

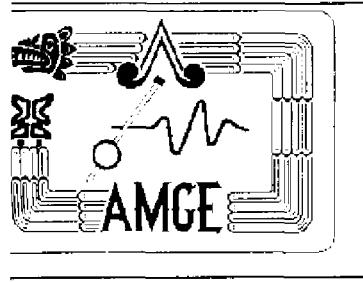
# Boletín de la

## ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

### Sumario

Página

- APORTE DEL PROCESO SISMICO A LA EVALUACION DEL POTENCIAL DEL AREA MARBELLA-CUENCAS DEL SURESTE 1  
*Carlos Velázquez Tafoya*
- ANALISIS DE ALGORITMOS DE AMPLITUD CONTRA DISTANCIA (AVO) Y SUS APLICACIONES 25  
*Enrique Coconi Morales*  
*Gerardo Ronquillo Jarillo*
- ANALISIS DE FRACTURAMIENTO Y MICROESTRUCTURAS EN MUESTRAS DE NUCLEO Y SU RELACION CON LAS RUTAS PREFERENCIALES DE FLUIDOS EN UN CAMPO PETROLERO, DE LA SONDA DE CAMPECHE 69  
*Alma América Porres Luna*  
*Fernando Castrejon Vacio*  
*Carlos Pacheco Gutierrez*  
*Marco Antonio Samudio Horta*  
*Manuel Escalante Sánchez*
- METODOLOGIA DE PROCESADO DE DATOS SISMICOS PARA LA ATENUACION DE MULTIPLES EMPLEANDO LA TRANSFORMADA RADON 77  
*Carlos Velázquez Tafoya*



## ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION, A.C.

MARINA NACIONAL 329 TORRE PISO 11  
COL. VERONICA ANZURES C.P. 11311

TEL.: 531.6313 FAX: 531.6314 E-MAIL: gperez@smx.pep.pemex.com

### CONSEJO DIRECTIVO 1997-1998

Presidente	DR. GUILLEMO PEREZ CRUZ
Vicepresidente	ING. CESAR NAVARRO TAFOLLA
Secretario	ING. JOSE MANUEL ABLANEDO AGUIRRE
Tesorero	M.C. RODOLFO MARINES CAMPOS
Protesorero	ING. B. PATRICIA OCEGUERA SERRANO
Editor	M.I. ALEJANDRO SANDOVAL SOLIS
Co-Editor	M.I. GERARDO BASURTO BORBOLLA
Coor. Ayuda Mutua	ING. CARLOS A. VILLEGRAS CARRASCO
Sub. Coor. Ayuda Mutua	ING. EDUARDO LEON TAPIA
Coor. Eventos Técnicos	M.C. JORGE A. MENDOZA AMUCHASTEGUI
Coor. Eventos Sociales	ING. JOSE JAIME RUIZ HERNANDEZ
Comité Jubilados	ING. MARIO ROSELLO GUZMAN

### CONSEJO DE HONOR Y JUSTICIA

M.C. SALVADOR HERNANDEZ GONZALEZ  
ING. JORGE REYES NUÑEZ  
M.C. RAYMUNDO AGUILERA IBARRA

### PRESIDENTES DELEGACIONALES

Cd. del Carmen	ING. SANTIAGO ARELLANO ISLAS
Coatzacoalcos	ING. RAFAEL CLEMENTE MARTINEZ
Poza Rica	ING. GABRIEL GONZALEZ COVARRUBIAS
Reynosa	ING. ARMANDO CRUZ LOPEZ
Tampico	ING. ENRIQUE DE LA ROSA SANTOSCOY
Villahermosa	ING. JORGE BARRIOS RIVERA
Veracruz	ING. ISIDRO DE LUNA ESQUIVEL

### COMITES DE ESPECIALIDAD

Operaciones Geofísicas	ING. ALFONSO ORTEGA LEITE
Procesado Sísmico	ING. CARLOS VELAZQUEZ TAFOYA
Interpretación Geofísica	M.I. ARTURO SOTO CUERVO
Interpretación Interactiva	ING. JOSE MARTINEZ LANDIN
Geofísica de Yacimientos	DR. RUBEN DARIO MARTINEZ
Métodos Potenciales	ING. JULIAN CABRERA SANCHEZ

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

M.I. Alejandro Sandoval Solis  
Edificio Pirámide PEP 5to. piso  
Villahermosa, Tabasco  
Tel.: (93) 101853  
Fax: (93) 101741

Email: [asansol@pep.pemex.com](mailto:asansol@pep.pemex.com)

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

Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración. Boletín Trimestral, editado por la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, Apartado Postal 57-275, 06500 México, D.F. Solicitada la Autorización como correspondencia de segunda clase en la Administración de Correos, D.F. Solicitada la licitud correspondiente a la Dirección de Publicaciones y Revistas Ilustradas de la Secretaría de Educación Pública. Prohibida su reproducción total o parcial sin la autorización de la AMGE.

## **EDITORIAL**

Como resultado de la baja oferta de artículos técnicos para su publicación recibidos por esta editorial durante 1997, este volumen especial, como el anterior inmediato, comprende los números 1, 2, 3, y 4.

En este volumen especial se presentan cuatro artículos técnicos. El artículo de Carlos Velázquez Tafoya sobre "Aporte de reproceso sísmico a la evaluación del potencial del área Marbella-cuenca del sureste", muestra que mediante un tratamiento cuidadoso de los datos sísmicos y selección apropiada de parámetros de proceso es posible lograr una notable mejoría en las imágenes sísmicas del subsuelo. Los modelos geológicos regionales más actualizados de esa región están aun basados en las imágenes sísmicas obtenidas de este esfuerzo.

El artículo de "Análisis de algoritmos de amplitud contra distancia" de Enrique Coconi y Gerardo Ronquillo, presenta los fundamentos de la teoría de AVO y sus aplicaciones. Dada la importancia y proliferación de las aplicaciones de AVO, creemos que éste es un excelente complemento al artículo tutorial de AVO, presentado en el volumen XXXVI del boletín de la AMGE, por Felipe León Islas.

Siendo los yacimientos naturalmente fracturados de gran importancia en México y previendo que la tecnología sísmica pronto jugará un papel muy importante en México para su caracterización, en este volumen también se incluye el artículo de Fernando Castrejón y colaboradores sobre las propiedades de los sistemas de fracturas en yacimientos carbonatados.

Finalmente, Carlos Velázquez Tafoya, nos presenta de manera detallada con abundantes ejemplos la secuencia de proceso que condujo a la obtención de imágenes sísmicas de calidad en una área marina con severos problemas de múltiples.

# **APORTE DEL PROCESO SISMICO A LA EVALUACION DEL POTENCIAL DEL AREA MARBELLA-CUENCAS DEL SURESTE**

\* Carlos Velázquez Tafoya

## **INTRODUCCION**

Pemex-Exploración y Producción realizó en el período 1993-1994 un estudio de evaluación del potencial económico petrolero en una área del Sureste de México, denominada Marbella-Cuencas del Sureste. El área estudiada se extiende desde las estribaciones de la Sierra de Chiapas al Sur, hasta el Golfo de México en aguas territoriales de Veracruz y Tabasco, tal como se indica en la figura 1. Se trata de una provincia geológica afectada intensamente por tectónica salina

El objetivo del trabajo fue identificar las áreas de mayor prospectividad, efectuar su jerarquización y hacer una propuesta de inversión adicional para optimizar la exploración y explotación de hidrocarburos en esa región del país.

El estudio se basó en información sísmica 2D, de pozos (registros, núcleos, estudios paleontológicos, registros eléctricos, etc.) y de producción de los campos del área.

En este tipo de estudios es fundamental la construcción de secciones sísmicas regionales. En el área de estudio se construyeron 8 líneas sísmicas regionales cubriendo un total de 3000 km. Adicionalmente se interpretaron otros 7000 km. de líneas sísmicas.

Durante la primera etapa de este proyecto se compiló y analizó la información sísmica disponible y dada la heterogeneidad de su calidad, se acordó someterla a reprocesso sísmico.

Se emprendió así una campaña de reprocesso la cual estuvo a cargo del Centro de Proceso Sísmico del Instituto Mexicano del Petróleo.

En este trabajo se describen los resultados de esta campaña y su contribución al mejoramiento de imágenes del subsuelo en una provincia geológica complicada.

## **ANTECEDENTES**

Para todo reprocesso es necesario contar con información de comparación, a partir de la cual se buscará invariablemente una mejoría en la imagen sísmica existente, a este respecto, se puede mencionar que para la zona en estudio la mayor parte de los datos se adquirieron con la tecnología existente durante los años 70's; se contó tanto con información de tipo terrestre como marina, lo que implicó consideraciones diferentes durante el reprocesso de datos, las cuales se verán con mayor detalle al analizar las diferentes secuencias de proceso empleadas.

En términos generales, los parámetros de campo utilizados en la adquisición de la información terrestre fueron los siguientes:

- La energía empleada fue tanto dinamita como vibradores.
- Los cubrimientos en el subsuelo fueron desde 600% a 2400%.
- Los intervalos entre grupos variaron entre 30,60 y 80 m prevaleciendo el intermedio.
- Los filtros de campo se mantuvieron abiertos.

La calidad de la información de los registros de campo (sismogramas) fue de mala a regular, esto como consecuencia de las condiciones propias del terreno, y no por alguna problemática de la técnica de campo, sin embargo, en algunos casos quizás el levantamiento pudo haber sido planeado de manera diferente, buscando mejorar la calidad; referente a la calidad de las secciones sísmicas apiladas, varío de regular a mala, esto en algunos casos como resultado directo de la información de campo, pero en algunos otros, fue consecuencia de las técnicas empleadas durante el primer procesado, el cual no incluía el proceso de migración.

Para el caso de los datos marinos, en general eran de buena calidad y el reprocesso solo pretendió rescatar la información en otro tipo de dispositivo, como cintas magnéticas, las cuales son indispensables para cargar la información en las estaciones de trabajo para interpretación interactiva.

\*Instituto Mexicano del Petróleo

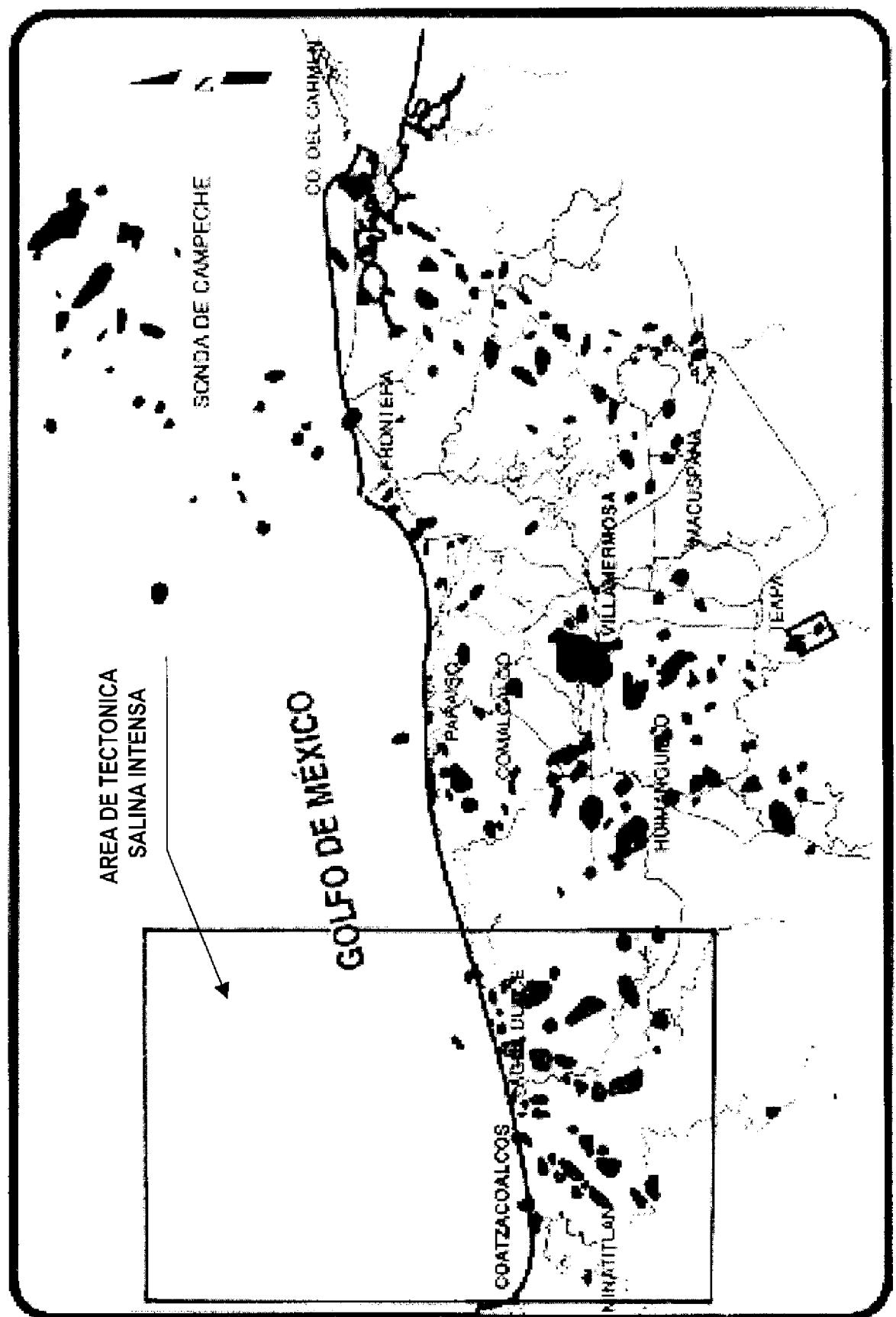


Fig. 1

Es importante mencionar que la carencia de información en dispositivos adecuados, para que fuera utilizada con las técnicas más modernas de interpretación prevalecía en muchos de los datos y en la mejor de las situaciones sólo se tenían secciones apiladas normales en papel, pero se carecía de información migrada.

Como puede verse, la diversidad del material con que se contó es amplia y variada en muchos aspectos, consecuentemente existía una problemática que tenía que resolverse mediante el reprocesso de la información, buscando la mejor selección de parámetros y estándares, los cuales debían cumplir al mismo tiempo con la resolución de los problemas propios de la sísmica y proporcionar un producto que no presentara diversidad de respuestas en las secciones apiladas, para así poder analizarlas e interpretarlas en conjunto.

## OBJETIVOS.

El principal objetivo del reprocesso es obtener secciones sísmicas de alta calidad, tanto en lo referente a la continuidad de los eventos como a su resolución, para cumplir así con requerimientos de carácter estratigráfico, esenciales en el proceso de interpretación actual; así como con el aspecto estructural, del cual no obstante contar con una interpretación de las estructuras, se buscaba definirlas con mayor detalle y no tener incertidumbre en cuanto a la presencia o ausencia de los diferentes rasgos estructurales, además durante este trabajo se fueron cuidando aspectos finos del proceso como son el control de velocidades, al igual que el manejo de información preservando la amplitud verdadera en aquella información donde era posible.

Otro de los objetivos fue obtener secciones sísmicas migradas, material con el cual no se contaba en la mayoría de los casos y como ya se mencionó, al concluir el reprocesso se pretendía contar con cintas en formatos estándares, para poder trabajarlas en estaciones de trabajo interactivas, junto con otro tipo de información.

Durante la primera etapa del reprocesso se llevó a cabo la construcción de líneas de tipo regional, trabajo en el que ya se tenía una amplia experiencia, producto de un proyecto de condiciones similares realizado en la Región Norte (Proyecto Burgos). Las secciones resultantes son de una gran ayuda, ya que recopilan datos de una gran diversidad, los cuales fueron trabajados bajo ciertos estándares en la medida de lo posible y que, en conjunto, finalmente dan una imagen de aspectos que en un principio

parecían ser independientes.

Una vez finalizada la etapa de las líneas regionales, se pasó a un trabajo de detalle, en donde se analizó material enfocado hacia las zonas de mayor interés o sobre áreas dentro de las cuales ya existía un campo o una región productora y mediante la extrapolación de la información de pozos conocidos poder identificar zonas con posibilidades petroleras o definir con mayor exactitud los intervalos a desarrollar dentro de los campos productores.

## METODOLOGIA.

En un principio se trabajaron líneas piloto a partir de las cuales se establecieron algunos parámetros de proceso, para que cumplieran con los objetivos planteados. Durante el desarrollo de estos reprocessos se plantearon toda una serie de etapas de prueba de diferentes parámetros como son: análisis espectrales de registros de campo, gráficos de control de calidad de diferentes etapas del reprocesso y toda una serie de consideraciones que dieron como resultado el planteamiento de una secuencia de proceso, que variaría de acuerdo a la problemática con que el analista se fuera enfrentando, igual situación se presentó con los datos marinos, donde se empleó otra secuencia de procesado. (Ver secuencias de reprocesso fig. 2 y fig. 3).

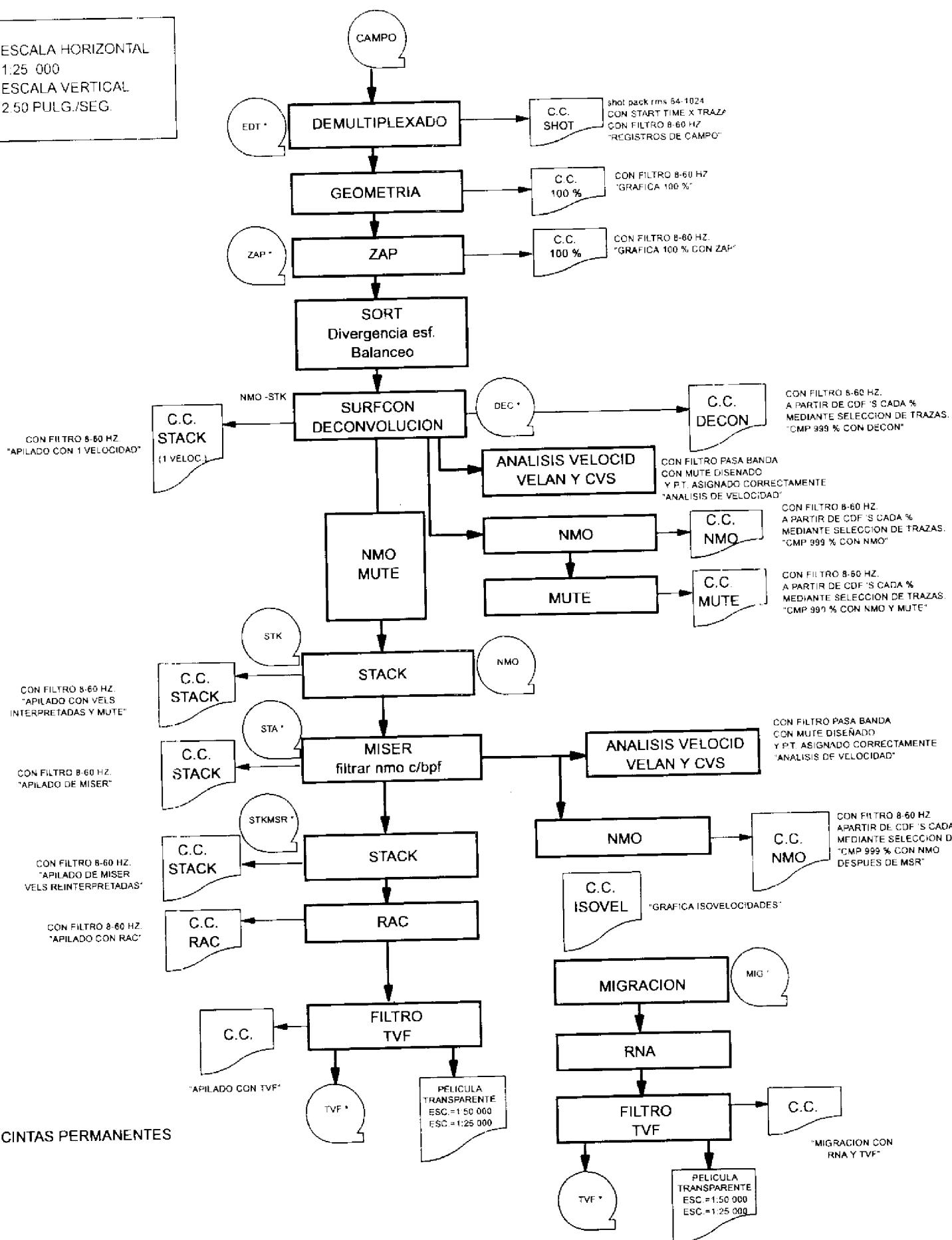
Respecto a las secuencias de reprocesso para el caso terrestre a continuación se mencionarán de manera muy general los pasos más importantes, describiendo con un poco de profundidad aquellos pasos que se considera tuvieron mayor importancia para obtener los resultados más adecuados.

Las líneas fueron procesadas en punto flotante y en aquellas donde la información de campo así lo permitió, con preservación de amplitud verdadera (RAP).

Siguiendo el esquema de proceso establecido primeramente se realizó el demultiplexado de la información de campo con el intervalo de muestreo original, esto con la finalidad de mantener el contenido de frecuencias propio de los datos, buscando hasta donde sea posible la mayor resolución de las secciones sísmicas. Se graficaron todos los registros de campo con un filtrado de 8-60 Hz.

A continuación se generó la geometría considerando todos los aspectos planteados por el observador de la brigada, más los proporcionados por la propia información, se obtuvieron gráficos de 100% a partir de los cuales se establece la apariencia ge-

ESCALA HORIZONTAL  
1.25 000  
ESCALA VERTICAL  
2.50 PULG./SEG.



• CINTAS PERMANENTES

Fig. 2. Secuencia de Procesamiento Sísmico para el área Marbella .

## LINEAS MARINAS

ESCALA HORIZONTAL  
1:25 000  
ESCALA VERTICAL  
2.50 PULG./SEG.

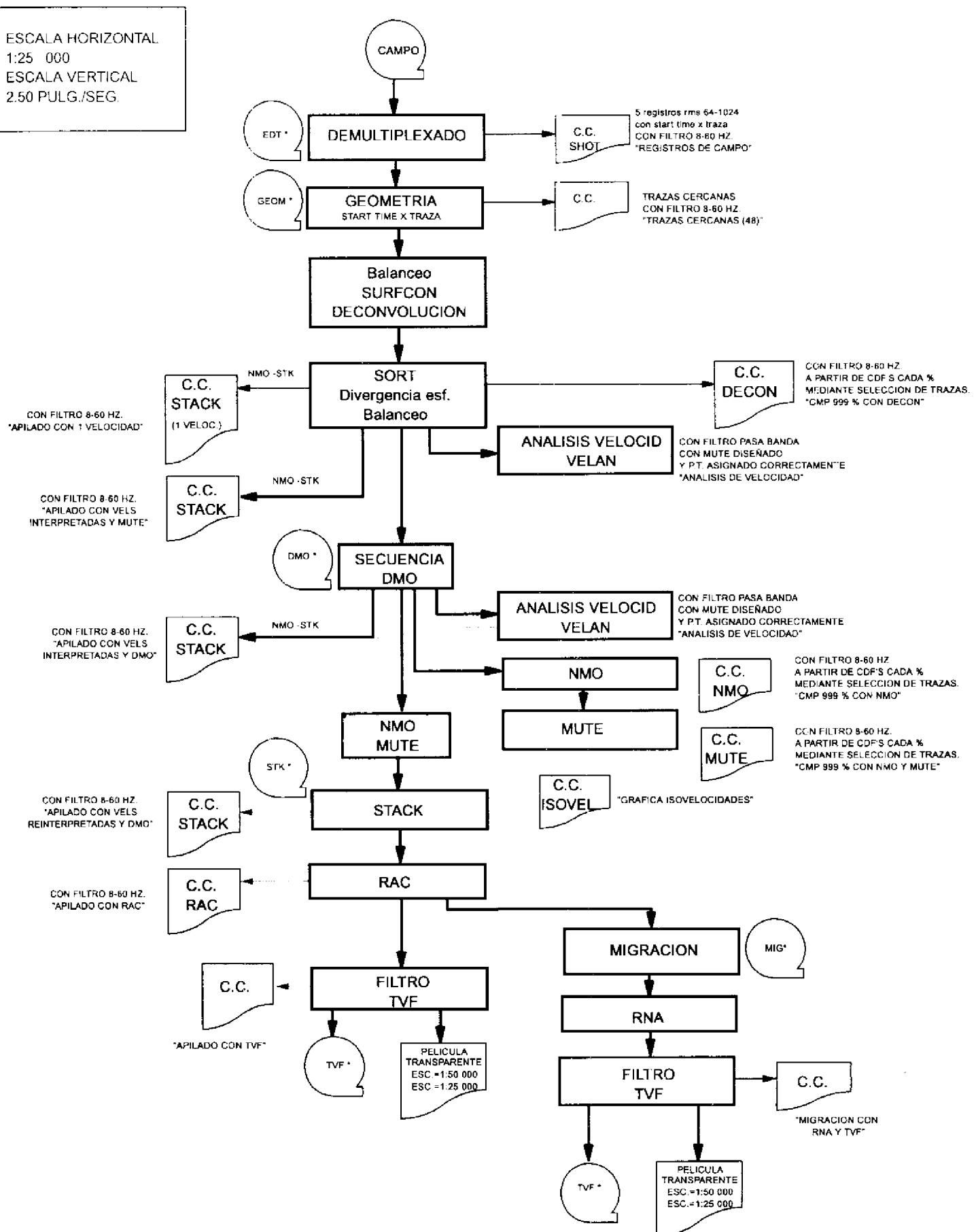


Fig. 3. Secuencia de Procesamiento Sísmico para el área Marbella .

neral de la sección que se espera.

También este tipo de información de 100% resultó ser útil, para realizar una serie de pruebas como son: autocorrelación, espectros de frecuencia, pruebas de deconvolución en registros y pruebas de filtros.

De las pruebas de autocorrelación aplicadas sobre diferentes trazas que variaron en tiempo y espacio, se definieron parámetros de deconvolución que varián en cuanto al operador entre 26 y 36 ms. y una longitud de 200 ms.

El siguiente paso dentro de la secuencia de reproceso se basó en una serie de análisis estadísticos, en donde se detectaron y eliminaron zonas anómalas dentro de los registros de campo (secuencia ZAP). De nuevo se obtuvieron gráficos de control al 100%.

Con el objeto de recuperar la amplitud de la señal, debido a que ésta se atenúa en relación inversa con el radio de transmisión de la onda sísmica, se calcularon y aplicaron una serie de factores que compensan este efecto, llamado compensación por divergencia esférica, estos factores fueron calculados a partir de una función de velocidades representativa del área o de la zona.

Se aplicó una deconvolución consistente con la superficie para calcular el operador inverso que recupera la pérdida de frecuencia por efectos de fuente, receptor y distancia. De acuerdo a las pruebas realizadas, la distancia predictiva fue entre 26 y 36 ms. y la longitud del operador de 200ms.

A continuación se obtuvo el primer apilado con una función de velocidades, que en este caso fue la misma que se había empleado para la compensación por divergencia esférica.

El análisis de velocidad se realizó a un intervalo constante, aproximadamente un kilómetro antes y después de la aplicación de estáticas residuales. Para aquellas zonas en donde había cierta incertidumbre respecto a la velocidad, se realizaron análisis de velocidades constantes (CVS) mostrándose con diferentes velocidades las zonas con problemas, y así tener mayor certeza en la evaluación de velocidades.

Asimismo, para mantener un control de calidad sobre las velocidades aplicadas, se obtuvieron gráficos de los registros de campo antes y después de la aplicación de la corrección dinámica, esto en el dominio del CDP, para poder ver así la corrección

que se está aplicando previa al apilado y de esta manera poder evaluar si la velocidad de apilamiento es la más adecuada.

Este resultó ser un punto de control crítico en el reproceso, ya que un buen análisis de velocidades tanto de tipo espacial como temporal, generaba mejores resultados en las secciones apiladas, por lo tanto esta etapa del reprocesso representó ser muy importante para lograr los objetivos planteados. Los controles de calidad durante esta etapa fueron cuidados y analizados de manera muy especial.

Continuando con la secuencia de proceso se aplicó la secuencia MISER, que consiste en proporcionar un modelo geológico, a partir del cual se calculan y aplican las correcciones estáticas residuales. Una vez corregida la información, se realizó un nuevo análisis de velocidades, con el objeto de tener un mejor control de ellas en el área, y de esta forma obtener la sección apilada con la mayor calidad posible.

A partir de la sección apilada y con la aplicación de las estáticas residuales, se aplicó el proceso de atenuación de ruido aleatorio (RNA), esto con el fin de mejorar la relación señal-ruido en los datos sísmicos y aumentar la continuidad lateral. También se obtuvieron algunos gráficos de control conteniendo la diferencia entre el apilado con estáticas residuales y el apilado con filtro RNA, el resultado reflejaba que la información que se elimina es aquella que no tiene ninguna coherencia y mas bien se trata de ruido con carácter aleatorio.

A continuación se obtuvieron algunos espectros de frecuencia de datos apilados para establecer los filtros que se aplicarían; a este respecto se diseñaron y aplicaron filtros variantes con el tiempo de acuerdo a las características de cada una de las secciones.

Finalmente, se aplicó el proceso de migración para el mejoramiento en la resolución lateral de los datos sísmicos; el algoritmo de migración empleado fue el de Diferencias Finitas. De igual forma se aplicó el filtro variante en tiempo seleccionado y de esta manera se obtuvo la presentación migrada del reprocesso.

Es necesario mencionar que todos los gráficos de control de calidad involucrados durante el reprocesso fueron estudiados y analizados en el momento que fueron requeridos, sin embargo, para los objetivos de este artículo, se consideró que no era necesario exemplificarlos, sin embargo, se menciona la existencia de los mismos.

Ejemplos de secciones apiladas finales originales y finales reprocesadas normales y migradas, se tienen en la fig. 4 a fig. 8, de manera que se pueden comparar los resultados obtenidos, al aplicar la secuencia antes mencionada. La figura 4 muestra la versión original antes del reprocesso donde se pueden observar bandas de reflectores interrumpidos por ruido a diferentes niveles, el cual ha sido atenuado en la sección reprocesada de la figura 5. Por su parte en la sección migrada de la figura 6, las bandas de reflectores son llevados a su posición "correcta", identificándose claramente en la porción noroeste, el pliegue afectado por fallamiento inverso con vergencia al noroeste. Las diversas bandas de reflectores muestran un apariencia libre de ruido. En las secciones original y reprocesada de las figuras 7 y 8 se pueden observar grandes diferencias. El flanco suroccidental del pliegue se define mucho mejor en la sección reprocesada.

Se ejemplifica un poco más a fondo la línea regional 2, compuesta por una combinación de líneas terrestres y marinas, como se aprecia en el croquis de localización fig. 9. En estos ejemplos también se pueden comparar las secciones originales con las secciones reprocesadas, fig. 10 a fig. 17. En lo referente a la continuidad de los eventos se detecta una mejoría sustancial, resultado relevante para lograr una interpretación más confiable. El aspecto referente a obtener datos sísmicos en cintas magnéticas útiles para su empleo en estaciones de trabajo interactivas, esta implícito durante el reprocesso.

En algunos casos, aunque la diferencia entre las sección original y reprocesada es mínima, como lo muestran las figuras 10 y 11, el proceso de migración, como se observa en la figura 12, colapsa muchos de los eventos no deseados y precisa la posición de los eventos correspondientes a la cima de masas de sal.

Se presentaron otros casos como el de las figuras 13, 14 y 15 donde se aprecia un mejoramiento de la resolución vertical en las secciones apilada y migrada reprocesada, esbozándose algunos eventos profundos planos paralelos de origen incierto, aunque prevalecen múltiples por debajo de la zona asociada con el sincinal.

Se detectaron otros, casos como el mostrado en las figuras 16, 17 y 18 donde después del reprocesso no se aprecia mejoramiento alguno, por la calidad intrínseca original de los datos de campo

Referente a la secuencia de reprocesso de la infor-

mación marina, como puede apreciarse en el diagrama de flujo de la figura 3, en términos generales los pasos involucrados son los mismos que se siguieron en el reprocesso de la información terrestre, así como la mayoría de los controles de calidad, exceptuando algunos puntos en donde debido al gran volumen de datos no resultaba conveniente obtener demasiados registros, por lo cual el intervalo de control se aumentó en algunas ocasiones.

Los análisis de velocidades se plantearon también con un intervalo de 1 km. aproximadamente. Otra variante utilizada en el proceso marino, fue el empleo de la secuencia DMO. Este proceso no fue contemplado para su aplicación en los datos terrestres debido al gran espaciamiento entre CMP's, a la distribución variable en las distancias y a los bajos cubrimientos que se tienen en este tipo de datos.

El tipo de información apilada que se obtuvo en este reprocesso involucró una mejoría sustancial, la cual cumplía con el 80% propuesto al inicio del reprocesso y más en algunos casos. Como ejemplo se tienen las secciones de las figuras 10, 11, y 12, tanto en su presentación anterior, como la sección final reprocesada normal y migrada. En algunos casos es conveniente mencionar que es posible existan problemas de sobremigración, los cuales no se solucionaron en su totalidad, no obstante la serie de controles establecidos.

## CONCLUSIONES.

Respecto al primer objetivo buscado, y que correspondía a mejorar la calidad de las secciones existentes, éste se cumplió con una media aproximada de un 80% de mejora, como mínimo y en algunos casos superior.

Con la secuencia de proceso propuesta se logró incrementar la resolución vertical y lateral de las secciones sísmicas de trabajo, en donde se observa una mayor continuidad en los reflectores de interés y con ello se apoya la interpretación de los cuerpos geológicos en estudio, además de proporcionar una visión diferente para el tratamiento de la información desde el punto de vista de la estratigrafía de secuencias.

La obtención de imágenes migradas de las diferentes secciones también se cumplió de manera satisfactoria, aunque como ya se comentó, con alguna problemática remanente en las secciones finales migradas.

El aspecto de poder contar con secciones de ca-

NO

SE

1 Km

T  
(SEG)

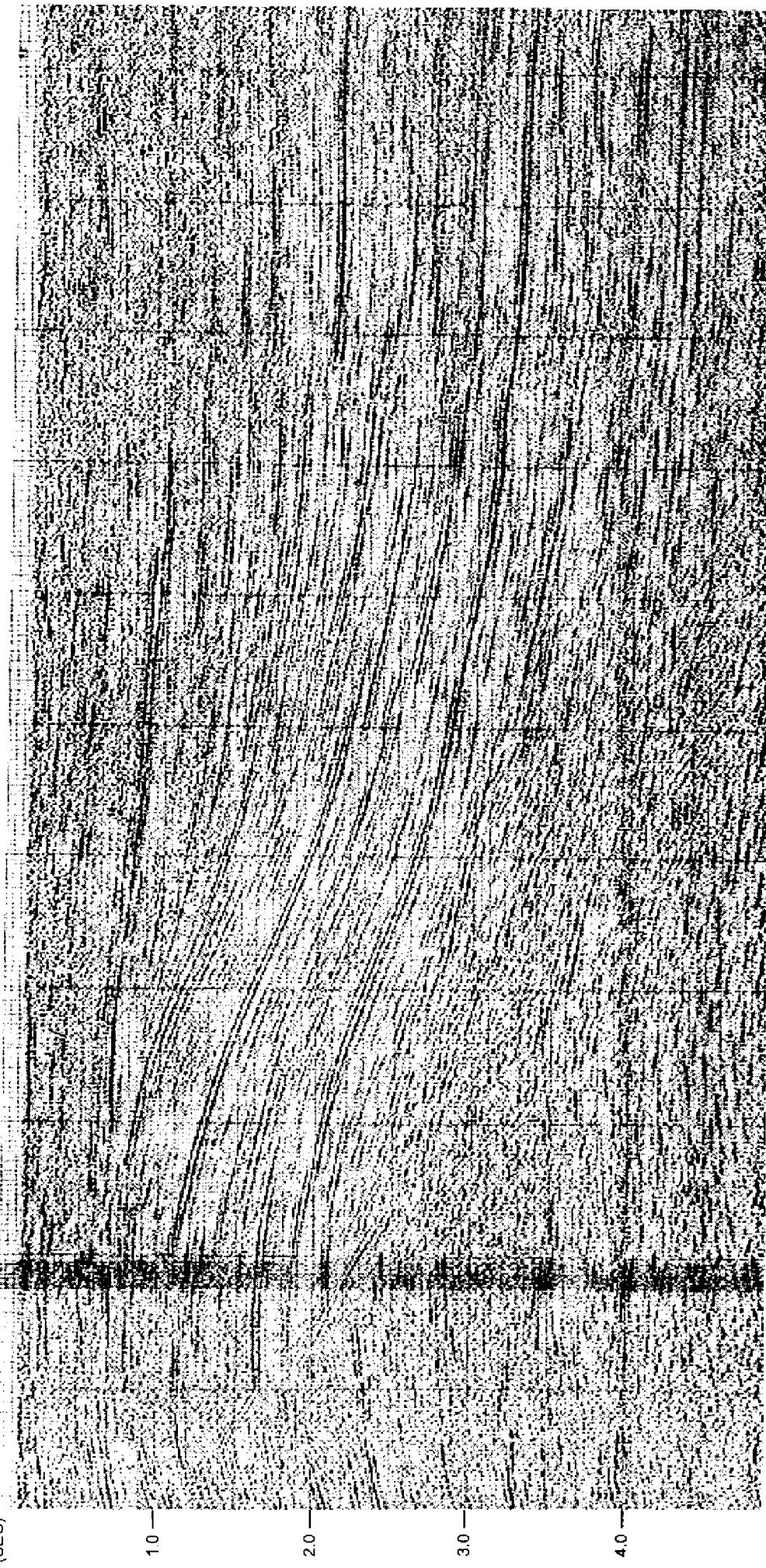


FIGURA 4. LINEA 49A.- APILADO FINAL ORIGINAL

NO

SE

— 1 Km — |

T  
(SEG)

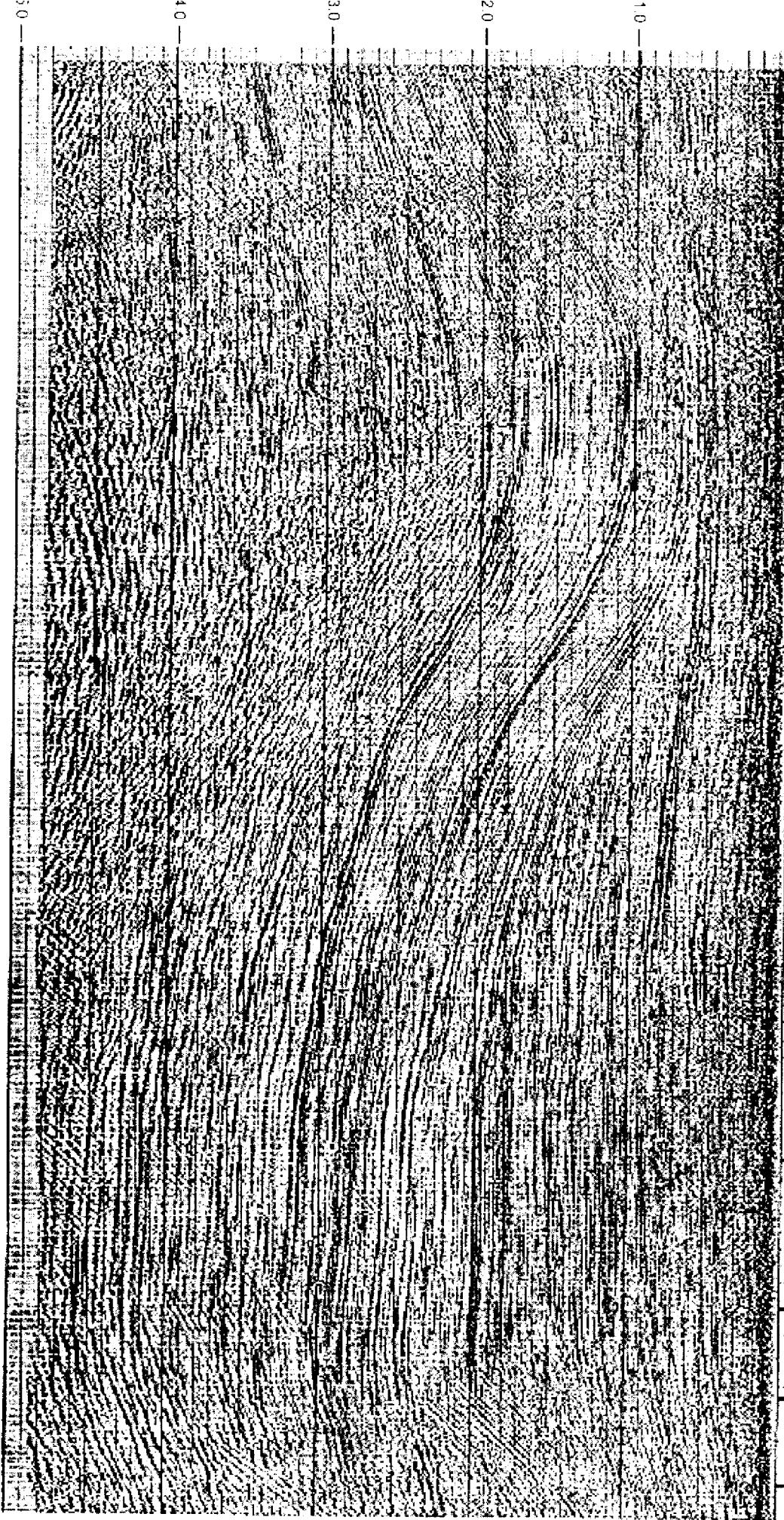


FIGURA 5. LINEA 49A.- APILADO FINAL REPROCESADO

SE

1 Km

NO  
10

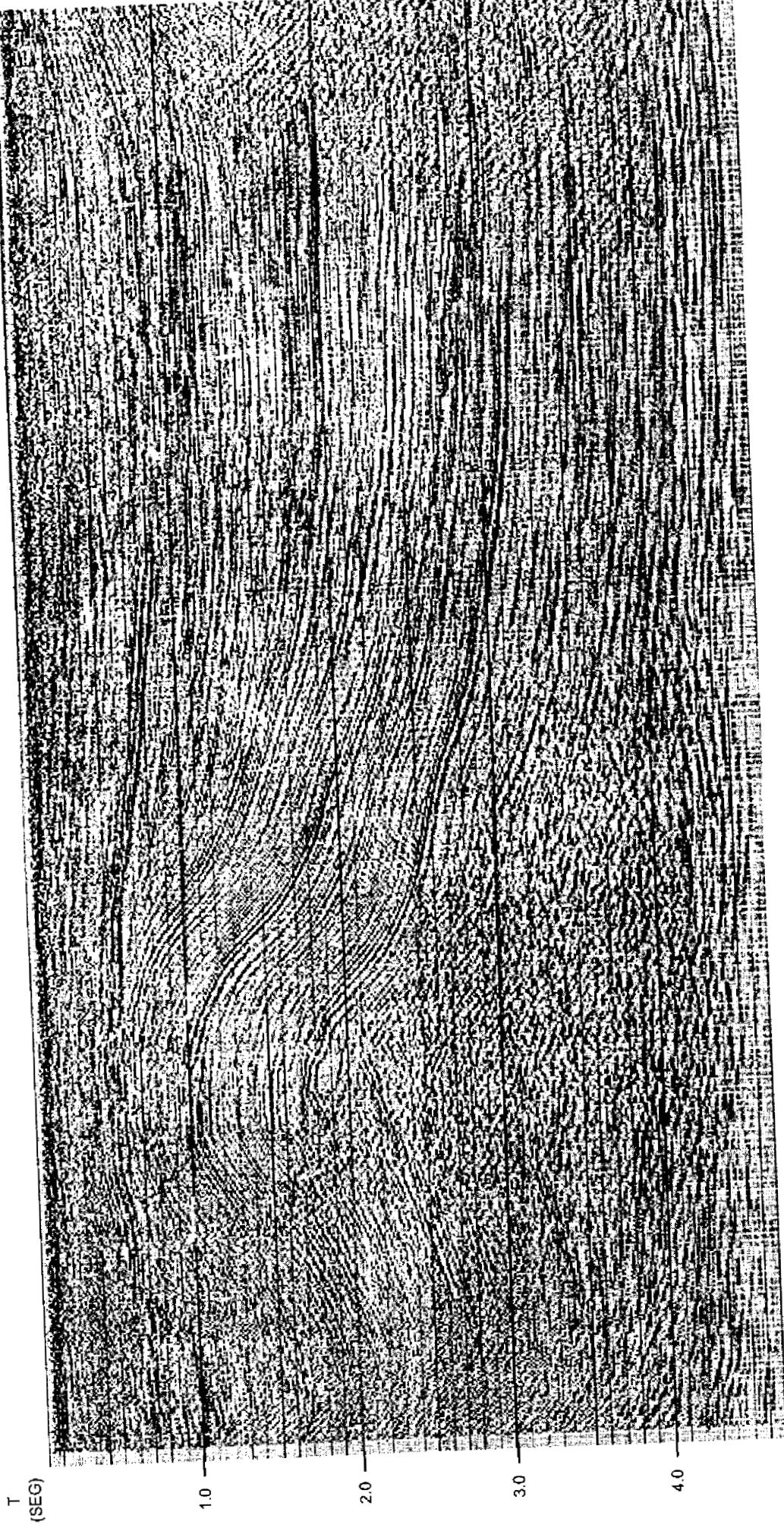


FIGURA 6. LINEA 49A.- MIGRACION FINAL REPROCESADA

NO

SE

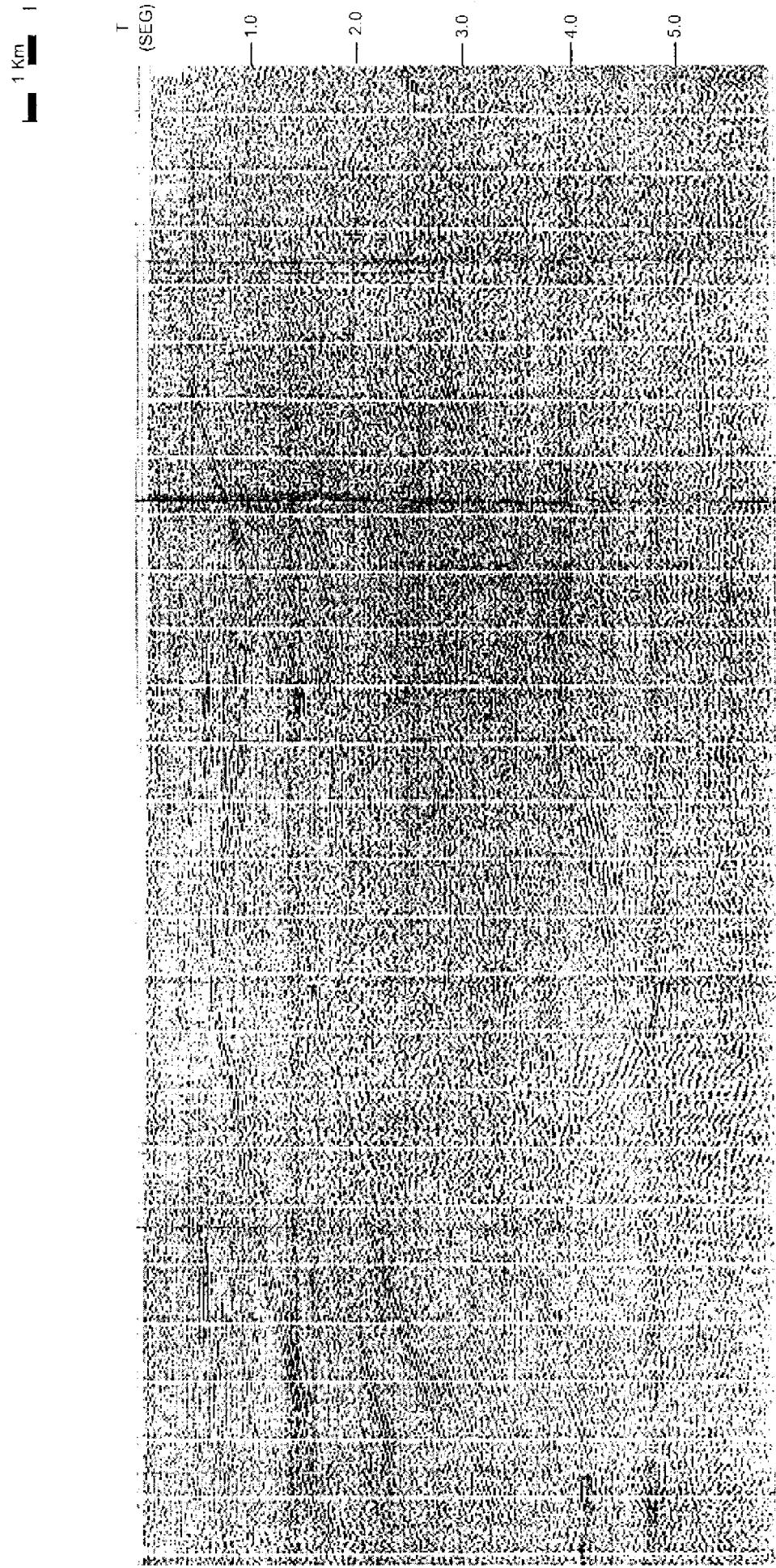


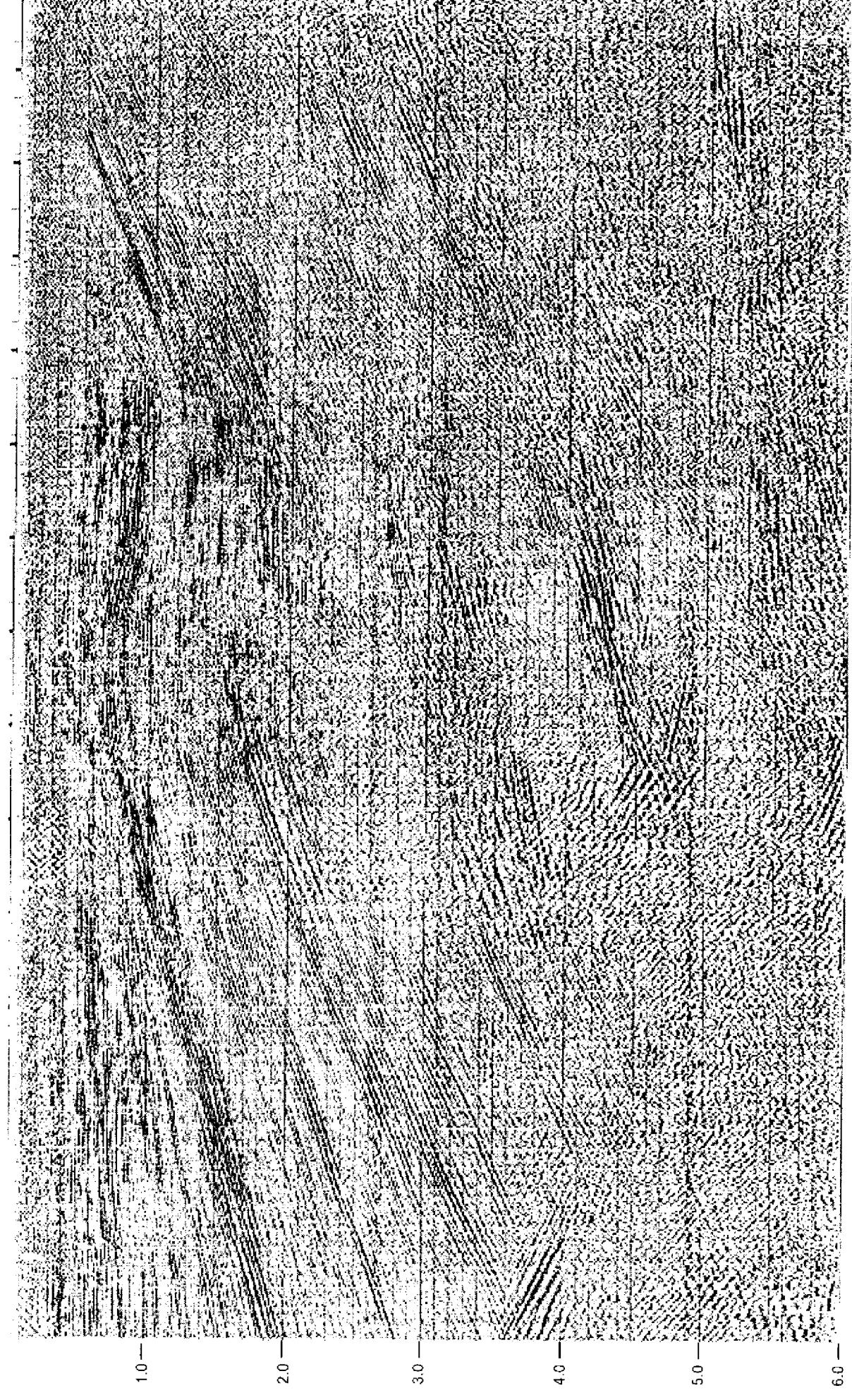
FIGURA 7. LINEA 103-14.- APILADO FINAL ORIGINAL

**NO**

**SE**

— 1 Km — |

T  
(SEG)



N

# GOLFO DE MEXICO

4

5

6

7

22-30  
12-30

31-P

BB

3-25

198-39  
104-25

37-25  
31-25

2

49A

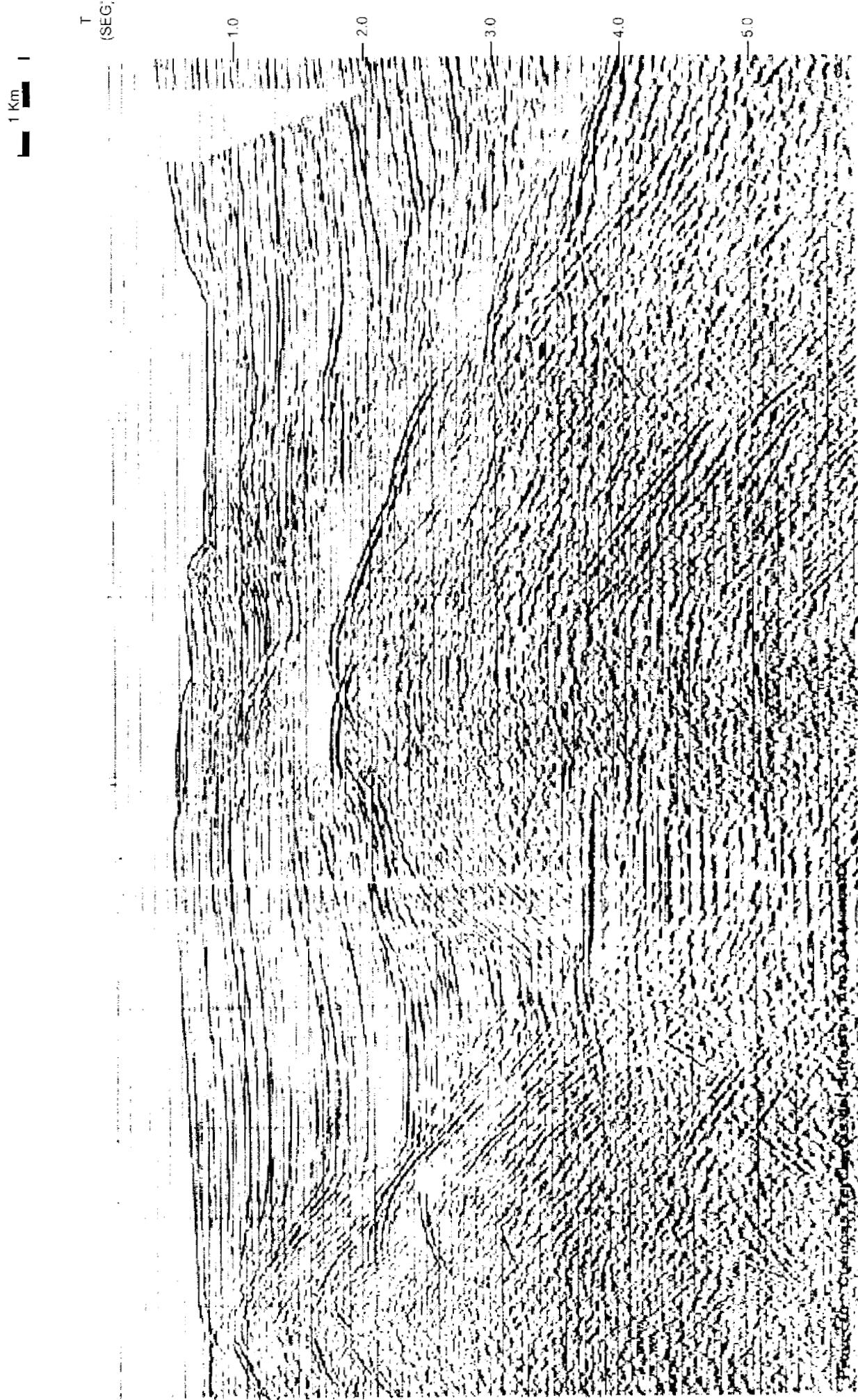
40 km

3

FIGURA 9. LOCALIZACION DE LINEAS REGIONALES

**NO**

**SE**



**FIGURA 10. LINEA 1003-73.- APILADO FINAL ORIGINAL**

NO

SE

1 Km

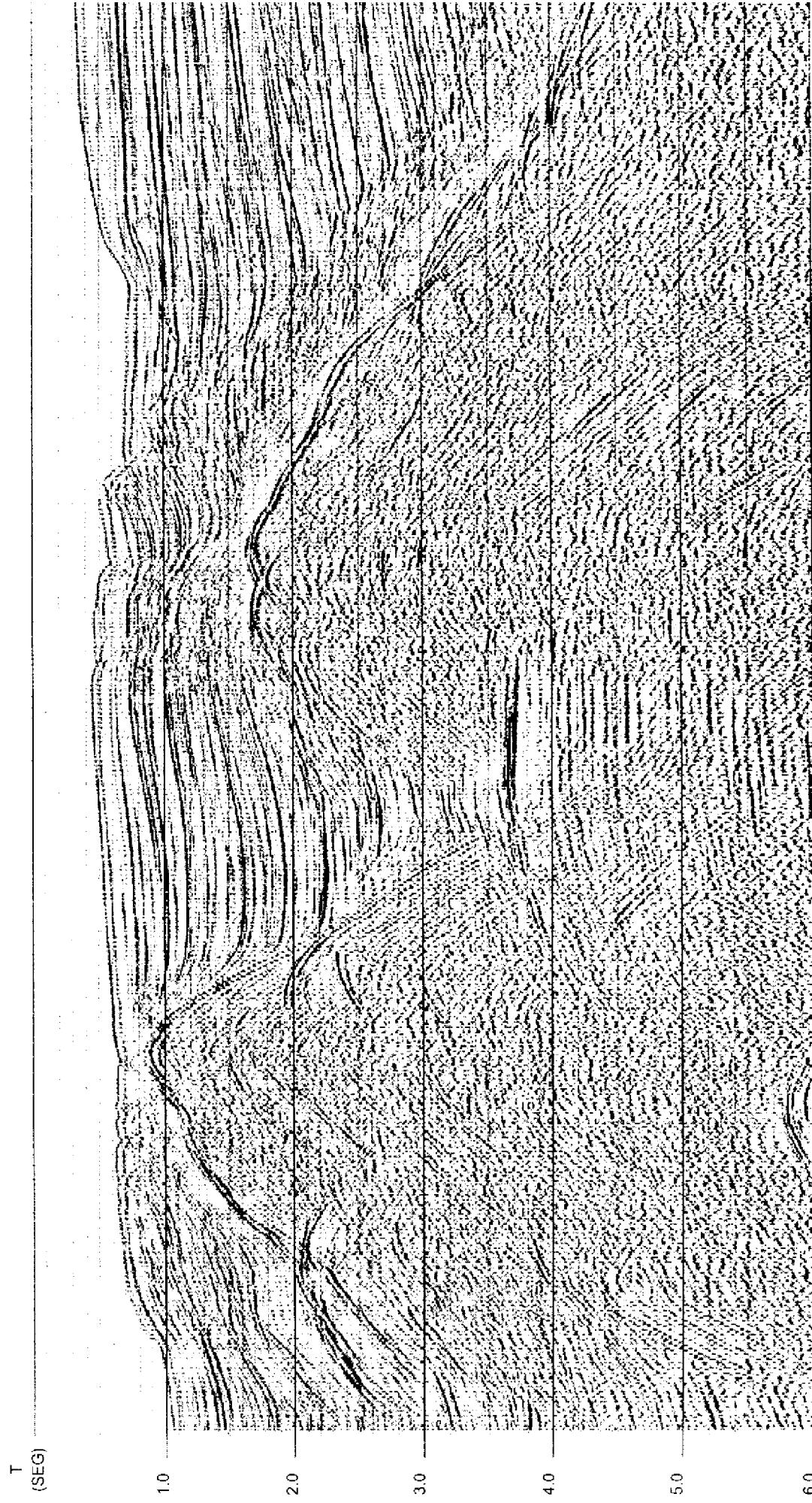


FIGURA 11. LINEA 1003-73.- APILADO FINAL REPROCESADO

SE

1 Km

NO

T  
(SEG)

1.0 2.0 3.0 4.0 5.0 6.0

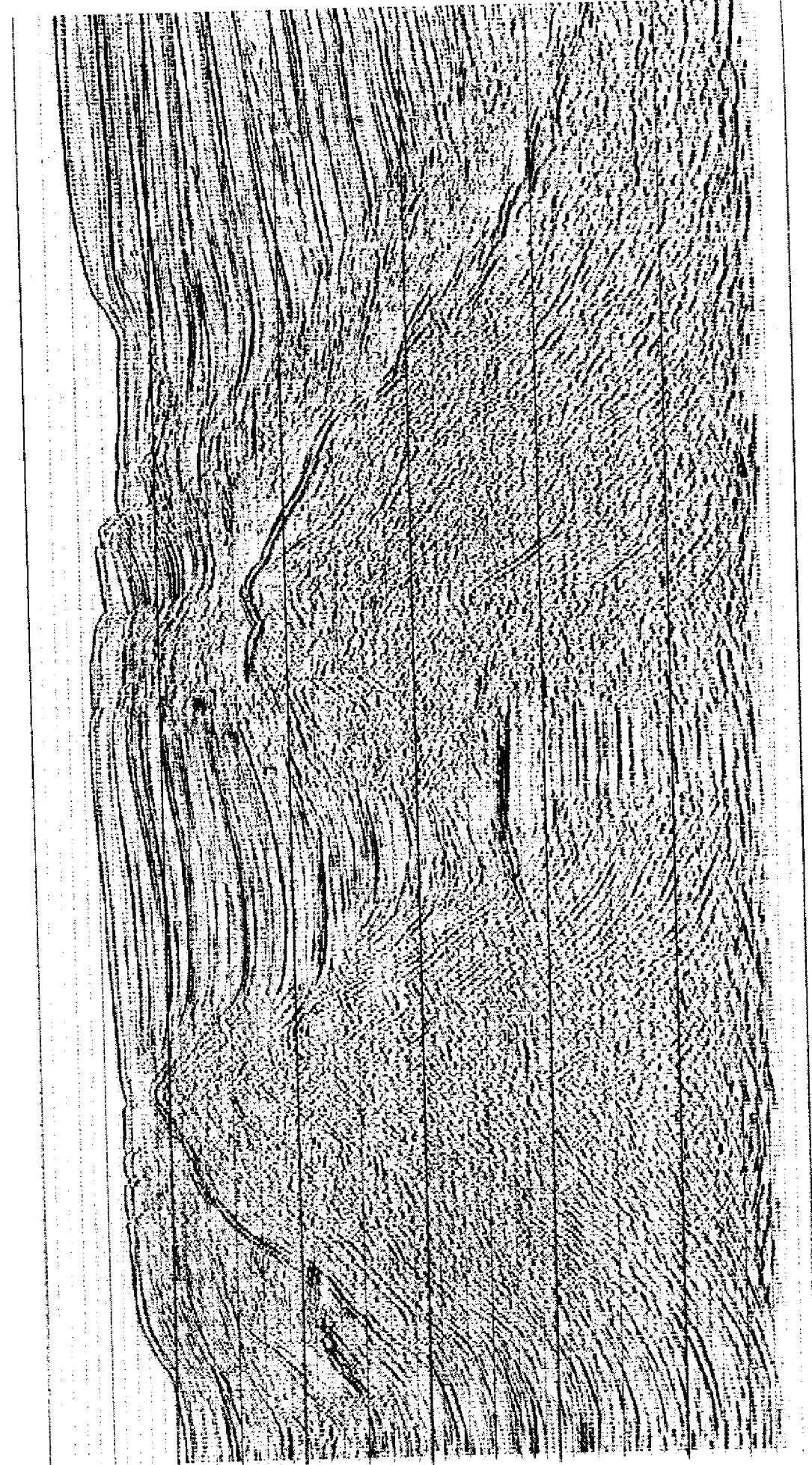


FIGURA 12. LINEA 1003-73 - MIGRADO FINAL REPROCESADO

NO

SE

1 Km

T  
(SEG)

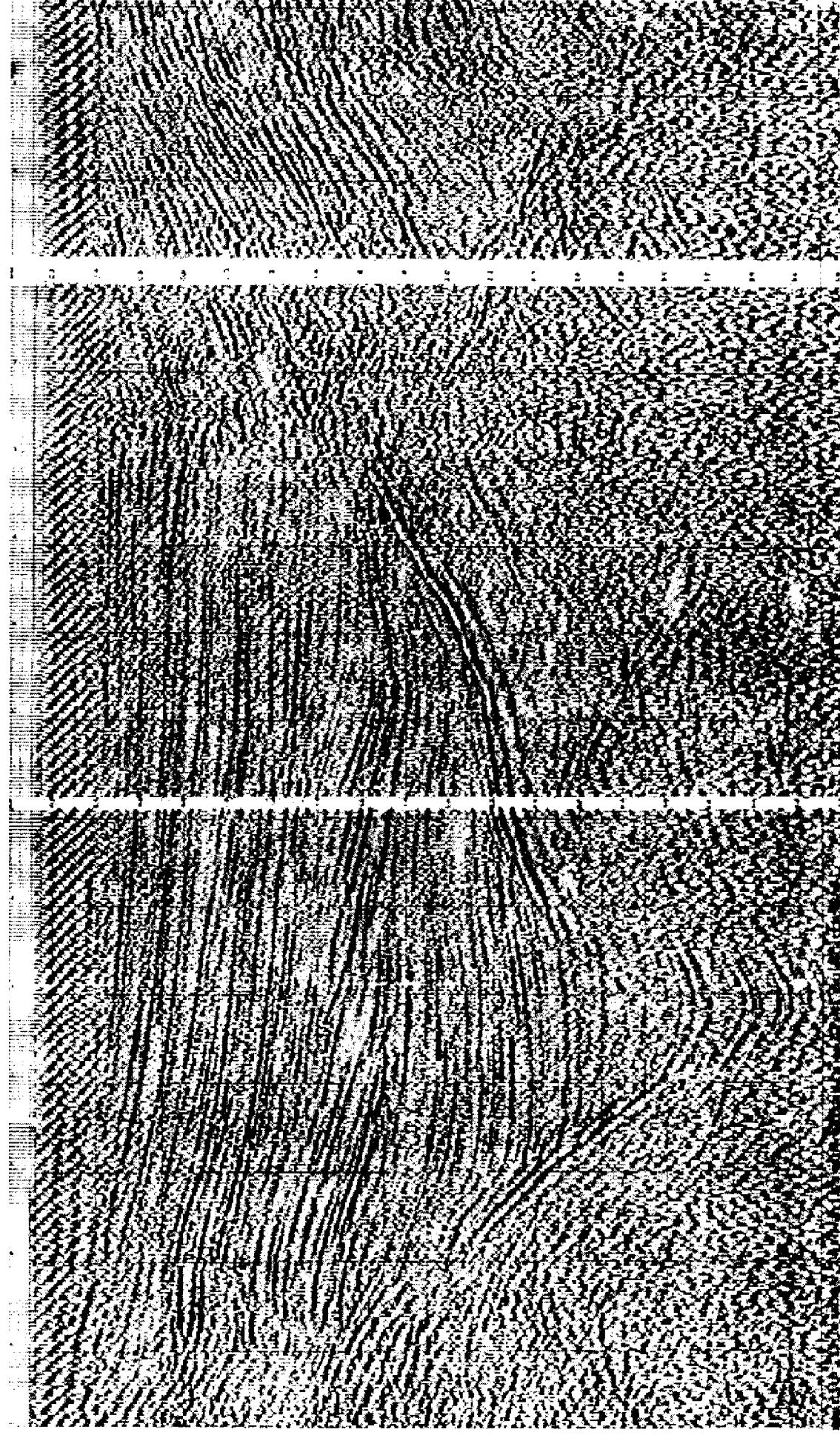
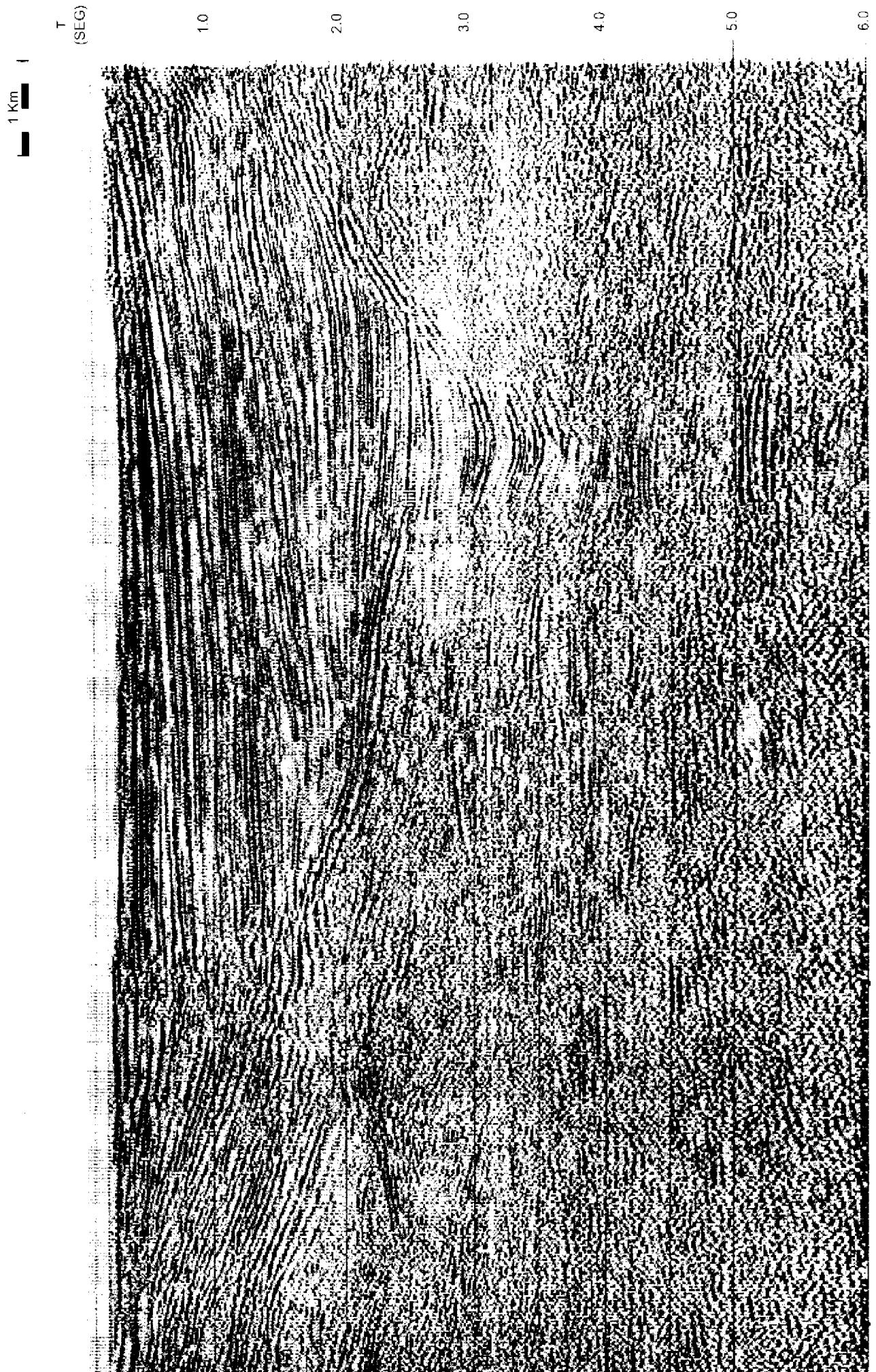


FIGURA 13. LINEA 10 W75.- MIGRADO FINAL ORIGINAL

18 NO

SE



NO

SE

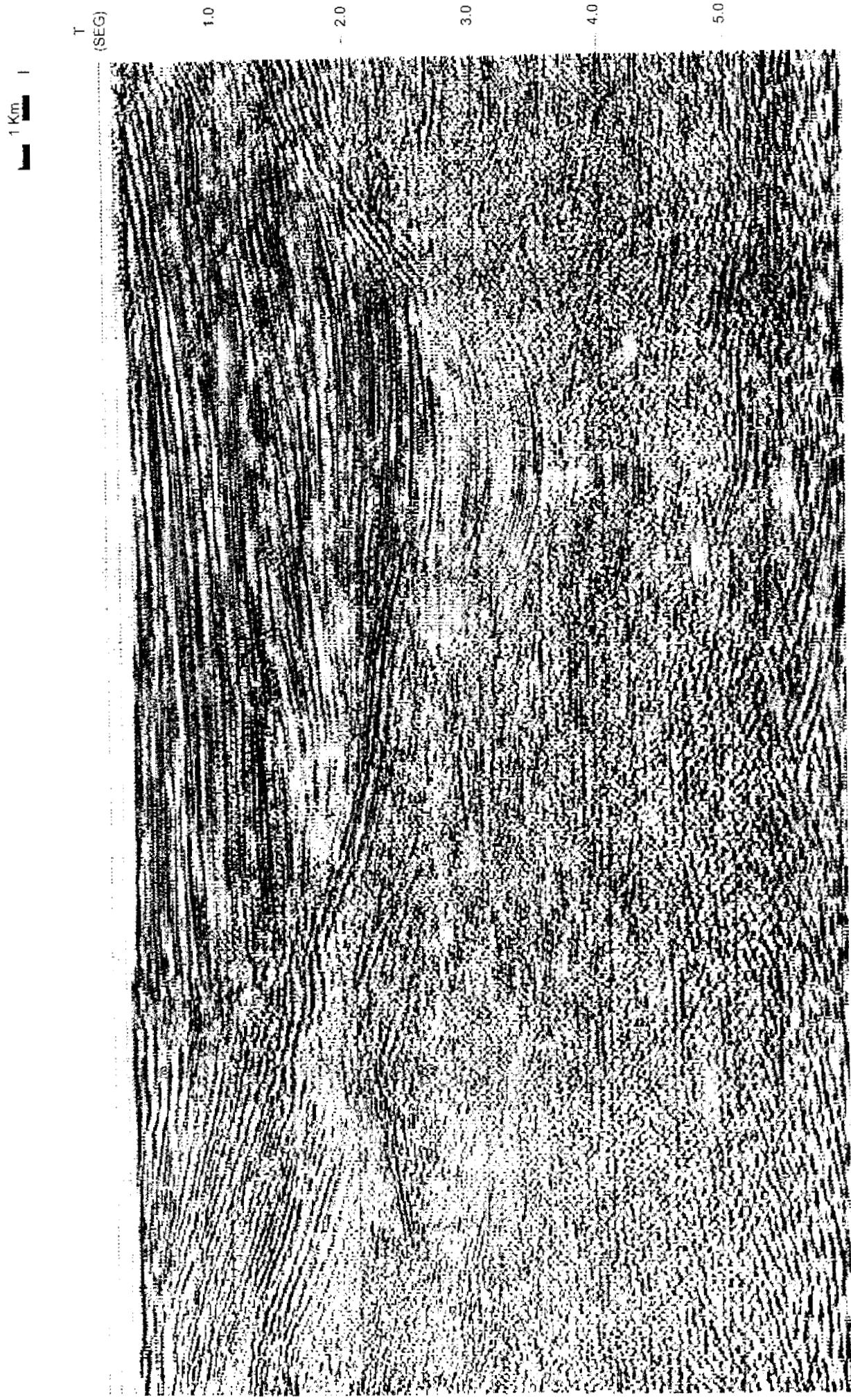


FIGURA 15. LINEA 10 W75.- MIGRACION FINAL REPROCESADA

NO

SE

1 Km

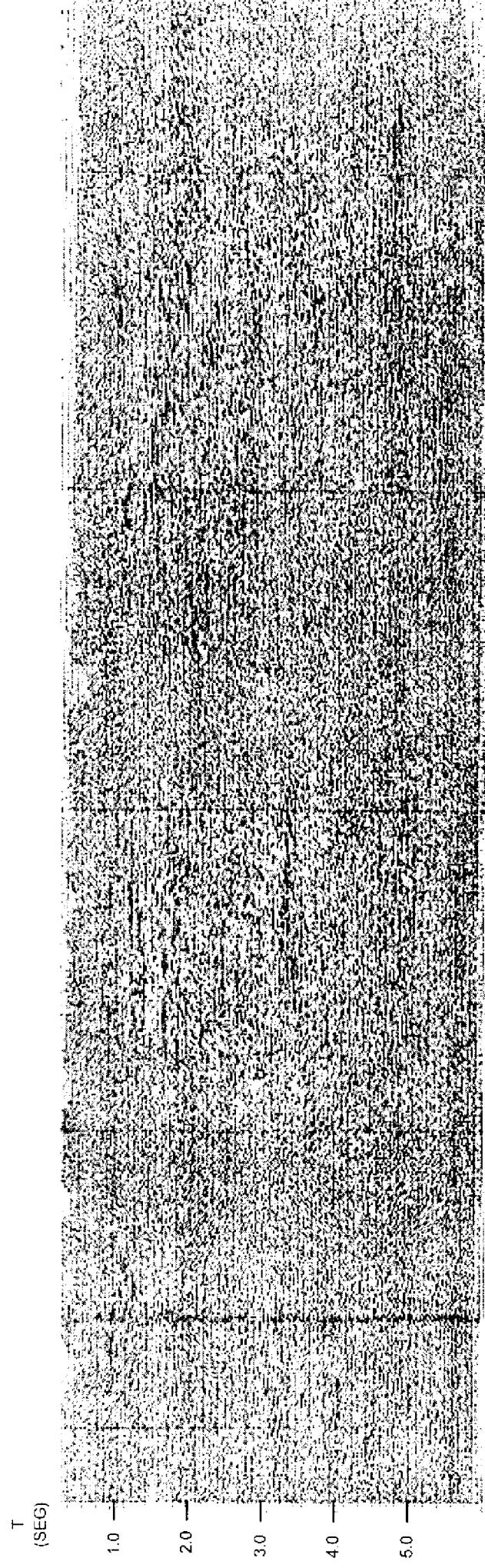


FIGURA 16. LINEA 321-25.- APILADO FINAL ORIGINAL

**NO**

**SE**

— 1 Km — |

T  
(SEG)

1.0

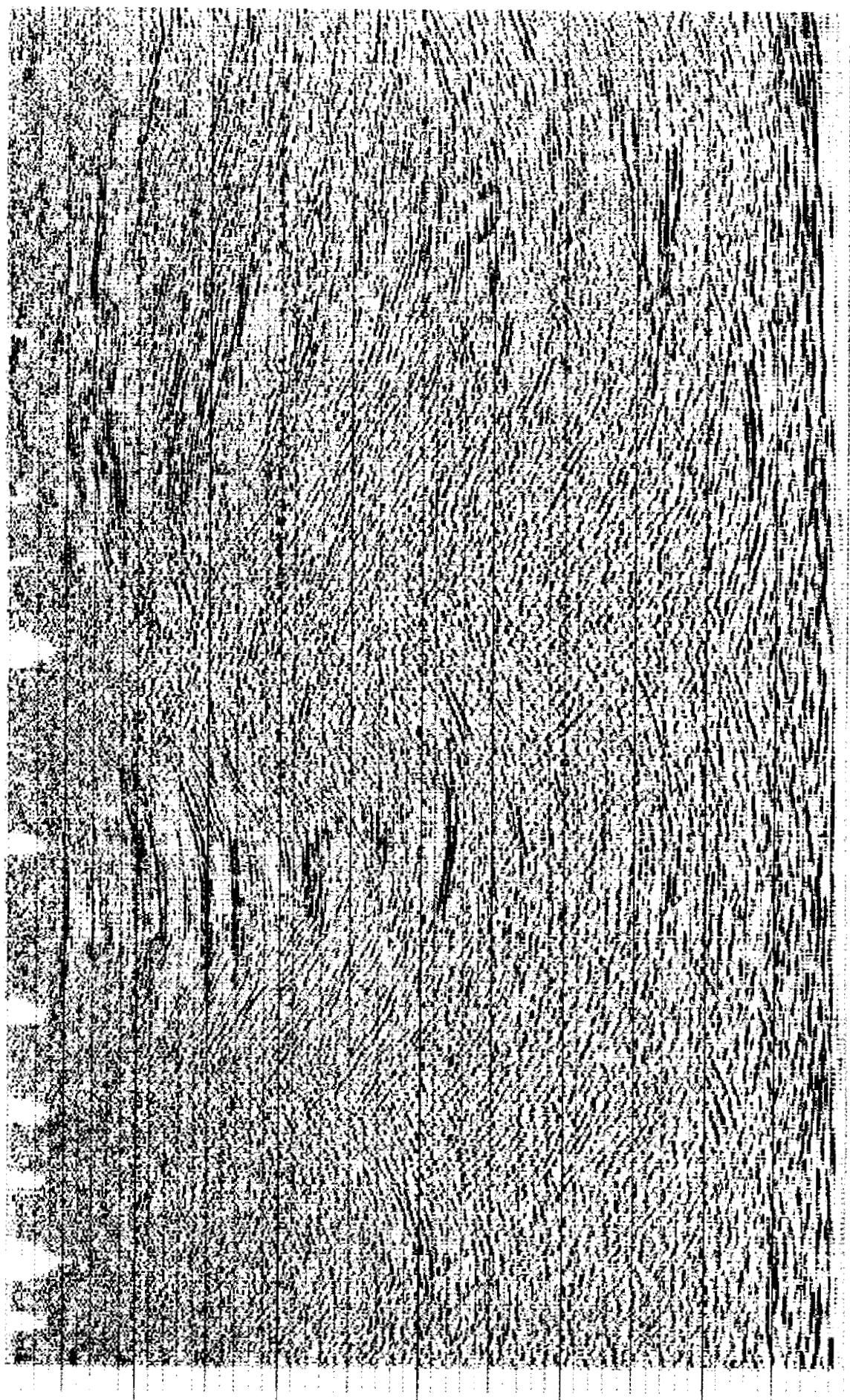
2.0

3.0

4.0

5.0

6.0



**FIGURA 17. LINEA 321-25.- MIGRADO FINAL REPROCESADO**

NO

22

SE

1 Km

T  
(SEG)

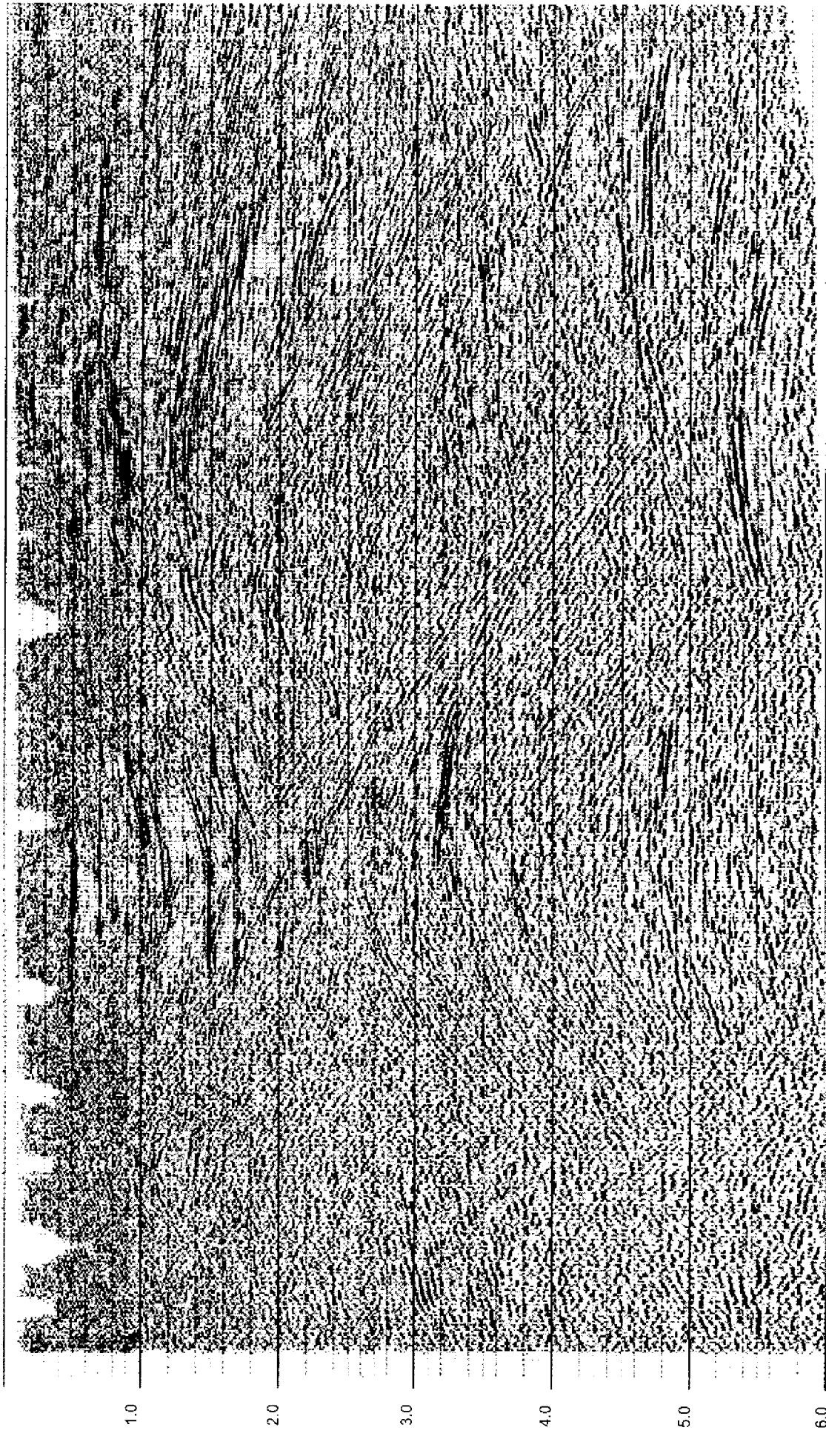


FIGURA 18. LINEA 321-25.- APIADO FINO REPROCESADO

rácter regional, también fue resuelto de manera satisfactoria, planteando en algunos casos como ya se esperaba otra alternativa desde el punto de vista estructural, lo cual trajo como consecuencia un entendimiento más adecuado de los aspectos estructurales mayores, los cuales de una u otra manera tienen consecuencia directa en las áreas que posteriormente fueron estudiadas desde el punto de vista más local, como fueron algunos campos productores.

Por último, una de las ventajas de este tipo de trabajo es que la información final de secciones apiladas normales y migradas, puede manejarse en estaciones de trabajo dentro de paquetes de análisis modernos, los cuales cada día resultan ser más necesarios, por la problemática actual de localizar nuevos campos productores en áreas más difíciles.

# **ANALISIS DE ALGORITMOS DE AMPLITUD CONTRA DISTANCIA (AVO) Y SUS APLICACIONES**

\**Enrique Coconi Morales*

\**Gerardo Ronquillo Jarillo*

## **RESUMEN**

*Es importante el desarrollo de nuevas técnicas para la exploración y explotación petrolera teniendo en mente que para cualquier problema de geofísica en general, se debe tener un modelo matemático válido, el cual describa la física del sistema en consideración.*

*Una técnica que ha adquirido gran importancia recientemente es el estudio de preapilado de la variación de la amplitud contra la distancia (AVO) de la onda P, utilizada para inferir la presencia de hidrocarburos y en la cual se hace la estimación de parámetros petrofísicos, acústicos y elásticos, tales como: densidad, velocidad de la onda P, de la onda S, lentitud de la onda P, lentitud de la onda S, relaciones de  $V_p/V_s$  y  $V_s/V_p$ , Módulo volumétrico, Módulo de Young, constante de Lamé y Coeficiente de Poisson. Pero hay que tomar en cuenta que son varios los factores que afectan la amplitud (Sheriff, 1975), por lo que para hacer una interpretación más adecuada, se pueden utilizar las reglas de Koefoed (1955). Así mismo se estudian las ecuaciones de Zoeppritz (1917), las cuales son la herramienta para poder modelar ondas que se reflejan y refractan a través de una interfase geológica; y en la cual se basa toda la Teoría de AVO. Se señalan algunas aproximaciones a las ecuaciones de Zoeppritz realizadas por distintos autores.*

*Se muestran algunas secuencias que se utilizaron con el objetivo de tener la mejor resolución de la sección sísmica (aplicadas a la línea "A") y poder efectuar la inversión de AVO a una línea sísmica (línea B). Se obtuvieron resultados, que se presentan en secciones a color.*

## INTRODUCCION

En los últimos años, ha cobrado gran importancia la investigación de los diferentes problemas que se presentan en la caracterización de un yacimiento en la exploración y explotación petrolera; donde se incluye la limitación de trampas, límites del flujo del fluido, volumen, distribución de espesores, extensión lateral y vertical de acumulación de los hidrocarburos, el modelo geológico usado y la estimación de parámetros petrofísicos, acústicos y elásticos, tales como: densidad, velocidad de la onda P, de la onda S, lentitud de la onda P, lentitud de la onda S, relaciones de  $V_p/V_s$  y  $V_s/V_p$ , Módulo volumétrico, Módulo de Young, Constante de Lamé y Coeficiente de Poisson.

En la exploración sísmica petrolera es muy importante un modelo matemático del problema directo (determinación de coeficientes de reflexión) y del problema inverso (cálculo de la densidad, y la velocidad de la onda P). Dentro de las herramientas sísmicas útiles para obtener una estimación de la información litológica se tiene el análisis de la variación de la amplitud contra la distancia (AVO).

El análisis de AVO en datos sísmicos, ha tomado mucho interés para la sismología de exploración en los últimos años. Ya que el preapilado en AVO de la amplitud de la onda P, actualmente es usado para inferir la presencia de hidrocarburos en zonas geológicas. La teoría de AVO esta basada en las ecuaciones de Zoeppritz, las cuales dan los coeficientes de reflexión y transmisión ( $R, T$ ) de las ondas planas en función de los ángulos de incidencia.

Koefoed (1955) demostró que la amplitud de reflexión de la onda P puede variar considerablemente con el ángulo de incidencia cuando las relaciones de Poisson de los dos medios son substancialmente diferentes. Ostrander (1984) amplió los cálculos de Koefoed para una variedad de modelos y mostró como el análisis de la amplitud de la onda P puede usarse como un indicador de hidrocarburos. El trabajo de Ostrander (1984) es la base de los desarrollos subsecuentes.

Si bien Koefoed (1955) y Ostrander (1984) demostraron la dependencia de la amplitud de reflexión de la onda P con la relación de Poisson, fue Shuey (1985) quien derivó una expresión para el coeficiente de reflexión de la onda P que muestra como es afectado por el contraste de la relación de Poisson alrededor de la interfase reflectora. Por lo que aunque la aproximación del coeficiente de reflexión de la onda P originalmente dado por Bortfeld (1961) es muy popular, muchas de las aplicaciones actuales

de inversión e interpretación de los datos de AVO usan la ecuación de Shuey en su forma original o una aproximación de la misma. La ecuación de Shuey también da una visión física dentro de la cual, la combinación de las constantes elásticas juegan un papel importante en la variación de los coeficientes de reflexión con el ángulo de incidencia. Por otra parte para obtener  $\Delta\sigma$ , del análisis de AVO usando la ecuación de Shuey, uno debe de conocer las velocidades de la onda P cerca de la interfase y el promedio de la relación de Poisson alrededor de la interfase reflectora.

Es importante considerar que, debido al problema de combinación de los distintos parámetros usando la ecuación de Shuey, se han realizado muchas aproximaciones a ella. Tales aproximaciones asumen una constante del promedio de la relación de Poisson  $\sigma$  alrededor de la interfase y son usados para estimar  $R_o$  y  $\Delta\sigma$ .

Aki & Richards (1980), realizaron una aproximación lineal, pero dicha aproximación requiere de un tiempo de cómputo grande y asume variaciones pequeñas de las velocidades así como de la densidad; posteriormente Pan (1985) realizó una aproximación, la cual modela con bastante precisión el efecto de variación de AVO con el ángulo de incidencia, y depende de la secuencia de procesado sísmico, Wright (1987) obtuvo una aproximación, la cual satisface completamente la ecuación de Shuey y ayuda en la interpretación de los efectos de los fluidos. La aproximación de Hilterman (1990), es una simplificación adicional a la ecuación de Shuey de forma lineal, y su aplicación esta restringida a ciertas áreas con características geológicas específicas.

Por otra parte en el desarrollo de la Petrofísica, la cual es necesaria para explicar las anomalías de AVO, se tiene que: Gassmann (1955), Domenico (1984), Gregory (1976) han medido y predicho las velocidades de las ondas elásticas para varias litologías y fluidos; Voight (1928) y Reuss & Hill (1952) han calculado las constantes elásticas compuestas para la parte sólida de las rocas.

Es por ello, que en el presente trabajo se muestra como la variación de AVO puede ser una herramienta muy útil para la resolución del problema inverso, para poder solucionar diferentes problemas en sismoestratigrafía y caracterización de yacimientos; ya que a partir del AVO se pueden determinar diversos parámetros petrofísicos, que nos pueden indicar la posible geología del yacimiento.

## COEFICIENTES DE REFLEXION Y TRANSMISION PARA FRONTERAS ELASTICAS

En la figura I-1 se muestra la situación sólido-sólido para una onda longitudinal incidente viajando descendente ( $\phi_1^+$ ) la cual genera dos ondas reflejadas ( $\phi_1^-$  y  $\psi_1^-$ ) y dos ondas transmitidas ( $\phi_2^+$  y  $\psi_2^+$ ).

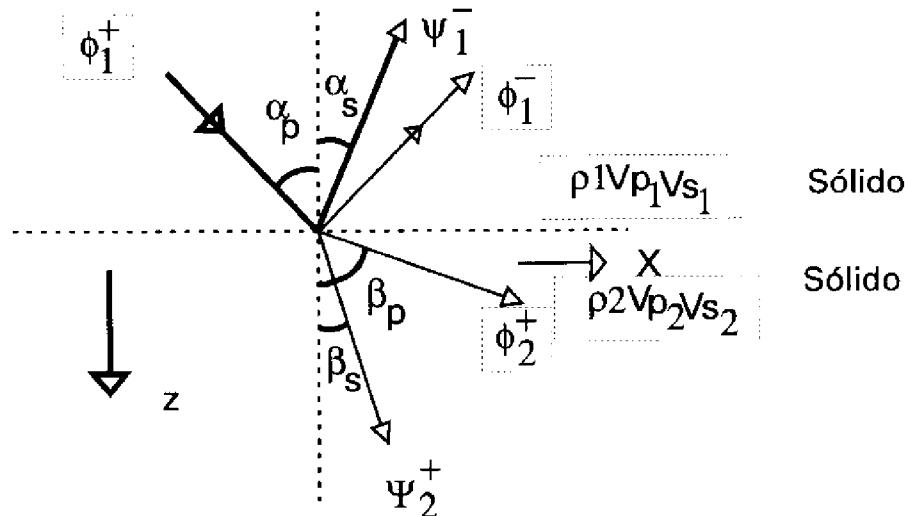


Fig.I-1.- Cinco ondas planas en una frontera sólido-sólido

En el medio superior, escribimos:

$$\phi_1(x, z, \omega) = \phi_1^+(x, z, \omega) + \phi_1^-(x, z, \omega)$$

con:

$$\phi_1^+(x, z, \omega) = s_{p1}^+(\omega) \exp \left[ -j\omega \left( \frac{\sin \alpha_p}{V_{p1}} x + \frac{\cos \alpha_p}{V_{p1}} z \right) \right]$$

$$\phi_1^-(x, z, \omega) = s_{p1}^-(\omega) \exp \left[ -j\omega \left( \frac{\sin \alpha_p}{V_{p1}} x - \frac{\cos \alpha_p}{V_{p1}} z \right) \right]$$

$$\psi_1^-(x, z, \omega) = s_{p1}^-(\omega) \exp \left[ -j\omega \left( \frac{\sin \alpha_p}{V_{s1}} x - \frac{\cos \alpha_p}{V_{s1}} z \right) \right]$$

En el medio inferior, escribimos:

$$\phi_2^+(x, z, \omega) = s_{p2}^+(\omega) \exp \left[ -j\omega \left( \frac{\sin \beta_p}{V_{p2}} x + \frac{\cos \beta_p}{V_{p2}} z \right) \right]$$

$$\psi_2^+(x, z, \omega) = s_{p2}^+(\omega) \exp \left[ -j\omega \left( \frac{\sin \beta_s}{V_{s2}} x - \frac{\cos \beta_s}{V_{s2}} z \right) \right]$$

$$u_x = \frac{1}{\rho \omega^2} \left[ \frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial \psi}{\partial z} \right]$$

y:

Pero:

$$u_z = \frac{1}{\rho \omega^2} \left[ \frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial x} \right]$$

$$\tau_{xz} = \lambda \frac{\partial u_x}{\partial z} + (\lambda + 2\mu) \frac{\partial u_z}{\partial x}$$

Ahora definimos los coeficientes de reflexión y transmisión

$\phi_1^+(x, 0, \omega) = R_{pp}^+(0)\phi_1^+(x, 0, \omega) \rightarrow R_{pp}^+ = S_{p1}^- / S_{p1}^+$	$\phi_2^-(x, 0, \omega) = T_{pp}^+(0)\phi_1^+(x, 0, \omega) \rightarrow T_{pp}^+ = S_{p2}^+ / S_{p1}^+$
$\psi_1^-(x, 0, \omega) = R_{sp}^+(0)\phi_1^+(x, 0, \omega) \rightarrow R_{sp}^+ = S_{s1}^- / S_{p1}^+$ (I-1)	$\psi_2^-(x, 0, \omega) = T_{sp}^+(0)\phi_1^+(x, 0, \omega) \rightarrow T_{sp}^+ = S_{s2}^+ / S_{p1}^+$ (I-2)

1. La componente normal de la tracción (la tensión) es continua

$$-(1-2\sin^2 \beta_s)(1+R_{pp}^+) + 2\sin \alpha_s \cos \alpha_s R_{sp}^+ = -(1-2\sin^2 \beta_s)T_{pp}^+ - 2\sin \beta_s \cos \beta_s T_{sp}^+ \quad (\text{I-3a})$$

2. La componente tangencial de la tracción (el cortante) es continua

$$-2 \frac{V_{s1}^2}{V_{p1}^2} \sin \alpha_p \cos \alpha_p (1-R_{pp}^+) + (1-2\sin^2 \alpha_s)R_{sp}^+ = -2 \frac{V_{s2}^2}{V_{p2}^2} \sin \beta_p \cos \beta_p T_{pp}^+ + (1-2\sin^2 \beta_s)T_{sp}^+ \quad (\text{I-3b})$$

3. La componente normal de la velocidad es continua

$$\frac{\cos \alpha_p}{\rho_1 V_{p1}} (1-R_{pp}^+) + \frac{\sin \alpha_s}{\rho_1 V_{s1}} R_{sp}^+ = \frac{\cos \beta_p}{\rho_2 V_{p2}} T_{pp}^+ + \frac{\sin \beta_s}{\rho_2 V_{s2}} T_{sp}^+ \quad (\text{I-3c})$$

4. La componente tangencial de la velocidad es continua

$$\frac{\sin \alpha_p}{\rho_1 V_{p1}} (1+R_{pp}^+) + \frac{\cos \alpha_s}{\rho_1 V_{s1}} R_{sp}^+ = \frac{\sin \beta_p}{\rho_2 V_{p2}} T_{pp}^+ - \frac{\cos \beta_s}{\rho_2 V_{s2}} T_{sp}^+ \quad (\text{I-3d})$$

Las expresiones (I-3) pueden ser adaptadas en términos de una matriz

$$\begin{bmatrix} (1-2 \operatorname{sen}^2 \alpha_s) & -(1-2 \operatorname{sen}^2 \beta_s) & -2 \operatorname{sen} \alpha_s \cos \alpha_s & -2 \operatorname{sen} \beta_s \cos \beta_s \\ 2 \frac{V_{s1}^2}{V_{p1}^2} \operatorname{sen} \alpha_p \cos \alpha_p & 2 \frac{V_{s2}^2}{V_{p2}^2} \operatorname{sen} \beta_p \cos \beta_p & (1-2 \operatorname{sen}^2 \alpha_s) & (1-2 \operatorname{sen}^2 \beta_s) \\ \operatorname{sen} \alpha_s & -\frac{\rho_1 V_{s1}}{\rho_2 V_{s2}} \cos \beta_s & \cos \alpha_s & \frac{\rho_1 V_{s1}}{\rho_2 V_{s2}} \cos \beta_s \\ \rho_2 V_{p2} \cos \alpha_p & \rho_1 V_{p1} \cos \beta_p & -\rho_2 V_{p2} \operatorname{sen} \alpha_p & \rho_1 V_{p1} \operatorname{sen} \beta_p \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{pp}^+ \\ T_{pp}^+ \\ R_{sp}^+ \\ T_{sp}^+ \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -(1-2 \operatorname{sen}^2 \alpha_s) \\ 2 \frac{V_{s1}^2}{V_{p1}^2} \operatorname{sen} \alpha_p \cos \alpha_p \\ -\operatorname{sen} \alpha_s \\ \rho_2 V_{p2} \cos \alpha_p \end{bmatrix} \quad (I-4)$$

La solución de (I-4) produce expresiones para el coeficiente de reflexión (Ver Aki y Richards, 1980), usando esta notación, las expresiones relativas simples se obtienen:

$$R_{pp}^+ = \frac{[A_{11}\rho_2 V_{p2} \cos \alpha_p + A_{12} \cos \alpha_p \cos \beta_p] - [A_{21} \operatorname{sen} \alpha_p \operatorname{sen} \beta_p + A_{22} \rho_1 V_{p1} \cos \beta_p]}{[A_{11}\rho_2 V_{p2} \cos \alpha_p + A_{12} \cos \alpha_p \cos \beta_p] - [A_{21} \operatorname{sen} \alpha_p \operatorname{sen} \beta_p + A_{22} \rho_1 V_{p1} \cos \beta_p]} \quad (I-5)$$

Donde los coeficientes de corte están dados por:

$$A_{11} = \rho_2 V_{s2} \cos \alpha_s [1 - Q / \rho_2]^2 + \rho_1 V_{s1} \cos \beta_s \quad (I-6a)$$

$$A_{22} = \rho_1 V_{s1} \cos \beta_s [1 - Q / \rho_2]^2 + \rho_2 V_{s2} \cos \alpha_s \quad (I-6b)$$

$$A_{12} = \cos \alpha_s \cos \beta_s [Q^2 / \rho^2] \quad (I-6c)$$

$$A_{21} = V_{s1} V_{s2} [\rho_1 - \rho_2 + Q]^2 \quad (I-6d)$$

con

$$Q = 2[\rho_2 \operatorname{sen}^2 \beta_s - \rho_1 \operatorname{sen}^2 \alpha_s] = 2\rho^2 [\rho_2 V_{s2}^2 - \rho_1 V_{s1}^2] = 2\rho^2 (\mu_2 - \mu_1)$$

$$\rho = \frac{\operatorname{sen} \alpha_s}{V_{s1}} = \frac{\operatorname{sen} \beta_s}{V_{s2}} = \frac{\operatorname{sen} \alpha_p}{V_{p1}} = \frac{\operatorname{sen} \beta_p}{V_{p2}}$$

Por otra parte durante el fenómeno de reflexión se suscita una partición de energía. Las porciones de energía son:

- Energía de la onda Pr reflejada,
- Energía de la onda Sr reflejada,

- Energía de la onda Pt transmitida, y
- Energía de la onda St transmitida.

Se puede decir que, las propiedades elásticas, a través de una interface geológica causan el efecto de AVO (Ver figura I-2). "La partición de energía es la que ocasiona el fenómeno de AVO".

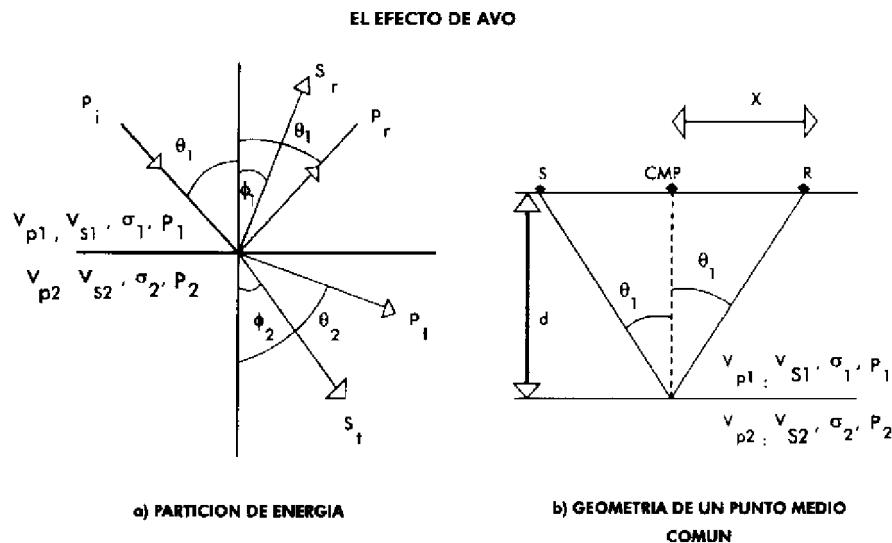


Fig. I-2

Para la estimación de los atributos de AVO se hace lo siguiente (Ver figura I-3):

- Después de la corrección dinámica, se realiza el cálculo de los ángulos de incidencia usando el campo de velocidades estimado, las distancias (x), y los tiempos de incidencia normal ( $t_0$ ). En general se asumen rayos rectos.
- Se capturan las amplitudes para una muestra en tiempo y se calcula el seno cuadrado de cada ángulo de incidencia en cada traza ( $\sin^2 \theta$ ).
- Se realiza el ajuste de la curva ya sea lineal o parabólica según sea el requerimiento. El resultado serán los atributos  $A_0$  y  $G$  (amplitud de la onda P a distancia cero y el gradiente). Puede estimarse un tercer término si el ajuste es parabólico.

Una ayuda muy importante para interpretar los atributos de AVO son las reglas de Koefoed.

#### Reglas de Koefoed

La convención de polaridad es la utilizada por la SEG (Sociedad de Geofísicos de Exploración, por sus siglas en Inglés): Un incremento en impedancia acústica (Z) origina un valle.

#### REGLA 1

Si el medio inferior tiene velocidad alta y las otras propiedades de los dos estratos son iguales, un incremento de la relación de Poisson para el medio inferior causa un incremento en el coeficiente de reflexión para ángulos grandes de incidencia.

$$p_1 < Vp_2 \text{ y } \sigma_1 < \sigma_2 \text{ genera un incremento de AVO}$$

asumiendo  $\rho_1 = \rho_2$

#### REGLA 2

Cuando la relación de Poisson para el medio incidente se incrementa, el coeficiente de reflexión para ángulos grandes de incidencia decrece.

$$p_1 < Vp_2 \text{ y } \sigma_1 > \sigma_2 \text{ genera un decremento de AVO}$$

asumiendo  $\rho_1 = \rho_2$

#### REGLA 3

Cuando la relación de Poisson para ambos medios se incrementa y se mantienen iguales las demás propiedades, el coeficiente de reflexión para ángulos

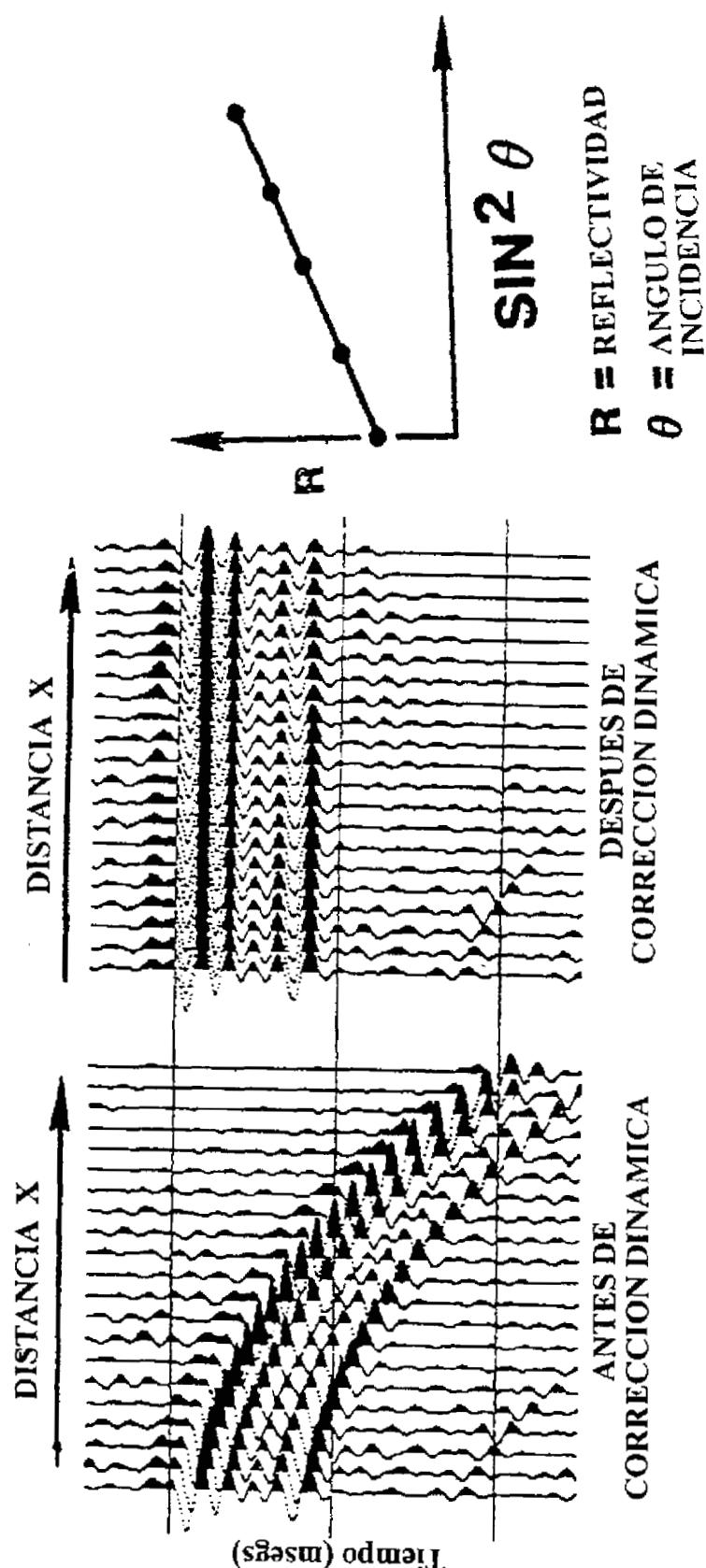


Fig.- I-3 Estimación de los atributos AVO

grandes de incidencia se incrementa.

$\rho_1 < V_p 2$  y  $\sigma_1 = \sigma_2$  genera un incremento en AVO a ángulos grandes.

#### REGLA 4

$\rho_1 = V_p 2$  y  $\sigma_1 = \sigma_2$  genera un incremento en AVO a ángulos grandes.

#### REGLA 5

El intercambio de los valores de  $V_p$  y  $\sigma$  afecta ligeramente las curvas de AVO al menos hasta ángulos de incidencia de 30 grados

#### APROXIMACIONES DE ZOEPPRITZ

Las ecuaciones de Zoeppritz (1917) son la herramienta para modelar ondas que se reflejan y refractan a través de una interfase geológica. Comúnmente se usan los valores del coeficiente de reflexión  $R_{pp}$  para modelar los efectos de AVO. Sin embargo, las ecuaciones de Zoeppritz son fáciles de simplificar y esto ha dado lugar a su uso.

Las ecuaciones de Zoeppritz para una interfase sólido-sólido son:

$$\begin{bmatrix} (1-2 \sin^2 \alpha_s) & -(1-2 \sin^2 \beta_s) & -2 \sin \alpha_s \cos \alpha_s & -2 \sin \beta_s \cos \beta_s & R_{pp}^+ & -(1-2 \sin^2 \alpha_p) \\ 2 \frac{V_{s1}^2}{V_{p1}^2} \sin \alpha_p \cos \alpha_p & 2 \frac{V_{s2}^2}{V_{p2}^2} \sin \beta_p \cos \beta_p & (1-2 \sin^2 \alpha_s) & (1-2 \sin^2 \beta_s) & T_{pp}^+ & 2 \frac{V_{s1}^2}{V_{p1}^2} \sin \alpha_p \cos \alpha_p \\ \sin \alpha_s & -\frac{\rho_1 V_{s2}}{\rho_2 V_{s1}} \sin \beta_s & \cos \alpha_s & \frac{\rho_1 V_{s2}}{\rho_2 V_{s1}} \cos \beta_s & R_{sp}^+ & -\sin \alpha_s \\ \rho_2 V_{p2} \cos \alpha_p & \rho_1 V_{p1} \cos \beta_p & -\rho_2 V_{p2} \sin \alpha_p & \rho_1 V_{p1} \sin \beta_p & T_{sp}^+ & \rho_2 V_{p2} \cos \alpha_p \end{bmatrix}$$

En los últimos años se han obtenido varias aproximaciones a las ecuaciones de Zoeppritz, desde aquellas que computacionalmente son eficientes hasta las que tienen una interpretación física sencilla.

### Aproximación de Shuey (1985)

$$R(\theta) = R_0 + \left[ A_0 R_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \right] \sin^2 \theta + \frac{\Delta V_p}{2V_p} [\tan^2 \theta - \sin^2 \theta]$$

$$A_0 = B - \frac{2(1+B)(1-2\sigma)}{1-\sigma}$$

$$B = \frac{\left(\frac{\Delta V_p}{V_p}\right)}{\left(\frac{\Delta V_p}{V_p}\right) + \left(\frac{\Delta\rho}{\rho}\right)}$$

( I-7 )

En esta aproximación, el primer término representa el coeficiente de reflexión para la incidencia normal ( $\theta=0$ ), el segundo término caracteriza a los ángulos medios  $R(\theta)$ , y el tercer término describe la aproximación al ángulo crítico.

El coeficiente del segundo término es una combinación de las propiedades elásticas, las cuales pueden ser determinadas analizando la relación amplitud vs. ángulo.

### Aproximación de Pan (1985)

$$R(\theta) \cos^2 \theta = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{\Delta V_p}{V_p} \right) \cdot \frac{1}{2} \left[ \frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{4V_s^2}{V_p^2} \left( \frac{2\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right) \right] \sin^2 \theta + 2 \left( \frac{V_s}{V_p} \right)^2 \left( \frac{2\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right) \sin^4 \theta$$

( I-8 )

### Aproximación de Pan (1985) en otra forma

$$R(\theta) \cos^2 \theta = \frac{1}{4} \left( \frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{\Delta M}{M} \right) - \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{4\Delta\mu}{M} \right) \sin^2 \theta + \frac{2\Delta\mu}{M} \sin^4 \theta$$

$M$  = Módulo de Young

$\Delta M$  = Contraste en el Módulo de Young

$\mu$  = Módulo de Rígidez,

$\Delta\mu$  = Contraste en el Módulo de Rígidez

$\rho$  = Densidad,

$\Delta\rho$  = Contraste de Densidad

$$\theta = \left( \frac{\theta_1 + \theta_2}{2} \right)$$

( I-9 )

### Aproximación de Hilterman (1990)

$$R(\theta) = R_0 \cos^2 \theta + 2.25 \Delta\sigma \sin^2 \theta$$

Esta ecuación asume que  $\sigma = 1/3(V_p / V_s)$  y satisface la aproximación de Shuey (1990) depende del área.

( I-10 )

### Aproximación de Wright (1987)

$$R(\theta) = R_0 + \frac{1}{2} \left[ \frac{\Delta V_p}{V_p} \cdot \left( \frac{2V_s}{V_p} \right) \frac{\Delta\mu}{\mu} \right] \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} \tan^2 \theta \sin^2 \theta$$

Donde  $\Delta\mu$  es el contraste en el módulo de rigidez y  $\mu$  es el promedio de los módulos de rigidez de los medios suprayacente y subyacente.

( I-11 )

$$R(\theta) = \frac{A}{2} \left( 1 - \frac{4V_s^2}{V_p^2} \sin^2 \theta \right) + \frac{B}{2} \sin^2 \theta \cdot \frac{4C V_s^2}{V_p^2} \sin^2 \theta$$

$$A = \frac{\Delta p}{\rho}$$

$$B = \frac{\Delta V_p}{V_s}$$

$$C = \frac{\Delta V_s}{V_s}$$

$$\theta = \frac{\theta_1 + \theta_2}{2}$$

(I-12)

Aproximación de Bortfeld (1961)

$$R(\theta) = \left( \frac{V_p_2 \rho_2 \cos \theta_1 - V_p_1 \rho_1 \cos \theta_2}{V_p_2 \rho_2 \cos \theta_1 + V_p_1 \rho_1 \cos \theta_2} \right) + \left( \frac{\sin \theta_1}{V_1} \right)^2 \left[ 3 (V_s - V_s) + 2 \frac{(V_s_2 \rho_1 - V_s_1 \rho_2)}{(\rho_2 + \rho_1)} \right]$$

Efecto Compresional

Efecto Transversal

(I-13)

Comparando las anteriores aproximaciones de la Ecuación de Zoeppritz, se tiene que:

APROXIMACION DE	COMENTARIO
Shuey (1985)	Aproxima los coeficientes de reflexión en función de $R_0$ , $\Delta\sigma$ y $A_0$ (constante empírica; $A_0 = f(\Delta V_p / V_p, \Delta p / \rho)$ ). Asume que los cambios de la velocidad S ( $\Delta S$ ) son pequeños.
Pan (1985)	Es una aproximación parabólica. Modela el efecto de AVO con suficiente precisión hasta los 40 grados de ángulo de incidencia. Requiere datos con distancias de cable grande y correcciones dinámicas precisas. Es una de las mejores.
Hilterman (1990)	Es una simplificación adicional a la ecuación de Shuey y sigue teniendo una forma lineal; depende del área.

APROXIMACION DE	COMENTARIO
<b>Wright (1986)</b>	Esta aproximación tiene la ventaja de satisfacer completamente la ecuación de Shuey y con más significado físico. La interpretación del efecto de los fluidos en esta ecuación es más directa.
<b>Aki &amp; Richards (1980)</b>	Es una aproximación lineal de los coeficientes de reflexión. Asume que las variaciones de $V_p$ , $V_s$ y $\rho$ a través de la interface son pequeños. El tiempo de computo es grande.
<b>Bortfeld (1961)</b>	Es una aproximación no-lineal de los coeficientes de reflexión. Los efectos de los fluidos y los sólidos aparecen separados explícitamente.

### EJEMPLOS PARA LA INVERSION DE AVO UTILIZANDO DISTINTAS APROXIMACIONES

En base a los resultados obtenidos por Mallick (Ver Mallick Subhashis, 1993, Geophysics, Vol. 58, No. 4, pag. 544-552.), se muestran cinco ejemplos utilizados para comparar la aproximación de  $R(p)$  con la exacta  $R(p)$ . Estos ejemplos muestran diferentes opciones para la obtención de los coeficientes de reflexión de la onda P, que pueden variar con los parámetros del rayo (ángulo de incidencia). Ver figura I-4.

En todos los ejemplos mostrados,  $V_{p1}$ ,  $V_{s1}$ ,  $\rho_1$  y  $\sigma_1$  denotan la velocidad de la onda P, la velocidad de la onda S, la densidad y la relación de Poisson, respectivamente, para el otro medio de la interfase de reflexión los valores  $V_{p2}$ ,  $V_{s2}$ ,  $\rho_2$  y  $\sigma_2$  son las mismas cantidades que para la interfase superior. Estos ejemplos se ven en la tabla No. I-1.

**Ejemplo 1.-** Es para un modelo con  $V_{p1} = 2307$  m/s,  $V_{p2} = 1951$  m/s,  $\rho_1 = 2.15$  g/cm<sup>3</sup>,  $\rho_2 = 1.95$  g/cm<sup>3</sup>,  $\sigma_1 = 0.4$  y  $\sigma_2 = 0.1$ . Esta elección de los parámetros corresponde a  $V_{s1} = 942$  m/s y  $V_{s2} = 1301$  m/s. Este ejemplo representa una interfase entre lutita y arena-gas (Rutherford y Williams, 1989). Los coeficientes de reflexión calculados y exactos para este modelo son mostrados en la figura I-4(a). Nótese que los coeficientes de reflexión aproximados y exactos para este modelo son tan parecidos que se sobreponen uno sobre el otro.

**Ejemplo 2.-** Es para un modelo con  $V_{p1} = 2307$  m/s,  $V_{p2} = 2500$  m/s,  $\rho_1 = 2.15$  g/cm<sup>3</sup>,  $\rho_2 = 2.2$  g/cm<sup>3</sup>,  $\sigma_1 = 0.1$  y  $\sigma_2 = 0.4$ . Esta elección de los parámetros corresponde a velocidades de  $V_{s1} = 1538$  m/s y  $V_{s2} = 1021$  m/s una interfase

entre arena-gas. Los coeficientes de reflexión calculados y exactos para este modelo son mostrados en la figura I-4(b).

**Ejemplo 3.-** Es para un modelo con  $V_{p1} = 2400$  m/s,  $V_{p2} = 2550$  m/s,  $\rho_1 = 2.2$  g/cm<sup>3</sup>,  $\rho_2 = 2.0$  g/cm<sup>3</sup>,  $\sigma_1 = 0.4$  y  $\sigma_2 = 0.05$ . Esta elección de los parámetros corresponde a velocidades de  $V_{s1} = 980$  m/s y  $V_{s2} = 1755$  m/s, este ejemplo representa una reflexión entre lutita y arena-gas (Rutherford y Williams). Los coeficientes de reflexión calculados y exactos para este modelo son mostrados en la figura 1-4(c).

**Ejemplo 4.-** Se muestra en la figura I-4(d), es para un modelo de lutita y arena-gas, definida por Rutherford y Williams (1989). En este ejemplo  $V_{p1} = 2400$  m/s,  $V_{p2} = 2700$  m/s,  $\rho_1 = 2.2$  g/cm<sup>3</sup>,  $\rho_2 = 2.0$  g/cm<sup>3</sup>,  $\sigma_1 = 0.4$  y  $\sigma_2 = 0.05$ . Esta elección de los parámetros corresponde a velocidades de  $V_{s1} = 980$  m/s y  $V_{s2} = 1858$  m/s.

**Ejemplo 5.-** El último ejemplo se muestra en la figura I-4(e) y representa una reflexión entre lutita y gas-arena (Rutherford y Williams, 1989) con  $V_{p1} = 2350$  m/s,  $V_{p2} = 2730$  m/s,  $\rho_1 = 2.2$  g/cm<sup>3</sup>,  $\rho_2 = 2.15$  g/cm<sup>3</sup>,  $\sigma_1 = 0.4$  y  $\sigma_2 = 0.05$ . Esta elección de los parámetros corresponde a velocidades  $V_{s1} = 959$  m/s y  $V_{s2} = 1879$  m/s.

$$R(p) = R_0 + \left[ A_0 R_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \right] \sin^2 \theta + \frac{\Delta V_p}{2V_p} [\tan^2 \theta - \sin^2 \theta]$$

$$A_0 = B - \frac{2(1+B)(1-2\sigma)}{1-\sigma}$$

$$B = \frac{\left(\frac{\Delta V_p}{V_p}\right)}{\left(\frac{\Delta V_p}{V_p}\right) + \left(\frac{\Delta\rho}{\rho}\right)}$$

Shuey (1985)

$$R(p) = R_0 + (2.25 \Delta\sigma - R_0) \alpha^2 p^2$$

Hilterman (1990)

$$R(p) = R_0 + \left[ \frac{1}{2} \alpha \Delta\alpha - \frac{2\Delta\mu}{\rho} + \left(\frac{\Delta\mu}{\rho}\right) \frac{1}{\alpha_1 \beta_2} \right] p^2 + \frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} (\alpha^4 p^4 + \alpha^6 p^6 + \dots)$$

( I-14 )

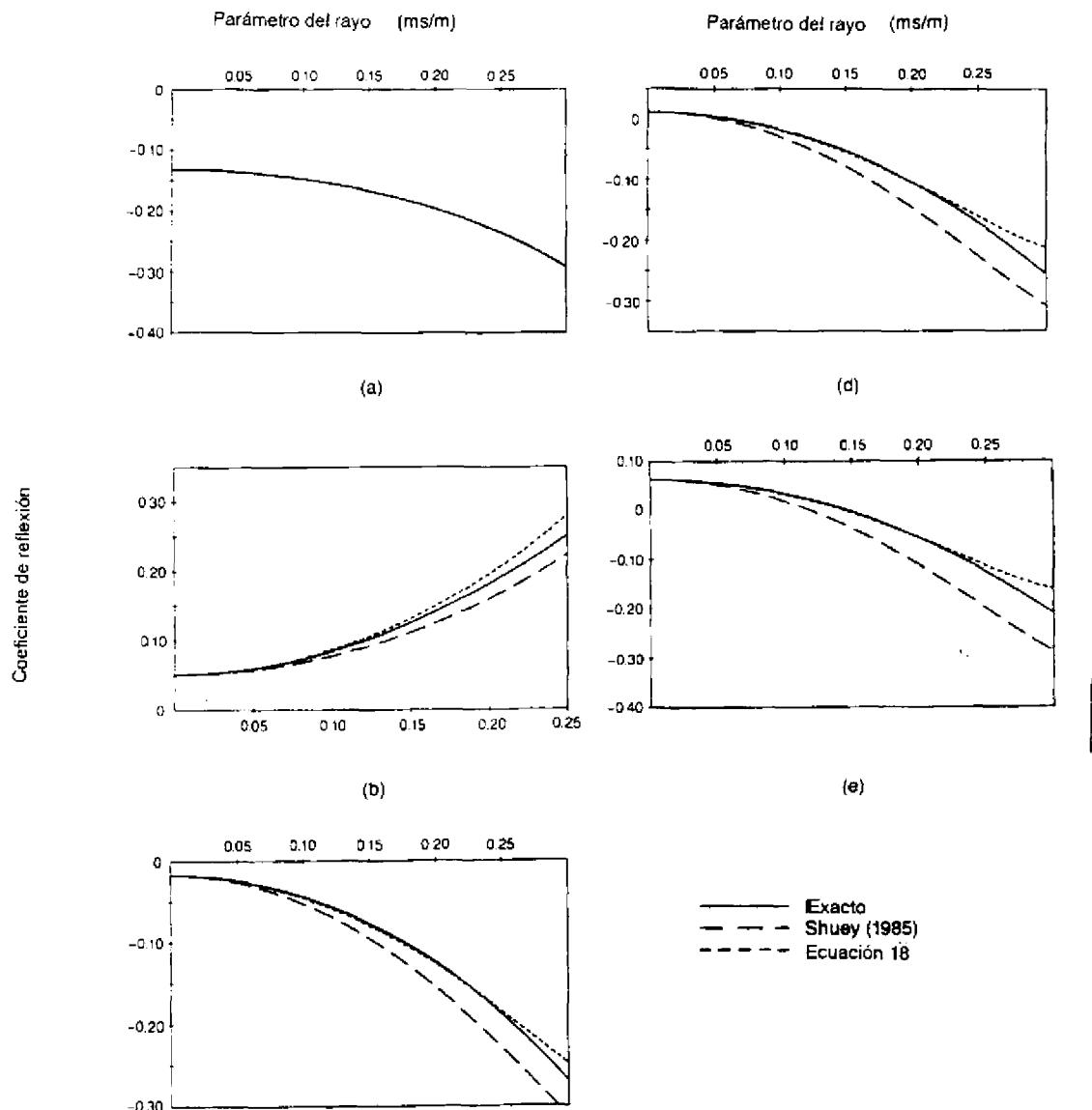
$$R(p) = R_0 + \left( \frac{1}{2} \alpha \Delta\alpha - \frac{2\Delta\mu}{\rho} \right) p^2 + \frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} \frac{\alpha^4 p^4}{1 - \alpha^2 p^2}$$

( I-15 )

$$= R_0 + \left( \frac{1}{2} \alpha \Delta\alpha - \frac{2\Delta\mu}{\rho} \right) p^2 + \frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} (\alpha^4 p^4 + \alpha^6 p^6 + \dots)$$

Modelo	$R_0$	Shuey (1985)			$\Delta\sigma$			$\Delta\mu / \rho (\text{Km}^2 \text{s}^2)$								
		Exacto	Error %	Estimado	Exacto	Error %	Estimado	Exacto	Error %	Estimado						
$Vp_1=2307$ $Vp_2=1951$ m/s $\rho_1=2.15$ $\rho_2=1.95 \text{ g/cm}^3$ $\sigma_1=0.4$ $\sigma_2=0.1$	-1319	-1317	0.22	-0.03	-0.034	13	-0.03	-0.21	29	0.68	0.6	12	0.68	0.675	0.7	
$Vp_1=2307$ $Vp_2=2500$ m/s $\rho_1=2.15$ $\rho_2=2.2 \text{ g/cm}^3$ $\sigma_1=0.1$ $\sigma_2=0.4$	0.051	0.051	0	0.3	0.37	23	0.3	0.28	8	-1.28	-1.53	19	-1.28	-1.21	5.4	
$Vp_1=2400$ $Vp_2=2550$ m/s $\rho_1=2.2$ $\rho_2=2.0 \text{ g/cm}^3$ $\sigma_1=0.4$ $\sigma_2=0.05$	0.017	0.017	0	-0.35	-0.24	31	-0.35	-0.20	43	1.93	1.41	27	1.93	1.79	7	
$Vp_1=2400$ $Vp_2=2700$ m/s $\rho_1=2.2$ $\rho_2=2.0 \text{ g/cm}^3$ $\sigma_1=0.4$ $\sigma_2=0.05$	0.011	0.011	0.64	-0.35	-0.23	34	-0.35	-0.19	45	2.28	1.61	29	2.28	2.11	7.4	
$Vp_1=2350$ $Vp_2=2730$ m/s $\rho_1=2.2$ $\rho_2=2.1 \text{ g/cm}^3$ $\sigma_1=0.4$ $\sigma_2=0.05$	0.063	0.063	0.11	-0.35	-0.2	43	-0.35	-0.18	49	2.55	1.7	332	2.55	2.34	8.2	
Parámetros necesarios para la inversión											$Vp_1, Vp_2, \sigma$	$Vp_1, Vp_2$	$Vp_1, Vp_2, Vs_2$			

Tabla I-1. Los resultados de la inversión lineal de los coeficientes de reflexión mostrados en las figuras 1. 2. Para algunas cantidades  $A$  es el valor estimado  $A_{\text{est}}$  y un valor exacto  $A_{\text{ex}}$  y el error  $A_{\text{err}}$  en la estimación de  $A$  es calculado usando  $A_{\text{err}} = 100 |A_{\text{ex}} - A_{\text{est}}| / |A_{\text{ex}}|$ .



**Figura I-4.- Coeficientes de reflexión de la onda P usando Formula exacta (línea continua), aproximación de Shuey (1985) (línea semicontinua), y ecuación (8) (línea punteada) para los modelos con:**

- (a)  $V_{p1} = 2307 \text{ m/s}$ ,  $V_{p2} = 1951 \text{ m/s}$ ,  $\rho_1 = 2.15 \text{ g/cm}^3$ ,  $\rho_2 = 1.95 \text{ g/cm}^3$ ,  $\sigma_1 = 0.4$  y  $\sigma_2 = 0.1$ ;
- (b)  $V_{p1} = 2307 \text{ m/s}$ ,  $V_{p2} = 2500 \text{ m/s}$ ,  $\rho_1 = 2.15 \text{ g/cm}^3$ ,  $\rho_2 = 2.2 \text{ g/cm}^3$ ,  $\sigma_1 = 0.1$  y  $\sigma_2 = 0.4$ ;
- (c)  $V_{p1} = 2400 \text{ m/s}$ ,  $V_{p2} = 2550 \text{ m/s}$ ,  $\rho_1 = 2.2 \text{ g/cm}^3$ ,  $\rho_2 = 2.0 \text{ g/cm}^3$ ,  $\sigma_1 = 0.4$  y  $\sigma_2 = 0.05$ ;
- (d)  $V_{p1} = 2400 \text{ m/s}$ ,  $V_{p2} = 2700 \text{ m/s}$ ,  $\rho_1 = 2.2 \text{ g/cm}^3$ ,  $\rho_2 = 2.15 \text{ g/cm}^3$ ,  $\sigma_1 = 0.4$  y  $\sigma_2 = 0.05$ .

## ESTIMACION DE PARAMETROS PETROFISICOS, ACUSTICOS Y MODULOS ELASTICOS

La solución al problema inverso de la amplitud de la señal sísmica, ha tomado mucha importancia en los últimos años, para la estimación de los parámetros petrofísicos, acústicos y módulos elásticos, en función de su ángulo incidente, reflejado y transmitido de las ondas longitudinales y transversales (Ronquillo, 1991).

Muchos investigadores han propuesto soluciones distintas a este problema, Biot (1956) propuso la teoría de propagación de ondas elásticas en medios porosos, saturados de fluido, en rangos de baja y alta frecuencia. Gregory (1976) realizó estudios de los efectos de saturación del fluido sobre la dinámica de las propiedades elásticas de las rocas sedimentarias. Wyllie (1966) desarrolla la ecuación empírica de promedio de tiempo, relación lineal entre la porosidad y el tiempo de tránsito de la onda P. Domenico (1984) determinó la litología y porosidad de las rocas en base a la velocidad de corte y longitudinal de las ondas sísmicas; Uzcátegui (1989) estimó la porosidad y espesores utilizando las fórmulas empíricas de Wyllie e inversión sísmica a modelos sintéticos.

Los parámetros obtenidos son: densidad " $\rho$ ", velocidad longitudinal " $V_p$ ", velocidad transversal " $V_s$ ", coeficiente de Poisson " $\sigma$ ", lentitud de la onda longitudinal " $\Delta t_p$ ", lentitud de la onda transversal " $\Delta t_s$ ", así como módulos elásticos (compresional o volumétrico "K", Young "E", Corte " $\mu$ " y Lamé " $\lambda$ ").

En el proceso de inversión, se consideran interfases planas a la densidad, velocidad P y S de las ondas sísmicas, y constantes dentro de cada capa. Podemos usar la teoría de rayos para la trayectoria seguida por la perturbación sísmica y así poder calcular los coeficientes de reflexión y transmisión de las ondas planas en sus interfases.

En base a lo anterior, se realizó una comparación de diferentes autores, resumiéndose las ecuaciones más utilizadas:

### a) VELOCIDAD TRANSVERSAL ( $V_s$ ):

Har (1986)

$$V_s = (0.795 * V_p) - 0.834$$

Arenas Húmedas (I-16)

Castagna (1985)

$$V_s = (V_p - 1.36) / 1.16$$

Lutitas (I-17)

Así como

$$V_s = 0.53 V_p / 0.92 \quad (I-18)$$

### b) VELOCIDAD LONGITUDINAL ( $V_p$ ):

Para el cálculo de ésta, se utiliza la velocidad de intervalo y los registros sónicos para así tener una mejor aproximación. La velocidad longitudinal es necesaria para el cálculo del coeficiente de Poisson y los diferentes ángulos requeridos para el proceso de inversión.

### c) DENSIDAD ( $\rho$ )

Gardner (1974)

$$\rho = 0.23 V_p^{0.25}$$

Lindseth

$$\rho = (V_p - 3460) / (0.308 V_p) \quad (I-19)$$

**Estimación de Velocidades ( $V_p$  y  $V_s$ ), Densidades ( $\rho$ ), Coeficiente de Poisson ( $\sigma$ ), Amplitud de la Onda P, Amplitud de la Onda S y Gradiente (G).**

Para realizar la inversión se utilizó en la ecuación de Aki y Richard (I-12, 1980) para un medio elástico-elástico:

$$R_{pp} = \frac{1}{2} (1 - 4V_s^2 P^2) \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{1}{2 \cos^2 \theta_1} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 4V_s^2 P^2 \frac{\Delta V_s}{V_s}$$

donde  $R_{pp}$  es el Coeficiente de Reflexión.

Si se define

$$x = \frac{1}{2} (1 - 4V_s^2 P^2) \quad I-20$$

$$b = \frac{1}{2 \cos^2 \theta} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 4V_s^2 P^2 \frac{\Delta V_s}{V_s} \quad I-21$$

Por lo que la ecuación (I-12) nos queda:

$$R_{pp} = x \frac{\Delta \rho}{\rho} + b \quad I-22$$

La ecuación (I-22) es una ecuación lineal en  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$ , la cual se puede resolver con mínimos cuadrados, y encontrar el mejor contraste de densidad relativa,

se tiene:

$$\frac{\Delta p}{p} = \frac{\sum_{k=1}^N (A_k \cdot b_k) x_k}{\sum_{k=1}^N x_k^2} \quad (I-23)$$

de la cual se pueden encontrar las siguientes ecuaciones:

Velocidad "P" (I-24):

$$p_{2+n} = Vp_{1+n} \begin{pmatrix} 2 + \frac{\Delta Vp}{Vp} \\ 2 - \frac{\Delta Vp}{Vp} \end{pmatrix}$$

$$\Delta Vp = Vp_2 - Vp_1$$

Velocidad "S" (I-25):

$$s_{2+n} = Vs_{1+n} \begin{pmatrix} 2 + \frac{\Delta Vs}{Vs} \\ 2 - \frac{\Delta Vs}{Vs} \end{pmatrix}$$

$$\Delta Vs = Vs_2 - Vs_1$$

Densidad "ρ" (I-26):

$$p_{2+n} = p_{1+n} \begin{pmatrix} 2 + \frac{\Delta Vp}{Vp} \\ 2 - \frac{\Delta Vp}{Vp} \end{pmatrix}$$

$$\Delta p = p_2 - p_1$$

donde  $n = 0, 1, 2, 3, \dots, N$ .

Coeficiente de Poisson: (I-27)

$$\sigma = \frac{0.5 - \left(\frac{Vs}{Vp}\right)^2}{1 - \left(\frac{Vs}{Vp}\right)^2}$$

Si en la ecuación (I-12), sustituimos  $P_r = \frac{\sin \theta}{C}$   
se tiene:

$$R_{pp} = PP = \frac{1}{2} [1 - 4 (Vs / Vp)^2 \sin^2 \theta] \frac{\Delta p}{\rho} + \frac{1}{2} (\sec^2 \theta) \frac{\Delta Vp}{Vp} - 4 (Vs / Vp)^2 \sin^2 \theta \frac{\Delta Vs}{Vs} \quad I-28$$

Asumiendo  $Vs/Vp = 1/2$ , la expresión anterior queda:

$$\begin{aligned} R_{pp} &= \frac{1}{2} (1 - \sin^2 \theta) \frac{\Delta p}{\rho} + \frac{1}{2} (1 + \tan^2 \theta) \frac{\Delta Vp}{Vp} - \sin^2 \theta \frac{\Delta Vs}{Vs} \\ &= \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta p}{\rho} + \frac{\Delta Vp}{Vp} \right) + \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta p}{\rho} + \frac{\Delta Vp}{Vp} - \frac{2\Delta Vs}{Vs} \right) \sin^2 \theta + \frac{1}{2} (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \frac{\Delta Vp}{Vp} \end{aligned} \quad I-29$$

El tercer término es de tercer orden, por lo que para ángulos pequeños  $< 30^\circ$ , la expresión (I-29) queda:

$$R_{pp} = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta p}{\rho} + \frac{\Delta Vp}{Vp} \right) + \frac{1}{2} \left( -\frac{\Delta p}{\rho} + \frac{\Delta Vp}{Vp} - \frac{2\Delta Vs}{Vs} \right) \sin^2 \theta \quad I-30$$

La amplitud de la onda P representa la respuesta de cambio de la impedancia acústica a través de las fronteras reflejadas en  $\theta = 0$ .

$$P = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta p}{\rho} + \frac{\Delta C}{C} \right) \quad I-31$$

y la amplitud de la onda S, representa el cambio de impedancia de la onda convertida

$$S = \frac{1}{2} (P - G) = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta p}{\rho} + \frac{\Delta B}{B} \right) \quad I-32$$

por último, el gradiente G representa una respuesta de cambio de la velocidad Vs y Vp y de la densidad volumétrica, de modo que:

$$G = \frac{1}{2} \left( -\frac{\Delta p}{\rho} + \frac{\Delta C}{C} - \frac{2\Delta B}{B} \right) \quad I-33$$

por lo que la ecuación I-30 queda como:

$$R_{pp} = P + G \sin^2 \theta \quad I-34$$

## Estimación de la Lentitud de la onda P y S, relaciones Vp/Vs y Diferencias de Lentitud Δts-Δtp.

De acuerdo a los experimentos de Pickett (1963), se observó que la relación Vp/Vs puede ser un indicador de la litología, dando relaciones de 1.9 para calizas, 1.8 para dolomías y 1.6 a 1.7 para arenas.

Los investigadores utilizan las relaciones Vp/Vs en la predicción de litología y porosidad. En general, la relación entre un tipo de roca y Vp/Vs es complicada, porque hay muchos parámetros que influyen en la velocidad sísmica; tales como el número y distribución de los tipos de granos del mineral, los cuales comprenden el total de roca matriz, tipo de cementante y grado de cementación; la densidad de la roca, la temperatura de formación, la profundidad, la edad geológica de la formación, la porosidad, etc.

De todas las investigaciones que se han realizado, solo Pickett (1969) analiza los cambios geológicos de un lugar a otro, y llegó a una ecuación aproximada:

$$\frac{1}{V_p} = A + B_1 \phi \quad (I-35)$$

donde:

$\phi$  es la porosidad

A y B1 son constantes que dependen de la litología, el esfuerzo efectivo y el área del contacto del grano o estructura del grano.

Una característica de esta relación, cuando se aplica a rocas competentes, es que la naturaleza del fluido del poro no es un factor tan importante; esto implica que el emplazamiento de agua, aceite o aire en el poro, cuando una roca es sometida a una alta presión diferencial, tiene pequeños efectos sobre velocidades medidas.

En el análisis cuantitativo de registros, la ecuación (I-35), se transforma:

$$\frac{1}{V_p} = \Delta t = \Delta t_m + B_1 \phi \quad (I-36)$$

donde:  $\Delta t$  es el tiempo de tránsito leído sobre los registros acústicos en  $\mu\text{seg}/\text{ft}$ ,  $\Delta t_m$  es el tiempo de tránsito del material de la matriz, y  $B_1$  se expresa en  $\mu\text{seg}/\text{ft}/\%$ .

Las relaciones empíricas entre  $V_p$ , porosidad  $\phi$ , esfuerzo efectivo y la litología son similares para Vs, por lo que la ecuación (I-36), se puede escribir:

$$\frac{1}{V_p} = \Delta t_p = \Delta t_{mp} + B_{1p} \phi \quad (I-37)$$

$$\frac{1}{V_s} = \Delta t_s = \Delta t_{ms} + B_{1s} \phi \quad (I-38)$$

donde P y S se refieren a las ondas P y S respectivamente. Analizando las ecuaciones (I-37) y (I-38), se ve que existe una variable común que es la porosidad ( $\phi$ ), por lo tanto  $\Delta t_p$  y  $\Delta t_s$  son interrelacionados. Por lo que es posible establecer una ecuación entre estas relaciones y se tiene:

$$\Delta t_s - \Delta t_p = \Delta t_{ms} + (B_{1s}/B_{1p}) \phi \quad (I-39)$$

la cual indica que para rocas que contienen porosidad, con cualquier efecto efectivo, está muestra una relación lineal con la diferencia entre tiempos de tránsito de las ondas P y S. Es una ecuación más real como indicador de litologías.

## Estimación de los Módulos Elásticos

Se utilizan las siguientes relaciones de las constantes elásticas de medios homogéneos isotrópicos, según Nur (1971):

$$\text{Módulo Volumétrico: } K = \rho \left( V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right) \quad (I-40)$$

$$\text{Módulo de Young: } E = \frac{9\rho (V_s)^2 (R_2)^2}{3 (R_2)^2 + 1} \quad (I-41)$$

donde:  $R_2^2 = K / \rho V_s^2$

$$\text{Módulo de corte } \mu = \rho V_s^2 \quad (I-42)$$

$$\text{Constante de Lame: } \lambda = \rho (V_p^2 - 2V_s^2) \quad (I-43)$$

Se puede decir que estas propiedades son idénticas en todas direcciones, si se consideran medios isotrópicos.

## METODOLOGIA DE PROCESAMIENTO SISMICO

El análisis de reflexiones sísmicas preapiladas pueden tener un alto potencial en la evaluación de las características petrofísicas del subsuelo Mazzotti (1995) y Ronquillo (1994). Sin embargo, para la recuperación de la respuesta sísmica confiable, especialmente cuando se estudia la variación de la amplitud con la distancia fuente-receptor (AVO) y problemas de inversión, es de suma importancia el análisis y evaluación de las siguientes etapas: Adquisición de datos sísmicos, factores que afectan la amplitud, procesamiento sísmico adecuado y modelado sísmico. Así como también la calibración de datos sísmicos con registros geofísicos de pozo y núcleos.

Dentro de la **adquisición de datos sísmicos**, es importante tener en cuenta la selección apropiada del área geológica, la dirección de la fuente, el acoplamiento de la fuente de energía y receptores, los arreglos con longitudes grandes y la obtención suficiente de datos sísmicos para eliminar los efectos planos de salida

En el **procesamiento de datos sísmicos** se tiene que la polaridad y la fase de la onda es muy crítica; sin embargo, Minal 1993, mostró que dado que se tiene buen control de la distancia fuente-receptor en dependencia con la ondícula, esta puede determinarse sin conocer la polaridad de la ondícula. Otros problemas en procesamiento son: los ajustes inadecuados de las amplitudes tal como la correcta utilización de la escala, e igualar lo mejor posible la amplitud de la traza; también influyen los errores en la velocidad de apilamiento y efectos de variación de velocidades sobre la variación de amplitudes en AVO. Asimismo, cuando el medio es tratado como homogéneo en la conversión de AVO a AVA (variación de la amplitud con el ángulo de incidencia), la variación de velocidades causa errores significativos que deben analizarse, estos errores que surgen en la variación de la amplitud con el ángulo de incidencia se pueden reducir o minimizar calculando los ángulos de incidencia en base a un cálculo de las velocidades calibradas con registros sónicos de pozo y estimación de profundidades en base a tiempos de reflejo utilizando métodos de elementos finitos.

En nuestro caso, para el procesado de datos sísmicos, se utilizó el NMO, para poder graficar adecuadamente nuestra sección.

Se recomienda utilizar el balanceo sísmico por distancia fuente-receptor, para cuantificar la relación entre la respuesta de la distancia fuente-receptor

de las reflexiones sísmicas del subsuelo y la correspondiente predicción teórica.

Los filtrados utilizados en AVO deben ser cuidadosos dado que la amplitud no se conserva, como el caso de la aplicación de la frecuencia en el dominio del número de onda ( $f-k$ ).

El ruido coherente genera interpretaciones erróneas en AVO que se manifiestan en familias de punto medio común (PMC), introduciendo anomalías altas de ruido coherente, causando errores en los gradientes de AVO, el cual contamina la respuesta correcta. Por lo tanto desde la deconvolución, es necesario atenuar los múltiples. Así mismo el DMO o migración antes de apilar, debe utilizarse para reducir los efectos de la variación estratigráfica en datos de PMC y es necesario examinar la identidad para reducir la señal no deseada y modelar en forma optima para poder minimizar los efectos de ruido.

Los **factores geológicos** también son de gran importancia en el análisis de AVO, como son el buzamiento de las capas, la rugosidad de las interfaes geológicas, curvatura de los reflectores y distorsiones inducidas por capas someras. Estos factores geológicos deben analizarse cuidadosamente en base a modelado y procesado sísmico óptimo para cuantificar estos efectos para un análisis más real de la amplitud. Uno de estos factores de importancia son las distorsiones inducidas por las capas someras, donde se disipa o transforma bastante energía, por lo que sería de gran interés el estudio de las propiedades físicas de estas capas, para un mejor entendimiento de la disipación de energía y poder en base a esos estudios enfatizar los reflejos profundos.

Otros factores que afectan el análisis de AVO son los de **propagación de las ondas sísmicas** como la divergencia esférica, transmisión y múltiples interestratificados, múltiples generados con la superficie y atenuación inelástica entre otros.

Todos los factores de adquisición de datos, procesamiento sísmico, geológicos y de propagación de las ondas sísmicas que se analizaron someramente deben tratar de corregirse con las nuevas ideas y soluciones propuestas por diferentes autores, dado que cada uno de los errores que genera, se van acumulando, dando resultados erróneos en dirección de AVO y AVA.

## **SECUENCIAS DE PROCESAMIENTO DE DATOS SISMICOS PARA "AVO".**

La secuencia de procesamiento sísmico óptimo para el análisis de AVO y problemas de inversión es difícil de indicar en forma general, dado que para cada área, es necesario decidir una secuencia apropiada. Asimismo los datos sísmicos contienen una gran variedad de efectos que requieren correcciones y compensaciones variadas, sin embargo, lo más importante de todo esto es que la secuencia de procesamiento que se utilice debe ser sencilla y adecuada al área de estudio.

De los componentes más importantes en diferentes secuencias de procesado sísmico, es el diseño de las características de la ondícula sísmica, dado que su control dependerá, del nivel de resolución en los datos sísmicos. Asimismo dependiendo de las condiciones de la extracción de la forma de la ondícula en el procesado se puede aplicar a registros de fuente común o las trazas de registros de receptor común. Permitiendo con ésto una mejor interpretación de las diferentes interfases. Otra componente importante es el ancho de banda de la ondícula de fase cero con un suavizado por medio de una envolvente, teniendo mejor resolución que la ondícula de fase mínima o mixta. Adicionalmente es necesario conocer los factores adversos que afectan la resolución, y como prevenir y compensar sus efectos.

En el presente los datos sísmicos en dirección de AVO son procesados de una manera consistente con la superficie, en forma multicanal para aprovechar las características de redundancia, y así no utilizar la forma de traza por traza independiente como se realiza en los procesos convencionales. Por lo tanto podemos decir que cualquier secuencia de procesado sísmico deberá contener una forma simple para minimizar el procesado de acuerdo a las condiciones de la relación señal-ruido, atenuación de interferencias (ruido coherente, múltiples). Así como consistencia de la ondícula (deconvolución consistente con la superficie), preservación de la amplitud (compensación consistente con la superficie), alineamientos de los reflectores (análisis de velocidades, estáticas, dinámicas y estáticas residuales).

Actualmente existen distintos enfoques de estudio en la aplicación de AVO (Mazzotti 1995), especialmente como una herramienta para la validez de los puntos brillantes. Además la existencia de la dependencia de factores relacionados a las apropiadas condiciones petrofísicas y selección de amplitudes. El éxito de estas técnicas, es la alta

dependencia de las correctas amplitudes del registro de los datos sísmicos, en forma ordenada de la recuperación de la variación relativa con la distancia fuente-receptor de los coeficientes de reflexión. Otro enfoque de estudio son los aspectos de procesamiento sísmico y en particular sobre la sensibilidad de AVO con diferentes secuencias de procesamiento. Además también en el presente se están analizando los aspectos de interpretación cuantitativa, estudios de modelado y selección de amplitudes.

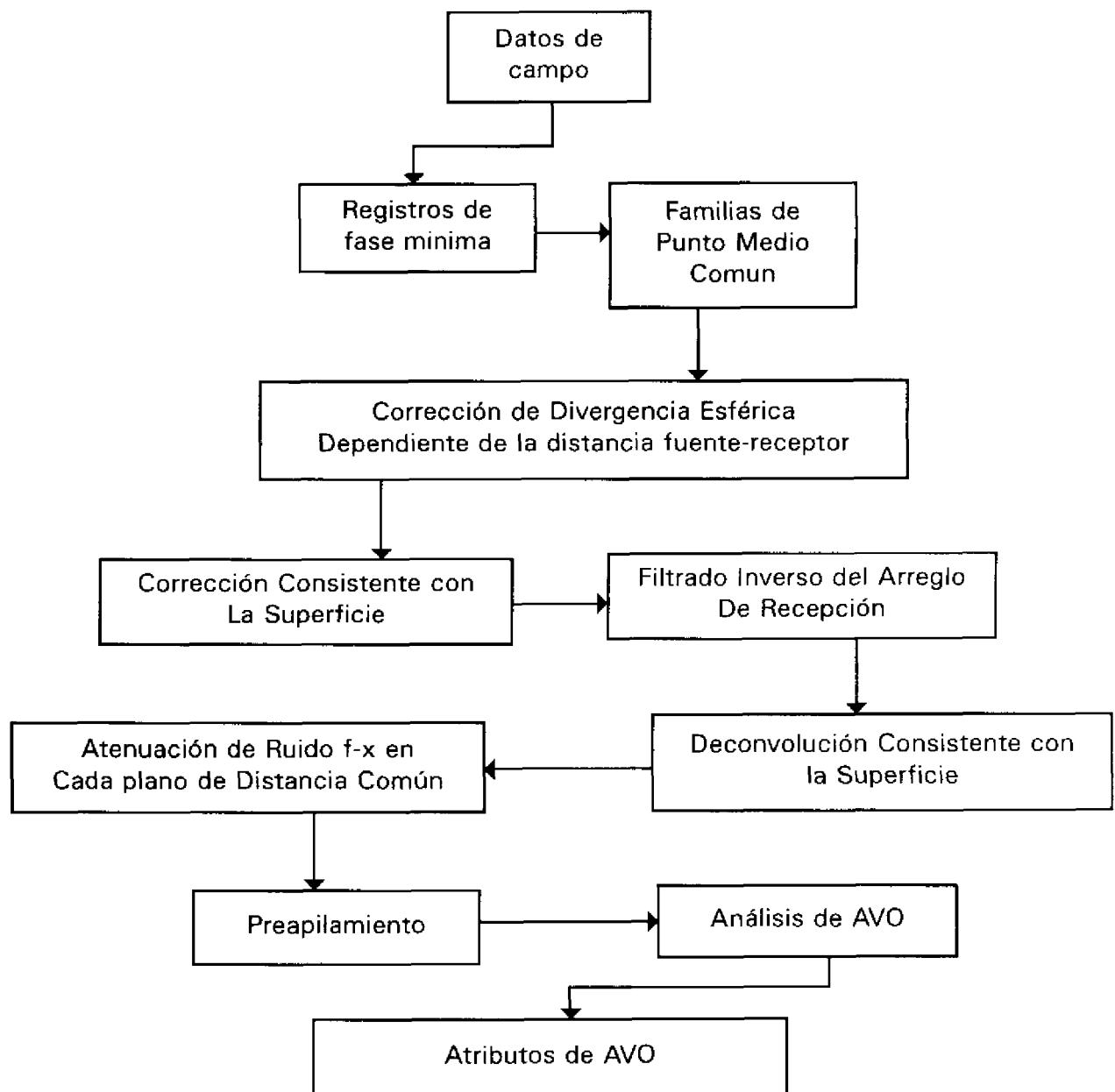
Trabajos recientes en dirección de estudios de análisis de diferentes secuencias de procesamiento sísmico y la evaluación de éstas en AVO, fueron realizadas por (Mazzotti y Ravagnan 1995). Para la evaluación de estas secuencias de procesamiento utilizan técnicas de selección, basadas sobre la descripción analítica de las trazas sísmicas, ésta es usada para la medición de la respuesta de la dependencia de la amplitud con la distancia fuente-receptor.

Basados en la secuencia de procesamiento sísmico propuesta por ( Mazzotti 1995, Fig.I-5), se combinó con otros procesos, resultando las distintas secuencias de procesamiento sísmico.

En la figura I-6 se muestra la sección sísmica, con su secuencia de procesamiento sísmico No. 1 en su forma más básica, que se aplicó a la línea A, donde se aprecia que el orden de la banda de frecuencias en el PMC 602 de la traza 9 es de 4 a 45 hz. con dos distribuciones sobresalientes una de 15 a 22 hz. y la otra de 25 a 36 hz.

En la sección sísmica de la figura I-7 se muestra la secuencia de proceso sísmico No. 2, la cual incluye:divergencia esférica, compensación de amplitudes, filtro Q inverso, un filtro pasa bandas (en las partes donde se generó el ruido residual debido al proceso de compensación por absorción), atenuación del ruido de superficie, correcciones estáticas, dinámicas y apilado. Donde se observa mayor definición en los eventos sísmicos en comparación con el procesado de la figura 3. Analizando el espectro de potencia del PMC 602 de la traza 9, se aprecia una banda de frecuencia entre 5 a 80 hz., con dos distribuciones principales entre 15 a 22 hz. y otra entre 30 a 34 hz.

Para la sección sísmica de la Figura 1-8 secuencia de procesado sísmico No.3 , se procedió a realizar el proceso de corrección de amplitud consistente



**Fig. I-5.- Secuencia de procesamiento de datos sísmicos para análisis de AVO propuesta por Mazzotti, 1995.**

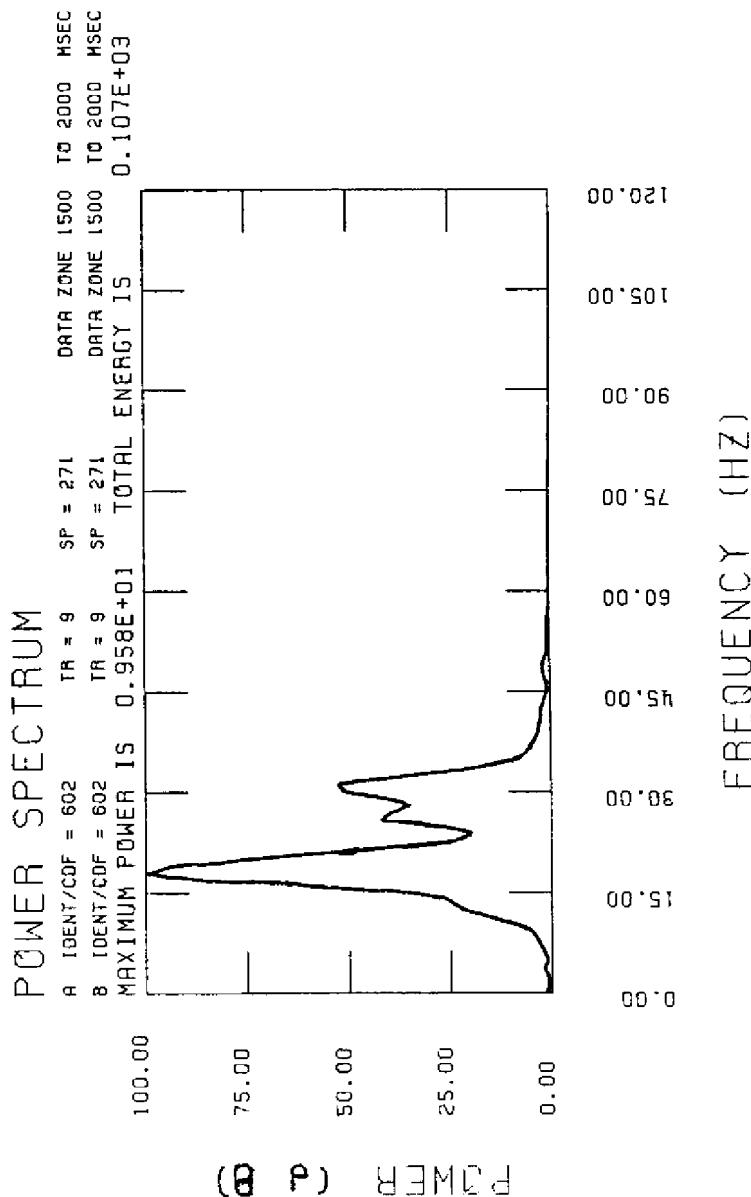
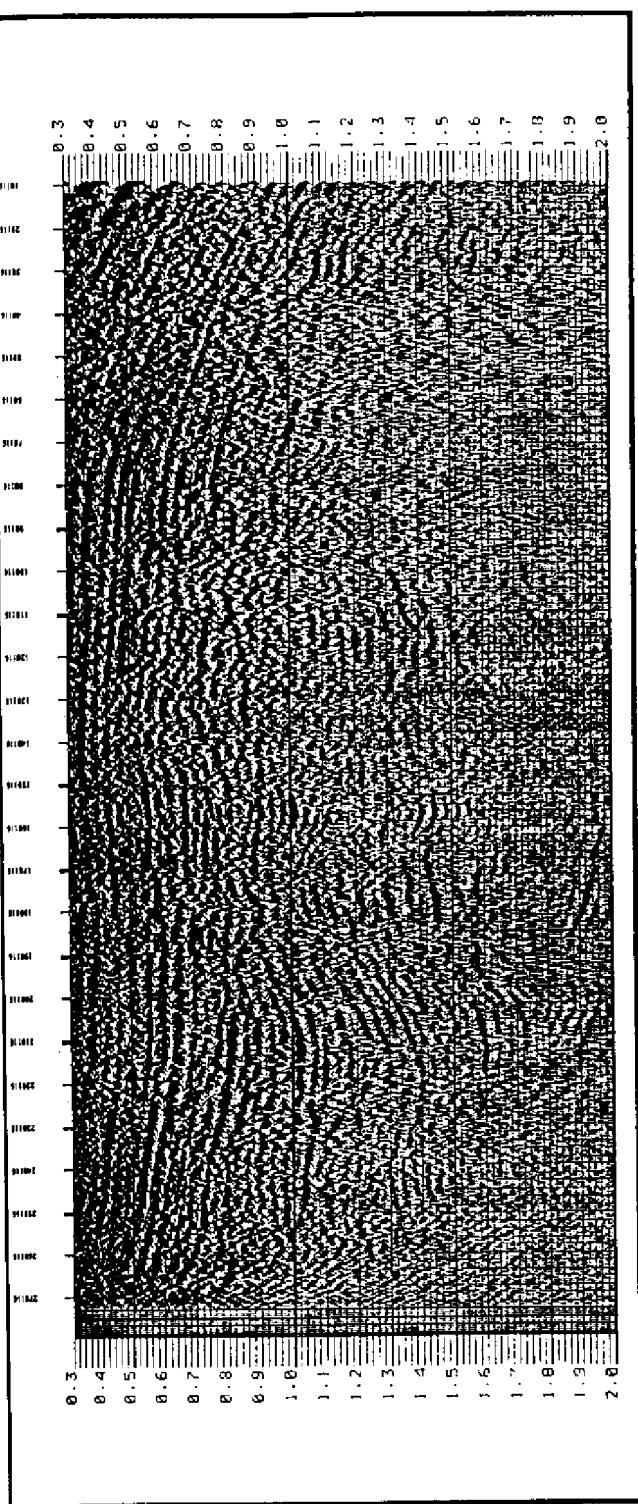


Fig. I-6.- Secuencia de Procesado Sísmico No.1

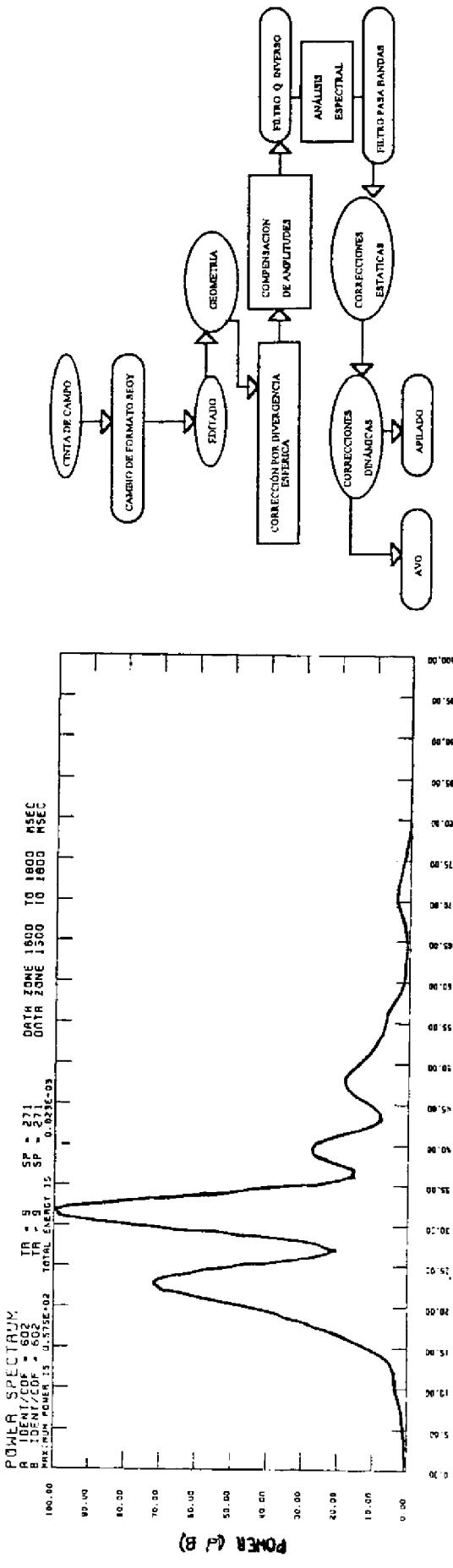
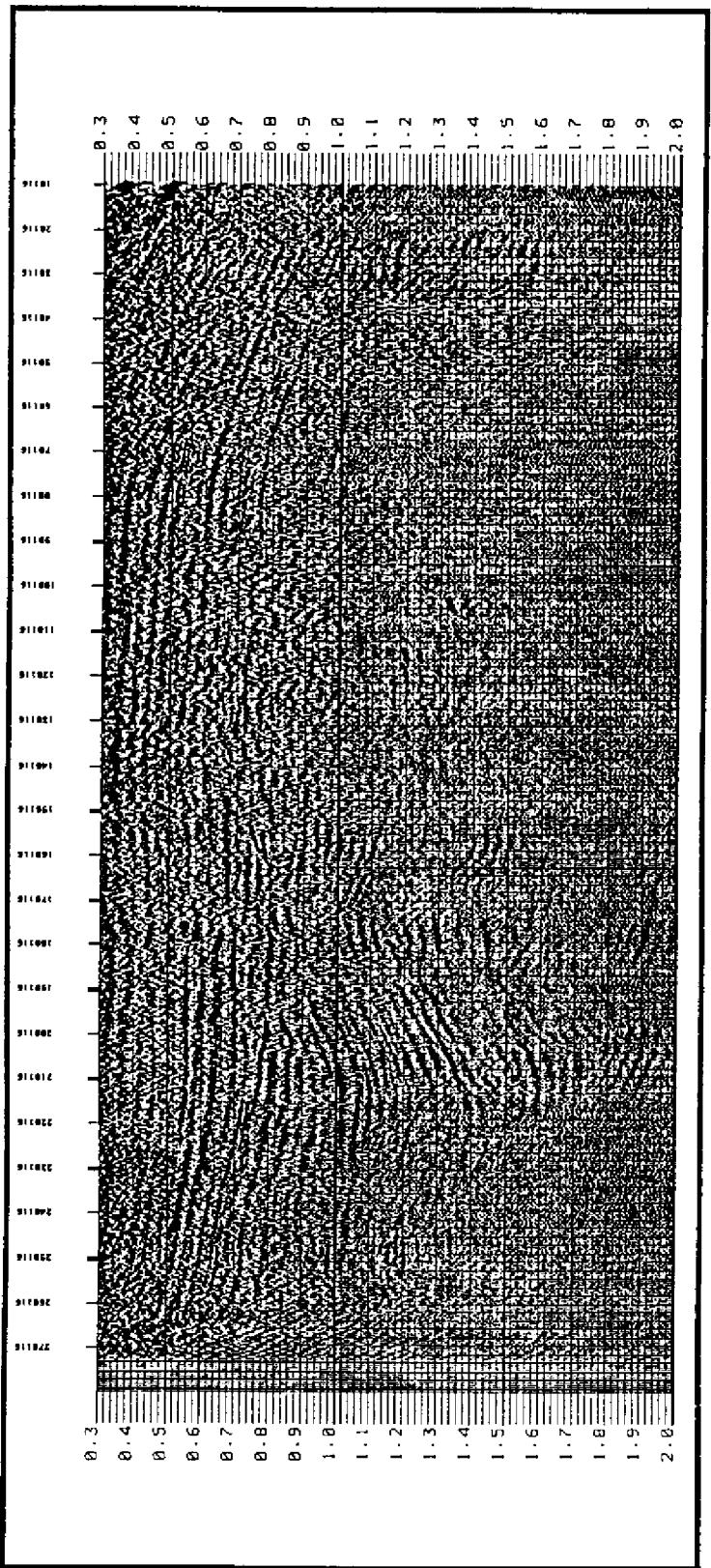
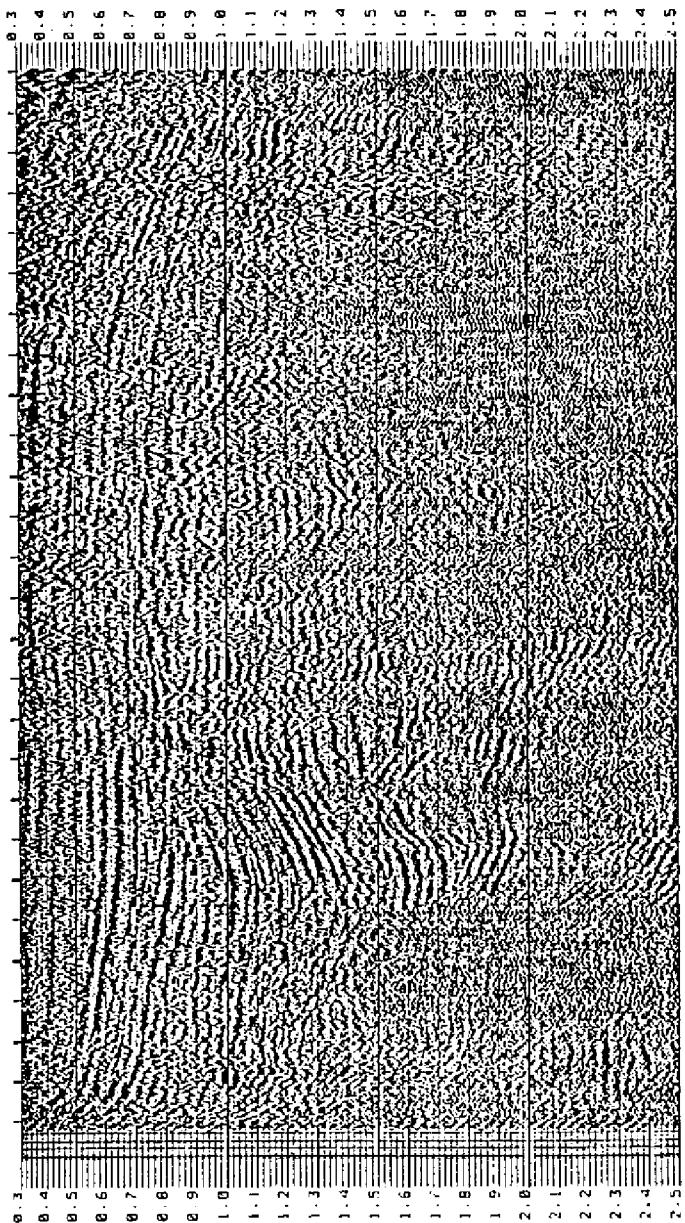


Fig. I-7.- Secuencia de Procesado Sísmico No. 2



FUNDO DE REFLEJO COMUN

POWER SPECTRUM

R IDENT/LCF = 602  
B IDE. NIV/CGE = 602  
MAXIMUM POWER IS: 6.792510 TOTAL ENERGY IS:

TA = 9 SF = 271 DT = 0.103212

DATI ZONE 1500 TG 2000 MSECS  
DATE ZONE 1500 TG 2000 MSECS

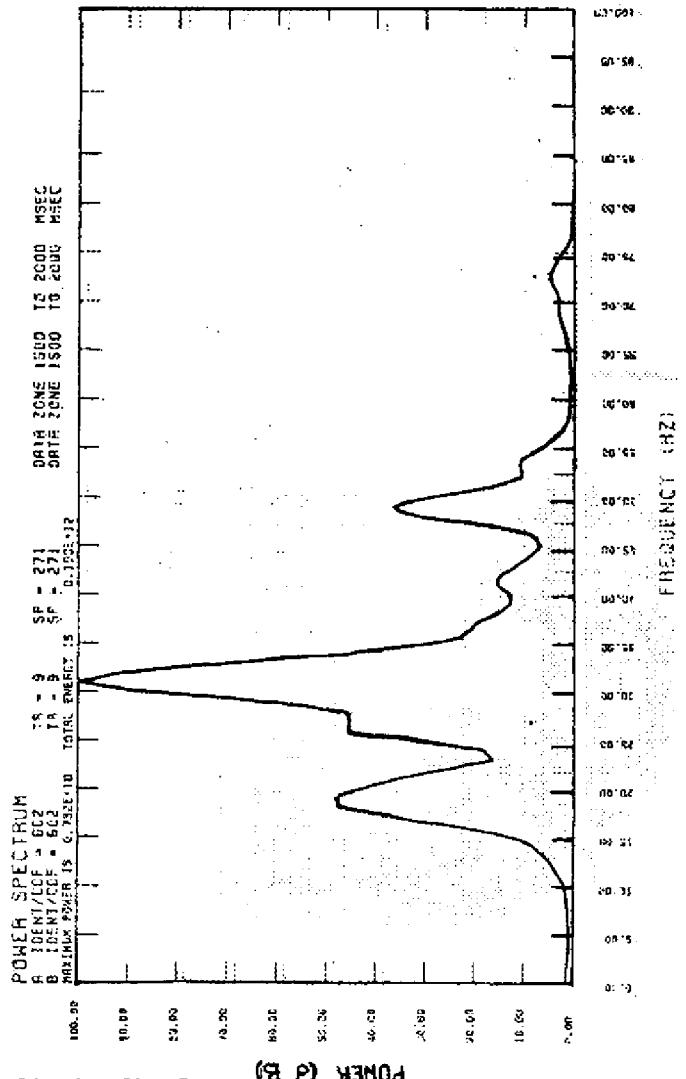
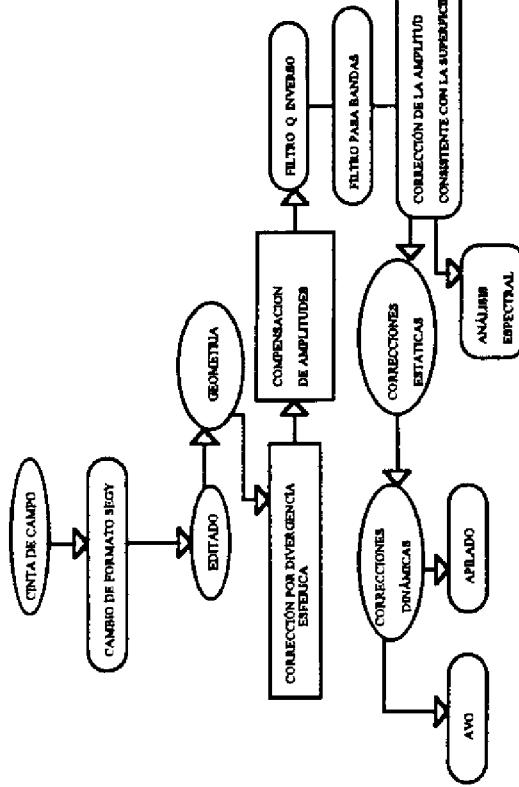


Fig. I-8.- Secuencia de Procesado Sísmico No. 3



con la superficie, donde se aprecia mayor resolución en los eventos sísmicos, con remarcación de probables ruidos incoherentes. El espectro de potencia para el PMC 602 de la traza 9, tiene una banda de frecuencia del orden de 5 a 80 hz, con tres distribuciones principales, una entre 15 a 22 hz, la otra entre 30 a 35 hz., y la última de 46 a 53 hz; además que se tiene mayor cantidad de energía que en la secuencia No.2.

En la sección sísmica de la figura I-9 secuencia de procesado No.4, además de los procesos anteriores se aplicó el procesamiento por ondícula en su forma impulsiva, deconvolución predictiva consistente con la superficie y **f-x en distancias fuentes receptores comunes**. Donde se aprecia una mejor definición de la señal sísmica en comparación con la figura V-4, donde se tiene una banda de frecuencia de 5 a 80 hz, con cuatro distribuciones principales, la primera de 15 a 20 hz., la segunda de 28 a 33 hz., la tercera de 40 a 45 hz. y la cuarta de 46 a 53 hz., de donde se deduce que después de aplicar el f-x se obtuvo una banda más de frecuencia en comparación con los otros procesos (40-43 hz), esto es debido probablemente a la atenuación del ruido incoherente. Asimismo se ve que guarda las características iniciales pero con mayor resolución que la figura 1-8 y que el ruido incoherente fue atenuado después de aplicar **f-x en distancias fuentes receptores comunes sin alterar la señal sísmica**. Además es de importancia que cuando se seleccione la distancia fuente receptor común, esta sea la óptima, dado que si se utiliza mal esta selección, nos genera ruido, así como atenuación de señal sísmica.

Por lo que respecta al espectro de potencia del PMC 602 de la traza 9 (Figura I-10a), para el procesado por ondícula tenemos una banda de frecuencia de 5 a 75 hz, con tres distribuciones principales la primera entre 15 a 20 hz., la segunda de 30 a 38 hz. y la tercera de 48 a 53 hz.

Para la deconvolución predictiva consistente con la superficie (figura 1-10b), se tiene una banda de frecuencia de 5 a 75 hz., en la cual se tienen cuatro distribuciones principales de frecuencia una de 15 a 20 hz., la segunda de 30 a 35 hz., la otra de 40 a 45 hz. y la última de 48 a 53 hz.

Por lo tanto para fines estructurales o estratigráficos se podría utilizar conjuntamente esta secuencia No. 4 con procesos adicionales como DMO, migración y filtros correspondientes, como se ve en la figura I-11 secuencia No.5.

Deduciendolo en base al análisis de las diferentes

secuencias de procesamiento sísmico presentados en este trabajo para fines de inversión y AVO, la secuencia de procesamiento, de la figura I-12 secuencia No. 6, es la más adecuada para presentación, dado que los resultados del análisis espectral, muestra similitud de frecuencias en los pasos de cada proceso sísmico, conservando las características de amplitud de la señal sísmica incluyendo las secciones sísmicas apiladas. Sin embargo para una mejor evaluación de la señal sísmica en cada secuencia de procesado sísmico es necesario utilizar técnicas de selección, basadas en la descripción analítica de las trazas sísmicas, usando técnicas de medición de la distancia fuente receptor en dependencia de la amplitud de la respuesta. Esta se realiza después de la corrección dinámica en familias PMC, calculando en base de la traza compleja la energía de la máxima envolvente en la ventana de tiempo, incluyendo sus análisis de las señales, dando como resultado, la amplitud como indicador de cada traza sísmica, Mazzotti (1995).

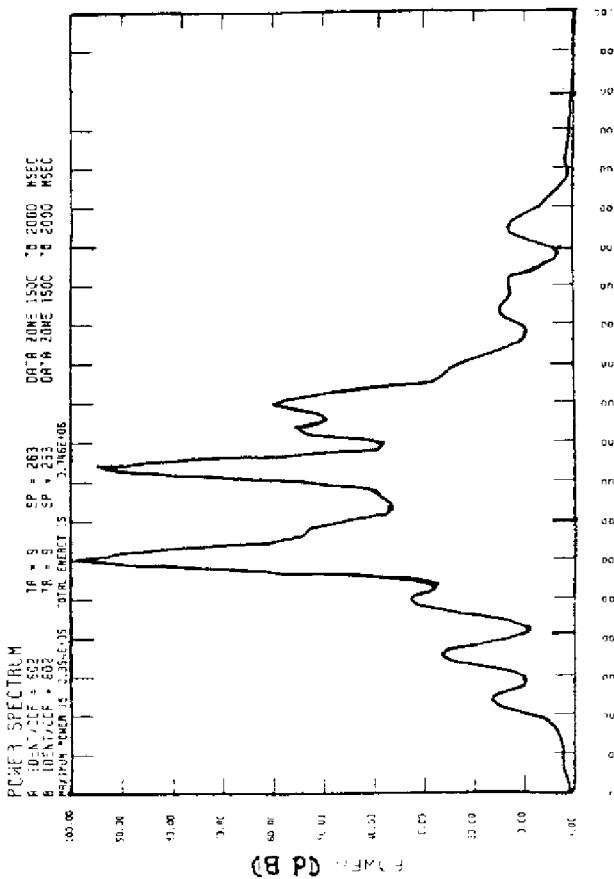
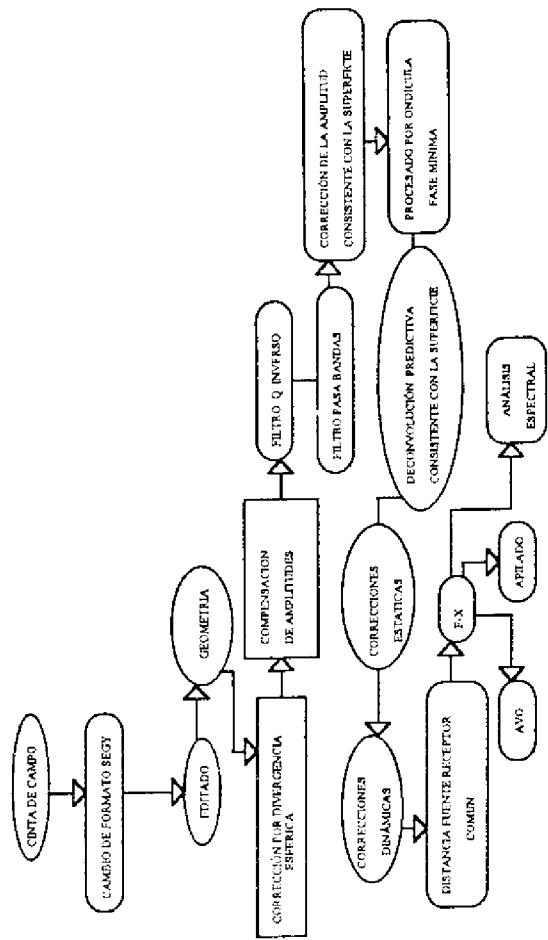
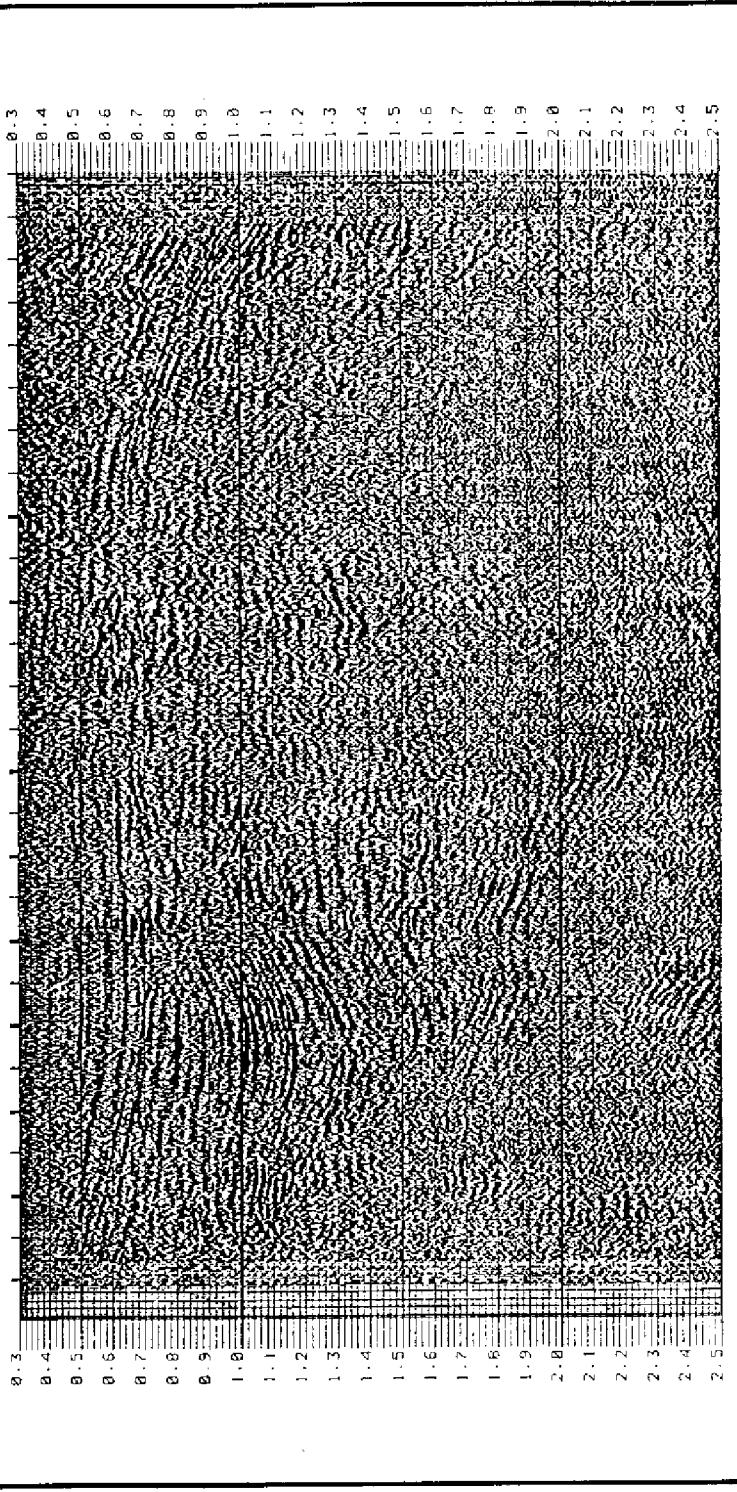
## APLICACION

A continuación se consignan los resultados que se obtuvieron para el cálculo de la densidad ( $\rho$ ) de la velocidad de la onda P ( $V_p$ ), lentitud de la onda P ( $\Delta t_p$  o  $1/V_p$ ), amplitud de la onda P ( $P$ ), velocidad de la onda S ( $V_s$ ), lentitud de la onda S ( $\Delta t_s$  o  $1/V_s$ ), amplitud de la onda S ( $S$ ), relaciones de velocidades ( $V_p/V_s$  y  $V_s/V_p$ ), diferencias de lentitudes:

$$\left( \frac{1}{V_p} - \frac{1}{V_s} \right) \text{ o } (\Delta t_s - \Delta t_p) \text{ y el gradiente (G), el cual es representativo del cambio de la velocidad longitudinal, la velocidad transversal y densidad; así como los módulos elásticos: Módulo de Young (E), Módulo Volumétrico (K), Módulo de Corte ( $\mu$ ), Constante de Lamé ( $\lambda$ ) y Coeficiente de Poisson ( $\sigma$ ).$$

Los parámetros mencionados se estimaron en la línea B, localizada en el Noreste de México, la cual se muestra en la figura I-12a. Se utilizó esta línea, debido a que se contaba con un pozo en la zona, y este pozo contaba con un registro de resistividad, el cual ayudó a la correlación de los resultados.

En la figura I-13, se muestra el registro de resistividad de dicho pozo, y se puede apreciar que a profundidad entre 1330-1940 metros, la forma de la amplitud para la señal se conserva y con la geología del pozo se ve que son lutitas. Sin embargo a una profundidad de 2200 metros, en la interfase lutitas / arenas, se tiene un aumento de la amplitud y un cambio de la forma de onda, ya que se tiene



**Fig. I-9.- Secuencia de Procesado Sísmico No. 4**

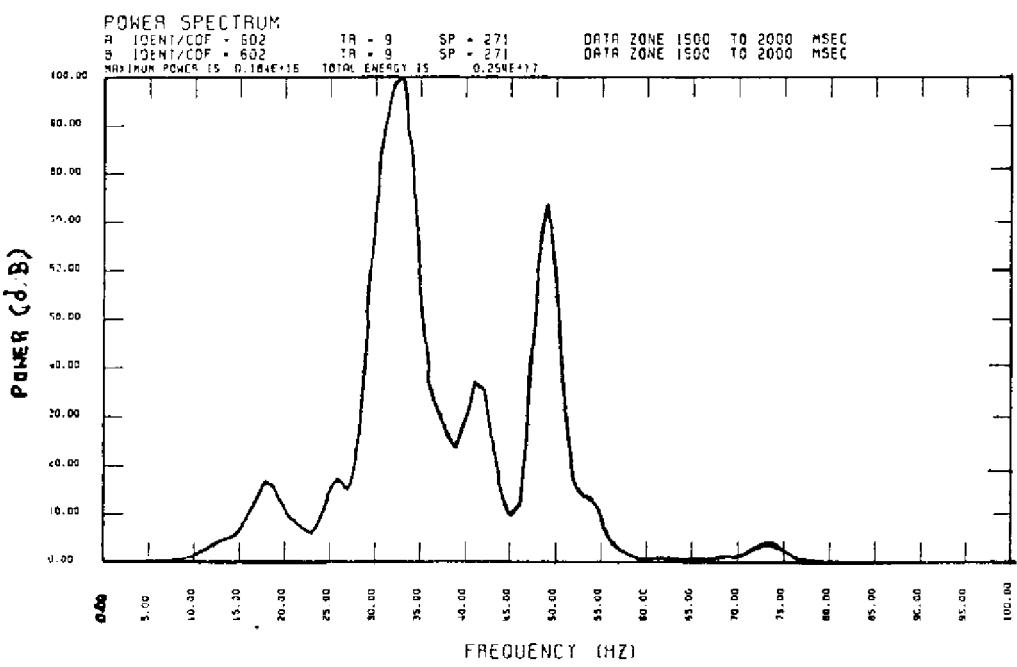


FIGURA a.- PROCESO CON ONDÍCULA.

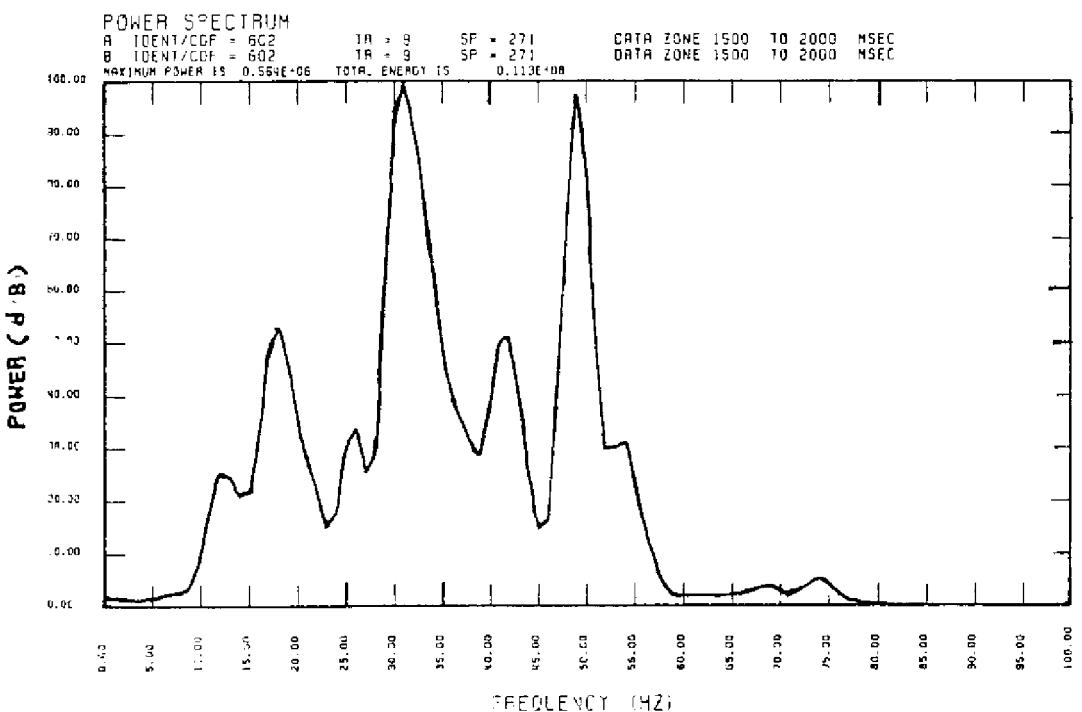


Fig. I-10.- B.- Proceso con Deconvolución Predictiva.

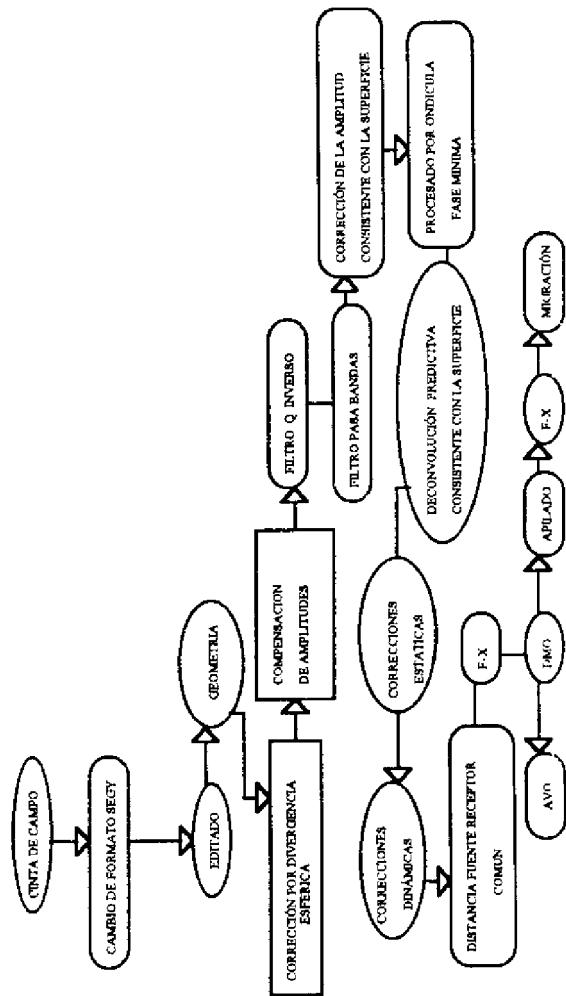
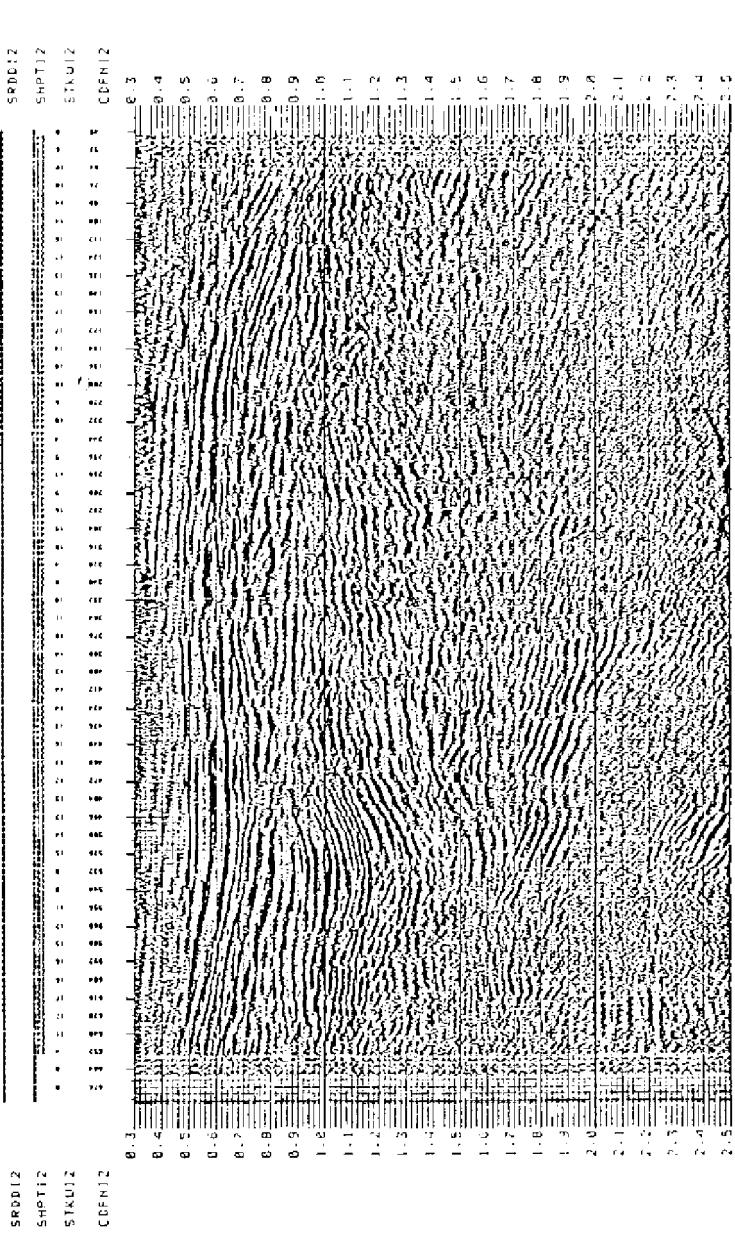


Fig. I-11.- Secuencia de Procesado Sísmico No. 5

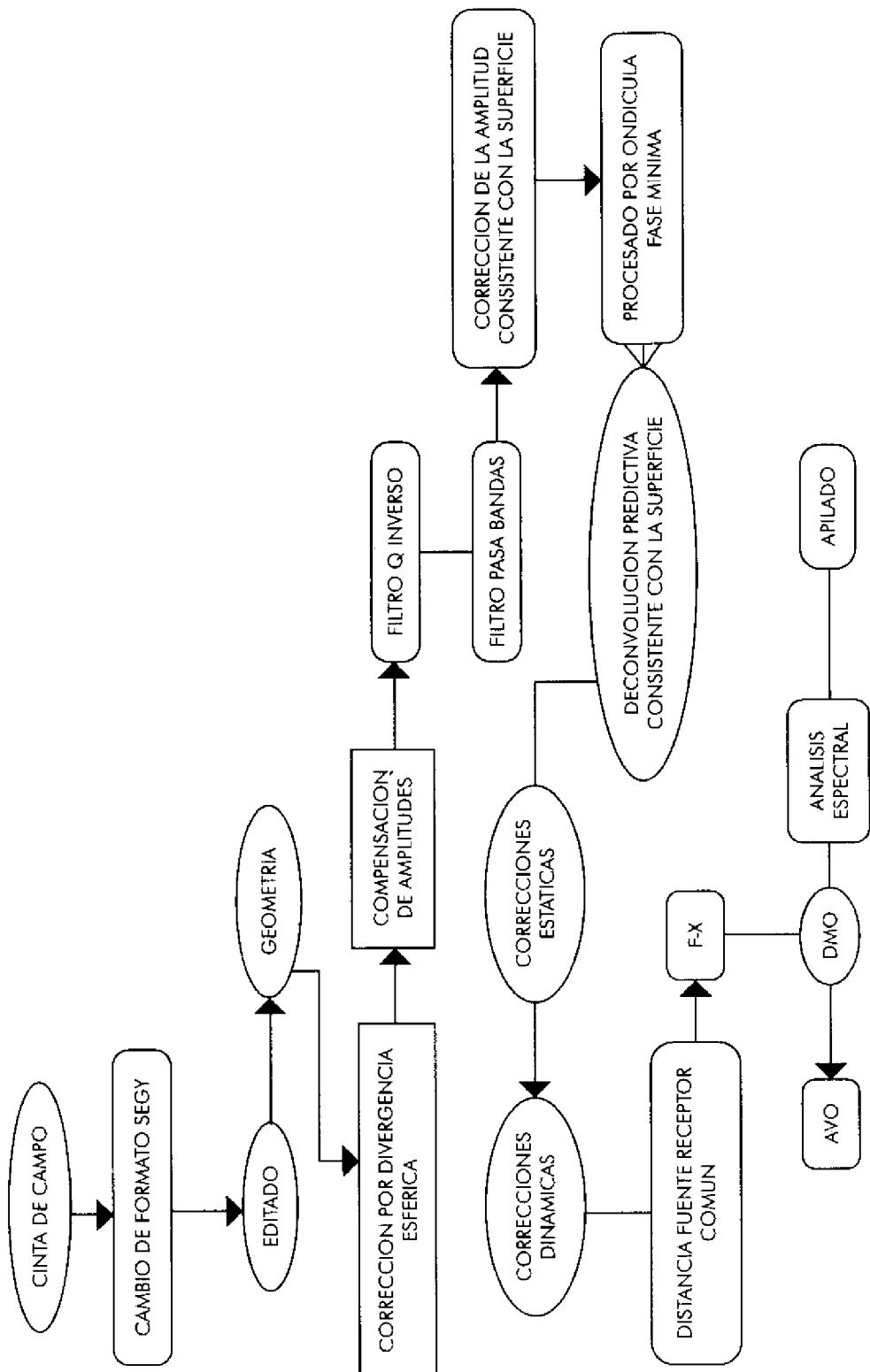


Fig. I-12.- Secuencia de Procesado Sísmico No. 6

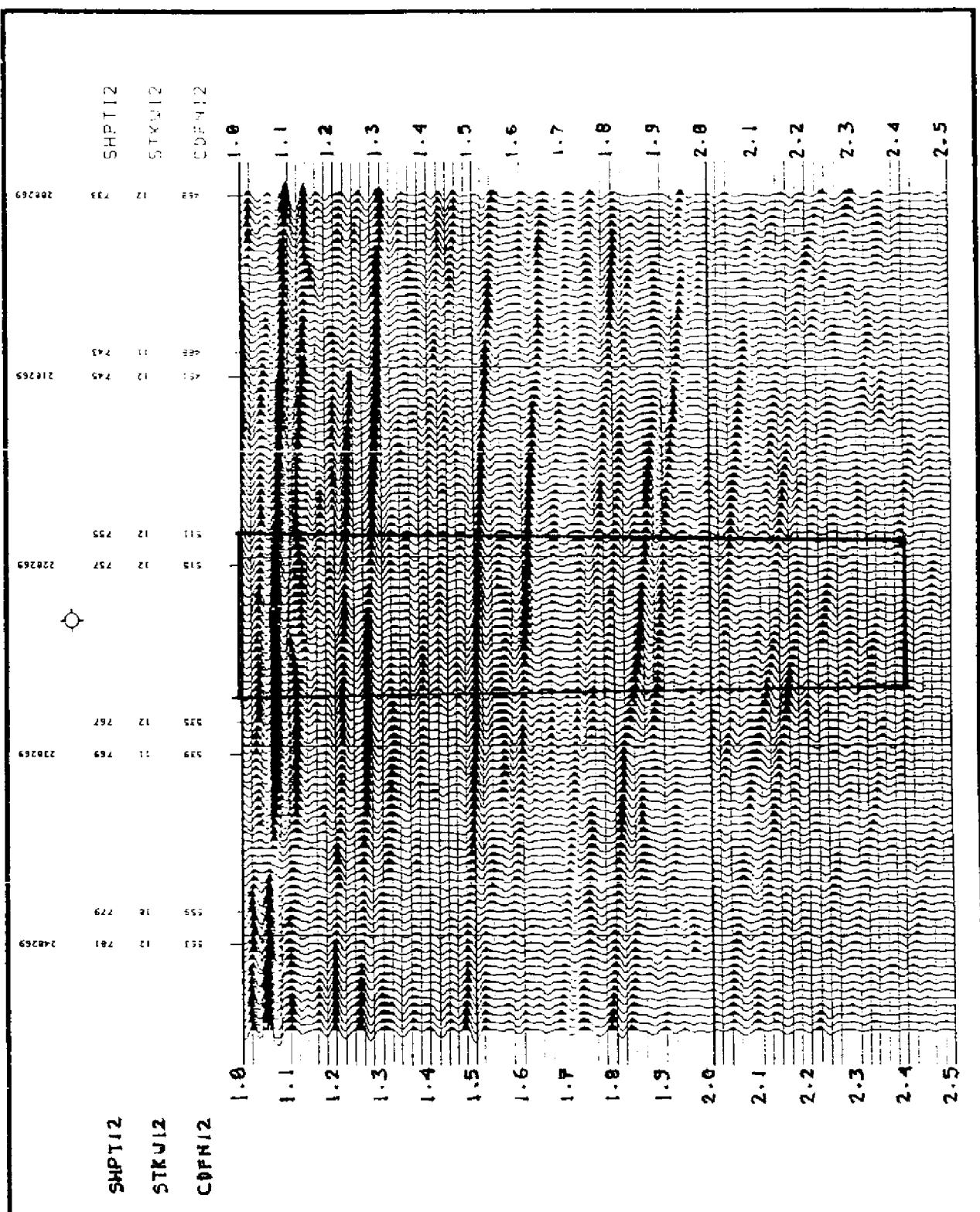


Fig. I-12a.- Sección Sísmica de Prueba.

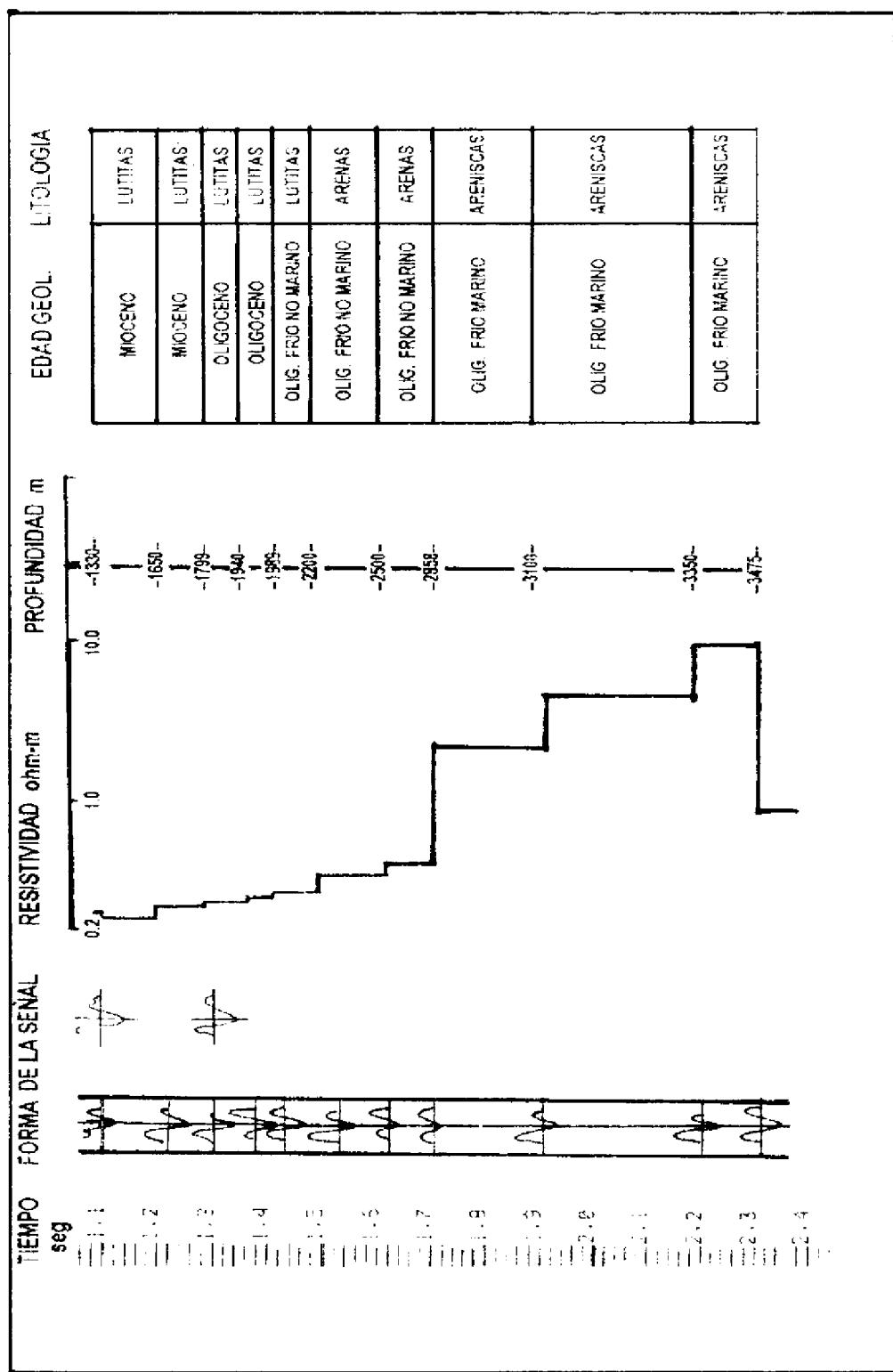


Fig. I-13.- Correlación del Registro de Resistividad con la Litología del Pozo.

la amplitud y un cambio de la forma de onda, ya que se tiene otra forma de señal y con una amplitud más baja, que corresponde a la interfase de arenas (2500-2858 metros). Otro cambio existe en 3100 metros, que corresponde a la interfase arena/arenisca, continuando la forma y su amplitud de señal en las siguientes interfases (3350-3475 metros).

Conociendo las velocidades ( $V_p$ ,  $V_s$ ), la densidad ( $\rho$ ) del primer horizonte y sus ángulos de incidencia, se utilizó un programa de Inversión Petrofísica para la estimación de los diferentes parámetros, que son los que se presentan a continuación.

### VELOCIDAD LONGITUDINAL ( $V_p$ )

La variación de la velocidad longitudinal en función de su ángulo de incidencia, se muestra en la figura I-14, donde la velocidad aumenta conforme a la profundidad. Solo en el sexto horizonte (1.50 seg.) de la interfase lutita-arenas y el séptimo (1.60 seg.), se comporta con variaciones en la velocidad en cada PMC disminuyendo su velocidad en ángulos mayores ( $36^\circ$  a  $39^\circ$ ), pero no se presentan anomalías de baja velocidad representativa de alguna zona de interés.

### VELOCIDAD TRANSVERSAL ( $V_s$ )

La estimación de  $V_s$ , se muestra en la figura I-15. Se observan las variaciones de la velocidad transversal, que para cada PMC es similar en los tres primeros horizontes y en el quinto (1.40 seg.), se tiene un aumento de la velocidad  $V_s$  (entre 1.0-1.06 km./s) con la profundidad.

En los horizontes cuatro (1.30 seg.), sexto (1.50 seg.) y séptimo (1.60 seg.), se tienen variaciones en cada PMC aumentando la velocidad  $V_s$  en ángulos mayores ( $36^\circ$  a  $39^\circ$ ). No hay anomalías de interés.

### DENSIDAD

En la figura I-16 se muestra la variación de la densidad en función del ángulo de incidencia, donde se aprecia que para el primer horizonte (1.10 seg.), la densidad se conserva con un intervalo de 2.12 a 2.18 gr/cm<sup>3</sup> prácticamente en cada PMC; el comportamiento del segundo horizonte (1.20 seg.), es variable en cada PMC de 2.12 a 2.20 gr/cm<sup>3</sup> teniendo los valores menores de densidad en ángulos mayores; asimismo el tercer horizonte (1.30 seg.), con densidades del orden de 2.20 a 2.21 gr/cm<sup>3</sup>, de forma parecida, el cuarto (1.35 seg.) y el quinto (1.40 seg.) la densidad aumenta conforme

aumenta la profundidad, por lo que se puede resumir que estos horizontes tienen variaciones de densidad en cada PMC, debido principalmente a la variación de los ángulos de incidencias.

Los horizontes restantes se comportan de la siguiente manera: sexto (1.50 seg.) con una densidad de 2.28 a 2.31 gr/cm<sup>3</sup>; el séptimo (1.60 seg.) con 2.28 a 2.33 gr/cm<sup>3</sup>; octavo (1.70 seg.) con una densidad de 2.31 a 2.33 gr/cm<sup>3</sup>; noveno (1.90 seg.) de 2.33 a 2.35 gr/cm<sup>3</sup>; décimo (2.20 seg.) con 2.37 a 2.40 gr/cm<sup>3</sup>. En estos horizontes no se presentan anomalías de baja densidad, que nos pudieran representar una zona de interés. Por último el horizonte onceavo (2.30 seg.) con una densidad de 2.44 gr/cm<sup>3</sup>

### COEFICIENTE DE POISSON ( $\sigma$ )

En la figura I-17 se puede apreciar que el coeficiente de Poisson para los cinco primeros horizontes correspondientes a las lutitas, es del orden de 0.40 a 0.36; posteriormente en las arenas, es del orden de 0.28 a 0.30 y en las areniscas es de 0.28 a 0.32; teniendo variaciones del coeficiente de Poisson en los ángulos de incidencia de los PMC tanto en arenas como en areniscas, sin embargo en estas últimas no se tienen anomalías con bajos valores del coeficiente de Poisson, que puedan ser representativas de la presencia de gas (para el gas es de 0.06-0.1, y para el aceite es de 0.34).

### GRADIENTE (G)

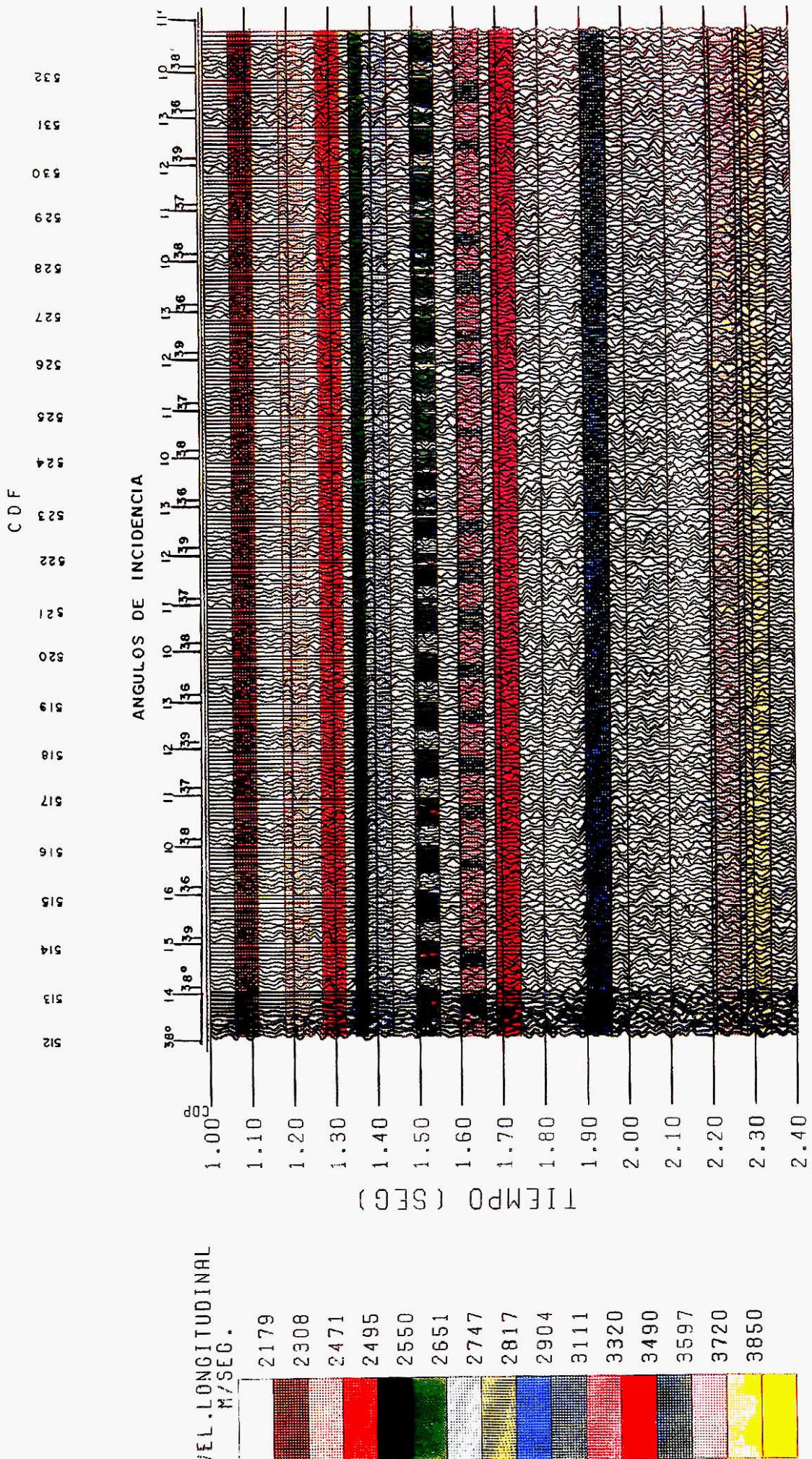
El resultado se muestra en la figura I-18, en donde el gradiente no es otra cosa, que el cambio de velocidades ( $V_p, V_s$ ) y la densidad  $\rho$ . El gradiente prácticamente es homogéneo en todos los horizontes con valores de intervalo en la sección de -35 a -88 que no son representativos de zonas de interés para fines petroleros, dado que para zonas de interés, los valores básicamente son positivos.

### MODULO VOLUMETRICO (K)

En la figura I-19 se analiza el módulo Volumétrico, el cual tiene un rango de 1 a  $13 \times 10^{10}$  dinas/cm<sup>2</sup> en los horizontes representativos de las lutitas con porosidades menores de 5%, en los restantes horizontes de arena y areniscas varían sus rangos de 13 a  $22 \times 10^{10}$  dinas/cm<sup>2</sup>, donde probablemente los horizontes décimo (2.20 seg.) y onceavo (2.30 seg.) contengan agua, y con porosidad mayor al 10 %. Sin embargo en estos últimos horizontes el módulo Volumétrico no tiene valores bajos que nos representen una anomalía baja con presencia de gas.

Fig. I-14.- Variación de la Velocidad Longitudinal en función de su Ángulo de Incidencia.

80



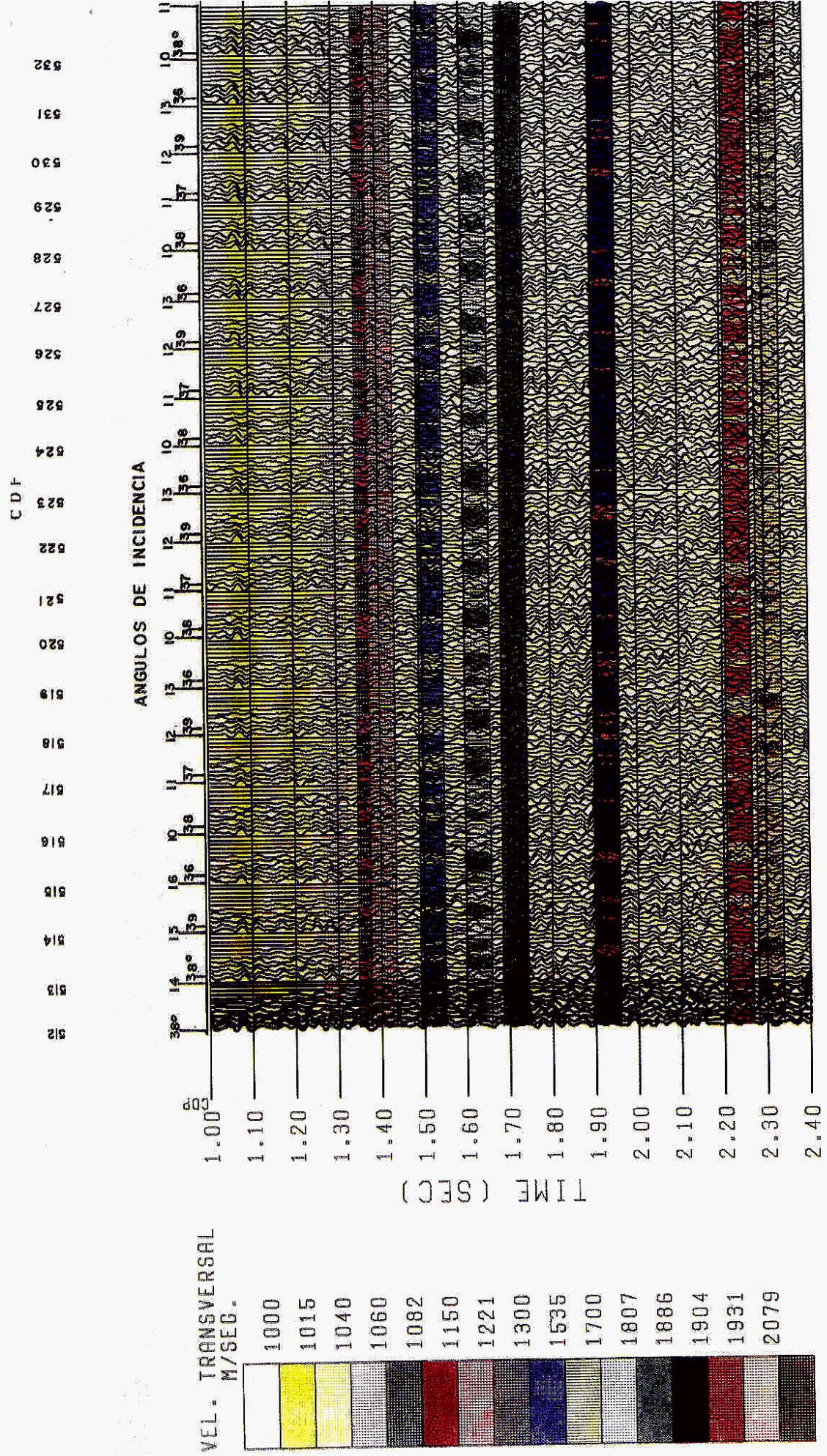
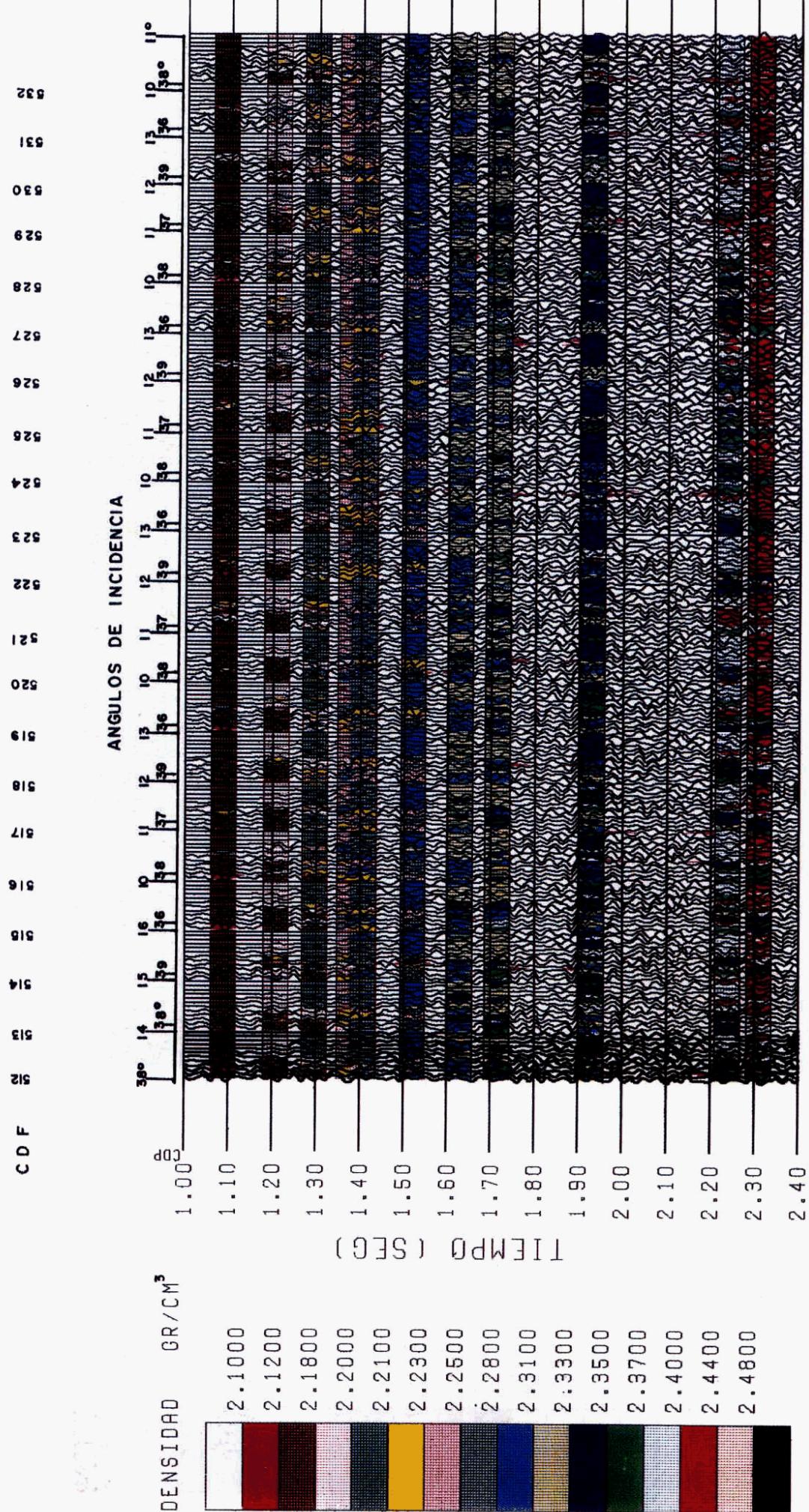


Fig. I-15.- Variación de la Velocidad Transversal en función de su Ángulo de Incidencia.

Fig. I-16.- Variación de la Densidad en función de su Ángulo de Incidencia.



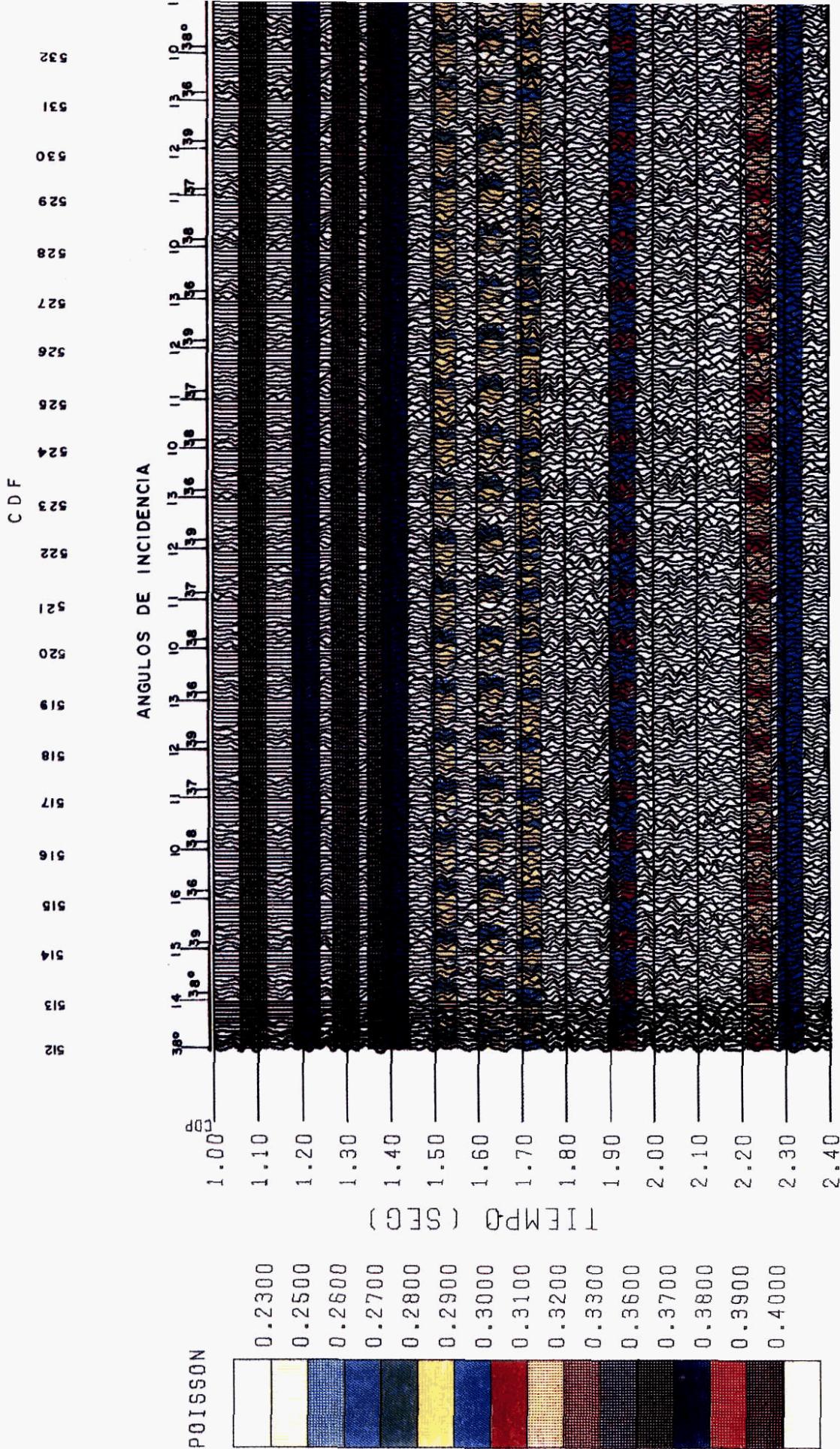
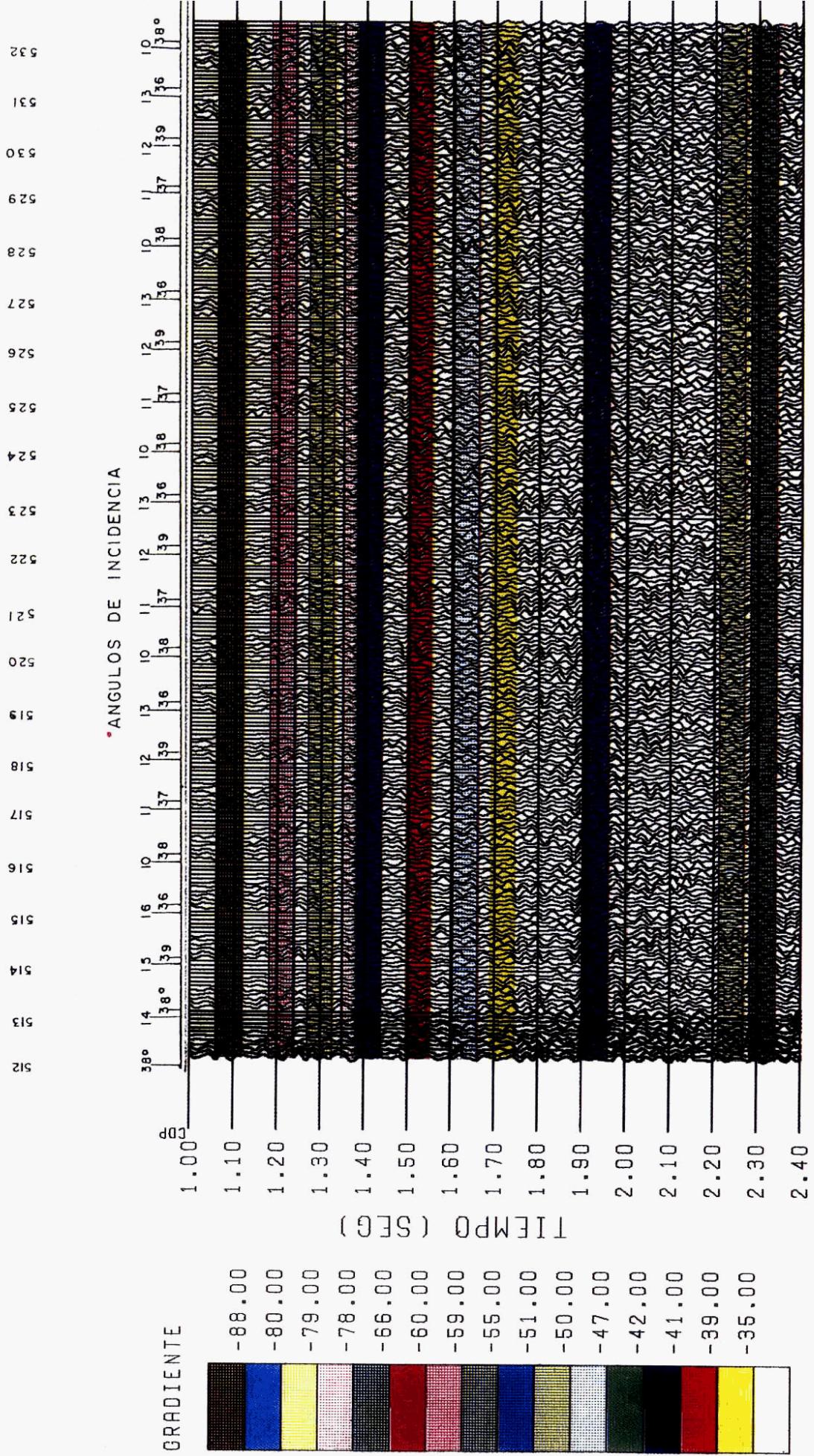
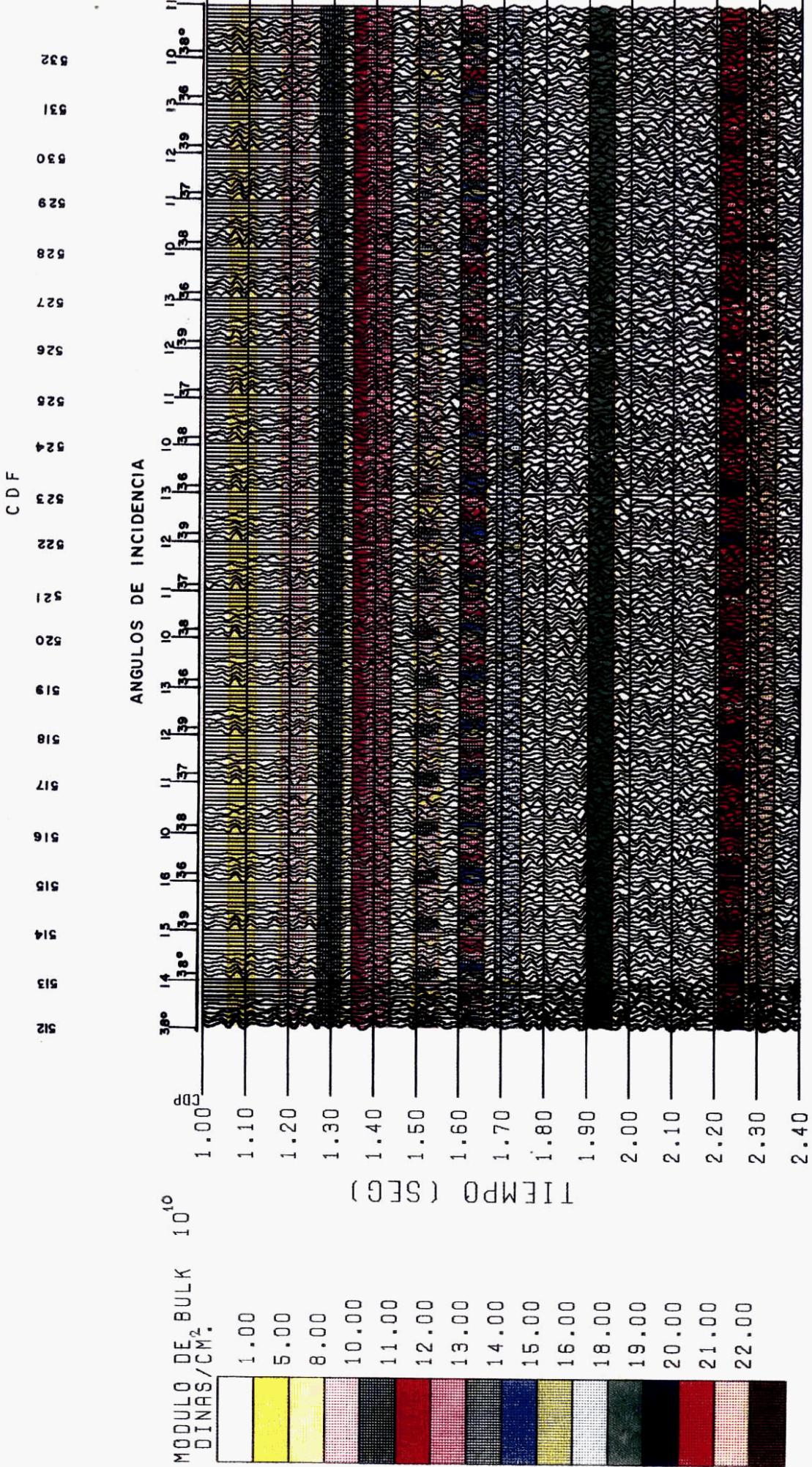


Fig. I-17.- Variación del Coeficiente de Poisson en función de su Ángulo de Incidencia.

**Fig. I-18.- Variación del Gradiente en función de su Ángulo de Incidencia.**





## CONSTANTE DE LAMÉ ( $\lambda$ ).

En la figura I-20 se analiza la variación de la constante de Lamé, del cual se ve que en las interfa-  
ses de lutitas su rango es del orden de 1 a  $11 \times 10^{10}$  dinas/cm<sup>2</sup>; teniendo pocas variaciones en sus PMC por los ángulos de incidencia en el segundo, terce-  
ro, cuarto y quinto horizonte, solamente el primero (1.10 seg.) tiene variaciones en sus PMC de la cons-  
tante de Lame, asimismo en la interfase lutitas-arenas y arenas-areniscas se tienen comportamientos dif-  
ferentes para esta constante, sin tener anomalías de interés y sus rangos son desde 2 hasta  $12 \times 10^{10}$  dinas/cm<sup>2</sup>, y los horizontes restantes se comportan sin variación de la constantes de Lamé con rangos del orden de 12 a  $16 \times 10^{10}$  dinas/cm<sup>2</sup>, sin ninguna anomalía de interés.

## CONCLUSIONES

Se debe considerar la respuesta sismica, la cual es determinada por efectos de propagación y re-  
flexión; un aspecto muy importante de la reflexión es la dependencia del ángulo de incidencia: el  
aumento de energía que es reflejada depende del  
ángulo de incidencia (el ángulo crítico es entre 38° y 39°).

Es de suma importancia que para poder resolver cualquier problema en sismología y en Geofísica en general, se debe entender primero el problema directo y de esta manera poder tratar de resolver el problema inverso. Esto incluye la obtención de ecuaciones para distintas condiciones geológicas.

Como el principal problema que enfrenta la inver-  
sión sísmica es la resolución limitada de la ondícula que viaja a través del yacimiento o zona de interés, se debe considerar: el mejoramiento de la resolu-  
ción del método sísmico y una integración óptima entre sismica, registros de pozo y geología

Por otra parte, para tratar el problema de inversión se debe de tener un modelo inicial tomado de algún registro de pozo; el problema inverso se resuelve para este modelo inicial y la traza error se investiga para el nuevo conjunto de parámetros determinado. El proceso se termina cuando el error calculado es menor que un límite reflejado, o cuando el coeficiente de correlación entre la traza sintética y la real alcanza un valor deseado. Este modelo final, que es obtenido para esta traza particular, se utiliza entonces como modelo inicial para invertir la próxima traza más cercana y el proceso se repite para todas las trazas sobre la línea.

La estimación de la densidad, la velocidad longitudinal P, la velocidad transversal S y la densidad, en base al problema inverso y su integración con los datos del problema directo da una herramienta adicional para el procesado y análisis de las ondas sismicas en distintos medios. Cada parámetro obtenido del análisis de AVO nos da un indicador diferente de las características sismoestratigráficas y una herramienta integrada en la interpretación litológica.

Para hacer la caracterización de un yacimiento es indispensable, hacer una integración de datos sísmicos (inversión), datos geológicos (litología, densidad de la roca, tipos de fluido en los poros) y registros de pozo; para poder tener así un mejor control de todos los parámetros que influyen en un yacimiento.

Por lo que a sismica se refiere, es necesario un análisis de calidad de los datos sísmicos de campo, para tener un procesado confiable en la utilización de AVO. En AVO se requieren datos adecuados de campo según el área de estudio y las condiciones geológicas que existan; así mismo se requiere tener un arreglo adecuado para estudios de AVO, ya que si por ejemplo, se tiene un arreglo con una gran distancia de la fuente-receptor, este reducirá el ruido, pero también reduce la amplitud y puede destruir la respuesta de AVO y al contrario, si se tiene una distancia corta de la fuente-receptor, no se tendrá una gran variación de los ángulos de inci-  
dencia, lo cual es necesario para el estudio del AVO.

Se deben utilizar las ecuaciones de Zoeppritz para el estudio de AVO, seleccionando las aproximacio-  
nes de Zoeppritz más adecuadas, según sea el pro-  
blema a resolver o en su caso una integración óptima de las aproximaciones que nos representen las condiciones más reales del subsuelo

En el presente trabajo se analizaron los factores que afectan a la variación de la amplitud con la distancia, como son la adquisición de datos, el procesamiento sísmico, y el marco geológico y se aplicaron diversas secuencias de procesado sísmico para AVO y problemas de inversión, deduciendo que la secuencia de proceso más adecuada en este caso fue la No 6, donde su base principal fue la compensación de amplitudes consistente con la superficie, compensación por absorción, procesado por ondícula, deconvolución predictiva consistente con la superficie, correcciones estáticas y dinámicas, el filtro F-X en distancia fuente-receptor común y DMO; evaluando cada uno de los procesos para una mejor confiabilidad en la conservación de la amplitud.

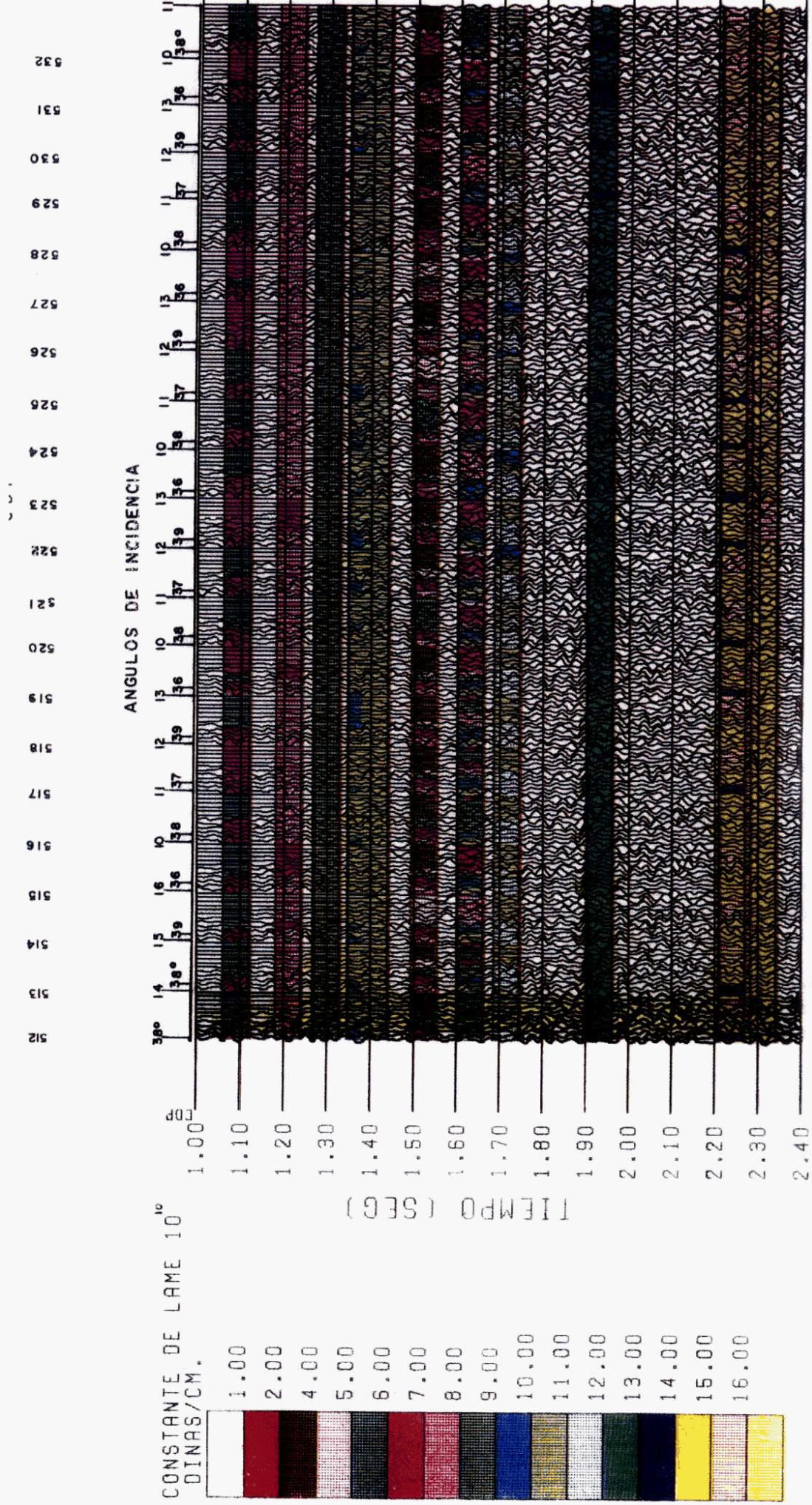


Fig. I-20.- Variación de la Constante de Lamé en función de su Ángulo de Incidencia.

En la aplicación a datos sísmicos reales en la línea B, así como la integración del registro de pozo (de resistividad); se obtuvieron buenos resultados en la estimación de los parámetros petrofísicos, acústicos y elásticos en función de su ángulo de incidencia. Así mismo la forma de la señal sísmica y de la resistividad mostraron la correlación en las diferentes interfaes debido a su litología.

Con los parámetros obtenidos en la línea sísmica B (en las diversas gráficas a color de cada parámetro), se muestra una variación de sus valores en ángulos mayores de incidencia; sin mostrar ninguna gráfica alguna anomalía de interés, desde el punto de vista petrolero; sin embargo, estos resultados son satisfactorios, ya que se ve como el análisis de AVO y la obtención de cada parámetro es un indicador diferente de las características sismoestratigráficas de un área en particular, y con ello se puede hacer una integración para la interpretación de un yacimiento.

Finalmente se necesitan hacer mas investigaciones en dirección cuantitativa de los aspectos de AVO.

## BIBLIOGRAFIA

**Abma Ray y Claerbout Jon, 1995**

Lateral prediction for noise attenuation by f-x and f-x techniques: Geophysics, Vol. 60, No. 6, pag. 1887-1896.

**Aki, K., and Richard P., 1980**

Quantitative Seismology Theory and Methods. W. H. Freeman and Co.

**Becquey, M., Lavergne, M. y Willm, C., 1979**

Acoustic impedance logs computed from seismic traces: Geophysics, Vol 44, No. 9, pag. 1485-1501.

**Berzon C., Epinatieve A., Pariscaya, H. Ctarodubrovca P. 1962**

Dinamicheskie Xaracteristiki Seismicheskix Boln B realnix sriedax. 3 d. Vo. ANCCP. 511c.

**Biot, M.A., 1956a**

Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid, part I. Low frequency range: J. Acoust. Soc. Am., 28, pag 168-178.

**Bortfeld, R., 1961**

Aproximations to the reflection and transmission coefficients of plane longitudinal and transverse waves: Geophysical Prospecting, No. 9, pag 485-502.

**Brekhovskikh, L. 1980**

Waves in Layered media. New York: Academic Press, 497 p.

**Cornish, B.E. y King, G.A., 1988**

Combined interactive analysis and stochastic inversion for high resolution reservoir modelling: Presented at 50th Meeting of the European Association of Exploration Geophysicists (EAEG), The Hague, Netherlands.

**Cerveny, V. and Ravindra R. 1971**

Theory of seismic Head Waves, Toronto Press, 312 p.

**Del Valle G. Raúl, 1986**

Model Parameterization in Refraction Seismology: B. Sc, McGill University, Montreal Canadá.

**Domenico, S.N., 1984**

Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity. Geophysics, Vol. 49, pag, 1188 - 1195.

**Guérrillot D. R., Lemouzv P. M., Ravenne C.**

How Reservoir Characterization can Help to Improve Production Forecasts. Institut Francais du Pétrole, France, 6 th European IOR-Symposium in Stavanger, Norway, Mayo 21-23 1991, pag. 3-19.

**J. A. Mendoza y G. Ronquillo**

Importancia del Filtro Q Inverso en el procesado Sísmico Estratigráfico. Instituto Mexicano del Petróleo. México D.F., México,

**Jeffrev and R. Resnick. 1993**

Offset-Depends Reflectivity. Theory and practice of AVO Analysis. Chapter III Seismic Data Procesing for AVO and AVA analysis, SEG, pag. 175-189.

**Koefoed O, 1962**

Reflection and Transmission Coefficients for plane Longitudinal Incident waves. Geoph. Prosp. Vol 10, pag. 304-351.

**Levy, S. Cabrera J., Stinson K., Oldenburg O., and**

**Champan R, 1986.**

The estimation of density, P-wave and S-wave Speeds of the Top-Most Layers of sediments. ITA. pag. 247 - 262.

**Mallick Subhashis, 1993**

A simple approximation to the P-wave reflection coefficient and its implication in the inversion of amplitude variation with offset data., Geophysics, Vol 58, No, 4 , pag. 544-552.

**Martínez Ruben Dario, Cornish Bruce E., Recbec Anthony J., and Curtis Michael P.**, 1988  
Complex Reservoir Characterization By Multiparameter Constrained Inversion. Presented at the SEG/EAEG Research Workshop on Reservoir Geophysics, July 31- August 3, 1988, Dallas, Texas. Halliburton Geophysical Services, Inc. 12 p.

**Martínez R. D.**, 1993

Wave propagation effects on amplitude variation with offset measurements: A modeling study: Geophysics, Vol. 58, No. 4, pag. 534-543.

**Martínez R. D.**, 1983

Inversión sísmica y su aplicación a la exploración de trampas estratigráficas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración AMGE, Vol XXIII, No. 2.

**Mazzotti, A. y Ravagnan, G.** 1995

Impact of processing on the amplitude versus offset response of a marine seismic data set: Geophysical Prospecting, Vol. 43, No. 3, pag. 263-282 .

**Mendoza, A.J.** 1997

Estimación de ondícula de fase mínima. Manual del usuario IMP.

**Newman P.**, 1973

Divergence effects in a layered earth. Geophysics, Vol 49, pag 481-488.

**Ostrander W.J.**, 1984

Plane-wave reflection coefficients for gas sand at nonnormal angles of incidence. Geophysics, Vol. 49, No. 10, pag. 1637-1648.

**Pan, N. D. y Gardner, G. H. F.**, 1987

The basic equations of plane-wave reflection and scattering applied to AVO analysis: Seismic Acoustic Laboratory, SemiAnnual Progress Review 19, p 123-139.

**Ronquillo Jarillo Gerardo**, 1991

Determinación de los coeficientes de Reflexión y Transmisión de las ondas sísmicas en función de su ángulo de incidencia. Informe final, Proyecto CAO-6513, Instituto Mexicano del Petróleo., pag 1-107. (Inédito).

**Ronquillo J.G. y Ramirez L.C.**, 1992

Determinación de los coeficientes de reflexión, transmisión y estimación de la densidad, coeficientes de Poisson, velocidad longitudinal y transversal en «N» medios. GEOS (Unión Geofísica Mexicana), boletín informativo, Vol 12, No 1, pag 2-6.

**Ronquillo J. G. y Ramirez L. C.**, 1992

Determinación de los coeficientes de reflexión y transmisión en función de su ángulo de incidencia en medios multiestratificados, Revista Instituto Mexicano del Petróleo, Vol XXIV, No. 4, pag. 14-24.

**Ronquillo Jarillo Gerardo**, 1992

Problemas directo e inverso en la determinación de algunas propiedades sísmicas en incidencias oblicuas en «N» medios. Subdirección de Tecnología de Exploración Instituto Mexicano del Petróleo. Informe Final interno, Inédito.

**Ronquillo Jarillo Gerardo**, 1993

Estimación de los parámetros petrofísicos, acústicos y módulos elásticos de las rocas de datos sísmicos reales. Subdirección de Tecnologías de Exploración Instituto Mexicano del Petróleo. Informe Final interno, Inédito.

**S. A. Levin**, 1989

Surface-consistent deconvolution. Geophysics, Vol. 54, No. 9 (September 1989), Pag. 1123-1133.

**Shuey, R.T.**, 1985

A simplification of the Zoeppritz equations: Geophysics, Vol. 50, pag. 609-614.

**Sheriff, R.E., and Geldart, L.P.**, 1991

Exploración Sismológica, Vol. 2. Procesamiento e Interpretación de Datos, Editorial Limusa.

**Sheriff, R.E.**, 1984

Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics, Society of Exploration Geophysicists.

**Tatham, R.H. and Stoffa, P.L.**, 1976

VP/VS- A potential hydrocarbon indicador, Geophysics, Vol. 41, pag. 837 - 844.

# **ANALISIS DE FRACTURAMIENTO Y MICROESTRUCTURAS EN MUESTRAS DE NUCLEO Y SU RELACION CON LAS RUTAS PREFERENCIALES DE FLUIDOS EN UN CAMPO PETROLERO, DE LA SONDA DE CAMPECHE**

\*Alma América Porres Luna  
Fernando Castrejon Vacio  
Carlos Pacheco Gutierrez  
Marco Antonio Samudio Horta  
Manuel Escalante Sánchez

## **RESUMEN**

*Los estudios de fracturamiento en yacimientos de aceite y gas en México, constituyen un factor decisivo para la exploración de hidrocarburos, debido a que gran porcentaje de la producción está asociada con yacimientos naturalmente fracturados.*

*Por este motivo se consideró conveniente realizar un análisis de fracturamiento utilizando principalmente muestras de núcleo, para conocer la disposición de fracturas y sus relaciones espaciales, así mismo identificar asociaciones con las microestructuras observadas a nivel microscópico y megascópico, con la finalidad de dilucidar la génesis de dicho fracturamiento; además se utilizó información de registros de pozos, líneas sísmicas, pruebas de presión, información estructural e información tectónica.*

*Debido a que las fracturas no son fenómenos aislados en la naturaleza, sino que responden a esfuerzos de la corteza terrestre, principalmente de tipo tectónico, es necesario establecer su origen, para definir sistemas, tendencias, densidad y direcciones principales de fracturamiento, aspectos de interés debido a que las fracturas constituyen rutas preferenciales de fluidos en un yacimiento.*

*Como los núcleos generalmente no se toman orientados, fue necesario apoyarse con información de registros de echados, de los cuales se obtuvieron rosetas de fracturamiento, así como con imágenes de pozo que proporcionan estereogramas de fracturas.*

*Como resultado del estudio en este campo petrolero, se determinó que existe una superposición de eventos tectónicos, los cuales han causado una deformación compleja que ha ocasionado un intenso fracturamiento irregularmente distribuido en sentido vertical y horizontal.*

*Se definieron sistemas de fracturamiento y sus orientaciones, encontrando que el mayor número de ellos, están asociados genéticamente al emplazamiento de fallamiento lateral, fallamiento normal y en menor grado al plegamiento; observándose también que la mayor incidencia de fracturas se relaciona con la dolomitización.*

*Por otro lado, se estableció que la dirección preferencial de fracturamiento y consecuentemente de las rutas preferenciales de fluidos en dicho campo, corresponde a N-S relacionada genéticamente con zonas de cizalla, que fueron originadas durante la deformación más intensa que sufrió esta zona, en el Mioceno Medio-Superior.*

La mayor producción de aceite en México proviene de los yacimientos naturalmente fracturados ubicados en rocas carbonatadas, con edades del Jurásico Superior al Paleoceno Inferior. Estos yacimientos presentan alta productividad debido a la existencia de porosidad secundaria por fracturas naturales y por cavidades de disolución, en éstas formaciones la litología predominante está formada por secuencias de calizas parcialmente dolomitizadas, dolomías y ciertos horizontes de arcillas. Las porosidades de las formaciones son variables, sin embargo, se han cuantificado porosidades medias entre 3 y 25%, en las cuales una gran parte de la porosidad total se encuentra asociada a cavidades de disolución y al sistema de fracturas, la figura 1, muestra un ejemplo de núcleo obtenido en este tipo de formaciones, donde se observan dos sistemas de fracturas, uno de planos verticales y otro de planos inclinados, los cuales cortan a las cavidades de disolución de tal forma que se presenta un sistema poroso complejo muy interesante.

En términos generales, las fracturas son rasgos por los cuales la roca ha perdido cohesión independientemente de su origen geológico.



**FIG. 1.- Ejemplo de un núcleo con fracturamiento vertical e inclinado, obtenido de las formaciones calcáreas naturalmente fracturadas de México.**

Representan por otra parte, un volumen que puede ser ocupado por fluidos y además pueden funcionar como un camino preferencial para el movimiento de los mismos, por lo cual es sumamente importante conocer los parámetros principales de los sistemas de fracturas. Existen diversos modelos para explicar el origen de las fracturas, las cuales resultan de la acción combinada de diferentes fuerzas en el subsuelo<sup>(3, 6, 7)</sup>, entre las que podemos mencionar:

1) Fuerzas Gravitacionales: se originan por la compactación de grandes volúmenes de roca y descompactación por erosión. Debido a que su componente principal es en sentido vertical, los sistemas de fracturas resultantes son principalmente en la misma dirección.

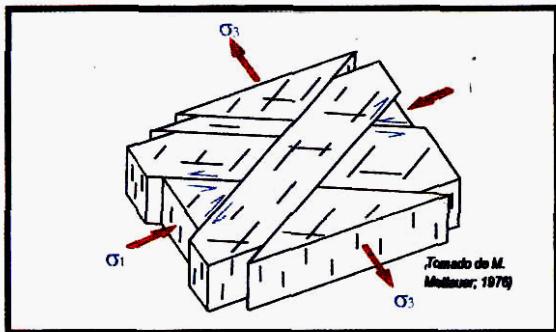
2) Fuerzas Tectónicas: están asociadas a fenómenos de tipo regional en donde se involucran grandes desplazamientos de unidades rocosas, generando estructuras como pliegues y fallas (normales, inversas y laterales), en este caso los sistemas de fracturas resultantes son complejos y obedecen a una combinación de esfuerzos, la disposición de las fracturas en general, se encuentra asociada a un campo de esfuerzos, pudiendo tener varias componentes tanto de tipo compresivo como distensivo; sin embargo se manejan solamente tres componentes,  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ , ortogonales entre sí (Fig. 2, Fig. 3, y Fig. 4). Un caso particular de este tipo de fuerzas corresponde al diapirismo, en donde se generan sistemas de fracturas debido a la ruptura de las rocas por las intrusiones de sal (esfuerzo  $\sigma$ , vertical).

Las fracturas no son elementos aislados en la naturaleza ya que responden a esfuerzos de la Corteza Terrestre, principalmente de tipo tectónico, como se ha mencionado, a una escala regional, los esfuerzos dejan rasgos particulares a diferentes escalas; debido a ello, se han documentado modelos de las estructuras mayores (pliegues y fallas) generadas por fuerzas tectónicas que originan fracturamiento, lo cual nos ayuda a entender su distribución y disposición.

El fracturamiento asociado a plegamiento se muestra en la figura 2, donde se observa la distribución de los sistemas de fracturas; en la figura 3 se muestra la distribución de fracturamiento asociado a fallamiento normal, así como los esfuerzos que lo produjeron y en la figura 4 se muestra la distribución del fracturamiento asociado con la generación de fallas laterales; como se puede observar en estos tres casos, existe una marcada diferencia entre los sistemas de fracturas originados por cada una de las estructuras con las que se asocian<sup>(2, 3, 4)</sup>.

Para comprender la génesis del fracturamiento es necesario realizar un estudio de las formaciones del subsuelo a distintas escalas, utilizando las fuentes de información y las herramientas disponibles que permitan identificar los intervalos fracturados y sus características. De las fuentes de información más

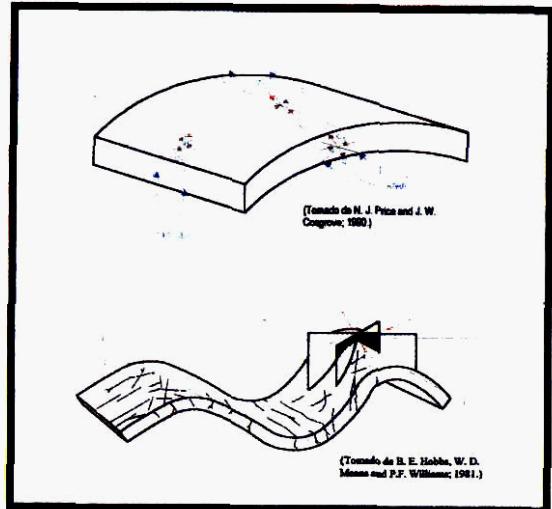
importantes, se tiene a los núcleos, los cuales, ya sea orientados o no, proveen las mayores oportunidades de observación directa. Dentro de las herramientas para determinar intervalos fracturados, se tienen a los registros geofísicos de pozo, datos sísmicos y datos de presión de los yacimientos. Estas herramientas toman medidas indirectas del subsuelo, tienen que ser procesadas e interpretadas y dependen de adecuadas mediciones. Sin embargo, la integración adecuada de las herramientas disponibles, pueden generar un estudio bastante confiable del fracturamiento.



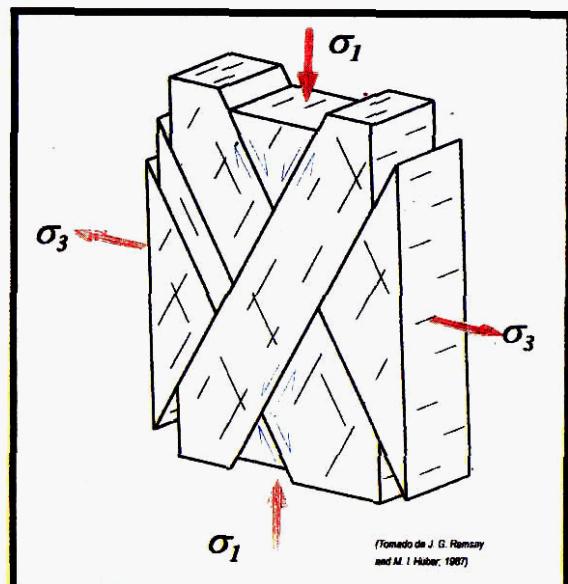
**FIG. 4. Modelo de fracturamiento para fallamiento lateral.**

#### ANALISIS DE MICROESTRUCTURAS EN NUCLEOS

El análisis microestructural es una herramienta útil para entender las macroestructuras, en base a la comprensión y análisis de rasgos a una escala centimétrica. En este trabajo se plantean modelos que permiten deducir el campo de esfuerzos y de esta manera establecer una relación entre microestructuras y estructuras geológicas a una escala macroscópica. Este tipo de estudios ha sido utilizado con bastante éxito sobre todo en proyectos de geología superficial, en donde se dispone de una gran cantidad de muestras para establecer los modelos; actualmente, este tipo de análisis ha sido aplicado por los autores en forma satisfactoria en varios estudios de las formaciones carbonatadas del subsuelo de México, utilizando para ello muestras de núcleo y de canal, aspectos de interés por las implicaciones que tiene en relación al aumento de porosidad y el establecimiento de rutas preferenciales de fluidos. Para realizar este tipo de estudio se propone una metodología que incluye diversas etapas, en las cuales se describe y analiza el fracturamiento y se relaciona con estructuras geológicas mayores. Las etapas consideradas se muestran en la figura 5.

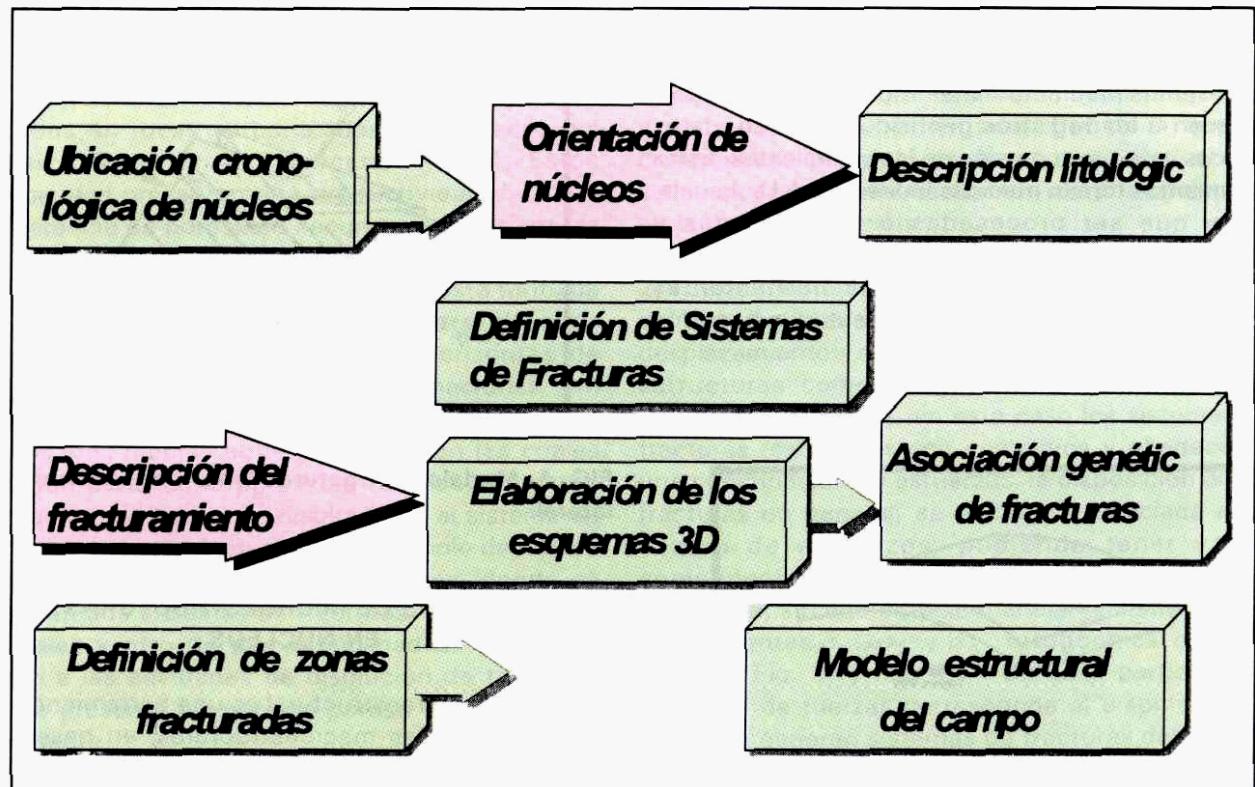


**FIG. 2. Modelo de Fracturamiento en un pliegue.**



**FIG. 3. Modelo de fracturamiento para fallamiento normal.**

La interpretación microestructural y de fracturamiento en los núcleos inicia con la selección de muestras de los horizontes estratigráficos más antiguos a más recientes en cada pozo, con la finalidad de ubicar el fracturamiento y microestructuras en tiempo y espacio. Posteriormente se describe megascópicamente por medio del microscopio, la petrografía de láminas delgadas con el fin de conocer con mayor detalle la composición litológica de cada muestra.



**FIG. 5. Etapas en el estudio microestructural y de fracturamiento en núcleos.**

Se describen también los rasgos físicos (microestructuras), los cuales quedan impresos en las rocas, tales como estrías micropliegues, foliaciones entre otras, las cuales ponen en evidencia el tipo de esfuerzo tectónico que las originó y la dirección principal del desplazamiento. Para la correcta descripción y análisis del fracturamiento a nivel de muestra de núcleo, se consideran los siguientes aspectos: distribución, disposición, tendencia, abundancia, tamaño, espaciamiento y abertura de las fracturas.

#### Representación Tridimensional del Fracturamiento

Para entender adecuadamente el fracturamiento, se requiere analizar la relación entre los aspectos antes descritos y los esfuerzos de deformación, para ello se elaboran esquemas tridimensionales que incluyen, por una parte, la disposición y juego de fracturas, y por otro lado la dirección de los esfuerzos máximo y mínimo compresivos que las originaron. Estos datos se comparan y se relacionan con la estructura o estructuras geológicas, expresadas en un plano de configuración estructural previamente obtenido de la interpretación sísmica, con el cual están relacionados los esfuerzos de deformación. La idea principal de este apartado es establecer un

campo de esfuerzos que permita explicar el origen de las fracturas y su relación con las estructuras mayores como pliegues y fallas, respetando las tendencias y disposiciones observadas en los núcleos. De esta forma, el trabajo aquí planteado trata de efectuar un escalamiento de la información, al relacionar rasgos microestructurales con estructuras identificadas por sismología a escala kilométrica. En general se ha visto buena correlación entre estos aspectos, el punto principal para lograr este escalamiento, es el entendimiento de los esquemas individuales y su relación con modelos a nivel de campo petrolero.

#### INTEGRACION DE FRACTURAMIENTO Y MICROESTRUCTURAS CON DIFERENTES DISCIPLINAS

La integración de los resultados de la interpretación del fracturamiento de diferentes fuentes permiten establecer modelos realistas para explicar el origen y distribución de las fracturas en las áreas de interés.

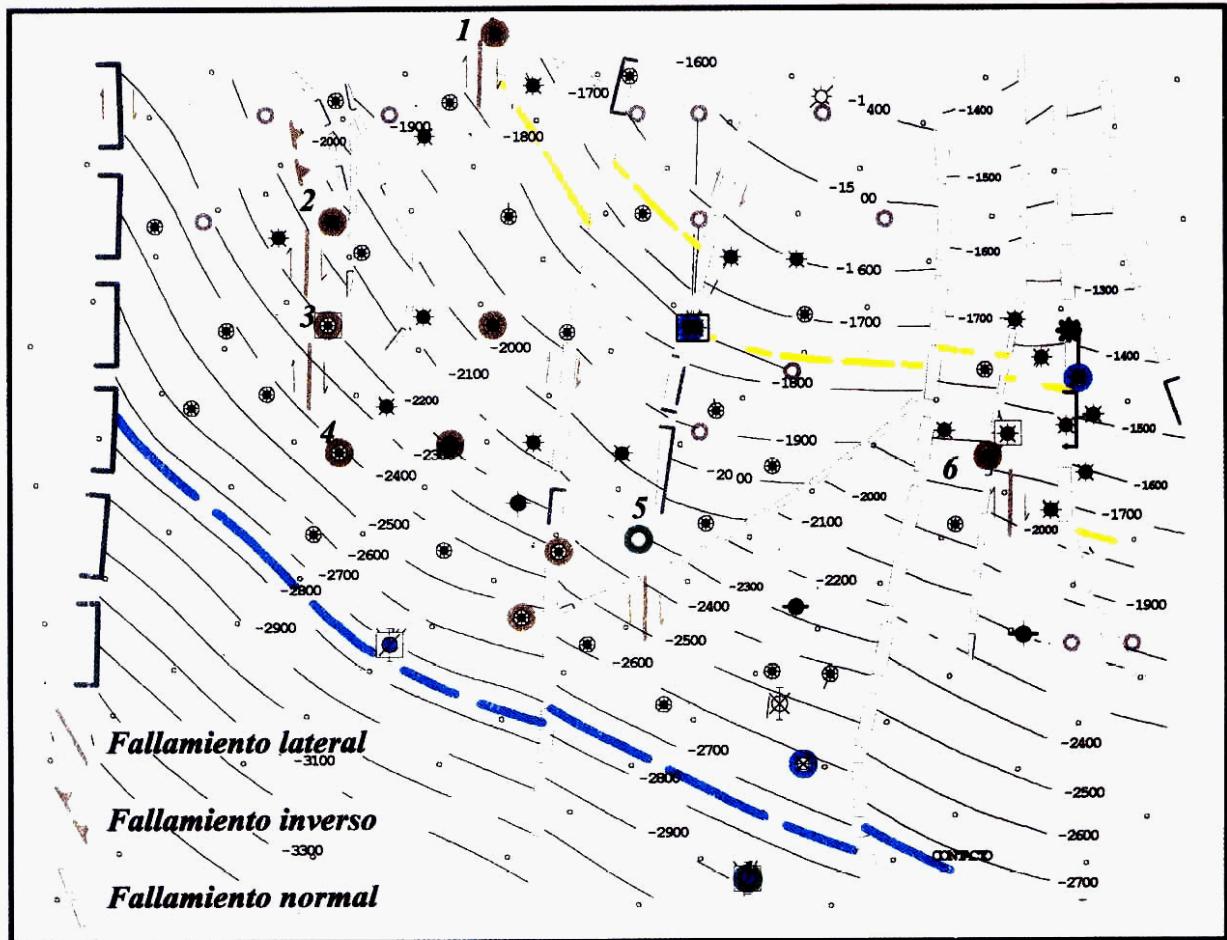


FIG. 6. Configuración estructural de la cima del yacimiento, incluyendo los datos microestructurales de núcleo.

En el presente estudio al relacionar los datos de microestructuras encontradas en las muestras de núcleo, con el plano estructural de la cima del yacimiento elaborado con anterioridad por sismología y con el apoyo de la correlación de registros geofísicos de pozo, se observa la coincidencia en cuanto a la traza de las fallas, pero no con el tipo de fallamiento evidenciado en las muestras de núcleos, ya que muchas de esas fallas están cartografiadas como fallas normales y en realidad son de tipo lateral, figura 6. Siendo en algunos casos de desplazamiento horizontal puro y en otros se presentan con cierta componente normal, figuran 7. El hecho de que estos fallamientos transcurrentes no puedan ser evidentes en la sísmica, obedece a que generalmente no presentan desplazamiento vertical.

El origen del fracturamiento vertical se plantea en esquemas tridimensionales donde se considera que

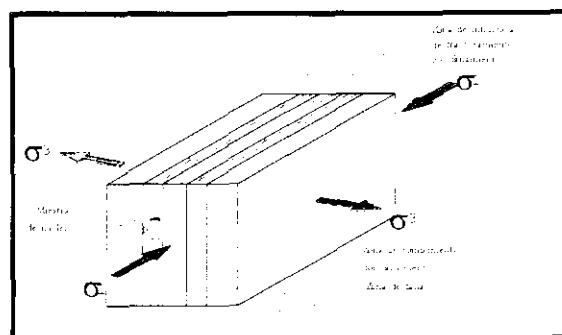


FIG. 7. Estrías de fallamiento lateral, que presentan desplazamiento normal.

el fallamiento forma una zona de cizalla o de rompimiento de algunos metros, obedeciendo al tamaño de la falla así como a su desplazamiento, ( Figura 13 ); esta zona de rompimiento por fallamiento genera a su vez una zona de influencia de fracturamiento, la cual es de dimensión moderada ( Figura 13 ), donde el fracturamiento que se desarrolla no es continuo, presentándose en algunas zonas con mayor frecuencia y tamaño, mientras que en otras disminuye hasta desaparecer, pero siempre conservando la misma disposición y arreglo ( sistema de fracturas ).

Por otro lado la disposición de fracturas en cada pozo es particular y diferente, pero se ha encontrado relación en cuanto a los sistemas de fracturas, observándose que están asociados a un mismo origen cuando corren a lo largo de una falla, figura 6, lo que sugiere que fueron generados por el emplazamiento de la falla lateral.

Se han identificado en el yacimiento tres sistemas de fracturamiento principales; el primero y más importante es de planos verticales generado por fallamiento lateral. Este fallamiento es de dimensiones regionales y se interrumpe tanto en sentido vertical como horizontal, con dirección principal N-S, estos rasgos contribuyeron de manera importante al fracturamiento del campo y por consiguiente al aumento de porosidad y permeabilidad.



**FIG. 8. Representación tridimensional de la zona de fallamiento lateral y su influencia en la generación de fracturamiento.**

Los otros dos sistemas de fracturas fueron generados por fallamiento normal e inverso, los cuales contribuyen al aumento de porosidad y permeabilidad, pero de manera menos importante.

El fraturamiento vertical originado por fallamiento lateral, en algunas zonas establece comunicación entre niveles inferiores y superiores; parámetro de interés ya que en muchos casos estos niveles pueden constituir yacimientos comunicados verticalmente.

Las zonas con abundante fallamiento lateral corresponden a la de mayor incidencia de fracturas, debido a que fueron éstas fallas las que generaron fracturamiento vertical.

## CONCLUSIONES

El estudio de microestructuras en núcleos es de gran importancia, debido a que son rasgos cinemáticos que se imprimen en las rocas y registran movimientos de bloques en la columna geológica.

El conocer la disposición de fracturamiento, la distribución, así como su intensidad en un yacimiento petrolero, es indispensable, debido a que las fracturas constituyen rutas preferenciales de fluidos.

Es conveniente realizar trabajos multidisciplinarios en la caracterización de yacimientos, donde se complete el análisis microestructural y de fracturamiento en núcleos.

La dirección preferencial de fracturamiento y consecuentemente la dirección preferencial de fluidos para el caso de estudio es N-S siguiendo la dirección de los fallamientos laterales.

El estudio de microestructuras se había realizado únicamente en trabajos de geología superficial; sin embargo, los autores han iniciado desde hace tres años éste tipo de análisis en subsuelo, de las formaciones carbonatadas de México.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

1. Castrejón; F., Pacheco, C., Romero, P., Escalante, M. and Pliego, A.: Estudio del Fracturamiento en el campo Abkatún, IMP., México, 1994.
2. Castrejón-Vacio, F.F. and Porres-Luna, A.A.: Use of Seismic Atributes in Geological Description of Carbonate Rocks, SPE ( 1994 ) paper 28673.
3. Hobbs, B.E. Means, W.D. and Williams, P.F.: Geología Estructural, Ed. Omega, Barcelona, España, 1981.
4. Marshak, S. and Mitra, G.: Basic Methods of Structural Geology, Prentice Hall, 1988.

**5. Mattauer, M.**: Las Deformaciones de los Materiales de la Corteza Terrestre, Ed. Omega, Barcelona, España, 1976.

**6. Nelson R.A.**: Geologic analysis of naturally fractured reservoirs: Gulf Publishing Co., Houston, 320 p, 1985.

**7. Price, N.J. and Cosgrove, J.W.**: Analysis of Geological Structures, Cambridge University Press, 1990.

**8. Ramsay, J.G. and Huber, M.Y.**: The Techniques of Modern Structural Geology, Vol 2, Academic Press Limited, London, England, 1987.

# METODOLOGIA DE PROCESADO DE DATOS SISMICOS PARA LA ATENUACION DE MULTIPLES EMPLEANDO LA TRANSFORMADA RADON

\*Carlos Velázquez Tafoya

## RESUMEN

*En este trabajo se muestran ciertos intentos realizados en el proceso sísmico para atenuar las reflexiones múltiples presentes en zonas donde se tiene una litología de carácter cíclico como es el caso de la zona marina de Campeche; dentro de las diferentes alternativas de atenuación se mencionan las ventajas y desventajas de un método o de otro, y se establece la Transformada T-p como la mas adecuada, además se muestran una serie de ejemplos gráficos que concluyen situaciones relevantes en lo referente a la atenuación de los múltiples.*

## INTRODUCCION

La atenuación de múltiples en algunas porciones del área de Campeche siempre ha representado un serio problema para el procesado y como consecuencia para la obtención de imágenes sísmicas de eventos profundos asociados a rocas del Mesozoico, las cuales se encuentran enmascaradas por reflejos múltiples.

En la mayoría de los casos los eventos múltiples son generados dentro de la potente secuencia de lutitas y areniscas de edad Terciaria. En esta región del país las reflexiones múltiples constituyen el ruido coherente más común en los datos sísmicos. Para su atenuación se han empleado diferentes esquemas. En este trabajo se describen en forma breve los más comúnmente empleados, prestando atención a sus ventajas y desventajas inherentes.

Adicionalmente, se describen los resultados de la aplicación de la transformada Radón a un conjunto de datos reales, mejorando sustancialmente la respuesta de eventos primarios profundos.

## METODOS DE ATENUACION DE MULTIPLES

Las reflexiones múltiples constituyen el ruido coherente más común en los datos sísmicos, en general los múltiples son asociados a eventos cílicos de periodo largo. Los múltiples pueden ser atenuados basándose en diferentes criterios y métodos:

Criterio	Método de atenuación
1.- Predicción	Filtrado en t-x y T-p
2.- Sobretiempo normal Buzamiento	Filtrado en f-k Filtrado en f-x
3.- Modelado y resta	Método de ecuación de onda Filtrado en f-x ( radón de mínimos cuadrados ).

1.- Para el método de **Predicción** se tiene:

**Deconvolución predictiva convencional.** En general es un atenuador de reverberaciones y múltiples siempre y cuando el período del múltiple sea estable. El miembro superior generador de los múltiples no se incluye en los datos por analizar, ademas es necesario que exista suficiente información acerca del múltiple en el espectro; en general esta deconvolución es ineficiente para atenuar múltiples interestratificados.

**Deconvolución predictiva dependiente con el buzamiento.** Ofrece alternativas para resolver el problema de la periodicidad en función del buzamiento, creando secciones de igual buzamiento, para después aplicar la deconvolución predictiva en secciones con igual buzamiento. Finalmente las secciones se combinan para formar la salida.

**Deconvolución de Ondícula.** Para períodos de menos de 100 MS, el método estadístico no puede separarlos y los considera parte de la ondícula y

consecuentemente no los elimina. Para períodos entre 100-200 MS, el promedio espectral atenúa algunas reverberaciones; para períodos más grandes de 200 MS, la deconvolución de ondícula no puede atenuarlos.

**Deconvolución de ondícula en T-p.** La deconvolución predictiva en t-x fracasa cuando los múltiples tienen una dependencia con el buzamiento. En el dominio T-p el periodo de los múltiples y los fantasmas se estabiliza.

## 2.- Para el método de **Sobretiempo Normal/Buzamiento** se tiene:

**Apilado.** Se cuenta con los diferentes tipos como son pesado, diversificado, apilado de trazas cercanas, trazas lejanas etc. Para estos casos se explotan los sobretiempos normales de los múltiples con relación a los primarios; en muchos casos el apilado simple es el único atenuador de múltiples necesario.

**Filtrado f-k.** Este método es todavía de los más populares para atenuar múltiples corrigiéndolos dinámicamente en familias de PMC. El rechazo de los múltiples en el plano f-k se logra en base a buzamientos diferenciales de los primarios y múltiples.

**Filtrado f-x.** Está basado en la transformada Radón cuadrática. Los datos son corregidos dinámicamente a la velocidad de los primarios, los datos son modelados en f-x con mínimos cuadrados a incrementos iguales de sobretiempo normal residual (deltaq) sobre un rango limitado ( qmin-qmax ).

## 3.- Finalmente para el método de **modelado y resta** tenemos:

**Método de ecuación de onda.** Es aplicable para la atenuación de reflexiones múltiples generadas en la capa de agua; particularmente útil donde la profundidad del fondo marino es variable. El proceso se realiza en datos preapilados.

**Filtrado en f-x** basado en la transformada de Radón cuadrática.

## DESARROLLO

Buscando la solución más adecuada para atenuar los múltiples en un volumen de datos del área marina de Campeche, se realizaron una serie de pruebas y estudios entre los que se tienen los siguientes:

La **deconvolución de tipo predictiva** fue la primera herramienta empleada, en el volumen de datos

analizado los resultados obtenidos no fueron los más adecuados debido al antecedente del alto grado de periodicidad de los eventos, lo cual como se estableció en un principio, es una de las limitantes de este método, por lo tanto se vuelve ineficiente su utilización.

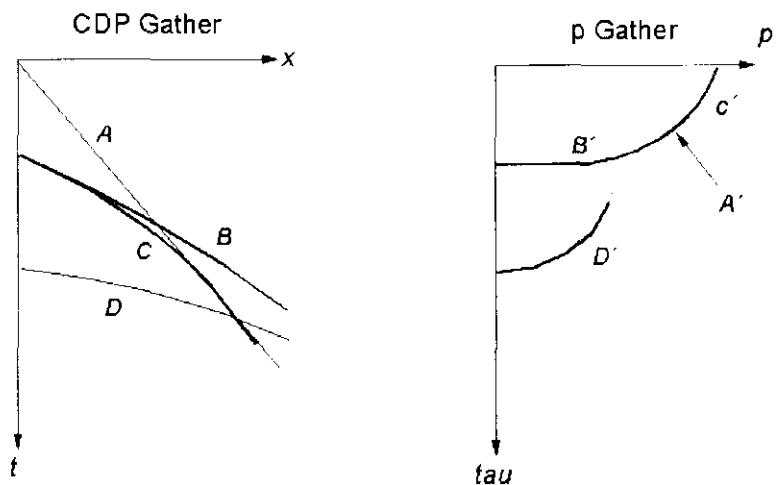
El **filtrado f-k** se podría pensar fuera de mayor utilidad, pero en el volumen de datos analizado se tiene la limitante de ser muy difícil la separación entre lo que es el múltiple y el evento primario, no obstante se efectuaron las siguientes pruebas:

- a).- selección de la velocidad del primario lo más preciso posible.
- b).- corrección de los eventos en el dominio de CMP
- c).- transformación al dominio f-k en donde se separan por buzamiento el primario del múltiple.
- d).- obtención del CMP sin múltiples.

Estas etapas resultan adecuadas en algunos casos, pero en gran parte del volumen de datos analizados tienen la limitante de tener una fuerte mezcla del evento primario con el múltiple en las trazas más cercanas, siendo prácticamente imposible la separación de ambos. También se intentó aplicar un borrado interno tratando de atenuar este efecto pero resultaba muy peligroso ya que se llegó a un límite en donde se perdía tanto el múltiple como el primario. También se tienen con la transformación de un dominio a otro la consecuente distorsión de amplitud, por lo cual resulta peligrosa su utilización cuando se pretende realizar un procesado con la preservación de amplitud verdadera.

Una alternativa adicional es la aplicación de la **transformada T-p** la cual tiene como ventajas que los datos son separados en buzamientos y se pueden ejecutar procesos como deconvolución dependiente con el buzamiento, AVO y **filtrado por buzamiento**. En este dominio las reflexiones múltiples son periódicas en todas las trazas, los eventos lineales se transforman a ondículas simples y no se tienen requerimientos estrictos en cuanto a muestreo espacial uniforme. Con la transformada T-p se hace una transformación de coordenadas mediante la relación lineal  $T = t - px$ , del dominio del offset o del CMP, al dominio T-p. En esta ecuación de transformación x es la distancia horizontal, t es el tiempo de reflejo, p es el parámetro de rayo  $p = V\Delta t / \Delta x$ , donde  $\Delta t$  y  $\Delta x$  son incrementos en t y en x respectivamente y V es la velocidad del medio. Por otro lado, T es el tiempo de intersección.

En la figura A se puede apreciar de manera gráfica como los eventos lineales del dominio x-t son transformados a puntos en el dominio T-p, mientras



**Fig. A.- Representación de eventos sísmicos en el dominio  $t$ - $x$  y el dominio  $T$ - $p$ . Nótese como los eventos lineales (A) se transforman en puntos ( $A'$ ) y los eventos hiperbólicos (B,C y D) se transforman en elípticos (B', C', Y D').**

que los eventos hiperbólicos son transformados a eventos elípticos. La transformada  $T$ - $p$  esta basada en el concepto de ondas planas, la idea es descomponer los datos en componentes de ondas planas con diferentes direcciones. Otra gran ventaja es que con la aplicación de esta transformación y filtrado las amplitudes no sufren modificación alguna. Con todos estos antecedentes se puede concluir que la alternativa más confiable y que podría resolver nuestra problemática en la atenuación de múltiples es el empleo de la transformada  $T$ - $p$ .

#### SECUENCIA DE PROCESADO

Para la aplicación de la transformada  $T$ - $p$  se utilizo el sistema PROMAX. La secuencia de proceso (fig. 1) se inicio sobre los registros de campo (fig. 2) los cuales fueron ordenados en forma de CMP para poder obtener la velocidad de apilamiento del primario mas adecuada (fig., 3a y 3b). Para este caso se tiene como herramienta el desplegado en pantalla en donde con la utilización de uno de los iconos se obtiene una curva hiperbólica y el valor de la velocidad con que se corregirían ciertos eventos. De esta manera se selecciona lo que se considera el primario y se obtienen los valores de la curva de velocidad.

A continuación se utilizó el filtrado Radón, en donde la técnica para suprimir múltiples consiste en modelar los múltiples y sustraerlos de la información sísmica de entrada. El análisis de Radón

transforma los datos corregidos dinámicamente (NMO) (fig. 4), por lo que se recomienda aplicar un borrado de los primeros arribos previo a su empleo. La transformación Radón distingue entre primarios y múltiples basado en la corrección dinámica a partir de las distancias cortas o lejanas. La forma parabólica de la Transformada Radón es usada, ya que los múltiples después de NMO adquieren esta forma. Dentro del desplegado de un espectro del análisis de Radón (fig. 4), los primarios se ubicán en la parte cercana al cero mientras que los múltiples se localizan en la parte positiva y los eventos sobrecorregidos se encuentran en la parte negativa. De esta manera se logró suprimir una gran cantidad de múltiples (fig. 5a, 5b, 5c, 5d), pero quedó un remanente el cual tuvo que ser tratado de otra manera, aunque empleando una herramienta similar.

Para este nuevo problema se aprovechó la característica de que al realizar la transformación directa se seleccionó un rango de transformación en el dominio de  $p$ , con lo que se limitó el paso de ciertos echados. Para la selección de este parámetro es necesario analizar la información y cambiarla segun para cada caso por estudiar. Además es necesario efectuar este proceso con información ordenada en el dominio del punto de tiro (fig. 6 y 7).

Finalmente, se obtuvieron gráficos comparativos

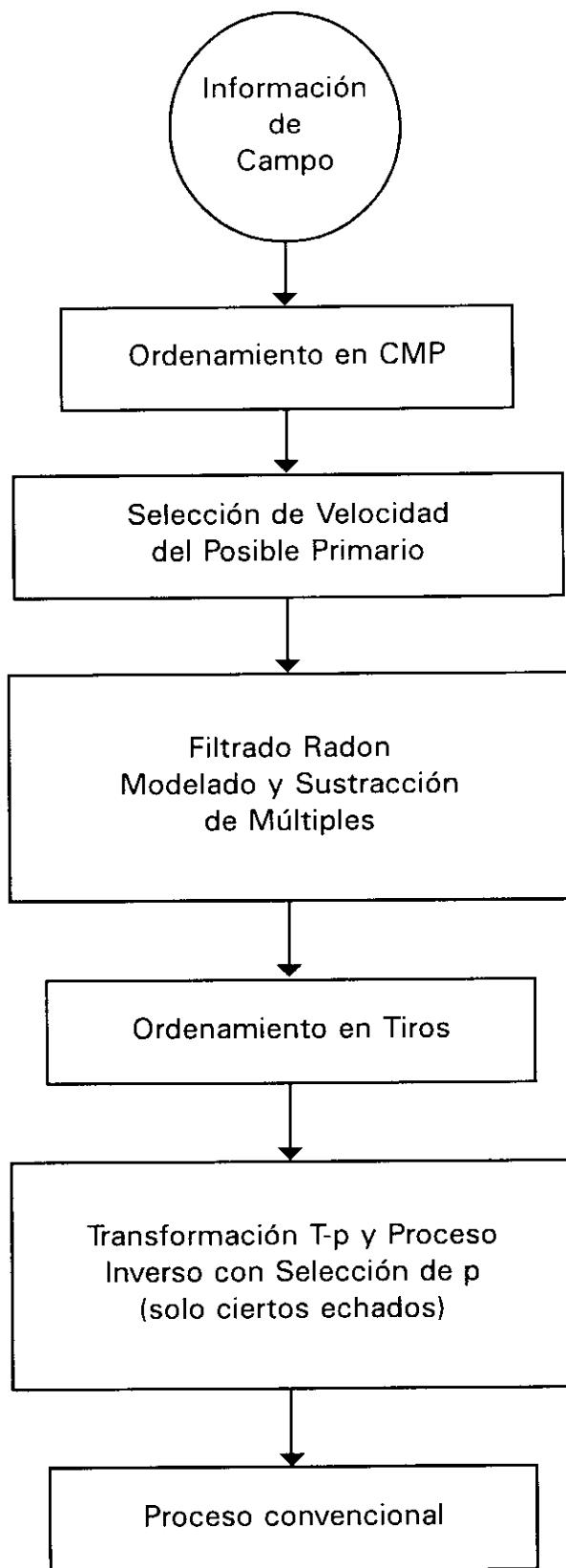
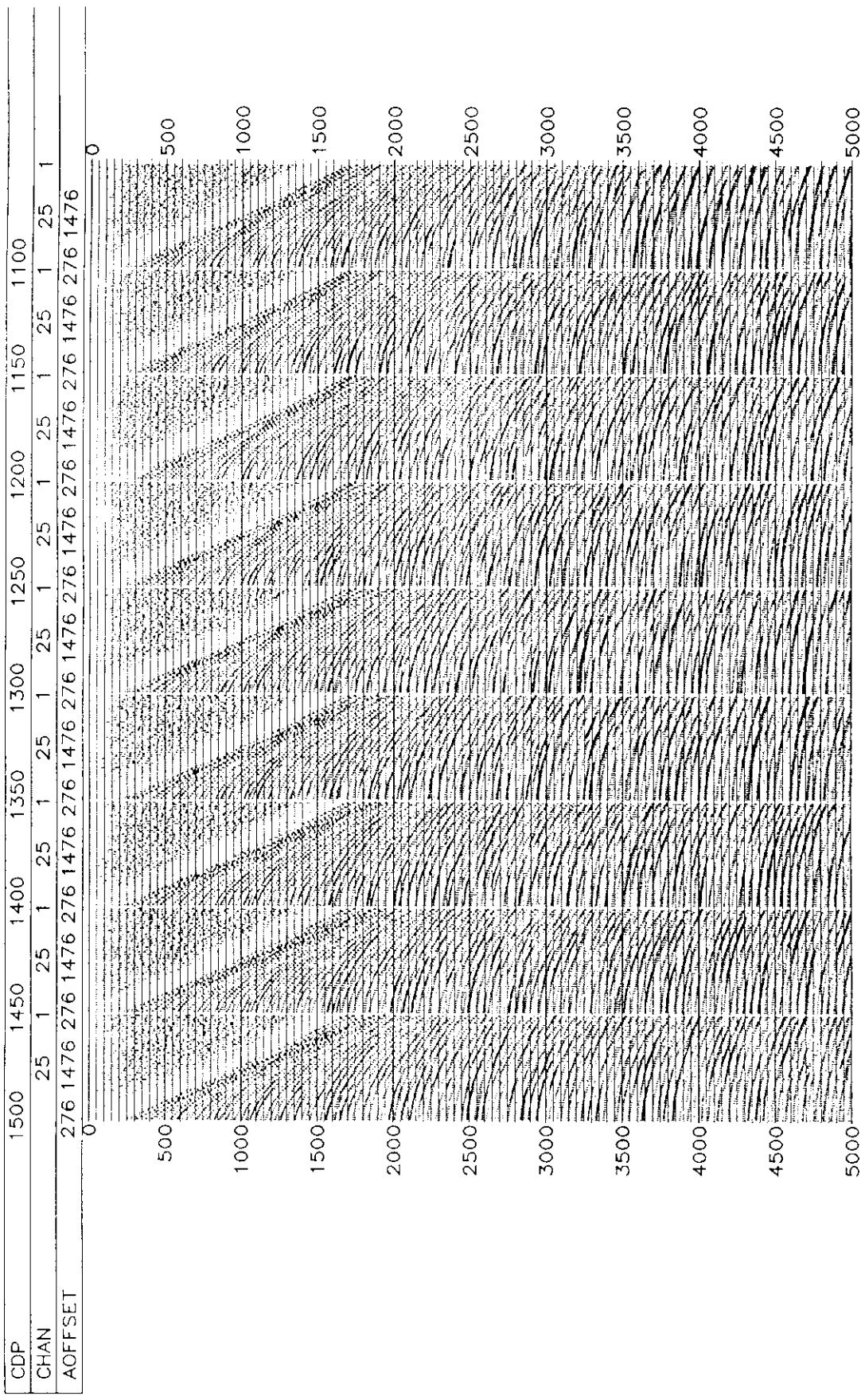


Fig. 1.- Secuencia de Proceso.

## Atenuacion de Multiples CMP's Originales

Fig. 2

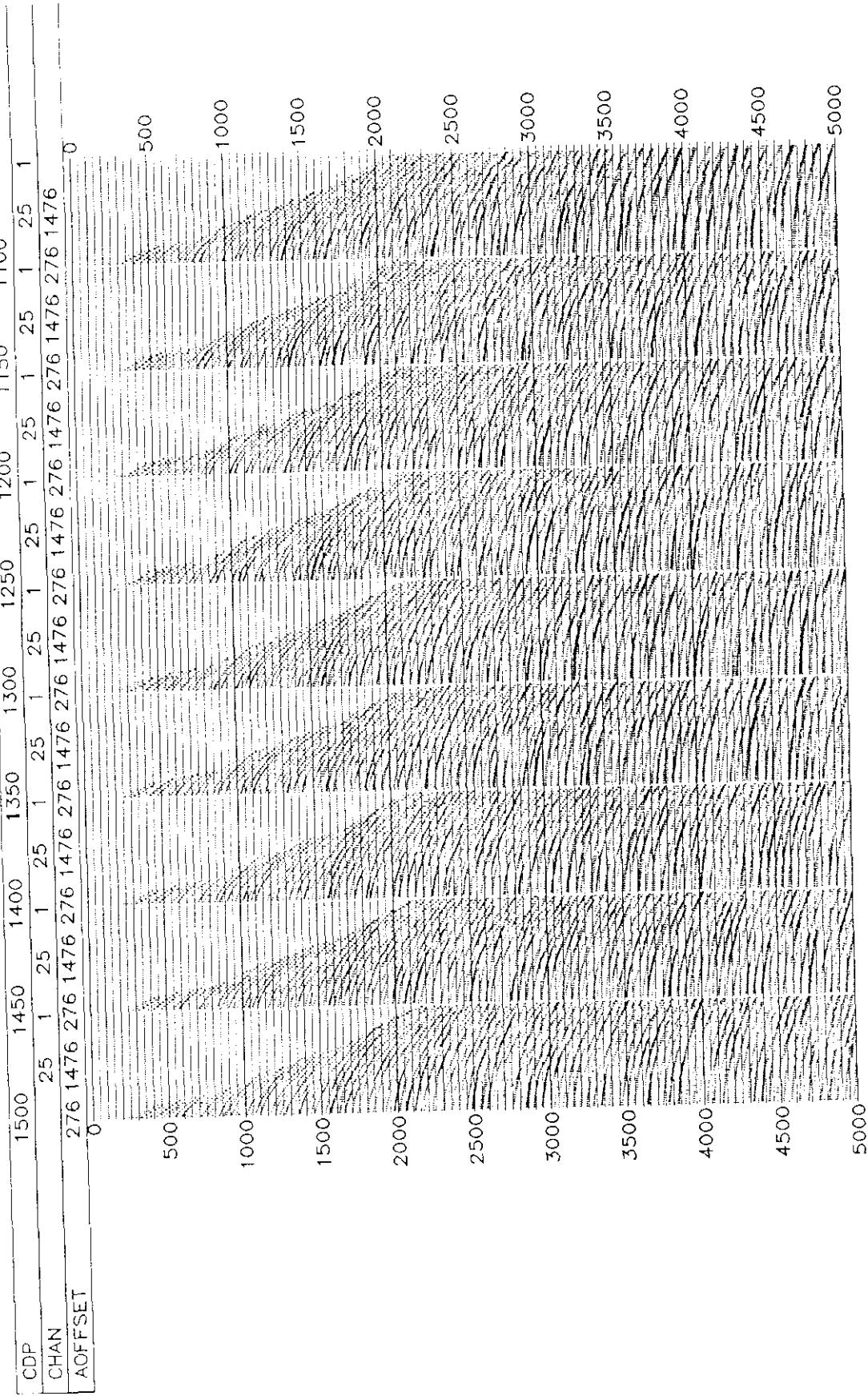




**Instituto Mexicano del Petróleo**  
**Línea de Procesamiento Sísmico**

## Atenuacion de Multiples Fig. 3a CMP's Original con mute y sin NMO

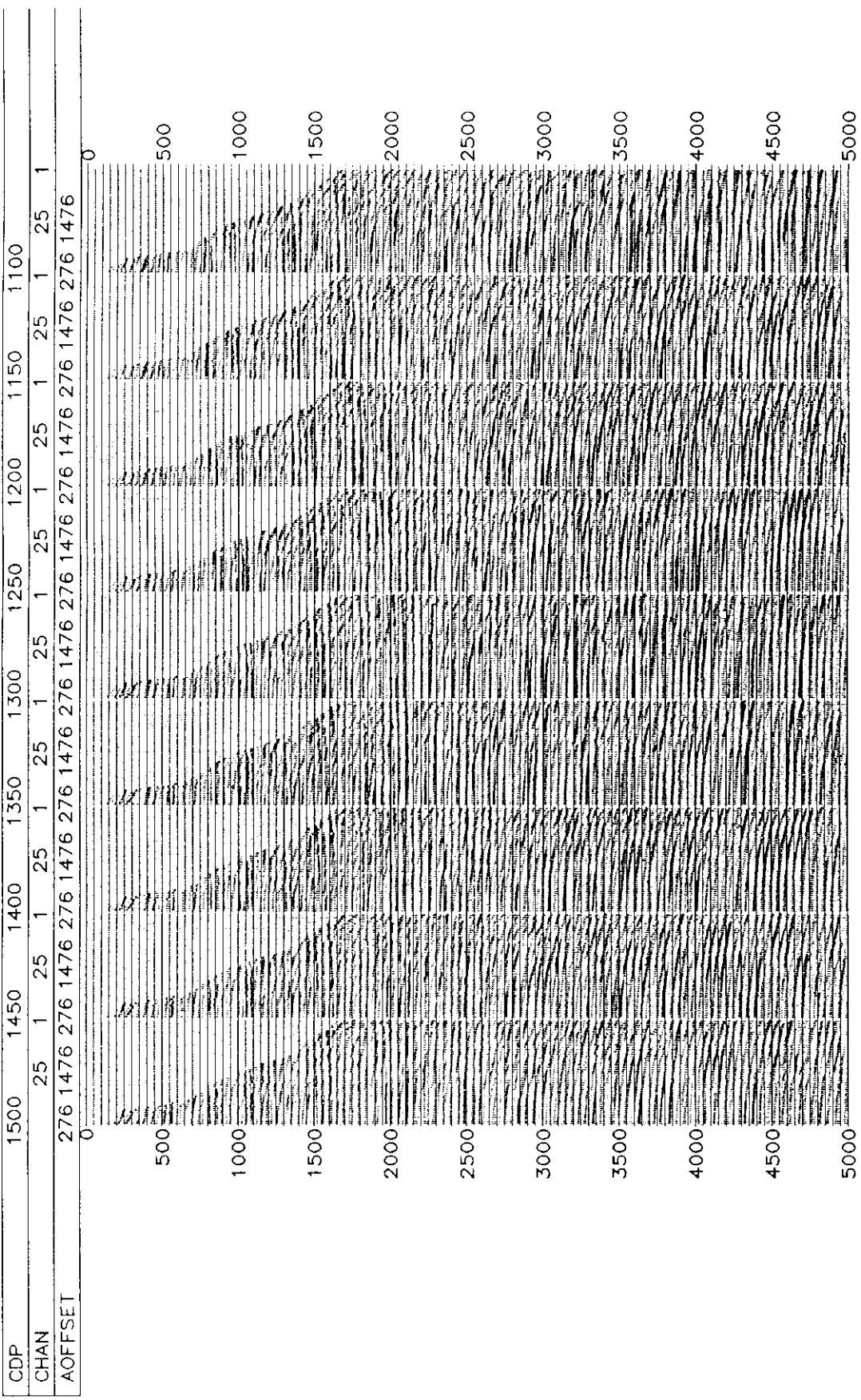
## Atenuacion de Multiples Fig. 3a CMP's Original con mute y sin NMO





**Instituto Mexicano del Petróleo**  
Línea de Procesamiento Sísmico

**Atenuacion de Multiples** Fig. 3b  
**CMP's Original con mute y con NMO**

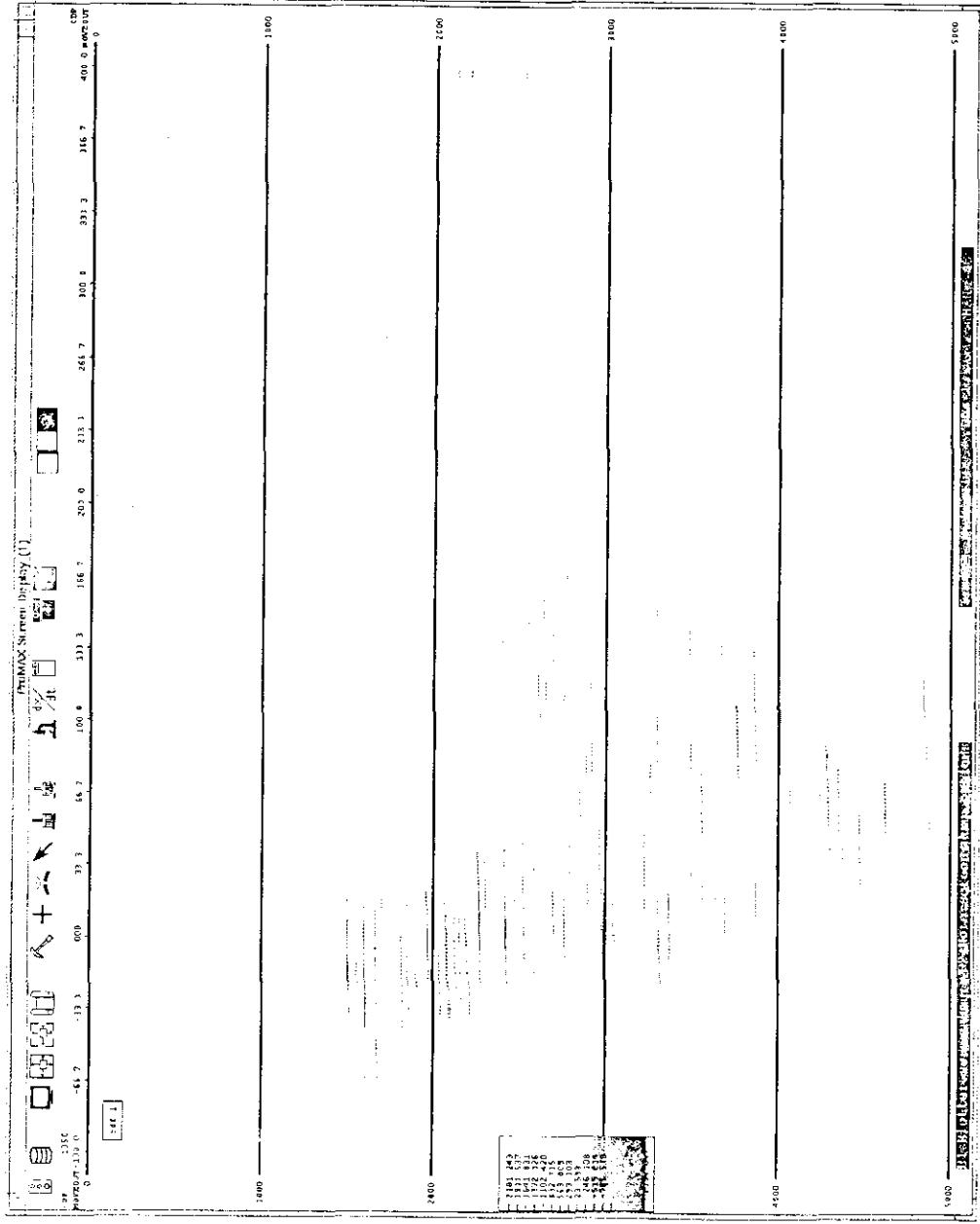


83



## Instituto Mexicano del Petróleo Línea de Procesamiento Sísmico

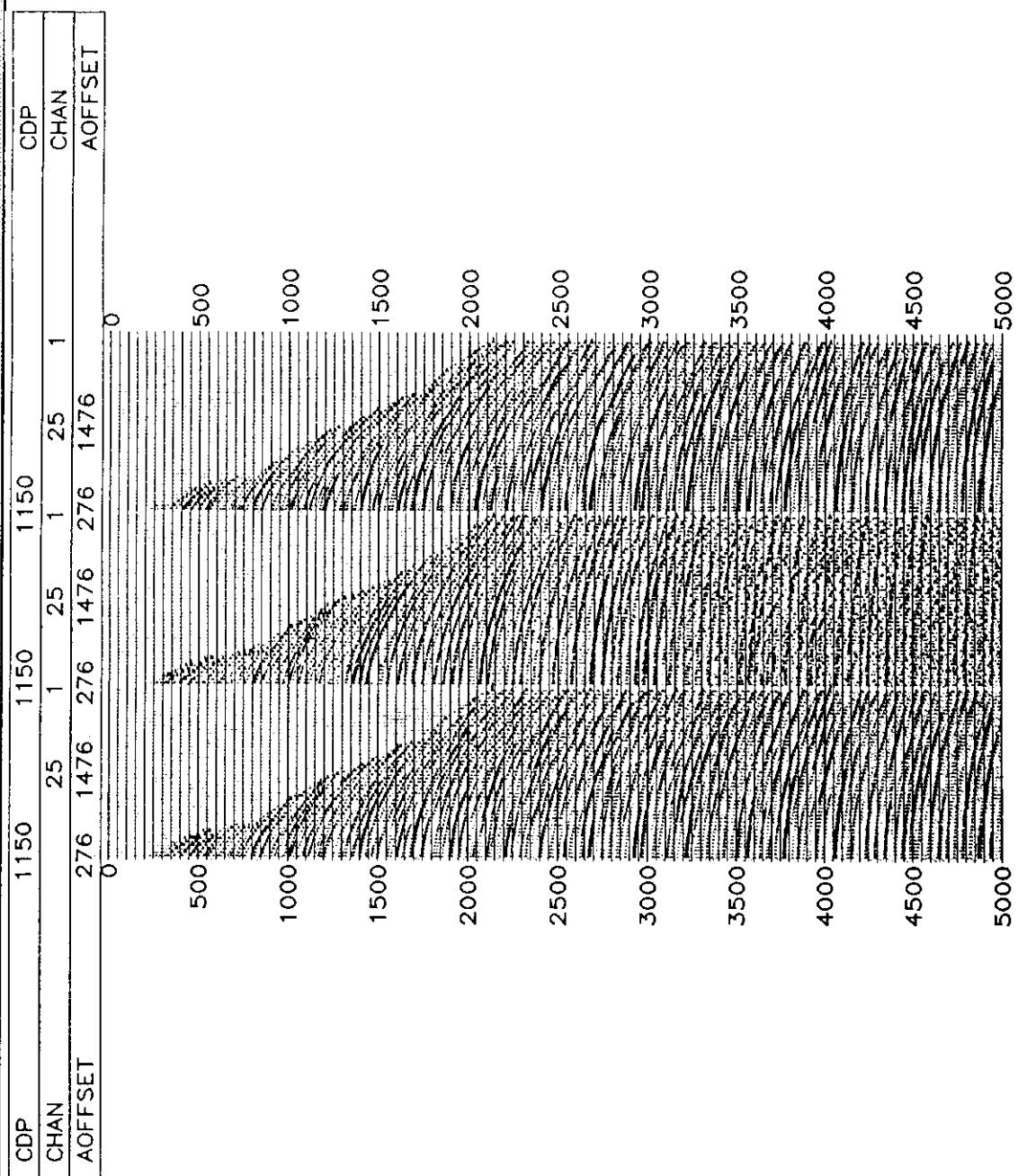
Atenuación de Multiples  
CMP Espectro en el Dominio Tau-P





**Instituto Mexicano del Petróleo**  
**Línea de Procesamiento Sísmico**

**Atenuacion de Multiples Fig. 5a  
CMP 1150 Original-Radon-Diferencia**

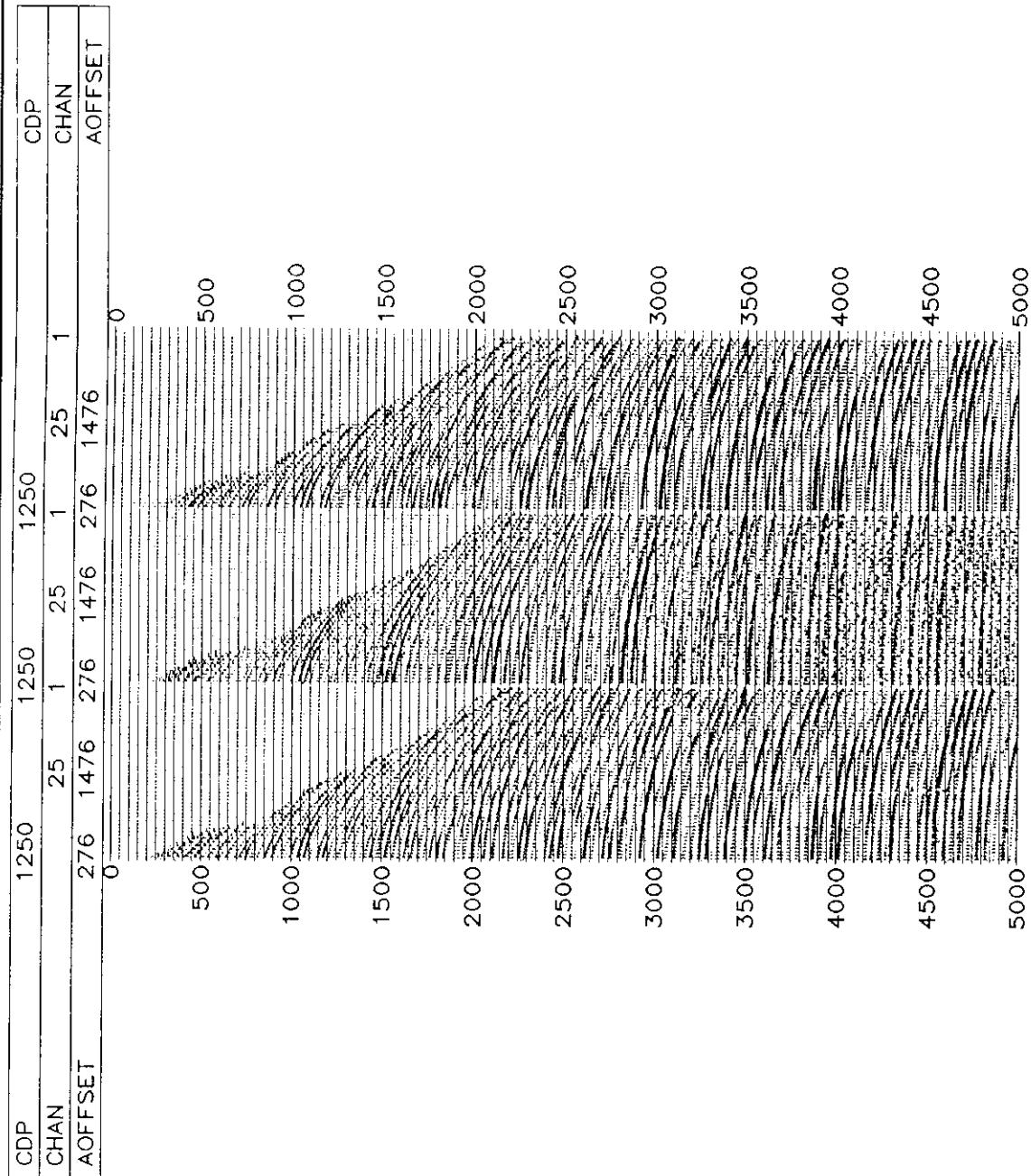


**Atenuacion de Multiples** Fig. 5a  
**CMP 1150 Original-Radon-Diferencia**



**Instituto Mexicano del Petróleo**  
Línea de Procesamiento Sísmico

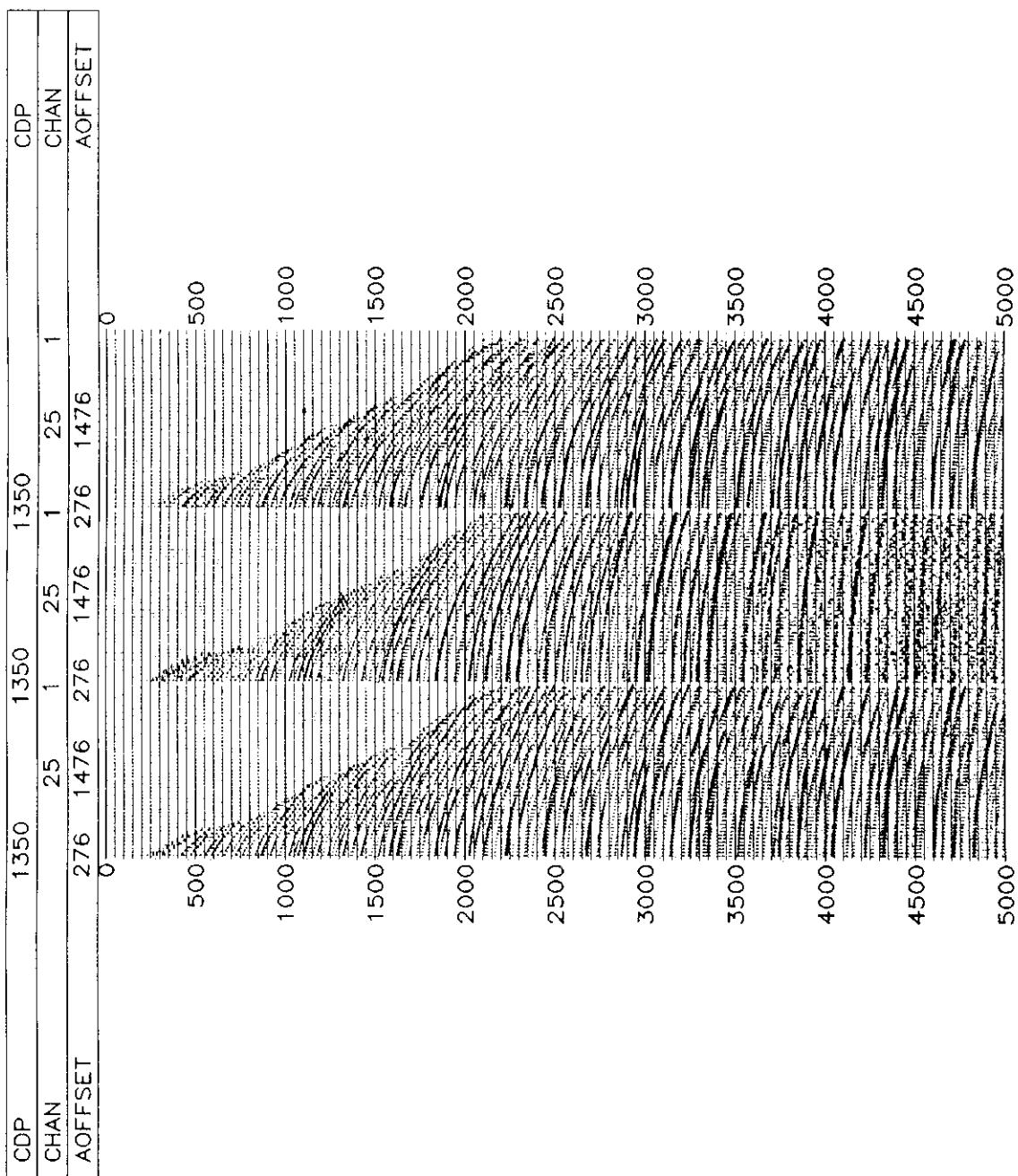
**Atenuación de Multiples    Fig. 5b**  
**CMP 1250 Original-Radon-Diferencia**

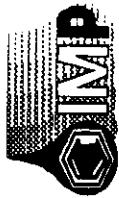




## Instituto Mexicano del Petróleo Línea de Procesamiento Sísmico

### Atenuación de Multiples CMP 1350 Original-Radon-Diferencia

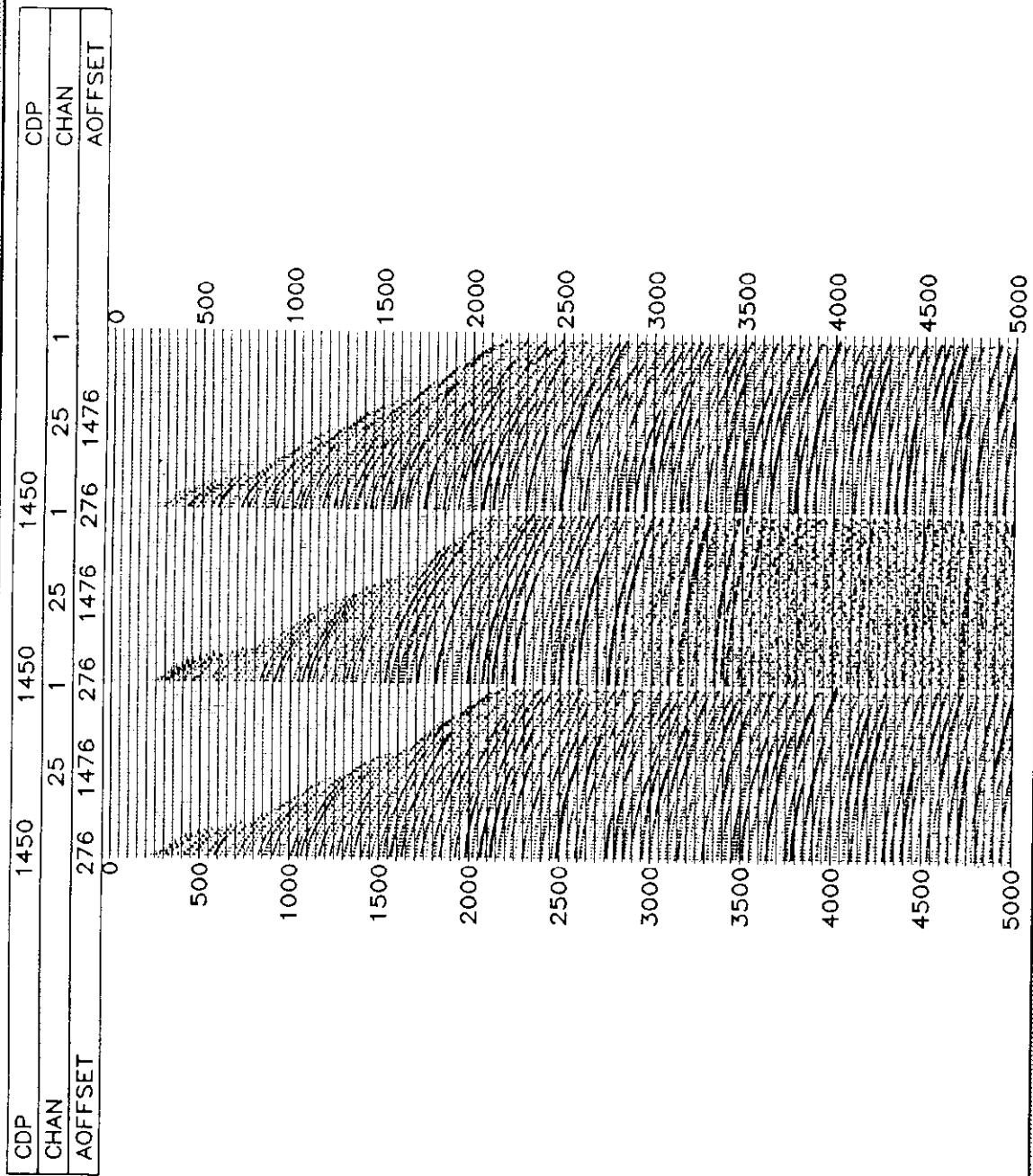


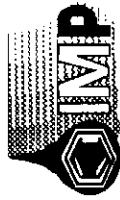


**Instituto Mexicano del Petróleo**  
**Línea de Procesamiento Sísmico**

**Atenuacion de Multiples** Fig. 5d  
**CMP 1450 Original-Radon-Diferencia**

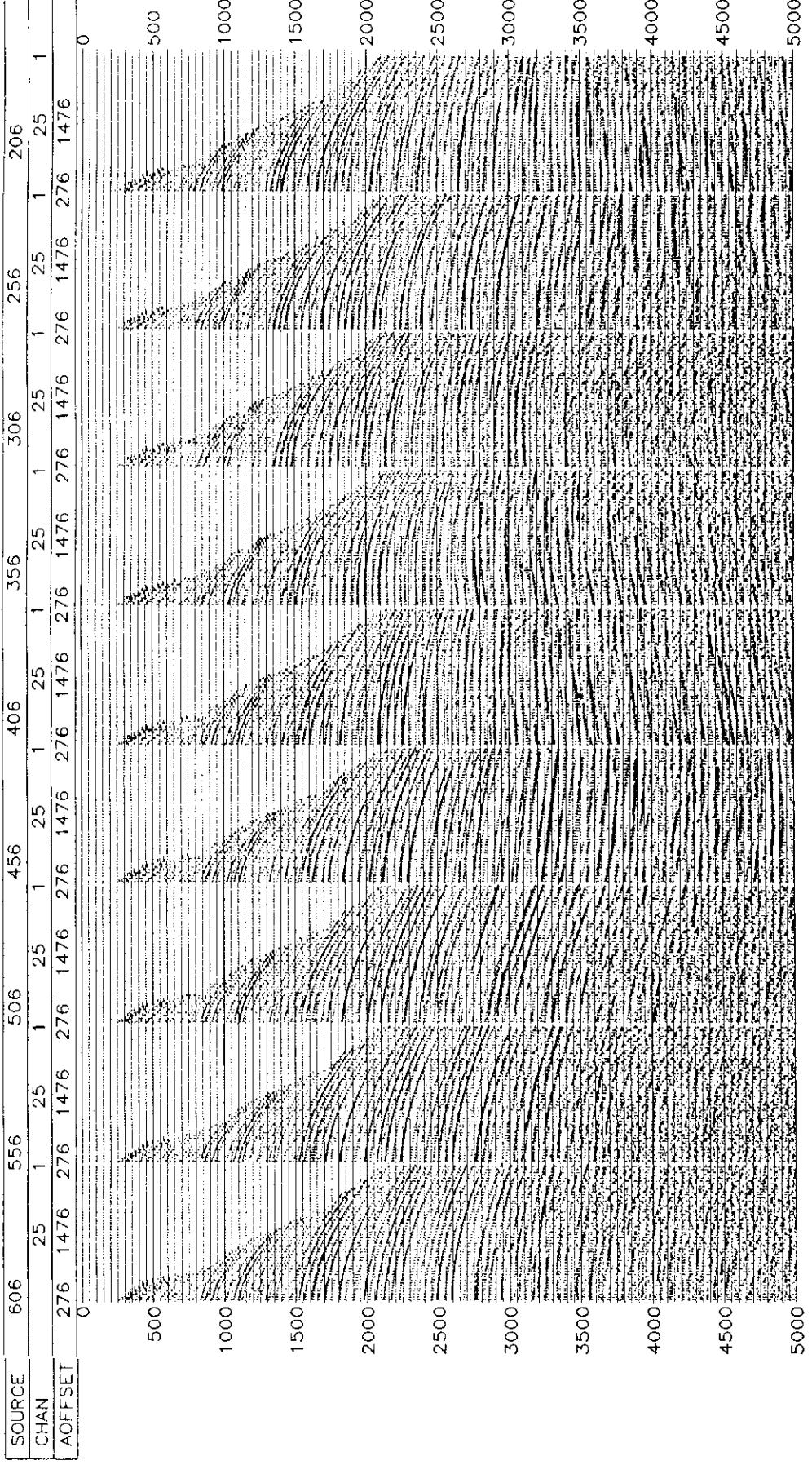
**Atenuacion de Multiples Fig. 5d  
CMP 1450 Original-Radon-Diferencia**

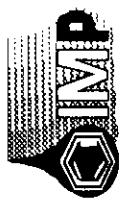




**Instituto Mexicano del Petróleo**  
Línea de Procesamiento Sísmico

Atenuacion de Multiples Fig. 6  
Shots despues de filtrado Radon

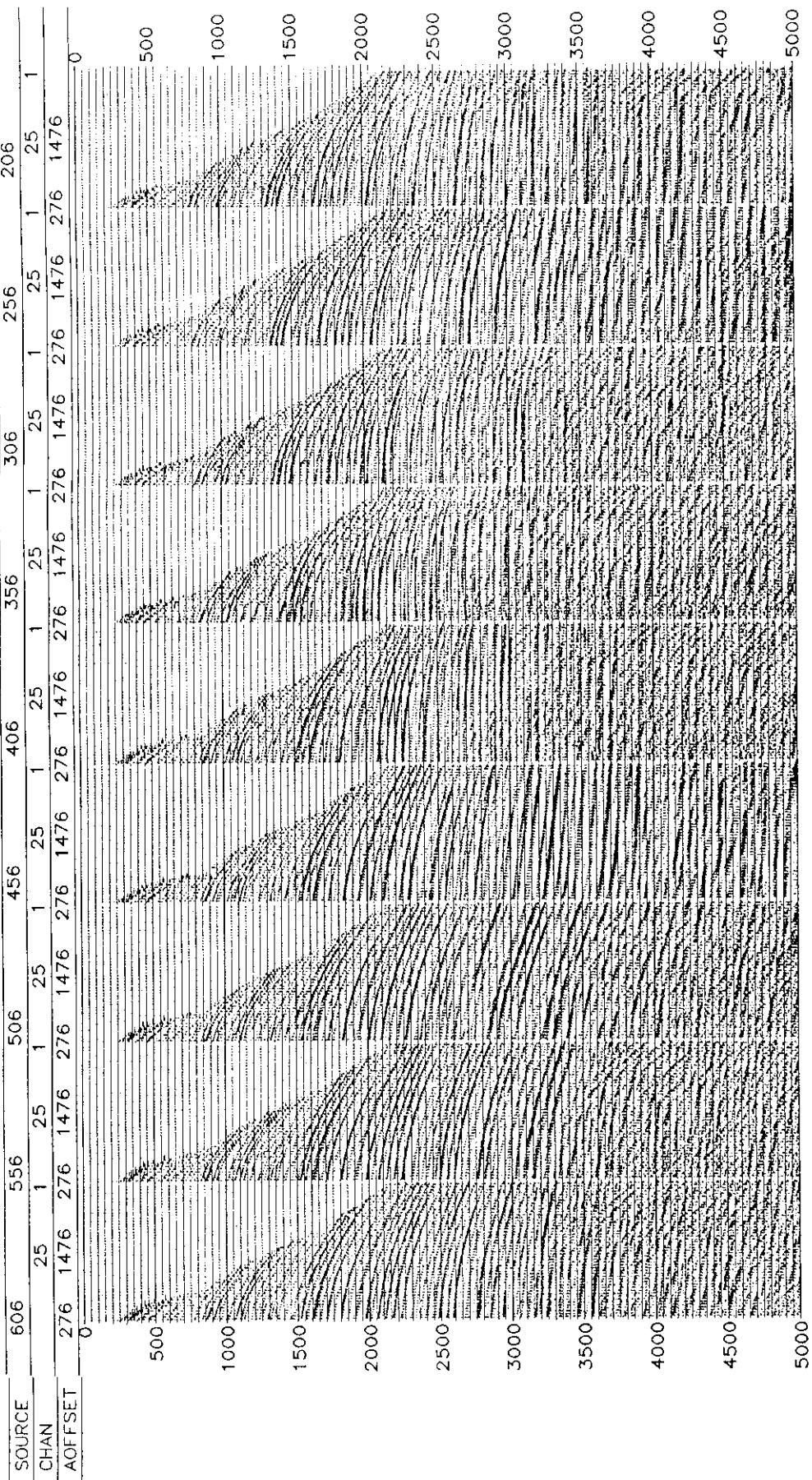




**Instituto Mexicano del Petróleo**  
Línea de Procesamiento Sísmico

Atenuacion de Multiples Fig. 7  
Shots despues filtrado Radon y Tau-P

Atenuacion de Multiples Fig. 7  
Shots despues filtrado Radon y Tau-P



de CMP's (fig. 8a, 8b, 8c, 8d) antes del procesado y al finalizar la atenuación de múltiples y con la diferencia entre ambos, con lo que se pueden observar que los resultados obtenidos cumplen con el objetivo planteado. Para corroborar lo observado en los registros se procedió a obtener secciones apiladas con una velocidad antes y después del proceso atenuador (fig. 9, 10, 11 y 12). También se obtuvo la diferencia entre ambos (fig. 13 y 14), observando que lo que se logra eliminar en su mayor parte corresponde a los eventos múltiples presentes en la sección.

Como último gráfico (fig. 15a y 15b) se tienen los mismos registros de CMP, iniciales pero al finalizar el procesado previo al apilado sin corrección dinámica y con corrección.

Una vez realizado este análisis se continuó con el análisis y diseño de los parámetros de deconvolución y su respectiva aplicación.

El análisis de velocidades se llevó a cabo de manera convencional y se obtuvo un apilado con velocidades interpretadas. A continuación se aplicó el proceso de DMO y se finalizó con una reinterpretación de velocidades y un apilado normal final (fig. 16).

Para el diseño y aplicación de los filtros se analizaron espectros de frecuencias desde la información original y en etapas posteriores, cuidando que el contenido de frecuencias de la zona de interés no se encontrara por arriba de los 30 hz; por lo que se diseñó un filtrado variable en el tiempo que incluyera la zona de 10 a 40 hz.

Finalmente, se procedió a migrar (fig. 17) con el algoritmo de diferencias finitas, cuidando el campo de velocidades y los problemas de los efectos de borde.

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

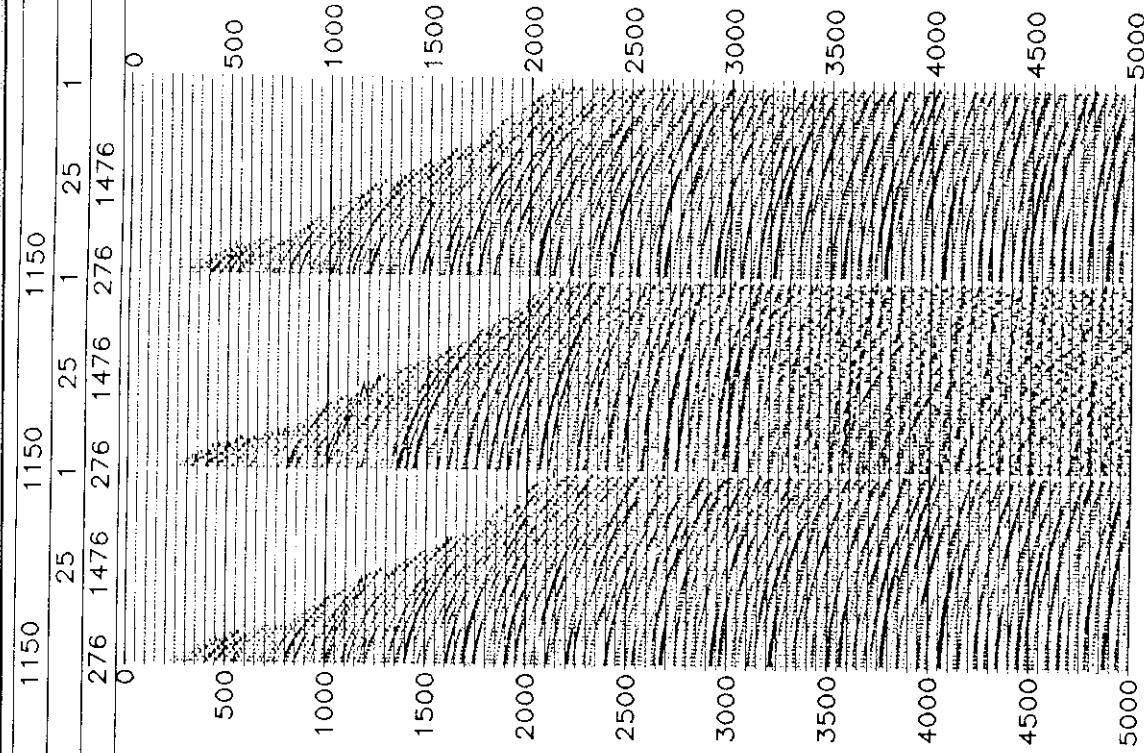
Una vez analizados los diferentes métodos que nos permiten manejar las reflexiones múltiples, se puede concluir que la utilización de la transformada T-p es la herramienta más adecuada para ser empleada en el volumen de datos analizado, teniendo mucho cuidado en la selección tanto de la velocidad inicial de los primarios, así como del valor de p para escoger el filtrado por buzamiento óptimo. También es conveniente mencionar que estos parámetros tendrán que ser estudiados y analizados dependiendo de la zona en estudio.



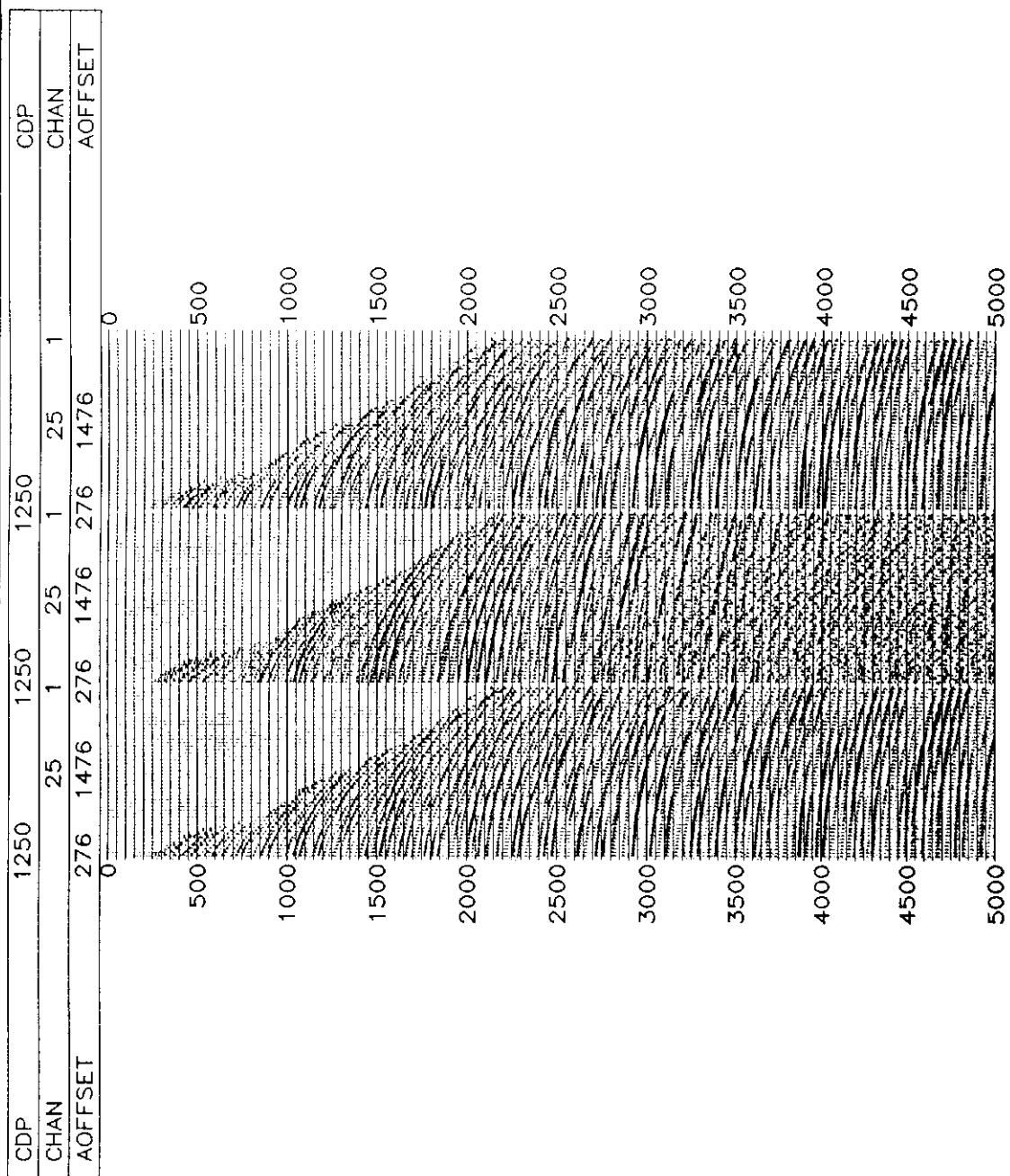
**Instituto Mexicano del Petróleo**  
Línea de Procesamiento Sismico

**Atenuacion de Multiples  
CMP 1150 Original Tau-P Diferencia**

	CDP	CHAN	1150	1150	1150	CDP
CHAN	25	1	25	1	25	CHAN
AOFFSET	276	1476	276	1476	276	AOFFSET
O	0					0



**Fig. 8a**



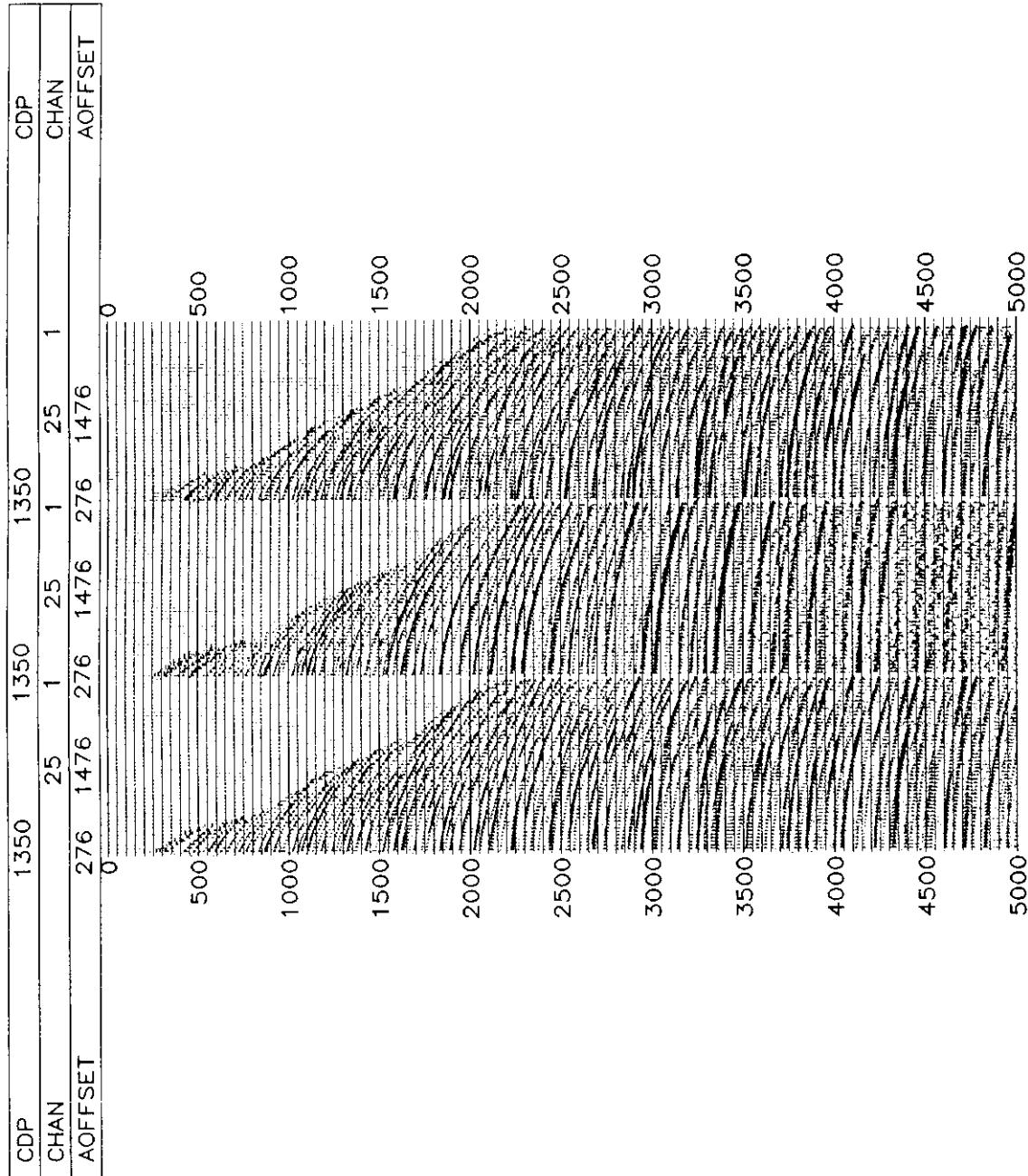
Atenuacion de Multiples Fig. 8b  
CMP 1250 Original Tau-P Diferencia

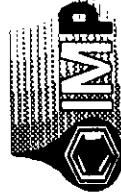


**Instituto Mexicano del Petróleo**  
**Línea de Procesamiento Sísmico**

**Fig. 8c**  
**Atenuacion de Multiples**  
**CMP 1350 Original Tau-P Diferencia**

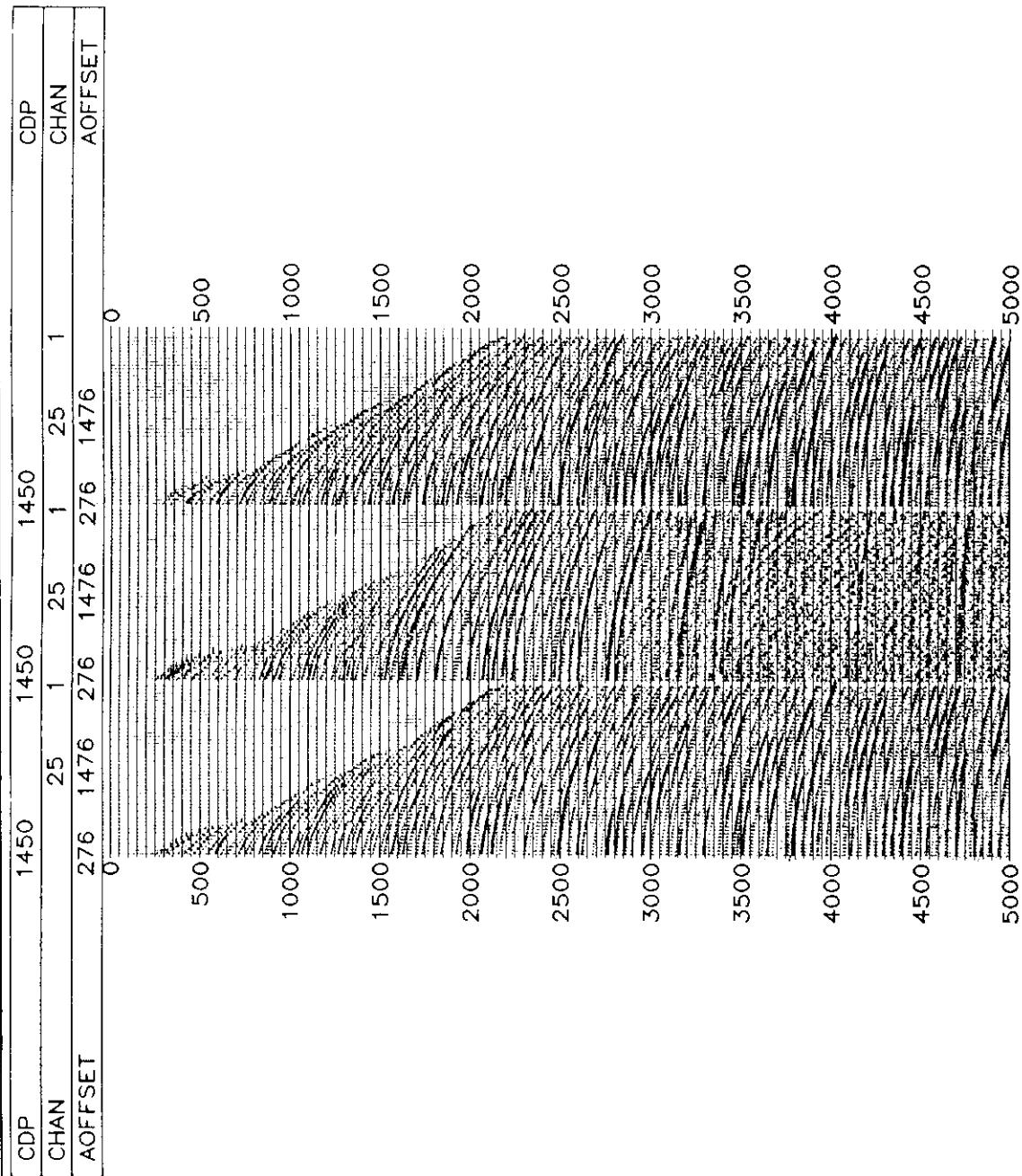
Atenuacion de Multiples Fig. 8c  
CMP 1350 Original Tau-P Diferencia



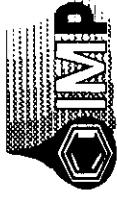


**Instituto Mexicano del Petróleo**  
**Línea de Procesamiento Sísmico**

Atenuacion de Multiples  
CMP 1450 Original Tau-P Diferencia  
Fig. 8d



Atenuacion de Multiples Fig. 8d  
CMP 1450 Original Tau-P Diferencia



**Instituto Mexicano del Petróleo**  
**Línea de Procesamiento Sísmico**

Atenuacion de Multiples Apilado con Una Velocidad Fig. 9

A scatter plot showing the relationship between CDP (X-axis) and P.T. (Y-axis). The X-axis ranges from 0 to 5000 with major ticks every 500 units. The Y-axis ranges from 0 to 5000 with major ticks every 500 units. The data points form a dense, roughly triangular cloud centered around (2500, 2500), indicating a strong positive linear correlation.

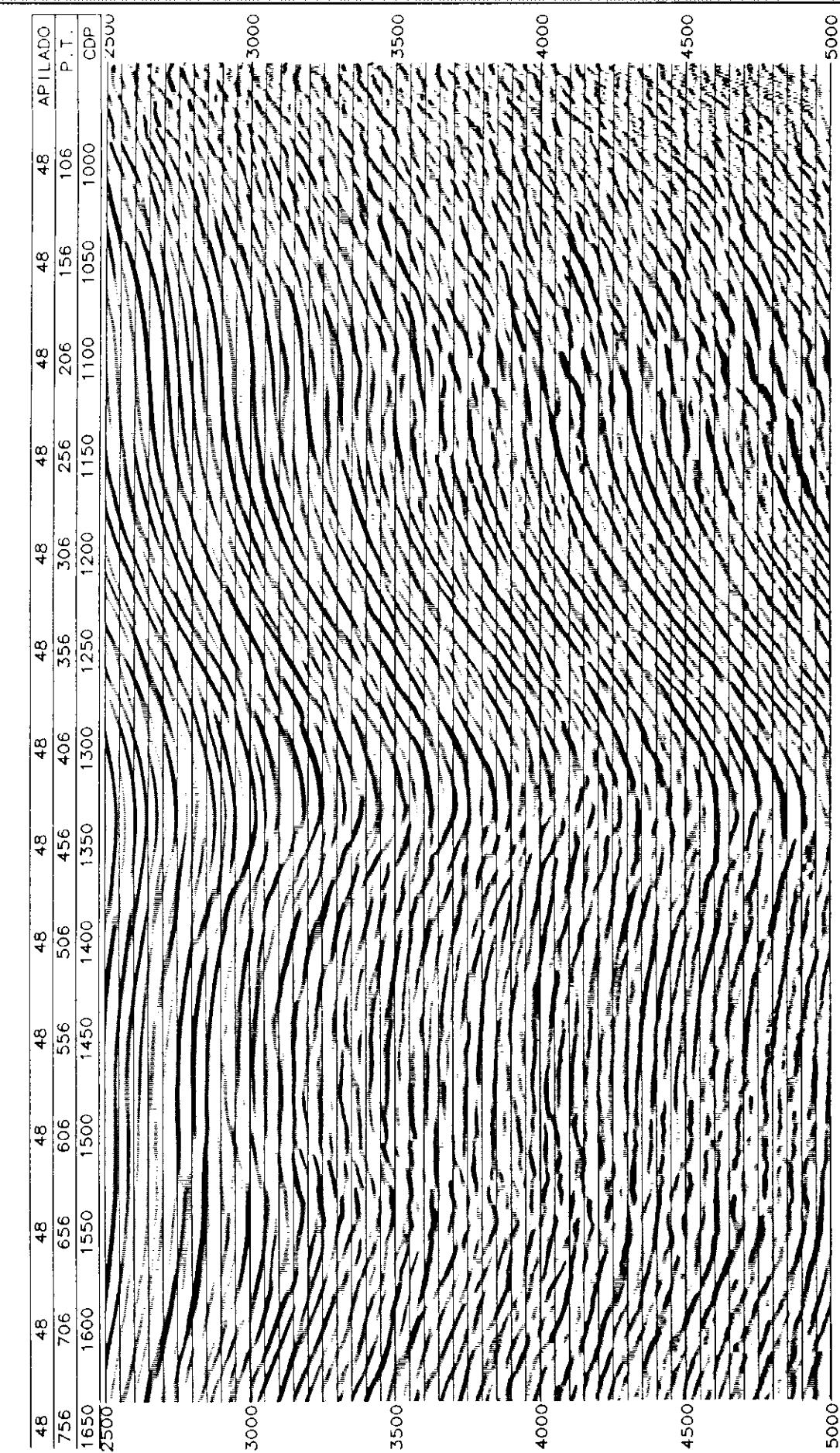
CDP	P.T.
756	706
1650	1600
1550	1500
1450	1400
1350	1300
1250	1200
1150	1100
1050	1000
950	900
850	800
750	700
650	606
556	506
456	406
356	306
256	206
156	106
56	0



**Instituto Mexicano del Petróleo**  
Línea de Procesamiento Sísmico

Atenuacion de Multiples Apilado con 1 Velocidad Amplificacion Fig. 10

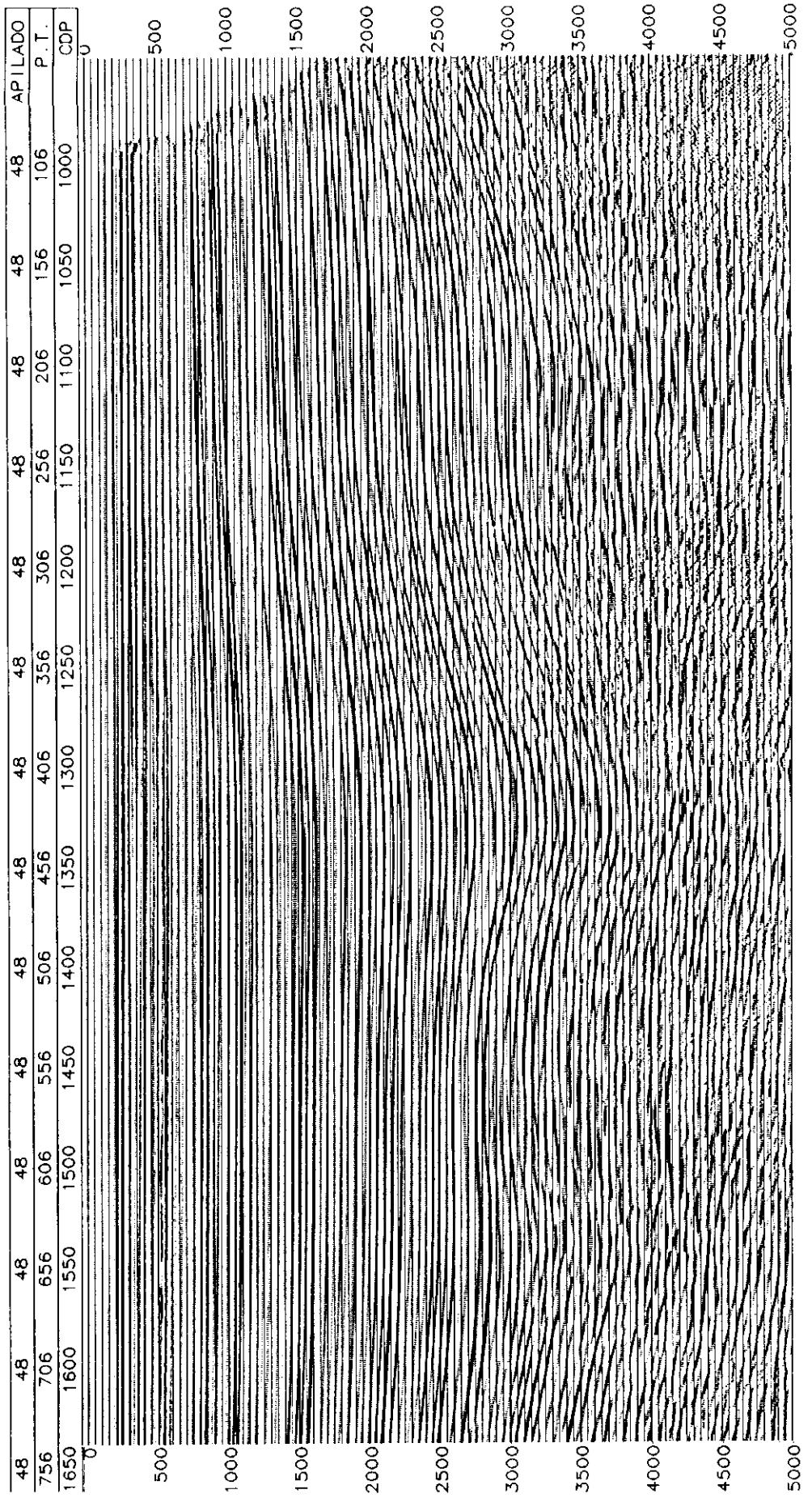
Atenuacion de Multiples Apilado con 1 Velocidad Amplificacion Fig. 10

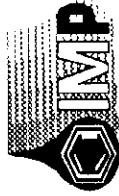




**Instituto Mexicano del Petróleo**  
**Línea de Procesamiento Sísmico**

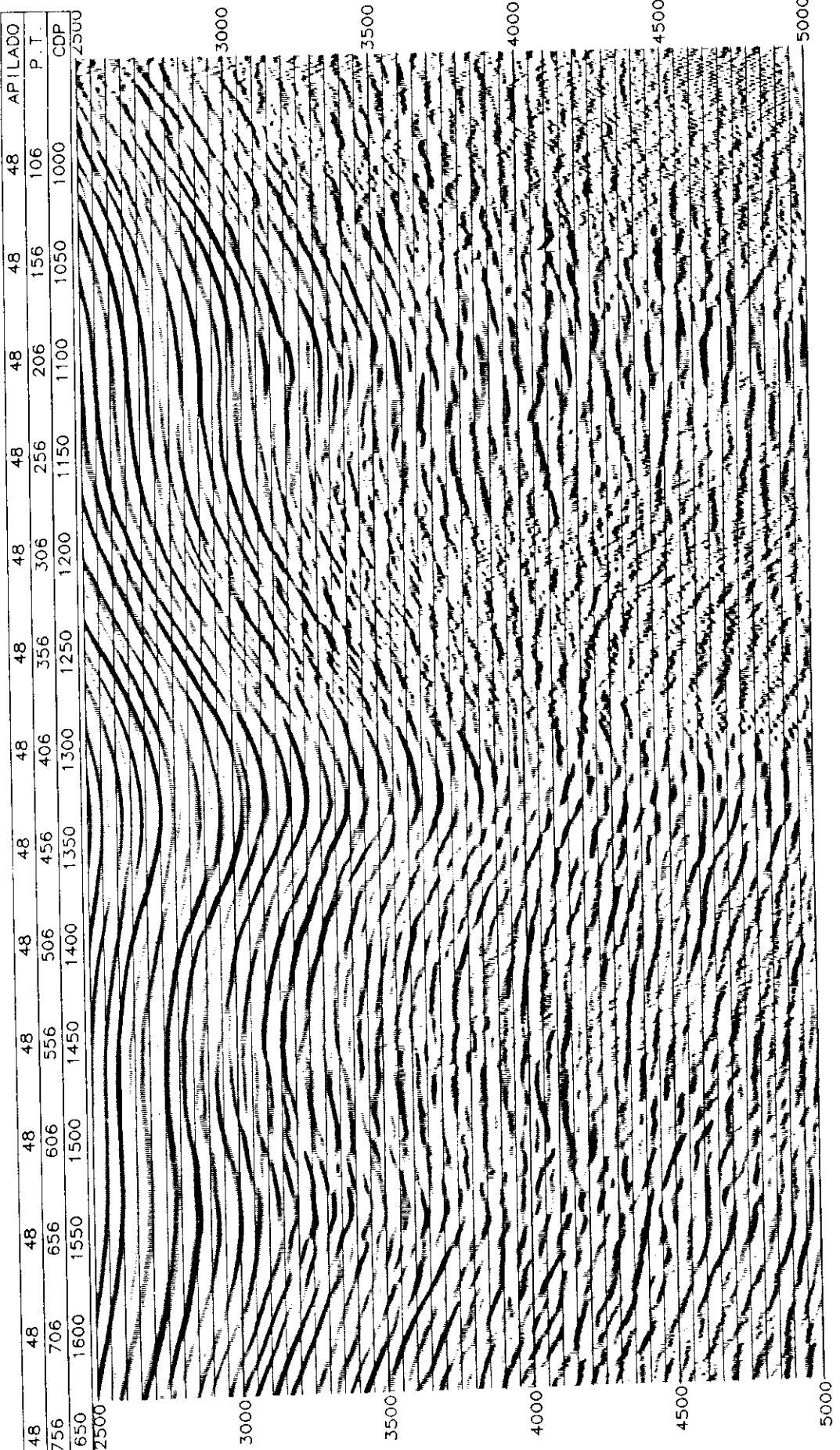
**Atenuacion de Multiples** Fig. 11  
**Apilado con atenuacion Multiples una**  
**Velocidad**





**Instituto Mexicano del Petróleo**  
**Línea de Procesamiento Sísmico**

**Atenuacion de Multiples** Fig. 12  
**Apilado con atenuacion Multiples una**  
**Velocidad Amplificacion**

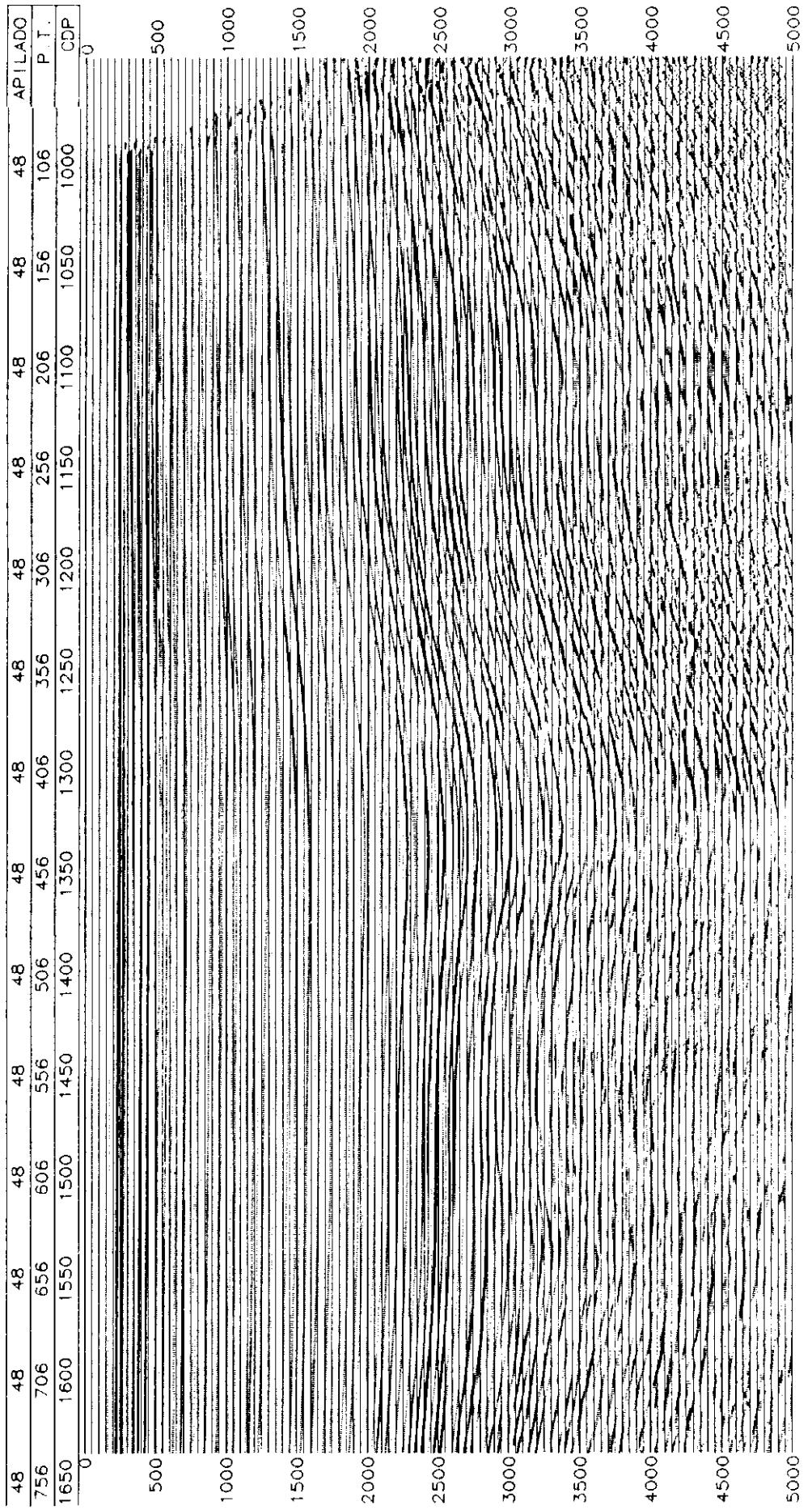




**Instituto Mexicano del Petróleo**  
**Línea de Procesamiento Sísmico**

Atenuacion de Multiples  
Apilado Diferencia

Fig. 13

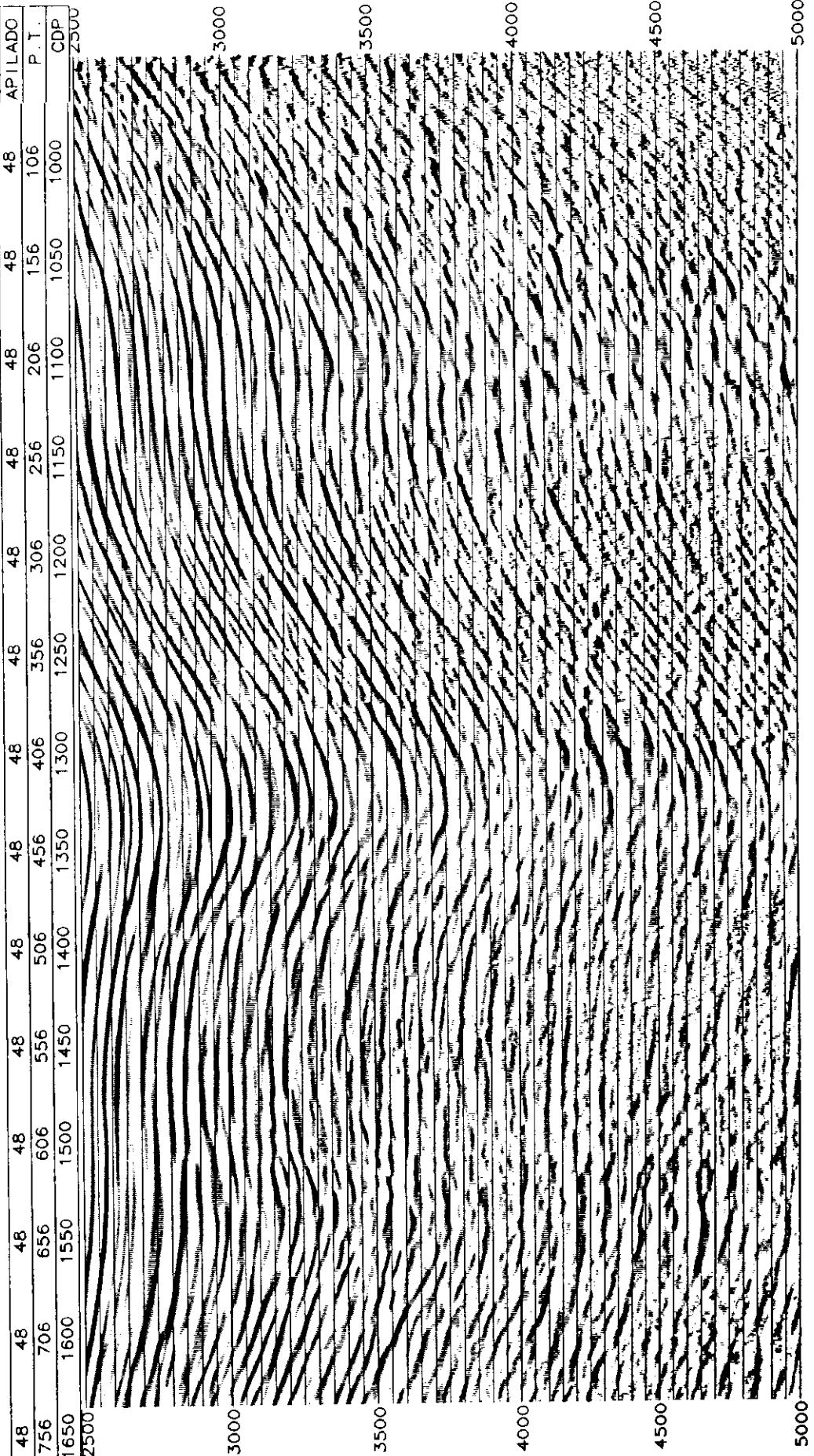




**Instituto Mexicano del Petróleo**  
Línea de Procesamiento Sísmico

Atenuacion de Multiples Fig. 14  
Apilado Diferencia Amplificacion

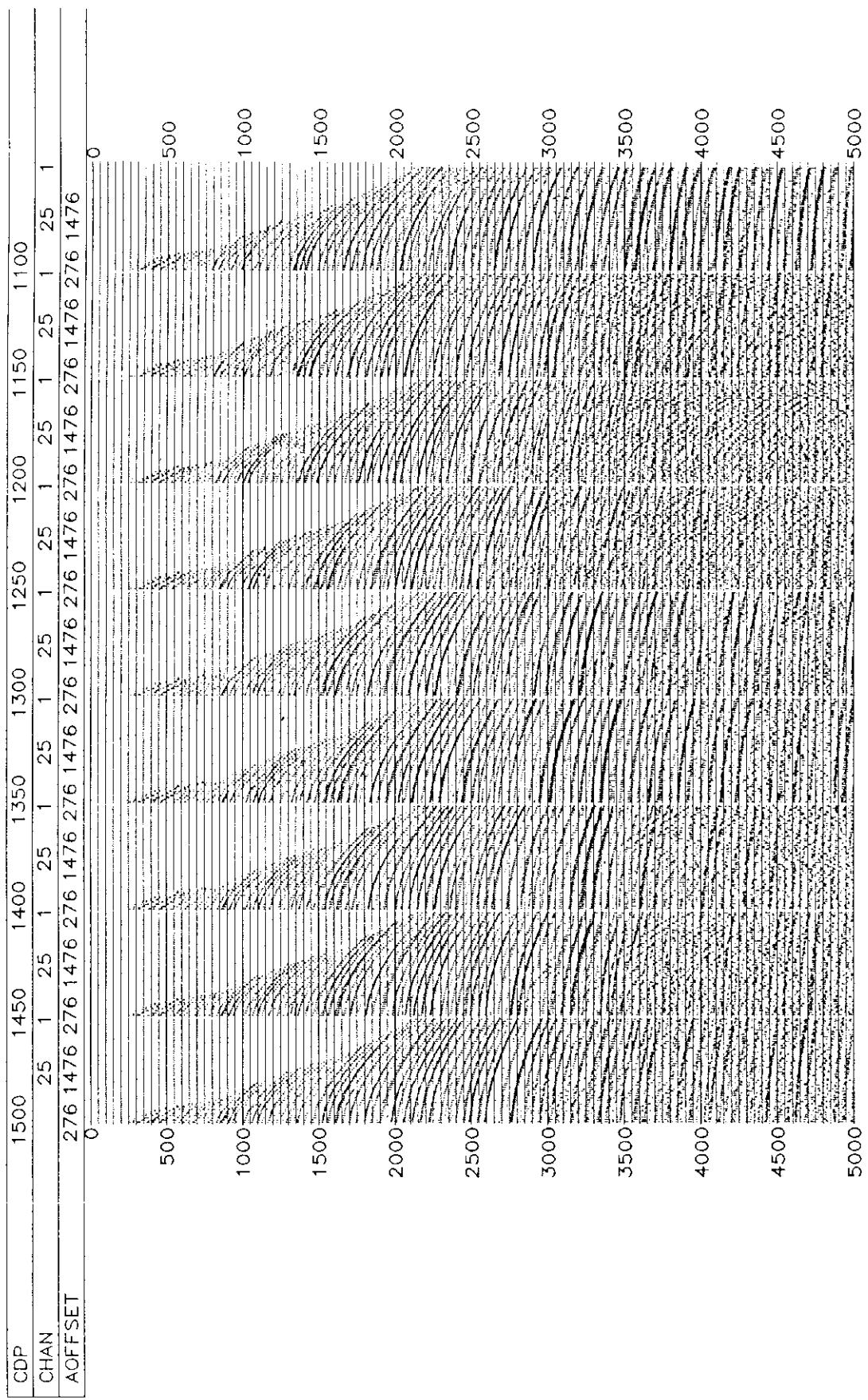
Atenuacion de Multiples Fig. 14  
Apilado Diferencia Amplificacion



**Instituto Mexicano del Petróleo**  
Línea de Procesamiento Sísmico



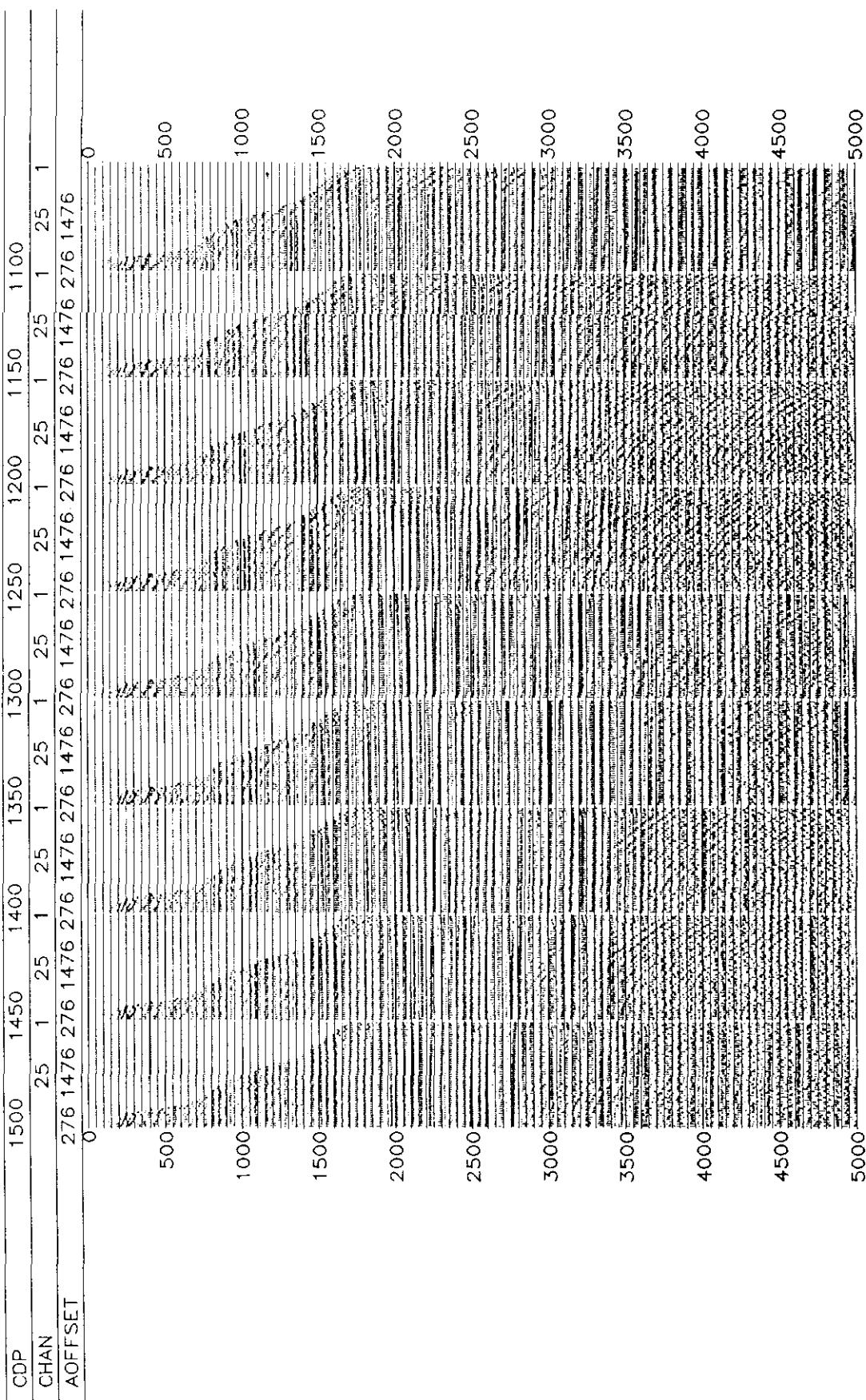
**Atenuacion de Multiples  
CMP's Despues Atenuacion Multiples  
con mute y sin NMO**





**Instituto Mexicano del Petróleo**  
**Línea de Procesamiento Sísmico**

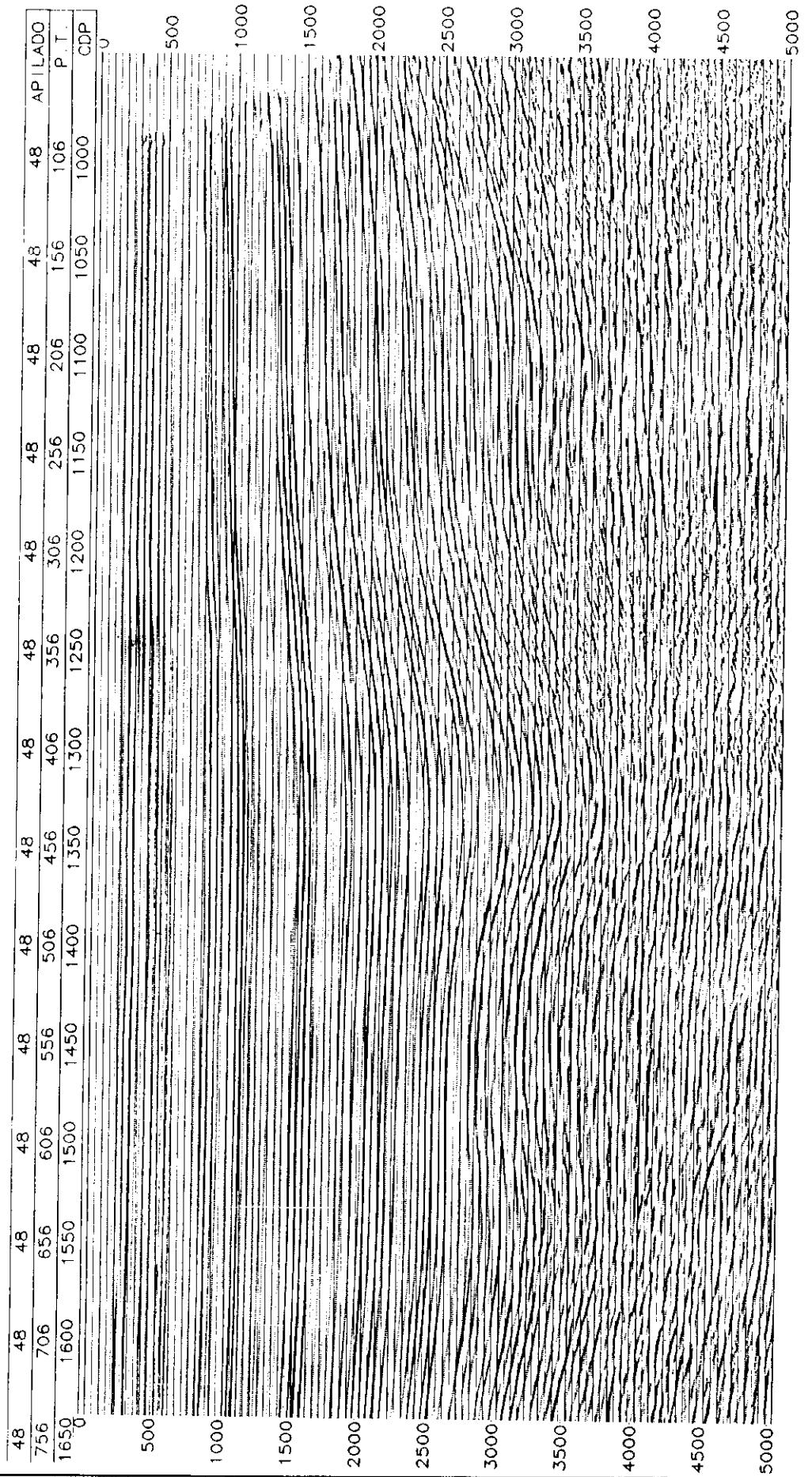
**Atenuacion de Multiples** Fig. 15b  
**CMP's Despues Atenuacion Multiples**  
**con mute y con NMO**



**Instituto Mexicano del Petróleo**  
Línea de Procesamiento Sísmico



**Fig. 16**  
**Atenuacion de Multiples**  
**Apilado Despues reprocesso y con DMO**





Instituto Mexicano del Petróleo  
Línea de Procesamiento Sísmico

**Fig. 17**  
**Atenuacion de Multiples**  
**Apilado Despues reprocesso y con DMO**  
**Amplificacion**

