

Simulación Numérica
-Abaqus Propagación de onda –
Modelo de Ostrander
AVO clase III

Geofísico Ariel Sánchez Camus
UNLP-DGA

Dra. Patricia M. Gauzellino
UNLP

Ingeniero Ricardo Ramos
UNLP-Solaer

Índice general

1. Fundamentos	3
1.1. Principios AVO	3
1.2. Ecuación de Biot-Gassmann	5
1.3. Clasificación AVO	10
1.4. Inversión AVO	14
1.5. Procesamiento AVO	15
2. Simulación Numérica	16
2.1. Modelo de Ostrander	16
2.2. Simulación numérica	19
2.3. Conclusión	23
Bibliografía	24

Capítulo 1

Fundamentos

1.1. Principios AVO

La variación de los coeficientes de reflexión y transmisión con el ángulo de incidencia (AVA) es la base fundamental para el análisis de la variación de la amplitud con el offset (AVO). De acuerdo a los datos sísmicos con que se dispongan, se pueden hacer dos tipos de análisis AVO, considerando únicamente a la onda P o la P y sus respectivas componentes, para ello se necesita contar con datos sísmicos multicomponentes.

El uso de la técnica de AVO como indicador directo de hidrocarburo en rocas clásticas se basa en las distintas respuestas que tiene la amplitud respecto al contenido de gas en los poros de las rocas reservorio. Cuando una onda compresional (P) incide con angularidad en una interfase que separa dos medios con distintas propiedades petrofísicas, se produce una conversión de energía como la que se detalla en la figura 1.

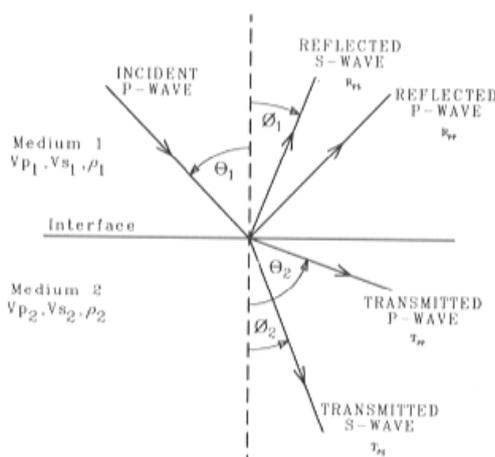


Fig. 1- Extraída de Crewes, vol 18 2006-

Los rayos incidente, transmitido y reflejado se relacionan entre sí de acuerdo a la ley de Snell.

$$p = \frac{\sin \theta_1}{V_{P1}} = \frac{\sin \theta_2}{V_{P2}} = \frac{\sin \phi_1}{V_{S1}} = \frac{\sin \phi_2}{V_{S2}}$$

Donde,

V_{p1} y V_{p2} : Velocidades de la onda P en el medio 1 y 2 respectivamente

V_{s1} y V_{s2} : Velocidades de la onda S medio 1 y 2 respectivamente

θ_1 : Ángulo de incidencia de la onda P

θ_2 : Ángulo de refracción de la onda P

ϕ_1 : Ángulo de reflexión de la onda S

ϕ_2 : Ángulo de refracción de la onda S

p : Parámetro del rayo sísmico

Knott (1899) y Zoeppritz (1919), estableciendo las condiciones de borde (continuidad en los desplazamientos y tensiones) en la interfase horizontal que separa dos medios elásticos, homogéneos e isótropos, obtuvieron la relación que existe entre la amplitud de una onda plana incidente y las amplitudes de las ondas reflejadas y transmitidas. Esta relación varía en función del ángulo de incidencia y las propiedades elásticas de ambos medios.

Si bien las ecuaciones establecidas por Zoeppritz proveen la solución exacta de las ecuaciones diferenciales, no permiten distinguir en forma clara e intuitiva una separación de efectos que permitan entender de manera directa la relación que existe entre la amplitud y los parámetros físicos de las rocas.

Numerosos autores se encargaron de analizar y reparametrizar estas ecuaciones con el fin de hacer ésta separación de efectos. Las aproximaciones más importantes fueron hechas por Aki-Richards (1980), Shuey (1985), Smith-Gidlow (1987), Hilterman (1990) y Fatti (1994) entre otros.

Al ser la amplitud del dato sísmico proporcional al coeficiente de reflexión, el análisis de AVO es el estudio de la variación del coeficiente de reflexión con el offset.

Dobrin (1976), muestra en su trabajo como se distribuye la energía asociada a cada tipo de onda generada en un contraste de impedancia acústica a partir de una P incidente. En la figura 2, pueden observarse dichas curvas.

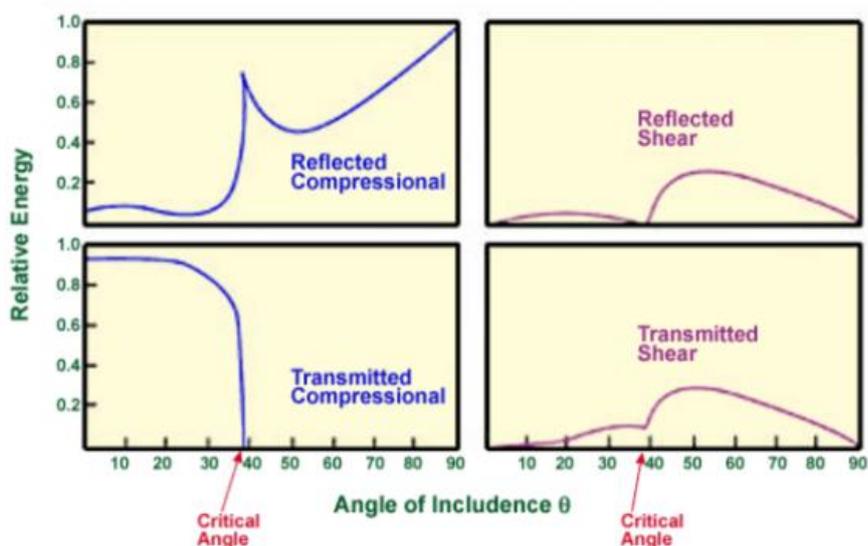


Fig. 2-Partición de energía-Extraída de Dobrin, 1976

Nótese, que con un ángulo de incidencia normal (0 grados), la mayoría de la energía es transmitida como compresional y muy poca energía se refleja también como compresional. No hay generación de energía de corte (ni como transmitida, ni como reflejada).

Con un ángulo de 90 grados de incidencia, solo es reflejada energía compresional. No se genera energía transmitida, ni compresional, ni de corte.

Al llegar al ángulo de refracción crítica, la partición de energía cambia drásticamente. Para ángulos menores que el de refracción crítica, se genera energía reflejada y transmitida tanto compresional como de corte. Para ángulos mayores no hay energía compresional transmitida.

Dado que las amplitudes de cada componente varían según el ángulo de incidencia y que el ángulo de incidencia varía con la distancia entre punto emisor y punto receptor. Se debe esperar un cambio en la amplitud con la distancia emisor-receptor. La manera en que se produce esta variación, depende del contraste que existe entre los medios que separa la superficie reflectora.

El análisis de AVO comienza midiendo la amplitud sísmica para diferentes ángulos de reflexión desde un punto de reflexión común (figura 3)

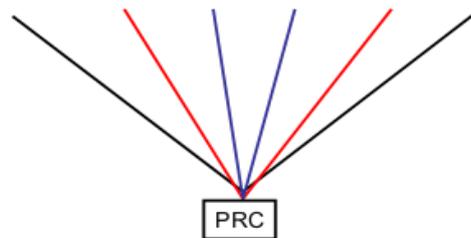


Fig. 3- Punto de reflexión común-

1.2. Ecuación de Biot-Gassman

Las ecuaciones básicas de las velocidades de onda P y S para medios homogéneos e isotrópicos no porosos son:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}},$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}},$$

Donde K es el módulo de compresibilidad, μ el módulo de rigidez, λ la constante de Lamé y ρ la densidad.

Ahora bien, una roca es un medio poroso que está parcial o totalmente saturado con algún tipo de fluido (agua de formación, petróleo, gas), ver figura 4.

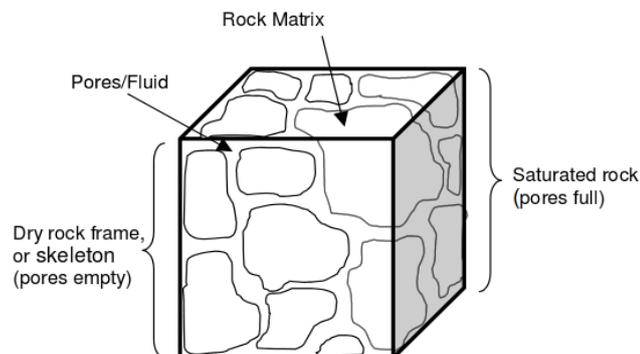


Fig. 4 – Modelo de Biot-Gassman- Extraída de Crewes, vol 13 2001-

En la teoría de Biot-Gassmann, un cubo de roca se caracteriza por cuatro componentes: la matriz de la roca, el sistema de poros/fluido, el marco de roca seca, y el marco saturado.

Gassman (1951), basándose en el trabajo de Biot (1941), establece la siguiente relación para el módulo de compresibilidad de la roca saturada (K_{sat}).

$$K_{sat} = K_{dry} + \frac{\left[1 - \frac{K_{dry}}{K_{min}}\right]^2}{\frac{\phi}{K_{fluid}} + \frac{1-\phi}{K_{min}} - \frac{K_{dry}}{K_{min}^2}}$$

K_{min} : Módulo de compresibilidad del mineral que compone la matriz

K_{fluid} : Módulo de compresibilidad del fluido que satura la roca-fluido

K_{dry} : Módulo de compresibilidad de la muestra seca

ϕ : porosidad

Imponiendo las siguientes igualdades,

$$\alpha = 1 - \frac{K_{dry}}{K_{min}} \quad \text{y} \quad \frac{1}{M} = \frac{\phi}{K_{fluid}} + \frac{\alpha - \phi}{K_{min}}$$

dónde α es la constante de Biot y M el módulo de fluido llegamos a la identidad de Biot:

$$K_{sat} = K_{dry} + \alpha^2 M$$

El valor total de la densidad de la roca saturada es:

$$\rho_{sat} = \rho_m (1 - \phi) + \rho_w S_w \phi + \rho_{hc} (1 - S_w) \phi$$

ρ_m : densidad de la matriz

ρ_w : densidad del agua de formación

ρ_{hc} : densidad del hidrocarburo

S_w : saturación de agua

Entonces, utilizando las ecuaciones de Gassmann en la sustitución de fluidos, la velocidad de onda P y S toman la siguiente forma:

$$V_P = \sqrt{\frac{K_{sat} + (4/3)\mu}{\rho_{sat}}}, \quad V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho_{sat}}}$$

donde $\mu = \mu_{sat} = \mu_{dry}$

Cabe mencionar las suposiciones básicas del trabajo de Gassmann, que son:

1. Tanto la matriz como el esqueleto de la roca son macroscópicamente homogéneos. La matriz está conformada por un solo mineral.

2. Todos los poros están interconectados o intercomunicados.
3. Los poros están llenos con un fluido que no presenta fricción con el medio.
4. El sistema roca-fluido en estudio es cerrado (no drenado).
5. El fluido no interactúa con el sólido para ablandar o endurecer el esqueleto.

En la figura 5 se observa como varían algunos parámetros petrofísicos con la ecuación de Gassmann al reemplazar fluidos porales.

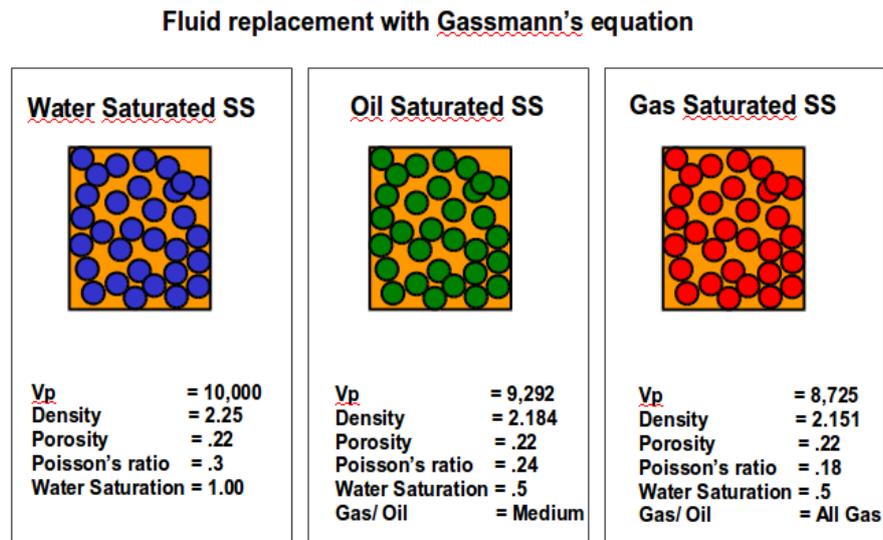


Fig. 5- Reemplazo de fluidos utilizando la ecuación de Gassman-Extraída curso Mcpheterson

La diferencia en V_p entre el agua y los hidrocarburos debido a la diferencia en el módulo de compresibilidad es el fenómeno básico en el que se basa el análisis de AVO, ya que μ se mantiene constante y V_s prácticamente no varía.

Otro parámetro elástico importante en el análisis de AVO es el radio o razón de Poisson. Esta constante mide la relación entre la deformación transversal y la longitudinal que experimenta un dado material bajo un régimen de deformación uniaxial en la dirección de la fuerza que produce el estiramiento. Ver figura 6.

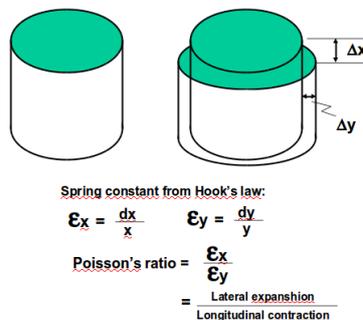


Fig. 6 – Radio de Poisson-

En términos de velocidades sísmicas, el radio de Poisson viene dado por las siguiente ecuación:

$$\sigma = \frac{1}{2} \left[\frac{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1} \right]$$

En la figura 7 puede observarse como varia σ en función del radio V_p/V_s .

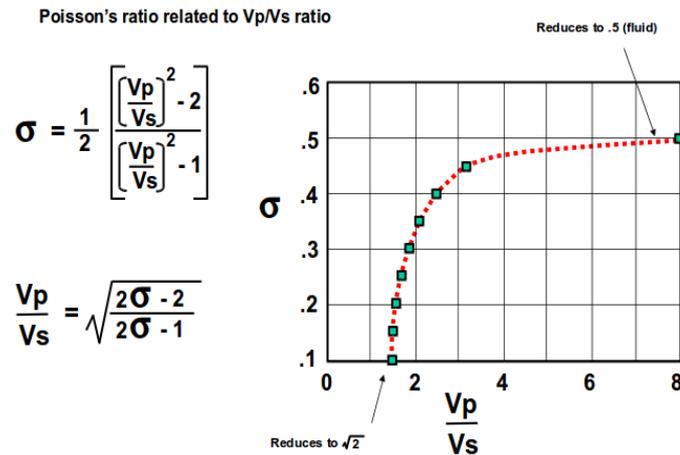


Fig. 7 – Relación entre V_p/V_s y σ -Extraída del curso de Mcpheterson-

Es importante remarcar la diferencia entre el radio de Poisson dinámico y estático. El radio de Poisson estático es un parámetro derivado de las mediciones de laboratorio, donde un bloque de roca se coloca bajo compresión estática. Mientras que el radio de Poisson dinámico es un parámetro que mide la compresión de la roca, producto del paso de una onda P en el rango de las frecuencias sísmicas.

Dynamic Poisson's Ratio $\sigma = \frac{1}{2} \left[\frac{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1} \right]$ At seismic frequencies

Static Poisson's ratio = $\frac{\epsilon_x}{\epsilon_y}$ From lab measurements

The Eaton equation

$$\text{Stress (horizontal)} = \text{Stress (vertical)} \left[\frac{\sigma}{1 - \sigma} \right]$$

Fig. 8-Extraída del curso de Mcpheterson-

La ecuación de Eaton establece una relación entre el esfuerzo horizontal, vertical y el coeficiente de Poisson para rocas del subsuelo.

En la figura 9 pueden observarse los resultados que predice la ecuación de Gassmann cuando se satura una roca con hidrocarburos. Nótese que con pequeñas cantidades de gas la velocidad cae abruptamente y cuando la saturación es de petróleo no existe una caída tan sensible en la velocidad. Por ello es más difícil detectar petróleo con la técnica de AVO.

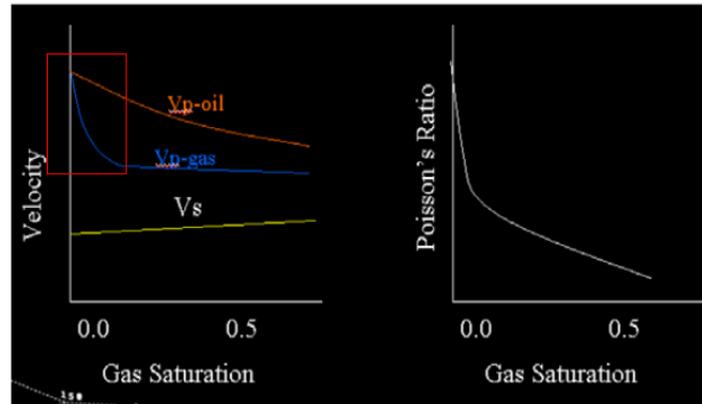


Fig. 9-Ecuación de Gassmann oil&gas-Extraída del curso de Mcpheterson-

Obsérvese también que V_s aumenta levemente con la saturación de gas debido al efecto de la densidad (con más gas la densidad disminuye) y no de compresibilidad ya que V_s no depende de K sino de μ . Con lo cual, V_s se mantiene más o menos constante mientras que V_p varía sensiblemente y por lo tanto lo hace el radio de Poisson.

La mayoría de los materiales tienen radio de Poisson que varían entre 0 y 0.5. Los fluidos ($\mu=0$) tienen un radio de 0.5, mientras que las arenas saturadas con gas tienen valores cercanos a cero. Para los reservorios Carbonáticos, la técnica de AVO no es un detector de fluido poral, pero puede identificar posibles zonas porosas.

En la figura 10 se ve como varían las constantes elásticas a medida que la muestra se satura con agua.

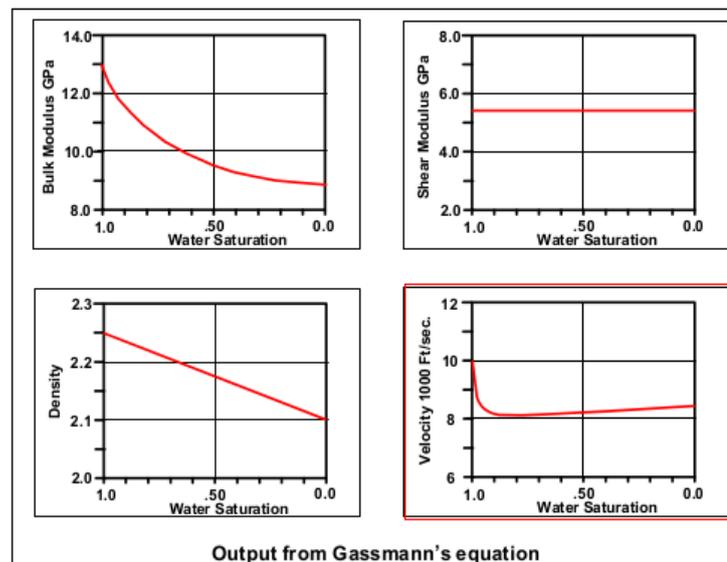


Fig. 10-Ecuaciones de Gassmann saturación de agua-Extraída del curso AVO de Mcpherson-

Al principio K varía más rápidamente que la densidad (V_p cae abruptamente). Pero después la densidad varía más rápidamente que K (V_p aumenta). Entonces, alta velocidad implica alto

contenido de agua.

Concluyendo, cuando el espacio poral está saturado con agua el módulo de incompresibilidad (k) es máximo (la compresibilidad es mínima). Al ser el espacio poral tomado por hidrocarburos el módulo de incompresibilidad cae (la compresibilidad es máxima). Ver figura 11.

	Bulk Modulus	Shear Modulus	Vp	Vs	Density
Quartz	36.6 GPa	45.0 GPa	6.038 Km/s	4.121 Km/s	2.65 Gm/cc
Rock <small>Water Saturated</small>	13.7 GPa	5.4 GPa	3.105 Km/s	1.552 Km/s	2.25 Gm/cc
Water	2.25 GPa	0	1.500 Km/s	0	1.0 Gm/cc
Oil	1.02 GPa	0	1.129 Km/s	0	.7 Gm/cc
Gas	.00013 GPa	0	.447 Km/s	0	.0007 Gm/cc

Fig. 11-Parámetros elásticos -Extraída del curso AVO de Mcpherson-

1.3. Clasificación AVO

La clasificación de las curvas de los coeficientes de reflexión dadas por Rutherford y Williams (1989) se ha convertido en el standard de la industria.

Dicha clasificación, fue desarrollada para formaciones saturadas con hidrocarburos. De acuerdo a estos resultados, la pendiente de las curvas de los coeficientes de reflexión es negativa para todos los casos, ver figura 12. Es decir, la amplitud de la reflexión decrece con el ángulo de incidencia. Sin embargo, para arenas clase 2 y clase 3 la amplitud absoluta aumenta su valor con el ángulo de incidencia. Castagna (1998) encontró que ciertas arenas clase 3 presentan un suave decaimiento en las amplitudes con el aumento del offset. A estas arenas de clase 3 que presentan esta anomalía las denominó clase 4. De todas maneras, la característica principal de estas arenas es la gran amplitud que presentan asociadas al contenido de hidrocarburo.

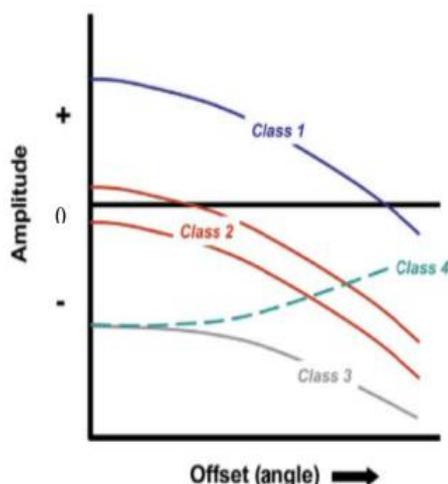


Fig. 12- Clasificación de las respuestas AVO para arenas tipo 1,2,3 y 4-Extraída de Crewes vol 18 2006

Anomalías de Clase 1 (Dim out):

1. Arenas de alta impedancia acústica. La interfase shale/sand presenta un coeficiente de amplitud normal R_0 positivo y alto. Este tipo de configuración se da en zonas de On-Shore y corresponden a arenas maduras que fueron sometidas a procesos de compactación moderado-alto.
2. Las amplitudes decrecen a medida que aumenta el offset y pueden experimentar cambios de fase en offsets lejanos (figura 13).

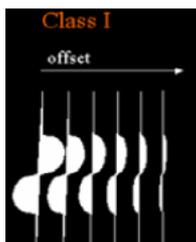


Fig. 13- CMP gather -Reflexión techo y base de una arena clase 1-

3. El carácter de la ondícula es pico-valle sino hay cambio de polaridad y viceversa si lo hay. Rutherford y Williams muestran en su trabajo el siguiente ejemplo correspondiente a un canal de la formación productiva Hartshorn, ver figura 14. En la imagen c) puede observarse como va disminuyendo la amplitud del techo de la formación, pasa por cero e invierte su fase. Luego en d) resulta un stack de baja amplitud.

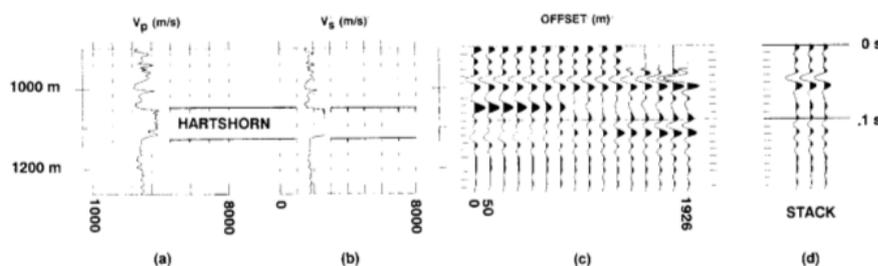


Fig. 14- a) P-wave sonic log b) S-wave estimado del sonic d) CMP gather c) Stack- Extraída de R-W, 1989-

En la figura 15 vemos remarcado en la sección stack al canal Hartshorn. El dim out es causado por el cambio de polaridad que sufre la ondícula en los offsets lejanos, esto provoca cancelación cuando se efectúa el CMP stacking.

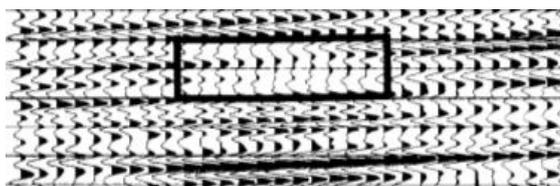


Fig. 15- Sección Stack del canal productivo de Hartshorn- Extraída de R-W, 1989-

Anomalías de Clase 2 (Phase reversal):

1. Arenas cuya impedancia acústica es cercana a la shale suprayacente. R_0 es cercano a cero. Estos valores corresponden a arenas moderadamente compactadas y consolidadas.
2. Las amplitudes aumentan a medida que aumenta el offset. El cambio de fase se produce en offsets no muy lejanos. Ver figura 16.

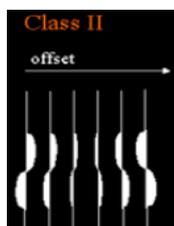


Fig. 16-CMP gather -Reflexión techo y base de una arena clase 2-

3. El evento puede ser distinguido o no en el stack, dependiendo de la contribución de las amplitudes de los offsets lejanos.
4. El carácter de la ondícula el stack puede ser o no valle-pico, depende del espesor de la arena.
5. El carácter de la ondícula en el CMP para offsets lejanos es valle-pico.
6. AVO debe ser calibrado cuidadosamente en este tipo de arenas porque presenta el mismo comportamiento que una arena limpia saturada con agua.

Anomalías de Clase 3 (Bright spot):

1. Arenas de baja impedancia acústica. R_0 negativo y alto.
2. Las amplitudes aumentan o se mantienen ligeramente constante con el ángulo de incidencia. No hay cambio de fase, por lo tanto la superposición en el stack es siempre constructiva. Ver figura 17.

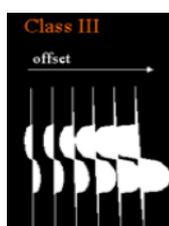


Fig. 17- CMP gather -Reflexión techo y base de una arena clase 3-

3. Las zonas que contienen hidrocarburo son visibles en la sección stack. Y se los denomina bright spot.

4. Bajo ciertas condiciones geológicas y físicas pueden darse las anomalías de Clase 4.
5. El carácter de la ondícula es valle-pico para todos los ángulos. Esto supone que la fase dominante de la ondícula es cero y el reservorio está por debajo del espesor de tuning.

En la figura 18 puede distinguirse un bright spot en el contacto de una capa con una falla que la trunca. Los hidrocarburos provocan una caída drástica en la velocidad lateral y en la densidad del reservorio. Esto provoca una fuerte reflexión negativa en la parte alta y una fuerte reflexión positiva en la base del reservorio. El evento brillante se extingue al contacto inferior entre fluidos dentro del reservorio.

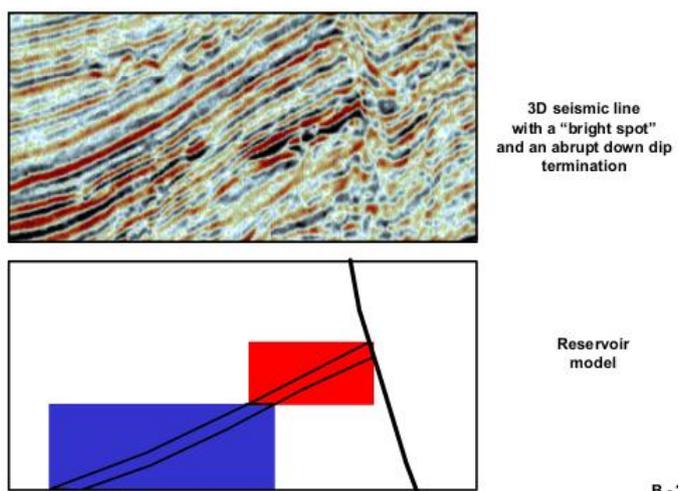


Fig. 18 -Extraída del curso AVO de Mcpherson-

Obsérvese en la figura 19 el sintético generado para este modelo. Los coeficientes de reflexión varían al aumentar el offset a lo largo del plano que separa el reservorio del medio confinante.

Cuando la consolidación de los sedimentos es baja, los tres tipos de fluidos pueden diferenciarse fácilmente y los coeficientes de reflexión son negativos (Bright Spot). A más alta consolidación los coeficientes son mayores pero más parecidos entre sí.

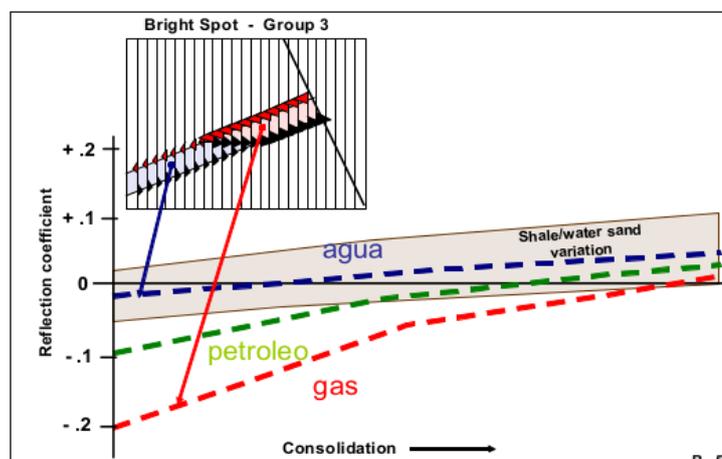


Fig. 19 -Extraída del curso AVO de Mcpherson-

1.4. Inversión AVO

Smith y Gidlow (1987) desarrollaron la metodología más utilizada en la actualidad para transformar gathers corregidos por NMO, en estimadores de las propiedades mecánicas de las rocas.

El método calcula la fluctuación de AVO ajustando por mínimos cuadrados una curva que se aproxima a la ecuación de Zoeppritz contra un crossplot de las amplitudes como función del ángulo de reflexión.

La inversión se lleva a cabo utilizando 2 o 3 términos de la aproximación de la solución de Zoeppritz. Las ecuaciones más aplicadas son la de Shuey (1985) que utiliza 2 términos y la de Aki-Richards que utiliza 3 términos.

Una inversión de dos términos da como resultado dos atributos AVO, la interceptación y el gradiente AVO o el coeficiente de reflexión normal (NI) y la reflexión de Poisson (PR), figura 20.

Si bien esta aproximación es muy popular en la industria, muchas veces se pierde de vista que la aproximación de Shuey es válida solo para ángulos de incidencia menores a 30 grados. En cambio, una inversión de 3 términos da la reflectividad de la onda P, de la onda S y la reflectividad de densidad. Esta aproximación es la que mejor se ajusta a las ecuaciones de Zoeppritz hasta ángulos no mayores de 50 grados, que es común en los tendidos sísmicos actuales.

Una vez obtenidos estos atributos, pueden ser combinados o invertidos para obtener indicadores de hidrocarburos tales como el factor de fluido, la reflectividad de Poisson, los parámetros Lambda-Rho ($\lambda\rho$) y Mu-Rho ($\mu\rho$).

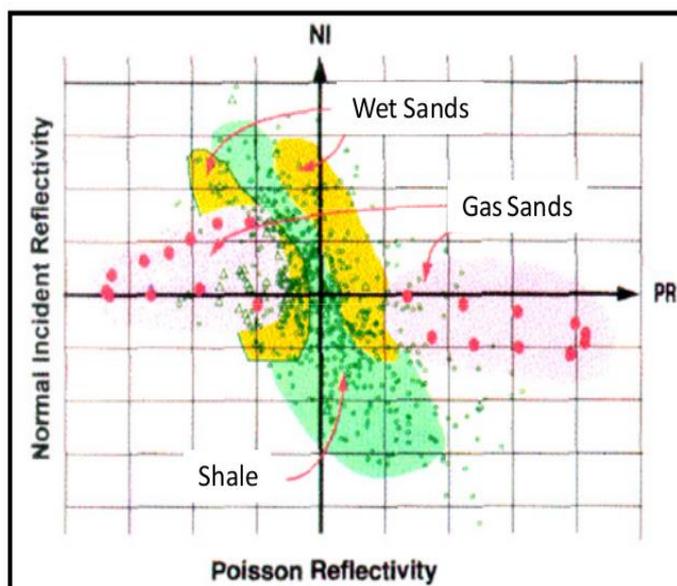


Fig. 20.-Crossplot NI-PR de un modelo saturado de gas (Verm y Hilterman,1995)

1.5. Procesamiento AVO

El análisis y procesamiento AVO intenta proveer datos adicionales sobre las propiedades de las rocas, más allá de la imagen estructural. Para que los gradientes ajusten de manera confiable al hacer la inversión, se debe preservar la variación relativa entre amplitudes. También es de suma importancia que el cálculo de las velocidades se haga con la máxima precisión posible.

Según Ostrander (1984) esta es la secuencia recomendada:

1. Corrección por divergencia esférica.
2. Ganancia por corrección exponencial.
3. Deconvolución spiking de fase mínima.
4. Análisis de velocidad.
5. Corrección de NMO.
6. Ecuilización de trazas.
7. Stacking.

Yilmaz (2001), en su libro detalla tres aspectos importantes a tener en cuenta en la secuencia de procesamiento AVO.

1. Las amplitudes relativas del dato sísmico deben preservarse a través de todo el análisis, en función de poder reconocer la variación de amplitud relacionada al offset.
2. La secuencia de procesamiento debe mantener el mayor ancho de banda posible con un espectro plano dentro del pasabanda.
3. Las inversiones de amplitudes prestack con el objetivo de obtener atributos AVO deben ser aplicadas a un punto de reflexión común (CRP gathers).

Son numerosos los autores que han publicado secuencias de procesamiento para el análisis de AVO teniendo todas ellas el mismo punto en común, preservar las amplitudes.

Capítulo 2

Simulación numérica

2.1. Modelo de Ostrander

Como se ha descrito en el capítulo anterior, el coeficiente de reflexión de una onda plana compresional que incide en una interfase horizontal que separa dos medios elásticos, isótropos y homogéneos (EIH) varía con el ángulo de incidencia.

Ostrander (1984) concluyó en su emblemático trabajo, que la manera en que estos coeficientes varían se ven fuertemente afectados por el valor relativo que existe entre los radios de Poisson de ambos medios.

La teoría y mediciones de laboratorio indican que arenas de alta porosidad saturadas con gas exhiben un σ muy bajo. Este es el fenómeno que hace que el valor absoluto del coeficiente de reflexión aumente con el offset y se distinga en el stack como un bright spot. En la clasificación que establecieron Rutherford y Williams, este modelo corresponde a una arena clase 3.

Utilizando la ecuación de Zoeppritz simplificada, Ostrander muestra que existen 4 variables independientes en una interfase reflectora/refractora entre dos medios EIH que son las que gobiernan el fenómeno de reflexión y transmisión. Estas variables son:

- 1) Radio de velocidad de la onda P, $V_{p2}/V_{p1}=VR$
- 2) Radio de densidad $\rho_2/\rho_1=DR$
- 3) Radio de Poisson del medio 1, σ_1
- 4) Radio de Poisson del medio 2, σ_2

En la figura 21, se observa como varía el coeficiente de reflexión cuando σ es igual para ambos medios. Manteniendo σ constante y haciendo variar V_{p2}/V_{p1} y ρ_2/ρ_1 nótese que el ángulo de incidencia no tiene mayores efectos sobre el coeficiente de reflexión.

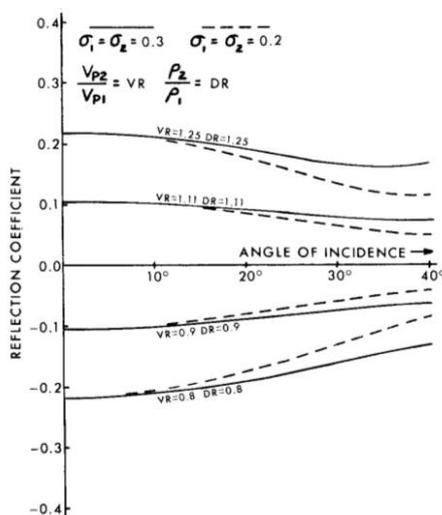


Fig. 21-Coeficiente de reflexión de onda P para σ cte con valores 0.2 y 0.3-Extraída de Ostrander,1984-

En contraposición, en la figura 22 se observa que cuando existen diferencias sustanciales entre los radios de Poisson, el coeficiente de reflexión varía considerablemente con el ángulo de incidencia. En este caso el medio suprayacente tiene un σ mayor ($\sigma_1 > \sigma_2$).

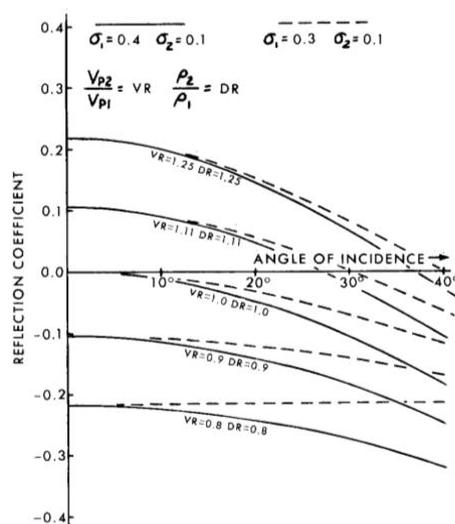


Fig. 22-Coeficiente de reflexión de onda P para una reducción de σ en la interfase-Extraída de Ostrander,1984-

La figura 23 muestra como varia CR para el caso contrario, es decir $\sigma_2 > \sigma_1$.

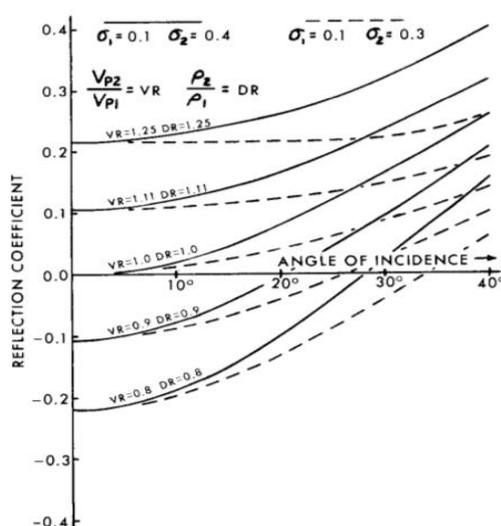


Fig. 23-Coeficiente de reflexión de onda P para el caso $\sigma_2 > \sigma_1$ -Extraída de Ostrander,1984-

Distintos trabajos realizados sobre los valores del radio de Poisson en rocas sedimentarias arrojan los siguientes resultados:

1. Rocas someras poco consolidadas y saturadas con agua de formación tienden a exhibir σ altos, de 0.4 y mayores.
2. El radio de Poisson tiende a disminuir a medida que disminuye la porosidad y por consiguiente aumenta la consolidación de los sedimentos.
3. Arenas de alta porosidad saturadas con agua de formación presentan valores de σ entre 0.3 y 0.4.
4. Arenas de alta porosidad saturadas con gas presentan valores de σ bajo, del orden de 0.1.

De acuerdo a Gassmann (1951), el módulo de incompresibilidad k de una roca saturada con agua es mucho mayor que el de una roca saturada con gas, mientras μ permanece invariable. Con lo cual, V_p de la roca saturada con agua es mayor que V_p de la roca saturada con gas, mientras que V_s varía suavemente por efectos de densidad. Ver figura 24.

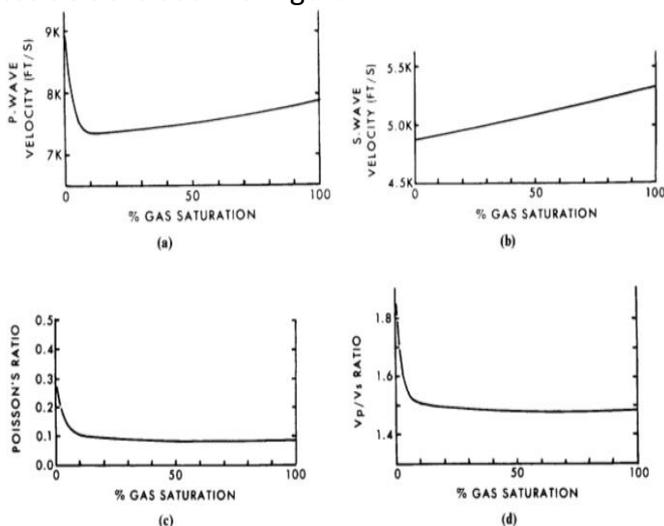


Fig. 24-Salidas ecuaciones de Gassmann, σ y VR -Extraída de Ostrander,1984-

La profundidad y el esfuerzo diferencial al que está sometida la roca también tienen una gran influencia en el comportamiento elástico de la misma. El esfuerzo diferencial es la diferencia que existe entre la presión de confinamiento y la presión poral (presión de fluido). A medida que el esfuerzo diferencial aumenta, aumenta también k y μ , lo que implica velocidades de onda P y S mayores. Entonces, la consolidación de los sedimentos y el aumento del esfuerzo diferencial tienden a disminuir los efectos de la saturación de fluido con el aumento de a profundidad.

Ostrander propuso el modelo de tres capas que se ve en la figura 25. Hay una reducción del 20 por ciento entre la Velocidad de la lutita y la arena.

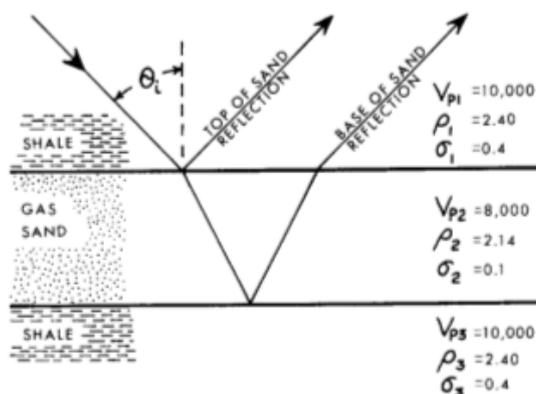


Fig. 25- Modelo de Ostrander-Extraída de Ostrander,1984-

En la figura 26 están las curvas de los coeficientes de reflexión correspondientes a este modelo. R_0 es igual a -0.16 para el techo y 0.16 para la base de la arenisca. La línea punteada indica cual sería el coeficiente si σ fuera igual a 0.4 , que correspondería al caso de una arenisca joven saturada con agua de formación.

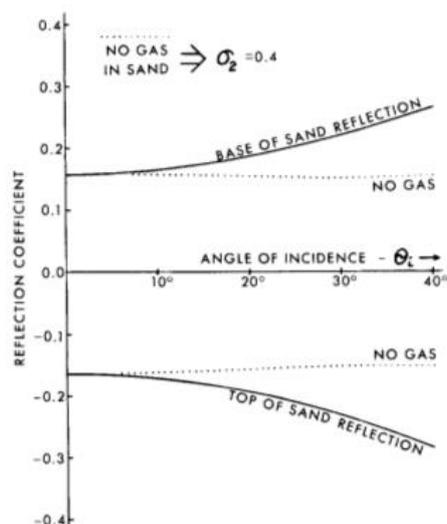


Fig. 26- CR correspondientes al techo y base de la arena de Ostrander-Extraída de Ostrander,1984-

2.2. Simulación Numérica-Abaqus

El método de los elementos finitos (FEM) es un método de aproximación numérica de ecuaciones diferenciales continuas. Este método se basa en considerar al continuo dividido en elementos discretos con determinadas condiciones de vínculo entre sí. Generándose un sistema de ecuaciones lineales que se resuelven numéricamente y cuyas incógnitas proporcionan, entre otros valores, los desplazamientos, estado de tensión y deformación, temperaturas, etc. Se puede definir como un método nodal aproximado para resolver ecuaciones diferenciales en forma numérica. La simulación propuesta intenta reproducir la propagación de onda sísmica en un medio cuyas propiedades son las del modelo definido por Ostrander.

Modelo numérico:

La Primera y tercera capa del modelo corresponden a un medio elástico, isótropo y homogéneo

Lutita de Ostrander :
 Espesor: 500 metros
 Densidad: 2400 kg/m³
 $V_p = 3048$ m/s
 $V_s = 1244.34$ m/s
 $\sigma = 0.4$

La segunda capa representa a un medio elástico, isótropo y homogéneo cuyas propiedades caracterizan a una arenisca porosa saturada de gas.

Arena de Ostrander:
 Espesor: 100 metros
 Densidad: 2140 kg/m³
 $V_p = 2438.4$ m/s
 $V_s = 1625.6$ m/s
 $\sigma = 0.1$

El espesor de la capa gasífera (100 m) es arbitrario y su elección tiene como fin evitar efectos de tuning.

En la figura 27 puede observarse la variación del coeficiente de reflexión con el ángulo de incidencia para la reflexión del techo de la arena. La línea fina representa la aproximación de Aki-Richards mientras que la línea gruesa es la solución exacta de Zoeppritz. Nótese que hasta ángulos de 50 grados la aproximación de A-R no difiere de manera significativa respecto a la ecuación dada por Zoeppritz.

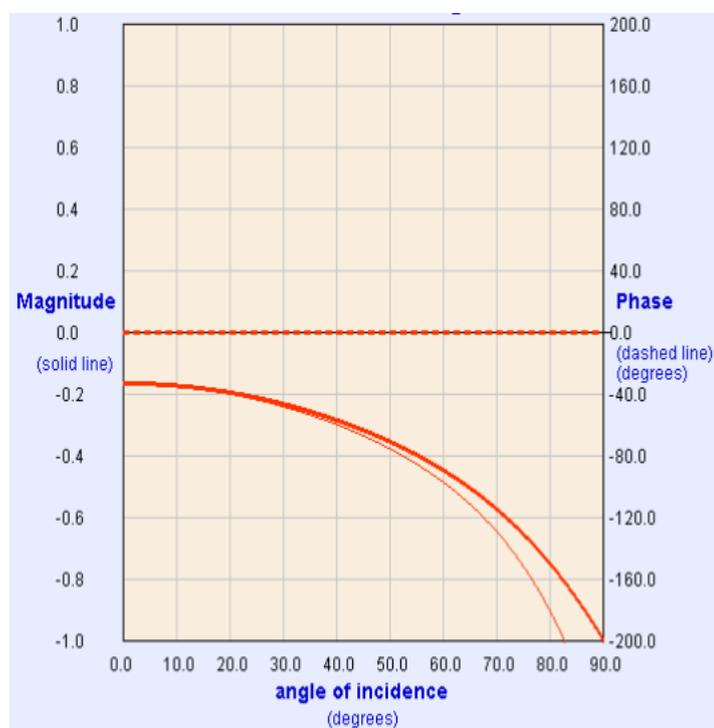


Fig. 27- CR techo Arena de Ostrander- Aplicación java <http://www.cwp.mines.edu>

La fuente empleada que se utiliza para estimular al medio es una ondícula de Ricker normalizada y centrada en 30 Hz. Esta fuente excita a las partículas del medio en dirección del eje Z, simulando la perturbación que produce una fuente vibradora en campo.

El CMP gather consta de 23 trazas, con un aumento de offset de 100 metros por receptor (offset min=100m, offset max=2300m). Como salida se obtiene la componente de velocidad correspondiente al eje Z. El intervalo de muestreo es de 2 ms y el tiempo total de registro es de 1.4 segundos.

Para el mallado se eligen hexaedros cuya relación de proporcionalidad es de 2x1 metros, lo que permite un correcto muestreo de frecuencias. Se aplica en la resolución del sistema lineal el método explícito y la ecuación clásica de movimiento.

Entonces, para un offset mínimo de 100 m se tiene un ángulo de incidencia de 5.7° grados y para el offset máximo de 2300 m se tiene un ángulo de 66.5° grados.

Las figuras 28, 29 y 30 se muestran capturas de la reproducción de vídeo de la propagación de onda del modelo. En ellas pueden observarse la onda directa, la reflexión de techo y base, múltiples, ground roll y rebotes de borde.

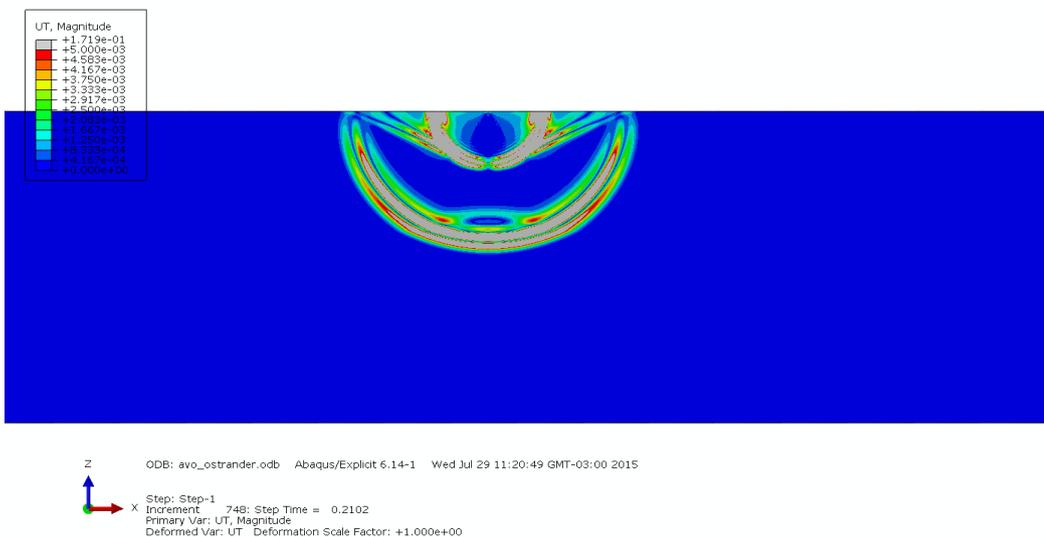


Fig. 28- Propagación de onda-Modelo Ostrander-

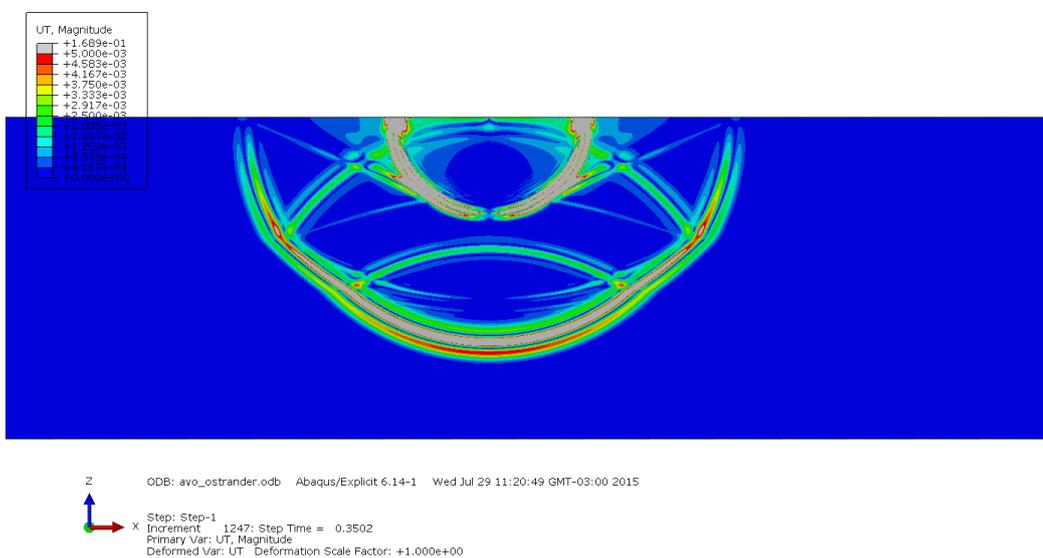


Fig. 29- Propagación de onda-Modelo Ostrander-

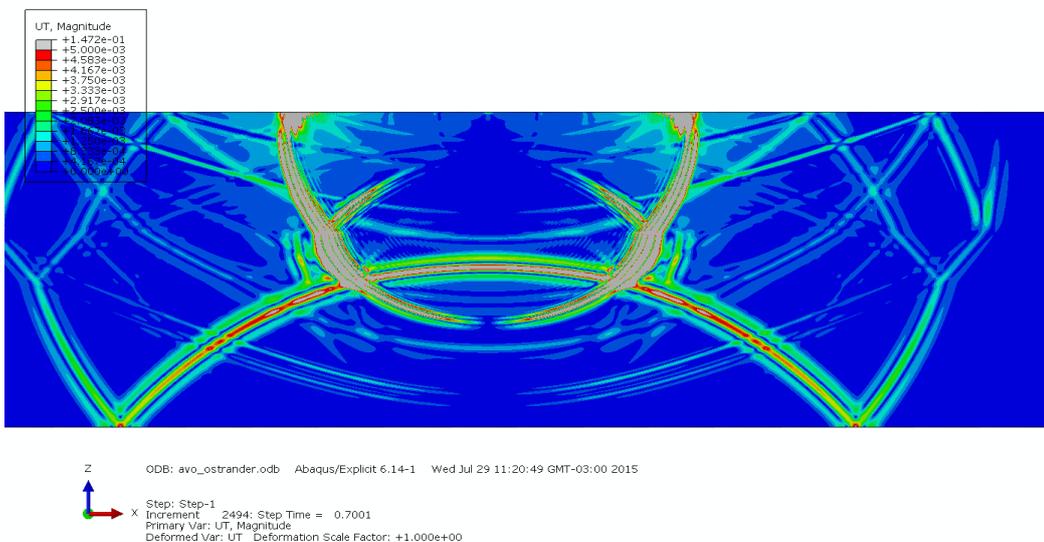


Fig. 30- Propagación de onda-Modelo Ostrander-

El CMP gather que se registra es el siguiente:

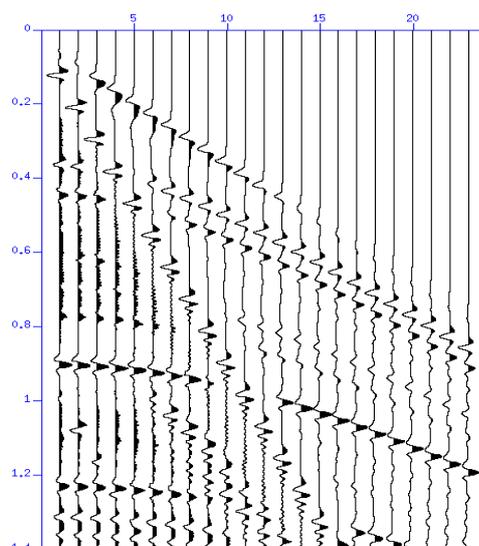


Fig. 31-Salida CMP gather Ostrander-

El sintético se procesa siguiendo la siguiente secuencia para garantizar la preservación de las amplitudes:

1. Divergencia Esférica.
2. Ganancia exponencial.
3. Análisis de velocidades.
4. NMO.
5. Mute.
6. Ecuación de trazas.

Las figuras 32 y 33 muestran el CMP gather procesado. Se evidencia claramente el aumento de la amplitud con el ángulo de incidencia, tanto en el techo como en la base de la arena. También puede apreciarse que el carácter de la ondícula es valle para el tope y pico para la base. Las salidas que se ven las imágenes van desde la traza 8 a la 23. Se hace esta elección con el fin de obtener un registro completamente limpio. Las primeras trazas están en menor o mayor medida contaminadas con la superposición de ruido y otros eventos, lo que provoca la pérdida de las amplitudes relativas.

Con lo cual se tiene:

$$\text{Offset min} = 800 \text{ m} \rightarrow \Theta_i = 38.6^\circ \rightarrow \text{CR-tope} \sim -0.23$$

$$\text{Offset max} = 2300 \text{ m} \rightarrow \Theta_i = 66.5^\circ \rightarrow \text{CR-tope} \sim -0.54$$

$$|\Delta \text{CR-tope}| = 0.31$$

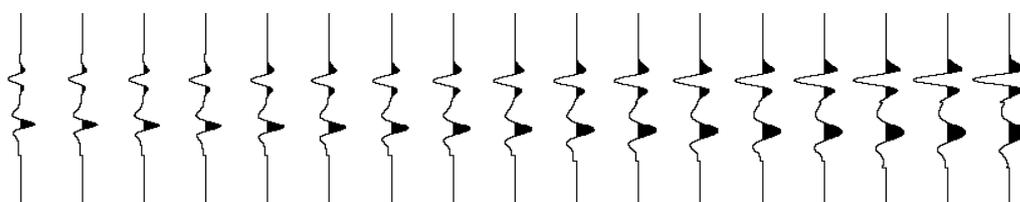


Fig. 32-CMP gather procesado -Traza 8-23-Wiggle



Fig. 33-CMP gather procesado-Traza 8-23- Densidad variable.

2.3. Conclusión

La metodología empleada en el modelado, adquisición y procesamiento de los datos arrojó los resultados esperados de acuerdo a la teoría. Disponiendo de datos de pozo, coronas e imágenes sísmicas, se puede aplicar esta misma técnica en la simulación de distintas configuraciones geológicas, tanto estructurales como estratigráficas.

Cabe mencionar también, que todo lo expuesto en este trabajo está basado en la hipótesis de medio elástico, isótropo y homogéneo. Cuando se trabaja con medios anisótropos, las ecuaciones de Zoeppritz pierden validez y son las dadas por Rüger (1997 ,1998) las que deben utilizarse en el análisis AVO.

Bibliografía

- Aki, K., and Richards, P.G., 1980, Quantitative seismology: Theory and methods: W. H. Freeman and Co.
- Biot, M.A., 1941, General theory of three-dimensional consolidation, *Journal of Applied Physics*, 12, 155-164.
- Castagna, J.P. and Swan, H.W., 1998, Principles of AVO crossplotting: *The Leading Edge*, 16, 337-342.
- CREWES Research Report — Volume 13 (2001)
- CREWES Research Report — Volume 13 (2001)
- CREWES Research Report — Volume 18 (2006)
- CREWES Research Report — Volume 22 (2010)
- Dobrin, M. B. 1976. *Introduction to Geophysical Prospecting*. New York, McGraw Hill, p. 630.
- Fatti, J.L., Smith, G.C., Vail, P.J., and Levitt, P.R., 1994, Detection of gas in sandstone reservoirs using AVO analysis: a 3-D seismic case history using the Geostack technique: *Geophysics*, 59, 1362- 1376.
- Gassmann, F., 1951, Über die Elastizität poröser Medien, *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zurich*, 96, 1-23.
- Hilterman, F., 1990, Is AVO the seismic signature of lithology? A case history of Ship Shoal-South addition: *Geophysics: The Leading Edge of Exploration*, 9, 15-22.
- Knott, C.G., 1899, Reflexion and refraction of elastic waves with seismological applications: *Phil. Mag.*, 48, 64-97.
- Mcpheterson-Curso AVO
- Ostrander, W.J., 1984, Plane-wave reflection coefficients for gas sands at nonnormal angles of incidence: *Geophysics*, 49, 1637-1648.
- Rüger, A., 1997, P-wave reflection coefficients for transversely isotropic models with vertical and horizontal axes of symmetry: *Geophysics*, 62, 713-722.
- Rüger, A., 1998, Variation of P-wave reflectivity with offset and azimuth in anisotropic media: *Geophysics*, 63, 935-947.
- Rutherford, S.R. and Williams, R.H., 1989, Amplitude-versus-offset variations in gas sands: *Geophysics*, 54, 680-688.

- Shuey, R.T., 1985. A simplification of the Zoeppritz equations: *Geophysics*, 50, p. 609-614.
- Smith, G.C. and Gidlow, P.M., 1987, Weighted stacking for rock property estimation and detection of gas: *Geophys. Prosp.*, 35, 993-1014.
- Verm, R. and Hilterman, F., 1995, Lithology color-coded seismic sections: The calibration of AVO crossplotting to rock properties: *The Leading Edge*, 14, 847-853.
- Yilmaz, O., 2001, *Seismic data analysis*: Society of Exploration.
- Zoeppritz, K., 1919, Erdbebenwellen VIII B, On the reflection and propagation of seismic waves: *Göttinger Nachrichten*, I, 66-84.