
2 Técnicas de adquisición, procesamiento y aplicaciones de onda S

2.1 Registro sísmico multicomponentes

2.1.1 Principios

Los registros sísmicos son un caso particular de la medición de las ondas acústicas lo que lo difiere de la medición de la sísmica superficial, VSP, mediciones de laboratorio o imágenes ultrasónicas es el rango de la frecuencia registradas y por consiguiente su longitud de onda.

La longitud de onda, λ , está relacionada con la velocidad de propagación, V , y el periodo de la señal, T :

$$\lambda = VT \tag{2.1.1}$$

Donde la longitud de onda se encuentra en metros, la velocidad en m/s y el periodo en segundos. También se puede relacionar con el Δt^1 , y la frecuencia, f :

$$\lambda = \frac{304.8}{\Delta t \cdot f} \tag{2.1.2}$$

Donde la longitud se encuentra en metros, con un Δt en $\mu\text{seg}/\text{pie}$ y f en kHz

Por ejemplo un registro sísmico típico con una frecuencia de 10 kHz y con un Δt de 100 $\mu\text{seg}/\text{pie}$ de la formación, se tienen una longitud de onda de 30.48 cm (1 pie)

Este concepto de longitud de onda es fundamental para entender la propagación de la onda y la medición acústica. En particular la longitud de onda, junto con la geometría del arreglo, controla la resolución vertical, generalmente estimada como un cuarto de la longitud de la onda. Es por esto que la resolución de la sísmica de superficie tiene una resolución aproximada de 30 m en términos generales y las mediciones del laboratorio realizadas en los núcleos son de aproximadamente 2 cm.

¹ Mayormente conocido como lentitud o tiempo de tránsito.

Para el caso de los registros sónicos, la longitud de onda también está directamente relacionada con la profundidad de investigación, siendo ésta de aproximadamente 30 cm (1 pie) que es en general mayor al diámetro del pozo.

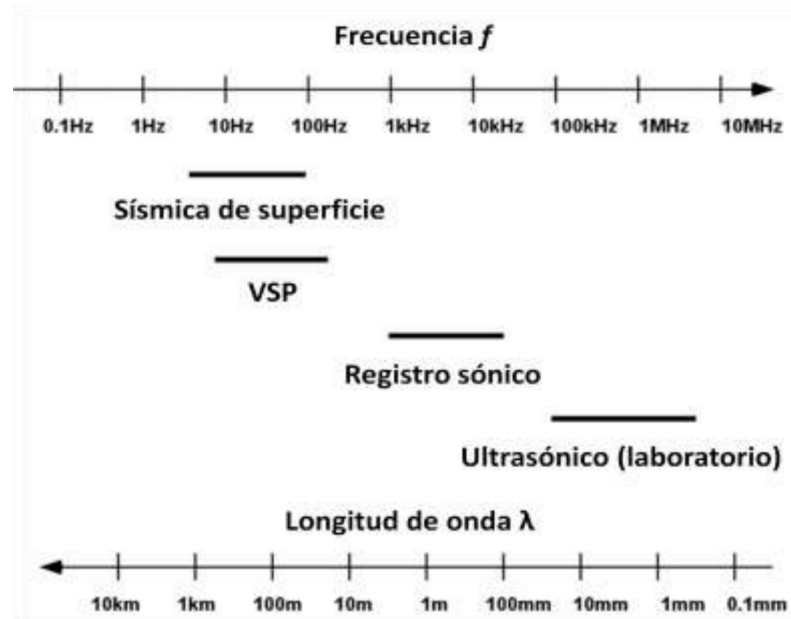


Figura 2.1.1 Rango de frecuencias y longitudes de onda para las diferentes adquisiciones. (Modificado de Brie, 2001)

Las ondas acústicas generadas dentro del pozo son complejas, la onda inicial generada desde el transmisor es una onda compresional que interactúa con la superficie de la formación – lodo, creando ondas secundarias. La primera de estas en la formación es la onda compresional, seguida por la onda de cizalla y finalmente la onda Stoneley en la interfase pared del pozo – fluido

Todas las ondas que llegan a los receptores son ondas cónicas (head waves). Esto se debe a que una vez que la onda compresional o de cizalla refractada se vuelve paralela a la pared del pozo, se propaga a la largo de la interfaz existente entre el pozo y la formación a una velocidad V_p ; de acuerdo con el principio de Huygens, cada punto de una interfaz excitada por una onda P o S actúa como una fuente secundaria de ondas P en el pozo, y de ondas S y P en la formación, la combinación de estas ondas secundarias en el pozo crea un nuevo frente de onda lineal denominado ondas cónicas que se propagan en la pared del pozo con la velocidad V_p o V_s respectivamente. Es por eso que la lentitud de

las ondas de corte de una formación rápida puede medirse con una herramienta rodeada por el fluido del pozo, aunque las ondas S no se puedan propagar a través del fluido.

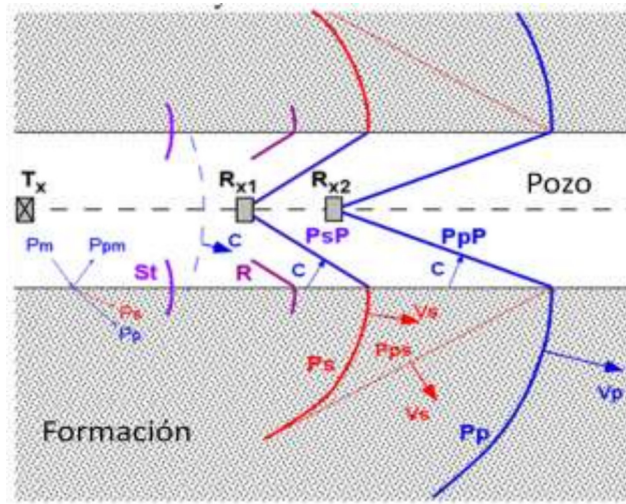


Figura 2.1.2 Esquema de la propagación de las ondas en un pozo. (Modificado de Brie, 2001)

Donde:

- PP Onda de cuerpo compresional (refractada).
- PpP Ondas cónicas compresionales (Head wave)
- Ps Onda de cuerpo cizallante (refractada)
- PsP Ondas cónicas de cizalla (Head wave)
- R Onda pseudo Rayleigh (onda superficial) también conocidas como modos normales o ondas cónicas refractadas.
- Pps Onda críticamente refractada en la formación (modo convertido de Pp)
- Pm Onda directa de lodo
- St Onda Stoneley (onda de tubo)
- C Velocidad del lodo
- Vp Velocidad compresional de la formación
- Vs Velocidad de cizalla de la formación

La limitante de las herramientas sónicas que cuentan con un transmisor monopolar asociadas a medir las ondas P, solamente pueden medir las ondas S que tengan una mayor velocidad que la del

fluido del pozo (lodo) o solamente formaciones duras como ejemplo en calizas. Esta limitación se superó con la tecnología de un transmisor dipolar que se podría asemejar con un pistón, donde la presión de un lado aumenta y del otro disminuye en el pozo, causando así una flexión cuyos desplazamientos son ortogonales a la pared del pozo, excitando una onda compresional y una de cizalla, figura 2.1.3. Estas herramientas permiten medir la onda S en formaciones suaves y duras, superando la limitación de la velocidad del fluido del pozo.

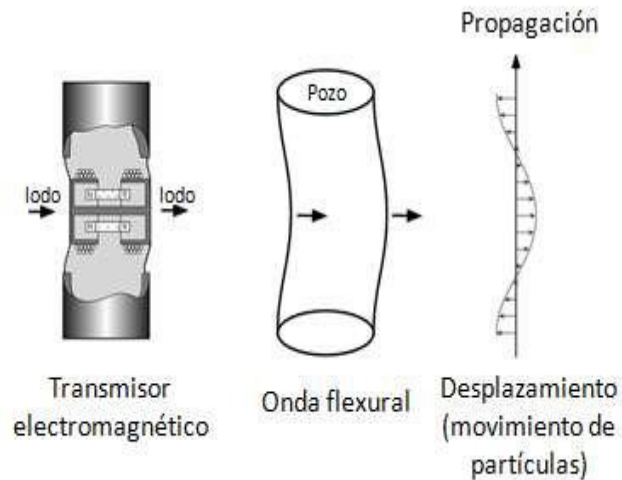


Figura 2 2.1.3 Esquema de una onda flexural. (Modificado de Brie, 2001)

2.1.2 Adquisición- Procesamiento

Hay diversas herramientas que permiten registrar las ondas P y S, una de ellas es el Sónico Dipolar (DSI²) que consiste en una herramienta dividida en cuatro secciones: a) sección de receptores, contiene 8 estaciones lineales de receptores separados 15.24 cm, cada estación contiene 2 pares de hidrófonos, uno orientado colinealmente con el transmisor de arriba y el otro con el transmisor de abajo; b) sección de transmisores, compuesto de tres transmisores, dos de ellos dipolares unidireccionales orientados perpendicularmente uno con respecto al otro y uno monopolar, lo que nos ayuda a tener una mejor medición de la propagación de las ondas y un amplio espectro de

² DSI Dipolar Sonic Imager, Schlumberger, 1995.

frecuencias para detectar la onda Stoneley y formaciones con velocidades menores a las del fluido del pozo; c) sección de aislamiento, es un filtro mecánico que permite mantener la señal transmitida y evitar comunicación directa con la fuente y el receptor; d) sección de grabación, la cual contiene una serie de circuitos donde se registran y apilan las ocho formas de ondas, se realiza un control automático de ganancia y se envía la información de la herramienta a la cabina de registro, figura 2.1.4.

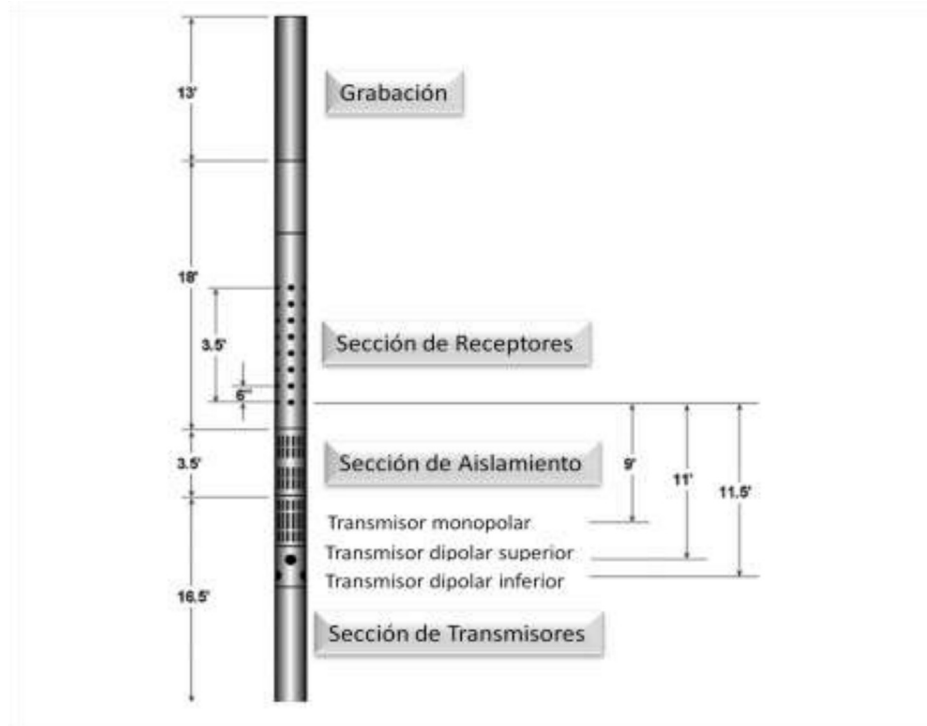


Figura 22.1.4. Esquema de la herramienta DSI. (Modificado de Brie, 2001)

Los modos de operación de este tipo de herramientas son las siguientes:

- i. **Modo Dipolo.** La herramienta emite frecuencias cercanas a los 2.2 kHz, mediante los transmisores dipolares. Este modo es adecuado para adquirir tiempos de tránsito compresionales y de cizallamiento bajo condiciones operacionalmente difíciles y formaciones sin consolidar o formaciones lentas.

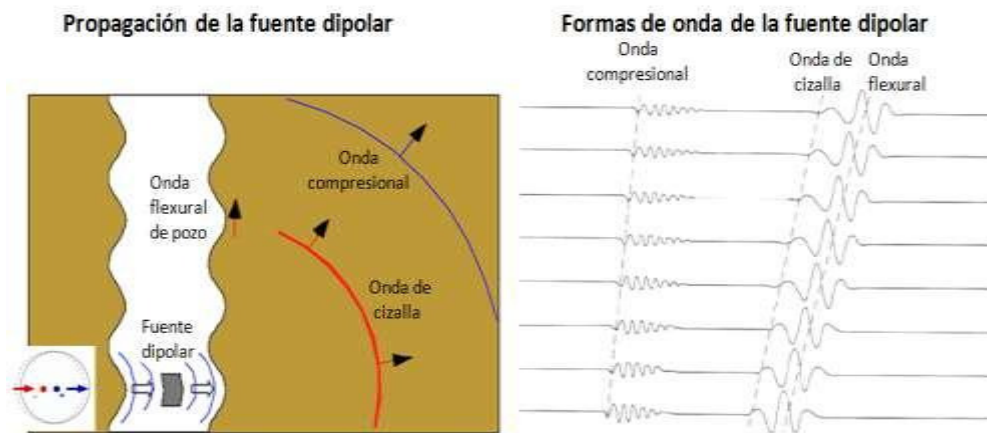


Figura 2.1.5 Fuente dipolar en formación suave. (Modificado de Schlumberger DSI, 1995)

- ii. **Stoneley.** El pulso se genera con el transmisor monopolar con frecuencias predominantes cercanas a 1.5 kHz, esto con el fin de excitar las ondas de tubo. El registro consiste en 8 forma de onda de baja frecuencia.
- iii. **Modo P & S.** El transmisor monopolar genera relativamente un pulso acústico de alta frecuencia. Esta frecuencia central es cercana a los 12 kHz Este modo es adecuado para adquisición de tiempos de tránsito compresional y de cizallamiento en formaciones duras o compactas, con velocidades rápidas de propagación. Son 8 formas de onda que contienen los diferentes arribos.

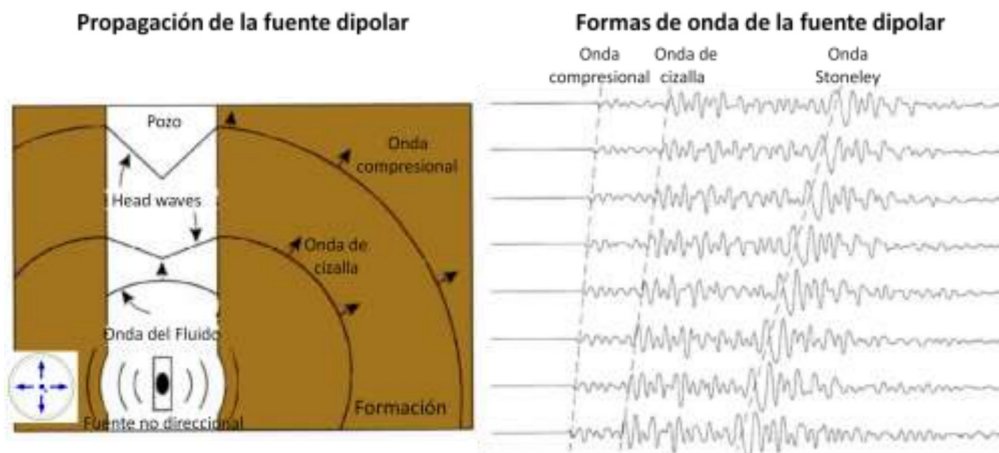


Figura 2.1.6 Fuente monopolar en formaciones duras. (Modificado de Schlumberger DSI, 1995)

- iv. **BCR.** Both Cross Receivers o dipolo cruzado. Los transductores de la herramienta son disparados consecutivamente cuya señal proporciona 32 formas de onda provenientes de ambos dipolos en un sentido y en otro, esto es, que se realizan pulsos acústicos en una dirección, x , y posteriormente en la otra dirección ortogonal, y . Las señales se clasifican según la fuente y el receptor, e.g. señal xx , la primera x representa la dirección x de la fuente y la segunda x , representa la dirección x de los receptores, a esta señal se le conoce como señal en línea (in-line); en cambio si tuviéramos yx , la fuente fue en la dirección y , y los receptores en la dirección x por lo que se les denomina como señal cruzada (cross-line).

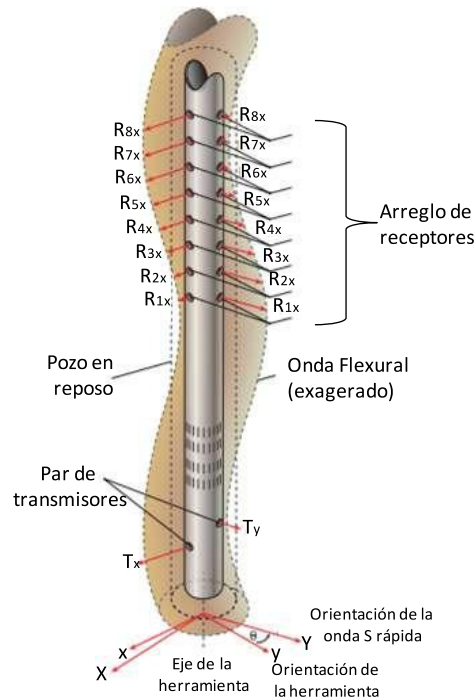


Figura 2.1.7 Esquema de la adquisición del modo BCR. (Modificado de Brie et al, 1998)

Es importante mencionar que las frecuencias de la fuente dipolar son menores a 4 kHz para las cuales la excitación de las ondas flexurales es óptima. En formaciones muy lentas y/o diámetro del pozo grande se recomienda frecuencias menores de 1 kHz, teniendo también la ventaja de que profundiza más, adicionalmente las mediciones ortogonales dipolares permiten determinar directamente la anisotropía de cizalla de la formación

El procesamiento de las formas de ondas de un registro sónico dipolar consiste principalmente de cuatro etapas, o cinco etapas en modo BCR, basadas principalmente en la técnica de la determinación de la coherencia de la lentitud de las formas de ondas (Slowness-Time Coherence – STC):

1. **Muestreo.** Este muestreo depende de la frecuencia de la señal que deseamos registrar y del tipo de modo de adquisición, considerando que la frecuencia máxima de la señal es la frecuencia de Nyquist representada por:

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t^3} \quad 2.1.3$$

Para el caso del modo monopolar P & S, estos son adquiridos normalmente con 512 muestras a un intervalo de muestreo 10 μ seg, correspondiendo a una frecuencia de Nyquist de 50 kHz, es una frecuencia segura debido a que el contenido de frecuencia de las llegadas que estimamos tener está entre 5 y 20 kHz. En la figura 2.1.10 b, se observa alguna de las frecuencias de las formas de ondas en una formación rápida.

Para el modo dipolar o monopolar Stoneley, la longitud de la adquisición es de 512 muestras a un intervalo de muestreo de 40 μ seg, correspondiendo a una frecuencia de Nyquist de 12.5 kHz, arriba de las frecuencias de las señales esperadas para las formaciones de baja velocidad

2. **Filtrado de frecuencias.** Se realiza un filtro pasabandas para mejorar la señal de interés de la forma de onda. Se hace antes de la evaluación de STC para reducir ruido y llegadas indeseables y remover los efectos de la corriente directa (DC) en las formas de onda. En el caso de llegadas de ondas dispersivas, como es el caso de la onda flexural, el filtro de bajas frecuencias reduce el efecto de la dispersión y disminuye la corrección que necesita por sesgo de la dispersión.

³ Δt refiriéndose al intervalo de muestreo.

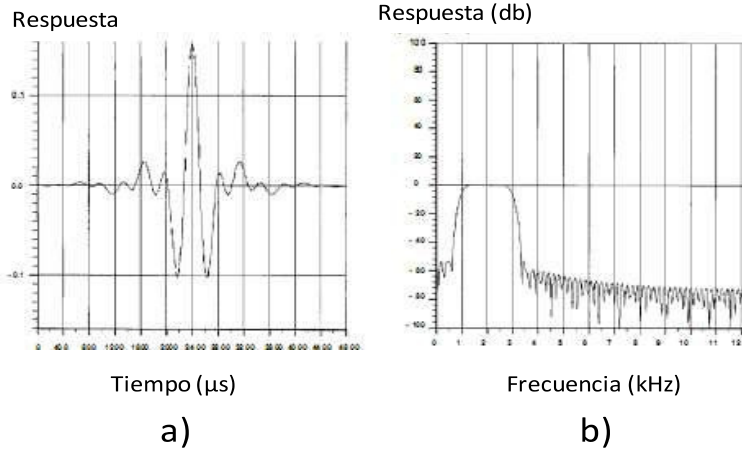


Figura 2.1.8 Filtro pasabandas. a) Respuesta en tiempo, b) respuesta en frecuencia.

3. **Rotación de ejes.** En caso de que se esté usando el modo BCH, es importante hacer la rotación de Alford, para obtener tanto las formas de onda como la orientación de las ondas rápida y lenta. Para cuatro tipo de datos, xx , xy , yx y yy , la rotación matricial es la siguiente:

$$\begin{bmatrix} \widehat{xx} & \widehat{xy} \\ \widehat{yx} & \widehat{yy} \end{bmatrix} = R \cdot \begin{bmatrix} xx & xy \\ yx & yy \end{bmatrix} \cdot R^T \quad 2.1.4$$

Donde $\begin{bmatrix} xx & xy \\ yx & yy \end{bmatrix}$ son los datos obtenidos, $\begin{bmatrix} \widehat{xx} & \widehat{xy} \\ \widehat{yx} & \widehat{yy} \end{bmatrix}$ son los datos rotados y R es la matriz de rotación y se define como:

$$R = \begin{bmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \quad 2.1.5$$

Lo que se desea es conocer el acimut de la onda rápida y por consiguiente determinar la onda rápida y lenta asociada a la información xx y yy . Para esto se varía el ángulo de rotación θ de 0° a 180° y se grafican las formas de onda de la in-line (xx o yy) y las cross-line (xy o yx), cuando la energía de las formas de onda cross-line xy o yx es mínima o se desvanece, significa que el transmisor está alineado en la dirección de la onda rápida o lenta como se observa en la figura 2.1.9. Para resolver las ambigüedades de $\pm 90^\circ$ y saber cuál es el acimut de la onda rápida se observa el tiempo de menor arribo en la in-line en los

ángulos de arribo asociado a las zonas de menor energía en la cross-line, para este ejemplo el acimut de la onda rápida se estimó 152° , figura 2.1.9.

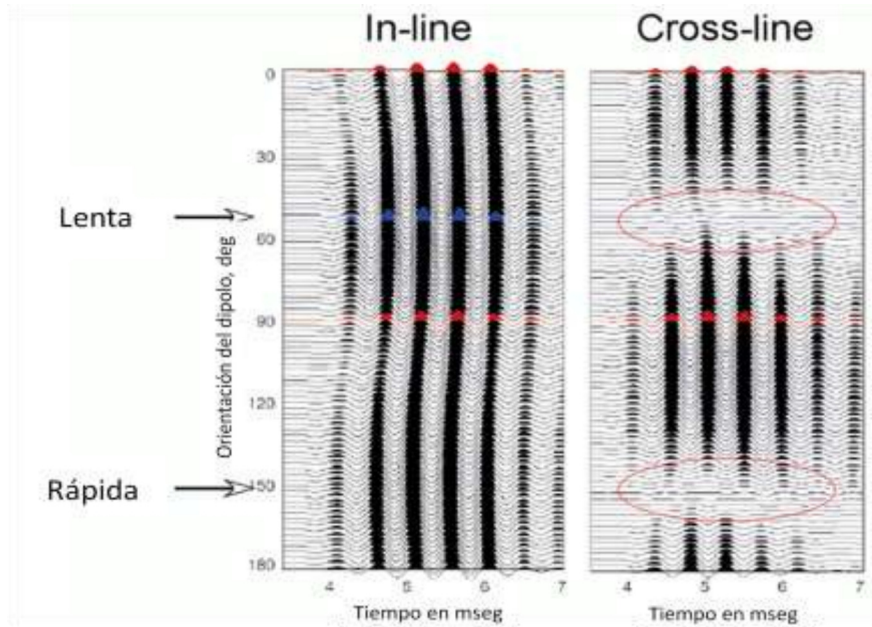


Figura 2.1.9 Determinación del ángulo de rotación rápida para la onda rápida y lenta (Brie, 2001).

- 4. Evaluación de la lentitud.** En el conjunto de las 8 formas de onda registradas en los sónicos dipolares, el tiempo de arribo va aumentando conforme la distancia entre la fuente y el receptor se va incrementando. La pendiente de la línea que se puede hacer a través de las llegadas de las 8 trazas se le conoce como move-out, que representa la lentitud de la onda y se puede expresar en $\mu\text{seg}/\text{pie}$. La figura 2.1.10 a, muestra el move-out para cada tipo de onda, la figura 2.1.10 b, muestra su espectro de amplitud asociado, se observa que para la onda Stoneley está a 2 kHz, la onda de cizalla a 10 kHz y la onda compresional a 15 kHz, aproximadamente.

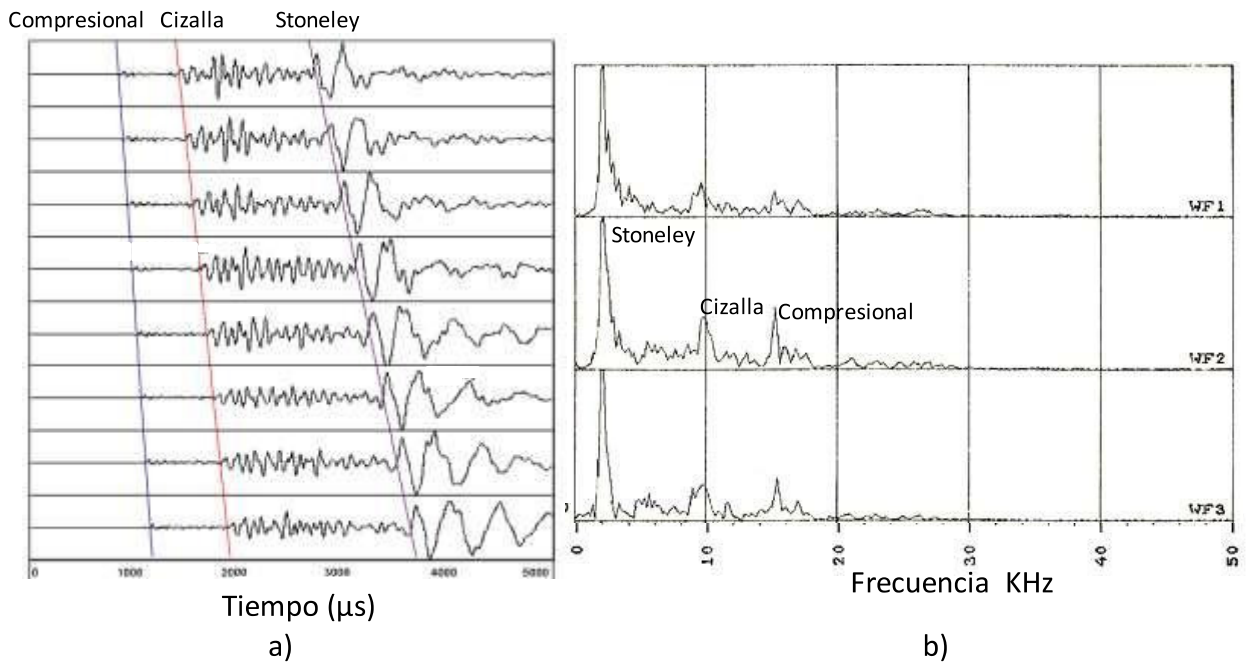


Figura 2.1.10 a) Determinación del move-out en un conjunto de 8 trazas de una fuente monopolar. b) Observa tres espectros de amplitud de las primeras trazas. (Modificada de Brie, 2001)

El proceso de coherencia de la lentitud, STC (Slowness Time Coherence), es una técnica que se basa en la semblanza, donde una ventana de tiempo de longitud dada recorre las formas de ondas en pequeños intervalos sobrepuestos. Esta técnica busca componentes semejantes a lo largo del move-out en las 8 trazas. Se empieza posicionando una ventana de tiempo en la primera traza, T, después se define un corredor a través del arreglo con un move-out, S, figura 2.1.11.

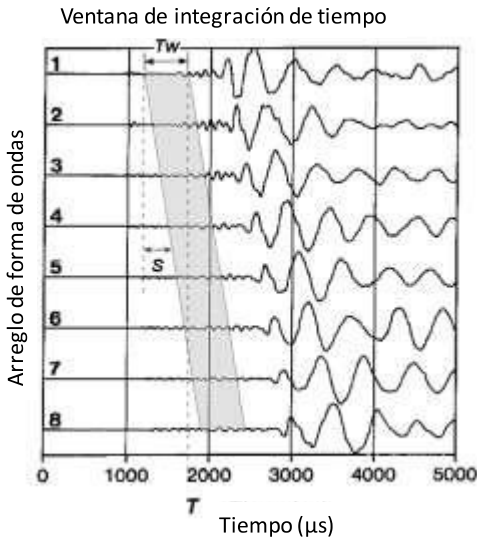


Figura 2.1.11 Principio de la obtención de STC. (Modificado de Brie, 2001)

La energía total o la energía incoherente, E_i , se calcula como la suma del cuadrado de las muestras dentro del corredor (integral):

$$E_i(T, S) = \sum_{i=1}^n \int_0^{T_w} [x_i(t - [T + S(z_i - z_1)])]^2 dt \quad 2.1.6$$

La energía coherente, E_c , es calculada como la suma aritmética de las muestras a la largo del cuadrado del moveout:

$$E_c(T, S) = \int_0^{T_w} \left[\sum_{i=1}^n x_i(t - [T + S(z_i - z_1)]) \right]^2 dt \quad 2.1.7$$

En las ecuaciones anteriores i es el número de la forma de onda (de 1 a 8 formas de onda), x_i es el valor de la muestra de la traza en el tiempo t , T_w es la longitud de la ventana de tiempo, z_i es la profundidad de la forma de onda y T es el tiempo en donde se posiciona el principio de la ventana del corredor.

Cuando la señal de todas las formas de onda dentro de la ventana está perfectamente correlacionada, la energía coherente es igual a la energía total por el número de formas de onda.

La coherencia se define como:

$$Coh(T, S) = \frac{1 E_c(T, S)}{n E_i(T, S)} \quad 2.1.8$$

La coherencia varía entre 0 y 1. El valor de 0 significa que no hay correlación alguna en las llegadas dentro de la ventana. Por otro lado, el valor 1 significa que las componentes de la forma de onda en la ventana están perfectamente correlacionadas.

El cálculo se hace para un rango de move-out, S , para cada posición posible de la venta de tiempo T . Una representación conveniente de los resultados de la coherencia es una gráfica de contornos en función del tiempo y la lentitud, conocido como plano ST (Slowness-Time). En la figura 2.1.12 se muestra el plano ST donde cada punto representa el valor de coherencia para un tiempo y move-out (lentitud) específica. La coherencia tiene valores bajos al menos que el corredor se posicione sobre una onda que se propaga a una lentitud, move-out, dada. Los tres principales picos representan las lentitudes de las ondas compresionales, de cizalla y Stoneley. Este proceso se repite para cada conjunto de formas de onda adquiridos por la herramienta en cada profundidad.

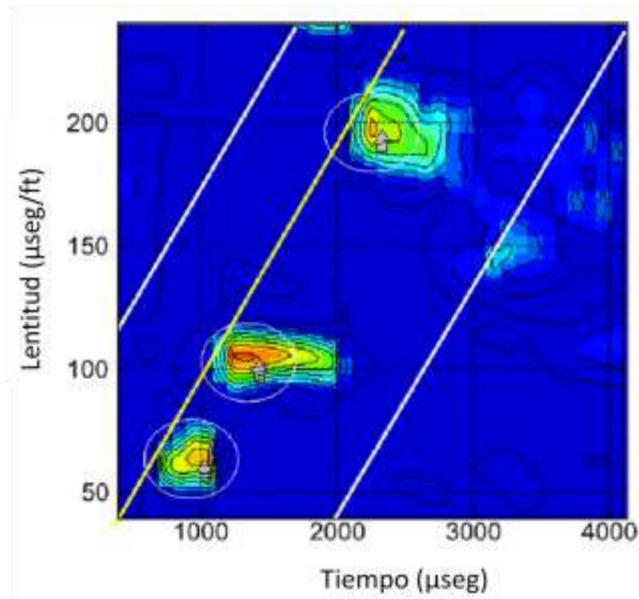


Figura 22.1.12 Plano Tiempo-Lentitud, ST. (Modificado de Brie, 2001)

5. **Corrección por dispersión.** En caso de que las formaciones sean suaves se necesita realizar una corrección, ya que la dispersión de la onda flexural sesga la velocidad de la onda de cizalla. Una fuente dipolar da lugar a una onda flexural, con este modo el movimiento de la partícula es perpendicular a la dirección de la propagación, por lo que es cercano a la onda de cizalla, sin embargo, la onda flexural es dispersiva i.e. que la velocidad de la onda va depender de la frecuencia. Para hacer estas correcciones, pueden usarse dos métodos debidas a la dispersión.

- Procesar las formas de onda con la técnica tradicional no dispersiva, como el STC, en una frecuencia estrecha para minimizar a dispersión y después aplicar una corrección debido a la tendencia de la dispersión.

Para comprender mejor este proceso es importante entender las curvas típicas de la dispersión de la lentitud para la onda flexural como se muestran en la figura 2.1.13. Cada curva en las frecuencias bajas tiene la lentitud de la onda de cizalla y se vuelve cada vez más lenta conforme la frecuencia aumenta. En frecuencias bajas la dispersión es pequeña, pero la energía de la onda es poca por lo que si se filtra en ese rango de frecuencias habrá poca señal para analizar. La amplitud máxima de la onda flexural se

encuentra en el punto de inflexión, el cual dependerá del diámetro del pozo, de la longitud de la onda, así como de la lentitud de la formación. En la figura 2.1.13 se muestra una curva de dispersión tomando en cuenta un pozo de diámetro de 8.5 in (21.59 cm) donde la máxima amplitud de la onda flexural estaría alrededor de los 2 kHz en las formaciones lentas y entre los 5 kHz en las formaciones rápidas.

Por lo que el procedimiento óptimo para evaluar la lentitud de cizalla de una medición en un dipolo es evaluar la onda flexural en las frecuencias suficientemente bajas para minimizar la dispersión pero a su vez lo suficientemente altas para tener una buena señal y una relación ruido-senal

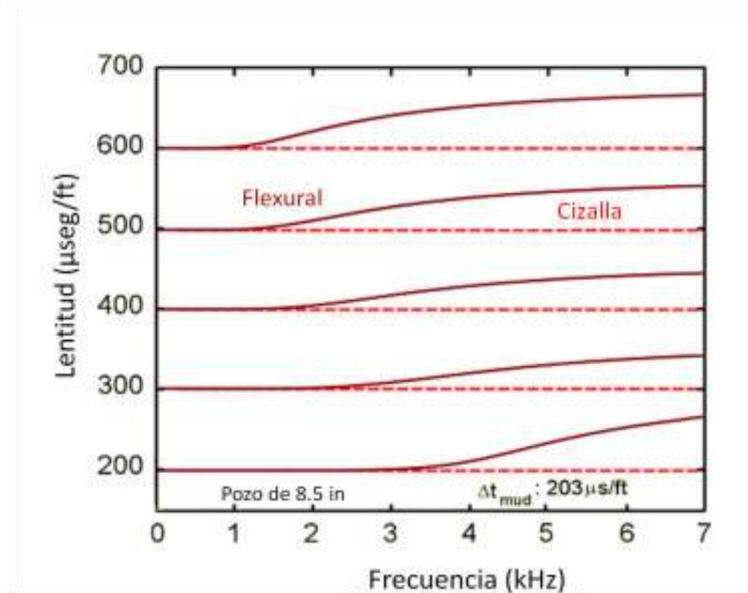


Figura 2.1.13 Curva de dispersión de la onda flexural en un pozo de 8.5 in. (Modificado de Brie, 2001)

Como ejemplo en la figura 2.1.14 se observa que la lentitud de la onda de cizalla es de 300 µseg/pie, y la energía máxima de la onda flexural se encuentra en el punto de inflexión a 2 kHz. En frecuencias bajas la dispersión es pequeña, pero hay poca señal para analizar. La amplitud de la onda flexural es máxima en el punto de inflexión, el cual depende del tamaño del pozo y de la longitud de onda, así como de la lentitud de la formación.

Si se procesara todo el espectro con STC podría resultar en un pico de la coherencia alrededor de 318 $\mu\text{seg}/\text{pie}$. Sin embargo, al aplicar un filtro pasabandas de 1 a 2 kHz a la forma de onda, la máxima amplitud de la señal será a 1.6 kHz y en el proceso de STC se verá el pico de la coherencia a una lentitud de 308 $\mu\text{seg}/\text{pie}$. La dispersión remanente, 8 $\mu\text{seg}/\text{pie}$, será corregida por tablas. Las tablas de corrección por sesgo, se han establecido para todas las lentitudes de las formaciones y para los tamaños del pozo.

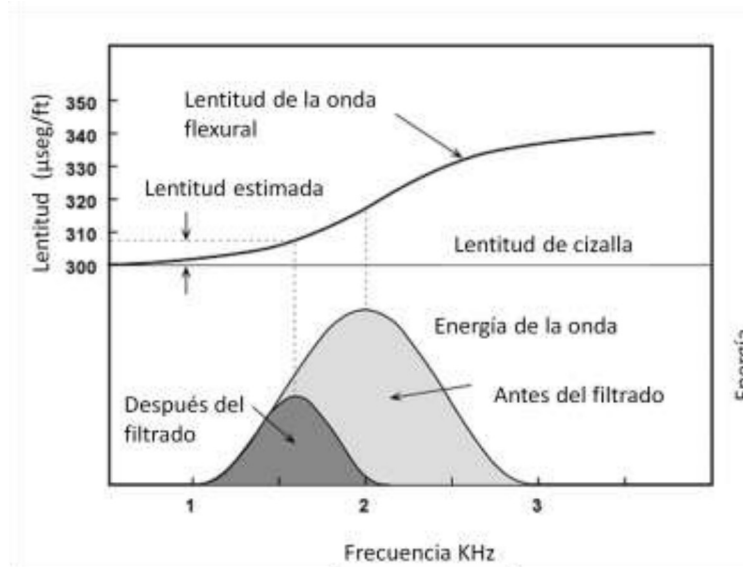


Figura 22.1.14 Principio de un proceso no dispersivo filtrando a bajas frecuencias. (Modificado de Brie, 2001)

Procesar las formas de ondas dispersivamente i.e. analizar la onda dispersiva haciendo uso de la información de la onda flexural. Este proceso necesita las gráficas del modelo de dispersión contra la frecuencia y se basa en que la curva de dispersión depende de la velocidad de cizalla. Este proceso usa la técnica de máxima verosimilitud o mínimos cuadrados, haciendo que el modelo de la curva de dispersión se apegue a moveout del plano ST, tomando en cuenta las condiciones del pozo. Para este proceso se necesitan las gráficas del modelo de dispersión contra la frecuencia. Debido a que la curva de dispersión depende de la lentitud de cizalla de la formación, la curva depende del plano ST.

2.1.3 Aplicaciones

Las aplicaciones actuales de los sónicos dipolares se están incrementando de acuerdo al conocimiento de los efectos de la propagación de las ondas sísmicas a través de las formaciones y con el avance tecnológico de las herramientas y sus procesamientos. Las aplicaciones son las siguientes:

- **Predicción de zonas sobrepresurizadas.** Una vez que se tiene una curva de la tendencia de velocidad de la velocidad P, las zonas que tengan una menor velocidad de la tendencia indican que hay alguna anomalía asociada principalmente a zonas de sobrepresurización, las cuales están asociadas a zonas que no han permitido la expulsión de los líquidos en las formaciones durante el proceso de compactación y por consiguiente tienen una mayor presión. En conjunto con la velocidad de la onda S, puede ayudar a discriminar si esta disminución de la velocidad de la onda P, es debido a la sobrepresurización o a otros factores.
- **Análisis de propiedades mecánicas.** Con el DSI se obtiene información cuantitativa de los módulos elásticos dinámicos como son el coeficiente de Poisson, el módulo de Young, módulo de cizallamiento y módulo de Compresibilidad (Bulk).

Tabla 2-1 Módulos elásticos dinámicos obtenidos por medio del tiempo de tránsito.

ν	Coeficiente de Poisson	$\frac{\text{Deformación lateral}}{\text{Deformación longitudinal}}$	$\frac{\frac{1}{2} \left(\frac{DTS}{DTC} \right)^2 - 1}{\left(\frac{DTS}{DTC} \right)^2 - 1}$
G	Módulo de cizalla	$\frac{\text{Esfuerzo aplicado}}{\text{Distorsión angular}}$	$\frac{\rho_b}{DTS^2} \cdot a$
E	Módulo de Young	$\frac{\text{Esfuerzo uniaxial aplicado}}{\text{Deformación normal}}$	$2G(1 + \nu)$
K_b	Módulo de compresibilidad	$\frac{\text{Presión hidrostática}}{\text{Deformación volumétrica}}$	$\rho_b \left(\frac{1}{DTC^2} - \frac{4}{3DTS^2} \right) \cdot a$

- **Evaluación de las formaciones.** En una gráfica V_p/V_s contra V_p , se puede clasificar la litología de una forma rápida. En la figura 2.1.15 se muestran las velocidades de la onda P (V_p) y onda S (V_s) determinados por registros en el campo Medicine River en Alberta, mostrando una tendencia de los datos para formar grupos que se correlacionen con litología⁴.

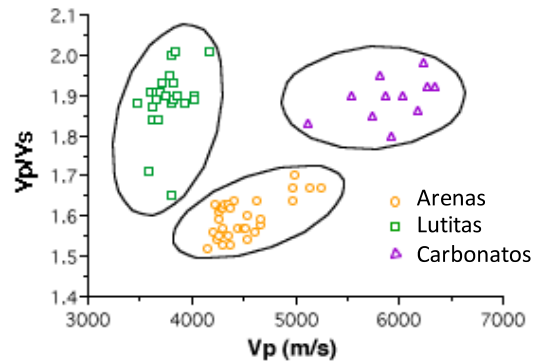


Figura 2 2.1.15 Estimación de litologías a partir de la relación V_p/V_s vs V_p ⁴.

Otra técnica que nos puede ayudar a discriminar porosidad y saturación de gas es graficando V_p/V_s contra Δt_c , figura 2.1.16. Se puede interpretar que el Δt_c está en función de la porosidad, ya que a mayor porosidad mayor lentitud. En esta gráfica además de poder definir cinco zonas en las que se pueden clasificar las formaciones: rápidas, intermedias, lentas, muy lentas y extremadamente lentas, como se muestran en la figura 2.1.16; se puede identificar la saturación de gas, ya que las velocidades de las ondas compresionales son más sensibles a la presencia de gas, por lo que si tuvieran gas estarían por debajo de la tendencia de la curva de las arenas mojadas, ya sean en agua o aceite. La tendencia de las arenas mojadas (curva azul) muestra un incremento en los valores de la relación V_p/V_s debido a decremento de la velocidad de la onda de cizalla y esto a su vez debido a que las ondas de cizalla sólo se propagan por la matriz y no por el fluido.

⁴ Tomado de <http://www.crewes.org/ResearchLinks/ConvertedWaves/page3.php>

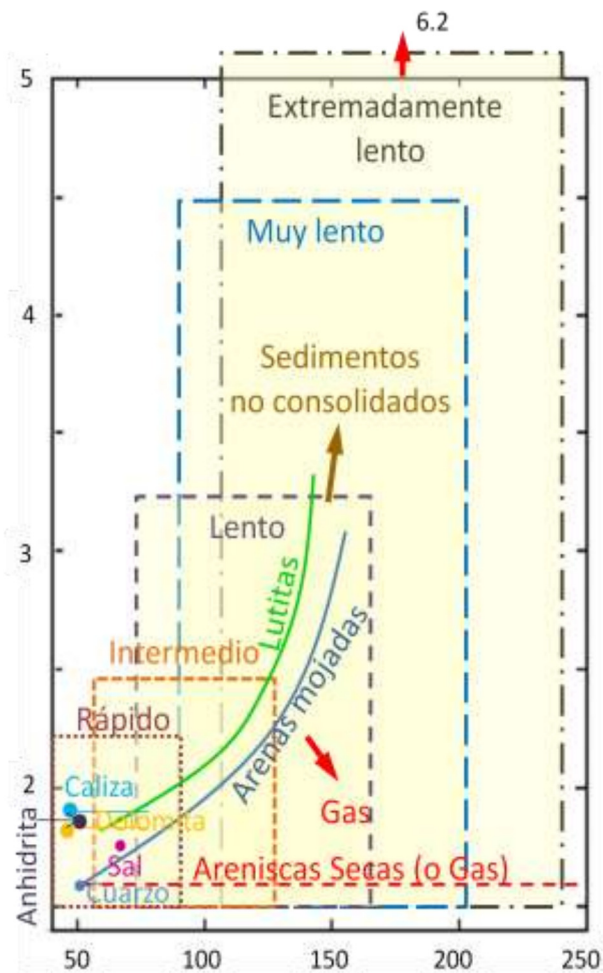


Figura 2 2.1.16 Gráfica de Δt vs V_p/V_s . La clasificación de las formaciones dependiendo de su consolidación. La curva azul muestra la tendencia de las arenas mojadas, la línea verde muestra la tendencia de las lutitas. En líneas rectas se puede observar la caliza que está en valores de 2.87 (azul claro), la dolomita que está en valores de 1.8 (amarillo). El cuarzo (azul) y el gas (rojo) tienen valores de 1.5, mientras la sal (violeta) está alrededor de 1.7. Modificado de Brie, 2001.

Existe un método de interpretación basado en los diagramas en triángulo, figura 2.1.17, donde se muestran las cuatro caras de un tetraedro, para cuatro componentes: arenas (SS), lutitas (SH), rocas carbonatadas (CO_3) y sedimentos saturados de gas (GAS). Las relaciones V_p/V_s , que se usan para la interpretación de este diagrama, se asume que son generales, las cuales son: para arenas “puras” es de 1.7, para sedimentos saturados de

gas 1.5, para carbonatos 1.85 (promedio entre las dolomitas de 1.8 y la caliza de 1.9), y para las lutitas 2.2⁵.

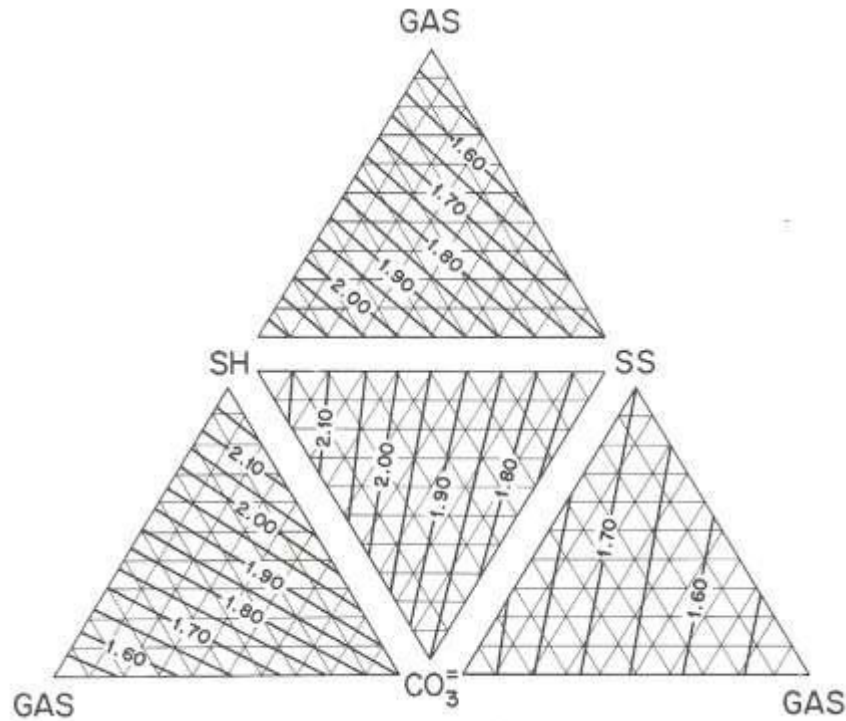


Figura 2 2.1.17 Diagrama del en triángulos, cada vértice corresponde al 100% de cada componente. Las líneas gruesas corresponden a los valores de la relación Vp/Vs, las líneas más delgadas son el porcentaje del porcentaje de los componentes del triángulo. (Dohr, 1985)

Una vez teniendo este diagrama podemos estimar la composición de las formaciones, la aplicación más inmediata es poder localizar zonas que contengan gas con una simple gráfica de la relación Vp/Vs, donde los valores que tiendan a estar cerca de los valores de 1.5 serán indicio de zonas de gas. Como ejemplo se encuentra un pozo en Sutton County, Texas, figura2.1.18, donde la relación Vp/Vs sugiere que hay gas y se correlaciona bien con el registro de temperatura (Dohr, 1985).

⁵ La relación Vp/Vs tiene que ser calibrada para cada región.

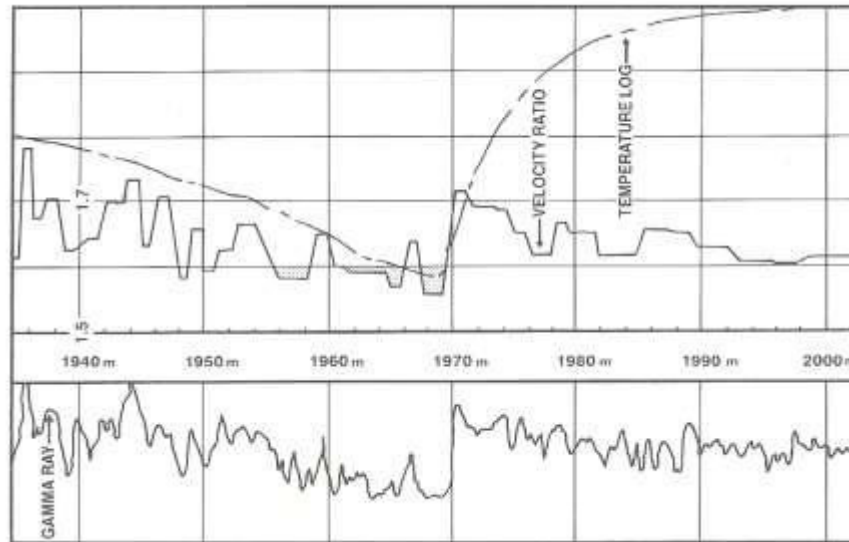


Figura 2.1.18 Registro de temperatura, rayos gamma y relación Vp/Vs. La zona achurada son las zonas que tienen mayor probabilidad de tener gas basándose en la relación Vp/Vs (Dohr, 1985)

- **Reforzamiento a la interpretación.** Por medio de los registros de densidad y de las velocidades Vp y Vs podemos crear sismogramas sintéticos y correlacionarlos con la sísmica de superficie. Se pueden calibrar los datos del análisis del AVO.
- **Evaluación de fracturas y permeabilidad.** Esto se lleva a cabo por medio de la onda Stoneley, ya que cuando la onda Stoneley⁶ se propaga en las formaciones permeables su energía va atenuando. Cuando la onda se propaga en una fractura que interseca el pozo, cierta parte de la energía se refleja debido al alto contraste de impedancia acústica creada por la fractura, además de que se ve atenuada; la relación entre la energía reflejada y la energía incidente se correlaciona con la apertura de la fractura. Esta técnica funciona bien en formaciones duras.

⁶ Stoneley observó las ondas que se propagaban en la interfaz existente entre dos sólidos y notó un tipo similar de la onda de superficie. El caso particular correspondiente a un pozo lleno de fluido, interfaz sólido-líquido, fue descrito por Scholte. Sin embargo las ondas que se propagan en la interfaz fluido –pozo se conocen como ondas Stoneley (Haldorsen et al, 2006).

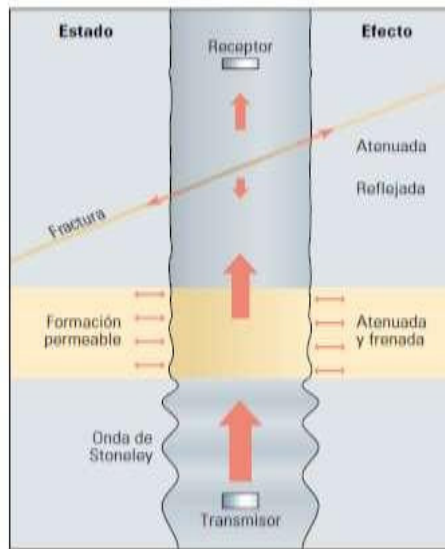


Figura 22.1.19 Esquema de los efectos de una zona permeable y una fractura (Haldorsen et al, 2006).

- **Estudio de la atenuación.** Uno de los métodos más utilizados en sismología ha sido el método de normalización de coda, el cual permite calcular la atenuación de la coda (Q_c^{-1}) utilizando relaciones entre las envolventes de onda-S directas y de coda.

La atenuación de coda Q_c^{-1} empíricamente caracteriza el decaimiento exponencial de la amplitud de la envolvente de la coda con el incremento del tiempo. Como fue reportado por Rautian & Khalturin (1978) para una región dada, la coda-S tiene un decaimiento común para un lapso mayor que dos veces el tiempo de viaje de onda-S. La forma de esta curva de decaimiento se cuantifica usando un parámetro conocido como atenuación de coda. La atenuación de coda es comúnmente medida en un ancho de banda de un octavo, filtrando los sismogramas (Tsujiura, 1978). Dado que en la propagación de ondas en pozo además de reflexiones ocurren fenómenos de refracción, es decir propagación de ondas guiadas y/o de tubo, será importante medir el decaimiento de cada fase por separado.

A continuación se presenta un nuevo método propuesto por Ávila-Carrera para extraer la atenuación de la coda Q_c^{-1} a partir del micro-sismograma para las fases guiadas de Pseudo-Rayleigh y de Stoneley. Estas fases tienen un rango de observación que garantiza su propagación e interacción con las heterogeneidades de la formación:

-
-
1. Del registro continuo contra profundidad de los micro-sismogramas de primer receptor (registro VDL), seleccionar un intervalo de interés en donde se observe buena calidad en la adquisición y una buena continuidad vertical.
 2. Es conveniente observar los registros seleccionados de manera gráfica y calcular su espectro de amplitudes por medio de la aplicación de la transformada rápida de Fourier. Esto permitirá identificar las frecuencias características de propagación de los distintos modos útiles para el filtrado posterior.
 3. Realizar el apilamiento de una serie de 10 o 12 micro-sismogramas con una alineación vertical que busque concentrar la aparición de las diferentes fases de propagación y concentrar su efecto.
 4. Realizar el filtrado del micro-sismograma apilado a la frecuencia característica de la fase que se desea estudiar. Para ondas Pseudo-Rayleigh filtrar en alta frecuencia (12 kHz). Stoneley filtrar a baja frecuencia (1.5 kHz). Recordar que la fuente monopolar es disparada a los 12 kHz.
 5. Obtener la envolvente MS y/o RMS del micro-sismograma filtrado.
 6. Establecer la ventana de observación del intervalo de tiempo en el que se identifica el decaimiento de la amplitud de la fase estudiada.
 7. Realizar el promedio móvil de las amplitudes sobre varios ciclos de la señal y graficar su logaritmo.
 8. Calcular el gradiente de decaimiento por medio de un ajuste con el método de mínimos cuadrados o de regresión lineal. La pendiente del mejor ajuste de los datos corresponderá al valor de la atenuación de la coda de la fase correspondiente aislada en tiempo y frecuencia.

Una vez calculadas las atenuaciones de coda de las fases Pseudo Rayleigh Q_{cPR}^{-1} y de Stoneley Q_{cSt}^{-1} se pueden asignar los valores estimados a la profundidad o CDP correspondiente y así establecer las curvas de atenuación de coda contra la profundidad en un registro más que puede ser presentado en una pista extra de los registros sísmicos.

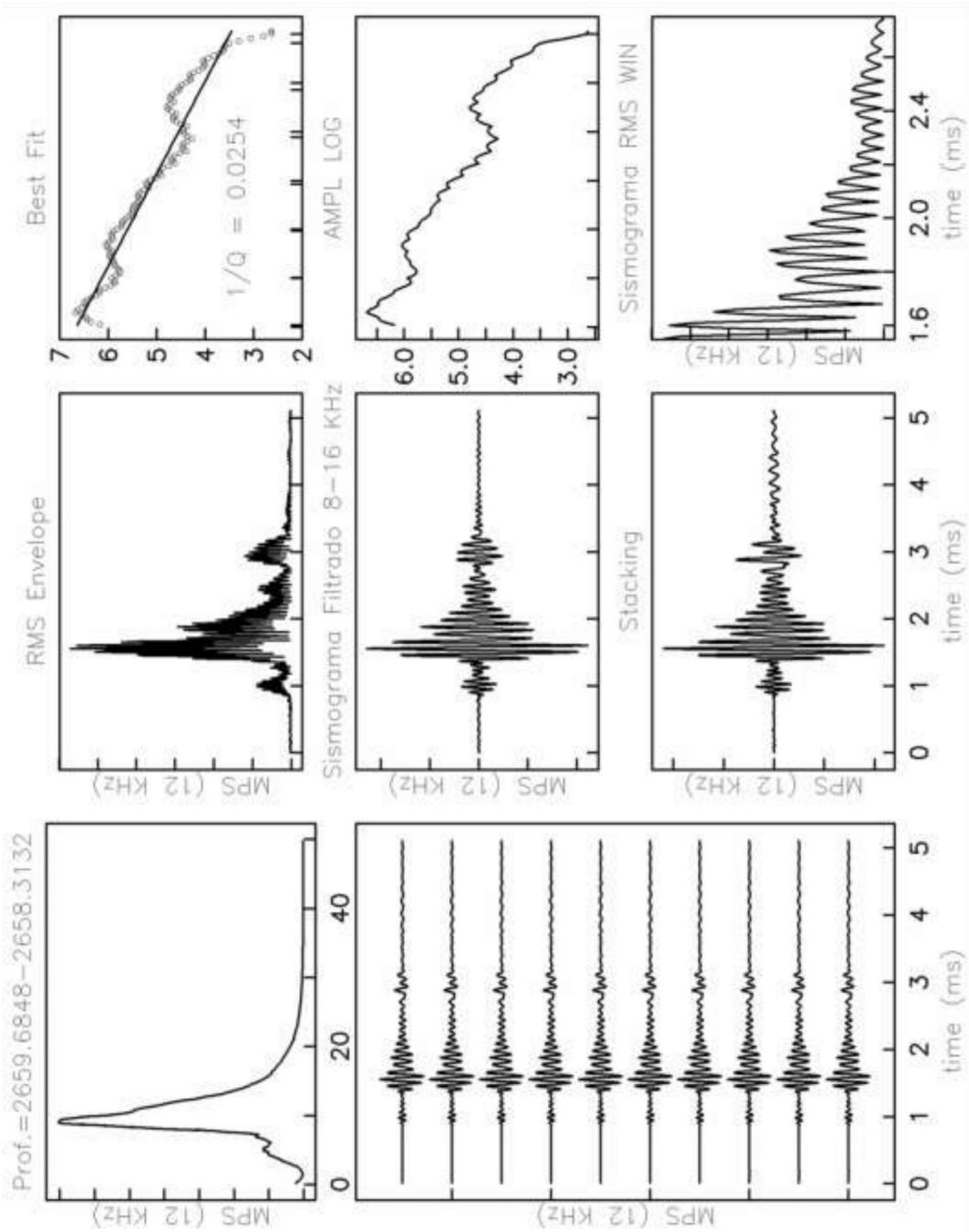


Figura 2.1.20. Esquemización del método propuesto. Los pasos 1) a 8) se pueden correlacionar con las graficas de izquierda a derecha y de abajo a arriba. Se muestran los micro-sismogramas filtrados para ondas de Pseudo-Rayleigh a 12 kHz y de Stoneley a 1,5 kHz. (Ávila, 2004)

El método además de ofrecer una alternativa de cálculo de la atenuación intrínseca del material, logra separar el fenómeno de dispersión geométrica por utilizar la información proveniente de un solo receptor.

- **Estudio de anisotropía en las formaciones.** Podemos definir a la anisotropía como la variación de una propiedad física, que depende de la dirección en la cual es medida. En el caso de la anisotropía acústica la propiedad física son las velocidades de propagación en las direcciones del medio. En general la medida de la anisotropía acústica requiere de la observación de la propagación de las ondas a diferentes direcciones de un medio dado.

Usualmente se considera que la velocidad de las ondas tienen la misma velocidad en todas direcciones, pero en algunas rocas la velocidades cambian con forme la dirección. Esto tiene diferentes causas, ya sea por la alineación de ciertos minerales, alineación de fracturas, por la posición de las capas, entre otras; a estos cambios de velocidad se les conoce como anisotropía elástica. Este tipo de anisotropía ha sido ignorada, ya que sólo cambia la velocidad de un 3 a un 5 %, aparte de que no se había comprendido del todo.

Con los avances que se tienen de la adquisición y del procesamiento, ya no se puede seguir ignorando la anisotropía. Los dos requerimientos, simplificados, para notar la anisotropía en un medio son:

1. Que el medio tenga una alineación preferencial.
2. Que la anisotropía sea de una escala menor a la que se mide.

Con el segundo requerimientos se da a entender que la anisotropía debe ser estudiada con longitudes de onda mayores a la escala de variación.

La alineación, simplificándola, podemos tenerla tanto vertical como horizontal: Isotropía transversal con el eje de simetría vertical, TIV (Transversely isotropic with a vertical axis of symmetry), un ejemplo de este tipo de anisotropía se da en capas estratificadas, donde las ondas viajan más rápido horizontalmente. Isotropía transversal con un eje de simetría

horizontal, TIH(Transversely isotropic with a horizontal axis), un ejemplo es una capa con un plano de debilidad, como pueden ser fracturas. Igualmente en el plano de debilidad las ondas viajan más rápido, figura 2.1.21.

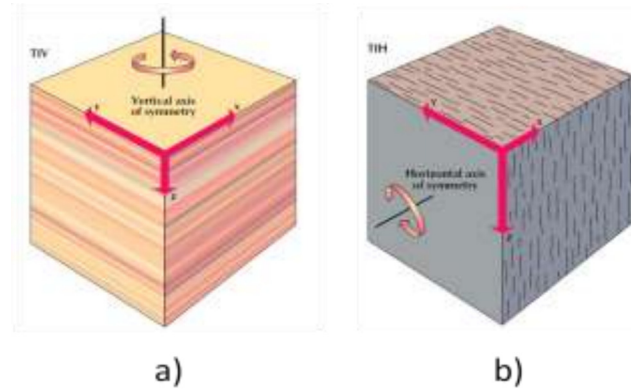


Figura 2.1.21 Tipo de alineaciones simplificadas. a) TIV, b) TIH (DSI Schulmberger, 2004)

En caso de tener estructuras más complejas se puede entender como la superposición de efectos.

En un medio anisótropo, la dirección de la partícula y la propagación de la onda P son cercanamente la misma; mientras que para la onda S se polariza, obteniendo una onda rápida (plano de las fracturas) y una lenta (perpendicular al plano). A este fenómeno se le conoce como separación de las ondas de cizalla o birrefringencia de la onda de cizalla. Esto sucede cuando una onda S se propaga perpendicularmente en un medio anisotrópico, i.e. horizontalmente a través de un medio estratificado o verticalmente en un medio fracturado. Por esta razón, se mide mejor con la onda de cizalla que con la compresional, ya que para medir anisotropía con una onda compresional se necesitarían medir la onda a diferentes acimuts, mientras que con la onda de cizalla con una sola trayectoria nos daría la información necesaria, figura 2.1.22.

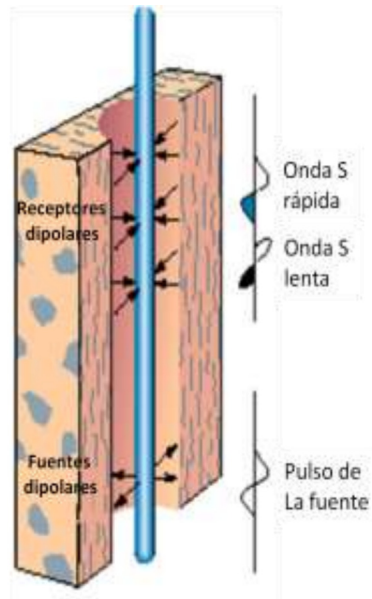
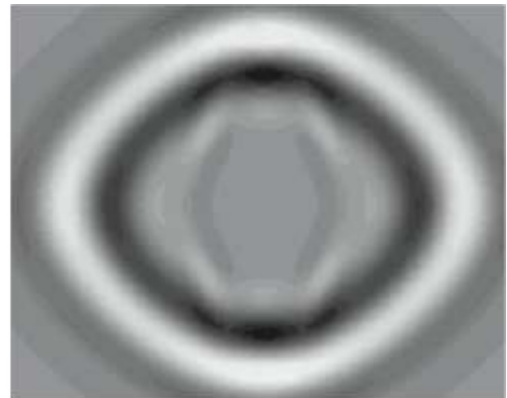


Figura 22.1.22 Esquema de la separación de las ondas debido a las fracturas (DSI Schulmberger, 1995).

Ejemplos prácticos de anisotropía se pueden observar cuando se compara los frentes de onda que se propagan en el agua considerada como un medio isotrópico y el modelado de propagación de ondas en medios anisotrópicos, figura 2.1.23.



a)



b)

Figura 2.1.23 Frentes de onda de: a) Medio isotrópico, agua. b) Medio anisotrópico, simulación. (Armstrong, 1994).

Otro ejemplo de anisotropía se observa en el tránsito vial, figura 2.1.24, cuando se indica la dirección preferencial de alguna de las calles donde se permite a los automóviles ir una

velocidad mayor en promedio ya sea porque es una avenida, por ser las principales, que en la dirección no preferencial ya que no presentan obstáculos por lo que se tenga que disminuir la velocidad.



Figura 2.1.24 Esquema de anisotropía en la ciudad, debido a una preferencia vial.

En un bosque identificar la anisotropía depende de la escala con que se mide, es importante la escala de acercamiento de la visión del bosque, por que estando dentro del bosque se ven ramas en todas las direcciones, hojas de diferentes tamaños, troncos chuecos, en este caso no se observa ninguna dirección preferencial, sino que pareciera un medio isotrópico con heterogeneidades, figura 2.1.25 a. Sin embargo si se aleja lo suficiente se puede observar la anisotropía debido a los troncos de los árboles debido a que todos los troncos tienen una dirección preferencial vertical, figura 2.1.25 b.



Figura 2.1.25 La importancia de la escala para la anisotropía a) La escala de la anisotropía del bosque es mayor a la que se observa, por lo que a esta escala pareciera que fuera un medio isotrópico con heterogeneidades b) La escala de la anisotropía del bosque es menor a la que se observa, por lo que a esta escala se aprecia la anisotropía de bosque.

El fenómeno de la separación de las ondas rápidas y lentas, también conocido como birrefringencia, se presentan en las calcitas, figura 2.1.26, donde el efecto óptico de la doble refracción debido a su sistema trigonal crea dos imágenes de objeto que se ven a través de la calcita por efectos de cambio de velocidad de la luz en el cristal que podríamos asociar a una velocidad lenta y rápida.

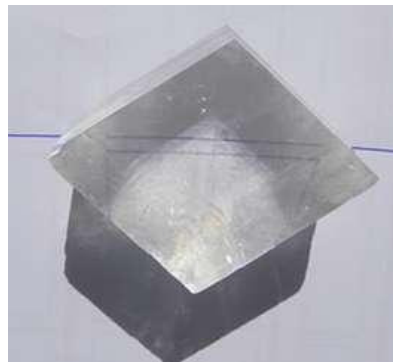


Figura 22.1.26 Efecto de la birrefringencia en una calcita.

Puede haber cuatro formas de medir la anisotropía por medio de los registros sísmicos, que se complementan para la identificación de la anisotropía en las formaciones, en general las 3 primeras formas explicadas a continuación se muestran generalmente en los registros.

La primera de ellas es por medio de la diferencia de las lentitudes de la onda de cizalla, da una medición cuantitativa de la anisotropía basada en la lentitud:

$$SLOANI = \Delta t_{sLenta} - \Delta t_{sRápida} \quad 2.1.9$$

La segunda es cuantificar en un porcentaje la diferencia de los tiempos de tránsito entre la onda de cizalla lenta y la rápida, entre su promedio, multiplicado por cien para obtener el porcentaje, es un indicador robusto y cuantitativo:

$$TIMANI = \frac{(Dt_{slow} - Dt_{fast}) * 100}{0.5 * (Dt_{slow} + Dt_{fast})} \quad 2.1.10$$

La tercera es anisotropía basada en la energía, que es la energía en las formas de onda en la componente no alineada con la fuente. En una formación isotrópica la anisotropía basada en la energía sería cero, mientras que en formaciones anisotrópicas dependerá del grado de anisotropía. Se calculan dos curvas: la energía mínima y la energía máxima. La energía mínima se calcula en la componente no alineada a la fuente cuando los ejes de la medición de la herramienta están alineados a los ejes de la anisotropía de la formación. La energía máxima mide la cantidad o la intensidad de la anisotropía, midiendo tanto la lentitud como la amplitud de la onda rápida y lenta.

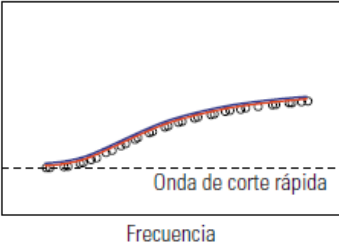
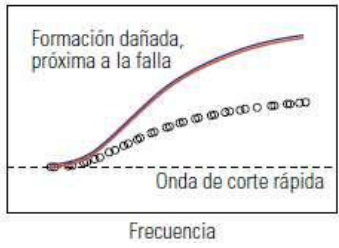
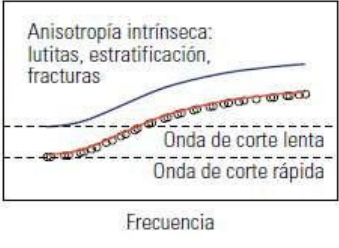
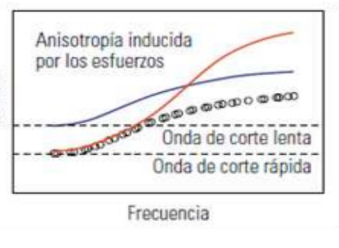
La cuarta forma de medir la anisotropía es por medio de las curvas de dispersión, éstas se pueden usar para clasificar la anisotropía y la heterogeneidad de las formaciones. Este método se basa en comparar las curvas de dispersión de las lentitudes de la onda S lenta y la onda S rápida, en los campos cercanos y lejanos al pozo. Generalmente las frecuencias altas se asocian a la proximidad del pozo i.e. campo cercano, mientras que las bajas frecuencias se asocian al campo lejano. La profundidad de penetración es proporcional a la longitud de la onda i.e. $\lambda=v/f$, la velocidad y la frecuencia dependerán de la formación y del tamaño del pozo. Generalmente el campo cercano es $\frac{1}{2}$ del diámetro del pozo, mientras que el campo lejano es de 2 a 3 veces el diámetro del pozo, e.g. si se tiene un pozo de 12

pulgadas, su campo cercano será de 6 pulgadas y su campo lejano será de 24 a 36 pulgadas. Para la mayoría de las formaciones el campo cercano se encuentra en las frecuencias entre 4-7 kHz y el campo lejano en frecuencias entre 1-3 kHz aproximadamente (Donald et al, 2008).

En la tabla 2-2 se muestra un medio isotrópico homogéneo⁷ extremo superior izquierdo, las curvas de dispersión observadas para las ondas flexurales registradas en los receptores ortogonales, azul (onda flexural lenta) y rojo (onda flexural rápida), se ajustan a la curva de dispersión de la onda flexural modelada, círculos negros. En una formación isotrópica heterogénea como las formaciones que han experimentado daño inducido por la perforación y que están próximas a las falla, las dos curvas de dispersión son idénticas aunque presentan mayor lentitud con el incremento de la frecuencia que la dispersión modelada para una formación homogénea isotrópica; la mayor lentitud con el incremento de la frecuencia indica que la región vecina al pozo se ha vuelto más lenta, un signo de daño alrededor del pozo. En formaciones anisotrópicas homogéneas, como el que posee anisotropía intrínseca (lutitas, formaciones fracturadas), la curva de dispersión de la onda flexural rápida, rojo, se ajusta al modelo isotrópico homogéneo, mientras la curva de dispersión de onda flexural lenta (azul) posee la misma forma pero se traduce en lentitudes más altas, en este medio las dos curvas de dispersión de las ondas flexurales se cruzan; este fenómeno es el resultado de la concentración de esfuerzos en la región vecina al pozo e indica la existencia de anisotropía inducida por esfuerzos (Arroyo et al 2006).

⁷ Una formación homogénea es aquella que posee una velocidad uniforme es decir que la velocidad es independiente de la ubicación. Una formación isotrópica es aquella en que la velocidad es independiente de la dirección de la propagación.

Tabla 2-2 Esquemas de las curvas de dispersión de las ondas flexurales según el medio⁸.

Medio	Homogéneo	Heterogéneo
Isotrópico		
Anisotrópico		

En el siguiente ejemplo se muestra el pozo Cuitlahuac-832 de Pemex, que muestra zonas de isotropía y diferentes grados anisotropía. La zona A es una zona isotrópica y se puede ver una congruencia de las diferentes mediciones de anisotropía, tanto la anisotropía basada en el tiempo, la anisotropía basada en la lentitud, la anisotropía basada en la energía y la de las curvas de dispersión; en las tres primeras no tiene gran diferencia entre los tiempos de arribo ni de las lentitudes.

La zona B es una zona anisotrópica, esto se puede ver fácilmente en el registro tanto basado en la anisotropía por tiempos, lentitudes y energía, se observa que la magnitud de la anisotropía es aproximadamente de 8%; sin embargo, para saber de qué tipo de anisotropía estamos hablando se tiene que hacer el estudio por medio de las gráficas de dispersión, i.e. frecuencia vs lentitud, para las ondas flexurales. Con éstas, se observa que

⁸ Tomado de Arroyo et al 2006, "Imágenes de la pared del pozo y sus inmediaciones"

se trata de una anisotropía heterogénea debido a que la curva dispersiva de la onda rápida se cruza con la onda lenta a frecuencias mayores. El ángulo en el cual se correlacionan las ondas rápidas, i.e. del esfuerzo máximo⁹, es de 40° al NE (Arroyo et al, 2006)

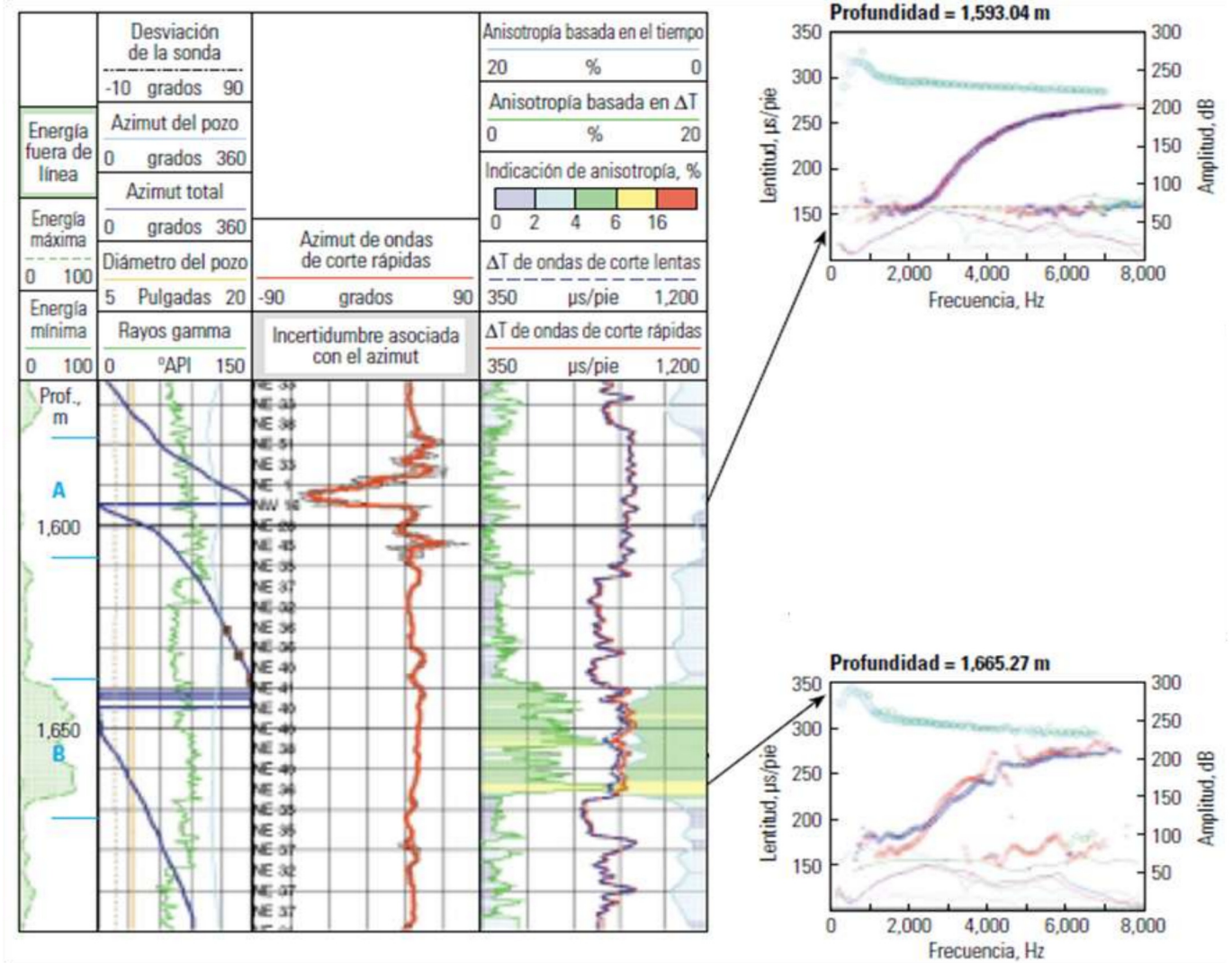


Figura 2.1.27 Registro del pozo Cuitlahuac-832. En la zona B se observa anisotropía basado en la energía, en el tiempo y velocidad. Al ver las curvas d dispersión a la profundidad de 1,665.27 se observa el cruce de la curva de la onda flexural rápida (roja) con la lenta (azul) interpretándose como anisotropía debido a esfuerzos (Modificado de Arroyo et al, 2006)

⁹ Las ondas se corte viajan más rápido cuando se polarizan en la dirección del esfuerzo horizontal máximo y más lentamente cuando se polarizan en la dirección del esfuerzo horizontal mínimo.

La información sobre la anisotropía también es necesaria en situaciones cuando se requiere conocer la mecánica de las rocas como son: en las operaciones de perforación direccional, perforación en áreas tectónicamente activas, diseño de disparos orientados, planeación de operaciones de fracturamiento hidráulico y desarrollo de planes de recuperación por mantenimiento de presión; todos ellas requieren un conocimiento adecuado de la anisotropía elástica.

2.2 VSP multicomponentes

El Perfil Sísmico Vertical (VSP, Vertical Seismic Profile) es una medición de pozo utilizado para obtener información de propagación de ondas efectuando un muestreo en profundidad más fino y grabando el tren de ondas completo, esto puede ayudar a correlacionar los datos de sísmica de superficie, mejorar la señal, suprimir el ruido durante el procesamiento de los datos sísmicos de la superficie adquiridos en la misma área, mejorar la calidad de los nuevos levantamientos o los existentes y restaurar las amplitudes verdaderas en los datos procesados; además puede ayudar a una mejor ruta de perforación, reduciendo el riesgo en la perforación y predecir a que profundidad se encuentran los siguientes horizontes por debajo de la profundidad total.

La adquisición del VSP en tres componentes permite registrar las ondas compresionales en su totalidad independientemente de su dirección de la propagación, esto es importante para los casos de pozos desviados u objetivos sísmicos con echados altos. También es posible registrar las ondas de cizalla, calcular su polarización vertical y horizontal obteniendo secciones sísmicas de onda cizalla.

De la obtención simultánea de los campos de onda compresional y de cizalla, así como de los ángulos de arribo para cada campo de onda es posible elaborar una interpretación más completa y confiable.

2.2.1 Principios

2.2.1.1 Tipos de VSP

Generalmente cuando se habla de VSP se refiere a una medición en un pozo vertical usando geófonos en el pozo y una fuente en la superficie cerca del pozo, comúnmente un vibrador para fuentes de tierra y pistolas de aire para ambientes marinos.

Sin embargo se puede hablar principalmente de 7 tipos de VSP cada uno con ventajas y propósitos diferentes.

-
1. **Sin desplazamiento (Zero Offset):** es un VSP convencional en el cual la fuente se posiciona cerca del pozo, por lo que se considera que está arriba de los receptores los cuales se encuentran en el pozo. Suele usarse generalmente para: análisis de velocidades, correlación de la sísmica de superficie con la del pozo, incremento de la resolución a profundidad, calibración del registro, operador de deconvolución, estimación de la porosidad, estimación de la profundidad, estimación de la permeabilidad, etc. Figura 2.2.1 a)
 2. **Con desplazamiento (Offset):** es un tipo de VSP en el cual la fuente se localiza con un desplazamiento del pozo. Esto permite obtener una imagen 2D a una cierta distancia del pozo. Figura 2.2.1 b)
 3. **Con desplazamiento lineal (Walkaway):** es un tipo de VSP en el cual la fuente se va moviendo progresivamente con un mayor desplazamiento mientras los receptores se mantienen en una posición. Dando una sección sísmica 2D con una cobertura más continua que el VSP con desplazamiento (offset). Figura 2.2.1 c)
 4. **De incidencia normal (Walkabove):** también conocido como VSP de incidencia vertical, es un tipo de VSP donde la geometría se acomoda a los pozos desviados. Cada receptor se encuentra en diferente posición lateral con una fuente en la superficie colocada por encima de cada receptor. Da una imagen sísmica de alta resolución por arriba de la trayectoria del pozo. Figura 2.2.1 d)
 5. **Proximidad de sal:** es un tipo de VSP que ayuda a definir la geometría del pozo, la fuente generalmente se coloca por arriba del domo salino y los receptores en el pozo. Esta técnica toma la ventaja que las ondas viajan más rápido en la sal que en los sedimentos que la rodean. Los tiempos de viaje se invierten por medio de un modelo obteniendo un perfil de los flancos de la sal. Figura 2.2.1 e)
 6. **Inverso:** en este tipo de VSP usa la fuente en el pozo, generalmente la barrena a la hora de estar perforando, mientras que los receptores se colocan en la superficie o en el piso marino, también se le conoce como VSP mientras se perfora. Aunque la adquisición y el procesamiento pueden ser más complicado que los VSP convencionales, sin embargo se

puede obtener información de la conversión tiempo profundidad en el momento de perforar haciendo posible la toma de decisión para poner una tubería o para evaluar los riesgos como puede ser presiones anormales. Figura 2.2.1 f)

7. **3D:** Es un tipo de VSP en donde las fuentes siguen una malla rectangular o una malla en espiral por encima del pozo. Con este tipo de VSP se puede obtener un cubo sísmico. Figura 2.2.1 g)

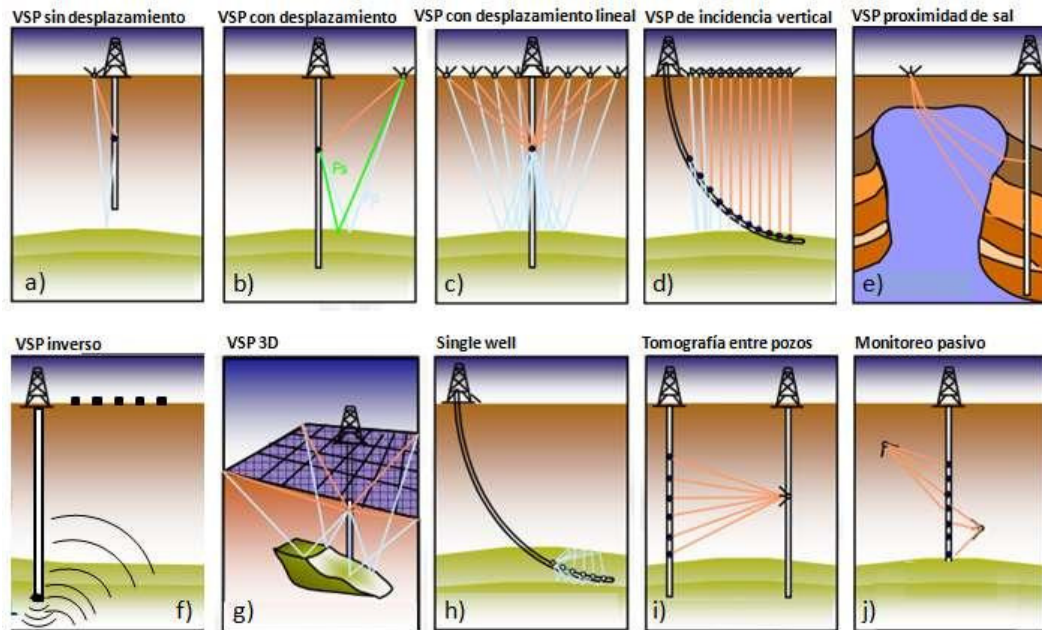


Figura. 2.2.1 Principales tipos de VSP (modificado de Arroyo et al, 2006).

Además de estos 7 tipos de VSP también hay otras técnicas en donde se usan los receptores en el pozo como son:

- **Pozo sencillo (Single Well).** En esta técnica la fuente se encuentra en el pozo y los receptores muy cerca de ésta, empleando principalmente la herramienta multireceptores. Figura 2.2.1 h)
- **Tomografía entre pozos (Cross Well).** En esta técnica se tiene la fuente en un pozo “cercano” a otro que tiene los receptores. La señal es registrada y se pueden crear secciones de velocidades acústicas u otras propiedades como puede ser velocidades S o

factores de atenuación, tanto para la onda S como para la onda P. Este tipo de técnica contiene altas frecuencias ya que no pasa por la capa intemperizada y por lo tanto mejores resoluciones que la sísmica. Figura 2.2.1 i)

- **Monitoreo pasivo.** Se tiene receptores en pozo monitoreando durante un periodo determinado y se registran las señales que provienen de fracturas, movimientos provenientes de las formaciones. Figura 2.2.1 j)

Hay un tipo de VSP reciente, el VSP con desplazamiento alrededor (Walkaround VSP) figura 2.2.2, sobre la superficie se dispara en círculo alrededor del pozo, para poder cubrir todos los posibles ángulos entre 0 y 360 grados y con una distancia tal que se genere la onda convertida (de P a S) en el tope de la formación fracturada. Para poder registrar las ondas convertidas se usan geófonos multicomponentes esta técnica permite determinar la orientación de la dirección preferencial de las fracturas de un yacimiento a partir del efecto de la birrefringencia (shear-splitting).

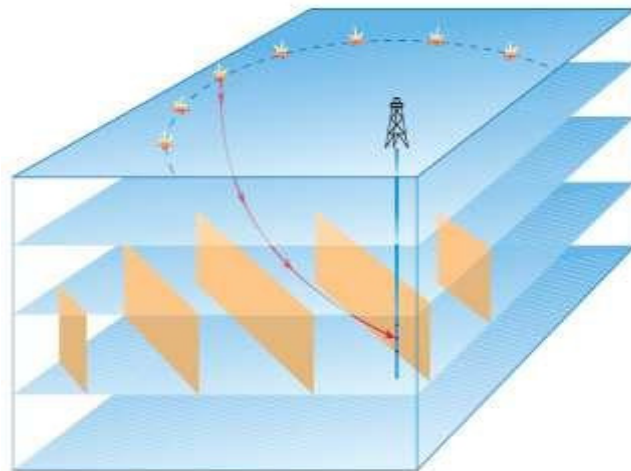


Figura 2.2.2.2 Esquema del VSP con desplazamiento alrededor. (Blackburn et al 2007)

2.2.1.2 Tipos de ondas registradas

En los receptores del VSP podemos hacer distinción de dos tipos las ondas registradas, las descendentes y las ascendentes. Es importante separar estos dos tipos de onda para poder identificar los eventos de interés reflejados.

Dentro de las descendentes se encuentra la onda directa y múltiples, mientras que en las ascendentes se encuentran las reflejadas (primarias) y múltiples, figura 2.2.3. Las ondas descendentes tienden a enmascarar a las ondas ascendentes debido a que tienen una mayor amplitud.

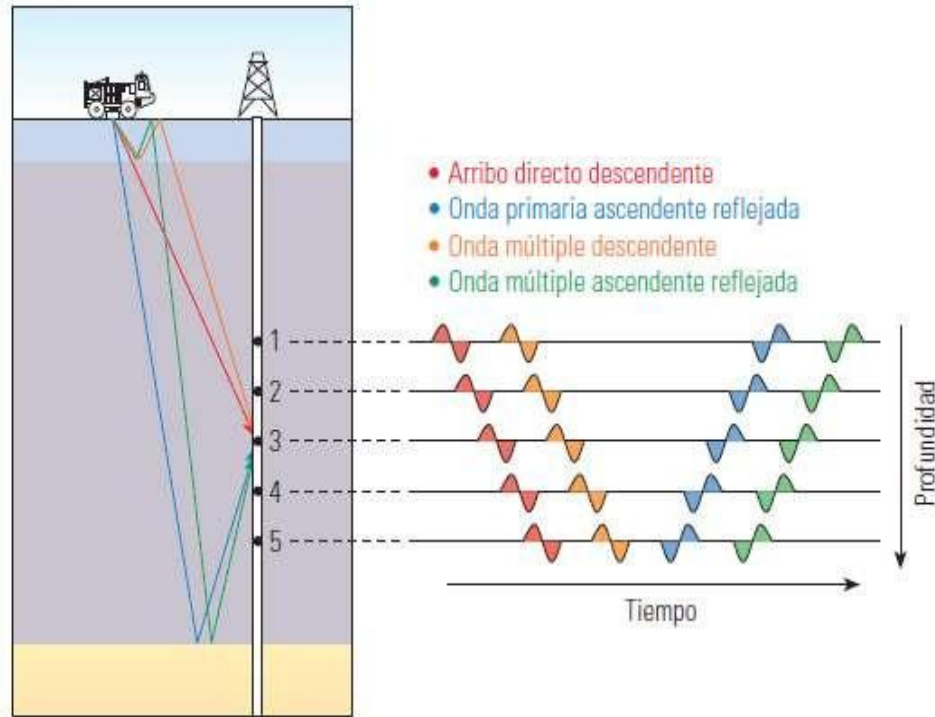


Figura 2.2.3 Esquema de los arribos de un VSP (Blackburn et al. 2007)

Los tiempos de las trayectorias de viaje de múltiples superficiales e internas descendentes, figura 2.2.4 a), pueden calcularse de la siguiente manera:

$$t_{M1} = 2T_A + T_G \quad 2.2.1$$

$$t_{M2} = 2T_B + T_G \quad 2.2.2$$

$$t_{M3} = T_A + (T_A - T_B) + (T_G - T_B) = 2(T_A - T_B) + T_G \quad 2.2.3$$

Los tiempos de viaje de las reflexiones primarias y múltiples ascendentes, figura 2.2.4 b), pueden calcularse de la siguiente manera:

$$t_{M_c} = T_C + (T_C - T_G) = 2T_C - T_G \quad 2.2.4$$

$$t_{D_D} = T_D + (T_D - T_G) = 2T_D - T_G \quad 2.2.5$$

$$t_{M_D} = T_C + 3(T_C - T_D) + (T_D - T_G) = 2T_D + 2(T_D - T_C) - T_G \quad 2.2.6$$

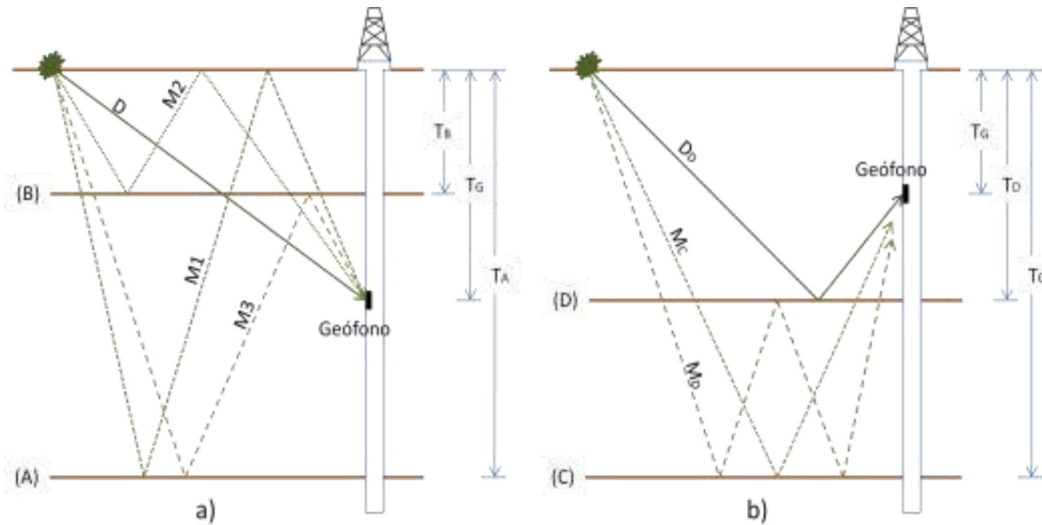


Figura 2.2.4 Esquema de los trayectos y tiempos de las ondas a) Descendentes y b) Ascendentes del VSP en un VSP sin desplazamiento.

Una vez que se aplanan las ondas descendentes o ascendentes i.e. se le restan o se le suman la trayectoria de la onda directa T_G , también llamado tiempo de tránsito T_T , se puede aplicar diversos filtros para separar el campo de ondas ascendentes o descendentes.

2.2.2 Adquisición- Procesamiento

La adquisición de los VSPs, se puede resumir en 12 pasos:

1. **Conocer el objetivo.** Entre los objetivos pueden ser que se quiera ver el reflector por debajo del pozo, ver la capa inclinada, encontrar alguna falla que se espera, conocer la base de la sal, entre otros.
2. **Recopilar información análoga o cercana** al pozo donde se va adquirir el VSP como: tiros de velocidades, análisis de velocidades, secciones sísmicas preferentemente en la dirección

de mayor echado, interpretaciones anteriores, configuraciones de los horizontes de interés, geología del área, secciones semiregionales con los pozos de amarre.

3. **Analizar la información** ya registrada del pozo como el registro de echados, evaluación petrofísica, registro de calíper, sónicos dipolares, resistivos, rayos gamma, etc.
4. **Condiciones del pozo.** Es importante conocer las condiciones del pozo para saber con anticipación que acoplamiento podemos esperar. En un orden de preferencia debería de ser:
 - a. Tubería sencilla y bien cementada.
 - b. Sin tubería
 - c. Tubería sencilla, sin cementar, suficientemente viejo para que se solidifiquen los derrumbes
 - d. Tubería sencilla, reciente y sin cementar.
5. **Determinar a partir del registro sísmico**, de las T-Z de pozos cercanos o análisis de velocidades, las velocidades de intervalo de los horizontes de interés, las principales cimas geológicas y los intervalos de mayor contraste de las velocidades sísmicas en el pozo
6. **Interpretar las secciones sísmicas** considerando los horizontes objetivo, horizontes de referencia, horizontes de mayor contraste de velocidades sísmicas
7. **Seleccionar la sección sísmica** interpretada de mayor echado y sus velocidades de intervalo asociadas a los horizontes
8. **Determinar el espaciamiento.** Esto es importante para tener un buen muestreo y por lo tanto una resolución de interés. El teorema del muestreo nos dice que:

$$\Delta x \leq \frac{\lambda}{2} \quad 2.2.7$$

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad 2.2.8$$

$$\Delta x = \frac{v}{2f} \quad 2.2.9$$

Para que se tenga el espaciado mínimo se tiene que tener la frecuencia máxima y la velocidad mínima por lo que el espaciado sería:

$$\Delta x = \frac{v_{min}}{2f_{max}} \quad 2.2.10$$

Es importante tener en cuenta que la velocidad de la onda S viaja con una menor velocidad por lo que el Δx va a ser menor.

La velocidad mínima es obtenida del registro sísmico dipolar del pozo y la frecuencia máxima tomara como referencia la frecuencia predominante de la sección sísmica

Las velocidades típicas de las rocas de las formaciones geológicas que se encuentran en México se muestran en la tabla 2-3.

Tabla 2-3. Velocidades PP tipo de México¹⁰

Roca	Rango de Velocidad [m/s]	
Agua	1500	1550
Arcillas	1800	2200
Lutitas	2000	2800
Areniscas	2600	3600
Calcarenitas	3200	3800

¹⁰ Referencia de plática con el Ing. Marco Antonio Flores Flores.

Mudstone	3800	4600
Carbonatos	5400	6000
Dolomitas	5600	6400
Sal	4600	4900

9. **Modelar con trazos de rayos.** El modelado sísmico, nos permite prever el comportamiento que puede llegar a presentar en el campo de onda y verificar si los objetivos propuestos se podrían cumplir, este modelo se calibraría con los datos de campo.

El modelado se realiza en 2D o 3D para diferentes escenarios de fuente y receptor, con la finalidad de considerar la mejor opción para el cumplimiento de los objetivos.

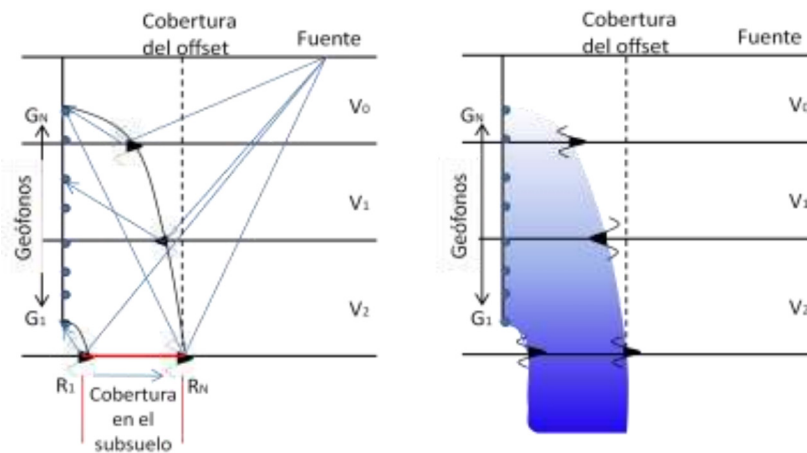


Figura 2.2.5 Esquema de un modelado de rayos para conocer la cobertura del VSP. (Modificada de Lugo y Castillo, 2009).

En el Walkaway se modela considerando la profundidad a los cuales los geófonos (entre 5 y 15) van estar fijos durante el movimiento de las fuentes.

10. **Presentación de los resultados del modelado.**

11. **Estimación de costos.** Es importante hacer un balance costo-beneficio, en la obtención de los datos necesarios, en la elaboración de estudios tales como: análisis de velocidades,

anisotropía, factibilidad de ondas convertidas, análisis de ondas superficiales, continuidad de horizonte(s) o las combinaciones de diferentes objetivos. En esta estimación se deben evaluar diferentes escenarios para diferentes VSP, como walkaway, 3D, offset, etc. Donde la eficiencia es vital para no arriesgar datos indispensables.

12. Adquisición. En la adquisición se va adquiriendo de la siguiente forma:

- a. Se inicia en el fondo.
- b. Se va observando el calíper para saber en qué momento se puede llegar a tener una buena medición, esto va a depender del acoplamiento de la herramienta con la formación.
- c. También se puede observar registros de rayos gamma y/o resistivos para la correlación de las formaciones y de las profundidades.
- d. Se incrementa de acuerdo al Δx calculado anteriormente
- e. Por cada nivel hay de 5 a 7 tiros.
- f. Se complementa el VSP con los tiros de velocidad si es necesario
- g. Es recomendable realizar un VSP sin desplazamiento para todas las adquisiciones

En ocasiones el VSP se puede emplear para ser considerado como un Tiro de Velocidad (check shot) pero debe tomarse en cuenta las siguientes características:

- No emplear todos los niveles
- Un nivel al inicio y final del sónico
- Un nivel al inicio y final de los cuerpos de cambios significativos de velocidades de intervalo
- Un nivel a cada contacto geológico
- Un nivel al inicio y final de los derrumbes significativos (mayores de 30 metros)
- Un nivel al inicio del pozo (no es recomendable más de 3 tuberías de revestimiento) y al final
- Un nivel a intervalos a cada 100 a 200 metros
- Evitar intervalos menores de 20 metros

Si para una velocidad de 2500m/s y con un intervalo en el VSP de $\Delta z=25m$ se determina que el Δt debe ser:

$$V = \frac{\Delta z}{\Delta t} \quad 2.2.11$$

$$\Delta t = \frac{\Delta z}{V} \quad 2.2.12$$

$$\Delta t = \frac{25 m}{2500 m/s} = 0.01s = 10ms \quad 2.2.13$$

Si se tiene un error de 2ms (intervalo de muestreo), en determinar el primer arribo, la estimación de la velocidad cambiaría significativamente entre:

$$V = \frac{25 m}{8ms} = 3,125 \frac{m}{s} \quad 2.2.14$$

$$\text{ó } V = \frac{25 m}{12 ms} = 2,083m/s \quad 2.2.15$$

Para el caso de rocas carbonatadas con una velocidad de 5000 m/s y con un intervalo en el VSP de $\Delta z=25m$ se determina que el Δt debe ser:

$$V = \frac{\Delta z}{\Delta t} \quad 2.2.16$$

$$\Delta t = \frac{\Delta z}{V} \quad 2.2.17$$

$$\Delta t = \frac{25 m}{5000 m/s} = 0.005s = 5ms \quad 2.2.18$$

Si se tiene un error de 2ms (intervalo de muestreo), en determinar el primer arribo, la estimación de la velocidad cambia drásticamente entre:

$$V = \frac{25 m}{3ms} = 8,333 \frac{m}{s} \quad 2.2.19$$

$$\acute{o} \quad V = \frac{25 \text{ m}}{7 \text{ ms}} = 3,571 \text{ m/s}$$

2.2.20

Es por esta razón que no se debe de emplear todos los niveles para usar el VSP como un Tiro de Velocidades.

La herramienta de adquisición del VSP 3C tiene 3 geófonos montados en un cilindro desbalanceado, con la finalidad de mantener el cilindro en el rumbo del pozo y la ortogonalidad de los geófonos, figura 2.2.6. Los geófonos z y x son gimbal, por lo que el geófono axial z está permanentemente vertical por el efecto de la gravedad y el geófono axial x se orienta en dirección del rumbo de la herramienta y así se aproxima al rumbo del pozo. El geófono axial y queda siempre en el plano horizontal y perpendicular al rumbo de la herramienta. Adicionalmente un punto importante para obtener una mejor recepción de la señal es el acoplamiento de la herramienta con la formación, esto es logrado mediante brazo de fuerza variable entre 60 y 180 kg, que es acoplado contra la pared del pozo. En ocasiones se tiene dentro de la herramienta registros de calíper y microresistivos para poder tener una correlación con los registros convencionales y una mayor certidumbre en la posición de la herramienta.

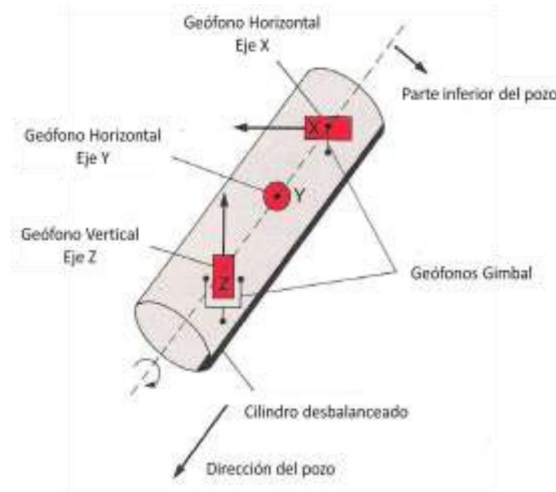


Figura 2.2.6 Esquema de los geófonos dentro de la herramienta (Modificada de SAT¹¹, 1986)

¹¹ Schlumberger.

Otras herramientas que se emplean tienen un rango de 7 a 15 niveles con intervalos fijos entre 15 y 20 metros. Este tipo de herramientas se acoplan en forma magnética con la tubería de revestimiento, su principal riesgo en el acoplamiento es tener una mala cementación.

Algunas de las formas de control de calidad son:

1. La prueba de acoplamiento. Generalmente las herramientas tienen un vibrador con el cual se puede apreciar el acoplamiento de la herramienta con la formación además de verificar el sistema de adquisición.
2. Analizar el contenido de frecuencias de los tiros o del apilamiento de los tiros.
3. Verificar si el tiempo de tránsito obtenido tiene relación con la esperada según la sección sísmica y los registros de pozo. Y tener una repetitividad de tiempo de tránsito en una misma profundidad.
4. Tratar de minimizar la onda de tubo, ya sea con un cambio en arreglo, en varios casos un pequeño movimiento en la posición de la fuente reduce significativamente la cantidad de la generación de la onda de tubo. En tierra se puede hacer una trinchera entre la fuente y el pozo ya que las ondas de tubo son generadas mayormente por el ground-roll.

Una vez que se tiene las 3 componentes X, Y y Z, cada una puede ser procesadas utilizando los métodos convencionales empleados en la industria petrolera siguiendo el procesamiento que se describe a continuación, el cual está basado en el artículo de Ortíz et al, 1988.

1. **Carga, graficación y selección de disparos.** Una vez cargados los datos de las tres componentes, se grafican por nivel los 5 o 7 disparos para seleccionar las trazas que tengan una buena señal, eliminando las que presenten un alto nivel de ruido.
2. **Apilamiento y picado de primeras llegadas.** Las trazas seleccionadas se suman nivel a nivel utilizando un algoritmo de apilamiento basado en la mediana. Este algoritmo selecciona la mediana de un número impar de tiros en cada nivel. Una vez que se tiene el apilamiento por nivel, se realiza el picado automático de las primeras llegadas, se recomienda verificar que la marca del arribo quede en el primer quiebre de la ondícula. El picado inicial se lleva a

cabo en la componente vertical, para los procesos de rotación de las componentes X y Y. En caso de que sean datos marinos después del apilamiento se hace la deconvolución basada en el pulso de la fuente registrada.

3. **Polarización horizontal.** Se deben de corregir los datos X y Y con el ángulo de polarización horizontal (α), debido a que la herramienta es libre para girar de un nivel al otro i.e. las componentes horizontales no representan un sistema de coordenadas fijo. Para conocer el α , las amplitudes de las dos componentes horizontales son graficadas una con respecto a la otra dentro de la ventana de tiempo del primer arribo. A esta gráfica se le denomina hodograma y el ángulo α se mide con respecto al eje horizontal, positivo en contra de las manecillas del reloj y negativo a favor, figura 2.2.7.

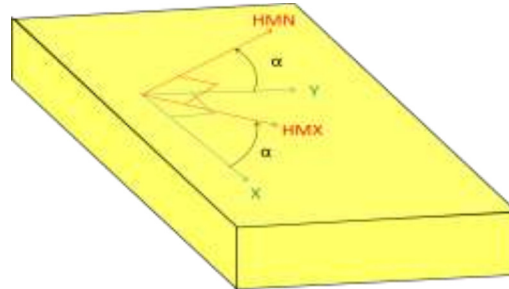


Figura 2.2.7 Referencia en el plano HMX-HMN, el ángulo α se mide con respecto al eje x, positivo en contra de las manecillas del reloj. (Modificada de SAT Schlumberger, 1986).

Este ángulo se utiliza para proyectar las dos componentes horizontales en la dirección del rayo incidente (componente horizontal máximo, HMX) y en la dirección ortogonal (componente normal al horizontal máximo, HMN). HMX se encuentra en la línea de acimut, que contendrá movimientos horizontales debidos a ondas P y ondas SV, mientras que HMN representa el movimiento de partículas fuera del plano de la fuente causado por las ondas SH. Figura 2.2.8.

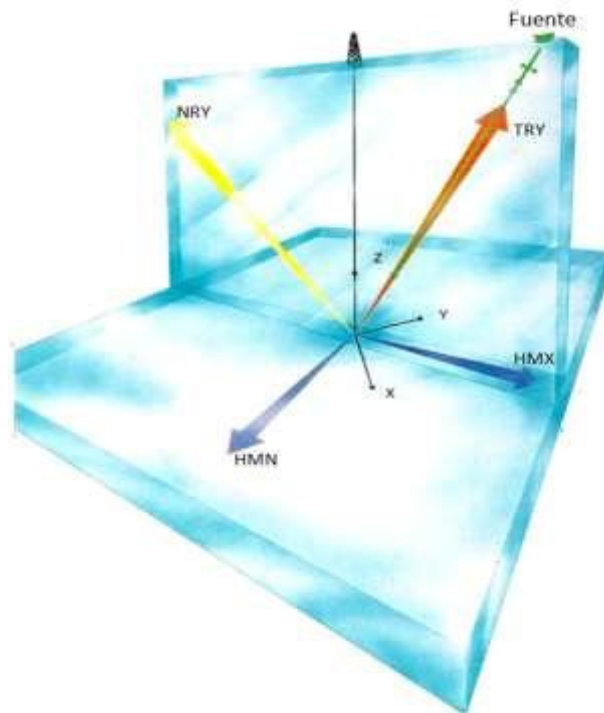


Figura 2.2.8 Planos HMX-HMN, TRY y NRY. (Modificada de SAT Schulmberger, 1986).

4. **Polarización vertical.** Una vez obtenidas las componentes HMX y HMN, el siguiente paso es calcular el ángulo β mediante el hodograma de la componente vertical Z con la componente HMX. Por medio del ángulo de polarización vertical β , se hace una transformación de coordenadas orientadas en el plano P-SV, figura 2.2.9.

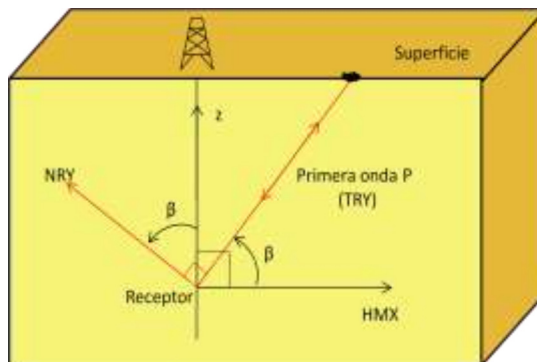


Figura 2.2.9 Referencia en el plano TRY-NRY, el ángulo β se mide con respecto al HMX, positivo en contra de las manecillas del reloj. (Modificada de SAT Schlumberger, 1986).

Estas nuevas coordenadas corresponden a la dirección TRY (tangente al primer arribo) que enfatiza la energía polarizada en dirección del arribo directo P y la dirección NRY (normal al primer arribo) que enfatiza la energía normal a la dirección del arribo directo P, figura 2.2.10. Los ángulos calculados en esta polarización para cada uno de los niveles nos indican el ángulo con la que llegan los primeros arribos y ayudan a determinar las velocidades reales, principalmente cuando tenemos cambios bruscos entre velocidades de intervalos, como es el caso de Terciario a Mesozoico o Terciario a sal. Para convertir las velocidades aparentes en velocidades verdaderas se utilizan los ángulos de polarización vertical, la relación de las velocidades aparentes y las velocidades verdaderas para las ondas P es:

$$V_{verdadera} = V_{aparente} \cdot \cos(\beta) \quad 2.2.21$$

Y para las ondas S:

$$V_{verdadera} = V_{aparente} \cdot \cos(\beta - 90^\circ) \quad 2.2.22$$

Donde β es el ángulo de polarización del evento

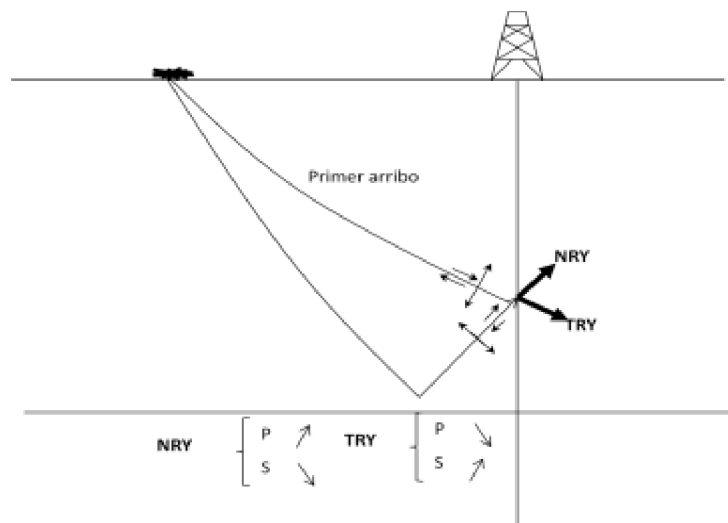


Figura 2.2.10 En la componente TRY se enfatizan las ondas P descendentes y ondas S ascendentes mientras que en la componente NRY se enfatizan las ondas P ascendentes y S descendentes (Flores, 2001).

- 5. Separación de campos P y S.** En el caso de emplear un modelo geológico para la separación de los campos P y S, el modelo debe de calibrarse primero ajustando las velocidades de intervalo del modelo con las primeras llegadas del VSP vertical y después la

inclinación de las capas o fallas con las ondas ascendentes del VSP vertical o offset asociadas a cada capa. Una vez calibrado el modelo se emplea éste para la separación del campo de ondas P y S empleando métodos de Ecuación de Onda o trazado de rayos

6. **Filtros para eliminar ruidos.** En el caso de que se observen ruidos coherentes y aleatorios se podría emplear filtros pasabandas o F-K para atenuarlos
7. **Recuperación de la amplitud.** Este proceso se puede realizar por medio de una función que dependa del tiempo, generalmente t^n , que compensa por efectos de la divergencia esférica. Esta corrección es indispensable para evitar picos de amplitudes (spikes) en la deconvolución predictiva y el filtro de velocidades
8. **Separación de ondas ascendentes y ondas descendentes.** En el caso de separación de campos P y S por modelo, la separación de ondas ascendentes y descendentes se realiza independientemente para cada campo, ondas P y ondas S. Para los opción de la separación de ondas P y S por medio de la rotación se debe de tener en cuenta qué tipo de ondas se están viendo en cada componente, e.g. en la componente TRY se sabe que encuentran onda P descendentes y ondas S ascendentes, mientras que la componente NRY se observan ondas P ascendentes y ondas S descendentes.

La separación de los campos se puede realizar por diferentes métodos como son f-k, tau-p o filtro de velocidad. El filtro de velocidad se aplica en tres etapas:

1. Calcular la onda descendente.
 - i. Se elimina el tiempo de tránsito para alinear las ondas descendentes, i.e. se resta el tiempo T_G , figura 2.2.4 a.
 - ii. Se aplica un filtro median para realzar la fase de la onda descendente y eliminar las que no sean descendentes.
 - iii. Se suma el tiempo de tránsito para regresar la onda descente a su tiempo original.
2. Eliminar la onda descendente. Se sustrae las ondas descendentes del campo total, quedando el campo residual, el cual contiene ruido y el campo ascendente.
3. Realzar la onda ascendente.

-
- i. Se le agrega el tiempo de tránsito, alineando las ondas ascendentes, i.e. se le suma el tiempo T_G , figura 2.2.4 b.
 - ii. Se aplica un filtro median para realzar la fase de la onda ascendente y eliminar el ruido restante.

9. Cálculo del factor de absorción Q por el método espectral. Actualmente y en la mayoría de los casos se usa el factor Q calculado para la onda P y lo aplican tanto para las ondas P como para las ondas S. Sin embargo, al ser diferentes tipos de onda lo más adecuado sería calcular el factor Q para los dos tipos de onda; para la onda P se ocupa el primer arribo directo de las ondas P descendentes y para la onda S el primer arribo de las ondas S descendentes. El espectro de amplitud se calcula para cada cambio significativo ya sea un contacto geológico, un cambio de la velocidad significativa o entre un intervalo de profundidad muy grande. Este cálculo se basa en que la amplitud de una onda propagándose se define como:

$$A(z, f) = A(z_0, f) \exp -[\alpha(z - z_0)] \quad 2.2.23$$

Donde z es la profundidad en donde se encuentra el geófono, f es la frecuencia y α es el factor de atenuación dado por:

$$\alpha = \frac{\pi f}{Qv} \quad 2.2.24$$

Sustituyendo α se obtiene:

$$\ln \left(\frac{A(z, f)}{A(z_0, f)} \right) = -\pi f \frac{T - T_0}{Q} \quad 2.2.25$$

Si se asume que el decaimiento de $\ln(A)$ es lineal con respecto a la frecuencia, se puede hacer una gráfica de frecuencia vs $\ln \left(\frac{A(z, f)}{A(z_0, f)} \right)$ y obtener la pendiente por lo que:

$$Q = \frac{\pi(T - T_0)}{\text{pendiente}} \quad 2.2.26$$

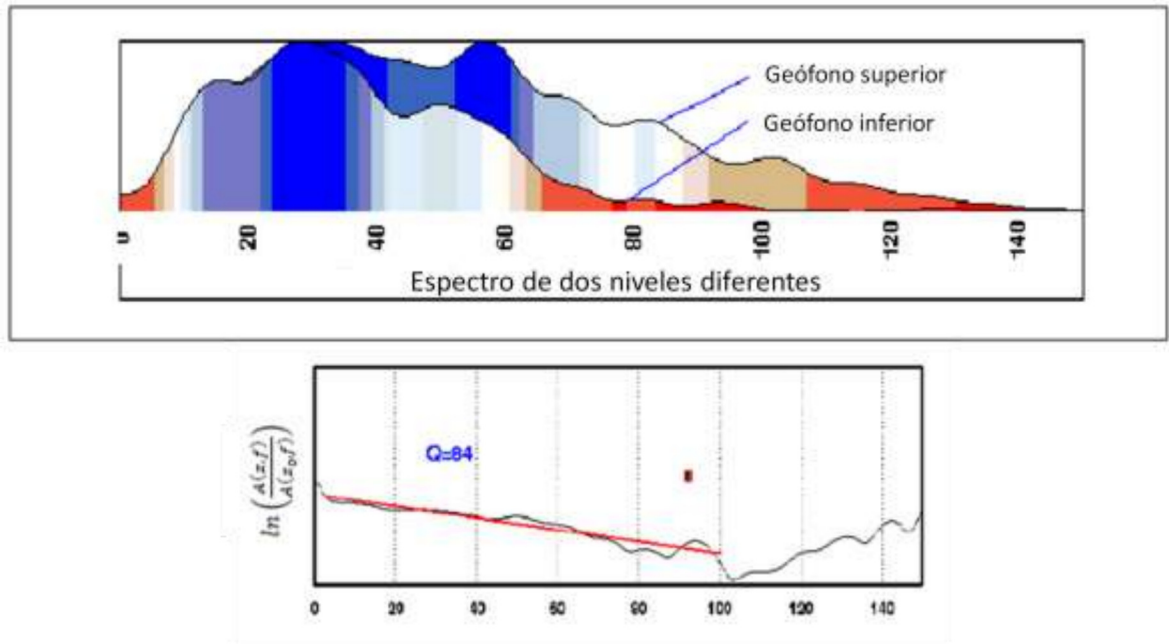


Figura 2.2.11 Cálculo del factor Q por medio del uso del geófono superior e inferior (Lugo y Castillo, 2009).

10. Deconvolución. El objetivo principal de la deconvolución es eliminar múltiples de periodo corto (menor de 250 msec), está basada en el principio que las ondas descendentes solamente contienen el pulso sísmico y múltiples y por consiguiente a partir de la autocorrelación se define la distancia predictiva asociada a pulso de la fuente y a la longitud del operador que contiene los múltiples. En el campo de ondas descendente, al igual que en el cálculo del factor Q, lo más adecuado es que se haga el proceso de la deconvolución tanto para la onda P como para la onda S.

Una vez determinado los parámetros de la deconvolución, estos son aplicados a las ondas ascendentes tanto P como S

11. Apilamiento de las reflexiones cercanas al pozo. Con las ondas ascendentes en tiempo doble (sumando el T_C), se define una ventana (corredor stack) cercana a los primeros arribos la cual contiene las ondas reflejadas cercanas al pozo. Este apilamiento es comparado con el sismograma sintético y con la traza sísmica donde se encuentra el pozo. Este apilamiento es recomendable realizarlo en VSP sin desplazamiento, cuando se tienen capas horizontales y sin cambios laterales de velocidad.

12. Migración. Similar a la migración de sísmica de superficie, se realiza la migración en tiempo o profundidad de las ondas ascendentes mediante los métodos de migración Kirchhoff o Ecuación de Onda considerando el modelo ajustado

13. Informe y presentación final

2.2.3 Aplicaciones

A mediados de 1950 cuando por primera vez se registro un VSP en la URSS, las aplicaciones han sido empleadas en diferentes situaciones, adicionalmente el avance en la tecnología de la fuente y el receptor ha permitido poder registrar las ondas sísmicas completas P y S.

Algunas de las aplicaciones del VSP multicomponentes son las siguientes:

- **Obtener las velocidades sísmicas P y S.** Esto nos permitirá poder obtener las T-Z de la onda compresional y cizalla, además de poder calibrar y realizar el sismograma sintético a partir de los registros sísmicos multicomponentes, figuras 2.2.12 y 2.2.13.

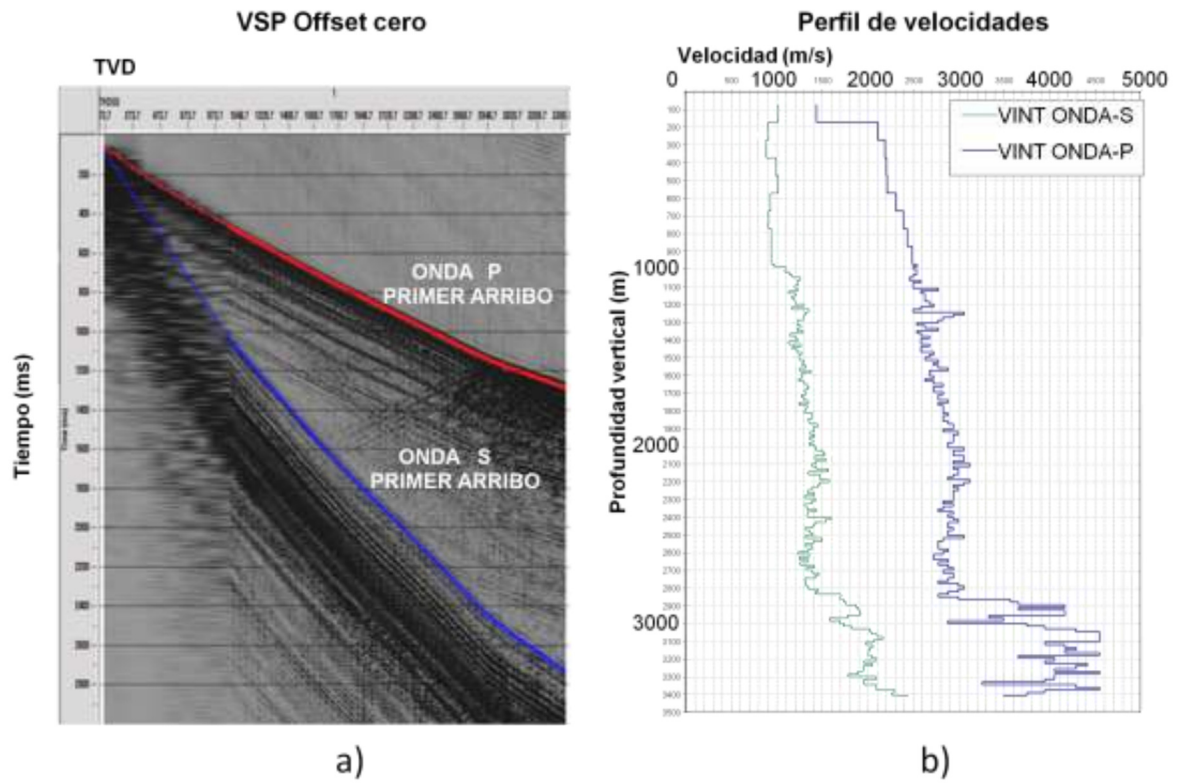


Figura 2.2.12 Registro de VSP con fuente de vibradores a) Evidencias de ondas convertidas b) velocidades ondas P y ondas S (Modificada de PEMEX, 2005).

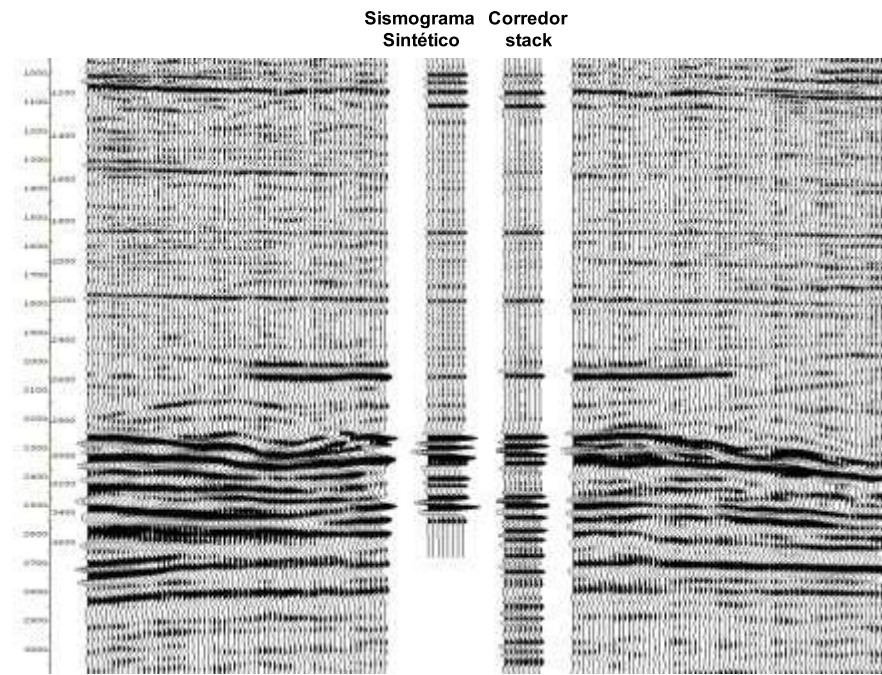


Figura 2.2.13 Amarre del Sismograma sintético – VSP – Sísmica superficial (Modificado de PEMEX 2005)

Durante mucho tiempo se ha pensado que las velocidades de intervalo obtenida por el VSP son las velocidades reales con la que se debe obtener la curva tiempo vs profundidad (T – Z), pero con el registro completo de las ondas sísmicas en el VSP, se han obtenido los ángulos de arribo a cada uno de los receptores los cuales se deben de aplicar a las ondas P y S para obtener las velocidades de intervalos correctas, figura 2.2.14.

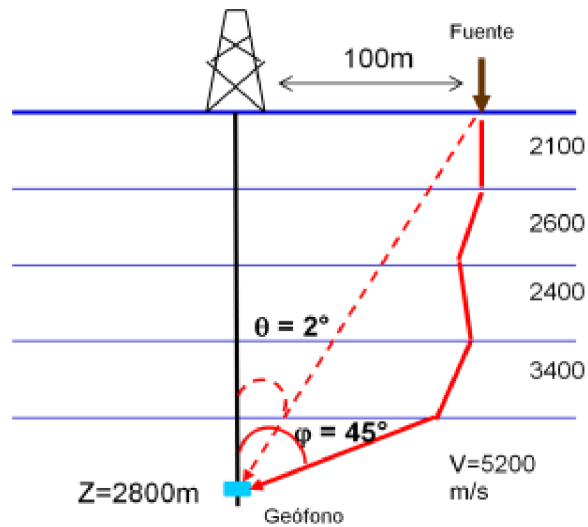


Figura 2.2.14 Esquema de los ángulos de arribo. Con línea punteada son los ángulos calculados con trigonometría conociendo la distancia de la fuente al pozo y la profundidad a la que se encuentra. Con línea sólida el comportamiento de la ángulos que tiene el rayo entre cada capa dependiendo de la velocidad entre ellas.

Esta corrección se aplica principalmente donde se tienen contrastes considerables de velocidad como es el caso de Terciario a Mesozoico (3400 m/s a 5400 m/s), Terciario a Sal (2600 m/s a 4800 m/s) o Terciario con cuerpos de velocidades altas como los de las calizas Macuspana (2600 m/s a 4200 m/s), asimismo, si no se realiza esta corrección el posicionamiento de los marcadores con respecto a los horizontes sísmicos estará desplazados, figura 2.2.15.

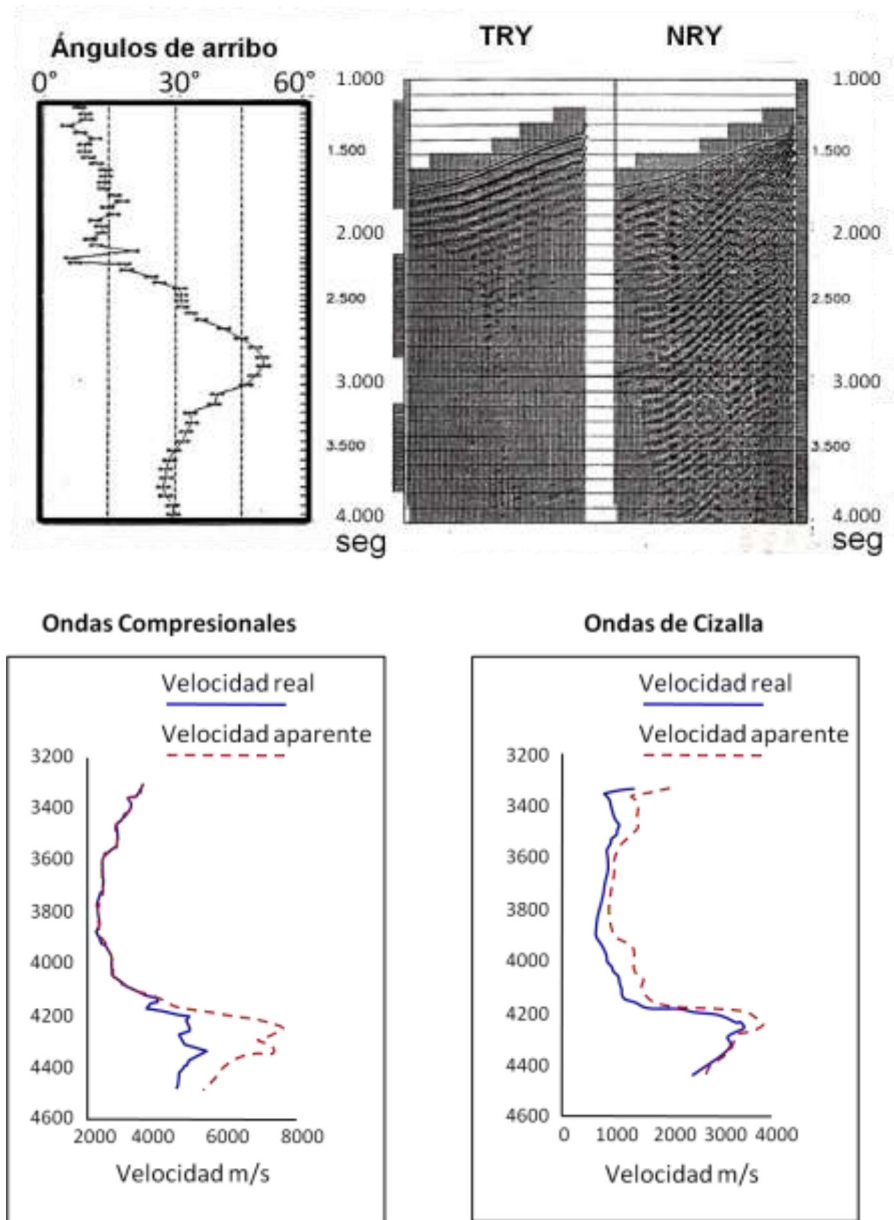


Figura 2.2.15 Efecto de las velocidades aparentes a) ángulos de arribo obtenidos a partir de TRY y NRY, b) velocidades corregidas (modificada de Ortíz et al, 1988)

- **Mejorar la imagen sísmica cercana al pozo.** Una vez definidas la profundidad(es) del objetivo(s) y su extensión lateral, se realizan los modelos sintéticos proponiendo la técnica del VSP que cumpla con los objetivos para realizar la adquisición y procesamiento considerando los parámetros obtenidos del modelado. Es recomendable migrar los VSP aun cuando se traten de capas planas figuras 2.2.16.

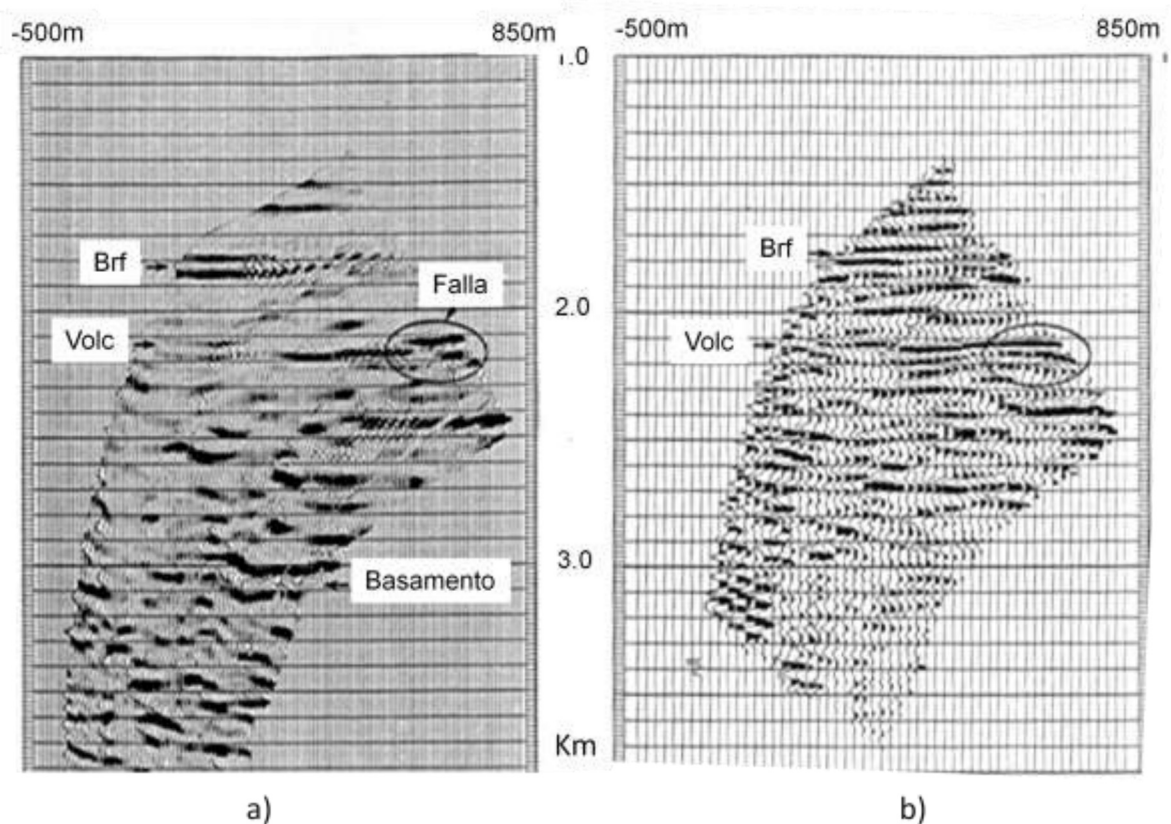


Figura 2.2.16 Migración del VSP de las ondas P (a) y S (b), mostrando una mejor imagen las sección de ondas S (Modificado del Flores, 2001)

- **Determinación de parámetros de procesamiento sísmico.** Las características de adquisición del VSP, permiten tener un mayor control sobre el pulso de llegada a cada detector y una separación de las ondas reflejadas. Con este conocimiento se determinan los parámetros que se deben de aplicar a la sísmica de superficie para:
 1. Transformar el pulso sísmico a fase cero a partir de los parámetros del filtro Winner obtenido de las primeras llegadas del VSP
 2. Eliminación de los múltiples (retraso -lag y longitud del operador) con base en los parámetros obtenidos de las ondas descendentes
 3. Aplicación del factor de atenuación. Una vez determinado el factor de atenuación Q a partir de la relación de espectro

- **Mapeo de fallas cercanas al pozo.** En ocasiones la sismica de superficie no permite tener una imagen clara de los eventos con cierta inclinación asociada principalmente a las fallas que atraviesan el pozo exploratorio o de desarrollo, la información del VSP y del modelado sísmico dan mayor certidumbre para identificar este tipo de eventos los cuales se presentan en las componentes horizontales asociadas a reflexiones con ángulos diferentes a la vertical y por consiguiente definiendo el plano de falla con mayor claridad, figuras 2.2.17 y 2.2.18.

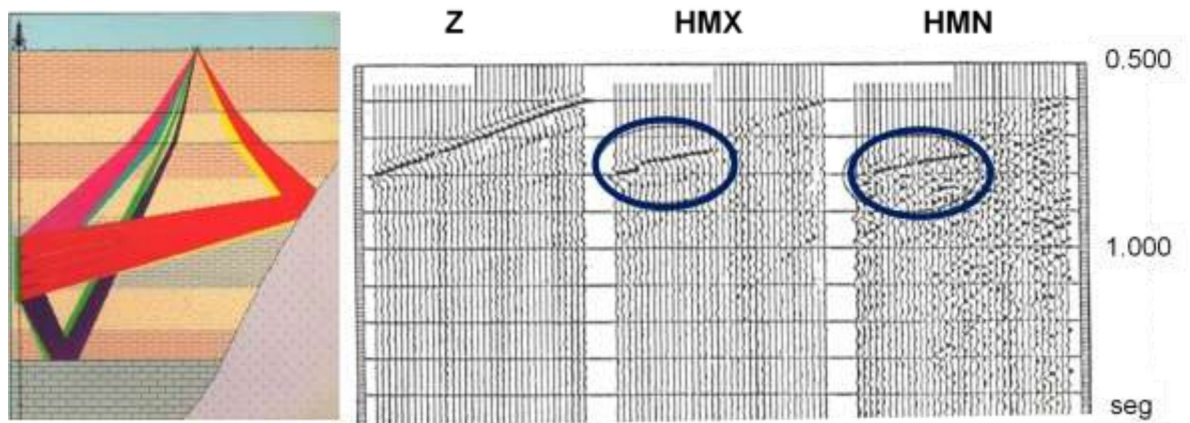


Figura 2.2.17 Distribución de eventos sísmicos en las componentes del VSP en azul son reflexiones del evento con echado considerable y en rojo la onda directa (Ortíz, 1988).

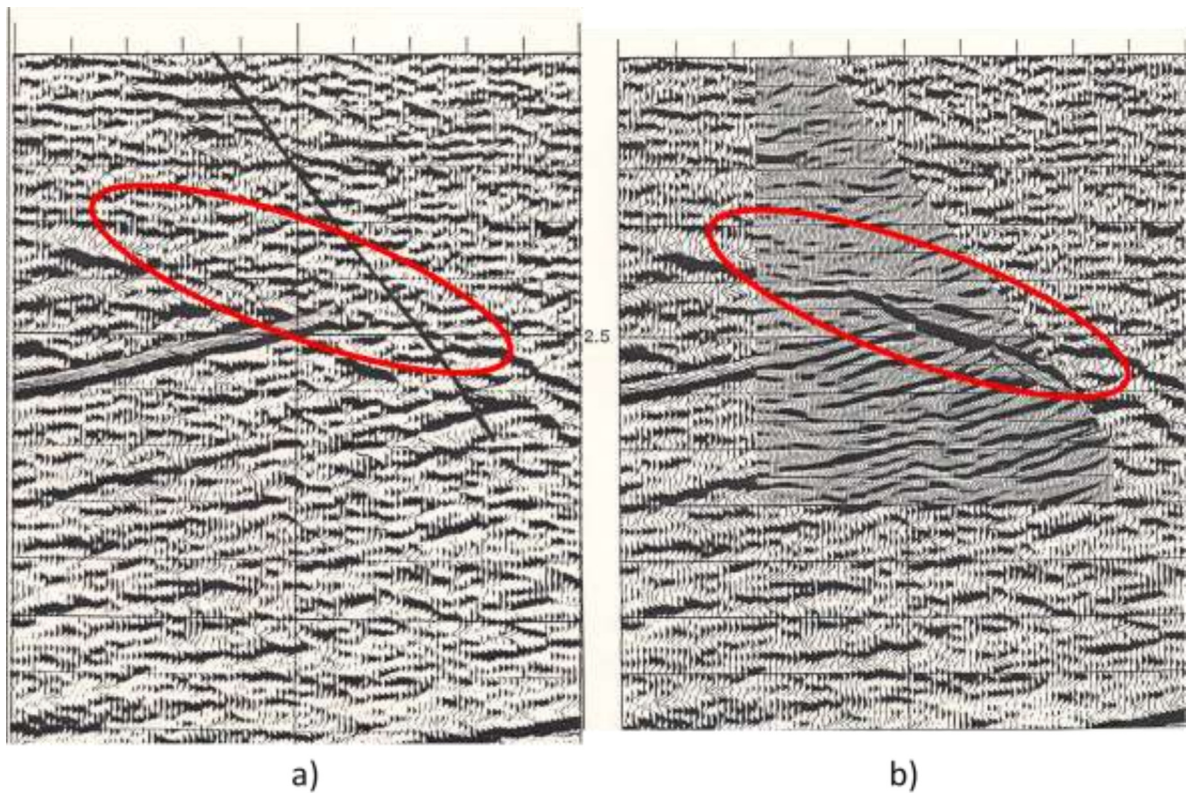


Figura 2.2.18 a) Sección sísmica original indicando en roja la presencia de la falla b) Sobreposición del VSP mostrando mayor claridad del paso de la falla y mayor resolución de los horizontes sísmicos.

- **Predecir presiones.** Usualmente se usan velocidades de intervalos de ondas P para las predicciones de presión, no obstante hay casos en donde no se pueden usar como son: casos sub-salinos, profundidades extremas, debajo de nubes de gas o datos de baja calidad. Sin embargo, recientemente se han publicado diferentes trabajos que describen que la velocidad de cizalla y la relación V_p/V_s son más sensibles que la velocidad de la onda P para identificar zonas de presiones anormales, estas usualmente se asocian a valores altos de V_p/V_s interpretados como sedimentos no consolidados. La relación de V_p/V_s se puede obtener de los registros geofísicos y VSP de onda completa
- **Delinear la forma de la Sal.** La identificación de la forma de los cuerpos salinos se realiza con los finalidad de estimar los cuerpos por debajo de estos que se acuñan con posibilidades de tener hidrocarburos, considerar el efecto del cuerpo salino en la conversión a profundidad de los horizontes geológicos y apoyo para la migración en

profundidad antes de apilar (PSDM). En el VSP la técnica de estudio de proximidad es de las más antiguas y es empleada para delinear la interfase entre dos formaciones con diferentes velocidades tales como el domo salino y las rocas circundantes, el concepto es construir una serie de curvas de tiempo de viaje constante (superficies aplanáticas) de cada uno de los pares fuente - receptor, figura 2.2.19.

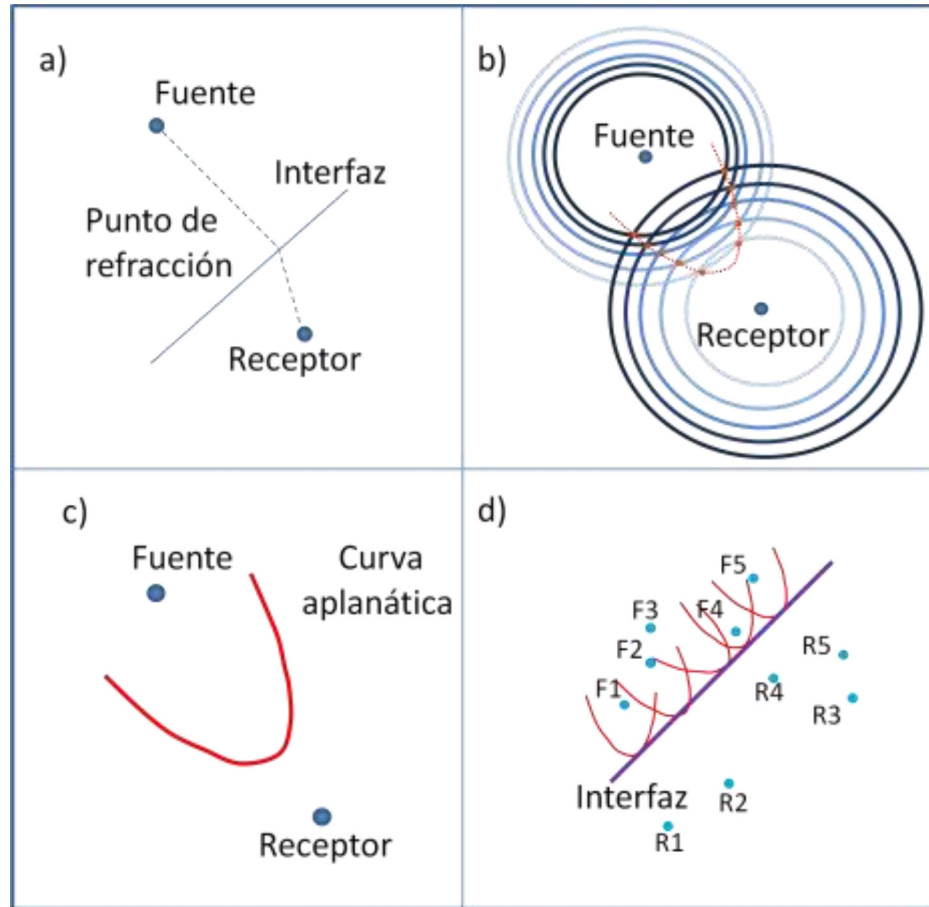


Figura 2.2.19 Esquema de la generación de las curvas aplanáticas. a) se conoce la distancia entre fuentes y la velocidad de cada medio, b) se cran diferentes escenarios a diferentes tiempos, donde se interceptan las curvas se va creando la curva aplanática, c) Se crea la curva aplanática, d) La interfaz es la curva tangente a cada curva aplanática. (Modificado de Seismograph Service, 1991)

Las geometrías que se empelan son:

1. Pozo en la estructura: Un geófono fijo dentro del pozo y un arreglo de fuentes en la superficie, las superficies aplanáticas delinear la cima de la sal y son construidas conociendo la ubicación de la fuente - receptor, la velocidad de sal y el medio circundante.

2. Pozo fuera de la estructura I: Un geófono fijo dentro del pozo y un arreglo de fuentes en la superficie, las superficies aplanáticas delinean el flanco opuesto al pozo
3. Pozo fuera de la estructura II: Un arreglo de geófonos dentro del pozo y una fuente fija, las superficies aplanáticas delinean el flanco cercano al pozo

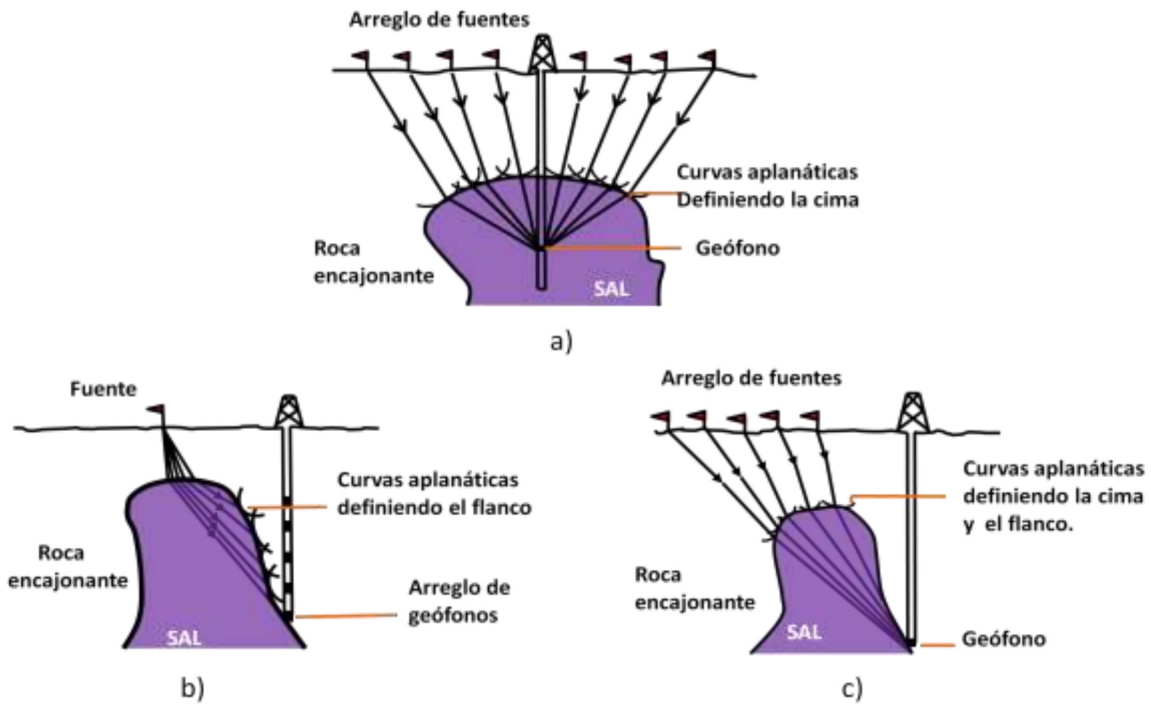


Figura 2.2.20 Esquema de geometrías empleadas: a) Pozo en la estructura, b) Pozo fuera de la estructura I, c) Pozo fuera de la estructura II. (Modificado de Seismograph Service, 1991)

Las figuras 2.2.21 y 2.2.22 ejemplifican la delineación de la sal. En la figura 2.2.21 se muestra el modelo sintético de un medio con diferentes capas y una intrusión de sal, en la figura 2.2.22, se observan las curvas aplanáticas creadas con esta metodología, teniendo buena correlación al modelo.

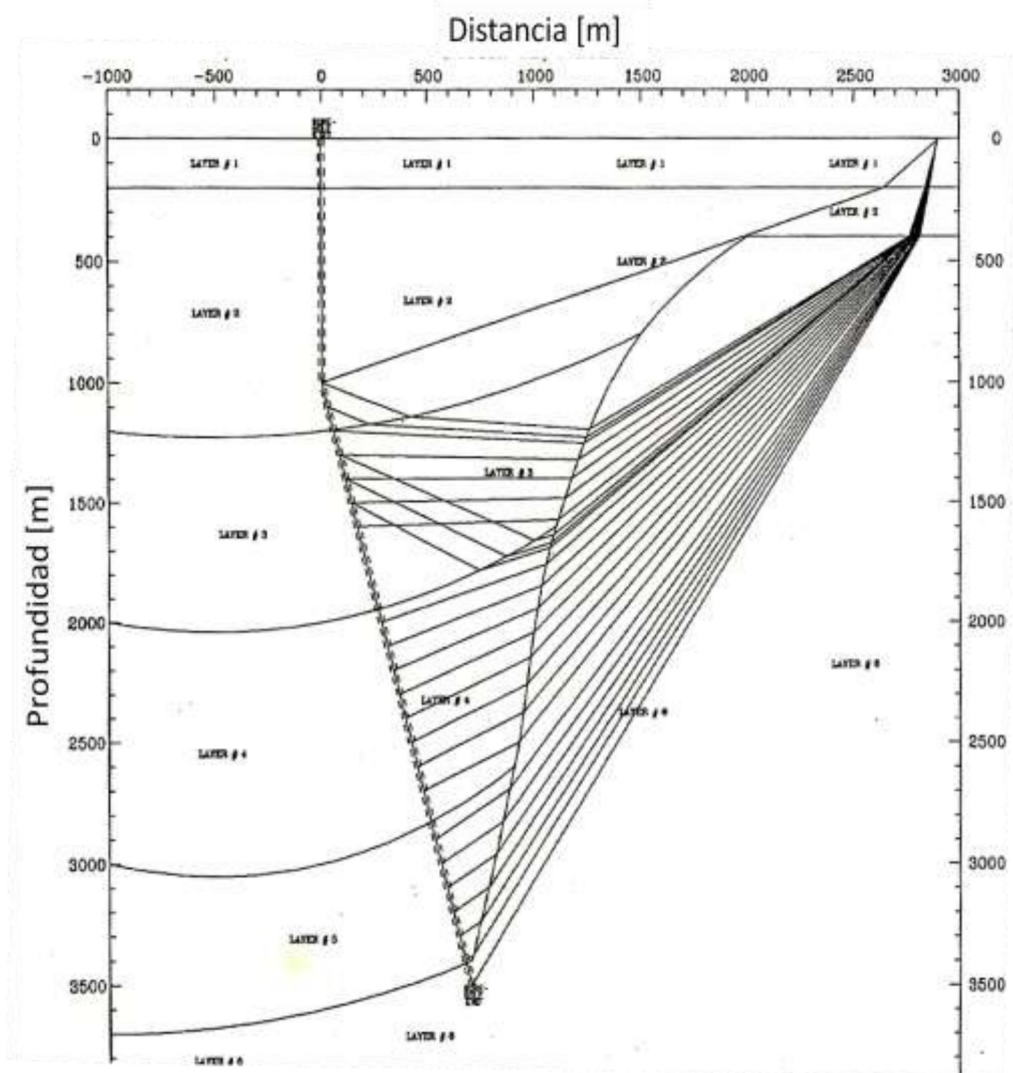


Figura 2.2.21 Modelo para delinear la estructura de la sal en pozo desviado. (Modificado de Seismograph Service, 1991)

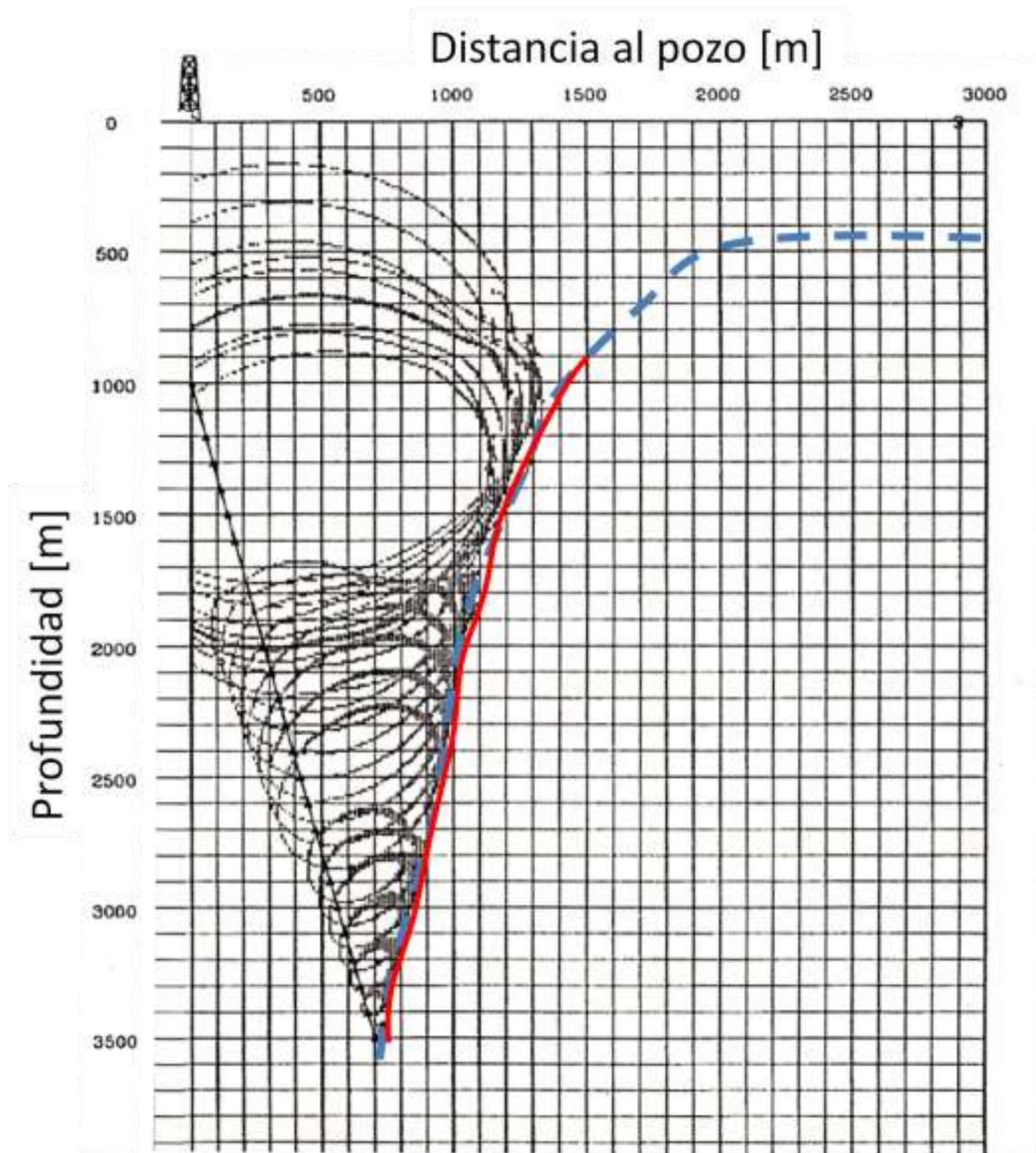


Figura 2.2.22 Curvas aplanáticas del modelo. Trazando una línea tangencial a cada una de las curvas (línea roja) se puede delinear la estructura salina del modelo propuesto (línea azul). (Modificado de Seismograph Service, 1991)

- **Determinación del factor Q.** La atenuación de la onda sísmica es un parámetro sensitivo a las facies del subsuelo. El mecanismo de la disipación se usa para describir la pérdida de energía debido a la fricción entre el movimiento de las partículas o debido al movimiento del fluido dentro de los poros de la roca.

En el caso de sedimentos porosos tres fuentes principales de disipación existen:

-
1. Proceso de Flujo de Fluidos. El cual causa efectos hidrodinámicos dependiendo de la geometría del poro y la viscosidad del fluido, afectando las altas frecuencias.
 2. Proceso electroquímico. Pequeñas cantidades de fluidos en un medio poroso como en las areniscas pueden afectar la atenuación fuertemente, afectando el rango de bajas frecuencias.
 3. La fricción entre sólidos. Este último no es tan importante comparado con los otros dos mecanismos mencionados anteriormente.

Las características de Q y de α son:

- i. $Q_p > Q_s$ para razones de V_p/V_s altos o normales como las encontradas en un medio seco o totalmente saturados.
- ii. $Q_p < Q_s$ para razones V_p/V_s pequeños como los encontrados frecuentemente en un medio saturado parcialmente.
- iii. $Q^{-1} = \frac{\alpha v}{\pi f}$ solamente para valores de $Q > 100$ si $Q < 100$ entonces $Q^{-1} = \frac{\alpha v}{\left(\pi f - \frac{\alpha^2 v^2}{4\pi f}\right)}$
- iv. Q_p y Q_s se incrementan cuando aumenta la presión confinante bajo condiciones secas.
- v. La absorción de las ondas S es de 3 a 4 veces más grande que la de las ondas P, los valores α_p/α_s varían en el rango de 0.24 a 0.27.
- vi. Un cambio en la velocidad es siempre acompañado por un cambio de atenuación pero hasta ahora no ha sido posible establecer una relación única entre ellos.

La figura 2.2.23 muestra los valores del factor de atenuación para ondas P en diferentes zonas del VSP que pueden ser relacionadas con cambios de formaciones, litológicos o de velocidades de intervalo, este procedimiento se realiza de la misma forma para el VSP de ondas S.

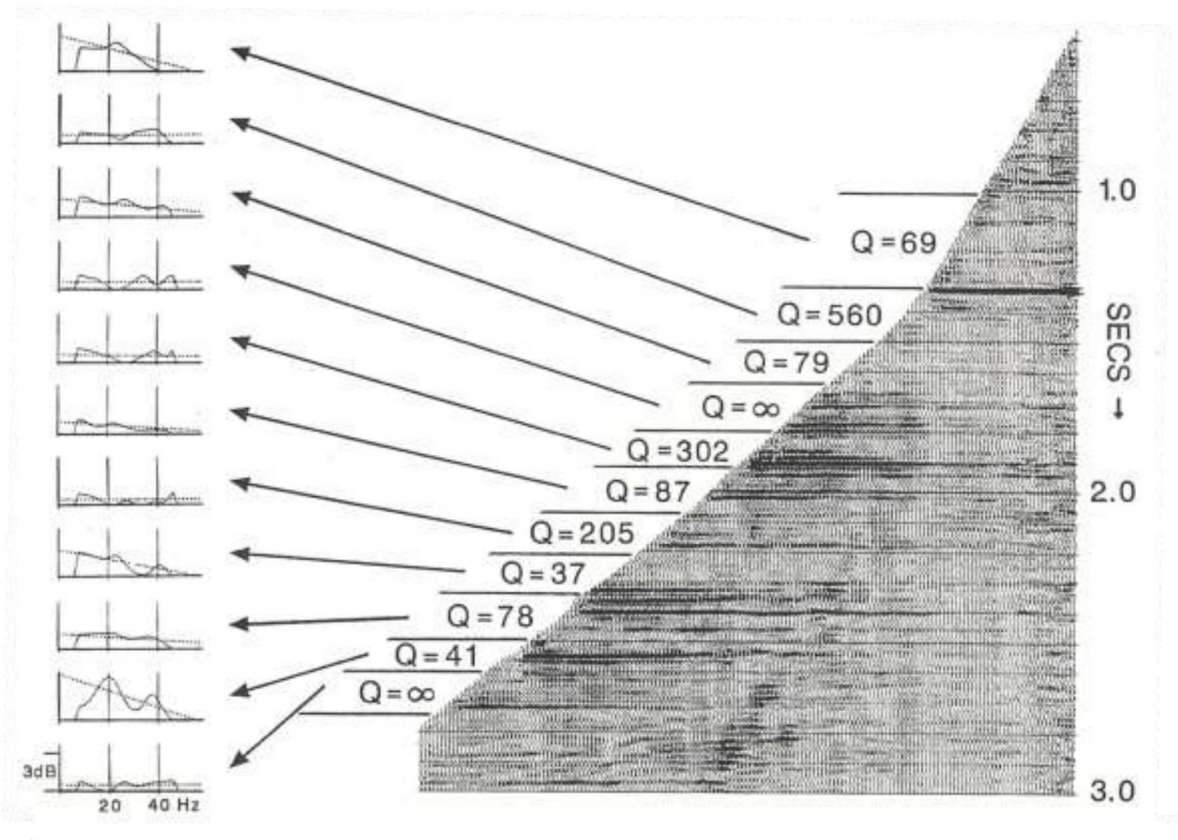


Figura 2.2.23 Estimación de Q del VSP (Estimación de Q del VSP (modificado de Sesimograph Service 1991).

- AVO.** La adquisición multi-offset (walkaway), su procesamiento de onda completa, la estimación de la relación V_p/V_s y el modulo de Poisson están permitiendo mejorar el análisis de los estudios de AVO. Los VSP de 3 componentes y su modelado sísmico son de gran ayuda para disminuir la incertidumbre que presentan los estudios de AVO de sísmica superficial asociada a la divergencia esférica, amplitudes consistentes con la superficie y atenuación. La principal ventaja del VSP multioffset es el conocimiento directamente arriba del reflector de interés del registro del campo de onda descendente y ascendente y las secciones PP y PS. La geometría multioffset (walkaway) con multiniveles (15), permite tener un gather con diferentes ángulos de arribo. En las figuras 2.2.24 a 2.2.27 muestran los resultados del estudio del VSP multioffset realizado por Craig A. C et al 1991.

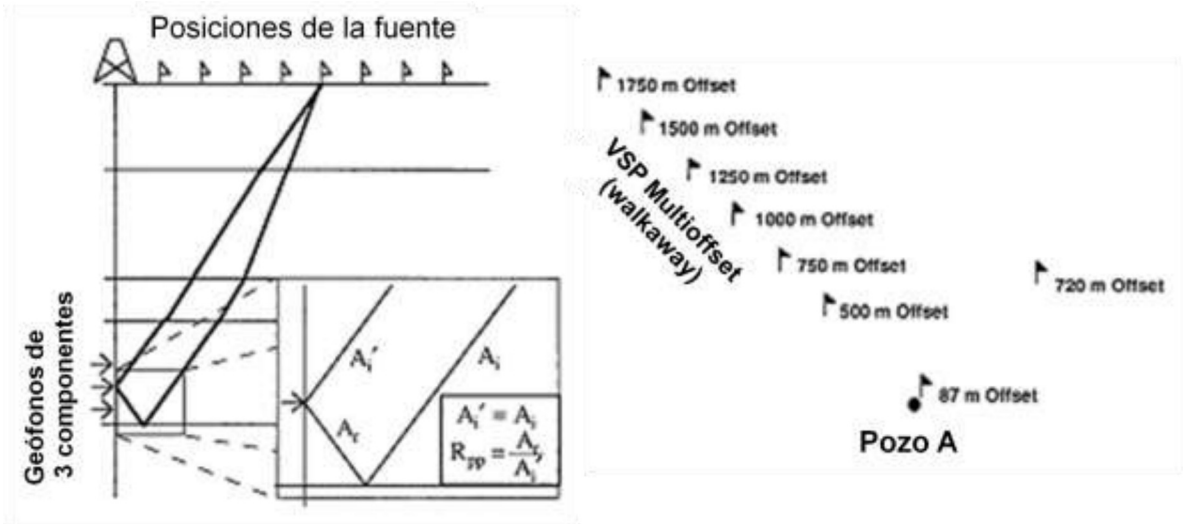


Figura 2.2.24 Geometría del VSP multi-offset para el estudio de AVO.

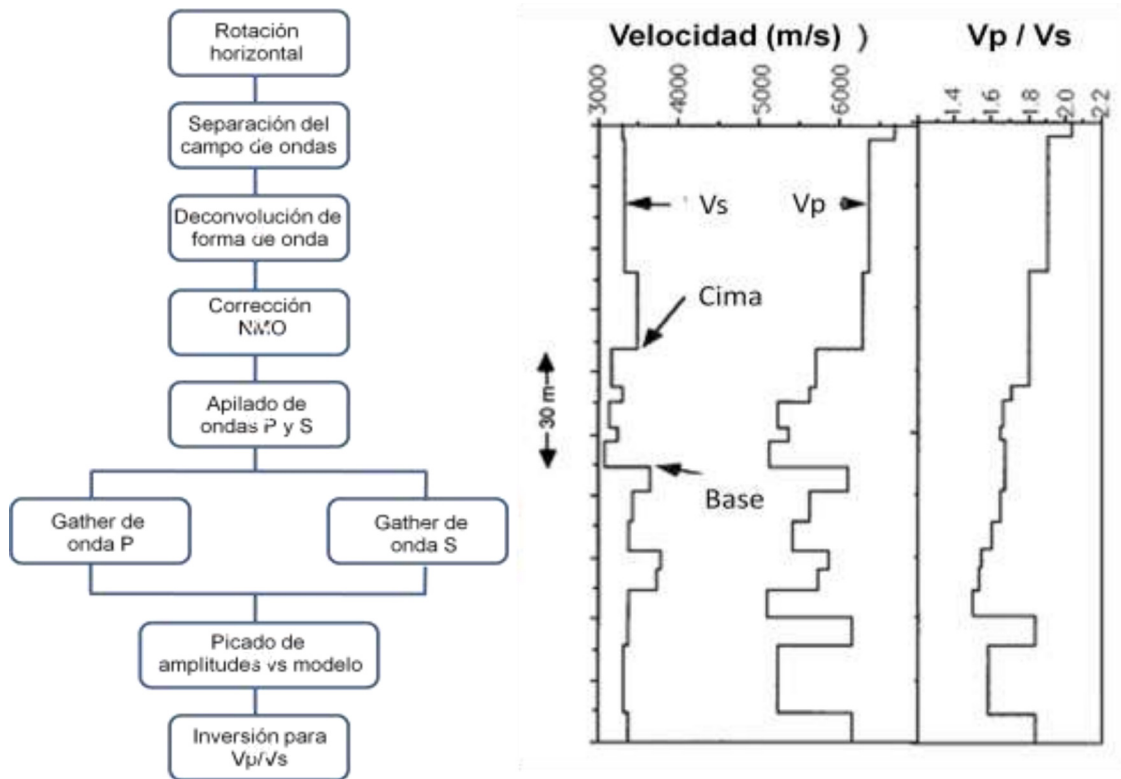


Figura 2.2.25 a) Secuencia de procesamiento para VSP multi-offset b) Velocidades V_p , V_s y relación V_p/V_s para apoyar los estudios de AVO.

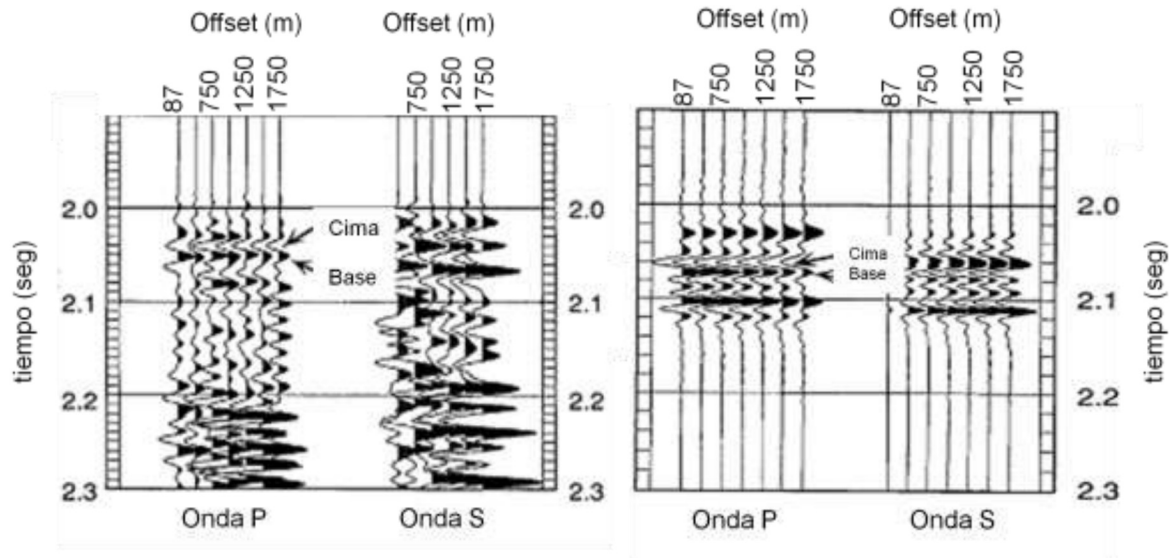


Figura 2.2.26 Datos de a) Gathers P y S procesados, b) gathers P y S sintéticos.

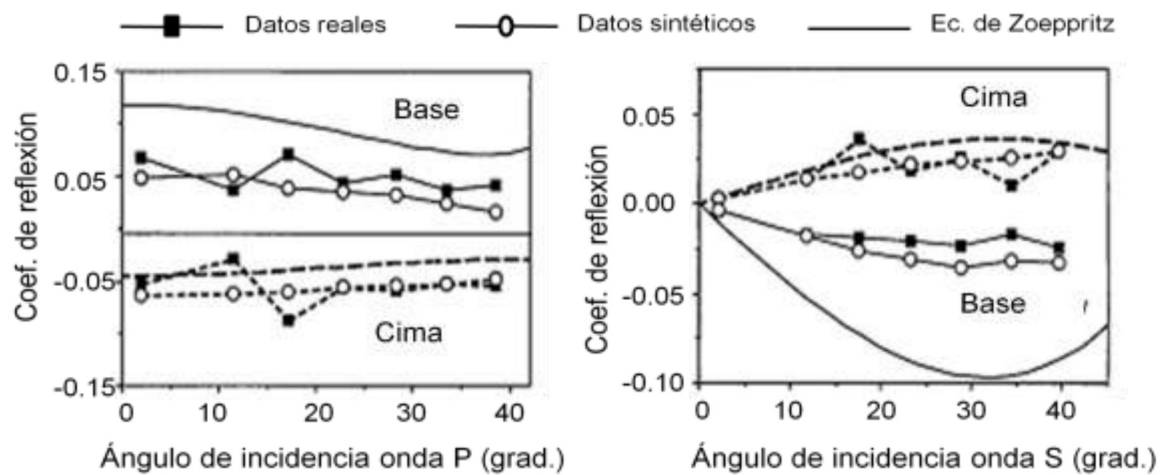


Figura 2.2.27 Variación de las amplitudes reales, sintéticas y Ecuaciones de Zoeppritz en relación a los ángulos de incidencia (a) amplitudes PP, b) amplitudes PS.

- Predicción de horizontes geológicos por debajo de barrena.** Una de las principales aplicaciones del VSP es identificar los horizontes sísmicos que se encontraran por debajo de la profundidad actual de la barrena o estimar el espesor del cuerpo del último contacto geológico. Una de las técnicas empleadas en forma muy practica es sumar los tiempos de arribo de las primeras llegadas a las ondas ascendentes, prolongar la tendencia de los primeros arribos y continuar los horizontes sísmico por debajo de la barrena hasta que se

intercepte con la tendencia de los primeros arribos, la profundidad es obtenida contando los incrementos de profundidad y sumarlos a la profundidad total del VSP, figura 2.2.28. Otra de las formas es mediante el proceso de inversión sísmica del VSP.

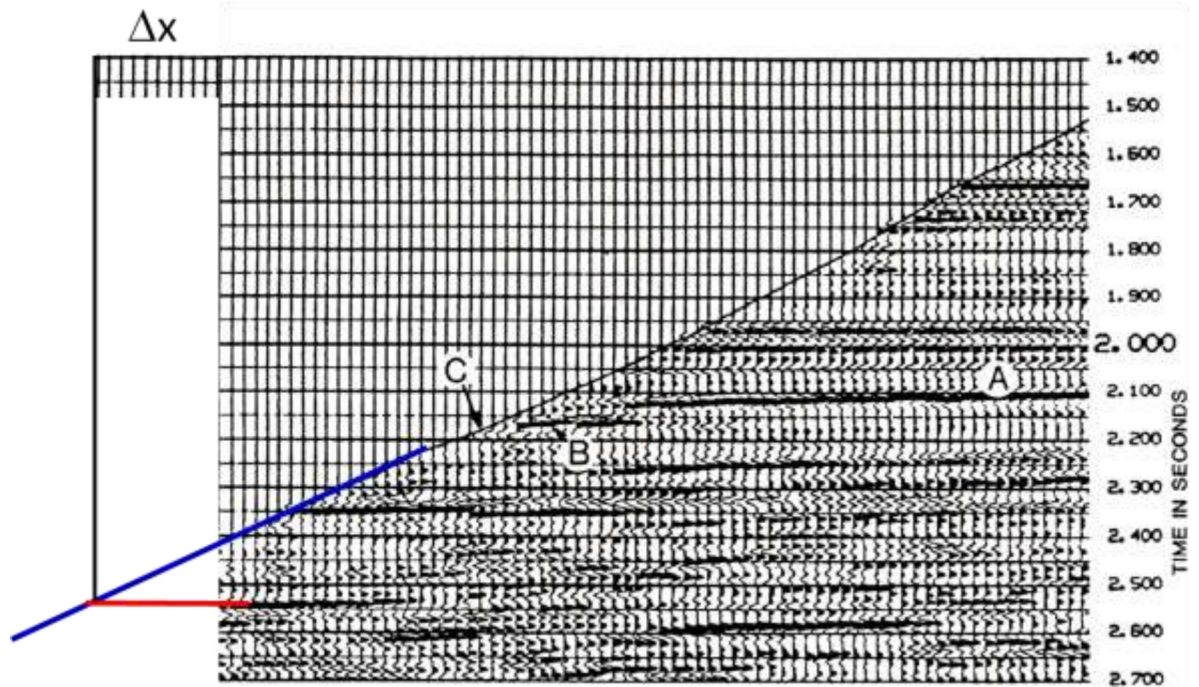


Figura 2.2.28 Ejemplo para la predicción de horizontes geológicos, seguido con la línea roja por debajo de la barrera.

2.3 Sísmica superficial multicomponentes

La adquisición sísmica 3D se ha convertido en una herramienta esencial en la exploración sísmica para optimizar las inversiones en exploración y desarrollo de campos y minimizar el riesgo. La adquisición de cizalla y su interpretación ha aumentado en México, figura 2.3.1, y en el mundo en los últimos años.

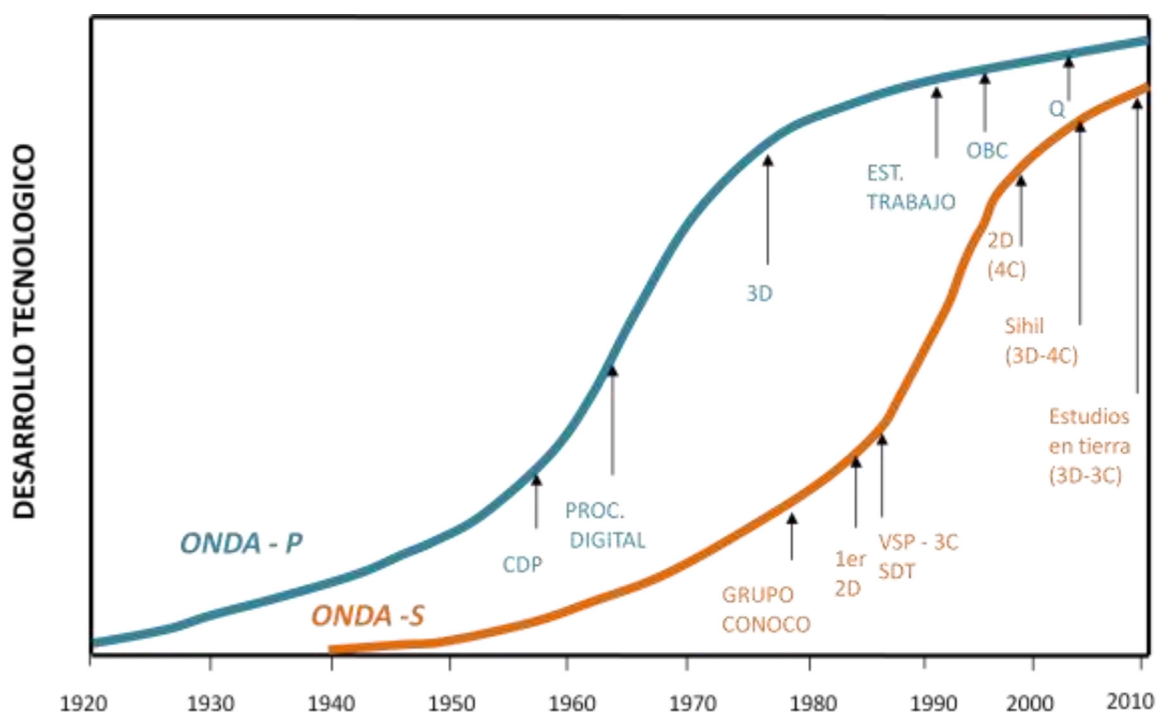


Figura 2.3.1 Desarrollo tecnológico de la sísmica P vs la sísmica S en México¹².

Podemos hacer la diferencia de dos técnicas básicas de la prospección de las ondas S.

1. Técnica SH
2. Técnica P - SV

La primera técnica, al parecer más favorecida en un principio, necesita una fuente especial que produzca ondas polarizadas horizontalmente, los geófonos se colocan paralelos al movimiento de la

¹² Proporcionada por Ing Marco Antonio Flores Flores

fuerza sobre una línea perpendicular al movimiento de la fuente. En cuestión del procesamiento es similar a lo que se hace con la onda P. Los pros y los contras se muestran en la siguiente tabla 2-4.

Tabla 2-4 Descripción de las ventajas y desventajas de la técnica SH

Ventajas	Desventajas
Registro de reflexión relativamente simple.	Se necesita una adquisición diferente con una fuente especial (aumento del costo).
El procesamiento con un sistema P existente es directo siempre y cuando escale apropiadamente.	La correlación entre los eventos P y SH son complicados debido a la diferencia que existe entre los pulsos que emite cada fuente (firma de la fuente).

La otra técnica el P-SV, ésta técnica fue estudiada por Graves & Schineider en 1979. Como se sabe una de las formas de generar ondas SV es por el modo de conversión, esto sucede cuando una onda P se refleja con una incidencia no normal en una frontera de medios elásticos, es por eso que sólo se necesita una fuente y dos geófonos, uno vertical para medir ondas P y uno horizontal orientado paralelamente a la línea de tiro. Sin embargo, esta técnica tiene algunas diferencias en el procesamiento con respecto a la onda P, ya que en la onda P asume que el punto de reflejo es el mismo a diferentes profundidades y se encuentra en el punto medio común (CMP), mientras que para la onda P - SV el punto de reflejo, ahora llamado punto de conversión común CCP por sus siglas en inglés no es el mismo conforme cambia la profundidad, además otras de las principales diferencias son las correcciones estáticas y dinámicas (NMO y DMO).

Tabla 2-5 Descripción de las ventajas y desventajas de la técnica SV

Ventajas	Desventajas
Con una adquisición sísmica, se obtiene la onda P y la onda S, teniendo la misma firma de fuente para correlacionar una con la otra.	Las ecuaciones de tiempo de viaje son más complicadas.
La energía perdida por la atenuación inelástica es menor que en la técnica SH.	El offset tiene que ser más largo para asegurar que tengamos onda convertida P – SV en cada uno de los horizontes de interés.
Costos menores que la de adquirir sísmica P y sísmica SH	Procesamiento sísmico más complejo, variando de compañía a compañía
Apoya en la interpretación para identificar cambios litológicos y fluidos	Es aconsejable contar con información de pozos para determinar la relación V_p/V_s

2.3.1 Principios

Los principios en los que se basa la técnica P – SV en general son los mismos que la sísmica de reflexión de la onda P (principio de Fermat, principio de Huygens y Ley de Snell). Sin embargo hay que tener en cuenta el punto de conversión común (CCP) que se presenta en las ondas convertidas a diferentes ángulos de reflexión.

2.3.1.1 Factores que afectan la amplitud

En un artículo de Steve Henry (2004) que fue publicado en Geophysical Corner en la AAPG Explorer, donde divide los factores que afectan la amplitud antes del procesamiento, y los que surgen del procesamiento son explicados a continuación:

Los factores antes del procesamiento, figura 2.3.2 y 2.3.3, pueden ser debidos a la fuente como: intensidad, acoplamiento, arreglos y fantasmas, que en la figura 2.3.2 se muestran en color anaranjado. Los factores que están relacionados al medio de propagación de las ondas que se muestran en color cyan, de estos factores hay 4 que son lo que tienen mayor impacto a afectar la amplitud, que se muestran en color rojo:

1. La divergencia esférica: la amplitud disminuye debido a que la energía permanece constante a pesar del aumento del área del frente de onda. Esto se puede arreglar en el procesamiento aproximándolo como el inverso de la distancia al cuadrado y si la velocidad fuese constante como el inverso del tiempo al cuadrado
2. Energía transmitida y discontinuidades: la amplitud puede ser disminuida notablemente debido a capas subyacentes o cambios laterales que tengan una impedancia muy alta ya que reduce la energía transmitida
3. Interferencia: esta se da cuando los coeficientes de reflexión crean una interferencia constructiva o destructiva debido a que las capas son muy delgadas con respecto a la longitud.
4. AVA: puede relacionar los cambios de amplitud a propiedades de una roca y sus fluidos de la roca. En una traza apilada puede verse menos este efecto.



Figura 2.3,2 Factores que afectan la amplitud. Factores de fuente y del medio. (Modificado de Henry, 2004)

En la figura 2.3.3 se observan los factores que afectan en la adquisición sísmica, sin contar los factores debidos a la fuente, de los que afectan más es el relacionado con los cambios en la posición de la fuente y el arreglo de los receptores de la geometría planeada, debido a ríos, casa, plataformas, entre otros por lo que se pierden trazas para apilar y en lo que más afecta es el desbalanceado de las frecuencias (Henry, 2004).

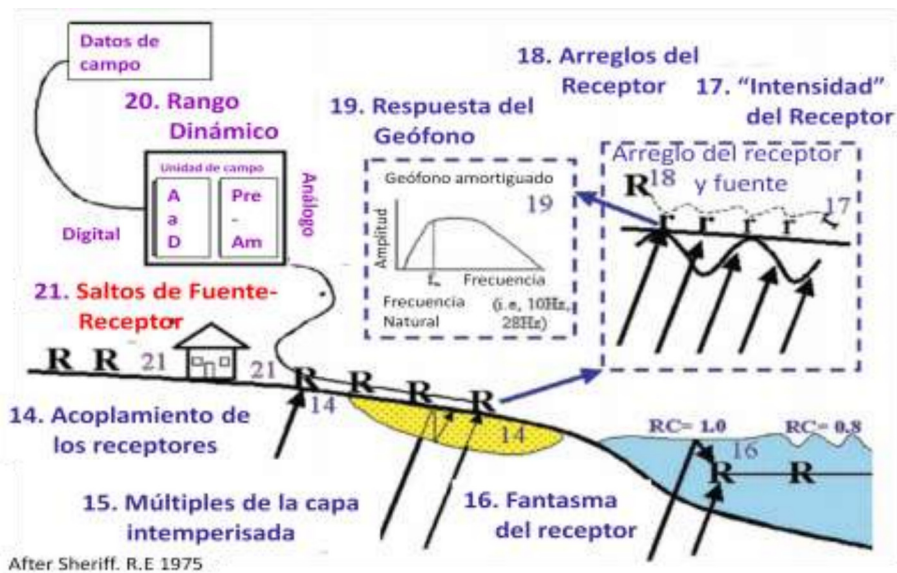


Figura 2.3,3 . Factores que afectan la amplitud. Factores de adquisición. (Modificado de Henry, 2004)

En el procesamiento sísmico puede haber distintos parámetros que afecten las amplitudes en cada una de las diferentes secuencias de procesado dependiendo del objetivo al que se quiera llegar.

2.3.1.2 Ondas convertidas

Las ondas convertidas son generadas en cada discontinuidad dentro de un cuerpo elástico, estas ondas se presentan cuando una onda P incidente convierte parte de su energía a una onda S y viceversa, figura 2.3.4, el nombre que se le ha dado a las ondas convertidas es ondas C (Thomsen, 1999)

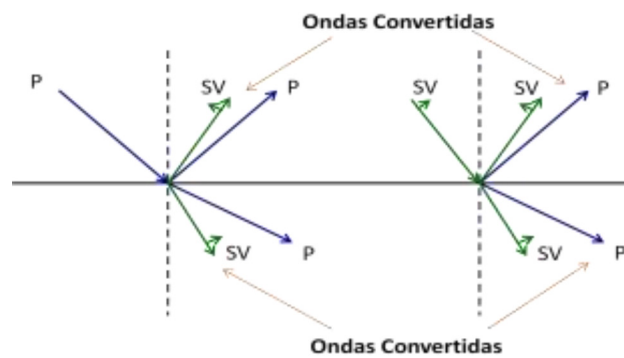


Figura 2.3.4 Esquema de ondas convertidas

Las funciones que permiten calcular la amplitud de la onda reflejada y transmitida considerando el ángulo de incidencia y las velocidades del medio son las ecuaciones de Zoeppritz. Estas ecuaciones se derivan utilizando el principio de conservación del esfuerzo en las interfaces y de la Ley de Snell. Se puede expresar en su forma matricial para el cálculo directo de los coeficientes de transmisión y reflexión.

$$\begin{bmatrix} \text{sen}\theta_{P_1} & \text{cos}\theta_{S_1} & -\text{sen}\theta_{P_2} & \text{cos}\theta_{S_2} \\ -\text{cos}\theta_{P_1} & \text{sen}\theta_{S_1} & \text{cos}\theta_{P_2} & -\text{sen}\theta_{S_2} \\ \text{sen}2\theta_{P_1} & \frac{V_{P_1}}{V_{S_1}} \text{cos}\theta_{P_1} & -a \text{sen}2\theta_{P_2} & b \text{cos}2\theta_{S_2} \\ \text{cos}2\theta_{S_1} & -\frac{V_{S_1}}{V_{P_1}} \text{sen}2\theta_{S_1} & -c \text{cos}2\theta_{S_2} & -d \text{sen}2\theta_{S_2} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{PP} \\ R_{PS} \\ T_{PP} \\ T_{PS} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\text{sen}\theta_{P_1} \\ -\text{cos}\theta_{P_1} \\ \text{sen}2\theta_{P_1} \\ -\text{cos}2\theta_{S_1} \end{bmatrix} \quad 2.3.1$$

Donde

$$a = \frac{\rho_2 V_{S_2}^2 V_{P_1}}{\rho_1 V_{S_1}^2 V_{P_2}}, \quad b = \frac{\rho_2 V_{S_2} V_{P_1}}{\rho_1 V_{S_1}^2}, \quad c = \frac{\rho_2 V_{P_2}}{\rho_1 V_{P_1}}, \quad d = \frac{\rho_2 V_{S_2}}{\rho_1 V_{P_1}} \quad 2.3.2$$

$$\frac{\text{sen}\theta_{P_1}}{V_{P_1}} = \frac{\text{sen}\theta_{S_1}}{V_{S_1}} = \frac{\text{sen}\theta_{P_2}}{V_{P_2}} = \frac{\text{sen}\theta_{S_2}}{V_{S_2}} = p = \text{constante} \quad 2.3.3$$

Siendo el subíndice 1 el medio superior y el subíndice 2 el medio inferior.

Para poder conocer los coeficientes reflexión y transmisión, R, de las ecuaciones de Zoeppritz para una onda plana anteriormente descritas matricialmente, $AR=B$, se despeja R quedando de la siguiente forma $R=A^{-1}B$.

En la figura 2.3.5 se muestra una representación de la geometría de los rayos de la propagación de las ondas sísmicas de una simple reflexión para el caso de ondas P, figura 2.3.5 a, y ondas P – SV, figura 2.3.5 b. La reflexión P - SV difiere de la reflexión P- P en el sentido que la trayectoria del rayo no es simétrica. Esto significa que el punto medio común en un cubrimiento de ondas P no existe para las ondas convertidas.

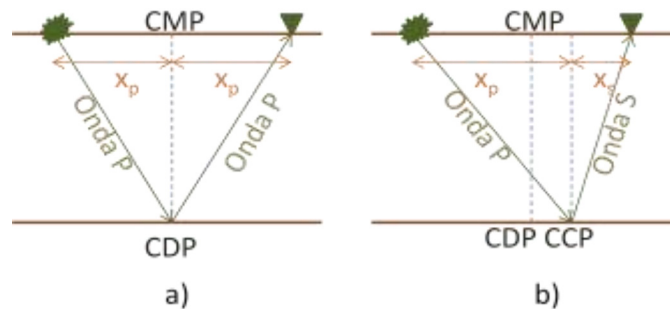


Figura 2.3.5 Trayectoria de las ondas PS

En un medio elástico con diferentes velocidades de ondas P y S para cada capa y considerando las ondas convertidas, el punto de reflexión es conocido como punto de conversión común CCP, figura 2.3.6, este punto de reflexión es dependiente de la relación V_p/V_s , tiene un comportamiento asintótico con la profundidad y no es más grande que el punto medio entre la fuente y el receptor ($x/2$)

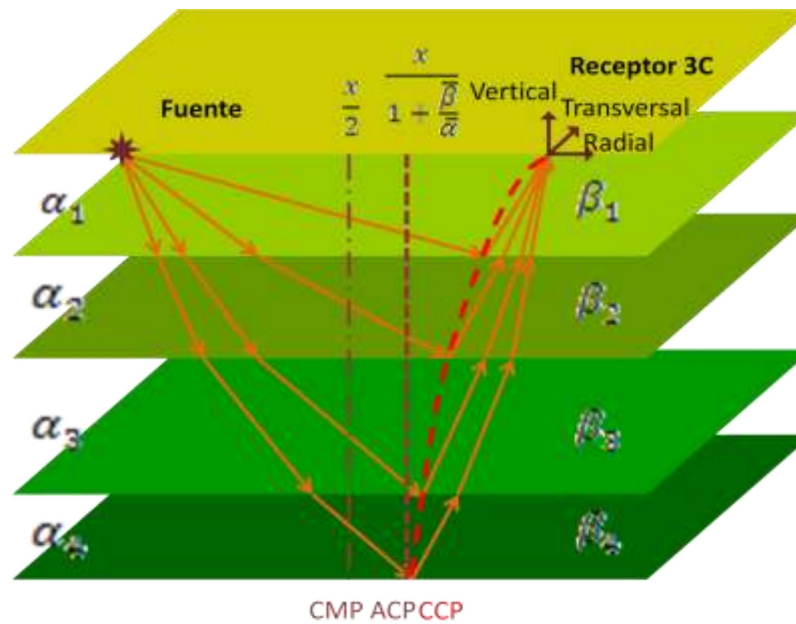


Figura 2.3.6 Esquema idealizado de la trayectoria de la onda convertida. La curva en color rojo es la curva del punto de conversión común CCP, la línea punteada son los puntos que se le conocen como punto común asintótico ACP. En naranja se muestran las trayectorias de la onda convertida³. (Modificada de CREWES).

2.3.2 Adquisición

La adquisición de tres componentes en 3D se está empleando con la suposición de considerar todas las ventajas de un medio elástico y por consiguiente es útil por ejemplo: para detectar yacimientos fracturados o con geología en la que se espera algún comportamiento anisotrópico. El proceso para determinar los parámetros necesarios para adquisiciones multicomponentes es similar al de onda de modo P. Muchas de las técnicas de campo de onda P pueden ser aplicadas a adquisiciones multicomponentes directamente o con pequeñas variaciones. Es importante tener en cuenta también los factores no geofísicos como son la accesibilidad geográfica o topográfica, la cuestión económica, equipo disponible, entre otros ya que juegan un papel importante en el diseño de la adquisición.

Las relaciones de velocidades aparentes y longitudes de ondas para los eventos sísmicos P y S a un offset x se establece mediante las siguientes ecuaciones:

$$V_{AP} = \frac{V_P}{x} \sqrt{t_P^2 V_P^2 + x^2} \quad 2.3.4$$

$$V_{AS} = \frac{V_S}{x} \sqrt{t_S^2 V_S^2 + x^2} \quad 2.3.5$$

$$\lambda_P = \frac{V_{AP}}{f_P} \quad 2.3.6$$

$$\lambda_S = \frac{V_{AS}}{f_S} \quad 2.3.7$$

Para un reflector dado, $T_P V_P = T_S V_S$, así $\frac{V_{AP}}{V_{AS}} = \frac{V_P}{V_S}$ y $\frac{\lambda_P}{\lambda_S} = \frac{V_{AP}}{V_{AS}} \frac{f_S}{f_P} = \frac{V_P}{V_S} \frac{f_S}{f_P}$, generalmente el valor de $\frac{V_P}{V_S}$ es cercano a $\frac{f_P}{f_S}$ o un poco más pequeño, por lo que la longitud de onda de la onda S es cercana a la longitud de onda de la onda P o ligeramente más grande. Para el modo convertido la longitud de onda puede ser más bajo que la longitud de onda de modo P en el dominio somero, pero se incrementa con la profundidad más rápidamente que la longitud de la onda de modo P, por lo que la longitud de onda de modo S es mayor a profundidades.

Para el diseño de la adquisición sísmica 3D multicomponentes que se presenta aquí, se apega a los 14 pasos escritos por Galbraith (2004) para la metodología de adquisición OBC (Ocean Bottom Cable). Estos pasos consideran información previa dentro del área de adquisición sísmica, sin embargo si no se tiene alguna información disponible en el área, se pueden estimar los parámetros necesarios a partir de la adquisición sísmica 2D, experiencia y análogos cercanos. Algunos pasos establecidos por Galbraith contienen modificaciones para que considere una distribución uniforme de apilamiento tanto para los CCP (Common Conversion Point) como para los CMP (Common Midpoint).

1. **Determinar el tiempo de grabado**, una forma de calcularlo es:

$$T_0(z) = \frac{2}{k} \ln \left(1 + \frac{kz}{V_0} \right) \quad 2.3.8$$

Donde T_0 es el tiempo doble de viaje, V_0 es el intervalo de velocidad en la superficie k es una constante de aceleración y z es la profundidad. La ecuación anterior se obtuvo por el método de los dos puntos para obtener la ley de velocidades. Se recomienda que se adicione 1.5 a 2 segundos para asegurar la reflexión del objetivo más profundo

-
-
2. **Determinar la frecuencia máxima requerida** para resolver el espesor de la formación que es el objetivo de estudio. Teniendo una frecuencia máxima, F_{\max} , y suponiendo una ondícula simétrica se aproxima la frecuencia dominante como la mitad de la frecuencia máxima.
 3. **Estimar el promedio de la atenuación inelástica**, Q , desde la superficie hasta el objetivo. Una de las formas de calcular la atenuación es por medio del cociente espectral de las ondículas descendentes a partir de un VSP de offset cero.
 4. **Determinar el tiempo o profundidad** donde las frecuencias altas aun pueden ser tomadas en cuenta por medio de hacer una gráfica que muestre las disponibles frecuencias contra tiempo o profundidad, tomando en cuenta pérdidas de divergencia, transmisión y reflexión y atenuación inelástica. Si las amplitudes de las altas frecuencias caen aproximadamente a 110dB o menos, ya no se consideran.
 5. **Establecer el criterio de detectabilidad**, el pequeño cambio que se desea observar en el objetivo, usando información petrofísica, e.g. gráfica de porosidad contra impedancia acústica. Si el nivel de ruido es mayor que el que deseamos detectar no se podrán observar los cambios, por lo que se establece el cociente de señal/ruido, S/N , en el objetivo.
 6. **Calcular la fuerza necesaria de la fuente** para producir las frecuencias necesarias. Por medio del punto 3 se puede analizar la frecuencia máxima a la que se puede ver en el objetivo. Si la frecuencia calculada es menor la frecuencia deseada, se puede usar un instrumento de grabación con un rango dinámico más amplio o un rango dinámico más estrecho centrado en el objetivo usando ganancia pre-amplitud en la fuente o alguna otra técnica.
 7. **Determinar la relación S/N** , usando auto y cross correlación. Se asume ruido aleatoriamente, se sugiere agregar ruido coherente aunque complique el problema del diseño. Se puede determinar por medio de tiros de prueba o si se tiene información por medio de la siguiente fórmula:

2.3.9

$$\frac{S}{N} \text{ crudos} = \frac{\frac{S}{N} \text{ migrados}}{\sqrt{\text{Fold}}}$$

Los valores de S/N pueden ser calculados por medio de la correlación y autocorrelación de una traza ya que:

$$\text{Auto - correlación (AC)} = \text{Señal}^2 + \text{Ruido}^2 \quad 2.3.10$$

$$\text{Cross - correlación (XC)} = \text{Señal}^2 \quad 2.3.11$$

$$\frac{AC}{XC} = \frac{S^2 + N^2}{S^2} \quad 2.3.12$$

Por lo que:

$$\frac{S}{N} = \frac{1}{\sqrt{\frac{AC}{XC} - 1}} \quad 2.3.13$$

Se suelen sumarse varias autocorrelaciones y crosscorrelaciones para obtener un buen promedio, generalmente este cálculo se repite en series de ventanas de tiempo y espacio traslapadas para obtener un conjunto de S/N de trazas. Cuando no se tiene ninguna información se usa una regla donde la relación S/N=4. Si las altas frecuencias son importantes para la detectabilidad, el apilamiento (fold) debe de incrementarse para incrementar la relación S/N en las altas frecuencias.

8. Determinar el apilamiento requerido para la adquisición por medio de la siguiente fórmula:

$$\text{Apilamiento}_{\text{requerido}} = \left(\frac{\frac{S}{N}_{\text{requerido}}}{\frac{S}{N}_{\text{crudo}}} \right)^2 \quad 2.3.14$$

En adquisiciones para análisis antes de apilar como el AVO, este cálculo no es adecuado, Cambois (2000) menciona que debe de haber una mejora de 3,5dB para tener mejor exactitud del interceptor y 15dB para el gradiente asociado con un fold de 30 ya con el mute.

9. **Calcular el bin**, se recomienda que el tamaño del bin sea el mismo tanto para la inline y como para la crossline, para que la respuesta del impulso y por ende la resolución sea la misma. El tamaño del bien puede calcularse por medio de dos criterios, el primer criterio es el de canales o cuerpos pequeños donde se necesitan al menos 3 trazas que lo contengan. La segunda es estructural y se puede calcular de la siguiente manera:

$$R_x = \frac{0.715V_{RMS}}{2F_{max}sen(\theta_{max})cos(i)} \quad 2.3.15$$

θ_{max} es la apertura de migración e “i” es la mitad del ángulo de cualquier par de fuente-receptor del objetivo. Debido a que hay muchos pares de fuente-receptor se suele tomar θ_{max} más amplio y el promedio de del offset fuente-receptor, figura 2.3.7.

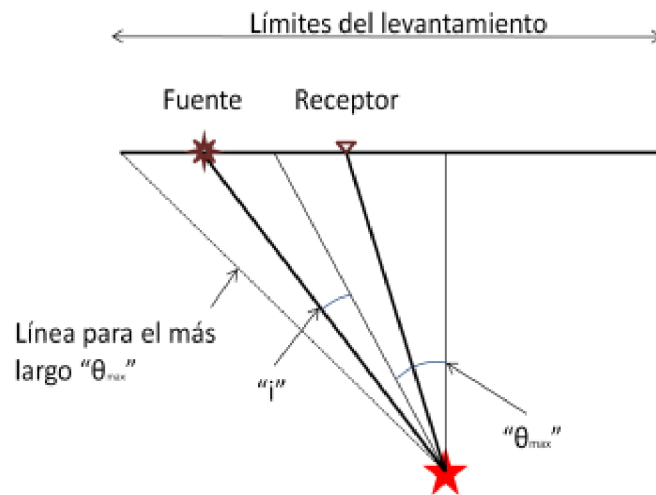


Figura 2.3.7 Esquema para los ángulos “i” y “ θ_{max} ” (Modificada de Galbraith, 2004).

Para objetivos con demasiado echado, la elección del bin, Δx , estará limitado con la frecuencia máxima que no presenta aliasing en vez de la frecuencia máxima calculada en el primer punto.

$$\Delta x = \frac{V_{\text{mínima}}}{4F_{\text{sin aliasing}} \text{sen} \theta_{\text{max echado}}} \quad 2.3.16$$

Si la frecuencia sin aliasing es igual a la frecuencia máxima, el tamaño del bin es igual a la resolución. En general en la tierra se tiene velocidades bajas en la parte somera tendiendo a aumentar, mientras que las frecuencias son altas y con la profundidad disminuyen por lo que si tenemos objetivos someros el bin va a ser pequeño y en objetivos profundos el bin va a ser grande.

Es importante calcular bien el tamaño del bin ya que si lo hacemos más pequeño de lo que debe de ser, el costo aumentaría y si lo hacemos más grande de lo que debería de ser la adquisición estaría submuestreada.

- 10. Determinar el máximo y el mínimo offset.** Para los registros de onda P, el offset mínimo corresponde a los objetivos someros, mientras que el de offset máximo a los objetivos más profundos. Estos parámetros ayudan a determinar aproximadamente el espaciamiento de la línea de receptores, x_{min} puede ser usado para determinar aproximadamente los espaciamientos de las líneas de receptores mientras que x_{max} para determinar las dimensiones totales del patch (área cubierta por las líneas de los receptores i.e. templete de receptores). Se recomienda que x_{min} sea menor que la profundidad del reflector más somero que necesita ser grabado.

Usualmente se calcula con las funciones de mute, este se debe a que para poder tener una imagen el mínimo de trazas es 3 y para hacer estudios de AVO se necesitan por lo menos 10 trazas y al hacer la corrección por NMO se van eliminado trazas debido al estiramiento que éstas sufren por la corrección. Generalmente se usa un estiramiento de la onda del orden de 20 a 25%, si los offsets largos son muy importantes el orden puede ser de 30%.

Para registros SH pura las trayectorias de rayo son similares a las ondas PP, generalmente en el rango de adquisición. Sin embargo, se debe de tener cuidado en los más mínimos desplazamientos, puesto que uno de éstos puede hacer la diferencia entre tener datos y no. A consecuencia de que la onda SH se registra en la componente transversal, estamos

expuesto a que un posible arribo de ondas Love pudiera enmascarar la señal, y hacer la recuperación de la señal casi imposible.

- 11. Apertura de migración.** Es la cantidad agregada a la adquisición para que las estructuras con echado en los bordes sean grabados correctamente, Cordsen et al, 2000. Para calcular la apertura de migración se puede hacer con la siguiente fórmula:

$$x_{mig} = z \tan \delta \quad 2.3.17$$

Donde x_{mig} es la apertura de migración, z es la profundidad del objetivo y δ es el echado de la estructura del objetivo

- 12. Escoger la geometría,** se recomienda mantener el tamaño del bin, el apilamiento, el x_{max} , el tamaño de intervalo de la fuente, SI, y del intervalo del receptor, RI, ya que son el doble del tamaño del bin de CMP. El cálculo del intervalo de la línea de la fuente, SLI, y el intervalo de la línea de los receptores, RLI. Para hacer un cálculo del RLI y SLI de CMP es el siguiente:

Primero se determinan las fuentes por km^2 , NS, con la siguiente fórmula (Stone, 1994)

$$NS = \frac{F}{C \cdot b_x \cdot b_y} \quad 2.3.18$$

Donde F es el apilamiento, C es el número de receptores disponibles, b_x es la dimensión en la dirección x y b_y es la dimensión en la dirección y. Teniendo el número de disparos se calcula SLI para después de RLI

$$SLI = \frac{1}{2 \cdot b \cdot NS} \quad 2.3.19$$

Donde b es la dimensión del bin perpendicular a la orientación de la línea de fuentes.

$$RLI = \sqrt{(x_{min})^2 - \left(SL - \frac{RI}{2}\right)^2} + \frac{SI}{2} \quad 2.3.20$$

Sin embargo, este paso es fundamental para tener una distribución uniforme en CCP y CMP ya que se tienen que tener en cuenta el rango de los offsets donde las ondas convertidas estarán presentes. El CCP, no cae en el punto intermedio entre la fuente y el receptor como

se mostró en el capítulo de principios de esta sección. Normalmente este punto de conversión está a una distancia X_c de la fuente

$$X_c = \frac{x}{1 + \frac{v_s}{v_p}}$$

Donde x es la distancia entre la fuente y el receptor, v_p es la velocidad promedio de la onda P y v_s es la velocidad promedio de la onda S. Por lo que el fold de las ondas convertidas estará más cercano a los receptores que a las fuentes. En las figuras 2.3.8 y 2.3.9, se puede hacer una comparación entre el fold que tendrá la onda PP y la onda PS

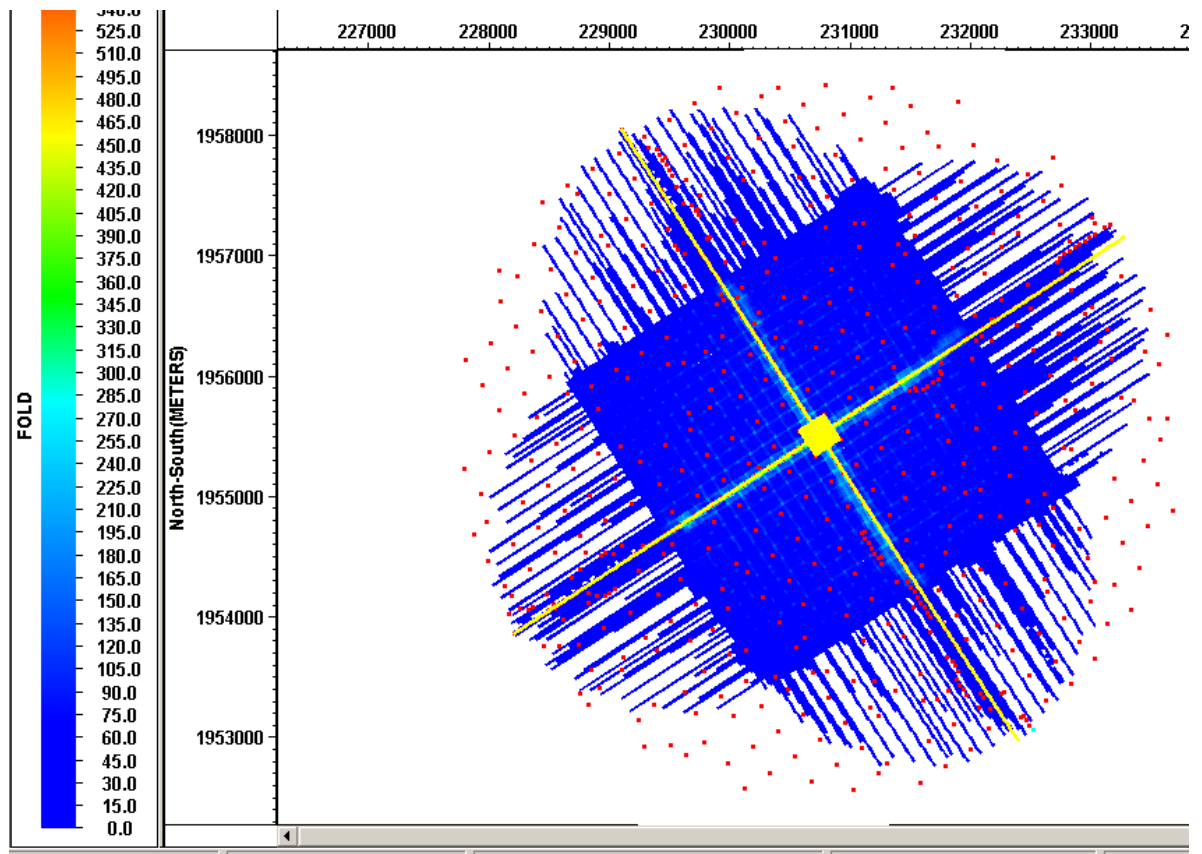


Figura 2.3.8 Fold de la onda PP (COMESA, 2010).

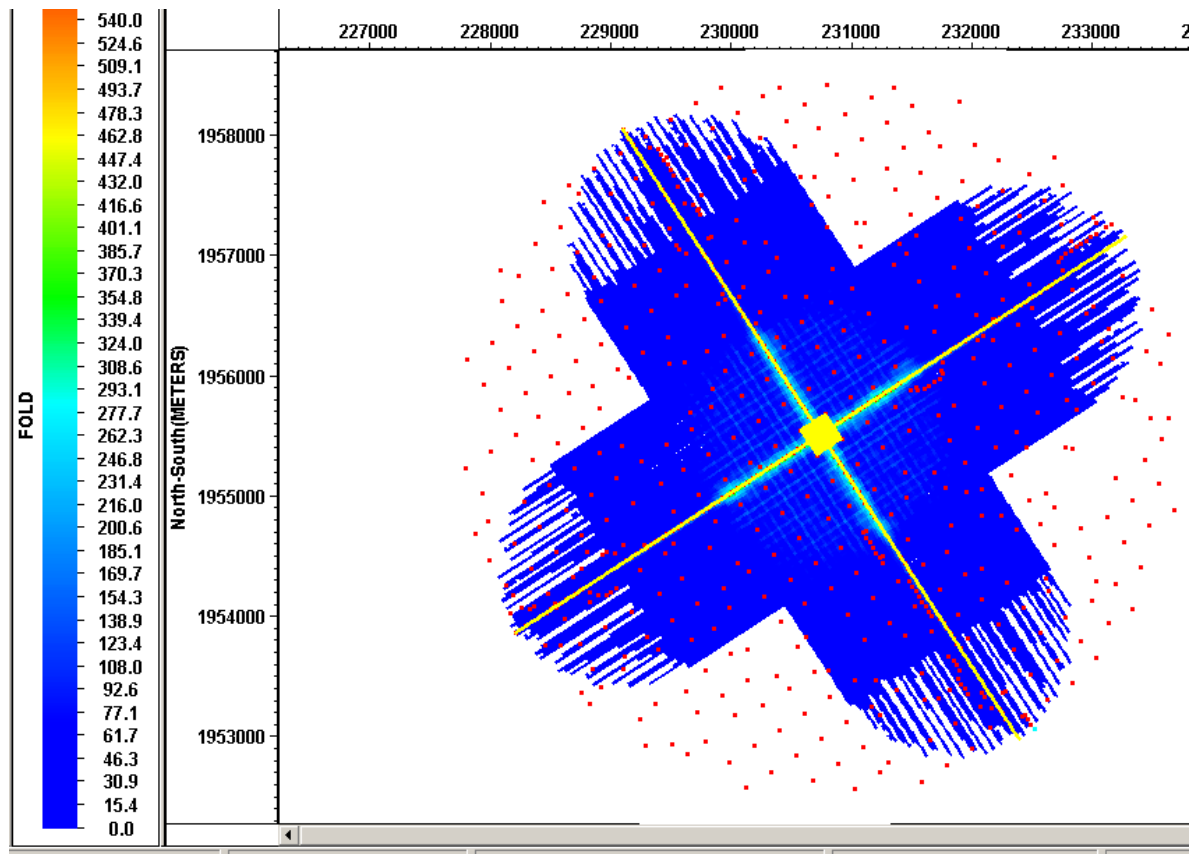


Figura 2.3.9 Fold de la onda PS, mismo arreglo de adquisición que la figura 2.3.8. Se observa que los CCP tienden a estar cerca de los receptores (COMESA, 2010).

Es por eso que se debe de tener en cuenta que CCP es diferente que CMP. De la definición que dio Lawton sobre el tamaño del bin, se puede despejar RI o SI.

$$B_x = \frac{RI}{1 + \frac{v_s}{v_p}} \quad 2.3.22$$

$$B_y = \frac{SI}{1 + \frac{v_s}{v_p}} \quad 2.3.23$$

Estas formulas se basan en el concepto del punto de conversión asintótico en lugar del mapeo de CCP con profundidad variante.

No se necesita saber la velocidad de la onda S o de la onda P antes de la adquisición, generalmente $\frac{v_p}{v_s} > 1$. En los casos de CMP $\frac{v_p}{v_s} = 1$, por lo que en un mismo arreglo, i.e RI constante, el bin del CCP es más grande que el bin de CMP.

Idealmente, se preferiría encontrar una geometría que produjera una distribución uniforme de los puntos medios comunes y de los puntos de conversión usando el mismo bin. Esta técnica fue desarrollada por Cordsen y Lawton (1996) adquirida por CREWES Project en 1995.

En el siguiente concepto de diseño se asume $\frac{v_p}{v_s}$ es constante y es igual a 2. Es importante mencionar que el cálculo del tamaño del bin y la distribución del CCP en la dirección de los receptores son diferentes en la dirección de la fuente.

La distribución de los CCPs en la dirección de la línea de los receptores puede determinarse con el intervalo de la línea de las fuentes

$$SLI = RI \cdot i \tag{2.3.24}$$

Si i es un entero par, entonces, los CCPs estarán en intervalos de:

$$\frac{RI}{1 + \frac{v_s}{v_p}} \tag{2.3.25}$$

Si i es un entero impar, los CCPs estarán en intervalos de:

$$\frac{RI}{2 \left(1 + \frac{v_s}{v_p}\right)} \tag{2.3.26}$$

Si i es un entero + 0.5, los CCPs estarán en intervalos de:

$$\tag{2.3.27}$$

$$\frac{RI}{4 \left(1 + \frac{v_s}{v_p}\right)}$$

La distribución de los CCPs en la dirección de la línea de fuentes puede determinarse con el intervalo de la línea de los receptores

$$RLI = SI \cdot j \quad 2.3.28$$

Si j es cualquier entero, los CCPs estarán en intervalos de:

$$\frac{SI}{1 + \frac{v_s}{v_p}} \quad 2.3.29$$

Si j es un entero +0.5, los CCPs estarán en intervalos de:

$$\frac{SI}{2 \left(1 + \frac{v_s}{v_p}\right)} \quad 2.3.30$$

Si j es un entero ± 0.25 , los CCPs estarán en intervalos de:

$$\frac{SI}{4 \left(1 + \frac{v_s}{v_p}\right)} \quad 2.3.31$$

Si se usa la relación donde $i = (\text{entero} + 0.5)$ y $j = (\text{entero} + 0.25)$ se tiene una distribución de apilamiento par (e idéntico) tanto para las ondas compresionales como para las ondas convertidas,

A veces es difícil entender las variaciones de la relación $\frac{v_p}{v_s}$ antes de la adquisición por lo que se recomienda incluir estaciones en posiciones no ortogonales o aleatoriamente en vez de hacer los espacios más pequeños.

- 13. Una vez que se tengan geometrías propuestas deben ser probadas para varios tipos de ruido** (lineal de la fuente, back-scattering, múltiples, debidos al movimiento de las líneas

del receptor, entre otros). La mejor será la que atenúe mejor el ruido y que tenga una respuesta de migración simétrica y enfocada en tiempo después de apilar (PSTM).

14. **La logística y el costo de la adquisición** determinarán la geometría ideal. Si el presupuesto es menor de lo que implica la geometría ideal, se tendrían que hacer pequeños cambios, sin olvidar que no se deben de cambiar los requerimientos fundamentales, sino los resultados no serán útiles para el estudio.
15. **Resolver dudas de adquisición** como son, tipo de fuente (profundidad, parámetros del vibrador, arreglos, etc.), receptores (tipos de geófonos, enterrados, etc.), ganancia del grabado, entre otros por medio de pruebas de campo. En caso de no contar con el presupuesto suficiente para hacer todas las pruebas necesarias en campo, las simulaciones puede minimizar las pruebas de campo, los valores utilizados son valores crudos obtenidos por adquisiciones, VSP o registros de pozos previos. Es importante observar en dónde no se podrán adquirir datos debidos a cuerpos de agua, granjas, derrames basálticos, entre otros, para crear un diseño realista al medio en donde se va a hacer la adquisición.

Por lo que podemos ver en el punto 13 el diseño de la adquisición es un problema de optimización que pueda proveer de una buena imagen del objetivo y al mismo tiempo el que esté en el rango del presupuesto con el que se cuenta.

Es importante tener en cuenta que el trabajo de campo es una parte fundamental para obtener datos de buena calidad, entre los aspectos más destacados son: la alineación de los receptores H1 en la inline, acoplamientos adecuados de los receptores, hacer todas las anotaciones pertinentes. Esto ayudará al procesamiento y por consiguiente a obtener mejores datos de la onda convertida.

2.3.2.1 Fuentes de onda S

2.3.2.1.1 Fuentes explosivas

Las fuentes explosivas se ponen someramente, por arriba de la zona no intemperizada, para minimizar la energía de la onda P. éstas fuentes pueden ser de tres formas:

1. Los disparos de trincheras. Utilizan dinamita o cordón detonante si está fijado a las paredes de la trinchera. La trinchera se llena de material suelto, arena. Los disparos de cada lado se registran secuencialmente y se restan para eliminar el contenido de la onda P.

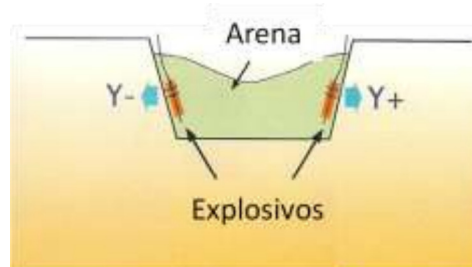


Figura 2.3.10 Esquema de disparo de Trinchera (Garotta, 2002).

2. Patrón de tres agujeros conocido como “camouflet”. Se refiere a disparar un pozo central primero, generalmente para registrar ondas P. Los otros dos tiros se registran secuencialmente y se restan para cancelar la energía de la onda P, tales patrones pueden ser muy satisfactorios, usando los parámetros correctamente ajustados.

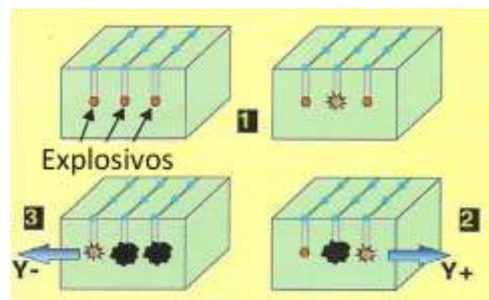


Figura 2.3.11 Esquema de Camouflet (Garotta, 2002).

3. Patrones de dos pozos. En este caso la carga debe de estar fijada a la cavidad, lo cual es muy difícil de lograr. Sin embargo, en condiciones superficiales favorables (arena/lutita), la

cuerda detonante en dos trincheras paralelas someras es una fuente transversal eficiente, asociada al procedimiento (Y^+-Y^-)

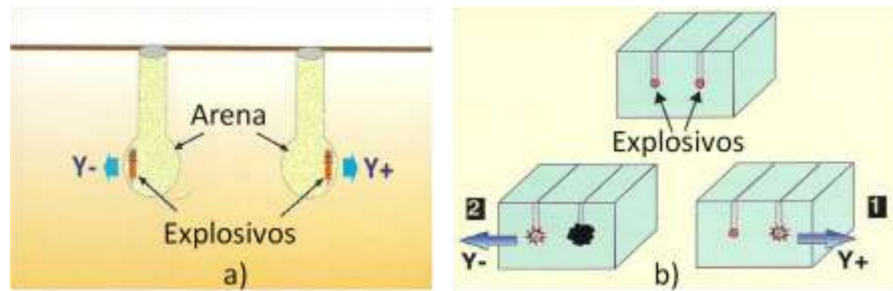


Figura 2.3.12 Esquema de Camouflet (Garotta, 2002).

Todos los parámetros asociados a este tipo de fuentes secuenciales pueden ser ajustados eficientemente, considerando la energía polarizada y la no polarizada en Y , i.e. $\frac{Y^+-Y^-}{Y^++Y^-}$. Así como también se debe de buscar el máximo valor de acuerdo a la carga, profundidad y distancia entre las trincheras.

2.3.2.1.2 Vibradores horizontales

El grupo Conoco propuso y activó el vibrador de masa horizontal, por lo que ya no es un problema. Sin embargo el problema en la actualidad es el acoplamiento. Un vibrador de onda P puede transmitir a la Tierra una fuerza igual a la de su peso, pero un vibrador horizontal puede transmitir el producto de su peso por la fricción entre la plataforma base y el suelo, que generalmente para suelo seco es 0.5 veces su peso.

Para resolver esta limitante, la plataforma base está cubierta por instrumentos de anclaje como navajas o pirámides invertidas. Fair, investigó la relación entre el peso del vibrador, la fuerza máxima horizontal y el ángulo ápice de las pirámides, concluyó que para una fuerza máxima horizontal dada, el ángulo debe incrementarse cuando la fuerza del sostén disminuye. No obstante, la tierra tiene una resistencia antes del rompimiento por la fuerza aplicada en las pirámides. Por lo tanto el acoplamiento óptimo debe evitar este rompimiento. De cualquier forma el anclaje es posible cuando la degradación del suelo no sea un problema mayor.

La secuencia que se debe de tomar en cuenta antes de hacer la adquisición cuando se opera con vibradores son:

- El desplazamiento de la plataforma base es mayor para las frecuencias bajas, por lo tanto deben de ser emitidas después de las frecuencias altas para evitar deterioro del acoplamiento, i.e. un barrido descendente es preferible. Por consiguiente la secuencia de barrido debe de ser adecuada para eliminar la distorsión armónica.
- Las secuencias alternas de polaridad son recomendadas para eliminar la energía de onda P que es emitida por el vibrador horizontal.

2.3.2.1.3 Fuentes de impacto

Una fuente típica es el Marthor, desarrollado por el Institut Français du Pétrole en 1976. La energía se origina al dejar caer un peso que se limita a efectuar una rotación alrededor de un eje horizontal por lo que el impacto en la plataforma base es horizontal. En la misma estación se hacen dos impactos en direcciones opuestas y se graban para obtener las ventajas de $(Y^+ - Y^-)$.

La secuencia del Marthor, consiste, generalmente, en una serie de apilamientos verticales de 3 a 6 pares de impactos opuestos. Como en los vibradores, para mantener el acoplamiento, es aconsejable y tal vez recomendado cambiar de posición después de un par de impactos.



Figura 2.3.13 Marthor (Lawyer, 2009)

2.3.2.1.4 *Uso de vibradores verticales.*

Cálculos teóricos de Miller y Pursey han demostrado que la energía compresiva emitida por un vibrador vertical es de 7%, mientras que para la onda de cizalla (en su modo SV) es de 26%. Sin embargo el patrón de radiación de la onda de cizalla muestra un máximo a un ángulo de 45°. Por lo que la energía de la onda de cizalla puede ser explotada con el método conocido como “SHOWER” en el cual dos vibradores se ponen lado a lado con un desfase de 180°, haciendo que la onda P sea eliminada mientras que la onda SV permanece lo suficientemente fuerte para producir un registro de onda de cizalla.

2.3.2.1.5 *Ondas Convertidas.*

Para el caso de las ondas convertidas donde la fuente excita ondas P, se pueden tener tanto vibradores como dinamita. Sin embargo, es más recomendable que se use dinamita ya que excita ondas P para cualquier lado, en cambio el vibrador sólo excita ondas P a ciertos grados verticalmente, i.e. que la energía compresional es radial a la dinamita mientras que con los vibradores no se generan ondas compresionales horizontalmente.

2.3.2.2 **Receptores**

Una respuesta idéntica significa también una frecuencia natural idéntica para velocímetros verticales y horizontales, un rango aceptable de frecuencia natural tanto para receptores verticales como horizontales es entre 7 y 10 Hz.

El marco de registro, tanto en superficie como en pozo, es el que definieron Stewart y Lawton (1998), la nomenclatura y polaridad, apoyan un sistema coordinado derecho con un eje Z apuntado hacia abajo, el eje X apunta en la dirección del avance de la fuente para el caso 2D, en caso 3D, el eje tendrá que ser dado de acuerdo a una dirección definida, un ángulo positivo (mirando hacia abajo al geófono), deberá estar en dirección contraria a las manecillas del reloj del eje X al eje Y. Figura 2.3.14.

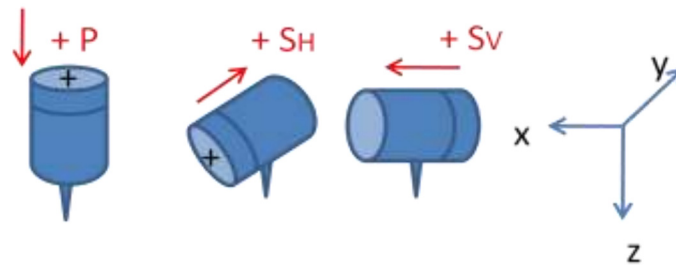


Figura 2.3.14 Convención de polaridad para los receptores (Modificada de Garotta, 2002)

La separación de los modos de onda en la adquisición es llevada gracias a la polarización de la onda. Debido a la velocidad baja del material cerca de la superficie, la dirección del rayo se acerca mucho a la vertical cuando se acerca al receptor, lo que simplifica aun más la separación de las ondas. Por lo que el modo compresional, tiene un movimiento de partícula en la dirección del rayo, por eso es registrado por un receptor vertical; las componentes transversales tiene un polaridad horizontal por ello son registrados por receptores horizontales.

Si la capa de intemperización (baja velocidad) no existirá, e.g. afloramientos de rocas duras, la suposición del arribo casi-vertical debe de ser considerada. Hay una terminología apropiada para dos casos simplificados usados en la geofísica

1. Ambientes VTI (isotrópicos transversalmente verticales), con anisotropía débil. Tabla 2-6
2. Otros casos, suponiendo también anisotropía débil (caso ortorrómbico). Tabla 2-7.

Tabla 2-6. Coordenadas de adquisición y modos de onda

R \	F	V	R	T
V	PP	Sv P		
R	PSv	Sv Sv		
T			Sh Sh	

Tabla 2-7 Modos de recepción de onda (ortorrómbico-anisotropía débil)

R \	F	V	R	T
V	qP	qP _(1,2)	qP _(1,2)	
R	qS ₁ , qS ₂	qS ₁ , qS ₂	qS ₁ , qS ₂	
T	qS ₁ , qS ₂	qS ₁ , qS ₂	qS ₁ , qS ₂	

En la tabla 2.7, se observan los modos de propagación, los modos con mayor energía son los que llegan a los receptores, una onda cuasi compresional (qP) y dos cuasi transversales (qS) (Garotta, 2002).

2.3.3 Procesamiento

La secuencia de procesamiento de ondas transversales puras es básicamente similar a la secuencia de procesamiento de modo P convencional, siempre y cuando la birrefringencia (separación de la onda S rápida y lenta) pueda ser ignorada. Una secuencia de procesamiento de modo convertido implica el diseño de una buena geometría que permitirá una adquisición correcta de los datos, de preferencia se debe de considerar información adicional de las velocidades de las ondas S y sus relaciones con la onda P de los registros de onda completa y VSP, ya que también son parte fundamental para un procesamiento adecuado.

2.3.3.1 Procesamiento de modo transversal puro en ambientes VTI

El procesamiento de modo transversal puro en ambientes isotrópicos transversalmente verticales (VTI) es semejante a la onda P, siendo una de las principales diferencias las correcciones estáticas

Los métodos empleados para determinar las correcciones estáticas de modo P pueden ser usadas en el dominio de onda transversal:

-
-
- Las correcciones estáticas con fuentes sucesivas a profundidades variables en un pozo, son obtenidas utilizando receptores horizontales y posiblemente fuentes polarizadas horizontalmente.
 - Las correcciones estáticas por refracción son obtenidas de manera similar en tendidos cortos de receptores horizontales, preferiblemente de fuentes polarizadas horizontalmente
 - Las correcciones estáticas traza a traza son interpoladas entre puntos de calibración seleccionando reflexiones y empleando redundancia de cobertura múltiple.

Las estáticas transversales tienen variaciones mayores que las compresionales a una distancia, debido al alto grado de variabilidad e la velocidad transversal del medio no homogéneo cercano a la superficie

2.3.3.2 Procesamiento de modo PS

El procesamiento de las ondas convertidas como en las convencionales es importante saber cuál es el objetivo: mantener las amplitudes para estudios de AVO, atributos o si es simplemente para obtener una imagen sísmica. Dependiendo de estos factores es el flujo de procesamiento que se aplicará. En el caso de las ondas convertidas también se debe de tener en cuenta si se quiere hacer un análisis de anisotropía y fracturamiento, con lo que se requerirá realizar diferentes correcciones ya sea por geometría, estáticas, velocidades, binning, entre otras cosas hasta que se obtenga, de acuerdo a la experiencia de la compañía y del personal que realiza el procesamiento, la información requerida para el cumplimiento de los objetivos. El flujo propuesto en la tesis, considera un flujo básico¹⁴ y que ha sido utilizado para obtener secciones sísmicas de imagen con posibilidad de hacer un estudio de análisis de anisotropía, considerado migración después de apilar y antes de apilar y el procesamiento común para ambas opciones, figura 2.3.15 y 2.3.16.

¹⁴ Con la ayuda de las pláticas y asesorías de MC Tatiana Kerdan (IMP), MC Guillermo Pardo (COMESA) y Norbert Van de Coevering (CGG).

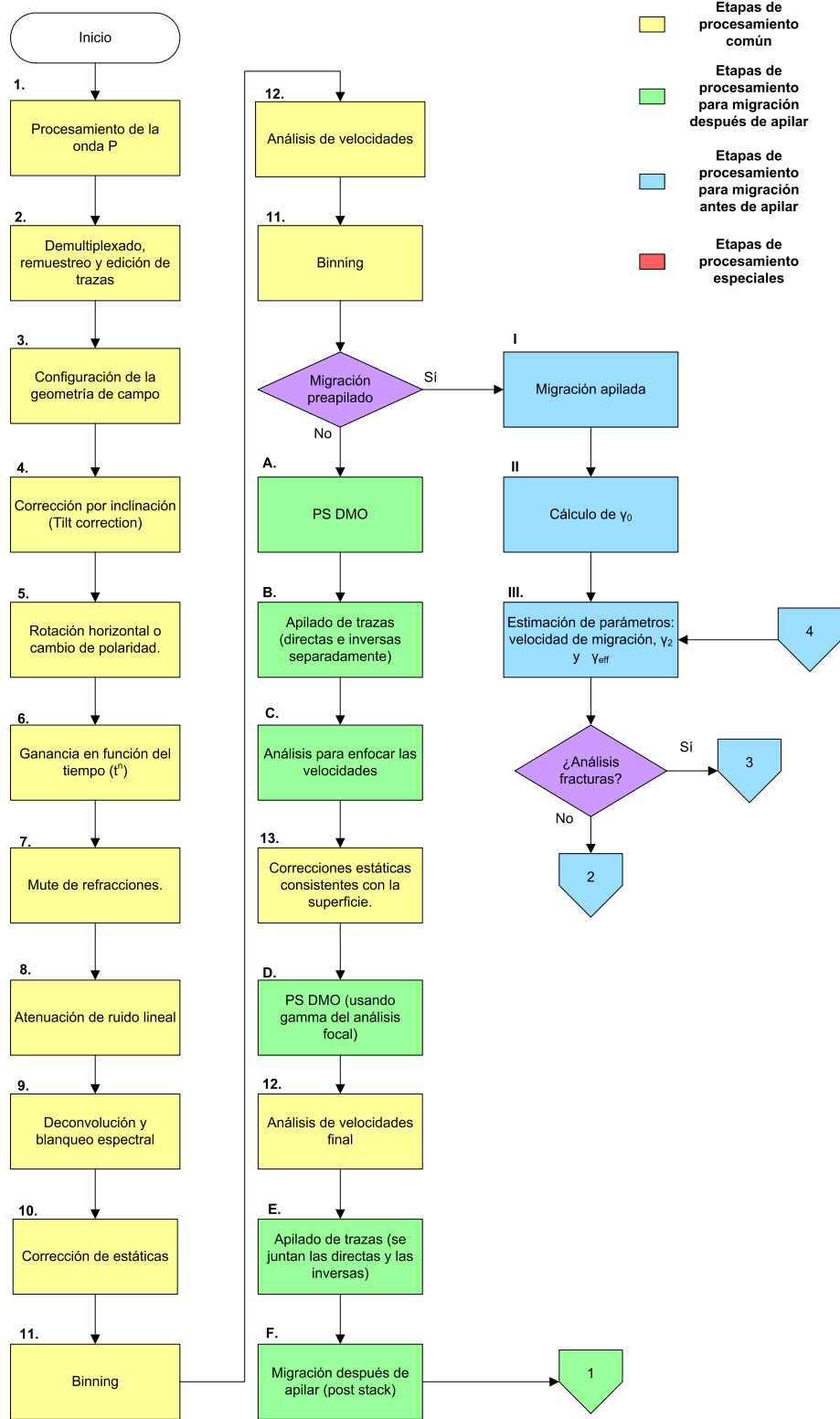


Figura 2.3.15 Flujo para el procesamiento de la onda PS.

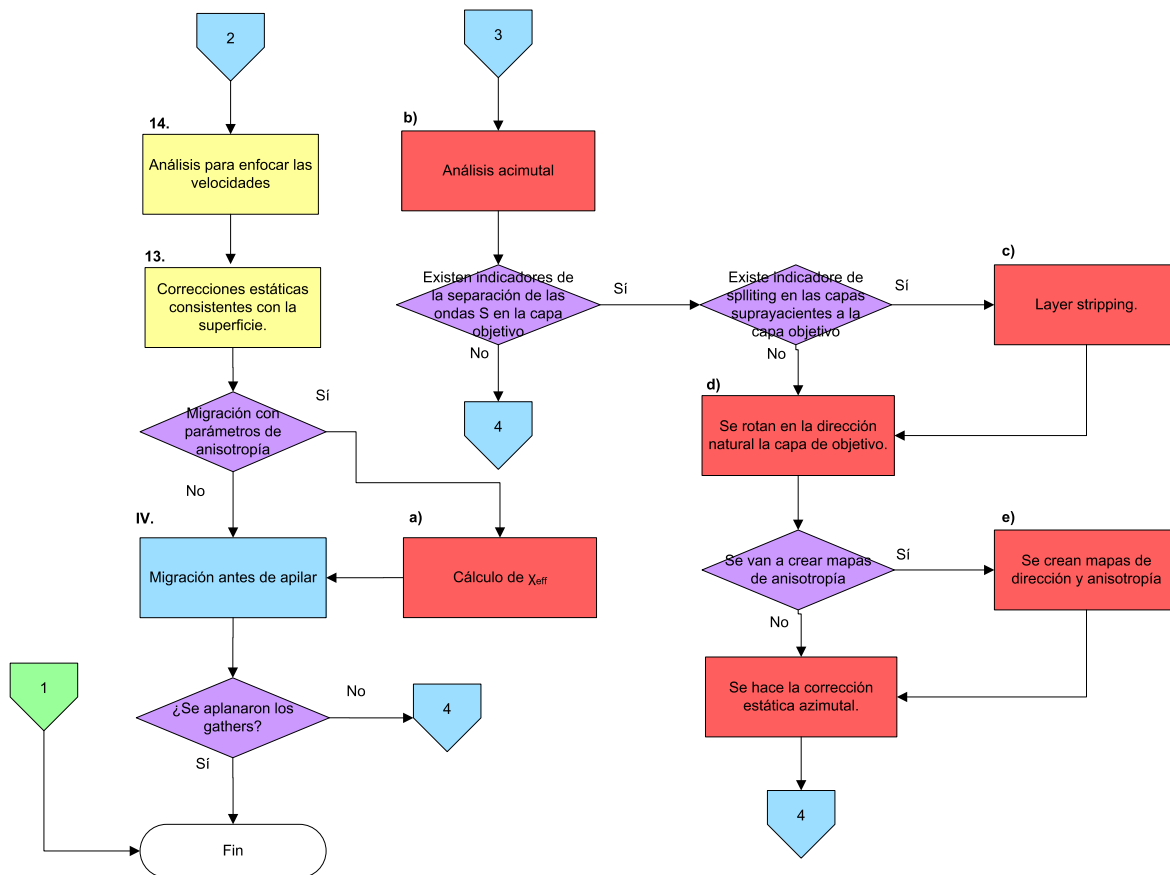


Figura 2.3.16 Continuación del flujo de procesamiento de la onda PS.

Etapas de procesamiento común

1. **Procesamiento de onda P.** El primer paso del procesamiento con multicomponentes debe de ser el procesamiento de los datos convencionales de la onda P. Una vez procesadas las ondas P pueden ser de gran utilidad para calcular los parámetros de atenuación de ruido, correcciones estáticas y deconvolución.
2. **Demultiplexado, remuestreo y edición de trazas.** En este paso se cambia del formato de grabación al formato de las trazas. El remuestreo pasa de ser de 2ms a 4ms después de haber aplicado un filtro antialiasing. Se quitan todas las trazas que salen ruidosas o sin información.
3. **Configuración de la geometría de campo.** Este es uno de los pasos fundamentales para el procesamiento de los datos, ya que de esta configuración depende la obtención de

parámetros de inclinación y rotación de los geófonos, fidelidad vectorial que asegure la dirección de las componentes horizontales y establecer los offsets requeridos para la obtención del CCP, este tipo de correcciones son esenciales para lograr una buena señal de las ondas convertidas

4. **Corrección por inclinación o Tilt.** También conocida como VOR u orientación vertical. Ésta se realiza debido a que por diversas circunstancias el geófono no se clava verticalmente, figura 2.3.17 a), y al aplicarla, considerando que el frente de onda llega casi paralelo a la superficie debido a las bajas velocidades de la capa intemperizada, la energía de la onda de cizalla queda sólo en las componentes horizontales y por ende la energía de la onda compresional en la componente vertical.

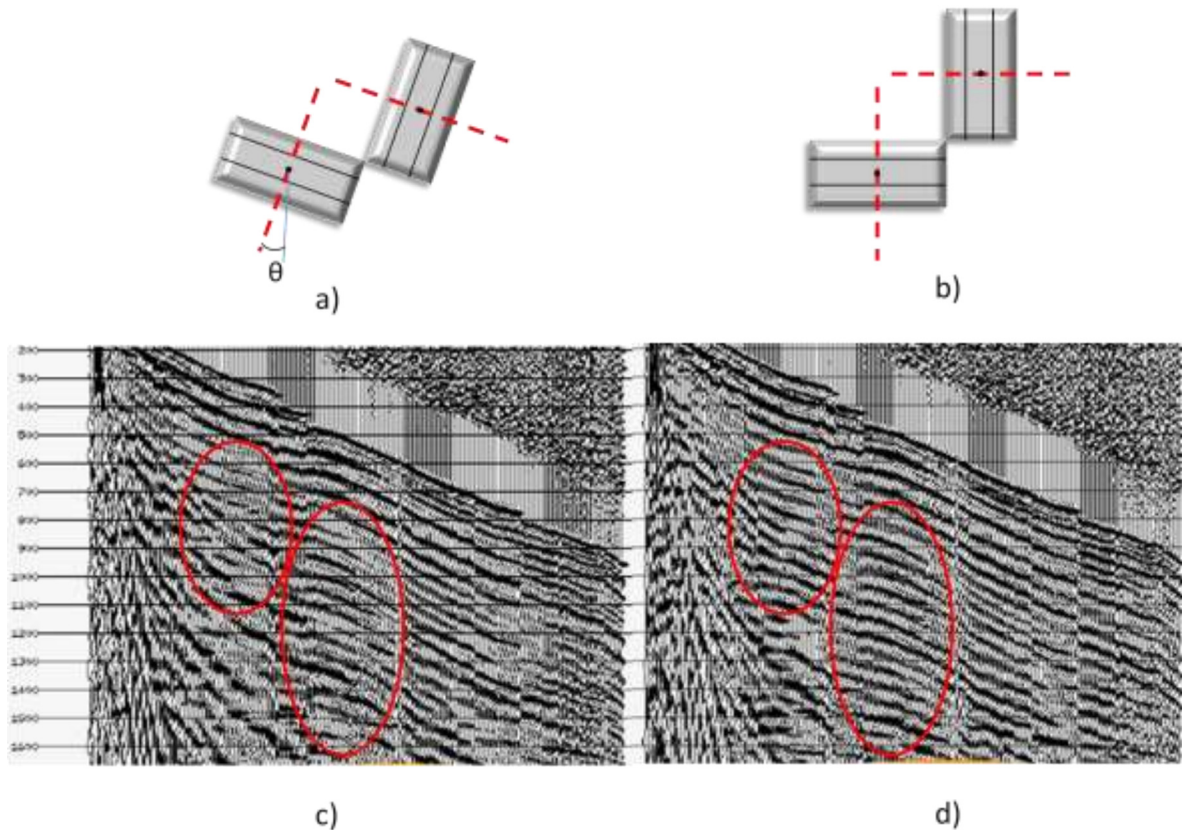


Figura 2.3.17 En la parte superior se encuentran los ejes de los geófonos a) los ejes de la medición de la señal tienen una inclinación θ con respecto a la vertical, b) los ejes una vez corregidos por inclinación. En la parte inferior son los gathers de tiro común c) antes de la corrección, con una inclinación de $\theta = 25^\circ$ y d) después de la corrección. Se puede apreciar una mejora en la continuidad de los horizontes en el inciso d, especialmente en los óvalos rojos.

5. **Rotación horizontal o cambio de polaridad.** Esta corrección también conocida como orientación horizontal o HOR, se realiza con objetivo de alinear uno de los geófonos horizontales en el mismo acimut entre la fuente y receptor con la finalidad de aislar la energía de la onda convertida en la componente radial. Para cada orientación horizontal, el signo de los datos cambia dependiendo de la dirección de la fuente con respecto al receptor. Para datos 2D, invertir la polaridad para desplazamientos negativos resuelve el problema; primero se realiza una corrección a offset cero por medio de LMO (lineal moveout) a través del picado en tiempo de los primeros arribos y después se aplica el cambio en polaridad para mantener la consistencia de la onda PP en ambos sentidos, figura 2.3.18.

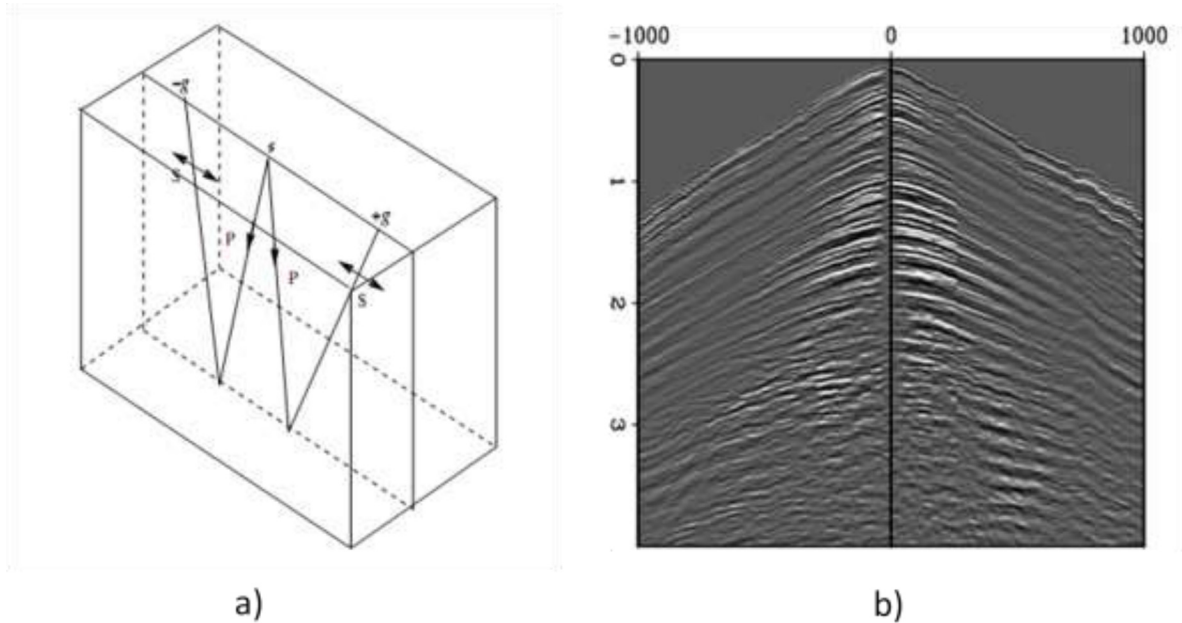


Figura 2.3.18 a) Inversión de polaridad en los datos de onda convertida. +g y -g corresponden a la polaridad positiva y negativa en el gather de tiro común. b) PS gather de tiro común, se aprecian el cambio de polaridad en las mitades izquierda y derecha. (Rosales 2006).

Para datos 3D esta operación se lleva a cabo por la rotación de un sistema coordenadas de adquisición x, y a un sistema coordenadas radial y transversal, figura 2.3.19. La ecuación que permite la rotación de un sistema a otro está representada por la siguiente matriz:

2.3.34

$$\begin{pmatrix} Z \\ R \\ T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos(\varphi) & \text{sen}(\varphi) \\ 0 & -\text{sen}(\varphi) & \cos(\varphi) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Z \\ Y \\ X \end{pmatrix} \quad 2.3.32$$

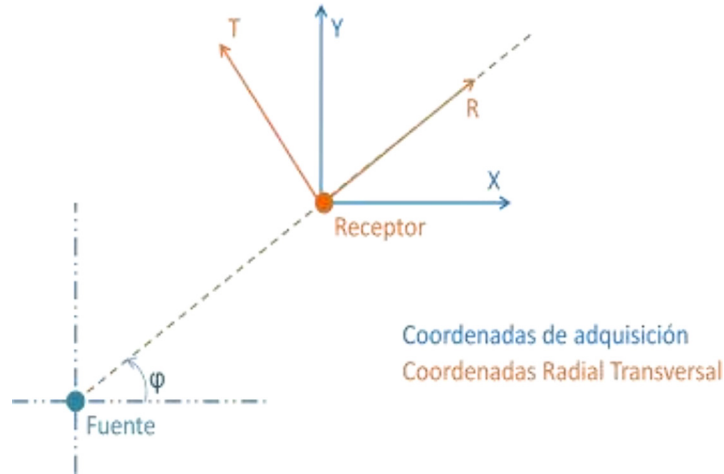


Figura 2.3.19. Coordenadas de adquisición (línea azul continua) y coordenadas radial-transversales (línea naranja continua).

El ángulo φ o back-acimut, también puede ser calculado teóricamente, en coordenadas cartesianas:

$$\varphi = \arctan\left(\frac{y_s - y_g}{x_s - x_g}\right) \quad 2.3.33$$

Donde las coordenadas de la fuente son $(x_s - y_s)$ y las del receptor es $(x_g - y_g)$. En coordenadas esféricas se expresa en:

$$\varphi = \arctan\left(\frac{\sin(x_s - x_g) \cos(y_s)}{\cos(y_g) \sin(y_s) - \sin(y_g) \cos(y_s) \cos(x_s - x_g)}\right) \quad 2.3.34$$

Donde $(x_s - y_s)$ representa la longitud y latitud de la fuente y $(x_g - y_g)$ la longitud y la latitud del receptor. (Maercklin, 2010).

El factor de calidad que se hace en este paso es hacer un scan de la primera rotándolo cada 10° , conociendo cómo se comportan las amplitudes dependiendo del ángulo de arribo se puede estimar φ . Esto es importante ya que si llegara a haber alguna discrepancia con los ángulos grabados se puede corregir y obtener una buena señal para seguir procesando.

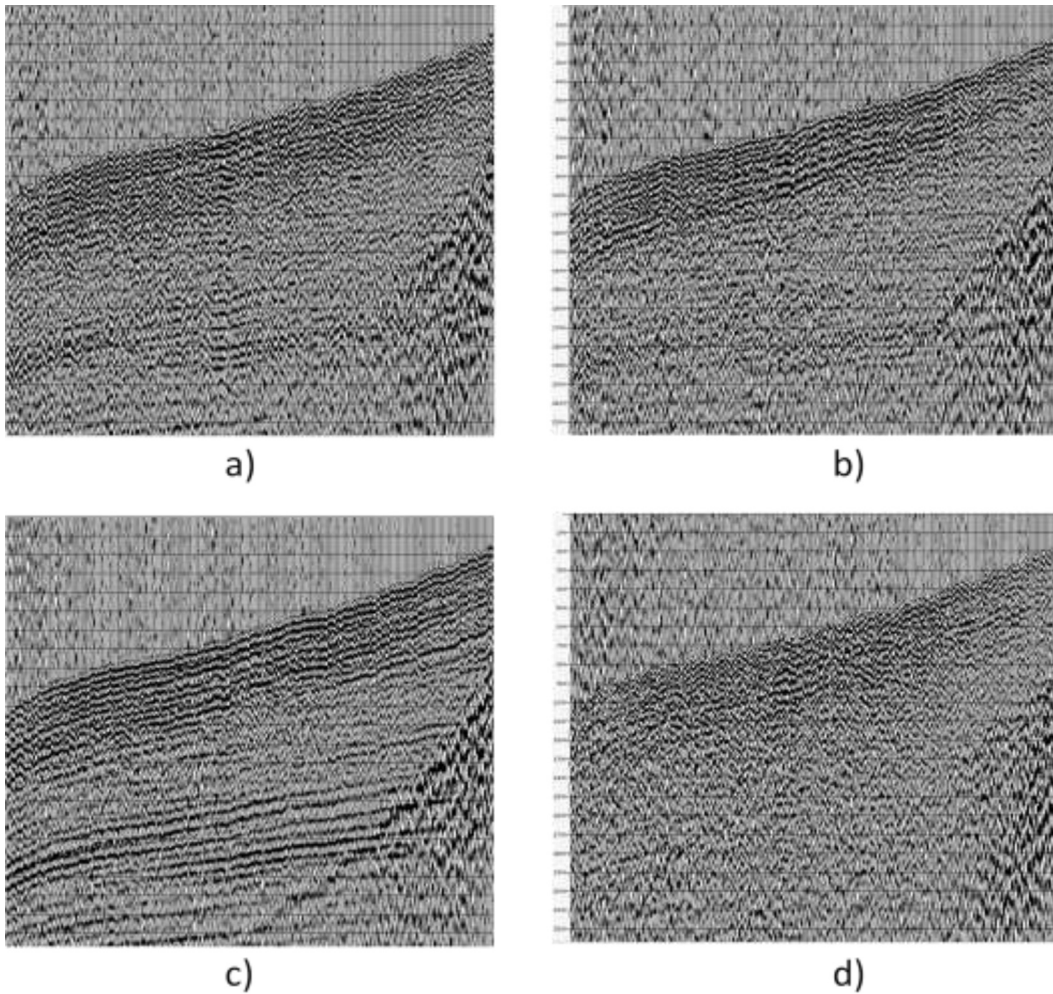


Figura 2.3.20 Secciones con un apilado bruto. a) en dirección X, b) en dirección Y c) en dirección radial y d) en dirección transversal. Se nota que la energía coherente de la sección b) al hacer la corrección por rotación pasa a la sección radial, c).

6. **Ganancia en función del tiempo.** En este proceso se multiplican las amplitudes en un determinado tiempo, t , por ese mismo valor de tiempo elevado a un número, t^n , donde n puede variar entre 1.8 y 2.4 con el propósito de realizar la corrección por divergencia esférica. La ventaja de utilizar esta ganancia es que se puede aplicar y remover sin afectar las amplitudes reales, lo que ayuda a mantener las amplitudes reales para estudios de AVO.
7. **Mute de refracciones.** Se aplica para eliminar llegadas de las ondas directas y refracciones principalmente. En esta etapa en el procesamiento de onda PP, se eliminan ángulos de offsets largos con la finalidad de evitar el estiramiento de las trazas lejanas (NMO

stretching), sin embargo en el procesamiento PS el cual considera la corrección por NMO no hiperbólico y análisis de anisotropía es importante mantener los offsets largos (Mancini et al, 2005).

8. **Atenuación de ruido.** Los ruidos se pueden clasificar en ruidos sísmicos y ruidos inducidos por la sísmica. Los primeros pueden ser ruidos aleatorios, picos, ruido cultural como plataformas, tuberías, vientos muy fuertes en la superficie, entre otros. Los segundos pueden estar relacionados con las ondas superficiales (ground roll, scholte), ruido debido al aliasing y a energía de la onda P. Para poder eliminar cada uno de esto es indispensable conocer cómo se comporta cada uno de ellos. Generalmente se usa un filtro F-K, este tipo de filtro es útil para eliminar el ruido coherente que presenta una tendencia lineal. Se le conoce también como filtro de velocidad ya que en el espacio en que opera (número de onda, frecuencia), se discriminan los distintos eventos por estar alineados según rectas cuyas pendientes definen las distintas velocidades. De esta forma los eventos lineales de baja velocidad (ground roll) se hallan con ángulos menores respondiendo a las bajas velocidades, mientras que las reflexiones, se localizan en sectores angulares mayores. Sin embargo, se pueden usar otros filtros como τ -p, filtros media, por medio de modelos o se adapta el ruido por medio de otras componentes.

En dado caso que no se quiera modificar algunas frecuencias o amplitudes, se puede pasar al dominio del filtro (F-K, τ -p, media, modelo, etc) toda la señal, se deja el ruido lineal el cual se vuelve a pasar el dominio de offset-tiempo y de la señal original se le resta el ruido¹⁵. En el campo Borburata, Venezuela, se aplicó la supresión de ground roll por medio del filtro media, siguiendo el siguiente procedimiento. 1) Diseño y aplicación de mute interno y externo que contenía ruido del ground roll. 2) Aplanar el ground roll por medio de LMO a una velocidad determinada, ayudando a que eliminar el aliasing del ground roll. 3) Extraer la señal coherente a lo largo de una dirección dominante de echado. 4) Sustraer el modelado del ruido coherente de los datos.

¹⁵ Pláticas con MC Guillermo Pardo Castro

9. **Deconvolución y blanqueo espectral (spectral whitening).** La deconvolución tiene varios objetivos como son: comprimir la ondícula, pasar la señal a fase cero y eliminar los múltiples de periodo corto, lo cual incrementa la resolución temporal. En el caso de tener datos de VSP es conveniente utilizar los operadores calculados en el procesamiento de las ondas ascendentes y descendentes para mejorar la imagen sísmica. La deconvolución generalmente se aplica antes del apilado en el dominio del tiro o en el CCP, sin embargo, también se usa después del apilado y consistente con la superficie. Opcionalmente se puede aplicar el procesamiento de blanqueo espectral para mejorar la resolución, o en su caso eliminar el ground roll al no considerar las frecuencias asociadas a éste (12 a 16 Hz). En algunos casos se usa la deconvolución consistente con la superficie; para esto se asume que la forma de la ondícula depende solamente en la posición de la fuente y del receptor, y no de la trayectoria entre estos. Un modelo convolucional postulado para que sea consistente con la superficie es el siguiente:

$$x'_{ij}(t) = s_j(t) * h_l(t) * e_k(t) * g_i(t) + n(t)$$

Donde, x'_{ij} es el sismograma grabado, $s_j(t)$ es la componente asociada a la fuente en la posición j , $g_i(t)$ es la componente del receptor en la posición i , $h_l(t)$ es la componente asociada al offset, $e_k(t)$ es la respuesta al impulso de la Tierra y $n(t)$ el ruido (Yilmaz, 2001). Después se separan cada componente en su espectro de amplitud, se asume la fase mínima por lo que sólo el espectro de amplitud debe de ser considerada para la separación de las componentes ya que la fase no intervendrá en ésta con la suposición de fase mínima. Para separar los espectros de amplitud de cada componente se utiliza la minimización del error por mínimos cuadrados. Para cada frecuencia de cada traza, en cada CCP gather. Como producto de la obtención de la descomposición espectral consistente con la superficie, las amplitudes de las trazas se pueden corregir de una manera consistente con la superficie.

Cabe mencionar que al tener el impulso en la posición $k = \frac{i+j}{1+\frac{v_s}{v_p}}$, la deconvolución consistente con la superficie se debe aplicar cuando se tengan una aproximación muy

cercana a los valores reales de V_p y V_s (por medio de VSP, registros de onda completa, estudios 2D/3C realizados con anterioridad) o a profundidades donde la relación V_p/V_s se vuelva estable.

Este blanqueo espectral se lleva a cabo por medio de filtros pasabandas, una vez que se tienen estos filtros se calcula su envolvente y la inversa de su envolvente se multiplica por la señal, se suman las frecuencias. Este blanqueo ayuda a aplanar y hacer más continuo el espectro de amplitudes, elemento principal para efectuar el proceso de inversión de sísmica, sin embargo este tipo de procesamiento no se aplica cuando implican mantener las amplitudes verdaderas (Yilmaz, 2001).

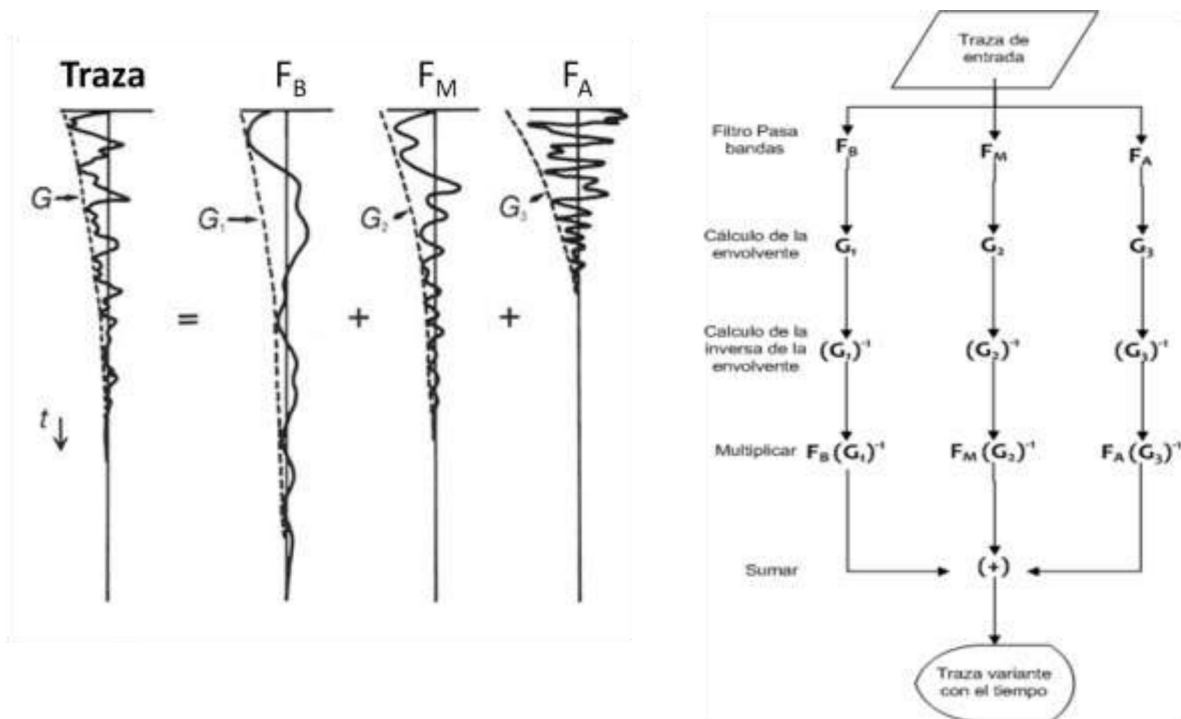


Figura 2.3.21 Proceso para aplicar blanqueo espectral. (Modificada de Yilmaz, 2001).

10. Correcciones estáticas. Hay diferentes métodos para hacer las correcciones estáticas. En la onda convencional P se resuelve con análisis de las primeras llegadas (refracción), después las correcciones se calculan reemplazando las capas superficiales a un plano de referencia específico (datum). Una práctica común para estimar la estática de la onda S es multiplicar las correcciones estáticas de la onda P por un factor de 2 hasta 10 veces generalmente de 2

a 4, basado en la relación de las velocidades P y S de los sedimentos de la superficie. Sin embargo, estos cambios pueden tener diferentes relaciones (Lawton, 1989). Otra de las formas para calcular las correcciones estáticas es por medio de la refracción de la onda S y luego usar una rutina de inversión para crear un modelo de las velocidades y espesores de las capas superficiales. Generalmente los primeros arribos de la onda S se ven opacado con los arribos de la onda P por lo que se pueden usar otros métodos como son:

- Correlación entre un horizonte de la onda PP con la sección PS y los tiempos en donde se tenga la mayor correlación definirá las estáticas.
- Correlación de una sección PS suavizada con la sección PS, al igual que el método anterior se correlacionan y el mayor valor de correlación definirá la corrección estática¹⁶.

Estos procesos se pueden hacer iterativamente, hasta que se tengan los datos deseados. Otra forma, es usar los datos de las ondas superficiales ya que proveen datos de la superficie somera (aprox 100m). Estos datos se utilizan cuando se tienen buenos datos de la onda superficial, en otro caso sería muy difícil usarlas. En el campo Coronation, Canadá, se usó la velocidad de grupo de la onda Rayleigh para mapear la estructura de la superficie, realizar una inversión de los mapas de la velocidad de grupo para estimar un modelo de velocidades de onda S y refinar las estáticas de la onda S anteriormente obtenidas (Haney & Douma, 2010).

- 11. Binning.** Con los datos que se obtienen del VSP o registros sísmicos multicomponentes se calcula la relación V_p/V_s para definir el binning preliminar con el que se realizará el análisis de las velocidades. La relación V_p/V_s es variable con el tiempo estabilizándose a mayores tiempos o profundidades debido principalmente a la compactación de los sedimentos, figura 2.3.22.

¹⁶ Se hace en un stack el dominio de receptores comunes, Plática de Pete Stewart (ION).

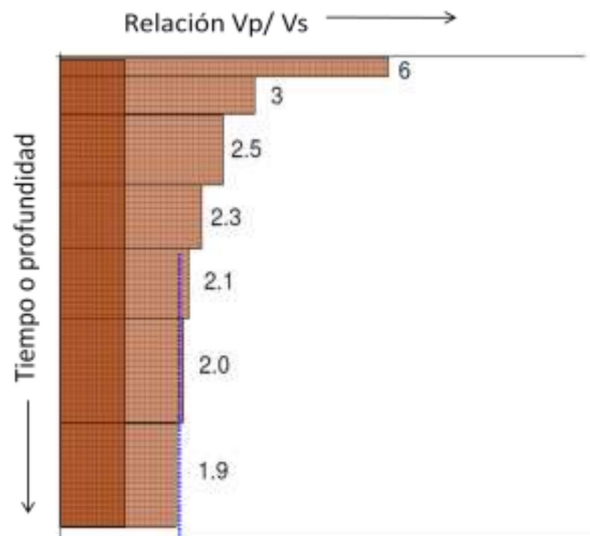


Figura 2.3.22 La relación V_p/V_s va disminuyendo con forme aumenta el tiempo o la profundidad. En ocasiones esta relación en las capas someras puede llegar hasta 10.

Dado que las ondas convertidas no presentan una simetría en su trayecto, el binning es variable con la profundidad de acuerdo al punto de conversión común (CCP) para una misma fuente y receptor. El CCP tiende a estar más cerca del receptor, además es dependiente de las velocidades, conforme la relación V_p/V_s es mayor el CCP se acerca más al receptor. En ocasiones se considera el punto de conversión asintótica (ACP), esta suposición puede ser muy acertada cuando la distancia entre fuente y receptor están muy cerca, figura 2.3.23.

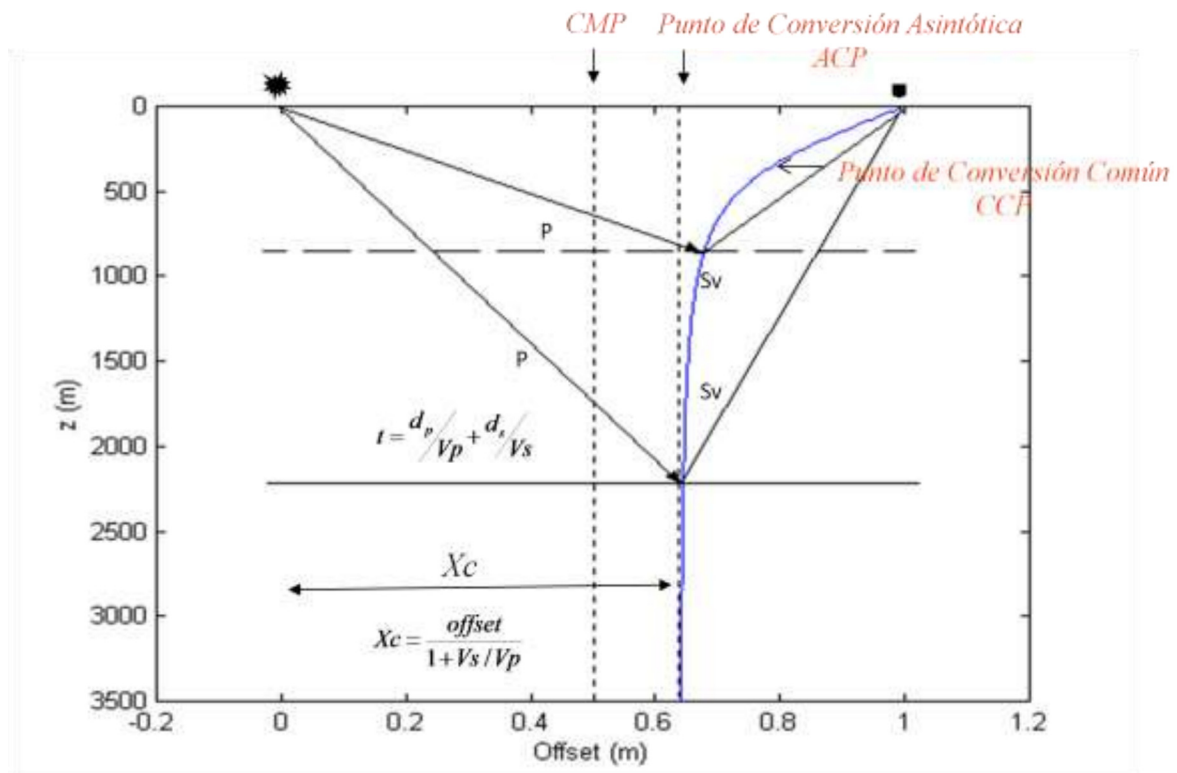


Figura 2.3.23 Esquema de Punto de Conversión Asintótica (ACP), la curva de Punto de Conversión Común (CCP). La curva CCP tiende a un mismo valor a mayor profundidad¹⁷.

En caso de que no se tengan datos preliminares para conocer la relación V_p/V_s , conocido como gamma, en el área de estudio, se emplea un valor de gamma constante, generalmente entre 1 y 3. Sin embargo, siempre es recomendable usar datos de VSP, registros sísmicos dipolares, datos obtenidos con líneas 2D o velocidades calculadas anteriormente.

12. **Análisis de velocidades.** El análisis de las velocidades para calcular γ (V_p/V_s) se realiza similar al análisis convencional de la onda PP. Primero se varían las velocidades en el dominio del CCP hasta que las trazas se alineen a una velocidad específica y se determina la coherencia entre las trazas para cada una de las velocidades analizadas, significando a mayor coherencia la velocidad que representa el mejor alineamiento de las trazas. Por lo que las velocidades se pueden seleccionar en una gráfica velocidad-tiempo.

¹⁷ MC Tatiana Kerdan Kurdaliova

El control de calidad de la selección de las velocidades se lleva a cabo observando en el dominio del CCP el aplanado de los horizontes para diferentes velocidades de análisis, manteniendo presente que las velocidades de las ondas convertidas deben de ser menores a las velocidades de las ondas P, figura 2.3.24.

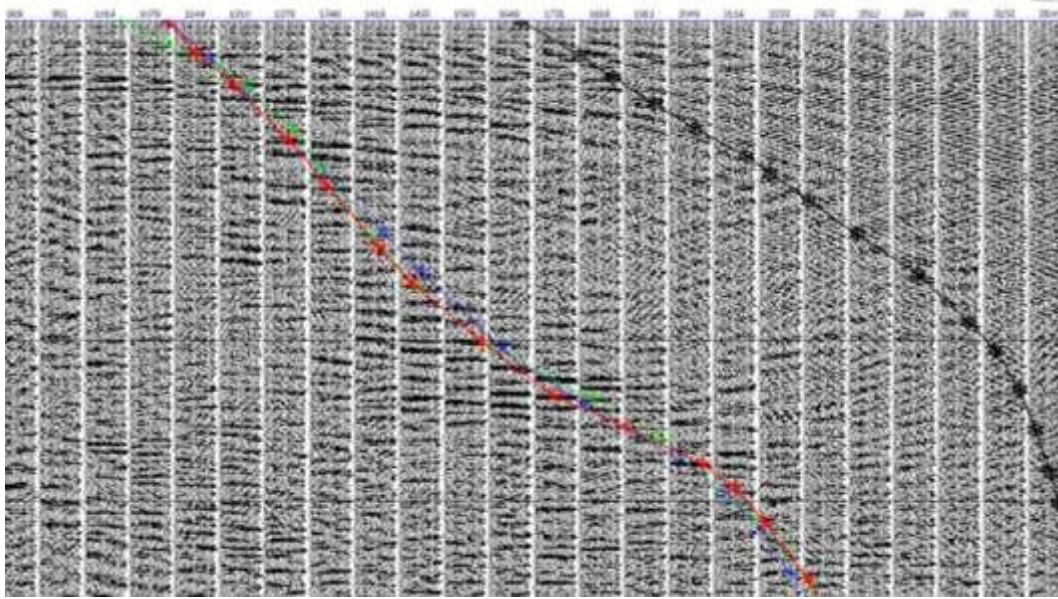


Figura 2.3.24 Picado de velocidades la línea negra es la velocidad de la onda PP, mientras que la roja es la curva del picado de velocidades de la onda PS. Se puede observar que las velocidades PS es menor que las velocidades PP.

Es importante mencionar que en el dominio CCP, el NMO o corrección por sobre tiempo normal no presenta un comportamiento hiperbólico debido a su trayectoria, por consiguiente para estimar su velocidad se tiene que considerar un término cuadrático no hiperbólico, figura 2.3.25.

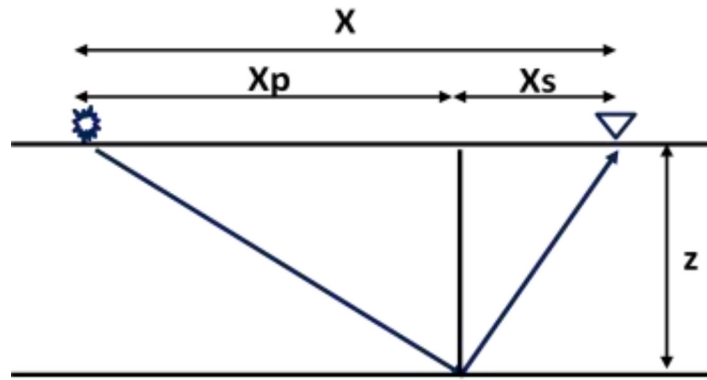


Figura 2.3.25 Esquema de la trayectoria de una onda PS.

De su trayectoria, el tiempo doble de reflexión PS de la fuente al punto de conversión al receptor es:

$$t = \frac{1}{\alpha} \sqrt{x_p^2 + z^2} + \frac{1}{\beta} \sqrt{(x - x_p)^2 + z^2} \quad 2.3.35$$

Donde:

α es la velocidad de la onda compresional, P.

β es la velocidad de la onda de cizalla, S.

x es la distancia de la fuente al receptor, offset.

x_p es la distancia en la superficie de la fuente al punto de conversión.

z es el espesor de la capa.

Haciendo $x=x_p=0$ en la ecuación anterior para obtener el tiempo doble con offset cero

$$t_0 = \left(\frac{1}{\alpha} + \frac{1}{\beta} \right) z \quad 2.3.36$$

Sustituyendo la ecuación anterior en la 2.3.35 se tiene:

$$t = \frac{1}{\alpha} \sqrt{x_p^2 + \frac{\alpha^2}{(\gamma + 1)^2} t_0^2} + \frac{\gamma}{\alpha} \sqrt{(x - x_p)^2 + \frac{\alpha^2}{(\gamma + 1)^2} t_0^2} \quad 2.3.37$$

Donde $\gamma = \alpha/\beta$.

La última ecuación describe el moveout de las onda PS en los gathers de CCP, a pesar de que se formuló para una sola capa con una velocidad constante, esta fórmula también se puede aplicar a un modelo de la tierra con capas horizontales.

Para hacer esta corrección se necesitaría el análisis de tres parámetros α , γ y x_p . En la práctica lo que se hace es un procedimiento iterativo.

- a) La velocidad PP, α , se estima del análisis de velocidad de la onda PP.
- b) Se estima un valor de γ , o se obtiene de los datos de VSP / registros de onda completa y se determina x_p con la siguiente fórmula:

$$x_p = \frac{\gamma}{1 + \gamma} x \quad 2.3.38$$

- c) Conociendo α y x_p se usa la ecuación con comportamiento no-hiperbólico 2.3.37 y se evalúa para diferentes γ en función de t_0 . La figura 2.3.26, muestra el espectro calculado a partir del Gather CCP de la figura 2.3.27 a).

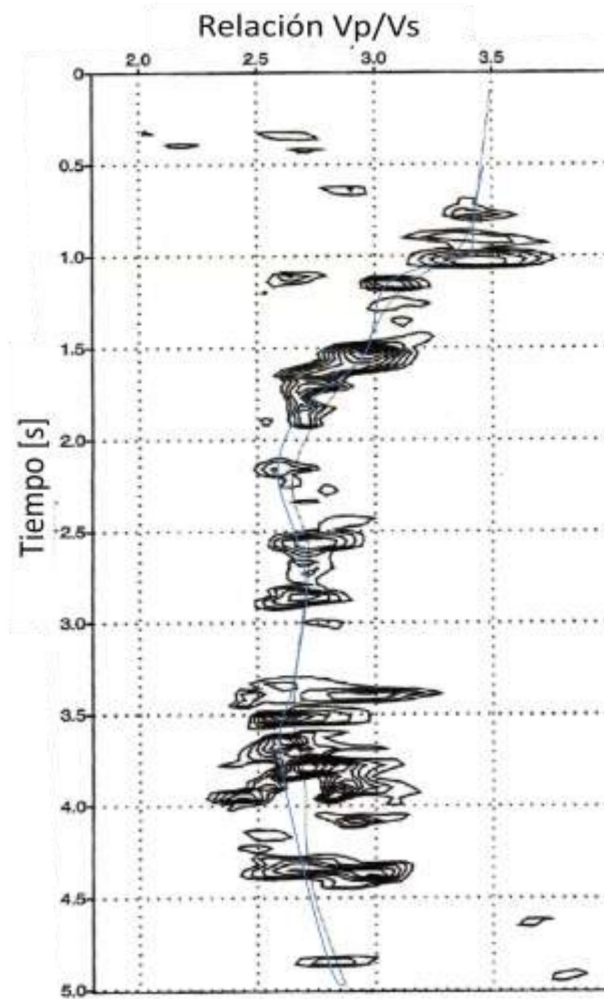


Figura 2.3.26 Análisis de un gather CCP para la estimación de la relación de las velocidades γ . (Modificada de Yilmaz, 2001)

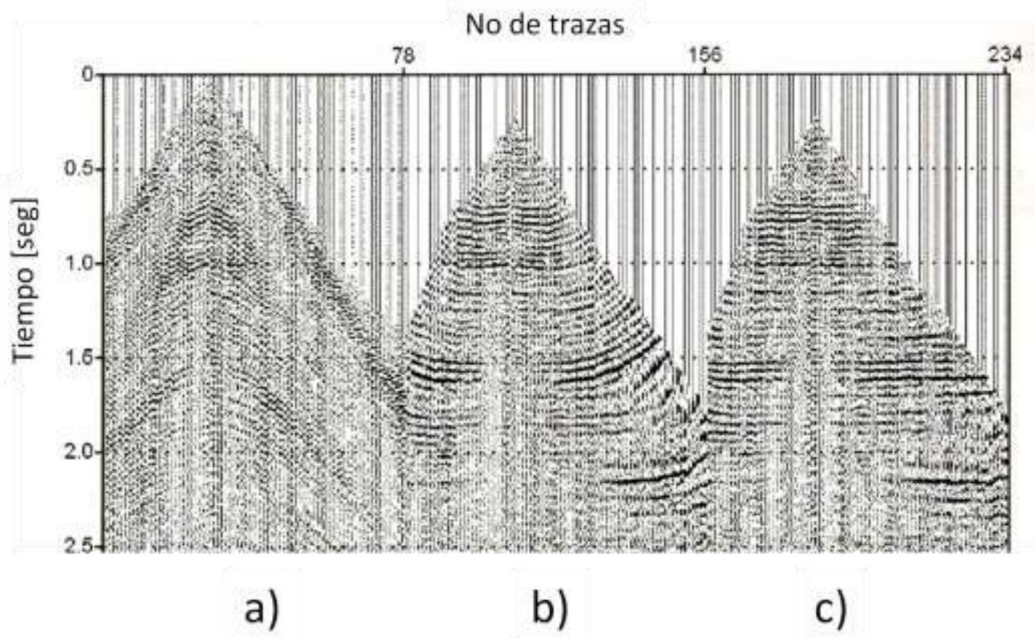


Figura 2.3.27 a) Un gather de punto de conversión común (CCP), b) gather corregido usando NMO con comportamiento hiperbólico, c) gather corregido usando NMO con un comportamiento no hiperbólico. Se puede notar la mejora con la corrección hiperbólica en el gather, el término no hiperbólico mejora los offsets lejanos aplanando los horizontes por arriba de 2.5 seg. (Modificado de Yilmaz, 2001)

- d) Se selecciona una función $\gamma(t_0)$ para cada CCP y se obtiene una sección $\gamma(x, t_0)$, figura 2.3.28.

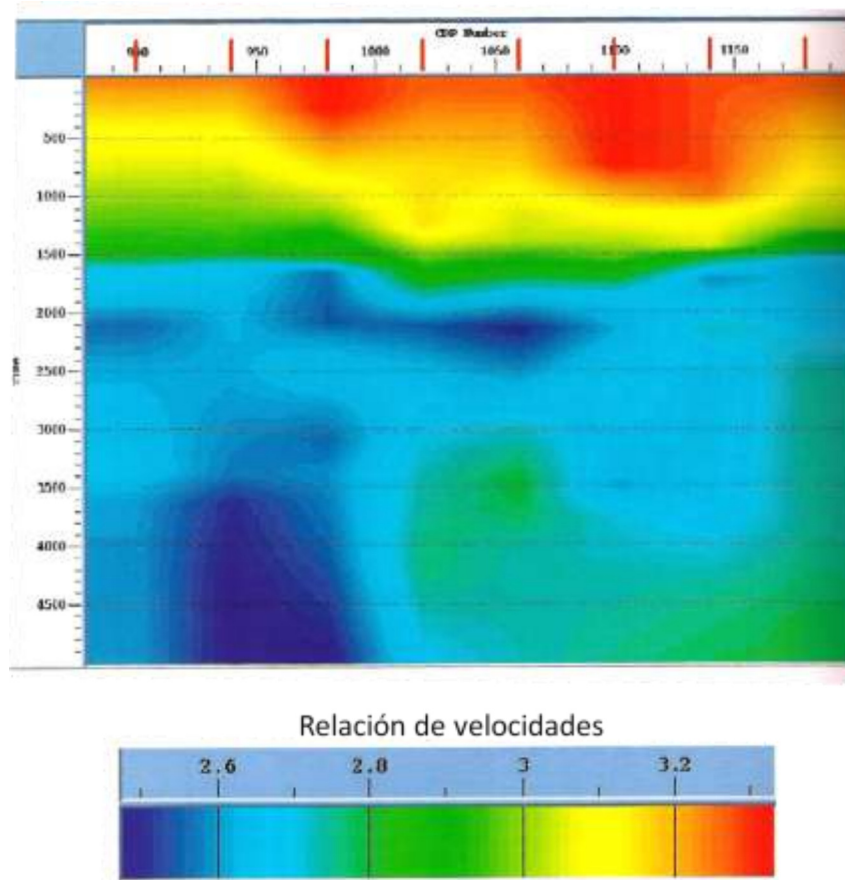


Figura 2.3.28 Sección de la relación Vp/Vs obtenida del análisis de velocidades. (Yilmaz, 2001)

- e) Se usa la sección anterior y la velocidad obtenida de la onda PP para actualizar el cálculo de $x_p(t_0)$, i.e. es CCP. De acuerdo con la siguiente fórmula:

$$x_p = \frac{\sqrt{\gamma^2 + (\gamma^2 - 1) \frac{x_p^2 (\gamma + 1)^2}{\alpha^2 t_0^2}}}{1 + \sqrt{\gamma^2 + (\gamma^2 - 1) \frac{x_p^2 (\gamma + 1)^2}{\alpha^2 t_0^2}}} x \quad 2.3.39$$

- f) Se sustituye x_p , la $\gamma(x, t_0)$ actualizada con la velocidad PP en la ecuación 2.3.37 para efectuar la corrección de sobretiempo normal no hiperbólica (NMO no hiperbólica) figura 2.3.27 c) y 2.3.29 b).

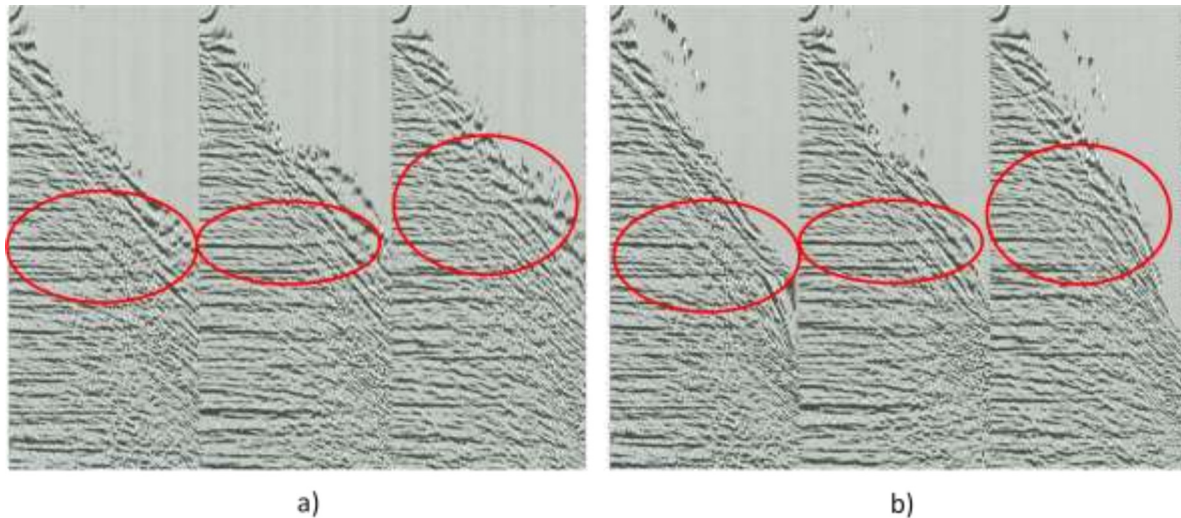
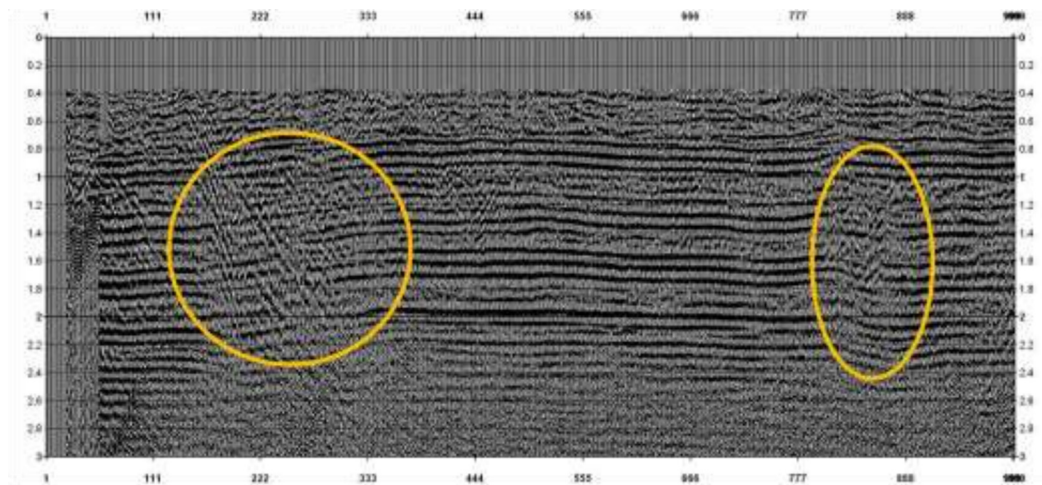
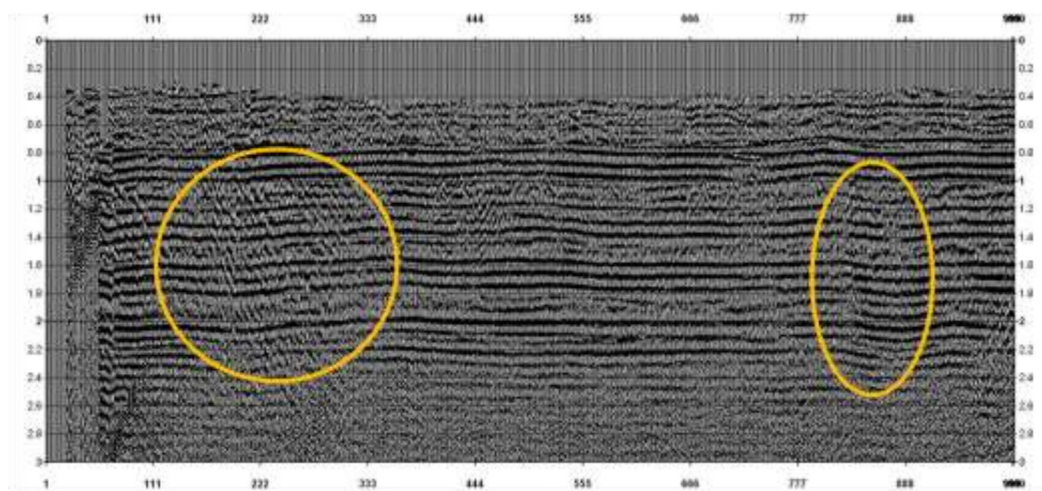


Figura 2.3.29 Gathers de CCP con a) corrección NMO hiperbólica y b) corrección NMO no hiperbólica. Los círculos rojos muestran en donde se puede notar la mejora de la corrección hiperbólica en cada una de las componentes, el término no hiperbólico tiende a mejorar los offsets lejanos aplanando los horizontes.

- 13. Correcciones estáticas fuente, receptor consistentes con la superficie.** Las variaciones laterales de las velocidades cercanas a la superficie y los cambios topográficos causan anomalías en el tiempo que pueden ser corregidas por cambios de tiempo consistentes con la superficie. Esta corrección está parcialmente resuelta, debido a que la corrección por la fuente es la misma que la onda PP, sólo quedaría hacer la corrección por el receptor. Estas correcciones se basan principalmente en considerar trazas piloto con una buena relación señal - ruido para realizar las cross -correlaciones en el dominio CCP y determinar las anomalías de los tiempos con respecto a las mismas y efectuar los desplazamientos de los tiempos asociados a cada ubicación de fuente y receptor y aplicarlas en un gather CCP con NMO corregido. En áreas con poca relación señal-ruido es necesario aplicarlo varias veces.



a)



b)

Figura 2.3.30 Apilado bruto a) sin correcciones residuales consistentes y b) con correcciones residuales. Se puede ver la mejora, especialmente en los círculos en amarillo, en la continuidad de los horizontes.

14. **Análisis para enfocar velocidades (campo gamma).** El análisis focal del campo gamma se lleva a cabo por medio de la cross-correlación entre las secciones (offset image) de fuentes y receptores asociadas al concepto de trazas inversas y trazas directas (Audebert, 1999). Si esta correlación no sale centrada a lo largo del tiempo, se tiene que hacer una corrección de distancia Δx para obtener el $\gamma_{correcto}$ considerando información de la gama anterior, figura 2.3.31.

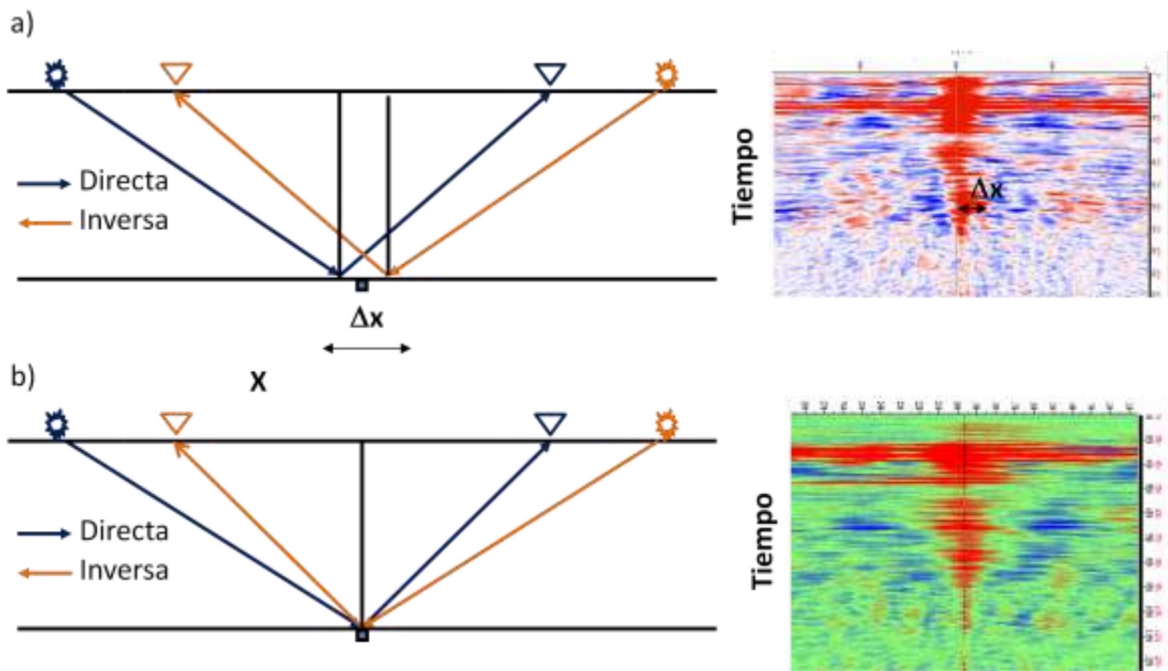


Figura 2.3.31 Esquemas del enfoque de la gamma. a) Hay un desenfoque debido a que la relación V_p/V_s no es la correcta, b) la relación V_p/V_s es la correcta y se refleja en la correlación entre las secciones inversas y directas.

La corrección se lleva a cabo con la siguiente fórmula:

$$\gamma_{correcto} = \left(\frac{V_p}{V_s}\right)_{correcto} = \frac{\frac{X}{1 + \left(\frac{V_s}{V_p}\right)_{anterior}} - \left(\frac{\Delta x}{2}\right)}{\frac{X}{1 + \left(\frac{V_s}{V_p}\right)_{anterior}} + \left(\frac{\Delta x}{2}\right)} \quad 2.3.40$$

En los estudios sísmicos de 3D la cross-correlación se realiza considerando los sectores opuestos de los acimuts comunes. Es recomendable que para la ecuación 2.3.40 que se correlacione positivo con negativo y no al contrario.

Etapas de procesamiento para migración después de apilar

- A. **PS-DMO.** Debido a que las capas no siempre son horizontales, sino que presentan ciertos echados, la corrección PS-DMO es aplicada para preservar los conflictos de los echados

con las diferentes velocidades aplicadas durante el apilamiento. La ecuación de la elipse en tiempo (sonrisa) del PS-DMO es:

$$\frac{t_0^2}{t_n^2} + \frac{y^2}{H^2} = 1 \quad 2.3.41$$

$$y = x + D, \quad 2.3.42$$

$$H = \frac{2\sqrt{\gamma}}{1+\gamma} h = ah, \quad 2.3.43$$

$$D = \left[1 + \frac{4\gamma h^2}{v_p^2 t_n^2 + 2\gamma(1-\gamma)h^2} \right] \frac{1-\gamma}{1+\gamma} h. \quad 2.3.44$$

Xu et al, 2001, y Rosales, 2006, hacen este operador en el dominio de frecuencia-número de onda log-stretch (Rosales, 2006).

La diferencia de la respuesta al impulso entre el PP-DMO y el PS-DMO radica en que las velocidades de las ondas PS son más lentas que las PP por lo que la curva de la respuesta al impulso es asimétrica y se desplaza lateralmente a donde se encuentra el CCP, figura 2.3.32.

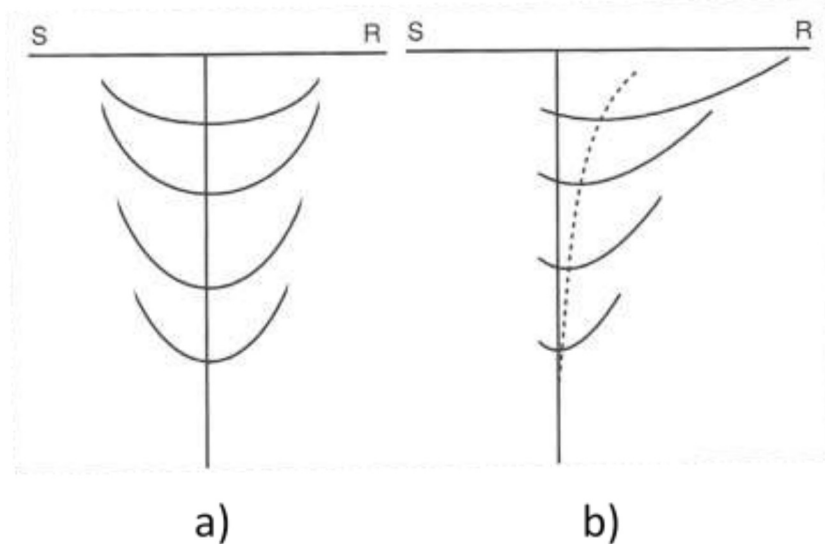


Figura 2.3.32 Respuesta al impulso de un operador DMO para a) datos PP y b) datos PS para una distancia entre una fuente S, y un receptor R. el eje vertical es el tiempo, el eje horizontal es el eje del punto medio y las línea punteada es la trayectoria del los puntos de conversión común CCP. (Yilmaz, 2001)

El flujo de esta etapa es la siguiente: corrección NMO, corrección DMO, inverso de la corrección NMO usando las velocidades en la primera corrección de NMO, un nuevo análisis de velocidades para al final hacer una corrección NMO usando las velocidades de apilamiento óptimas. (Yilmaz, 2001)

El PS-DMO no se recomienda usar en echados muy pronunciados ya que no da buenos resultados es preferible hacer una migración pre-apilado (Mancini, 2003).

- B. Apilado (Trazas directas e inversas se manejan separadas).** Una vez que se obtienen las velocidades y se realizan las correcciones correspondientes para alinear las trazas en el dominio de CCP, se apilan las trazas. Con la finalidad de mantener un control de calidad en la estimación de gamma se manejan por separado las trazas inversas.
- C. Análisis para enfocar velocidades (campo gamma).** El análisis del campo gamma se describe en el inciso 14 del procesamiento común.
- D. PS-DMO – Análisis de velocidades.** Después estimar el nuevo campo gamma y aplicar las correcciones residuales, se vuelve a hacer el PS-DMO y el análisis de velocidades final.
- E. Apilado (juntando trazas directas e inversas).** Una vez que se tienen las velocidades finales, se apilan las trazas inversas y directas.
- F. Migración después de apilar (post-stack).** Es un proceso que reubica los reflectores con echados a su posición correcta y colapsa las difracciones que se producen en una sección sísmica debido a un relieve brusco de algún reflector. El objetivo de la migración es obtener una sección sísmica apilada semejante a una sección geológica en tiempo y/o profundidad. La migración después de apilar se emplea con fines de calidad antes de una migración antes de apilar y para estimar el γ_0 para las etapas del procesamiento PS antes de apilar¹⁸.

Etapas de procesamiento de migración antes de apilar.

- I. Migración apilada.** El proceso de migración se realiza con datos preliminares o muy generales.

¹⁸ <http://upcommons.upc.edu/pfc/bitstream/2099.1/3404/9/41205-9.pdf>

II. Cálculo de gamma cero. El valor de γ_0 se obtiene correlacionando las interpretaciones de los horizontes sísmicos más representativos y de mejor imagen sísmica en cada una de las secciones migradas PP y PS. Una vez que se tienen correlacionados los horizontes sísmicos, se varían las velocidades de ondas P o ondas S hasta tener los mismos horizontes en tiempo doble en la sección sísmica PP o PS dependiendo de la velocidad seleccionada: como ejemplo si se varia la velocidad de la onda P los horizontes PP deben de ajustarse a los horizontes PS para obtener el gamma cero.

$$\gamma_0 = \frac{t_{c0} - t_{p0}}{t_{p0}} = \frac{t_{s0}}{t_{p0}} \quad 2.3.45$$

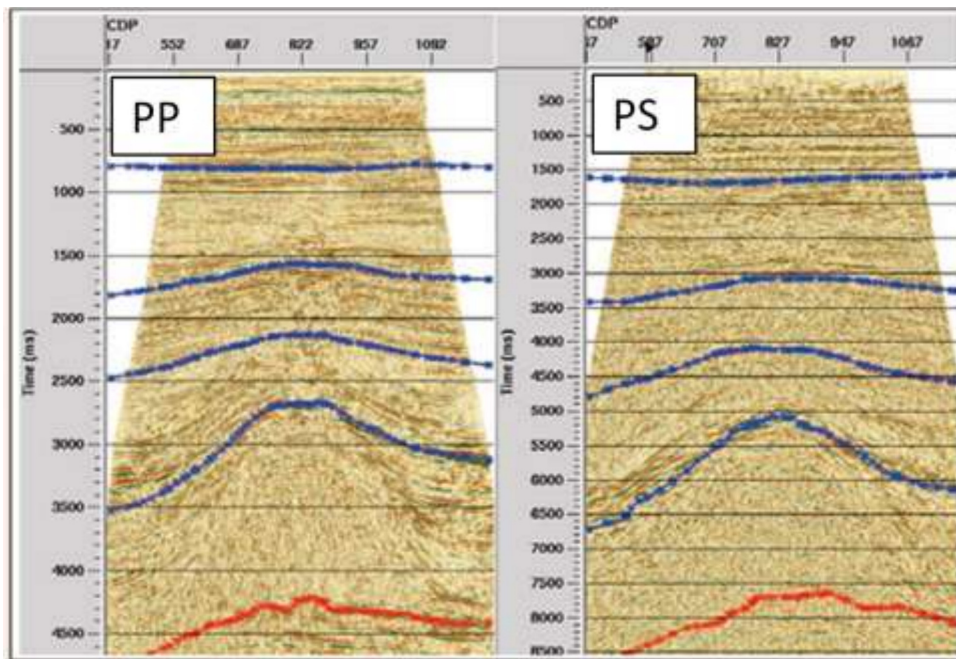


Figura 2.3.33 Correlación de eventos entre las secciones PP, lado izquierdo, y PS, lado derecho (Mancini, 2005).

III. Estimación de parámetros de velocidad de migración, gamma n y gamma efectiva. En esta etapa del procesamiento, el primer paso es estimar las velocidades PS considerando offsets cercanos ($x/z < 1$) e intermedios ($x/z < 1.5$) asumiendo un comportamiento hiperbólico para la corrección NMO, similar al análisis de velocidades de la onda PP, figura 2.3.34

primer panel, esta velocidad PS es considerada como la velocidad de migración (v_{mig}). El segundo paso es determinar el parámetro γ_n de la función obtenida en el inciso 12 del procesamiento común y teniendo en cuenta las velocidades de la onda PP. Este parámetro también es conocido como gamma dos, γ_2 que a diferencia del gamma cero ésta se refiere a la relación de las velocidades y no a la de tiempos. Este parámetro se define de la siguiente manera:

$$\gamma_n = \frac{V_p}{V_s} \quad 2.3.46$$

Donde V_p y V_s son las velocidades relacionadas con la corrección del NMO del CCP. Una vez obtenida γ_0 y γ_n se establece la γ_{eff} que se define como:

$$\gamma_{eff} = \frac{\gamma_n^2}{\gamma_0} \quad 2.3.47$$

IV. Migración pre apilamiento. Una vez obtenidas las velocidades de migración (v_{mig}) en puntos específicos del CCP se construye el campo de velocidades con la que se realizara la migración pre-apilamiento

Etapas de procesamientos especiales (anisotropía y fracturamiento)

- a) **Estimación del parámetro χ_{eff} .** Los efectos de la anisotropía se ven reflejados en los offsets lejanos en el dominio de CCP, donde al aplicar el NMO no se corrigen correctamente, por consiguiente en esta etapa se lleva a cabo una corrección residual del NMO enfocada a trazas lejanas asociada al parámetro χ_{eff} . Éste es una combinación de la anisotropía de la onda P propuesta por Alkhalifah η_{eff} , y la anisotropía de S, indicado por ζ_{eff} .

$$\chi_{eff} = \eta_{eff}\gamma_0\gamma_{eff}^2 - \zeta_{eff} \quad 2.3.48$$

$$\eta_{eff} = \frac{1}{8t_{p0}v_{pn}^4} \left(\sum v_{pni}^4 \Delta t_{p0i} (1 - 8\eta_i) - t_{p0}v_{pn}^4 \right) \quad 2.3.49$$

$$\zeta_{eff} = \frac{1}{8t_{s0}v_{sn}^4} \left(t_{s0}v_{sn}^4 - \sum v_{sni}^4 \Delta t_{s0i} (1 - 8\zeta_i) \right) \quad 2.3.50$$

$$\zeta = \gamma_{eff}^2 \eta \quad 2.3.51$$

Donde v_{pn} y v_{sn} son las velocidades P y S de la corrección por NMO

Existen programas interactivos (Mancini et al 2005) para la estimación de los parámetros de velocidad de migración v_{mig} , gama efectiva γ_{eff} , y χ_{eff} que nos permiten observar la simetría, el enfoque de los eventos positivos y negativos y la anisotropía en los offset lejano, figura 2.3.34.

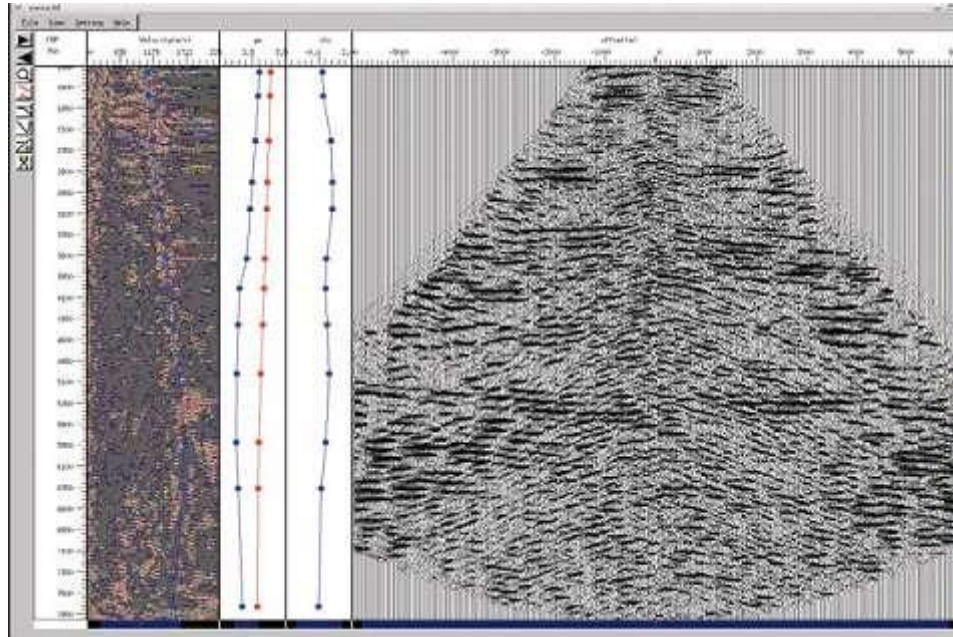


Figura 2.3.34 Herramienta para el análisis interactivo para seleccionar panel 1 coherencia para estimar la de velocidad v_{cmig} en offsets cortos e intermedios, panel 2 gama efectivo γ_{eff} en azul y gamma cero γ_0 en rojo, tercer panel χ_{eff} asociada a la anisotropía y el panel 4 CIP de la onda convertida primer panel de la izquierda, , segundo panel, y tercer panel. Después de cada cambio se hace un remigrado a cada CIP. (Mancini et al, 2005)

- b) **Análisis acimutal.** En el caso donde los datos presentaran algún tipo de anisotropía con evidencias en las trazas lejanas (ver inciso a), en los registros de campo ya rotados de la componente radial y transversal presentando energía coherente en la componente transversal, o en el análisis de los registros sísmicos dipolares, se realiza un análisis en el dominio de gather acimutal. Este gather se construye separando en sectores de acuerdo a la distribución acimutal, generalmente apilando cada 10° , figura 2.3.35 y 2.3.36.

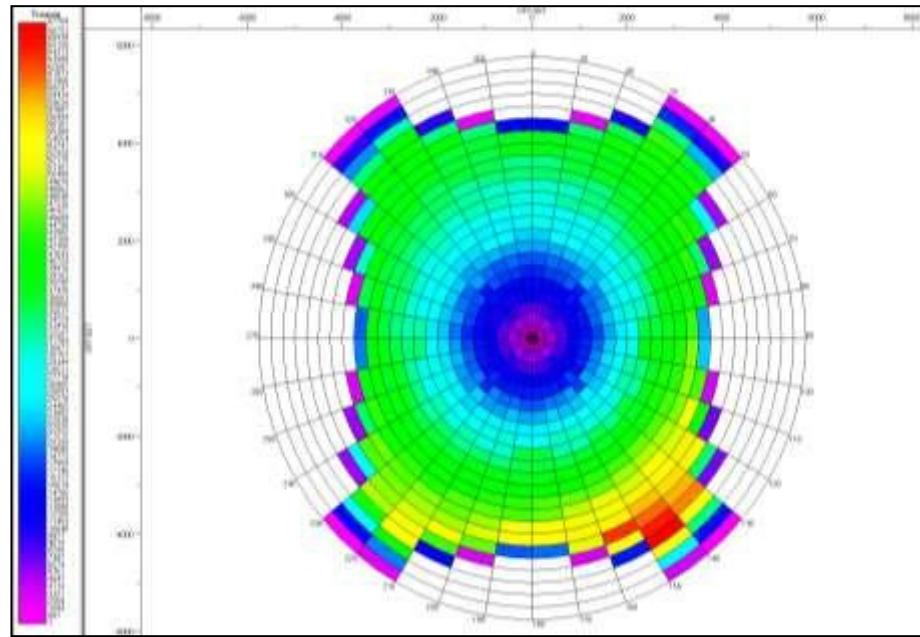


Figura 2.3.35 Distribución de acimuts cada 10 (Proporcionada por PEMEX).

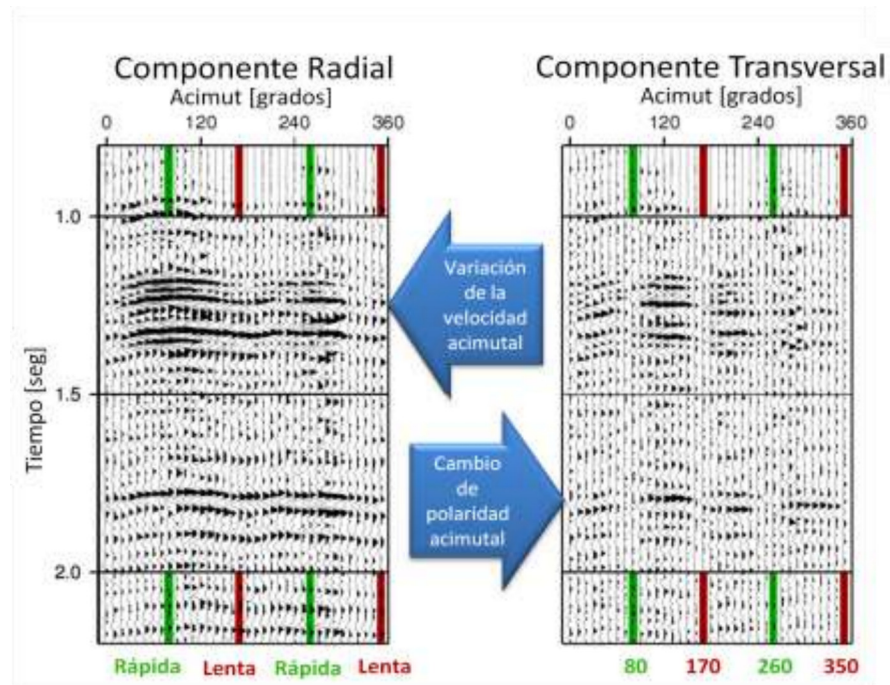


Figura 2.3.36 Identificación de anisotropía separación de las ondas. Se puede observar que en a) la componente radial hay un cambio en la velocidad que hace parecer sinusoidal la señal, donde se puede distinguir la onda rápida (verde) ya que llega primero

que la onda lenta (rojo) formando como cimas y valles y en b) la componente transversal existe un cambio de polaridad cada 90 grados indicando las direcciones preferenciales. (Modificado de Mattoks et al, 2001)

De la figura 2.3.36, en el dominio de offset común con en diferentes acimuts, se concluye lo siguiente:

- En la componente transversal se observa energía coherente lo que significa la existencia de una separación de ondas rápidas y lentas
 - Para la componente radial se presentan horizontes sinusoidales dependientes del acimut indicando anisotropía. En el caso de no existir ésta, los horizontes tendrían el mismo tiempo
 - Se identifican cambios de polaridad en la componente transversal que dan soporte en la identificación de las direcciones preferenciales
 - En la componente transversal se identifican las direcciones preferenciales donde la amplitud tiende a ser nula para ciertos acimuts (80° , 170° , 260° y 350°)
 - Tomando como referencia los ángulos de los acimuts de las direcciones preferenciales, se determina las ondas S rápida y la S lenta considerando los tiempos menores y mayores respectivamente para cada un horizonte en específico, intercalada cada 90° (verde onda S rápida y roja onda S lenta)
- c) **Layer stripping.** Esta fase del procesamiento en la determinación de la anisotropía al igual que las anteriores es fundamental para elaborar los mapas de anisotropía en la capa objetivo. Consiste en remover los efectos de capas anisotrópicas someras o suprayacentes a la capa de interés que presentan polarización natural de la onda S diferentes a las capas más profundas, figura 2.3.37.

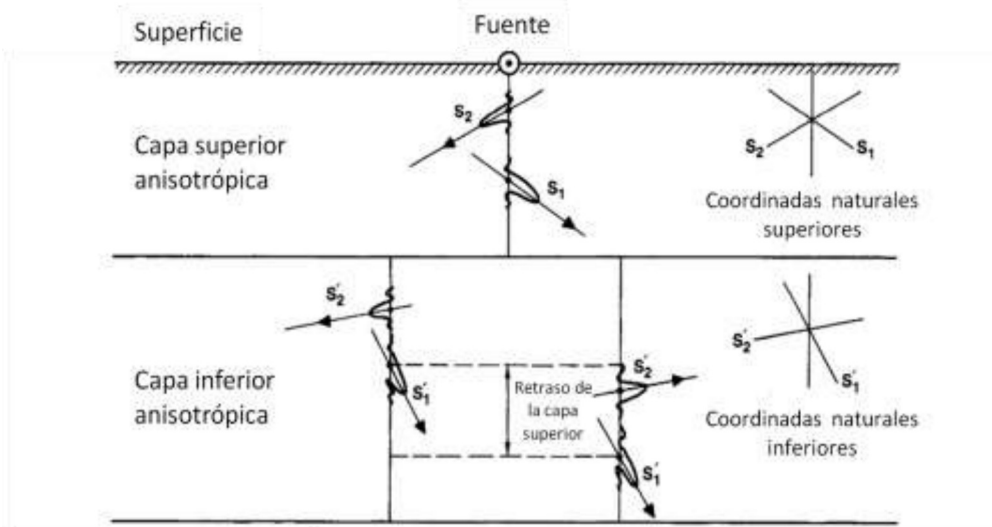


Figura 2.3.37 Esquema de una onda S que viaja hacia abajo. Al pasar de una capa anisotrópica a la otra lleva un retraso. Este retraso es el que quita el layer stripping, simulando que la fuente ha cambiado de profundidad. (Modificada de Winterstein & Meadows, 1991)

Dado que la separación de las ondas S es acumulativa y la anisotropía cambia con la profundidad, el Layer Stripping permite ir eliminando capa por capa los efectos de anisotropía asociados a cada una de ellas, iniciando por la capa más somera hasta llegar a la capa objetivo. Esta corrección supone que la polarización de la onda S es prácticamente constante en una misma capa por lo que las polarizaciones cambian en la frontera entre capas. Cada capa debe ser lo suficientemente gruesa y su birrefringencia lo suficientemente amplia para determinar la dirección de polarización correcta y el máximo desfase para esa capa.

En esta fase y con las direcciones de polarización y los retrasos de tiempo obtenidos del análisis acimutal, primero se rotan en S_1 y S_2 los datos desde primer horizonte de análisis hacia abajo con el ángulo acimutal determinado para este horizonte (S_1 - 80° - 260° y S_2 - 170° y 350° del ejemplo de la figura 2.3.36). Posteriormente se aplican las correcciones estáticas acimutales relacionadas a las diferencias entre los tiempos de las secciones S_1 y S_2 para remover el desfase entre las ondas S rápida y S lenta. Esta fase simula poner una fuente a la profundidad del horizonte de análisis donde el cambio de direcciones preferenciales S_1 y S_2 se presentan. Este procedimiento se repite desde las capas someras hasta la capa objetivo (Winterstein & Meadows, 1991)

Es recomendable tener datos de VSP de tres componentes para este tipo de análisis ya que los datos de la sísmica superficial contienen relaciones más bajas de señal-ruido que las del VSP.

d) **Rotación de la dirección natural.** El procesamiento de rotación para la etapa de layer stripping se realiza mediante la matriz propuesta por Alford 2C x 2C:

$$\begin{bmatrix} \widehat{xx} & \widehat{xy} \\ \widehat{yx} & \widehat{yy} \end{bmatrix} = R \cdot \begin{bmatrix} xx & xy \\ yx & yy \end{bmatrix} \cdot R^T \quad 2.3.52$$

Donde $\begin{bmatrix} xx & xy \\ yx & yy \end{bmatrix}$ son los datos obtenidos, $\begin{bmatrix} \widehat{xx} & \widehat{xy} \\ \widehat{yx} & \widehat{yy} \end{bmatrix}$ son los datos rotados y R es la matriz de rotación y se define como:

$$R = \begin{bmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \quad 2.3.53$$

Las componentes de esta matriz s_{ij} , el primer índice indica la fuente y el segundo el receptor, para sísmica multicomponentes corresponden a la componente radial y transversal, es decir, fuentes radiales detectadas por receptores radiales, s_{rr} , y por receptores transversales, s_{rt} ; para fuentes transversales con receptores radiales, s_{tr} , y transversales, s_{tt} . Las dos componentes s_{rr} y s_{rt} (las componentes radial y transversal para la dirección radial a la fuente), corresponden a las obtenidas de la rotación HOR en el inciso 5 de las etapas del procesamiento común, mientras que las otras dos componentes s_{tr} y s_{tt} tienen un desplazamiento de 90° con respecto a las anteriores. Además la s_{tr} presenta una polaridad invertida, figura 2.3.38. (Gaiser, 1999).

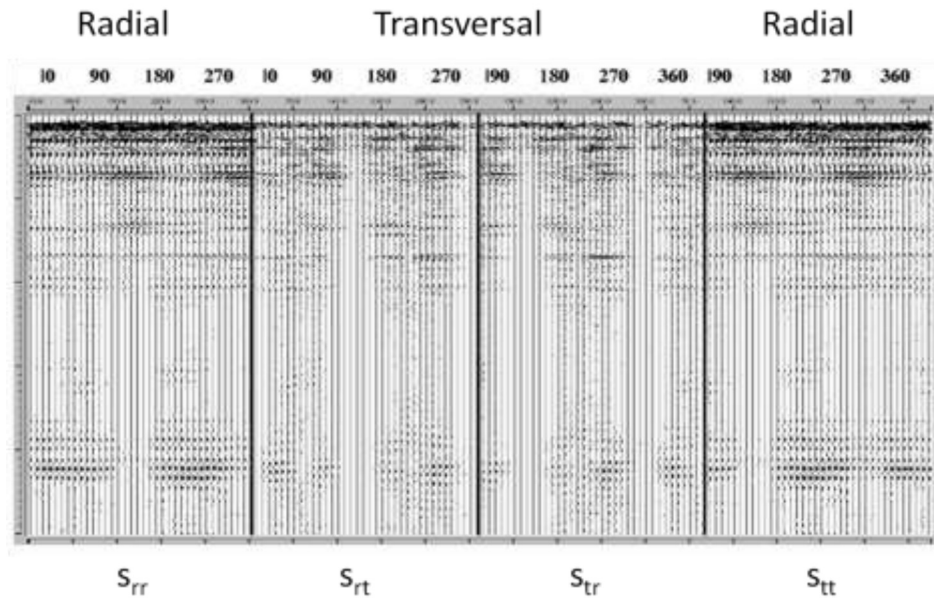


Figura 2.3.38 Las cuatro componentes, s_{ij} , para poder realizar la rotación de Alford. (Modificada de Gaiser, 1999)

Después de la rotación la energía de las nuevas componentes s'_{rt} y s'_{tr} será minimizada y las componentes s'_{rr} y s'_{tt} corresponderán a la onda S rápida, S_1 , y onda S lenta, S_2 .

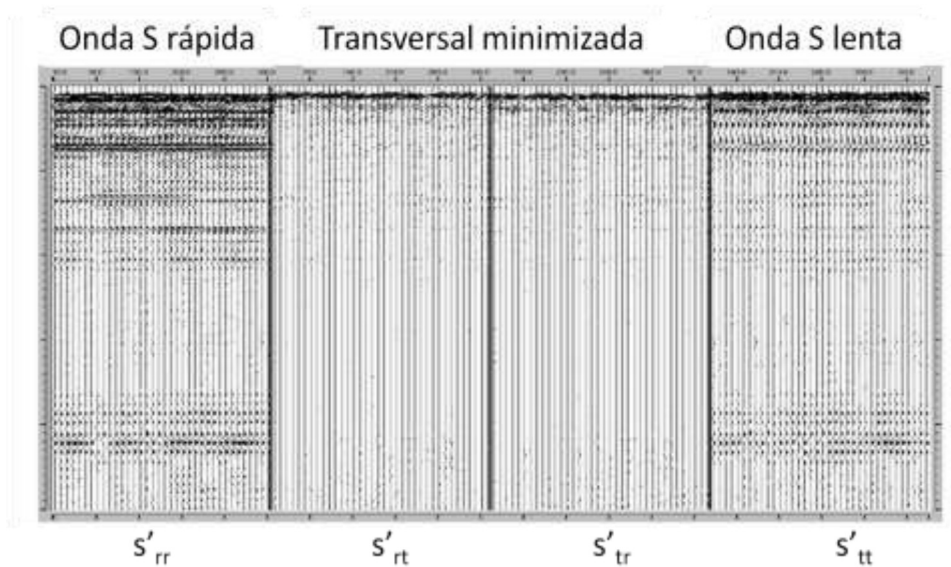


Figura 2.3.39 Se puede apreciar que la energía de la onda transversal se minimiza significativamente, aumentando la energía en la radial, tanto para la onda S rápida como la onda S lenta (Modificada de Gaiser, 1999)

e) **Mapa de anisotropía.** Una vez que se tiene la dirección preferencial de la onda S rápida para cada uno de los CCP y una estimación del porcentaje de anisotropía a través de la diferencia en tiempos entre la onda S rápida y S lenta, se obtiene el mapa de anisotropía considerando ambos parámetros.

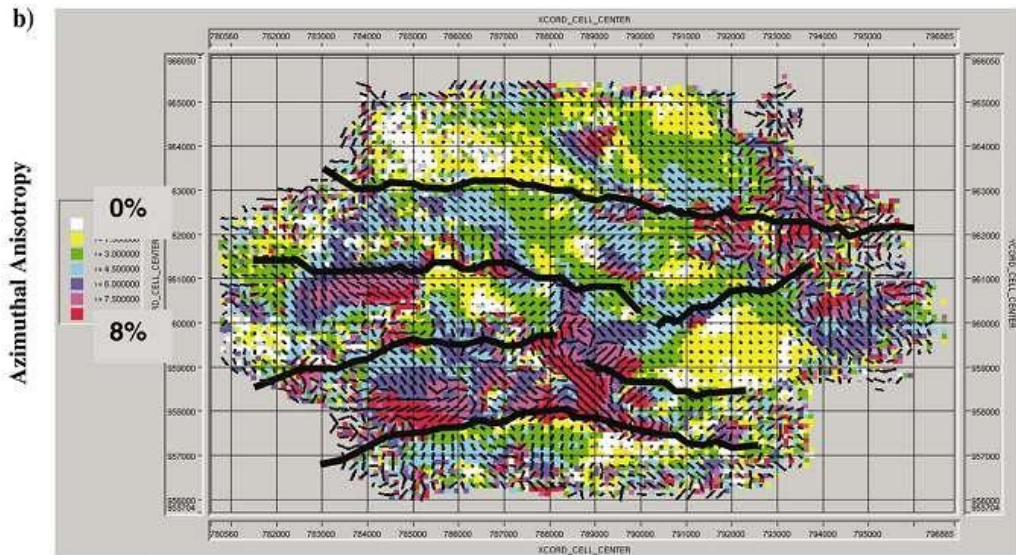


Figura 2.3.40 Mapa de anisotropía (Gaiser, 1999).