

**Universidad Nacional Autónoma
De México**

Facultad de Ciencias

**"Análisis y comportamiento de los coeficientes de
reflexión de ondas planas para incidencia oblicua
en cuerpos salinos estratificados "**

TESIS

Para obtener el grado de

**MAESTRO en CIENCIAS
(GEOLÓGICA)**

PRESENTADA POR

LUIS CUAUHEMOC RAMIREZ CRUZ

MEXICO D.F.

NOVIEMBRE 1991

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

2
2ej



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS
División de Estudios
de Posgrado
exp.núm.55/A.D.T.DEP.02

of. núm. P-800

DR. JAIME URRUTIA FUCUGAUCHI
P r e s e n t e

Por este conducto, me permito comunicarle que ha sido designado (a)
Director (a) de Tesis del (a) Ing. Geof. Luis Cuauhtémoc Ramírez Cruz
_____ quien desarrollará el trabajo
titulado " ANALISIS Y COMPORTAMIENTO DE LOS COEFICIENTES DE RE-
FLEXION DE ONDAS PLANAS PARA INCIDENCIA OBLICUA, EN CUERPOS SALINOS
ESTRATIFICADOS"

para obtener el grado de Maestro en Ciencias (G e o f í s i c a).

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
México, D.F., 4 Junio 1991
JEFE DE LA DIVISION

DR. JORGE SOBERON MAINERO

jef/grf

FACULTAD DE CIENCIAS



DIV. EST. POSGRADO

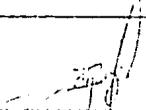
DR. JORGE SOBERON MAINERO
JEFE DE LA DIVISION
DE ESTUDIOS DE POSGRADO
Facultad de Ciencias
P r e s e n t e

Fecha : MEXICO D.F. 20 de septiembre de 1991

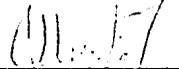
Por este conducto solicito la asignación de sinodales para la revisión de tesis del (a) MAESTRIA en Ciencias (GEOFISICA)

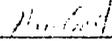
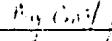
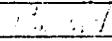
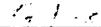
Título de la tesis : "ANALISIS Y COMPORTAMIENTO DE LOS COEFICIENTES DE REFLEXION DE ONDAS PLANAS PARA INCIDENCIA OBLICUA EN CUERPOS SALINOS ESTRATIFICADOS"

Atentamente


ING. LUIS CUAUHTEMOC RAMIREZ CRUZ
Título ó grado, nombre completo del alumno (a) y firma

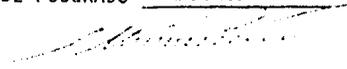
Vo.Bo.
DIRECTOR (A) DE TESIS


DR. JAIME URRUTIA FUCUGAUCHI
Grado, nombre completo y firma

1. DR. GEPARDO SUAREZ REYNOSO 
2. DR. JAIME URRUTIA FUCUGAUCHI 
3. DR. JAIME YAMAMOFO VICTORIO 
4. DR. MARCO GUZMAN SPEZIALE
5. DR. CINNA LOMNITZ ARONZFRAU
6. (Suplente) DRA. ANA LILLIAN MARTIN DEL POZZO 
7. (Suplente) DR. DAVID NOVELO CASANOVA

(ANOTAR NOMBRES COMPLETOS Y GRADOS DE LOS MIEMBROS DEL JURADO)

AUTORIZACION DEL CONSEJO DE ESTUDIOS
DE POSGRADO FISICA


DR. GUILLERMO MONSTIVATS GALINDO
Grado, nombre y firma

Fecha de autorización del Consejo 10 de Octubre de 1991.

INDICE

INTRODUCCION	1
I) PROPIEDADES DE LA SAL.	3
I.1) Formaciones de sal.	5
I.2) Movilidad y Deformacion	6
I.3) La sal y los hidrocarburos	8
II) COEFICIENTES DE REFLEXION.	10
II.1) Principios basicos.	10
II.2) Incidencia oblicua.	14
III) METODOLOGIA.	21
III.1) Angulos de incidencia.	23
III.2) Trazas angulares.	25
III.3) Procesado.	28
III.4) Analisis Estadistico.	42
III.5) Monitoreo.	50
IV) RESULTADOS.	55
IV.1) Evaluacion del metodo en cuerpos salinos estratificados	55
IV.2) Aplicacion a la prediccion de sal antes de perforar.	61
IV.2.a) Monitoreo sistematizado.	61
IV.2.b) Caso estudiado.	62

IV.3) Extension de la metodologia a datos terrestres.	68
IV.3.a) Procesado.	68
IV.3.b) Caso estudiado.	71
IV.4) Delimitacion de la geometria de cuerpos salinos.	78
V) FUNDAMENTACION TEORICA DEL PATRON EMPIRICO.	86
V.1) Ecuaciones de Zoepritz.	87
V.2) Modelado y Patron sintetico.	92
V.3) Anisotropia.	97
VI) CONCLUSIONES	104
VII) BIBLIOGRAFIA.	107

INTRODUCCION.

Uno de los problemas más comunes que se presentan en la exploración de hidrocarburos es la dificultad o imposibilidad para lograr los objetivos exploratorios cuando existe incertidumbre en la litología propuesta para la perforación de un pozo.

Generalmente en la mayoría de los casos en el mundo, los campos de petróleo y gas están frecuentemente asociados con cuerpos de sal, teniendo un gran potencial para la formación de trampas tanto estructurales como estratigráficas, de ahí la importancia de la identificación de cuerpos salinos.

Muchos han sido los intentos de investigaciones de compañías petroleras, para tratar de resolver el problema de la imagen de sal, una variedad de preguntas acerca de varios tópicos relacionados con la sal, han sido planteados y discutidos recientemente (Seismic imagin of salt, S.E.G, 1989).

Sin embargo las técnicas sismológicas usadas hasta ahora, no proporcionan la certeza suficiente para detectar la presencia de estas masas salinas.

En este trabajo se analiza el comportamiento de los coeficientes de reflexión de ondas planas con respecto al ángulo de incidencia, proponiéndose un patrón de amplitud para reconocer la presencia de cuerpos salinos estratificados en contacto con sedimentos (lutitas y carbonatos). El trabajo incluye la implementación de una técnica de procesamiento de datos sísmicos basada en el análisis estadístico de los coeficientes de reflexión.

La metodología fue aplicada a datos sísmicos marinos primeramente y se extrapoló a datos terrestres posteriormente, los resultados obtenidos fueron consistentes y corroborados con datos de pozos.

Un segundo objetivo del trabajo es la fundamentación teórica de patrón empírico propuesto ; para ello, se presentan también modelos teóricos con las ecuaciones de Zoepritz así como la construcción de un modelo para incidencia oblicua, con el cual se obtuvo un patrón sintético que corresponde con el patrón real para la interfase lutitas-sal.

I) PROPIEDADES DE LA SAL

La sal posee tres propiedades importantes por las que juega un papel dominante en las cuencas sedimentarias.

1) Sobre la escala de tiempo geológico, los cuerpos de sal se comportan casi incompresibles, tal como, un fluido bajo un esfuerzo aplicado, distorsionando los patrones sedimentarios e influenciando además la evolución de la cuenca.

2) La sal tiene una densidad aproximadamente de 2.2 gr/cc, la cual es intermedia entre las densidades sedimentarias en la depositación (2.6 a 2.8 gr/cc). La densidad de la sal varía un poco durante la depositación de sedimentos al incrementarse el peso de la sobrecarga. En este punto de la evolución de la cuenca, la sal se convierte en flotante e intenta subir a través de las formaciones que la sobreyacen.

3) La conductividad térmica de la sal es aproximadamente 3 veces mayor que la de las típicas formaciones sedimentarias, por lo que los cuerpos de sal son capaces de transportar calor de la profundidad.

Por tanto en la vecindad de la sal existen efectos térmicos locales, causados o modificados por este contraste de conductividad, provocando un impacto en precipitaciones y disoluciones químicas en la madurez de los hidrocarburos, y en el flujo de fluidos.

Como consecuencia , la evolución dinámica de los cuerpos de sal en el subsuelo, tiene un importante impacto sobre la evolución de las cuencas sedimentarias . Esta evolución se refleja en cambios en los patrones sedimentarios inducidos por la sal, levantamiento y adelgazamiento de las capas sobreyacientes , desarrollo de fallas , fracturamiento de las formaciones y desarrollo de sinclinales ; también existen efectos químicos , térmicos y gravitacionales influenciados o producidos por la sal

Finalmente estos efectos se ven reflejados en entrapamientos de hidrocarburos que frecuentemente son encontrados en cantidades comerciales en asociación con estructuras salinas.

I.1) Formaciones de Sal

Usualmente se le llama formación de sal a una considerable ocurrencia de sal consistente principalmente de NaCl, mezclada o interestratificada con cloruros y sulfatos de K, Mg, Ca y otros elementos menos importantes, y en alternancia o mezcla de anhidrita y/o mudstone.

Estas constituyen los cuerpos de sal, sus formas difieren en general, fundamentalmente a partir de las formaciones sedimentarias, debido a que no son miembros de una secuencia estratigráfica normal.

Mostrando una extrema diversificación, las formaciones de sal son estudiadas en base a perforaciones de pozos o a mediciones geofísicas.

Un importante aspecto del mineral de la sal (halita, NaCl), es que su densidad es efectivamente invariante con la profundidad, debido a que no muestra efectos de compactación a medida que se incrementa la profundidad; para la halita pura, la velocidad sísmica de la onda P es del orden de 4500m/s. Impurezas pueden estar presentes en las rocas de sal, siendo una de las más importantes la anhidrita (CaSO₄), la cual en forma pura tiene una densidad de cerca de 2.98g/cc y una velocidad del orden de 6000m/s.

La mezcla de anhidrita y otras impurezas con la halita en rocas de sal, llega a modificar los parámetros de velocidad y densidad, aunque se han observado casos donde el efecto no es tan considerable.

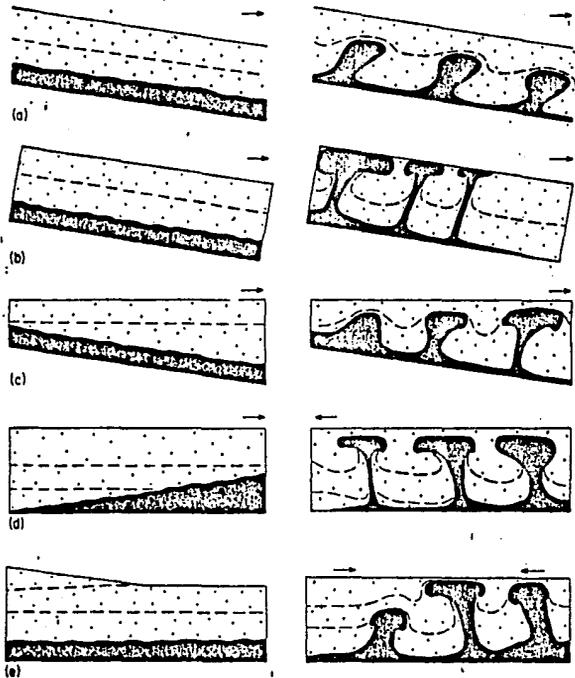
Por ejemplo la presencia de una capa de anhidrita y unidades de carbonato dentro de una roca de sal, tiene un apreciable efecto sobre la velocidad sísmica promedio a través del intervalo de sal.

I.2) Deformación y Movilidad de la Sal.

La forma de los cuerpos de sal es causada por las propiedades físicas de las rocas de sal. La reacción de la sal a cualquier fuerza mecánica se asemeja más al comportamiento de un fluido que al de un sólido. Sin embargo el grado de deformación depende de factores físicos como el peso de la sobrecarga (P) y la temperatura (T).

Generalmente las rocas que sobreyacen a las formaciones de sal , tienen un mayor peso específico que las formaciones de sal (Lachman,1981). Experimentos han mostrado que con una sobrecarga de 400 a 600 kilopounds, la halita cesa de ser una roca sólida y pasa a un estado de plasticidad o viscosidad. La alta temperatura es otro factor que convierte a la sal en móvil (Gwssow, 1966). Finalmente el producto (P.T) controla la deformación (Dreyer 1974, Langer 1978, Langer and Kern, 1979). De acuerdo a esto las rocas de sal serán normalmente móviles en el subsuelo a profundidades aproximadamente de 1500 a 2000 m. La sal puede iniciar su movimiento respondiendo a un desequilibrio de la sobrecarga (debido a que su peso específico es menor a los sedimentos que la sobreyacen), existiendo entoces un flujo plástico de la sal a partir de las regiones de alta sobrecarga y presión hacia zonas de baja presión. A partir del flujo lateral o movimientos verticales, lentes diapiros o intrusiones estratificadas, pueden ocurrir como respuesta a las irregularidades en la cima o base de la sal, o en respuesta puramente gravitacional (halokinética), por los efectos de la densidad de los sedimentos de sobrecarga o la viscosidad de la misma roca de sal. La figura 1 muestra algunos modelos de la movilidad de la sal debido al efecto de sobrecarga.

SOBRECARGA ESTÁTICA



SOBRECARGA DINÁMICA

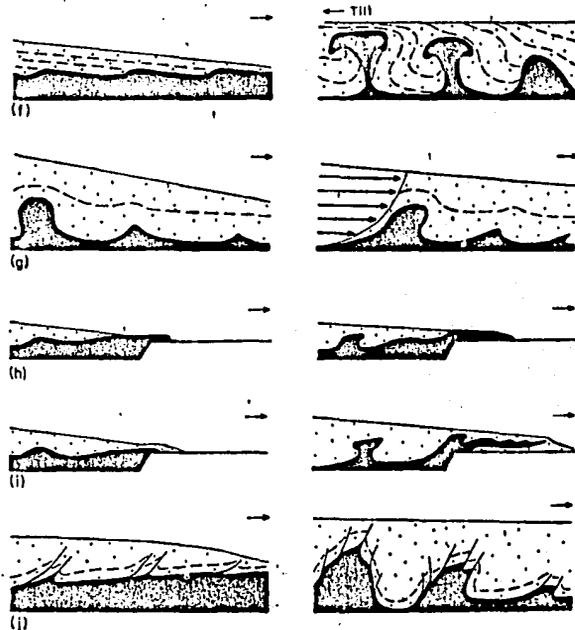


FIG. 1: MODELOS DE MOVILIDAD
EN LA SAL

1.3) La Sal y los Hidrocarburos.

Existe un infinito número de posibles trampas de hidrocarburos, estructurales, estratigráficas ó trampas combinadas, que pueden ocurrir relacionadas a una estructura salina. Algunas trampas son asociadas al levantamiento o adelgazamiento producido por la sal en las capas sobreyacentes. Donde las secuencias sedimentarias tienen un espesor deposicional uniforme, las trampas pueden formarse debido al afallamiento en la zona de esfuerzos.

El diapirismo de la sal y el flujo o movimiento de la misma, puede crear depresiones y gravens en las cuencas sedimentarias, las cuales son ideales para la acumulación de carbón orgánico marino (Douglas F. Williams, I Lerche 1987).

También las estructuras salinas constituyen cuando existe disolución, una fuente que produce alta salinidad en las cuencas marinas, creando un medio ambiente propio para la preservación de carbón orgánico marino, sobre los bordes continentales.

La figura 2, muestra los principales tipos de trampas generadas por una estructura salina estratificada en forma de lente y estos son:

- 1) Trampa domal
- 2) Trampa producida por un acuffamiento (adelgazamiento de un estrato en el flanco superior de la estructura)
- 3) Trampas de falla; dependen de la zona de esfuerzos (afallada) , generada encima de la estructura.
- 4) Trampa de discordancia
- 5) Trampa de porosidad

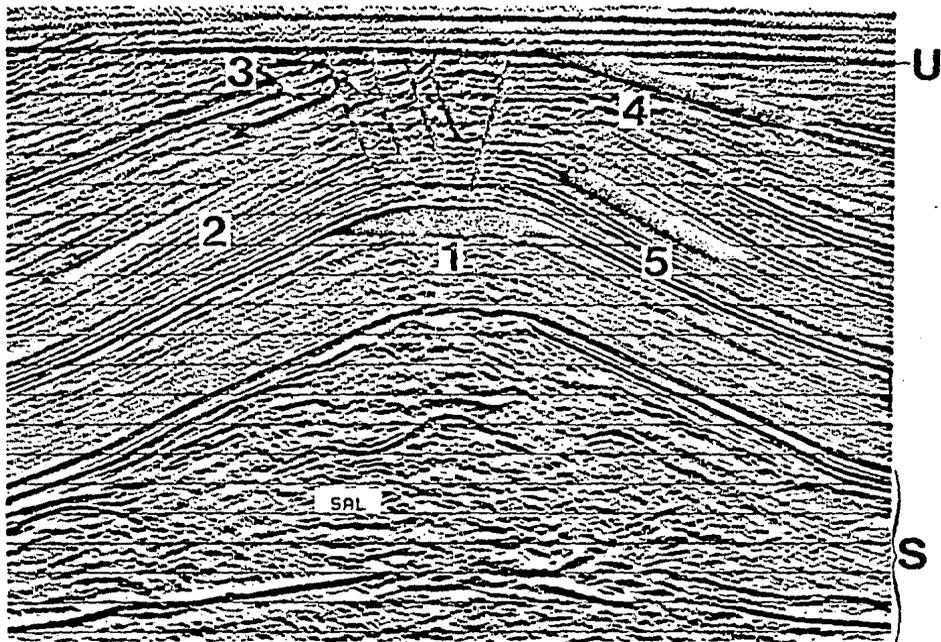


FIG. 2: TRAMPAS DE HIDROCARBUROS ASOCIADAS A UN CUERPO DE SAL.

II) COEFICIENTES DE REFLEXION

II.1) Principios Básicos

Cuando un cuerpo elástico está sujeto al efecto de una fuerza (como una señal sísmica), ocurren cambios en su estructura. Un esfuerzo está definido como el cambio relativo (esto es cambio fraccional) en la dimensión y forma de un cuerpo, la figura 3 representa el análisis de esfuerzos en dos dimensiones.

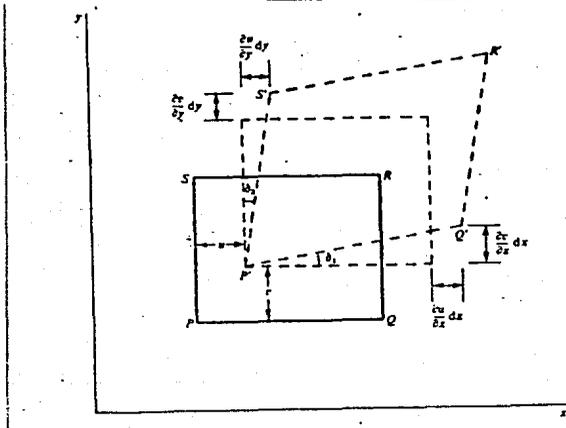


FIG.3 Análisis de esfuerzos en 2D.

De acuerdo a la figura 3, las cantidades: $\partial u/\partial x$ y $\partial v/\partial y$ son los incrementos relativos en longitud en la dirección de los ejes 'x' y 'y' y se refieren a los esfuerzos normales. Los esfuerzos cortantes están definidos por las expresiones: $\partial v/\partial x + \partial u/\partial y$ y representan la variación de los incrementos relativos cuando el ángulo recto en el plano xy es reducido por un esfuerzo.

Las relaciones entre el esfuerzo y la deformación, fueron dadas por la Ley de 'Hooke', que define la deformación como una función lineal de todos los esfuerzos y viceversa. Si consideramos que el medio es isotrópico, es decir que las propiedades no dependen de la dirección, la relación de esfuerzo y deformación se define como:

$$\sigma_{ii} = \lambda \Delta + 2\mu \epsilon_{ii} \quad i = x, y, z \quad (1)$$

$$\sigma_{ij} = \mu \epsilon_{ij} \quad i, j = x, y, z \quad i \neq j \quad (2)$$

En donde μ es una medida de la resistencia a la deformación cortante y se refiere al módulo de rigidez o módulo cortante, y λ es la medida de la resistencia al esfuerzo longitudinal.

La relación de Poisson puede definirse en sentido físico de la siguiente manera: Si tomamos un cilindro de un material elástico e isotrópico y aplicamos un pequeño esfuerzo compresional axial, entonces el rodillo o cilindro cambiará de forma. La longitud del cilindro decrecerá mientras el radio del cilindro se incrementara. Es decir que la relación de Poisson está definida como la razón de cambio en el radio relativo al cambio en longitud.

En función de las constantes elásticas, la relación de Poisson se define como:

$$\sigma = \lambda/2 (\lambda + \mu) \quad (3)$$

Mediciones de las constantes elásticas de las rocas especialmente sedimentarias, a menudo llevan a valores que dependen de la dirección de medición teniendo diferencias del 20% y 25% entre los planos paralelo y normal a los planos de estratificación.

La teoría de la propagación de onda en estos medios, ignora estas diferencias y trata a las rocas sedimentarias como un medio isotrópico; este tema será analizado en el Inciso V.3 'Anisotropía', del presente trabajo.

El comportamiento de la propagación de la energía en un medio, está regida por la ecuación de onda que envuelve tanto los esfuerzos y desplazamientos descritos por la ley de Hooke, así como la segunda ley del movimiento de Newton que relaciona la fuerza y los tiempos de aceleración de la masa, y está expresada por:

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Delta \quad (4)$$

donde: ρ = densidad

λ , μ = constantes elásticas

Δ = representa los desplazamientos direccionales

Esta ecuación puede ser enfocada hacia las diferentes direcciones de desplazamiento de propagación de la señal, esto es en el plano 'y' y 'x', quedando las siguientes expresiones:

$$1/\alpha \left[\frac{\partial^2 \Lambda}{\partial t^2} \right] = \nabla^2 \Lambda \quad \text{ó} \quad 1/V_P \left[\frac{\partial^2 V_P}{\partial t^2} \right] = \nabla^2 V_P \quad (5)$$

$$\alpha^2 = [\lambda + 2\mu] / \rho \quad \Rightarrow \quad V_P = [\lambda + 2\mu] / \rho$$

donde α = velocidad de propagación de las ondas longitudinales.,

y

$$1/\beta \left[\frac{\partial^2 e_x}{\partial t^2} \right] = \nabla^2 e_x \quad \text{ó} \quad 1/V_s \left[\frac{\partial^2 V_s}{\partial t^2} \right] = \nabla^2 V_s \quad (6)$$

$$\beta^2 = \mu / \rho \quad \Rightarrow \quad V_s = \mu / \rho$$

donde β = velocidad de propagación de las ondas transversales.

Las expresiones 5 y 6 nos definen las velocidades de propagación de ondas P y S, para un medio en función de las constantes elásticas, estos parámetros son necesarios para el estudio de la partición de la energía en una interfase, y el análisis de los coeficientes de reflexión.

II.2) Incidencia Oblicua

Como hemos visto en la naturaleza, dos medios diferentes están caracterizados por sus propiedades como densidad, constantes elásticas y velocidades. Cuando una señal sísmica arriba a una superficie separada por 2 medios, parte de la energía es transmitida y parte es reflejada.

Si una onda P incide en forma oblicua a una interfase, como generalmente sucede en sismología de exploración, la energía sísmica genera ondas P y ondas S, las cuales son tanto reflejadas como transmitidas a través de la interfase.

La continuidad de los esfuerzos normales y tangenciales, y de los desplazamientos en la frontera de 2 medios, puede ser expresada por cuatro ecuaciones principales (condiciones de frontera), las cuales obedecen la ecuación de onda (ec. 4) en la interfase.

Asumiendo que una onda P con una amplitud A_0 incide en la frontera entre dos medios sólidos, de acuerdo a la ley de Snell, los ángulos de reflexión y refracción cambiarán mientras las amplitudes de las ondas reflejadas y refractadas estén cambiando debido a las cuatro condiciones de frontera.

Sin embargo para satisfacer las cuatro ecuaciones, debemos conocer las cuatro amplitudes debidas a las cuatro ondículas generadas en la frontera, que corresponden a las ondas P (reflejadas y transmitidas) y las ondas S (reflejadas y transmitidas).

Este comportamiento es representado en la figura 4.

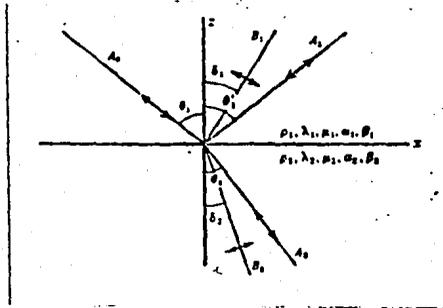


FIG.4. Ondas generadas en una interfase por la incidencia de una onda P.

De la figura anterior, tenemos que $A_1, A_2, \theta_1, \theta_2$ son las amplitudes y los ángulos de las ondas P reflejadas y transmitidas y $B_1, B_2, \lambda_1, \lambda_2$ son las amplitudes y los ángulos de las ondas S reflejadas y transmitidas.

Ahora bien, la Ley de Snell establece que:

$$\frac{\text{sen}\theta_1}{\alpha_1} = \frac{\text{sen}\theta_2}{\alpha_2} = \frac{\text{sen}\lambda_1}{\beta_1} = \frac{\text{sen}\lambda_2}{\beta_2} = P \quad (7)$$

A partir de la expresión anterior (forma generalizada de la Ley de Snell), son obtenidas las Ecuaciones de Knott's (1899), que gobiernan el comportamiento de las amplitudes pero expresadas en términos de

funciones potenciales, a partir de las cuales los desplazamientos son encontrados por diferenciación. Las correspondientes ecuaciones pero en términos de amplitudes fueron dadas por Zoepritz (1919).

Estas ecuaciones rigen el comportamiento de los coeficientes de reflexión y transmisión de ondas planas para incidencia oblicua.

Las ecuaciones de Zoepritz involucran 6 diferentes parámetros elásticos, 3 de cada lado de la interfase reflejante, como la velocidad, densidad, y relación de Poisson, este último está en función de las constantes elásticas λ y μ . Están representadas por:

$$A_1 \cos \theta_1 - B_1 \sin \delta_1 + A_2 \cos \theta_2 + B_2 \sin \delta_2 = A_0 \cos \theta_1 \quad (8)$$

$$A_1 \sin \theta_1 + B_1 \cos \delta_1 - A_2 \sin \theta_2 + B_2 \cos \delta_2 = -A_0 \sin \theta_1 \quad (9)$$

$$A_1 Z_1 \cos 2\delta_1 - B_1 W_1 \sin 2\delta_1 - A_2 Z_2 \cos 2\delta_2 - B_2 W_2 \sin 2\delta_2 = -A_0 Z_1 \cos 2\delta_1 \quad (10)$$

$$A_1 (\beta_1 / \alpha_1) W_1 \sin 2\theta_1 + B_1 W_1 \cos 2\delta_1 + A_2 (\beta_2 / \alpha_2) W_2 \sin 2\theta_2 - B_2 W_2 \cos 2\delta_2 = A_0 (\beta_1 / \alpha_1) W_1 \sin 2\theta_1 \quad (11)$$

donde: $Z_i = \rho_i \alpha_i$, $W_i = \rho_i \beta_i$, $i=1,2$

Los productos de densidad y velocidad (Z_i y W_i) son conocidos como impedancias acústicas.

Las ecuaciones de Zoepritz pueden ser escritas en forma matricial lo cual hace significativamente más práctico el cálculo de los coeficientes de reflexión para incidencia oblicua.

Esta forma matricial fue dada por Waters en 1978, quedando:

$$\begin{bmatrix}
 \text{sen}\theta_1 & \text{cos}\delta_1 & -\text{sen}\theta_2 & \text{cos}\delta_2 \\
 -\text{cos}\theta_1 & \text{sen}\delta_1 & -\text{cos}\theta_2 & -\text{sen}\delta_2 \\
 \text{sen}2\theta_1 & -W_1/V_1 \text{cos}2\delta_1 & \frac{\rho_2 W_2 V_1}{\rho_1 W_1 V_2} \text{sen}2\theta_2 & -\frac{\rho_2 W_2 V_1}{\rho_1 W_1} \text{cos}2\delta_2 \\
 \text{cos}2\delta_1 & -W_1/V_1 \text{sen}2\delta_1 & -\frac{\rho_2 V_2}{\rho_1 V_1} \text{cos}2\delta_2 & -\frac{\rho_2 W_2}{\rho_1 V_1} \text{sen}2\delta_2
 \end{bmatrix}
 \begin{bmatrix}
 A \\
 B \\
 C \\
 D
 \end{bmatrix}
 =
 \begin{bmatrix}
 -\text{sen}\theta_1 \\
 -\text{cos}\theta_1 \\
 \text{sen}2\theta_1 \\
 -\text{cos}2\delta_1
 \end{bmatrix}$$

donde : A = coeficiente de reflexión para onda P (Rp).

B = coeficiente de reflexión para onda S (Rs).

C = coeficiente de transmisión para onda P (Tp).

D = coeficiente de transmisión para onda S (Ts).

La expresión matricial es:

$$M A = C \quad (14)$$

$$A = M^{-1} C \quad (15)$$

Donde la matriz A=

$$\begin{bmatrix}
 R_p \\
 R_s \\
 T_p \\
 T_s
 \end{bmatrix}$$

Ahora, la solución de esta ecuación matricial permite conocer los coeficientes de reflexión de las ondas P (reflejadas y transmitidas) y las ondas S (reflejadas y transmitidas), en una interfase considerando incidencia oblicua de una onda P.

En sismología de exploración los datos de reflexión que son obtenidos, conciernen a las ondas P reflejadas debido a los sistemas de detección que se utilizan (geófonos de componente vertical), no obstante puede haber una pequeña contribución de las ondas S, pero para efectos prácticos de exploración sólo consideraremos la amplitud de reflexión de onda P para efectuar los análisis.

Los coeficientes de reflexión de la onda P (R_p) fueron dados por Aki y Richards (1980) a partir de las ecuaciones de Zoepritz en forma aproximada como:

$$R_p = \frac{1}{2} (1 - 4 \beta^2 p^2) \frac{\Delta \rho / \rho}{\rho} + \frac{1}{2} \cos^2 i \left(\frac{\Delta \alpha / \alpha}{\alpha} - 4 \beta^2 p^2 \frac{\Delta \beta / \beta}{\beta} \right) \quad (16)$$

donde:

β = Velocidad de onda S

α = Velocidad de onda P

ρ = Densidad

i = Angulo de incidencia

p = Los ángulos (incidencia y reflexión) relacionados por

$$\text{la ley de Snell} \quad p = \frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_2}{V_2}$$

Esta expresión puede ser representada de la siguiente forma:

$$R_p = \frac{1}{2} (1 - 4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \sin^2 \theta) \frac{\Delta \rho / \rho + \sec^2 \theta / 2 \frac{\Delta V_p / V_p - 4 V_s^2 / V_p^2 \sin^2 \theta}{V_s}}{\rho} \quad (17)$$

Varios autores han discutido y presentado aproximaciones de las ecuaciones de Zoepritz para el cálculo de la amplitud de reflexión de las ondas compresionales, tal es el caso de Bortfel(1961), Hilterman (1983) y Shuey (1985) ,este último se apoya en la expresión 17 dada por Aki y Richards (1980), obteniendo la siguiente relación.

$$R(\theta) = R_0 + [A_0 R_0 + \sqrt{1-\sigma}^2] \text{sen}^2 \theta + 1/2 \sqrt{V_P/V_S}^2 (\tan^2 \theta - \text{sen}^2 \theta) \quad (18)$$

El utilizar expresiones simplificadas de las ecuaciones de Zoepritz, facilita los cálculos pero limita la veracidad de los resultados; es por ello que los modelos de las ecuaciones de Zoepritz que se presentan en el capítulo V se calcularon considerando las cuatro ecuaciones , para tener una mejor evaluación de los resultados obtenidos en los casos reales que se estudiaron.

Koefoed en 1955 realizó experimentos con las ecuaciones de Zoepritz, efectuando el cálculo de las mismas para diferentes interfases; estos estudios le llevaron a reconocer el impacto de las propiedades elásticas de los medios sobre los coeficientes de reflexión, obteniendo una visión sobre lo que significaría en un futuro el conocimiento de los mismos con respecto a la exploración sísmológica, esto le permitió dar la siguiente predicción:

'...en un futuro remoto , será posible establecer conclusiones concernientes a la naturaleza litológica de los estratos rocosos, a partir de las curvas de los coeficientes de reflexión...'

Las palabras de Koefoed se hacen presentes en este trabajo ,el cual tiene como propósito determinar un patrón de comportamiento a partir de los coeficientes de reflexión de las ondas compresionales, que permita identificar cuerpos salinos.

III) METODOLOGÍA

La necesidad de extraer más información acerca del subsuelo a partir de mediciones geofísicas y petrofísicas, ha creado un gran interés en el estudio de las rocas y sus propiedades.

El análisis de los coeficientes de reflexión es uno de los intentos por lograr el objetivo de extraer mayor información del subsuelo, estableciendo una correspondencia entre la reflectividad sísmica y la litología.

El análisis de amplitud contra distancia fuente-receptor ó ángulo de incidencia (a.v.a.), está basado en que existe una variación de amplitud en la señal reflejada, respecto al ángulo de reflexión. (este comportamiento de la señal reflejada esta regido por las ecuaciones de Zoepritz).

La variación de amplitud es un indicador de las características del subsuelo, debido a que está en función del tipo de interfase (contacto litológico), así como de las características físicas como velocidad, densidad y relación de poisson (propiedades elásticas) de cada lado de la interfase.

Esta importante información es suprimida en las secciones de apilado convencional de punto medio común (pmc), debido a que la amplitud de cada evento en la sección apilada, representa un promedio sobre todas las distancias, por esta razón los análisis se efectúan en datos no apilados.

El objetivo primordial del análisis A.V.A., es proveer al intérprete de las herramientas necesarias, para observar y medir las variaciones de amplitud con cada distancia o ángulo de incidencia.

PARTICIÓN DE LA ENERGÍA EN UNA INTERFASE.

Cuando una señal sísmica arriba a una superficie separada por 2 medios teniendo diferentes propiedades elásticas, parte de la energía es transmitida y parte es reflejada.

Cuando se tiene una onda P que incide en forma oblicua en esta interfase, la energía sísmica genera ondas P y ondas S; las cuales son tanto reflejadas como transmitidas a través de la interfase.

Este fenómeno de conversión de modos resulta consecuentemente en una variación de la amplitud de la onda reflejada, dependiente de la distancia fuente-receptor (offset) en un registro sísmico de punto medio común (pmc).

La amplitud de la onda reflejada de incidencia oblicua, está en función de la velocidad de la onda P, de la velocidad de la onda S y de la densidad de cada roca para un ángulo de incidencia dado.

Estas amplitudes pueden ser calculadas para varios ángulos de incidencia a través de la solución de las ecuaciones de Zoepritz.

III.1) Angulos de Incidencia

La observación de la variación de la amplitud con el ángulo de incidencia ó la distancia fuente-receptor, puede hacerse usando simplemente un registro de punto de medio común (pmc) corregido dinámicamente. Para analizar ésta variación, es conveniente transformar las trazas grabadas en distancias, en trazas caracterizadas por ángulos de incidencia.

Existen varias formas de estimar los ángulos de incidencia a partir de la distancia fuente-receptor y de la profundidad de un reflector. La primera y más simple es la aproximación del rayo directo donde el ángulo de incidencia θ esta dado por:

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{x}{2 * z} \right)$$

donde x= distancia fuente-receptor (offset)

z= profundidad del reflector

si la velocidad se incrementa con la profundidad lo cual es lo más común, los ángulos calculados de la ecuación a serán siempre pequeños.

En esta situación, una mejor aproximación para estimar los ángulos de incidencia es ilustrada en la figura 5, si la velocidad de intervalo en la sección puede ser aproximada en la forma $v = v_0 + kz$, entonces todos los patrones de rayo, son arcos circulares cuyo centro esta en v_0/k sobre la superficie terrestre.

Usando las propiedades de geometría en la figura 5, tenemos la siguiente relación:

$$\theta_i = \tan^{-1} \left(\frac{zx + v_0 x/k}{z + z v_0 z/k - x/4} \right)$$

Donde observamos que de esta ecuación, podríamos estimar los ángulos de incidencia que dependen de la distancia fuente-receptor (x), de la profundidad al reflector (z) y de la velocidad a dicha profundidad.

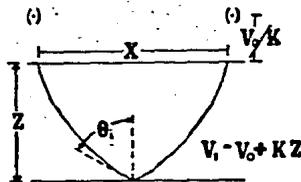


FIG. 5: CALCULO DE LOS ANGULOS DE INCIDENCIA.

III.2) Trazas Angulares

La observación de esta variación de amplitud con la distancia (fuente-receptor), puede ser hecha usando simplemente un registro de punto medio común (pnc) corregido dinámicamente. Ahora para observar la variación de la amplitud con el ángulo de reflexión, es conveniente transformar las trazas grabados en distancias en trazas caracterizadas por ángulos de incidencia. Las figuras 6 y 7 muestran la diferencia entre traza-distancia y traza ángulo.

La ventaja que existe en utilizar el concepto de traza-ángulo, es que en el estudio de reflectores en diferentes tiempos o profundidades, podemos comparar directamente las variaciones de amplitud sobre un ángulo en particular (en realidad es un pequeño rango de ángulos, pero se considera el ángulo central), que cuando tenemos trazas-distancia, en donde la información cubre diferentes ángulos en diferentes tiempos.

Una traza ángulo despliega la energía reflejada con un rango constante de ángulos de reflexión en todos los tiempos, esta basada en los mismos principios que son usados en el apilado y análisis de velocidades. (aproximación de dix, velocidades rms, considerar que no hay variaciones de velocidad lateral). Para relacionar la distancia fuente-receptor con el tiempo de viaje doble, en una familia de punto medio común (Fpnc) corregido dinámicamente, usamos la siguiente relación:

distancia fuente-receptor = $v_{rms} * t_o * \tan\theta$

donde:

v_{rms} = velocidad cuadrática media en t_o

t_o = doble tiempo de viaje para distancia fuente-receptor cero

θ = ángulo de reflexión.

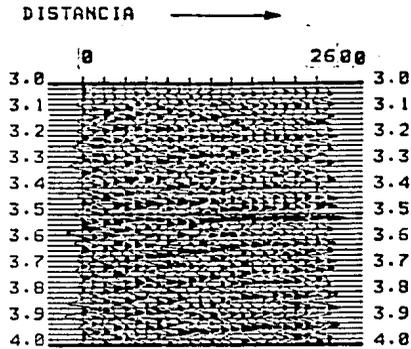


FIG. 6: TRAZA DISTANCA

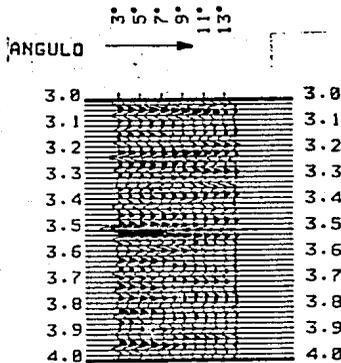


FIG. 7: TRAZA ANGULAR

III.3) Procesado

Para llevar a cabo el análisis de amplitud contra ángulo de incidencia (A.V.A) debe de realizarse un tratamiento especial al procesar los datos de campo, ya que existen varios factores que afectan la amplitud de reflexión grabada en la cinta de campo, como son: divergencia esférica, eventos de sintonía (cercanamente espaciados), múltiples, ruido, atenuación inelástica, instrumentación de adquisición de datos y procesado.

El procesado para el análisis de amplitud contra ángulo incidente debe considerar todas las correcciones necesarias para preservar la amplitud verdadera, ya que esta contiene una información muy valiosa acerca de la litología del subsuelo.

A continuación se presenta la secuencia de proceso de los pasos llevados a cabo en el análisis A.V.A., así como una breve descripción de ellos:

Secuencia de Proceso

- 1) Condicionamiento de los datos.
 - a) Editado
 - b) Correcciones:
 - Divergencia esférica
 - Filtro inverso Q.
 - c) Proceso de preservación de amplitud.

- 2) Realce de datos.
 - a) Procesado por ondícula.
 - b) Deconvolución.
 - c) Eliminación de múltiples y ruido coherente (filtrado en f-k)

- 3) Análisis de velocidades y corrección dinámica.

- 4) Compensación de amplitud residual.

- 5) Análisis de amplitud contra ángulo incidente.
 - a) Secciones apiladas con ángulos constantes.
 - b) Variación de la amplitud con el ángulo incidente.
 - c) Análisis estadístico del A.V.A.

1) Condicionamiento de los datos:

Consiste en preparar los datos para llevar a cabo el análisis de amplitud esto incluye editado de datos de campo, corrección por divergencia esférica, corrección por absorción o atenuación inelástica utilizando un proceso llamado filtro Q inverso, (Blackman y Tukey 1958, Foster y Guinzg 1967, Norris N.G, 1984) y preservación de amplitud conjuntamente con proceso de amplitud controlada. esto es, trabajar la amplitud sin aplicar ningún tipo de ganancia que destruya la información original, como generalmente se utiliza en el procesado convencional.

En este proceso de amplitud controlada, la ganancia aplicada deberá de cumplir la condición de preservar la relación de amplitud entre traza y traza.

2) Realce de datos:

Este paso es importante ya que se trata de un procesado especial enfocado a estratigrafía, en donde se requiere de cuidado en cada paso del procesado.

Uno de los métodos necesarios es el procesado por ondícula, que consiste en corregir la distorsión introducida en las trazas sísmicas, debido a su viaje por las fronteras geológicas en la tierra, que provoca que la forma de la ondícula no sea constante a lo largo de la señal, el proceso elimina también el efecto de la fuente manteniendo un ancho de banda consistente en toda la señal; el tiempo, amplitud,

frecuencia y fase de cada evento contiene importante información con un alto grado de fidelidad.

Otros 2 pasos dentro de esta etapa es la deconvolución y el filtrado en el dominio f-k (frecuencia-numero de onda) para eliminar múltiples y ruido coherente.

3) Análisis de velocidades y corrección dinámica:

Una parte determinante del proceso es el realizar buenos análisis de velocidad, llevando un control estricto de estos, ya que los eventos reflejados dependerán en mucho de la velocidad de apilamiento, y por consiguiente la exactitud de la corrección dinámica, también dependerá de dicha velocidad. Los datos que se utilizan para llevar a cabo el análisis de amplitud son datos no apilados, ya que al apilar estos, es decir al sumar las trazas, lo que tenemos es una traza promedio donde solo los rasgos más característicos son enfatizados, destruyéndose la información de la amplitud original.

4) Compensación de amplitud residual.

Este es un proceso, en el cual se realiza primero un análisis del decaimiento de amplitud de las trazas con el tiempo, en un registro de punto medio común, estableciendo una tendencia de decaimiento. A partir del análisis hecho, se calcula una función que es el inverso del promedio de la tendencia del decaimiento de amplitud, la cual es aplicada a los datos analizados.

5) Análisis de amplitud contra ángulo incidente.

Utilizando los datos ya condicionados se establece primero el rango de ángulos de incidencia dentro del cual se va a llevar a cabo el análisis. La forma del cálculo de estos ángulos (explicada anteriormente) involucra la distancia fuente-receptor, la profundidad y la velocidad.

Después se construyen las secciones apiladas para un ángulo de incidencia constante, en realidad es un rango pequeño de ángulos pero se toma como referencia el ángulo central (fig. 8) éstas secciones se obtienen para distintos ángulos constantes, desde ángulos pequeños hasta ángulos mayores dentro del rango establecido, lo que permite realizar una evaluación preliminar, de los eventos de interés en cuanto al comportamiento de su amplitud con el ángulo incidente.

Finalmente se realiza el análisis de amplitud contra ángulo incidente para cada uno de los registros de punto medio común (pmc), donde podemos observar el comportamiento de la amplitud a lo largo del rango de ángulos de incidencia establecido.

La figura 9 muestra este análisis, donde cada traza representa la contribución de un ángulo central en particular, observándose de esta forma la variación de la amplitud con el ángulo de incidencia.

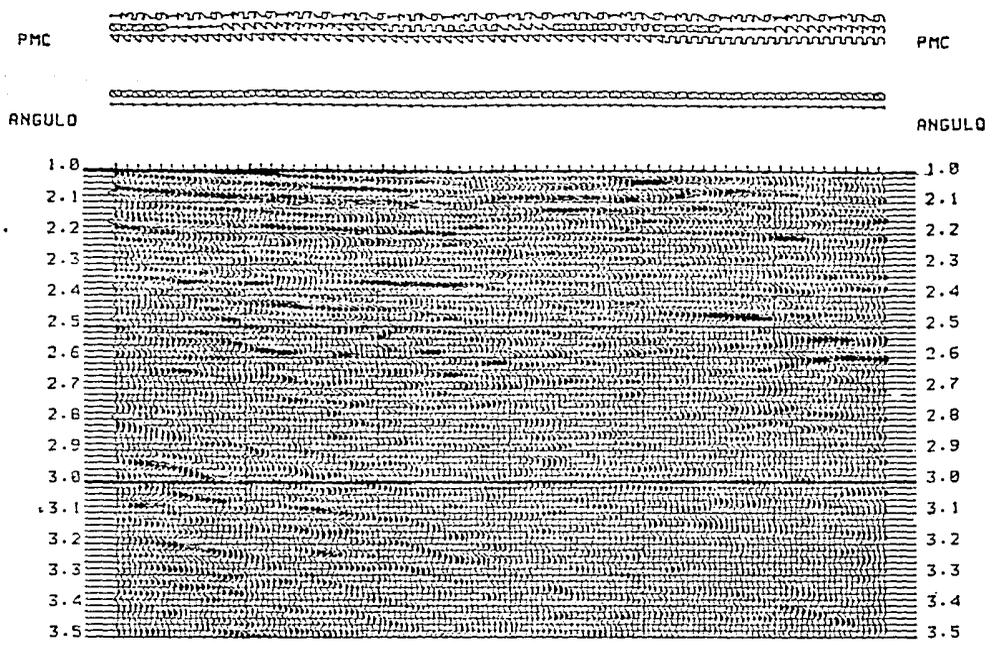


FIG. 8: APILADO CON ANGULO CONSTANTE DE 10 GRADOS. (REFERIDO AL ANGULO CENTRAL)

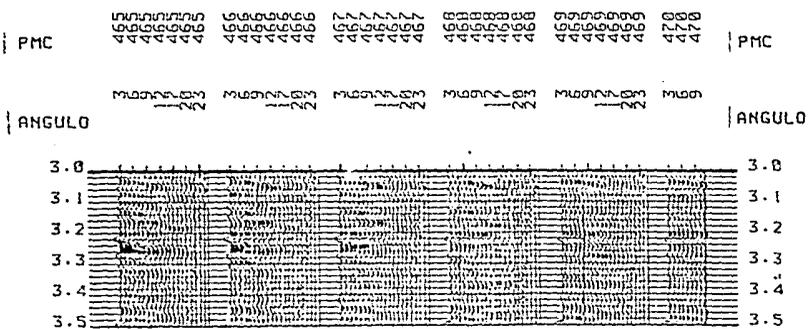


FIG 9: REGISTROS DE TRAZAS ANGULARES PARA EFECTUAR EL ANALISIS DE AMPLITUD. CADA TRAZA ESTA ASOCIADA A UN ANGULO.

EJEMPLO

A continuación se presenta la aplicación de esta técnica en la línea A que pertenece a la zona de campeche.

El área seleccionada para realizar el análisis, fue establecida exactamente donde el pozo Yaabkan-1 corta físicamente al cuerpo salino.

En la figura 10 (sección apilada) se marca con un círculo la zona analizada; como se observa, este análisis se realiza en pequeñas ventanas o áreas de interés. esta zona corresponde a la base de la sal (3.52 seg).

Para iniciar el análisis, después de haber llevado a cabo el acondicionamiento de los datos, se obtienen los registros de corrección dinámica (fig. 11), en ellos cada traza corresponde a una distancia fuente-receptor diferente, (la distancia aumenta de izquierda a derecha).

A continuación se selecciona el rango de ángulos a ser analizado, en este caso fue de 3 a 25 grados, con incrementos de un grado.

La figura 11a representa los registros, de la figura 11 (nmo), transformados de traza-distancia a traza-ángulo de incidencia, incrementando el ángulo de izquierda a derecha.

Es interesante observar en este tipo de gráfica una anomalía de amplitud bien definida aproximadamente a 3.52 segundos, que corresponde con la base del cuerpo de sal (como referencia la localización del pozo Yaabkan-1 es en el cmp 467).

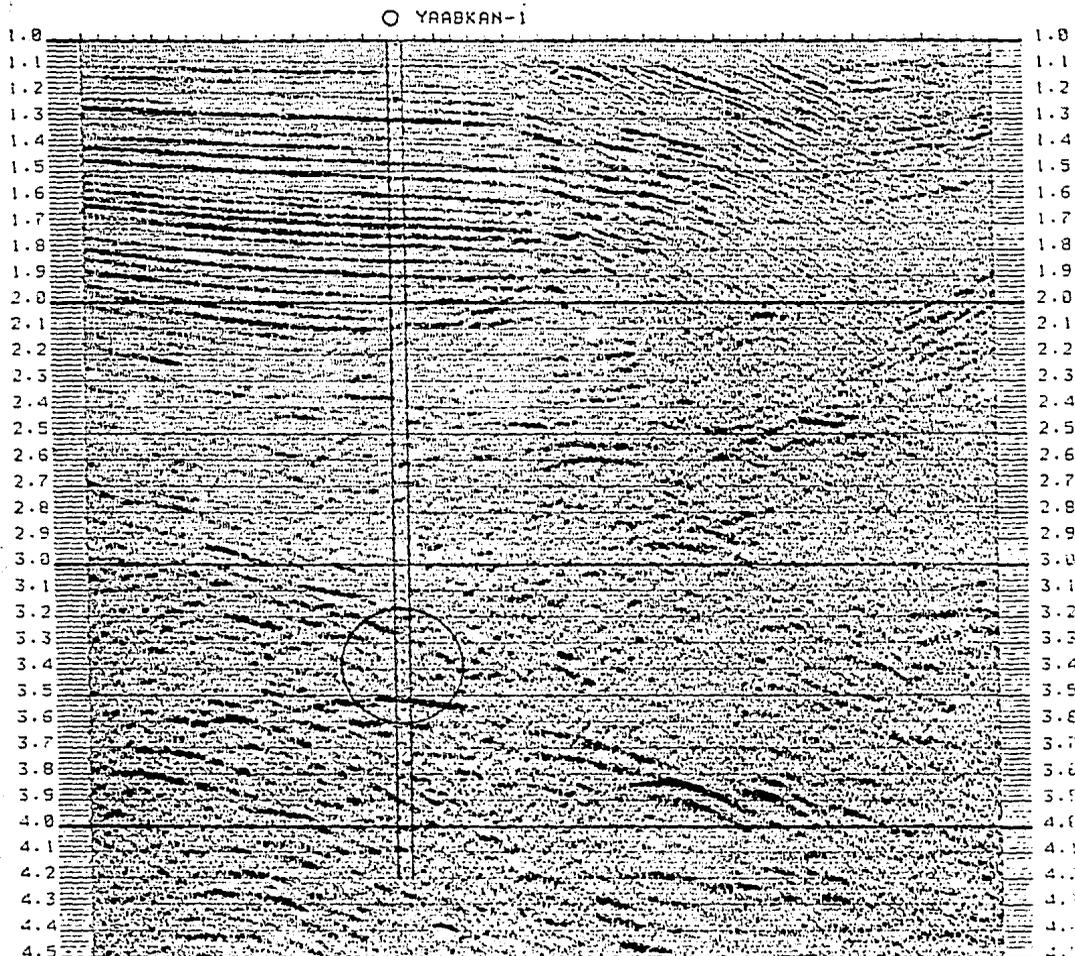


FIG. 10: SECCION APILADA LINEA A.
LA ZONA ANALIZADA SE MARCA CON UN
CIRCULO.

Esta gráfica (fig. 11a), muestra la variación de la amplitud con el ángulo de incidencia para cada traza de cada familia de puntos de medio común (cmp), de acuerdo al rango de ángulos seleccionado para el análisis, pudiéndose observar de manera cualitativa, que existe en general decaimiento de la amplitud a medida que aumenta el ángulo de incidencia.

Ahora bien, para tener una mejor idea del comportamiento de la amplitud con el ángulo de incidencia, se obtuvo otro tipo de gráficas, en las que se analiza el valor de la amplitud de cada traza para cada ángulo, en una ventana de tiempo (en este caso de 3500 ms a 3560 ms); ver fig 11a.

Para tener una evaluación cuantitativa del comportamiento de la amplitud de reflexión, se lleva a cabo un análisis de esta en pequeñas ventanas, a lo largo de una zona de interés (anomalía de amplitud), calculándose para cada traza el valor de la amplitud promedio en dicha ventana, que en este caso particular fue de 3500ms a 3560 ms.

En esta etapa del estudio, se llevó a cabo un análisis estadístico (ver capítulo III.D) de la amplitud a partir de los resultados obtenidos en la ventana seleccionada.

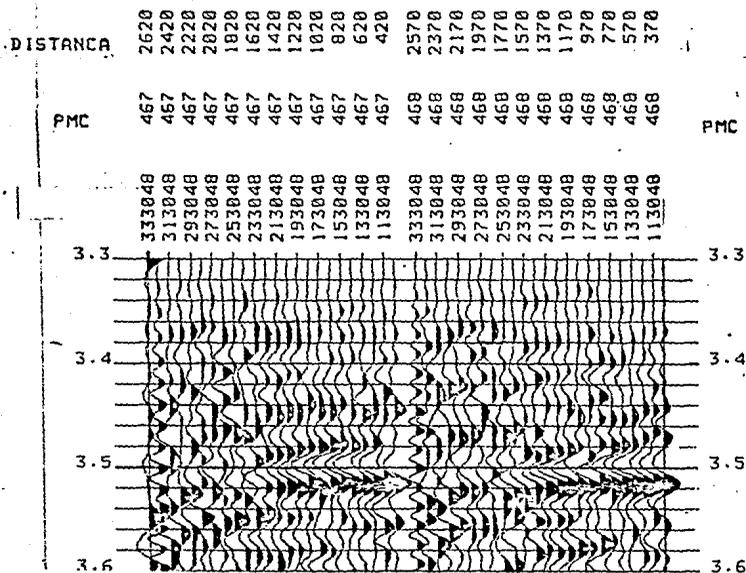


FIG. 11: REGISTROS SISMICOS CORREGIDOS
DINAMICAMENTE EN EL AREA DE ESTUDIO

La información fue agrupada para cada ángulo de incidencia de cada familia de punto de medio comun (cmp), sumándose y obteniéndose un promedio estadístico del comportamiento de la amplitud para cada ángulo.

Como resultado de este análisis, se tiene una respuesta promedio de las distintas trazas, en una gráfica que representa la variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, para un cierto número de familias de punto de medio comun (cmp), donde la anomalía de amplitud correspondiente al cuerpo salino, se manifiesta.

Los criterios para definir el número de familias de trazas en el análisis estadístico fueron:

- 1) Continuidad en la anomalía.
- 2) Mejor respuesta en la intensidad de amplitud.
- 3) Coherencia a lo largo de la ventana.

El resultado de este análisis es mostrado en la figura 12, en ella se puede apreciar el comportamiento de la amplitud promedio, que presenta un pico de amplitud máxima a los 7 grados ángulo de incidencia, decayendo para ángulos mayores.

Este primer resultado nos muestra un patrón de amplitud, debido a la presencia del cuerpo salino (conocido por pozo); ahora, la aplicación de la metodología, será extrapolada hacia los lados del pozo Yaabkan-1, con la finalidad de observar la respuesta de los coeficientes de reflexión de lo que suponemos es la estructura del cuerpo salino.

La figura 13 presenta el area de estudio para la linea A, en ella se marca con círculos los 5 análisis que se llevaron a cabo. Los patrones obtenidos para cada caso serán explicados en el siguiente tema correspondiente al análisis estadístico.

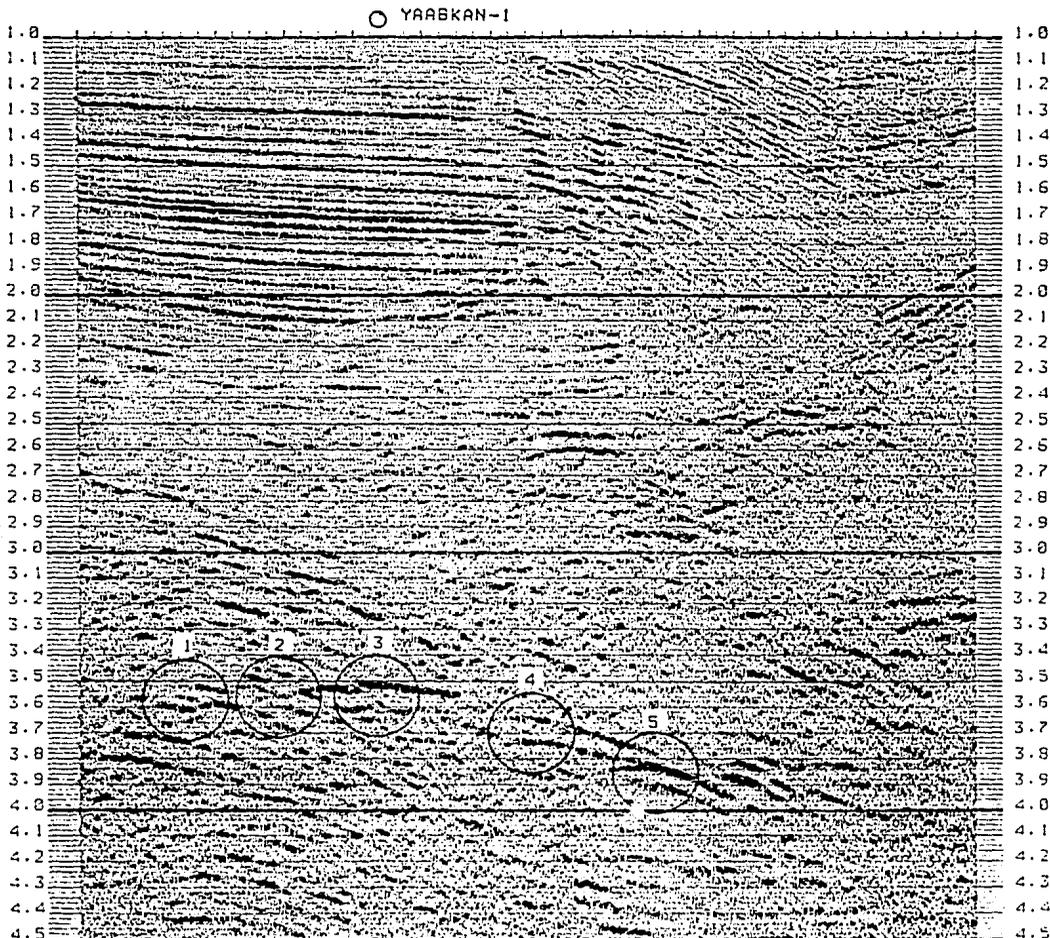


FIG.13: SECCION APILADA DE LA LINEA A.
SEÑALANDO LOS 5 ANALISIS DE AMPLITUD
EN LA ESTRUCTURA DEL CUERPO SALINO.

III.4) Análisis Estadístico.

Los criterios estadísticos para llevar a cabo este análisis, estuvieron basados en medidas de tendencia central, calculándose los parámetros de media (m), variancia (s^2) y desviación estandar (s) a través de las siguientes expresiones:

$$m = \sum_{i=1}^n \frac{x_i}{n} \quad (19)$$

donde: x = valor de la amplitud para un determinado ángulo de incidencia

n = número de familias de punto de medio común (cmp)

$$s^2 = \sum_{i=1}^n \frac{x_i^2}{n} - \frac{\left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2}{n^2} \quad (20)$$

$$s^2 = \frac{SS}{n-1} \quad (21)$$

$$s = \sqrt{s^2} \quad (22)$$

donde: s^2 = variancia

s = desviación estandar

Para tener una mejor idea de la aplicación del análisis estadístico, se desarrolló un ejemplo en la L-1, considerando los 5 análisis de A.V.A. a lo largo de la masa salina.

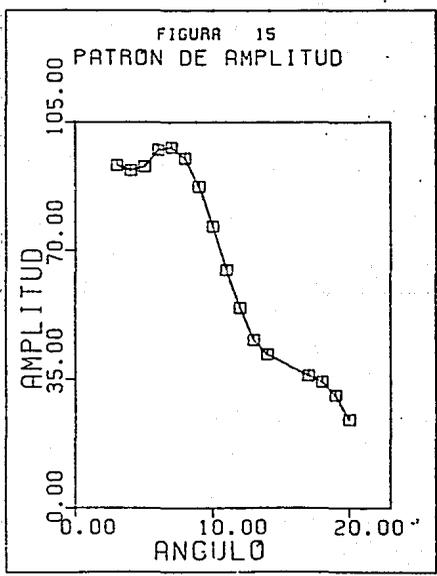
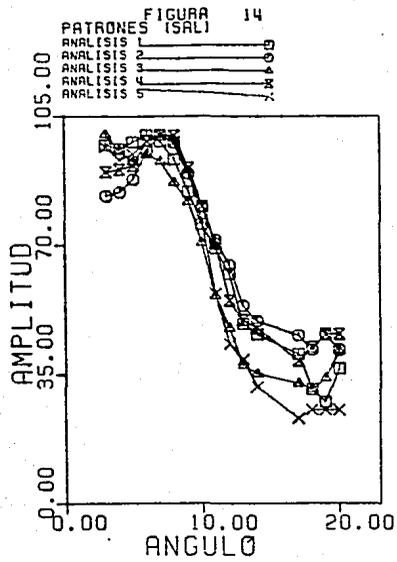
Los resultados del análisis estadístico para cada uno de estos casos, son representados en la figura 14, en donde se agruparon con la finalidad de ser comparados entre sí; como se observa, existe entre ellos la misma tendencia de comportamiento, lo que era de esperarse debido a que se trata del mismo cuerpo salino.

La respuesta de los 5 análisis fue simplificada a través de un análisis estadístico global, obteniéndose una sola respuesta, que representa el comportamiento general de la estructura salina, de acuerdo a la variación de la amplitud con el ángulo de incidencia.

La figura 15 presenta al patrón de amplitud resultante de estos análisis, en donde observamos un pico anómalo de amplitud máxima en los 7 grados de ángulo de incidencia, decayendo esta para ángulos mayores.

Ahora, considerando que los valores de amplitud para cada ángulo de incidencia en particular, se comportan con una distribución normal, podemos obtener entonces un análisis estadístico para cada ángulo, y determinar una medida de dispersión de los mismos y por consiguiente la confiabilidad del resultado obtenido.

A continuación se presenta un ejemplo del análisis para 5 grados (de ángulo de incidencia), tomando las mediciones de los 5 análisis descritos anteriormente. Haciendo uso de las expresiones (19), (20), (21), (22), iniciamos el análisis considerando sólo una pequeña modificación en las variables; x_i , representa el valor promedio de la intensidad de la amplitud, de todas las trazas correspondientes al ángulo de 5 grados.



n	x_i	x_i^2
1	82.1	6740.41
2	53.75	2889.06
3	70.01	4914.01
4	55.33	3058.09
5	114.16	13133.16
Σ	375.85	30734.73

n = número de análisis realizados

tabla 1

De los valores de la tabla anterior, y de acuerdo a las expresiones (19), (20) y (21) obtenemos:

$$M = 75.17 \text{ media}$$

$$S^2 = 620.52 \text{ variancia}$$

$$S = 24.91 \text{ desviación estandar}$$

El rango de variación para el ángulo de 5 grados, es obtenido a partir de la desviación estandar, la cual nos proporciona una medida de la dispersión de las observaciones realizadas; este rango fue calculado por la siguiente relación.

$$\text{rango} = M - S < \text{amplitud} < M + S \quad (23)$$

donde

$$\text{rango} = 50.26 < \text{amplitud} < 100.08$$

Para representar el concepto de estos resultados, consideraremos la curva de distribución normal (fig. 16) para este ejemplo.

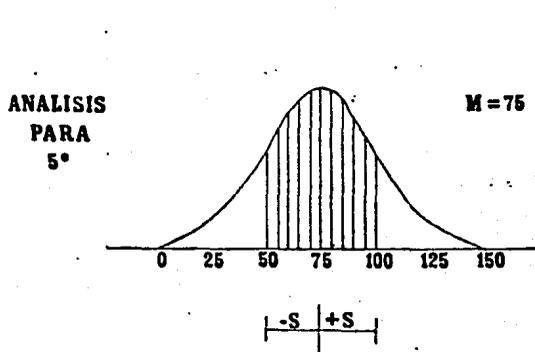


FIG. 16: DISTRIBUCION NORMAL DE LOS COEFICIENTES DE REFLEXION PARA EL ANGULO DE 5 GRADOS.

Un parámetro muy importante que puede ser determinado a partir del análisis estadístico, es el porcentaje de confiabilidad, que da una medida de la calidad de los resultados.

Para calcularlo, sólo comparamos cual es el porcentaje de los resultados obtenidos en la tabla 1, que están dentro del rango establecido por la expresión (23), en este caso el porcentaje de confiabilidad es del 80%.

Siguiendo esta metodología, se procede a calcular el análisis estadístico para cada uno de los ángulos estudiados en el A.V.A.

Ejemplo

Para el caso anterior de los 5 análisis estudiados en la línea 1, se presentan los resultados globales del análisis estadístico mediante las siguientes figuras:

La figura 17 muestra el análisis de la variancia.

La figura 18 representa el análisis de la desviación estandar para cada ángulo, en ella vemos que la dispersión es mínima para ángulos pequeños, teniendo un ligero aumento hacia los últimos ángulos analizados, lo cual es natural debido a que la contribución de los ángulos mayores es menor, ya que la trayectoria en profundidad de la señal sísmica tiene una variación inversamente proporcional a medida que aumenta el ángulo de incidencia.

La figura 19 representa el rango de variación del patrón obtenido. La figura 20 nos representa el porcentaje de confiabilidad de este análisis, dando una medida de la calidad de los datos; como se observa, la confiabilidad de los resultados es bastante buena, aproximándose al 80%.

La figura 15 muestra el patrón de comportamiento de la amplitud con el ángulo de incidencia obtenido del análisis global, el cual representa la respuesta del cuerpo de sal.

Una interpretación preliminar de la sección migrada de la línea A (fig. 21), muestra que los resultados de los 5 análisis corresponden con la estructura salina, que intrusionó hacia los sedimentos lutíticos, provocando el encajonamiento del cuerpo salino analizado.

FIGURA 17
VARIANCIA

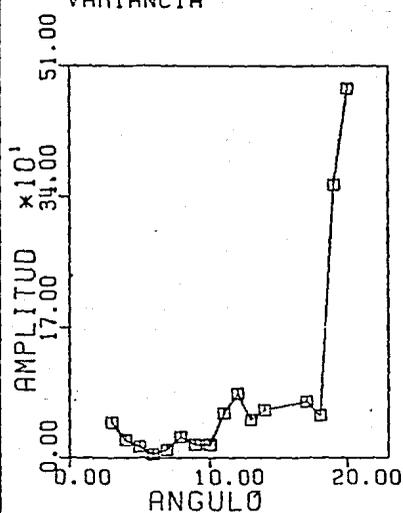


FIGURA 18
DESVIACION ESTANDAR

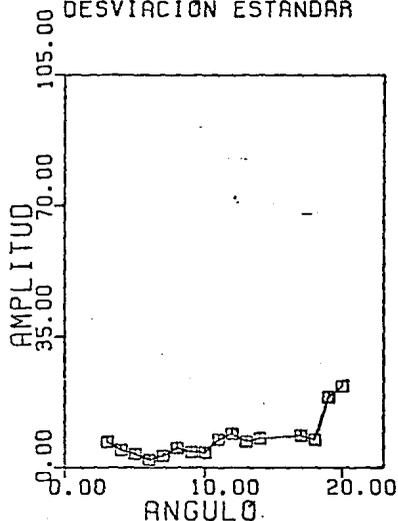


FIGURA 19

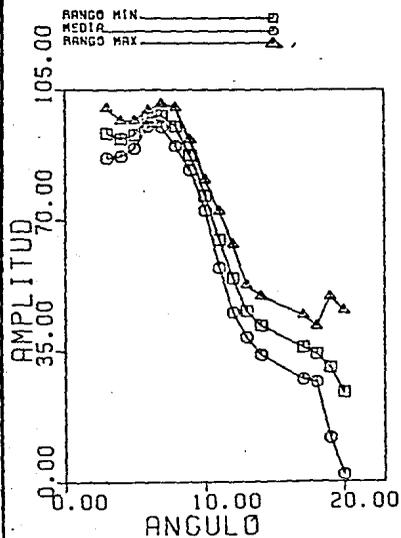
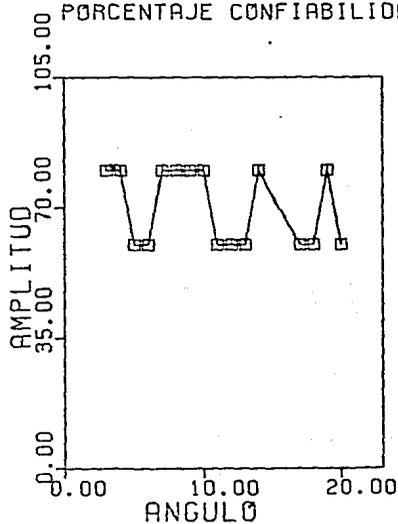


FIGURA 20
PORCENTAJE CONFIABILIDAD



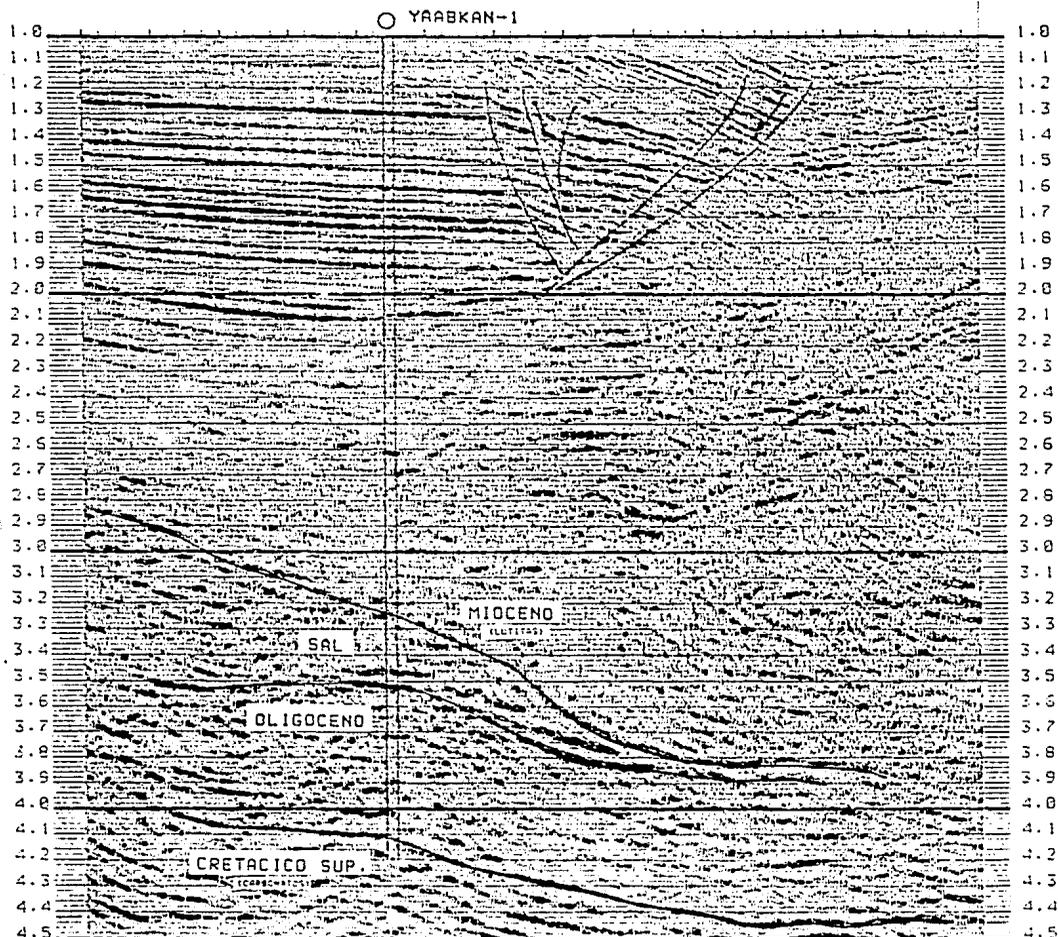


FIG. 21: SECCION MIGRADA DE LA LINEA A
CON LA INTERPRETACION DEL CUERPO DE SAL.
BASADA EN EL ANALISIS DE LOS COEFICIENTES
DE REFLEXION.

III.5) MONITOREO.

De los resultados anteriores, se determinó un patrón de comportamiento de la amplitud con respecto al ángulo de incidencia, el cual manifestó un pico de amplitud máxima alrededor de los 7 grados, decayendo para ángulos mayores; esta fue la respuesta que caracterizó el contacto del cuerpo salino con los sedimentos encajonantes (lutitas).

Ahora, para comprobar si el patrón determinado no se manifestaba en algún otro contraste de litologías, se llevó a cabo un monitoreo del A.V.A., a lo largo de la traza sísmica correspondiente al pozo Yaabkan-1.

Este consistió en analizar las diferentes interfases conocidas por la información del pozo, para observar su respuesta y compararla con el patrón definido para la sal.

A continuación se presentan siete de los análisis del monitoreo del pozo, que están ubicados en el intervalo de 2.0 a 4.5 segundos. En la figura 22, se muestra la localización de las ventanas analizadas (numeradas de abajo hacia arriba), cuya selección fue determinada por las anomalías de amplitud obtenidas del análisis de amplitud, las cuales representan el contacto entre 2 medios diferentes.

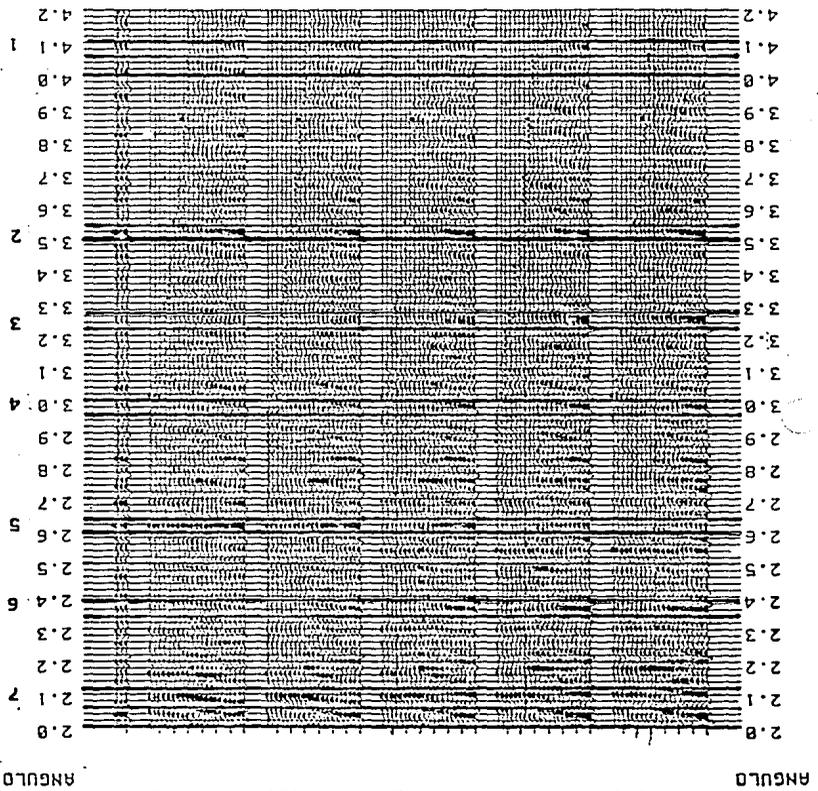
En cada ventana de tiempo, se llevó a cabo el análisis estadístico del A.V.A.; los resultados son mostrados en las figuras 22a, 22b, 22c, 22d, 22e, 22f, 22g, que corresponden con los análisis 1, 2, 3, 4, 5, 6 y 7 de la figura 22.

Por ejemplo, el análisis 1 (fig. 22a) manifestó una tendencia de decaimiento de la amplitud a medida que se incrementaba el ángulo de incidencia; esta anomalía de acuerdo a los datos del pozo corresponde al contacto de los carbonatos del cretácico.

Las anomalías del análisis no. 2 (3.5 seg) y no. 3 (3.22 seg) corresponden tanto a la base como a la cima de la sal en contacto con lutitas (figs 22b y 22 c), observándose un comportamiento similar entre ellos, ya que ambos manifiestan un pico de amplitud alrededor de los 7 grados de ángulo de incidencia.

El análisis 5 pertenece a la cima del mioceno inferior; la respuesta de amplitud (fig. 22e), manifestó un comportamiento constante para los primeros ángulos, decayendo hacia ángulos mayores, lo que no corresponde con el patrón de la sal.

De esta forma se realizó el análisis para cada ventana; los resultados mostraron que las demás litologías presentaron una respuesta diferente a la de la sal (figs. 22 a,d,e,f,g), comprobándose con ello, que el patrón determinado (figs. 22 b y 22c) caracteriza la presencia de la sal.



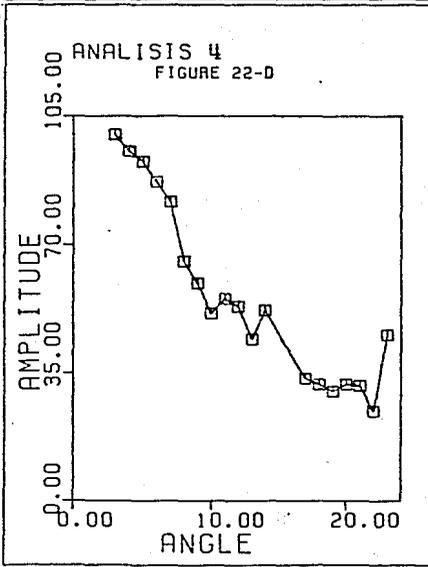
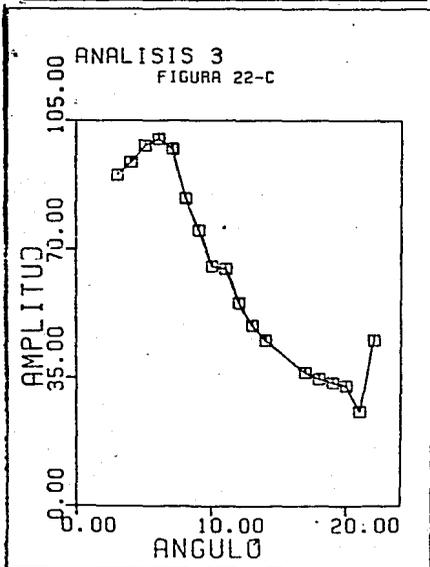
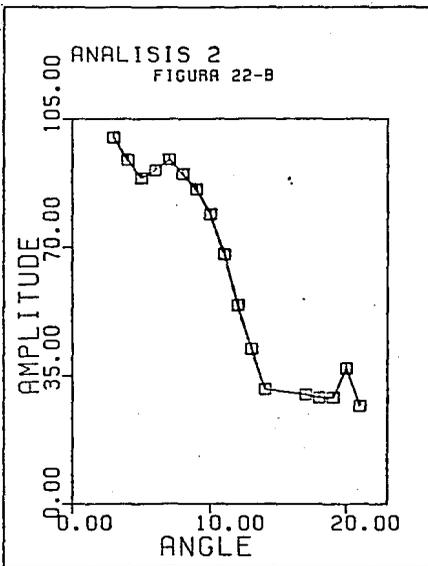
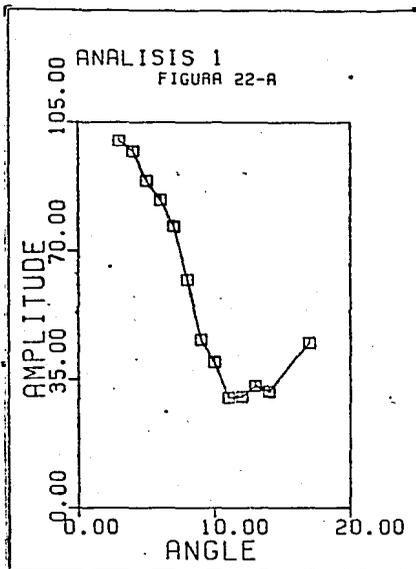
MONITOREO
POZO
YABKAN-1
FIGURA 22

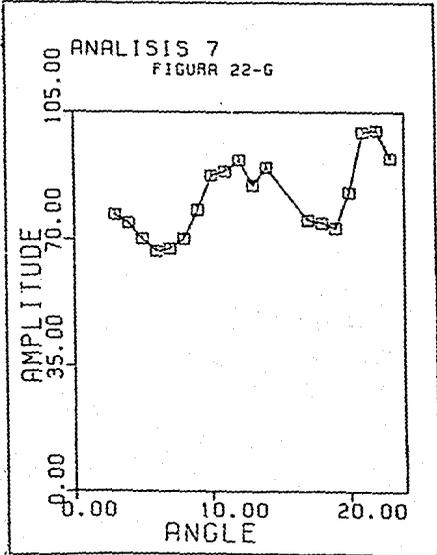
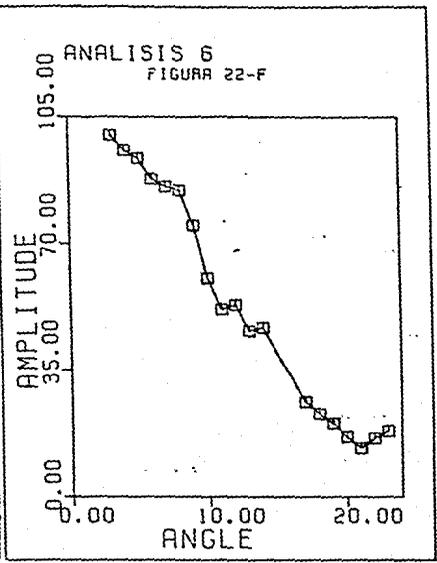
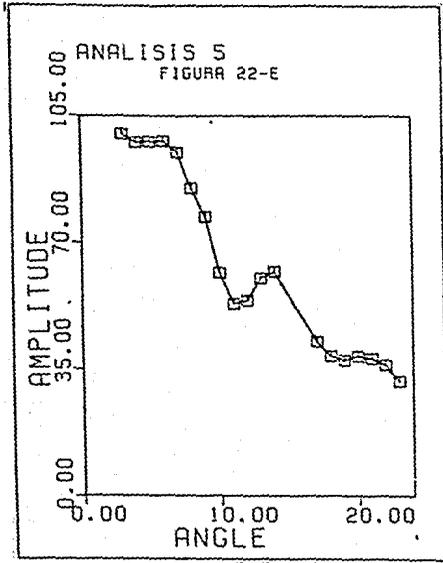
ANGULO

40000
50000
60000
70000
80000

PM

40
50





IV) RESULTADOS

IV.1) Evaluación del método en cuerpos salinos conocidos por pozo.

En el capítulo anterior se describió la metodología utilizada para aplicar el análisis de los coeficientes de reflexión determinándose un patrón empírico de comportamiento de la sal a partir de un análisis estadístico para la línea 1, comprobándose la validez del patrón a partir del monitoreo del A.V.A.; en este caso la sal estaba estratificada entre lutitas.

Ahora se presenta la aplicación de este método a otras secciones, en donde se conoce la posición de los cuerpos salinos, de acuerdo a la información de pozos, con la finalidad de observar la estabilidad del patrón.

Línea B

Esta sección pertenece al área de campeche, en ella se encuentra ubicado el pozo 2, la figura 23 muestra la sección apilada, donde de acuerdo a la información del pozo 2, la cima de la sal se encuentra a 3.2 seg.

Los análisis de A.V.A. se llevaron a cabo en el área marcada con un círculo (fig. 23), los resultados se pueden observar en la figura 24, en ella se presenta una anomalía de amplitud entre 3.2 y 3.3 segundos, que corresponde a la cima de la sal.

A partir del análisis estadístico, se obtuvo el patrón de comportamiento de amplitud (fig. 25), que caracteriza al cuerpo de sal. Como se puede observar, este presenta un pico de amplitud máxima en 7 grados de ángulo de incidencia, concordando los resultados con el patrón de la Línea A, en este caso la sal está estratificada entre lutitas.

Línea C

La figura 26 representa la sección apilada de la línea C en donde se tiene la presencia del pozo 3 localizado en el pmc 1014, el cual mostró que existe un cuerpo de sal estratificado entre lutitas del oligoceno, aproximadamente de 2.3 a 2.6 segundos.

El patrón de amplitud resultante del análisis estadístico del A.V.A. se puede consultar en la figura 27; en ella se observa un pico de amplitud a los 8 grados de ángulo de incidencia, decayendo ésta para ángulos mayores.

Línea D

La zona analizada (del pmc 3768 al 4128) presenta una estructura dómica en los sedimentos terciarios y del cretácico ocasionada por el empuje de la sal (fig. 28).

Aquí se tiene la información del pozo 4, que indicó la presencia de esta a 2.7 segundos, debajo de los carbonatos del cretácico inferior y jurásico superior.

La figura 28a muestra el análisis de A.V.A., donde se observa una anomalía aproximadamente a 2.7 segundos debida al contacto de la sal y los sedimentos. La respuesta después del análisis estadístico es presentada en la figura 29; como vemos mantiene una tendencia de comportamiento, similar al patrón determinado para la sal, sólo que el pico de amplitud ahora se manifiesta a un ángulo mayor (aproximadamente 13 grados).

El hecho de tener un desplazamiento en el pico de amplitud, es debido a que en este caso tenemos la interfase calizas-sal, y en los otros casos analizados se tuvo la interfase lutitas-sal. este comportamiento es explicado a través de las ecuaciones de Zoepritz², que rigen los coeficientes de reflexión para incidencia oblicua.

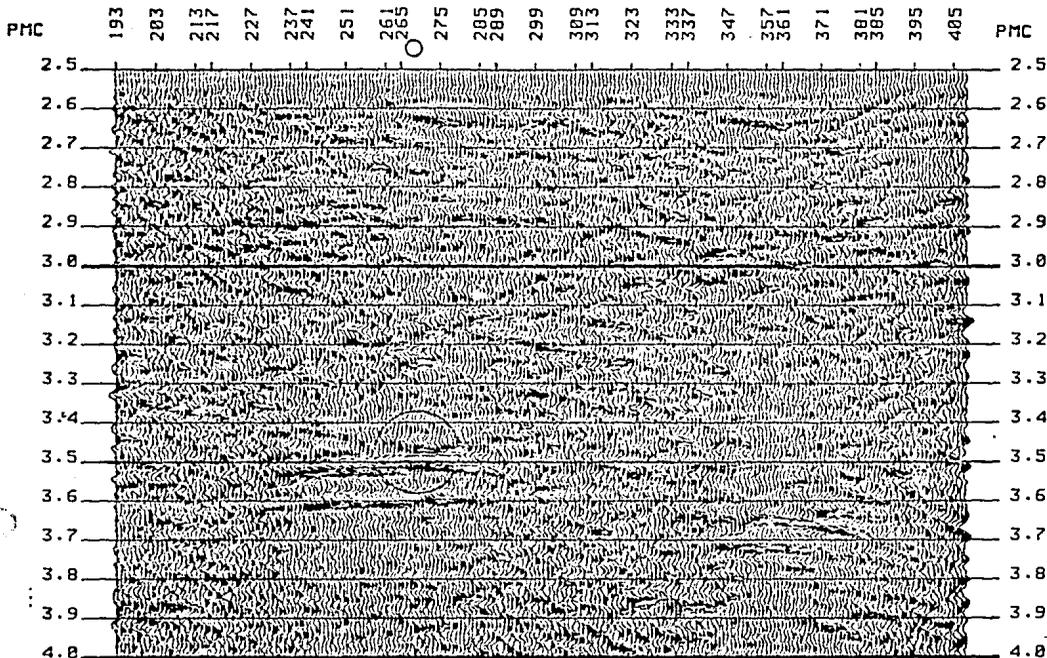


FIG. 23: SECCION APILADA DE LA LINEA B (ZONA ANALIZADA MARCADA CON UN CIRCULO).

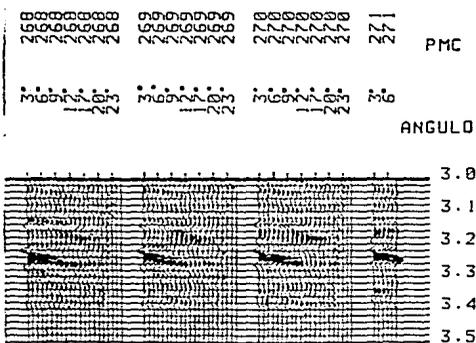


FIG. 24: ANOMALIA DE AMPLITUD (CENTRE 2.2 Y 2.3 SEGUNDOS).

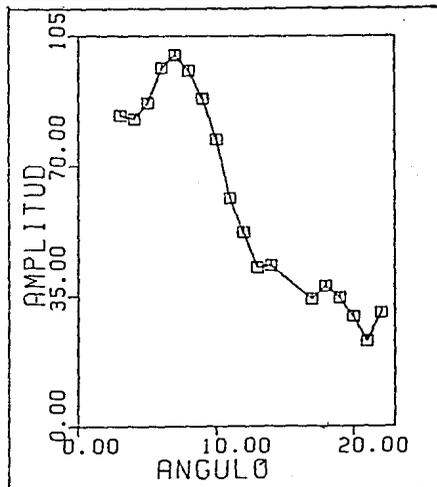


FIG. 25: PATRON DE AMPLITUD DE LA LINEA B, MOSTRANDO LA MISMA TENDENCIA QUE EL PATRON OBSERVADO EN LA ESTACION...

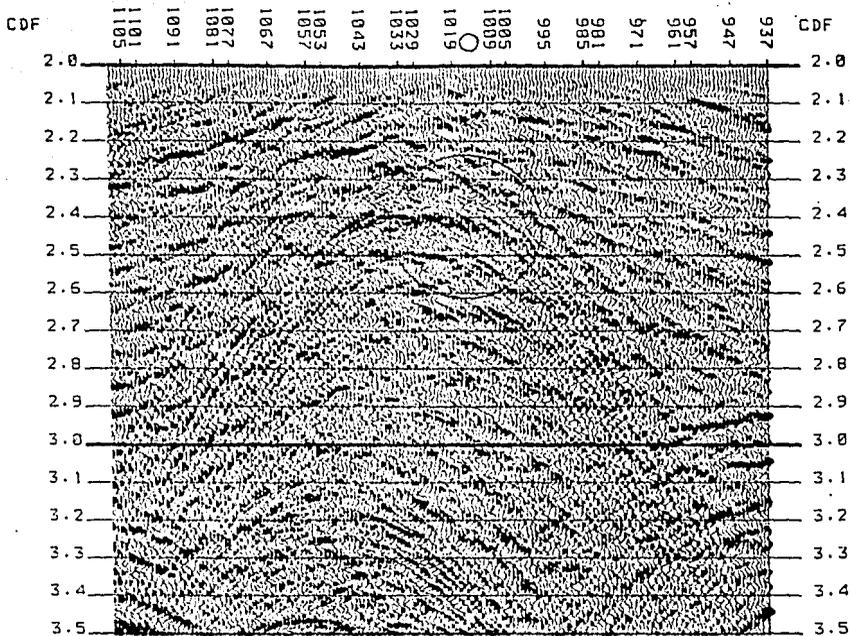


FIG.26: SECCION APILADA DE LA LINEA C

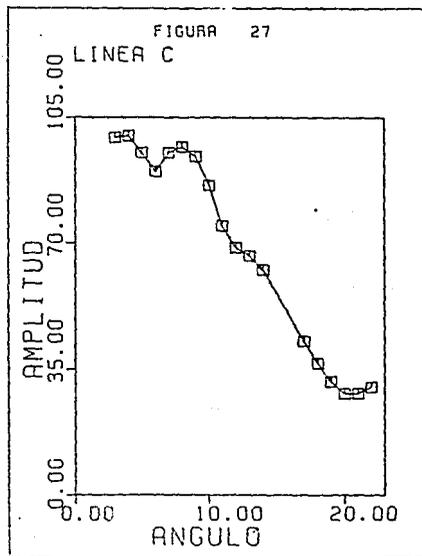


FIG.27: PATRON DE AMPLITUD

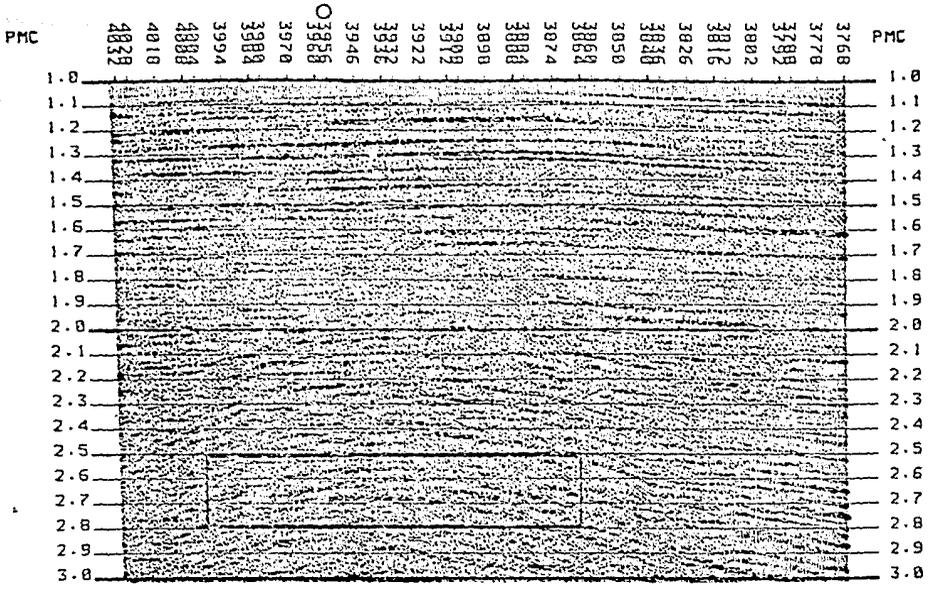


FIG.28: SECCION APILADA LINEA D.

FIG.29: PATRON DE LA AMPLITUD DE LOS COEFICIENTES DE REFLEXION DE LA LINEA C. NOTESE EL DESPLAZAMIENTO DEL PICO DE AMPLITUD HACIA LOS 13 GRADOS.

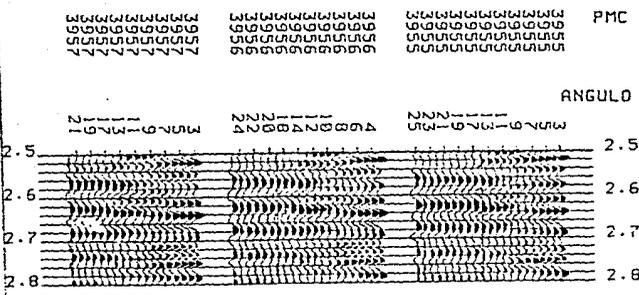
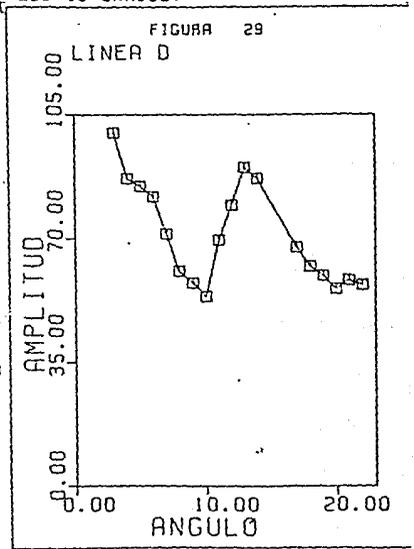


FIG.28a ANOMALIA DE AMPLITUD



IV.2) Aplicación a la predicción de sal antes de perforar

Dentro de los objetivos de este proyecto esta la predicción de sal antes de perforar. Muchos de los problemas que existen en la exploración son derivados de la incertidumbre que se tiene en la litología propuesta para los pozos exploratorios. Aún más, cuando inesperadamente se encuentra un cuerpo salino, ya que esto modifica los planes de perforación y muchas veces no se logran los objetivos exploratorios, repercutiendo en fuertes pérdidas económicas.

IV.2.a) Monitoreo Sistematizado.

El monitoreo sistematizado del análisis estadístico del A.V.A., debe ser la forma utilizada para la detección de sal antes de perforar.

Este consiste en realizar una serie de análisis en forma sistemática, a lo largo de un conjunto de trazas sísmicas donde se ha propuesto la ubicación del pozo, estableciéndose el intervalo de estudio donde se sospecha la presencia de sal.

Con el monitoreo se estudian cada una de las anomalías obtenidas del análisis A.V.A, que corresponden a diferentes interfases del subsuelo, seleccionándose para ello pequeñas ventanas, a lo largo del intervalo de estudio, con la finalidad de reconocer el patrón de la sal.

IV.2.b) Caso estudiado.

La línea E del área Sur del Golfo de México, fue utilizada para aplicar la metodología a la predicción de sal.

La figura 30 representa la sección apilada; el monitoreo sistematizado se llevó a cabo en el área ubicada en el P.T. 1250 (CMP 1010) y en el intervalo de 1.5 a 4 seg.

La figura 31 muestra las anomalías obtenidas del análisis A.V.A., en ella se marcan la ubicación de las ventanas estudiadas (numeradas de arriba hacia abajo), dichas anomalías representan el contacto entre dos medios.

En cada ventana de tiempo se efectuó un análisis estadístico del A.V.A., con el que se obtuvieron los patrones de las diferentes interfases.

Los resultados mostraron que las respuestas para los casos 1,2,3,4,5,6 y 9 (gráficas a,b,c,d,e,f,i de la figura 31) son diferentes al patrón de la sal.

El análisis 7 (fig 31g), presenta un patrón con las características de la interfase Lutitas-Sal, teniendo un pico de amplitud a los 7 grados de ángulo de incidencia y después un decremento. La profundidad en tiempo que corresponde a la anomalía de la cima de la sal es 2.96 segundos aproximadamente.

El análisis No. 8 (fig. 31h), presenta un patrón de amplitud con un pico desplazado hacia los ángulos de 9 y 10 grados, este tipo de

comportamiento de acuerdo a los resultados anteriores y a los modelos sintéticos con las ecuaciones de Zoepritz (ver capítulo Va Fundamentación Teórica), corresponde a un contacto del cuerpo salino con una formación de mayor velocidad que las lutitas sobreyacentes a la cima de la sal, como en el caso del contacto con carbonatos en donde el pico se desplaza hacia los 13 y 15 grados.

De acuerdo a estos resultados, se propuso que el contacto de la base de la sal es una formación que contiene un porcentaje de carbonatos, detectándose una profundidad en tiempo de 3.35 segundos.

La perforación de pozo Oktan-1 localizado en el punto de tiro (pt)1250 de la línea E confirmó los resultados para la cima en contacto con lutitas y para la base en contacto con 'mudstone', en los intervalos de tiempo determinados por el monitoreo sistematizado.

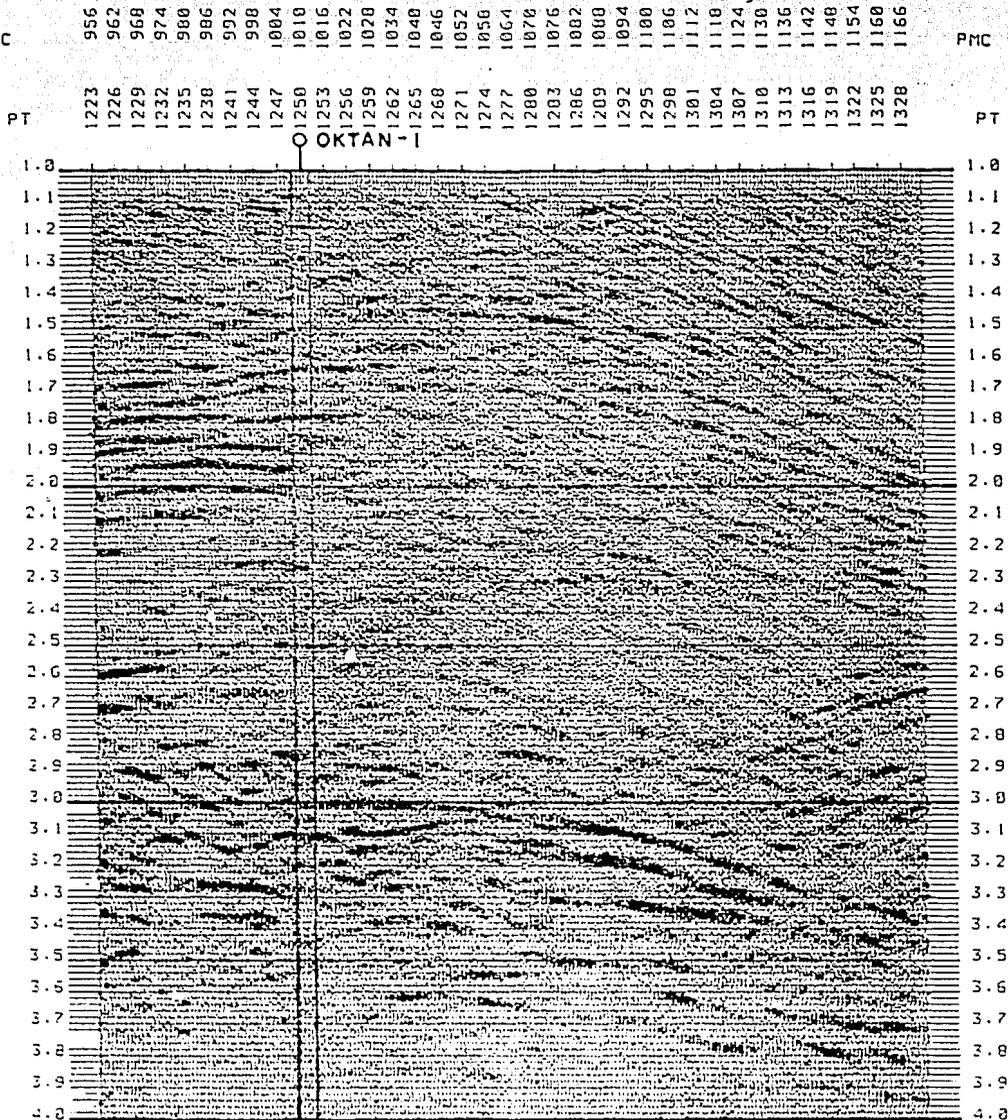
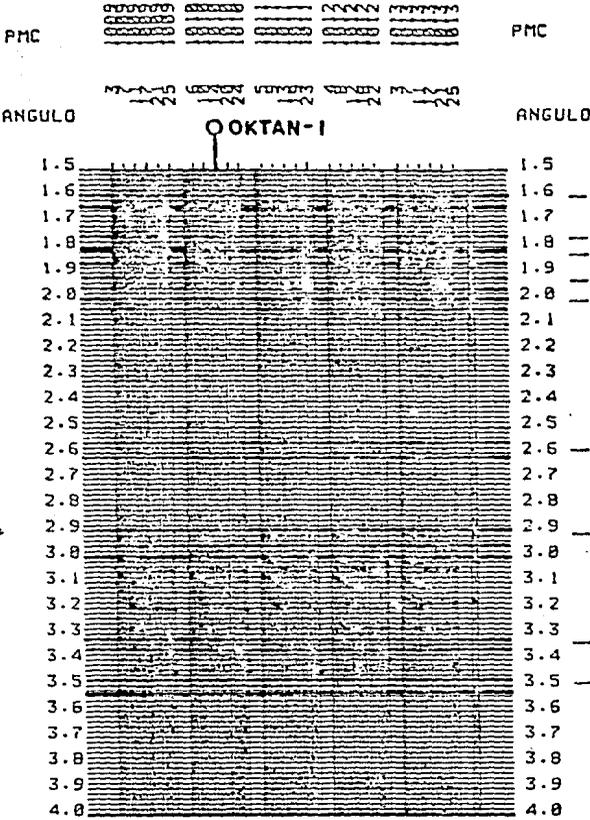
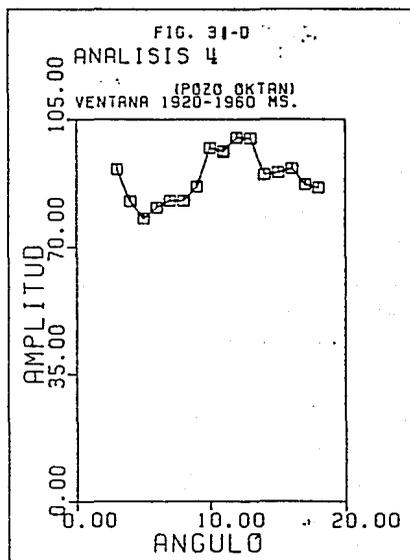
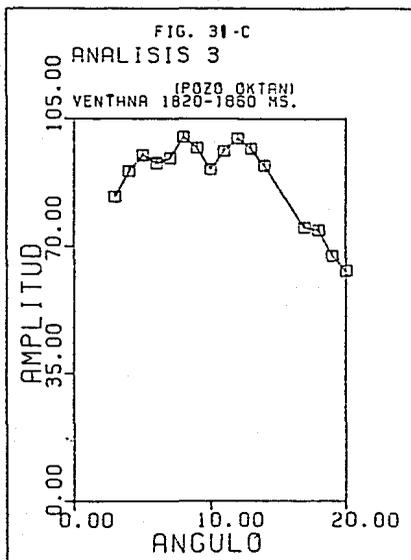
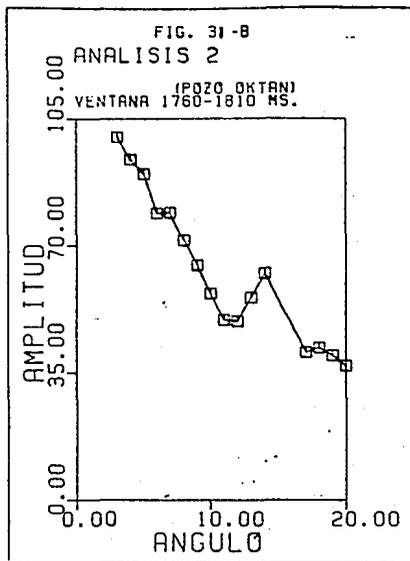
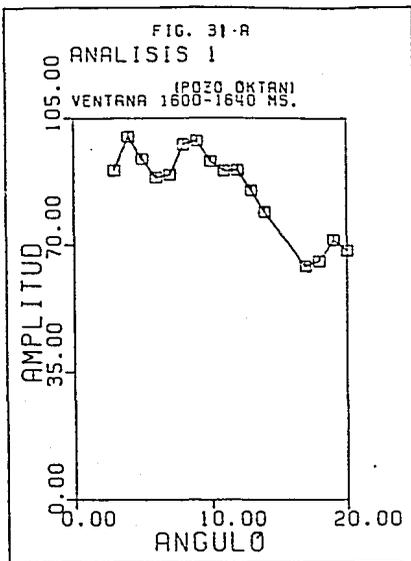


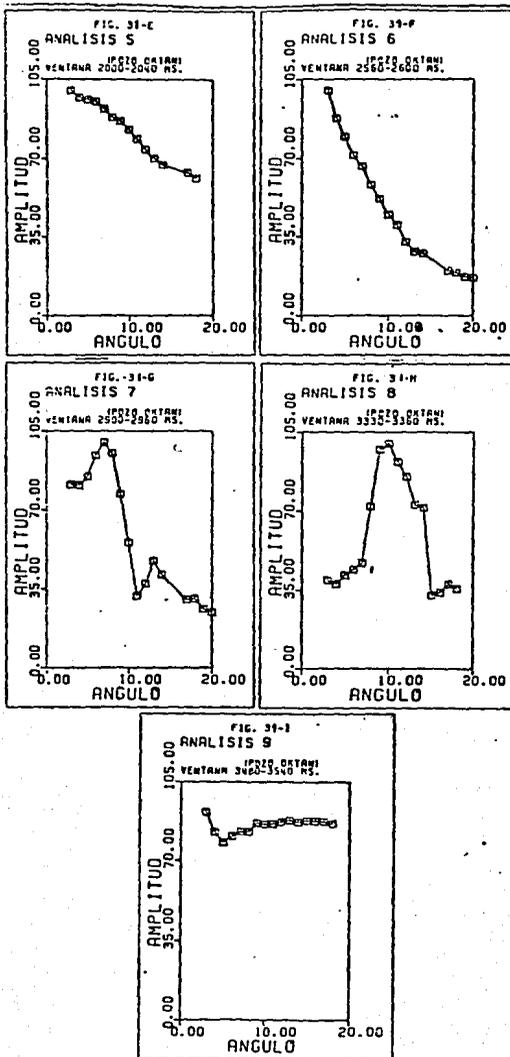
FIG.30 SECCION APILADA L-E.



LINER E
POZO OKTAN
MONITOREO

FIG. 31





IV:3) EXTENSION DE LA METODOLOGIA A DATOS TERRESTRES.

IV.3.a) Procesado.

Uno de los objetivos del proyecto fue extender la aplicación de la metodología a datos terrestres. Para ello se estableció una secuencia de proceso, de acondicionamiento de los datos a manera de obtener la mejor información posible, debido a que en datos terrestres se tienen ciertas características propias de este tipo de levantamientos, que deben ser considerados en el análisis de A.V.A. como son:

a) Tiros desplazados o recuperados.

Los datos obtenidos de esta forma, aún con una buena recuperación, cambian las trayectorias de los rayos asignados a un registro sísmico de punto medio común (CMP), esto produce la mezcla de trazas de algún ángulo de incidencia en particular, que son evidentes al llevar a cabo la conversión de trazas-distancia a trazas-angulares, dando como consecuencia que los análisis de A.V.A. lleven a resultados erróneos. Por esta razón se recomienda que para realizar este tipo de análisis, no se emplee información sísmica de estas características.

b). Puntos de tiro no efectuados.

Los puntos de tiro no tirados traen como consecuencia pérdida de apilamiento en los datos, este efecto es compensado en una sección

apilada al sumarse las trazas y a menudo es oculto a la vista del analista o intérprete, pero en los análisis de A.V.A. se manifiesta en la pérdida de trazas angulares, haciendo imposible realizar un análisis en estas zonas.

c) Topografía.

La topografía es un factor a considerar en el procesado de datos terrestres; debido a los efectos que tiene sobre los tiempos de viaje de las trayectorias para los diferentes eventos, que pueden verse reflejados en pérdida de energía de la señal y variaciones de amplitud ajenas a la litología del subsuelo. Por lo que es necesario tener un buen control de la misma, para llevar a cabo las correcciones estáticas adecuadas.

A continuación se presenta el diagrama de flujo utilizado en el procesamiento sísmico de datos terrestres:

EDITADO

CORRECCION POR DIVERGENCIA
ESFERICA

PROCESADO POR ONDICULA

ARREGLO GEOMETRICO

CORRECCIONES ESTATICAS

DECONVOLUCION

ANALISIS DE VELOCIDADES
CORRECCION DINAMICA

ANALISIS
ESTADISTICO

ANAL. DE AMPLITUD
CONTRA DISTANCIA
(A.V.O.)

APILADO

ANALISIS
TECNICO

CORRECCIONES ESTATICAS
RESIDUALES

IV.3.a) Caso estudiado.

A continuación se presenta un ejemplo para datos terrestres en la línea F que corresponde a la zona Sur de la República Mexicana , en donde se tienen evidencias de la existencia de cuerpos salinos dentro de los paquetes sedimentarios.

El Pozo Mico se encuentra proyectado en esta línea, en el P.T. 17 (CMP 430). La figura 32 corresponde a la sección apilada, en donde se muestran un monitoreo y dos zonas de análisis de A.V.A. El monitoreo fue realizado de 1.2 a 4.0 segundos, a lo largo de la traza sísmica correspondiente a la proyección del pozo. En la figura 33 se observan las diferentes anomalías analizadas.

Los resultados del monitoreo son presentados en las gráficas de la figura 33; los patrones de amplitud obtenidos del Análisis Estadístico en anomalías de los casos 2 a 8, (gráficas 'b' a 'h') , no corresponden con el patrón establecido para la sal, mientras que en el análisis 1 gráfica '33a' observamos el pico de amplitud a los 7 grados de ángulo de incidencia en la ventana 3.82 a 3.88 seg., correspondiendo con el patrón establecido para la interfase Lutitas-Sal.

Los resultados del monitoreo fueron confirmados por la información del pozo Mico , que marca la entrada de la sal a 3.88 s .en contacto con lutitas.

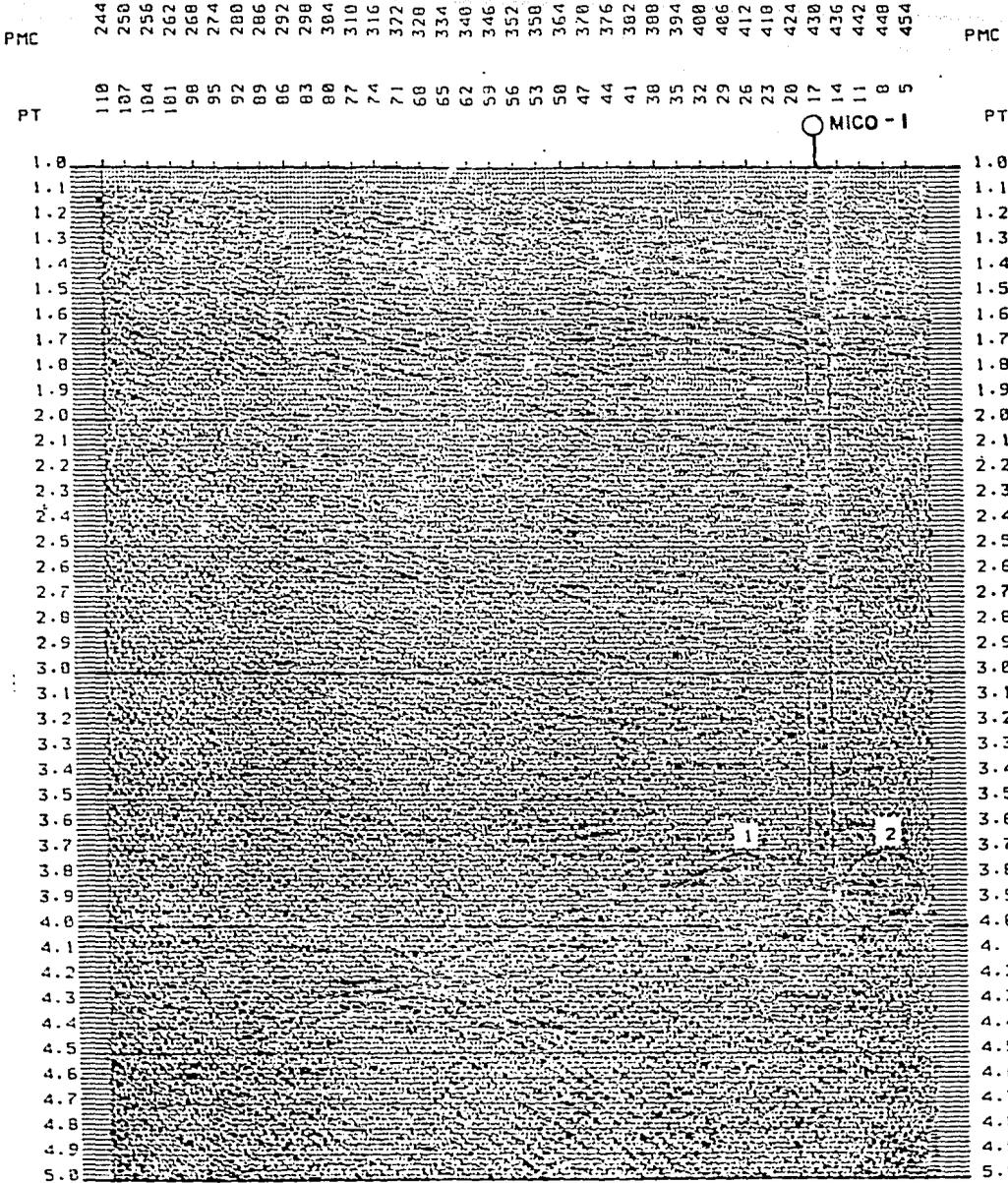


FIG. 32 SECCION APILADA. L - F .

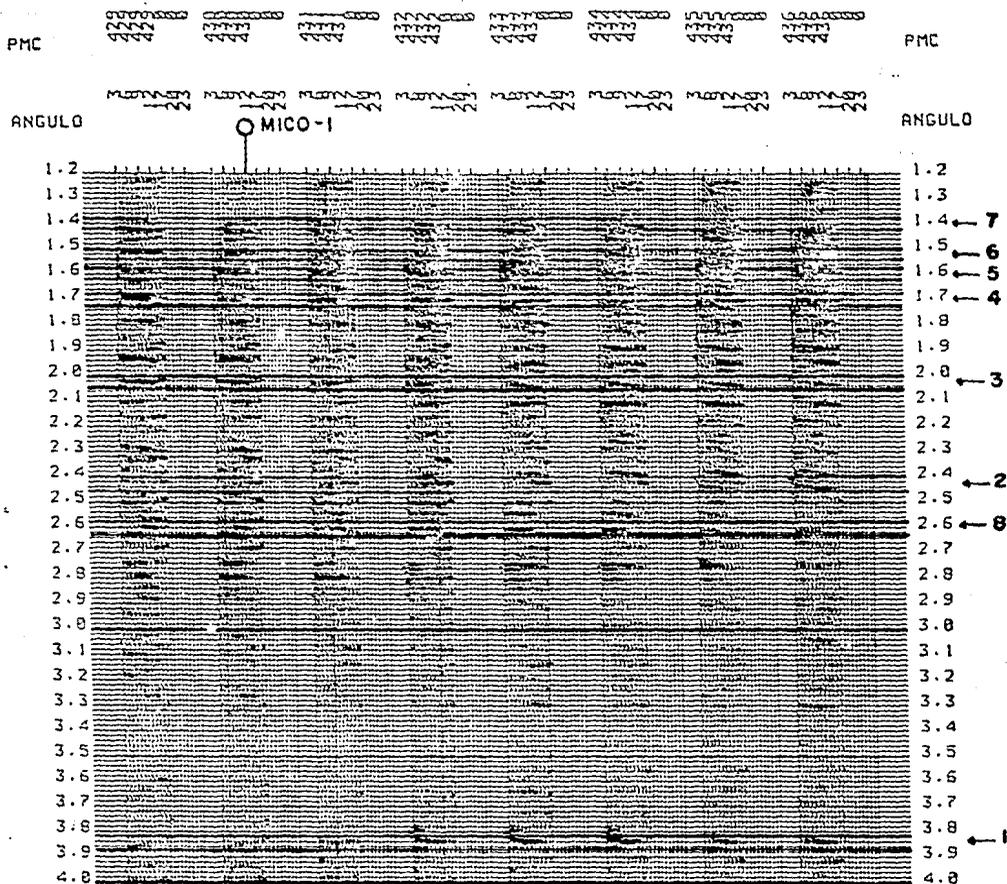
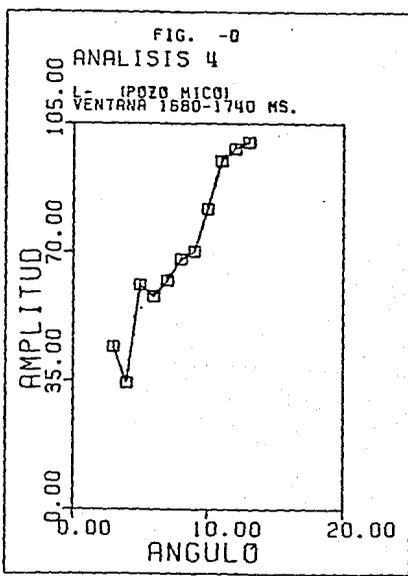
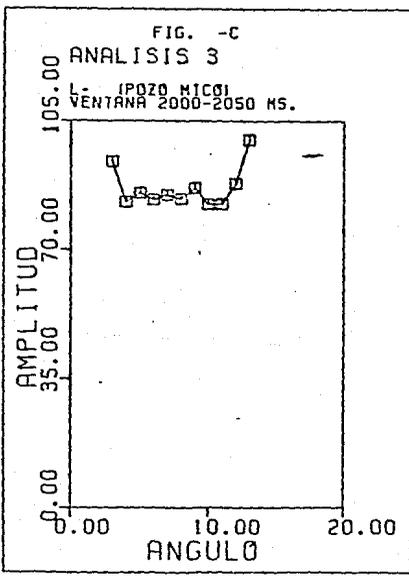
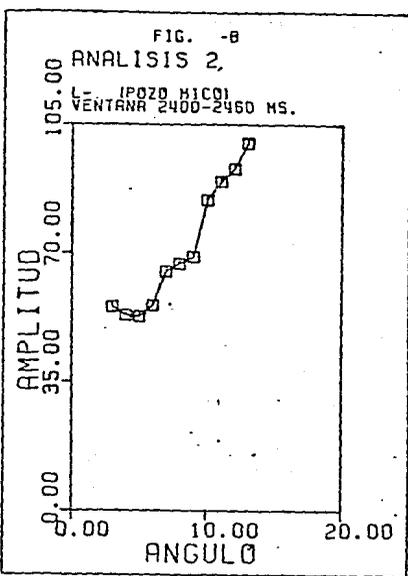
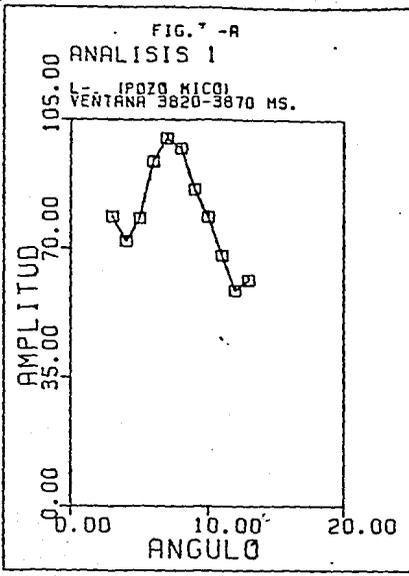
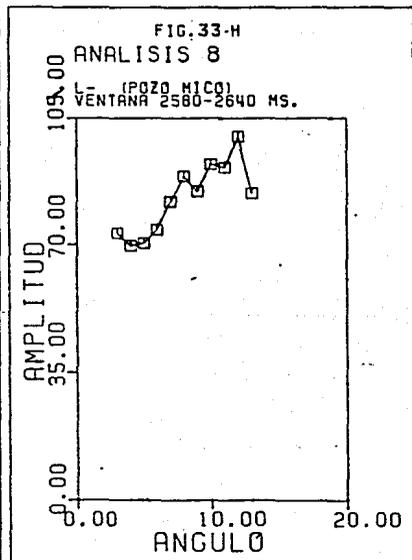
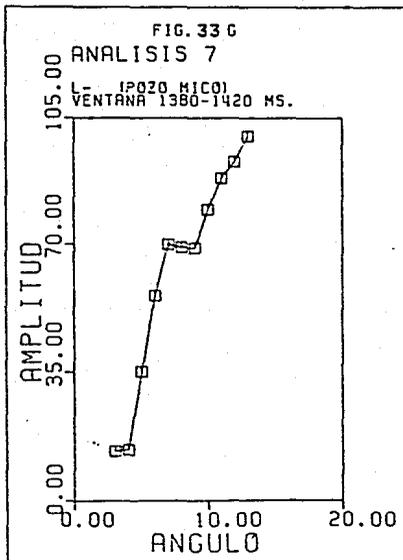
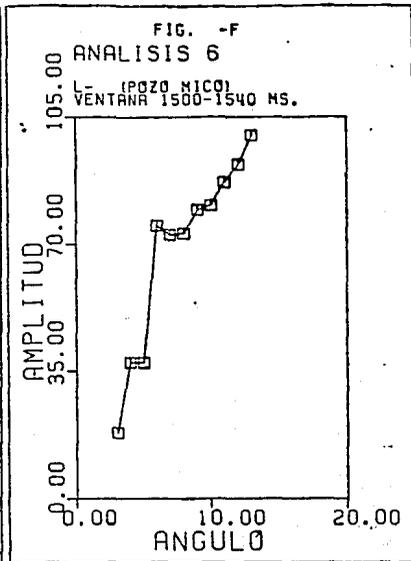
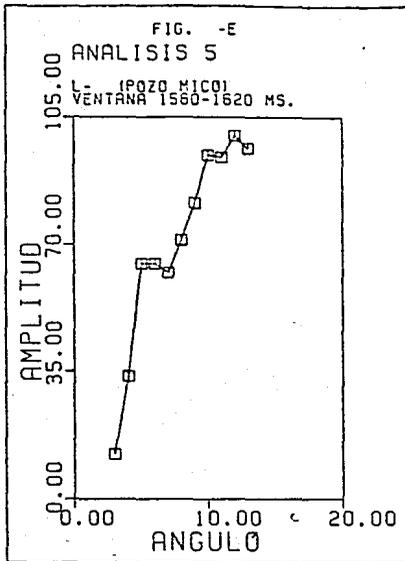


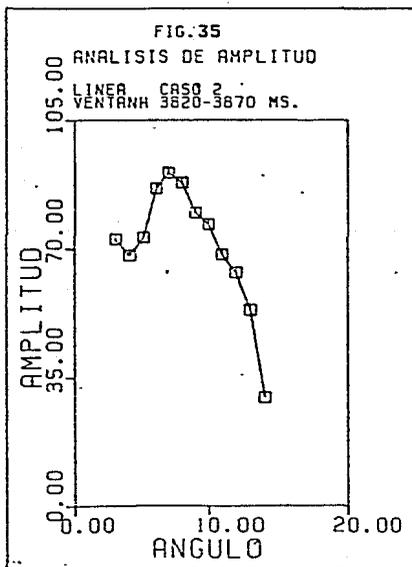
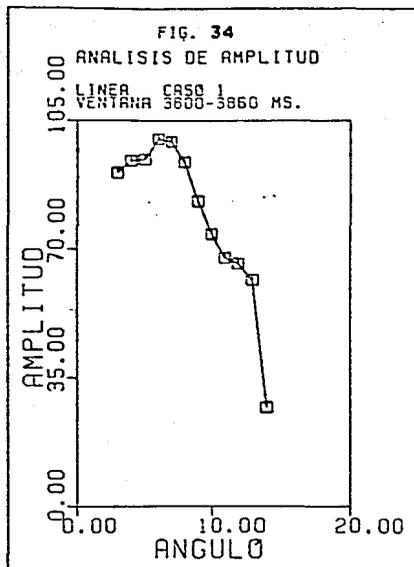
FIG.59. MONITOREO DEL POZO MICO I , LINEA F.





Dos análisis más fueron realizados hacia ambos lados del pozo (ver fig.32), los patrones obtenidos para el caso 1 y caso 2 se muestran en las figuras 34 y 35, estos presentan consistencia con el patrón de la sal, lo que indica la posible extensión lateral del cuerpo salino.

La aplicación de la metodología a datos terrestres se llevó a cabo para 8 líneas sísmicas de la zona sur y sureste de la República Mexicana, observándose en todas ellas la estabilidad del patrón.



IV.4) DELIMITACION DE LA GEOMETRIA DE CUERPOS SALINOS.

La exploración de hidrocarburos demanda una alta precisión de las técnicas sismológicas, por la dificultad cada vez mayor en la localización de los reservorios; ante estas condiciones, es obvia la necesidad de buscar la forma para delimitar la geometría de los cuerpos salinos detectados.

Este aspecto es de gran importancia en problemas de interpretación estratigráfica, por la cercana asociación entre los cuerpos de sal y los reservorios de gas y aceite, así como también para la toma de decisión de la ubicación de los pozos exploratorios.

En este capítulo se presenta un ejemplo efectuado en la línea G del área de Ayapa Tabasco-Guerrero, utilizándose el análisis estadístico del A.V.A. para la delimitación de la geometría de cuerpos salinos en una área estructuralmente compleja.

La sección apilada está representada por la figura 36, y la zona de interés es ubicada entre los 2 y 4 segundos. Para esta ocasión no se contó con información geológica adicional, ni registros de curvas T-Z, únicamente la información sísmica.

Para tratar de delimitar la forma geométrica de la sal, se efectuaron una serie de monitoreos, en los siguientes puntos de tiro: 179 (CMP 211), 171 (CMP 196), 153 (CMP 160), 146 (CMP 146), 135 (CMP 124), 123 (CMP 100) y 111 (CMP 76). La ubicación de estos monitoreos puede observarse en la fig. 36.

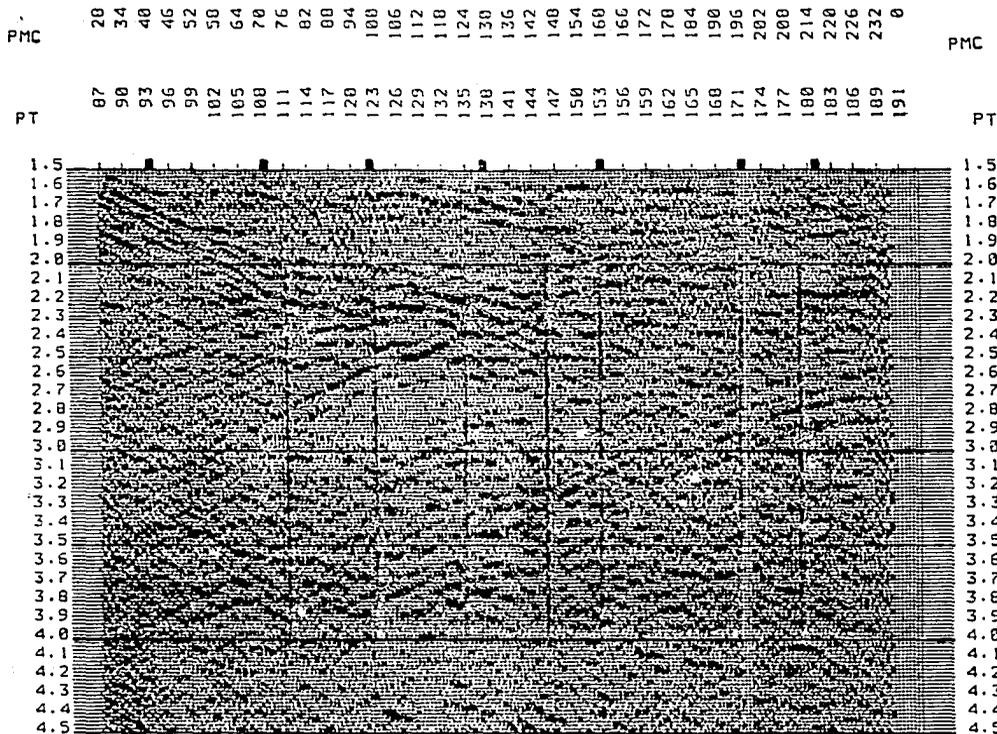


FIG. 36 SECCION APILADA L- G.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

Los resultados del monitoreo para la cima y base de la estructura salina, están representados en las figuras 37 y 38, respectivamente. Estos presentan patrones con una tendencia similar, es decir, un decaimiento de amplitud en los primeros grados, seguido de un pico de amplitud entre los 6 y 7 grados, y finalmente un decremento de amplitud hacia ángulos mayores.

Los patrones resultantes del análisis estadístico del A.V.A., tanto para la cima como para la base, son representados por las figuras 39 y 40 respectivamente. Es evidente que las respuestas de estos concuerdan con el patrón establecido en la para el contacto Lutitas-Sal, manifestándose el pico anómalo entre 6 y 7 grados.

Las figuras 41 y 42 representan los análisis de desviación estándar para la cima y base respectivamente. Los resultados muestran una baja dispersión en los primeros ángulos, aumentando después hacia ángulos mayores, sin embargo, la dispersión es pequeña (aproximadamente el 10%), tomando en cuenta que tenemos un caso real.

Un parámetro importante del análisis estadístico del A.V.A., es el porcentaje de confiabilidad, el cual nos da una medida de la calidad de nuestros resultados. Las figuras 43 y 44 muestran los porcentajes de confiabilidad para la cima y base respectivamente, observándose que la geometría de la estructura salina propuesta, tiene un porcentaje de confiabilidad del 75% al 80%.

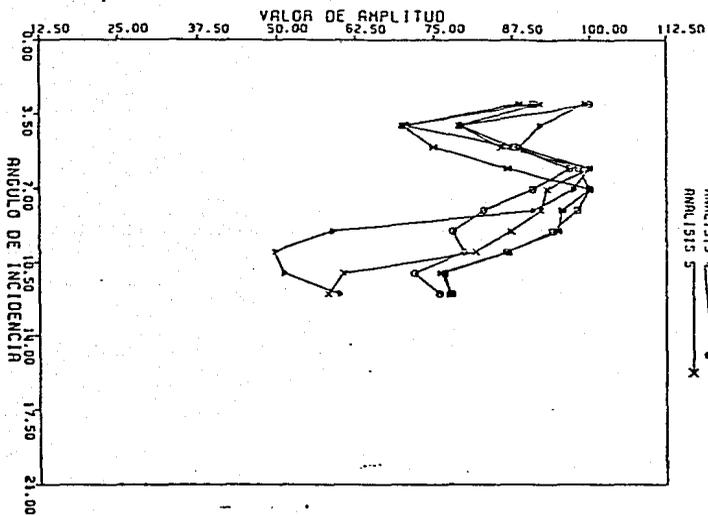


FIG. 37

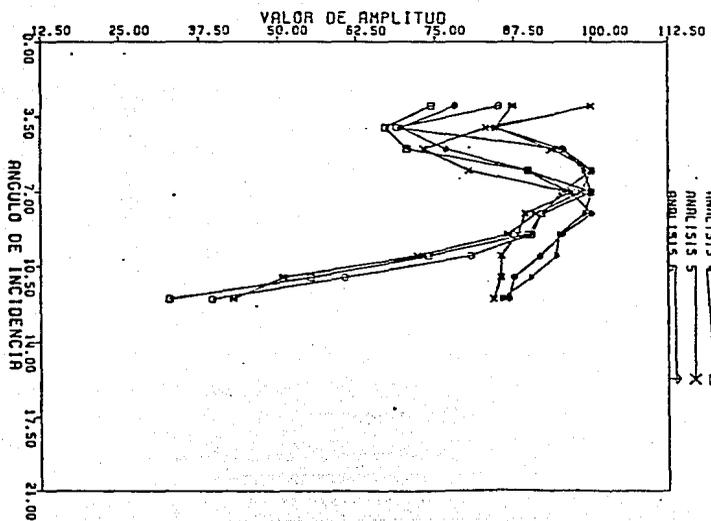
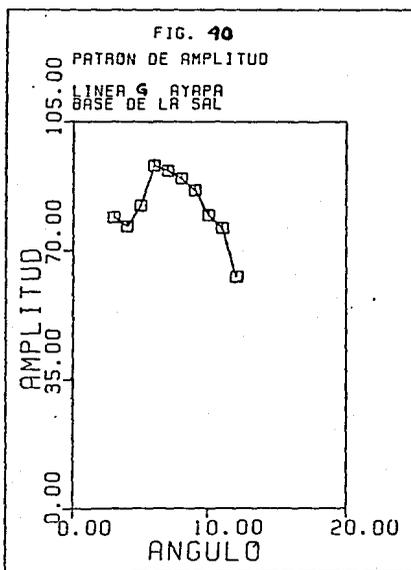
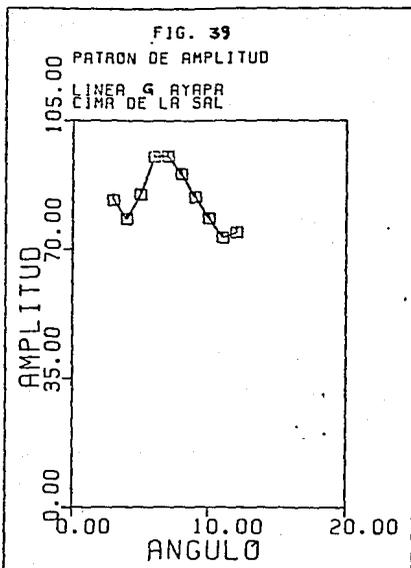
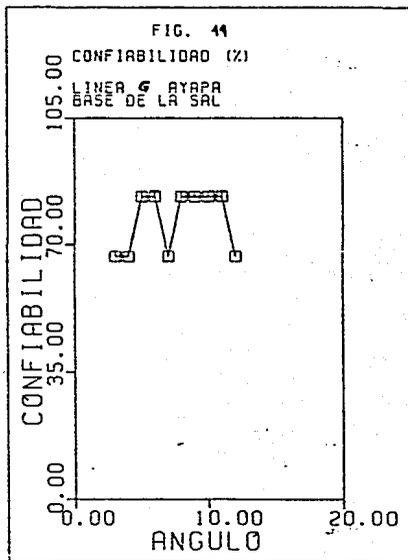
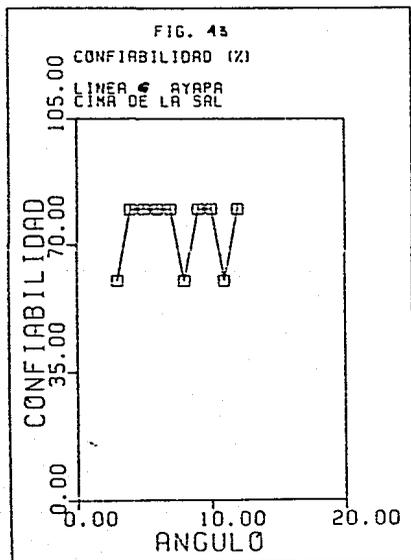
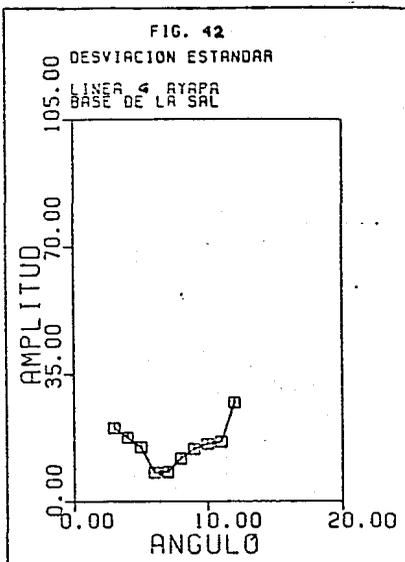
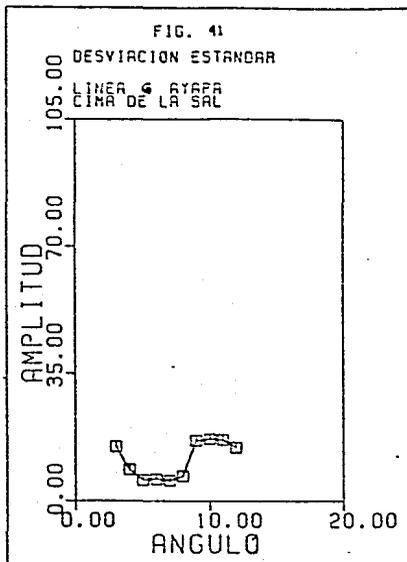


FIG. 38





Finalmente con estos resultados se realizó la interpretación de la estructura salina, que está representada en la figura 44a. Obsérvese una intrusión salina en sedimentos terciarios (lutitas), que se acuña hacia la izquierda de la sección. Podemos considerar que se obtuvieron muy buenos resultados en la delimitación de la geometría de la sal, si tomamos en cuenta que sólo se contó con la información sísmica.

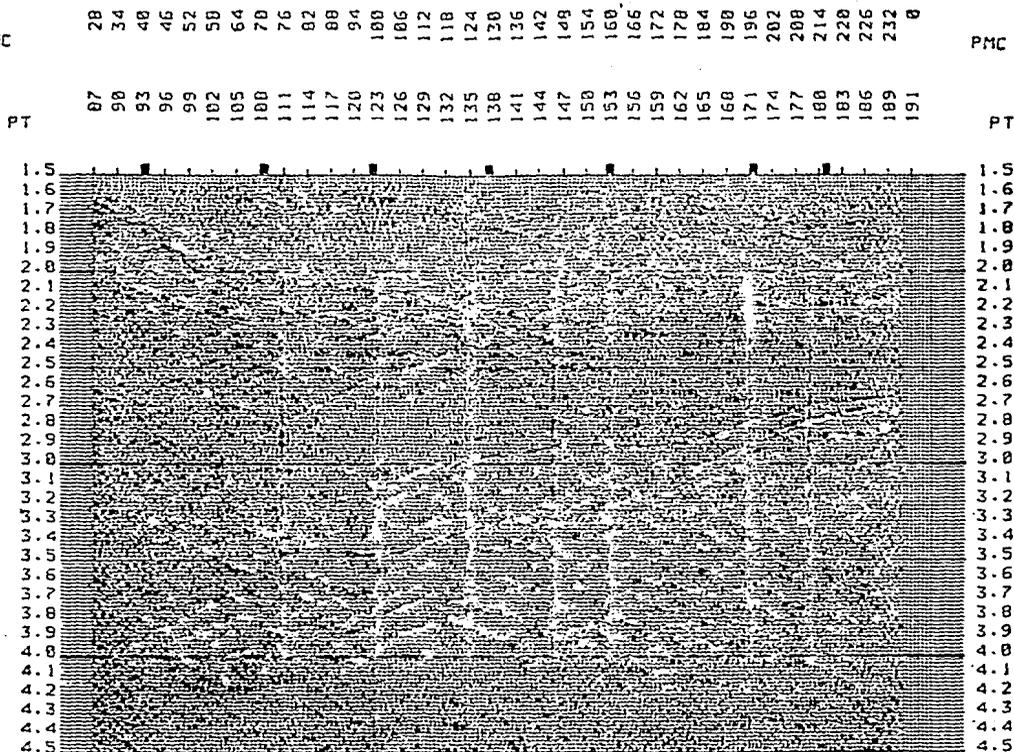


FIG. 44a. ESTRUCTURA SALINA LINEA G.

V) FUNDAMENTACION DEL PATRON EMPIRICO DE AMPLITUD

En este capítulo se presentan diferentes temas que tratarán de explicar con una base teórica, los resultados obtenidos con la metodología, así como validar el patrón empírico del comportamiento de los coeficientes de reflexión para cuerpos salinos propuesto en este trabajo, los desarrollos incluyen:

Ecuaciones de Zoepritz simulando diferentes interfases; esto nos da la respuesta del pico anómalo de amplitud que se observa en el patrón para la interfase Lutitas-Sal y explica los desplazamientos que se tienen hacia ángulos mayores cuando tenemos la interfase Sal-Carbonatos.

Modelado Sintético y Patrón Sintético, también se efectuó un modelado sintético con los datos del Pozo Yaabkan-1, considerando incidencia angular en la construcción de este; los datos fueron procesados y el análisis estadístico del A.V.A. fue aplicado, obteniéndose el patrón sintético para la interfase Lutitas-Sal, este presenta la misma respuesta que el patrón determinado, confirmando así la validez del mismo.

Anisotropía; se plantea también un modelo matemático para anisotropía transversal, y se analiza el comportamiento de la amplitud con incidencia oblicua en dos modelos sintéticos para sedimentos terciarios, mostrándose los efectos de este parámetro en los estudios de A.V.A.

V.1) Ecuaciones de Zoepritz

El comportamiento de los coeficientes de reflexión y transmisión de ondas planas para incidencia oblicua, esta gobernado por las ecuaciones de Zoepritz.

En la naturaleza dos medios distintos presentan un contraste o diferencia en velocidad, densidad y propiedades elásticas; estos parámetros afectan a los coeficientes de reflexión y transmisión de una señal sísmica.

Las ecuaciones de Zoepritz (1919) involucran 6 diferentes parámetros elásticos, 3 de cada lado de la interfase reflejante como la velocidad, densidad (ρ) y relación de poisson (σ).

Los productos de densidad y velocidad (Z_1 y W_1) son conocidos como impedancias acústicas.

Para aplicar estas ecuaciones en una interfase, debemos conocer las densidades y velocidades de cada medio, entonces z_1 , z_2 , w_1 , w_2 , y_1 y y_2 son conocidas.

Ahora presentamos la solución de las ecuaciones de Zoepritz, a través de la figura 45, que representa la partición de la energía en una interfase como función del ángulo de incidencia para ciertos valores de parámetros, graficandose únicamente la respuesta para las ondas compresionales (R_p).

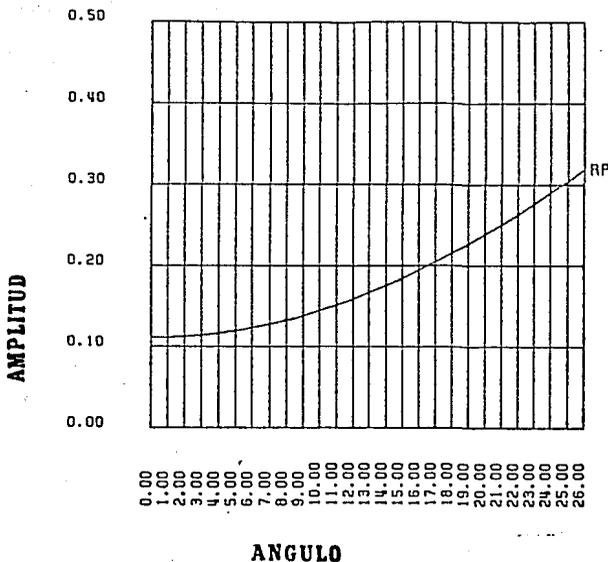


Fig. 45; Solución de las Ecs. de Zoeprit's para una onda P incidente.

En este caso suponemos que la señal incidente es una onda p , que la velocidad del medio 1 es 8000 m/s, la densidad es de 2.3 gr/cc, y la relación de poisson de 0.25 (esta en función, de las constantes elásticas). Ahora el medio 2 tiene las siguientes características: velocidad del medio es de 10,000 m/s, densidad de 2.3 gr/cc y relación de poisson de 0.5.

Observamos en la figura 45 que existe un aumento en la amplitud, a medida que crece el ángulo de incidencia.

Muchas curvas son requeridas para mostrar las variaciones de la partición de la energía como una función del ángulo de incidencia,

debido a que muchos de los parámetros involucrados pueden variar dependiendo de las características de los medios que forman la interfase. Koefoed (1962), proporciona 100 tablas de los coeficientes de reflexión longitudinal y transversal, para una onda longitudinal incidiendo en una interfase.

Las propiedades elásticas de los medios juegan un papel muy importante, en el comportamiento de la amplitud, ya que se ha observado (Koefoed 1962), que la relación de poisson afecta dicho comportamiento.

Para tratar de explicar el comportamiento de los patrones de amplitud observados en las interfases Lutitas-Sal y Carbonatos-Sal, se llevaron a cabo una serie de modelados a partir de las ecuaciones de Zoepritz, simulando este tipo de contactos.

La figura No. 46 muestra la solución de las ecuaciones de Zoepritz, representada en forma gráfica para diferentes interfases, simulando primero el contacto entre 2 formaciones con un alto contraste de velocidades (como Lutitas-Sal), hasta tener un menor contraste de velocidades como el contacto Carbonatos-Sal.

Obsérvese que cuando el contraste de velocidades es grande (curva 1), se manifiesta un pico de amplitud a los 8 grados de ángulo de incidencia; este pico de amplitud experimenta un desplazamiento hacia ángulos mayores (véase curvas 2, 3 y 4), a medida que el contraste de velocidades entre las interfases es menor.

Esto explica el comportamiento de los patrones observados para el contacto Lutitas-Sal, donde tenemos un pico entre 6 y 8 grados y para el contacto Carbonatos-Sal que presenta un pico entre 13 y 14 grados.

Los desplazamientos intermedios del pico de amplitud entre 9 y 12 grados, representan el contacto de la sal y una formación con características entre lutitas y carbonatos que puede contener una mezcla en sus componentes, como por ejemplo mudstone.

Para el modelado aquí realizado se consideraron los parámetros elásticos y velocidad de la sal fijos y sólo se variaron los parámetros de las formaciones que representan los sedimentos.

Los patrones observados en datos reales pueden diferir un poco de los obtenidos con el modelado teórico de las ecuaciones de Zoepritz, debido a que estas no consideran efectos de atenuación elástica, absorción y anisotropía que siempre están presentes en los medios reales.

No obstante nos dan una base teórica por la cual se justifican los resultados obtenidos con el análisis estadístico del A.V.A., aplicado a la detección de sal.

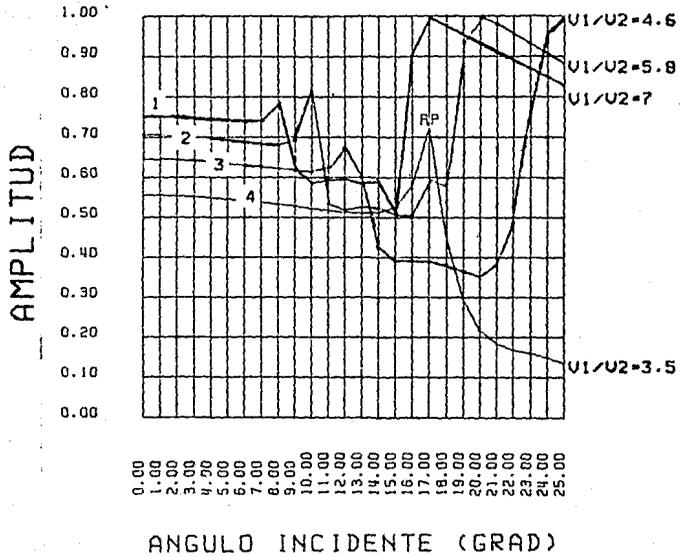


FIG. 46 : SOLUCION DE ECS. DE ZOEPRITZ
PARA DIFERENTES INTERFASES.

V.2 Modelado y Patrón Sintético.

El modelado efectuado en este proyecto, requirió considerar aspectos que no son comúnmente utilizados en el modelado convencional, como en el caso de simular un levantamiento sísmológico, para obtener registros de campo tomando en cuenta incidencia oblicua, efectuando más adelante el procesado de los registros y por último el análisis estadístico del A.V.A. para observar el patrón de comportamiento de amplitud.

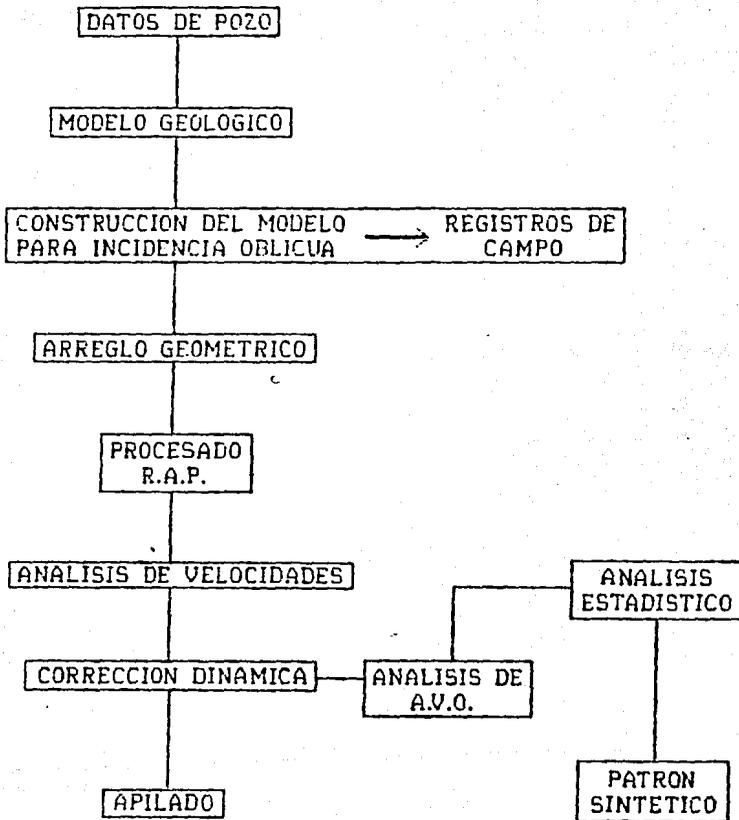
La primera etapa consistió en construir un modelo sintético de offset-zero (sección apilada), utilizando los datos del Pozo Yaabkan-1 ver fig 47. El modelo geológico está representado en la fig 48, este muestra un paquete sedimentario constituido por lutitas del Pleistoceno, Mioceno y Oligoceno, sobreyaciendo al cuerpo salino y en contacto con la base de este, nuevamente lutitas del Oligoceno.

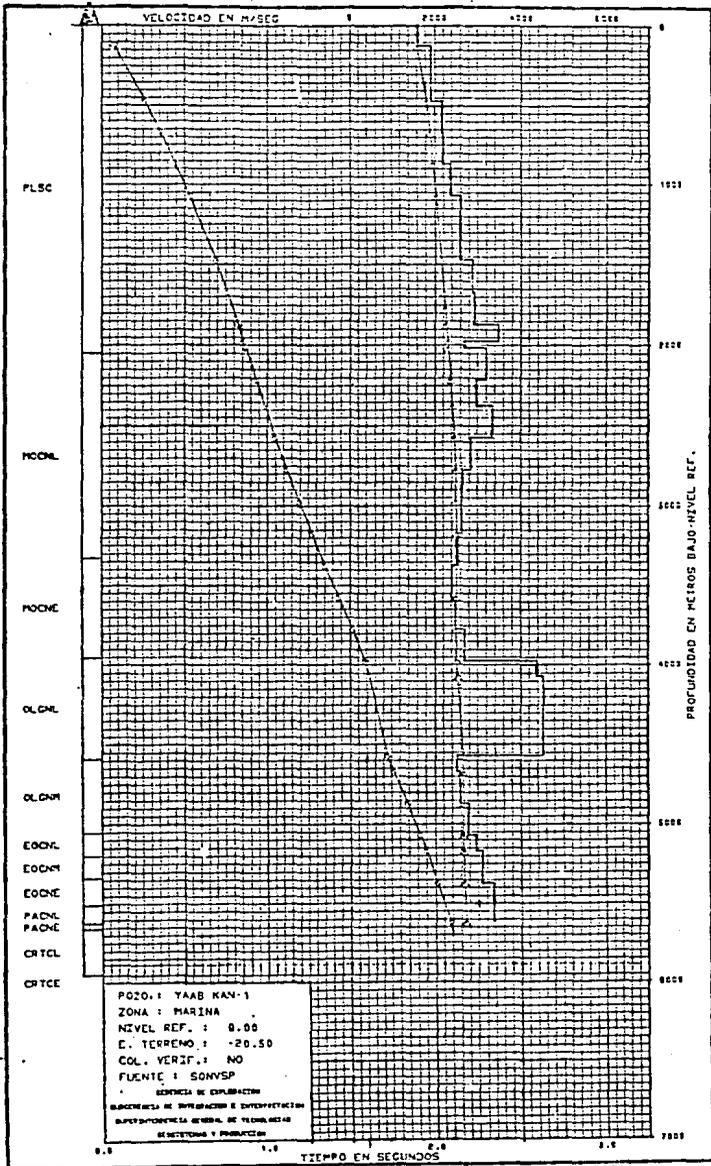
La sección sísmica correspondiente al modelo geológico, está representada por la figura 49.

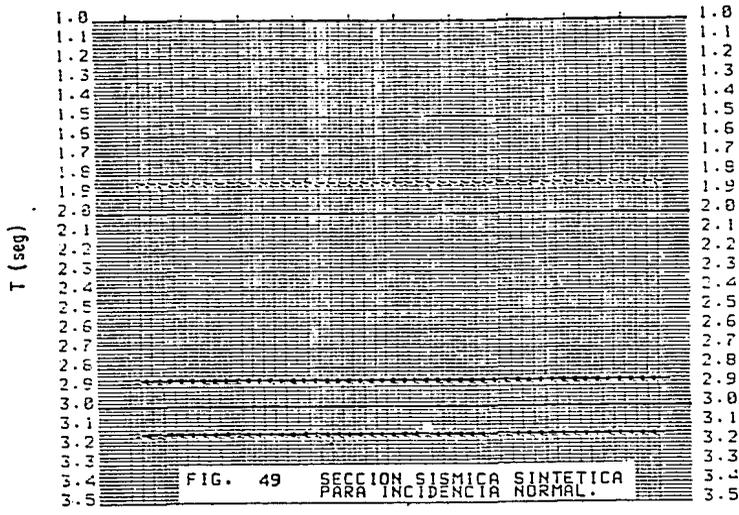
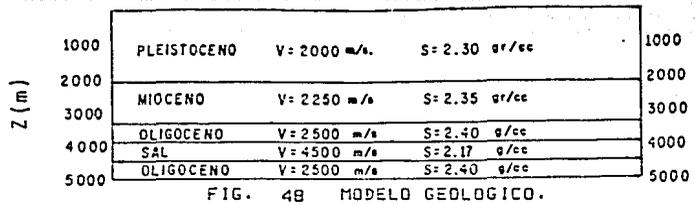
Un modelo sintético para incidencia oblicua, fue construido a partir del modelo geológico, del pozo Yaabkan-1. Los parámetros de campo para este modelo, se calcularon considerando un tendido lateral de 24 detectores, con una distancia de la fuente al primer receptor de 100 m y una separación entre detectores de 50m.

La respuesta sintética está representada por los registros de la figura 50, estos simulan los datos crudos de campo.

Para llevar a cabo el análisis de A.V.A. fue necesario procesar los datos sísmicos del modelo para incidencia oblicua, considerando el siguiente diagrama de flujo:







CDF

CDF

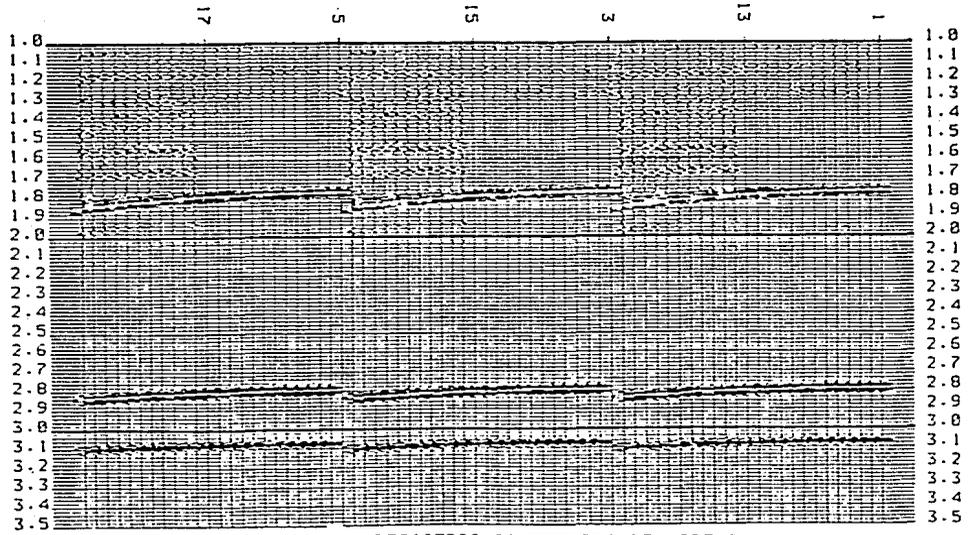


FIG. 50 REGISTROS SINTETICOS DE MODELO GEOLOGICO PARA INCIDENCIA OBLICUA.

A partir de los datos corregidos dinámicamente, se llevó a cabo la conversión de trazas-distancia a trazas-angulares, para realizar el análisis de amplitud.

La figura 51 muestra la anomalía correspondiente al contacto Lutitas-Sal. El análisis estadístico del A.V.A. fue aplicado en esta anomalía para obtener la respuesta del patrón sintético, Fig. 52, este presenta un decaimiento de amplitud en los primeros ángulos, manifestándose un pico de amplitud a los 8 grados y después un decremento para ángulos mayores.

Obsérvese como el patrón sintético para la interfase Lutitas- Sal, muestra la misma tendencia de comportamiento que el obtenido de los datos reales de la línea 1 donde está ubicado el pozo Yaabkan-1(ver figura 53).

Estos resultados confirman la validez del patrón para detección de sal propuesto en este trabajo.

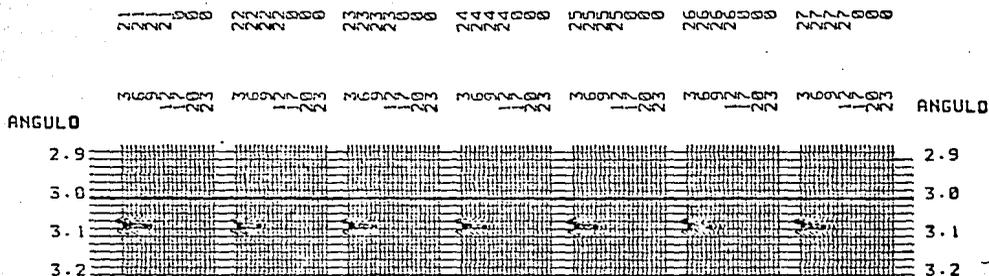
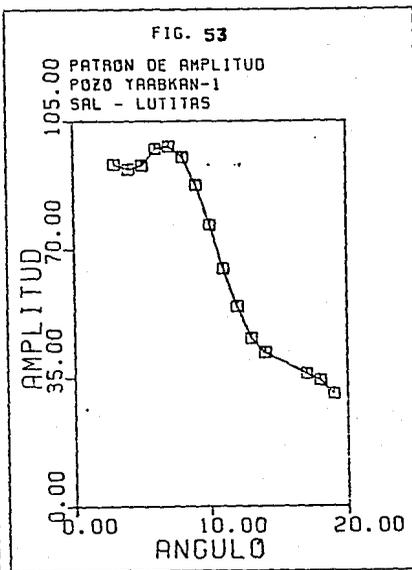
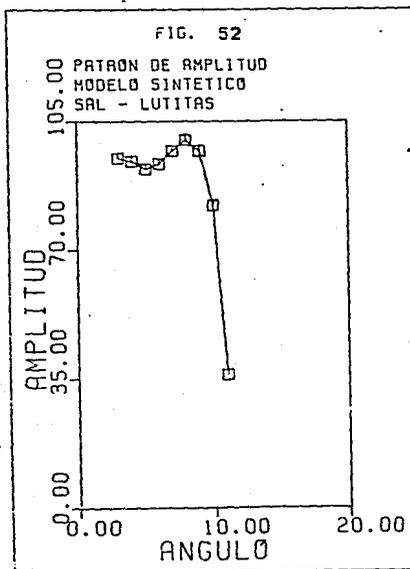


FIG. 51 ANOMALIA DE AMPLITUD PARA LA INTERFASE LUTITAS-SAL (MODELO SINTEICO).



V.1) Anisotropía.

El análisis de los coeficientes de reflexión con el ángulo de incidencia (A.V.A.), constituye uno de los intentos de la sismología para lograr extraer mayor información del subsuelo, estableciendo una correspondencia entre la reflectividad sísmica (coeficientes de reflexión) y la litología, basado en que existe una variación de la amplitud de la señal reflejada, respecto al ángulo de incidencia.

La variación de amplitud es un indicador de las características del subsuelo, debido a que está en función del tipo de interfase, así como de las características físicas como velocidad, densidad, y propiedades elásticas de los medios de cada lado de la interfase.

La anisotropía juega un papel importante en este tipo de análisis, debido a que es un parámetro definitivo en el comportamiento de la velocidad de propagación de la señal sísmica, por lo tanto es de esperarse una influencia en los cambios de la reflectividad con la distancia fuente receptor o el ángulo de incidencia.

Un medio transversalmente isotrópico está definido por cinco constantes elásticas independientes que son: A_{11} , A_{33} , A_{55} , A_{66} , y A_{13} , conteniendo un volumen de densidad ρ donde:

$$A_{ij} = C_{ij}/\rho \quad (\text{ver figura } 54)$$

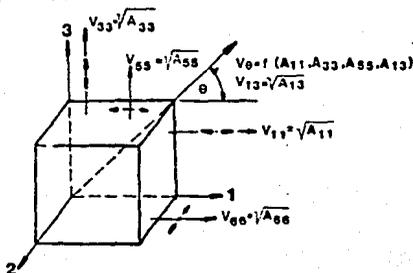


FIG.54. Relaciones entre las constantes elásticas y las velocidades de propagación, para un medio transversalmente isotrópico.

Las velocidades para la propagación en el plano horizontal se definen como:

$$V_p^2 = A_{11} = V_{11}^2, \quad V_{sv}^2 = A_{55} = V_{55}^2, \quad V_{sh}^2 = A_{66} = V_{66}^2$$

Ahora en el plano vertical:

$$V_p^2 = A_{33} = V_{33}^2, \quad V_{sv}^2 = A_{55}, \quad V_{sh}^2 = A_{55}$$

Para otros ángulos de propagación de la señal diferentes a los planos vertical y horizontal, las velocidades P y SV son controladas por una combinación angular de A_{11} , A_{33} , A_{55} , A_{13} , por lo que la velocidad en este plano angular está definida por:

$$V_a^2 = A_{13}$$

De la figura 54 podemos decir que en un medio isotrópico se cumple:

$$A_{11} = A_{33} = V_p^2 \quad (24)$$

$$A_{55} = A_{66} = V_e^2 \quad (25)$$

por lo tanto:

$$A_{13} = V_p^2 - 2 V_e^2 \quad (26)$$

Cuando existe anisotropía estas ecuaciones son modificadas por la variación de la razón de velocidades en ambas direcciones (vertical y horizontal), por lo que:

$$V_{11}/V_{33} = 1 \quad (27)$$

$$V_{66}/V_{55} = 1 \quad (28)$$

Entonces la velocidad de propagación para trayectorias angulares estará definida por el vector resultante:

$$V_{13} = A_{13} \quad (29)$$

y el ángulo de propagación de la velocidad está en función de:

$$V_e = f(A_{11}, A_{33}, A_{55}, A_{13}) \quad (30)$$

La relación de Poisson que define los parámetros elásticos del medio, puede ser estimada en el caso de un medio transversalmente isotrópico, para de esta manera poder estimar A_{13}

Para una señal propagándose en dirección vertical, la relación de Poisson está dada por:

$$\sigma = \frac{A_{12}}{2 (A_{11} - A_{33})} \quad (31)$$

entonces:

$$A_{12} = 2\sigma (A_{11} - A_{33}) \quad (32)$$

Dos modelos sintéticos simulando un medio isotrópico y otro un medio con anisotropía, fueron construidos para observar los efectos sobre los coeficientes de reflexión cuando tenemos incidencia oblicua, como en el caso de los levantamientos de sismología de exploración.

El modelo geológico utilizado (fig. 55), muestra dos medios representando sedimentos Terciarios (arcillas).

Se construyeron dos modelos sintéticos para incidencia oblicua, siguiendo el diagrama de flujo utilizado en el capítulo V.2 'Modelado y Patrón Sintético' de este trabajo. Las trayectorias de los rayos incidentes y reflejados, se muestran en las figuras 56 para el modelo isotrópico y la 57 para el caso anisotrópico.

Las trayectorias de los rayos sufren una modificación (fig. 57), cuando el medio es anisotrópico, este efecto trae como consecuencia cambios en los coeficientes de reflexión a medida que varía el ángulo de incidencia.

La figura 58 presenta la respuesta de los coeficiente de reflexión para el caso isotrópico.

La figura 59 presenta el comportamiento de la amplitud de reflexión considerando 20% de anisotropía transversal (simulando el caso extremo), observándose patrones muy diferentes .

Como conclusión podemos decir que los sedimentos Terciarios y del Cretácico como arcillas y carbonatos, son susceptibles de poseer anisotropía transversal, debido a los medios naturales de depositación, por lo que la dirección de la señal sísmica, tiene planos preferenciales de propagación que son diferentes en sentido vertical y horizontal. Dependiendo del ángulo de incidencia la velocidad de propagación será la resultante de ambas componentes.

Además, la anisotropía es un parámetro que debe ser considerado al realizar análisis de amplitud., de no ser tomada en cuenta puede traer como consecuencia errores en la interpretación de los resultados.

Z (m)	2100	LUTITAS	VEL=2100 M/S	2100
	2700	LUTITAS	VEL=2500 M/S	2700
	3000	ARENISCAS	VEL=3200 M/S	3000

FIG. 55 ; MODELO GEOLOGICO

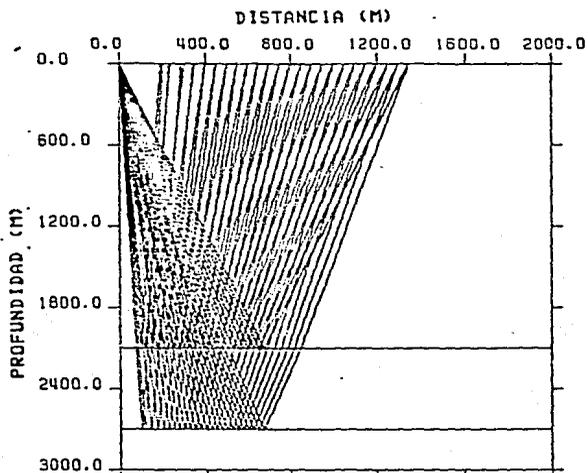


FIG. 56 ; MODELO ISOTROPICO

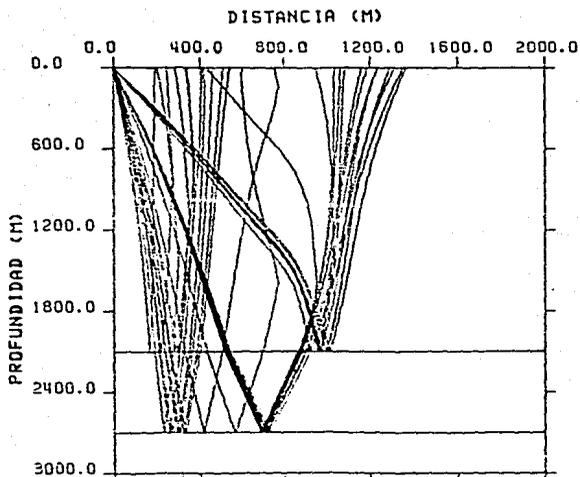
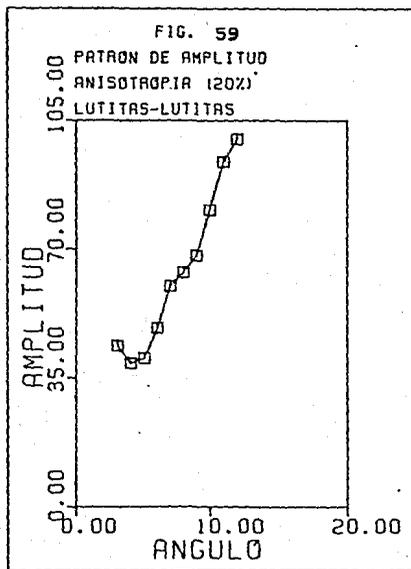
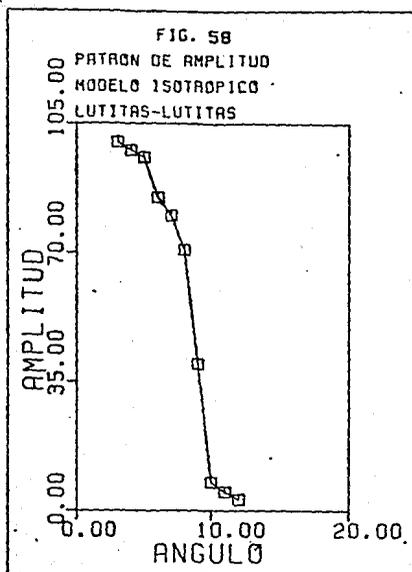


FIG. 57 ; MODELO ANISOTROPICO



VI) CONCLUSIONES

El análisis de los coeficientes de reflexión de ondas planas proporciona las herramientas necesarias para observar y medir variaciones de amplitud con el ángulo de incidencia.

Es posible establecer una relación entre la reflectividad sísmica y la litología.

Se propone un patrón de comportamiento de la amplitud, basado en el análisis de los coeficientes de reflexión de ondas planas para la interfase lutitas-sal.

Cuando la interfase cambia a carbonatos-sal, el pico de amplitud del patrón, se desplaza hacia ángulos mayores, preservando la misma tendencia de comportamiento.

Variaciones de la relación de Poisson (propiedades elásticas) de los medios, afectan directamente el comportamiento de la amplitud con el ángulo de incidencia.

El patrón para la interfase Lutitas-Sal fue confirmado, por el Análisis Estadístico de los coeficientes de reflexión en un modelo sintético para incidencia oblicua generado con datos de pozo, que manifestó la misma tendencia de comportamiento que el observado en datos reales.

Los modelos con las Ecuaciones de Zoepritz, simulando el contacto de la sal con diferentes formaciones, como lutitas y carbonatos, explican el desplazamiento del pico de amplitud de ángulos pequeños para la interfase Lutitas-Sal, hacia ángulos mayores para la interfase carbonatos-sal.

La metodología propuesta para identificación de sal aplicada a datos marinos (fase inicial del proyecto), funciona también en datos terrestres, siendo la secuencia de proceso de acondicionamiento de los datos, muy similar.

El análisis estadístico de los coeficientes de reflexión constituye una herramienta útil para reconocer la geometría de los cuerpos salinos estratificados, basado sólo en datos sísmicos.

La calidad de los resultados de esta metodología dependerán de que se cumplan las siguientes condiciones en la zona de interés:

- Evitar tener tiros desplazados, porque esto genera mezcla de trazas angulares.
- Evitar zonas con pérdida de apilamiento, ocasionadas por puntos de tiro no tirados.
- Mejor relación señal/ruido, utilizando filtros espaciales de campo o prefiltrado en el procesado.

La técnica puede ser utilizada como un método para predicción de cuerpos salinos, estratificados en estructuras laminares, lenticulares o dómicas antes de perforar utilizando el monitoreo sistematizado. Esta aplicación es de suma importancia, para la toma de decisión de la ubicación y planeación de los pozos exploratorios.

La resolución del método disminuye con la profundidad (mayores de 4 seg.), para tendidos de hasta 2600m, debido a la reducción del rango de ángulos que se analizan y a la pérdida de información con la profundidad. Por lo que si se requiere investigar zonas más profundas, se sugiere hacer levantamientos en el campo con distancias fuente receptor cortas, y un mayor número de canales de grabación, de tal forma que al construir trazas angulares, la relación señal ruido sea adecuada.

VII) BIBLIOGRAFIA.

Aki, K and Richards. P.G., 1980. Quantitative Seismology :Theory and methods, 1: W.H. Freeman and Co.

Anstey, N.J., 1977. Seismic interpretation: The physical aspects: Internat Human Resources Develop. Corp., Boston p 236-242.

Biot, M. A., 1956. Theory of propagation of elastic waves in fluids saturated porous solid: Part I and II. J. Acoustic.Soc.Am. V.28, p 168-191.

Birch, F., ed 1942. Handbook of physical constants: Geol.Soc of Am. special paper 36.

Bracewell R.N. 1978 . The fourier transform and its applications, Mc Graw-Hill Book Co. 2nd ed.

Brekhovskikh L.M. , 1980. Waves in layered media. Academic Press Inc. Second Edition.

Bortfeld, R. 1961. Aproximations to the reflection and transmission coefficients of plane longitudinal and transverse waves, Geoph. Prosp. IX p 485-502.

Castagna, J.P., Batzle M.L., and Easywood R.L., 1985. Relationship between compressional wave and shear wave velocities inelastic silicate rocks. Geophisics V. 50, 551-570.

Claerbout, J.F. 1976. Fundamentals of geophysical data processing : Mc.Graw-Hill Inc. p 274.

Domenico S.N 1974. Effect of water saturation on seismic reflectivity of sand reservoirs encased in shale. Geophysics V. 39, P 759-767.

Ensley Alan. 1984 . Comparison of p-and s-wave seismic data: a new method for detecting gas reservoirs. Geophysics vol. 49.

Gregory A.R. 1976. Fluid saturation effects on dynamic elastic properties of sedimentary rocks . Geophysics V. 40 NO. 5, P. 895-921.

Koefoed, O., 1955. On the effect of Poisson's ratios of rock strata on the reflection coefficients fo plane wave .Geophysics p.,3, 381-387.

Lohmann ,H.H., 1972. Salt disolution in surface of British North Sea , as interpreted from siesmograms. A.A.P.G. Bull , V 56, p 22-26.

Malcom K.J. , 1986. Salt tectonics. Elsevier Applied Science Publishers L T D

Muskat, M and Meres M.W., 1940. Reflection and transmission coefficients for plane waves in elastic media: Geophysics v. 5, p 1637-1648.

Ostrander, W.J., 1984. Plane-wave reflection coefficients for gas sands at nonnormal incidence. Geophysics V. 49, 1637-1648.

Robinson Enders A., Treitel Sven, 1980. Geophysical signal analysis. Prentice-Hall, Inc.

Robertson, J. D. and Nogami H. H. 1984. Complex Seismic Trace Analysis of thin beds . Geophysics v. 49, p. 344-353.

Shuey, R.T.. 1985. A simplification of the Zoepritz equations. Geophysics V. 50, NO. 4, 609-614.

Sparlin Mark A. , Deri Peter , 1990. Salt dome seismic profiling from the inside out. Geophysics : The Leading Edge of Exploration . August 1990, p 22-26.

Taner M. T., Koehler F., and Sheriff R. E., 1979. Complex seismic trace analysis , Geophysics v. 44 p. 1041-1063.

Tolstoy I. and Usdin E. 1953. Dispersive properties of stratified elastic and liquid media . Geophysics v. 18 p. 844-870.

Tooley R.D., Spencer, T.W., and Sagoci H.F., 1965. Reflection and transmission of plane compressional waves: Geophysics V 30, p 552-570.

Treitel S. and Marfurt K. J. 1986. Seismic Modeling. S.E.G. et al Math and Comput. (Houston Texas, 1/21-24/85) Proc. pp. 158-178.

Yilmaz O. 1987. Seismic Data Processing. S.E.G.

Zoeppritz, K., 1919. Erdbebenwellen VII B, Uber Reflexion and Durchgang seismischer wellen durch Unstetigkeitsflachen: Gotinger Narch 1, 66-84.