

01131

334313

2005



Universidad Nacional Autónoma de México



Facultad de Ingeniería
División de Ciencias de la Tierra

Indicadores Directos de Hidrocarburos
AVO en una Zona Marina de la Cuenca
de Macuspana. Tabasco.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A:

ADOLFO ALANIS HERNÁNDEZ

Alanis Hernández, Adolfo



Director:
Ing. Eduardo Amador Terrazas

Ciudad Universitaria

2005

m 341313



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-096

SR. ADOLFO ALANIS HERNÁNDEZ
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. Eduardo Amador Terrazas y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

INDICADORES DIRECTOS DE HIDROCARBUROS AVO EN UNA ZONA MARINA DE LA CUENCA DE MACUSPANA. TABASCO

- RESUMEN**
- INTRODUCCIÓN**
- I ELEMENTOS DE PETROFÍSICA**
- II APROXIMACIONES DE LAS ECUACIONES DE ZOEPPRITZ**
- III INDICADORES DIRECTOS DE HIDROCARBUROS EN LA TÉCNICA AVO**
- IV APLICACIÓN DE LA TÉCNICA EN LA ZONA DE ESTUDIO**
- CONCLUSIONES**
- REFERENCIAS**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

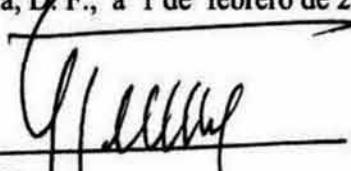
Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

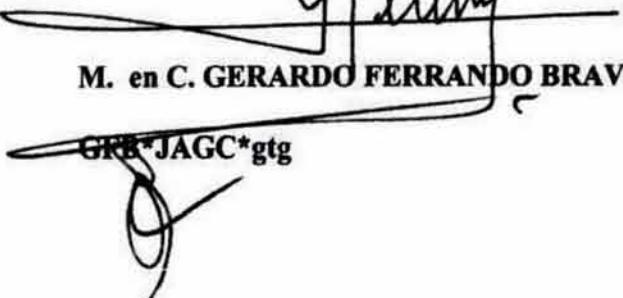
Atentamente

"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"

Cd. Universitaria, D. F., a 1 de febrero de 2005

EL DIRECTOR


M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO


GRE*JAGC*gtg

Dedicatoria

Este trabajo está dedicado especialmente a mis Padres Gregorio Alanis Hernández y Lidia Hernández Gutiérrez, en agradecimiento a todo su amor, esfuerzo, dedicación y ejemplo, que me han dado para llegar a ser quien soy. Mama, Papa, lo estoy haciendo lo mejor que puedo, espero sea suficiente.

A mis hermanos: Martín Alanis, Lucía Alanis, Norma Alanis, Sofía Alanis, Miguel Alanis y Enrique Camacho, porque nunca estuvimos solos sino bien acompañados.

A la Familia Alanis Bajonero compuesta por: Gregorio, Berenice, Ana Cristina, Gregorio David y Bryan de Jesús, en especial a este último que ya es como mi hijo.

A la memoria de mi Abuela Tomasa Hernández, porque aún cuida de nosotros.

A mis amigos y compañeros: Moisés Huicochea (el moy), Sergio Calles (el search), Yuriri León (la yuri), Antonio Valverde (el toño), Francisco Xavier (el pancho), Dulce Hernández, Carina Escotto, Luis Flores, Víctor Castillo, Carlos Chavarria, Jorge Cortés, Heriberto (el beto), Agustín, y Alfredo (el peque). Ahora somos más hermanos que antes.

Agradecimientos

Le agradezco al Ing. Eduardo Amador Terrazas, todo el apoyo que me brindó como amigo y director para terminar este trabajo.

Al Ing. Ricardo Castrejón, por respaldarme para conseguir la información que me hacía falta y que era casi un imposible. Es un verdadero universitario.

Al maestro Felipe León, por el apoyo incondicional que me dio sin conocerme.

Al Ing. Enrique del Valle, por resolver muchas de mis dudas.

Al Dr. Martín Cárdenas, por orientarme en muchos de mis errores.

A mis sinodales Héctor Sandoval y Tatiana Kerdan por corregir mi trabajo.

En general a toda la Universidad Nacional Autónoma de México, la mejor institución del mundo, que se dedica a formar individuos, cuyo espíritu habla por su raza. Es y será para siempre mi segunda madre y mi segunda casa.

*No solo no hubiera sido nada,
sino con toda la gente que estuvo
alrededor mío desde el comienzo,
algunos se han ido, otros muchos
siguen hasta hoy;*

¡ GRACIAS !

TOTALES

CONTENIDO

| | Pag. |
|-------------------------------|------|
| Resumen | 2 |
| Introducción | 3 |
| Objetivo de la Tesis | 4 |
| Descripción de Capítulos | 4 |
| Información de Datos Sísmicos | 4 |

Capítulo I Elementos de Petrofísica

Propiedades Físicas de las Rocas

| | |
|---|----|
| 1.1 Porosidad | 6 |
| Clasificaciones de la Porosidad | 7 |
| Porosidad Interconectada | 8 |
| Porosidad Conectada | 8 |
| Porosidad Aislada | 8 |
| Porosidad Primaria | 8 |
| Porosidad Intergranular | 8 |
| Porosidad Intragranular | 8 |
| Porosidad Secundaria | 9 |
| Porosidad de Fractura | 9 |
| Porosidad Vugular | 9 |
| Porosidad Fenestral | 9 |
| Porosidad de Solución | 9 |
| Porosidad Efectiva | 10 |
| Relación Tiempo Promedio | 10 |
| 1.2 Permeabilidad | 13 |
| Clasificación de la Permeabilidad | 14 |
| Permeabilidad Intergranular | 14 |
| Permeabilidad Intragranular | 14 |
| Permeabilidad de Fractura | 14 |
| Permeabilidad Vugular | 15 |
| Porosidad y Permeabilidad | 15 |
| Influencia de la Presión y la Profundidad en la Permeabilidad | 16 |
| Relación Entre Permeabilidad, Porosidad y Superficie Específica | 17 |
| 1.3 Densidad | 19 |
| Relación Entre Densidad y Velocidad | 21 |
| 1.4 Propiedades Sísmicas de los Fluidos de Poro (Gas, Aceite y Agua) | 24 |
| Propiedades Sísmicas del Gas | 24 |
| Propiedades Sísmicas del Aceite | 27 |
| Propiedades Sísmicas del Agua | 33 |

| | |
|---|----|
| 1.5 Módulos Elásticos de las Rocas | 37 |
| Módulo de Rigidez | 38 |
| Módulo de Young | 38 |
| Módulo Volumétrico | 38 |
| Módulo de Poisson | 39 |
| 1.6 Dependencia de la Velocidad de la Composición de la Matriz y Porosidad | 40 |
| 1.7 La Influencia del Contenido del Fluido de Poro y la Saturación de Agua en la Velocidad | 43 |
| 1.8 Dependencia de la Velocidad Respecto a la Profundidad, Presión y Temperatura | 45 |
| 1.9 La Variación de la Velocidad Respecto a la Relación Vp/Vs | 47 |

Capitulo II Aproximaciones de las Ecuaciones de Zoeppritz

| | |
|---|----|
| 2.1 Reglas de Koefoed | 51 |
| 2.2 Modelo Generalizado de las Aproximaciones de las Ecuaciones de Zoeppritz | 57 |
| 2.3 Aproximaciones de las Ecuaciones de Zoeppritz | 60 |
| Aproximación Lineal de Bortfeld | 62 |
| Aproximación Lineal de Aki & Richards | 65 |
| Aproximación Lineal de Shuey | 68 |
| Respecto a las reglas de Koefoed | 71 |

Capitulo III Indicadores Directos de Hidrocarburos en la Técnica AVO

Indicadores de Hidrocarburos

| | |
|---|----|
| | 73 |
| 3.1 Polaridad | 74 |
| Estándares de Polaridad | 74 |
| Polaridad Americana | 74 |
| Polaridad Europea | 75 |
| 3.2 Punto Plano, Punto Brillante y Punto Opaco | 76 |
| Punto Plano | 76 |
| Punto Brillante | 76 |
| Punto Opaco | 78 |
| 3.3 Clasificación de Anomalías AVO en Arenas con Gas | 78 |
| Clase I Arenas con Alta Impedancia | 81 |
| Clase II Arenas con Contraste de Impedancia Cercano a Cero | 82 |
| Clase III Arenas de Baja Impedancia | 83 |

| | |
|---|------------|
| Clase IV Arenas de Baja Impedancia | 84 |
| 3.4 Gradiente e Intercepto AVO como Indicadores de Hidrocarburos | 85 |
| Ecuación General del Background del Plano Gradiente-Intercepto | 86 |
| Comportamiento de la Curva del Background | 88 |
| Primer Caso: Relación V_p/V_s y ρ constante | 88 |
| Segundo Caso: Relación V_p/V_s constante con la densidad ρ de Gardner | 89 |
| Tercer Caso: Relación Lineal entre V_p y V_s | 90 |
| Comparación de las curvas del Background | 92 |
| Desviaciones de las Relaciones Petrofísicas | 94 |
| 3.5 Factor Fluido | 97 |
| Ajuste de las Curvas | 101 |
| La Traza Factor Fluido | 104 |
| 3.6 Indicador de Hidrocarburo Producto Gradiente-Intercepto ($A*B$) | 106 |
| Producto $A*B$ | 106 |
| 3.7 Indicador de Hidrocarburo Diferencia R_p-R_s | 107 |
| Diferencia R_p-R_s | 107 |
| 3.8 Indicador de Hidrocarburo Delta de Poisson | 109 |

Capitulo IV Aplicación de la Técnica en la Zona de Estudio

| | |
|--|------------|
| 4.1 Antecedentes | 114 |
| 4.2 Cuenca de Macuspana | 114 |
| 4.3 Geología Petrolera | 116 |
| 4.4 Estratigrafía y Columna Geológica | 117 |
| Pleistoceno Reciente | 117 |
| Plioceno | 117 |
| Mioceno | 118 |
| Perfil de la Cuenca de Macuspana | 119 |
| 4.5 Zona de Estudio | 120 |
| 4.6 Condiciones de Depósito y Modelos Geológicos | 121 |
| 4.7 Indicadores Directos de Hidrocarburos AVO en la Zona de Estudio | 125 |
| 4.8 Indicadores Directos de Hidrocarburos en el Horizonte Póllux | 126 |
| Análisis de Gathers | 126 |
| Apilamiento de Offset Total, Cercano y Medio | 128 |
| Indicador de Hidrocarburo Producto Intercepto-Gradiente $A*B$ | 130 |
| Indicador de Hidrocarburo Factor Fluido | 133 |
| Indicador de Hidrocarburo Diferencia R_p-R_s | 136 |
| Indicador de Hidrocarburo Delta de Poisson | 137 |
| Conclusiones | 139 |
| Referencias | 141 |

RESUMEN

Partiendo del hecho de que la velocidad de una onda compresional (V_p), es más sensible al fluido contenido en los poros que la velocidad de onda S (V_s), de que el coeficiente de reflexión de incidencia normal R_p no comprende ondas convertidas, sino ondas P puras, teniendo mayor influencia de la litología, y de que el gradiente de la amplitud respecto al offset tiene mayor influencia del contenido de fluido en los poros, se propone un flujo de trabajo que permite establecer la presencia de gas en una zona definida por una anomalía de amplitud respecto al offset. Este flujo de trabajo considera como análisis principal los indicadores directos de hidrocarburos.

Los indicadores directos de hidrocarburos tienen como punto de partida las ecuaciones de Shuey, Aki & Richards, Bortfeld entre otras, que son aproximaciones de las ecuaciones de Zoeppritz. A diferencia de estas últimas, las aproximaciones proporcionan información de los parámetros físicos de las rocas, inherentes a los coeficientes de reflexión, que dan la pauta a seguir en la diferenciación de fluidos contenidos en los poros de las rocas.

Los indicadores directos de hidrocarburos se clasifican en lineales como: "Factor Fluido", "Diferencia R_p - R_s ", y "Delta de Poisson" (entre otros), denominados así porque se pueden expresar en combinaciones lineales, y no lineales como el "Producto Intercepto-Gradiente". Tanto los indicadores lineales como los no lineales, están contruidos en base a tendencias geológicas conocidas con fundamentos petrofísicos muy sólidos. Sin embargo la certidumbre de los indicadores directos depende de la relación señal/ruido, corrección por NMO, DMO, corrección por divergencia esférica etc. De tal modo que si la información sísmica no es confiable, el resultado estará rodeado de interpretaciones ambiguas.

INTRODUCCIÓN

La tecnología de la amplitud versus offset (AVO), desarrollada en la industria petrolera, define las anomalías de Clase I, II, III y IV, correspondientes a la cima de arenas saturadas con gas. Los trabajos realizados por Ostrander (1984), y Rutherford (1989), permitieron caracterizar estas anomalías en cuanto a la incidencia normal y al ángulo de reflexión, el trabajo de Castagna y Foster (1998), ubicó a las anomalías en un plano definido como Intercepto-Gradiente, mediante el cual es posible diferenciar a las arenas saturadas con gas de arenas y lutitas saturadas con agua. En la geofísica, las anomalías suelen ser el resultado de la diferencia de un parámetro medido y un valor teórico estándar, las anomalías de amplitud versus offset se comportan de forma similar. En el plano Intercepto-Gradiente, las arenas saturadas con agua y las lutitas tienen una tendencia a la que se le llama "Background", las anomalías AVO son desviaciones que se ubican por debajo de este background, comportamiento que corresponde a las cimas de las arenas con gas y por arriba del background, comportamiento que corresponde a las bases de las arenas con gas. En el análisis del plano Intercepto-Gradiente se toma en cuenta que:

- Arenas saturadas de agua, pueden exhibir incrementos de amplitud con respecto al offset.
- Las desviaciones de la tendencia del "Background" son indicadores de hidrocarburos ó de litologías con propiedades elásticas complejas.

Los indicadores directos de hidrocarburos fueron diseñados para determinar el desplazamiento de la anomalía AVO de la tendencia background, caracterizada principalmente por la disminución de la velocidad de onda P (V_p), debida a la presencia de gas. Estos indicadores están calibrados con valores y tendencias petrofísicas correspondientes al background, de tal manera que si el fluido que satura los poros de las rocas es agua, la desviación respecto al background va a ser nula, la desviación respecto al background se hace presente si el fluido que satura los poros de las rocas es gas.

La tecnología del análisis de amplitud versus offset se ha desarrollado para rocas de origen detrítico con porosidad primaria, para rocas de origen químico con porosidad secundaria, la caracterización petrofísica respecto a la respuesta de la amplitud versus offset no esta totalmente desarrollada, el análisis de los patrones de fracturamiento de estas rocas constituyen un reto y el camino a seguir en el desarrollo de la tecnología AVO en rocas de origen químico.

Objetivo de la Tesis

Esta tesis tiene como objetivo determinar la presencia de gas, mediante el análisis e interpretación de la respuesta generada en los indicadores directos de hidrocarburos: Producto Intercepto-Gradiente, Factor Fluido, Diferencia Rp-Rs y Delta de Poisson en Anomalías de Amplitud Versus Offset,

Descripción de los Capítulos

El desarrollo de esta tesis cuenta con cuatro capítulos; Capítulo I "Elementos de Petrofísica" presenta los conceptos y fundamentos teóricos de la física de las rocas que tienen efecto en el tránsito de las ondas de compresión (P), y de corte (S), en el interior de la tierra. Capítulo II "Aproximaciones a las Ecuaciones de Zoeppritz", en donde se presenta el uso práctico de las aproximaciones en la industria petrolera, junto con las reglas de Koefoed, para inferir propiedades físicas de las rocas a partir de los coeficientes de reflexión. Capítulo III "Indicadores Directos de Hidrocarburos en la Técnica AVO", en el que se presentan los fundamentos teóricos y prácticos de los indicadores de hidrocarburos Producto Intercepto-Gradiente, Factor Fluido, Diferencia Rp-Rs, y Delta de Poisson, cuya respuesta determina la presencia de gas. Capítulo IV "Aplicación de la Técnica en la Zona de Estudio", que muestra un procedimiento para determinar la presencia de gas en una anomalía de amplitud versus offset.

Información de Datos Sísmicos

La información de datos sísmicos utilizada corresponde a las Inlines 267 a 270, con una separación de 40m y Crosslines 4109 a 4385, con una separación de 10m, de un cubo sísmico 3D sin apilar, levantado a 32.5 Km, al noroeste de Ciudad del Carmen, en la cuenca de Macuspana, que cubre un área de 160 Km² así como un registro de onda P corregido por Check Shot. El software utilizado es el módulo "Análisis de AVO" de la compañía Hampson & Russell.



Capitulo I

Elementos de Petrofísica

Petrofísica

La petrofísica es el estudio del comportamiento de las propiedades físicas de las rocas como: porosidad, permeabilidad, densidad, fluidos de poro, resistividad, saturación de fluidos, y del comportamiento de parámetros físicos de las rocas como: velocidad de compresión (V_p), velocidad de corte (V_s), módulo de Poisson, módulos elásticos, que se obtienen cuando en ellas se propagan ondas elásticas, electromagnéticas, acústicas y hasta emisiones radioactivas. (Schon J.H. 1997).

El aumento en el interés de la petrofísica es el resultado de:

- Obtener el mayor número de parámetros necesarios para la exploración
- Contar con mayor certeza, confiabilidad y validez representativa en la información sísmica correlacionada con datos de pozos.

La variación de parámetros como la velocidad de compresión (V_p), de corte (V_s), módulo de Poisson, etc, están fuertemente ligados a las propiedades de las rocas como la porosidad, densidad, permeabilidad, fluidos de poro, etc. La comprensión de las relaciones entre propiedades y parámetros de las rocas, es la base fundamental de la petrofísica, que en la práctica es una herramienta que ayuda a diferenciar si una roca esta saturada de agua ó de hidrocarburos. La relación de la amplitud sísmica con el offset depende fuertemente de la petrofísica, la variación en la petrofísica, se traduce en cambios significativos en la amplitud sísmica, que es el punto de partida para el análisis AVO en la búsqueda de hidrocarburos.

Propiedades Físicas de las Rocas

Los parámetros petrofísicos para caracterizar una formación son: la porosidad, permeabilidad, densidad, saturación de fluidos, resistividad, así como los módulos elásticos de las rocas.

1.1 Porosidad

La porosidad es el resultado de procesos geológicos, físicos y químicos, tiene su génesis en el momento de la deposición de los sedimentos y en procesos químicos y tectónicos posteriores a la deposición, a la primera se le llama porosidad primaria y a la segunda porosidad secundaria.

La porosidad es la fracción entera de volumen de poros, grietas, y fracturas, por cada unidad volumétrica de formación ó de roca (figura 1.1)

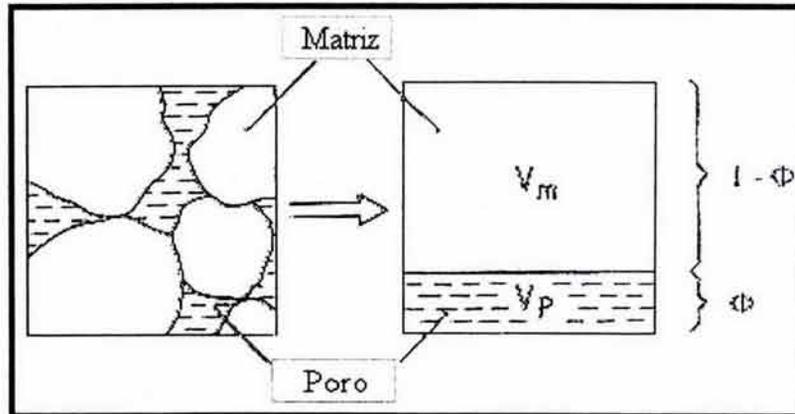


Figura 1.1 Modelo de la porosidad de las rocas (Schon J.H. 1997)

La porosidad ϕ (ecuación 1.1 Schon J.H. 1997) esta definida como la variación del volumen del espacio de poro V_p respecto al total del volumen V de la roca:

$$\Phi = \frac{V_p}{V} = 1 - \frac{V_m}{V} \quad \text{-----} \quad (1.1)$$

En donde:

V volumen total de roca

V_p volumen de poros

V_m es el volumen de la matriz sólida

La porosidad es una medida adimensional que se expresa en porcentaje.

Clasificaciones de la Porosidad

Existen diversas formas de clasificar a la porosidad, una de estas es la clasificación de acuerdo a la forma y distribución de los poros y del material que los rodea, las cuales son: porosidad interconectada, porosidad conectada y porosidad aislada.

Porosidad interconectada. Es aquella en la que los poros utilizan múltiples canales para conectarse con los poros vecinos. (figura 1.2a)

Porosidad conectada. Los poros tienen un solo canal o conducto que conecta un espacio poroso con otro. (figura 1.2b)

Porosidad aislada no existe conexión entre los poros. (figura. 1.2c)

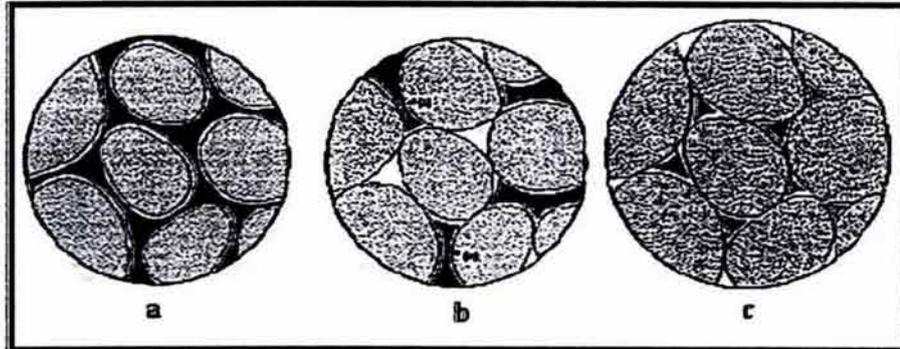


Figura 1.2 Porosidad interconectada (a), Conectada (b) y aislada (c)
(Schon J.H 1997)

Otra clasificación es la que va de acuerdo a su origen en: porosidad primaria y porosidad secundaria.

Porosidad Primaria.

Es la porosidad que se forma en la roca durante la depositación de los sedimentos. También es llamada porosidad sucrosica o de matriz; y depende de la forma, tamaño y arreglo de los fragmentos sólidos o granos. Este tipo de porosidad se encuentra generalmente en rocas clásticas, como las arenas, areniscas limolitas y lutitas; también en algunas calizas formadas por oolitas.

La porosidad primaria se divide en porosidad intergranular y porosidad intragranular.

Porosidad Intergranular. Generalmente se encuentra en las areniscas entre los granos no cementados, en arenas calcáreas es poco frecuente debido a la cementación que rellena los poros. La componen los espacios vacíos entre los granos, partículas ó fragmentos de materiales clásticos, parcialmente llenos, compactados ó cementados, en general presenta buenas condiciones de interconectividad y permeabilidad.

Porosidad Intragranular. Se encuentra en arenas calcáreas esquelétales, donde los poros se alojan dentro de los fragmentos, usualmente los poros no se conservan debido a la cementación, en algunos casos pueden ser lixiviados y aparecer de nuevo.

Porosidad Secundaria

Es la porosidad que se desarrolla después de la depositación y litificación de los sedimentos, debida a la acción del agua de formación o por la acción de esfuerzos tectónicos. La porosidad secundaria es común en rocas de origen orgánico y/o químico.

Cuando en una caliza se infiltra agua ligeramente ácida puede haber disolución, agrandando los espacios porosos, grietas y canales, también se crean cavidades al disolverse los caparazones de pequeños crustáceos atrapados dentro de la roca.

Por otro lado si el agua que se infiltra es rica en minerales, puede depositarlos en los poros y canales, reduciendo la porosidad; aunque si el agua es rica en sales de magnesio, al infiltrarse en una caliza, el magnesio sustituirá gradualmente al calcio de la caliza, y como el volumen molecular de la dolomita es 12% menor que el de la calcita, habrá una reducción en el volumen de la matriz y un aumento en el volumen de poros.

Al volumen de poros se le pueden sumar las fisuras y grietas causadas por fuerzas mecánicas que afectan las rocas; aunque estas no aumentan la porosidad de manera significativa, si pueden aumentar grandemente la permeabilidad.

Porosidad de Fractura. Es la porosidad causada por esfuerzos tectónicos y por escasa acción química. Se da en cualquier roca que sea frágil a los esfuerzos, aunque también puede deberse a descarga de sobreenterramiento y erosión subsiguiente, o bien por reducción de volúmenes debido a enfriamiento. Las fracturas son a veces rellenadas por cementante. (figura. 1.3)

Porosidad Vugular Es la porosidad causada por los organismos y por la acción química a partir de la deshidratación durante mucho tiempo. (figura 1.3)

Porosidad Fenestral Se desarrolla donde hay espacios en la roca mayores que los poros normales. Es característica de pelmicritas de lagoon en las que la deshidratación causa fractura y plegamiento. Es rara de encontrar. (figura 1.3)

Porosidad de Solución. Es común en carbonatos, aunque también se puede dar en areniscas. Puede ser de dos tipos: móldica que puede extenderse hasta hacerse cavernosa ó mediante la generación de canales.

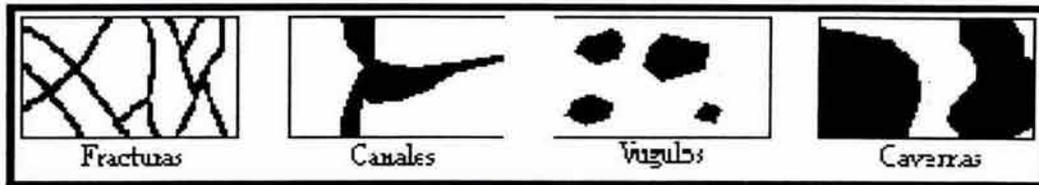


Figura 1.3 Porosidades secundarias (Schon J.H. 1997).

Porosidad efectiva.

Es la porosidad en la que los poros están interconectados, por lo que los fluidos se pueden mover libremente, y excluye los poros no conectados y el volumen ocupado por el agua ligada a las arcillas.

La suma de la porosidad primaria y la porosidad secundaria nos dará la porosidad total (ecuación 1.2 Schon J.H. 1997), que consiste de todos los espacios "vacíos" (poros, canales, fisuras, cavidades, etc.) por volumen de roca.

$$\phi = \phi_{Total} = \phi_{Primaria} + \phi_{Secundaria} \text{-----} (1.2)$$

La porosidad interconectada esta compuesta por los poros que están en comunicación, y, generalmente, es menor a la porosidad total. Se considera que los poros están interconectados cuando la corriente eléctrica ó los fluidos fluyen a través de los poros

La porosidad potencial es una parte de la porosidad interconectada en la que el diámetro de los canales de conexión entre los poros es lo suficientemente grande para permitir el flujo de los fluidos (mayor a 50 μm para petróleo, y 5 μm para gas.) La porosidad efectiva es la porosidad en la que los poros están interconectados, por lo que los fluidos se pueden mover libremente, y excluye los poros no conectados y el volumen ocupado por el agua ligada a las arcillas.

Relación Tiempo Promedio

Wyllie et. Al. 1956. Propuso una relación empírica entre el intervalo de tiempo de transito (recíproco de la velocidad) y la porosidad, basado en muchos experimentos aplicando el modelo de la figura 1.4.

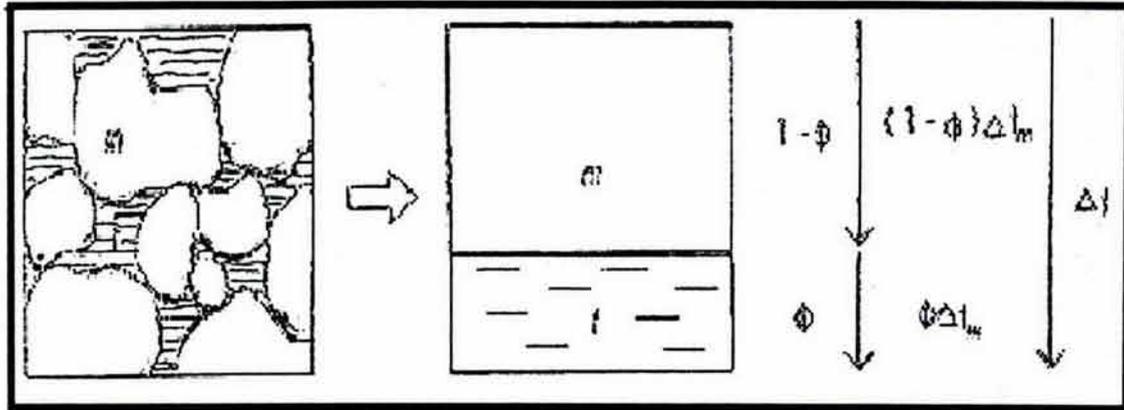


Figura 1.4 Modelo de correlación entre la porosidad y el tiempo de transito de una onda compresional (Schon J.H. 1997).

Su ecuación esta basada en la incorporación de tiempos parciales de la onda compresional para la matriz y para el fluido que llena los poros. La porción para los dos de las partes del modelo con una longitud igual a 1 es $(1-\phi)$ para la matriz y ϕ par el fluido del poro, la suma resulta en la ecuación llamada relación del tiempo promedio.(ecuación 1.3 Schon J.H. 1997)

$$\Delta t = (1 - \phi)\Delta t_m + \phi\Delta t_f \text{ ----- (1.3)}$$

Δt tiempo de transito de la roca

Δt_m tiempo de transito de la matriz

Δt_f tiempo de transito del fluido

ϕ porosidad

Las unidades del tiempo de tránsito están en $\mu s/m$

Es él reciproco de la velocidad y por lo tanto la velocidad en estos términos es:

$$\frac{1}{V} = \frac{1 - \phi}{V_m} + \frac{\phi}{V_f} \text{ ----- (1.4)}$$

También resulta una relación lineal entre los intervalos de tiempo de la matriz y el fluido del poro en la porosidad:

$$\phi = \frac{\Delta t - \Delta t_m}{\Delta t_f - \Delta t_m} \text{ ----- (1.5)}$$

Donde:

- Δt ---- tiempo de transito de la roca
- Δt_m --- tiempo de transito de la matriz
- Δt_f ---- tiempo de transito del fluido
- Φ ---- porosidad

La relación del tiempo promedio se aplica para obtener porosidades individuales con el tiempo de transito de la matriz conocido (Tabla 1.1) ó mediante un sistema de ecuaciones para la estimación de una reglo matricial de la porosidad.

De acuerdo con las porosidades calculadas y observadas son eficientes para los siguientes casos:

- Corregir individualmente los tiempos de transito de la matriz
- Para rocas compactadas por debajo de los 2000 m
- Para condiciones de saturación de agua ó bajo contenido de gas

| Material | $\Delta\mu/\sigma \mid \vee \epsilon \tau$ | $\Delta t\phi/\sigma \mid \vee \epsilon \tau$ |
|----------------------------------|--|---|
| | | |
| Arenisca Común | 176.5 | 53.8 |
| Arenisca Consolidada | 172.5 | 52.6 |
| Arenisca Semi-Consolidada | 182.4 | 55.6 |
| Arenisca No-Consolidada | 192.9 | 53.8 |
| Dolomita | 142.7 | 43.5 |
| Anhidrita | 131 | 40 |
| Lutita | 197.5 | 60.7 |

Tabla 1.1 Tiempos de transito (Schon J.H. 1997).

La ecuación de Wyllie tiene modificaciones empíricas para ajustarse a las condiciones físicas y geológicas del medio que es analizado. Para formaciones que no están compactadas la ecuación de Wyllie proporciona porosidades que

son muy altas. Por ello la ecuación de Wyllie es rescrita con un factor de corrección que toma en cuenta el efecto de compactación (ecuación 1.6 Schon J.H. 1997).

$$\phi = \frac{\Delta t - \Delta t_m}{\Delta t_f - \Delta t_m} \cdot \frac{100}{C \Delta t_m} \quad (1.6)$$

En general para la ecuación de Wyllie se tienen las siguientes consideraciones:

La relación es lineal entre el tiempo de tránsito y los componentes de la roca (matriz, arcilla, fluidos)

Relación no lineal entre el tiempo de tránsito y la porosidad es:

$$\Delta t = Fac \Delta t_m = (1 - \phi)^x \Delta t_m \quad (1.7)$$

Fac.---Factor acústico de formación

x -----exponente, dependiendo del tipo de roca 1.6 silicio, 1.76 calcita, 2.0 dolomía

1.2 Permeabilidad

La permeabilidad es la medida de la facilidad con que los fluidos son transportados a través de una roca ó formación. La unidad de la permeabilidad es el Darcy, que se define como la cantidad de fluido que pasa a través de 1cm² de área de formación en un segundo teniendo el fluido una unidad de viscosidad, debido a la baja permeabilidad de las rocas, se usan los milidarcys. La ley de Darcy (ecuación 1.8 Schon J.H. 1997), sólo es válida cuando no hay reacciones química entre el fluido y la roca, y cuando hay una sola fase rellenando los poros. La relación fundamental para definir el flujo de un fluido viscoso a través de los poros de la roca es:

$$u = -\frac{k}{\eta} * \nabla P \quad (1.8)$$

Donde:

u --- Densidad del volumen de flujo por sección transversal

P --- Presión del fluido

η --- Viscosidad dinámica del fluido

k --- Permeabilidad de la roca

Por lo tanto, la permeabilidad queda definida como:

$$k = -\eta * \frac{u}{\nabla P} \text{ ----- (1.9)}$$

Para un material anisótropo la permeabilidad ésta definida como un tensor. En una roca permeable y porosa el agua es considerada como el fluido principal, los fluidos secundarios son el aceite y el gas. Se distinguen la permeabilidad absoluta y relativa: la permeabilidad absoluta es la capacidad de conducción, cuando únicamente un fluido está presente en los poros. La permeabilidad relativa es la descripción del flujo de un solo fluido de dos o tres fases de fluidos a través de rocas porosas individualmente.

Clasificación de la Permeabilidad

La clasificación de la permeabilidad corresponde a la clasificación de los diferentes tipos de porosidad definidas como:

Permeabilidad Intergranular

Es la permeabilidad que generalmente se encuentra en las areniscas entre los granos no cementados, en arenas calcáreas es poco frecuente debido a la cementación que rellena los poros. La componen los espacios vacíos interconectados entre los granos, partículas ó fragmentos de materiales clásticos, parcialmente llenos, compactados ó cementados

Permeabilidad Intragranular

Esta permeabilidad se encuentra en arenas calcáreas esqueletales, donde los poros se alojan dentro de los fragmentos, usualmente los poros no se conservan debido a la cementación, en algunos casos pueden ser lixiviados y aparecer de nuevo.

Permeabilidad de Fractura

Es la permeabilidad que se desarrolla en rocas cuya porosidad tiene origen en los esfuerzos tectónicos y en la escasa acción química. Se da en cualquier roca que sea frágil a los esfuerzos, aunque también puede deberse a descarga de sobreenterramiento y erosión subsiguiente, o bien por reducción de volúmenes debido a enfriamiento. Las fracturas son a veces rellenas por cementante.

Permeabilidad Vugular

Es la permeabilidad que se desarrolla en rocas en las que los organismos y la acción química causaron la porosidad partir de la génesis. La permeabilidad depende fuertemente de las propiedades de los poros, entre las más dominantes se encuentran:

- La porosidad
- Tamaño de poro y su distribución
- Morfología del poro
- Forma de la garganta del poro

La permeabilidad tiene las siguientes tendencias.

- La permeabilidad se incrementa con el incremento de la porosidad
- La permeabilidad se incrementa con el incremento de la selección de grano, especialmente en sedimentos no consolidados.
- La permeabilidad decrece con la compactación y cementación.

Porosidad y Permeabilidad

La porosidad es dependiente de la selección de grano, al mismo tiempo que la permeabilidad, que descende con el tamaño de grano; por lo que, tanto la permeabilidad como porosidad son directamente dependientes de la granoselección de un depósito. Un parámetro importante es la fábrica, es decir, el modo en el que los granos se colocan. En la figura 1.5 se muestra la relación y el efecto que producen la fábrica, tamaño de grano, la selección de sedimentos y su relación con la porosidad y la permeabilidad.

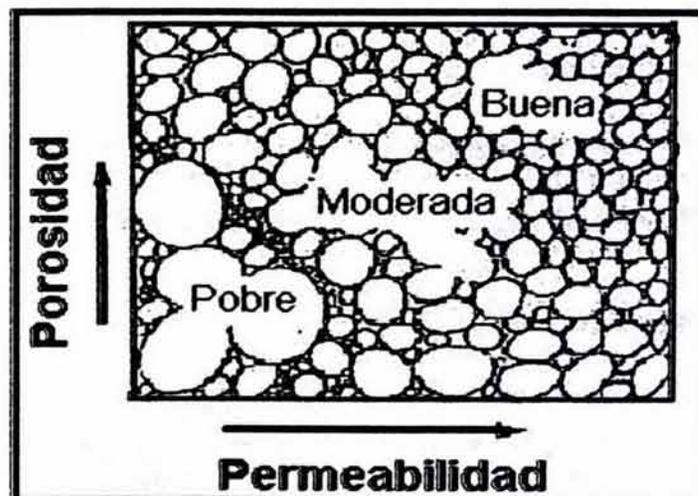


Figura 1.5 Relación entre porosidad, permeabilidad, Tamaño de grano, fábrica y selección (Schon J. H. 1997)

La permeabilidad media de las rocas almacenadoras de hidrocarburos, varía entre 50 y 500 milidarcies, aunque hay depósitos de hasta 3000 - 4000 milidarcies. Para ser comercial, los hidrocarburos deben de fluir a varias decenas de milidarcies.

Influencia de la Presión y Profundidad en la Permeabilidad

Es evidente relacionar la presión con la profundidad, de tal modo que a mayor profundidad la presión debida a la sobrecarga litostática también será mayor. El incremento de la presión reduce el espacio poroso, causando la deformación del poro, así como las interconexiones entre éstos, el efecto inmediato es la disminución de la permeabilidad (Schon 1997). La relación presión-permeabilidad no es lineal y esta definida como:

$$k = k_0 * \exp\left(\frac{-A_k}{P_{eff}}\right) \text{----- (1.10)}$$

Donde:

k_0 --- Permeabilidad en $P=0$

P_{eff} --- Presión efectiva

A_k --- Coeficiente de permeabilidad por compactación

Para rocas fracturadas la relación entre permeabilidad y profundidad no es lineal, la permeabilidad decrece con la profundidad Z (Schon 1997), siguiendo la siguiente proporcionalidad.

$$k(z) \approx \left(1 - \frac{Z}{Z + 20}\right)^3 \text{----- (1.11)}$$

Relación entre Permeabilidad (k), Porosidad (ϕ), y Superficie Específica (s).

El modelo a seguir para describir el proceso de permeabilidad en una roca porosa, es el llamado "Modelo del Tubo Capilar" (figura 1.6).

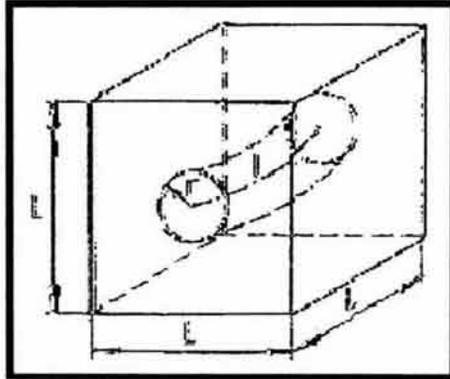


Figura 1.6 Modelo del "Tubo Capilar" (Schon J.H. 1997).

En donde el poro es idealizado como un canal capilar con un radio r y longitud l , en un cubo de longitud L . (Schon 1997). La porosidad para este modelo es:

$$\phi = \frac{\pi r^2 l}{L^3} = \pi T \left(\frac{r}{L} \right)^2 \quad \text{----- (1.12)}$$

En donde T representa la tortuosidad

$$T = \frac{l}{L} \quad \text{----- (1.13)}$$

La superficie interna específica describe el área de los poros valiéndose de:

- El volumen total de la roca S_{tot}
- El volumen del poro S_{por}
- El volumen total de la matriz S_{mat}

En la siguiente relación

$$S_{tot} = \phi \cdot S_{por} = (1 - \phi) \cdot S_m \text{ ----- (1.14)}$$

Donde:

$$S_{por} = \frac{2}{r} \text{ ----- (1.15)}$$

La variación del flujo del modelo esta dada por:

$$\frac{dv}{dt} = \frac{\pi r^4}{8\eta} \cdot \frac{\nabla P}{T} \text{ ----- (1.16)}$$

si el flujo de la densidad del volumen es:

$$u = \frac{dv}{dt} L^{-2} \text{ ----- (1.17)}$$

Al compararla con la ecuación 1.8 tenemos:

$$\frac{k}{\eta} \nabla P = \frac{\pi r^4}{8\eta} \frac{\nabla P}{T} \text{ ----- (1.18)}$$

Teniendo:

$$k = \frac{\pi r^4}{8TL^2} \text{ ----- (1.19)}$$

Sustituyendo (1.12) en (1.19), tenemos:

$$k = \frac{\phi r^2}{8T^2} \text{ ----- (1.20)}$$

si a (1.15) la elevamos al cuadrado y sustituimos en (1.20) tenemos:

$$k = \frac{\phi^3}{2T^2 S_p^2} \text{-----} (1.21)$$

de (1.14) sustituimos para S_{por} tenemos:

$$k = \frac{\phi^3}{2(1-\phi)^2 S_m^2 T^2} \text{-----} (1.22)$$

La ecuación 1.22 (Schon 1997) describe la relación para el modelo de permeabilidad de la figura 1.6 del canal capilar

1.3 Densidad

La densidad esta definida como el cociente entre la masa y el volumen del material (ecuación 1.23)

$$\rho = \frac{m}{V} \text{.....} (1.23)$$

La densidad de las rocas depende de:

- Composición mineral
- Contenido de fluidos en los poros y fracturas

Relacionado a los factores que controlan la densidad existen dos grupos principales de rocas sedimentarias:

- Rocas de origen químico
- Rocas de origen detrítico

La densidad de las rocas del primer grupo esta determinada por su constitución mineral, algunas de ellas son monominerales, como resultado de su composición

casi constante, este grupo esta caracterizado por rangos muy estrechos de valores de densidad, como se muestra en la tabla. 1.2

| Material | Densidad (10 ³ Kg/m ³) | | | |
|-------------|---|------------|------------|------|
| | S | H | G | D |
| Dolomita | 2.85 | 2.88 | 2.85 | 2.88 |
| Calcita | 2.71 | 2.71 | 2.71 | |
| Anhidrita | 2.96 | 2.8...3.0 | 2.8...3.0 | 2.95 |
| Yeso | 2.32 | 2.2...2.35 | 2.2...2.35 | 2.32 |
| Halita | 2.165 | 2.0...2.2 | 2.0...2.2 | 2.17 |
| Silvita | 1.984 | 1.98 | 1.98 | 1.99 |
| Carnallita | | 1.61 | 1.61 | 1.61 |
| Polihalita | | 2.78 | 2.78 | 2.78 |
| Langbeinita | | 2.83 | 2.83 | 2.83 |
| Kainita | | 2.12 | 2.12 | 2.12 |

Tabla 1.2 Valores de la densidad para rocas de origen químico dados por Schlumberger 1989 (S), Hearst, Nelson 1985 (H), Gearhart 1978 (G), Dortman 1976 (D). (Schon J.H. 1997)

La densidad del segundo grupo que corresponde a rocas de origen detrítico, esta controlada por:

- Composición mineral
- Porosidad
- Composición del fluido en los poros

Debido a la heterogeneidad de las rocas es necesario distinguir diferentes densidades, las cuales están relacionadas a diferentes partes ó componentes de las rocas, por lo tanto se tiene:

- ρ ---Densidad volumétrica total
- ρ_i---Densidad individual (mineral)
- ρ_m---Densidad de la matriz sólida del mineral
- ρ_f ---Densidad del fluido del poro

El análisis de la densidad puede ser uno a uno si el material de la roca esta compuesto de por n elementos (Schon 1997), de la siguiente manera:

$$\rho = \sum_{i=1}^n \left(\frac{V_i}{V} \right) * \rho_i \text{ ----- (1.24)}$$

En donde:

ρ_i ---densidad de cada componente

V ---Volumen total

V_i ---Volumen de cada componente

$\left(\frac{V_i}{V}\right)$ es la fracción de volumen de cada elemento respecto al volumen total

La figura 1.7 representa el modelo volumétrico valido para la densidad como una propiedad escalar

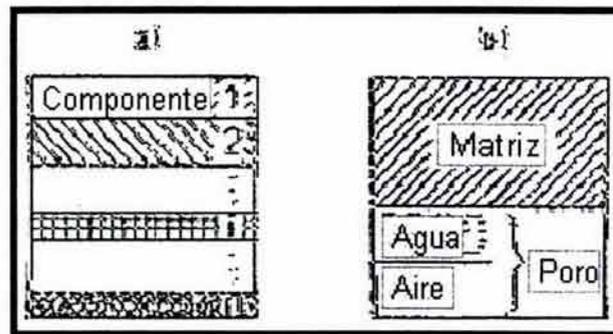


Figura 1.7 Modelo volumétrico para la densidad.
(Schon J.H. 1997).

Para una roca porosa, la fracción de volumen de poros esta dada por la ecuación 1.1 (Schon 1997), y puede ser escrita como:

$$\rho = (1-\phi) \rho_m + \phi \rho_p \quad (1.25)$$

Donde:

ϕ --Es la porosidad total

ρ_m --Es la densidad de la matriz

Relaciones Entre Velocidad y Densidad

La densidad volumétrica de la roca (ρ_b) esta directamente relacionada a la densidad de la matriz y a la porosidad mediante:

$$\rho_b = (1-\phi) \rho_{ma} + \phi \rho_f \quad (1.26 \text{ Schon } 1997)$$

Donde:

- ϕ --- Porosidad
- ρ_m --- Densidad de la matriz
- ρ_f --- densidad del fluido

La densidad volumétrica esta en función de la litología a través de la densidad de la matriz ρ_m . En litología mezclada este parámetro es tomado como un promedio volumétrico de la densidad del total de componentes de la litología. En la tabla 1.3, se muestran los minerales más comunes así como su densidad reportada y su densidad promedio, también se muestran los valores de densidad reportada y promedio para los minerales arcillosos.

| Mineral | Densidad (Kg/m ³) | Rango (Kg/m ³) |
|----------------------|-------------------------------|----------------------------|
| Cuarzo | 2.648 | ----- |
| feldespato | 2.56-2.57 | 2.55-2.63 |
| Calcita | 2.71 | ----- |
| Dolomita | 2.866 | 2.82-2.87 |
| Anhidrita | 2.963 | ----- |
| | | |
| Minerales arcillosos | | |
| Caolinita | 2.41 | ----- |
| Clorita | 2.76 | ----- |
| Halita | 2.52 | ----- |

Tabla 1.3 Densidad reportada y promedio (Schon J.H. 1997).

Estas densidades pueden no corresponder a los valores encontrados en la caracterización de litología, debido a impurezas, sustitución de algunos elementos, contribuciones de agua y mezcla con minerales arcillosos.

Las relaciones de velocidad-densidad se obtienen de las relaciones de velocidad-porosidad, usadas en el análisis de registros geofísicos. La más conocida es la ecuación del tiempo promedio de Wyllie dada por:

$$\frac{1}{V} = \frac{(1-\phi)}{V_{pma}} + \frac{\phi}{V_f} \text{ ----- (1.27 Schon J.H. 1997)}$$

Donde:

V_p ---Velocidad compresional

V_{pma} -Velocidad compresional de la matriz

V_f ---Velocidad compresional del fluido

Esta relación puede ser escrita en términos de densidad si fueran conocidas las densidades del fluido del poro y de la matriz. La ecuación es derivada asumiendo que una fracción del tiempo de propagación de la onda corresponde a la matriz:

$$\frac{(1-\phi)}{V_{pma}} \text{-----} (1.28 \text{ Schon J.H. 1997})$$

Y una fracción del tiempo corresponde al fluido:

$$\frac{\phi}{V_f} \text{-----} (1.29 \text{ Schon J.H. 1997})$$

Físicamente esto no es posible en la propagación de una onda en un medio poroso, estrictamente esto solo sucede si la longitud de onda es más pequeña que el tamaño del poro, pero es muy conveniente para derivar la ecuación.

Raymer et.al. mejoraron la ecuación de Wyllie para areniscas con una porosidad menor al 37%, también es una ecuación empírica que no se aplica en todos los casos.

$$V_p = (1-\phi)^2 V_{pma} + \phi V_f \text{-----} (1.30 \text{ Schon J.H. 1997})$$

Una de las ecuaciones más importantes es la de Gardner, la cual expresa a la densidad en términos de velocidad promedio para todas las rocas.

$$\rho_b = 1.741 V_p^{.25} \text{-----} (1.31 \text{ Schon J.H. 1997})$$

La ecuación de Gardner ajusta a un amplio rango de velocidades y porosidades, contando implícitamente variaciones de consolidación de las rocas.

1.4 Propiedades Sísmicas de los Fluidos de Poro (Gas, Aceite y Agua)

Los fluidos de los poros influyen fuertemente las propiedades sísmicas de las rocas como: la densidad, módulo volumétrico, velocidad y viscosidad de los fluidos de poro. Para examinar efectos de presión, temperatura y composición de las propiedades sísmicas de los fluidos en fase gaseosa y líquida se utilizan relaciones termodinámicas y curvas empíricas así como datos publicados. La estimación en condiciones in situ de la composición de los fluidos de poro, ofrece valores más acertados de aquellos valores que se asumen típicamente (Batzle, Wang 1992). Las expresiones simplificadas están desarrolladas para facilitar el uso de propiedades reales de los fluidos en modelos de roca.

Los fluidos de los poros tienen propiedades que varían substancialmente pero sistemáticamente, en tanto a su composición presión y temperatura. La densidad, módulo volumétrico, así como la viscosidad de los hidrocarburos aceite y gas, se incrementa con el peso molecular y la presión, y decrece con la temperatura. (Batzle, Wang 1992). En el caso del gas su viscosidad tiene un comportamiento similar excepto a temperaturas elevadas y a bajas presiones, en donde la viscosidad se incrementa suavemente con el incremento de la temperatura.

Cuando grandes cantidades de gas se encuentran disueltas en aceites ligeros, disminuyen substancialmente su módulo volumétrico y viscosidad. El módulo volumétrico, densidad y viscosidad de la salmuera se incrementan con la presión y con el incremento de sal. La salmuera alcanza un máximo en su módulo volumétrico a una temperatura de entre 40°C a 80°C, el gas por lo tanto puede ser absorbido con mayor facilidad en la salmuera que por aceites ligeros.

Como resultado el gas en solución en aceite, puede llevar el módulo volumétrico del aceite por debajo del propio de la salmuera, desarrollando reflexiones sísmicas en Bright Spots en interfaces entre aceites saturados y salmueras saturadas.

Propiedades Sísmicas del Gas

La fase de gas es la más sencilla de caracterizar, ya que los componentes son relativamente simples, los gases que provienen de los hidrocarburos consisten en alcanos ligeros como el metano, etano y propano, además de que pueden ocurrir al mismo tiempo vapor de agua, hidrocarburos ligeros y pesados dependiendo de la presión y la temperatura. (Batzle, Wang 1992).

Las mezclas de gas están caracterizadas por la gravedad específica, variación de densidad y presión atmosférica. Los valores de la gravedad específica, oscilan de

0.56 para gases cercanos al metano y de 1.8 para gases con componentes pesados ó alto contenido de carbono.

La característica sísmica importante de un fluido es él modulo volumétrico, ó compresibilidad, densidad y velocidad sónica, están relacionados con las propiedades termodinámicas (Batzele, Wang 1992), por lo tanto para los gases la relación más próxima es la ley general de los gases dada por:

$$PV = RT \text{ ----- (1.32)}$$

Donde

| | | |
|---------------------------|------------------------|---------------------|
| P ---Presión | R--- constante del gas | |
| T ---temperatura absoluta | V_m – volumen molar | $V_m = \frac{V}{n}$ |
| | n---número de moles | |

La ecuación para la densidad es:

$$\rho = \frac{M}{V_m} \text{ ----- (1.33)}$$

Sustituyendo en la ecuación 1.32

$$\rho = \frac{M}{V_m} = \frac{MP}{RT} \text{ ----- (1.34)}$$

Donde:

| | |
|----------------------|-------------------------|
| M --- Peso molecular | V_m --- volumen molar |
|----------------------|-------------------------|

La compresibilidad isothermal B_T es:

$$B_T = \frac{-1}{V_m} \left(\frac{dV_m}{dP} \right)_T \text{ ----- (1.35)}$$

En donde el subíndice T indica condiciones isotermales.

La velocidad de la onda compresional isoterma es:

$$V_T^2 = \frac{1}{B_{Tp}} = \frac{RT_a}{M} \text{----- (1.36)}$$

Por lo tanto para un gas ideal la velocidad se incrementa con la temperatura y es independiente de la presión (Batzle, Wang 1992). Para llevar esta relación ideal a la realidad se consideran dos factores:

Primero desde que una onda acústica transita instantáneamente a través de un fluido, el proceso se considera adiabático (sin pérdida de calor) no isoterma. La compresibilidad adiabática esta relacionada con la compresibilidad isoterma a través de la capacidad calorífica (γ), (Batzle, Wang 1992), la relación de la capacidad calorífica, a presión constante y a volumen constante es:

$$\gamma = B_s = B_T \text{----- (1.37)}$$

Donde:

- γ --- Capacidad calorífica
- B_s --Compresibilidad adiabática
- B_T --Compresibilidad isoterma

La variación de la capacidad calorífica (difícil de medir directamente), puede estar escrita en términos de la constante medida con mayor frecuencia, la capacidad calorífica de presión (C_p), expansión termal (α), compresibilidad isoterma y volumen molar (Batzle, Wang 1992), de la siguiente manera:

$$\frac{1}{\gamma} = 1 - \frac{T_a V_M \alpha^2}{C_p B_T} \text{----- (1.38)}$$

La segunda corrección se debe a la inadecuada aplicación de la ley ideal de los gases, una descripción más realista incluye el factor de compresibilidad Z (Batzle, Wang 1992), de tal modo que la ley general de los gases queda como.

$$V_M = \frac{ZRT_a}{P} \text{----- (1.39)}$$

Propiedades Sísmicas del Aceite

El aceite esta compuesto por mezclas que son muy complejas, el rango de variación abarca de los aceites mas pesados como el bitumen y el keroseno, que son más densos que el agua ya en fase sólida, hasta los aceites más ligeros que son los condensados que se han convertido en liquido como resultado de los cambios de la presión y la temperatura. Los aceites ligeros absorben cantidades significantes de gases, por lo tanto su módulo y densidad disminuyen. (Batzle, Wang 1992).

La densidad que se utiliza para caracterizar el aceite es medida a 15.6° a una presión atmosférica con la clasificación API (American Petroleum Institute) cuyo número esta definido como:

$$API = \frac{141.5}{\rho_0} - 131.5 \text{-----} (1.40)$$

La composición variable y la capacidad del aceite para absorber gases producen una gran variedad de aceites clasificados de acuerdo a los grados API. No existe una ley general de estado para el aceite, todas las caracterizaciones realizadas, son dependientes de las condiciones in situ y de la composición exacta del aceite. En tanto a las propiedades acústicas del aceite, las velocidades, la densidad y el módulo volumétrico son completamente lineales con la presión y la temperatura. El módulo volumétrico decrece al incrementarse la temperatura ó al disminuir la presión. Wang y Nur (1986) determinaron las siguientes relaciones para la velocidad:

- La velocidad a una temperatura $V(T)$ varia linealmente con el incremento ΔT , con una temperatura de referencia dada.

$$V(T) = V_0 - b\Delta T_0 \text{-----} (1.41)$$

Donde:

V_0 velocidad inicial de referencia
 b constante para cada compuesto de peso molecular M

$$b = 0.306 - \frac{7.6}{M} \text{-----} (1.42)$$

➤ La velocidad esta relacionada con el peso molecular de la siguiente manera:

$$V(T;M) = V_0 - b\Delta T - a_m \left(\frac{1}{M} - \frac{1}{M_0} \right) \text{----- (1.43)}$$

V (T;M) es una función de la velocidad del aceite a una temperatura T y un peso molecular M, V₀ es la velocidad de referencia de un aceite con peso molecular M₀ a una temperatura T₀ , la variable a_m es una función positiva de la temperatura. Cuando los compuestos generan mezclas complejas, la velocidad es un simple promedio de todos ellos, lo mismo sucede con el módulo volumétrico. Para un aceite que tiene una composición constante los efectos de la presión y la temperatura son muy independientes (Batzle, Wang 1992). La función de la densidad muestra una pequeña dependencia respecto a la presión descrita por el siguiente polinomio:

$$\rho_p = \rho_0 + (0.0027P - 1.71E-07P^3)(\rho_0 - 1.15)^2 + 3.46E-04P \text{----- (1.44)}$$

La temperatura tiene un efecto mayor en la densidad, una de las expresiones más comunes para calcular la densidad in situ es la desarrollada por Dadson y Stanley (1986).

$$\rho = \left[\frac{\rho_p}{0.972 + 3.81E - 0.4(T + 17.78)^{1.175}} \right] \text{----- (1.45)}$$

Los resultados de utilizar estas ecuaciones están en la figura 1.8

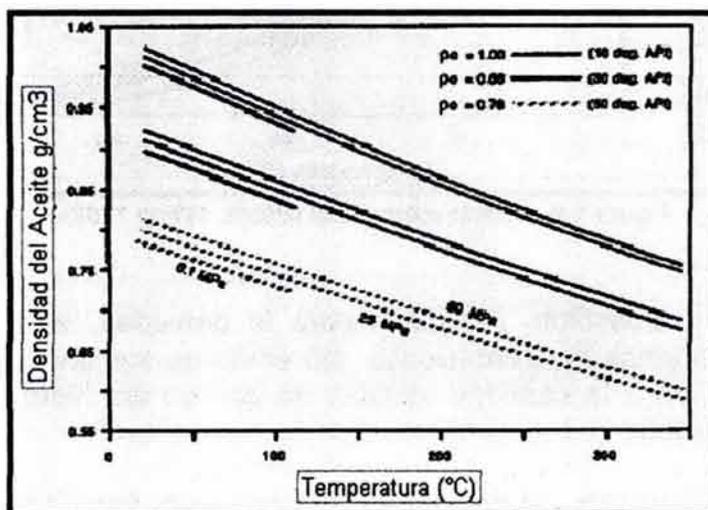


Fig. 1.8 Densidad del aceite en función de la temperatura Presión y composición (Batzle, Wang 1992).

La velocidad ultrasónica de los aceites decrece rápidamente con el incremento de los grados API, la relación que determina esta variación es la obtenida por Wang et al 1988.

$$V = 2096 \left(\frac{\rho_0}{2.6 - \rho_0} \right)^{\frac{1}{2}} - 3.7T + 4.64P + 0.0115 \left[4.12(1.08\rho^{-1} - 1)^{\frac{1}{2}} - 1 \right] TP \text{ ----- (1.46)}$$

En términos de grados API:

$$V = 15450(77.1 + API)^{\frac{1}{2}} - 3.7T + 4.64P + 0.0115 \left[0.36API^{\frac{1}{2}} - 1 \right] TP \text{ ----- (1.47)}$$

Usando esta relación y la ecuación 48.1 obtenemos el módulo volumétrico que se muestra en la figura 1.9.

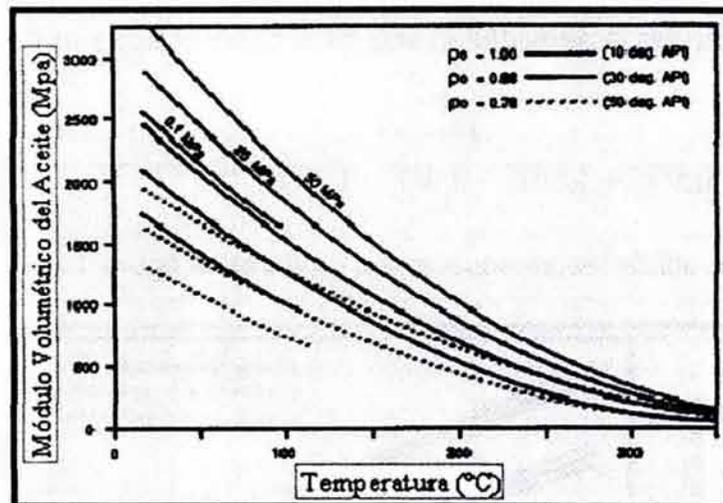


Figura 1.9 Modulo volumétrico (Batzle, Wang 1992)

Las ecuaciones y crossplots obtenidos para la densidad, velocidad y módulo volumétrico son buenas aproximaciones, sin embargo los análisis son aun más complicados, debido a la cantidad variable de gas en los hidrocarburos que se presentan en solución.

El fluido original in situ se caracteriza por R_G que es la variación de volumen del gas liberado respecto al aceite a una presión atmosférica y a una temperatura de 15.6°. La máxima cantidad de gas que puede estar disuelta en un aceite, es una

función de la presión, temperatura y composición tanto del gas como del aceite. El factor R_G esta dado por:

$$R_G = 0.02123 G \left[P \exp \left(\frac{4.072}{\rho_o} - 0.00377 T \right) \right]^{1.205} \text{----- (1.48)}$$

En términos de grados API:

$$R_G = 2.03G [P \exp(0.02878API - 0.00377T)]^{1.205} \text{----- (1.49)}$$

Estas ecuaciones indican que grandes cantidades de gas pueden estar dentro de aceites ligeros con un número elevado de grados API. Estas ecuaciones son un indicador muy confiables de la variación in situ del compuesto gas-aceite.

El efecto del gas disuelto en aceite redice sus propiedades acústicas. Las propiedades sísmicas de aceite con gas disuelto se estiman considerando que son una mezcla de aceite sin gas y un líquido ligero que representa al gas (Batzle, Wang 1992).

Las velocidades son calculadas con las ecuaciones (1.46) y (1.47) sustituyendo una pseudo densidad ρ' basada en la expansión causada por la presencia de gas.

$$\rho' = \frac{\rho_o}{B_0} (1 + 0.001 R_G)^{-1} \text{----- (1.50)}$$

B_0 es un factor de volumen

$$B_0 = 0.972 + 0.00038 \left[2.4 R_G \left(\frac{G}{\rho_o} \right)^{\frac{1}{2}} + T + 17.8 \right]^{1.175} \text{----- (1.51)}$$

En la figura 1.10 se muestra la variación de la velocidad respecto a la presión para aceite con gas en solución (vivo) y para aceite sin gas (muerto), en este crossplot se utilizó ρ'

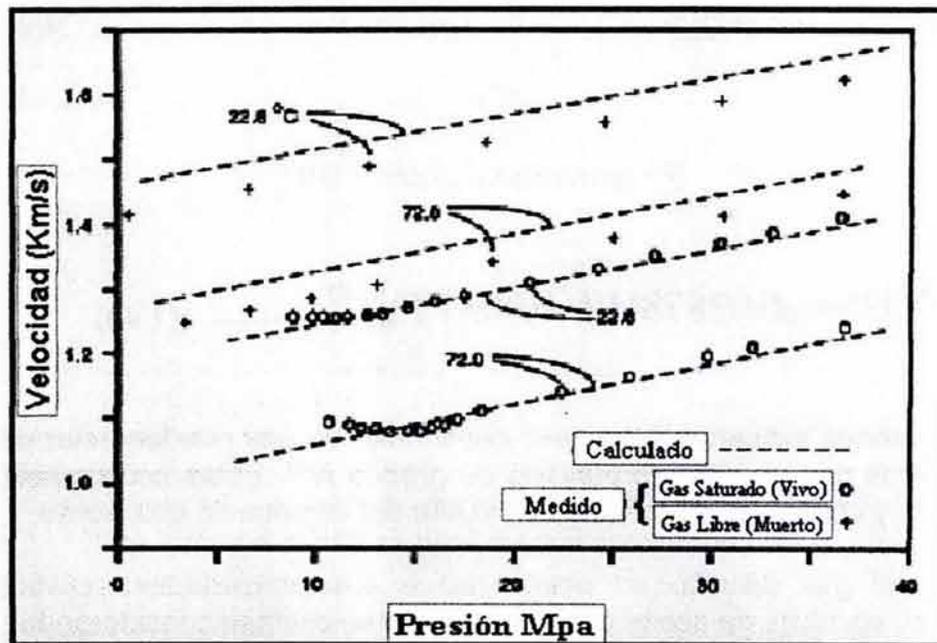


Fig. 1.10 Velocidad acústica para aceite con gas y sin gas disuelto (Batzie, Wang 1992).

Las densidades verdaderas son calculadas usando B_0 pero la masa de los gases disueltos debe dividirse:

$$\rho_G = \frac{(\rho_0 + 0.0012GR_G)}{B_0} \text{----- (1.52)}$$

ρ_G densidad de saturación

A temperaturas y presiones que difieren de esa saturación ρ_G debe ser ajustada por las ecuaciones (1.44) y (1.45) ya que el efecto del gas en la densidad del aceite frecuentemente decrece con el incremento de la presión.

La viscosidad de los aceites se incrementa debido al incremento de ρ_0 (pocos grados API) ó cuando la temperatura disminuye. A medida que la temperatura disminuye, el aceite empieza a actuar como un sólido, la velocidad aumenta rápidamente y el fluido se convierte en un fuerte atenuador (figura 1.11)

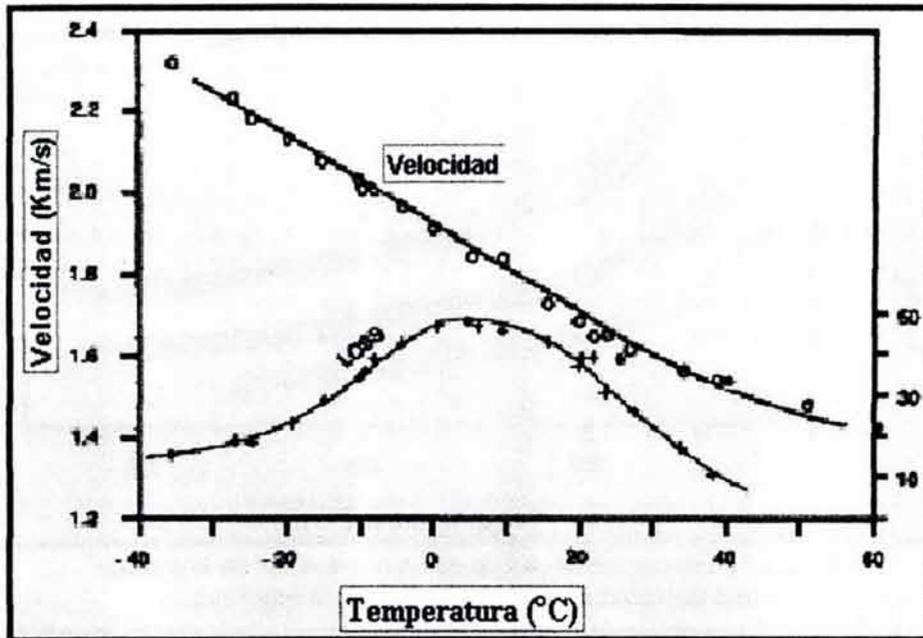


Fig. 1.11 Velocidad de un aceite pesado como función de la temperatura
 Loss es la amplitud de que genera el aceite bajo estas condiciones
 (Batzle, Wang 1992)

A diferencia de los gases la viscosidad del aceite disminuye rápidamente con el aumento de la temperatura, al tener mayor movilidad las partículas del aceite. Una relación simple para la viscosidad es la desarrollada por Beggs y Robinson(1975) en centipoises de aceite sin gas disuelto como una función de la temperatura.

$$\text{Log}_{10}(\eta_T + 1) = 0.505 y(17.8 + T)^{-1.163}$$

$$\text{Log}_{10}(y) = 5.693 - \frac{2.863}{\rho_0} \quad \text{----- (1.52)}$$

Los resultados de las ecuaciones anteriores se muestran en la figura 1.12, en donde la viscosidad del aceite con gas disuelto disminuye a diferentes presiones y con pseudo-densidades diferentes.

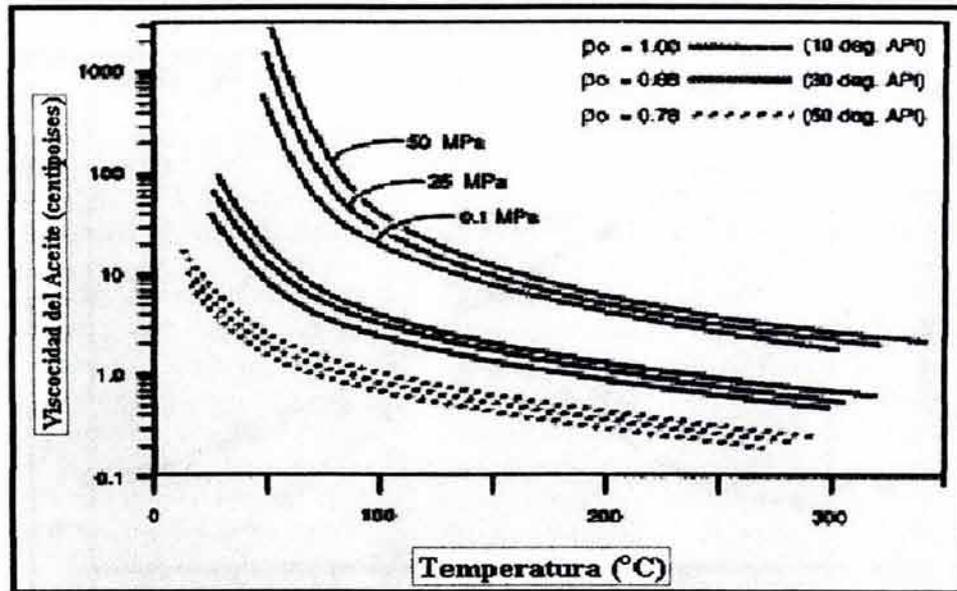


Figura 1.12 Viscosidad del aceite como una función de la presión y una densidad de referencia. (Batzle, Wang 1992).

Propiedades Sísmicas del Agua

El fluido más común en los poros es la salmuera, cuyos rangos de composición varían desde agua casi pura hasta una solución salina saturada. En la figura 1.13 se muestran las concentraciones de sal en agua, en función de la profundidad en pozos de Arkansas y Louisiana, las concentraciones de sal aumentan con la profundidad. En algunas áreas las concentraciones son menores pero pueden variar drásticamente entre campos adyacentes.

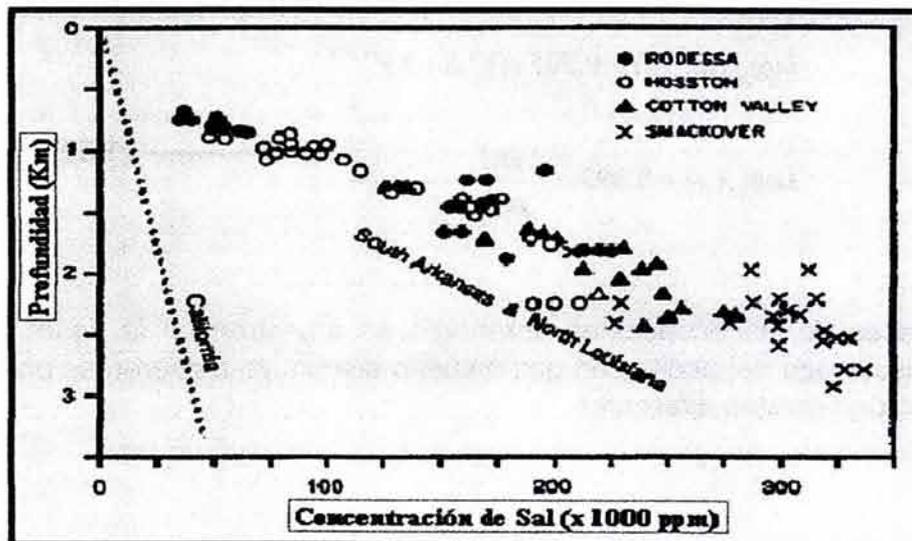


Figura 1.13 Concentración de sal en función de la profundidad. (Batzle, Wang 1992)

La salinidad de la salmuera es una de las variables más fáciles de determinar, ya que las resistividades de la salmuera son una rutina de cálculo durante el análisis de los registros de pozos. Algunas relaciones simples convierten la resistividad de la salmuera en salinidad a una temperatura dada. Sin embargo la salinidad local es frecuentemente perturbada por flujos ó corrientes de agua, escurrimientos ó cuerpos de sal adyacentes. Las propiedades termodinámicas de las soluciones acuosas han sido estudiadas a detalle por Keenan et al. (1969), en donde se da una relación para agua pura que puede ser resuelta iterativamente para dar densidades a presión y temperatura determinada. Helgeson y Kirkham (1974) utilizan estos datos para calcular una amplia variedad de propiedades para agua pura, sobre un rango muy extenso de presión y temperatura. De sus valores obtenidos de densidad, expansión termal, compresibilidad isoterma, y una capacidad calorífica a presión constante, la variación de la capacidad calorífica (γ) para agua pura puede ser calculado usando:

$$\frac{1}{\gamma} = 1 - \frac{T_a V_M \alpha^2}{C_p B_T} \quad \text{--- (1.53)}$$

- γ --- capacidad calorífica
- C_p --- Capacidad termal
- T_a --- Temperatura absoluta
- V_M --- Volumen molar
- α --- Expansión termal
- B_T --- compresibilidad isoterma

Con esta ecuación y con los valores obtenidos de densidad y compresibilidad, proporcionan las velocidades acústicas propuestas en la figura 1.14

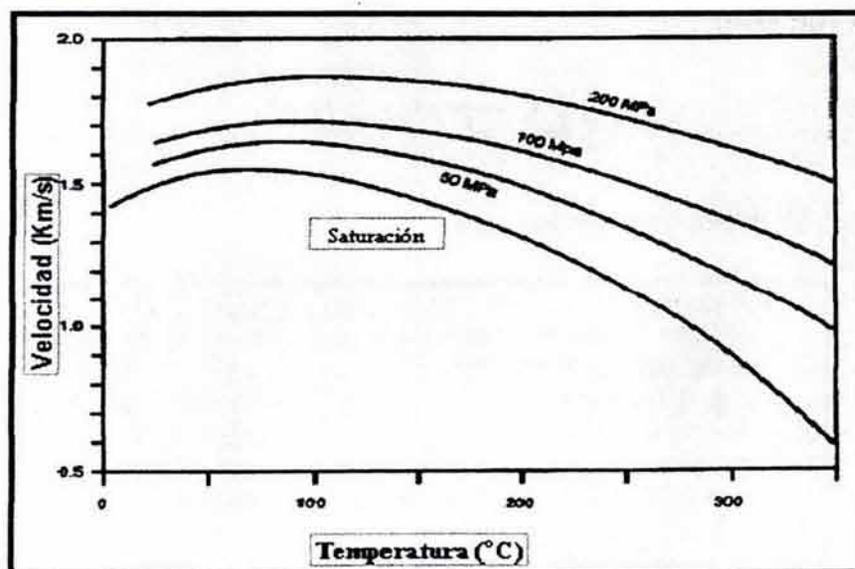


Figura 1.14 Velocidades sónicas de agua pura, la saturación es la presión en la cual el vapor y el liquido esta en equilibrio. (Batzle, Wang 1992).

Al incrementar la salinidad, se incrementa la densidad de la salmuera. Potter y Brown utilizaron datos de soluciones salinas, con lo que fue posible construir un polinomio que define la densidad de la solución en función de la temperatura, presión, salinidad, llegando a la siguiente expresión.

$$\rho_w = 1 + 1 \times 10^{-6} (-80T - 3.3T^{-2} + 0.00175T^{-3} + 489P - 2TP + 0.016T^2P - 1.3 \times 10^{-5}T^{-3}P - 0.333P^2 - 0.002TP^2) \quad (1.54)$$

y además

$$\rho_B = \rho_w + S [0.668 + 0.44S + 1 \times 10^{-6} [300P - 2400PS + T(80 + 3T - 3300S - 13P + 47PS)]] \quad (1.55)$$

Donde:

ρ_w -- densidad del agua ρ_B -- densidad de la salmuera
 S --- Peso en ppm. T --- Temperatura P --- Presión

Estas relaciones están limitadas a soluciones de cloruro de sodio y pueden caer en un error muy considerable respecto a otras sales minerales, particularmente en aquellas que producen iones divalentes.

Existen una gran cantidad de valores acústicos para salmuera, pero generalmente bajo condiciones de presión, temperatura y salinidad encontradas en el océano. Wilson (1956) provee una relación para la velocidad V_w de agua pura a 100°C y alrededor de 100 MPa.

$$V_w = \sum_{i=0}^4 \sum_{j=0}^3 W_{ij} T^i P^j \quad (1.56)$$

Las constantes W están disponibles en la tabla 1.4

| | |
|----------------------------------|-----------------------------------|
| $w_{00} = 1402.85$ | $w_{02} = 3.437 \times 10^{-3}$ |
| $w_{10} = 4.871$ | $w_{12} = 1.739 \times 10^{-4}$ |
| $w_{20} = -0.04783$ | $w_{22} = -2.135 \times 10^{-6}$ |
| $w_{30} = 1.487 \times 10^{-4}$ | $w_{32} = -1.455 \times 10^{-8}$ |
| $w_{40} = -2.197 \times 10^{-7}$ | $w_{42} = 5.230 \times 10^{-11}$ |
| $w_{01} = 1.524$ | $w_{03} = -1.197 \times 10^{-5}$ |
| $w_{11} = -0.0111$ | $w_{13} = -1.628 \times 10^{-6}$ |
| $w_{21} = 2.747 \times 10^{-4}$ | $w_{23} = 1.237 \times 10^{-8}$ |
| $w_{31} = -6.503 \times 10^{-7}$ | $w_{33} = 1.327 \times 10^{-10}$ |
| $w_{41} = 7.987 \times 10^{-10}$ | $w_{43} = -4.614 \times 10^{-13}$ |

Tabla 1.4 (Batzle, Wang 1992).

Millero et al (1977) y Chen et al (1978), dieron factores adicionales para ser agregados a la velocidad del agua, para calcular los efectos de la salinidad. Estas correcciones están limitadas a la temperatura de 55°C y a una cantidad molar de 55 ppm. Así como en los gases al estimar la variación de la capacidad calorífica y la relación de la densidad, es posible calcular la velocidad y el módulo en una presión temperatura y salinidad dadas. La siguiente ecuación es una versión simplificada de la de Chen et al(1978)

$$V_B = V_w + S(1170 - 9.6T + 0.055T^2 - 8.5 \times 10^{-5}T^{-3} - 2.6P - 0.0029TP - 0.0476P^2) + S^{1.5}(780 - 10P - 0.16P^2) - 820S^2 \quad (1.57)$$

El módulo es calculado a partir de la ecuación (1.57) y (1.55) se muestra en la figura 1.15

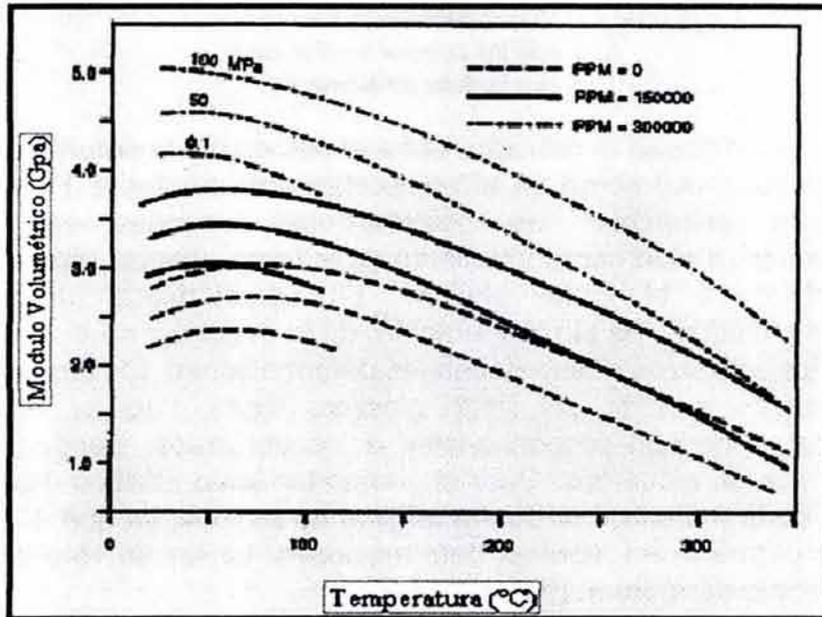


Figura 1.15. Cálculo del módulo de salmuera en función de la presión, temperatura y salinidad. (Batzle, Wang 1992).

Tanto la densidad, módulo volumétrico, velocidad y viscosidad varían substancialmente pero sistemáticamente bajo condiciones de presión y temperatura. El gas, aceite y salmueras son los fluidos más comunes en y sus propiedades sísmicas son subestimadas en la exploración, y sus efectos son muy significativos, por ejemplo los hidrocarburos ligeros pueden absorber grandes cantidades de gas en solución disminuyendo su módulo y densidad, esta reducción puede significar en reflexiones del tipo Bright-Spots en contacto de aceite con agua. De tener mayor interés en las propiedades de los fluidos que llenan los poros las estimaciones serían más acertadas.

1.5 Módulos Elásticos de las Rocas

Los módulos elásticos de las rocas, son la base fundamental para describir el comportamiento de la propagación de las ondas sísmicas en el interior de la tierra, en donde para un medio considerado el tensor de esfuerzos ∇_{ij} y el tensor de deformaciones ϵ_{ij} están relacionados por la ecuación de estado, para un material ideal elástico, la relación entre el tensor de esfuerzos y el tensor de deformaciones esta dado por la ley de Hooke

$$\nabla_{ij} = \lambda \delta_{ijlm} \epsilon_{lm} + 2\mu \epsilon_{ij} \text{ ----- (1.58)}$$

Donde:

λ, μ son las constantes de Lamé

δ es la delta de Kronecker

La ley de Hooke establece la relación entre el esfuerzo y la deformación tanto en el comportamiento lineal como en el comportamiento no lineal. En el primero al incrementar los esfuerzos, las deformaciones unitarias se incrementan proporcionalmente, a este comportamiento se le llama elástico (figura 1.16 A), en tanto no sobrepase el límite plástico. La característica fundamental del comportamiento elástico, es la recuperación de la materia a su estado original, al desaparecer los esfuerzos desaparecen las deformaciones. El comportamiento no lineal se presenta a partir del límite plástico (figura 1.16.B) en donde las deformaciones ya no son proporcionales a los esfuerzos, siendo mayores las deformaciones a los esfuerzos. Para el comportamiento plástico (figura 1.16C) la recuperación de la materia a su forma original no es total, ya que al desaparecer los esfuerzos permanecen algunas deformaciones. La ley de Hooke tiene como límite final el punto de ruptura. (figura 1.16 D)

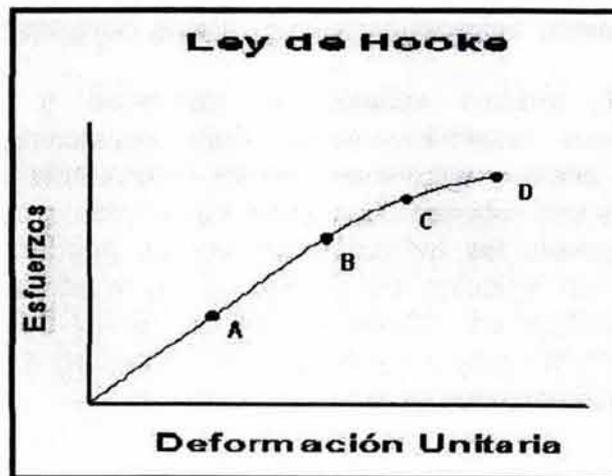


Fig. 1.16 Comportamiento elástico y plástico (Hilterman 2002)

Para un material isotrópico los parámetros de proporcionalidad que se relacionan con los esfuerzos y las deformaciones son: modulo de rigidez (μ), modulo volumétrico ó compresibilidad (k), modulo de Young (E), y modulo de Poisson (σ)

Modulo de Rigidez (μ), se define como la relación entre el esfuerzo de cortante y la deformación angular (1.59).

$$\mu = \frac{\text{Esfuerzo de Cortante}}{\text{Deformación Angular}} \quad \mu = \frac{E}{2(1 + \sigma)} \quad \text{--- (1.59)}$$

Modulo de Young (E) Se define como la relación entre el esfuerzo y la deformación. (1.60)

$$E = \frac{\text{Esfuerzo}}{\text{Deformación}} \quad E = \frac{9k\mu}{3k + \mu} \quad \text{--- (1.60)}$$

Modulo Volumétrico (k) El modulo volumétrico ó compresibilidad esta definido como la variación de la presión entre la variación del volumen. (1.61).

$$K = \frac{\text{Variación de Presión}}{\text{Variación de Volumen}} \quad K = \frac{E}{3(1 - 2\sigma)} \quad \text{--- (1.61)}$$

Para un material poroso el modulo volumétrico es separado en tres componentes: el modulo del fluido del poro (k_f), el modulo de la matriz (k_{ma}), y el modulo de la roca seca (k_{seca}), de tal forma que el modulo volumétrico total es una función de estos módulos (figura 1.17).

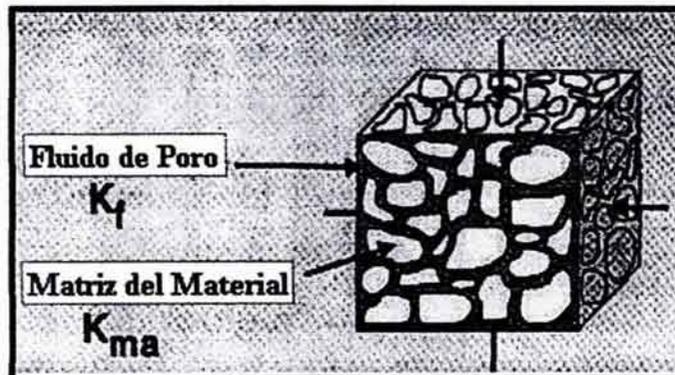


Fig. 1.17 Separación de módulos del fluido de poro y de la matriz (Hilterman 2002).

Módulo de Poisson (σ) Esta definido como la variación de la deformación transversal respecto a la deformación longitudinal. Para un medio isótropo el valor de la relación de Poisson varia entre 0.01 y 0.5, de tal manera que cuando al volumen del cuerpo al que se le aplica un esfuerzo, no cambia, la relación de Poisson es igual a 0.5, por ejemplo fluidos como el agua, aire y aceite, lo mismo sucede con los sedimentos recientes en los primeros 100 pies bajo el fondo oceánico.

Para cuando el volumen sometido a un esfuerzo no tiene esfuerzo transversal el valor del módulo de Poisson es muy cercano a cero, esto sucede cuando en los poros de la roca se remplaza el agua por el gas, la relación de Poisson siempre disminuye cuando el gas es sustituido por el agua en el espacio poroso. La relación de Poisson generalmente se expresa en función de las velocidades de la onda P y de la onda S, es una medida dinámica. (ecuaciones 1.62).

$$\sigma = \frac{0.5 - \left(\frac{V_s}{V_p}\right)^2}{1 - \left(\frac{V_s}{V_p}\right)^2} \quad \frac{V_p}{V_s} = \left(\frac{1 - \sigma}{0.5 - \sigma}\right)^{1/2} \quad \text{--- (1.62)}$$

A profundidades someras las lutitas tienden a tener una relación de Poisson mayor que las arenas saturadas con gas (figura 1.18) Entre más somera sea la profundidad de investigación la relación de Poisson será cercana a 0.5. Conforme la profundidad de investigación se incrementa el valor de la relación de Poisson disminuye, en las arenas la relación de Poisson es aun menor que en las lutitas. La variación respecto a la profundidad no varía tanto para caliza y dolomía.

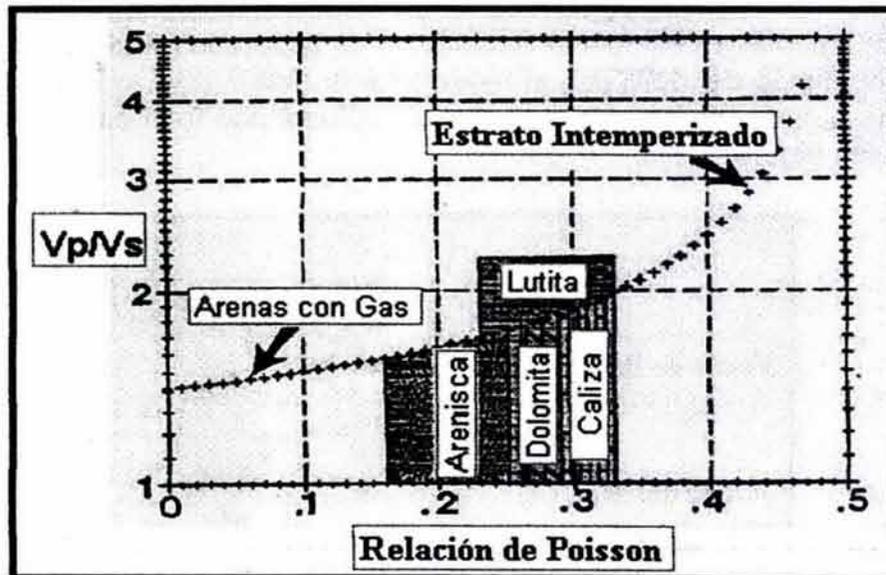


Figura 1.18 Relación de Poisson para arenas saturadas con gas respecto a lutita, dolomía y caliza (Hilterman 2002).

1.6 Dependencia de la velocidad de la Composición de la Matriz y de la Porosidad.

La composición mineralógica de una roca sedimentaria tiene fuerte influencia sobre la velocidad en tanto a:

- El módulo elástico
- Cementación y contacto entre los granos

Para algunas rocas la porosidad es frecuentemente más dominante.

Para rocas de origen evaporítico generalmente sin presencia de poros la velocidad depende débilmente de la presión y la temperatura, las pequeñas variaciones de velocidad son causadas por los cambios en los contactos intergranulares.

Las propiedades elásticas de las rocas clásticas y carbonatadas son controladas por la porosidad y la composición de la matriz, la dependencia de la porosidad esta fuertemente influenciada por pequeñas variaciones de la composición de la matriz. En la figura 1.19 la velocidad P y S están en función de la porosidad, mostrando su dependencia en una arenisca saturada con agua.

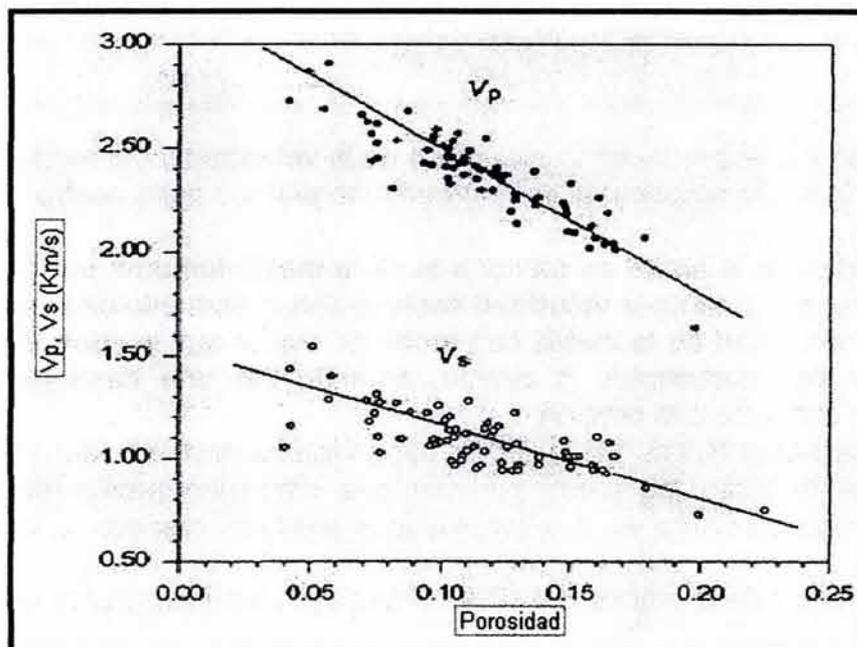


Fig. 1.19 Velocidad P y S en función de la porosidad (Schon J.H 1997)

El efecto más evidente de la porosidad en la propagación de las ondas es la reducción de la velocidad.

La ecuación empírica más acertada para definir la compleja influencia de las propiedades de la matriz y la porosidad es la desarrollada por Wyllie ecuación 1.27 (Schon J.H 1997).

$$\frac{1}{V} = \frac{(1-\phi)}{V_{pma}} + \frac{\phi}{V_f} \text{ ----- (1.27)}$$

Donde:

- Φ porosidad
- V_p velocidad de onda compresional en una roca porosa saturada con fluidos
- V_m velocidad de onda compresional de la matriz de la roca
- V_f velocidad del fluido del poro

V_p es medida, V_m y V_f son conocidas ó asumidas, el único parámetro desconocido es la porosidad ϕ .

Otra ecuación es la de Raymer para rocas consolidadas.

$$V_p = (1-\phi)^2 V_{pma} + \phi V_f \text{ ----- (1.63)}$$

Las rocas con arcilla producen la reducción de la velocidad y del módulo elástico . El efecto de la arcilla respecto al comportamiento elástico tiene cuatro aspectos

- La velocidad de la arcilla es menor a la de la matriz formada por carbonatos ó por cuarzo, por lo tanto la velocidad decrece con el aumento de la arcilla.
- La compresibilidad de la matriz con arcilla es mayor que la compresibilidad de la matriz con carbonatos ó cuarzo, creando así una dependencia de la velocidad respecto a la presión
- Las propiedades físicas de la arcilla dependen fuertemente del contenido de agua, por lo tanto las rocas porosas que contienen arcilla muestran una dependencia completa en sus propiedades elásticas respecto a la saturación de agua.
- Si el contenido de arcilla es del 40% es de origen detrítico, y ésta se encuentra entre los granos, las propiedades elásticas van a estar controladas por la arcilla. Por otro lado si la arcilla es de origen autigeno y reside en los poros de la roca, los parámetros influenciados son la densidad y la compresibilidad.

En la figura 1.20 se muestra la influencia de la arcilla en areniscas, cuya fracción varía del 0% al 50% con porosidad de 2% a 30%.

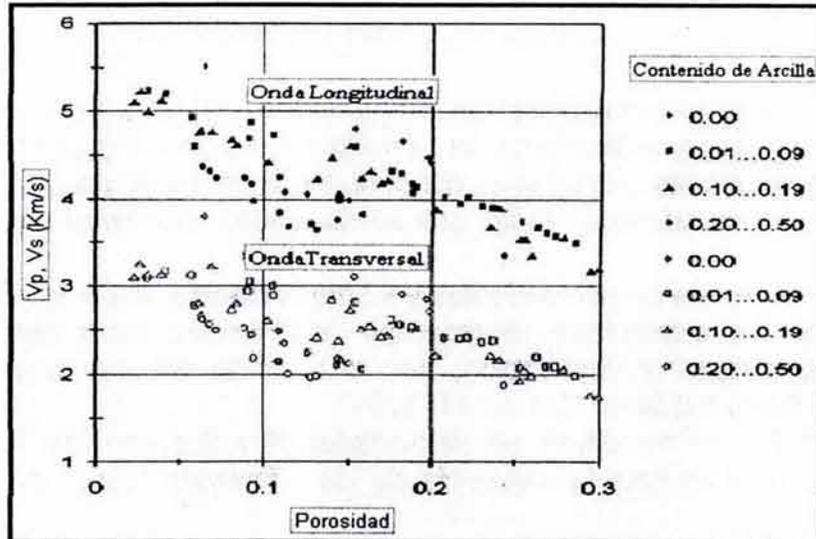


Fig. 1.20 Influencia de arcilla en areniscas (Schon J.H 1997).

El crossplot de la figura 1.20 se obtuvo aplicando la siguiente ecuación:

$$\Delta t = V^{-1} = B_0 + B_1\phi \quad \text{-----} \quad (1.64)$$

Y una relación lineal respecto a la velocidad:

$$V = A_0 - A_1\phi \quad \text{-----} \quad (1.65)$$

Δt tiempo de tránsito

V velocidad

A_0, A_1, B_0, B_1 , son constantes empíricas de ajuste.

Como resultado de un análisis más profundo son determinados los valores que dependen de la arcilla, por lo tanto las ecuaciones corregidas son:

$$\Delta t = V^{-1} = B_0 + B_1\phi + B_2C \quad \text{-----} \quad (1.66)$$

$$V = A_0 - A_1\phi - A_2C \quad \text{-----} \quad (1.67)$$

1.7 La Influencia del Contenido del Fluido del Poro y la Saturación del Agua en la Velocidad

La variación de la velocidad debido al contenido del fluido de poro obedece a:

- Efectos debidos al cambio de las propiedades elásticas y de densidad del contenido del fluido de los poros como parte del sistema llamado roca.
- Efectos debidos a las condiciones del contacto entre partículas.
- Efectos de interacciones en fases gas-sólido-fluido e interfases sólido-fluido

La naturaleza compleja de estos efectos y su dependencia respecto a la porosidad y propiedades físico-químicas representan la dificultad para determinar una completa descripción y explicación, por lo tanto la variable a discutir es el contenido del fluido del poro. (Schon J.H 1997)

En la figura 1.21 se muestran las velocidades P y S como una función de la presión, en la cual se nota la influencia de los diferentes fluidos de poro en las velocidades.

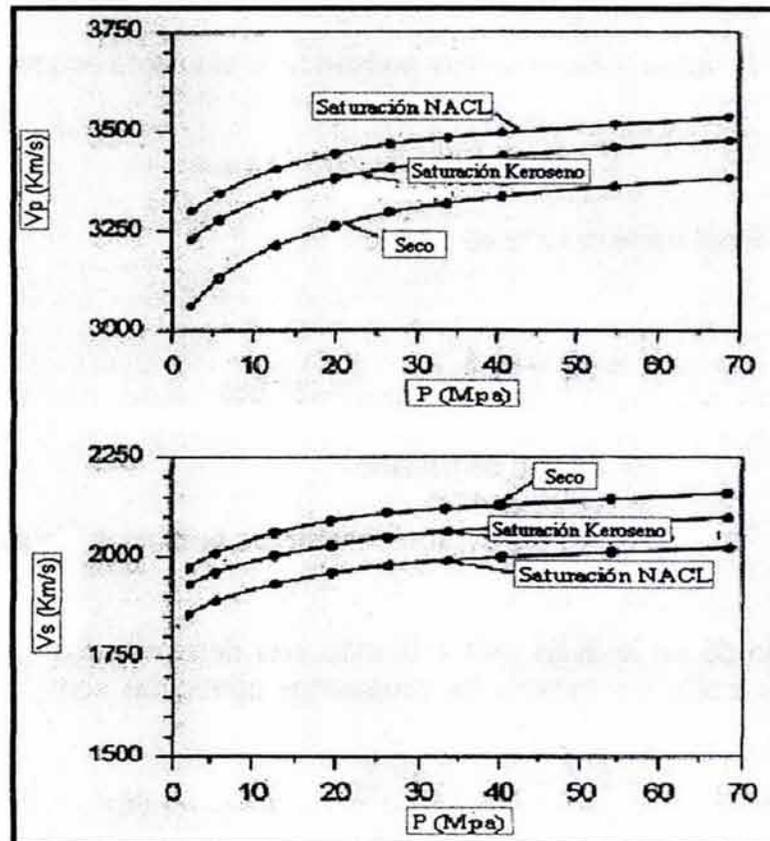


Figura 1.21 Influencia de los fluidos de poro en la velocidad P y S (Schon J.H 1997).

Los resultados de la figura 1.21 muestran las siguientes características

- La relación velocidad vs. presión no es lineal
- El incremento en la velocidad de la onda longitudinal de aire-keroseno-agua corresponde a velocidades aproximadas para esas sustancias.

$$V_{\text{aire}} \triangleq V_{\text{keroseno}} \triangleq V_{\text{agua}} \text{ ----- (1.68)}$$

- El módulo de corte no es afectado por la diferenciación de fluidos, por lo tanto la velocidad de las ondas S solo esta influenciada por la parte sólida de la roca

La figura 1.22 demuestra un ejemplo de la influencia de las propiedades de la matriz sobre el efecto de diferentes fluidos de poro sobre la velocidad P

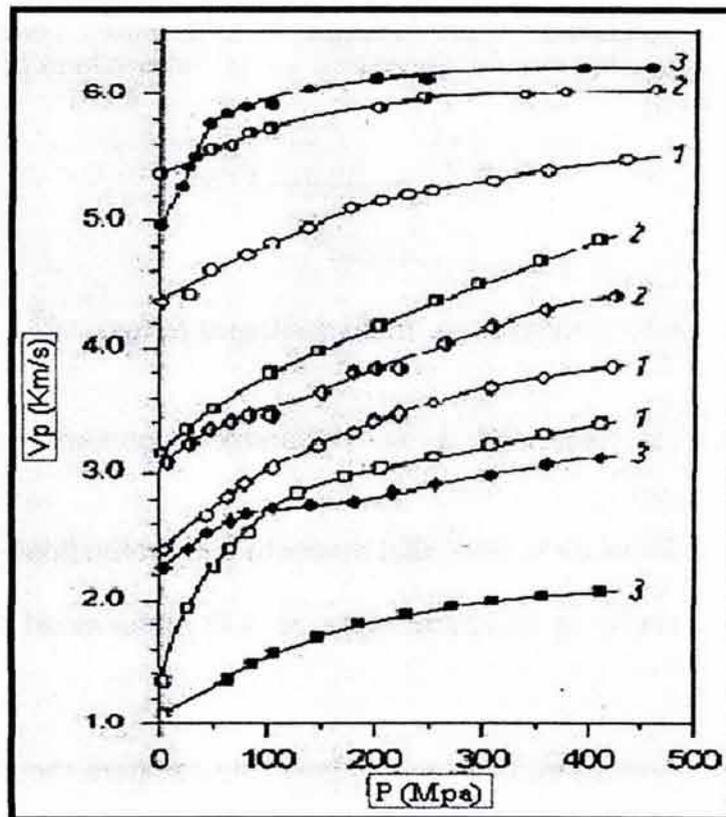


Figura 1.22 1—Roca seca, 2—Roca saturada con keroseno
3—Roca saturada con agua, en el mismo orden
son: calizas, areniscas y limos (Schon J.H. 1997)

Del crossplot se deriva que:

- Calizas limpias generalmente muestran un incremento de la velocidad (excepto en un rango de poca presión) fuertemente siguiendo la secuencia de velocidades del fluido del poro
- Arenisca con contenido de arcilla en el cementante, no muestran la misma secuencia de los fluidos del poro. La velocidad de la roca saturada con agua es menor que la de la roca seca, este es el efecto que causa la arcilla en su interacción con el agua. El módulo de compresión del keroseno es alto, por lo tanto la velocidad aumenta.

1.8 Dependencia de la Velocidad Respecto a la Profundidad, Presión y Temperatura.

La relación entre velocidad y profundidad no es lineal, para la onda de propagación P una relación simple y empírica es la desarrollada por Faust (1957) de la siguiente manera:

$$V_p = L (A.Z)^{\frac{1}{6}} \quad \text{----- (1.69)}$$

Donde:

L=46.6 factor geológico A edad geológica (años) Z profundidad

La relación entre la velocidad y la profundidad presenta las siguientes características:

- Dependencia no lineal de la velocidad respecto a la profundidad
- Fuerte dependencia de la velocidad respecto a la profundidad para rocas que contienen arcillas
- Cambios muy pequeños de la velocidad por densidad para rocas no porosas

Para litología constante y con contenido de agua en los poros la relación velocidad-profundidad, refleja la dependencia de la velocidad de la presión y la temperatura.

La dependencia de la velocidad respecto a la presión para rocas sedimentarias se muestra en la figura 1.23.

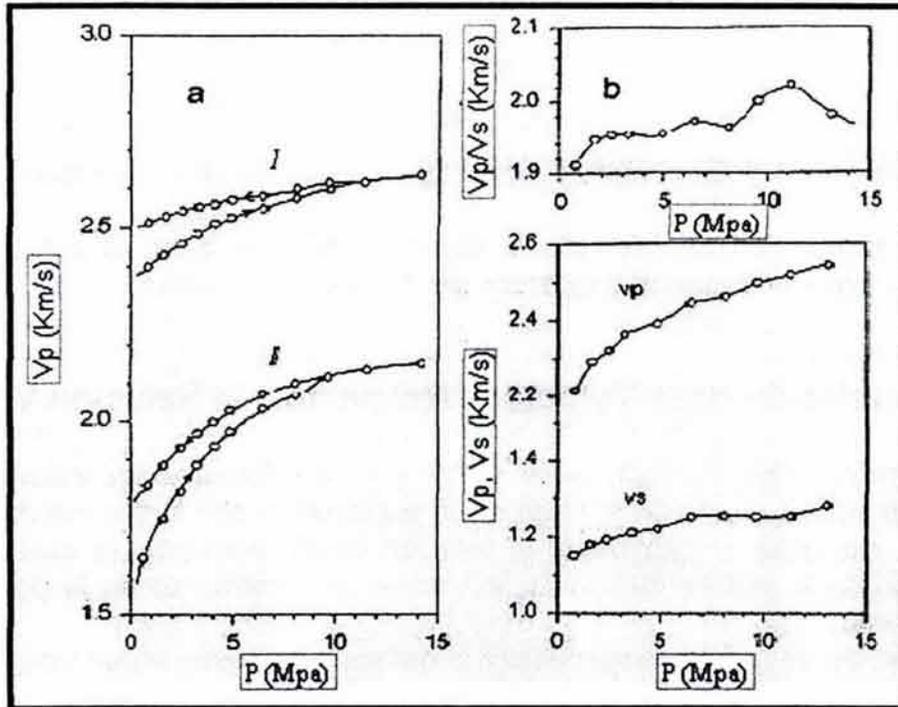


Figura 1.23 Influencias fundamentales para areniscas (a) velocidad $P(I)$ 6.3% de porosidad, (II) 19% de porosidad, (b) velocidad S con 12 % de porosidad, y comparación de ambas velocidades. (Schon J.H. 1997).

El análisis de la figura 1.23 es el siguiente:

- La dependencia de la presión se incrementa al incrementarse la compresibilidad de la estructura de la roca.
- La relación velocidad-presión no es lineal
- La deformación no elástica resulta del fenómeno de histéresis elástica
- Con el incremento de la presión, tanto las velocidades V_p como la V_s , aumentan en diferentes proporciones. El resultado es la dependencia de las velocidades reflejada en la relación de Poisson.

El incremento de la velocidad respecto a la presión en las rocas sedimentarias se debe a:

- Disminución de la porosidad
- Mejores condiciones de contacto entre las rocas

Estos efectos están relacionados a los cambios de propiedades de la estructura de la roca. La presión efectiva es la que esta directamente relacionada con la roca,

resulta ser un parámetro crítico. Si una parte de la presión total actúa en el contenido del fluido del poro (llamada presión de poro), la presión efectiva esta dada por la diferencia:

$$P_{eff} = P - nP_{poro} \text{-----} (1.70)$$

El factor n depende de la compresibilidad de los componentes de la matriz

Para una descripción analítica de la relación no lineal entre la velocidad y la presión las leyes potenciales y logarítmicas son las más usadas.

1.9 La Variación de la Velocidad Respecto a la Relación Vp/Vs

Las diferencias entre las relaciones Vp/Vs para las formaciones saturadas con agua y gas son el objeto de estudio en la exploración con la técnica AVO. Si la velocidad de onda S disminuye, la relación Vp/Vs aumenta, lo cual indica la disminución de la rigidez mecánica, así como un incremento en la porosidad y fracturamiento.

La variación Vp/Vs para gas respecto a la del agua es menor en un rango de 10% a 20%, la influencia física principal es el módulo volumétrico del agua. La relación Vp/Vs es un indicador de la litología al utilizar los tiempos de transito Δtp y Δts siendo los recíprocos de la velocidad. (figura 1.24).

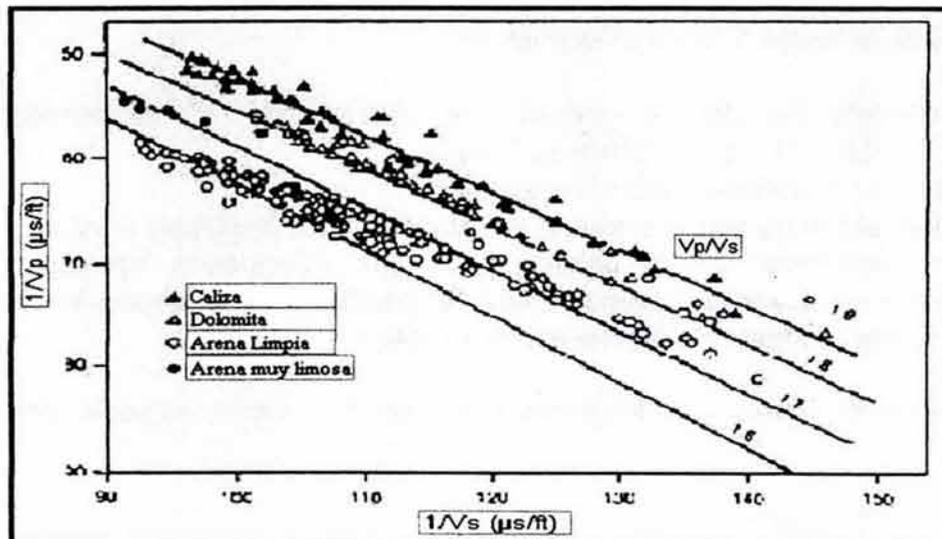


Figura 1.24 Ajuste de velocidades 1/Vp, y 1/Vs, para diferentes tipos de roca. (Schon J.H. 1997).

Las relaciones lineales para las velocidades longitudinal y transversal son frecuentemente buenas aproximaciones para algunas rocas sedimentarias. Para areniscas Han, Nur, Morgan, demostraron la importancia de la porosidad y el contenido de arcilla en su influencia en las velocidades. Tanto la porosidad como el contenido de arcilla son analizados en su influencia en la relación V_p/V_s , la figura 1.25, muestra la variación de V_p/V_s respecto al contenido de arcilla con areniscas de diferentes porosidades.

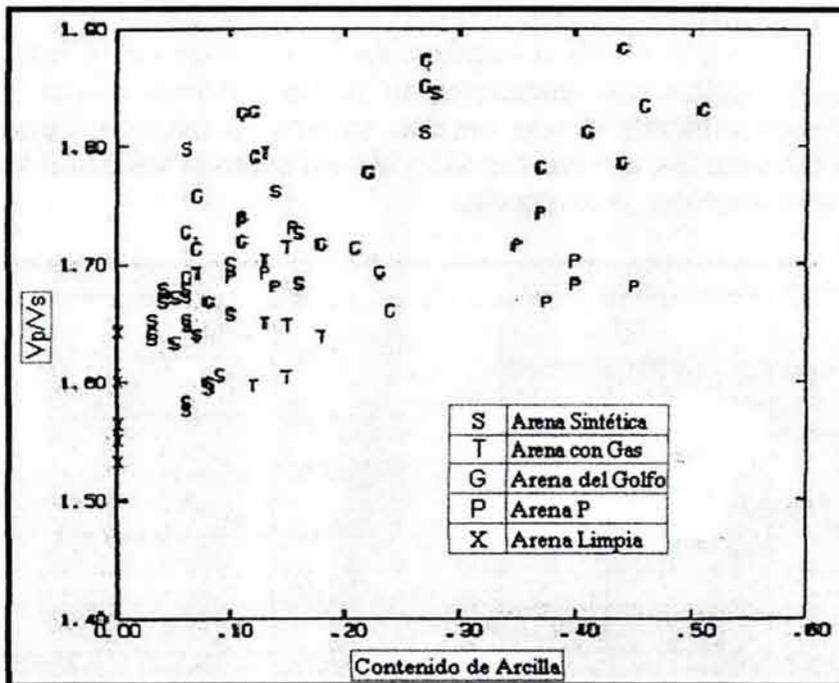


Figura 1.25 Variación V_p/V_s respecto al contenido de arcilla para variar areniscas. (Schon J.H. 1997).

El análisis de regresión de V_p/V_s respecto a la porosidad ϕ y al contenido de arcilla proporciona la siguiente relación:

$$V_p/V_s = 1.55 + 0.56\phi + 0.43C \quad (1.71)$$

La interpretación física del incremento de la relación V_p/V_s al incrementar la porosidad y el contenido de arcilla es el siguiente:

Los efectos de la porosidad y el contenido de arcilla sobre la velocidad V_s no son tan directos ni variables, como lo son respecto a la velocidad V_p , por lo que al tener una porosidad alta, así como un alto contenido de arcilla el efecto inmediato es el aumento de la relación V_p/V_s . Las interacciones de los minerales arcillosos influyen tanto al módulo de corte como al módulo de compresibilidad,

diferenciándose si el fluido de saturación es agua ó aire. La diferencia se incrementa con la porosidad y el contenido de arcilla.

Para rocas formadas principalmente por arenas y arcilla Castagna, Baztle, determinaron una relación para la velocidad in situ.

$$V_p = 1360 + 1.16V_s \text{ ----- (1.72)}$$

En la figura 1.26 se muestra la relación de la variación de la matriz sobre la relación V_p/V_s en calizas con variaciones en la proporción de silicio y carbonato, los valores fueron medidos a una presión superior a 2(Kbar)= 0.2(Mpa), En los crossplots se muestra las variaciones V_p y V_s así como la variación V_p/V_s , como una función del contenido de carbonato.

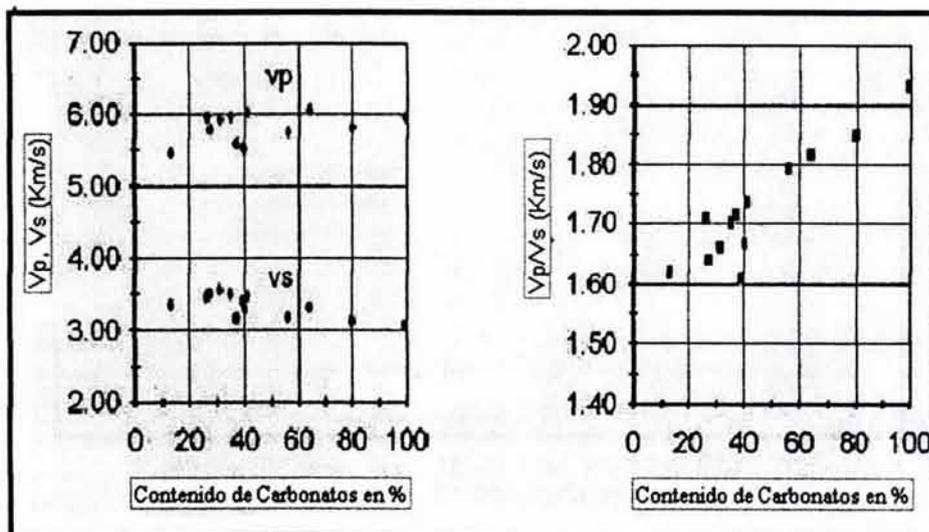


Figura 1.26 Variación de V_p y V_s , así como V_p/V_s (Schon J.H. 1997).

De acuerdo al crossplot y a las siguientes velocidades para valores individuales de cuarzo y calcita:

$V_{p\text{calcita}}=6.53 \text{ Km/s}$
 $V_{p\text{cuarzo}}=6.05 \text{ KM/s}$

$V_{s\text{calcita}}=3.36 \text{ KM/s}$
 $V_{s\text{cuarzo}}=4.09 \text{ KM/s}$

Corresponden a una buena aproximación entre la variación de las velocidades y el contenido de carbonato, por lo que la relación V_p/V_s es un buen estimador para la composición de la roca.



Capitulo II

Aproximaciones de las Ecuaciones de Zoeppritz

2.1 Reglas de Koefoed

Las ecuaciones de Zoepritz proporcionan los coeficientes de reflexión y transmisión para ondas planas como función del ángulo de incidencia y de parámetros elásticos, de acuerdo a la geometría de la conversión de una onda incidente P sobre una interfase en sus respectivas ondas reflejadas y transmitidas. (figura 2.1). El problema inverso es hacer inferencias sobre los parámetros elásticos mediante observaciones de amplitudes de reflexión como función del ángulo. El problema fue investigado por Koefoed (1955).

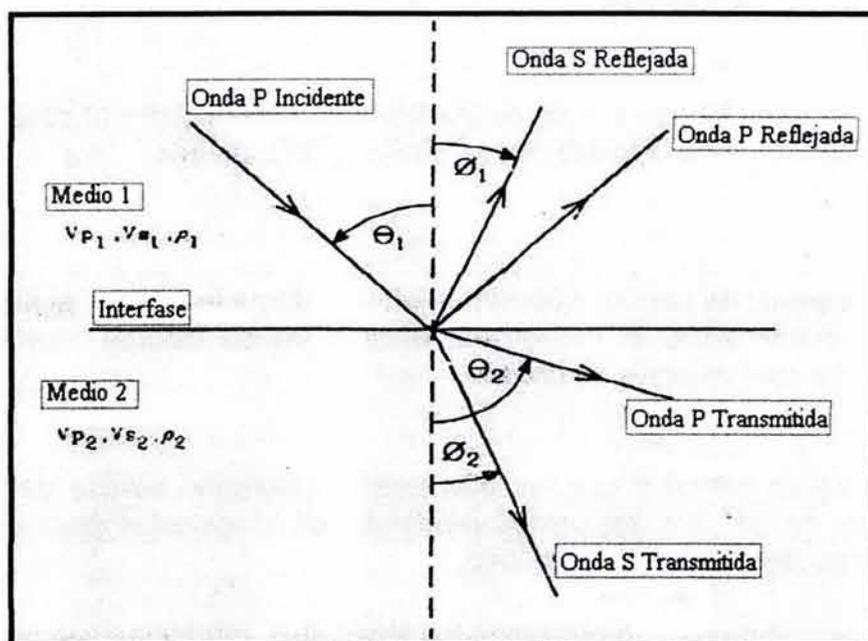


Figura 2.1 Geometría de la conversión de una onda incidente P.
(Castagna, 1993).

Su método fue un trabajo de proceso laborioso de coeficientes de reflexión contra el ángulo de incidencia más allá de 30 grados para 17 sets de propiedades elásticas. Koefoed tomó tres parámetros elásticos para un modelo de dos medios con una interfase, estos parámetros son: Velocidad Longitudinal (V_P), Densidad (ρ) y parámetro de Poisson (σ), de acuerdo a su trabajo, Koefoed da las siguientes conclusiones:

- a) Cuando el medio inferior tiene una elevada velocidad longitudinal y las demás propiedades de los dos medios son equivalentes, un incremento en la relación de Poisson para el medio inferior, causa un incremento del coeficiente de reflexión en ángulos grandes de incidencia.

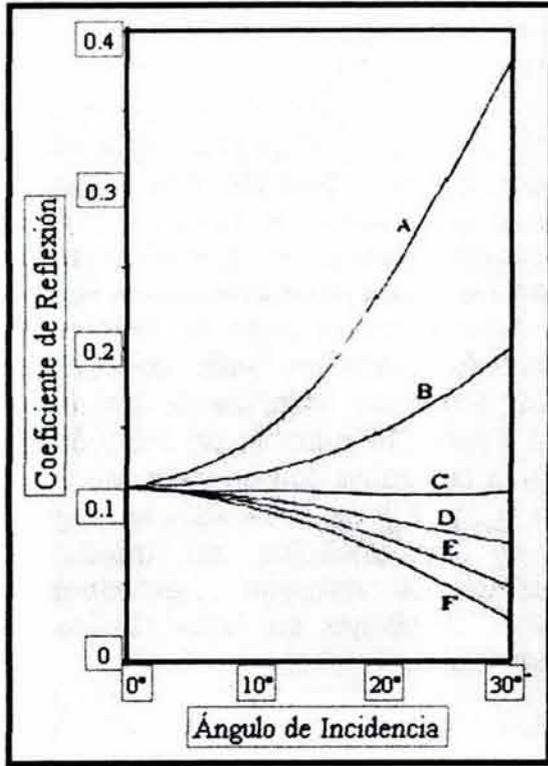
- b) Para el caso anterior, cuando la relación de Poisson se incrementa en el medio superior, los coeficientes de reflexión en ángulos grandes de incidencia decrecen.
- c) Para el caso de cuando la relación de Poisson tanto en el medio superior como en el medio inferior se incrementa y los demás parámetros se conservan equivalentes, el coeficiente de reflexión en ángulos grandes de incidencia se incrementa.
- d) El efecto mencionado en a), se vuelve más pronunciado al mismo tiempo que el contraste de velocidades se vuelve más pequeño.
- e) El intercambio de medios superior e inferior afecta la forma y el signo de las curvas suavemente, al menos por encima de los valores del ángulo de incidencia alrededor de 30 grados.

Estas cinco reglas fueron probadas utilizando la ecuación exacta de Zoeppritz hasta ángulos de 30° , los siguientes modelos son propuestos para comprobar cada una de las cinco reglas de Koefoed.

Para ilustrar la primer regla se proponen los siguientes modelos en la tabla 2.1

| Modelo | ρ_2/ρ_1 | V_{p2}/V_{p1} | σ_1 | V_{p1}/V_{s1} | σ_2 | V_{p2}/V_{s2} |
|--------|-----------------|-----------------|------------|-----------------|------------|-----------------|
| A | 1 | 1.25 | 0.25 | 1.73 | 0.5 | 1.73 |
| B | 1 | 0.25 | 0.25 | 1.73 | 0.4 | 2.45 |
| C | 1 | 1.25 | 0.25 | 1.73 | 0.8 | 1.87 |
| D | 1 | 1.25 | 0.25 | 1.73 | 0.25 | 1.73 |
| E | 1 | 0.25 | 0.25 | 1.73 | 0.2 | 1.63 |
| F | 1 | 1.25 | 0.25 | 1.73 | 0.15 | 1.56 |

Tabla 2.1 (Castagna, 1993).



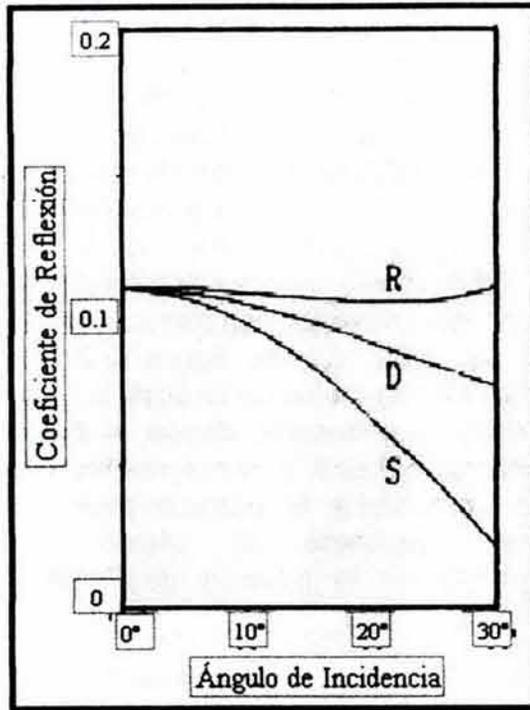
En los modelos de la tabla 2.1, la velocidad del medio inferior es mayor que la del medio superior, las propiedades como la densidad se conservan iguales. El incremento en la relación de Poisson se da gradualmente desde F con un valor de 0.15 hasta 0.5 en A. En el medio superior la relación de Poisson se conserva constante, con un valor de 0.25. En la figura 2.2, se muestran los modelos de la tabla 2.1, si seguimos la secuencia desde la curva del modelo F hasta la curva del modelo A, se comprueba la primera regla de Koefoed respecto al efecto del incremento en la relación de Poisson para el medio inferior.

Figura 2.2 Modelos de la tabla 2.1 (Castagna 1993)

Para ilustrar la segunda regla de Koefoed, podríamos valernos de la tabla y figura anteriores, pero con ánimo de no crear confusiones se propone la siguiente serie de modelos cuyos parámetros se encuentran en la tabla 2.2.

| Modelo | ρ_2/ρ_1 | V_{p2}/V_{p1} | σ_1 | V_{p1}/V_{s1} | σ_2 | V_{p2}/V_{s2} |
|--------|-----------------|-----------------|------------|-----------------|------------|-----------------|
| R | 1 | 1.25 | 0.15 | 1.56 | 0.25 | 1.73 |
| D | 1 | 1.25 | 0.25 | 1.73 | 0.25 | 1.73 |
| S | 1 | 1.25 | 0.4 | 2.45 | 0.25 | 1.73 |

Tabla 2.2 (Castagna, 1993).



De la segunda regla de Koefoed y de los modelos de la tabla 2.2, en donde las propiedades se conservan iguales al caso anterior, se genera el gráfico de la figura 2.3. Como lo indica la segunda regla de Koefoed, la relación de Poisson para el medio superior es mayor que la del medio inferior. De los modelos propuestos R, D, y S, la relación de Poisson se incrementa del modelo R con un valor de 0.15, al modelo S con un valor es de 0.4, en el medio inferior la relación de Poisson se conserva constante con un valor de 0.25. En la figura 2.3 se presentan las curvas que de los modelos en donde el coeficiente de reflexión en ángulos grandes disminuye su valor desde el modelo R al S.

Figura 2.3 Modelos de la tabla 2.2 (Castagna 1993)

Es posible ilustrar la tercera regla de Koefoed con los modelos propuestos en la tabla 2.3.

| Modelo | ρ_2/ρ_1 | V_{p2}/V_{p1} | σ_1 | V_{p1}/V_{s1} | σ_2 | V_{p2}/V_{s2} |
|--------|-----------------|-----------------|------------|-----------------|------------|-----------------|
| J | 1 | 1.25 | 0.4 | 2.45 | 0.4 | 2.45 |
| D | 1 | 1.25 | 0.25 | 1.73 | 0.25 | 1.73 |
| K | 1 | 1.25 | 0.15 | 1.56 | 0.15 | 1.56 |

Tabla 2.3 (Castagna, 1993).

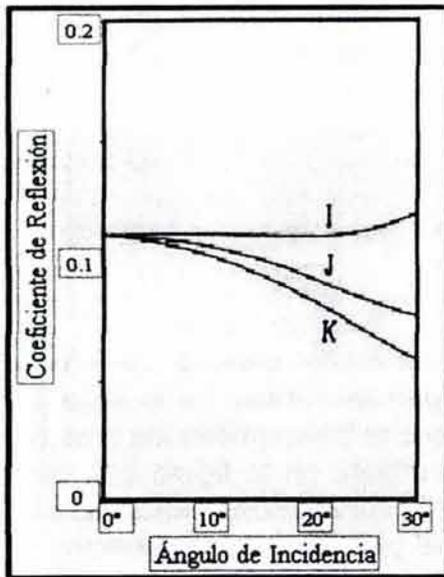


Figura 2.4 Modelos de la tabla 2.3 (Castagna 1993)

La tercera regla de Koefoed establece que conservando las propiedades de la primer regla pero aumentando la magnitud de la relación de Poisson para los dos medios en la misma proporción y manteniéndolos iguales, se genera un aumento en los coeficientes de reflexión para ángulos mayores.

En la figura 2.4, el aumento en los coeficientes de reflexión se observa gradualmente del modelo K al modelo I, pasando por el modelo J, en donde los valores de la relación de Poisson aumentan de 0.15 a 0.4.

La cuarta regla de Koefoed se ilustra con los modelos propuestos de la tabla 3.4

| Modelo | ρ_2/ρ_1 | V_{p2}/V_{p1} | σ_1 | V_{p1}/V_{s1} | σ_2 | V_{p2}/V_{s2} |
|--------|-----------------|-----------------|------------|-----------------|------------|-----------------|
| Q | 0.9 | 1.25 | 0.25 | 1.73 | 0.36 | 2.14 |
| P | 0.9 | 1.15 | 0.25 | 1.73 | 0.36 | 2.14 |

Tabla 2.4 (Castagna, 1993).

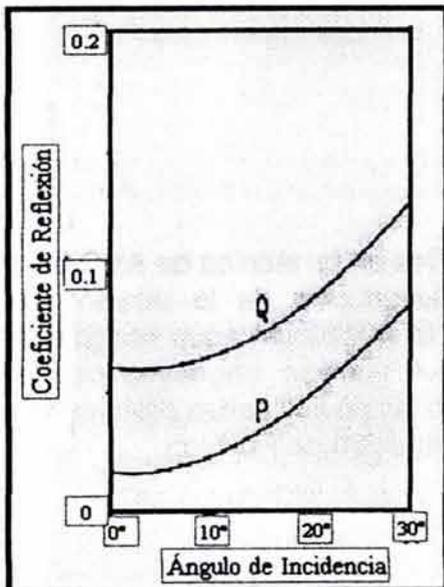


Figura 2.5 Modelos de la tabla 2.4

La cuarta regla de Koefoed, establece que el aumento de la amplitud respecto al ángulo de incidencia se vuelve mas pronunciado a medida que el contraste de velocidades disminuye. De la tabla 2.4, se hace evidente que el contraste de velocidades disminuye de 1.25 a 1.15, conservándose en esencia lo propuesto para las propiedades de los dos medios. En la figura 2.5, el modelo Q a la altura de los 30°, se encuentra por encima de 0.1 de magnitud del coeficiente de reflexión, en tanto que el modelo P, a la altura de los 30°, no alcanza el valor de 0.1 de magnitud en el coeficiente de reflexión, es evidente el efecto de la disminución del contraste de velocidades y aún mas los valores del coeficiente comparado con los otros modelos cuyo valor a la misma altura es mucho mayor.

Para la quinta regla de Koefoed, los modelos propuestos se encuentran en la tabla 3.5.

| Modelo | ρ_2/ρ_1 | V_{p2}/V_{p1} | σ_1 | V_{p1}/V_{s1} | σ_2 | V_{p2}/V_{s2} |
|--------|-----------------|-----------------|------------|-----------------|------------|-----------------|
| G | 1 | 1.15 | 0.25 | 1.73 | 0.4 | 2.45 |
| H | 1 | 1.15 | 0.04 | 1.73 | 0.25 | 1.56 |

Tabla 2.5

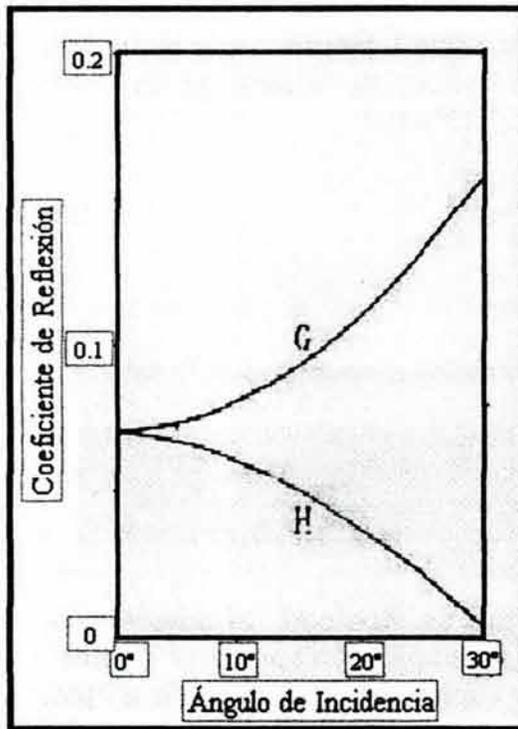


Figura 2.6 Modelos de la tabla 2.5 (Castagna 1993).

La inversión de medio superior e inferior cambia de signo las curvas. De la tabla 2.5 es evidente que al intercambiar los medios, las curvas cambian, en la figura 2.6, para el modelo H, la curva tiene coeficientes de reflexión que disminuyen respecto al ángulo, en tanto que el modelo G al intercambiar los medios la curva cambia de signo.

Las reglas de Koefoed ilustran principios básicos útiles en la técnica de AVO para la detección de hidrocarburos, como el de la disminución de la relación de Poisson, que puede ocurrir cuando se lleva a cabo la sustitución agua por gas, lo que significa que los coeficientes de reflexión se vuelven negativos con el incremento del offset. En general Koefoed puntualizó las posibilidades prácticas de utilizar el análisis de AVO como un indicador de la variación de Poisson.

2.2 Modelo Generalizado de las Aproximaciones de las Ecuaciones de Zoeppritz.

Las investigaciones de Bortfeld, Frasier, Aki, Richards, Shuey entre otros, dan como resultado la teoría y el desarrollo matemático en combinaciones lineales de expresiones, donde en la dependencia de la amplitud de los coeficientes de reflexión y el ángulo de incidencia, se infieren propiedades físicas de las rocas. (Brandy 2000). Estos autores aproximan las ecuaciones de Zoeppritz en función de la velocidad de la onda longitudinal (V_p), densidad (ρ), velocidad de onda de cortante (V_s), dando lugar a la siguiente expresión:

$$R(\theta) = a \left(\frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right) + b \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} \right) + c \left(\frac{\Delta\beta}{\beta} \right) \text{-----} (2.1)$$

En donde:

$$a = \left(\frac{1}{\cos(\theta)} \right) = \frac{1}{2} + \tan^2(\theta) \qquad \Delta\alpha = \alpha_2 - \alpha_1 \qquad \beta = \left[\frac{\beta_1 + \beta_2}{2} \right]$$

$$b = \frac{1}{2} - \left[2 \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 \text{sen}^2(\theta) \right] \qquad \alpha = \left[\frac{\alpha_2 + \alpha_1}{2} \right] \qquad \Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$$

$$c = -4 \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 \text{sen}^2(\theta) \qquad \Delta\beta = \beta_2 - \beta_1 \qquad \rho = \left[\frac{\rho_1 + \rho_2}{2} \right]$$

$$\theta = \theta_T + \theta_r$$

θ_T – ángulo de incidencia
 θ_r – ángulo de refracción

Sustituyendo a, b y c en (2.1) tenemos.

$$R(\theta) = \left[\frac{1}{2} + \tan^2(\theta) \right] \left[\frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right] + \left[\frac{1}{2} - 2 \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 \text{sen}^2(\theta) \right] \left[\frac{\Delta\rho}{\rho} \right] + \left[-4 \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 \text{sen}^2(\theta) \right] \left[\frac{\Delta\beta}{\beta} \right]$$

$$R(\theta) = \left(\frac{1}{2} \right) \left(\frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right) + \left(\frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right) \tan^2(\theta) + \left(\frac{1}{2} \right) \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} \right) - 2 \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} \right) \text{sen}^2(\theta) - 4 \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 \left(\frac{\Delta\beta}{\beta} \right) \text{sen}^2(\theta)$$

$$R(\theta) = \left(\frac{1}{2} \right) \left[\frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right] + \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 \left[-2 \frac{\Delta\rho}{\rho} - 4 \frac{\Delta\beta}{\beta} \right] \text{sen}^2(\theta) + \left(\frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right) \tan^2(\theta)$$

$$R(\theta) = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right] + \left[-2 \frac{\Delta\rho}{\rho} \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 - 4 \left(\frac{\Delta\beta}{\beta} \right) \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 \right] \text{sen}^2(\theta) + \left(\frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right) \tan^2(\theta)$$

Sumando y restando $\frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} \text{sen}^2(\theta)$

$$R(\theta) = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right] + \left[-2 \left(\frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right) - 2 \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} \right) \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 - 4 \left(\frac{\Delta\beta}{\beta} \right) \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 \right] \text{sen}^2(\theta) + \left(\frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right) \tan^2(\theta) - \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right) \text{sen}^2(\theta)$$

Factorizando términos

$$R(\theta) = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right] + \left[-2 \left(\frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right) - 2 \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} \right) \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 - 4 \left(\frac{\Delta\beta}{\beta} \right) \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 \right] \text{sen}^2(\theta) + \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right) [2 \tan^2(\theta) - \text{sen}^2(\theta)]$$

Sin considerar el tercer término y con la relación $\frac{\beta}{\alpha} = 0.5$, la relación se convierte en:

$$R(\theta) = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right] + \left[\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right) - \left(\frac{\Delta\beta}{\beta} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} \right) \right] \text{sen}^2(\theta)$$

Como:

$$R_p = 0.5 \left[\frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right]; \quad R_s = 0.5 \left[\frac{\Delta\beta}{\beta} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right]$$

Sumando y restando $\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} \right)$

$$R(\theta) = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right] + \left[\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right) + \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} \right) - \left(\frac{\Delta\beta}{\beta} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} \right) \right] \text{sen}^2(\theta)$$

$$R(\theta) = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right] + \left[\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right) + \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} \right) - \left(\frac{\Delta\beta}{\beta} \right) - \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} \right) \right] \text{sen}^2(\theta)$$

$$R(\theta) = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right] + \left[\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right) - \left(\frac{\Delta\beta}{\beta} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right) \right] \text{sen}^2(\theta)$$

Sustituyendo R_p y R_s

$$R(\theta) = R_p + (R_p - 2R_s) \text{sen}^2(\theta)$$

Si

$$G = R_p - 2R_s$$

Entonces:

$$R(\theta) = Rp + G \operatorname{sen}(\theta) \quad (2.2)$$

La ecuación 2.2 es conocida como la ecuación general del AVO (Brandy 2000), representa una relación lineal entre los coeficientes de reflexión respecto al ángulo de incidencia.

2.3 Aproximaciones de las Ecuaciones de Zoeppritz

Existen muchas aproximaciones a las ecuaciones de Zoeppritz, cada una con un enfoque diferente. La aproximación de Bortfeld enfatiza la influencia del fluido y de la rigidez por separado, la de Aki y Richards enfatiza la contribución de la densidad y de la velocidad de onda P y S, La aproximación de Shuey caracteriza la ecuación de Aki y Richards en términos de variación de Poisson, mostrando la dependencia de ángulos pequeños, medianos y grandes. En general estas tres aproximaciones dadas por las ecuaciones 2.3, 2.4 y 2.5 (Hilterman 2002), se basan en pequeñas variaciones de las propiedades de las rocas. Las tres aproximaciones proporcionan resultados casi idénticos, excepto la de Bortfeld que es mas aproximada en ángulos grandes.

Aproximación de Bortfeld

Fluido

Rigidez

$$RC(\theta) = \frac{1}{2} \ln \left[\frac{\alpha_2 \rho_2 \cos(\theta_1)}{\alpha_1 \rho_1 \cos(\theta_2)} \right] + \left(\frac{\operatorname{sen}(\theta_1)}{\alpha_1} \right)^2 (\beta_1^2 - \beta_2^2) \left(2 + \frac{\ln \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right)}{\ln \left(\frac{\beta_2}{\beta_1} \right)} \right) \quad (2.3)$$

Aproximación Aki & Richards

Propiedades de las rocas

$$RC(\theta) = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{4\beta^2}{\alpha^2} \operatorname{sen}^2(\theta) \right) \frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{1}{2 \cos^2(\theta)} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} - \frac{4\beta^2}{\alpha^2} \frac{\Delta\beta}{\beta} \operatorname{sen}^2(\theta) \quad (2.4)$$

Aproximación de Shuey
Dependencia de los ángulos

Pequeños Medios Grandes

$$RC(\theta) = NI_p + \left[A_0 NI_p + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \right] \text{sen}^2(\theta) + \frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} (\tan^2(\theta) - \text{sen}^2(\theta)) \text{----- (2.5)}$$

Es posible mostrar la comparación entre las aproximaciones a la solución de Zoeppritz, con la solución de Zoeppritz mediante los tres modelos siguientes:

Modelo a 4000 ft de profundidad

| Formación | α (ft/s) | ρ (gm/cm ³) | Σ | β (ft/s) |
|------------|-----------------|------------------------------|----------|----------------|
| Lutita | 7190 | 2.16 | 0.419 | 2684 |
| Arena-Agua | 7000 | 2.11 | 0.403 | 2820 |
| Arena-Gas | 5061 | 1.88 | 0.241 | 2956 |

Modelo 1 (Hilterman 2002)

Modelo a 9000 ft de profundidad

| Formación | α (ft/s) | ρ (gm/cm ³) | Σ | β (ft/s) |
|------------|-----------------|------------------------------|----------|----------------|
| Lutita | 8670 | 2.29 | 0.378 | 3828 |
| Arena-Agua | 10900 | 2.23 | 0.311 | 5233 |
| Arena-Gas | 9125 | 2.08 | 0.221 | 5462 |

Modelo 2 (Hilterman 2002)

Modelo a 14000 ft de profundidad

| Formación | α (ft/s) | ρ (gm/cm ³) | Σ | β (ft/s) |
|------------|-----------------|------------------------------|----------|----------------|
| Lutita | 10150 | 2.4 | 0.343 | 4970 |
| Arena-Agua | 13500 | 2.32 | 0.224 | 8048 |
| Arena-Gas | 13288 | 2.21 | 0.182 | 8288 |

Modelo 3 (Hilterman 2002)

Las soluciones exactas (Zoeppritz), Bortfeld, Aki y Richards, y Shuey, para gas y agua se presentan en la figura 2.7, las tres aproximaciones lineales se traslapan.

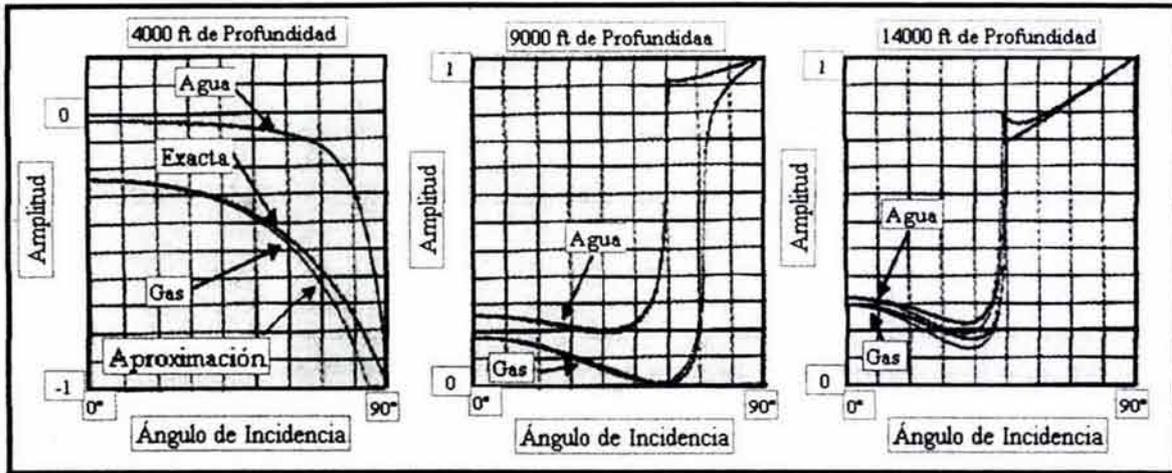


Figura 2.7 Soluciones de Zoeppritz (exacta), Bortfeld, Aki-Richards y Shuey para gas y agua. (Hilterman 2002)

La solución aproximada en el modelo de gas es muy similar a la solución de Zoeppritz, de tal modo que no se alcanza a distinguir la diferencia entre ellas, lo mismo sucede para el modelo de agua.

Las tres aproximaciones no son tan similares para el modelo a 14000 ft que tiene un gran contraste de velocidad, La solución para el caso de agua en el modelo de 14000 ft, presenta una amplitud cero para 30°, en tanto que la solución de Zoeppritz presenta una amplitud de cero en 30° para el caso de gas, que en este caso la amplitud esta cambiando su polaridad. Las tres aproximaciones tienen problemas en rocas consolidadas aunque la de Bortfeld es mas aproximada que la de Aki & Richards y la de Shuey.

Aproximación Lineal de Bortfeld

La aproximación lineal de las ecuaciones de Zoeppritz desarrollada por Bortfeld (1961), converge hasta pocos grados antes del ángulo crítico, las ecuaciones de las aproximaciones para los coeficientes PP y PS son las siguientes.

Reflexión PP

$$R_{PP} = \frac{\rho_2 \alpha_2 \cos \theta_1 - \rho_1 \alpha_1 \cos \theta_2}{\rho_2 \alpha_2 \cos \theta_1 + \rho_1 \alpha_1 \cos \theta_2} + \left(\frac{\text{sen} \theta_1}{\alpha_1} \right)^2 \left[\beta_1 + \beta_2 \right] \left[3(\beta_1 - \beta_2) + 2 \left(\frac{\beta_2 \rho_1 - \beta_1 \rho_2}{\rho_2 + \rho_1} \right) \right] \quad (2.6)$$

Término del Fluido
Término de Rigidez

Reflexión PS

$$R_{PS} = -\tan(\theta_4) \left[\left(\frac{\alpha_1 + \alpha_2}{\beta_1 + \beta_2} \right) \left(\frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_1 + \rho_2} \right) + 4 \left[\left(\frac{\beta_2 - \beta_1}{\beta_2 + \beta_1} \right) + \frac{1}{2} \left(\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \right) \right] \cos(\theta_1 + \theta_2) \right] \text{----- (2.7)}$$

En la aproximación del coeficiente de reflexión PP, el primer término es el coeficiente de reflexión de la interfase fluido-fluido, el segundo término se llama término de rigidez, ya que esta en función de la velocidad de la onda S y por lo tanto del módulo de rigidez. La importancia de Bortfeld radica en que muestran la variación de la amplitud con el offset en función de la influencia del fluido contenido en la roca.

De la aproximación de Bortfeld se desprenden las siguientes observaciones:

- Si $\beta_1 = \beta_2 = 0$

El término de rigidez se hace cero y se convierte en el caso de la interfase fluido-fluido

- Si $\beta_1 = \beta_2$ y además $\rho_1 = \rho_2$

El término de rigidez se vuelve cero otra vez

- Si $\rho_1 = \rho_2$

El término de rigidez se convierte en:

$$2 \left[\frac{\sin(\theta_1)}{\alpha_1} \right]^2 [\beta_1^2 - \beta_2^2]$$

Con los tres modelos de la tabla 2.6, a una profundidad de 9000 (ft) se generaron las respuestas para los casos de saturación de agua y de gas en donde cada gráfica tiene cuatro curvas. (figura 2.8)

| Formación | α (ft/s) | ρ (gm/cm ³) | σ | β (ft/s) |
|------------|-----------------|------------------------------|----------|----------------|
| Lutita | 8670 | 2.29 | 0.378 | 3828 |
| Arena-Agua | 10000 | 2.23 | 0.311 | 5233 |
| Arena-Gas | 9125 | 2.08 | 0.221 | 5462 |

Tabla 2.6 (Hilterman 2002)

Las curvas están rotuladas en el término de la rigidez, el término del fluido, la respuesta total de Bortfeld y la solución de Zoeppritz.

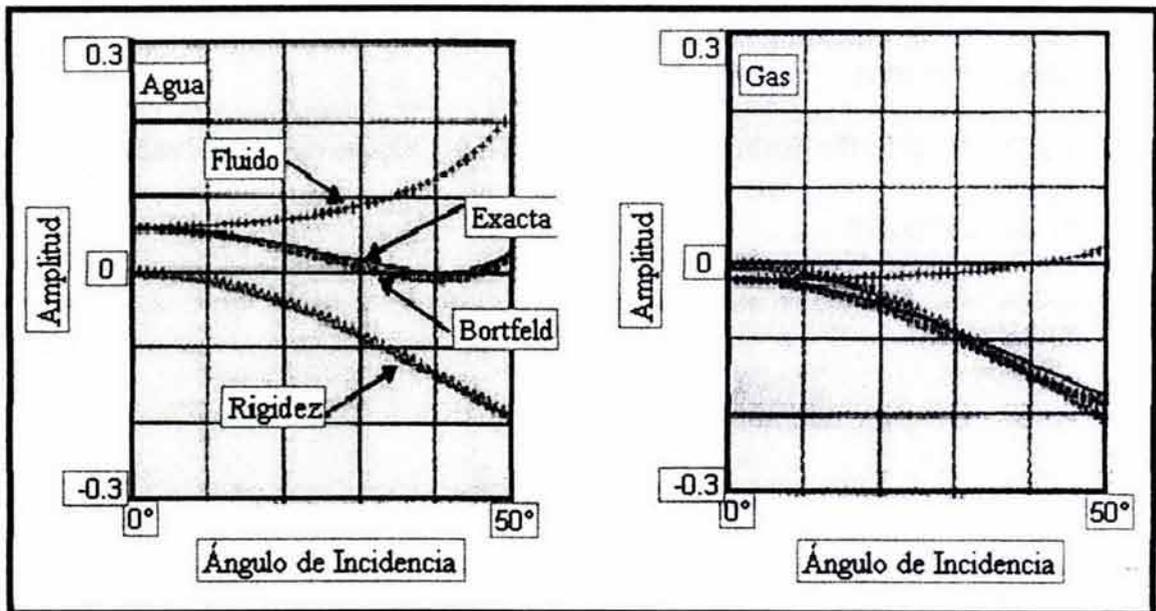


Figura 2.8 Curvas de la tabla 3.6 (Hilterman 2002)

Análisis de las gráficas

Para el caso de la saturación de agua y de gas, la solución de Bortfeld resulta ser una buena aproximación a la solución de Zoeppritz. La respuesta del término de rigidez es muy similar en el caso de la saturación de agua y la de gas. Por lo tanto en la solución de Bortfeld lo que diferencia la respuesta de AVO del caso de saturación de gas, del caso de la saturación de agua es el término del fluido. El término de rigidez depende de la velocidad de la onda S la cual no es influenciada por el contenido del fluido en los poros. En conclusión, la respuesta del término de rigidez es similar para el caso de saturación de agua y gas, y por otro lado el término fluido identifica el fluido contenido en los poros (Hilterman 2002).

Yanghua Wang (1999) modifico la ecuación de Bortfeld:

$$RC(\theta) = \underbrace{\frac{1}{\cos^2(\theta)} \frac{\Delta\alpha}{2\alpha}}_{\text{Fluido}} + \frac{\Delta\rho}{2\rho} - \underbrace{\frac{2\Delta\mu}{\rho\alpha^2}}_{\text{Rigidez}} \text{sen}^2(\theta) \text{----- (2.8)}$$

En donde el término fluido indica que solo la velocidad de onda V_p , cambia de magnitud la amplitud con el desplazamiento en modelos de sustitución de fluidos, ya que la contribución de la densidad es casi la misma, el término $\Delta\mu$ es el mismo para la saturación de agua e hidrocarburos, $\text{sen}^2(\theta)/\alpha$ básicamente permanece igual para agua que para hidrocarburos.

Aproximación Lineal de Aki-Richards

La aproximación lineal de Aki-Richards, separa los términos de velocidad y densidad y modulo de Poisson incluido en el término $(V_s/V_p)^2$ de la siguiente manera:

$$R(\theta) = a \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} \right) + b \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} \right) + c \left(\frac{\Delta V_s}{V_s} \right) \text{..... (2.9)}$$

Donde:

$$a = \frac{1}{2\cos^2(\theta)} = \frac{1}{2} + \text{tg}^2(\theta)$$

$$b = 0.5 - 2 \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2 \text{sen}^2(\theta)$$

$$c = -4 \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 \text{sen}^2(\theta)$$

Sustituyendo a,b y c en la ecuación (2.9):

$$R(\theta) = \left(\frac{1}{2\cos^2(\theta)} \right) \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} \right) + \left(\frac{1}{2} - 2 \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2 \text{sen}^2(\theta) \right) \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} \right) + \left(-4 \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 \text{sen}^2(\theta) \right) \left(\frac{\Delta V_s}{V_s} \right)$$

Multiplicando:

$$R(\theta) = \left(\frac{1}{2 \cos^2(\theta)} \right) \left(\frac{\Delta Vp}{Vp} \right) + \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta \rho}{\rho} \right) - 2 \left(\frac{Vs}{Vp} \right)^2 \left(\frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \text{sen}^2(\theta) - 4 \left(\frac{Vp}{Vs} \right)^2 \left(\frac{\Delta Vs}{Vs} \right) \text{sen}^2(\theta)$$

Agrupando términos se tiene la siguiente ecuación:

$$R(\theta) = \frac{1}{2} \left(1 - 4 \left(\frac{Vs}{Vp} \right)^2 \text{sen}^2(\theta) \right) \frac{\Delta \rho}{\rho} + \left(\frac{1}{2 \cos^2(\theta)} \right) \left(\frac{\Delta Vp}{Vp} \right) - 4 \left(\frac{Vp}{Vs} \right)^2 \left(\frac{\Delta Vs}{Vs} \right) \text{sen}^2(\theta) \dots (2.10)$$

La ecuación (2.10) es la de Aki & Richards en donde es de gran importancia notar que la densidad y las velocidades se toman como contrastes y como promedios de la siguiente forma:

$$\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1 \qquad \rho = \left[\frac{\rho_1 + \rho_2}{2} \right]$$

$$\Delta Vp = Vp_2 - Vp_1 \qquad Vp = \frac{Vp_2 + Vp_1}{2}$$

$$\Delta Vs = Vs_2 - Vs_1 \qquad Vs = \frac{Vs_2 + Vs_1}{2}$$

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

Wiggen (1983) reacomodo la ecuación de Aki & Richards de la siguiente manera:

Sustituyendo a, b, y c en (2.9)

$$R(\theta) = \left(\frac{1}{2} + \text{tg}^2(\theta) \right) \left(\frac{\Delta Vp}{Vp} \right) + \left(\frac{1}{2} - 2 \left(\frac{Vs}{Vp} \right)^2 \text{sen}^2(\theta) \right) \left(\frac{\Delta \rho}{\rho} \right) + \left(-4 \left(\frac{Vp}{Vs} \right)^2 \text{sen}^2(\theta) \right) \left(\frac{\Delta Vs}{Vs} \right)$$

Dando como resultado:

$$R(\theta) = \left(\frac{1}{2}\right)\left(\frac{\Delta V_p}{V_p}\right) + \left(\frac{\Delta V_p}{V_p}\right) \operatorname{tg}^2(\theta) + \left(\frac{1}{2}\right)\left(\frac{\Delta \rho}{\rho}\right) - 2\left(\frac{V_s}{V_p}\right)^2\left(\frac{\Delta \rho}{\rho}\right) \operatorname{sen}^2(\theta) - 4\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2\left(\frac{\Delta V_s}{V_s}\right) \operatorname{sen}^2(\theta)$$

Agrupando términos y sumando y restando $\frac{1}{2}\left(\frac{\Delta V_p}{V_p}\right) \operatorname{sen}^2(\theta)$

$$R(\theta) = \left(\frac{1}{2}\right)\left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho}\right) + \left(\frac{1}{2}\left(\frac{\Delta V_p}{V_p}\right) - 2\left(\frac{V_s}{V_p}\right)^2\left(\frac{\Delta \rho}{\rho}\right) - 4\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2\left(\frac{\Delta V_s}{V_s}\right)\right) \operatorname{sen}^2(\theta) + \frac{1}{2}\left(\frac{\Delta V_p}{V_p}\right) [2\operatorname{tg}^2(\theta) - \operatorname{sen}^2(\theta)]$$

(2.11)

De la ecuación (2.11) podemos agrupar en los siguientes términos:

$$R_p = \left(\frac{1}{2}\right)\left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho}\right)$$

$$G = \frac{1}{2}\left(\frac{\Delta V_p}{V_p}\right) - 2\left(\frac{V_s}{V_p}\right)^2\left(\frac{\Delta \rho}{\rho}\right) - 4\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2\left(\frac{\Delta V_s}{V_s}\right)$$

$$C = \frac{1}{2}\left(\frac{\Delta V_p}{V_p}\right)$$

Quedando la ecuación simplificada a:

$$R(\theta) = R_p + G \operatorname{sen}^2(\theta) + C [2\operatorname{tg}^2(\theta) - \operatorname{sen}^2(\theta)] \dots\dots (2.12)$$

La ecuación 2.12 cuenta con tres términos de diferentes características cada uno, el primer término representa el coeficiente de reflexión de offset cero, siendo una función que depende de la velocidad de la onda P y de la densidad. El segundo término es el gradiente, tiene el efecto principal sobre los cambios de

amplitud en función del offset, depende de la densidad y cambios de las velocidades de onda P y S. El tercer término es llamado de curvatura, dependiendo de los cambios de velocidad de la onda P, con poco aporte en las amplitudes.

Para fines prácticos solo se utilizan los dos primeros términos de la ecuación 2.12. Al ser un modelo de aproximación lineal el primer término proporciona la ordenada al origen, el gradiente la pendiente de mejor ajuste a los valores de reflectividad para diferentes offsets.

Aproximación Lineal de Shuey

Shuey Publicó una ecuación muy importante en la aplicación práctica del AVO, la idea central fue aproximar las ecuaciones de Zoeppritz en términos de V_p (velocidad longitudinal), σ (modulo de Poisson), ρ (densidad), haciendo uso de la relación siguiente:

$$RC(\theta) = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{4\beta^2}{\alpha^2} \text{sen}^2(\theta) \right) \frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{1}{2\cos^2(\theta)} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} - \frac{4\beta^2}{\alpha^2} \frac{\Delta\beta}{\beta} \text{sen}^2(\theta) \text{-----} (2.13)$$

Que es la de Aki & Richards

Sabiendo que los cambios en porcentaje de las propiedades elásticas son muy pequeños, la amplitud de reflexión $RC(\theta)$, es dada por Aki & Richards (2.13), Shuey modificó la ecuación (2.13) eliminando $\Delta\beta$ y α , para introducir $\Delta\sigma$ y σ , la sustitución es efectuada mediante la relación de Poisson.

$$\beta^2 = \alpha^2 \frac{1-2\sigma}{2(1-\sigma)} \text{-----} (2.14)$$

Este cambio de variable fue motivado por la percepción de algunas de las reglas de Koefoed (a, b y c) en donde la variación de Poisson es la propiedad elástica relacionada directamente a la dependencia del ángulo del coeficiente de reflexión.

Una de las modificaciones más importantes es la introducción del término R_0 , que es la amplitud de incidencia normal con el fin de recuperar absolutamente la amplitud de reflexión y no solo una parte de ella. Lo más apropiado es considerar la información contenida en la curva resultado de $RC(\theta)/R_0$, el resultado de esta operación es:

$$\frac{RC(\theta)}{R_0} \approx 1 + A \sin^2(\theta) + B(\tan^2(\theta) - \sin^2(\theta)) \quad (2.15)$$

Donde:

$$R_0 \approx \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right) \quad (2.16) \quad A = A_0 + \frac{1}{(1-\sigma)^2} \frac{\Delta\sigma}{R_0} \quad (2.17)$$

$$A_0 = B - 2(1+B) \frac{1-2\sigma}{1-\sigma} \quad (2.18) \quad B = \frac{\Delta\alpha/\alpha}{\Delta\alpha/\alpha + \Delta\rho/\rho} \quad (2.19)$$

En la ecuación 2.15 el tercer término desaparece θ^4 , por lo que no contribuye en una cantidad significativa por debajo de los 30° , sin embargo domina en ángulos superiores a los 30° .

Para considerar la amplitud absoluta, la ecuación 2.15 debe ser multiplicada por R_0 , lo que da como resultado:

$$R(\theta) \approx R_0 + \left[A_0 R_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \right] \sin^2(\theta) + \frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} (\tan^2(\theta) - \sin^2(\theta)) \quad (2.20)$$

La ecuación 2.20 es la aproximación de Shuey. Tanto la ecuación de Shuey, Aki & Richards y Bortfeld tienen casi la misma aproximación, pero cada una difiere de las demás en el énfasis que ponen respecto a las propiedades de las rocas. La ecuación de Shuey expone el comportamiento de las propiedades elásticas respecto a los ángulos de incidencia normal, mediano y lejano. La ecuación de Aki & Richards está diseñada de tal modo que separa $\Delta\rho$, $\Delta\alpha$, y $\Delta\beta$.

La aproximación de Bortfeld está diseñada para contrastar la aportación al coeficiente de reflexión en su parte acústica y elástica, separando los términos de rigidez y factor fluido, la linealización de este factor fluido da como resultado

$$R_f(\theta) \approx R_o + \frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} \tan^2(\theta) \text{-----} (2.21)$$

La ecuación 2.21 corresponde al primer término y parte del tercer término de la ecuación de Shuey 2.20. Shuey identifica tres relaciones casi independientes entre $RC(\theta)$ y las propiedades elásticas:

Incidencia Normal

La magnitud de R_o es el promedio de cambio de diferenciales de α y ρ , alternativamente R_o es la mitad del cambio al logaritmo natural de la impedancia $\rho\alpha$, con la aproximación:

$$R_o(\theta) \approx \frac{1}{2} \frac{\Delta\rho\alpha}{\rho\alpha} = \frac{1}{2} \Delta \ln(\rho\alpha) \text{-----} (2.22)$$

Ángulos Intermedios

La amplitud de reflexión en ángulos intermedios relacionados a la incidencia normal enlaza al parámetro A que es la suma de dos términos, la importancia de A está en la variación:

$$\frac{\Delta\sigma}{R_o}$$

Ángulos Grandes

La amplitud de reflexión en ángulos grandes, relaciona solo los cambios de velocidad. En ángulos lo suficientemente grandes el tercer término de la ecuación de Shuey domina a los dos primeros quedando:

$$R_o(\theta) \approx \frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} (\tan^2(\theta) - \text{sen}^2(\theta)) \text{-----} (2.23)$$

Respecto a las reglas de Koefoed

Las cinco observaciones hechas por Koefoed se pueden establecer analíticamente usando las ecuaciones 2.15 a 2.20.

La ecuación de Shuey 2.20 establece que un incremento ó decremento en la variación de Poisson para el medio inferior de la interfase, produce un incremento ó decremento en el coeficiente de reflexión en ángulos de incidencia grandes. Lo que coincide con las reglas a) y b) de Koefoed, sin considerar que el medio inferior tiene una gran velocidad longitudinal y que las otras propiedades relevantes sean similares unas a otras.

Cuando la delta de la variación de Poisson para los dos medios es igual a cero ($\Delta\sigma=0$), la variación de Poisson se presenta en R_0 , solo a través de A_0 . La regla c) de Koefoed es equivalente a decir que A_0 se incrementa al incrementarse σ , donde la ecuación derivada es:

$$\frac{dA_0}{d\sigma} = \frac{2(1+B)}{(1-\sigma)^2} \text{-----} (2.24)$$

La regla d) de Koefoed es derivada de la ecuación 2.17 en donde el efecto de R_0 es pequeño, el efecto mayor es el de $\Delta\sigma$ sobre A , es lo que aparentemente quiere decir Koefoed en la regla d).

La regla e) se deriva de las observaciones de la ecuación de Shuey 2.20, para la ecuación 2.15 es lineal en tres diferenciales $\Delta\alpha$, $\Delta\sigma$, $\Delta\rho$. Por lo tanto $R(\theta)$ cambia de signo cuando los escenarios de las propiedades de los medios de la interfase se intercambian.

Capitulo III

Indicadores Directos de Hidrocarburos en la Técnica AVO

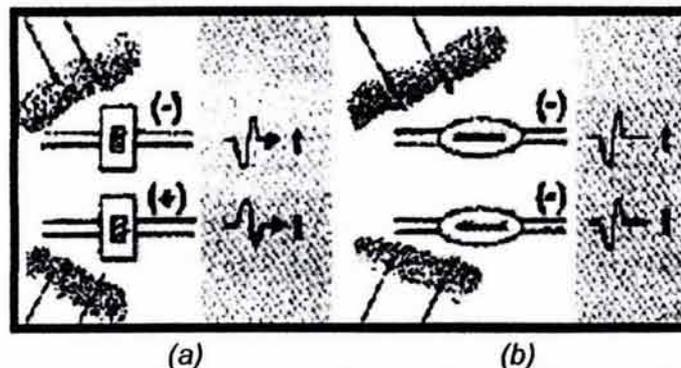
Indicadores de Hidrocarburos

3.1 Polaridad

Los registros sísmicos contienen los tiempos de arribo de las ondas sísmicas (deformaciones elásticas que se propagan en el interior de la tierra), desde que parten del punto de tiro a las interfaces y regresan a la superficie donde son registradas. Básicamente los detectores de los tiempos de arribo existen de dos tipos: los plantados en tierra y los que son arrastrados en cables marinos (streamer).

En la polaridad de la ondícula influyen tanto el tipo de receptor como la dirección de propagación del frente de onda de las ondas sísmicas. Los detectores plantados en tierra reciben el nombre de geófonos de partículas de velocidad, ya que cuando las ondas sísmicas se propagan en medios compresibles resultan en deformaciones elásticas del medio. Los arrastrados en cables reciben el nombre de hidrófonos, son sensibles a los cambios de presión, ya que cuando las ondas sísmicas se propagan en medios incompresibles lo que se observa son variaciones de presión.

Respecto a la dirección de propagación del frente de onda, el registro en los geófonos depende de la dirección del frente de onda y de la posición del geófono (figura 3.1 a), en cambio el registro en hidrófonos no depende de su posición ni de la dirección del frente de onda (figura 3.1b)



(a) (b)
Figura 3.1 Detección de Geófonos (a), e hidrófonos (b), de los tiempos de arribo (Hilterman 2002)

Ambos detectores geófonos e hidrófonos detectan la componente vertical del frente de onda, aunque existen en la actualidad arreglos de detectores para realizar un registro multicomponente.

Estándares de Polaridad

Existen dos estándares de polaridad a los que se refieren como "Polaridad Americana" y "Polaridad Europea" (Alistar Brown 1999), en los que se relaciona los colores azul y rojo en las amplitudes positiva y negativa.

Polaridad Americana.

Para esta polaridad la amplitud positiva representa un incremento de la impedancia acústica del medio inferior (I_2) que de acuerdo a la ecuación del coeficiente de reflexión resulta un pico, asignándole el color azul. Una amplitud negativa representa una disminución de la impedancia acústica del medio inferior, resultando en un valle (figura 3.2)

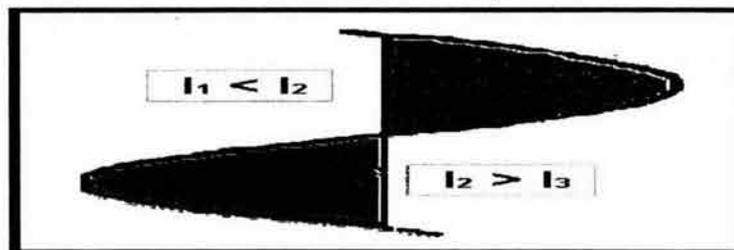


Figura 3.2 Carácter de la polaridad Americana (Brown 1999)

Polaridad Europea

En esta polaridad una amplitud positiva representa una disminución en la impedancia acústica del medio inferior (I_2), asignándosele el color azul. Una amplitud negativa, representa un aumento en la impedancia acústica asignándosele el color rojo. (figura 3.3)

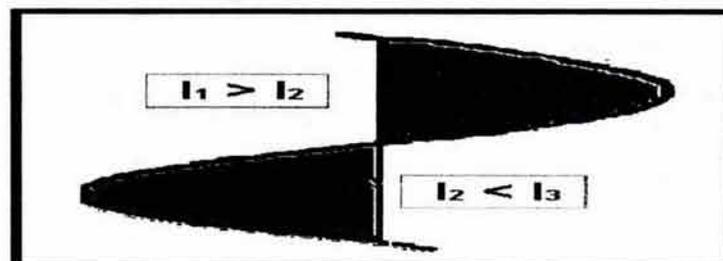


Figura 3.3 carácter de la polaridad Europea (Brown 1999)

Es evidente que el principal factor que determina la polaridad es el contraste de propiedades físicas en la interfase de los estratos reflectores, por lo que es muy importante que el registro sísmico describa la polaridad real generada por los medios reflectores.

En el campo de la interpretación, la polaridad descrita en el registro sísmico alcanza un alto grado de confiabilidad y certidumbre cuando el registro sísmico se encuentra en fase cero. Las razones por las cuales el registro es llevado a fase cero son las siguientes.

- La ondícula es simétrica, con la mayor parte de la energía concentrada en el lóbulo central.
- La forma de la ondícula minimiza la ambigüedad asociada a los eventos observados en las interfases.
- Los horizontes trazados coinciden con el tiempo de transito de la interfase que causa la reflexión.
- La máxima amplitud ocurre en el centro de la ondícula coincidiendo con los horizontes de tiempo.
- La resolución es mejor.

Para que estas razones sean validas, el registro sísmico requiere que la relación señal ruido sea grande. El uso de los estándares de polaridad esta en función de la compañía, software y del intérprete a cargo. Independientemente de estos factores, la realidad objetiva debe ser alcanzada.

3.2 Punto Plano, Punto Brillante y Punto Opaco

La presencia de gas puede ser detectada como eventos sísmicos que tienen una amplitud anómala respecto al entorno en el cual se encuentran. Las anomalías AVO básicamente se definen en un sistema compuesto por arena saturada con agua, arena saturada con gas y una roca encajonante que generalmente es una lutita. Las diferencias en las impedancias acústicas de cada elemento del sistema definen las anomalías AVO en: Punto Plano (Flat-Spot), Punto Brillante (Bright-Spot) y Punto Opaco (Dim-Spot).

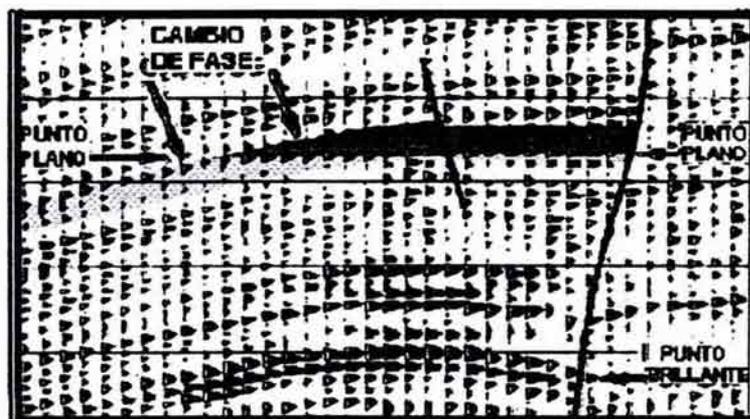


Figura 3.4 Punto plano, punto brillante. (Brown R. A. 1999)

Cuando en el registro sísmico existen cambios de pico a valle en la señal, nos indica un cambio en las propiedades acústicas, lo cual provoca un cambio de polaridad. En el análisis de las amplitudes una de las situaciones más comunes es que la arena con agua tiene una impedancia acústica baja en comparación con la roca encajonante y la impedancia acústica de la arena con gas disminuye aún más. Debido a esta situación la característica sísmica entre la arena y la arena saturada de gas tiene un contraste de impedancia acústica muy fuerte.

El Punto Plano

El punto plano (Flat-Spot) es caracterizado por la interfase de contacto de fluidos agua-gas, el punto plano termina casi en los mismos puntos que el punto brillante. Es fácilmente identificable por su apariencia plana y porque resulta ser una inconformidad respecto a las reflexiones adyacentes, es un buen indicador del contacto gas-agua. (figura 3.4)

El Punto Brillante

El punto brillante (Bright-Spot), es un evento sísmico caracterizado por un contraste de impedancias acústicas muy fuerte, dando lugar a un pico sobre un valle en la señal con alta amplitud para la reflexión de la cima y la base, Si la arena tiene un espesor suficiente para que la reflexión de la cima y la base puedan separarse, entonces el punto plano o la reflexión del contacto del fluido podrá ser visible entre la arena con gas y la arena con agua. En algunas ocasiones los puntos planos no son tan evidentes, esto se debe a efectos de sintonía y velocidad, sin embargo, frecuentemente son discordantes con la reflexión estructural (Brown R. A. 1999).

El Punto Opaco

El punto opaco, es un evento en el que la arena con agua tiene una impedancia acústica mayor que la roca del medio encajonante, de manera que su característica es un valle sobre un pico. Cuando se pasa de una arena que contiene agua a una con gas, la impedancia acústica disminuye, de manera que el contraste disminuye en la parte superior e inferior del yacimiento, manifestándose como un punto opaco en la sección sísmica; si la arena tiene un espesor suficiente como para que se observen la cima y su base, contrastando con el punto opaco se tendrá un punto plano. (Brown R. A. 1999).

Si los datos sísmicos están en fase cero, suele ser muy simple determinar el carácter de los Bright-Spots, Flat-Spots y Dim-Spots. La figura 3.5, muestra un diagrama del carácter de los indicadores de hidrocarburos asociados a las impedancias relativas de arena-gas, arena-agua y el medio encajonante. El estándar de polaridad es el europeo, en donde la disminución de la impedancia acústica es un pico en azul, y el incremento en la impedancia acústica en un pico en rojo. Tanto los picos como los valles son simétricos si la información se encuentra en fase cero en interfaces simples. (Brown R. A. 1999).



Figura 3.5 Carácter de Bright-Spot, Dmi-Spot, Flat-Spot y Cambio de Fase (Brown R. A. 1999).

En la parte superior de la figura 3.5, se muestra la situación más común, en donde la impedancia acústica de arena-agua es menor que la del medio encajonante, la impedancia acústica de arena-gas es aun más reducida. El carácter de este evento es un pico sobre un valle, para la parte de arena-gas la amplitud es grande. Es un Bright-Spot con gran amplitud en las reflexiones de la cima y la base de la arena. Si la arena es lo suficientemente grande para que los eventos de la cima y la base estén separados, entonces será visible el Flat-Spot ó contacto de fluido, que es donde ocurre la brillantez. La reflexión de un Flat-Spot es un valle, ya que es un incremento en la impedancia acústica. (Brown R. A. 1999).

En la parte media de la figura 3.5, se muestra el caso en el que la impedancia acústica de arena-agua es alta respecto al medio encajonante. El carácter de este evento es un valle sobre un pico. Cuando el gas reemplaza parte del agua en los

poros de la arena, se reduce la impedancia acústica, el contraste es reducido también en los límites de la superior e inferior, este fenómeno es visto como un Dim-Spot. Si la rena es lo suficientemente grande como para separa las reflexiones de la cima y la base, entonces es posible ver el Flat-Spot siendo nuevamente un valle en color rojo. (Brown R. A. 1999).

En la parte inferior de la figura 3.5 se muestra el caso de la reducción de la impedancia acústica en la arena debido a la saturación de gas, cambiando el valor de mayor que el medio encajonante a un valor menor que el medio encajonante. Por lo tanto las polaridades de las reflexiones para la cima y la base se invierten. El carácter cambia de valle sobre un pico a un pico sobre un valle, nuevamente si la rena es lo suficientemente grande, se podrá observar un Flat-Spot en rojo. Con el fin de observar los cambios en la polaridad, el echado estructural debe ser determinado claramente de reflexiones por encima y debajo del reservorio. (Brown R. A. 1999).

3.3 Clasificación de Anomalías AVO en Arena con Gas

Esta clasificación define cuatro clases de anomalías AVO desarrolladas para reflexiones de formaciones saturadas de hidrocarburos (gas). De acuerdo a esta clasificación el gradiente de la amplitud de reflexión respecto al offset se incrementa negativamente respecto al ángulo de incidencia, aunque la característica principal de la clase 4 es un incremento positivo del gradiente de la amplitud. Las reflexiones sísmicas de arena con gas muestran una amplia variedad de características de amplitud versus offset. Los factores que determinan fuertemente el comportamiento AVO de reflexión de arena con gas son:

- El coeficiente de reflexión de incidencia normal R_0 .
- El gradiente de la amplitud respecto al offset.
- El contraste en la relación de Poisson en el reflector.

El análisis de amplitud versus offset es técnica para validar anomalías de amplitudes sísmicas asociadas a arenas con gas. La mayor parte del tiempo las arenas con gas que producen estas anomalías tienen una impedancia menor respecto al encajonante con reflectores que se incrementan con el offset. Es posible tener un amplio rango de características AVO para reflexiones de arena con gas, el análisis de AVO se usa para reflexiones que no necesariamente corresponden a Bright-Spots en datos sísmicos apilados.

Partiendo de la aproximación de Shuey de dos términos, que representa la dependencia angular de la reflexión de onda P a la ecuación de Zoeppritz respecto a la reflexión de onda incidente P, se toman los parámetros intercepto (A), y gradiente (B).

$$R(\theta) = A + B \sin^2(\theta) + \dots \dots (3.1)$$

Donde:

R-Coeficiente de reflexión
 θ -ángulo de incidencia
 A- Intercepto AVO
 B-Gradiente AVO

El intercepto (A), se define como la medida de la amplitud de incidencia normal, y el gradiente (B), se define como la medida de la variación de la amplitud respecto al offset.

En este análisis, la clasificación de arenas con gas se basa en su localización en el plano A-B, en lugar de clasificarlas de acuerdo al coeficiente de reflexión de incidencia normal. De acuerdo a esta clasificación las arenas con gas manifestadas como Bright Spots, caen en el cuadrante III y tienen un intercepto (A) y gradiente (B) negativos. Estas arenas exhiben un incremento en la amplitud respecto al offset que es comúnmente utilizado como un indicador de hidrocarburos. Los análisis de variación de la amplitud respecto al offset para reservorios que no son Bright Spots en ciertos casos son facilitados por extracción de parámetros sísmicos mediante crossploting.

Con estos dos parámetros es posible construir un crossplot de intercepto (A), contra gradiente (B). Una de las principales características de este crossplot, es que resulta un buen discriminante de arenas que tienen buena respuesta a la presencia de hidrocarburos (gas), de las que no lo tienen. La teoría de AVO se basa en observar las anomalías de incremento ó disminución de la amplitud respecto al offset.

Pero esto no quiere decir que todas las anomalías de amplitud respecto al offset representan la respuesta a la presencia de gas, puesto que estas respuestas pueden ser de formaciones complejas ó de carbón. La diferencia principal entre las respuestas de arena que contienen agua y las que presentan buena respuesta a la presencia de gas, es la tendencia del background que siguen las arenas con agua. (figura 3.6)

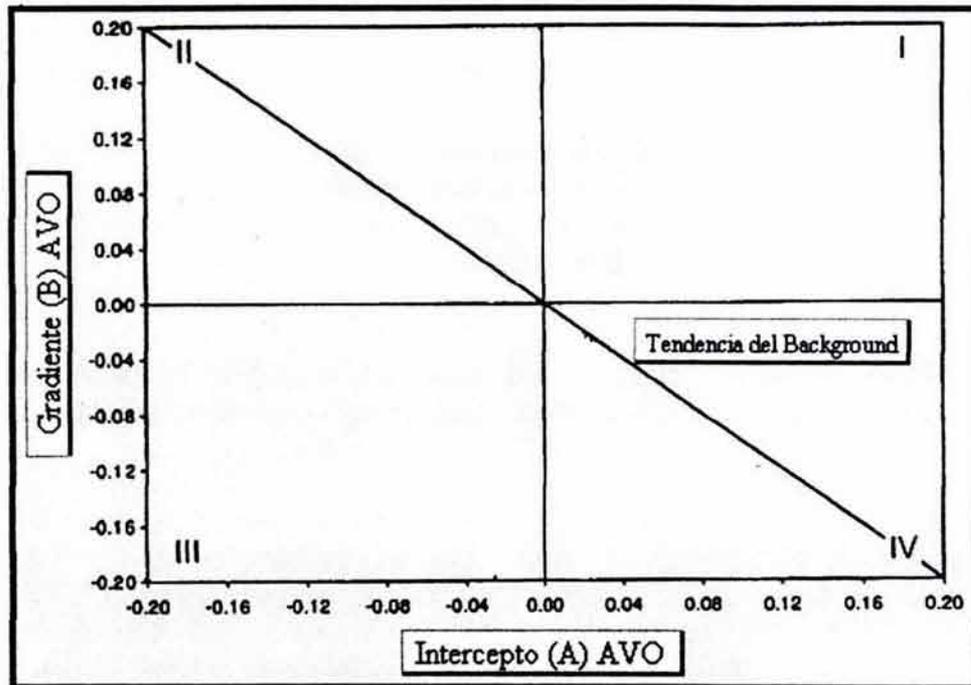


Figura 3.6 Crossplot del intercepto (A) y el gradiente (B) AVO, para la tendencia del background de arena-agua. (Castagna 1997)

En la figura 3.6 se muestra la tendencia en el background que describen las arenas saturadas con agua, atendiendo a la relación lineal "Mudrock Line", y a la ecuación de Gardner. Las anomalías de AVO propiamente dichas, son las desviaciones a esta tendencia del background que presentan las arenas con agua, por lo que el crossplot del intercepto (A) y el gradiente (B) son un buen discriminador de las arenas que presentan buena respuesta a la presencia de gas y las que presentan respuesta a la presencia de agua.

En esta clasificación se definen cuatro clases de anomalías, como desviaciones de la tendencia del background, basado el intercepto (A) y el gradiente (B), cuyos valores ubican a las anomalías de las arenas en los cuatro cuadrantes del crossplot intercepto (A) y el gradiente (B) (figura 4.6).

Clase I Arenas con Alta Impedancia

La clase I de arenas con gas, tienen una alta impedancia respecto al encajonante usualmente lutita. La interfase de lutita-arena tiene valores positivos grandes de intercepto (A). Los coeficientes de reflexión de una arena de alta impedancia son positivos en offset cero, e inicialmente disminuyen en magnitud con respecto al offset. La magnitud de la variación de la amplitud respecto al offset (Gradiente) para arenas de clase I es mayor que las registradas para las arenas de clase II y clase III. En el crossplot de intercepto-gradiente la arena-gas de Clase I, se ubica en el cuarto cuadrante. (figura 3.7).

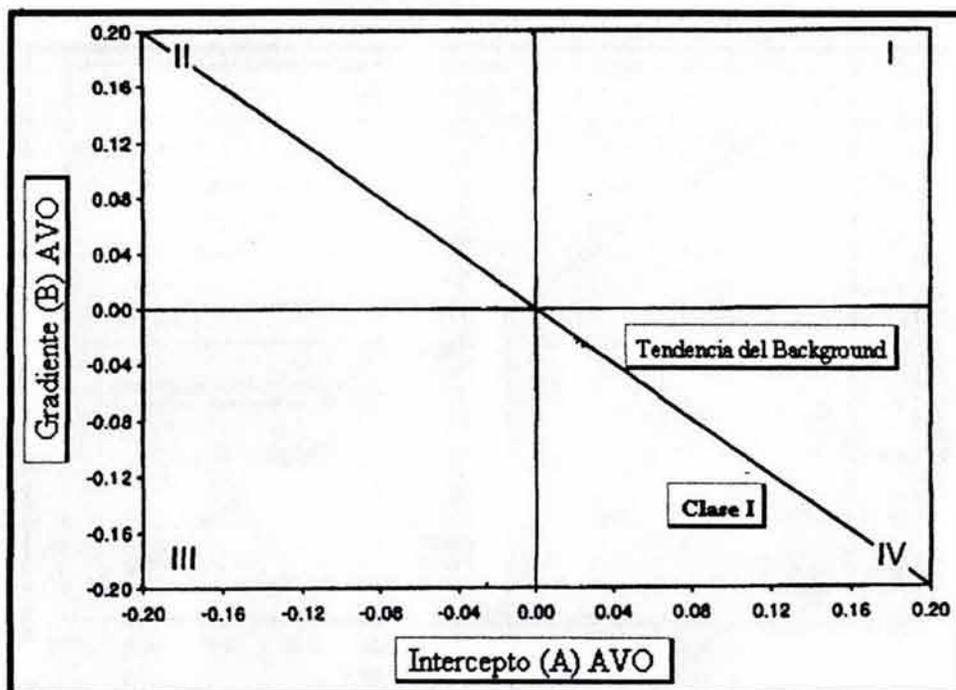


Figura 3.7 Crossplot del intercepto (A) y el gradiente (B) AVO, para la Clase I de arena-gas. (Castagna 1997)

El gradiente depende del intercepto (A), así como del contraste en la relación de Poisson a través de la interfase. En general en gradiente disminuye al disminuir el intercepto (A), para una disminución en el valor de Poisson.

La magnitud de la reflectividad de una arena de clase I inicialmente disminuye respecto al offset e inclusive puede cambiar de polaridad en ángulos grandes.

Clase II Arenas con Contraste de Impedancia Cercano a Cero

Esta clase de arenas tiene un contraste de impedancia cercano a cero, generalmente tiene una compactación y consolidación moderada. Desde que el intercepto (A) en arenas de clase II es cercano a cero, ocurren grandes cambios fraccionales de offset cercano a offset lejano, fortaleciendo la detección de estas arenas. Los gradientes asociados a arenas de clase II son usualmente grandes en magnitud pero menores que los de la clase I. Estas características ubican a la Clase II de arena con gas en el tercer y cuarto cuadrante. (figura 3.8).

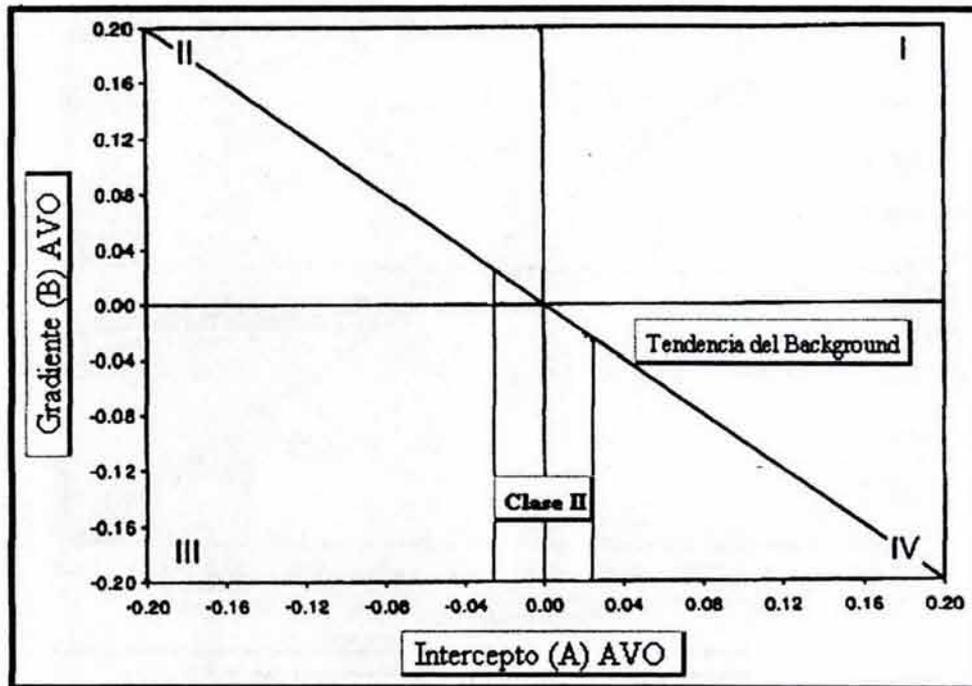


Figura 3.8 Crossplot del intercepto (A) y el gradiente (B) AVO, para la Clase II de arena-gas. (Castagna 1997)

La reflectividad de offset pequeño en arenas de clase II está muy cercana a cero y frecuentemente no es posible detectarla en presencia de ruido. Las reflexiones aparecen súbitamente en offsets grandes cuando las amplitudes de reflexión son mayores que el ruido. Un cambio de polaridad ocurre si el intercepto (A) es positivo, pero casi no se puede detectar ya que sucede en offset cercano, en donde la señal se encuentra por debajo del nivel de ruido.

Las arenas de clase II pueden ó no corresponder a anomalías de amplitud en datos apilados. Si existe un rango angular adecuado, el aumento ó concentración de la amplitud respecto al offset es frecuentemente suficiente para producir una respuesta de anomalía en datos apilados.

Clase III Arenas de Baja Impedancia

La clase III tiene arenas de impedancia baja respecto al encajonante, estas arenas generalmente tienen poca compactación y poca consolidación. Las arenas de clase III tienen anomalías de amplitud en datos sísmicos apilados y tienen reflectividades grandes respecto al offset.

Sus gradientes son significativos, pero de magnitud menor a la clase I y clase II, ya que el intercepto (A) es negativo. Las arenas de clase III generalmente no tienen cambios grandes fraccionales en amplitud de offsets lejanos a cercanos. Las características de intercepto y gradiente ubican a la clase de arena-gas en el tercer cuadrante. (figura 3.9).

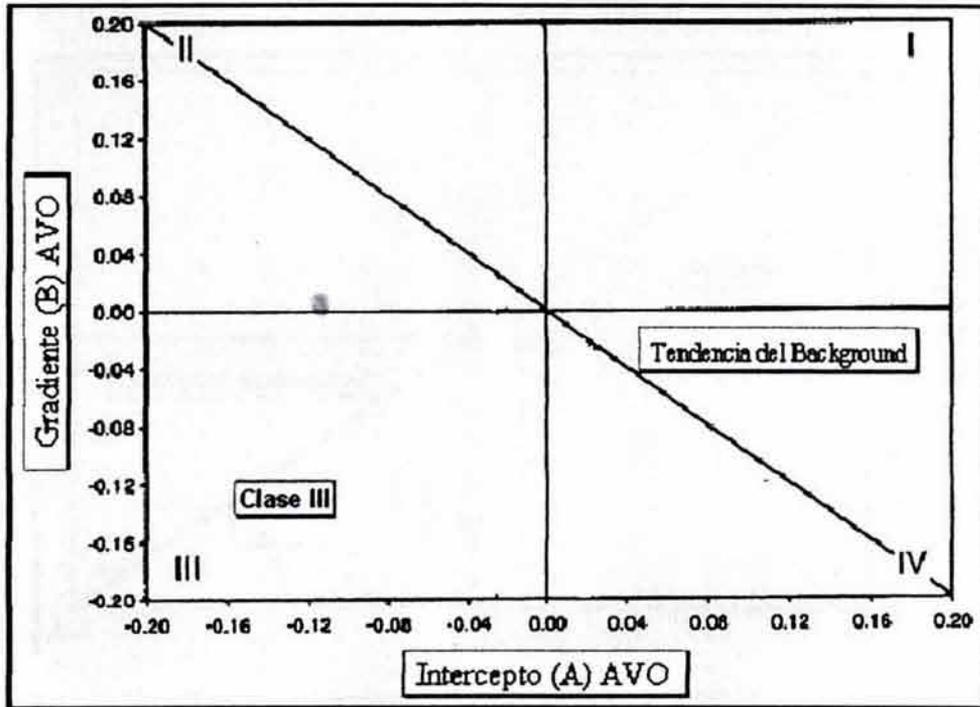


Figura 3.9 Crossplot del intercepto (A) y el gradiente (B) AVO, para la Clase II de arena-gas. (Castagna 1997)

En algunos casos el cambio de amplitud con el offset es pequeño y no es posible detectarlo debido a la atenuación, sintonía, arreglo de registro, y relación señal ruido que disminuye con el offset. Por lo tanto las arenas de clase III algunas veces tienen amplitud grande relativamente plana con el offset.

Los cambios de polaridad no están asociados con arenas de clase III, por lo tanto el apilamiento CMP no produce efectos catastróficos y los sintéticos de incidencia normal generalmente proveen características que se ajustan con los datos apilados.

Clase IV Arenas de Baja Impedancia.

Esta clase corresponde a arenas de baja impedancia, para las cuales el gradiente (B), decrece positivamente con incremento del offset y suceden cuando la velocidad de corte S en la arena con gas es menor que la velocidad S de la roca encajonante. Las características de la clase III y las de la clase IV son casi idénticas, excepto que las arenas de clase III, tienen un gradiente que se incrementa negativamente con el incremento del offset. Estas características ubican a la Clase IV de arena-gas en el segundo cuadrante. (figura 3.10).

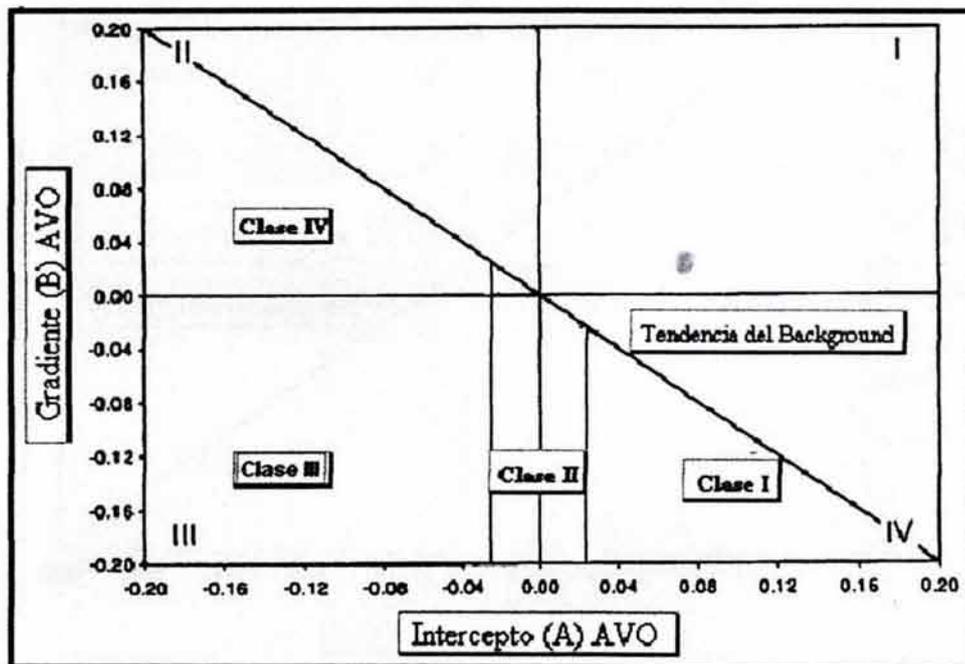


Figura 3.10 Crossplot del intercepto (A) y el gradiente (B) AVO, para la Clase II de arena-gas. (Castagna 1997)

En la figura 3.10 se muestran las cuatro clases de arena-gas, de acuerdo a sus características de intercepto (A) y gradiente (B). Esta localización corresponde solo a las cimas de las arenas, las bases se ubican en la parte superior a la tendencia del background de arena-agua en las posiciones opuestas a las cimas. En la actualidad esta es una de las clasificaciones más utilizadas en la industria petrolera.

3.4 Gradiente e Intercepto de AVO Como Indicadores de Hidrocarburos

Es una realidad que la interpretación de la variación de la amplitud respecto al offset se facilita mediante el crossploting del intercepto (A), y el gradiente (B). Bajo una variedad de suposiciones petrofísicas razonables, las areniscas saturadas con salmuera y las lutitas, siguen una curva bien definida como "Background", en el plano A-B (Castagna 1997). Generalmente A y B están relacionados negativamente con el "Background" de estas rocas, pero pueden estar relacionadas positivamente con variaciones altas de V_p/V_s , como en sedimentos superficiales. Se presentan las siguientes observaciones:

- Aún en eventos saturados de salmuera, con coeficientes de reflexión grandes, pueden exhibir incrementos grandes de AVO.
- Las desviaciones de la tendencia del "Background" son indicadores de hidrocarburos ó de litologías con propiedades elásticas anómalas.

Sin embargo además de que la amplitud de las arenas con gas se incrementa con el offset, que los coeficientes de reflexión se vuelven negativos con el incremento del offset, las arenas con gas pueden exhibir una gran variedad de comportamientos (Castagna 1997).

La interpretación del plano Intercepto-Gradiente (A-B), es complicada debido a:

- Falta de intuición del intérprete en el significado físico de los términos A y B.
- Efectos confusos en las ondiculas.
- Dispersión causada por la calidad de datos sísmicos.

Para facilitar la interpretación se debe tener en cuenta que el término A es el coeficiente de reflexión de incidencia normal R_p lo que facilita su interpretación en términos físicos para un eje en el crossplot, y el término B es el gradiente que proveen información relacionada a la petrofísica.

Ecuación General del Background del Plano Gradiente-Intercepto.

Considerando dos semi-espacios isotrópos y homogéneos semi-infinitos en contacto mediante una interfase plana, la ecuación 3.2, (Aki & Richards), proporciona una buena aproximación al coeficiente de reflexión P, en función ángulo de incidencia.

$$R(\theta) = A + B \sin^2(\theta) + C \sin^2(\theta) \tan^2(\theta) \dots\dots(3.2)$$

Donde:

$R(\theta)$ es el coeficiente de reflexión como función del promedio del ángulo θ

$$A = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \dots\dots(3.3)$$

$$B = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 2 \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2 \left(2 \frac{\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \dots\dots(3.4)$$

$$C = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} \dots\dots(3.5)$$

Los parámetros V_p , V_s , y ρ , están fuertemente correlacionados con las desviaciones del Background atribuidos a hidrocarburos ó litologías extrañas, estas correlaciones implican relaciones entre los términos A y B.

Suponemos que el Background consiste en arenas saturadas con salmuera y lutitas. En primera instancia la densidad es un factor constante en los tiempos de velocidad que se incrementa por factor g . Gardner et.al, (1974), demostró que $g=1/4$, para la mayoría de las rocas sedimentarias. Para cambios pequeños de velocidad

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} = g \frac{\Delta V_p}{V_p} \dots\dots(3.6)$$

Esta relación no funciona del todo bien en límites litológicos.

Dentro de una secuencia de rocas saturadas completamente de salmuera de edad similar así como de composición, podemos suponer una relación lineal entre V_p y V_s , sin una gran diferenciación litológica. Castagna et.al. (1985), mostraron que alguna areniscas saturadas con salmuera y lutitas siguen rigurosamente una tendencia a la que se refieren como Mudrock-Line, que se ajusta a las propiedades de cada localidad.

Una variación de la relación Mudrock-Line es la propuesta para una ventana de profundidad, que guarda una relación lineal entre V_p y V_s :

$$V_p = mV_s + c \dots\dots(3.7)$$

Donde:

m y c son coeficientes empíricos.

Con la combinación de las ecuaciones de la (3.3) hasta la (3.7) se obtiene una ecuación general que define el "Background" del plano A-B.

$$B = \frac{A}{1+g} \left[1 - 4 \left(\frac{V_s}{V_p} \right) \left(\frac{2}{m} + g \left(\frac{V_s}{V_p} \right) \right) \right] \dots\dots(3.8)$$

Esta es la ecuación general del Background en el plano Intercepto-Gradiente (Castagna, Foster 1998), que tiene un comportamiento dependiente de las variaciones de las relaciones de velocidades, de A y g.

Comportamiento de la Curva del Background

En el comportamiento de la ecuación (3.8) se considera la variación de V_p/V_s , ρ en los siguientes casos:

Primer Caso Relación V_p/V_s , y ρ , Constantes.

Si V_p/V_s es constante desaparece el término C de la relación Mudrock-Line (3.7), por lo tanto:

$$m = \frac{V_p}{V_s} = \frac{\Delta V_p}{\Delta V_s} \dots\dots(3.9) \text{ (Castagna, Foster 1998)}$$

con $\Delta\rho=0$

Sustituyendo la ecuación (3.9) en la (3.8) tenemos:

$$A = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} \dots\dots(3.10)$$

$$B = \left[1 - 8 \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2 \right] A \dots\dots(3.11)$$

Como tenemos que la relación V_p/V_s es constante, la relación entre B y A en la ecuación (3.11), esta escalada por valores constantes y solo depende de la variación de la relación V_p/V_s .

Segundo Caso Relación Vp/Vs constante con la densidad ρ de Gardner.

En lugar de suponer la densidad constante se recurre a la ecuación de Gardner (3.6), con:

$$g=1/4, \text{ y } m=Vp/Vs \text{ constante.}$$

lo anterior produce:

$$A = \frac{5 \Delta V_p}{8 V_p} \dots\dots(3.12)$$

$$B = \frac{4}{5} \left[1 - 9 \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2 \right] A \dots\dots(3.13)$$

La ecuación (3.13) nos indica que las rectas B(A), pasan a través del origen, la pendiente de la recta depende de la variación Vp/Vs.

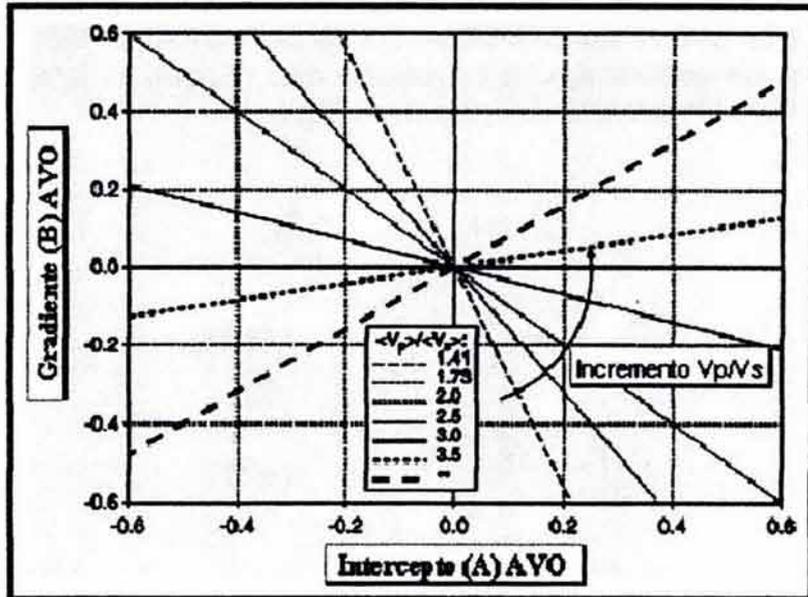


Figura 3.11 Crossplot intercepto-gradiente, en donde la curva de "Background" rota en contra de la manecillas del reloj al aumentar la relación Vp/Vs. (Castagna, Foster 1998)

La figura 3.11 muestra que al incrementarse la relación V_p/V_s , la pendiente de la curva se vuelve mas positiva

De la aproximación de Wiggins $V_p/V_s=2$ tenemos que $B=-A$ sin tomar en cuenta la relación de densidad. La dispersión introducida al no tomar en cuenta la relación de Gardner debe ser pequeña cuando el background $V_p/V_s=2$, ya que:

$$R_p - R_s \approx \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} - \frac{\Delta V_s}{V_s} \right) \dots\dots\dots(3.14)$$

R_s es la incidencia normal de la reflexión de la onda de corte (S), es evidente que R_p-R_s esta muy cercano a cero para la relación V_p/V_s constante.

Para el caso particular $V_p/V_s=2$ se tiene

$$R_p - R_s \approx (A + B)/2 = 0 \dots\dots\dots(3.15)$$

$B=0$ cuando $V_p/V_s=0$ en la ecuación (3.13)

Tercer Caso Relación Lineal Entre V_p y V_s .

Aunque la relación V_p/V_s sea constante, puede ser una suposición usada para rangos limitados de velocidad, una suposición más general es la relación lineal entre V_p y V_s . Para la ecuación (3.7) tenemos que:

$$V_p = mV_s + c \dots\dots\dots(3.7)$$

$$\frac{\Delta V_p}{\Delta V_s} = m = \frac{V_p}{V_s} \left(\frac{V_p - C}{V_p} \right) \dots\dots\dots(3.16)$$

$$\frac{\Delta V_s}{\Delta V_p} = \frac{\Delta V_p}{V_p} \left(\frac{V_p}{V_p - C} \right) \dots\dots\dots(3.17)$$

Y

$$R_p - R_s \approx -\frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} \left(\frac{C}{V_p - C} \right) \dots\dots\dots(3.18)$$

De la ecuación (3.18) podemos ver que $R_P - R_S$ como el contraste de velocidad de la onda P escalado por la variación de un término del background lento. $R_P - R_S$ va a ser magnificado al ritmo de que la velocidad del background se aproxime a la constante C, por encima y debajo de las velocidades del background.

Similaramente la reflectividad de la variación Pseudo-Poisson definida como:

$$\frac{\Delta\sigma}{\sigma} \approx 2(R_P - R_S) \dots\dots(3.19)$$

Donde:

$\Delta\sigma$ --Incremento a través de la interfase

σ --Promedio a través de la interfase

Sustituyendo $g=1/4$, y $\frac{V_S}{V_P} = \frac{1}{m} \left(1 - \frac{C}{V_P}\right) \dots\dots(3.20)$

En (3.8) se obtiene:

$$B = \frac{4}{5} \left[1 - \frac{1}{(mV_P)} (V_P - C)(9V_P - C) \right] A \dots\dots(3.21)$$

(A) dada por la ecuación (3.12)

Con lo que se obtienen las siguientes observaciones:

- 1) La curva del background pasa por el origen $A=0$, $B=0$. (Castagna, Foster 1998).
- 2) Como se muestra en la figura 3.12 al disminuir V_P y por lo tanto el incremento V_P/V_S de acuerdo a la ecuación (3.7), la pendiente del background se vuelve más positiva rotando en contra del sentido de las manecillas del reloj. En la figura se supone una pendiente del "Mudrock Line" de lutita de $m= 1.16$ y el intercepto $C= 1.36$ dados por Castagna. La pendiente del background cambia dramáticamente para las velocidades menores a 2.5 km/s. (Castagna, Foster 1998).

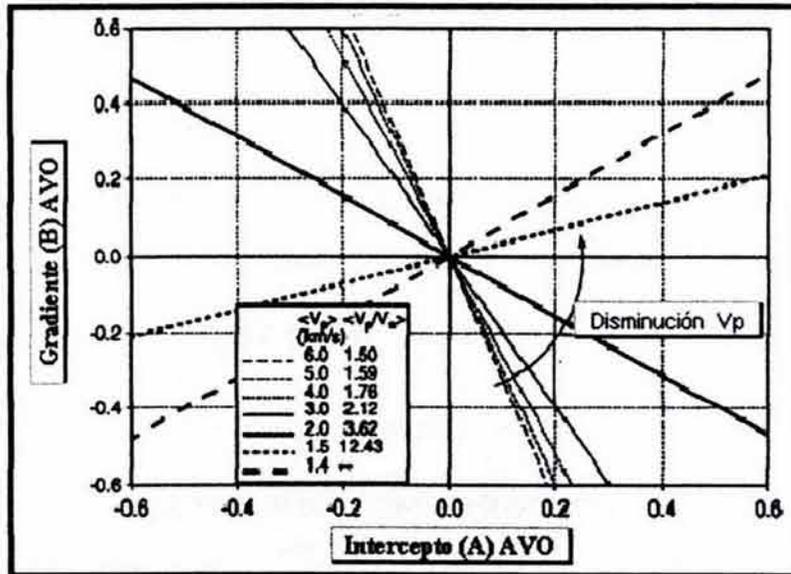


Figura 3.12 La curva del Background rota en contra de las Manecillas del reloj al disminuir V_p . (Castagna, Foster 1998).

- 3) Estas observaciones son muy similares a las hechas para la variación V_p/V_s constante, sin embargo para una relación V_p/V_s dada, las pendientes no son necesariamente equivalentes para los dos casos. Se debe de considerar que para una relación lineal V_p-V_s , la relación V_p/V_s varía a través de la interfase en lugar de permanecer constante. Resultado de esta última observación es una curva diferente del background en cada V_p/V_s dada. (Castagna, Foster 1998).
- 4) La ecuación (3.21) se reduce a la ecuación (3.13) cuando $C=0$. Suponiendo una densidad constante ($g=0$) en lugar de la ecuación de Gardner nos da:

$$B = \left[1 - \frac{8}{m} \left(\frac{V_s}{V_p} \right) \right] A = \left[1 - 8 \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2 \frac{(V_p)}{(V_p) - C} \right] A \dots\dots (3.22)$$

Comparación de las Curvas del Background

La comparación del background se realiza con la pendiente calculada de B/A como función de V_p/V_s en la figura 3.13, para los siguientes casos:

- 1) Densidad y relación V_p/V_s constante para la ecuación (3.11). (Castagna, Foster 1998)

- 2) Densidad de Gardner y V_P/V_S constante para la ecuación (3.13). (Castagna, Foster 1998).
- 3) Densidad constante y relación lineal V_P/V_S calculada para la curva de Mudrock Line $m=1.16$ y $C= 1.36$ km/s utilizada en la ecuación (3.8). (Castagna, Foster 1998).
- 4) Densidad de Gardner $g=1/4$ y un Mudrock Line lineal V_P/V_S en la ecuación (3.8). (Castagna, Foster 1998).

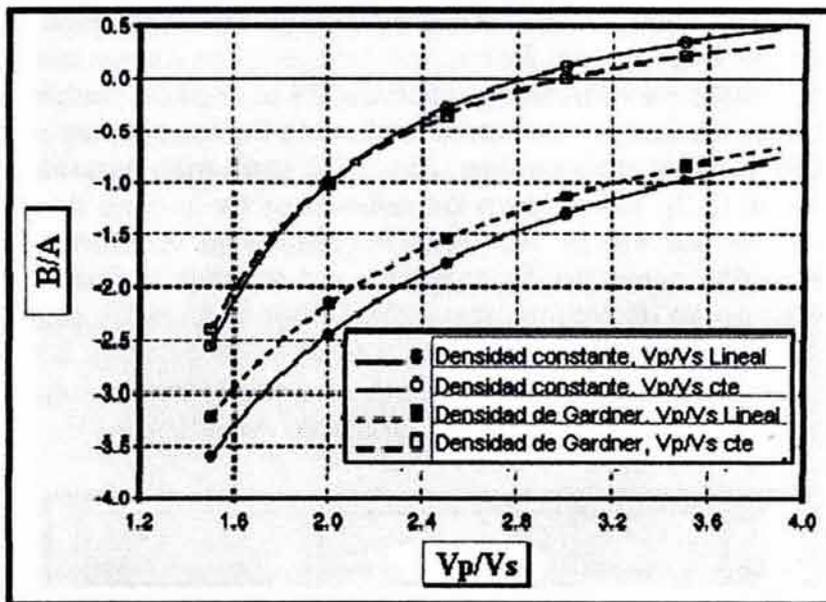


Figura 3.13 Comparación de las curvas del Background, con las Variaciones hechas en los parámetros V_p , V_s y ρ . (Castagna, Foster 1998)

Para pequeños cambios elásticos implícitos en la ecuación de Aki Richards existe una relación lineal entre el background A y B. La relación B/A se incrementa al incrementarse el background V_P/V_S para todos los casos. Es importante notar que la relación de densidad es menos importante que la relación V_P/V_S . La suposición V_P/V_S constante y V_P/V_S lineal, proveen curvas de background diferentes. (Castagna, Foster 1998).

Para V_P/V_S constante, B/A se vuelve positivo en valores de $V_P/V_S=3$ y mayores a 3. Por lo tanto un valor negativo grande de A puede resultar en un valor negativo de B encabezando un incremento de la magnitud respecto al offset en rocas sin interés económico. Esto puede ocurrir en rocas no consolidadas y lutitas donde V_P y V_S no están tan bien correlacionadas como lo están en las rocas bien consolidadas.

Desviaciones de las Relaciones Petrofísicas

Una clave para la interpretación del AVO es la magnitud de la desviación de la anomalía de la curva definida como background, Smith y Gidlow (1987) proveen un ejemplo en donde la violación a la ecuación de Gardner es de un efecto de segundo orden en los datos sísmicos apilados. Para intervalos de arenisca/lutita la dispersión debida a factores no petrofísicos son frecuentemente mayores a los introducidos a la suposición de Gardner y relación lineal $V_P - V_S$, la desviación debida a la violación de la densidad de Gardner es mínima.

Para una velocidad de onda P dada, la sal exhibe una densidad baja inusual y por lo tanto se desvía del background. Por supuesto que la desviación más interesante del background, resulta de remplazar salmuera en el espacio poroso por gas. El reemplazo mecánico de gas por salmuera utilizando las ecuaciones de Gassmann reduce la relación V_P/V_S y produce que ΔV_P y $\Delta \rho$ sean más negativos. Entonces para las ecuaciones (3.3), (3.4) y para las reflexiones de la cima de una arena, la saturación parcial de gas causa que tanto A como B se vuelvan más negativos que para la saturación completa de salmuera. Lo anterior se ilustra en la figura 3.14, que muestra pares de interceptos y gradientes calculados para reflexiones de lutita/arena-gas, y lutita/arena-salmuera. La reflexión de lutita sobre la arena-salmuera varía de valores fuertemente positivos a fuertemente negativos, fueron seleccionados para que tuvieran el mismo promedio de velocidad P.

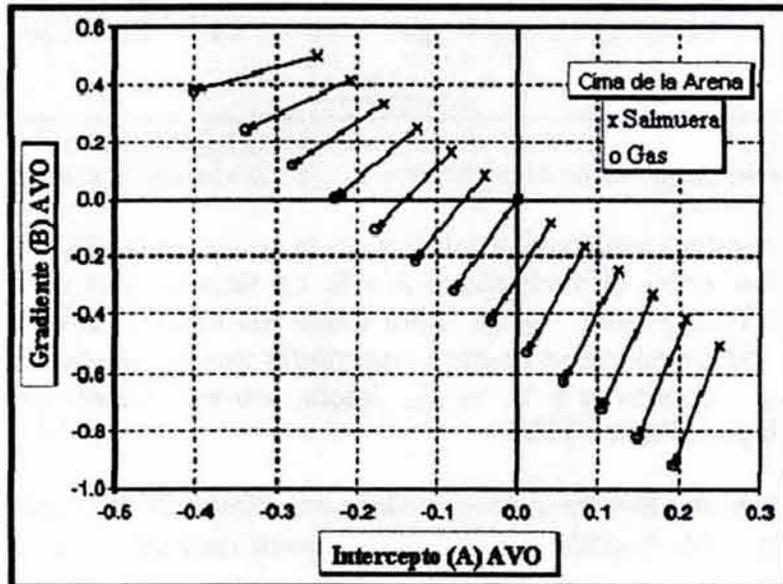


Figura 3.14 Desviaciones de la curva del Background a partir del reemplazo mecánico de salmuera por gas. (Castagna, Foster 1998)

Los interceptos y gradientes fueron calculados usando la ecuación de Gardner y la curva Mudrock Line, atándose a lo largo de una línea recta predicha por la ecuación (3.6).

Entonces fue utilizada la ecuación de Gassmann para llevar a cabo la sustitución de gas por salmuera. Los coeficientes de reflexión para las arenas correspondientes, cayeron a lo largo de la línea recta en la izquierda inferior de la curva del background. Cada línea se mueve hacia A y B más negativos de la arena con salmuera a la arena con gas.

La figura 3.15, muestra la tendencia de las arenas con salmuera hacia las arenas con gas para 25 sets de datos de arribos primarios in-situ de registros sísmicos en arenas con salmuera, arenas con gas y lutitas (Castagna, Smith 1994)

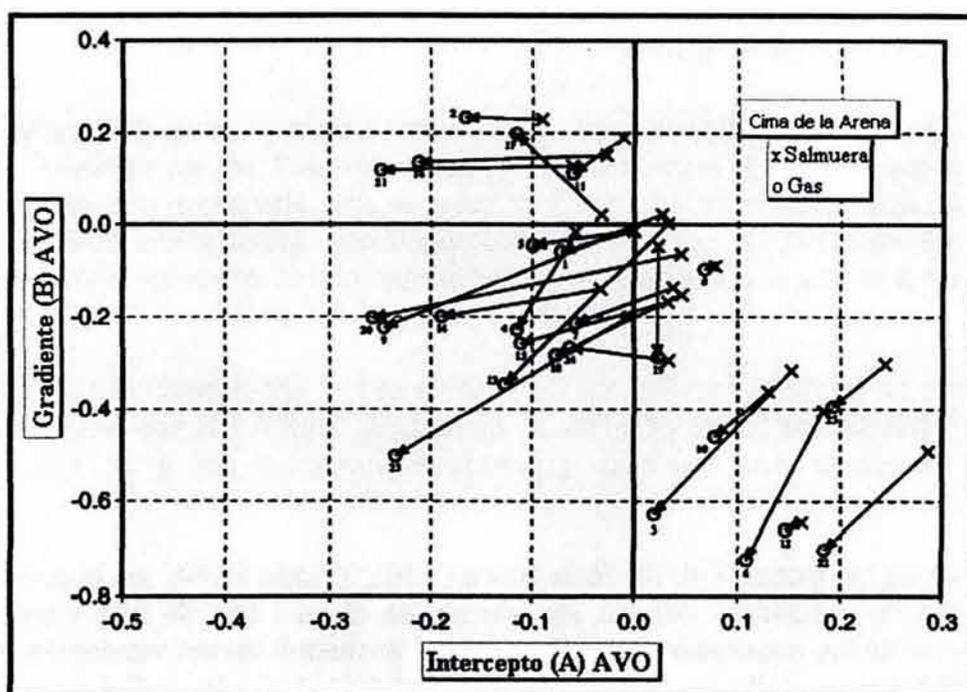


Figura 3.15 Tendencia de arenas con salmuera hacia arenas con gas.
(Castagna, Foster 1998)

La mayoría de las velocidades de onda S fueron medidas directamente con un registro sísmico bipolar ó de frente de onda completa ó medidas en laboratorio. Aunque la validez de las lecturas de estos registros sísmicos en arenas con gas es cuestionable, las arenas con gas tienden a graficarse a la izquierda inferior de las arenas con salmuera. Además del error experimental, variaciones geológicas como diferencias de porosidad entre arenas con salmuera y arenas con gas causaran desviaciones de las predicciones hechas con hechas con las

ecuaciones de Gassmann. Es de notar que la velocidad del background es diferente para cada arena con salmuera, uno no podría esperar que todos los puntos cayeran a lo largo de una sola curva de background. Sin embargo las tendencias de arena con gas se desvían claramente de la tendencia de arenas con salmuera.

Lo anterior es la base de la detección de hidrocarburos de Smith y Gidlow (1987) con la utilización del factor fluido (ΔF) que es una medida de la desviación de la curva del background.

$$\Delta F = \frac{\Delta V_p}{V_p} - m \left(\frac{\Delta V_s}{V_p} \right) \left(\frac{\Delta V_s}{V_s} \right) \dots\dots (3.23)$$

En otras palabras B se hace más negativo por la presencia de hidrocarburos en el medio inferior (Por la disminución de Poisson), A, también se vuelve más negativo por la presencia de hidrocarburos

El efecto de agregar hidrocarburos a un estrato para la cima de la unidad se dibuja por debajo de la curva del background (figura 3.14) en donde A y B se hacen más negativos. Por el contrario la base de una arena con gas se ubica por encima del background con A y B más positivos, suponiendo que el medio subyacente a la arena con gas sea similar al medio suprayacente a la arena con gas.

La amplitud de la arena con gas se incrementa con el offset solo para arenas con gas cuya cima se encuentra en el tercer cuadrante. Aquí A y B son negativos y la amplitud se vuelve más negativa y grande en magnitud con el incremento del offset.

Las arenas de las clases I, II, III de la figura (3.10), donde $R_p=A$, es el coeficiente de reflexión de incidencia normal, las arenas de clase I son de alta impedancia relativa a las lutitas suprayacentes. Las arenas de clase II tienen incidencia normal baja (contraste pequeño de incidencia), las arenas de la clase III tienen menor impedancia que las lutitas suprayacentes (Tipo Bright-Spots) y exhiben un incremento en la magnitud respecto al offset.

La importancia de esta clasificación ha demostrado que los coeficientes de reflexión no necesitan incrementarse con el offset para arenas con gas como comúnmente se suponía previamente. En particular para arenas con gas de alta impedancia cuyos coeficientes de reflexión decrecen con el offset.

No es posible concluir que en estas tres clases los coeficientes de reflexión de arenas con gas siempre se vuelven más negativos con el aumento del offset para

las tres clases. La clase IV para la cual la introducción de gas causa que los coeficientes de reflexión se vuelvan más positivos con el incremento del offset, también decrecen en magnitud con el incremento del offset.

Arenas de clase IV que caen en el cuadrante IV, también tiene valores negativos de A pero valores positivos de B, la magnitud de la reflexión disminuye con el offset.

3.5 Factor Fluido

Las respuestas teóricas y las obtenidas en campo difieren debido a las muchas suposiciones aceptadas para facilitar el cómputo de los datos sísmicos, para hacer que los datos obtenidos en campo correspondan a la teoría desarrollada, es necesario hacer ajustes y correcciones, de tal modo que los resultados obtenidos describan la realidad objetiva de la respuesta obtenida en campo.

Las ecuaciones simplificadas de Zoeppritz se ajustan a las amplitudes de todas las trazas en cada muestra de tiempo del gather y pueden ser calculadas ciertas propiedades de las rocas. La estimación de las propiedades de las rocas es alcanzada por la aplicación de pesos de los tiempos y offsets de los datos antes del apilamiento.

Las propiedades que se pueden obtener en el desarrollo del factor fluido son:

- Reflectividad de la onda P de offset cero.
- Reflectividad de la onda S de offset cero.
- Relación de reflectividades de la onda P sobre la S ó también llamada reflectividad de Pseudo-Poisson.

Con la relación proporcionada del "Mudrock Line" que relaciona la velocidad de onda P y la velocidad de onda S, para rocas clásticas saturadas de agua, es posible crear una gráfica que ilumine la presencia de gas. El punto de inicio en Smith y Gidlow (1987), es una aproximación de las ecuaciones de Zoeppritz como la de Aki & Richards, la cual da una aproximación a la relación entre el coeficiente de reflexión de la onda P y el ángulo de incidencia.

$$R_p = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) - 2 \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2 \left(2 \frac{\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \sin^2(\theta) + \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} \right) \tan^2(\theta) \dots (3.24)$$

Las suposiciones hechas en la ecuación (3.24) son:

1) $\frac{\Delta V_p}{V_p}, \frac{\Delta V_s}{V_s}$ y $\frac{\Delta \rho}{\rho}$, son lo suficientemente pequeñas, que los términos de segundo orden son despreciados.

2) θ no se aproxima al ángulo crítico ni al de 90° .

La ecuación (3.24) es aproximada hasta para ángulos de incidencia de 50° para velocidades típicas. Si la ecuación de Gardner se hace válida para la ecuación (3.24) entonces:

$$\rho = V_p^{1/4} \dots (3.25) \text{ Ecuación de Gardner}$$

Derivando la ecuación de Gardner;

$$\frac{\Delta \rho}{\rho} = \frac{1}{4} \frac{\Delta V_p}{V_p} \dots (3.26)$$

Sustituyendo (3.26) en la ecuación (3.24)

$$R_p = \frac{\Delta V_p}{V_p} \left(\frac{5}{8} + \frac{1}{2} \tan^2(\theta) \right) - \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2 \left(4 \frac{\Delta V_s}{V_s} + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} \right) \sin^2(\theta) \dots (3.27)$$

Alternativamente si la ecuación de Gardner no se ajusta a la ecuación (3.24), debido a que es una relación empírica local (ver Capítulo I), ésta puede ser rescrita en términos de las impedancias acústicas de la onda P y S de la siguiente manera:

Si

$$I = \rho V_p \text{ y } J = \rho V_s$$

Entonces:

$$\frac{1}{2} \frac{\Delta I}{I} = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \dots \text{Coeficiente de reflexión de la onda P de offset cero.}$$

$$\frac{1}{2} \frac{\Delta J}{J} = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_S}{V_S} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \dots \text{Coeficiente de reflexión de la onda S de offset cero}$$

Sustituyendo en la ecuación (3.24):

$$R_p = \frac{1}{2} \frac{\Delta I}{I} (1 + \tan^2(\theta)) - 4 \left(\frac{V_S}{V_P} \right)^2 \left(\frac{\Delta J}{J} \right) \text{sen}^2(\theta) - \left[\frac{1}{2} \frac{\Delta \rho}{\rho} \tan^2(\theta) - 2 \left(\frac{V_S}{V_P} \right) \frac{\Delta \rho}{\rho} \text{sen}^2(\theta) \right] \quad (3.28)$$

En la ecuación (3.28) el tercer término es muy pequeño para ángulos de incidencia (θ) menores a 35° , de tal modo que la ecuación (3.28) se reduce a:

$$R_p = \frac{1}{2} \frac{\Delta I}{I} (1 + \tan^2(\theta)) - 4 \left(\frac{V_S}{V_P} \right)^2 \left(\frac{\Delta J}{J} \right) \text{sen}^2(\theta) \dots \dots (3.29)$$

El algoritmo de mínimos cuadrados ajusta las ecuaciones (3.27) y (3.29) a las amplitudes de reflexión de la onda P, desde los datos reales de los gathers CMP para estimar $\frac{\Delta V_P}{V_P}, \frac{\Delta V_S}{V_S}$ de la ecuación (3.24), ó $\frac{\Delta I}{I}, \frac{\Delta J}{J}$ de la ecuación (3.29).

Pero antes de hacer el ajuste debe ser determinada una relación entre la distancia del offset (x) y el ángulo de incidencia (θ), así como especificar el valor de $\frac{\Delta V_S}{V_P}$.

Es posible estimar las dos relaciones si conocemos la velocidad de onda P como función de la profundidad ó del doble tiempo de tránsito. Se obtiene una función suave de velocidad contra tiempo para el área de un pozo cercano, la relación entre la distancia del offset (X) y el ángulo (θ) es determinada asumiendo que la tierra es un apilamiento de estratos horizontales delgados ejecutando el trazado de rayos iterativo. El trazado de rayos proporciona el ángulo de incidencia como función del offset cero de doble tiempo de tránsito.

Para determinar la relación $\frac{\Delta V_s}{V_p}$ se hace uso de la relación empírica "Mudrock Line" (Castagna 1985), que relaciona a V_s , y V_p para rocas clásticas saturadas de agua determinada por:

$$V_p = 1360 + 1.16V_s \dots \dots (3.30)$$

La función de $\frac{\Delta V_s}{V_p}$ contra tiempo de tránsito puede ser calculada mediante esta función V_p .

Para realizar el trazado de rayos es necesario entender la geometría teórica y la geometría registrada. Un gather CMP (Common Mid Point), corregido por sobretiempo normal es un arreglo de datos en el cual las ondículas representan muestras de tiempo y las columnas representan los Offsets ó distancia fuente receptor. (figura 3.16b). Con las muestras de tiempo se ajustan las amplitudes de los datos reales del gather a las ecuaciones (3.27) ó (3.29).

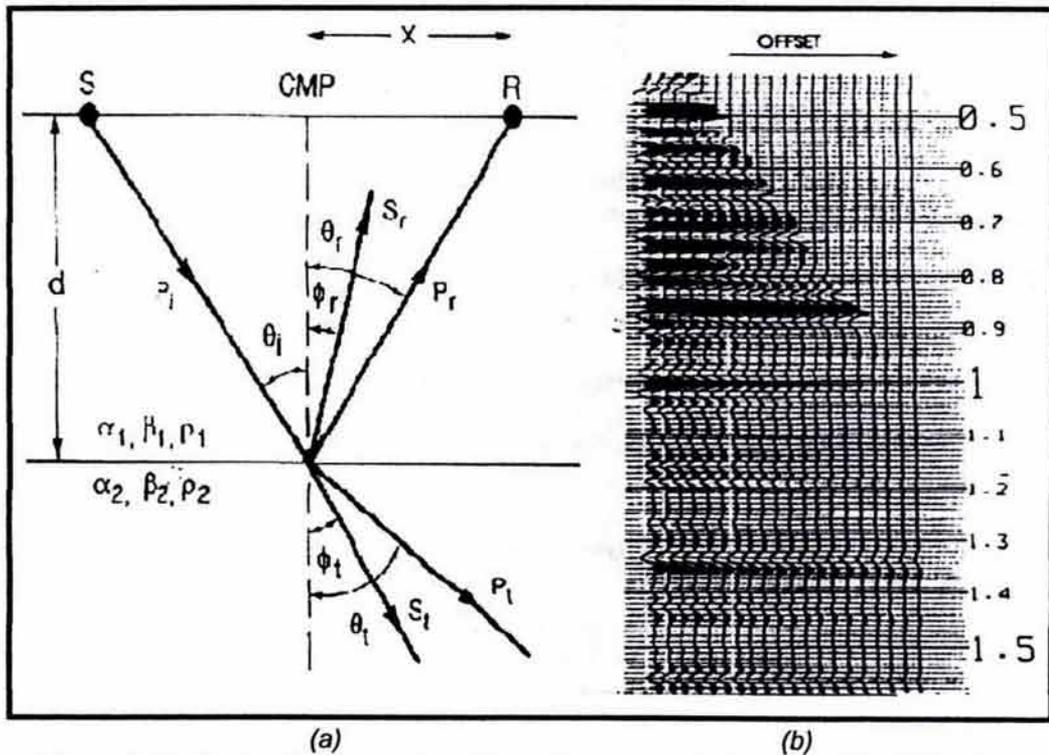


Figura 3.16. En donde (a) muestra el trazado de rayos de la geometría de los CMP gathers y (b) el conjunto de trazas corregidas por el sobretiempo normal NMO

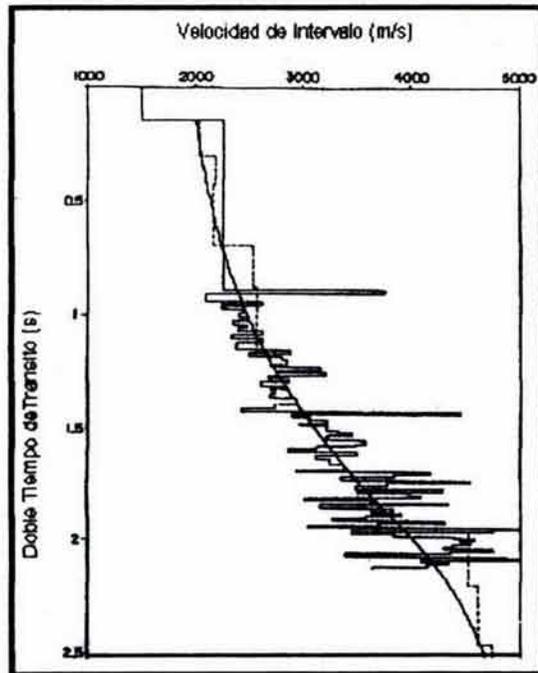


Figura 3.17 .Función suavizada de velocidad a partir de un registro VSP

Para hacer esto se asigna a cada elemento en el CMP gather un ángulo de incidencia. Esto es posible mediante el trazado de rayos (figura 3.16a) Es necesario especificar la función de velocidad de la onda P y entonces suponer el estratificado horizontal, iterativamente, el trazado de rayos provee los ángulos de incidencia. El intervalo ó función de velocidad generalmente no es conocida en detalle y por lo tanto no debe tener cambios súbitos sino graduales. (figura 3.17) Las funciones de velocidad pueden ser derivadas de las velocidades de apilamiento ó de datos de pozo.

El Ajuste de Curvas

En el algoritmo de mínimos cuadrados, las amplitudes de reflexión en los CMP gathers se ajustan a las ecuaciones (3.27) ó (3.29), mediante el apilamiento de las trazas, dando como resultado una sola traza, a lo que se le llama apilamiento pesado, a cada valor de esta nueva traza se le llama peso, mediante el cual se resuelve para las incógnitas $\frac{\Delta V_p}{V_p}, \frac{\Delta V_s}{V_s}$ ó $\frac{\Delta I}{I}, \frac{\Delta J}{J}$ en la interfase.

Los valores de los pesos son variantes en offset y en tiempo dependiendo del modelo de velocidad $V_p, \frac{V_s}{V_p}$, y de la geometría del offset, la salida de este ajuste son las reflectividades $\frac{\Delta V_p}{V_p}, \frac{\Delta V_s}{V_s}$ de offset cero. La derivación de los pesos es la siguiente:

La ecuación (3.27) es de la forma.

$$R_p = A_i \frac{\Delta V_p}{V_p} + B_i \frac{\Delta V_s}{V_s} \dots\dots(3.31)$$

En donde

$$A_i = \frac{5}{8} - \frac{1}{2} \frac{V_s^2}{V_p^2} \text{sen}^2(\theta_i) + \frac{1}{2} \text{tan}^2(\theta_i) \dots\dots(3.32)$$

Y

$$B_i = -4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \text{sen}^2(\theta_i) \dots\dots(3.33)$$

Para $i=1,2,3,\dots,n$, donde n es el número de trazas contribuyentes de el CMP gather corregido por NMO, en una particular muestra de tiempo. A y B son funciones de la velocidad V_p y del modelo $\frac{V_s}{V_p}$ y no de otros datos.

Si la amplitud real de cada muestra en offset es a_i , entonces el error cuadrático medio de todas las amplitudes, comparado con la curva modelo, esta dado por:

$$\epsilon = \sum_{i=1}^n \left(A_i \frac{\Delta V_p}{V_p} + B_i \frac{\Delta V_s}{V_s} - a_i \right)^2 \dots\dots(3.34)$$

Desarrollando

$$\begin{aligned} \epsilon = & \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} \right)^2 \sum_{i=1}^n (A_i)^2 + \left(\frac{\Delta V_s}{V_s} \right)^2 \sum_{i=1}^n (B_i)^2 + \sum_{i=1}^n (a_i)^2 + 2 \frac{\Delta V_p}{V_p} \frac{\Delta V_s}{V_s} \sum_{i=1}^n (A_i B_i) \\ & - 2 \frac{\Delta V_p}{V_p} \sum_{i=1}^n (A_i a_i) - 2 \frac{\Delta V_s}{V_s} \sum_{i=1}^n (B_i a_i) \dots\dots(3.35) \end{aligned}$$

Ahora $\frac{\Delta V_p}{V_p}$ y $\frac{\Delta V_s}{V_s}$ deben ser variadas de tal modo que el error sea minimizado.

Tomando las derivadas parciales del error respecto a: $\frac{\Delta V_p}{V_p}$ y $\frac{\Delta V_s}{V_s}$ tenemos:

$$\frac{\delta \epsilon}{\delta \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} \right)} = 2 \frac{\Delta V_p}{V_p} \sum_{i=1}^n (A_i)^2 + 2 \frac{\Delta V_s}{V_s} \sum_{i=1}^n (A_i B_i) - 2 \sum_{i=1}^n (A_i a_i) \quad \dots\dots(3.36)$$

$$\frac{\delta \epsilon}{\delta \left(\frac{\Delta V_s}{V_s} \right)} = 2 \frac{\Delta V_p}{V_p} \sum_{i=1}^n (A_i B_i) + 2 \frac{\Delta V_s}{V_s} \sum_{i=1}^n (B_i)^2 - 2 \sum_{i=1}^n (B_i a_i)$$

Igualando a cero cada ecuación se obtienen dos ecuaciones simultáneas.

$$\begin{bmatrix} \sum_{i=1}^n (A_i^2) & \sum_{i=1}^n (A_i B_i) \\ \sum_{i=1}^n (A_i B_i) & \sum_{i=1}^n (B_i^2) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{\Delta V_p}{V_p} \\ \frac{\Delta V_s}{V_s} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum_{i=1}^n (A_i a_i) \\ \sum_{i=1}^n (B_i a_i) \end{bmatrix} \quad \dots\dots(3.37)$$

$$\frac{\Delta V_p}{V_p} = \sum_{i=1}^n \left[a_i \frac{A_i \sum_{j=1}^n (B_j^2) - B_i \sum_{j=1}^n (A_j B_j)}{\sum_{j=1}^n (A_j^2) \sum_{j=1}^n (B_j^2) - \sum_{j=1}^n (A_j B_j) \sum_{j=1}^n (A_j B_j)} \right] \quad \dots\dots(3.38)$$

$$\frac{\Delta V_s}{V_s} = \sum_{i=1}^n \left[a_i \frac{B_i \sum_{j=1}^n (A_j^2) - A_i \sum_{j=1}^n (A_j B_j)}{\sum_{j=1}^n (A_j^2) \sum_{j=1}^n (B_j^2) - \sum_{j=1}^n (A_j B_j) \sum_{j=1}^n (A_j B_j)} \right] \quad \dots\dots(3.39)$$

En las dos últimas ecuaciones (3.38) y (3.29), el arreglo del lado derecho está de tal forma que se muestra el apilamiento pesado de cada solución, en general los pesos incluyen valores positivos y negativos.

La salida de los pesos apilados son trazas representativas $\frac{\Delta V_P}{V_P}$ ó reflectividad de la onda P y $\frac{\Delta V_S}{V_S}$ ó reflectividad de la onda S, ambos con el tiempo escalado de un sismograma normal, por ejemplo relacionado a la profundidad por la velocidad de onda P.

Las amplitudes de reflexión provienen de los CMP gathers corregidos por NMO, por lo tanto las trazas $\frac{\Delta V_P}{V_P}, \frac{\Delta V_S}{V_S}$, pueden ser calculadas de los apilamientos pesados de las trazas CMP gathers. Los tiempos dobles de tránsito de los coeficientes de reflexión de la onda P y S resultantes en offset cero para un reflector específico $\frac{\Delta V_P}{V_P}, \frac{\Delta V_S}{V_S}$, son los mismos ambos controlados por la velocidad de onda P. Esto contrasta con las secciones sísmicas convencionales de onda S, en donde los eventos de onda S de una interfase arriban a un tiempo diferente de los de la onda P, debido a las diferencias de velocidad V_P y V_S . Las trazas $\frac{\Delta V_P}{V_P}, \frac{\Delta V_S}{V_S}$ consisten en ondículas como lo son las trazas apiladas, en lugar de coeficientes de reflexión en picos ó pulsos

La Traza Factor Fluido

El concepto del factor fluido fue introducido por Smith y Gidlow (1987) para iluminar zonas saturadas por gas. El crossplot del Mudrock Line (V_P vs V_S), fue derivado por Castagna, en donde arenas saturadas con agua, limos, y lutitas caen aproximadamente a lo largo del Mudrock Line. Las arenas saturadas con gas tienen una velocidad V_P muy baja y una velocidad V_S ligeramente alta, y por lo tanto caen fuera de la tendencia del Mudrock Line.

Las arenas de alta porosidad caen en los límites bajos de velocidad y las arenas de poca porosidad caen en los límites de altas velocidades. La ecuación del Mudrock Line es la siguiente:

$$V_P = 1360 + 1.16V_S \dots\dots (3.30)$$

Tomando la derivada

$$\Delta V_p = 1.16 \Delta V_s$$

Multiplicando por: $\frac{\Delta V_s}{2 \Delta V_p}$

$$\frac{\Delta V_s}{2 \Delta V_p} \Delta V_p = 1.16 \frac{\Delta V_s}{2 \Delta V_p} \Delta V_s$$

Reagrupando términos

$$\frac{\Delta V_p}{2 V_p} = \left(\frac{V_s}{V_p} \right) 1.16 \frac{\Delta V_s}{2 V_s}$$

Y por lo tanto

$$R_p = 1.16 \left(\frac{V_s}{V_p} \right) R_s \dots (3.40)$$

En donde

$R_p = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p}$ Es el coeficiente de reflexión de onda P de Offset cero, en su componente de velocidad

$R_s = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_s}{V_s}$ Es el coeficiente de reflexión de onda S de offset cero, en su componente de velocidad

La ecuación (3.40) la podemos expresar como:

$$R_p - 1.16 \left(\frac{V_s}{V_p} \right) R_s = 0 \dots (4.41)$$

La ecuación anterior se ajusta a lo largo del Mudrock Line por lo que el factor fluido queda definido como:

$$\Delta F = R_p - 1.16 \left(\frac{V_s}{V_p} \right) R_s \dots\dots (3.42)$$

Si los estratos superior e inferior que producen la reflexión caen a lo largo de la tendencia del Mudrock Line, van a tener como valor del factor fluido $\Delta F = 0$, pero si la reflexión de los estratos cae fuera de la tendencia del Mudrock Line, entonces $\Delta F \neq 0$.

En secuencias clásticas se esperan valores diferentes a cero, en la cima y en la base de las arenas con gas, pero cero en las otras. Las amplitudes de reflexión de ΔF de arenas con gas deben ser proporcionales a la separación de arena-gas en la tendencia del Mudrock Line.

3.6 Indicador de Hidrocarburos Producto Gradiente-Intercepto (A*B)

Los indicadores de hidrocarburos están diseñados en base a la respuesta de propiedades físicas diferentes, de tal modo que no es posible aplicarlos indiscriminadamente a la información sísmica. Por lo que se tiene que seleccionar un indicador que se ajuste a las condiciones dadas, para que la respuesta esperada sea satisfactoria para indicar la presencia ó ausencia de hidrocarburos.

Dentro de las diferentes clases de AVO (I, II, III y IV), el indicador de hidrocarburos producto A*B, frecuentemente enmascara las clases I, II y IV, en tanto que ilumina la clase III, por esta razón cuando el producto A*B solo se aplica para enfatizar la respuesta de la clase II de AVO y no para las otras clases.

En secuencias clásticas la diferencia de coeficientes de reflexión $R_p - R_s$, se utiliza con frecuencia ya que el contenido en el fluido en los poros influencia directamente al coeficiente de reflexión R_p , mientras que el efecto en el coeficiente de reflexión R_s es despreciable.

Producto A*B

Con la aproximación de Shuey (1985), el coeficiente de reflexión de la onda P en función del tiempo puede expresarse como:

$$R(\theta) = A + B \sin^2(\theta) \dots\dots (3.43)$$

Donde:

$$A = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \dots\dots (3.44)$$

$$B = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 2 \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2 \left(2 \frac{\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \dots\dots (3.45)$$

El producto de A*B es frecuentemente utilizado para verificar Bright-Spots, en donde la arena con gas de baja impedancia con lutita como encajonante tiene un intercepto (A) negativo grande, y un gradiente (B) negativo grande, por lo que el producto A*B se hace grande positivo y es un indicador excelente para la clase III.

3.7 Indicador de Hidrocarburos Diferencia Rp-Rs

Diferencia Rp-Rs

Desde el punto de vista de la interpretación la diferencia es atractiva por su simplicidad y significado físico intuitivo. Esta diferencia de reflectividades se encuentra incluida en la técnica del "Factor Fluido" propuesta en Smith y Gidlow (1987).

De los coeficientes de reflexión se derivan las siguientes tendencias:

$$R_p = \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) / 2 \quad \text{y} \quad R_s = \left(\frac{\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) / 2$$

Por lo que:

$$R_p - R_s = \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta V_s}{V_s} \right) / 2 \dots\dots (3.46)$$

De la ecuación (3.46) adquiere mayor relevancia el hecho de que el fluido de los poros influencia fuertemente la reflectividad de onda P, en tanto que la reflectividad de onda S no sufre cambios significativos. Por lo tanto la diferencia de reflectividades es un buen indicador del contenido de fluido y de litología.

Para arenas con salmuera y lutitas las variaciones en litología y porosidad tiene un efecto similar sobre las reflectividades P y S, por lo que al sustraerse generalmente tienden a cancelarse. En secciones clásticas sin hidrocarburos (gas), la relación R_p-R_s , exhibe un valor constante, con lo que provee un "Background" bien definido, con valores cercanos a cero, en oposición a lo valores R_p-R_s en la presencia de gas que hace que la relación R_p-R_s tenga valores negativos grandes. (Castagna 1994)

En la figura 3.18 se muestra que la diferencia R_p-R_s , se encuentra cercana a cero en lutitas sobre arenas con salmuera, mientras que la diferencia R_p-R_s , para lutitas sobre arenas con gas es siempre negativa, aunque la separación entre las curvas disminuye con la profundidad, la diferencia se mantiene

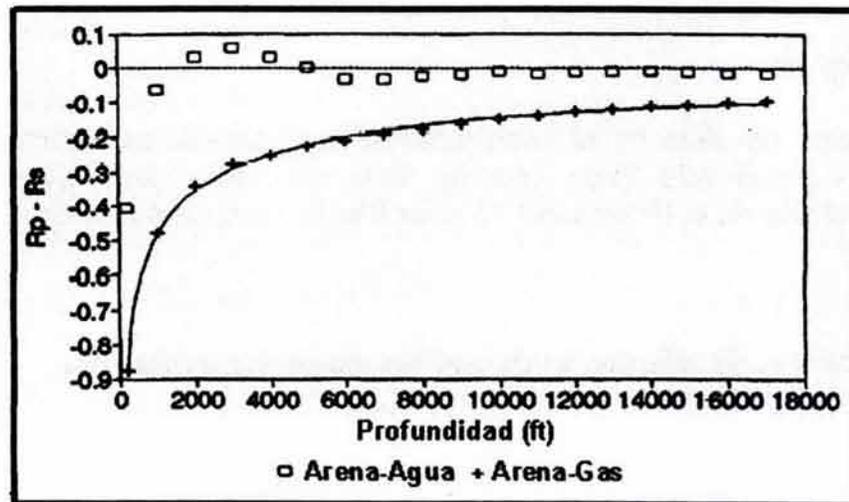


Figura 3.18. Valores de la diferencia de reflectividades influenciados por el contenido de fluido en los poros (Castagna 1994)

Respecto producto $A*B$ y la diferencia R_p-R_s , la mayor ventaja la ofrece la diferencia R_p-R_s debido a que tiene significado petrofísico sencillo y se puede utilizar para cualquiera de las clases AVO, ya que en la diferencia de reflectividades separa aquellos valores influenciados por la presencia de gas de los que contienen salmuera. (Castagna 1994).

3.8 Indicador de Hidrocarburos Delta de Poisson

Delta de Poisson, definido por el intercepto y el gradiente, es un indicador deducido por Fred Hilterman, a través de la ecuación de Shuey. El módulo de Poisson está definido en términos de V_p y V_s de la siguiente manera:

$$\frac{V_p}{V_s} = \left(\frac{1-\sigma}{0.5-\sigma} \right)^{1/2} \quad \sigma = \frac{0.5 - \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2}{1 - \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2} \quad \text{----- (1.62)}$$

En el módulo de Poisson, la dependencia de V_p , cobra mayor importancia debido a que en la sustitución mecánica de fluidos, y especialmente en la de gas por salmuera, el valor de V_p disminuye notablemente al ser influenciado directamente por el fluido contenido en los poros de las rocas. Por otro lado el valor de V_s no experimenta cambios notables ya que por sus características carece de sensibilidad al fluido contenido en los poros de las rocas.

Respecto a la dependencia del módulo de Poisson a la relación V_p/V_s , es importante considerar los siguientes valores:

$$\begin{aligned} \frac{V_p}{V_s} = \sqrt{2} & \quad \sigma = 0 \\ \frac{V_p}{V_s} = 1.5 & \quad \sigma = 0.1 \text{ (Gas)} \\ \frac{V_p}{V_s} = 2 & \quad \sigma = \frac{1}{3} \text{ (Húmedo)} \\ \frac{V_p}{V_s} = \infty & \quad \sigma = 0.5 \quad V_s = 0 \end{aligned}$$

En la figura 3.19 se muestran los valores más representativos para el caso de V_p/V_s , gas y húmedo, que tienen su consecuencia en σ .

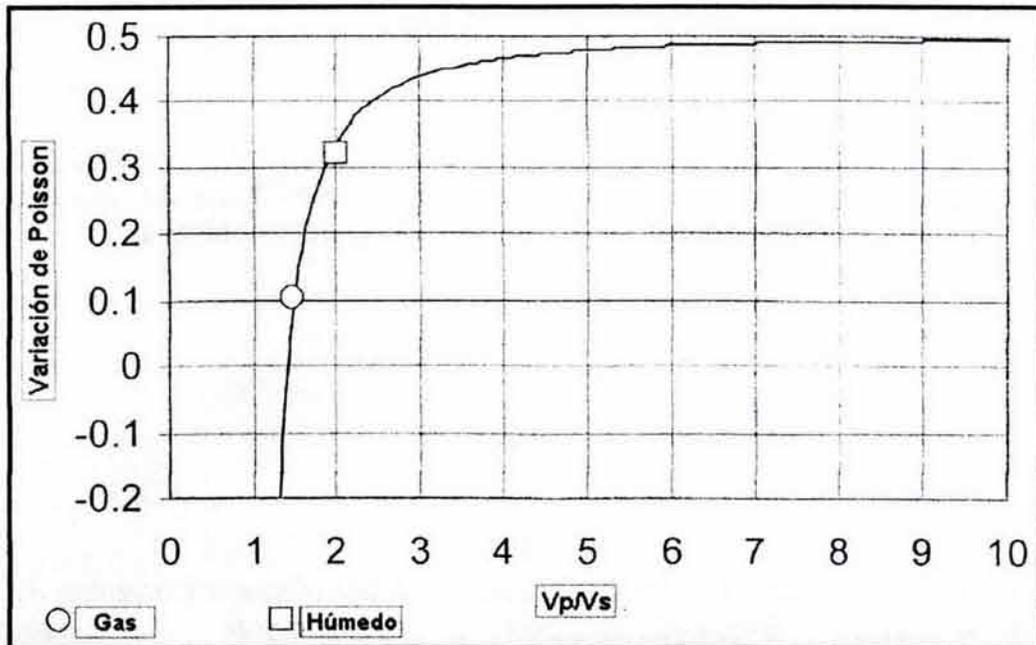


Figura 3.19. Valores representativos de V_p/V_s , con su correspondiente Valor de σ . (Hampson & Russell 2002)

El background corresponde al de lutita ó arena con salmuera. Respecto a la curva del Mudrock Line, los valores que caracterizan a la variación de Poisson se muestran en la figura 3.20.

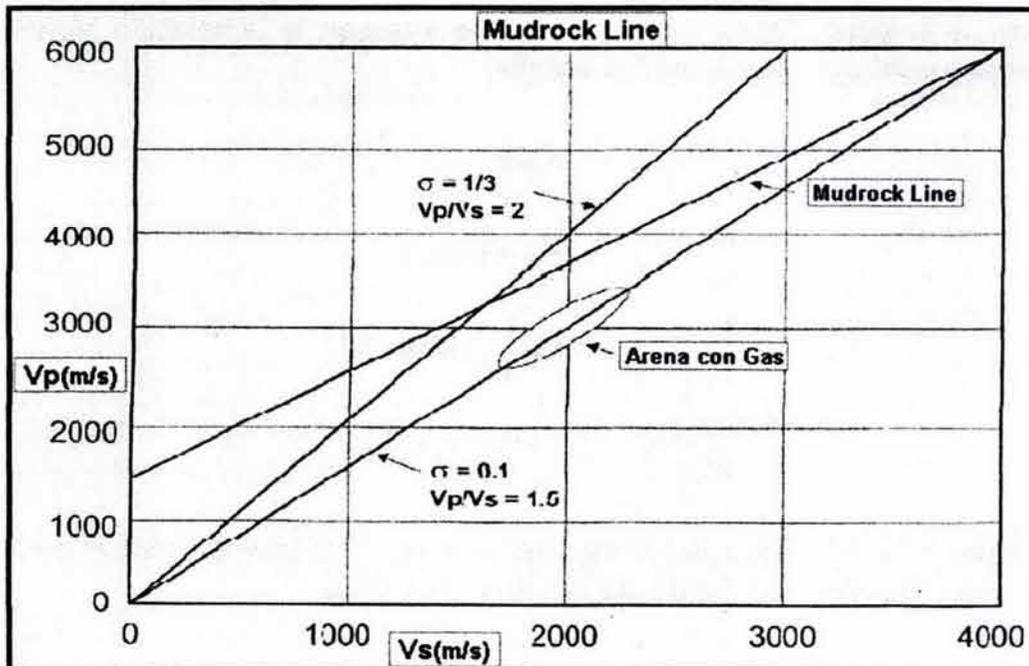


Figura 3.20. Valores de V_p y de V_s y su posición respecto a la recta Mudrock Line. (Hampson & Russell 2002)

La curva del Mudrock Line corresponde a un Background de lutita ó arena con salmuera (Húmedo), de tal modo que las arenas con gas tienen un registro por debajo de la curva del Mudrock Line

De la ecuación (2.20) que es la aproximación de Shuey a la de Zoeppritz, donde:

$$R(\theta) \approx Rp + \left[A_0 Rp + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \right] \text{sen}^2(\theta) + \frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} (\tan^2(\theta) - \text{sen}^2(\theta)) \text{-----} (2.20)$$

y:

$$A_0 = B - 2(1+B) \frac{1-2\sigma}{1-\sigma} \text{-----} (2.18)$$

$$B = \frac{\Delta\alpha/\alpha}{\Delta\alpha/\alpha + \Delta\rho/\rho} \text{-----} (2.19)$$

Sustituyendo (2.18), en (2.20), se tiene lo siguiente:

$$R(\theta) \approx Rp + \left[Rp \left(B - 2(1+B) \frac{1-2\sigma}{1-\sigma} \right) + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \right] \text{sen}^2(\theta) + \dots$$

De acuerdo a la ecuación generalizada del AVO

$$R(\theta) = R_p + G \text{sen}^2(\theta) \text{-----} (2.2):$$

$$G = Rp \left[B - 2(1+B) \frac{1-2\sigma}{1-\sigma} \right] + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \text{-----} (3.47)$$

Suponiendo un background de $Vp/Vs=2$ ó $\sigma=1/3$, en la ecuación (3.47) se tiene lo siguiente:

$$G = Rp \left[B - 2(1+B) \frac{1}{2} \right] + \frac{\Delta\sigma}{(2/3)^2}$$

$$G = \frac{9}{4} \Delta\sigma - Rp \quad (3.48)$$

Por lo tanto el delta de Poisson, a partir del intercepto y el gradiente queda definido de la siguiente manera:

$$\Delta\sigma = \frac{9}{4}(Rp + G) \quad (3.49)$$

Delta Poisson en la ecuación de Shuey se refiere a la diferencia en la variación de Poisson entre 2 capas, por lo que :

$$\Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1 \quad (3.50)$$

La modificación hecha por Shuey a la ecuación de Aki & Richards al introducir el delta de Poisson, fue motivada por la percepción de las reglas de Koefoed a), b) y c), de que la variación de Poisson es la propiedad elástica que está más relacionada a la dependencia angular del coeficiente de reflexión y a la variación de velocidad de onda P (V_p).

De tal manera que si aumenta la velocidad de la onda P (V_p), la variación de Poisson, también aumenta, y por otro lado si disminuye la velocidad de onda P (V_p), la variación de Poisson disminuye, de acuerdo a la ecuación (1.62) que se encuentra al inicio de este apartado.

De acuerdo a la ecuación (3.50), referente al Delta de Poisson, si la velocidad de onda P (V_p), disminuye en el medio inferior respecto al medio superior (por la presencia de gas), σ_2 va a ser menor que σ_1 , por lo que el delta de Poisson va a ser negativo. Por otro lado si las condiciones se invierten el resultado de delta de Poisson va a ser positivo. La disminución de la velocidad de la onda P (V_p) se debe al contenido de fluido en los poros de las rocas, en tanto que la velocidad de onda S (V_s), no experimenta variación alguna si pertenece al background de lutitas ó arenas saturadas de salmuera.

La asimilación de la ecuación (3.50), es el punto de partida para inferir el resultado en la ecuación (3.49), en donde el delta de Poisson se encuentra en función del gradiente e intercepto (R_p), y el gradiente (G), y las deducciones hechas a partir de la variación de la velocidad de la onda P (V_p), significan lo mismo. El valor negativo en el Delta de Poisson definido en la ecuación (3.49) ó (3.50), es un indicador de hidrocarburo muy eficiente cuando la variación de la velocidad de onda P (V_p), está asociada a la presencia de gas.



Capítulo IV

Aplicación de la Técnica En la Zona de Estudio

4.1 Antecedentes

Los trabajos de exploración geológica y de explotación petrolera, llevados a cabo durante más de ochenta años, han permitido evaluar el potencial petrolero de la República Mexicana y jerarquizar las áreas en que se ha dividido el territorio nacional en: productoras, con posibilidades a corto y mediano plazo, potencialmente petrolíferas y áreas sin posibilidades.

Casi todas las áreas que actualmente producen hidrocarburos, se hallan en la Planicie Costera y en la Plataforma Continental del Golfo de México, sobre una franja que se extiende desde la frontera con Estados Unidos, hasta la margen occidental de la Península de Yucatán y del frente de la Sierra Madre Oriental hasta la Plataforma Continental del Golfo de México.

Las cuencas y plataformas de edad Jurásico- Tardío y Cretácico se desarrollaron sobre un sistema de fosas y pilares tectónicos, producto de la separación entre América del Norte y África; este fallamiento se produjo durante el Triásico Tardío y dió origen al depósito de las capas continentales de las formaciones Huizachal y Todos Santos.

Al incrementarse la separación de los continentes, las primeras transgresiones marinas en las fosas tectónicas preexistentes, dieron lugar a los depósitos de evaporitas y sal del SE del país y del Golfo de México. Sobre las cuencas y paleorelieves jurásicos y cretácicos de la Planicie Costera y la margen occidental del Golfo de México, se desarrollaron durante el Terciario, cinco cuencas principales, las cuales de norte a sur se han denominado:

- Cuenca de Burgos,
- Cuenca de Tampico - Tuxpan,
- Cuenca de Veracruz,
- Cuenca Salina del Istmo
- Cuenca de Macuspana.

4.2 Cuenca de Macuspana

La Cuenca de Macuspana ha sido explorada y explotada desde el inicio de los años 40's. Las técnicas geoquímicas, para el estudio de hidrocarburos, no estaban aun desarrolladas. Los estudios recientes concluyen que los gases explotados en la cuenca de Macuspana son una mezcla entre gases termogénicos de diferente nivel de madurez y gas biogénico, siendo la mayor proporción de gas termogénico en el sur de la cuenca y de gas biogénico el norte y oriente de

la misma. Hoy en día 13 de los 39 campos descubiertos están activos. Los elementos estructurales que limitan a la Cuenca de Macuspana, son: por el oriente la falla Macuspana; por el occidente la falla de Frontera. Tiene como límite por el sur al frente de la Sierra de Chiapas, aunque su límite tectónico no se ha podido definir hasta el momento; sin embargo, la dirección de las fallas y los ejes estructurales en la Sierra de Chiapas son de NO a SE y en las Cuencas Terciarias las fallas tienen una dirección noreste-suroeste y el límite norte se encuentra en el actual Golfo de México. (figura 4.1). La cuenca es de tipo extensional desarrollada a partir del Mioceno superior y rellena por sedimentación terrígena.

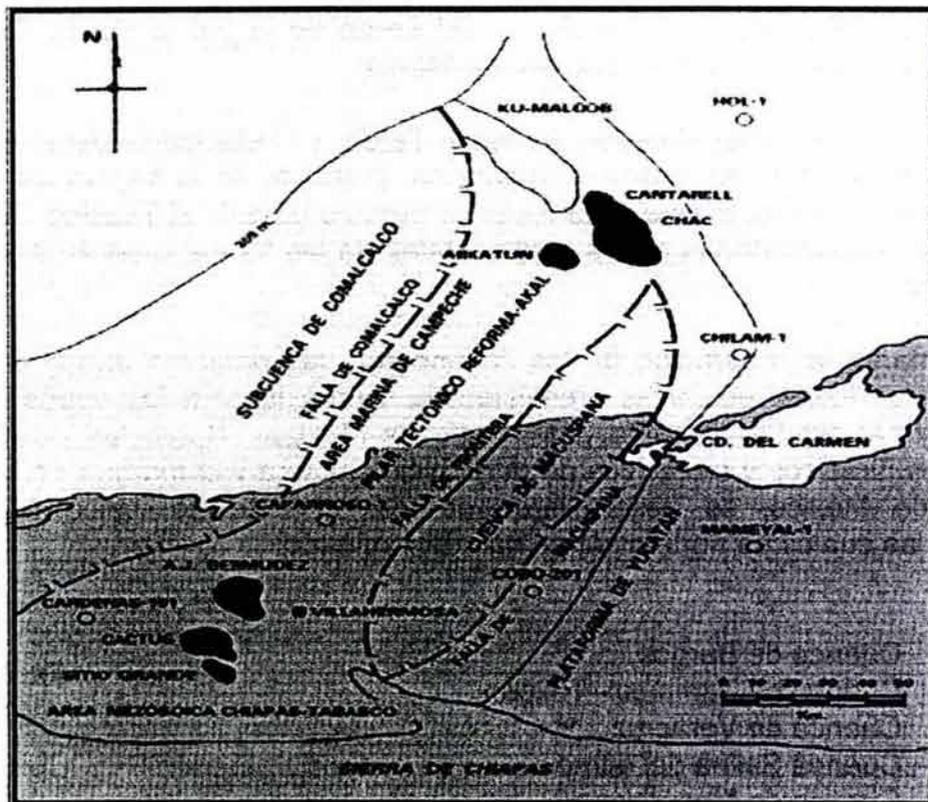


Figura 4.1 Límites de la Cuenca de Macuspana.

4.3 Geología Petrolera

La columna estratigráfica se encuentra caracterizada por terrigenos del Oligoceno al Mioceno Temprano representados por una secuencia de lutitas suaves y plásticas con esporádicas intercalaciones de arenisca de grano fino.

En la Cuenca de Macuspana, las principales rocas generadoras corresponden a las lutitas y calizas arcillosas con gran cantidad de materia orgánica del Jurásico Tardío, Titoniano y posiblemente las del Kimeridgiano, las cuales alcanzaron la presión y temperatura adecuada para la generación de hidrocarburos durante el Terciario.

Las rocas almacenadoras corresponden a las formaciones Amate Inferior y Superior del Mioceno Temprano, la cual consiste de una secuencia de lutitas con intercalaciones de arenas de grano fino a medio depositadas en ambiente Nerítico Interno Medio en al cual se tiene la mayor producción de gas, el espesor de esta unidad fluctúa de 700 a 2000 m. La formación Amate Superior ha sido una de los principales objetivos de la perforación, ya que es una formación productora tanto en la cuenca Salina de Istmo como en la cuenca Macuspana. La formación Amate Inferior solo tiene producción de gas seco pero con arenas potencialmente atractivas.

Las formaciones: Encajonado y Zargazal del Mioceno Medio y Belén Inferior y Superior del Mioceno Tardío, las cuales están representadas por una secuencia de arenas de grano medio a grueso con delgadas intercalaciones de lutitas. LA formación Belem produce gas seco, la formación Zagarzal presenta yacimientos de aceite en la parte correspondiente a la cuenca Salina del Istmo, en la cuenca de Macuspana solo presenta objetivos potencialmente atractivos debido a que no tiene consistencia en los cuerpos arenosos. La formación Encajonado presenta arenas con gas en el límite de la base de la formación Zagarzal

Las rocas sello son las lutitas y areniscas arcillosas del mismo Mioceno, del Plio-Pleistoceno y los aluviones del Cuaternario. Las trampas de los yacimientos están asociados principalmente a trampas estructurales y en segundo lugar a trampas estratigráficas. Las trampas estructurales son de tipo anticlinal. Las trampas estratigráficas se encuentran representadas por acuñamientos de arenas y discordancias.

4.4 Estratigrafía y Columna Geológica

La columna geológica se muestra en la figura 4.2 en donde las formaciones con objetivos de interés se encuentran del mioceno tardío, al plioceno medio las características de cada unidad varían de acuerdo a la localidad estudiada.

| Era | Sistema | Serie | Piso | Unidad Estratigráfica | | |
|-----------|-------------|-------------|--------------|-----------------------|--|---|
| CENOZOICO | CUATERNARIO | RECIENTE | | PLEISTOCENO RECIENTE | | |
| | | PLEISTOCENO | | TRES PUENTES | | |
| | TERCIARIO | MIOCENO | SUPERIOR | | BELEM | |
| | | | | | ZARGAZAL | |
| | | | | | ENCAJONADO | |
| | | | MEDIO | | AMATE SUPERIOR | |
| | | | INFERIOR | | AMATE INFERIOR | |
| | | | OLIGOCENO | SUPERIOR | | LUTITA DEL OLIGOCENO |
| | | | | MEDIO | | CALIZA MACUSPANA |
| | | | | INFERIOR | | |
| | | | EOCENO | SUPERIOR | | LUTITAS DEL EOCENO SUPERIOR CALIZA DEL EOCENO SUPERIOR |
| | | MEDIO | | | LUTITAS DEL EOCENO MEDIO | |
| | | INFERIOR | | | LUTITAS DEL EOCENO INFERIOR CALIZA PALIZADA | |
| | | PALEOCENO | | | LUTITAS DEL PALEOCENO | |
| | | MESOZOICO | JURASICO (?) | | | SAL |

Figura 4.2 Columna geológica de la cuenca de Macuspana

En términos generales los rasgos geológicos más importantes para el área de estudio corresponden al Pleistoceno Reciente, Plioceno y Mioceno,

Pleistoceno Reciente

El espesor varía entre 25m a 200m, con depósitos sedimentarios de edad indefinida ya que no se encuentra fósiles índice, pero que se han determinado que pertenecen al pleistoceno. Los primeros 50m consisten de arena de grano grueso a medio, con arena arcillosa con acumulaciones de restos de plantas que muestran una ligera carbonización. En la base cuenta con lutitas.

Plioceno

Hacia el Plioceno temprano y medio, las condiciones de depósito fueron favorables para el desarrollo de sistemas deltáicos, con el dominio de ambientes nerítico y transicional que permitió la acumulación de sedimentos que dan lugar a intercalaciones de arenas y lutitas.

Mioceno

Comprende las unidades Belem, Zagarzal, Encajonado, Amate Superior y Amate Inferior que son las de mayor interés económico.

Formación Belem. Esta dividida en Superior con espesores que varían de 300m a 400m, consiste de arcillas densas con intercalaciones de arena, la unidad Inferior tiene espesores que varía de 300m a 400m con arcillas y arenas intercaladas de grano medio a fino con alto contenido de fósiles y algunas capas delgadas de lignito. Se distinguen las unidades Superior e Inferior Belem debido a la presencia de macrofauna en la unidad Superior.

Zagarzal. Esta unidad consiste de 275m de lutitas y con espesores que llegan 825m, con intercalaciones de arenas algunas muy calcáreas con abundancia de moluscos y lignita que se extienden hasta la formación Encajonado. Desde el punto de vista de los registros eléctricos las formaciones Belem y Zagarzal son muy difíciles de diferenciar, por lo que el punto de partida para diferenciarlas es el tipo y contenido de fósiles, con lo que se establece una diferencia cualitativa. Las alternancias de lutitas y arenas varían de 5m a 30m de espesor aunque los cuerpos arenosos tienen poca consistencia lateralmente.

Encajonado. Básicamente consiste de areniscas y arenas arkósicas poco consolidadas en la parte superior con espesores de hasta 325m. En la parte medio consiste da areniscas duras con concreciones calcáreas y granos de cuarzo rosado comunes en toda la formación. Los registros eléctricos describen consistencia lateral en algunas lutitas y arenas y en otras no. El espesor varía de 400m a 1000m.

Amate Superior. Esta unidad cuenta con espesores de margas que varían de 300m a 350m, con intercalaciones de arena arcillosa y concreciones calcáreas, los estratos están bien definidos, disminuyendo el contenido de arenas hacia la base. En algunas localizaciones las arenas se presentan en forma de lechos delgados de arena poco consolidada. El espesor de toda la unidad varia de 350m a 2370m.

Amate Inferior. Esta unidad esta constituida por arcillas de hasta 900m de espesor, los cuerpos arenosos varían de 20m a 60m, en algunas localizaciones existe la alternancia de lutitas y arenas, en otras solo existe la presencia de lutitas.

4.5 Zona de Estudio

La zona de estudio (figura 4.4), se encuentra a 32.5 Km al noroeste de la Ciudad del Carmen con un área de 160 km², dentro de la zona de estudio se han encontrado intercalaciones de lutitas y arenas que resultan atractivas, cuyos espesores oscilan de 15 a 72 m, con porosidad que varía de 10% a 34 % y permeabilidad de 1 a 1000 milidarcys, que presentan anomalías AVO.

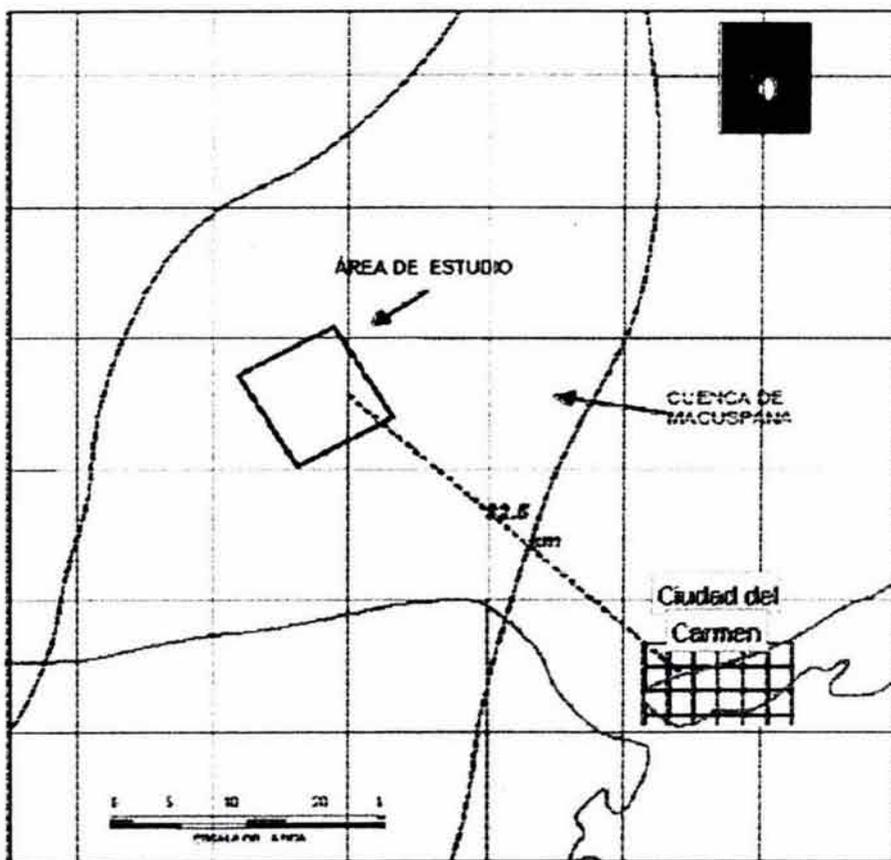


Figura 4.4 Área de Estudio

4.6 Condiciones de Depósito y Modelos Geológicos

La zona de estudio comprende la evolución de la cuenca del Mioceno Tardío al Plioceno Medio, en donde las condiciones geológicas fueron favorables para que se desarrollaran sistemas deltáicos con gran aporte de sedimentos con dominio siliciclástico y arcillas.

Basado en foraminíferos recuperados de muestras de pozos, fue posible elaborar mapas paleobatimétricos y con la ayuda de registros geofísicos, fue posible determinar modelos geológicos que muestran los ambientes de depósito de sedimentos en el área de estudio.

La figura 4.5 muestra un mapa paleobatimétrico del Mioceno Tardío, en el área de estudio predominan los ambientes nerítico y transicional con gran aporte de sedimentos siliciclásticos provenientes del sistema deltáico en la proximidad del área de estudio.

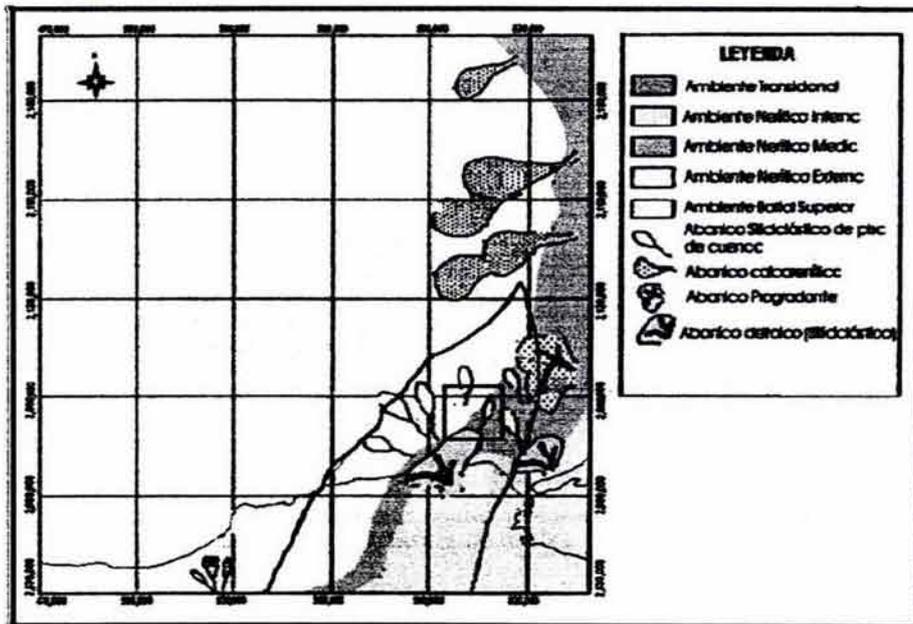
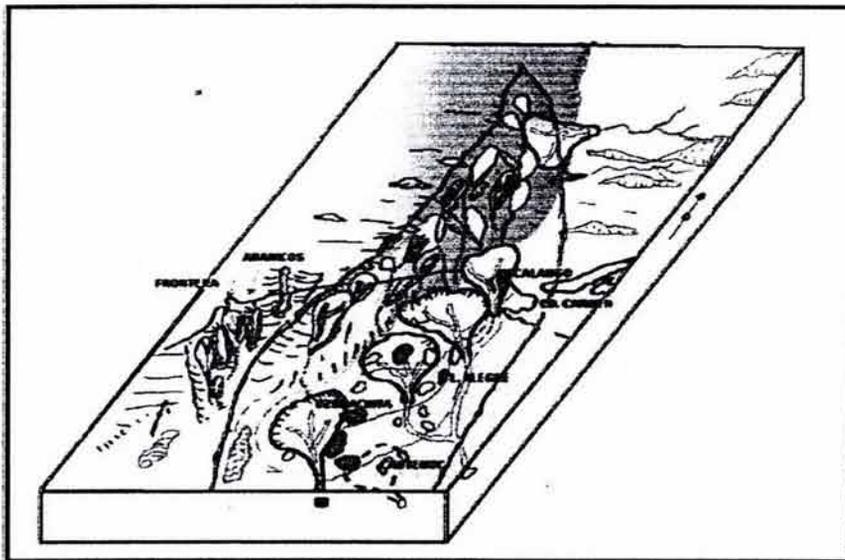


Figura 4.5 Mapa Paleobatimétrico del Mioceno Tardío (Hernández Vulpes D.)

La figura 4.6 muestra el modelo geológico generado para el Mioceno Tardío en donde el aporte de sedimentos terrígenos domina gran parte de la cuenca.



4.6 Modelo Geológico del Mioceno Tardío (Hernández Vulpes D.)

En la figura 4.7 se muestra el mapa paleobatimétrico correspondiente al Plioceno Temprano en donde se observa un retroceso del ambiente batial, dominando en casi toda la cuenca el ambiente transicional, en el área de estudio predomina el ambiente nerítico y sistemas deltáicos

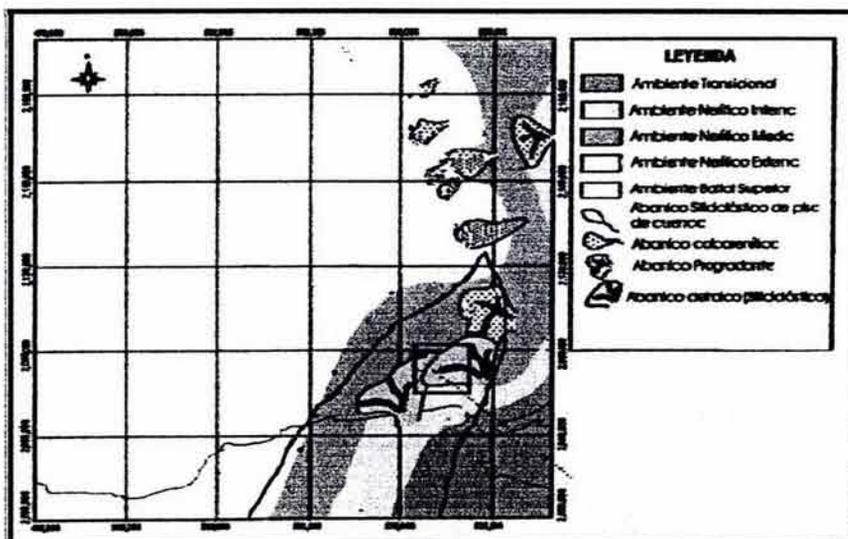


Figura 4.7 Mapa Paleobatimétrico del Plioceno Temprano (Hernández Vulpes D.)

La figura 4.8 muestra el modelo geológico generado para el Plioceno Temprano que en comparación con el Mioceno Tardío cuenta con menos sistemas deltáicos predominado el ambiente nerítico.

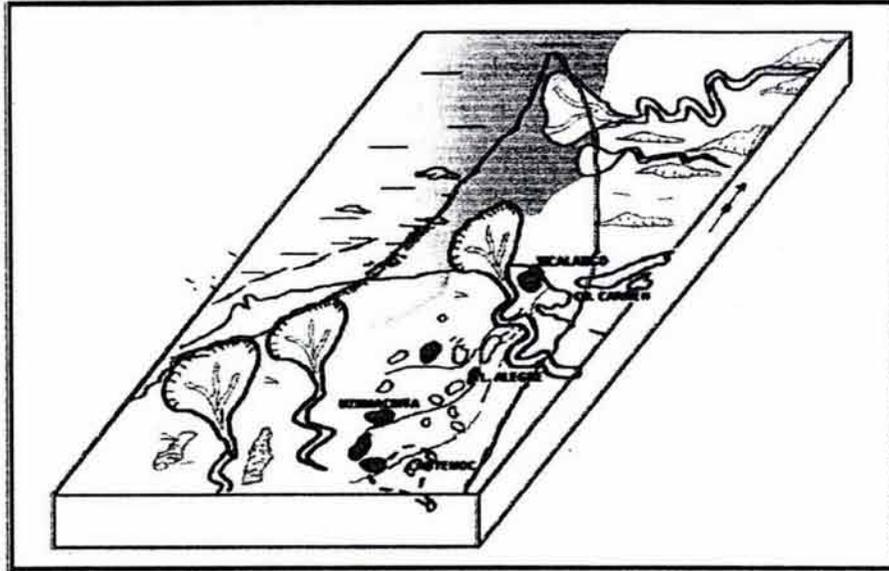


Figura 4.8 Modelo geológico del Plioceno Temprano (Hernández Vulpes D.)

En la figura 4.9 se encuentra el mapa paleobatimétrico para el Plioceno Medio, en el área de estudio domina el ambiente nerítico con sistemas deltáicos, en gran parte de la cuenca domina el ambiente transicional, es de notar el avance de los ambientes neríticos mar adentro y por lo tanto el retroceso del ambiente batial.

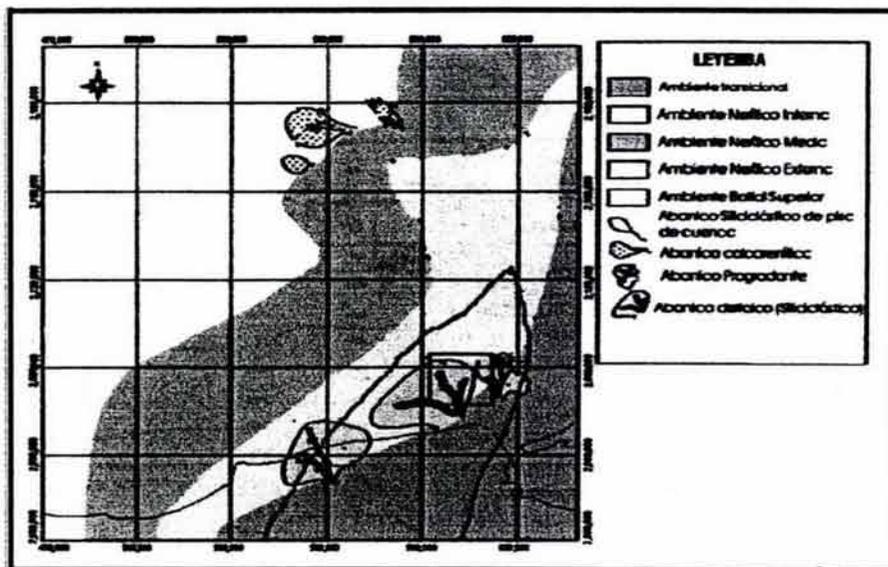


Figura 4.9 Mapa Paleobatimétrico del Plioceno Medio (Hernández Vulpes D.)

En la figura 4.10 se muestra el modelo geológico del Plioceno Medio, que en comparación con el Plioceno Temprano cuenta con más sistemas deltáicos y el dominio del ambiente nerítico.

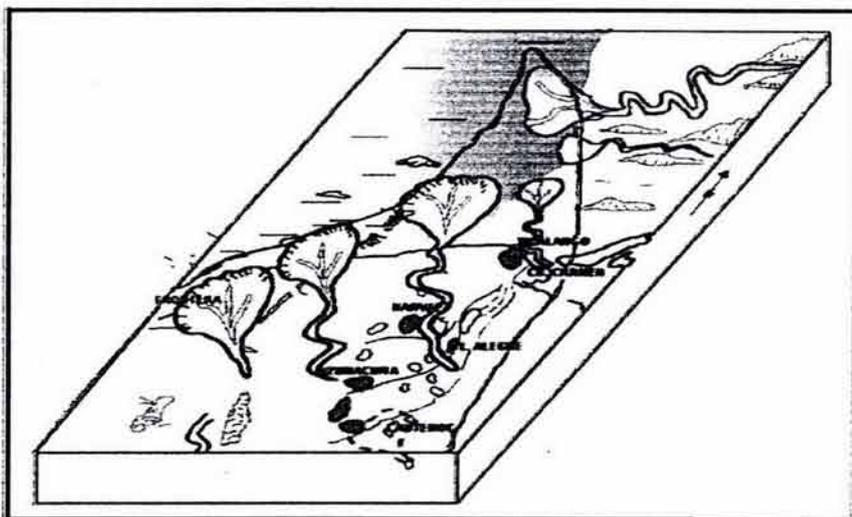
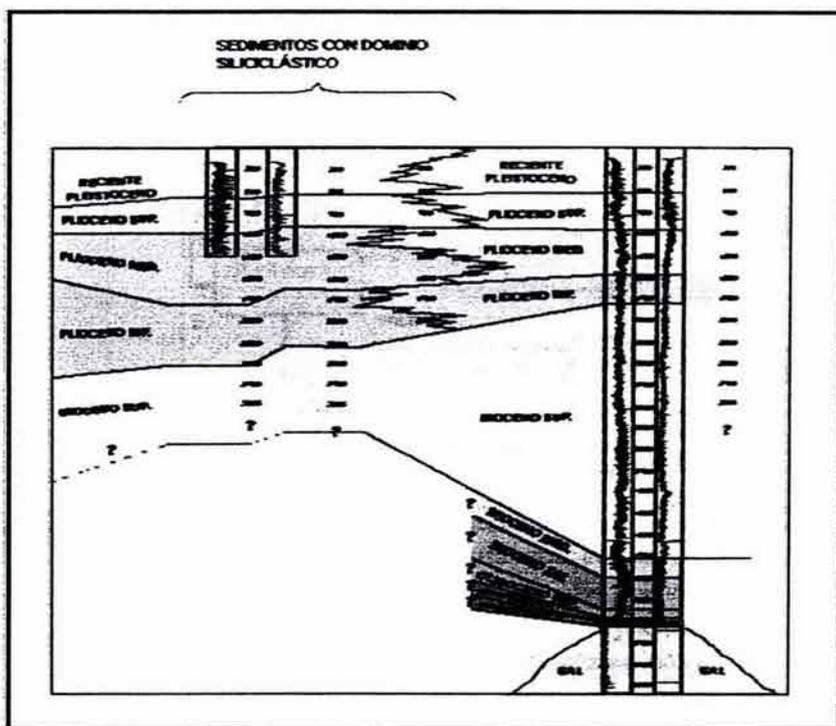


Figura 4.10 Modelo Geológico del Plioceno Medio (Hernández Vulpes D.)

En la figura 4.11 se muestra la columna estratigráfica en donde se enfatiza que la zona de estudio se encuentra en el dominio de sedimentos siliciclásticos,



4.11 Columna Estratigráfica (Hernández Vulpes D.)

4.7 Indicadores Directos de Hidrocarburos AVO en la Zona de Estudio.

Partiendo de la hipótesis de que la velocidad de onda V_p es más sensible al fluido contenido en los poros y que el coeficiente de reflexión de incidencia normal R_p no comprende ondas convertidas, sino ondas P puras, en el diagrama de flujo de trabajo propuesto (figura 4.12), se considera el análisis de los gathers como punto de partida para determinar las anomalías de amplitud respecto al offset, seguido de los apilamientos de offset total, cercano y medio. Los indicadores de hidrocarburos Producto-Intercepto, Factor Fluido, R_p - R_s y el Delta de Poisson, son sensibles al contenido de fluido en los poros por lo que la consistencia de las respuestas de cada uno de estos indicadores refuerza la presencia de hidrocarburos (Gas) en la anomalía detectada. La interpretación se lleva a cabo con el análisis de los crossplots y la reconstrucción de las secciones a partir de los mismos.

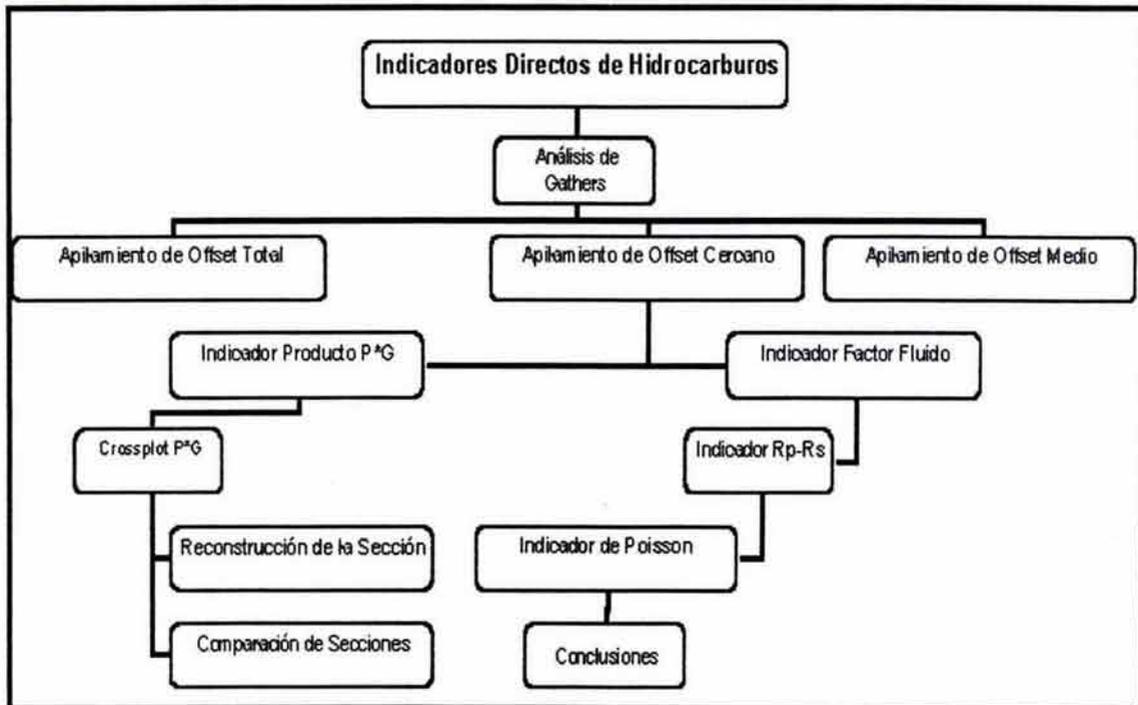


Figura 4.12. Diagrama del flujo de trabajo

El volumen principal de datos (figura 4.13), abarca las Crosslines 4109 a la 4385, y las Inlines de la 267 a la 270.

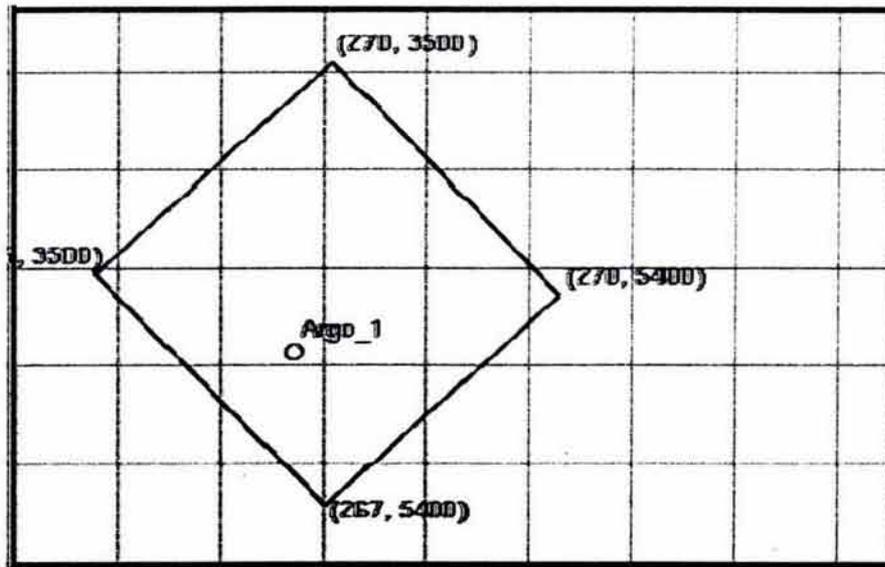


Figura 4.13 Volumen de Datos de Trabajo

La anomalía localizada se extiende fuera de este volumen de datos en el sentido de las Inlines, diseñado de este tamaño debido a la cantidad de datos que hacen que los archivos sean tan grandes que para poder trabajar con ellos es necesario particionarlos de esta manera.

4.8 Indicadores de Hidrocarburos en el Horizonte Póllux

Análisis de Gathers

La anomalía identificada que define al horizonte llamado Póllux (figura 4.14), se encuentra ubicada entre 880 ms y 980 ms de la Inline 268, en la figura se muestra una zona en donde la anomalía de amplitud es muy fuerte entre 900ms y 920 ms.

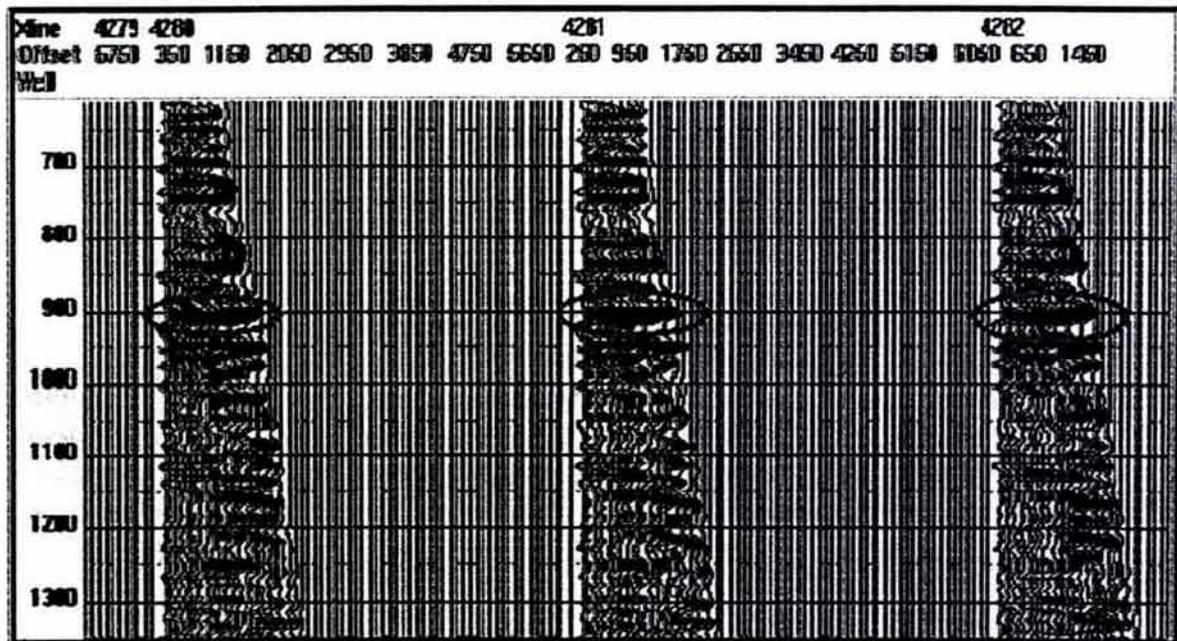


Figura 4.14 Anomalia del Horizonte Pollux

En la anomalía del horizonte Pollux, la amplitud de las trazas permanece constante en offset cercano aumentando ligeramente respecto al offset. Para verificar el comportamiento de la amplitud respecto al offset en la figura 4.15 se presenta la variación y el ajuste de la amplitud absoluta respecto al offset en la Inline 268, en donde se observa que en offset cercano la amplitud se conserva casi constante y luego se incrementa a medida que aumenta el offset.

En el análisis de amplitudes respecto al offset (Gradiente), se registran dos eventos en 900 ms la cima y en 924 ms la base correspondientes a la Crossline 4281, en donde la amplitud se mantiene casi constante en offset cercano y se incrementa respecto al offset (figura 4.15).

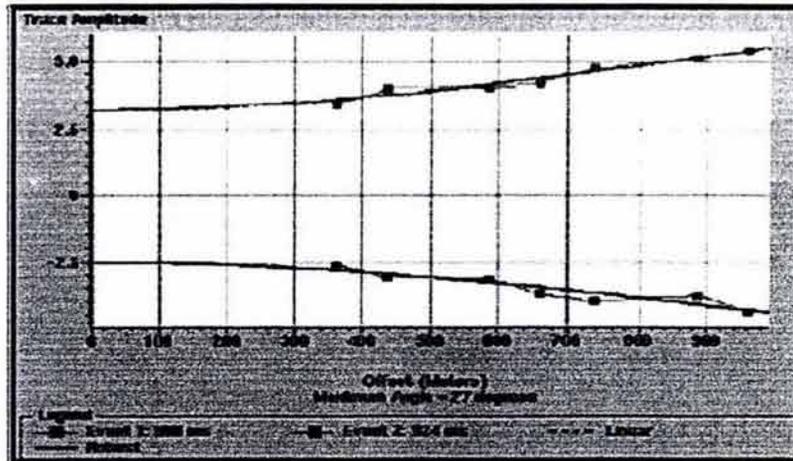


Figura 4.15 Variación de la Amplitud respecto al offset

Apilamiento de Offset Total, Cercano y Medio

En el apilamiento de offset total del horizonte Póllux (figura 4.16), la anomalía de amplitud (marcada en amarillo), es muy fuerte desde la Crossline 4109 a la Crossline 4385.

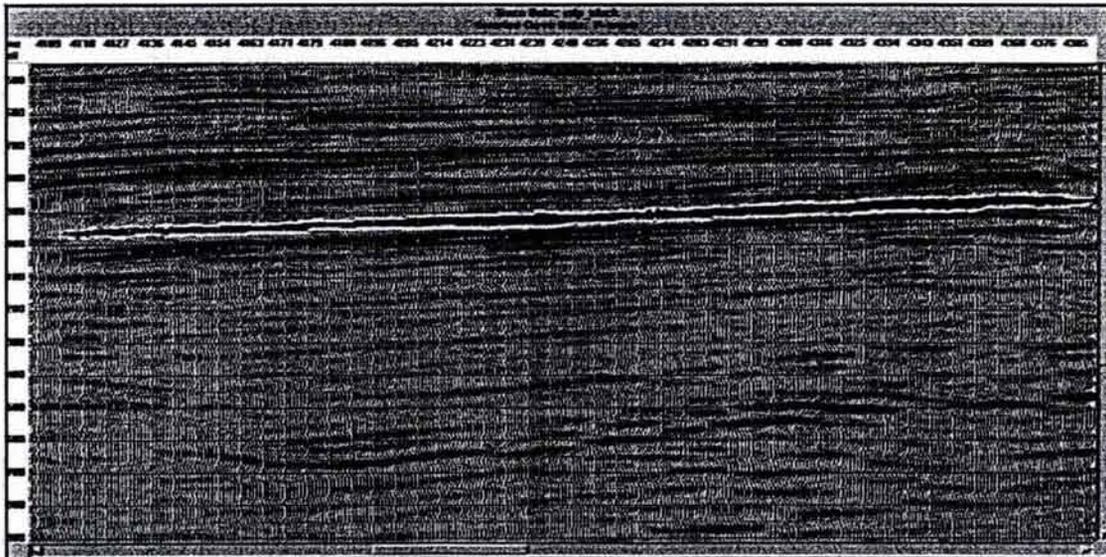


Figura 4.16 Apilamiento de offset total del Horizonte Póllux

En el apilamiento de offset cercano (figura 4.17), de la Inline 268 en el Horizonte Póllux, la anomalía de amplitud (marcada en amarillo) sigue siendo muy fuerte a lo largo de todo el horizonte.

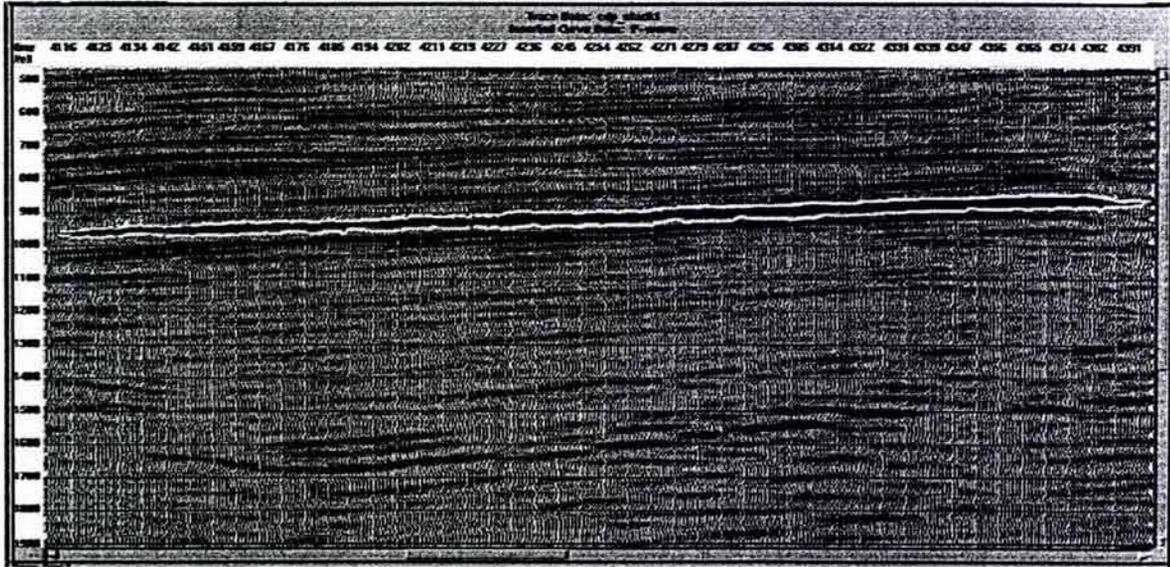


Figura 4.17 Apilamiento de offset cercano del Horizonte Póllux

En el apilamiento de offset medio (figura 4.18) de la Inline 268, la anomalía que define al horizonte Póllux conserva la magnitud mostrada en los apilamientos de offset total y de offset cercano, notándose la ausencia de información al principio de la sección, debido a que al aumentar el offset, aumenta la profundidad de la información.

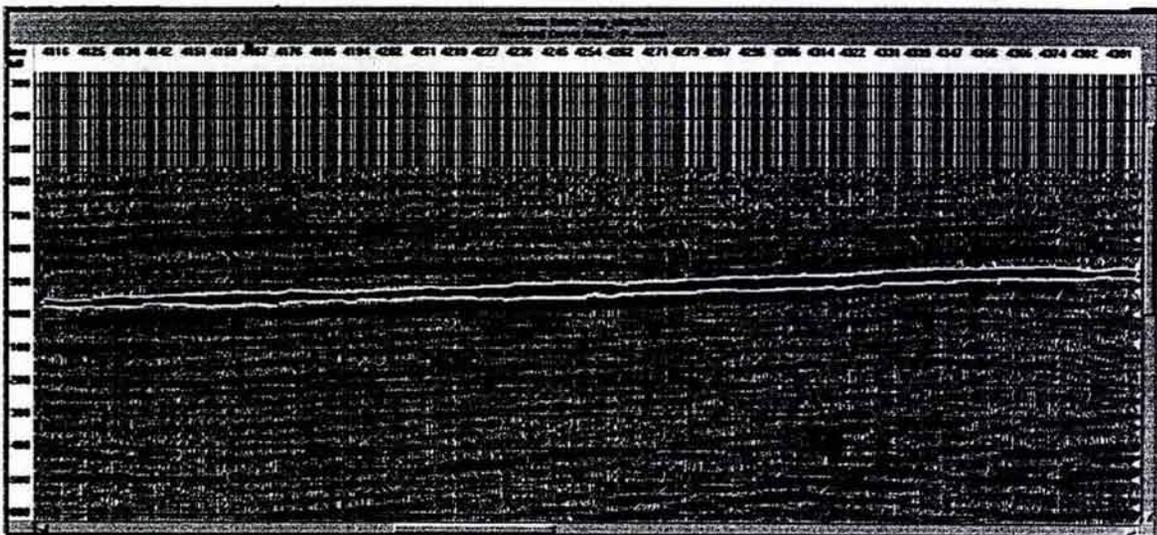


Figura 4.18. Apilamiento de offset medio del Horizonte Póllux

En el apilamiento de offset lejano la información correspondiente al intervalo de tiempo 880 ms a 980 ms no existe, ya que para offsets lejanos la información registrada corresponde tiempos mayores a los de interés.

Indicador de Hidrocarburo Producto Intercepto-Gradiente (A*B)

Con la anomalía identificada y los apilamientos hechos, el siguiente nivel del diagrama de flujo de la figura 4.12, corresponde al del indicador de hidrocarburo producto intercepto-gradiente (P*G) ò (A*B), realizado en la Inline 268, En la figura 4.19, se muestra el producto Intercepto-Gradiente, enfatizando el horizonte Póllux que se encuentra ubicado entre 880ms y 980 ms. El Horizonte Póllux responde al indicador de hidrocarburo producto intercepto-gradiente en una coloración rojo muy fuerte que corresponde a un valor escalar correspondiente a 0.71-1.0 de la escala de colores en el extremo derecho. El hecho de que la respuesta tenga esta coloración y a esta magnitud escalar, responde a que tanto el intercepto como el gradiente son negativamente grandes, por lo que el horizonte Póllux se ubica en la clasificación AVO de arenas con gas como arena Clase III (figura 3.9).

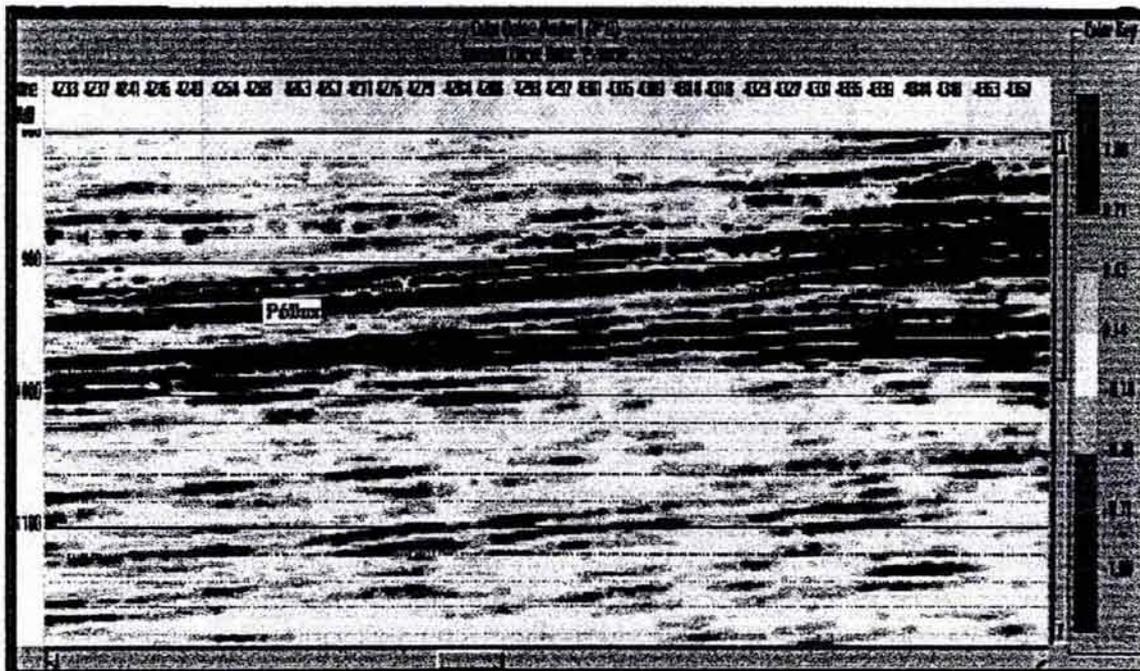


Figura 4.19 Indicador de Hidrocarburos Producto Intercepto-Gradiente de la Inline 268

Para comprobar que la respuesta del Horizonte Póllux corresponde a las arenas de Clase III, en la misma rama del diagrama de flujo de la figura 4.12, el análisis siguiente es de realizar un crossplot del intercepto Vs gradiente de la Inline 268 con la ventana de tiempo 880ms a 990 ms, correspondientes al rango en el que se encuentra el Horizonte Póllux y entre las Crosslines 4165 a 4237, que es donde se manifiesta con mayor fuerza la respuesta al indicador de hidrocarburo producto intercepto-gradiente.(figura 4.20).

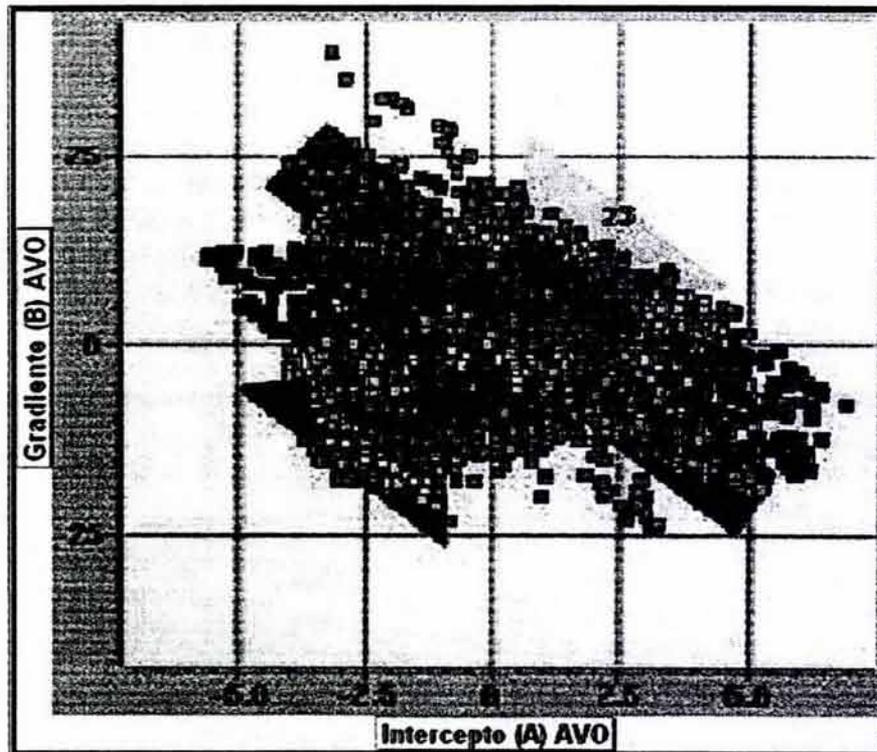


Figura 4.20 Crossplot Intercepto-Gradiente de la Inline 268 correspondiente al horizonte Póllux

En la figura 4.20 el eje de las abscisas corresponde al Intercepto y el eje de las ordenadas corresponde al Gradiente, la caracterización de las unidades se realiza en base a la clasificación AVO para arenas con gas actualizada que incluye la clase IV. En general la distribución de los datos tiene una orientación con pendiente negativa, dentro de la cual se identifican con polígonos tres zonas, la primera correspondiente a la arena de Clase III (polígono rojo), la zona correspondiente al background (polígono azul), compuesto por lutita y arena

saturada con salmuera y la última zona correspondiente a la base de la arena (polígono amarillo). Una mejor interpretación cualitativa del crossplot intercepto-gradiente de la figura 4.20 se logra con la reconstrucción de la sección de la figura 4.19 a partir del crossplot intercepto-gradiente de la figura 4.20.

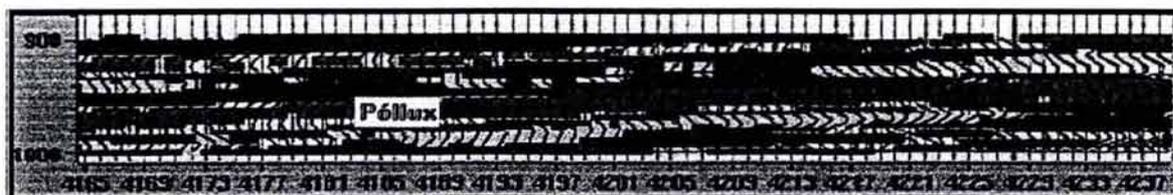


Figura 4.21. Reconstrucción de la sección de la figura 4.19 a partir del crossplot de la figura 4.20

Básicamente la reconstrucción de la sección (figura 4.21), se logra a partir de la ventana de tiempo-espacio determinada para el crossplot, los datos de las zonas cubiertas por los polígonos en el crossplot se reubican en la sección de tal manera que se logra la mejor cobertura posible ya que existen datos que se van a omitir quedando como espacios en blanco en la sección reconstruida, de tal manera que en la sección reconstruida (figura 4.21), la zona en rojo corresponde a los datos cubiertos en la zona 1 (polígono rojo), la zona en azul corresponde a los datos cubiertos por la zona 2 (polígono azul), y la zona amarilla corresponde a los datos cubiertos por la zona 3 (polígono amarillo), de la figura 4.20.



Figura 4.22 Ventana de la sección original.

Para verificar la interpretación cualitativa es necesario comparar la sección reconstruida con la ventana correspondiente de la sección original (figura 4.22), en donde la tendencia de la respuesta corresponde de la Crossline 4165 a la 4237. Es evidente que la correspondencia no es uno a uno pero coinciden en términos generales

Indicador de Hidrocarburo Factor Fluido

La segunda rama del diagrama de flujo de la figura 4.12 comienza con el indicador de hidrocarburo "Factor Fluido". El Factor Fluido, se caracteriza por ser la desviación del background compuesto de lutita y arena saturada con salmuera.

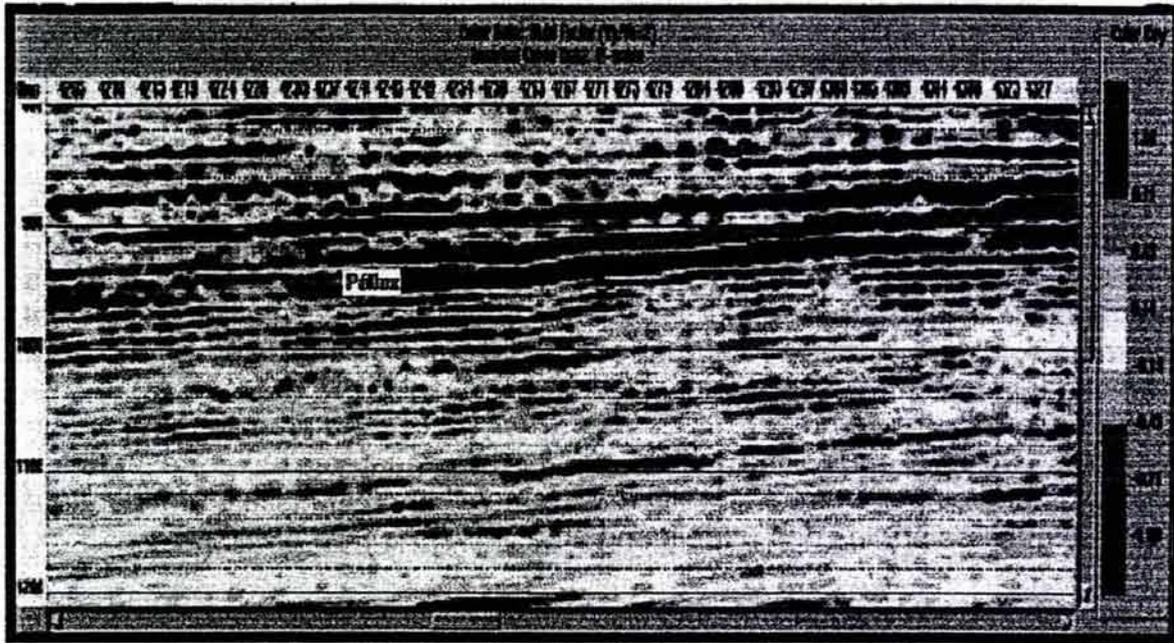


Figura 4.23 Sección del Factor Fluido de la Inline 268.

En la figura 4.23 se muestra la sección de la Inline 268 del volumen del indicador de hidrocarburo "Factor Fluido", el Horizonte Póllux está caracterizado por la coloración azul, la cual indica que la respuesta de este horizonte al indicador es negativamente alta con valores de -0.71 a -1.0 en la escala a la derecha. El contraste de coloración es muy fuerte, la coloración azul del Horizonte Póllux indica que está separado negativamente de la tendencia del background de lutita y arena saturada con salmuera.

Desde que los valores del indicador Factor Fluido para el background compuesto por lutita y arena saturada con salmuera, son muy cercanos a cero y los valores del indicador Factor Fluido para arenas con gas son negativamente grandes alejados del background, la respuesta del Horizonte Póllux al indicador Factor Fluido es positiva en cuanto a ser una arena con gas.

En la figura 4.24 se presenta el Crossplot de la sección de la Inline 268 correspondiente al volumen del indicador Factor Fluido.

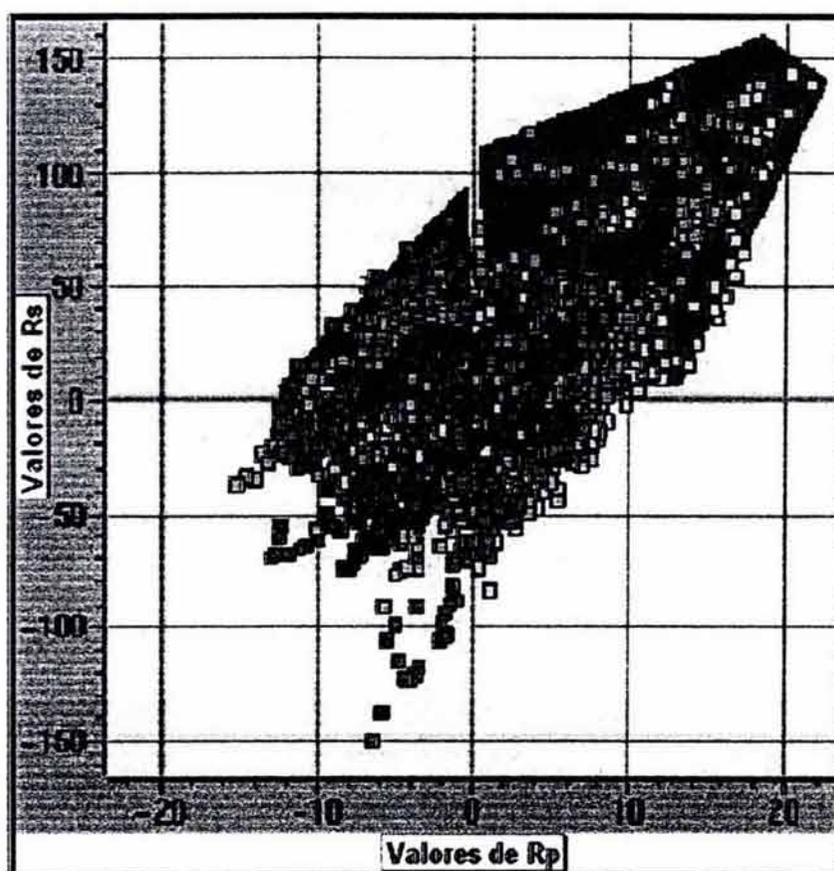


Figura 4.24 Crossplot del Indicador Factor Fluido

En la figura 4.24 el eje de las abscisas corresponde a los valores de R_p y el eje de las ordenadas corresponde a los valores de R_s . En general la distribución de los datos tiene una orientación con pendiente positiva, dentro de la cual se identifican con polígonos tres zonas, la primera correspondiente (polígono azul), la zona correspondiente al background (polígono rojo), compuesto por lutita y arena

La figura 4.25 es la reconstrucción de la sección Factor Fluido, a partir del crossplot de la figura 4.24 en donde el horizonte en azul representa al Horizonte Póllux que en el crossplot esta representado por el polígono azul, los horizontes

En rojo están representados en el crossplot por el polígono rojo y los horizontes blancos están representados por el polígono blanco en el crossplot, en la reconstrucción de la sección se observan espacios vacíos, debido a que no se tomaron en cuenta la totalidad de los datos de esta parte de la sección para llevar a cabo la reconstrucción.

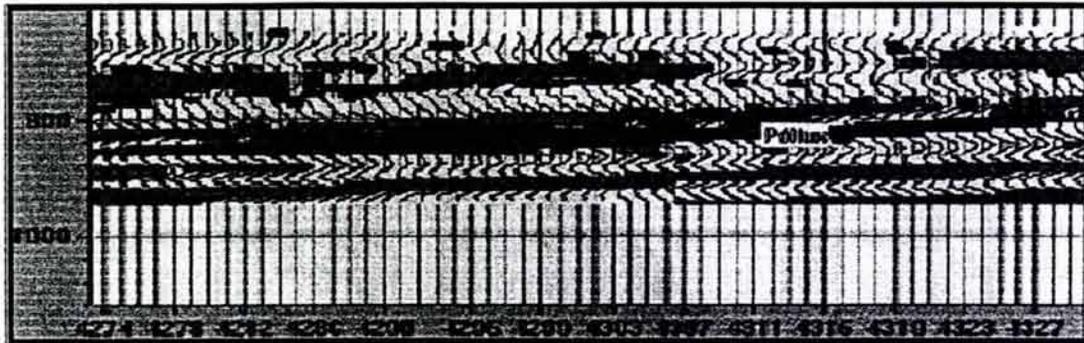


Figura 4.25. Reconstrucción de la sección de la figura 4.23 a partir del crossplot de la figura 4.24

En la figura 4.26 se muestra la parte de la sección que esta reconstruida en la figura 4.25, es de notar la similitud de la succión original y de la sección reconstruida.

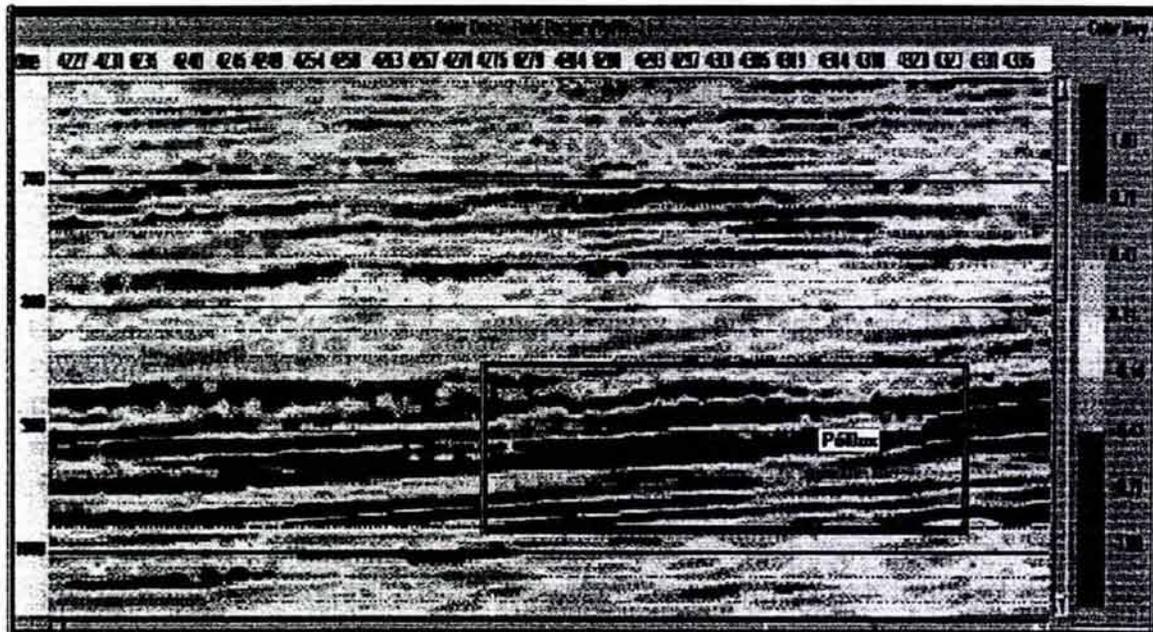


Figura 4.26 Sección del Factor Fluido de la Crossline 268.

Indicador de Hidrocarburo Diferencia Rp-Rs

El siguiente nivel de la rama del diagrama de la figura 4.12, corresponde al del indicador de hidrocarburo diferencia Rp-Rs. La figura 4.27 muestra el indicador Rp-Rs de la Inline 268, la respuesta del Horizonte Póllux es de coloración azul que en la escala de la derecha se lee en valores negativos muy grandes de -0.71 a -1.0, producto de sustraer a un valor grande negativo un valor grande positivo.

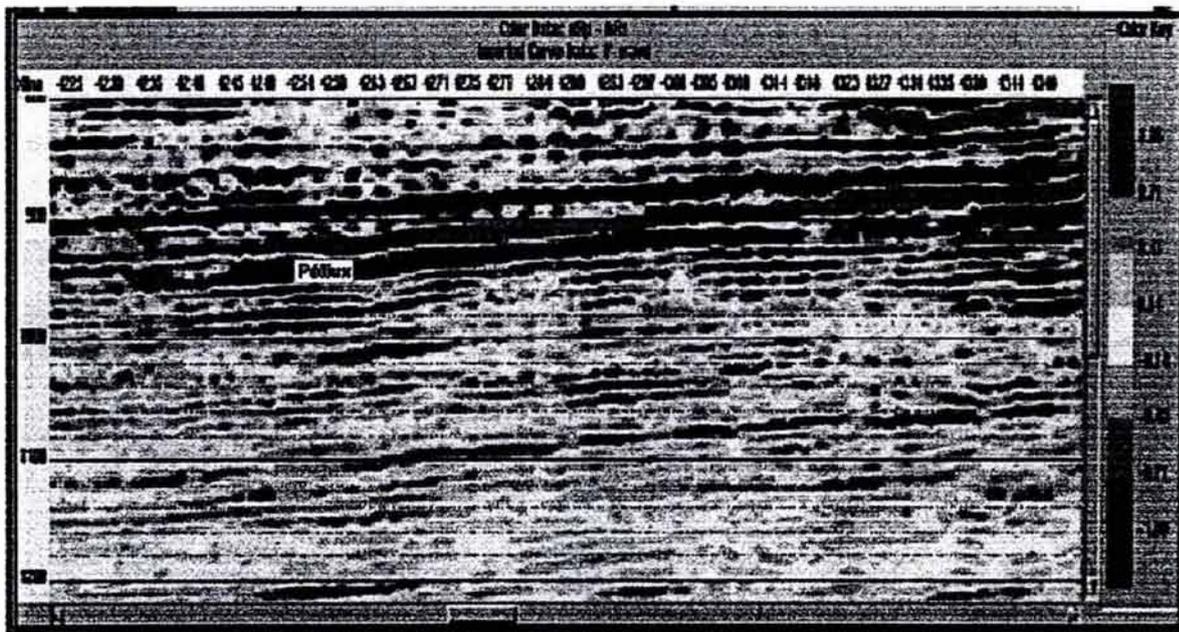


Figura 4.27 Sección de Rp-Rs de la Inline 268

Los valores del background al indicador Rp-Rs son cercanos a cero positivos y negativos, en tanto que a la presencia de gas, los valores del indicador Rp-Rs son grandes y negativos. En la figura 4.27 el Horizonte Póllux tanto en la cima como en la base se encuentra limitado con horizontes de coloración muy clara, indicando valores muy pequeños cercanos a cero propios del background. La respuesta del Horizonte Póllux a la presencia de gas es positiva en tanto al indicador de hidrocarburo Rp-Rs.

Indicador de Hidrocarburo Delta de Poisson

El último nivel de la rama del diagrama de la figura 4.12, corresponde al indicador de hidrocarburos Delta de Poisson, definido como en el Capítulo IV (ecuaciones 3.49 y 3.50):

$$\Delta\sigma = \frac{9}{4}(Rp + G) \quad (3.49)$$

$$\Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1 \quad (3.50)$$

y en base a la ecuación de Shuey con el intercepto y gradiente, el indicador Delta de Poisson se presenta en la figura 4.28

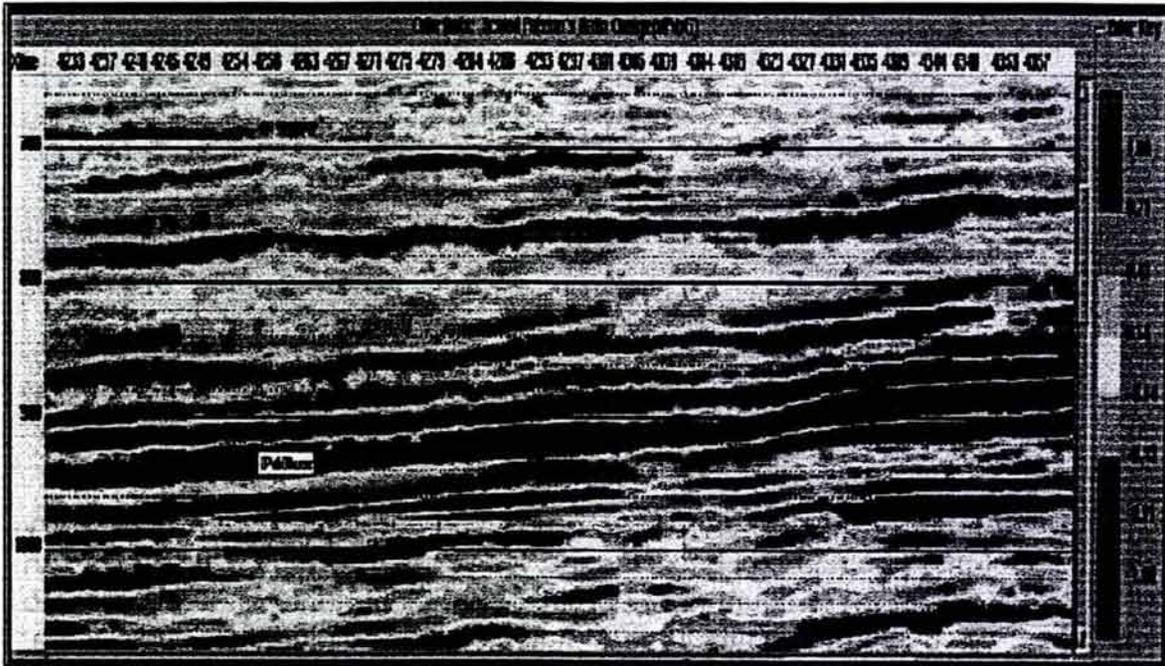


Figura 4.28 Sección del Indicador de Poisson de la Inline 268

El horizonte Póllux responde con valores negativos al indicador directo Delta de Poisson, en la figura 4.30, el horizonte Póllux presenta una coloración azul fuerte que en la escala de la derecha se lee en valores que van de -0.71 a -1.0.

De acuerdo a los resultados obtenidos y basado en las observaciones de Koefoed y de Shuey (Capítulo II), la respuesta del horizonte Pollux respecto a la Delta de Poisson, exhibe una velocidad de onda P (V_p) menor a la de los horizontes superior e inferior a este. Esta baja velocidad (V_p), se debe a la presencia favorable de gas, que muestran los indicadores anteriores. Al obtener estos valores se conserva la consistencia que presenta el horizonte Póllux respecto a los indicadores directos de hidrocarburos en cuanto a la presencia de gas.

Los indicadores directos de hidrocarburos se clasifican en lineales y no lineales. En esta tesis, los indicadores lineales utilizados son: Factor Fluido, Diferencia R_p - R_s y Delta de Poisson, denominados así porque se expresan en combinaciones lineales. El único indicador no lineal utilizado es el Producto Intercepto-Gradiente. Tanto los indicadores lineales como los no lineales, están construidos en base a tendencias geológicas conocidas con fundamentos petrofísicos muy sólidos. Sin embargo la certidumbre de los indicadores directos depende de la relación señal-ruido, señal de fase cero, corrección por NMO y DMO, corrección por divergencia esférica, etc., de tal modo que si no se existe información sísmica confiable, el resultado obtenido estará lleno de incertidumbre e interpretaciones ambiguas de los indicadores directos de hidrocarburos.

Conclusiones

La anomalía de amplitud que define al horizonte Pollux, tiene respuesta favorable a la presencia de gas, caracterizado por los indicadores directos de hidrocarburos en la técnica AVO de la siguiente manera:

- El indicador Producto Intercepto-Gradiente ilumina el horizonte Pollux, ubicándolo en la posición de arenas con gas Clase III, El producto del intercepto y el gradiente resulta en un valor positivo representado en color rojo, típico en la industria petrolera. El crossplot en el plano Intercepto-Gradiente corrobora la ubicación de la respuesta del horizonte Pollux, así como la reconstrucción de la sección a partir del mismo crossplot y la comparación con la sección del volumen de indicador Producto Intercepto-Gradiente.
- La respuesta del indicador Factor Fluido, que es impermeable a la clasificación de arenas I, II, III, y IV, presenta una respuesta negativa color azul, evidenciando la desviación del horizonte Pollux del background compuesto por arenas y lutitas saturadas con agua. El crossplot de la crossline 268 del volumen Factor Fluido ubica valores negativos de la reflectividad R_p , en tanto que los valores de la reflectividad R_s son positivos, desviando al horizonte Pollux de la tendencia del background cuyos valores se aproximan a cero.
- El indicador Diferencia R_p-R_s presenta la respuesta del horizonte Pollux con valores negativos, teniendo como resultado, de acuerdo a la estructura del indicador R_p-R_s respuesta favorable a la presencia de gas.
- El indicador Delta de Poisson responde negativamente al horizonte Pollux y positivamente a los horizontes superior e inferior de este mismo horizonte. De acuerdo a la estructura del Delta de Poisson, el horizonte Pollux presenta una baja velocidad de onda P (V_p), debido a la posible presencia de gas, los horizontes superior e inferior, presentan una respuesta al Delta de Poisson positiva debida a su carácter de roca encajonante correspondiente al background de arena saturada con agua ó lutita.

Conclusiones

La respuesta del horizonte Pollux a los cuatro indicadores de hidrocarburos y la integración de los modelos geológicos que describen los ambientes de depósito de sedimentos en la cuenca de Macuspana, proporcionan los elementos suficientes para establecer la presencia de gas en la anomalía de amplitud respecto al offset. La técnica del análisis AVO, actualmente es una herramienta muy noble que proporciona información del fluido contenido en los poros de las rocas, así como de la litología presente en la información sísmica, consecuencia de la respuesta de la física de las rocas.

Referencias

Aki & Richards, P.G. 1980. Quantitative Seismology: The Theory & Methods, W.H. Freeman & Co.

Alistar Brown, 1999, Interpretation of Three Dimensional Seismic Data, AAPG Memoir 42, SEG Investigations in Geophysics, no 9.

AMGP, 1999, Cuenca de Macuspana, Publicación Especial # 3

Batzle, M., & Wang, Z., 1992, Seismic Properties of Fluids: Geophysics, 57, 1396-1408.

Brandy P. J. 2000, Análisis de Datos Sísmicos antes del Apilamiento (AVO) en la Exploración y Producción de Yacimientos Petroleros, PEMEX-UNAM.

Castagna, J.P., 1993, AVO Analysis Tutorial & Review: in Castagna, J. P. & Backus M.M., eds., Offset Dependent Reflectivity, Theory & Practice of AVO Anomalies, Soc. Expl. Geophysics. Investigations in Geophysics, no 8, 3-36.

Castagna, J. P., Batzle, M. L., & Kan, T K., 1993, Rock Physics-The Link between Rock Properties & AVO Response, in Castagna, J. P. & Backus M.M., eds., Offset Dependent Reflectivity, Theory & Practice of AVO Anomalies, Soc. Expl. Geophysics. Investigations in Geophysics, no 8, 135-171.

Castagna, J. P., Batzle, M L., & Eastwood, R. L., 1985, Relationships Between Compresional Wave & Shear Wave Velocities in Clastic Silicate Rocks: Geophysics, 50, 571-581.

Castagna, J. P. & Smith, S. W., 1994, Comparision of AVO Indicators: A Modelling Study: Geophysics, 59. 1849-1855.

Castagna, J. P., Swan, H. W., & Foster, D. J., 1998, Framework for AVO Gradient & Intercept Interpretation: Geophysics, 63, 948-956.

Castellanos Martinez, F., Hernández Hernández, A., 2003. Determinación del Modelo Geológico del Plioceno y el Pleistoceno en la Cuenca Marina de Macuspana. Comunicación Personal de la Coordinación de Incorporación de Reservas RMN.

Referencias

Fatti, L. Jan, Smith C. George, & Levitt, Phillip, 1994, Detection of Gas in Sandstone Reservoirs Using AVO Analysis: *Geophysics*, 59, 1362-1376.

Hernández Vulpes Dulce Maria, 2004, Análisis AVO de una Zona Marina en el Golfo de México, Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México.

Hilterman J. Fred, 2001, *Seismic Amplitude Interpretation*, European Association of Geosciences & Engineers.

Ostrander, W. J., 1982, Plane Wave Reflections Coefficients for Gas Sands at Non-Normal Angles of Incidence: Presented at the 52nd Ann. Internat. MTG., Soc. Expl. Geophysics, Expanded Abstracts, 216-218.

Ross, C. P., 2000, Effective AVO Crossplot Modelling: A Tutorial: *Geophysics*, 59, 93-101.

Ross, C., 2001, Quantifying AVO Attributes & Their Effectiveness, SEG, Exposition & Annual Meeting, San Antonio Texas, 9-14.

Rutherford, S. R., & Williams, R.H., 1989, Amplitude Versus Offset in Gas Sands: *Geophysics*, 54, 680-688.

Schon, J.H., 1997, *Physical Properties of Rocks*. Institute of Applied Geophysics. Leoben, Austria

Shuey, R. T., 1985, A Simplification of the Zoepritz Equations: *Geophysics*: 50, 609-614.

Smith, G. C., & Gidlow, P. M., 1987, Weighted Stacking for Rock Property Estimation & detection of Gas: *Geophysical Prospecting*, 35, 993-1014.

Smith, G. C., & Sutherland, R.A., 1996, The Fluid Factor as an AVO Indicator, *Geophysics*, 61, 1425-1428.

Swan. H.W., 1993, Properties of direct AVO Hydrocarbon Indicators: in Castagna, J. P. & Backus M.M., eds., *Offset Dependent Reflectivity, Theory & Practice of AVO Anomalies*, Soc. Expl. Geophysics. Investigations in Geophysics, no 8, 78-92.

A la memoria de:

Antonio Roldan Gonzáles

*Si te reencarnas en carne,
vuelve a reencarnarte en ti,
Queremos genios en vida, queremos que
vuelvas a estar aquí.*

e-mail

adolfo123@att.net.mx