

01149



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO

TESIS

**ESTIMACIÓN DE MODELOS DE VELOCIDAD
PARA MIGRACIÓN SÍSMICA**

José Manuel Castillo Covarrubias

QUE SE PRESENTA COMO
REQUISITO PARCIAL PARA
OBTENER EL GRADO DE

**MAESTRO EN INGENIERÍA
(EXPLORACIÓN)**

277685

DIRECTOR DE TESIS:
M.C. JORGE ALFONSO MENDOZA AMUCHÁSTEGUI.

MÉXICO D.F.

Mayo 2000





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

ESTIMACIÓN DE MODELOS DE VELOCIDAD PARA MIGRACIÓN SÍSMICA

RESUMEN

Con el fin de comparar varios métodos de construcción y ajuste de modelos de velocidad para migración sísmica, utilicé dos modelos estructurales complejos del subsuelo. Con base en sismogramas sintéticos, obtenidos con estos modelos, probé cuatro métodos de estimación de velocidades. El primero utiliza la ecuación de Dix, 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 su integración en un modelo de velocidad 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 su geometría, capa por capa, trabaja en el dominio migrado y emplea el análisis de curvatura residual de registros de profundidad (punto de reflejo común, CRP), mediante el cálculo de velocidad residual. El cuarto, conocido como Tomografía Global, permite afinar un modelo de velocidad considerándolo como un todo, trabaja en el dominio migrado y se basa en el análisis de curvatura residual de paneles de punto de reflejo común con tomografía de reflexión. Con el primer método generé modelos de velocidad simples que no permitieron obtener imágenes en profundidad representativas del subsuelo. Con los otros, logré reproducir aproximadamente los valores de velocidad de intervalo de los modelos iniciales, 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 velocidad 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 que los hacen más realistas y apropiados para la representación sísmica en profundidad.

En ausencia de conocimiento, los resultados son la improvisación y los errores.
Ruy Pérez Tamayo.

ABSTRACT

For the sake of comparing some methods for building and adjusting velocity models for seismic imaging, I utilized two complex structural models of the subsurface. Using synthetic seismograms obtained with these models, I tested four methods for estimating interval velocity values. The first one, based on Dix equation, assumes hyperbolic moveout, works in the unmigrated domain, does not update velocities and is based only on the interpolation and conversion of stacking velocity values to build an interval velocity model. The second one, known as Coherency Inversion, does not assume hyperbolic moveout, works in the unmigrated domain and, working on an interactive-interpretative fashion, calculates interval velocity coherency layer by layer. The third one, known as Deregowski loop, works in the migrated domain, can update a previous velocity model by correcting its geometry, layer by layer, and is based on the residual moveout analysis of CRPs (common reflection points) by means of residual velocity moveout. The last one, known as Global Tomography can fine tune a velocity model assuming its geometry and velocities as a whole, works in the migrated domain, and is based on the residual curvature calculated on CRP panels by means of reflection tomography. With the first method, I created some simple velocity models whose resulting depth images did not represent the subsurface structure in a realistic way. With the others, I could reproduce with some accuracy the interval velocity and the structure involved, except at the deepest locations, where the high velocity contrasts, geometry, irregularities and dips involved made difficult the velocity estimation for the Coherency Inversion. The second method is the best, because it allows us to perform the velocity estimation with good accuracy since the first iteration and with interaction of the interpreter with the geology involved, leading to a process of progressive approximation to the "real" velocity values. These values are very lightly modified by the rest of the methods, but their action allows us to update the models, fine tuning their velocity intervals and include smooth lateral variations that make them more realistic and suitable for accurate seismic imaging.

RÉSUMÉ

Cette étude montre des méthodes diverses de construction et d'ajustement des modèles de vitesse pour réaliser la migration sismique, en utilisant deux modèles structuraux complexes du sous-sol. Des enregistrements sismiques synthétiques ont été utilisés pour valider quatre méthodes d'estimation de la vitesse d'intervalle. La première est basée sur l'équation de Dix, qui suppose un retard du temps hyperbolique. Cette méthode travaille dans le domaine non migré et elle n'actualise pas les vitesses: elle n'utilise que l'interpolation des vitesses de stacking et leur transformation pour intégrer un modèle de vitesse d'intervalle. La deuxième méthode, connue comme la méthode de l'Inversion de Cohérence ne suppose pas un retard du temps hyperbolique. Elle travaille aussi dans le domaine non migré dans un schéma interactif et interprétatif. Elle calcule la cohérence des vitesses d'intervalle couche par couche. La troisième méthode est appelée le Cycle de Deregowski. Elle travaille dans le domaine migré et peut actualiser un modèle de vitesse déjà existant à travers l'analyse et la correction de sa géométrie couche par couche. Elle est basée sur l'analyse de retard du temps résiduel des enregistrements CRP (point commun de réflexion) en utilisant la vitesse résiduelle. La dernière, plus connue comme la méthode de la Tomographie Globale, peut affiner un modèle en supposant sa géométrie et ses vitesses comme unitaire. Elle travaille dans le domaine migré en utilisant des "panels" CRP pour calculer la courbure résiduelle en utilisant la tomographie de réflexion. Avec la première méthode, on obtient des modèles de vitesse d'intervalle dont les images sismiques ne représentent pas le sous-sol. Avec les autres, on peut reproduire d'une manière approchée les valeurs de vitesse d'intervalle et la structure générale des modèles initiaux, excepté en profondeur où le fort contraste de vitesses, la géométrie, les irrégularités et les pendages des couches rendent difficile l'estimation par la Inversion de Cohérence. Cette méthode est la meilleure parce qu'elle a permis une bonne estimation avec une bonne approximation dès la première itération. Aussi, elle permet l'action de l'analyste sur la géologie et sur l'approximation progressive aux valeurs "réelles" qui ne peuvent pas être modifiées d'une manière importante par les autres méthodes, mais qui peuvent être affinées en construisant des modèles plus réels et utiles pour la représentation sismique en profondeur.

Índice

Resumen	1
Abstract	2
Résumé	3
Índice	4
I. Introducción	5
II. Antecedentes	8
III. Estimación de Modelos de Velocidad	13
IV. Discusión	43
V. Conclusiones	47
VI. Agradecimientos	48
VII. Referencias	49
VIII. Apéndice	52

I. INTRODUCCIÓN

Uno de los problemas de mayor interés en la industria petrolera y, en particular, en la exploración geofísica con fines prospectivos, es el proceso de formación de imágenes o representación sísmica del subsuelo. Esta ha sido instrumentada en nuestro país mediante el procesado convencional de líneas sísmicas de reflexión y la aplicación de algoritmos de migración sísmica en tiempo y profundidad. Algunos autores han empleado estos algoritmos en investigación aplicada a la exploración (e.g., Mendoza, 1996) y las imágenes del subsuelo con ellos obtenidas han ayudado a definir las características espaciales (posición, extensión, espesor), tanto de las estructuras de interés, como de los yacimientos de hidrocarburos. Sin embargo, en la mayoría de los casos, 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), pero no se han concretado estudios similares en nuestro país, a pesar de contar con herramientas apropiadas para modelado, migración sísmica y estimación de velocidad, tanto en la industria, como en la academia.

La estimación de un modelo de velocidad para migración es un problema no lineal y su solución se basa típicamente en la búsqueda y selección de uno entre muchos modelos posibles. Las técnicas de búsqueda se aplican, típicamente, atacando en dos frentes: a) métodos que conducen a un máximo de velocidad estimada, y que por lo tanto requieren de un muy buen modelo inicial y b) métodos globales que requieren de la prueba de múltiples candidatos, elevando su costo. Una solución es adoptar métodos híbridos. El empleo de un método global para generar un modelo inicial de velocidad, y su actualización por medio de un método local de búsqueda puede reducir costos (Silva y Wood, 1997). Esta táctica puede conducir a un modelo final que represente de una manera más real la distribución de velocidades del subsuelo. Procedimientos como este han sido instrumentados por ejemplo, mediante la aplicación de algoritmos genéticos (e.g., Docherty *et al.*, 1997).

En este trabajo presento una solución de naturaleza híbrida, basada en el muestreo, vía interpretación de horizontes, de velocidades de intervalo, la construcción iterativa de un modelo de velocidad capa por capa y su corrección, actualización y ajuste fino, mediante técnicas que alternan la reducción de errores medidos sobre curvas residuales y la generación sucesiva de imágenes migradas en profundidad antes de apilar. Mi trabajo puede servir de guía tutora y su objetivo es destacar, mediante su aplicación a un problema controlado, la importancia de la construcción y ajuste de modelos de velocidad como paso indispensable en la representación sísmica del subsuelo. Para lograrlo, hago la comparación de diversos métodos de estimación, uno típicamente convencional y otros instrumentados en la paquetería comercial *Geodepth* (Paradigm Geophysical, 1997) y los aplico a datos sísmicos representativos de una distribución compleja de velocidades en el subsuelo. Dichos métodos pueden aplicarse de manera independiente, y en este trabajo los complemento, conformando una técnica integral, híbrida y económica.

Para eliminar la incertidumbre inherente a la tarea de adquisición, generé cuatro juegos de datos mediante modelado sintético por diferencias finitas y a cada uno de ellos lo sometí a una secuencia de proceso por medio de la paquetería libre *Seismic Unix* (Stockwell, 1999). Los modelos estructurales que utilicé para el modelado sintético (Figura 1) son similares a los del Golfo de México, de gran interés para la industria petrolera y donde incluyo rasgos estructurales comúnmente difíciles de representar por medios convencionales, tales como contrastes altos de velocidad, presencia de cuerpos de sal con flancos pronunciados, estructuras subsalinas, cambios laterales de velocidad, discordancias angulares e irregularidades geométricas.

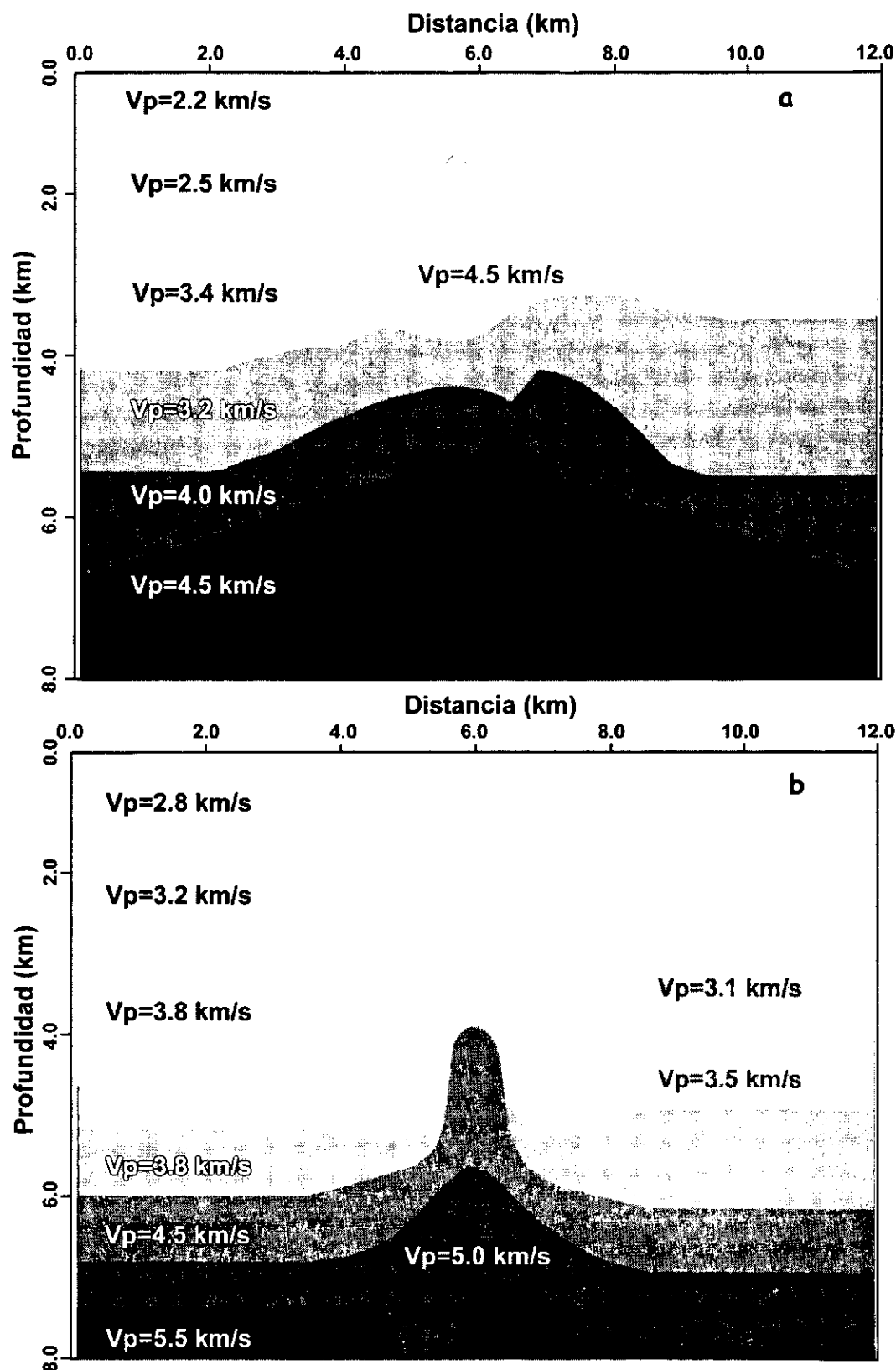


FIG. 1.- a) Modelo 1. V_p = velocidad de la onda P. Densidades: 2.3, 2.4, 2.3, 2.15, 2.4, 2.5 y 2.7 g/cm^3 .
 b) Modelo 2. Densidades: 2.3, 2.4, 2.5, 2.4, 2.45, 2.5, 2.17, 2.7 y 2.8 g/cm^3 . Para ambos casos $V_s/V_p=0.6$, donde V_s es la velocidad de la onda S.

La Figura 2 representa la secuencia de tareas y procesos llevados a cabo durante el desarrollo de este trabajo. En la parte superior del diagrama de flujo represento los datos iniciales (modelos estructurales) que dan origen, mediante el modelado, a los juegos de datos sísmicos (sismogramas sintéticos). Estos, sometidos a una secuencia convencional de proceso y acondicionamiento permiten obtener los registros de campo que serán la entrada para las técnicas de estimación de velocidad. Apliqué estas técnicas en cascada, a cada uno de los juegos de datos, según el orden que se aprecia y las comparé por sus alcances. Es decir, por el grado de aproximación que cada una de ellas permite al construir, corregir y ajustar cada modelo de velocidad. La valoración de cada etapa de aproximación, así como del proceso en conjunto se hicieron mediante la generación y comparación de imágenes sísmicas del subsuelo, aplicando la herramienta de migración en profundidad, antes de apilar, contenida en la paquetería *Geodepth*.

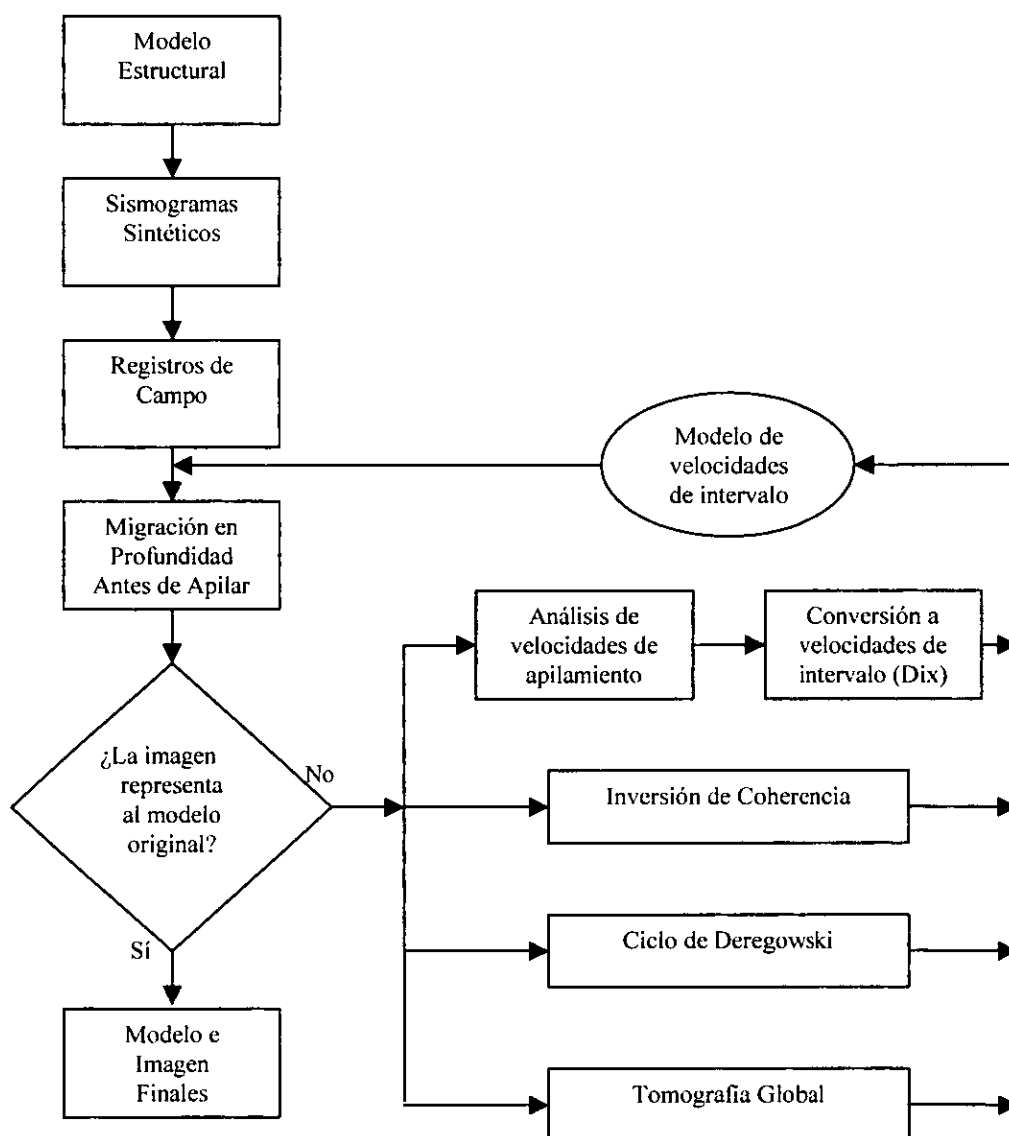


FIG 2.- Diagrama de flujo de las tareas y procesos llevados a cabo durante el desarrollo del trabajo.

II. ANTECEDENTES

La heterogeneidad y complejidad geológica del subsuelo, especialmente en las rocas asociadas con los yacimientos de hidrocarburos, ha sido estudiada desde los años treinta a partir de las primeras mediciones de velocidades sísmicas del interior de la corteza, llevadas a cabo desde la primera década del siglo veinte mediante técnicas de exploración geofísica (Ben-Menahem, 1995). Esta heterogeneidad, comprobada en los años sesenta mediante el análisis de tiempos de tránsito (o de viaje), llevaría a una concepción del subsuelo cuyo comportamiento elastodinámico alentaría al modelado de la propagación de ondas mediante métodos como la teoría de rayos y las diferencias finitas, desarrollados en los años cuarenta y cincuenta. Hacia principios de los años noventa, la representación sísmica de la heterogeneidad se hace posible gracias al empleo de todo dato sísmico disponible y el desarrollo de las computadoras digitales incrementan notablemente las capacidades de cálculo, y por ende, del modelado e inversión. En consecuencia, la investigación se orienta en ese campo y los centros de investigación se avocan a la tarea de desarrollar mejores algoritmos de migración, promoviendo la competencia y delegando en otros la tarea de proveer los modelos de velocidad.

Para la mitad de la década de 1990, sin embargo, la situación cambia y, dada la dificultad de reproducir los resultados de otros grupos de trabajo, las velocidades se vuelven la parte central, complicada del proceso de representación sísmica (Jones *et al.*, 1988; Kim *et al.*, 1996). La imposibilidad de definir un algoritmo simple para la estimación de velocidades ocasiona que los resultados sean soluciones particulares, documentadas como historias de caso. Este fenómeno conduce, poco a poco, a la conclusión de que la tarea de estimación de velocidades requiere de manera particular del trabajo interpretativo. De esta forma, la estimación de velocidades se vuelve una labor interactiva, iterativa, interpretativa y, en muchos casos, interdisciplinaria. La construcción de una imagen sísmica requiere pues de una labor de equipo y para conseguirla se fija primero el objetivo, sea éste el definir profundidades de perforación, delinear la estructura geológica del subsuelo, delimitar la cima de presión de un yacimiento, o estimar la posición de un yacimiento mediante la identificación de anomalías de baja velocidad.

II.1 Modelado Sísmico.

El modelado sísmico se ha constituido como una herramienta de apoyo importante dentro del trabajo exploratorio. Dentro de los métodos empleados, pueden distinguirse tres categorías principales: los analíticos, los óptico-geométricos (*e.g.*, trazado de rayos) y los directos (*e.g.*, diferencias finitas, elementos finitos y de Fourier). Los primeros incluyen soluciones cercanas al fenómeno gobernado por la ecuación de onda, son aplicables a modelos simples para los que existen soluciones exactas y pueden servir de prueba para otros métodos. Para estructuras multiestratificadas, sin embargo, las soluciones a menudo incluyen integrales con singularidades (*e.g.*, método de reflectividad), que requieren de soluciones numéricas, por lo que se ha dado en llamarlos "semianalíticos" (Levander, 1989). Los métodos directos, que también resuelven la ecuación de onda, permiten generar "imágenes instantáneas" (*snapshots*) del fenómeno de propagación, por lo que constituyen herramientas útiles de interpretación.

En este trabajo, aplico el método de diferencias finitas, desarrollado para modelar la propagación de ondas mediante la construcción de sismogramas sintéticos (Alterman y Karal, 1968) y que ha extendido su empleo al campo de la representación sísmica (Claerbout, 1970). Gracias al desarrollo de la tecnología computacional, esta técnica es de uso común hoy en día, tanto en la academia como en la industria. Su ventaja distintiva se basa en su habilidad para 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, así como al modelado de propagación para arreglos

muy densos de detectores. Sus grandes desventajas, por otro lado, 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 eliminen las reflexiones al interior de los modelos, fuente común de perturbaciones indeseables. Estas perturbaciones han logrado ser disminuidas a través de fronteras absorbentes según el planteamiento pionero de Clayton y Engquist (1977) y han probado su efectividad en otros métodos de modelado directo, como los de Fourier (Cerjan *et al.*, 1985). En general, las técnicas de diferencias finitas son más asequibles para problemas donde la trayectoria total de la onda propagada es menor a algunos cientos de longitudes de onda y la escala de la heterogeneidad material (diámetro aproximado) de 0.1 a 10 longitudes de onda (Aki y Richards, 1980, C. 13).

II.2 Estimación de Velocidades

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 alcanzar esta estimación ha persistido, principalmente, debido a la existencia de un hueco semántico, arraigado por décadas dentro del gremio geofísico (Al-Chalabi, 1994) que ha conducido al empleo erróneo de datos y a la aplicación ineficiente de técnicas, a veces de manera sistemática.

La velocidad de apilamiento es un parámetro conceptual, similar a la velocidad media cuadrática (RMS, *root mean square*) que permite alinear de manera coherente la señal reflectiva, agrupándola en trazas bajo la suposición de propagación vertical sobre un medio estratificado horizontal con presencia de retrasos tiempo-distancia hiperbólicos. Byun *et al.* (1988) mostraron cómo 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 comúnmente para calcular velocidades de intervalo con la ecuación de Dix (1955), que usa velocidades RMS. De hecho, la igualdad entre estas dos velocidades sólo se da en el caso ideal de capas horizontales y distancias fuente-receptor cortas con respecto a la profundidad de interés (*offset* cercano). La velocidad de apilamiento, por otro lado, es afectada por factores relacionados con la adquisición de datos, originando una estimación errónea. Aún cuando dichos efectos pueden ser corregidos desde el procesado, este es insensible a la velocidad de propagación del subsuelo. La velocidad efectiva derivada de los datos sísmicos superficiales basados en criterios de máxima amplitud (*e.g.*, análisis de enfocamiento en profundidad), es siempre menor que la verdadera, sobre todo en zonas caracterizadas por enfocamiento óptico-geométrico (Marschall, 1998).

Un error similar se presenta para el caso de la velocidad de migración, que permite un máximo enfocamiento de energía para situar eventos reflejados en su posición correcta, pero que, siendo igualmente un parámetro no físico, tienen 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 con esas velocidades no presentan el mejor enfocamiento o posicionamiento en profundidad, pues ellas mismas están afectadas por la heterogeneidad y son promedios subestimados, medidos en intervalos del subsuelo que en general no cumplen con las suposiciones de los algoritmos de migración, cuya premisa es el enfocamiento de energía, no el posicionamiento en profundidad. Una técnica para resolver este problema fue planteada por Deregowski (1990), la apliqué en este trabajo y la describo con más detalle en el siguiente capítulo.

II.3 Representación Sísmica

La representación sísmica, conocida también como migración, pretende encontrar una función de posición en el subsuelo con aproximadamente las mismas singularidades que las del modelo que genera los datos (Symes, 1998). La migración no es un proceso, sino una solución a un problema definido. Claerbout (1985) la concibe como el operador conjugado (o adjunto) del modelado y su buen desempeño depende, en gran medida, de la construcción de un modelo apropiado (aproximado) de velocidad de propagación del medio. 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 empresa Veritas DGC, Inc.),

$$P = V * T,$$

donde P es profundidad, V velocidad del medio y T tiempo de tránsito o de viaje. En estos términos, T es la incógnita que surge del modelado, P de la representación (profundidad de los reflectores) y V , junto con P , de la estimación de velocidades (posición del reflector en profundidad y velocidad del subsuelo). El último caso constituye un sistema de ecuaciones subdeterminado cuyas soluciones no son únicas, por lo que el problema de la estimación de velocidades es no lineal y requiere del conocimiento de la solución misma para resolverlo. La validez de esta paradoja se sustenta en el hecho de que las mejores estimaciones de velocidad surgen de ciclos donde se intercalan interpretación, estimación y representación sísmica, de modo que ésta última es, a su vez origen y fin de una buena estimación de velocidades. Tarantola (1984) aborda este planteamiento como parte de las hipótesis de linealización del método de inversión y, de hecho, la mayoría de las migraciones en profundidad antes de apilar emplean técnicas acopladas de estimación de velocidades, donde un modelo inicial permite la generación de una imagen que ayuda a su corrección y que conduce a sucesivos ajustes y remigraciones, hasta que los parámetros del modelo logran alcanzar un cierto acuerdo con 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 por la curvatura de las propias superficies reflectoras (Chávez-Pérez *et al.*, 1998).

La migración tridimensional en profundidad después de apilar, de aplicación frecuente en la industria petrolera, puede manejar en sus versiones más precisas, cambios abruptos de velocidad y echados pronunciados. Ejemplos de estos métodos son la aproximación por frecuencia-espacio ($f-x$, Blacquièrre *et al.*, 1991) y el de desplazamiento de fase (*phase-shift*, Gazdag, 1978). En el dominio del tiempo se tienen a la migración de Kirchhoff (Schneider, 1978) y el método de tiempo reverso (*reverse time migration*, McMechan, 1983) que requieren del cálculo preciso de tiempos de tránsito.

La migración 3D (tridimensional) en profundidad, antes de apilar, es vital para la exploración petrolera. Esta técnica ayuda a resolver problemas relacionados con la representación de cambios laterales rápidos dentro de los campos de velocidad y su acción puede influir en la identificación de rasgos reflectores con pendientes de más de 90°, cuando estos originan la desviación anómala de rayos (rayos retornantes o *turning rays*). La técnica puede ayudar también a la delimitación espacial y estimación de volúmenes de yacimientos de hidrocarburos, la estimación de anisotropía y a proveer información útil para el análisis AVO (variación de la amplitud con la distancia fuente-receptor o *amplitud variation with offset*), la inversión sísmica y para la llamada "sismología 4D", caracterizada por el análisis periódico de datos sísmicos de reflexión tridimensionales, útil en la caracterización de yacimientos. Las principales virtudes de la migración tridimensional en profundidad, antes de apilar son, entre otras, el contar con consistencia interna, la posibilidad de representar señales provenientes de las tres direcciones del espacio, incorporar principios físicos correctos y facilitar la interpretación estratigráfica. Sus deficien-

cias se relacionan principalmente con su instrumentación en algoritmos comerciales, que contemplan de manera generalizada, a veces exclusiva, a la migración de Kirchhoff, que a pesar de no ser la más rápida, presenta la ventaja de no requerir de un muestreo espacial regular. Además, consideran en su instrumentación sólo el caso acústico, requiriendo además de grandes recursos de cómputo.

Por su parte, la migración tridimensional en profundidad, después de apilar, requiere de menores recursos de cómputo y es rápida, pero estas ventajas se ven opacadas por su pobre control de velocidades y la eventual destrucción de eventos reflectores en el apilado.

La migración bidimensional en profundidad, antes de apilar, es más asequible, tanto para la academia, como para la industria. Requiere, en comparación con las técnicas tridimensionales, de volúmenes menores de datos, de modo que puede servir de prueba para otros algoritmos, además de ser independiente de la calidad de las secciones apiladas. A cambio de estas ventajas, su principal desventaja radica en la representación incompleta del subsuelo, pero se mantiene como la técnica de uso más frecuente.

El rápido desarrollo computacional, el abatimiento de sus costos y la implementación de técnicas de ordenamiento de datos favorecen el empleo actual de técnicas completas de migración, como la tridimensional de diferencias finitas. Los obstáculos que en el pasado obligaban a la implementación de algoritmos más simples, empiezan a desaparecer y la importancia de los modelos de velocidad, se hace cada día más evidente.

II.4 Representación Salina

Muchos de los yacimientos de hidrocarburos situados en el Golfo de México se encuentran asociados con domos e intrusivos salinos, así como con configuraciones estructurales complejas, a veces accidentadas. La importancia de este hecho obliga a considerar la necesidad de contar con algoritmos de migración que faciliten su correcta representación. Dos problemas importantes que surgen en esta tarea son, sin embargo, la calidad de los datos (Johnson, 1992) y el enfocamiento de energía (O'Brien y Gray, 1996). Dado que en el primer caso los datos son aceptados de cualquier manera, corregidos o no (ruido superficial, presencia de múltiples, atenuación en profundidad, entre otros), el cálculo de un modelo de velocidad apropiado para obtener imágenes sísmicas se vuelve el problema medular de la representación, a grado tal que puede hablarse de un problema de velocidad, más que de migración. En el segundo caso, dado que la migración convencional en tiempo, después de apilar, permite representar de primera instancia sólo la cima de los cuerpos de sal, una imagen total de estos requiere de migraciones sucesivas, empleando por ejemplo, algoritmos modificados. Esto se cumple aún para el caso tridimensional y se agrava para el Golfo de México, donde los altos contrastes de velocidad contradicen en general las condiciones para el apilado (Ratcliff *et al.*, 1992).

La representación de cuerpos de sal por medio de una migración bidimensional en profundidad, después de apilar, resulta también infructuosa, pues al no incluir reflexiones tridimensionales, su cima resulta incompleta y distorsionada (Ratcliff *et al.*, 1994). En cambio, una migración en profundidad, 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 (con echados mayores que 90°), donde los reflectores constituyen una marca distintiva que debe preservarse, eliminando los múltiples, pues la imagen resultante puede presentar artefactos que afecten a la representación subsalina (Ratcliff *et al.*, 1992).

Otros rasgos, como los reflectores de los sedimentos situados lateralmente con respecto a los flancos del cuerpo de sal, pueden ser representados mediante algoritmos modificados (*e.g.* Kirchhoff de rayos retornantes o *turning rays*). De aquí se desprende que una migración tridimensional en profundidad, antes de apilar, facilita la obtención de una mejor imagen salina, incluyendo estructuras subsal. En su defecto, una migración bidimensional antes de apilar, es más eficiente que una después de apilar y si se hace una interpretación de imágenes migradas, por capas, aún para datos tridimensionales puede lograrse un ajuste tal del modelo de velocidad que

la imagen final permita definir no sólo al cuerpo de sal, sino a los sedimentos situados por encima y debajo de él, aunque a veces, con escasa resolución. Si la migración se lleva a cabo además, sobre volúmenes de datos ordenados en distancias fuente-receptor (*offset* común), la calidad de las imágenes obtenidas puede discriminarse para las partes somera (*offset* cercano) y profunda (*offset* lejano). Resultados en este sentido han sido reportados por O'Brien y Gray (1996) para modelos tridimensionales con presencia de fallas y campos de velocidad linealmente variables con la profundidad, donde se ha logrado la representación de la parte más profunda, incluso bajo la sal.

III.- ESTIMACIÓN DE MODELOS DE VELOCIDAD

Para construir modelos de velocidad apropiados para la representación sísmica en profundidad de las secciones estructurales de la Figura 1, generé, para cada una de ellas, dos juegos de datos sísmicos sintéticos, uno acústico y otro elástico. Utilicé algoritmos de diferencias finitas en una versión de malla alternada de velocidades y esfuerzos basada en la formulación de Virieux (1986) y discreticé los modelos originales (secciones del subsuelo de 12 x 6 km) en mallas de 2400 x 1200 nodos con un espaciamiento de 5 m, empleando como fuentes ondículas de Ricker de 25 Hz de frecuencia central para el caso acústico, y de 15 Hz para el caso elástico. Utilicé un muestreo de 0.5 ms y 12,000 pasos de tiempo, generando en total 2,400 trazas sintéticas. El diseño del patrón de adquisición de campo (Figura 3) corresponde a un arreglo bilateral de 96 grupos (posiciones de registro), equiespaciados 25 m sobre 146 puntos de tiro, espaciados cada 50 m. La longitud del arreglo de detección es de 4,750 m, con una cobertura en profundidad de 2,375 m y una cobertura total en superficie de 9,625 m, de los que 4,875 m corresponden a un apilado completo, para un total de 386 CMPs (puntos medios comunes o *common midpoints*). El tiempo de grabación para cada traza fue de 6 s y el tiempo de cálculo para el levantamiento completo fue de una semana para el caso acústico, y de quince días para el caso elástico, empleando una máquina de procesamiento paralelo de ocho nodos (*Origin 2000*, Silicon Graphics International) del Instituto Mexicano del Petróleo.

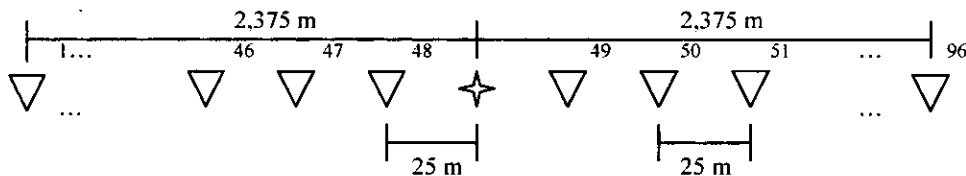


FIG 3.- Diseño del patrón de adquisición para generar los registros de campo a partir de las trazas sintéticas modeladas por el método de diferencias finitas. La estrella denota la posición de la fuente y el triángulo invertido la de los grupos de receptores.

Las condiciones de frontera para los modelos se imponen en los lados y en la parte inferior de la malla, de acuerdo con la descripción de Clayton y Engquist (1977), y la parte superior de la malla se supone frontera libre. La adaptación numérica está basada en la formulación de Levander (1988) que ya ha sido aplicada, en una versión de cuarto orden en el espacio para los casos elástico (Chávez Pérez, 1993) y acústico (Mendoza, 1996). La adaptación de aproximaciones de cuarto orden en el espacio (para las derivadas requeridas), mejora la precisión y estabilidad de los cálculos para modelos bidimensionales de geometría arbitraria (Schuster, 1990) y permite la adaptación de grandes dimensiones de mallado, así como la aplicación de miles de iteraciones. La estabilidad y precisión del algoritmo que utilicé en este trabajo han sido probados por Schuster (1990) y por Xu y Chávez Pérez (1991).

Los sismogramas sintéticos que obtuve para el PT (punto de tiro) 123 se muestran para cada modelo, con sus respectivos registros de campo, en las Figuras 4, 5 y 6.

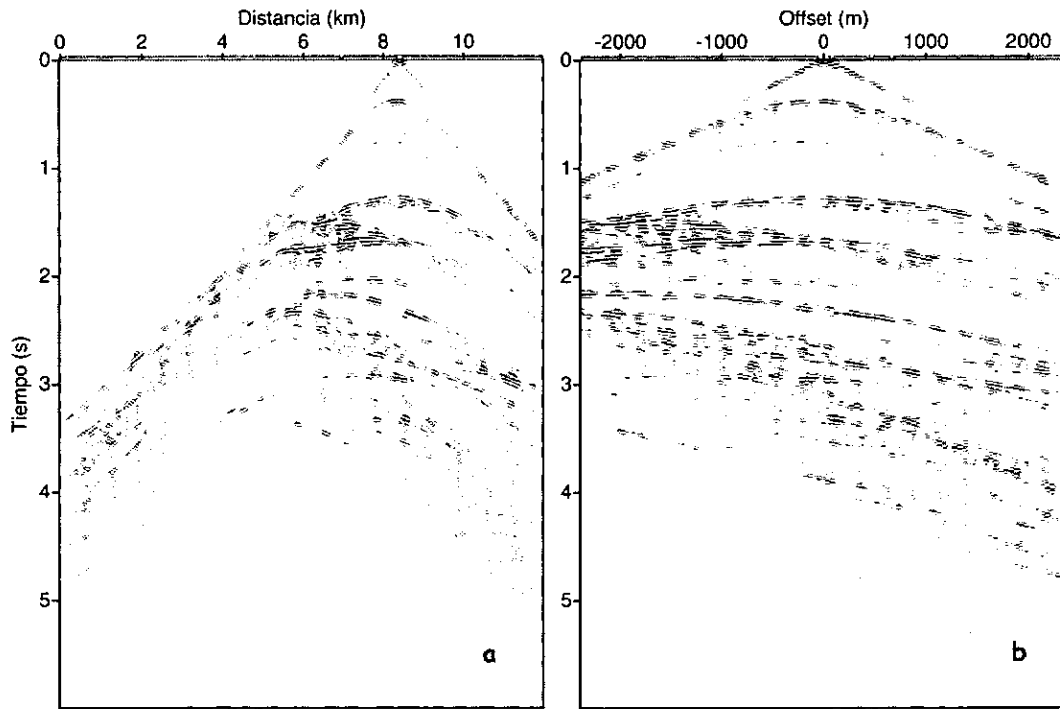


FIG 4.- Sismogramas sintéticos del modelo 1. a) Modelado acústico, PT 123. Nótese las reflexiones atenuadas por la frontera absorbente del extremo derecho del modelo. b) Registro de campo, *offset* máximo 2,375 m.

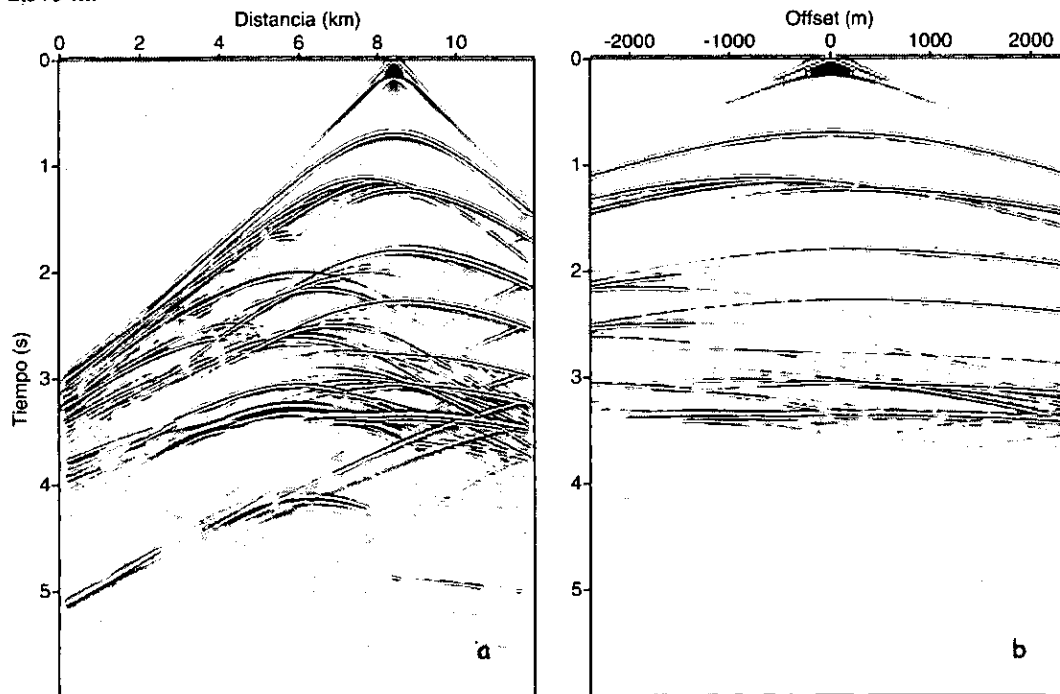


FIG 5.- Sismogramas sintéticos del modelo 2. a) Modelo acústico, PT 123. Nótese la diferencia de amplitudes con respecto al modelo de sal 1 y el registro de las ondas directas, así como el incipiente reflejo en la frontera del extremo derecho del modelo. b).- Registro de campo, *offset* máximo 2,375 m.

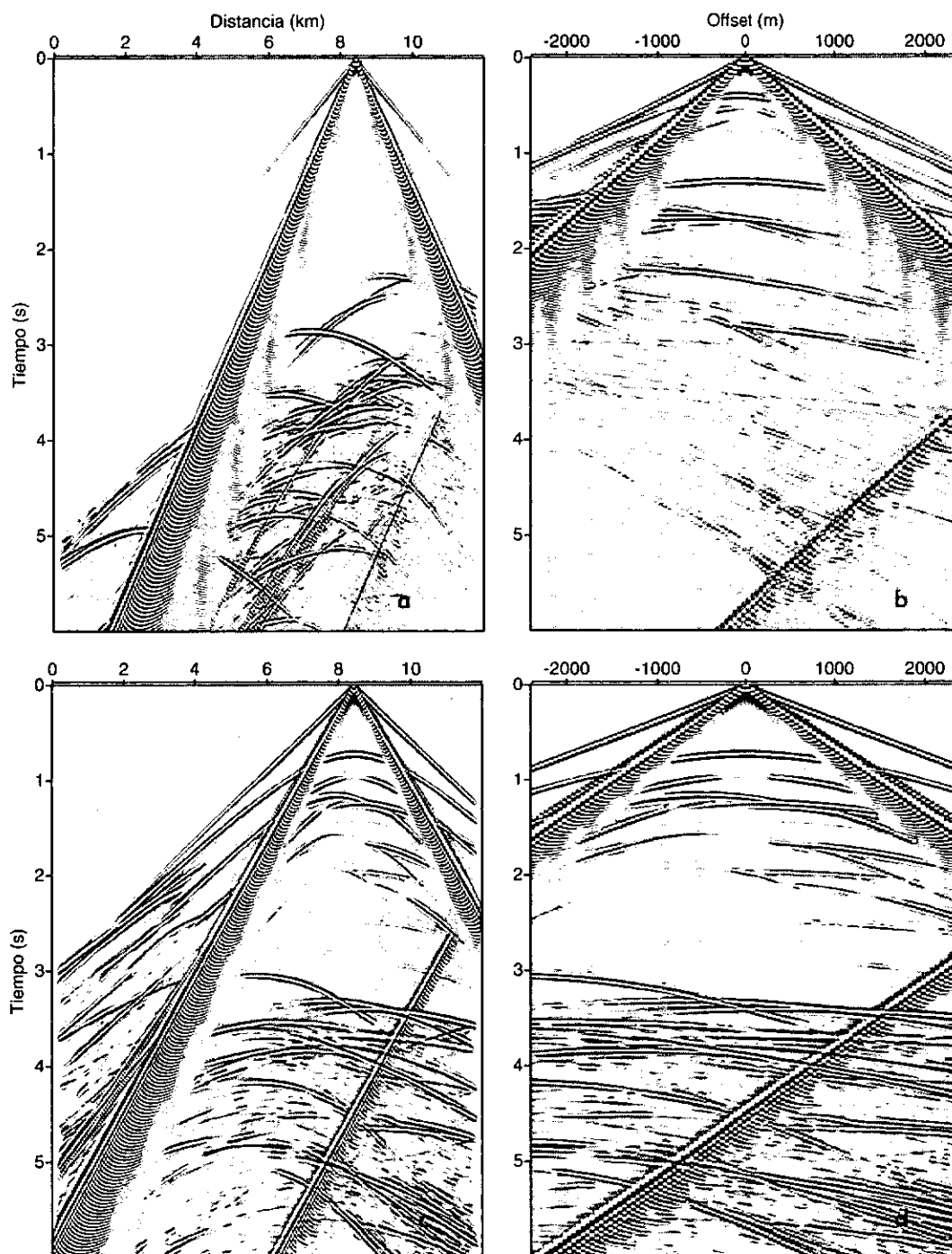


FIG 6.- Sismogramas sintéticos elásticos. a) Modelo 1, PT 123. Nótese la reflexión en el extremo derecho del modelo, así como los registros de onda directa y el abanico de ondas superficiales. b) Registro de campo. Nótese la presencia de un múltiple alrededor del tiempo $t=3.5$ s. *Offset* máximo 2,375 m. c) Modelo 2, PT 123. Nótese la reflexión de la frontera del extremo derecho del modelo, así como los registros de onda directa y el abanico de ondas superficiales. d) Registro de campo.

Manipulé los registros de campo con el objeto de generar, para cada modelo, una imagen apilada preliminar. En el caso acústico, apliqué una secuencia de proceso que incluyó el muestreo de velocidades, la aplicación de correcciones NMO (*Normal Moveout*, sobretiempo

normal) y DMO (*Dip Moveout*, sobretiempos de echado), *muting* (borrado) y finalmente un apilado. Los resultados para los modelos 1 y 2 se muestran en la Figura 7.

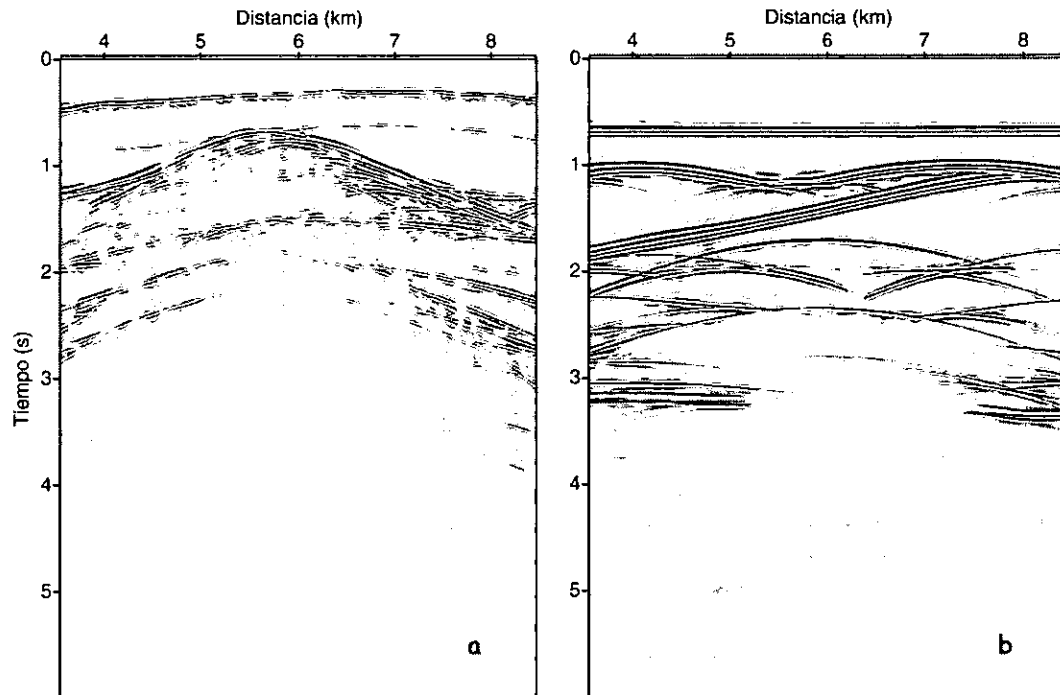


FIG 7.- Secciones apiladas después de borrado y correcciones NMO y DMO. Modelos acústicos. CMP 95 a 292. a) Modelo 1. b) Modelo 2.

En el caso elástico, utilicé una secuencia equivalente, pero dado que los registros presentaron una gran contaminación por ondas superficiales (ver abanicos de *ground roll* en la Figura 6), así como reflexiones provenientes de las fronteras de los modelos, intenté limpiarlos mediante borrado automático (borrado del estiramiento de trazas provocado por la corrección de sobretiempos normal o *stretch muting*), filtrado de trazas y filtrado F-K (en el dominio frecuencia-número de onda, Luh, 1992). Así, las mejores secciones apiladas sin eliminación total de reflexiones laterales se muestran en la Fig. 8. En todos los casos, y para fines de comparación, calculé una sección de *offset* cercano como aproximación rápida a una seudosección apilada (Carcione *et al.*, 1994), y finalmente decidí restringir mi análisis al caso acústico, pues el ruido presente dificultaría la estimación de velocidad y afectaría la generación de imágenes sísmicas.

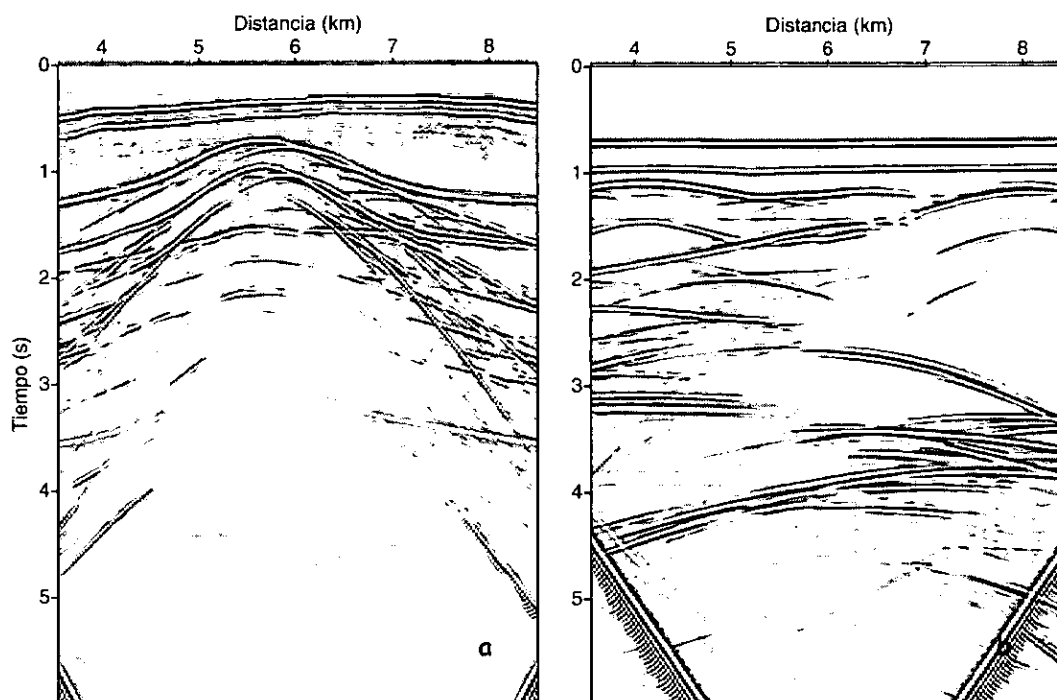


FIG 8.- Secciones apiladas después de aplicar borrado, borrado automático y correcciones NMO y DMO. Modelos elásticos. a) Modelo 1. b) Modelo 2.

III.1.- Muestreo y Conversión de Velocidades de Apilamiento.

Para construir los primeros modelos de velocidad, seguí el proceso convencional de muestreo de velocidades de apilamiento. Estas muestras las adquirí de los juegos de datos, tomando como guía las secciones apiladas que obtuve de la secuencia de proceso descrita en la sección anterior. Esto me facilitó el discriminar puntos del espectro de velocidades que no correspondieran con verdaderos reflectores y traté de que la distribución espacial de las muestras guardara cierto acuerdo con la distribución de reflectores de las secciones apiladas, como primera aproximación.

Para construir el primer modelo de velocidad de la primera sección estructural (Figura 1a), elegí un CMP fijo para todos los reflectores, y utilicé los valores de velocidad de apilamiento muestreados para construir un modelo de capas planas, que convertí a velocidades de intervalo mediante la ecuación de Dix (1955). El modelo obtenido (Figura 9a) sirvió para calcular, a partir de la sección apilada correspondiente (Figura 7a), una imagen migrada en profundidad, después de apilar, empleando para ello el método de *split-step* (paso dividido, traducción del autor, Stoffa *et al.*, 1990). La sección migrada en profundidad, después de apilar, se muestra en la Figura 9b. En ella puede apreciarse la 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 abrupto de velocidades del modelo obtenido.

Generé un modelo menos simplista a partir de 15 puntos de muestreo de velocidad de apilamiento, correspondientes a 15 CMPs y a partir de los que se generó, con interpolación automática por medio del paquete *Seismic Unix* (Stockwell, 1999), un modelo uniforme. El muestreo lo hice sin la referencia de una imagen apilada y los valores obtenidos los convertí a velocidades de intervalo.

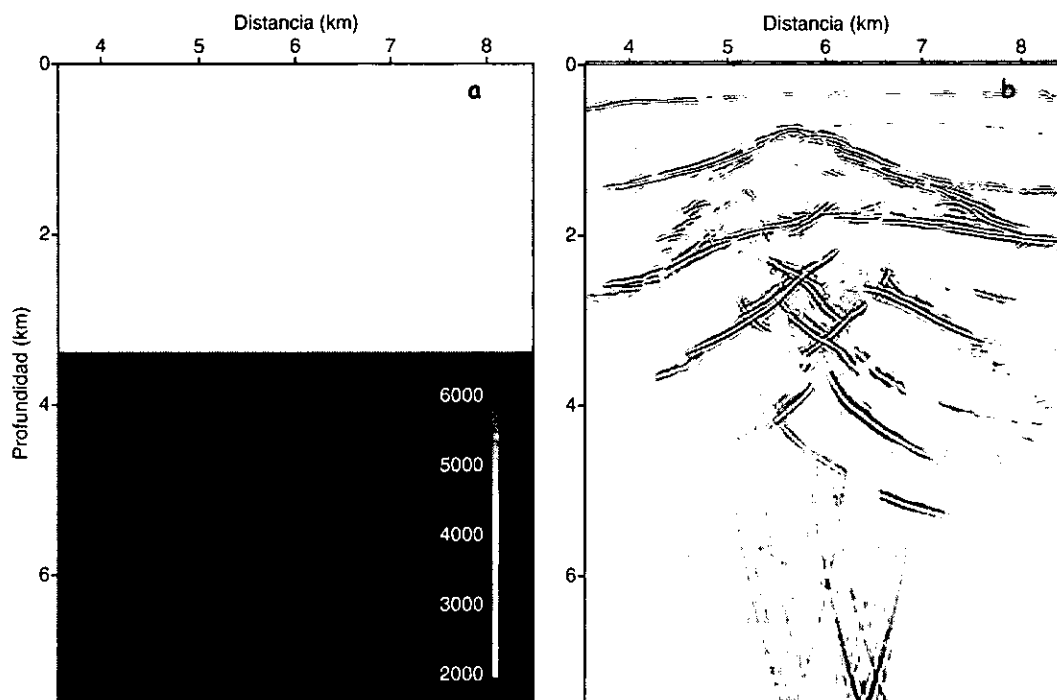


FIG 9.- a) Modelo de velocidad de cinco estratos planos generado por el método de muestreo de velocidades de apilamiento y conversión a velocidades de intervalo con la ecuación de Dix. Escala en m/s. b) Imagen migrada en profundidad, después de apilar, por el método de paso dividido (*split-step*).

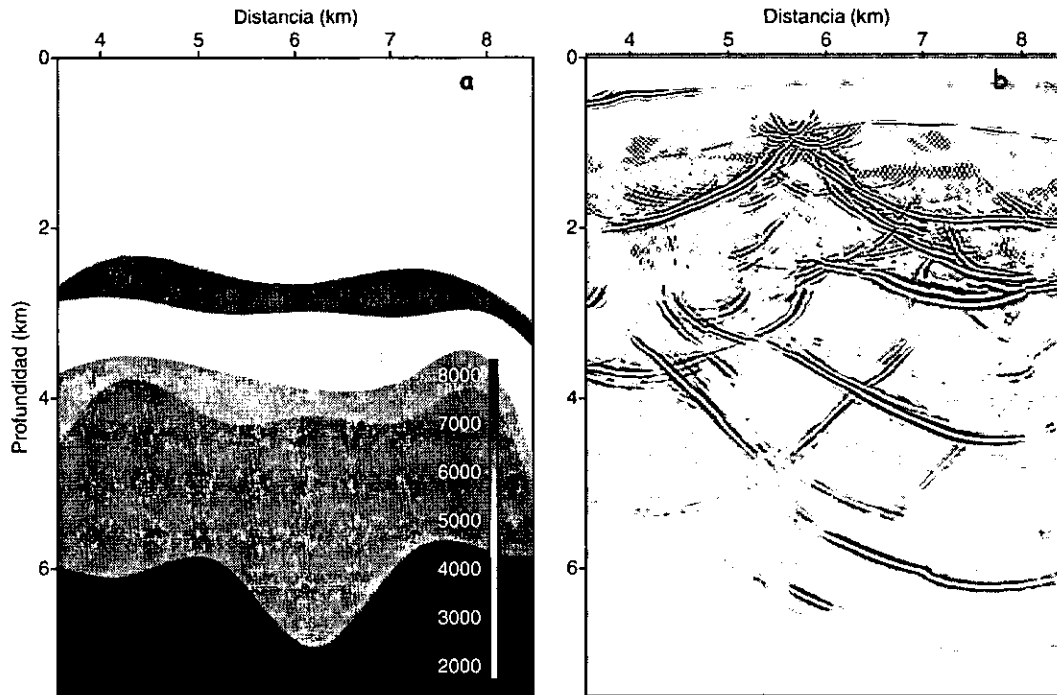


FIG 10.- a) Modelo de velocidad de once estratos irregulares generado por el método de muestreo de velocidades de apilamiento y conversión a velocidades de intervalo con la ecuación de Dix. Escala en m/s. b) Imagen migrada en profundidad, después de apilar, por el método de paso dividido (*split-step*).

El modelo resultante (Figura 10a) presenta geometría irregular, inversiones de velocidad y una distribución de valores que no concuerda espacialmente con la distribución de reflectores de la sección apilada. Su correspondiente sección migrada en profundidad, después de apilar, se muestra en la Figura 10b, donde puede observarse que, aunque el cuerpo de sal es mejor representado que en el caso del modelo 1 (Figura 9a), en torno a la profundidad de 3 km aparece una zona de enfocamiento distorsionado, producto de la inversión de velocidades de la cuarta capa (profundidad de 3 km).

Construí posteriormente una tercera aproximación, consistente en un modelo de seis capas de geometría irregular, empleando para ello un muestreo de 15 puntos equiespaciados sobre la referencia de la sección apilada de la Figura 7a. Interpolé los valores de velocidad de apilamiento obtenidos y los convertí a valores de velocidad de intervalo, obteniendo finalmente un modelo cuya geometría y distribución de velocidades hacía referencia a la propia sección apilada. La Figura 11a muestra el modelo y la Figura 11b su correspondiente sección migrada en profundidad, después de apilar. Como se aprecia en esta última, no obstante que la representación lograda supera en definición a la del modelo inmediato anterior, es todavía incompleta, presenta un mal enfocamiento en la parte profunda y semeja más a la sección apilada que al modelo original (Figura 1a). Sin embargo, la distribución más suave de velocidades y la ausencia de cambios abruptos, favorecieron un mejor posicionamiento de los reflectores, excepto en la parte media y profunda, donde la presencia de artefactos es evidente.

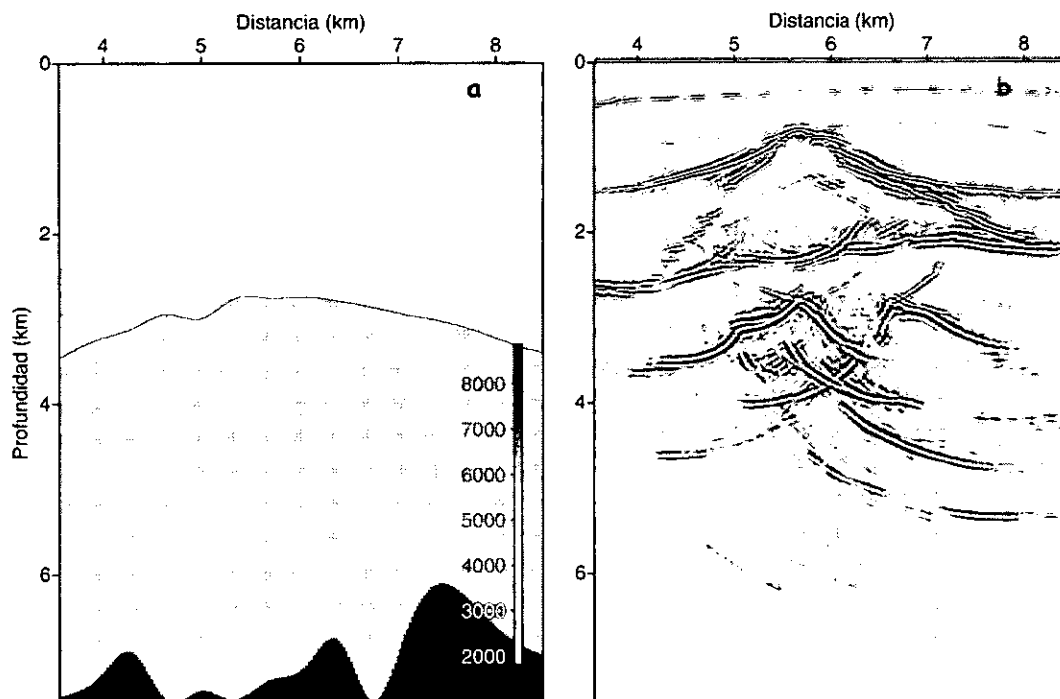


FIG 11.- a) Modelo de seis estratos irregulares generado a partir de 15 muestras de velocidad de apilamiento y conversión a velocidades de intervalo con la ecuación de Dix. Escala en m/s. b) Imagen migrada en profundidad, después de apilar, por el método de paso dividido.

Una cuarta aproximación, basada en el muestreo de velocidades en 30 CMPs me permitió construir un modelo más detallado (Figura 12a), aunque afectado por una geometría distorsionada en su parte profunda, producto de la interpolación. La imagen migrada (Figura 12b) no difirió mucho de la obtenida con el modelo anterior, excepto en la porción subsalina, donde el agrupamiento de difradores originó rasgos menos definidos. En profundidad, algunos artefactos desaparecieron, pero surgieron otros, de modo que no hay una mejora apreciable.

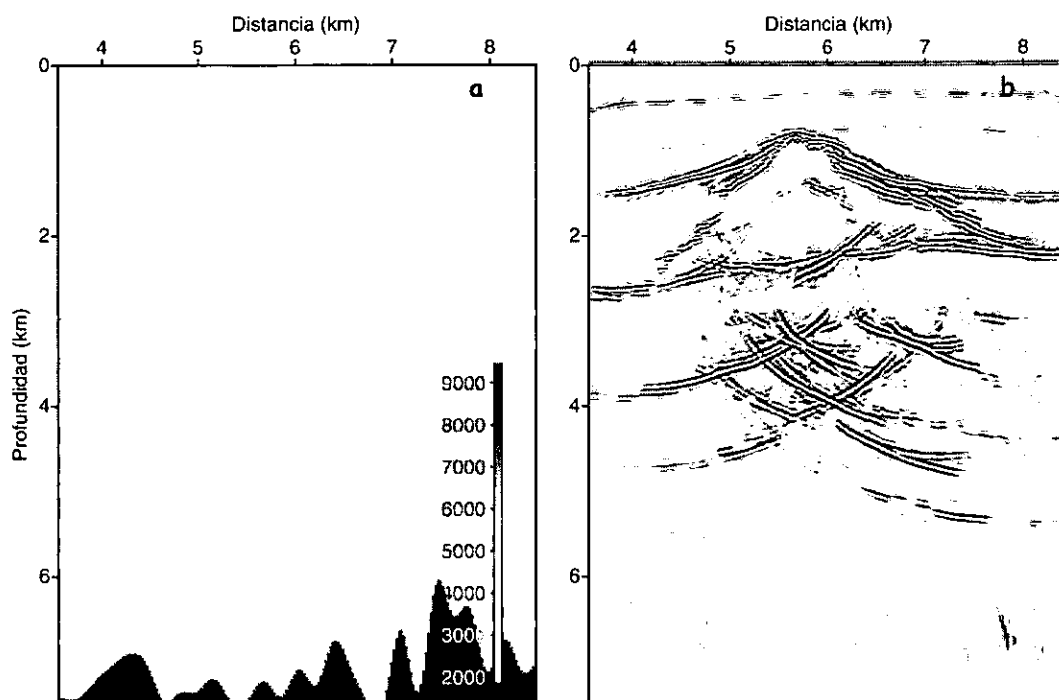


FIG 12.- a) Modelo de seis estratos irregulares generado a partir de 30 muestras de velocidad de apilamiento y conversión a velocidades de intervalo con la ecuación de Dix. Escala en m/s. b) Imagen migrada en profundidad, después de apilar, por el método de paso dividido.

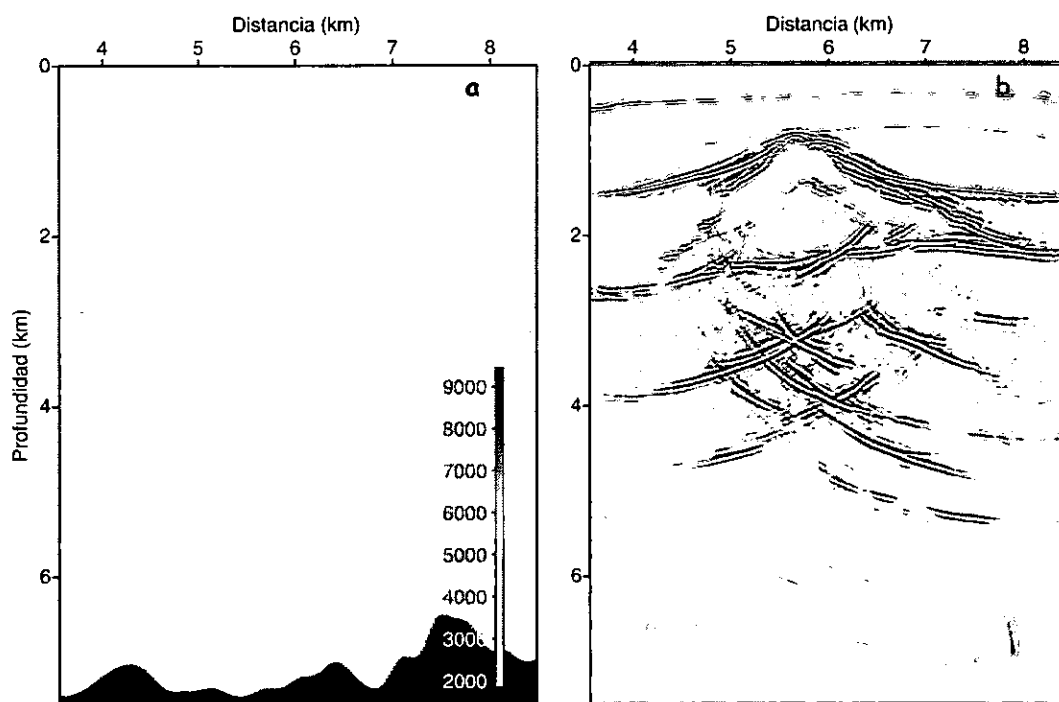


FIG 13.- a) Modelo de seis estratos irregulares a partir de 30 muestras de velocidad de apilamiento, suavizamiento en la geometría de las capas y conversión a velocidades de intervalo con la ecuación de Dix. Escala en m/s. b) Imagen migrada en profundidad, después de apilar, por el método de paso dividido.

Construí un quinto modelo (Figura 13a) derivado del suavizamiento de la geometría del modelo 4 (Figura 12a). Los resultados que obtuve, sin embargo, no arrojaron mayor cambio en su correspondiente imagen migrada, en comparación con la del modelo 4, que una menor definición en algunos reflectores, sobre todo en la parte más profunda, donde algunos artefactos muestran una definición suave, lo que da la apariencia de una "imagen limpia" (Figura 13b).

La última sección que generé para la primera sección estructural surge del suavizamiento de valores de velocidad al interior de las capas del quinto modelo (Figura 14a). El efecto de este suavizamiento, sin embargo, no produce cambios más que en la geometría profunda, afectada por la interpolación. En la imagen sísmica obtenida, la geometría del cuerpo de sal y los reflectores adyacentes sólo muestran un suavizamiento incipiente, apenas perceptible y caracterizado, como en el modelo 5, por la desaparición de algunos artefactos (Figura 14b).

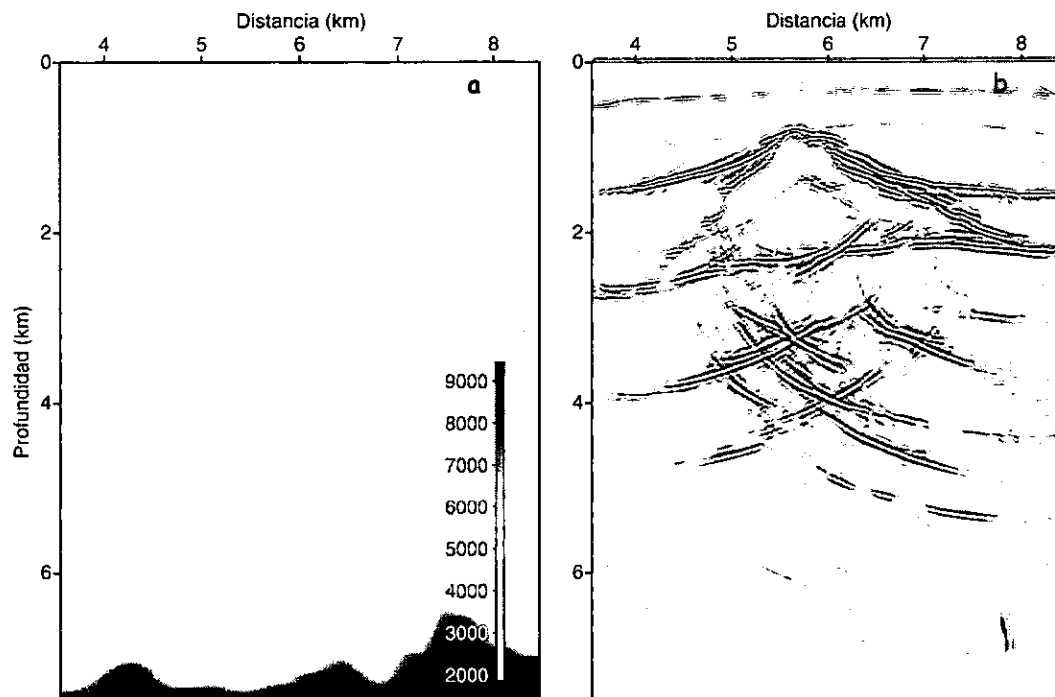


FIG 14.- a) Modelo de seis estratos irregulares generado a partir de 30 muestras de velocidad de apilamiento, suavizamiento en la geometría y en el interior de las capas y conversión a velocidades de intervalo con la ecuación de Dix. Escala en m/s. b) Imagen migrada en profundidad después de apilar, por el método de paso dividido.

Hice lo mismo para el caso de la segunda sección estructural, empleando también los datos sintéticos acústicos. Los modelos que obtuve y sus correspondientes imágenes migradas en profundidad, después de apilar, se muestran en la Figuras 15 a 20.

Como se aprecia, los modelos de velocidad obtenidos son, en comparación con los de la sección estructural 1, más simples, pues el muestreo de velocidades sobre la referencia apilada (Figura 7b) llevó a la construcción de capas de geometría suave. El modelo de sal, por lo tanto, no fue representado con la aproximación deseada, y la falla, que en la sección estructural muestra un cambio lateral de velocidades, no fue muestreada, con el fin de facilitar la interpolación.

La Figura 15a muestra un modelo equivalente al construido para la sal 1, es decir, de capas planas. Su correspondiente imagen migrada se muestra en la Figura 15b, y como es evidente, aunque el cambio de velocidad es gradual en profundidad y las inversiones están ausentes, no logré una representación ni un posicionamiento adecuado de los reflectores. La imagen sólo es una aproximación burda de la sección apilada.

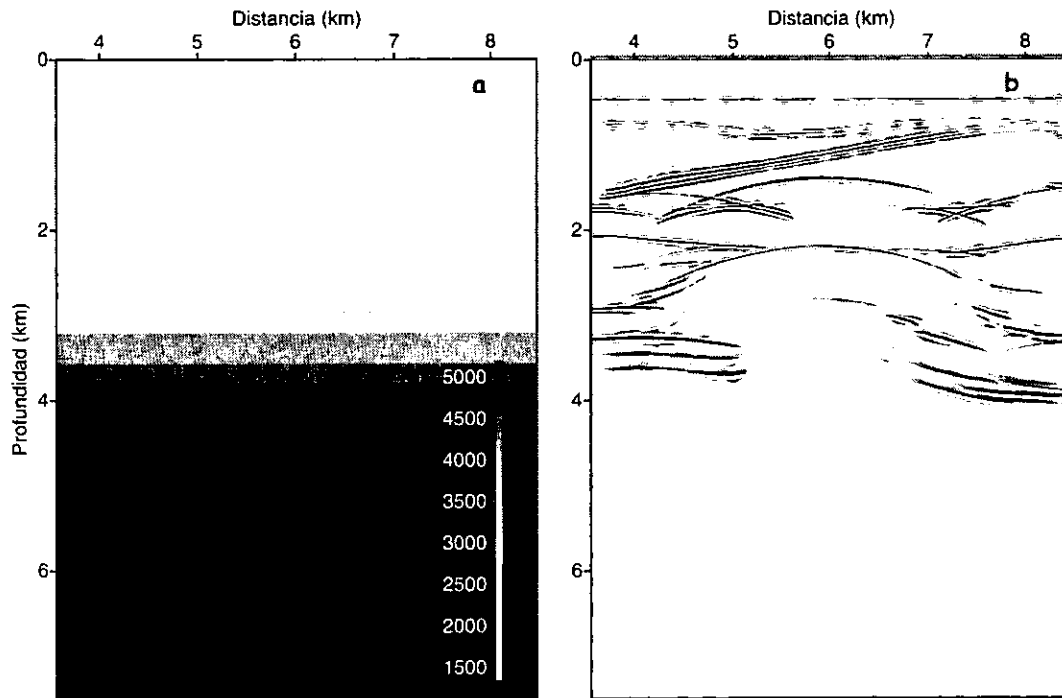


FIG 15.- a) Modelo de velocidad de siete capas planas generado a partir del muestreo de valores de velocidad de apilamiento y conversión a valores de velocidad de intervalo con la ecuación de Dix. Escala en m/s. b) Imagen migrada en profundidad, después de apilar, por el método de paso dividido.

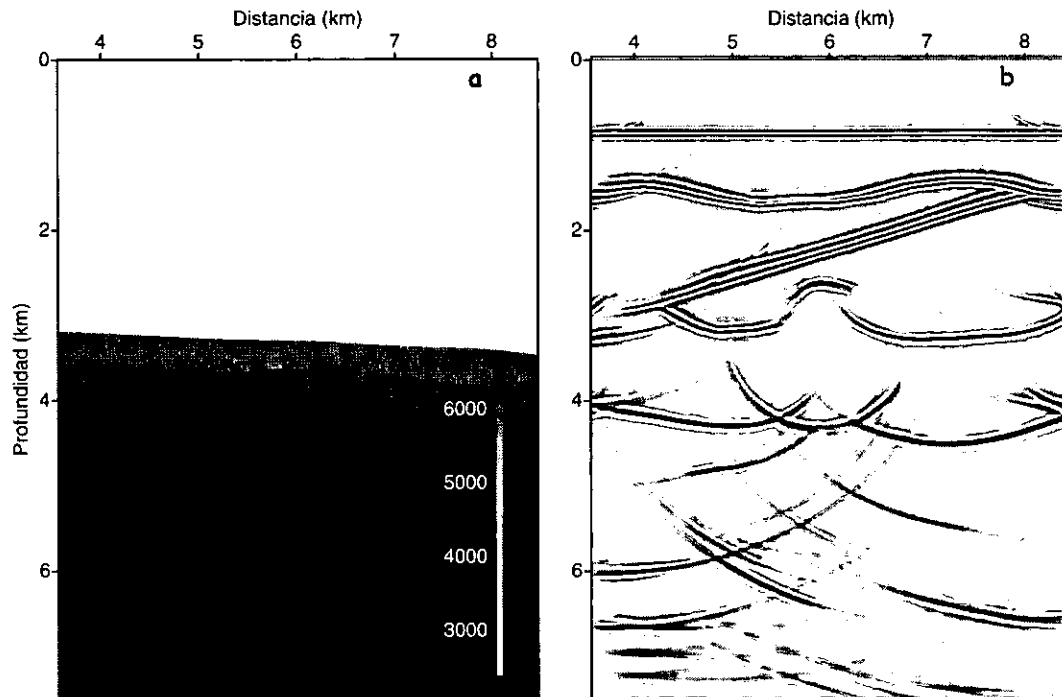


FIG 16.- a) Modelo de velocidad de siete capas de geometría irregular generado a partir del muestreo de 7 valores de velocidad de apilamiento y conversión a valores de velocidad de intervalo con la ecuación de Dix. Escala en m/s. b) Imagen migrada en profundidad, después de apilar, por el método de paso dividido.

La Figura 16a, lograda con un muestreo de valores de velocidad de apilamiento en 7 CMPs es, al igual que la anterior, un modelo simple de 7 capas de geometría suave y valores crecientes de velocidad en profundidad. Su correspondiente imagen migrada, sin embargo (Figura 16b), es superior a la obtenida a partir del primer modelo. No sólo los rasgos más someros son adecuadamente representados, sino que hacia la porción media, el agrupamiento de difractores permite intuir una estructura central (cuerpo de sal), acotada lateralmente por reflectores que se acuñan contra él. La parte profunda, en cambio, es rica en artefactos, afectando a la representación de la posible presencia de estructuras a ese nivel, pero dejando evidencia de dos posibles reflectores de geometría aparentemente irregular, situados en la parte izquierda de la imagen, en profundidades situadas entre entre 6 y 7 km.

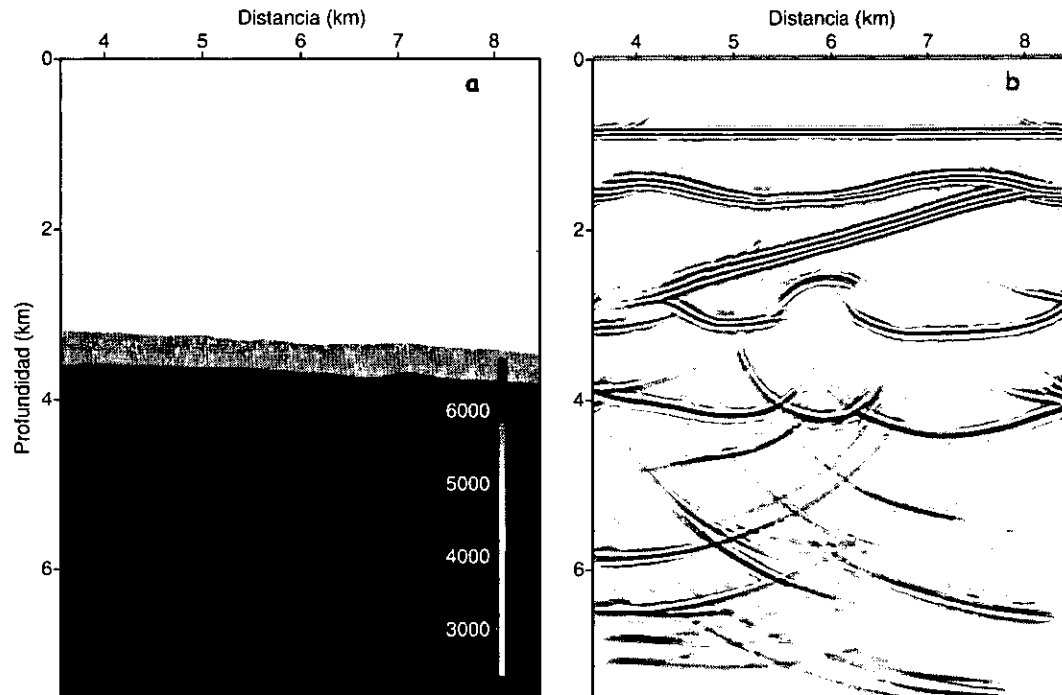


FIG 17.- a) Modelo de velocidad de siete capas de geometría irregular generado a partir del muestreo de 15 valores de velocidad de apilamiento y conversión a valores de velocidad de intervalo con la ecuación de Dix. Escala en m/s. b) Imagen migrada en profundidad después de apilar, por el método de paso dividido.

La Figura 17a es otro modelo resultante del muestreo de velocidades de apilamiento en 15 CMPs y su posterior conversión a velocidades de intervalo. Esta figura muestra nuevamente una geometría suave con un gradiente de velocidad en la dirección de profundización. La imagen migrada en profundidad (Figura 17b) muestra, sin embargo, una mejor representación de la estructura central, y presenta asimismo un “casquete” más amplio que su contraparte de la Figura 16b. En profundidad, por el contrario, los artefactos y la mala representación, persisten.

La Figura 18a, por su parte, generada a partir de un muestreo de velocidades en 30 CMPs, presenta una inversión de velocidades centrada en la profundidad de 2 km, cuyo efecto es inmediato en la imagen calculada a partir de ella (Figura 18b). Como se aprecia, el posicionamiento ha sufrido una alteración, y el “achataamiento” de los reflectores hacia la parte media se manifiesta como una clara remembranza de la sección apilada. Los rasgos someros, por el contrario, se mantienen casi sin alteración. En la parte profunda se hace evidente la presencia de los múltiples de la sección apilada, aunque los rasgos reflectores en el extremo izquierdo inferior han cambiado de posición, entre 5 y 6 km de profundidad.

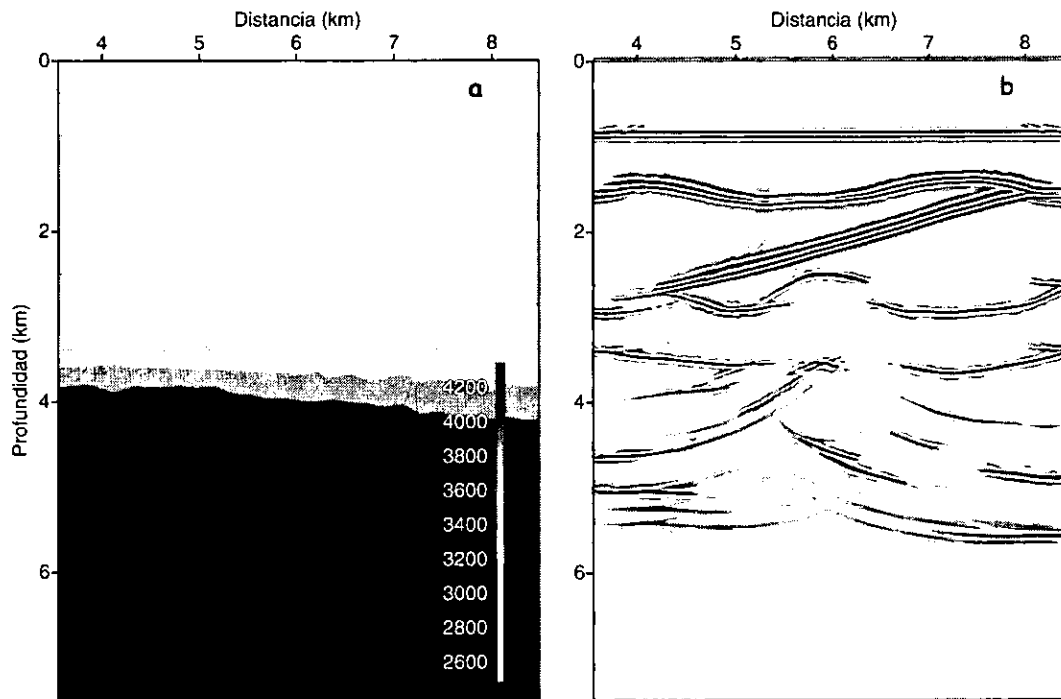


FIG 18.- a) Modelo de velocidad de siete capas de geometría irregular a partir del muestreo de 30 valores de velocidad de apilamiento y conversión a valores de velocidad de intervalo con la ecuación de Dix. Escala en m/s. b) Imagen migrada en profundidad, después de apilar, por el método de paso dividido.

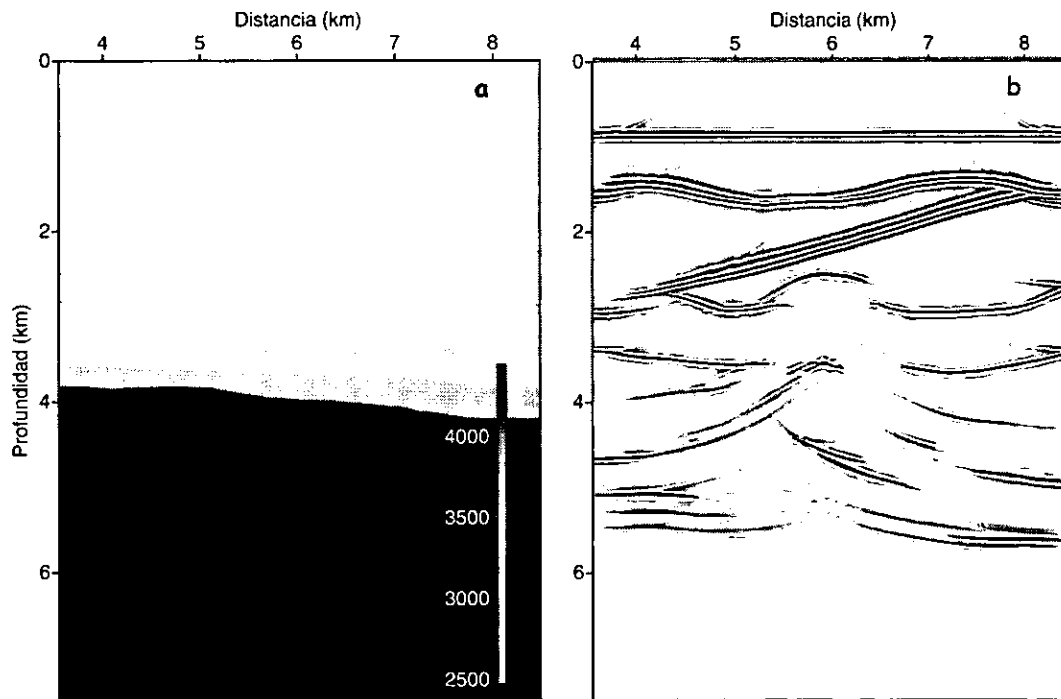


FIG 19.- a) Modelo de velocidad de siete capas de geometría irregular a partir del muestreo de 30 valores de velocidad de apilamiento, suavizamiento de la geometría y conversión a valores de velocidad de intervalo y conversión a valores de velocidad de intervalo con la ecuación de Dix. Escala en m/s. b) Imagen migrada en profundidad, después de apilar, por el método de paso dividido.

La Figura 19a es una versión de geometría suavizada de la Figura 18a y como puede apreciarse en su correspondiente imagen migrada en profundidad (Figura 19b), este ligero cambio en el modelo de velocidad no la afectó mayormente. De hecho, no se aprecia mejora alguna en la representación de los reflectores someros, profundos, ni en el rasgo central relacionado con el intrusivo salino. Finalmente, la Figura 20a es la versión suavizada al interior de las capas del modelo de la Figura 19a. La imagen migrada en profundidad (Figura 20b) que generé a partir de esta no muestra cambios aparentes con respecto a la anterior. De aquí se desprende que, pese a la simplicidad de su geometría, el segundo modelo permitió obtener la mejor imagen, no obstante deficiente, con una representación incompleta de los rasgos en profundidad y con presencia de abundantes artefactos.

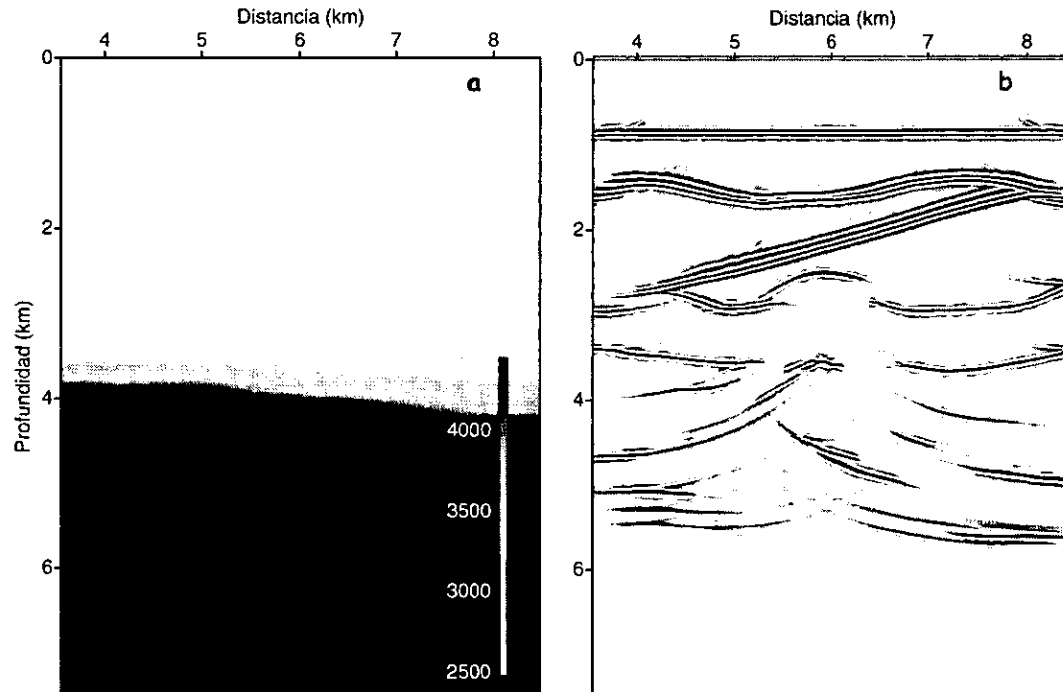


FIG 20.- a) Modelo de velocidad de siete capas de geometría irregular generado a partir del muestreo de 30 valores de velocidad de apilamiento, suavizamiento de la geometría y del interior de las capas y conversión a valores de velocidad de intervalo con la ecuación de Dix. Escala en m/s. b) Imagen migrada en profundidad, después de apilar, por el método de paso dividido.

Este resultado, que complementa a los que le suceden, desalientan el empleo de esta inmediata pero precaria técnica al caso de geologías complejas. Su aplicación estaría menos indicada para grandes volúmenes de datos, donde la cara implementación de algoritmos de migración no redituaria en resultados satisfactorios.

Los alcances de esta técnica, como se aprecia en las imágenes migradas obtenidas, son limitados, insuficientes. El simple muestreo de velocidades de apilamiento sobre una referencia convencional, como lo es una sección apilada preliminar y su conversión a velocidades de intervalo mediante la ecuación de Dix, no permiten definir ni una geometría, ni una distribución de velocidades con la aproximación necesaria para lograr, mediante la migración en profundidad, una representación aceptable de los principales rasgos estructurales de una sección geológica estructural compleja, como las empleadas en este trabajo (Figura 1). La aplicación de algoritmos de migración sobre modelos de velocidad de tan baja calidad implicarían, por tanto, un dispendio injustificado, sobre todo para problemas de representación sísmica que incluyesen grandes volúmenes de datos, pues no se sacaría mayor provecho de las virtudes de dicho algoritmo y no se cubrirían las expectativas deseadas.

III.2.- Inversión de Coherencia.

La inversión de coherencia forma parte de los métodos de análisis y estimación de velocidades por remoción de capas (*layer-stripping*). En estos métodos, la estimación se hace reflector por reflector, desde la cima, a partir de una sección apilada base sobre la que se interpreta un horizonte o evento reflector determinado. En el algoritmo que utilicé en este trabajo (*Geodepth* de Paradigm Geophysical), 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. Desde el CMP correspondiente en superficie, se traza luego un abanico de rayos hasta el punto de muestreo, y se calcula, para cada uno de ellos, y para una gama de *offsets* (distancias fuente-receptor) determinada, una velocidad de intervalo por inversión de tiempos de tránsito o viaje. Dichos valores son enseguida comparados con el intervalo elegido por el intérprete y se calcula un error (*moveout*), para cada rayo y *offset*. El error se despliega en un panel de registros (*gatherers*), cuya tendencia plana al agrupar las trazas correspondientes sirve de apoyo gráfico al intérprete para discriminar y elegir el mejor valor estimado. Este panel se acompaña de un histograma, donde se visualiza el grado de coherencia alcanzado por cada valor de velocidad del intervalo elegido. El conjunto de valores estimados en diferentes CMPs define un conjunto de velocidades de intervalo para el reflector interpretado en tiempo, y a partir de este se construye un modelo de velocidad en profundidad, 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 proceso así llevado va eliminando, como su nombre lo indica, una a una las capas de un modelo de velocidad. 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, del juego de datos inicial y que constituye la prueba definitiva del método.

La técnica ha mostrado sus virtudes al ser aplicada a estudios de representación sísmica en profundidad de cuencas sedimentarias de interés petrolero con presencia de heterogeneidad lateral y cuerpos de sal (Godfrey *et al.*, 1998).

Con el fin de generar un modelo de velocidad más preciso que el obtenido a partir del muestreo y conversión de velocidades de apilamiento, procesé los registros de campo de cada uno de los modelos estructurales empleando el paquete *Geodepth*. Apliqué borrado (*muting*), "picado" o selección de velocidades de apilamiento y apilado. Las secciones resultantes las usé para hacer la estimación de velocidades de intervalo de cada horizonte representado en reflectores elegidos.

La Figura 21 muestra la sección apilada del primer modelo estructural. Se aprecian la interpretación delineada sobre el primer reflector, así como los paneles de coherencia correspondientes al intervalo que rodea al punto de análisis elegido (CMP 110). Se indican los valores de velocidad estimados y su coherencia respectiva, así como el histograma que representa al intervalo estimado. La buena 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 constituyen el modelo de velocidad de intervalo de la capa en cuestión y que forma parte, a su vez, de la sección de velocidad del modelo geológico.

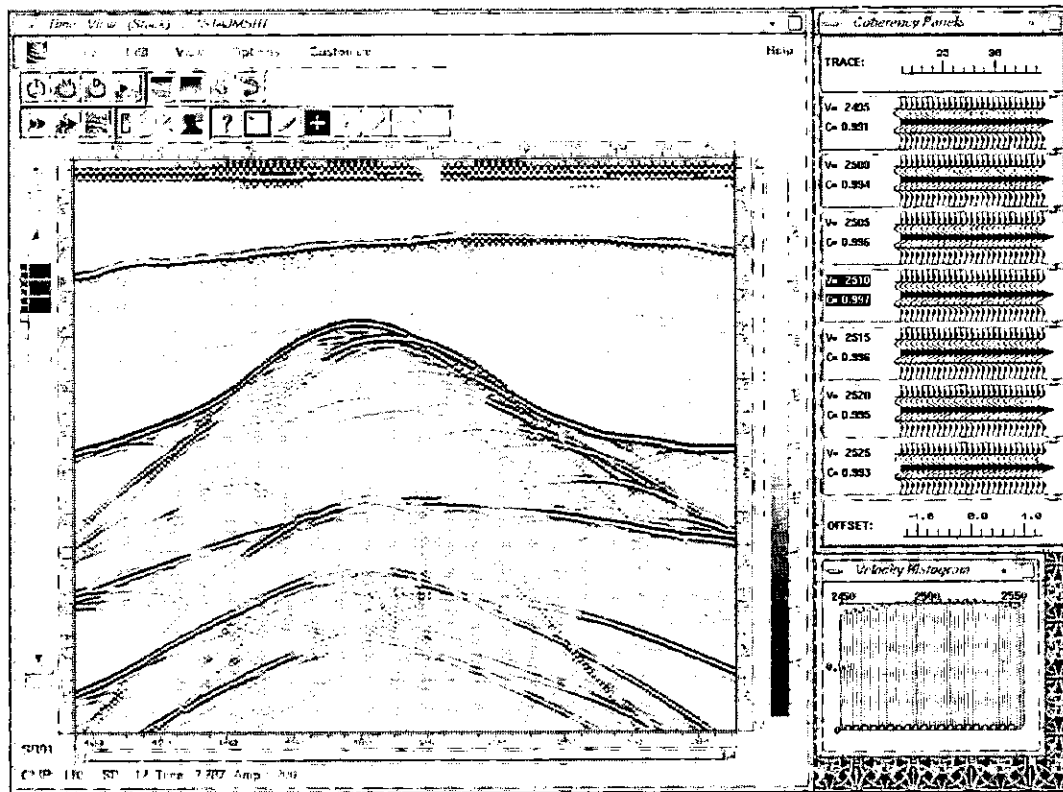


FIG 21.- Sección apilada del modelo 1 acústico y panel de coherencia para el CMP 110.

La Figura 22 muestra la sección final obtenida con éste método para el modelo 1. El resultado constituye una aproximación que supera claramente a los modelos de velocidad generados por el método convencional (Figuras 9 a 20) y como puede apreciarse, la técnica permite reproducir de manera general la geometría y disposición espacial de las estructuras del modelo original, incluyendo el cuerpo central de sal, su geometría irregular y las fallas subsalinas. Sin embargo, se advierte una pobre representación en profundidad. Este problema se deriva de la baja coherencia obtenida en la estimación, cuyas implicaciones se verán con más detalle en el capítulo siguiente. En esta figura se ha omitido la geometría de los rasgos estructurales para enfatizar los cambios de velocidad entre ellos.

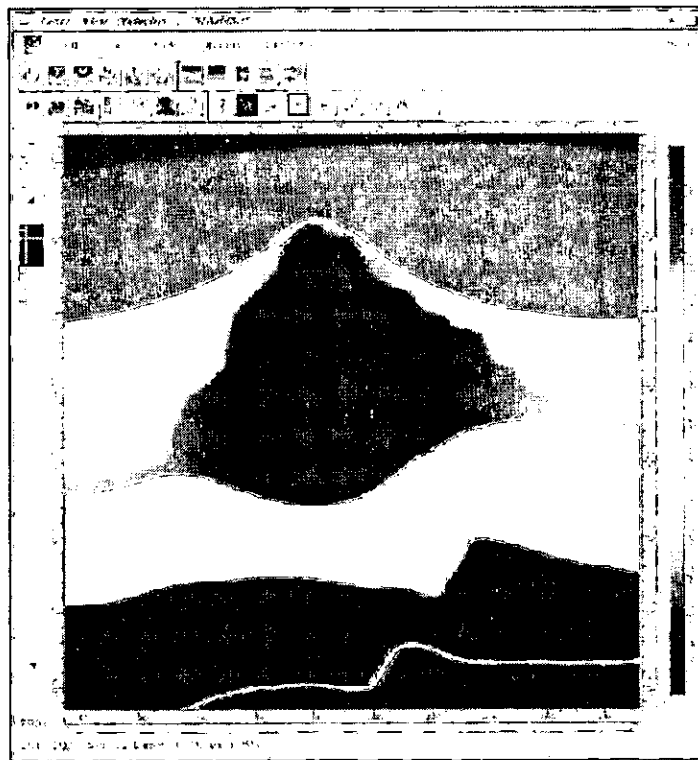


FIG 22.- Modelo de velocidad para el modelo 1, generado por el método de Inversión de Coherencia.

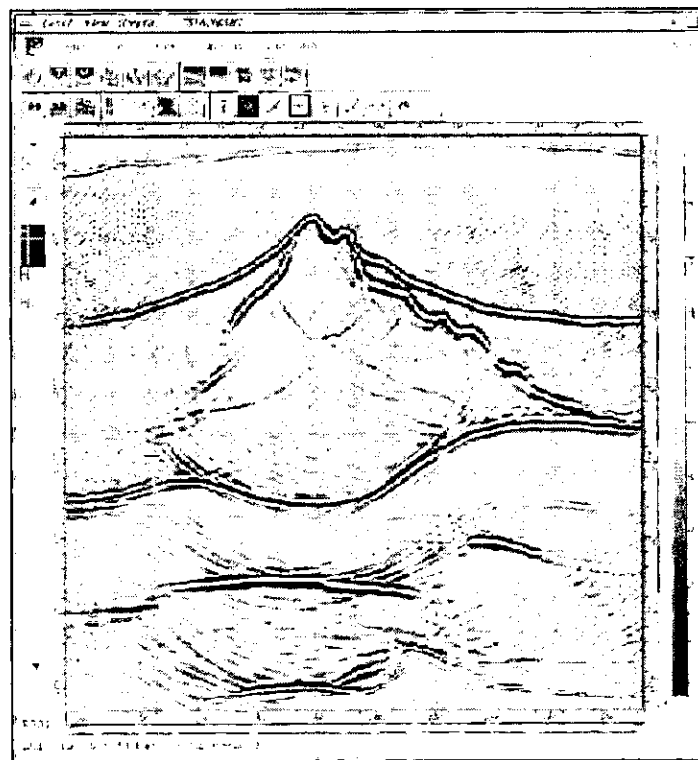


FIG 23.- Imagen migrada en profundidad, antes de apilar, generada a partir del modelo de velocidad de la Figura 22.

La Figura 23 muestra la imagen migrada en profundidad, antes de apilar, que obtuve a partir del modelo de la Figura 22. Como puede apreciarse, esta imagen ya guarda un acuerdo aceptable con respecto al modelo estructural original (Figura 1a). No obstante, la posición en profundidad de los rasgos estructurales representados es todavía dudosa y la disposición de otros, como la falla situada bajo la sal, no es definitiva. La geometría del cuerpo de sal y de los reflectores más someros, fueron representados con una aproximación aceptable. Las relaciones espaciales entre estos son claramente visibles.

Apliqué el mismo proceso al modelo 2. Obtuve resultados equivalentes, aunque con algunas diferencias. La Figura 24 muestra la sección apilada sobre la que muestree los valores de velocidad de intervalo estimados para cada CMP que elegí. Se muestra también su correspondiente panel de coherencia e histograma, en este caso, representativo del cuarto horizonte. Como puede observarse, dado que la geometría de dicho reflector no puede delinearse de manera directa e inmediata por su carácter discontinuo e irregular, las trazas del panel de coherencia aparecen con cierta distorsión y, asimismo, el histograma no define un intervalo único de valores regulares, sino varias tendencias. De este conjunto de tendencias o "modas", elegí la que consideré más representativa. Enfrenté problemas similares al muestrear y estimar las velocidades de los reflectores inferiores, y tuve que implementar pasos intermedios de representación en tiempo y demigración, con el objeto de corregir las interpretaciones marcadas sobre la sección apilada.

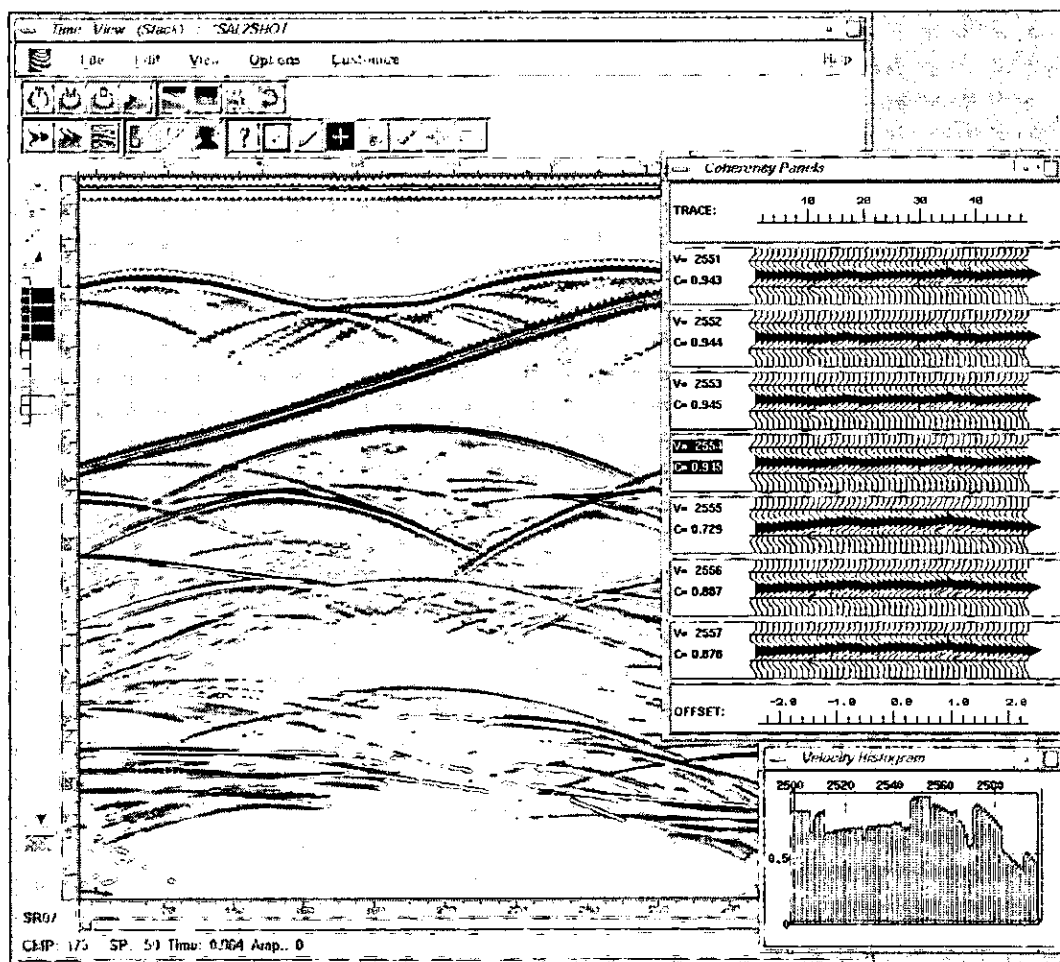


FIG 24.- Sección apilada del modelo 2 acústico y panel de coherencia del CMP 175.

La Figura 25 muestra el modelo de velocidad final construido por este método para la sal 2. Puede observarse cómo a pesar de ser un método de aproximación, los principales rasgos estructurales como el cuerpo de sal de flancos pronunciados, las capas acunadas contra él y el domo situado en profundidad son ya evidentes. De hecho, el grado de aproximación alcanzado por este método lo sitúa como una herramienta indispensable. Su aplicabilidad a problemas de representación de geologías complejas es evidente y dado su carácter interpretativo y la posibilidad de ser corregido en pasos sucesivos, lo hacen asequible y físicamente comprensible para el analista e intérprete. El método, sin embargo, puede ser lento y engorroso en su aplicación para el caso de grandes volúmenes de datos o modelos geológicos de gran variabilidad en la pequeña escala, por lo que no debe considerarse como un método definitivo, sino como una primera aproximación que debe complementarse con métodos de ajuste que permitan afinar o modificar en la pequeña escala, una sección de velocidad, a fin de garantizar una mejor representación sísmica en profundidad.

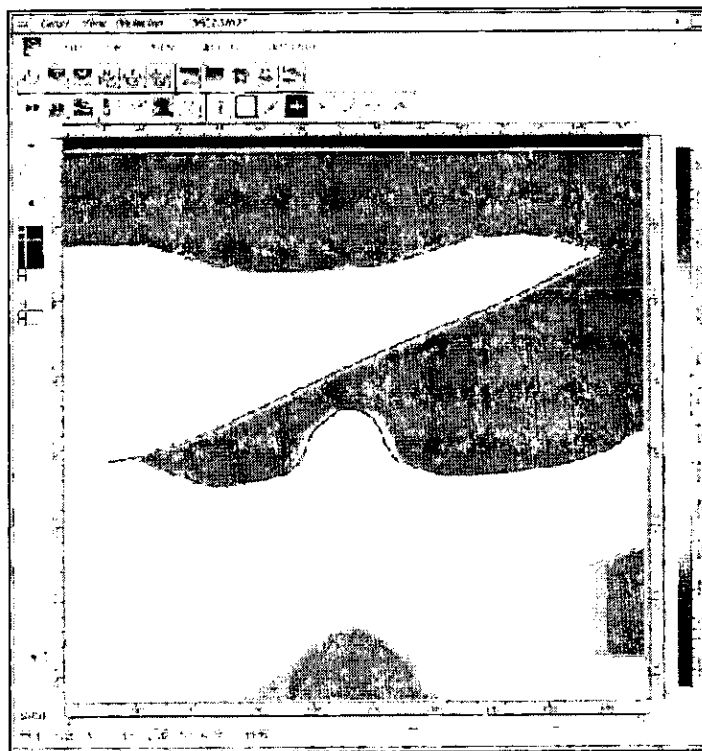


FIG 25.- Modelo de velocidad para el modelo 2, generado por el método de Inversión de Coherencia.

La Figura 26 muestra la imagen migrada en profundidad, antes de apilar, generada a partir del modelo de velocidad de intervalo de la Figura 25. En esta se muestra el abanico de rayos generado para muestrear velocidades de intervalo en la profundidad del reflector de interés, para el CMP elegido. Si se compara esta imagen con cualesquiera de las generadas a partir del método de muestreo y conversión con la ecuación de Dix (Figuras 15 a 20), 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 acunán contra él. Asimismo, el domo situado en profundidad no es delineado con claridad, pero su cima es evidente. La línea vertical situada en la porción derecha de la imagen muestra la posición del CMP elegido para el análisis (CMP 122), que se abordará con la misma imagen en el capítulo siguiente.

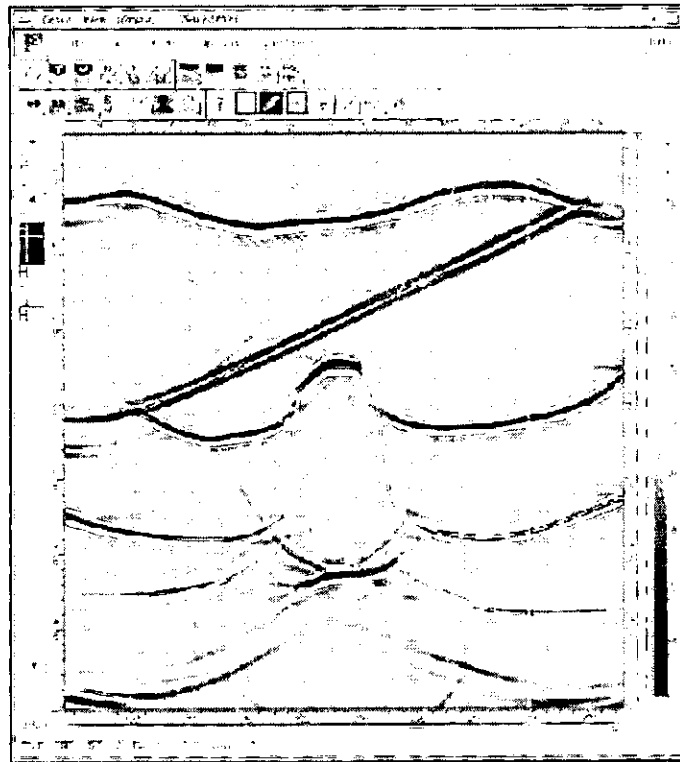


FIG 26.- Imagen migrada en profundidad, antes de apilar, generada a partir del modelo de la Figura 25.

III.3.- Ciclo de Deregowski.

El Ciclo de Deregowski (1990) es una técnica de actualización de velocidades que trabaja en el dominio migrado. Requiere de la existencia previa de un modelo de velocidad con cierta aproximación a los valores reales. Es decir, un modelo inicial de velocidad confiable.

A partir de un registro de punto de reflejo común o CRP (*common reflection point*), también conocido como registro de profundidad (*depth-gather*), que es el conjunto de registros para todos los *offsets* de un CMP migrado en tiempo, se calcula el inverso de la corrección NMO con la velocidad RMS empleada en la migración. Se hace luego un nuevo análisis de velocidades de apilamiento y se genera una nueva función de velocidad, actualizando la ya existente. Si se migra en profundidad, la función de velocidad RMS original debe convertirse a velocidad de intervalo por medio de la ecuación de Dix (1955), pero esta conversión está condicionada al cumplimiento de dos suposiciones previstas por la propia ecuación, tales como la horizontalidad de reflectores y la homogeneidad lateral de las capas. El modelo de velocidad a actualizar debe entonces presentar baja variabilidad lateral, al menos dentro del intervalo de *offsets* empleado. El Ciclo de Deregowski es, cumpliendo con estas condiciones dentro del intervalo de distancias fuente-receptor, una técnica de actualización unidimensional.

Puesto que este requisito no puede ser garantizado por un modelo de velocidad para migrar en profundidad, la aplicación del Ciclo de Deregowski no se aplica en toda la extensión del modelo de velocidad inicial en cada iteración, sino que debe adaptarse en un modo de remoción de capas (*layer-stripping*).

Dado que un modelo de velocidad de intervalo de buena aproximación produce una misma imagen migrada en profundidad, antes de apilar, para todos los *offsets* considerados, la forma más sencilla de verificar dicho modelo de velocidad es generar registros de profundidad o CRP. Cualquier desviación de la horizontal de un reflector en un CRP implica la existencia de

una imagen migrada que difiere del resto para un *offset* o intervalo de *offsets* determinado. Es decir, es una evidencia gráfica de que se está empleando un modelo de velocidad incompleto, actualizable. Para una velocidad media cuadrática (RMS) subvaluada, la desviación será hacia arriba, y se define una "sonrisa" (*smile*), mientras que para una velocidad RMS sobrevaluada, la desviación del reflector del registro CRP será hacia abajo y definirá una "mueca" (*frown*). A mayor *offset*, mayor error o desviación de la horizontal. Este error es en realidad el resultado de los retrasos en profundidad (*depth delays*) medidos sobre la referencia de estos *offsets* máximos y que surgen debido al cálculo erróneo de tiempos de tránsito en el muestreo de velocidades por medio de rayos (Fagin, 1998). Es allí donde el Ciclo de Deregowski actúa como medio de corrección.

Apliqué esta técnica de actualización de modelos de velocidad a los obtenidos por el método de Inversión de Coherencia, empleando la paquetería *Geodepth*. El algoritmo permite calcular de manera automática los registros CRP de cualquier CMP elegido y, a partir de estos, paneles de retraso en profundidad (*depth-delay*) que ayudan a corregir, mediante tomografías en cada capa interpretada, la geometría y valores de velocidad de estas. Una migración en profundidad, antes de apilar, sirve como control de calidad en cada etapa de actualización, misma que puede aplicarse en iteraciones sucesivas hasta alcanzar un grado de aproximación aceptable, superior al obtenido por el método de Inversión de Coherencia y útil para el caso de geologías complejas.

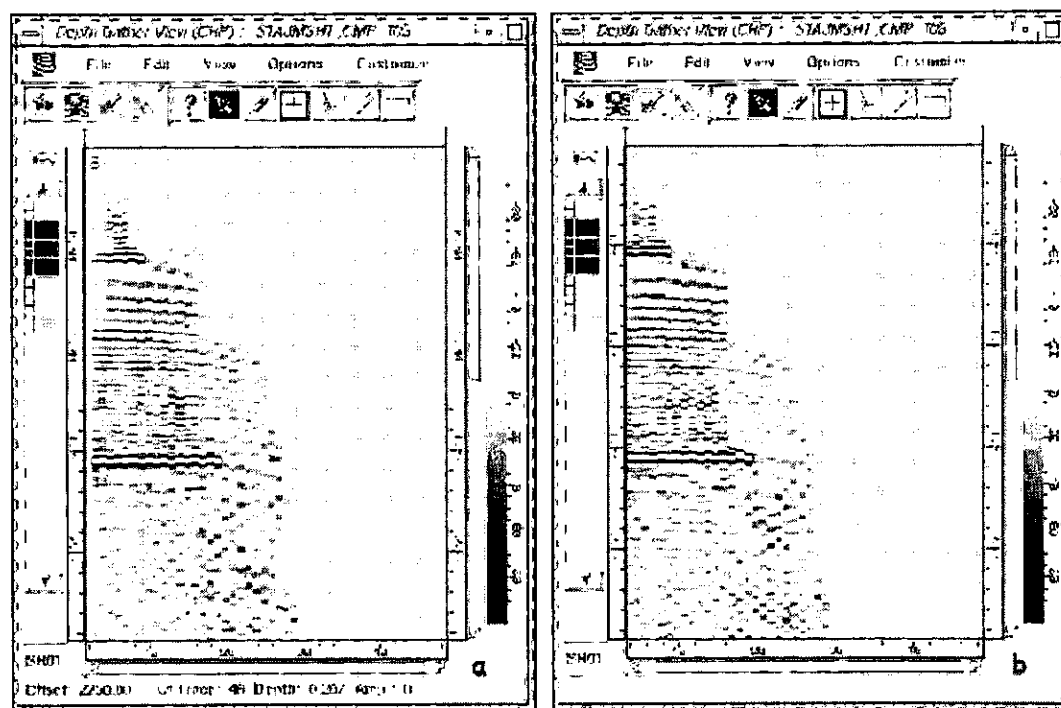


FIG 27.- Registros de profundidad de la sal 1 para el CMP 105. a) Registro CRP después de aplicar el método de Inversión de Coherencia y antes de aplicar el Ciclo de Deregowski. b) Registro CRP después de la aplicación del Ciclo de Deregowski.

La Figura 27 muestra los registros de profundidad o registros CRP correspondientes al CMP 105 del modelo de sal 1. La Figura 27a muestra el registro antes de aplicar el Ciclo de Deregowski, y como se aprecia, los reflectores presentan una clara tendencia a la horizontalidad, prueba de que las estimaciones hechas por el método de Inversión de Coherencia constituyen una buena aproximación. Incluso después de aplicar tres iteraciones del método, dicha horizontalidad se muestra prácticamente invariable (Figura 27b), de donde se concluye que las

correcciones aplicadas son mínimas y por lo tanto, que la aproximación del modelo de velocidad construido por la técnica de Inversión de Coherencia es en general, buena.

La Figura 28 muestra el modelo de velocidad actualizado. Puede apreciarse que la mayor corrección no se ha aplicado en los valores de velocidad en sí, sino en la geometría de los rasgos estructurales, al corregirla con ayuda de la referencia de los paneles de retraso. En la misma figura, el cuerpo de sal se aprecia intrusionando a la segunda capa, actualizando el modelo inicial provisto por el método de Inversión de Coherencia (Figura 22). Las fallas de la parte profunda muestran una geometría muy semejante a la del modelo original (Figura 1a).

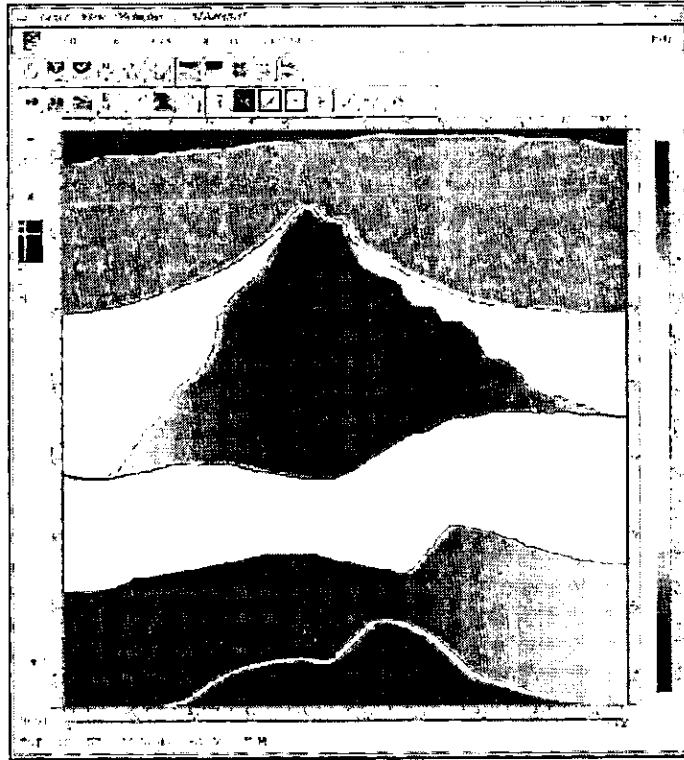


FIG 28.- Modelo de velocidades de intervalo para el modelo 1 generado a partir del Ciclo de Deregowski.

La imagen en profundidad, antes de apilar, a la que da origen este modelo actualizado, estrato por estrato, se muestra en la Figura 29. En ella se aprecian mejor representados tanto el casquete del cuerpo de sal, como los reflectores que conforman las fallas situadas en profundidad.

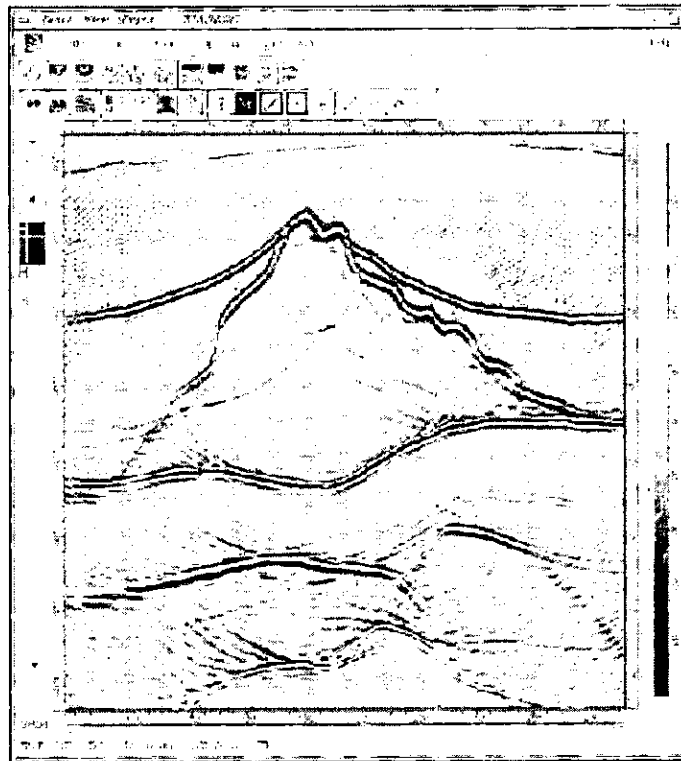


FIG 29.- Imagen migrada en profundidad, antes de apilar, generada a partir del modelo de velocidades de la Figura 28. Imagen definitiva del modelo 1 para el Ciclo de Deregowski

Apliqué la misma técnica al modelo 2, auxiliándome para ello de sus registros CRP. La Figura 30 muestra los registros CRP correspondientes a los CMPs 172 a 174.

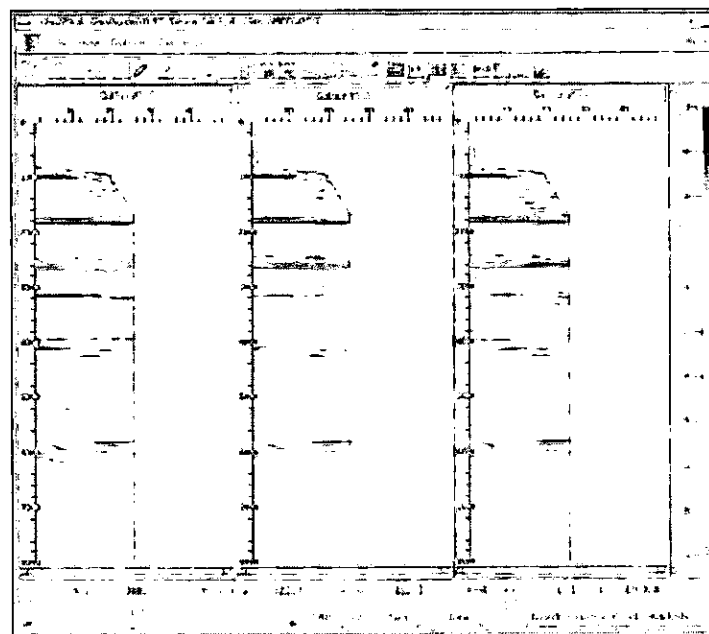


FIG 30.- Registros CRP del modelo 2 en el intervalo de CMPs 172 a 174. Se aprecia el borrado.

Con el fin de eliminar el ruido producido por el estiramiento de ondícula (Brown, 1994) presente en los *offsets* lejanos y generado por la corrección NMO, apliqué un borrado (*mute*). Esta corrección ayuda a evitar la presencia de variaciones laterales dentro del intervalo de *offsets* empleado, facilitando así la aplicación de la técnica. Efectué después tres iteraciones, capa por capa, del Ciclo de Deregowski, corrigiendo en cada caso la geometría de los reflectores delineados, construyendo un nuevo modelo de velocidad y migrando en profundidad, antes de apilar.

El modelo final, después de las iteraciones del Ciclo de Deregowski, se muestra en la Figura 31 y, como puede apreciarse por comparación con el modelo resultante del análisis por Inversión de Coherencia (Figura 25), éste no ha modificado sustancialmente sus intervalos de velocidad, pero ha ayudado a corregir su geometría y distribución. Este cambio es evidente sobre todo en el domo situado bajo el intrusivo salino, en la cúspide del mismo 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, como se discutirá después, se relaciona con el muestreo de velocidades de intervalo. Es decir, con el método de Inversión de Coherencia. El cambio de tonalidad de la capa situada sobre éste es una consecuencia inmediata, pero dicho cambio no alteró sustancialmente el intervalo de velocidades de la unidad estructural, pues fue compensado en la corrección con un incremento en velocidad en su contraparte izquierda, tal como se aprecia en el cambio a una tonalidad más oscura. 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.

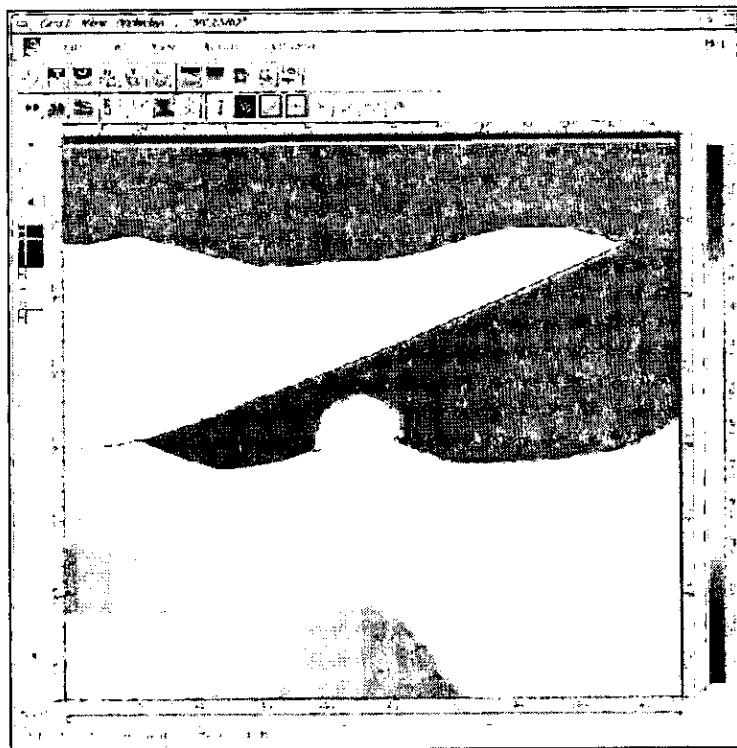


FIG 31.- Modelo de velocidades de intervalo generado por el Ciclo de Deregowski para el modelo 2.

La Figura 32 muestra la imagen en profundidad, después de apilar, correspondiente al modelo de velocidad de intervalo de la Figura 31. Si se le compara con la imagen en profundidad obtenida a partir del método de Inversión de Coherencia (Figura 26), 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 central de sal se aprecian mejor delineados. Asimismo, han desaparecido algunos artefactos visibles en la parte profunda (profundidad 4.3 km, aprox.) y ha cambiado su apariencia el situado sobre el plano de la falla somera (profundidades 1.7 a 3.0 km, aprox.). La profundidad del domo central ha variado ligeramente (de 2.7 a 2.8 km), pero, en general, la imagen se muestra con poca variación.

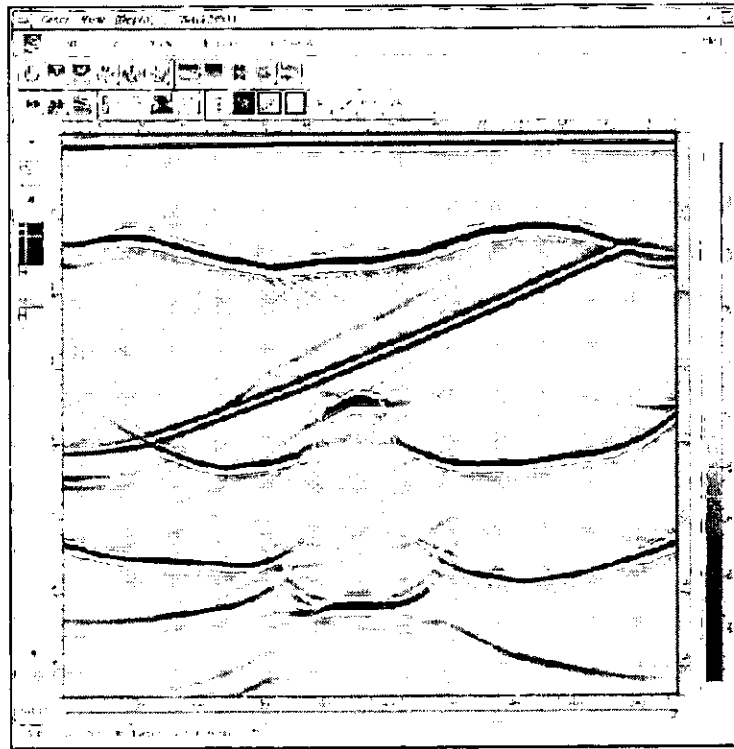


FIG 32.- Imagen migrada en profundidad, después de apilar, generada a partir del modelo de velocidades de la Figura 31.

III.4.- Tomografía Global.

La Tomografía Global es una técnica que puede complementar en una escala más fina a la actualización lograda con el Ciclo de Deregowski. Al igual que éste último, la técnica trabaja en el dominio migrado, pero se diferencia de éste en que permite la corrección de valores de velocidad en capas con variación lateral de pequeña escala (menores en extensión que el intervalo de *offsets* empleado). Como su nombre lo indica, la técnica puede aplicarse a una capa individual o a una sección de velocidad completa, lo que la hacen más rápida y flexible, aunque requiere de entrada de una sección inicial de velocidad aproximada (como la provista por el método de Inversión de Coherencia). 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 de velocidad existente, para obtener el mayor provecho posible en la representación en profundidad, antes de apilar.

La técnica ha sido aplicada con éxito para representación subsalina en el norte de Alemania (Klärner *et al.*, 1998) y requiere, al igual que el Ciclo de Deregowski, del cálculo previo de registros de profundidad o CRP. En el algoritmo comercial *Geodepth*, empleado en este trabajo, la Tomografía Global calcula y manipula los registros CRP en dos niveles. El primero,

similar al del Ciclo de Deregowski, es una estimación de retrasos de tiempos de tránsito medidos con respecto a una hipérbola, a la que se busca "aplanar" y cuyas desviaciones o errores 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 (el propio Ciclo de Deregowski lo hace), llegan a persistir 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, de manera automática, un "automuestreo" de trazas sobre la referencia de una correlación cruzada. Se despliega entonces el reflector en secciones para cada CRP y capa (páneles de profundidad o páneles CRP), y el intérprete puede aplicar un borrado selectivo dentro de la gama de *offsets*, con el 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 velocidad inicial, a partir del que se puede verificar y corregir la geometría a criterio del intérprete y generar una imagen migrada en profundidad, antes de apilar.

La Figura 33 muestra los registros CRP del modelo 1, correspondientes al intervalo de CMPs 160 a 162. A estos les apliqué un borrado en los *offsets* más lejanos, previo al análisis por Tomografía Global. Puede apreciarse como, a pesar de no ser sometidos aún al análisis, los reflectores presentan una clara tendencia horizontal, producto del análisis hecho con el Ciclo de Deregowski. Se aprecian también cinco reflectores, el más profundo, situado entre los 3,800 y 4,000 m de profundidad. A mayor profundidad, sólo se aprecia ruido o señal incoherente.

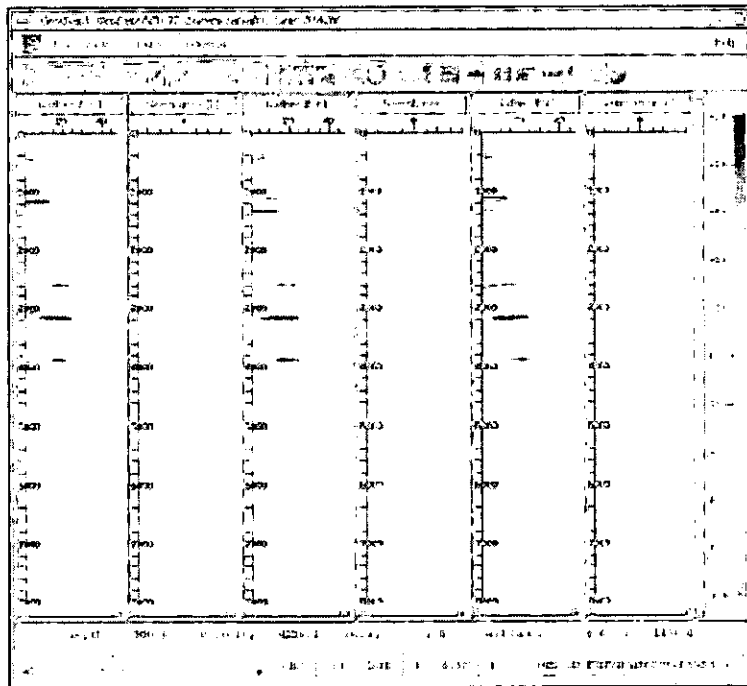


FIG 33.- Registros de profundidad del modelo 1 en el intervalo de CMPs 160 a 162.

La Figura 34 muestra los páneles de profundidad o páneles CRP correspondientes al modelo 1 después de tres iteraciones de actualización. En ellos se aprecia el borrado que apliqué en cada reflector y en diferentes intervalos de *offset*, así como la tendencia general a la horizontalidad de los mismos (coherencia con respecto a la línea horizontal de referencia, en cada ventana). Esta presentación permite al intérprete visualizar cada reflector de manera individual y constituye una ventaja no sólo visual, sino operativa con respecto al Ciclo de Deregowski, pues las correcciones no sólo son más precisas (en una menor escala), sino selectivas, permi-

tiendo separar los eventos reflectivos, independientemente de que al final la imagen en profundidad sea generada a partir del modelo completo.

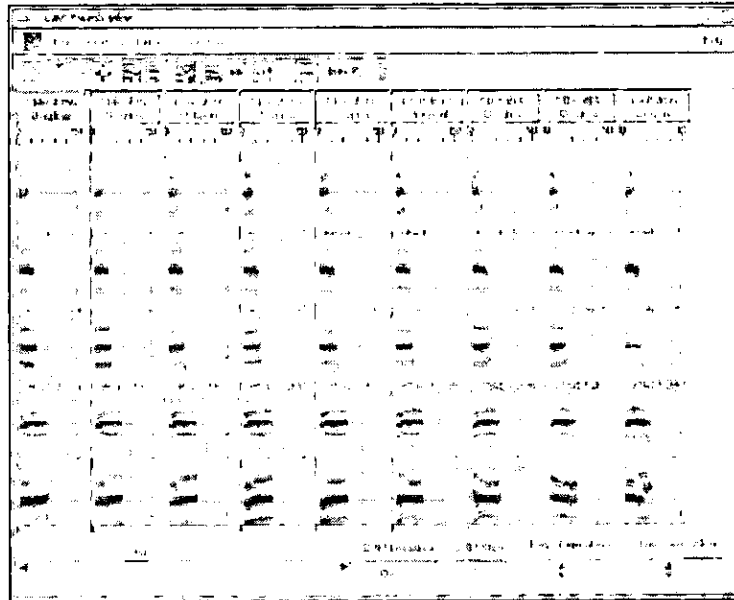


FIG 34.- Pánel de Punto de Reflejo Común del modelo 1 después de aplicar el método de Tomografía Global. Se aprecia la horizontalidad de los reflectores, mostrados por separado y centrados en la referencia de máxima coherencia. Pánel correspondientes a los CMPs 156 a 164.

La Figura 35 muestra el modelo de velocidad resultante de la aplicación de la técnica. Nótese que en comparación con el modelo de la Figura 28, no hay un cambio importante en los intervalos de velocidad asignados, pero si en la geometría. El modelo de velocidad muestra en general, rasgos más suaves, producto del tratamiento a pequeña escala de las variaciones laterales de velocidad. La correspondiente imagen migrada en profundidad, antes de apilar, se muestra en la Figura 36, donde el ajuste en la geometría, al comparar con la Figura 29, muestra una correspondencia más natural con la posición y carácter de los reflectores, producto del suavizamiento y pequeñas variaciones existentes en la distribución de velocidades.

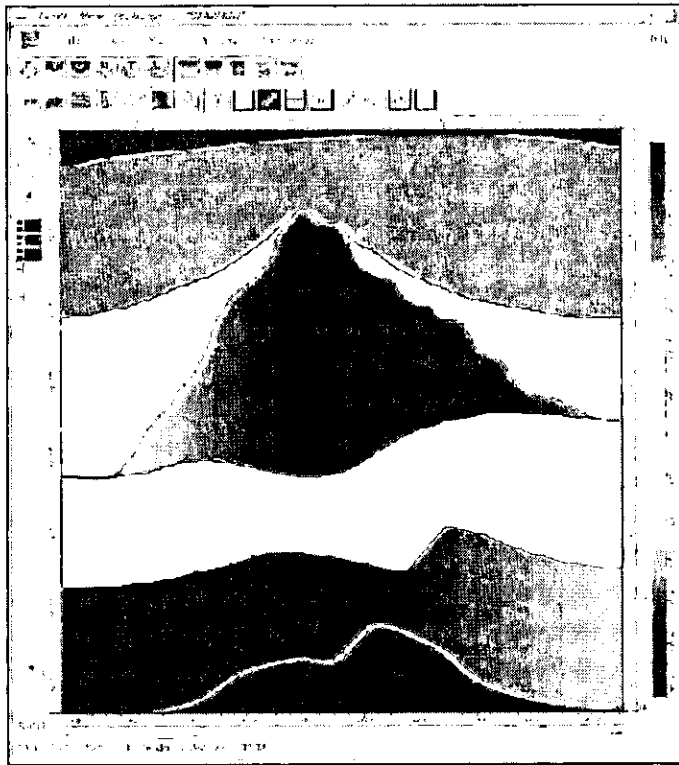


FIG 35.- Modelo de velocidades después de aplicar el método de Tomografía Global para el modelo 1.

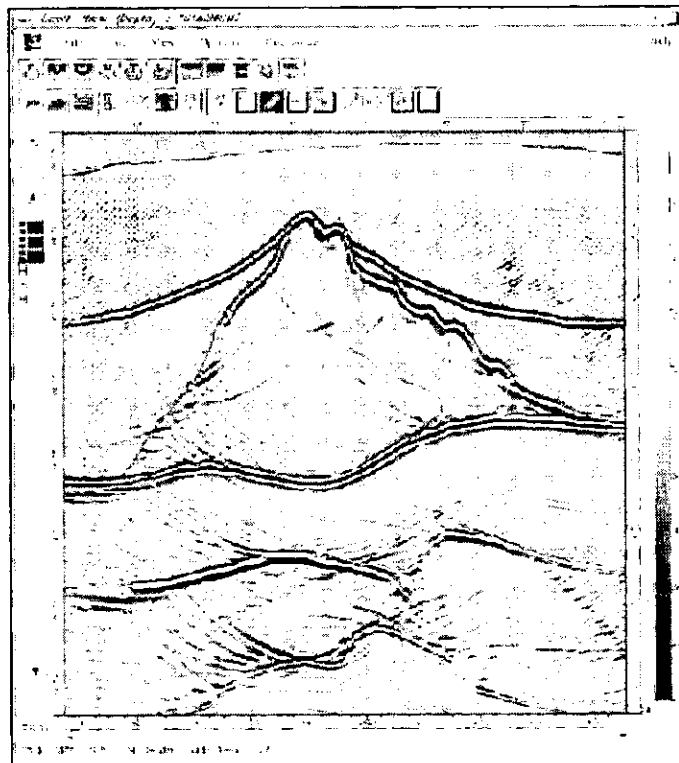


FIG 36.- Imagen migrada en profundidad, antes de apilar, del modelo de sal 1, generada a partir del modelo de velocidad de la Figura 35.

La Figura 37 muestra los paneles CRP del modelo 2, previos a su actualización por Tomografía Global. Apliqué a los reflectores de este modelo un borrado selectivo y como puede apreciarse, la tendencia de estos a la horizontalidad es patente, aún en una etapa tan temprana. A primera vista, el modelo no requiere de corrección alguna. Sin embargo, al comparar con la Figura 38, se aprecia el cambio de coherencia en los reflectores. Al cabo de dos iteraciones algunos de ellos muestran la acción de una segunda etapa de borrado de trazas, así como una mayor coherencia, visible en su tendencia a centrarse con respecto a la línea de referencia.

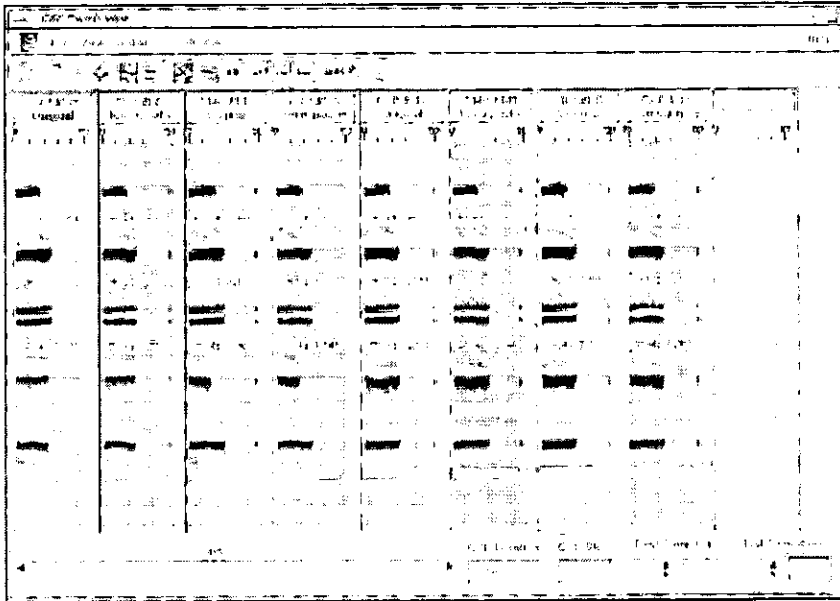


FIG 37.- Paneles de registros de profundidad del modelo 2 después de una iteración con el método de Tomografía Global. CMPs 182 a 185.

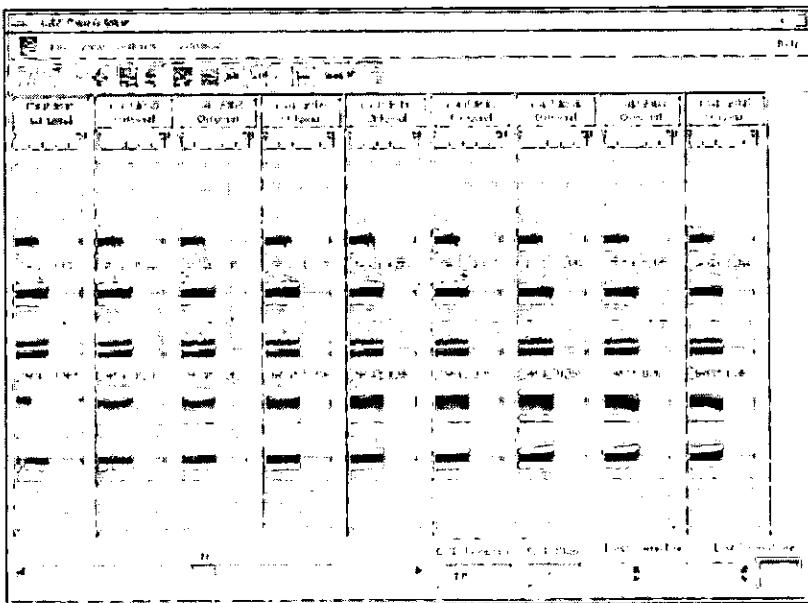


FIG 38.- Paneles de registros de profundidad del modelo 2, tras dos iteraciones del método de Tomografía Global. CMPs 182 a 190.

La Figura 39 muestra el modelo de velocidad resultante de la aplicación de la técnica. Si se le compara con el resultante del Ciclo de Deregowski (Figura 31), puede notarse que los intervalos de velocidad se mantienen sin gran cambio, y presentan sólo una ligera variación en su distribución (ver tonalidades), especialmente en el intrusivo salino y capas que se acuñan en sus flancos. La corrección, como se ve, ayuda a afinar algunos valores, sobre todo cuando estos se manifiestan en rasgos de pequeña variabilidad lateral, que resultan en una apariencia más suave de la geometría de las interfaces y del propio cuerpo de sal.

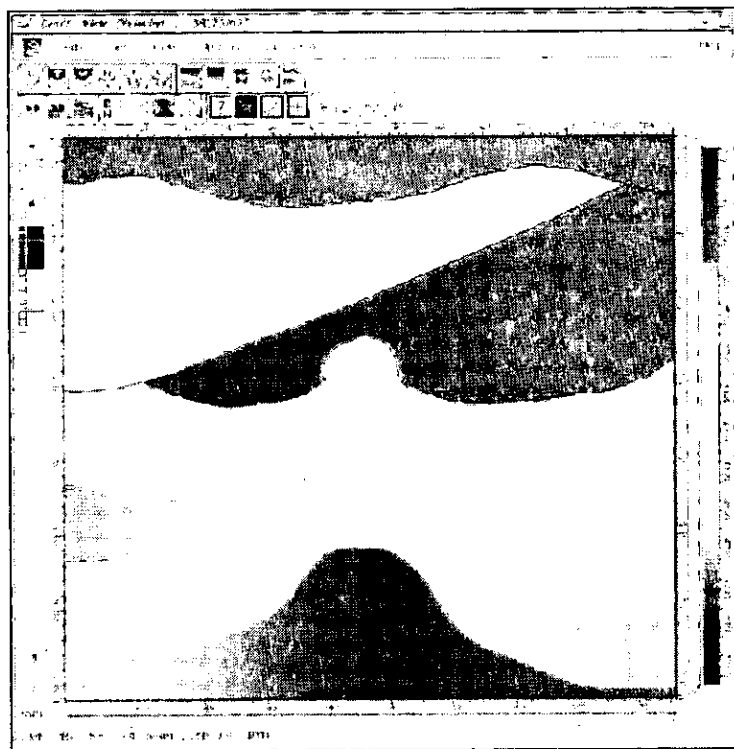


FIG 39.- Modelo final de velocidad de intervalo del modelo 2. Método de Tomografía Global.

Finalmente, la Figura 40 muestra la imagen migrada en profundidad, antes de apilar, generada con dicho modelo. Se aprecian los cambios a nivel estructural que produce la técnica y que sólo son perceptibles en el domo más profundo, afectado por su posición bajo el cuerpo de sal y que además muestra en su cúspide una "sonrisa", posible evidencia de una subestimación de los valores de velocidad que lo sobreyacen. 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 (Figura 1) y la nula representación del sistema horst-graben situado en la parte más profunda.

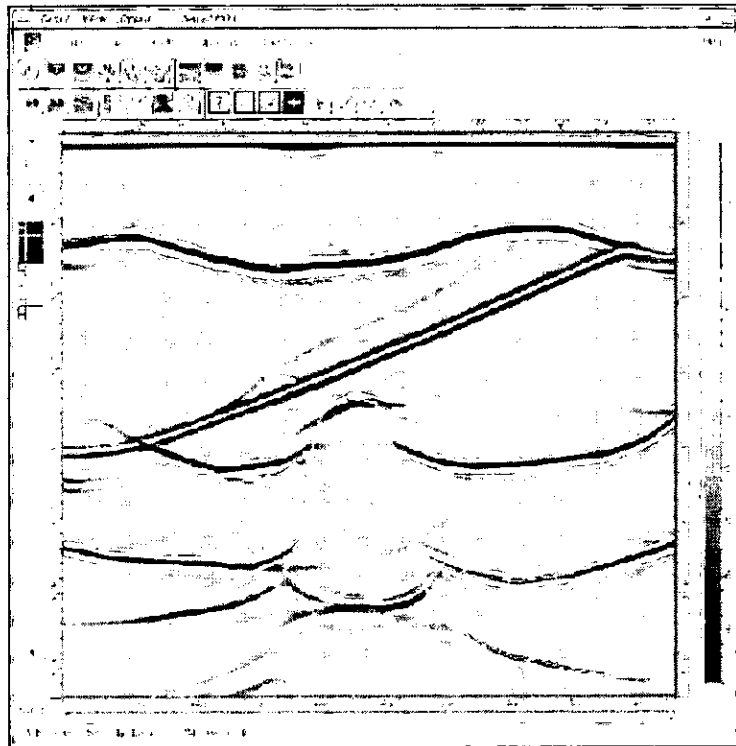


FIG 40.- Imagen migrada en profundidad, antes de apilar, del modelo 2, generada a partir del modelo de velocidad de intervalo de la Figura 39.

IV.- DISCUSIÓN

Varias observaciones se desprenden de los resultados descritos en el capítulo anterior. La Inversión de Coherencia constituye la técnica de estimación más aproximada de las empleadas en este trabajo, 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 virtudes propias de la técnica con las habilidades y experiencia del analista o intérprete, su intuición y conocimiento geológicos, facilitando además 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, tanto del Ciclo de Deregowski, como 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 aplicabilidad se ve limitada por las posibles variaciones laterales de pequeña escala, vitales en el estudio de geologías complejas. El problema es superado por la Tomografía Global, que incluso podría sustituir al Ciclo de Deregowski en casos de actualización de pequeña escala, pero cuya acción es más efectiva y preferible si se le emplea como técnica 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 (desde la aplicación de la Inversión de Coherencia). Esto se debe, principalmente, a la forma en que esta técnica lleva a cabo el muestreo de velocidades. Dado que el algoritmo requiere de la elección de reflectores por interpretación, el trazado de rayos necesario para la medición de tiempos de tránsito y la estimación de velocidades via 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 digitización que, en esencia, provoca la desviación de los rayos, a veces de manera insalvable. Esto es evidente, por ejemplo, para el caso del modelo 1, cuando se estima la velocidad de intervalo de las capas más someras, donde la interpretación por líneas continuas y prácticamente horizontales ha resultado en una "digitización suave". En cambio, en el caso del cuerpo de sal, donde la geometría "obliga" a emplear múltiples segmentos de recta, múltiples y pequeñas interfaces oblicuas son construidas. El resultado de esta operación es la desviación (y a veces divergencia) de los rayos trazados desde el CMP analizado, con el consiguiente error en estimación.

La Figura 41 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, sino, en esencia, por la interfaz que lo define, que es irregular y divergente a la escala de los rayos que son desviados, por construcción, al cumplir con la Ley de Snell. El mismo fenómeno se muestra para otra posición, en la Figura 42. En ella se observa cómo, a la desviación aportada por la interpretación del cuerpo de sal, se le añade el efecto de las interfaces subsiguientes, más profundas. El mismo problema se presenta en el modelo 2 (Figura 43) y puede volverse insalvable para el caso de una distribución de velocidad con presencia de altos contrastes verticales o laterales. En esta última figura, la desviación puede atribuirse a la geometría de la digitización que hice 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 profundidad correspondiente al CMP 122, como se esperaba. El resultado de esta operación es un cambio de velocidad lateral dentro de un mismo reflector y, por consiguiente, una mala representación sísmica, que hace necesaria la aplicación de técnicas de actualización.

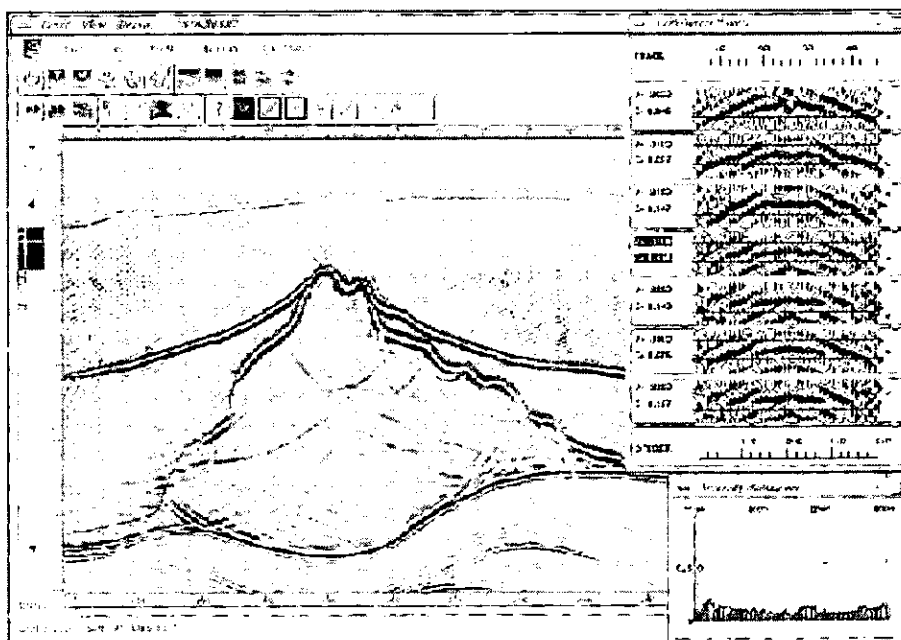


FIG 41.- Sección migrada en profundidad, antes de apilar, del modelo 1. Se muestra el abanico de rayos desplegado para muestrear velocidades de intervalo en el CMP 100.

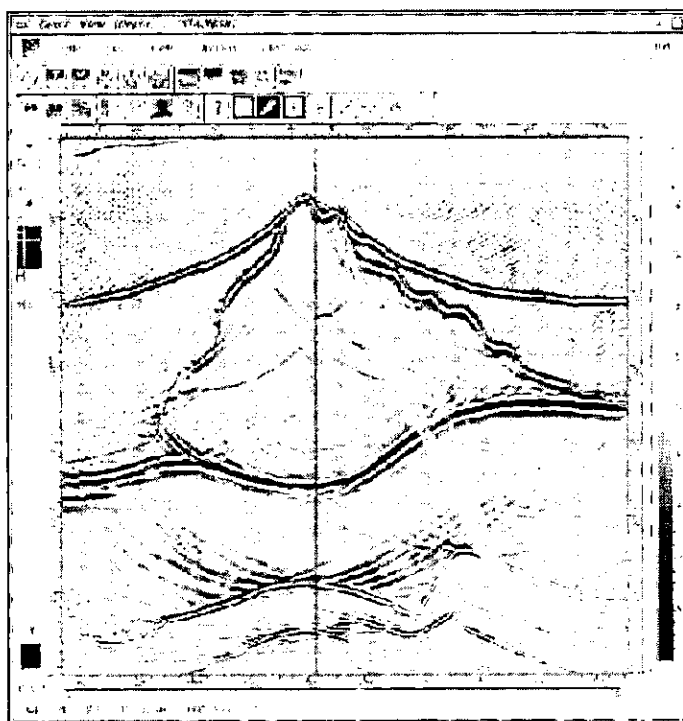


FIG 42.- Sección migrada en profundidad, antes de apilar, del modelo 1. Se muestra el abanico de rayos desplegado para muestrear velocidades de intervalo en el CMP 66.

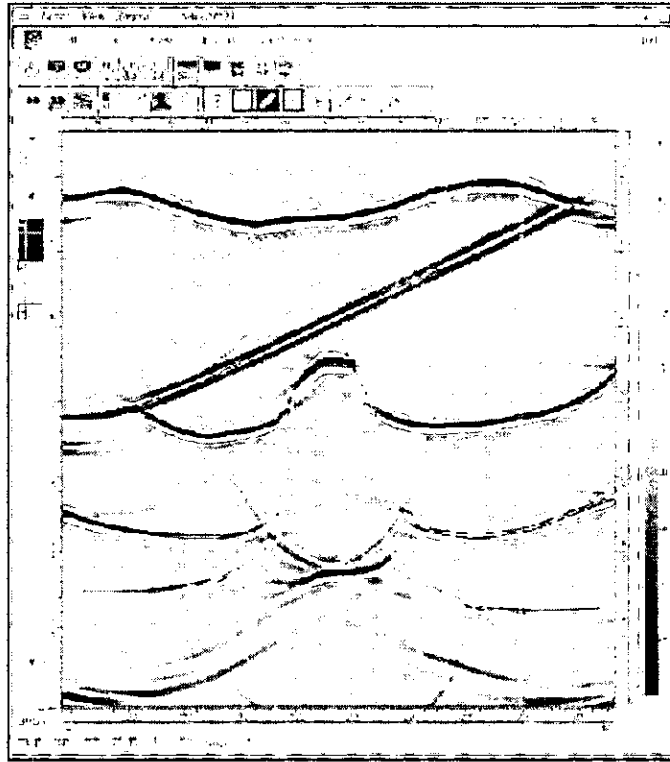


FIG 43.- Imagen migrada en profundidad. antes de apilar, del modelo 2. generada a partir del modelo de velocidad de intervalo de la Figura 25. Se muestra el abanico de rayos desplegado para muestrear velocidades de intervalo en el CMP 122.

Una posible solución al problema es delinear los diferentes reflectores sin guardar una correspondencia extrema con la geometría. Es decir, delinear polígonos de interpretación suaves. La adopción de una "digitización suave", sobre todo desde las interfaces más someras (cuya representación sísmica no es problemática), puede ayudar a que los abanicos de rayos trazados por la Inversión de Coherencia no sean desviados desde el inicio, y que los posibles errores de estimación se atribuyan a la distribución de velocidades, no a la interpretación. Algoritmos como *Geodepth*, con herramientas de interpretación interactivas e iterativas son, por lo tanto, muy útiles. El analista o 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 para ese propósito.

En cuanto a la gama de velocidades de intervalo estimadas, las Tablas 1 y 2 (Apéndice) muestran, respectivamente, para los modelos 1 y 2, tanto los valores originales, como los intervalos obtenidos 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 el empleo de una técnica híbrida, aplicada convenientemente, enriquece el análisis y es más eficiente que el empleo de una técnica individual o 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 velocidad más realista, sobre todo en los casos de geología compleja.

La relación existente entre las técnicas aquí presentadas puede ilustrarse en la Figura 44. Este ciclo, al que he 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, así como la virtual autonomía de las técnicas de construcción, verificación y actualización del modelo de velocidad para generar una imagen sísmica.

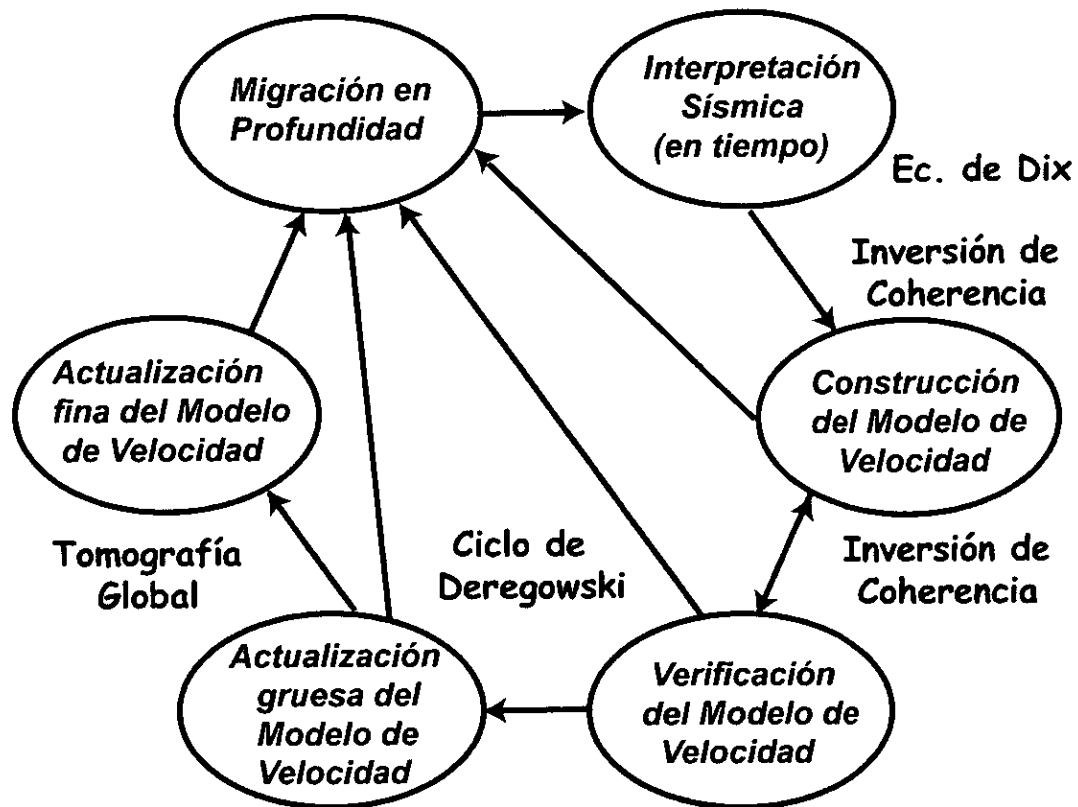


FIG 44.- Ciclo de Representación Sísmica donde se ilustra la relación existente entre los diferentes métodos de estimación empleados en este trabajo.

V. 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 la gama de *offsets* empleados. 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 en la pequeña escala, al menos en los algoritmos convencionales, por lo que no es completa.

5.- La Tomografía Global permite actualizar los intervalos de velocidad de un modelo de manera fina, considerando sus variaciones laterales. 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, dado que requiere de un modelo previamente acorregido 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 (menores en extensión al intervalo de *offsets*), su empleo puede omitirse.

VI.- AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Jorge Mendoza Amuchástegui por el apoyo y asesoría brindados en la dirección de este trabajo. A Sergio Chávez Pérez, por la codirección del mismo, por su paciencia y franqueza, por la ayuda logística, valiosos comentarios y críticas y por los oportunos refrigerios, provistos por Teresa Jurado. Gracias al Dr. Cinna Lomnitz Aronsfrau, del Instituto de Geofísica de la UNAM y al M. C. Rodolfo Marín Campos, del Instituto Mexicano del Petróleo, por la revisión final del escrito y por sus valiosos comentarios. Mi tesis formó parte del proyecto "Representación Sísmica en Profundidad" de la Gerencia de Prospección Geofísica, Subdirección de Exploración y Producción del Instituto Mexicano del Petróleo, financiado por PEMEX Exploración y Producción.

Agradezco también a Gabriel Vázquez, Manuel Cruz y Rossana Vai, por su compañerismo. A los doctores Jaime Barceló Duarte y Mario Ruíz Castellanos, de la División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería, y a Francisco José Sánchez Sesma, del Instituto de Ingeniería de la UNAM. A Almudena Gómez, Montserrat Valencia y Raúl Valdés por su amistad e inapreciable apoyo. A Philippe Gueguen, Claudia Ramírez y Arturo Diego, por la revisión del resumen en francés. Finalmente, gracias a la Universidad Nacional Autónoma de México, que por su valioso recurso humano sigue siendo la mejor institución de educación superior del país.

VII.- REFERENCIAS

- Aki, K. y Richards, P.G. (1980). *Quantitative seismology: theory and methods*, 2 vols. W. H. Freeman, San Francisco, Cal., EUA.
- Al-Chalabi, M. (1994). Seismic velocities -a critique. *First Break* **12**, 589-596.
- Alterman, Z. y Karal, F.C. (1968). Propagation of elastic waves in layered media by finite difference methods, *Bull. Seism. Soc. Am.* **58**, 367-398.
- Ben-Menahem, A. (1995). A concise history of mainstream seismology: Origins, legacy and perspectives. *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1202-1225.
- Blacquière, G., Duijndam, A. J. W. y Romijn, R. (1991). Efficient x-f depth migration of shot records: practical aspects. *First Break* **9**, 9-23.
- Brown, R. (1994). Image quality depends on your point of view. *The Leading Edge*, June, 1994 669-673.
- Byun, B. S., Tran, H. V. y Carter, M. D. (1988). Short Note: An analysis of statistical average velocities in a horizontally layered earth. *Geophysics* **53**, 1488-1489.
- Carcione, J. M., Bohem, G. y Marchetti, A. (1994). Simulation of CMP seismic sections. *Journal of Seismic Exploration* **3**, 381-396.
- Cerjan, C., Kosloff, D., Kosloff, R. y Reshef, M. (1985). A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations: *Geophysics*, **50**, 705-708.
- 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. *Memorias del VIII Simposium de Geofísica y Exposición, Veracruz '98*.
- Claerbout, J.C. (1970). Coarse grid calculations of waves in inhomogeneous media with applications to delineation of complicated seismic structure, *Geophysics* **35**, 407-418.
- 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**, 1529-1540.
- 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.
- Docherty, P., Silva R., Singh, S., Song, Z-M. y Wood, M. (1997). Migration velocity analysis using a genetic algorithm. *Geophysical Prospecting* **45**, 865-878.

ESTO
NO
DEBE
SER
TRAJIDO
A
LA
BIBLIOTECA

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., Samuelsen, C. M. y Hauge, T. A. (1996). Efficient velocity model building for prestack depth migration, *The Leading Edge* 15, 751-753.

Klärner, 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 in: "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.

Levander, A. R. (1989). Finite difference forward modeling in seismology en: *The Encyclopedia of Solid Earth Geophysics* (David E. James, Editor). Washington, D.C., EUA., Carnegie Institution of Washington, 410-431.

Luh, P. C. (1992). True-amplitude signal recovery. *Geophysics: The Leading Edge of Exploration*, Feb., 13-24.

Marschall, R. (1998). Seismic imaging of salt structures. *Journal of Seismic Exploration* 7, 273-290.

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). 4th-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.

Silva, R. y Wood, M. (1997). Velocity modelling procedure for prestack time and depth imaging of seismic data. EAGE 59th Conference and Technical Exhibition, Geneva, Switzerland. 26-30 may.

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.

Symes, B. (1988). Mathematics of reflection seismology. Houston Texas, EUA: 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

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, Germany. 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.

Virieux, J. (1986). P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method, *Geophysics* **51**, 889-901.

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 Annual report*. 199-210. Salt Lake City, Utah, EUA.

VII. APÉNDICE

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.