La Fig. 16 muestra el modelo de velocidad resultante después de tres iteraciones y, como se aprecia, no se han modificado sustancialmente los rasgos presentes en el modelo por Inversión de Coherencia, pero ha ayudado a corregir su geometría. Este cambio es evidente en el domo situado bajo el intrusivo salino, en su cúspide y en las capas que se acuñan en sus flancos. La modificación de la posición de la parte inferior del flanco derecho del domo salino, se relaciona con el muestreo inicial de velocidades de intervalo. El cambio de tonalidad de la capa situada sobre éste es una consecuencia inmediata, pero dicho cambio no alteró sustancialmente el intervalo de velocidades, pues fue compensado en la corrección con un incremento en velocidad en su contraparte izquierda. El efecto de la corrección es, como se aprecia, de orden menor y se mantienen en esencia los intervalos de velocidad definidos por el método de Inversión de Coherencia.

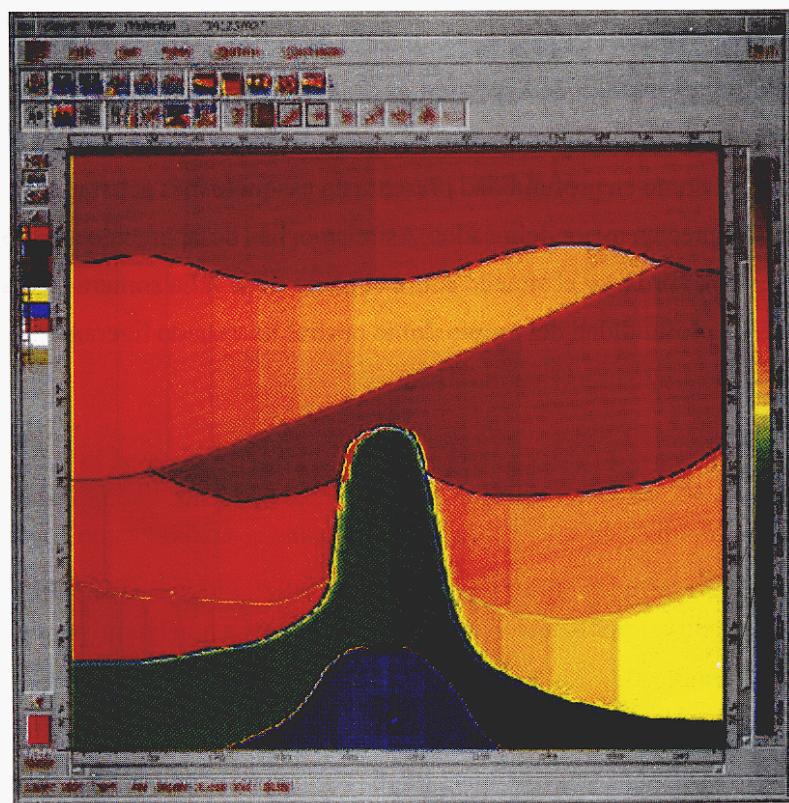
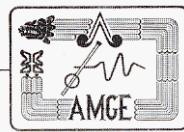


Figura 16.- Modelo de velocidades de intervalo generado por el Ciclo de Deregowski para el modelo 2.

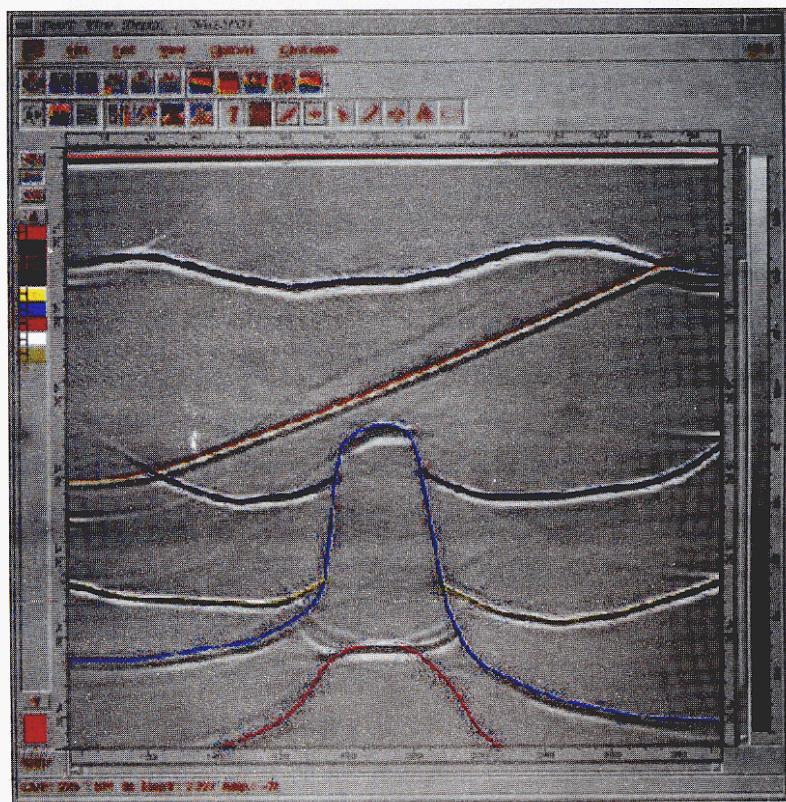


Figura 17.- Imagen migrada en profundidad, antes de apilar, generada a partir del modelo de velocidades de la Fig. 16.



La Fig. 17 muestra la imagen en profundidad, antes de apilar, del modelo de sal 2. Si se le compara con la imagen generada por el método de Inversión de Coherencia (Fig. 13), se observa que los mayores cambios se han dado en la geometría de las capas. Los estratos que se acuñan contra el intrusivo salino se aprecian más suavizados, el domo en profundidad presenta un casquete más achatado y extenso y los flancos del cuerpo de sal central se aprecian mejor delineados. Asimismo, han desaparecido algunos artefactos visibles en la parte profunda (4.3 km, aprox.) y el situado sobre el plano de la falla somera (1.7 a 3.0 km, aprox.) ha cambiado su apariencia. La profundidad del propio domo central ha variado ligeramente (de 2.7 a 2.8 km), y en general, la imagen se muestra ligeramente modificada.

### **Tomografía Global**

La Tomografía Global es una técnica que puede complementar la actualización lograda con el Ciclo de Deregowski en una escala más fina. La técnica trabaja en el dominio migrado, pero se diferencia del anterior en que permite la corrección de valores de velocidad en capas con variación lateral pequeña (extensión menor que el intervalo de *offsets* empleado). La técnica puede aplicarse a una capa en particular o a una sección completa, característica que la hacen más rápida y flexible, pero que requiere de entrada una sección inicial de velocidades aproximada. Los rasgos geológicos de pequeña escala, “invisibles” para el Ciclo de Deregowski, no lo son para la Tomografía Global, por lo que su aplicación facilita la actualización fina del modelo existente, obteniendo mayor provecho al migrar en profundidad. La técnica ha sido aplicada con éxito en representación subsalina en el norte de Alemania (Klarner *et al.*, 1998) y requiere, como el Ciclo de Deregowski, del cálculo previo de registros de profundidad. En el algoritmo que empleamos, la técnica calcula y manipula los registros CRP en dos niveles. El primero es una estimación de retardos de tiempos de viaje medidos con respecto a una hipérbola, a la que se busca “aplanar” y cuyas desviaciones dan cuenta gráfica de las variaciones de velocidad existentes, de la misma manera que en el Ciclo de Deregowski. Sin embargo, aunque dicha hipérbola de referencia es llevada a la horizontal, persisten errores remanentes, caracterizados por variaciones dentro del intervalo de *offsets* empleado. Por esta razón, el análisis se lleva a un segundo nivel, donde la estimación de errores es más fina, y donde se hace un “automuestreo” de trazas sobre la referencia de una correlación cruzada. El reflector es entonces desplegado en secciones, para cada CRP y capa y el intérprete puede aplicar un borrado selectivo dentro del intervalo de *offsets*, a fin de eliminar las variaciones que provocan la desviación de la horizontal. Hecho esto, se calcula una tomografía sobre todos los CRPs y capas y se generan los cambios necesarios en el modelo de velocidades inicial, a partir del que se puede verificar y corregir la geometría, para después generar una imagen migrada en profundidad, antes de apilar.

La Fig. 18 muestra el modelo de velocidades resultante para el modelo 1. En comparación con el modelo de la Fig. 14, no hay un cambio importante en los intervalos de velocidad asignados, sino en la geometría. El modelo muestra, en general, rasgos más suaves, producto del tratamiento a pequeña escala de

las variaciones laterales. La imagen migrada en profundidad, antes de apilar, se muestra en la Fig. 19, donde el ajuste en la geometría presenta una correspondencia más natural con la posición y carácter de los reflectores, en comparación con la Fig. 15, resultante del suavizamiento y de las variaciones en la distribución de velocidades.

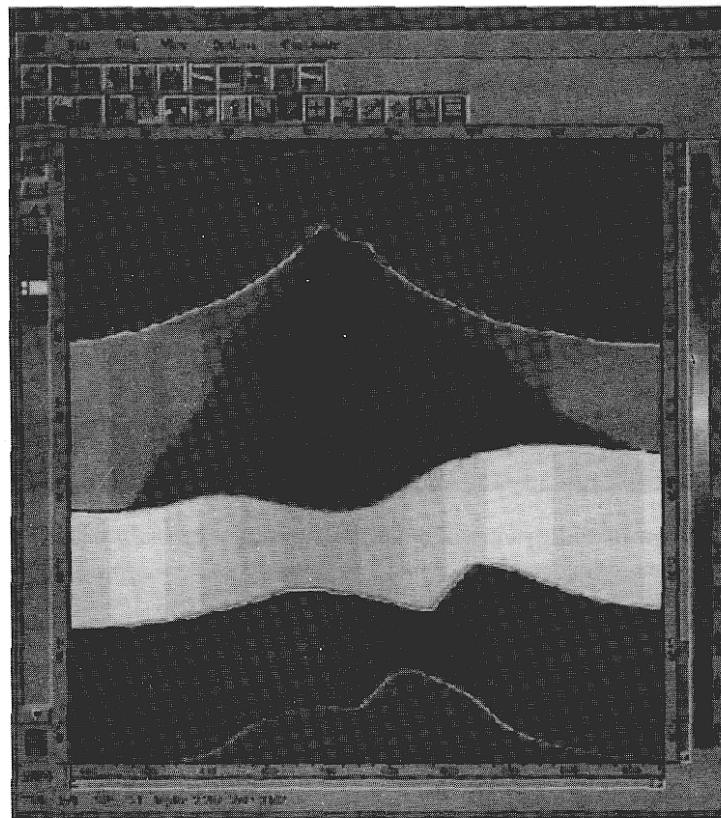


Figura 18.- Modelo de velocidades resultante de la aplicación del método de Tomografía Global para el modelo 1.

La Fig. 20 muestra el modelo de velocidades resultante para el modelo 2. Si se le compara con el resultante de la aplicación del Ciclo de Deregowski (Fig. 16), se nota que los intervalos de velocidad presentan sólo una ligera variación en su distribución, especialmente en el intrusivo salino y capas que se acuñan en sus flancos. La corrección ayuda a afinar algunos valores, sobre todo cuando estos se manifiestan en rasgos de pequeña variabilidad lateral y que resultan en una apariencia más suave de la geometría de las interfaces y cuerpo de sal.

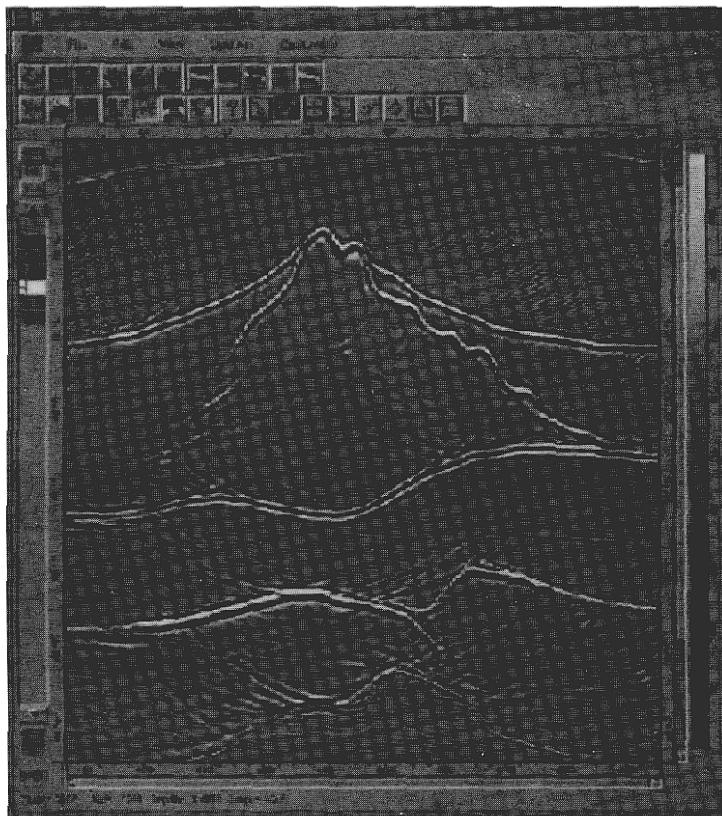
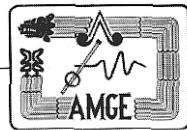


Figura 19.- Imagen migrada en profundidad, antes de apilar, del modelo 1, generada a partir del modelo de velocidades de la Fig. 18.

Finalmente, la Fig. 21 muestra la imagen migrada en profundidad, antes de apilar, generada con dicho modelo. Se aprecian cambios a nivel estructural que sólo son perceptibles en el domo más profundo, afectado por su posición bajo el cuerpo de sal y que muestra una “sonrisa” en su cúspide, posible evidencia de una subestimación de los valores de velocidad en los horizontes superiores. Puede apreciarse también el cambio en la geometría del flanco derecho del intrusivo salino, así como el cambio en posición con respecto al modelo original (Fig. 1b) y la nula representación del sistema horst-graben situado en la parte más profunda.

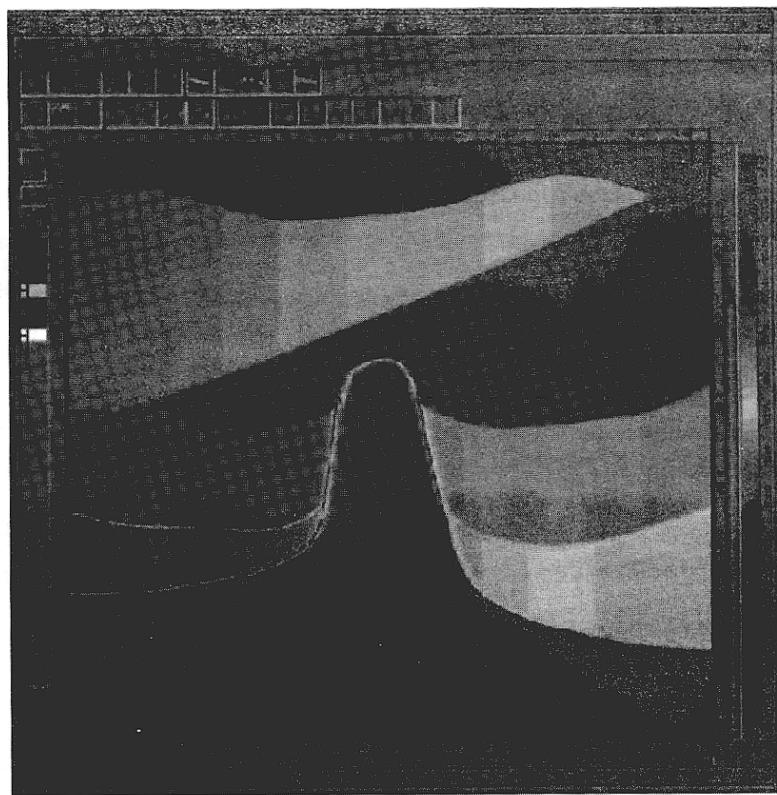
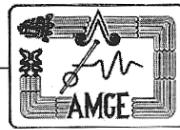


Figura 20.- Modelo final de velocidades de intervalo del modelo 2. Tomografia Global

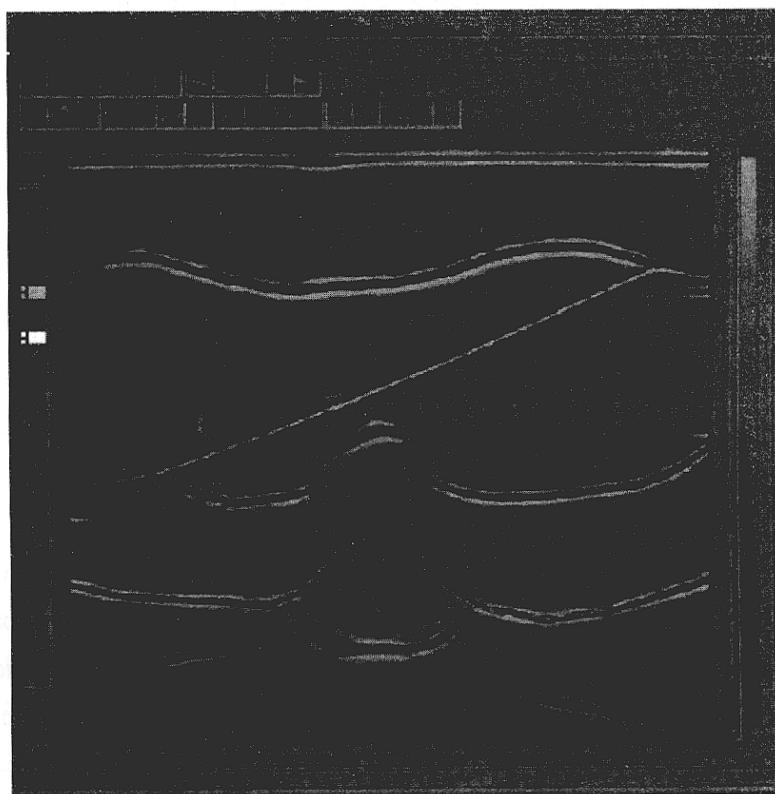


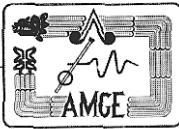
Figura 21.- Imagen migrada en profundidad, antes de apilar, para el modelo 2, generada a partir del mode- lo de la Fig. 20.



## DISCUSIÓN

Varias observaciones se desprenden de los resultados descritos. La Inversión de Coherencia constituye la técnica de estimación más aproximada, sobre todo si se le compara con la técnica convencional de muestreo y conversión de velocidades. El diseño de la técnica y, en nuestro caso, su instrumentación en el algoritmo comercial "Geodepth", permiten complementar las habilidades y experiencia del intérprete, su intuición y conocimiento geológicos, facilitando la comprensión física del fenómeno y, por lo tanto, la asignación y corrección interactivas de una distribución de velocidades en el modelo de estudio. La aproximación lograda por esta técnica redonda en la respuesta y eficiencia de las técnicas de actualización del Ciclo de Deregowski y de la Tomografía Global. La primera permite corregir de manera gruesa el modelo provisto por la Inversión de Coherencia, pero como ya se acotó, su aplicación se ve limitada por las posibles variaciones laterales de pequeña escala, vitales en el estudio de geologías complejas. Esta limitación es superada por la Tomografía Global, que incluso puede sustituir al Ciclo de Deregowski en algunos casos y cuya acción es más efectiva si se le emplea de manera complementaria.

Las virtudes de la Inversión de Coherencia pueden ser también las causantes de una mala estimación. Si bien en nuestro caso fue evidente la necesidad de actualización en la distribución de velocidades por medio de las dos últimas técnicas, es claro también que el error sobre el que operan surge y es acarreado desde la estimación inicial misma; es decir, desde la aplicación de la Inversión de Coherencia. Esto se debe, principalmente, a la forma como se lleva a cabo el muestreo de velocidades. Dado que el algoritmo requiere de la elección e identificación de reflectores por interpretación, el trazado de rayos necesario para la medición de tiempos de viaje y la estimación de velocidades vía la inversión de los mismos, se ve afectada desde el principio por la acción del intérprete, quien al delinear los reflectores de interés, genera una malla de digitalización que puede provocar la desviación de los rayos, a veces de manera insalvable. Esto es evidente para el modelo 1 cuando se estiman las velocidades de intervalo de las capas más someras, donde la interpretación ha resultado en una "digitalización suave", de líneas continuas y prácticamente horizontales. En cambio, en el cuerpo de sal, la geometría "obliga" al intérprete a emplear múltiples segmentos de recta, que a pequeña escala equivalen a construir pequeñas interfaces oblicuas. El resultado inmediato de esta operación es la desviación de los rayos trazados desde el CMP analizado, con el consiguiente error en estimación. La Fig. 22 ilustra este error. Como puede observarse, el abanico de rayos en torno al CMP 100 intenta muestrear la velocidad de intervalo en el quinto reflector. La posición requerida para la convergencia de los rayos es marcada por la línea vertical que surge del mismo punto medio común y, como se aprecia, los rayos son desviados, no por la geometría del cuerpo de sal en sí, sino por la interfaz que lo define, que es irregular y divergente a la escala de los rayos, que por construcción, son desviados al cumplir con la Ley de Snell. El mismo fenómeno, para otra posición, se muestra en la Fig. 23, donde se observa cómo, a la desviación aportada por la interpretación del cuerpo de sal, se le añade el efecto de las interfaces subsiguientes. El mismo problema se ilustra en el modelo 2 (Fig. 14) y puede volverse insalvable para el caso de una distribución de



velocidades con presencia de altos contrastes verticales o laterales. En esta última figura, la desviación se atribuye a la geometría de la digitización que hicimos al delinear el primer reflector, pero es evidente que la presencia del cuerpo de sal ayuda a dicha desviación, a grado tal que los rayos convergen al interior de este, y no sobre el punto en la profundidad de interés (CMP 122). El resultado de esta operación es un cambio de velocidad lateral dentro del reflector, y una mala representación sísmica, que hace necesaria la aplicación de las técnicas de actualización.

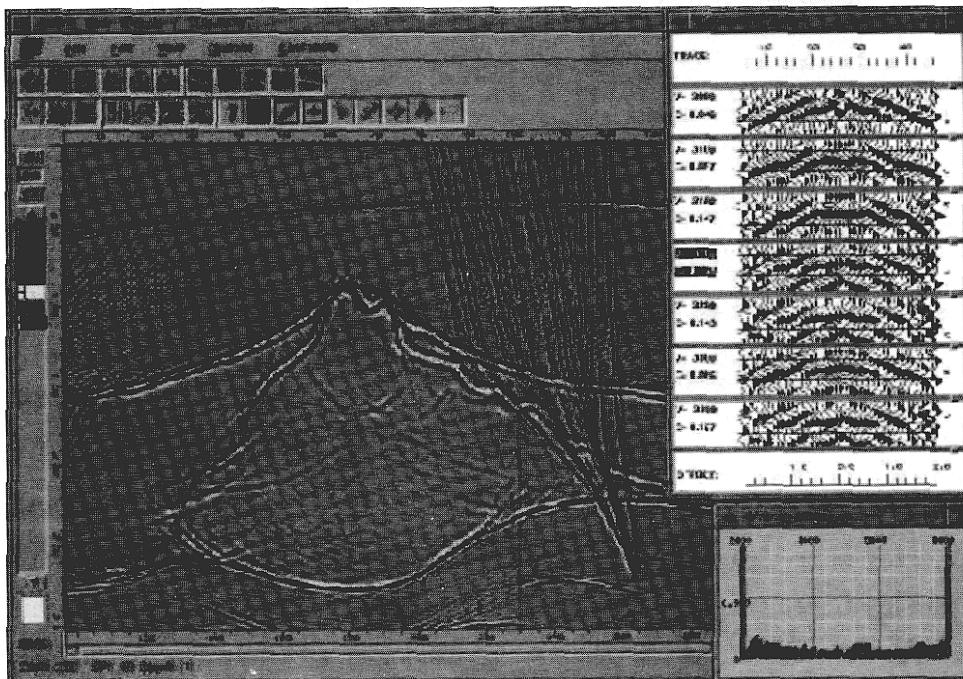


Figura 22.- Sección migrada en profundidad, antes de apilar, del modelo 1. Se muestra el abanico de rayos desplegado para muestrear velocidades de intervalo en el CMP 100.

Una posible solución al problema es delinear los diferentes reflectores sin guardar una correspondencia extrema con la geometría; es decir, delinear polígonos de interpretación con menos aristas, sobre todo en las capas más someras. Esto puede ayudar a que los abanicos de rayos trazados por la Inversión de Coherencia no sean desviados desde el inicio y, por consiguiente, que los posibles errores de estimación se atribuyan a la propia distribución de velocidades, y no a la interpretación. Algoritmos como “Geodepth”, con herramientas de interpretación interactivas son muy útiles. El intérprete puede corregir los errores de estimación en intentos sucesivos y “delegar” la corrección o actualización de los casos más imprecisos, a los otros métodos, diseñados con ese propósito.

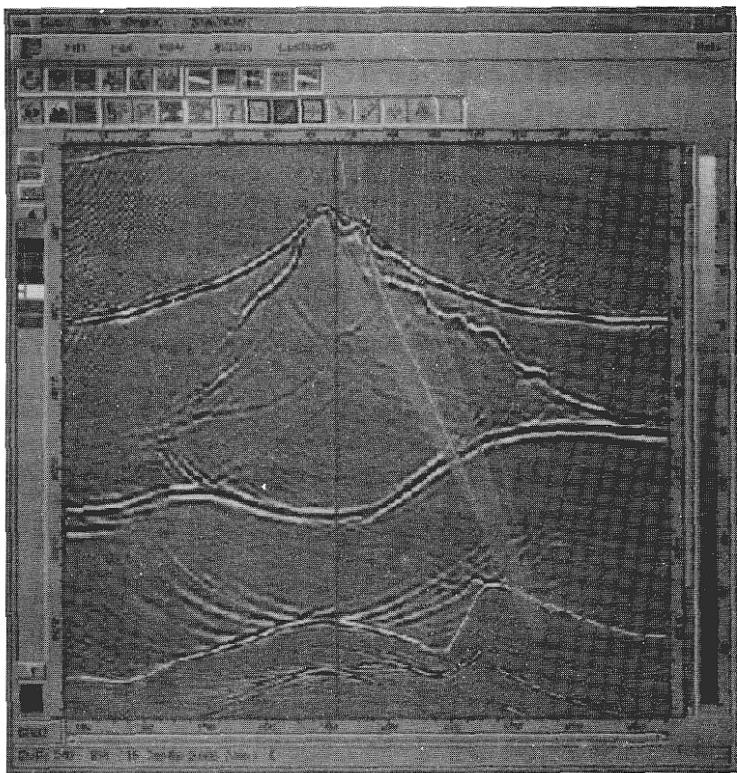
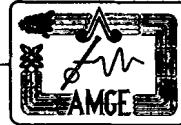


Figura 23.- Sección migrada en profundidad, antes de apilar, del modelo 1. Se muestra el abanico de rayos desplegado para muestrear velocidades de intervalo en el CMP 66.

En cuanto a los intervalos de velocidad obtenidos, las Tablas 1 y 2 (Apéndice) muestran respectivamente, para los modelos 1 y 2, tanto los valores originales, como los intervalos obtenidos por el análisis con Inversión de Coherencia, Ciclo de Deregowski y Tomografía Global. Como puede apreciarse, los valores corregidos se mantuvieron siempre muy cercanos a los intervalos establecidos por la Inversión de Coherencia, y aún cuando en algunos casos éstos difieren ligeramente de los valores originales, constituyen, en conjunto, la mejor aproximación.

Puede concluirse de los resultados presentados en esas tablas, que la aplicación de una técnica híbrida enriquece el análisis y es más eficiente que el empleo de una técnica aislada. Las correcciones provistas por las técnicas de actualización, si bien no hacen diferir mucho los intervalos de velocidad obtenidos desde el inicio, si facilitan la corrección geométrica y permiten obtener una sección de velocidades más realista, sobre todo en los casos de geología compleja, como los que presentamos en este trabajo.

Bloor *et al.* (1997) presentaron una estrategia para representar geologías complejas mediante una técnica que engloba las virtudes del ciclo de Deregowski al asignar velocidades capa por capa, con la actualización global de modelos de velocidad y técnicas de suavizamiento lateral, intercalando ciclos de migración en profundidad antes de apilar. Sus resultados prueban que los mejores modelos de velocidad son generados por técnicas híbridas.



La relación existente entre las técnicas aquí presentadas puede ilustrarse en la Fig. 24. Este ciclo, al que hemos llamado “Ciclo de Representación Sísmica” muestra la interdependencia de cada etapa de análisis con la anterior, la estrecha relación existente entre la migración en profundidad y la interpretación sísmica y la virtual autonomía de las técnicas de construcción, verificación y actualización de modelos de velocidad para generar una imagen sísmica.

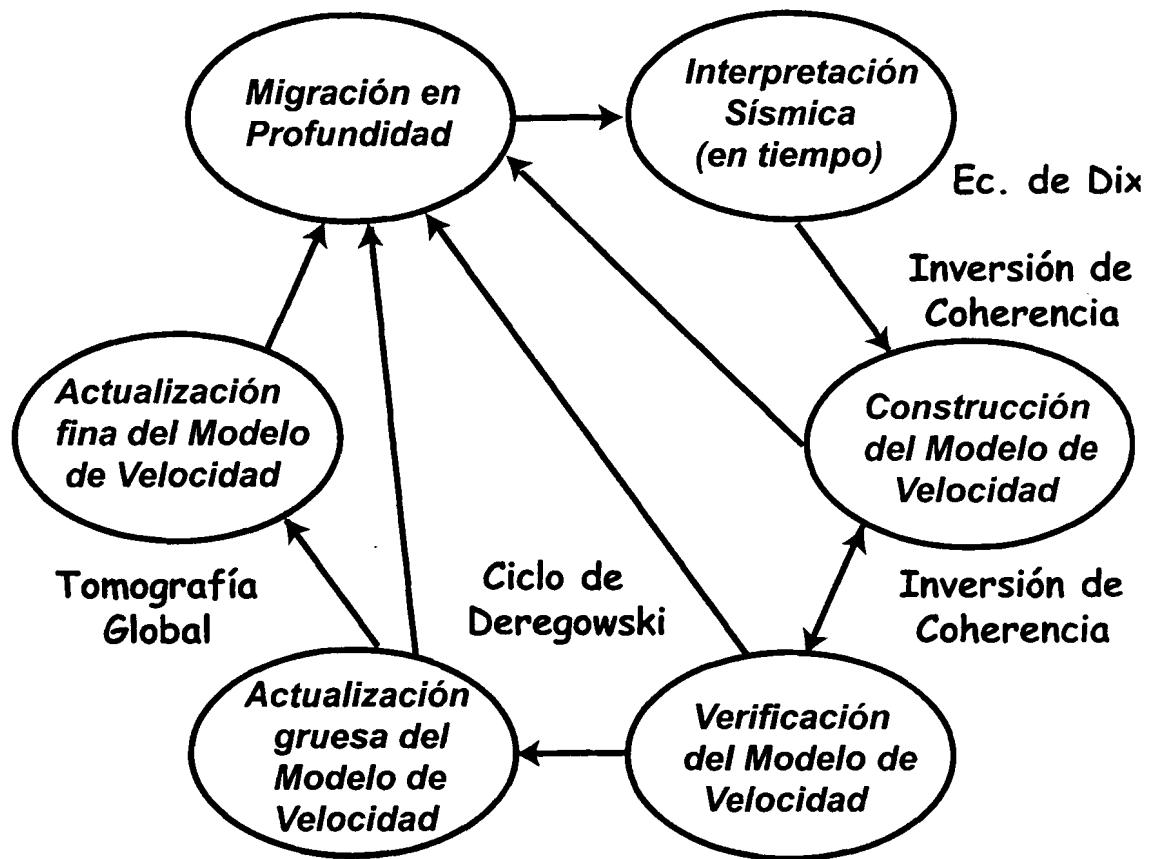


Figura 24.- Ciclo de Representación Sísmica donde se ilustra la relación existente entre los diferentes métodos de estimación empleados en este trabajo.



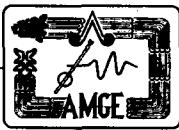
## CONCLUSIONES

- 1.- El modelo de velocidades empleado en la migración de datos sísmicos de reflexión es el factor más importante del ciclo de representación sísmica.
- 2.- Las técnicas tradicionales de estimación de velocidades, basadas en la simple conversión de velocidades de apilamiento a velocidades de intervalo no resuelven satisfactoriamente el problema en casos de geología compleja.
- 3.- La Inversión de Coherencia constituye el método de mayor aproximación en la construcción de modelos de velocidad, pues permite definir progresivamente intervalos aproximados considerando criterios no sólo físicos, sino interpretativos. Sin embargo, dada su estrecha relación con la interpretación, constituye también el origen de la mayor parte de los errores de estimación.
- 4.- El Ciclo de Deregowski constituye una herramienta de actualización de modelos de velocidad, útil en casos de complejidad estructural a escala mayor que el intervalo de *offsets* empleado. Su acción requiere de una corrección basada en las relaciones espaciales de los cuerpos geológicos, capa por capa, pero su contribución se ve limitada por la presencia de cambios laterales de velocidad menores al intervalo de *offsets*, por lo que no es completa.
- 5.- La técnica de Tomografía Global permite actualizar los intervalos de un modelo de velocidades de manera fina, considerando las variaciones laterales del mismo. Su aplicación facilita la corrección y ajuste de geometrías y velocidades en la totalidad del modelo, por lo que en algunos casos puede sustituir al Ciclo de Deregowski. Sin embargo, su aplicación es preferible como complemento a este último, pues su acción puede ayudar a definir modelos geológicos de alta complejidad en la pequeña escala, para lo que requiere de un modelo inicial previamente corregido a escala mayor. Por otro lado, si el objetivo a representar mediante migración sísmica no requiere de la distinción de rasgos geológicos a escala pequeña (menor a la gama de *offsets*), su empleo puede omitirse.



## **REFERENCIAS**

- Al-Chalabi, M. (1994). Seismic velocities -a critique. *First Break* **12**, 589-596.
- Blacquière, G., Duijndam, A. J. W. y Romijn, R. (1991). Efficient f-x depth migration of shot records: practical aspects. *First Break* **9**, 9-23.
- Bloor, R., Deregowski, S., Brown, G., Smith, P y Whitfield, O. (1997). A depth imaging strategy for complex geology: 67<sup>th</sup> Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, Vol. II, 1350-1353.
- Byun, B. S.; Tran, H. V. y Carter, M. D. (1988). An analysis of statistical average velocities in a horizontally layered earth. *Geophysics* **53**, 1488-1489.
- Chávez Pérez, S. (1993). Modelado sísmico de la cuenca de la Ciudad de México. *Geofísica Internacional* **32**, 111-130.
- Chávez Pérez, S., Mendoza Amuchástegui, J. y Diego-Orozco, A. (1998) Migración en profundidad antes de apilar: un breve tutorial. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración* **37**, 55-59.
- Claerbout, J. F. (1985). *Imaging The Earth's Interior*, Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Clayton, R. y Engquist, B. (1977). Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations, *Bull. Seism. Soc. Am.* **67**, 1529-140.
- Deregowski, S. M. (1990). Common offset migrations and velocity analysis. *First Break* **8**, 225-234.
- Dix, C. H. (1955). Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics* **20**, 68-86.
- Fagin, S. (1998). Model based depth imaging. Course notes series **10** (Roger A. Young, series editor). Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, Oklahoma, EUA.
- Gazdag, J. (1978). Wave equation migration with the phase-shift method. *Geophysics* **43**, 176-185.
- Godfrey, R. J., Sanders, B., Corless, D. (1998). Depth imaging in the southern Gas basin. *Journal of Seismic Exploration* **7**, 313-317.
- Johnson, J. D. (1992). Structural imaging in the real world. *Geophysics: The Leading Edge of Exploration*. 32-36.
- Jones, I.F., Ibbotson K., Grimshaw M. y Plasterie P. (1988). 3-D prestack migration and velocity model building, *The Leading Edge* **17**, 897-906.
- Kim, Y.C., C.M. Samuelsn y T.A. Hauge (1996). Efficient velocity model building for prestack depth migration, *The Leading Edge* **15**, 751-753.
- Klarner, S., Korbe, M., Krajewski, P. y Lettau, O. (1998). Modeling and interpretation of salt structures on 3-D seismic lines-examples from northern Germany and the pre-caspian basin, Kazakhstan, en: "Geology and



Geophysics of Salt Structures", *Journal of Seismic Exploration* 7, special issue, 363-373. (Kockel, F. and Marschall, R., Eds). EAGE.

Levander, A. R. (1988). Fourth-order finite-difference P-SV seismograms, *Geophysics* 53, 1425-1436.

McMechan, G. A. (1983). Migration by extrapolation of time-dependent boundary values. *Geophysical Prospecting* 31, 413-420.

Mendoza Amuchástegui, J. A. (1996). Modelado sísmico de anomalías de velocidad con superficie irregular. *Memorias del VII Simposium de Geofísica y Exposición Veracruz '96 de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración*, sept.18-20, 37-41.

O'Brien, M. y Gray, S.H. (1996). Can we image beneath salt?. *The Leading Edge*, Jan. 17-22.

Paradigm Geophysical Corp. (1997). *Introduction to Geodepth* 97. Paradigm Geophysical Ltd., EUA.

Ratcliff, D. W., Gray, S. H. y Whitmore, N. D. (1992). Seismic imaging of salt structures in the Gulf of Mexico. *Geophysics: The Leading Edge of Exploratrion*. Apr. 1992, 15-31.

Ratcliff, D. W., Jacewitz, C. A. y Gray, S. H. (1994). Subsalt imaging via target-oriented 3D prestack depth migration. *The Leading Edge*, March, 163-170.

Schneider, W. A. (1978). Integral formulation in two and three dimensions. *Geophysics* 43, 49-76.

Schuster, J. (1990). 4<sup>th</sup>-order finite-difference solution to the 2-D acoustic wave equation by a staggered grid method. En: *University of Utah, Tomography Development Project, 1989 Annual Report*, 248-262, Salt Lake City, Utah, EUA.

Stockwell, J. W. (1999). The CWP/SU: seismic Un\*x package. *Computers & Geosciences* 25, 415-419.

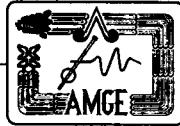
Stoffa, P. L., Fokkema, J. T., Luna Freire, R. M., y Kessinger, W. P. (1990). Split-step Fourier migration. *Geophysics*, 55, 410-421.

Stork, C., Ensign, P. y Harlan, B. (1997). Making prestack depth migration work despite the inherent-errors in the velocity model building process: 67<sup>th</sup> Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, Vol. II, 1270-1273.

Symes, B. (1998). Mathematics of reflection seismology. Houston Texas, USA: The Rice Inversion Project, Department of Computational and Applied Mathematics, Rice University. 86 p.p. URL: [http://cartan.stanford.edu/msgss/html/1998\\_proceedings.html](http://cartan.stanford.edu/msgss/html/1998_proceedings.html).

Tarantola, A. (1984). Linearized inversion of seismic reflection data. *Geophysical Prospecting* 32, 998-1015.

Veersteg, R. J. y Grau, G. (1990). The Marmousi experience. *Proceedings of the 1990 EAGE workshop on practical aspects of seismic data inversion*. EAGE: Zeist, Alemania. 194 p.p.



Veersteg, R. J. (1993). Sensitivity of prestack depth migration to the velocity model. *Geophysics* **58**, 873-882.

Veersteg, R. J. (1994). The marmousi experience: velocity model determination on a synthetic complex data set. *The Leading Edge*, sept., 927-936.

Xu, J. y Chávez-Pérez, S. (1991). Numerical analysis of stability and accuracy for the PSVR4.F code. En: *University of Utah Tomography Development Project, 1990 Anual Report*, 199-210, Salt Lake City, Utah, EUA.



## APÉNDICE

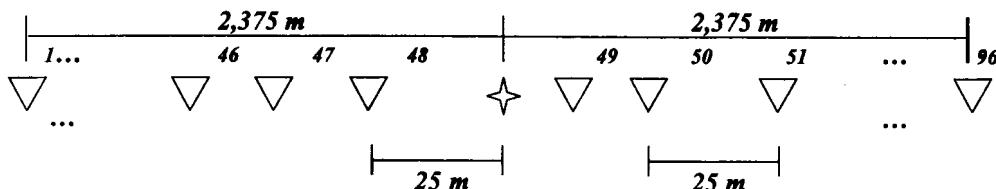


Figura A1.- Patrón de adquisición para generar registros de campo a partir de trazas sintéticas.

Horizonte	Modelo (m/s)	Inv. de Coherencia (m/s)	Ciclo Deregowski (m/s)	Tomografía Global (m/s)
1	2200	2115-2185	2134-2171	2119-2167
2	2500	2435-2675	2504-2602	2516-2540
3	3400	3360-4365	3464-4055	3419-3623
4	4500	3155-4995	4018-4449	3972-4374
5	3200	3000-3870	3033-3550	3142-3347
6	4000	4090-4770	4338-4732	3984-4625
7	4500	_____	_____	_____

Tabla 1.- Velocidades asignadas al modelo 1 y valores de velocidad de intervalo estimados con los métodos de Inversión de Coherencia, Ciclo de Deregowski y Tomografía Global.

Horizonte	Modelo (m/s)	Inv. de Coherencia (m/s)	Ciclo Deregowski (m/s)	Tomografía Global (m/s)
1	2800	2734	2745-2795	2742
2	3200	3183-3195	3167-3217	3177-3202
3	3800	3693-3955	3552-3874	3612-3873
4	3100	3070-3183	2993-3192	2966-3202
5	4500	4316-4453	4284-4755	4307-4779
6	3500	3544-3768	3465-3825	3463-3761
7	3800	3245-3793	3328-3936	3363-4022
8	5000	4889-4977	4656-5078	4655-5177
9	6000	_____	_____	_____

Tabla 2.- Velocidades asignadas al modelo 2 y valores de velocidad de intervalo estimados con los métodos de Inversión de Coherencia, Ciclo de Deregowski y Tomografía Global.

### 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 Prosp. Geofísica, Direc. 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](mailto:schavez@imp.mx)