

**DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS ANISÓTROPAS EN MEDIOS  
FRACTURADOS A ESCALA DE YACIMIENTO CON DATOS SÍSMICOS DE  
REFLEXIÓN**

**NELSON ENRIQUE QUINTERO VALERO**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUIMICAS  
ESCUELA DE INGENIERIA DE PETROLEOS  
BUCARAMANGA  
2008**

**DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS ANISÓTROPAS EN MEDIOS  
FRACTURADOS A ESCALA DE YACIMIENTO CON DATOS SÍSMICOS DE  
REFLEXIÓN**

**NELSON ENRIQUE QUINTERO VALERO**

**Trabajo de grado para optar el título de  
Ingeniero de petróleos**

**Directores,**

**ELKIN RODOLFO SANTAFE RANGEL  
MSc. Ciencias de la computación UIS**

**LUIS ENELSON SIERRA SUAREZ  
MSc. Ciencias de la computación UIS**



**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUIMICAS  
ESCUELA DE INGENIERIA DE PETROLEOS  
BUCARAMANGA  
2008**

## RESUMEN

**TITULO:** DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS ANISÓTROPOS EN MEDIOS FRACTURADOS A ESCALA DE YACIMIENTO CON DATOS SÍSMICOS DE REFLEXIÓN.\*

**AUTOR:** QUINTERO VALERO, Nelson Enrique. \*\*

**PALABRAS CLAVES:** Ondas, anisotropía, velocidades sísmicas, fracturas, teoría de rayos, reflexión, refracción, semblanza, elipticidad.

**DESCRIPCIÓN:** La detección de zonas de fracturas y la determinación de la intensidad, son de gran importancia en estudios integrados de yacimientos. Por ejemplo, la orientación de la perforación en la trayectoria perpendicular a la dirección preferencial de las fracturas permite optimizar el proceso de producción.

Los estudios de sísmica de superficie demuestran que la presencia de fracturas alineadas verticalmente en un yacimiento pueden inducir anisotropía sísmica acimutal (Thomsen 1996). Desde el punto de vista elástico, el modelo de anisotropía en rocas sedimentarias de menor complejidad es un medio transversalmente isótropo con un eje de simetría horizontal (HTI) (Grechka 1998). Debido a que la sísmica de superficie permite integrar la respuesta elástica de un yacimiento sobre un rango amplio de longitudes de ondas, este tipo de técnicas permite estimar la variabilidad espacial de las velocidades, densidades, así como diferentes combinaciones de atributos sísmicos en un área de estudio, lo cual es muy atractivo desde el punto de vista práctico. La técnica que estudia estas variaciones, es el análisis de las velocidades NMO (Normal Moveout) con respecto al azimut, siendo utilizada como un indicador de anisotropía azimutal, y que ha sido desarrollada en la literatura por diversos autores (Grechka 1998, Tsvankin 1997, Mallick 1991, Rugier 1995, Thomsen 1996).

Sin embargo, no hay proceso claro a seguir para este tipo de análisis, por tal razón el objetivo principal de este trabajo, consiste en desarrollar una metodología para la estimación de las direcciones preferenciales de anisotropía sísmica con la técnica de análisis de velocidades NMO con respecto al azimut. Para esto se estudia el modelamiento matemático y se define una metodología de cálculo y de preprocesamiento de los datos sísmicos, que posteriormente será aplicada sobre un sismograma sintético en formato SEISMIC UNIX, del cual se extrae un análisis sobre los resultados obtenidos.

---

\* Trabajo de grado

\*\* Universidad Industrial de Santander, Facultad de Ingenierías Físico-químicas. Escuela Ingeniería de Petróleos. Elkin Rodolfo Santafé Rangel. Ingeniero de Petróleos.

## ABSTRACT

**TITLE:** DETERMINATION PARAMETERS ANISOTROPY IN MEDIUMS FRACTURED TO RESERVOIR SCALE WITH SEISMIC DATA OF REFLECTION.\*

**AUTHOR:** QUINTERO VALERO, Nelson Enrique. \*\*

**KEY WORDS:** Waves, anisotropy, seismic velocities, fractures, theory-ray, reflection, refraction, semblance analysis, elliptical.

**DESCRIPTION:** The detection of fracture zones and determining the intensity, are of great importance in integrated studies of reservoir. For example, targeting of drilling in the path perpendicular to the direction of preferential fractures to optimize the production process.

The surface seismic studies show that the presence of fractures aligned vertically in a reservoir can induce seismic azimuthal anisotropy (Thomsen 1996). From the viewpoint elastic, the model anisotropy in sedimentary rocks is less complex isotropic half crosswise with a horizontal axis of symmetry (HTI) (Grechka 1998). Because the seismic surface allows integrating the elastic response of a reservoir on a wide range of wavelengths, such techniques to estimate the spatial variability of velocities, densities, as well as different combinations of attributes in a seismic area study, which is very attractive from a practical point of view. The technique studying these variations is the analysis of velocities NMO (Normal Moveout) over the azimuth, being used as an indicator of azimuthal anisotropy, and that has been developed in the literature by various authors (Grechka 1998, Tsvankin 1997, Mallick 1991, Rug er 1995, Thomsen 1996).

However, there is no clear process to follow for this kind of analysis, for this reason the main objective of this work is to develop a methodology for estimating the addresses preferential seismic anisotropy with the technical analysis with respect velocities speeds NMO the azimuth. For this we study mathematical modeling and defined a methodology for calculating and preprocessing of seismic data, which will then be applied on a synthetic form seismograms SEISMIC UNIX, which is extracted an analysis of the results.

---

\* Thesis

\*\* Faculty of Engineering physicochemical, Petroleum Engineering, Elkin Rodolfo Santafé

*A mi hija Danna Sofía  
Quien es el sentido de mi  
existencia y la alegría de mi  
corazón y siempre que la miró...  
mi alma sonríe...y me lleno de  
emoción por tenerla a mi lado*

*A mis padres Rubén Darío y María  
Socorro, gracias por cuidarme  
siempre, por ser mis guías, mi  
horizonte, mi límite ante los  
excesos, mis amigos y  
mis mejores consejeros, y sobre  
todo, por darme la oportunidad de  
ser su hijo.*

## **AGRADECIMIENTOS**

A todas aquellas personas que de alguna u otra manera hicieron posible mi formación no solo como profesional sino también como persona.

A los Ingenieros Elkin Rodolfo Santafé y Luís Enelso Sierra por brindarme su apoyo incondicional durante todo este proceso.

A todos aquellos amigos y compañeros que me fortalecieron con sus experiencias y me llenaron de razones para seguir adelante.

A la comunidad de residentes universitarios por su fraternidad y todos los buenos recuerdos dejados.

Al servicio de comedores por su colaboración y apoyo en la realización de esta meta.

Al Doctor Carlos Piedrahita por compartir su conocimiento y experiencias en la rama de las ciencias.

Al Instituto Colombiano del Petróleo ICP-ECOPETROL por brindarme la oportunidad de desarrollar esta investigación y por fomentar el desarrollo del conocimiento.

A Miguel Ángel, Gil Alberto, Carlos Augusto, por su gran amistad.

## TABLA DE CONTENIDO

<b>INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
<b>1. MÉTODOS DE PROSPECCIÓN SÍMICA.....</b>	<b>4</b>
1.1 PROPAGACIÓN DE ONDAS .....	4
1.1.1 Principios básicos.....	7
1.2 SÍMICA DE REFRACCIÓN.....	11
1.3 SÍMICA DE REFLEXIÓN .....	13
<b>2. FUNDAMENTOS DE TRAZADO DE RAYOS.....</b>	<b>16</b>
<b>3. ANISOTROPÍA .....</b>	<b>23</b>
3.1 ANISOTROPÍA Y HETEROGENEIDADES.....	24
3.2 ANISOTROPÍA SEGÚN LA ESCALA.....	26
3.3 PRESENCIA DE ANISOTROPÍA EN ROCAS SEDIMENTARIAS .....	27
3.4 TIPOS DE ANISOTROPÍA SÍMICA .....	30
3.4.1 Isotropía en un plano de simetría (TI): .....	30
3.4.2 Anisotropía Ortorrómbica (ORT): .....	32
3.4.3. Anisotropía Monoclínica (MNC) .....	33
3.5 ANISOTROPÍA ELÍPTICA.....	34
<b>4. ANÁLISIS DE VELOCIDADES SÍSMICAS EN ROCAS.....</b>	<b>35</b>
4.1 VELOCIDAD INSTANTÁNEA .....	36
4.2 VELOCIDAD PROMEDIO .....	36
4.3 VELOCIDAD INTERVÁLICA.....	37
4.4 VELOCIDAD MEDIA CUADRÁTICA.....	37
4.5 VELOCIDAD NORMAL MOVEOUT (NMO) .....	38
4.6 VELOCIDAD DE APILAMIENTO .....	38
4.7 VELOCIDAD RESIDUAL MOVEOUT (RMO).....	39
4.8 NORMAL MOVEOUT.....	40
<b>5. DETERMINACIÓN DE LA ORIENTACIÓN Y DENSIDAD DE FRACTURAS A PARTIR DEL ANÁLISIS DE VELOCIDADES DE APILADO .....</b>	<b>42</b>
5.1 FORMULACIÓN PARA DEPENDENCIA AZIMUTAL DE LAS VELOCIDADES NMO PARA UN MEDIO HTI.....	47
5.1.1 ECUACIÓN DE LA ELIPSE NMO .....	47
5.1.2 RELACIÓN ENTRE LA MATRIZ W Y LA ELIPSE DE VELOCIDADES NMO .....	54
5.2 VELOCIDADES INTERVALICAS PARA UN MEDIO CON MULTIPLES CAPAS Y UN BUZAMIENTO LEVE .....	56
5.2.1 ECUACION GENERALIZA DE DIX.....	56
5.3 ANÁLISIS DE SEMBLANZA .....	63
5.4 CORRECCIÓN POR EFECTO DEL BUZAMIENTO .....	67
5.5 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA INVERSO .....	69
<b>6. METODOLOGIA .....</b>	<b>72</b>
6.1 PREPROCESAMIENTO DE DATOS SÍSMICOS DE REFLEXIÓN .....	73
6.1.1 CARGA DE DATOS Y GEOMETRIAS.....	78

6.1.2 ESTATICAS DE ELEVACIÓN.....	80
6.1.3 ESTATICAS DE REFRACCION.....	81
6.1.4 RECUPERACION DE AMPLITUDES .....	82
6.1.5 ENMUDECIMIENTO DE PRIMEROS ARRIBOS.....	82
6.1.6 SUPRESION DE RUIDO PREAPILADO .....	83
6.1.7 DECONVOLUCIÓN.....	83
6.1.8 BALANCEO ESPECTRAL .....	84
6.1.10 PRIMER ANALISIS DE VELOCIDAD .....	86
6.1.11 VOLUMEN APILADO .....	86
4.1.12 ESTATICAS RESIDUALES.....	87
4.1.13 GENERACION DE LOS SUPERGATHER .....	87
6.2 ANALISIS DE VELOCIDADES NMO .....	89
6.3 POSTPROCESAMIENTO DE LOS DATOS OBTENIDOS DEL ANÁLISIS DE VELOCIDAD.....	99
6.3.1 Diagrama de semblanza .....	99
6.3.2 Mapa de fracturas .....	101
4.4 VENTAJAS Y DESVENTAJAS DEL ANALISIS DE VELOCIDADES NMO .....	103
4.4.1 Ventajas.....	103
4.4.2 Desventajas.....	103
<b>7. CONCLUSIONES .....</b>	<b>105</b>
<b>8. RECOMENDACIONES.....</b>	<b>106</b>
<b>BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>107</b>
<b>ANEXO A.....</b>	<b>113</b>
<b>TIPOS DE ONDA.....</b>	<b>113</b>
<b>ANEXO B.....</b>	<b>116</b>
<b>DATA DE ENTRADA AL PROGRAMA DE ANALISIS DE VELOCIDADES NMO.....</b>	<b>116</b>
<b>ANEXO C.....</b>	<b>117</b>
<b>DATOS DE SALIDA DEL PROGRAMA DE ANALISIS DE VELOCIDADES NMO.....</b>	<b>117</b>

## LISTA DE TABLAS

Tabla 3.1	Parámetros anisótropos para Rocas Sedimentarias	29
Tabla 6.1	Geometría del modelo propuesto	91
Tabla 6.2	Parámetros iniciales para el análisis de velocidades.	94
Tabla 6.3	Datos generados en el análisis de semblanza	96
Tabla 3.1	Parámetros anisótropos para Rocas Sedimentarias	29
Tabla 6.1	Geometría del modelo propuesto	91
Tabla 6.2	Parámetros iniciales para el análisis de velocidades.	94
Tabla 6.3	Datos generados en el análisis de semblanza	96
Tabla 6.4	Datos generados a partir del análisis de velocidades, valores propios y elementos de la matriz simétrica.	97
Tabla 6.5	Sección del primer intervalo con alta anisotropía	100
Tabla 6.6	Sección del segundo intervalo con alta anisotropía	101

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1	Ley de Snell	7
Figura 1.2	las ecuaciones de las trayectorias de los rayos	9
Figura 1.3	Ejemplo de tiro de campo	10
Figura 1.4	La sísmica de refracción	11
Figura 1.5	Esquema básico de la emisión y recepción de los rayos reflectados	13
Figura 1.6	Esquema del recorrido de los rayos reflejados en tres capas	14
Figura 1.7	Sección sísmica obtenida mediante el método de reflexión	15
Figura 3.1	Lutitas masivas del cañón de Colorado	25
Figura 3.2	Efectos de las heterogeneidades según la escala	27
Figura 3.3	Presencia de anisotropía en las rocas	30
Figura 3.4	Muestra un medio VTI	31
Figura 3.5	Presencia de anisotropía HTI	32
Figura 3.6.	Modelo de un medio con anisotropía ortorrómbica	33
Figura 3.7	Modelo de un medio con anisotropía monoclinica.	33
Figura 3.8	Frente de onda isótropo y anisótropo	34
Figura 4.1	Propagación de la onda en medio isótropo	36
Figura 4.2	Propagación de la onda P en un medio isótropo con interfase plana	40
Figura 4.3	Adquisición de un punto medio común (CMP)	40
Figura 5.1	Esquema de la orientación y barridos de los rayos para un medio fracturado.	43
Figura 5.2	Diseño de adquisición	44

Figura 5.3	Modelo de estructuras geológicas	45
Figura 5.4	Dependencia de la velocidad NMO	47
Figura 5.5	Velocidad Normal-moveout calculada sobre una línea CMP	48
Figura 5.6.	Esquema de una línea fuente(S) –receptor(R) para un CMP	49
Figura 5.7.	Ejemplo de un análisis $t^2 - x^2$	52
Figura 5.8	El eje de simetría (descrito por el vector unitario a) se encuentra en el plano (x1-x3)	53
Figura 5.9	Sistema multicapa con un reflector inclinado	57
Figura 5.10	Análisis de semblanza	64
Figura 5.11	Modelo de una elipse que se obtendría de los cálculos mencionados para un supergahter	66
Figura 5.12	Mapas en tiempo sin migrar de los horizontes usados para el estudio de elipticidad en las velocidades de apilado	67
Figura 5.13	Principio de cálculo de velocidades	70
Figura 6.1	Secuencia básica del procesamiento de datos sísmicos de reflexión	75
Figura 6.2	Secuencia de procesamiento de datos sísmicos para acondicionar los datos de entrada al cálculo de atributos de fractura	77
Figura 6.3	Adquisición de datos sísmicos tridimensionales	79
Figura 6.4	Modelo de las superficies de referencia de los datos sísmicos	80
Figura 6.5	Arreglo por CDP (Common Depth Point)	85
Figura 6.6	Gahter preapilado de un sintético, con azimuth de 0,20, 40.	88
Figura 6.7	Diseño de adquisición con azimuth de 0, 30, 60, 90, 120,150.	89

Figura 6.8	Línea CMP, azimut de 0° y 30°.	
Figura 6.9	Supergather de trazas sísmicas del diseño radial propuesto	91
Figura 6.10	Flujo de trabajo que realiza el programa para el análisis de velocidad de la onda P.	93
Figura 6.11	Diagrama análisis de semblanza del problema propuesto	99
Figura 6.12	Mapa de intensidad de fracturas.	102

## INTRODUCCIÓN

La presencia de fracturas en un medio, entre otras causas, es el producto de la acción de los diferentes sistemas de esfuerzos en las rocas. La detección de zonas fracturas así como la determinación de la intensidad y la dirección de esfuerzos que las originan, es de gran importancia en estudios integrados yacimientos. Por ejemplo, en yacimientos naturalmente fracturados, los sistemas de fracturas hidráulicamente conectados contribuyen a la permeabilidad de la roca reservorio, ya que los sistemas de doble o triple porosidad originan conductos que facilitan el flujo de petróleo, lo cual contribuye a la productividad de los pozos. En procesos como la perforación horizontal, se requiere conocer la dirección e intensidad de los esfuerzos como función de la profundidad para controlar la estabilidad mecánica del hoyo de perforación, así como también la orientación de fracturamiento. Orientando la perforación perpendicular a la dirección preferencial de fracturamiento se puede optimizar la producción.

Los registros de pozos son utilizados en la caracterización de yacimientos en la detección de fracturas y esfuerzos pero estas observaciones están limitadas al entorno del pozo. Las Observaciones geológicas de superficie también pueden ser utilizadas en la predicción de esfuerzos en profundidad.

Los Estudios de sismica de superficie demuestran que la presencia de esfuerzos y fracturas alineadas verticalmente en un yacimiento pueden inducir anisotropía sísmica acimutal (Lynn 1995, Thomsen 1996). Desde el punto de vista elástico, el modelo de anisotropía en rocas sedimentarias de menor complejidad es un medio

transversalmente isótropo con un eje de simetría horizontal (HTI) (Grechka 1998). Debido a que la sísmica de superficie permite integrar la respuesta elástica de un yacimiento sobre un rango amplio de longitudes de ondas, este tipo de técnicas permite estimar la variabilidad espacial de las velocidades, densidades, así como diferentes combinaciones de atributos sísmicos en un área de estudio, lo cual es muy atractivo desde el punto de vista práctico. En los últimos años, ha crecido en forma considerable el uso del análisis de la variación de las velocidades NMO con respecto al azimut como una herramienta para determinar la dirección y la intensidad de anisotropía.

La técnica que estudia la variación de las velocidades moveout de la onda P reflejada con respecto al azimut, como un indicador de la anisotropía acimutal, ha sido desarrollada en la literatura por diversos autores (Grechka 1998, Tsvankin 1997, Mallick 1991, Rugüer 1995, Gardner 1995, Thomsen 1996). La aplicación de esta técnica en datos reales respaldan su capacidad para detectar las direcciones preferenciales de anisotropía elástica.

Entre las diversas causas de la anisotropía acimutal se encuentran los regímenes de esfuerzos presentes en un medio, los cuales inducen anisotropía acimutal débil, menor a 10% en relación a la velocidad onda P (Thomsen ,2002). La detección de anisotropía sísmica de este orden se debe hacer con cautela. La existencia de múltiples factores durante la fase de adquisición y/o procesamiento pueden enmascarar el comportamiento anisótropo débil existente en los datos sísmicos. Algunos de estos factores incluyen la existencia de ruido coherente, múltiples, incorrecta aplicación de divergencia esférica, ancho de banda limitado de la señal sísmica, filtrado de pendientes que pueden inducir una falsa respuesta de AVO en los datos sísmicos (Castagna, 2002).

El objetivo principal de este trabajo de grado, consiste en desarrollar una metodología para la estimación de las direcciones preferenciales de anisotropía sísmica con la técnica de análisis de velocidades NMO con respecto al azimut. Para esto se estudia el modelamiento matemático planteado para esta técnica y se define una metodología de cálculo y de preprocesamiento de los datos sísmicos. Finalmente se realiza una prueba sobre un sismograma sintético en formato SEISMIC UNIX, (obtenido de Colorado School of Mines) al cual se aplicará la metodología propuesta.

# **1. MÉTODOS DE PROSPECCIÓN SÍMICA**

Los métodos de prospección símica se fundamentan en la propagación de un frente de ondas en el subsuelo, ésta propagación dará una respuesta interpretable gracias a las diferentes propiedades físicas de los estratos; tales como, las velocidades de propagación de las ondas en las capas rocosas, el contenido de fluidos, el volumen de espacio vacío (porosidad), la disposición estructural de las capas, etc.

Estas propiedades permiten a los analistas generar modelos certeros, en los que se describen las condiciones geológicas en las que ocurrió la génesis de algún área de interés exploratorio, el arreglo estructural en el que se encuentra depositado, la descripción litológica, las características físicas de los fluidos que saturan dichas formaciones, y definir los límites del yacimiento analizado.

Algunos de los principios básicos de la teoría de reflexión símica, la cual permite generar los datos empleados para las caracterizaciones y delineamientos de zonas en el subsuelo con interés económico se presentan a continuación.

## **1.1 PROPAGACIÓN DE ONDAS**

La teoría del movimiento ondulatorio, considerada como la propagación de energía de un lugar a otro sin transferencia de materia, mediante ondas mecánicas (propagándose en un medio material) o electromagnéticas (no requieren

propagarse en algún medio material), es el principio teórico de los estudios de prospección sísmica.

**Onda Elástica**: deformación que viaja a través de un medio elástico.

**Onda Sísmica**: deformación que viaja a través del subsuelo.

**Frente de Onda**: conjunto de puntos en el espacio que son alcanzados simultáneamente por una onda. Si se trazan líneas perpendiculares a los frentes de onda, se observa que dichas líneas indican la dirección en la que viajan las ondas. Estas líneas son denominadas rayos y son útiles para describir las trayectorias de la energía sísmica.

La Propagación de ondas (Anexo A) se fundamenta en la solución del problema dinámico, es decir, la ecuación de onda:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = c^2 \Delta u \quad \text{Ec. 1.1}$$

Una onda al encontrar un cambio en las propiedades elásticas del medio en que viaja, reparte su energía según los principios de reflexión y refracción, éste fenómeno de partición de energía es empleado para generar los modelos geofísicos a partir de las distintas interfaces que reporten la propagación de las ondas sísmicas en el subsuelo.

La partición de la energía en el contacto entre dos medios elásticos, solo es resulta considerando varias condiciones de borde, tales como la continuidad de los desplazamientos normales y tangenciales, y la continuidad de los esfuerzos normales y tangenciales en la interfase (José Regeiro 1997), las ecuaciones que resuelven este fenómeno son las de Zoeppritz, las cuales dependen de parámetros como velocidades sísmicas, densidades de las rocas adyacentes a la interface y las variaciones del módulo de Poisson; considerando que dichos factores están asociados a la litología y los fluidos que contienen las formaciones.

Las ecuaciones de Zoeppritz se aplican a una reflexión entre dos semi-espacios y no incluyen los efectos de interferencia de la ondícula causada por la estratificación; el sistema de ecuaciones se fundamenta en suposiciones como: frentes de ondas planos, interface plana y uniforme, semi-medios homogéneos, isótropos y perfectamente elásticos.

$$\begin{pmatrix} \sin \theta_1 & \cos \phi_1 & -\sin \theta_2 & \cos \phi_2 \\ -\cos \theta_1 & \sin \phi_1 & -\cos \theta_2 & -\sin \phi_2 \\ \sin 2\theta_1 & \frac{\alpha_1}{\beta_1} \cos 2\phi_1 & \frac{\rho_2 \beta_2^2 \alpha_1}{\rho_1 \beta_1^2 \alpha_2} \sin 2\theta_2 & \frac{\rho_2 \beta_2 \alpha_1}{\rho_1 \beta_1} \cos 2\phi_2 \\ \cos 2\theta_1 & -\frac{\alpha_1}{\beta_1} \cos 2\phi_1 & -\frac{\rho_2 \alpha_2}{\rho_1 \alpha_1} \cos 2\theta_2 & -\frac{\rho_2 \alpha_2}{\rho_1 \alpha_1} \sin 2\phi_2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} A \\ B \\ C \\ D \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\sin \theta_1 \\ -\cos \theta_1 \\ -\sin 2\theta_1 \\ -\cos 2\phi_1 \end{pmatrix}$$

Ec. 1.2

A = Coeficiente de reflexión de la onda P

B = Coeficiente de reflexión onda Sv

C = Coeficiente de transmisión de la onda P

D = Coeficiente de transmisión de la onda Sv

$\rho$  = Densidad

$\beta$  = Velocidad onda S

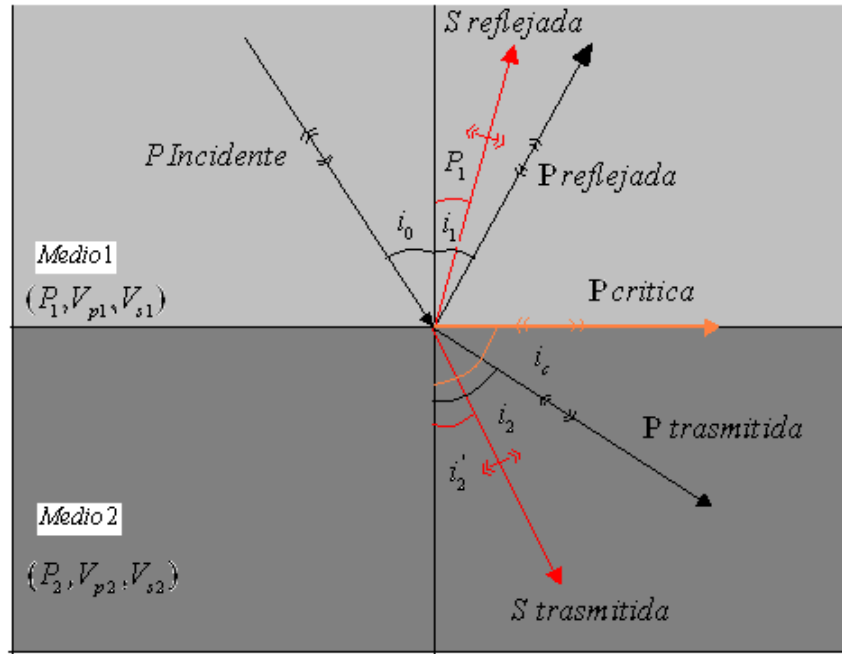
$\alpha$  = Velocidad onda P

Pero, por la complejidad del sistema de ecuaciones de Zoeppritz, se han realizado diferentes aproximaciones, como las de Aki y Richards (1980), Shuey (1985), Pan y Gardner (1987), Hiltermann (1987).

### **1.1.1 Principios básicos**

Cuando una onda sísmica encuentra un cambio en las propiedades elásticas del material, como es el caso de una interface entre dos capas geológicas; parte de la energía continúa en el mismo medio (onda incidente), parte se refleja (ondas reflejadas) y el resto se transmite al otro medio (ondas refractadas) con cambios en la dirección de propagación, en la velocidad y en el modo de vibración (Figura 1.1).

Figura 1.1. Conversión de una onda incidente P. Las ondas sísmicas que viajan por subsuelo se reflejan y se refractan siguiendo la ley de Snell. La cantidad de energía de las ondas incidentes se reparte entre las ondas reflejadas, las refractadas y la absorción natural del terreno.



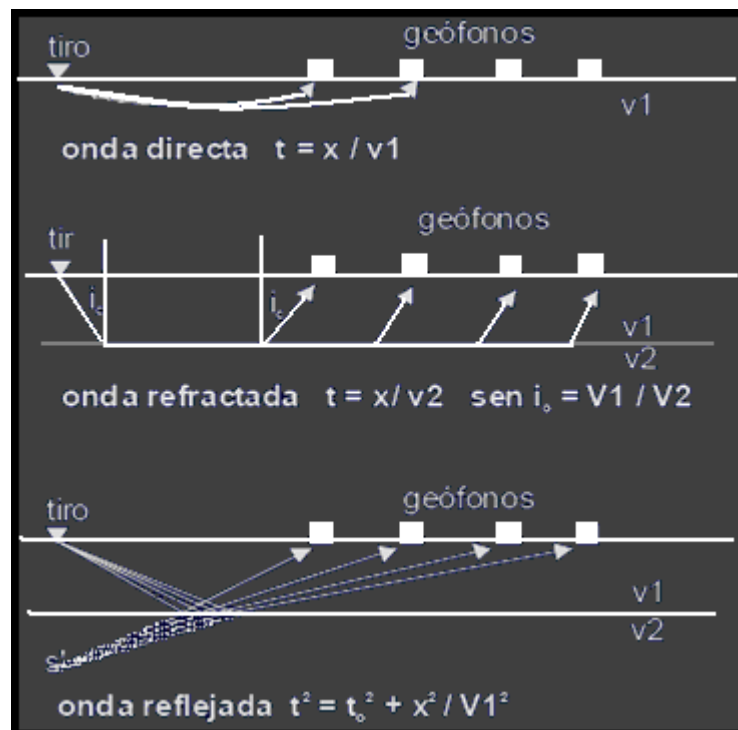
$$\frac{\text{Sen } i_0}{V_{p1}} = \frac{\text{Sen } i_1}{V_{p1}} = \frac{\text{Sen } i_1'}{V_{s1}} = \frac{\text{Sen } i_2}{V_{p2}} = \frac{\text{Sen } i_2'}{V_{s1}} = p \quad \text{Ec. 1.3}$$

Las leyes de la reflexión y la refracción se derivan por el principio de Huygens cuando se considera un frente de onda que incide sobre una interface plana. El resultado final es que ambas leyes se combinan en un único planteamiento: en una interface el parámetro de rayo,  $p$ , debe tener el mismo valor para las ondas incidentes, reflejadas y refractadas. Si el medio consta de un cierto número de capas paralelas, la ley de Snell establece que el parámetro del rayo tiene que ser el mismo para todos los rayos reflejados y refractados resultantes de un rayo inicial dado.

El principio de Fermat “La trayectoria de un rayo de luz que va de un punto a otro es la correspondiente al tiempo mínimo” (P. Fermat). Éste principio establece que una onda para dirigirse de un punto a otro recorre la trayectoria en la que se emplee el tiempo mínimo de recorrido.

La ley de Snell proporciona información sobre las trayectorias de los rayos, los tiempos de llegada y la posición de los refractores, pero no proporciona información alguna sobre las amplitudes de las ondas.

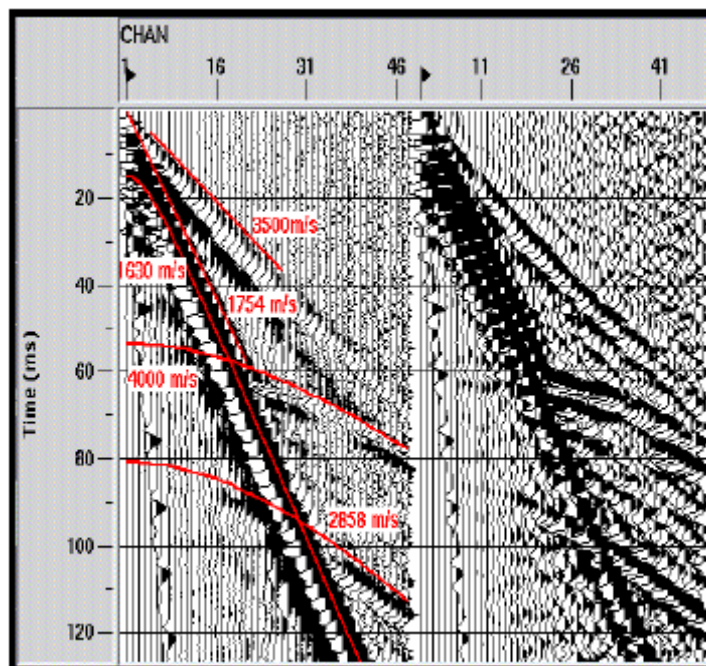
Figura 1.2 Los geófonos, situados a distancias conocidas ( $x_i$ ), registran los diferentes tiempos de llegada de cada tipo de onda ( $t_j$ ) que está caracterizada para una determinada trayectoria. Con estos tiempos ( $t_j$ ), la geometría del dispositivo experimental ( $x_i$ ) y las ecuaciones de las trayectorias de los rayos se calcula la distribución de velocidades del subsuelo ( $V_1, V_2; \dots$ ).



Fuente: Yilmar Solano 2006

En el registro sísmico que se presenta en la Figura 1.3 se pueden identificar claramente las ondas elásticas producto del contacto entre dos capas. Se aprecia la onda directa (1754 m/s), la onda refractada (3500 m/s) y las ondas P reflejadas (1630 m/s primera capa, y 4000 m/s segunda capa), así como la onda reflejada SV (2858 m/s). Luego, con la información de distancia fuente-receptor y tiempos de llegada se construyen las curvas espacio-tiempo.

Figura 1.3 Ejemplo de tiro de campo en donde se pueden ver todas las ondas procedentes del contacto entre dos capas. A la derecha se muestra las curvas espacio-tiempo.



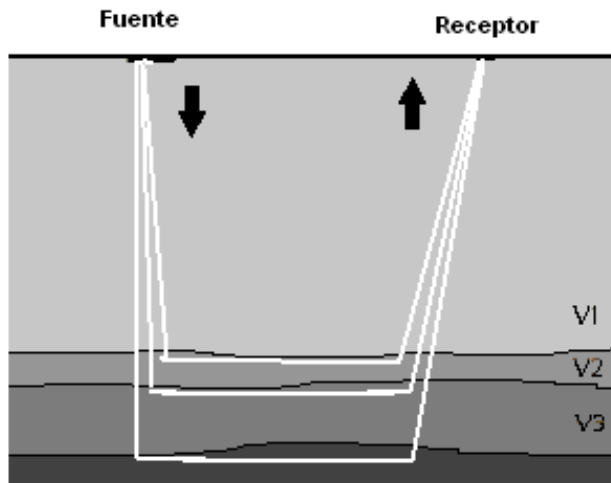
Fuente: Jan van der Kruk

## 1.2 SÍSMICA DE REFRACCIÓN

La sísmica de refracción realizó grandes aportaciones a la prospección sísmica en sus comienzos. Hasta la década de los 60 fue extremadamente popular, especialmente en la exploración de cuencas sedimentarias donde condujo al descubrimiento de grandes campos de petróleo; posteriormente quedó relegada por los avances del método de reflexión que proporcionaba una información más detallada (Lavergne, 1989). Sin embargo, debido a su menor coste y al tipo de información que proporciona (campo de velocidades) la sísmica de refracción es un potente método que actualmente se emplea tanto en estudios de estructuras profundas de la corteza terrestre como en estudios del subsuelo más inmediato (rellenos anisótropos, compactación de los materiales, etc.).

El método se basa en la medición del tiempo de viaje de las ondas refractadas críticamente en las interfaces entre las capas con diferentes propiedades físicas; fundamentalmente por contraste entre impedancias acústicas ( $z = \rho \cdot v$ ; en donde  $\rho$  es la densidad y  $v$  la velocidad de la capa). La energía sísmica se genera mediante un impacto controlado en superficie (o a una determinada profundidad) que va propagándose en forma de onda elástica a través del subsuelo interaccionando con las distintas capas, de manera que una parte de la energía se refleja y permanece en el mismo medio que la energía incidente, y el resto se transmite al otro medio con un fuerte cambio de la dirección de propagación debido al efecto de la interface (refracción). De esta interacción, la sísmica de refracción solo considera las refracciones con ángulo crítico ya que son las únicas ondas refractadas que llegan a la superficie y pueden ser captadas por los geófonos (Figura 1.4).

Figura 1.4 La sísmica de refracción utiliza los tiempos de primeras llegadas del sismograma que corresponden a las ondas refractadas críticamente en las distintas capas del subsuelo.



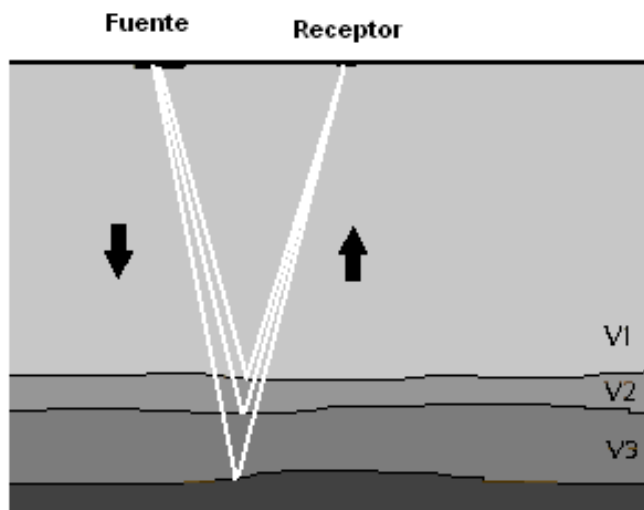
La distancia desde los receptores al punto de tiro debe ser considerablemente grande comparada con la profundidad de los horizontes que se desean detectar, debido a que las ondas viajan grandes distancias horizontales antes de ser refractadas críticamente hacia la superficie; por ello también se suele llamar sísmica de gran ángulo. Estas largas trayectorias de propagación hacen que se disipe una mayor proporción de energía y, en particular se produzca una absorción de las frecuencias más altas, en consecuencia los datos de refracción son de bajas frecuencias comparados con los datos de reflexión y, a igualdad de fuente sísmica, se inspecciona menor profundidad.

La sísmica de refracción es especialmente adecuada cuando se desean estudiar superficies de alta velocidad, ya que brinda información de velocidades y profundidades en las cuales se propagan las ondas. También es posible inspeccionar áreas más grandes más rápidamente y de forma más económica que el método de reflexión; a pesar de presentar una significativa pérdida del detalle (Dobrin, 1988).

### 1.3 SÍSMICA DE REFLEXIÓN

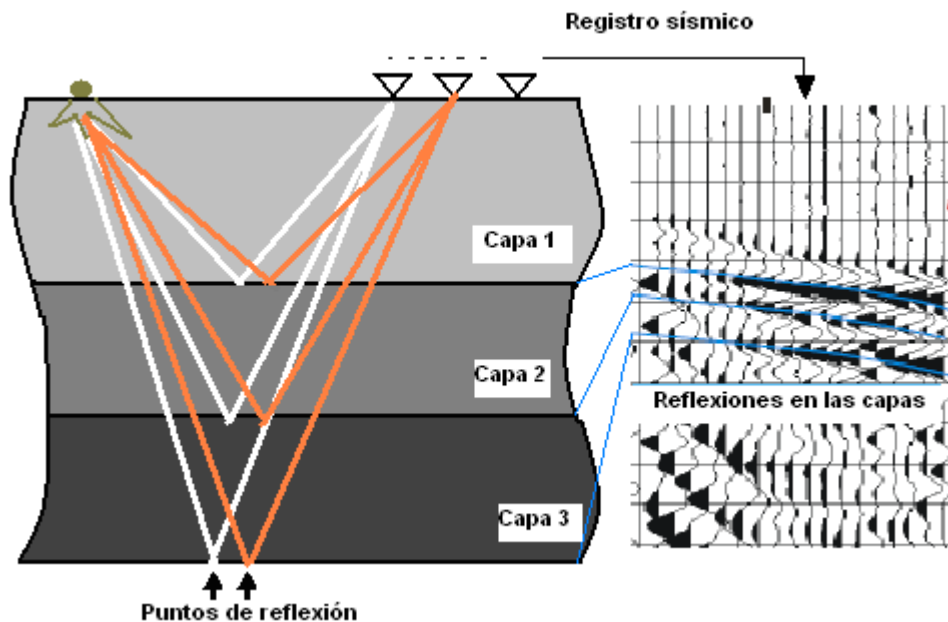
El método sísmico de reflexión se basa en las reflexiones del frente de ondas sísmico sobre las distintas interfaces del subsuelo. Estas interfaces (reflectores) responden, al igual que en la refracción, a contrastes de impedancia que posteriormente se relacionaran con las distintas capas geológicas. Las reflexiones son detectadas por los receptores (geófonos) que se ubican en superficie y que están alineados con la fuente emisora. Dado que las distancias entre la fuente y los geófonos son pequeñas respecto a la profundidad de penetración que se alcanza (Figura 1.5), el dispositivo experimental soporta que se esté operando en "corto ángulo"; asegurando así la obtención de reflexiones y, distinguiéndose de la sísmica de refracción o de "gran ángulo".

Figura 1.5 Esquema básico de la emisión y recepción de los rayos reflectados en las distintas capas reflectoras.



Con el fin de conseguir un mejor reconocimiento de la zona de estudio, se realiza un número de disparos mayor y se aumenta la cantidad de geófonos en comparación con los empleados en un perfil de refracción de longitud equivalente. El resultado es un grupo de trazas sísmicas procedentes de todos los tiros que se analizan, se procesan y luego se reordenan en conjuntos de “puntos reflectores comunes” (CMP), los cuales contienen la información de todas las reflexiones halladas (Figura 1.6). Una vez todas las trazas de un mismo CMP se han agrupado, se suman y se obtiene una traza CMP. El conjunto de todas las trazas CMP constituye la denominada sección sísmica de reflexión que es el resultado final de este método. Una sección sísmica es una imagen del subsuelo en donde las reflexiones se ven en forma de lóbulos negros de mayor amplitud y definen las capas reflectoras que después se asociarán a las estructuras geológicas.

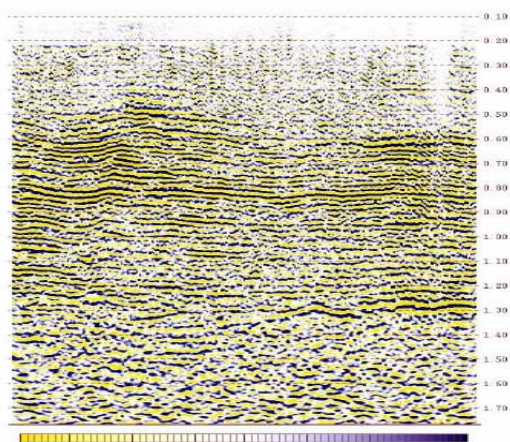
Figura 1.6 Esquema del recorrido de los rayos reflejados en tres capas para una posición de tiro y dos geófonos, una vez todas las reflexiones de un mismo CMP se han agrupado, se suman y se obtiene una traza CMP.



El tratamiento de los datos en sismica de reflexión es más laborioso y delicado que el procesado de refracción; donde uno de los retos más importantes es conseguir aislar de los registros las reflexiones, eliminando las otras ondas (onda directa, refracciones, ruido, etc.). Esta tarea implica la aplicación de tratamientos multiseñal (filtros, deconvoluciones, etc.) que, si no se hacen cuidadosamente, pueden crear anomalías y confundirse con falsos reflectores. Otro punto conflictivo del procesado es que en las secciones sísmicas de reflexión las capas reflectoras están en modo tiempo doble debido a que cada rayo reflejado ha hecho el viaje de ida (incidencia) y vuelta (rebote). A los intérpretes que están acostumbrados a trabajar con secciones sísmicas les es fácil pasar mentalmente del tiempo doble en donde se detecta un reflector a la profundidad que le tocaría (profundidad equivalente), pero en muchos casos se facilita esta tarea automáticamente y se presentan las secciones sísmicas de reflexión convertidas a una profundidad aproximada.

Este método es una de las técnicas de prospección geofísica más utilizada debido a que su resultado es una imagen denominada sección sísmica en donde se aprecia la geometría de las estructuras geológicas (Figura 1.7).

Figura 1.7 Sección sísmica obtenida mediante el método de reflexión. El objetivo fundamental de este método es describir la geometría del subsuelo estudiado. (Levantamiento Sísmico Arecuna Oeste).



## 2. FUNDAMENTOS DE TRAZADO DE RAYOS

La comprensión del proceso físico de generación y propagación de ondas en el subsuelo, permite el diseño exitoso de estudios de adquisición que logren estimar posición y forma de los reflectores en el subsuelo, a través de una correcta iluminación de las estructuras de interés.

Una herramienta importante en el diseño de adquisición es el modelado numérico. El modelado numérico permite reproducir sobre modelos que representan secciones o volúmenes del subsuelo, la física de la propagación de ondas elásticas o acústicas. Esto permite simular en máquinas digitales experimentos de adquisición de manera económica, versátil, y eficiente. Existen varios tipos de modelado numérico de uso común en geofísica de exploración, entre ellos los más populares son: Reflectividad recursiva, Recursive reflectivity, (Kennet, 1983); Trazado de rayos, Ray tracing, (Cervený, 1985) y Campo de onda completo, Full wavefield, implementados generalmente bajo esquemas de diferencias finitas (Kelly et al., 1976). A continuación se muestran los conceptos más resaltantes relativos al modelado directo empleando trazado de rayos.

El trazado de rayos es un método que permite calcular tiempos de viaje de las ondas sísmicas de cuerpo conforme se propagan en el subsuelo, empleando la ley de Snell para resolver los contactos entre capas (Rayos geométricos) y la ley de Keller para describir la difracción en puntos previamente definidos (Rayos difractores) ( Klem-Musatov, 1994). El poder de la técnica de trazado de rayos estriba en la habilidad para almacenar todos los aspectos geométricos de cada rayo, incluyendo múltiples parámetros dinámicos asociados. En particular, los análisis de iluminación son una herramienta poderosa que puede ser empleada

para todo tipo de experimentos sísmicos, permitiendo la optimización del fold, antes y durante la adquisición sísmica (PGS, 2001).

El trazado de rayos puede dividirse en (Cerveny, 1985):

- Cinemático, calcula la trayectoria del rayo y los tiempos de viaje.
- Dinámico, deduce las propiedades dinámicas del campo de ondas sísmicas, como, el patrón de radiación, la curvatura del frente de onda y coeficientes de amplitud.

Para deducir la ecuación de la trayectoria del rayo se comenzará con la ecuación de onda escalar. La presión  $p$  es igual al producto de la incompresibilidad  $K$ , y la convergencia del desplazamiento  $u$  (negativo de la divergencia), análogamente (Claerbout, 1985):

$$p = -\mathbf{K}\nabla \cdot u \quad \text{Ec. 2.1}$$

Por la ley de Newton

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = -\nabla p \quad \text{Ec. 2.2}$$

Tomando la segunda derivada de la ecuación 2.1

$$\frac{\partial^2 p}{\partial t^2} = -\mathbf{K}\nabla \cdot \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} \quad \text{Ec. 2.3}$$

Dividiendo la ecuación 2.2 por  $\rho$  e introduciéndolo a la ecuación 2.3 obtendremos:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial t^2} = \mathbf{K}\nabla \cdot \frac{\nabla p}{\rho} \quad \text{Ec. 2.4}$$

La variación de la densidad en el espacio puede considerarse como despreciable comparada con la de la velocidad. Esta última se establece como:

$$c = \frac{\mathbf{K}}{\rho} \quad \text{Ec. 2.5}$$

Obteniéndose la ecuación de onda,

$$0 = \nabla^2 p - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 p}{\partial t^2} \quad \text{Ec. 2.6}$$

Esta ecuación y sus soluciones constituyen el cimiento de buena parte de los métodos sísmicos de exploración.

Una solución de la ecuación 2.6 para desplazamientos armónicos ( $u$ ) tipo onda plana en una dimensión espacial, puede escribirse como:

$$u = A(x)e^{i(\omega t \pm k \cdot x)} \quad \text{Ec. 2.7}$$

Donde  $k$  es el número de onda.

Si se sigue la derivación de Lay y Wallace (1995), se introduce,

$$\frac{W(x) \cdot w}{c_0} \quad \text{Ec. 2.8}$$

Que reemplaza

$$k \cdot x \quad \text{Ec. 2.9}$$

Esta es una función de la posición y  $c_0$  es la velocidad de referencia. La ecuación (6) queda,

$$u = A(x) e^{i w \left( \frac{W(x)}{c_0} - t \right)} \quad \text{Ec. 2.10}$$

Si se introduce la ecuación 2.10 en la ecuación de onda 2.6, se tienen,

$$\nabla^2 A(x) - A(x) \frac{w^2}{c_0^2} \sum_{i=1}^3 [W(x)_i]^2 = \frac{w^2}{c^2(x)} A(x) \quad \text{Ec. 2.11}$$

$$2 \sum_{i=1}^3 W(x)_i, A(x)_i + A(x) \nabla^2 W(x) = 0 \quad \text{Ec. 2.12}$$

Se hace la aproximación,

$$\frac{\nabla^2 A(x)}{A(x)} \rightarrow 0 \quad \text{Ec. 2.13}$$

Precisa para períodos cortos (altas frecuencias) a la ecuación 2.12, obteniéndose la ecuación eikonal,

$$\sum_{i=1}^3 \left( \frac{\partial W(x)}{\partial x_i} \right)^2 = \frac{c_0^2}{c(x)^2} \quad \text{Ec. 2.14}$$

Esta ecuación también se conoce como ecuación del campo de tiempos de viaje.

Se sabe que

$$W(x) = c_0 \frac{x}{c(x)} = c_0 T \quad \text{Ec. 2.15}$$

Donde  $T$  es el tiempo de viaje del rayo, en consecuencia, la ecuación 2.14 se puede reescribir como:

$$(\nabla T)^2 = \frac{1}{c(x)^2} \quad \text{Ec. 2.16}$$

Donde,  $\nabla T$  es el vector de lentitud de la trayectoria del rayo.

Las ondas consideradas en la aproximación de altas frecuencias son no dispersivas (Cerveny, 1985). Si se establece  $s$  como la distancia del rayo, medida a lo largo de este, se tiene,

$$\frac{dx}{ds} = c(x)\nabla T = \text{vector unitario} \quad \text{Ec. 2.17}$$

Con la ecuación 2.17, se puede eliminar el tiempo de la ecuación 2.16 y se obtiene la ecuación de la trayectoria del rayo:

$$\frac{d}{ds} \left( \frac{1}{c(x)} \frac{dx}{ds} \right) = \nabla \left( \frac{1}{c(x)} \right) \quad \text{Ec. 2.18}$$

Las ecuaciones de primer orden se deducen de la ecuación 2.18, donde  $\ell$  es la lentitud

$$\frac{dx}{ds} = c(x)\ell \quad \text{Ec.2.19}$$

$$\frac{d\ell}{ds} = \frac{d}{ds} \left( \frac{1}{c(x)} \right) \quad \text{Ec. 2.20}$$

Los tiempos de viaje calculados corresponden con los elementos de orden cero de la solución asintótica de alta frecuencia de la ecuación de elastodinámica. Estos tiempos de viaje no están definidos en ciertas regiones del modelo, ya sea por las especificaciones del código de rayo y/o las zonas de sombra. Los tiempos de viaje elementales pueden corresponder, en casos excepcionales, con los primeros arribos; sin embargo, frecuentemente son arribos tardíos con una considerable cantidad de energía. (Klimes et al. y Cervený, 1985).

El trazado de rayos puede ser realizado proporcionando las condiciones iniciales (initial value ray tracing) o introduciendo las posiciones de los receptores (two-point ray tracing) (Klimes et al). Existen diversos métodos para la realización del trazado de rayos dados dos puntos de su trayectoria. El usado por NORSAR-2D™ es un método iterativo eficiente llamado método de rayos paraxiales (Paraxial Ray method), que calcula tiempos de viaje no solo a lo largo del rayo, sino en su vecindad (Klimes et al.).

### 3. ANISOTROPÍA

El tema de anisotropía sísmica tiene una larga historia en la exploración petrolera. Geofísicos han estudiado, escrito y comentado acerca de la anisotropía por décadas (Helbing 1956; Jolly 1956; White 1953). Sin embargo, en los últimos años el interés en este tema se ha incrementado en forma considerable, debido al desarrollo alcanzado en los sistemas de grabación de datos sísmicos multicomponentes, aumento de la capacidad de cómputo y nuevas técnicas de computación (computación en paralelo).

Ahora bien, la principal causa para el desinterés sobre anisotropía en el pasado es la isotropía, ya que esta es más simple y sencilla. Sus ecuaciones y su aplicación, en la mayoría de los casos, se realizan en forma directa y con menos potencial de cómputo. Más aun, la isotropía ha funcionado. La mayoría de los descubrimientos de campos petroleros del mundo se han hecho con esta consideración.

El desarrollo tecnológico de últimos años ha traído como consecuencia una mejora en la calidad de los datos, el poder de cómputo y el desarrollo de algoritmos y métodos computacionales más avanzados. Esto se traduce en que ahora se cuenta con información más compleja, donde potencialmente pueden estar presentes los efectos de la anisotropía del medio.

En términos generales, la anisotropía se define en un medio, como la variación de una o más propiedades con la dirección en una posición espacial constante (Winterstein, 1990). En geofísica de exploración petrolera, la propiedad de interés

es la velocidad obtenida a partir de datos sísmicos, llamada velocidad sísmica. Se define entonces, la anisotropía sísmica como la variación de la velocidad sísmica según la dirección de propagación (Thomsen 2002).

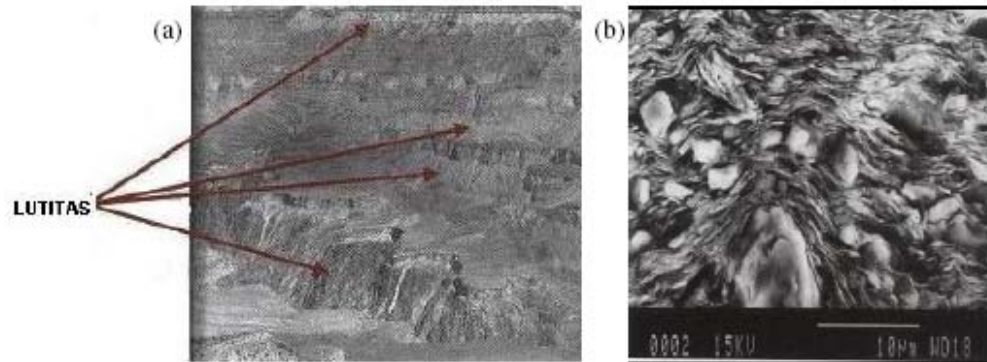
### **3.1 ANISOTROPÍA Y HETEROGENEIDADES.**

El concepto de heterogeneidad está relacionado con el término de anisotropía. Como se explicó anteriormente, anisotropía refleja, en una posición espacial constante el cambio de una propiedad con la dirección. Por otra parte, un material es heterogéneo cuando en una misma dirección sus propiedades cambian con la posición.

La anisotropía se origina por heterogeneidades. En estudios de laboratorio realizados a nivel de secciones finas y a nivel de microscopía electrónica se observa que la velocidad varía de manera puntual. Esto es debido a que a escala microscópica se observan heterogeneidades en los cristales que lo conforman, lo cual establece la conexión entre las heterogeneidades y la anisotropía.

Por ejemplo, si observamos una capa de lutitas en un afloramiento (Figura 3.1 a), quizás esta puede lucir homogénea desde lejos. Cuando tomamos una muestra para el laboratorio y la colocamos en el microscopio, podemos identificar heterogeneidades asociadas a la estructura interna de la roca entre las cuales se encuentra la variación en el tamaño de grano, forma, redondez y la dirección de acomodo preferencial de las partículas durante el proceso de sedimentación o como resultado de causas externas como los esfuerzos (Figura. 3.1 b).

Figura 3.1 Lutitas masivas del cañón de Colorado. (a) vista afloramiento, (b) escala microscópica



Fuente: modificado de Thomsen, 2002.

Ahora bien, estas heterogeneidades a pequeña escala pueden ser observables a nivel sísmico. El estándar de comparación se encuentra referido a la longitud de onda.

En geofísica, el orden de magnitud manejado para la longitud de onda varía según el área de trabajo. Así tenemos que para la sísmica se maneja una resolución del orden de cientos de metros, para registros de pozos el orden es de decímetros y para el laboratorio es del orden de centímetros. Esta diferencia es de importancia debido a que un sólido no tiene el mismo comportamiento elástico a diferentes escalas (Winterstein 1990).

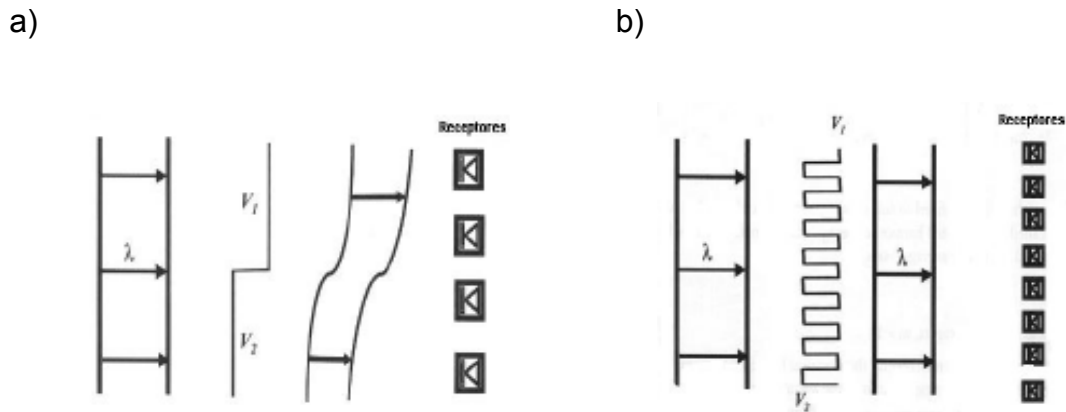
El planteamiento anterior, conduce a la idea de que la definición de un medio elástico heterogéneo depende del nivel de resolución o rango de longitudes de onda de la señal sísmica incidente.

### 3.2 ANISOTROPÍA SEGÚN LA ESCALA

En la Figura 3.2a se ilustra una onda plana incidiendo en forma horizontal sobre una secuencia de capas de diferentes velocidades. El espesor de las capas se compara con la longitud de onda, lo que trae como consecuencia que los receptores graben la llegada de la onda a dos tiempos diferentes; la onda viaja independientemente por cada capa, por lo que los receptores reciben una señal con diferencias en los tiempos de llegada. En la interface existente entre las capas, el frente de onda presenta un salto o distorsión que es proporcional a la relación entre los tiempos de llegada. Por tanto, la distorsión es proporcional al incremento del tiempo de viaje de la onda a través del medio. Este ejemplo ilustra un caso común de heterogeneidad en función de la escala.

En la Figura 3.2b, igualmente se ilustra una onda plana que incide horizontalmente desde la izquierda pero ahora sobre un medio conformado por una secuencia de capas finas, con intercalación de velocidades entre los valores  $V_1$  y  $V_2$ . En este caso, el espesor de las capas es menor a la longitud de onda de la señal incidente, por lo tanto la onda no puede diferenciar entre cada una de las capas, sufriendo un efecto de distorsión, donde las variaciones no son diferenciadas. Este es un ejemplo del efecto de la heterogeneidad a pequeña escala.

Figura 3.2. Efectos de las heterogeneidades según la escala. (a) En capas gruesas, (b) en una secuencia de capas finas.



Fuente: Thomsen, 2002.

Por lo tanto, en términos absolutos, lo que es importante, no es ni el espesor de las capas, ni la longitud de onda de la señal incidente, sino la relación entre ambas. Para valores pequeños de  $\frac{\lambda}{L}$  las ondas planas pueden discriminar cada capa de la secuencia, mientras que para valores de  $\frac{\lambda}{L} \gg 1$  las ondas planas observan un promedio.

### 3.3 PRESENCIA DE ANISOTROPÍA EN ROCAS SEDIMENTARIAS

Estudios realizados con rocas sedimentarias mostraron que existe muy poca anisotropía en rocas de yacimientos no fracturados como arenas, areniscas y carbonatos sobre condiciones de yacimientos. En cambio, en todas las lutitas se encontró anisotropía sísmica, en un rango de 6-33% para la onda P y de 2-55%

para onda S. La magnitud de la anisotropía en lutitas depende de diversos factores como: porosidad, compactación y los tipos de arcilla presente en la misma. Lutitas que presentan poca compactación con una alta porosidad son menos anisótropas que la que presente gran compactación y poca porosidad (Wang, 2002).

A continuación se presenta una tabla de medidas de laboratorio obtenidas sobre un promedio de 300 muestras, en el cual podemos observar los diferentes parámetros de Thomsen para los diversos tipos de roca sedimentaria:

Tabla 3.1. Parámetros anisótropos para Rocas Sedimentarias.

Arenas	$\varepsilon$	$\gamma$	$\delta$	$\sigma$	$\eta$
Máximo	0.359	0.195	0.197	0.257	0.097
Mínimo	-0.007	-0.003	-0.074	-0.0073	-0.019
Mediano	0.057	0.035	0.038	0.008	0.003
Promedio	0.069	0.037	0.046	0.040	0.015
Carbonatos	$\varepsilon$	$\gamma$	$\delta$	$\sigma$	$\eta$
Máximo	0.130	0.136	0.147	0.728	0.263
Mínimo	-0.016	-0.049	-0.164	-0.265	-0.062
Mediano	0.007	0.004	-0.022	0.092	0.024
Promedio	0.017	0.014	-0.016	0.124	0.040
Lutitas	$\varepsilon$	$\gamma$	$\delta$	$\sigma$	$\eta$
Máximo	0.512	0.553	0.242	2.016	3.049
Mínimo	0.081	0.025	-0.174	0.001	0.000
Mediano	0.218	0.177	0.028	0.452	0.157
Promedio	0.232	0.226	0.046	0.575	0.197

Fuente: Wang (2002, SEG)

### 3.4 TIPOS DE ANISOTROPÍA SÍSMICA

Existen diversas razones, (además de las mencionadas anteriormente) por las cuales una roca puede presentar anisotropía. Por ejemplo en el contexto geológico las causas más frecuentes son: alineamiento de fracturas, estratificación fina y presencia de lutitas y anisotropía intrínseca (causada por el preferencial alineamiento de las hojuelas de arcillas y materiales orgánicos) (Figura 3.3). Por esta razón la anisotropía sísmica dependiendo del tipo de roca se clasifica desde el punto de vista geométrico (numero de planos de simetría) en tres grupos:

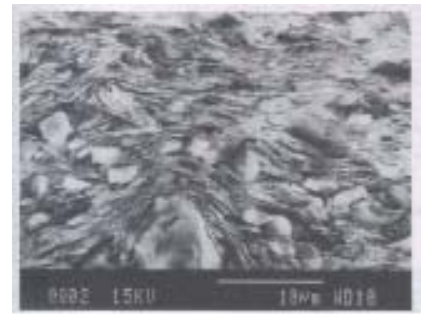
Figura 3.3. a) Presenta alineamiento de fracturas. b) La estratificación fina. c) Anisotropía intrínseca.



a)



b)



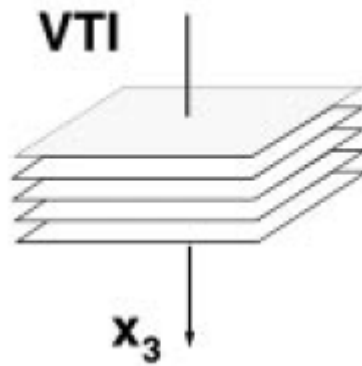
c)

Fuente: Griem (2007), thomsen 2002.

**3.4.1 Isotropía en un plano de simetría (TI):** Este grupo de anisotropía se puede clasificar en dos subgrupos como lo es la anisotropía polar (VTI) y la anisotropía acimutal (HTI). El primero posee un eje de simetría vertical, mientras que el segundo presenta un eje de simetría horizontal.

- **Anisotropía Polar:** Sus propiedades no varían con respecto al azimut pero si varía con respecto al ángulo polar. También es llamado isotropía transversal con eje de simetría vertical (VTI), este tipo de anisotropía es representada por un medio que contiene capas horizontales muy finas, todas isótropas, producto de fragmentos de placas de arcilla (preferiblemente alineados por efectos de gravedad durante la formación de depósitos). Se caracteriza por zonas que contienen lutitas, las cuales pueden ser trampas estructurales (Figuras 3.4).

Figura 3.4. Muestra un medio VTI, este medio es representado en la naturaleza por las lutitas, con eje de simetría en  $x_3$ .

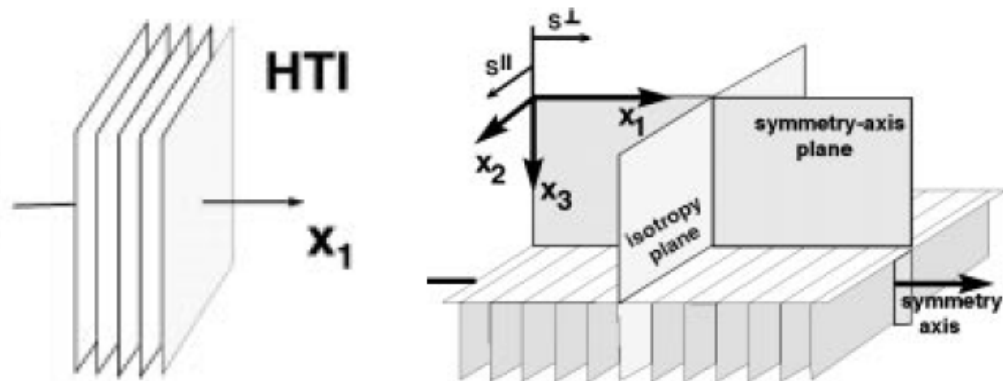


Fuente: Ilya Tsvankin 1997

- **Anisotropía Acimutal:** Consiste en la variación de una o más propiedades de un material homogéneo con respecto al azimut. También es llamado isotropía transversal con eje de simetría horizontal (HTI). Este tipo de anisotropía matemáticamente representa lo mismo que un medio con anisotropía polar, excepto por la rotación del eje de simetría, sin

embargo, en el contexto geológico, el medio se representa por un sistema de fracturas verticales todas paralelas entre sí. (Figura 3.5).

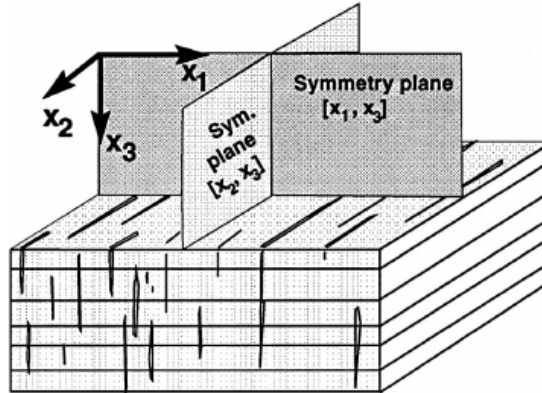
Figura 3.5. Presenta anisotropía HTI, en este tipo de anisotropía la orientación del eje de simetría es perpendicular a la orientación de las fracturas.



Fuente: Fuente: Ilya Tsvankin 1997

**3.4.2 Anisotropía Ortorrómica (ORT):** Este tipo de medio es representado por dos sistemas de fracturas mutuamente perpendiculares, las cuales permanecen invariantes ante rotaciones de  $180^\circ$  alrededor del eje de simetría; (Figura 3.6) este tipo de medio representa dos sistemas de fracturas verticales y contiene nueve constantes elásticas en total. Para este tipo de medio no existe una expresión analítica para las expresiones de las velocidades de fase y grupo de las ondas P, S1, S2.

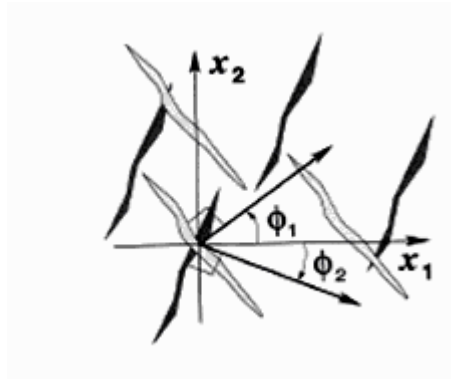
Figura 3.6. Modelo de un medio con anisotropía ortorrómbica



Fuente: Contreras et al. 1999

**3.4.3. Anisotropía Monoclínica (MNC):** La anisotropía monoclínica está relacionada con un medio que posee un sistema de fracturas verticales distribuidas de manera arbitraria (no perpendicular). Para caracterizar este medio hacen falta 12 constantes elásticas. Los medios con simetría monoclínica permanecen invariantes ante rotaciones de  $\rho$  alrededor del eje vertical, además poseen un plano de simetría horizontal y al igual que en la anisotropía ortorrómbica no existe una expresión analítica para las expresiones de las velocidades de fase y grupo de las ondas P, S1, S2.

Figura 3.7. Modelo de un medio con anisotropía monoclínica.



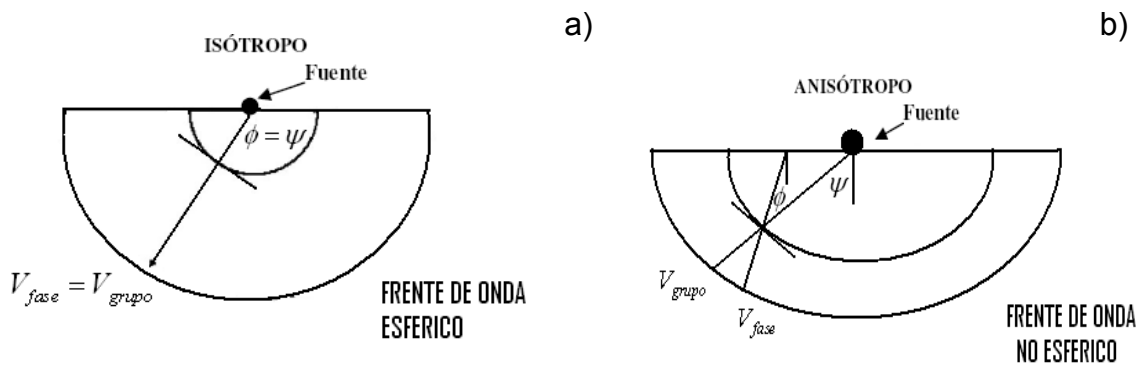
Fuente: Grechka 1998

### 3.5 ANISOTROPÍA ELÍPTICA

Cuando nos encontramos en presencia de un medio anisótropo y la onda al propagarse contiene un frente de onda elíptico, hablamos de un medio con anisotropía elíptica. Este tipo de medio se puede observar cerca de los ejes de simetría cuando nos encontramos en un medio TI.

Esta propiedad es usada por Muir (1990) y Dellinger (1993) et al. Para aproximar el frente de onda P y SV a una elipse.

Figura 3.8 a) Presenta un medio isótropo donde se puede observar que el frente de onda es circular ( $V_{grupo} = V_{fase}$ ). b) Medio anisótropo presenta un frente de onda elíptico ( $V_{grupo} \neq V_{fase}$ ).



La forma del frente de onda depende de la velocidad de grupo (velocidad con la que viaja un tren de ondas) y la velocidad de fase (velocidad con la cual un punto de fase constante viaja perpendicular en dirección normal a la superficie de la onda). Para un medio isótropo la velocidad de grupo es equivalente a la velocidad de fase ( $V_{grupo} = V_{fase}$ ), mientras que para medio anisótropo ocurre la dispersión, es decir, la velocidad de fase es distinta a la de grupo ( $V_{grupo} \neq V_{fase}$ ), esto principalmente se debe a que la velocidad varía con respecto a la frecuencia.

## 4. ANÁLISIS DE VELOCIDADES SÍSMICAS EN ROCAS

El análisis de la velocidad a partir de los datos sísmicos es una manera indirecta de determinar la velocidad de propagación de las ondas en los diversos tipos de rocas en el subsuelo. Dicha velocidad tiene importancia para diversas facetas del procesamiento sísmico tales como:

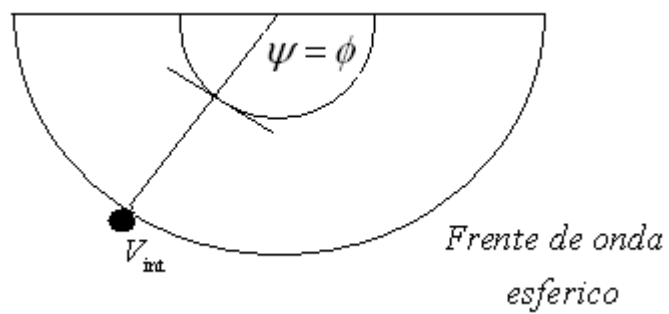
- **Corrección del Normal Moveout (NMO):** consiste en horizontalizar las trazas (Interacción entre los coeficientes de reflexión de la roca y la señal emitida por una fuente de energía como dinamita) que provienen de un mismo punto común (CMP), y llevarlas a un mismo tiempo en  $x=0$ .
- **Apilamiento de las trazas:** Se refiere a la suma de las amplitudes de diferentes trazas provenientes de un mismo punto común en profundidad, luego de haber realizado la corrección NMO.
- **Migración después del apilamiento:** consiste en transportar los datos ya apilados a su posición original de manera de obtener una imagen del subsuelo que sea lo más parecida posible a las secciones geológicas de esa localidad.

Con el análisis de velocidad de los datos sísmicos junto con los registros de pozos, particularmente el registro sónico, se pueden derivar diferentes tipos de velocidades de importancia en sísmica de exploración tales como:

## 4.1 VELOCIDAD INSTANTÁNEA

Es la velocidad en un punto dado del frente de onda en dirección a la propagación de energía (perpendicular al frente de onda).

Figura 4.1 Propagación de la onda en medio isótropo.



$$V_{int} = \frac{dz}{dt} \quad \text{Ec. 4.1}$$

## 4.2 VELOCIDAD PROMEDIO

Es el cociente entre la distancia y el tiempo que tarda en recorrer esta distancia.

$$V_{promedio} = \frac{z}{t} \quad \text{Ec. 4.2}$$

$z$  = profundidad

$t$  = tiempo de tránsito

### 4.3 VELOCIDAD INTERVÁLICA

Es la velocidad promedio sobre un intervalo en particular.

$$V_{\text{int}} = \frac{h_2 - h_1}{t_2 - t_1} \quad \text{Ec. 4.3}$$

$h_2$  ,  $h_1$  profundidades de la base y tope de un intervalo.

$t_2$  ,  $t_1$  tiempo de tránsito entre la base y el tope del intervalo.

### 4.4 VELOCIDAD MEDIA CUADRÁTICA

Es la velocidad de una onda que viaja a través del subsuelo estratificado a lo largo de una trayectoria específica y se define como:

$$V_{\text{rms}}^2 = \frac{\sum V_{\text{int}}^2 t_k}{\sum t_k} \quad \text{Ec. 4.4}$$

Donde  $V_{\text{int}}$  y  $t_k$  son la velocidad interválica y el tiempo de recorrido simple a través del k-ésimo intervalo.  $V_{\text{rms}}$  se deriva usualmente de medidas de moveout normal (NMO), y comúnmente es un pequeño porcentaje más grande que la velocidad promedio correspondiente y muy próxima a la velocidad de apilamiento para cortas distancias fuente receptor.

## 4.5 VELOCIDAD NORMAL MOVEOUT (NMO)

Es la velocidad que se necesita para que la curva tiempo de viaje sea horizontal, para medios isótropos es:

$$V_{rms} = V_{nmo} \quad \text{Ec. 4.5}$$

## 4.6 VELOCIDAD DE APILAMIENTO

Es la velocidad para la cual se obtiene el mejor ajuste entre los tiempos de tránsito  $t$  y la distancia fuente-receptor  $x$  de acuerdo a la relación:

Medio isótropo

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V_a^2} \quad \text{Ec. 4.6}$$

Medio Anisótropo Onda PP y Medio  
Isótropo Onda PS

$$t^2 = t_0^2 + \frac{dt^2}{dx^2} \Big|_{x=0} x^2 + \frac{1}{2} \frac{d}{dx^2} \left( \frac{dt^2}{dx^2} \right) \Big|_{x=0} x^4 + \dots \quad \text{Ec. 4.7}$$

Para un medio isótropo la velocidad de apilamiento en la onda P es igual a la  $V_{nmo}$  y a la  $V_{rms}$ , en cambio, para un medio anisótropo, estas velocidades dejan de ser equivalentes.

## 4.7 VELOCIDAD RESIDUAL MOVEOUT (RMO)

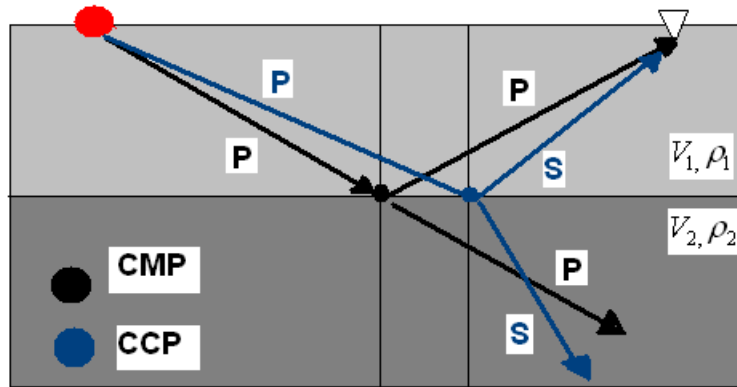
Esta velocidad se calcula después de la migración y consiste en el residuo que queda del cálculo de la velocidad NMO, es decir cuando las capas no quedan horizontalizadas, posterior de la migración se realiza un nuevo pique de velocidad, la cual es añadida al archivo de velocidad NMO, esta velocidad RMO se conoce como “Velocidad de Migración”.

Sin embargo, sólo con los datos sísmicos podemos derivar la velocidad de apilamiento, velocidad NMO y la velocidad RMO. El cálculo de dichas velocidades se conoce como análisis de velocidad. El análisis de velocidad tiene como objetivo:

- ✓ Obtener una buena sección apilada mejorando la relación señal ruido.
- ✓ Adquirir una conversión apropiada tiempo a profundidad.
- ✓ Lograr una buena corrección geométrica. (Migración)

Para poder estimar la velocidad NMO se requiere que los datos estén registrados en offsets distintos de cero provenientes de un punto medio común entre fuente y receptor (CMP) esto es cierto solo si nos referimos a un solo modo de onda como la PP, en el caso de ondas PS, deben de provenir de un mismo punto de conversión (CCP) (Figura 4.2). Con la estimación de esta velocidad se puede horizontalizar las trazas (colocándolas a offset cero), con el objetivo de realizar el apilamiento de las mismas para así poder comprimir el volumen registrado de los datos sísmicos sobre una sección apilada.

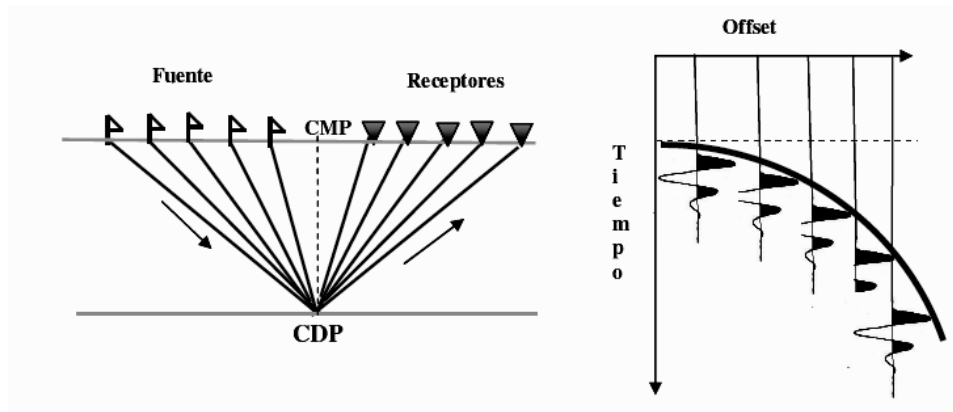
Figura 4.2 Propagación de la onda P en un medio isótropo con interfase plana. La velocidad del medio es considerada constante.



## 4.8 NORMAL MOVEOUT

Supongamos un reflector ideal, es decir, una interfaz plana, homogénea, con espesor constante, sin pérdidas de energía y no dispersivo (La velocidad no varía con respecto a la frecuencia). Para esta simple capa horizontal con velocidad constante la curva del tiempo de viaje en función del offset (distancia fuente-receptor) es una hipérbola (Figura 4.3).

Figura 4.3 Adquisición de un punto medio común (CMP), utilizando 6 fuentes y 6 receptores. Arreglo por CDP en el dominio de  $t^2 - x^2$



El arreglo por CDP (Punto común en profundidad) consiste en generar diversos disparos, manera de obtener información de un mismo punto en profundidad en distintos intervalos de tiempo (Figura 4.3).

La forma de la curva para ondas reflejadas en un arreglo por CDP es de principal importancia para el procesamiento e interpretación de datos sísmicos. La aproximación convencional (Ondas PP) para esta curva es descrita por la ecuación de la hipérbola (Dix, 1955):

$$t^2 = t_v^2 + \frac{x^2}{V_{nmo}^2} \quad \text{Ec. 4.8}$$

Donde, la variable  $t_v$  es tiempo de llegada vertical (cero offset),  $x$  es la distancia fuente - receptor y  $V_{nmo}$  es la velocidad normal moveout. Para invertir los datos de reflexión a velocidades verticales se asume que  $V_{nmo} = V_{rms}$ . Esta aproximación es válida sólo para pequeños offsets (offsets menores a la profundidad del reflector), medio isótropo y un modelo de capas planas (Tsvankin y Thomsen, 1994).

La diferencia entre el tiempo de viaje en un dado offset y el tiempo vertical (offset cero) es llamado NMO. El Normal moveout es utilizado típicamente para el análisis de velocidad sísmica, cuando los reflectores son planos y la velocidad no varía lateralmente (Figura 3.4), si dicha velocidad es correcta, la imagen en un CDP no depende de la distancia fuente-receptor.

## **5. DETERMINACIÓN DE LA ORIENTACIÓN Y DENSIDAD DE FRACTURAS A PARTIR DEL ANÁLISIS DE VELOCIDADES DE APILADO**

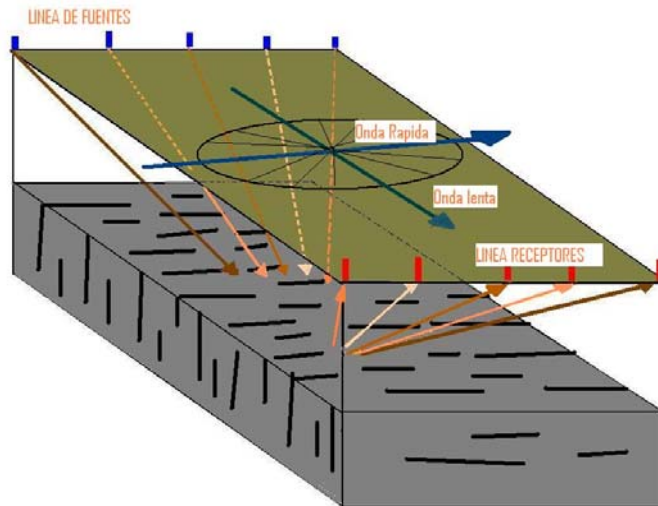
En este capítulo se presenta los fundamentos teóricos en los cuales se basa la metodología y se discutirá los principales elementos de los métodos desarrollados para la detección de propiedades de medios fracturados a partir de variaciones en las velocidades de apilado. A diferencia de los métodos basados en variaciones de las amplitudes, en los que hay contribuciones de varios grupos de investigación (Mallick., Rueger, SBR), en este tema el liderazgo del grupo del CWP<sup>3</sup> es notable.

El concepto básico es que en un medio acimutalmente anisótropo, la velocidad de apilamiento varia con el azimut y la forma geométrica de esas variaciones es la de una elipse, cuyo eje mayor está orientado en dirección paralela a la orientación de las fracturas (dirección de mayor velocidad de propagación), y el eje menor se orienta en dirección perpendicular a dicha orientación como lo muestra la figura 5.1. Asimismo, la relación entre los tamaños de estos ejes (que matemáticamente es el grado de elipticidad de la elipse) es una medida de la diferencia de velocidades en cada una de esas direcciones y por tanto del grado de anisotropía del medio, que finalmente es un indicativo de la densidad de fracturas.

---

<sup>3</sup> CENTER WAVELET PHENOME

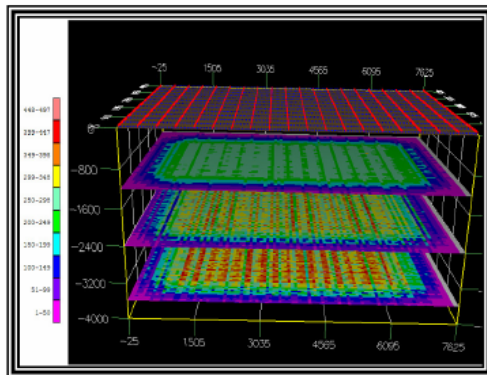
Figura 5.1. Esquema de la orientación y barridos de los rayos para un medio fracturado.



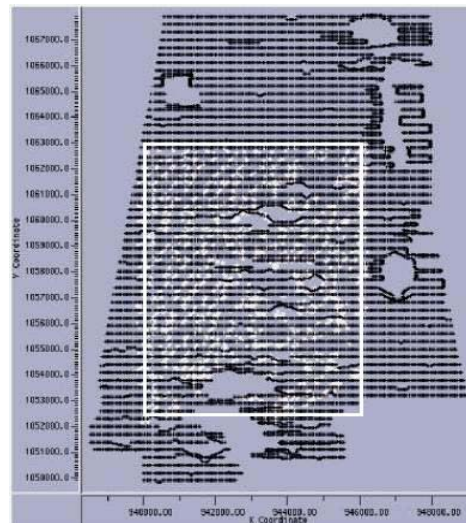
El estudio de la variación acimutal de las velocidades de apilamiento potencialmente proporciona información sobre la orientación preferencial y densidad de los trenes de fracturas. Aunque conceptualmente simple, este procedimiento presenta varias complicaciones en la práctica. En primer lugar, el análisis acimutal de velocidades de apilado no es un procedimiento común en el procesamiento convencional de datos 3D; lo usual es la determinación de una velocidad única a partir de los datos ordenados por “offset”, sin atención a las variaciones en azimut, lo que es una simple extensión del procedimiento efectuado en el caso 2D. Es claro que en la medida en que se tenga mejor muestreo en todos los rangos de offset para los diferentes rangos de azimut, mayor precisión se tendrá en la determinación de la variación acimutal de las velocidades (fig. 5.2). Este es un requisito de diseño que implicaría una adquisición de cubrimiento comparativamente alto y que por lo tanto pocas veces se utiliza en la práctica, excepto cuando el objetivo específico del programa es la detección de fracturas u otros basados en el estudio de variaciones acimutales de la respuesta sísmica.

Figura 5.2. Diseño de adquisición, (a) diseño ortogonal estrecho con 8 fuentes entre líneas receptoras, (b) adquisición del campo el Segundo, (c) diseño radial ideal para el análisis de variaciones acimutales.

(a)



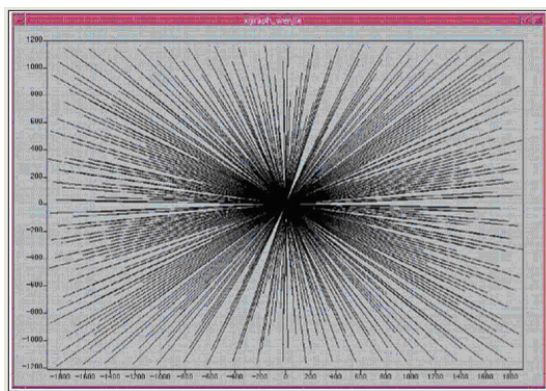
(b)



Fuente: Hugo Cerquone, XIII Congreso Venezolano de Geofísica

Fuente: ECOPETROL-ICP

(c)

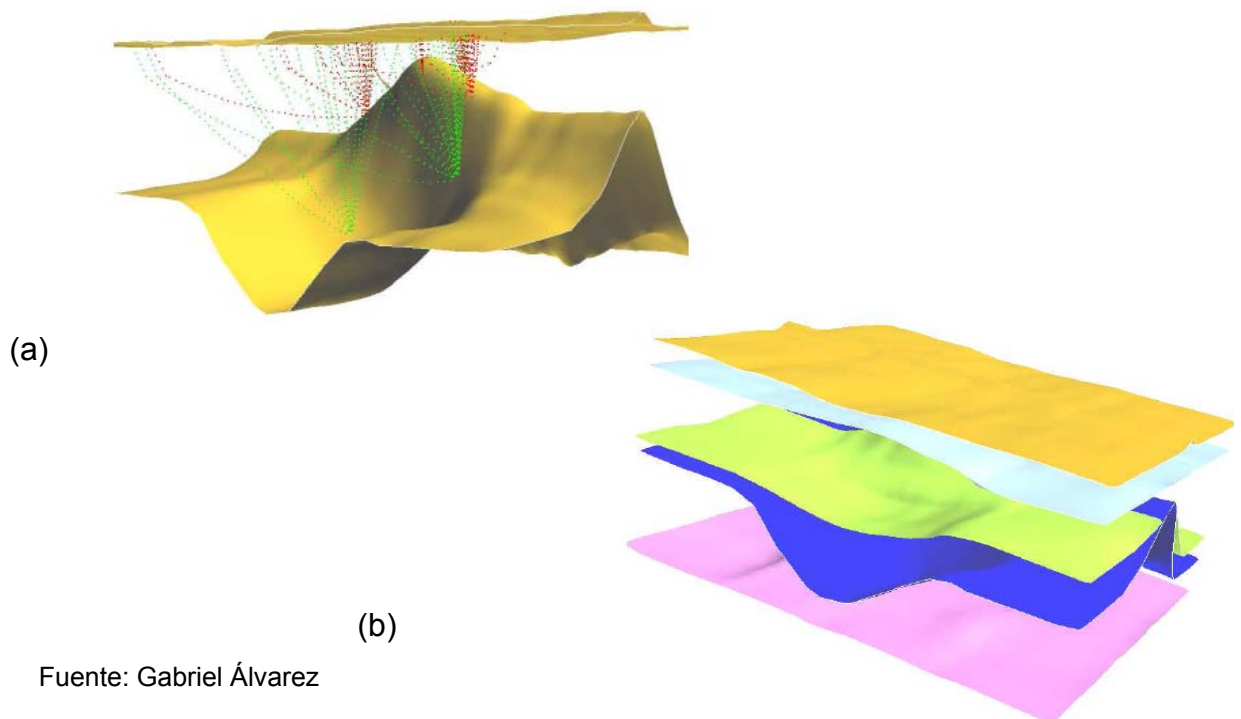


Fuente: WENJIE DONG 2003

Por otro lado, diferentes condiciones geológicas, como la presencia de buzamiento o de variaciones laterales de velocidad, pueden también dar lugar a variaciones acimutales de las velocidades de apilado (figura 5.3). Algunos de los trabajos más

recientes en el CWP se orientan precisamente hacia el desarrollo de algoritmos para corregir estos efectos. En particular, se han desarrollado expresiones para corregir el efecto de variaciones moderadas de velocidad (que incluirían la presencia de buzamiento moderado) que, para el caso de presencia de una sola capa con anisotropía acimutal, se basa en estimaciones de la curvatura de la superficie de tiempo de arribo en datos de offset cero. Dicha superficie es esencialmente el horizonte de interés picado en una sección apilada. Para dos o más capas se requiere estimar dichas curvaturas para los reflectores asociados al tope y la base de la capa y adicionalmente, estimar para el tope y la base la velocidad derivada de una aproximación circular a la variación elíptica de las velocidades de apilamiento.

Figura 5.3. Modelo de estructuras geológicas, tamaño de las estructuras oscila entre los 10x10 Km, profundidad de los reflectores 0.3 Km.



Finalmente, otra complicación que se presenta es la de discriminar la respuesta asociada a capas individuales, en el caso de la presencia de varias capas con anisotropías acimutales. También en el CWP, se ha desarrollado una extensión de la ecuación de Dix, para medios anisótropos (Tsvankin-Greska 1998), a partir de la cual se logra determinar las elipses de velocidades individuales, y por tanto estimar parámetros de fracturamiento individuales, de cada capa. Al igual que la ecuación original de Dix, la generalización desarrollada por el CWP estrictamente es válida para un medio de capas horizontales y su aplicación se extiende a casos de buzamiento moderado (menores  $30^\circ$ ).

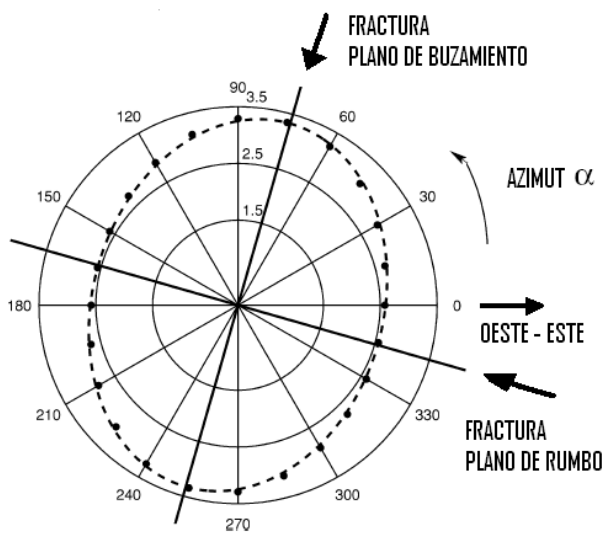
La determinación de parámetros del medio fracturado a partir del estudio de la variación acimutal de las velocidades de apilamiento requiere de varios pasos de procesamiento cuyo objetivo es tanto corregir los efectos de variaciones laterales (moderadas) de velocidad como aislar la respuesta asociadas a capas individuales de interés. Esencialmente este procesamiento consta de (Grechka 1998):

- Análisis de velocidades 3D que incluya la variación acimutal, para obtener las elipses compuestas de velocidad de apilamiento.
- Suavizado espacial de las elipses y de los tiempos de arribo de offset cero.
- Corrección de las elipses por efecto de variaciones laterales de velocidad
- Aislamiento de la respuesta individual de cada capa aplicando la extensión de la ecuación de Dix.

El producto final lo constituye la estimación de los parámetros que determinan la variación elíptica de las velocidades, asociadas con cada capa individual. Este puede presentarse convenientemente en forma de un mapa para cada capa, en el que se presenta para la localización de cada CMP o conjunto de CMP's

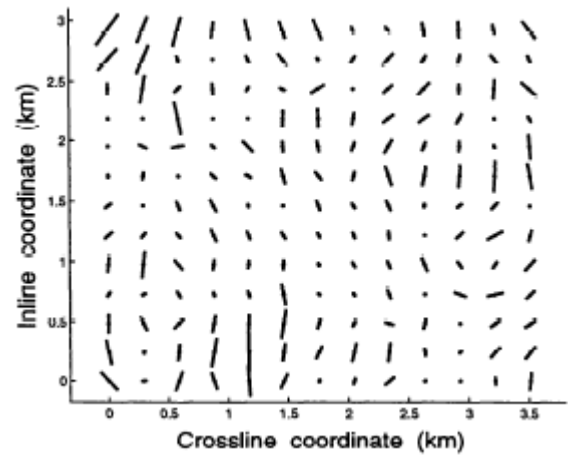
(“supergather”), tanto la dirección del eje mayor de la elipse (dirección preferencial del fracturamiento como la relación fraccional entre el tamaño de los ejes, o elipticidad (densidad de fracturas) (figura 5.4)

Figura 5.4 (a) Dependencia de la velocidad NMO (Km / s) con el azimut para ondas P, (b) Mapa de elipses NMO para un horizonte



(a)

Fuente: Vladimir Grechka 1998)



(b)

Fuente: Iliia Tsvankin 1997

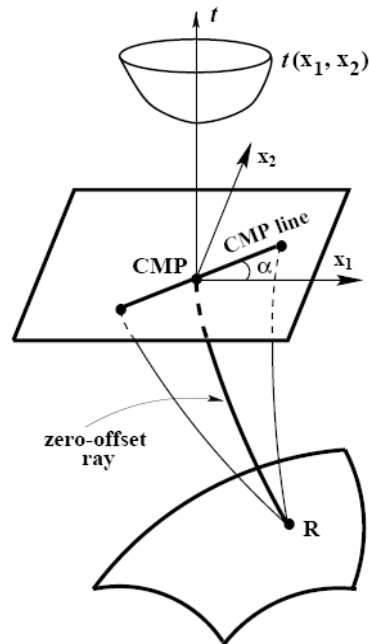
## 5.1 FORMULACIÓN PARA DEPENDENCIA AZIMUTAL DE LAS VELOCIDADES NMO PARA UN MEDIO HTI

### 5.1.1 ECUACIÓN DE LA ELIPSE NMO

Supongamos que el tiempo de viaje (traveltimes) de cierta onda reflejada (generalmente llamada reflexión moveout) Se han registrado en un registro de

punto medio común (CMP) gathers con diferentes orientaciones de azimuth pero una misma locación de CMP. (Figura 5.5).

FIG. 5.5. Velocidad Normal-moveout calculada sobre una línea CMP



Fuente: Vladimir Gretchka 1998

La reflexión moveout puede ser descrita usando términos de segundo orden de la serie de Taylor con respecto al offset. Para un medio 3D anisótropo heterogéneo, el tiempo de reflexión  $t$  es función de las coordenadas de la fuente  $(x_s, y_s)$  y los receptores  $(x_R, y_R)$ :

$$t = t(x_s, y_s, x_R, y_R) \quad \text{Ec. 5.1}$$

Utilizando las coordenadas del midpoint<sup>4</sup> obtendríamos,

---

<sup>4</sup> Punto medio

$$X_{CMP} = \frac{1}{2}(x_S + x_R) \quad \text{Ec. 5.2}$$

$$Y_{CMP} = \frac{1}{2}(y_S + y_R) \quad \text{Ec. 5.3}$$

Representamos el tiempo  $t$  como función de las coordenadas del midpoint  $X_{CMP}$ ,  $Y_{CMP}$  y  $d_x$ ,  $d_y$ , donde:

$$d_x = x_R - x_S \quad \text{Ec. 5.4}$$

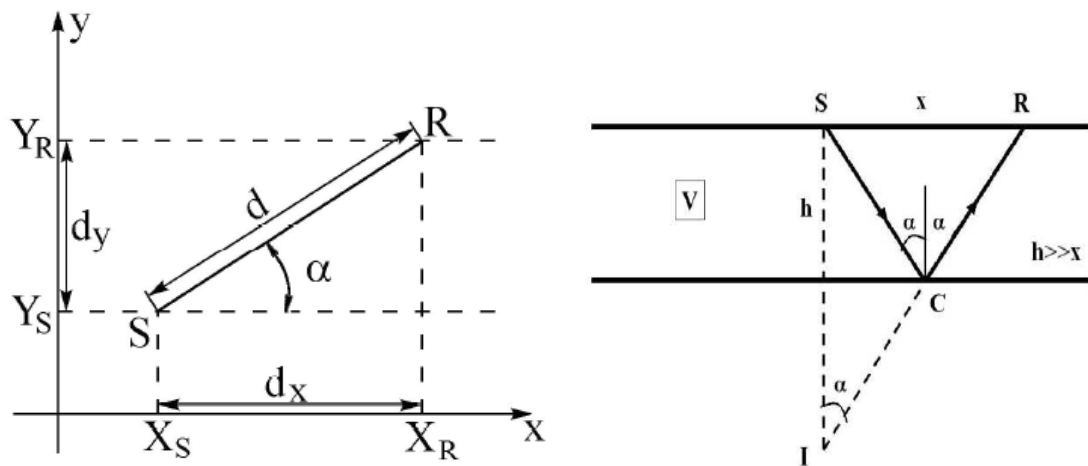
Y

$$d_y = y_R - y_S \quad \text{Ec. 5.5}$$

$d_x$  y  $d_y$  son la proyección del segmento Fuente-receptor (figura 5) . La función del tiempo,  $t$ , quedaría formulada de la siguiente forma:

$$t = t(x_{CMP}, y_{CMP}, -d_x, -d_y) = t(x_{CMP}, y_{CMP}, d_x, d_y) \quad \text{Ec. 5.6}$$

Figura 5.6 Esquema de una línea fuente(S) –receptor(R) para un CMP<sup>5</sup>, vista de planta y frontal.



Fuente: Ilia Tvanski 1997

<sup>5</sup> Punto medio común.

Asumiendo alguna suavidad en las interfaces y en las velocidades de intervalo, podemos representar tiempo de viaje de reflexión  $t(x_{CMP}, y_{CMP}, d_x, d_y)$ , en forma de una serie truncada de Taylor con respecto a  $d_x$  y  $d_y$ . Para longitudes convencionales de propagación cerca de la profundidad reflector, para un medio arbitrario 3D, se puede truncar la serie de Taylor y dejar sólo la de segundo orden. Esto nos lleva a la fórmula (Blais 1988):

$$t^2(x_{CMP}, y_{CMP}, d_x, d_y) = t_0^2(x_{CMP}, y_{CMP}) + w_{11}(x_{CMP}, y_{CMP})d_x^2 + 2w_{12}(x_{CMP}, y_{CMP})d_x d_y + w_{22}(x_{CMP}, y_{CMP})d_y^2 \quad \text{Ec. 5.7}$$

Donde  $\alpha$  es el azimut de la línea sísmica y  $d$  es el offset<sup>6</sup> (figura 5.6)

$$d = \sqrt{(x_R - x_S)^2 + (y_R - y_S)^2} = \sqrt{d_x^2 + d_y^2} \quad \text{Ec. 5.8}$$

$$d_x = d \cos \alpha \quad \text{Ec. 5.9}$$

$$d_y = d \sin \alpha \quad \text{Ec. 5.10}$$

Sustituyendo las tres últimas ecuaciones en (5.7), podemos reescribir esta ecuación como:

$$t^2(x_{CMP}, y_{CMP}, d_x, d_y) = t_0^2 + \frac{d^2}{V_{nmo}^2(x_{CMP}, y_{CMP}, \alpha)} \quad \text{Ec. 5.11}$$

Donde  $V_{nmo}$  y los coeficientes  $w_{ij}$  dependen de las coordenadas  $x_{CMP}, y_{CMP}$  del CMP. Esta representación de la velocidad NMO (para una locación fija en el CMP)

---

<sup>6</sup> Distancia media entre fuente-receptor

fue derivada por Grechka y Tsvankin (1998). La misma representación de la velocidad NMO fue utilizado por Blias (Blias, 1988) para analizar la dependencia de la velocidad NMO en adquisiciones 3D.

Si el medio es anisótropo y heterogéneo, la dependencia de los tiempos de viaje (traveltime) en offsets prolongados con los azimut  $\alpha$  de una línea CMP pueden llegar a ser bastante complicado. Para longitudes de propagación convencionales entre la distancia del CMP y el reflector (distancia entre fuente receptor menor que la profundidad), sin embargo, moveout en la geometría de los CMP es usualmente bien aproximado por la ecuación hiperbólica obtenida anteriormente.

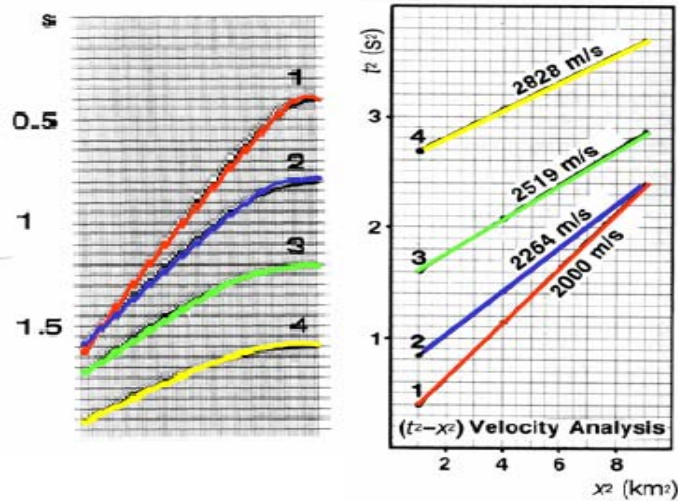
$$t^2(\alpha) \approx t_0^2 + \frac{x^2}{V_{nmo}^2(\alpha)} \quad \text{Ec. 5.12}$$

Donde  $t_0$  es el tiempo de reflexión a cero-offset,  $x$  es la distancia fuente-receptor, y  $V_{nmo}(\alpha)$  la velocidad normal- moveout definida como:

$$V_{nmo}^2(\alpha) = \lim_{x \rightarrow 0} \frac{d[x^2]}{d[t^2(\alpha)]} \quad \text{Ec. 5.13}$$

De acuerdo a la ecuación 5.13, la velocidad NMO se determina de la pendiente inicial de la curva  $t^2 - x^2$  a cero offset (figura 5.7). Para cualquier modelo realista del subsuelo, la función  $t^2(x^2)$  desvía una línea recta debido a que de esta forma omite la influencia de las heterogeneidades y/o anisotropía. Pero la ecuación 5.12 generalmente es una buena aproximación para distancias moderadas de offsets limitados por la distancia entre el CMP y reflector. (Tsvankin and Thomsen 1994; Grechka and Tsvankin 1998)

Figura 5.7. Ejemplo de un análisis  $t^2 - x^2$



El análisis presentado a continuación está basado sobre los resultados generales obtenidos por Grechka and Tsvankin (1998) Que demostraron que la velocidad NMO se puede ser descrita por la siguiente forma cuadrática simple y que es corroborado con el análisis anterior

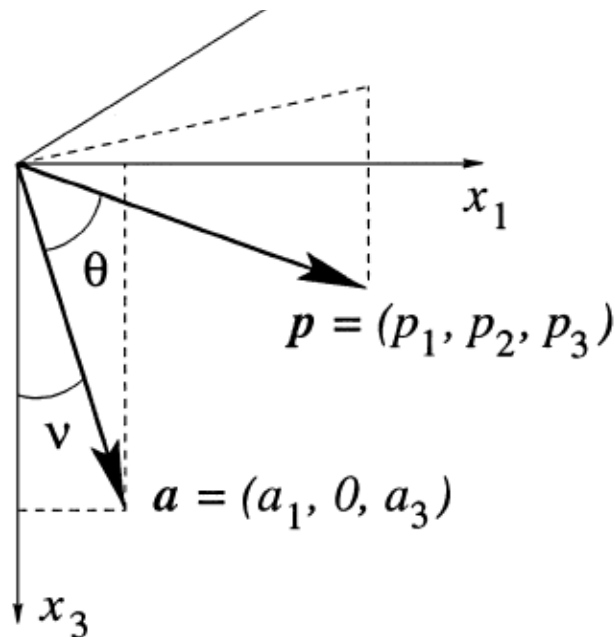
$$V_{nmo}^{-2}(\alpha) = W_{11} \cos^2 \alpha + 2W_{12} \sin \alpha \cos \alpha + W_{22} \sin^2 \alpha \quad \text{Ec. 5.14}$$

Donde  $W$  es una matriz simétrica,

$$W_{ij} = \tau_0 \frac{\partial^2 \tau}{\partial x_i \partial x_j} \Big|_{x_{CMP}} = \tau_0 \frac{\partial p_i}{\partial x_j} \Big|_{x_{CMP}}, (i, j = 1, 2). \quad \text{Ec. 5.15.}$$

Donde  $\tau(x_1, x_2)$  es el tiempo de viaje en una dirección<sup>7</sup> desde punto de reflexión a cero-offset<sup>8</sup> a un punto  $X(x_1, x_2)$  localizado en la superficie, el  $\tau_0$  es el tiempo de viaje en una dirección en el cero-offset,  $p_i$  son los componentes del vector de lentitud correspondiente al rayo (figura 5.8) que retorna al punto  $X$ , y  $x_{CMP}$  es la locación del CMP. En la figura 5.5, el CMP coincide con sistema de coordenadas de origen; sin embargo, el cambio de origen a cualquier otro lugar no cambia las derivadas de la ecuación 5.15. El tiempo de viaje en un sentido aparece en la ecuación 5.14 porque la dispersión del punto de reflexión no influye sobre las velocidades NMO, y (para pequeñas offset fuente-receptor es apropiado para la estimación de  $V_{nmo}$ ) los rayos pueden suponerse que se propagan a través del punto de reflexión a cero-offset del rayos (Hubral and Krey 1980; Tsvankin 1995).

Figura 5.8 El eje de simetría (descrito por el vector unitario  $a$ ) se encuentra en el plano  $(x_1-x_3)$ , y  $p$  es el vector de lentitud.



Fuente: Hiroshi Takenaka 2000

<sup>7</sup> one-way travelttime

<sup>8</sup> Observar figura 5.

### 5.1.2 RELACIÓN ENTRE LA MATRIZ W Y LA ELIPSE DE VELOCIDADES NMO

La dependencia acimutal de la velocidad normal moveout esta descrita por la ecuación 5.14, como lo muestran en muchos textos es una curva de segundo orden en el plano horizontal. La expresión para  $V_{nmo}(\alpha)$  puede ser simplificada nuevamente ajustando los ejes de coordenadas horizontales con los vectores propios (eigenvalores) de la matriz simétrica  $W$  (Grechka and Tsvankin 1998). Esta rotación reduce la ecuación 5.14 a:

$$V_{nmo}^{-2}(\alpha) = \lambda_1 \cos^2(\alpha - \beta) + \lambda_2 \sin^2(\alpha - \beta) \quad \text{Ec. 5.16}$$

Donde  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$  son los valores propios (eigenvalores) de la matriz  $W$ . Y  $\beta$  es el ángulo entre los vectores propios correspondientes a  $\lambda_1$  y el eje  $x_1$ .

Para verificar la equivalencia entre la ecuación 5.14 y 5.16, se expande de la siguiente forma:

$$\cos^2(\alpha - \beta) = \cos^2 \alpha \cos^2 \beta + 2 \sin \alpha \sin \beta \cos \alpha \cos \beta + \sin^2 \alpha \sin^2 \beta \quad \text{Ec. 5.17.}$$

Y

$$\sin^2(\alpha - \beta) = \cos^2 \alpha \sin^2 \beta - 2 \sin \alpha \sin \beta \cos \alpha \cos \beta + \sin^2 \alpha \cos^2 \beta \quad \text{Ec. 5.18.}$$

La ecuación 5.14 y 5.16 son idénticas si:

$$W_{11} = \lambda_1 \cos^2 \beta + \lambda_2 \sin^2 \beta, \quad \text{Ec. 5.19}$$

$$W_{12} = \frac{1}{2}(\lambda_1 - \lambda_2) \sin 2\beta, \quad \text{Ec. 5.20}$$

Y

$$W_{22} = \lambda_1 \sin^2 \beta + \lambda_2 \cos^2 \beta \quad \text{Ec. 5.21}$$

Invirtiendo la ecuación 5.19, 5.20, 5.21 para  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$  y  $\beta$  se obtiene:

$$\lambda_1 = \frac{1}{2} \left[ W_{11} + W_{22} + \sqrt{(W_{11} - W_{22})^2 + 4W_{12}^2} \right] \quad \text{Ec. 5.22}$$

$$\lambda_2 = \frac{1}{2} \left[ W_{11} + W_{22} - \sqrt{(W_{11} - W_{22})^2 + 4W_{12}^2} \right] \quad \text{Ec.5.23}$$

y

$$\tan \beta = \frac{W_{22} - W_{11} + \sqrt{(W_{22} - W_{11})^2 + 4W_{12}^2}}{2W_{12}}, \quad (W_{12} \neq 0) \quad \text{Ec.5.23}$$

La ecuación 5.13, 5.14 y 5.15 muestra que  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$  son de hecho los vectores propios de la matriz simétrica  $W$ . Si  $W_{12} = 0$ , la matriz  $W$  es diagonal, y la ecuación 5.14 se reduce a la ecuación 5.16 sin ninguna rotación.

El ángulo  $\beta$  es el correspondiente ángulo del semieje mayor (correspondiente vector propio  $\lambda_1$ ) de la elipse con respecto al eje x, es decir, la orientación de la elipse que a su vez es la orientación del tren fracturas

Grechka and Tsvankin (1998) concluyen que  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$  son valores positivos y que la velocidad NMO de la ecuación 5.16 traza en cada dirección de azimut definiendo una elipse centrada.

Los semiejes de la elipse estarían dados por:

$$V_{nmo}^{(i)} = \frac{1}{\sqrt{\lambda_i}}, \quad (i = 1, 2) \quad \text{Ec. 5.24}$$

Estos valores son proporcionales a las longitudes de los semiejes y se pueden también expresar de la siguiente forma:

$$V_{el1} = \frac{1}{\sqrt{\lambda_1}} \quad \text{Ec. 5.25}$$

$$V_{el2} = \frac{1}{\sqrt{\lambda_2}} \quad \text{Ec. 5.26}$$

De acuerdo con estas ecuaciones, en principio, la sísmica de superficie proporciona toda la información necesaria para la caracterización de la elipse de las velocidades a partir del análisis de semblanza (“semblance Analysis”) que será descrito más adelante.

Es importante resaltar que la variación elíptica de las velocidades con el azimut, del modo que se ha representado aquí, presupone que la anisotropía esta presente desde el tiempo 0 hasta el tiempo el cual ha sido llevado acabo el análisis. A estas cantidades se les llama efectivas y es poco probable, que una situación real tengamos que las fracturas se presenten de una manera uniforme en toda la secuencia por encima de la zona de interés. Es mucho más común que la zona fracturada corresponda a uno o varios intervalos y que el resto de la secuencia no se encuentre sensiblemente fracturada, por tal es necesario dar un paso adicional para obtener los parámetros del intervalo a partir de los parámetros efectivos.

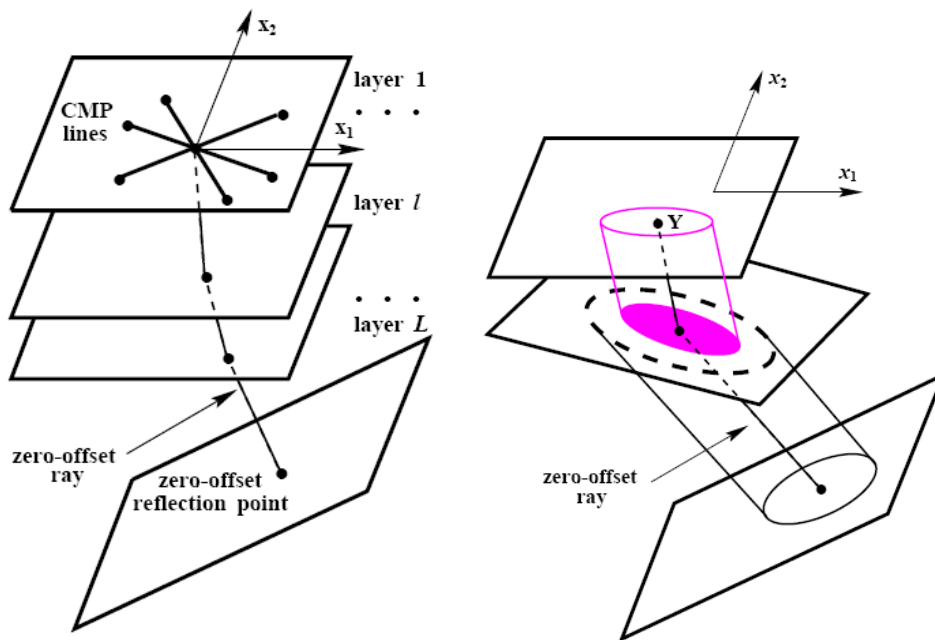
## **5.2 VELOCIDADES INTERVALICAS PARA UN MEDIO CON MULTIPLES CAPAS Y UN BUZAMIENTO LEVE**

### **5.2.1 ECUACION GENERALIZA DE DIX**

La caracterización de la variación de las velocidades NMO en un medio de varias capas y con buzamiento moderado (menor a 30° grados), requiere una

formulación desarrollada por el CWP, que es una generalización de la ecuación de Dix <sup>9</sup>(tsvanki grechka 1998). En la figura siguiente se muestra un sistema multicapas donde se encuentra una de ellas con buzamiento.

Figura 5.9. Sistema multicapa con un reflector inclinado.



Fuente: Vladimir Grechka 1998.

Las elipses NMO para un medio con múltiples capas heterogéneas anisótropas pueden ser obtenidas por la ecuación de Dix generalizada que promedia las matrices  $W$  responsables para las elipses de cada intervalo. El procedimiento realizado es básicamente el empleado para obtener la ecuación de Dix en 2D y confina todos los rayos que inciden sobre un plano que contiene la línea CMP, las velocidades consideradas son aproximadas a las velocidades RMS.

<sup>9</sup> SEISMIC VELOCITIES FROM SURFACE MEASUREMENTS

La construcción de la elipse efectiva NMO, se requiere obtener la matriz  $W$  definida en la ecuación 5.15:

$$W_{ij}(L) = \tau(L) \frac{\partial p_i}{\partial x_j(L)} \quad (i, j = 1, 2) \quad \text{Ec. 5.27}$$

Donde  $\tau(L)$  es el tiempo total de viaje a cero-offset en un sentido y  $x_j(L)$  es el desplazamiento horizontal entre un punto localizado a cero-offset en la capa  $L_n$  (generalmente el reflector) y la superficie figura 5.9. Debido a la continuidad de los rayos, tanto  $\tau(L)$  y  $x_j(L)$  son iguales a la suma de los valores de los respectivos intervalos:

$$\tau(L) = \sum_{n=1}^L \tau_n \quad \text{Ec. 5.28}$$

$$x_i(L) = \sum_{n=1}^L x_{i,n} \quad (i = 1, 2) \quad \text{Ec. 5.29}$$

Es conveniente introducir una matriz auxiliar

$$Y_{ij}(L) \equiv \frac{\partial x_i(L)}{\partial p_j}, \quad (i, j = 1, 2) \quad \text{Ec. 5.30}$$

Con la evaluación de las derivadas para los parámetros del rayo  $p_1$  y  $p_2$  en un rayo cero-offset entonces:

$$W \equiv W(L) = \tau(L) Y^{-1}(L) \quad \text{Ec. 5.31}$$

En un modelo compuesto homogéneo de capas horizontales con interfaces sobre el reflector, las componentes horizontales  $p_1$  y  $p_2$  del vector de lentitud se mantienen constantes a lo largo de un determinado rayo entre un punto reflexión y

la superficie. Por lo tanto, la sustitución de la ecuación (5.29) en la ecuación (5.30), encontramos

$$Y_{ij}(L) \equiv \frac{\partial x_i(L)}{\partial p_j} = \sum_{n=1}^L \frac{\partial x_{i,n}}{\partial p_j} \equiv \sum_{n=1}^L Y_{ij,n} \quad \text{Ec.5.32}$$

La ecuación (5.32) explica el motivo de la introducción de la matriz efectiva  $Y(L)$  que a diferencia de la matriz  $W$ , se puede descomponer en suma de las matrices  $Y_n$  para las distintas capas. Dado que todos los límites intermedios son horizontales, el desplazamiento del rayo  $x_{i,n}$  en cualquier capa coincide con los valores que deberían ser utilizados para el cálculo de la matriz  $W$  y el intervalo de la velocidad NMO para esta capa. Por lo tanto, podemos aplicar Ecuación (5.32) a la capa  $n$ :

$$W_n = \tau_n Y_n^{-1} \quad \text{Ec. 5.33}$$

Y, por lo tanto,

$$Y_n = \tau_n W_n^{-1} \quad \text{Ec. 5.34}$$

La sustitución de las ecuaciones (5.34) y (5.32) en la ecuación (5.31) conduce al resultado final:

$$W^{-1}(L) = \frac{1}{\tau(L)} \sum_{n=1}^L \tau_n W_n^{-1} \quad \text{Ec. 5.35}$$

El intervalo de matrices  $W_n$  en términos de los componentes del vector lentitud son dadas por la ecuación (5.15), mientras que los tiempos de  $\tau_n$  se obtiene a partir de

la cinemática Trazado de rayos (es decir, calculando la velocidad de grupo) del cero-offset de rayos. Se debe tener en cuenta que los valores propios de las matrices  $W_n$  y  $W(L)$  por lo general son positivas (en el marco del Hipótesis examinadas en Grechka y Tsvankin 1998), estas matrices son no singulares y, por lo tanto, pueden ser invertidas.

La ecuación (5.35) desarrolla la ecuación Dix promediando el intervalo de matrices  $W_n$  para obtener una matriz efectiva  $W(L)$  y la velocidad NMO efectiva  $V_{nmo}(\alpha, L)$ . Cabe destacar que el intervalo de velocidades NMO  $V_{nmo_n}(\alpha)$  (o el intervalo de matrices  $W_n$ ) en la ecuación (5.35) se calculan para las componentes horizontales de la vector lentitud en el cero-offset de los rayos.

Se debe tener en cuenta que el vector lentitud del rayo en el cero-offset es normal al reflector en el punto de reflexión. Esto significa que el intervalo de matrices  $W_n$  en la ecuación (5.35) corresponde a que generalmente no existen reflectores que son ortogonales al vector de lentitud para un rayo en cero-offset para cada capa. Reescribiendo la ecuación (5.35) en la “diferenciación Dix” obtenemos la siguiente forma:

$$W_n^{-1} = \frac{\tau(n)W^{-1}(n) - \tau(n-1)W^{-1}(n-1)}{\tau(n) - \tau(n-1)} \quad \text{Ec. 5.36}$$

Las ecuaciones (5.35) y (5.36) son la forma generalizada de la ecuación Dix (1955) para un medio con capas horizontales anisótropas sobre un reflector inclinado.

Formalmente, esta extensión parece relativamente sencilla: el cuadrado de la velocidad NMO en la formula de Dix son simplemente remplazadas por la matrices inversas  $W^{-1}$ . Asimismo, la diferenciación generalizada Dix está sujeta a la misma limitación que su formulación convencional, el espesor de la capa de interés (vertical en el tiempo) no debe ser mucho más pequeño que la capa del fondo.

En contraste con la ecuación convencional de Dix, la matriz efectiva  $W^{-1}(n-1)$  en la ecuación (5.36) no puede ser obtenida de datos sísmicos directamente porque el correspondiente reflector usualmente no existe en la superficie. Por lo tanto, la capa calculada por medio de la ecuación (5.36) implica recalcular cada intervalo de la matriz  $W_n$  de un valor del vector de lentitud (correspondiente a un determinado reflector real en una determinada capa) a otro que compense el rayo a cero-offset. Este procedimiento se examinó para un caso 2-D por Alkhakifah y Tsvankin (1995) y desarrollado aún más para ondas P en medios VTI por Alkhalifah (1997), este último documento también contiene una aplicación de este algoritmo para datos campo.

Solamente en el caso más simple de un reflector horizontal, el vector de lentitud de rayo a cero-offset puede mantener su dirección (estado vertical) de todo el camino a la superficie, y el intervalo matrices  $W_n$  corresponden a las velocidades NMO para interfaces horizontales que pueden ser medida a partir de los datos de reflexión. Se debe tener en cuenta que si bien este modelo es horizontal homogéneo, los rayos a cero-offset no son necesariamente verticales (si el medio no tiene un plano de simetría horizontal), y la reflexión en punto a cero-offset puede ser desplazado en la dirección horizontal del CMP.

La caracterización de la variación de las velocidades de apilado en un medio de capas requiere entonces, en el caso general, del trazado del rayo de offset cero; el procedimiento para este trazado puede ser complicado, dependiendo de la complejidad del medio y del tipo de anisotropía presente en las diferentes capas. Mas a un, el trazado de rayos requiere el conocimiento de los parámetros de anisotropía del medio, los que normalmente no se conocen y más bien son las

cantidades que interesa determinar. En principio la solución sería recurrir a un procedimiento iterativo de inversión en que se asignan valores a los parámetros del medio, se realiza el trazado de rayos y se calcula un estimado de las cantidades medidas en los datos, como elipticidades y tiempos de viaje, y finalmente se actualizan los valores asignados a los parámetros a partir de la diferencia entre los valores estimados y los medidos. Dependiendo de factores como la complejidad estructural y del tipo de anisotropía, este enfoque puede tener problemas de indefinición porque el número de parámetros puede ser grande comparado con el número de mediciones independientes; el estudio de los métodos y modelos en que el problema puede ser resuelto es materia de intensa investigación al momento.

Para obviar las complicaciones de un enfoque de inversión de parámetros, una alternativa útil en la práctica es la de recurrir a modelos simplificados en que se pueda predecir algunas características del modelo sin necesidad del trazado de rayos. Por ejemplo, en un modelo de capas con interfaces horizontales y paralelas, la dirección del rayo de offset cero será vertical (perpendicular a las interfaces) si la anisotropía es tal que la dirección horizontal es una dirección de simetría del medio. Nótese que la situación es diferente para un modelo de capas horizontales isótropas, en que el rayo de offset cero es siempre vertical. Un caso importante en que el medio tiene un eje horizontal de simetría es aquel en que hay presencia de fracturas verticales; este es comúnmente un modelo válido para yacimientos naturalmente fracturados, al menos en una primera aproximación.

### 5.3 ANÁLISIS DE SEMBLANZA

Se podría pensar que la solución consiste en tomar un supergather y dividirlo por rangos estrechos de azimuts, de tal manera que se pudiera considerar que para las trazas en cada uno de esos rangos no hay variaciones acimutales de la velocidad. Para cada uno de estos rangos de azimuts, se podría llevar a cabo entonces un "semblance analysis" utilizando el algoritmo tradicional que ignora las variaciones de la velocidad con el azimut. Aunque este método puede ser apropiado en algunos casos, es evidente que los resultados dependerían de como se clasificaran las trazas por rangos de azimuts para cada supergather<sup>10</sup>. Por lo demás, el procedimiento sería muy lento porque habría que llevar a cabo el "semblance analysis" al menos 10 veces por cada supergather. La alternativa propuesta (Grechka y Tsvankin, 1999), consiste en calcular el "semblance" acimutal a partir de la siguiente ecuaciones:

$$V_{nmo}^{-2}(\alpha) = vel_{(0)} \left[ 1 + 2vel_{(1)} \sin \alpha \cos \alpha + vel_{(2)} \sin^2 \alpha \right] \quad \text{Ec. 5.37}$$

Donde  $vel_{(0)}$  esta relacionado con la velocidad circular  $V_{cir}$  (medio isótropo),  $vel_{(1)}$  y  $vel_{(2)}$  con los elementos de la matriz simétrica  $W$  de la siguiente forma:

$$V_{cir} = \frac{1}{\sqrt{vel_{(0)}}} = W_{11} \quad \text{Ec. 5.38}$$

$$vel_{(1)} = \frac{W_{12}}{W_{11}} \quad \text{Ec. 5.39}$$

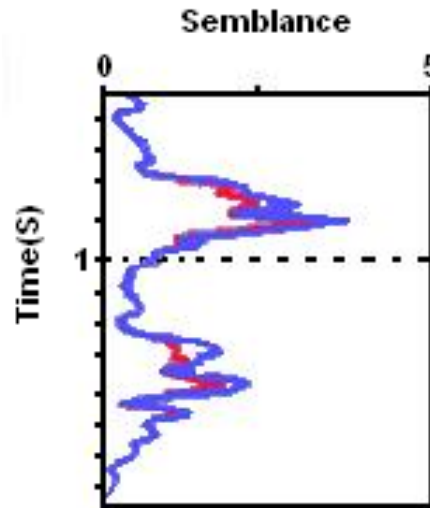
---

<sup>10</sup> Es una porción de datos sísmicos que contiene un subset de trazas sísmicas seleccionadas a trabajar.

$$vel_{(2)} = \frac{W_{22}}{W_{11}} - 1 \quad \text{Ec. 5.40}$$

Al reemplazar estos valores en la ecuación 5.37 obtendremos la ecuación 5.14 nuevamente. Para el cálculo de  $vel_{(0)}$ ,  $vel_{(1)}$ ,  $vel_{(2)}$  se realiza a través de la inversión de la función de semblanza.

Figura 5.9 Análisis de semblanza. La curva azul corresponde al caso isótropo y la roja al caso anisótropo. Nótese la evidencia de anisotropía entre 0.8 y 1.0 seg. y entre 2.2 y 1.4 seg.



Esta función se crea con el método de cálculo de espectros de velocidades, que realiza un análisis de amplitudes en un intervalo de semblanza dado y de acuerdo a la cantidad de velocidades NMO dadas igualmente por cada supergather.

Las ecuaciones en las que se basa el análisis de semblanza son las siguientes:

$$S_{tiempo} = \sum_{tiempo=1}^n amp_{traza,tiempo} \quad \text{Ec. 5.41}$$

$$Semblance = \frac{1}{\text{numero trazas}} \frac{\sum_t s_t^2}{\sum_{\text{tiempo}} \sum_{\text{trazas}} amp_{\text{traza, tiempo}}^2} \quad \text{Ec. 5.42}$$

A través de este análisis calculamos la máxima, mínima e intermedia semblanza que al aplicar el proceso de inversión nos darían los valores de  $vel_{(0)}$ ,  $vel_{(1)}$ ,  $vel_{(2)}$ , que junto con las ecuaciones 5.38, 5.39, 5.40 podríamos calcular los elementos de la matriz  $W$ . Teniendo los valores de la matriz  $W$ , calculamos los respectivos valores propios (eigenvalores)  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$  con las ecuación 5.22 y 5.23 y por ultimo con la expresión 5.24 podremos calcular el ángulo  $\beta$  que es la orientación el tren de fracturas.

La ecuación (5.37) nos da la clave del procedimiento: se calcula la velocidad circular ( $V_{cir}$ ) a partir de un "semblance" isótropo (ignorando la anisotropía, es decir, considerando  $vel_{(1)}$  y  $vel_{(2)}$  igual a cero). Los coeficientes  $vel_{(1)}$  y  $vel_{(2)}$  se obtienen entonces deformando el círculo, de tal manera que se obtenga la mejor elipse, es decir, la que permita obtener el mayor valor de la semblanza. Como  $vel_{(1)}$  y  $vel_{(2)}$  son pequeños (ya que la anisotropía es débil), el proceso de minimización toma solo unas pocas iteraciones si se utiliza un algoritmo eficiente como el Método de Powell (Press, et al, 1987).

Una vez calculado la semblanza acimutal, junto con los valores de  $vel_{(1)}$  y  $vel_{(2)}$ , y calculando los componentes de la matriz  $W$  de acuerdo con las ecuaciones mencionadas, podremos llegar a obtener otro valor de gran importancia para este estudio. A través de una relación de los ejes de la elipse que es llamada elipticidad y que esta definida de la siguiente forma:

$$e = \frac{V_{\max}}{V_{\min}} - 1 \quad \text{Ec. 5.43}$$

Donde  $V_{\max}$  es equivalente a  $V_{el1}$  y  $V_{\min}$  es a  $V_{el2}$ , mencionadas en las ecuaciones 5.25 y 5.26, que a su vez son los valores de los ejes de la elipse (Figura 5.11).

Figura 5.11. Modelo de una elipse que se obtendría de los cálculos mencionados para un supergahter.

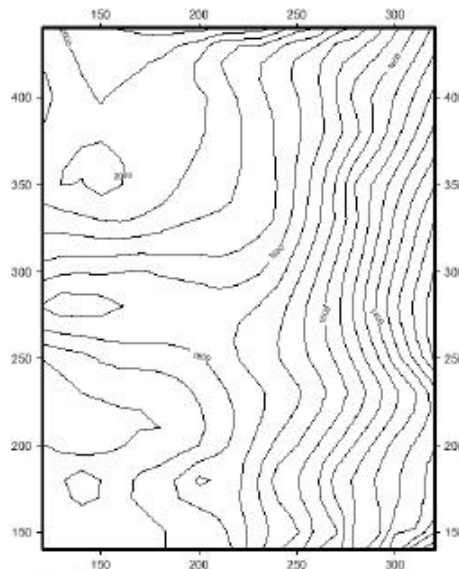


La elipticidad es equivalente a la densidad de fracturas, que junto con la orientación de la fracturas son los dos parámetros más relevantes de este estudio.

## 5.4 CORRECCIÓN POR EFECTO DEL BUZAMIENTO

Los buzamientos son algunas veces bastante notables, alcanzando en algunas partes del área de estudio por encima de los 30 grados, por lo que es preciso llevar a cabo una corrección por este efecto. La corrección del efecto de buzamiento consiste en calcular las elipticidades en dirección paralela a la interface correspondiente a cada reflector, a partir de su proyección en superficie; estas últimas corresponden a las elipticidades calculadas a partir de los datos sísmicos de superficie, mediante el proceso descrito hasta el momento. Como también se menciona, este cálculo puede ser de difícil solución en el caso general, por lo que en ocasiones se decide recurrir a un modelo simplificado en el que se asume que las capas son paralelas y que la dirección paralela al buzamiento es una dirección de simetría del medio. La primera de estas hipótesis puede ser soportada por los datos, como podría apreciarse en un análisis con mapas isócronos de las zonas (Figura 5.11).

Figura 5.12. Mapas en tiempo sin migrar de los horizontes usados para el estudio de elipticidad en las velocidades de apilado. Referidos a un datum plano a elevación.



Fuente: Gabriel Álvarez 2001

La segunda hipótesis se cumple si la anisotropía en el medio, en caso de existir, es causada por fracturas que localmente son verticales, paralelas y uniformemente distribuidas. En el modelo así adoptado, la dirección de la superficie cilíndrica de NMO, que coincide con la dirección del rayo de offset cero, será perpendicular a las interfaces; en ese caso, la proyección del cilindro sobre la superficie no depende de los parámetros de anisotropía sino únicamente de la geometría del modelo, en particular de la diferencia de los ángulos de buzamiento y rumbo de la topografía y el reflector de interés.

La solución del problema geométrico de proyección de las elipses de NMO entre la superficie del reflector y la topografía arroja las siguientes expresiones para los elementos  $W_{ij}$  de la matriz de elipticidad en dirección paralela al reflector.

$$W_{11} = W_{11}^p \frac{\sin^2 \phi_2}{\cos^2 \phi_1} + W_{22}^p \sin^2 \phi_2 - W_{12}^p \frac{\sin 2\phi_2}{\cos \phi_1} \quad \text{Ec. 5.44}$$

$$W_{22} = W_{11}^p \frac{\sin^2 \phi_2}{\cos^2 \phi_1} + W_{22}^p \cos^2 \phi_2 + W_{12}^p \frac{\sin 2\phi_2}{\cos \phi_1} \quad \text{Ec. 5.45}$$

$$W_{12} = W_{11}^p \frac{\sin \phi_2 \cos \phi_2}{\cos^2 \phi_1} - W_{22}^p \sin \phi_2 \cos \phi_2 + W_{12}^p \frac{\cos 2\phi_2}{\cos \phi_1} \quad \text{Ec. 5.46}$$

Donde  $W_{ij}$  son los elementos de la matriz de elipticidades en dirección paralela al reflector,  $W_{ij}^p$  son los elementos de la matriz medidos en la superficie,  $\phi_1$  y  $\phi_2$  son las diferencias entre los ángulos de buzamiento y rumbo, respectivamente, entre la superficie y el reflector.

Nótese que en ausencia de diferencias en el rumbo entre el reflector y la topografía,  $\phi_2 = 0$  y las ecuaciones anteriores se reducen a la proyección de la elipse con un factor de  $\cos^2 \phi_1$  en  $W_{11}$  o equivalentemente, un factor de  $\frac{1}{\cos \phi_1}$  en la velocidad en dirección del buzamiento, lo que coincide con la proyección de la elipse entendida desde el punto de vista puramente geométrico, esto es, con el resultado de Levin (1971).

## 5.5 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA INVERSO

El termino de semblanza fue definido por by Neidell and Taner (1971) como la razón entre la entrada y la salida de energía de un reflector.

$$S(\alpha, v) = \frac{1}{N} \frac{\sum_{j=1}^T \left[ \sum_{i=1}^N f_{ij}(\tau_i) \right]^2}{\sum_{j=1}^T \sum_{i=1}^N f_{ij}(\tau_i)^2} \quad \text{Ec. 5.47}$$

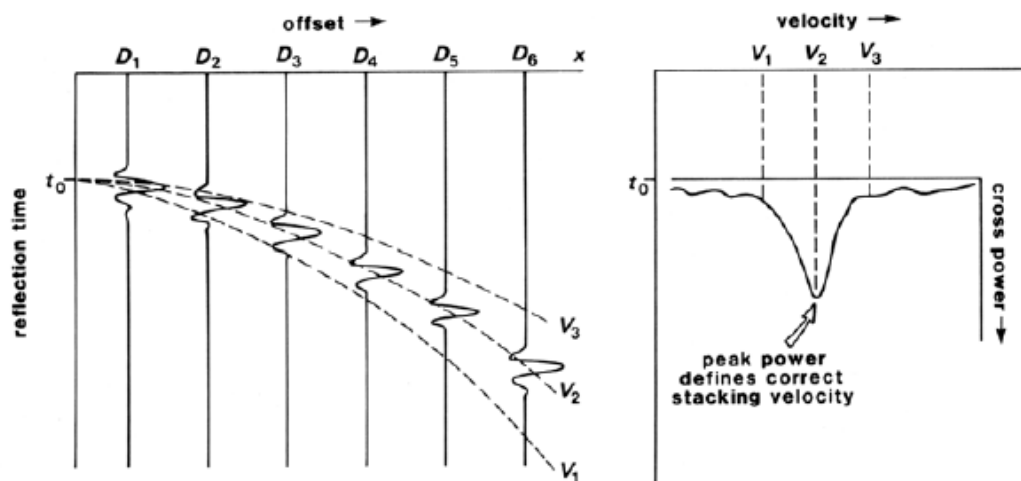
Donde  $\alpha$  es el azimut o dirección de propagación de la onda,  $v$  es la velocidad de propagación,  $f_{ij}$  es la amplitud de la i-enesima traza en el j-esimo tiempo  $\tau_i$  es el tiempo aplicado a la i-enesima traza definido por la velocidad aparente.  $T$  es la duración del intervalo de tiempo, y  $N$  es el número de trazas utilizadas para el análisis.

Se realizan tres suposiciones para el cálculo de la semblanza:

- I. propagación de ondas planas
- II. ondas medio elástico
- III. todo el ruido es aleatorio, es decir, la suma del ruido de todos los canales es cero.

El valor de la semblanza varía entre cero y uno. Un valor de uno significa que toda la energía incidente se transmite, es decir, no hay pérdida de energía. Un valor de cero significa que no hay una señal coherente.

Figura 5.13 Principio de cálculo de velocidades



Fuente: J. F. Montabetti

Como se observa en la grafica anterior este proceso se realiza para cada dirección, de esta forma obtendremos la velocidad mínima, máxima y promedio. La suma mostrara el máximo valor cuando la trayectoria  $T(i)$  corresponda a la

velocidad correcta, que es, cuando los eventos son alineados entre las sumas. Una apropiada función de velocidad puede ser determinada por un máximo de amplitudes apiladas.

Una forma de la ecuación 5.37 puede ser escrita en términos del operador semblanza de la siguiente forma:

$$S(v, t_0) = \frac{\sum_{t_1} \left[ \sum_x D_v(t_1, x) \right]^2}{N \sum_{t_1} \sum_x D_v^2(t_1, x)} \quad \text{Ec. 5.48}$$

Donde  $t_1$ , son los tiempos a cero-offset dentro de una ventana de tiempo centrada en  $t_0$ ,  $x$  es la distancia fuente-receptor,  $N$  es el numero de trazas por CMP, y  $D_v$  representa el dato picado a lo largo de la curva hiperbólica moveout computada con la velocidad  $v = v_{nmo}$ .

Con la finalidad de llevar la expresión anterior en términos de un problema inverso, aplicamos una normalización introducida por Sarkar (200) que es la siguiente:

$$S(v, t_0) = 1 - \frac{\|M - D_v\|^2}{\|D_v\|^2} \quad \text{Ec. 5.49}$$

Donde  $M = M(t_1, x)$  es el modelo de la variación de la amplitud de las trazas. Los parámetros de amplitud que gobierna  $M = M(t_1, x)$  y la velocidad  $v_{nmo}$  son estimados por escaneo de modelo  $M$  y el dato  $D$ , el cual puede lograr con la maximización de la semblanza, que consistiría es en minimizar el término  $\|M - D_v\|^2$ .

## 6. METODOLOGIA

Para fines de este estudio se elaboró una metodología, la cual permite estandarizar el análisis de velocidades NMO para ondas tipo P. con ayuda de herramientas como el Seismic Unix (SU)<sup>11</sup> e información Edinburgh Anisotropic Project (EAP) y el Center Wavelet Phenome (CWP). La metodología comprende:

- Preprocesamiento de datos sísmicos 3D
- Análisis de velocidades NMO
- Postprocesamiento de los datos obtenidos del análisis de velocidad.

El planteamiento del preprocesamiento de los datos sísmicos se realiza en base al análisis de tres estudios reportados sobre detección de fracturas con sísmica 3D. El primero de ellos fue realizado por el ICP-ECOPETROL en cooperación con el Center Wavelet Phenome, en el campo el Segundo ubicado en inmediaciones del municipio del mismo nombre, en Cundinamarca. El segundo se realizó en el campo Loma la Lata sobre la cuenca Neuquina Argentina por Repsol-YPF y el último de estos estudios se realizó en la Formación Escandalosa en la Cuenca Barinas-Apure, Venezuela por la PDVSA-Intervep.

El análisis de velocidad será realizado sobre datos sintéticos en 3D obtenidos del CWP, a velocidades NMO (Normal Moveout) para moveout hiperbólico, sobre un medio HTI (isotropía transversal con eje de simetría horizontal). El análisis se realiza en base a las ecuaciones formuladas en el capítulo anterior.

---

<sup>11</sup> <http://www.cwp.mines.edu/cwpcodes/index.html>

Posteriormente se mostrara la forma de representar los datos obtenidos del análisis de velocidad y la interpretación de estos resultados.

## **6.1 PREPROCESAMIENTO DE DATOS SÍSMICOS DE REFLEXIÓN**

El procesamiento consiste en la elección y posterior aplicación de los parámetros y algoritmos de tratamiento adecuados a los datos sísmicos adquiridos en el campo (datos brutos) con el fin de obtener secciones sísmicas de calidad. El objetivo fundamental de todo procesamiento es aislar en los registros las reflexiones de los otros eventos sísmicos que se superponen (ruido ambiental, *GR*, onda aérea, etc.). Actualmente, debido al gran incremento del volumen de datos (mayor capacidad instrumental) y al desarrollo de nuevos algoritmos (mayor potencia de cálculo), el dominio de las técnicas de procesado es un pilar básico de la prospección geofísica.

Otro factor decisivo en sísmica de alta resolución que afecta al procesamiento es la necesidad de preservar las altas frecuencias ya que las estructuras geológicas superficiales están en el límite de la detectabilidad sísmica y la aplicación de filtros para suprimir los eventos que no pertenecen a reflexiones caen, a menudo, en el mismo rango de frecuencias, de manera que cualquier disminución de este rango supone una menor definición de la sección sísmica.

Es también un criterio que todo algoritmo empleado durante el procesado debe preservar el máximo posible las reflexiones originales, de manera que su aplicación no se superponga a éstas creando "anomalías" que puedan considerarse como falsas reflexiones.

Las etapas convencionales de proceso de datos desde el momento en que los datos de campo (registros sísmicos) son introducidos en una estación de trabajo<sup>12</sup>, Según Yilmaz (2001) son:

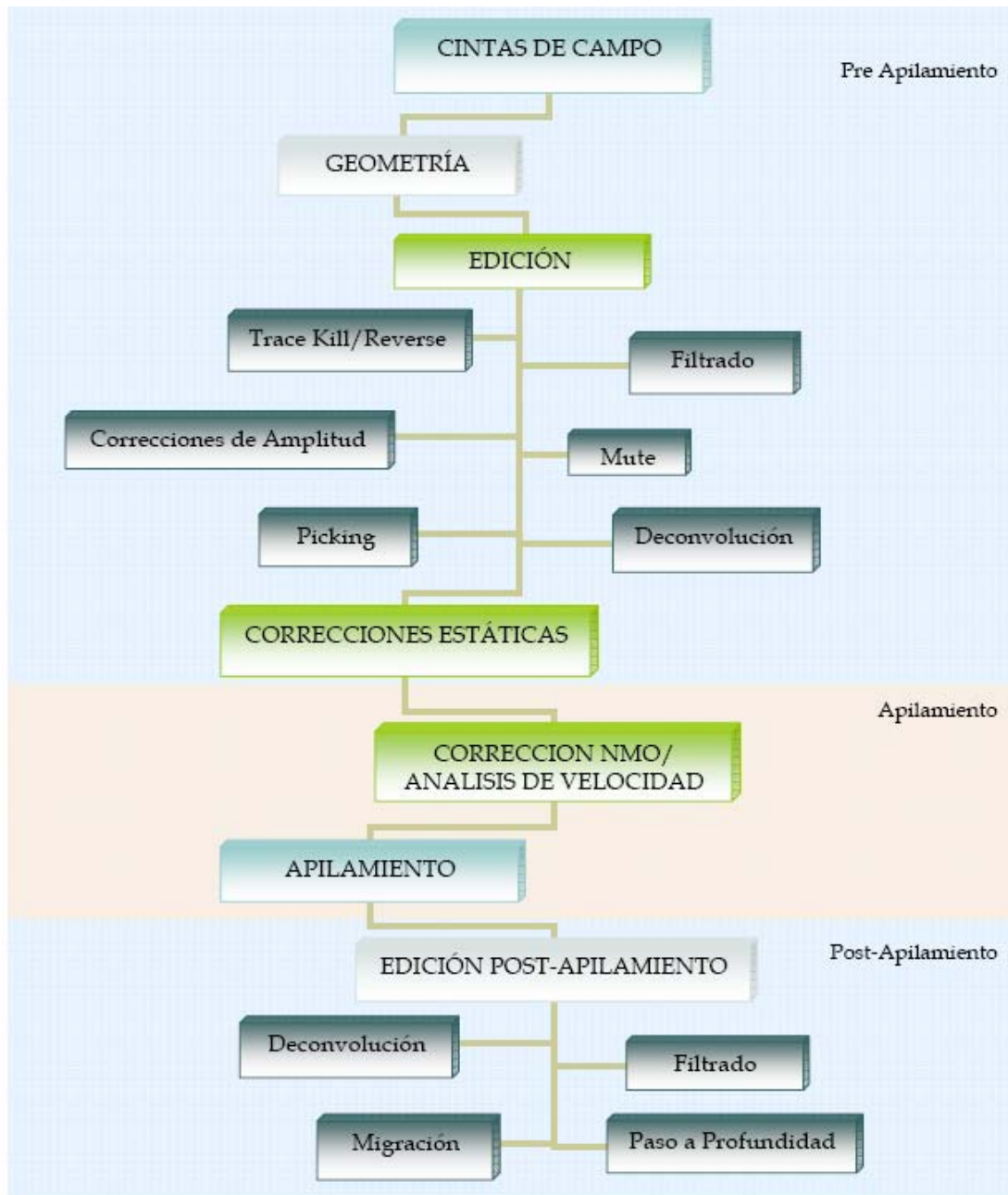
- 1) La etapa de pre-apilamiento; en donde una de las operaciones más significativas es la deconvolución.
- 2) La etapa de apilamiento; con el análisis de velocidad como punto fundamental.
- 3) la etapa de post-apilamiento; siendo la migración uno de los algoritmos finales que se aplican.

En cada uno de estas etapas intervienen una serie de tratamientos fijos, mientras que hay otros algoritmos que se pueden aplicar en cualquier momento del procesado (filtrado, escalado de amplitud, etc.). En la Figura 6.1 se presenta el esquema de la secuencia básica de procesamiento.

---

<sup>12</sup> Debido al gran volumen de datos, el procesado se realiza normalmente en estaciones de trabajo y bajo un entorno UNIX

Figura 6.1 Secuencia básica del procesamiento de datos sísmicos de reflexión.

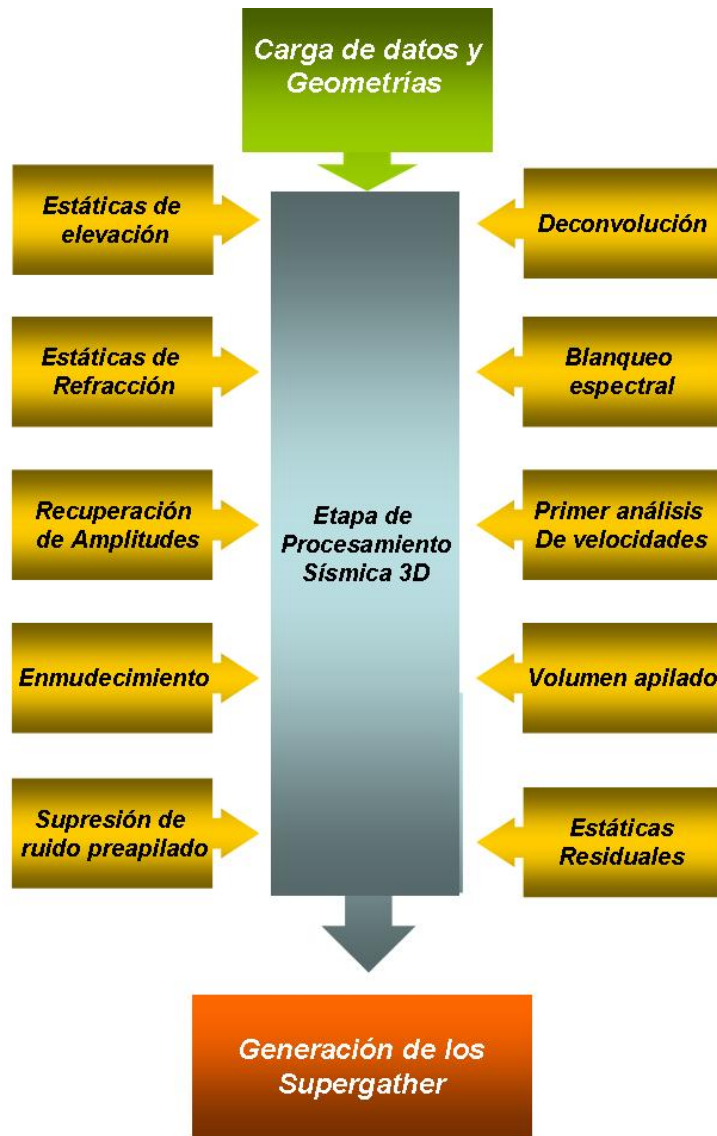


Fuente: María Antonieta Gayá Flórez 2005

Las etapas anteriores están orientadas para la interpretación estructural y análisis de anomalías (fallas, acumulación), y no para detección de fracturas, por lo tanto se hace necesario establecer una secuencia procesamiento que este orientada hacia un análisis de fracturas con velocidades NMO.

La nueva secuencia de procesamiento tiene como principal objetivo acondicionar los datos de entrada al cálculo de atributos de fractura, sin alterar las amplitudes relativas y las velocidades de las regiones que van hacer analizadas. A continuación se presenta el esquema (Figura 6.2) establecido y posteriormente se realiza una descripción del proceso y recomendaciones que se deben tener en cuenta en el procesamiento.

Figura 6.2 Secuencia de procesamiento de datos sísmicos para acondicionar los datos de entrada al cálculo de atributos de fractura.



### 6.1.1 CARGA DE DATOS Y GEOMETRIAS

Por lo general se debe estudiar la factibilidad cuando se trabaja con datos sísmicos, adquiridos con diseños no pensados en la detección de fracturas, se debe tener en cuenta los parámetros de adquisición y la zona de interés. Por otro lado es necesario confirmar con información geológica, la presencia de fracturas verticales o subverticales.

En primer lugar, es esencial definir correctamente las coordenadas (X, Y, Z) de cada una de las estaciones (fuentes y receptores), así como algunas otras características como el offset y el azimut entre otras. Para la evaluación geométrica se utilizan los siguientes parámetros adquisición:

- Número de líneas de recepción (Inline)
- Dirección de las líneas de recepción
- Intervalo entre líneas de receptor,
- Intervalo entre estaciones de receptor,
- Número de líneas de fuente (crossline)
- Dirección de las líneas de fuentes
- Intervalo entre líneas de fuentes
- Intervalo entre estaciones de fuente
- Intervalo de Muestreo
- Longitud del Registro
- Offset mínimo
- Offset máximo
- Tamaño del Bin
- Número de Fuentes
- Número de Estaciones
- Número de Trazas

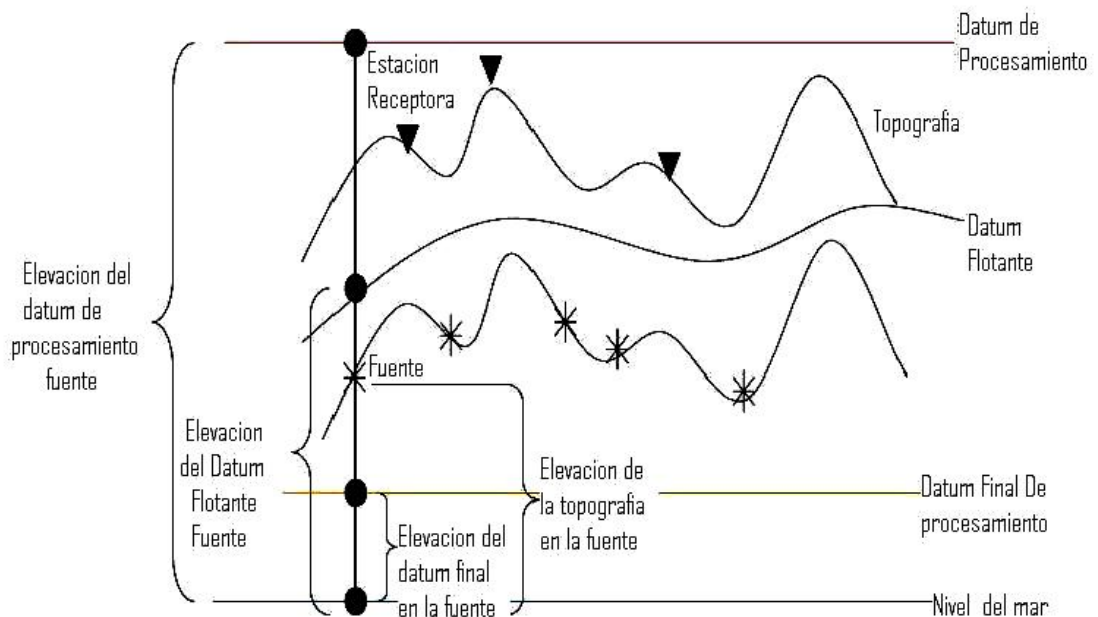


Como podemos observar en la figura anterior tenemos zonas donde no se obtuvo información sea por problemas de la topografía u otros, En cambio se puede observar zonas demarcadas en la figura donde encuentra una gran área con muy buena distribución de azimut potencial para un análisis de fracturas.

### 6.1.2 ESTATICAS DE ELEVACIÓN

Son aplicadas para referenciar las elevaciones de fuentes y receptores. Por tanto, permiten hacer una correspondencia de los datos sísmicos a una misma superficie de adquisición (datum plano o datum flotante); (Figura 6.4).

Figura 6.4 Modelo de las superficies de referencia de los datos sísmicos.



Fuente: Pereira, J., del Pino, E. 1990

### 6.1.3 ESTÁTICAS DE REFRACCION

El cálculo de las estáticas de refracción es fundamental para la remoción del efecto que causa la capa meteorizada en la sección apilada. Esta capa somera de baja velocidad distorsiona y degrada los eventos, dificultando el análisis de los intérpretes.

El principal objetivo es ajustar el tiempo de viaje, al que se observaría si la fuente y los receptores estuvieran ubicados al mismo nivel, sobre el plano de referencia por debajo de la capa meteorizada (generalmente constituida por rocas y materiales no consolidados, de forma que su espesor varía desde cero hasta unos cuantos metros). Para determinar las estáticas de refracción se utilizan los tiempos de primeras llegadas atribuidos a la capa meteorizada que definen las curvas Distancia-Tiempo a partir de las cuales se calcula la profundidad y la velocidad de esta primera superficie. Una vez caracterizada esta superficie, se elige el nivel de referencia (datum) y se calculan los intervalos de tiempo que deben corregirse para cada rayo de la línea sísmica.

En general los parámetros que se deben seleccionar para el cálculo de las estáticas son los siguientes:

- Numero de refractores
- Máximo offset:
- Mínimo offset:
- Velocidad de la capa meteorizada ( $V_0$ )
- Datum plano
- Velocidad de reemplazamiento

#### **6.1.4 RECUPERACION DE AMPLITUDES**

La amplitud de los datos sísmicos varía dentro de un amplio rango debido al efecto que sobre ella tienen los coeficientes de reflexión y el decaimiento de la energía con la distancia (divergencia esférica<sup>13</sup>); sin mencionar las posibles pérdidas en la transmisión de los datos o la atenuación intrínseca. Para compensar todos estos factores se aplican varios tipos de algoritmos, basados cada uno de ellos en criterios específicos. Entre ellos los más usados son:

- Control de ganancia programada (PGC)
- Control de ganancia automática (AGC)
- Corrección de amplitud por divergencia esférica (TAR)

#### **6.1.5 ENMUDECIMIENTO DE PRIMEROS ARRIBOS**

Las señales de primeras llegadas correspondientes a las refracciones deben eliminarse o de lo contrario se superpondrán con las reflexiones. Su no eliminación también puede producir efectos; por ejemplo, si en la etapa inicial se ejecuta un algoritmo dependiente de la amplitud, el cálculo de los parámetros de ganancia estará afectado por las altas amplitudes que caracterizan a las primeras refracciones (Dobrin, 1988).

---

<sup>13</sup> La energía producida por un disparo se va atenuando a medida que se propaga en el subsuelo debido a la ampliación del frente de onda; de tal manera que a mayor profundidad el radio de dicha esfera será mayor, mientras que la amplitud disminuye.

### **6.1.6 SUPRESION DE RUIDO PREAPILADO**

Dicha preparación está fundamentada en la eliminación completa o parcial del ground roll y/o todos aquellos efectos asociados a anomalías en el momento de grabación (ruido ambiental, artificial, etc), con el objetivo de obtener datos que permitan definir con mejor resolución los eventos en el volumen sísmico. Empleando diferentes funciones, basadas en la eliminación de ciertas frecuencias, se logra obtener registros en los cuales el cono de ruido es atenuado.

Las funciones empleadas para la atenuación del cono de ruido son las siguientes:

- Low Frequency Array Filtering
- Time-Frequency Noise Supresión

### **6.1.7 DECONVOLUCIÓN**

Su principal objetivo es comprimir las ondículas sísmicas, logrando mejorar la resolución de las reflexiones primarias de manera que la sección apilada sea una representación confiable de la función de reflectividad del subsuelo, reduciendo las reflexiones de la señal sísmica y el ancho de la ondícula (Yilmaz 1987). Por otro lado, nivela el espectro de amplitud, tanto de las componentes coherentes de la señal, como del ruido coherente o no coherente. Este último hecho puede ser corregido con la aplicación posterior de algún filtro.

Matemáticamente, actúa como un filtro inverso que intenta obtener de la señal de salida dada por el subsuelo, la señal de entrada (el impulso generado en

superficie) y poder deducir la serie de reflectividad que representa las interfaces en el subsuelo. Para ello se puede utilizar cualquiera de los siguientes tipos

- Deconvolución tipo Spike
- Deconvolución predictiva

### **6.1.8 BALANCEO ESPECTRAL**

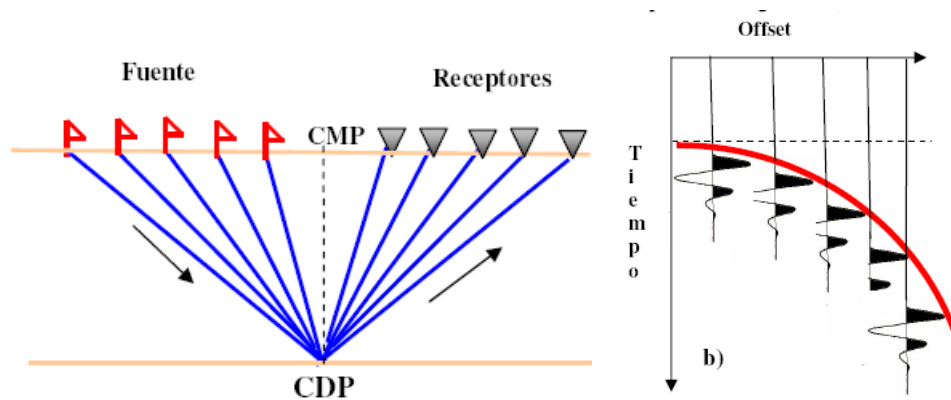
La función Balanceo del Espectro se fundamenta en remover el efecto del ruido generado por la fuente y solventar el decaimiento de las amplitudes para bandas de frecuencias de mayor magnitud. La función balancea todas las componentes del espectro a un mismo nivel, provocando que la energía total del ruido decrezca cuando las frecuencias asociadas al ruido son de mayor magnitud que las frecuencias de la señal sísmica de interés. La función transforma los datos al dominio  $f, t$  mediante la Transformada Rápida de Fourier, separa la información en bandas de frecuencia y asigna un porcentaje a las amplitudes de dichas bandas, éstos parámetros son definidos por el analista. Calcula un escalar para cada banda según el punto medio de las mismas y de vuelta en el dominio  $x, t$  aplica la corrección causando la ecualización del espectro. Los convenientes resultados proporcionados por la aplicación de ésta función son debidos a que su efecto varía continuamente en el dominio del tiempo, lo cual se asocia adecuadamente con la característica particular del comportamiento del ruido.

### **6.1.9 ORDENAMIENTO DE LOS CDP**

Una vez editados los tiros de campos, se procede a realizar un reordenamiento de las trazas sísmicas en conjuntos de punto reflector común o CMP ('Common MidPoint') (Figura 6.5). Este ordenamiento consiste en agrupar las trazas que por

geometría pertenecen a un mismo punto medio entre una fuente y un receptor determinado. Se deduce, por construcción, que el espaciado entre CMP es la mitad el espaciado entre geófonos y que las reflexiones en estos conjuntos poseen también trayectorias hiperbólicas.

Figura 6.5 Arreglo por CDP (Common Depth Point)



Finalmente todas las trazas pertenecientes a la misma ubicación conformarán un cmp gather.

Como en los levantamientos sísmicos, la ubicación de fuentes y receptores varían espacialmente, el número de pares fuente – receptor que generen trazas que se ubiquen en un mismo punto medio definirá la cobertura de ese punto (fold). En el caso en que los reflectores sean horizontales y no se presente variación horizontal de velocidades, el common mid point (cmp) es equivalente al common depth point (cdp). Por ello, como una de las suposiciones en la teoría del modelo convolucional es que la propagación de los frentes de ondas registrados en los levantamientos sísmicos ocurre en capas planas, homogéneas isótropas; los cálculos de los distintos parámetros, realizados por las funciones aplicadas durante el procesamiento, deben ejecutarse con los datos en el dominio de cdp.

### **6.1.10 PRIMER ANALISIS DE VELOCIDAD**

En función de proveer una relación señal/ruido mejorada, la sísmica requiere información acertada sobre la velocidad del subsuelo, la cual es obtenida mediante un análisis de velocidad. Este proceso se realiza sobre conjuntos o grupos de conjuntos de cdp determinados.

El campo de velocidades será determinado con los cdp balanceados, seleccionando las velocidades que mejor horizontalizan los eventos según la máxima coherencia en la semblanza. La selección de estas velocidades debe ser minuciosa y elaborada en rangos de inline<sup>14</sup> y crossline<sup>15</sup> pequeños; sin embargo, no debe exagerarse en el número de cdp agrupados, debido a que se pueden presentar variaciones laterales en las propiedades físicas de las rocas. Por tanto, la definición del espaciado entre las inline, las crossline y el número de cdp a agrupar en los cuales se definirán las velocidades debe ser cuidadoso y considerando los cambios estructurales y litológicos en el área de estudio.

El resultado del análisis es un campo de velocidades que se usará como datos entrada para el análisis de fracturas de la sección sísmica. Cuando hay poca precisión en el establecimiento de las velocidades de reflexión, la calidad del análisis puede degradarse, ya que las reflexiones no son coherentes.

### **6.1.11 VOLUMEN APILADO**

Con las velocidades seleccionadas, y con el fin de poder "picar" los reflectores para el cálculo de las estáticas residuales, se forma un volumen apilado, el cual puede ratificar la buena relación señal-ruido del programa sísmico, identificando

---

<sup>14</sup> Líneas de recepción

<sup>15</sup> Líneas de fuentes

zonas con buena y pobre relación señal-ruido. La sección apilada, permite distinguir la continuidad en los eventos proporcionada por el primer análisis de velocidades.

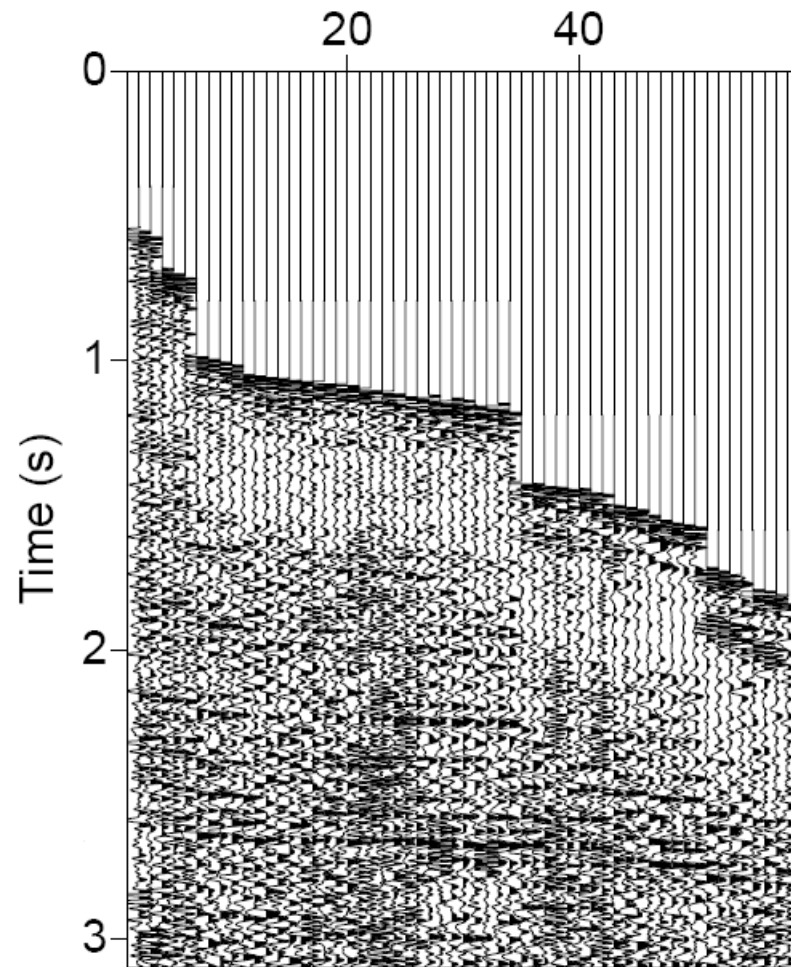
### **6.1.12 ESTATICAS RESIDUALES**

El volumen apilado calculado previamente será el dato de entrada para la elaboración de las trazas piloto, con las cuales se correlacionarán las trazas originales y permitirán la determinación de las primeras estáticas residuales. El cálculo se fundamenta en estimar la diferencia en tiempo consistente con superficie entre las muestras y la traza piloto,

### **6.1.13 GENERACION DE LOS SUPERGATHER**

Una vez calculadas las estáticas residuales, se procede a formar los supergathers que constituyen los datos de entrada al proceso de análisis acimutal de las velocidades que se describirá a continuación. Para la formación de los supergathers es deseable que se tomen tantos bins adyacentes como sea posible de acuerdo con las restricciones de buzamientos para evitar promediar el efecto de la anisotropía. Se deben realizar varias pruebas para seleccionar la mejor configuración. Se reúnen todas las trazas que contribuían a los correspondientes CMP's y se organizaron por offsets, pero no se apilan ya que se requiere la información acimutal. Para ilustración en las figura 6.6 se presentan un supergathers representativo.

Figura 6.6 Gahter preapilado de un sintético, con azimut de 0,20, 40.



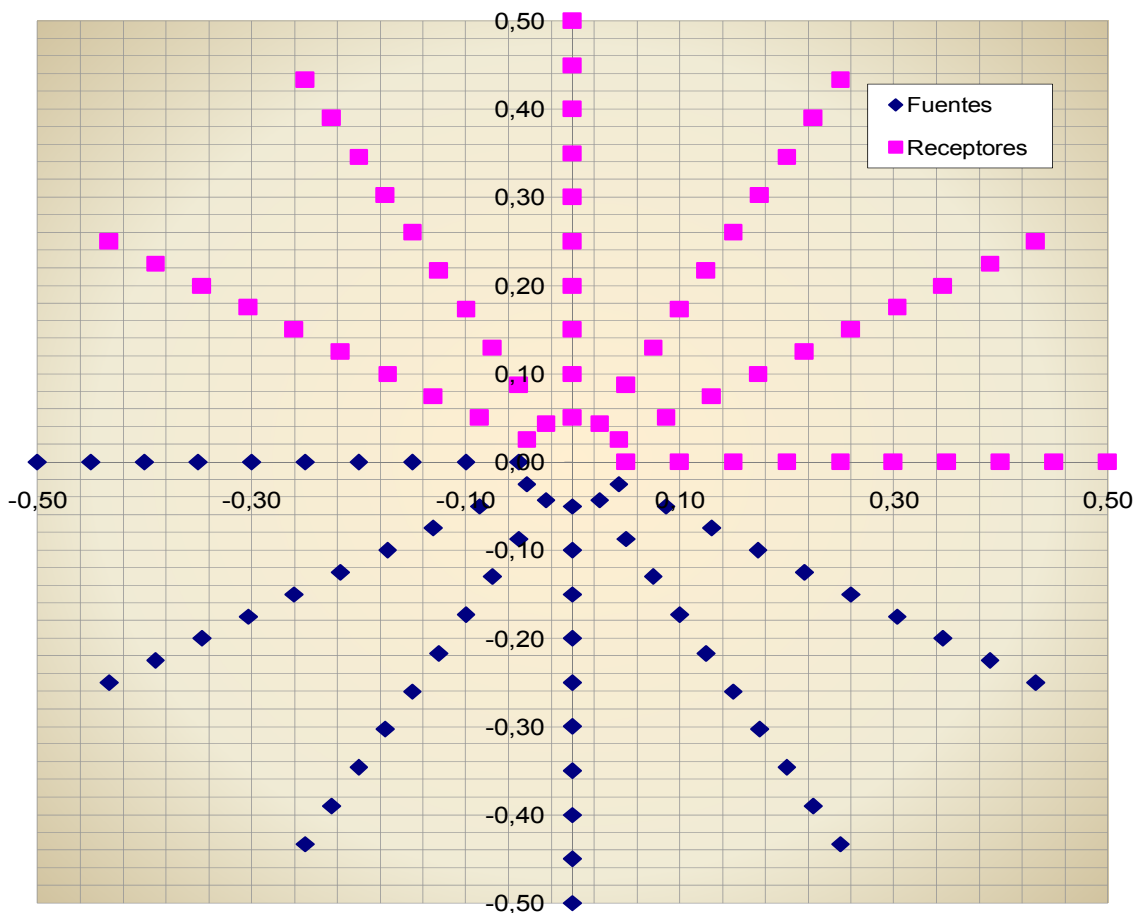
Fuente: Vladimir Grechka 1998.

## 6.2 ANALISIS DE VELOCIDADES NMO

En este segmento se describe la metodología utilizada para el análisis azimutal de las velocidades de acuerdo con lo descrito en el capítulo 5 y se presentan los resultados obtenidos.

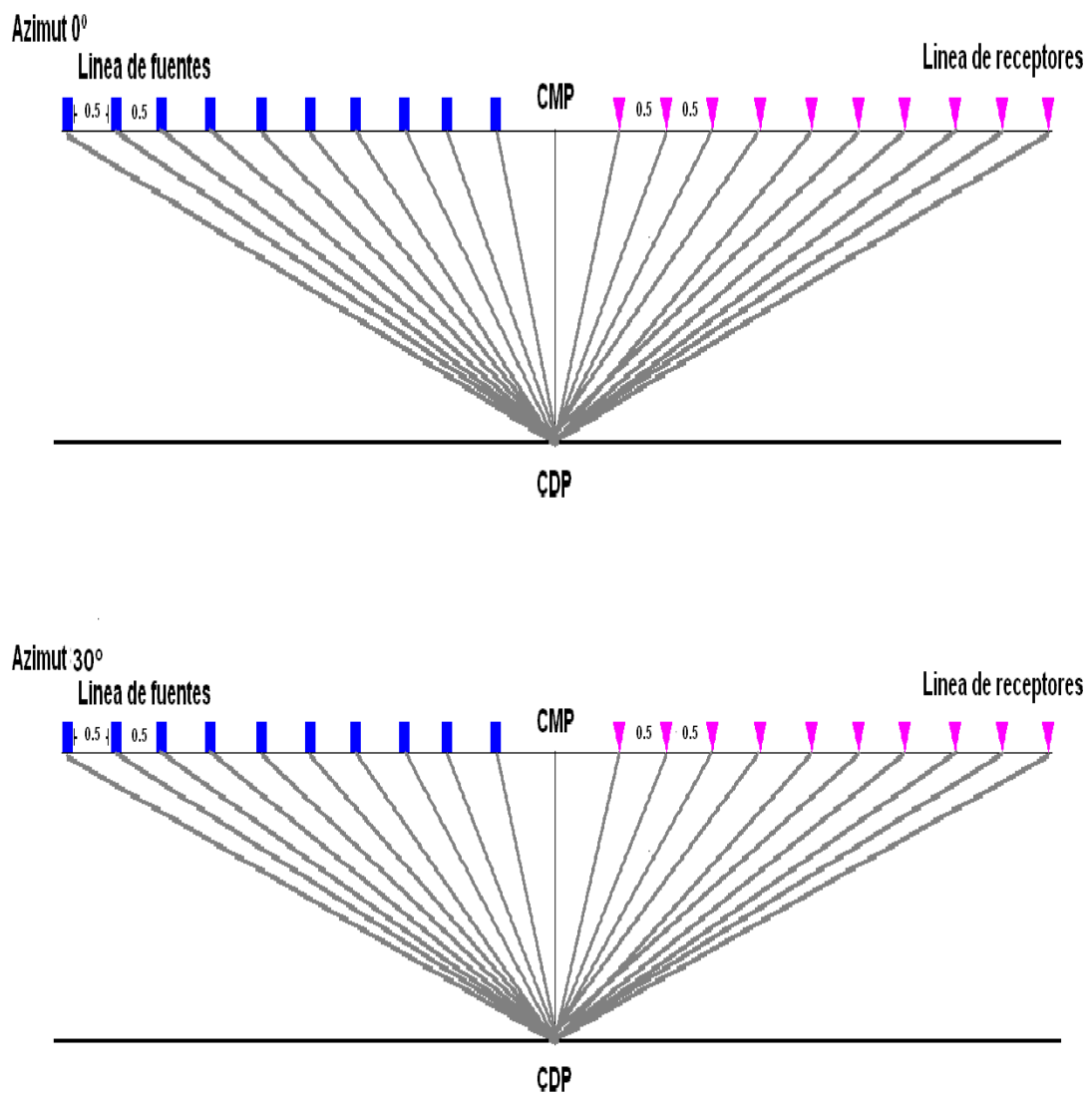
Para realizar el análisis de la influencia de la anisotropía en la respuesta de las velocidades NMO, se estudio un modelo de una capa al cual se le realizo una adquisición radial como lo muestra la figura 6.7.

Figura 6.7 Diseño de adquisición con azimut de 0, 30, 60, 90, 120, 150.



En el diseño mostrado se realizara el análisis en el punto ubicado en la coordenada (0,0), localización donde coinciden los CMPs de todas las líneas (Figura 6.8), el sistema de azimut esta referenciado de este a oeste (eje de simetría).

Figura 6.8 Línea CMP, azimut de 0° y 30°.



Las dimensiones del modelo son 1.0Kmx1.0Kmx1.0Km con los siguientes parámetros de adquisición:

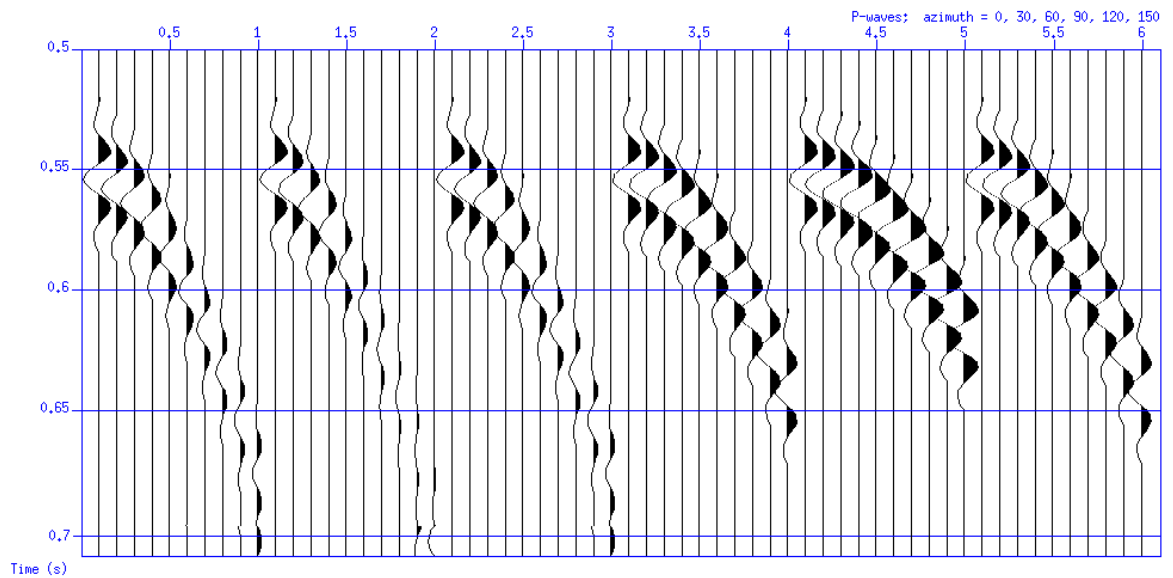
Tabla 6.1. Geometría del modelo

	Fuentes	Receptores
Estaciones	10	10
Líneas	6	6
Intervalos	0.05 Km	0.05 km
Longitud	0.5 km	0.5 km
Dirección	Este-Oeste	Oeste -Este

La geometría de adquisición desplegada fue del tipo Radial. El numero de las líneas sísmicas, correspondiente a los 5 azimut ( $0^{\circ}$ ,  $30^{\circ}$ ,  $60^{\circ}$ ,  $90^{\circ}$ ,  $120^{\circ}$  y  $150^{\circ}$  con respecto a eje de simetría) y el numero de receptores están diseñados para garantizar el estudio velocidades.

Esta información esta almacenada en un supergather que contiene 60 trazas sísmicas, agrupadas en 6 grupos de azimut (Figura 6.9).

### 6.9 Supergather de trazas sísmicas del diseño radial propuesto.



Para realizar el análisis propuesto, se contó con la disposición de un algoritmo proporcionado por CWP<sup>16</sup>. Este está escrito en lenguaje de programación Fortran, lo que es la única manera viable para trabajar con información sísmica tridimensional, cuando los datos son de un tamaño apreciable. El programa se integra con el sistema de procesamiento SU (Seismic Unix) desarrollado por el Center for Wave Phenomena (CWP) de Colorado School of Mines, para facilidad del cómputo y del despliegue gráfico. La entrada para este programa la constituye los supergathers con su correspondiente información de geometría en los headers<sup>17</sup> de las trazas (Anexo B). La secuencia que sigue el núcleo del programa mencionado fue descrito detalladamente en el capítulo 5,

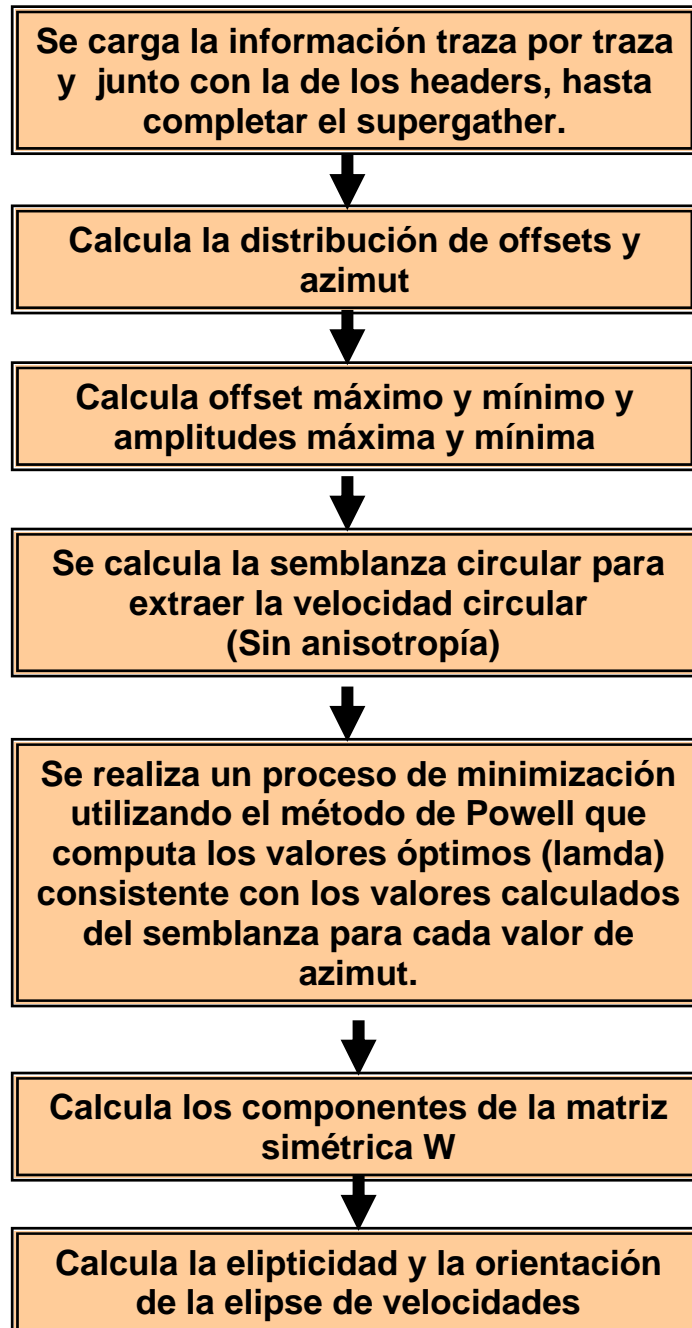
Este caso por ser un supergather sintético (modelo controlado), la parte de procesamiento no se aplica debido a que no tenemos problemas de ruido ni contamos con capa meteorizada, que son uno los factores principales por los se

<sup>16</sup> Center Wavelet Phenome

<sup>17</sup> Archivos de cabecera

realiza una etapa de procesamiento. Por lo tanto pasamos a realizar el análisis directamente sobre el supergather. El esquema que se siguió para este análisis es el siguiente:

Figura 6.10 Flujo de trabajo que realiza el programa para el análisis de velocidad de la onda P.



El resultado del programa, para cada supergather, lo constituye una tabla de valores ASCII con los tiempos, los valores de los semblanza (circular y elíptico), las componentes de la matriz W (ver capítulo 4), los valores de los semiejes de la elipse de velocidades y los valores de la elipticidad y el ángulo que forma el semieje mayor de la elipse de velocidades (Anexo C). Esta tabla contiene toda la información requerida para producir las gráficas cuya interpretación suministra la información de las fracturas. En este caso se decidió llevar a cabo el análisis con los siguientes datos de entrada que son requeridos por la aplicación:

Tabla 6.2 Parámetros iniciales para el análisis de velocidades.

<b>Tiempo de inicio en la trazas(s):</b>	<b>0.500</b>
	<b>0.002</b>
<b>Incremento de tiempo(s):</b>	
<b>Número de tiempo para un promedio de muestras:</b>	<b>6</b>
<b>Análisis Acimutal NMO</b>	
<b>Tiempo de inicio del intervalo (s):</b>	<b>0.500</b>
<b>Tiempo final del intervalo (s):</b>	<b>0.70</b>
<b>Incremento para la semblanza (s):</b>	<b>0.010</b>
<b>Mínima Vnmo (km/s):</b>	<b>2.000</b>
<b>Máxima Vnmo (km/s):</b>	<b>5.000</b>
<b>Numero de velocidades:</b>	<b>40</b>

Es necesario indicarle a la aplicación el tiempo en el cual hace el primer arribo para dar inicio el barrido en el eje del tiempo, en un incremento establecido hasta un tiempo final. Estos parámetros los tomamos de acuerdo a la capa que queremos analizar, y se divide en una serie de intervalos debido a que no siempre

vamos encontrar en el estrato de interés un fracturamiento uniforme tanto en componente vertical como la horizontal, muchas veces solo encontraremos pequeñas regiones. Con respecto a las velocidades NMO debemos establecer un intervalo en donde se encuentre las velocidades calculadas en el proceso, esta información en sísmica de campo se extrae del primer análisis de velocidades y en los sintéticos se puede realizar un cálculo aproximado de acuerdo a los offsets, geometría del modelo y información de las trazas.

De acuerdo a lo mencionado anteriormente, el resultado final contendrá una cantidad de valores de acuerdo a:

$$\#Serie\ datos = \frac{t_f - t_i}{\Delta t} + 1 \quad \text{Ec. 6.1}$$

Por lo tanto el  $\#Serie\ datos$  para el modelo planteado, bajo los datos iniciales mostrados en la tabla 6.2 es:

$$\#Serie\ datos = \frac{0.70 - 0.5}{0.01} + 1 = 20 \quad \text{Ec. 6.2}$$

La tabla de datos calculados se presenta a continuación en dos parte una de ella es el tiempo con respecto a los análisis de semblanza anisótropa e isotropa (tabla 6.3), la segunda parte comprender el cálculo de los valores propios mencionados en el capítulo anterior, velocidades máximas y mínimas y por último los componentes de la matriz simétrica (tabla 6.4).

Tabla 6.3. Datos generados en el análisis de semblanza

<i>No</i>	<i>t</i>	Semblanza Anisótropa	Semblanza Isótropa
1	0,5000	0,0430	0,0430
2	0,5100	0,2730	0,4160
3	0,5200	0,3950	0,8370
4	0,5300	0,2950	0,8380
5	0,5400	0,2490	0,8210
6	0,5500	0,2740	0,8190
7	0,5600	0,2940	0,8310
8	0,5700	0,3060	0,8160
9	0,5800	0,2940	0,8030
10	0,5900	0,4040	0,8250
11	0,6000	0,0690	0,0690
12	0,6100	0,0370	0,0370
13	0,6200	0,0260	0,0260
14	0,6300	0,0200	0,0200
15	0,6400	0,0240	0,0240
16	0,6500	0,3480	0,9330
17	0,6600	0,2700	0,3540
18	0,6700	0,2800	0,8980
19	0,6800	0,2680	0,3970
20	0,6900	0,2780	0,9040

En el postprocesamiento realizaremos los diagramas respectivos de visualización y análisis de resultados de las tablas presentadas.

Tabla 6.4 Datos generados a partir del análisis de velocidades, valores propios y elementos de la matriz simétrica.

<i>No</i>	<i>t</i>	<i>vel</i> <sub>(1)</sub>	<i>vel</i> <sub>(2)</sub>	<i>W</i> <sub>11</sub>	<i>W</i> <sub>12</sub>	<i>W</i> <sub>22</sub>
1	0,5000	0,0000	0,0000	0,0831	0,0000	0,0831
2	0,5100	0,3102	-0,0931	0,1095	0,0340	0,0993
3	0,5200	0,2718	-0,3130	0,1447	0,0393	0,0994
4	0,5300	0,2747	-0,3181	0,1489	0,0409	0,1015
5	0,5400	0,2743	-0,3161	0,1510	0,0414	0,1033
6	0,5500	0,2698	-0,3110	0,1515	0,0409	0,1044
7	0,5600	0,2674	-0,3082	0,1528	0,0408	0,1057
8	0,5700	0,2698	-0,3105	0,1551	0,0419	0,1069
9	0,5800	0,2640	-0,3041	0,1538	0,0406	0,1071
10	0,5900	0,2576	-0,3197	0,1591	0,0410	0,1083
11	0,6000	0,0000	0,0000	0,1369	0,0000	0,1369
12	0,6100	0,0000	0,0000	0,1262	0,0000	0,1262
13	0,6200	0,0000	0,0000	0,1154	0,0000	0,1154
14	0,6300	0,0000	0,0000	0,1046	0,0000	0,1046
15	0,6400	0,0000	0,0000	0,1046	0,0000	0,1046
16	0,6500	0,2621	-0,2968	0,1471	0,0386	0,1035
17	0,6600	0,7001	0,2769	0,0810	0,0567	0,1035
18	0,6700	0,2694	-0,3076	0,1497	0,0403	0,1036
19	0,6800	0,4185	0,0449	0,1036	0,0434	0,1082
20	0,6900	0,2725	-0,3106	0,1519	0,0414	0,1047

Con los resultados de la tabla 6.4 podemos realizar los cálculos de los valores de velocidad máxima  $V_{\max}$ , velocidad mínima  $V_{\min}$ , ángulo de dirección del sistema de fracturas y finalmente con las velocidades calculadas obtenemos la elipticidad o intensidad de fracturas. La siguiente tabla (Tabla 6.5) contiene estos valores que son los más relevantes para este estudio.

Tabla 6.5 datos de las velocidades e intensidad de fracturas.

$No$	$t$	$V_{\text{circular}}$	$V_{\min}$	$V_{\max}$	$e$	$\beta$
1	0,5000	3,4690	3,4690	3,4690	0,0000	90,0000
2	0,5100	3,0230	2,6850	3,7790	0,4074	130,7300
3	0,5200	2,6290	2,4440	3,6120	0,4778	120,0300
4	0,5300	2,5920	2,4080	3,5820	0,4874	119,9700
5	0,5400	2,5740	2,3910	3,5510	0,4849	120,0300
6	0,5500	2,5690	2,3900	3,5190	0,4726	120,0200
7	0,5600	2,5580	2,3810	3,4900	0,4658	120,0200
8	0,5700	2,5390	2,3620	3,4770	0,4722	120,0400
9	0,5800	2,5500	2,3750	3,4590	0,4565	120,0300
10	0,5900	2,5070	2,3440	3,4210	0,4592	119,0900
11	0,6000	2,7020	2,7020	2,7020	0,0000	90,0000
12	0,6100	2,8150	2,8150	2,8150	0,0000	90,0000
13	0,6200	2,9440	2,9440	2,9440	0,0000	90,0000
14	0,6300	3,0920	3,0920	3,0920	0,0000	90,0000
15	0,6400	3,0920	3,0920	3,0920	0,0000	90,0000
16	0,6500	2,6070	2,4280	3,5140	0,4473	120,2400
17	0,6600	3,5130	2,5820	5,3900	1,0881	140,5900
18	0,6700	2,5850	2,4040	3,5310	0,4688	120,1400
19	0,6800	3,1070	2,5880	4,0000	0,5458	136,5300
20	0,6900	2,5660	2,3840	3,5210	0,4768	120,1600

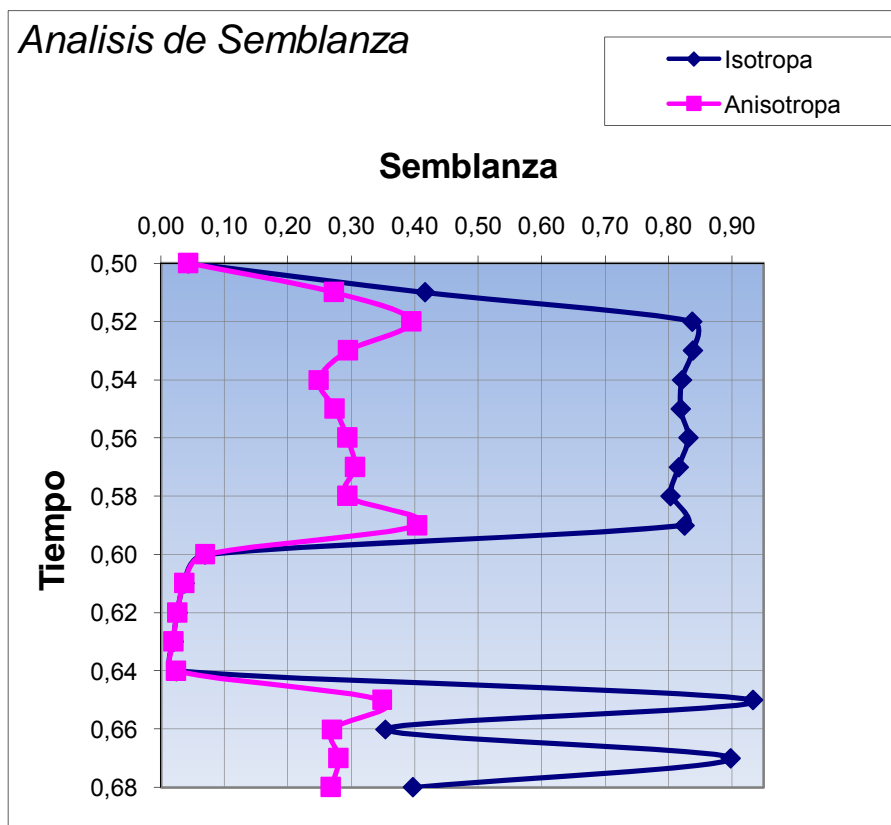
### 6.3 POSTPROCESAMIENTO DE LOS DATOS OBTENIDOS DEL ANÁLISIS DE VELOCIDAD

En la etapa de postprocesamiento se expondrá la forma de representar gráficamente los resultados obtenidos.

#### 6.3.1 Diagrama de semblanza

De acuerdo a los datos de tiempo, semblanza anisótropa e isotropa, podemos representarla y obtener los intervalos donde hay mayor influencia de la anisotropía (Figura 6.11).

Figura 6.11 Diagrama análisis de semblanza del problema propuesto



En la grafica de semblanza observamos que en los intervalos de tiempo 0.52 – 0.59 y 0.65 – 0.68 son notables los efectos que causa la anisotropía, los cuales se ven reflejados en la diferencia existente entre las líneas azul y rosada. Esto nos indica que debemos concentrarnos sobre estas regiones, porque son las zonas más probables de fractura y muy seguramente donde vamos a tener altos valores de elipticidad o intensidad de fracturas.

Tabla 6.5 Sección del primer intervalo con alta anisotropía

$N_o$	$t$	$V_{circular}$	$V_{min}$	$V_{max}$	$e$	$\beta$
1	0,5000	3,4690	3,4690	3,4690	0,0000	90,0000
2	0,5100	3,0230	2,6850	3,7790	0,4074	130,7300
3	0,5200	2,6290	2,4440	3,6120	0,4778	120,0300
4	0,5300	2,5920	2,4080	3,5820	0,4874	119,9700
5	0,5400	2,5740	2,3910	3,5510	0,4849	120,0300
6	0,5500	2,5690	2,3900	3,5190	0,4726	120,0200
7	0,5600	2,5580	2,3810	3,4900	0,4658	120,0200
8	0,5700	2,5390	2,3620	3,4770	0,4722	120,0400
9	0,5800	2,5500	2,3750	3,4590	0,4565	120,0300
10	0,5900	2,5070	2,3440	3,4210	0,4592	119,0900
11	0,6000	2,7020	2,7020	2,7020	0,0000	90,0000
12	0,6100	2,8150	2,8150	2,8150	0,0000	90,0000

Como observamos en la tabla 6.5, este intervalo de tiempo registra una gran variación entre las velocidades máximas con respecto a las mínimas y tiene valores considerables. Si nos ubicamos en la última columna podemos notar que el ángulo en el cual se proyecta el frente de fracturas es  $120^\circ$  con respecto al eje de simetría (Dirección Oeste-Este).

El segundo intervalo de con alta influencia anisótropa lo denotamos en la tabla siguiente:

Tabla 6.6 Sección del segundo intervalo con alta anisotropía

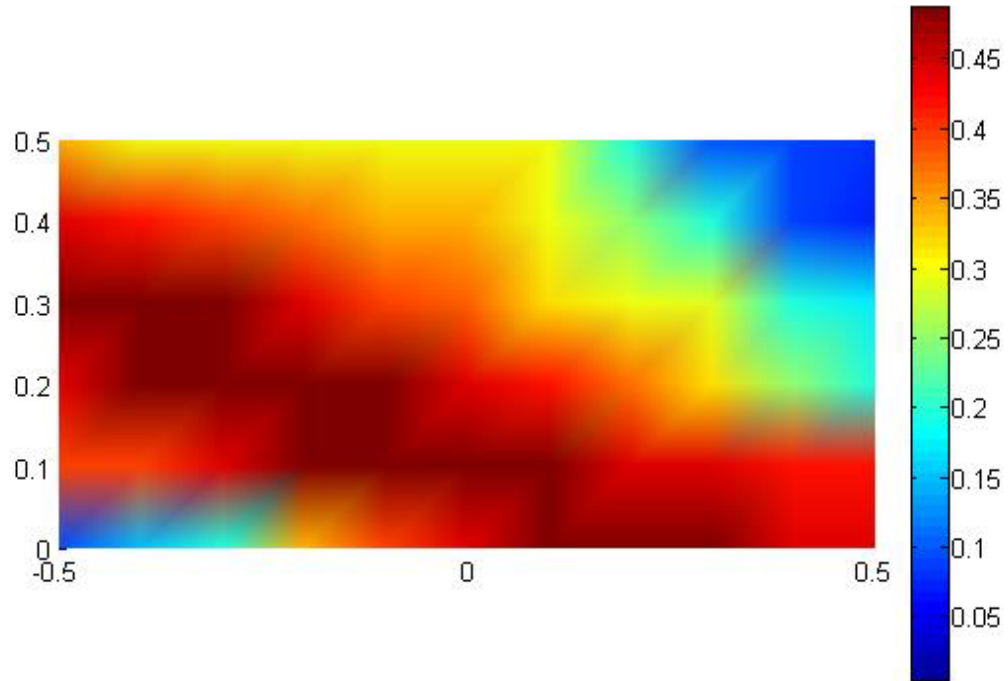
$t$	$V_{circular}$	$V_{min}$	$V_{max}$	$e$	$\beta$
0,6100	2,8150	2,8150	2,8150	0,0000	90,0000
0,6200	2,9440	2,9440	2,9440	0,0000	90,0000
0,6300	3,0920	3,0920	3,0920	0,0000	90,0000
0,6400	3,0920	3,0920	3,0920	0,0000	90,0000
0,6500	2,6070	2,4280	3,5140	0,4473	120,2400
0,6600	3,5130	2,5820	3,5390	0,4581	140,5900
0,6700	2,5850	2,4040	3,5310	0,4688	120,1400
0,6800	3,1070	2,5880	3,5260	0,5458	136,5300
0,6900	2,5660	2,3840	3,5210	0,4768	120,1600

Al igual que el primer intervalo es claramente evidente la diferencia con los datos adyacentes y el ángulo coincide con la dirección del primer intervalo. En conclusión tenemos dos zonas fracturadas pero con una misma dirección.

### 6.3.2 Mapa de fracturas

Después de examinar los resultados obtenidos del procedimiento de semblanza y los parámetros del análisis de velocidad, pasamos a graficar la línea de fractura en un mapa de intensidad como se muestra en figura 6.12.

Figura 6.12 Mapa de intensidad de fracturas, el eje vertical es la dirección sur-norte y el eje horizontal es este-oeste.



El mapa de intensidad fue generado en matlab 7.0. Debido a que no se contaba con mucha información de superficie sobre la fractura, se optó por interpolar los valores obtenidos para poder generarlo.

Como observamos los ejes son las coordenadas de los receptores, y la gama de colores nos indican la intensidad de la fractura. De los datos obtenidos anteriormente se observó que la fractura tiene una dirección preferencial de  $120^\circ$  con respecto al eje en dirección este – oeste.

## **6.4 VENTAJAS Y DESVENTAJAS DEL ANALISIS DE VELOCIDADES NMO**

### **6.4.1 Ventajas**

- ✓ El análisis de velocidades NMO, no es sensible a la relación señal ruido de los datos sísmicos.
- ✓ Con el análisis de velocidades NMO se puede obtener información de las fracturas sin tener que adquirir un costoso pro-grama de sísmica de multicomponentes.
- ✓ La detección de fracturas con las velocidades NMO aportan información que contribuye a la exploración y desarrollo de un yacimiento.
- ✓ Por ser un método que extrae información directamente de datos sísmicos y por envolver grandes áreas durante los análisis, se pueden obtener datos más determinantes, opuesto a los análisis de fracturas realizados en la cara de un pozo.

### **6.4.2 Desventajas**

- ✓ Cuando la zona de fractura se encuentra en área profunda o el espesor del tren de fractura es muy pequeños se hace imperceptible la diferenciación de las velocidades causadas por las fracturas.
- ✓ Este análisis no ha sido muy aplicado a datos reales.
- ✓ La presencia de buzamiento afecta drásticamente este tipo de análisis, afectando directamente el proceso de escaneo de velocidades.

- ✓ Este análisis por estar basado en la información de la onda P, hace que sea muy restringido, por ejemplo no se podría pensar en analizar los fluidos que pudieran haber en las fracturas.
- ✓ El planteamiento del análisis de velocidades acimutales asume que solo tenemos anisotropía en el eje horizontal, por lo tanto ignora cualquier otro efecto producido por ejemplo por estratificación lo cual causa que las hipérbolas de los registros sísmicos se deformen.

## 7. CONCLUSIONES

- Asumir que un yacimiento contenga solo el efecto de anisotropía HTI (acimutal), conlleva a un serié de errores. Porque a pesar que se ignore la influencia de otro tipo de anisotropía, esta va a afectar la información sísmica, por ende, va perturbar el proceso de análisis
- Al plantear un modelo de fracturas paralelas verticales, para caracterizar un yacimiento en donde el comportamiento de estas es prácticamente aleatorio, puede llevar a conclusiones erróneas sino se cuenta con información geológica y petrofísica adecuada.
- El estudio de la variación de velocidades NMO es de importante utilidad en decisiones como la definición de áreas con potencial para desarrollo adicional, pero es de valor más limitado en apoyo a decisiones con un carácter más local, como por ejemplo, definir la orientación de un pozo horizontal para interceptar en la manera más favorable el tren de fracturas presente.
- Con los resultados obtenidos de la aplicación de la metodología al registro sísmico sintético se observa las ventajas que se pueden obtener en la información que se adquiere (dirección de fracturas, zonas de fracturas, e intensidad) al realizar un estudio de análisis de velocidades NMO.

## 8. RECOMENDACIONES

1. Profundizar en la búsqueda de algoritmos de escaneo de velocidades, los cuales son fundamentales para el análisis de las velocidades NMO.
2. Realizar un estudio práctico sobre la limitante que puede causar el buzamiento de las capas en un análisis de velocidades NMO.
3. Hacer un análisis comparativo que indique el efecto de ignorar la anisotropía VTI en un modelo que es objeto de estudio con análisis de velocidades NMO.
4. Realizar un estudio de un análisis AVO acimutal, que muestre las desventajas y ventajas que tiene con respecto al análisis de velocidades NMO.
5. Diseñar o adquirir un software generador de sintéticos con anisotropía para aplicarle las metodologías de análisis de velocidades NMO y otras.

## BIBLIOGRAFIA

ALKHALIFAH Tariq and TSVANKIN Ilya. **Velocity analysis for transversely isotropic media**, Geophysics, VOL. 60, No. 5, pp. 1550-1566, 1995.

BLIAS, Emil. **Analytical description of azimuthally dependent NMO velocity and Dix type inversion for horizontally layered, azimuthally anisotropic media**. CSEG RECORDER, pp 31-38, Calgary, Alberta, Canadá, May 2003.

BRATTON, Tom. **La naturaleza de los yacimientos naturalmente fracturados**, Oilfield Review, pp 4-25, otoño de 2006.

CABRERA, Francisco H.; VIVAS, Flor A. y LIZCANO José A. **TRAZADO DE RAYOS PARA UNA ONDA P EN UN MEDIO ELÁSTICO HOMOGÉNEO E ISOTRÓPICO**, *Universidad de Pamplona, Departamento de Física y Matemáticas, Grupo de Modelamiento Numérico LATTICE, Pamplona, Colombia.*

CALDERON MACIAS, Carlos; RAMOS MARTINEZ, Jaime; Kerdan, Tatiana; CABRERA GARZON y GONZALEZ IBARRA, Alfonso. **PROCESAMIENTO EN TIEMPO DE DATOS SISMOCOS DE REFLEXION DE ONDAS P EN MEDIOS CON ISOTROPIA TRANSVERSAL CON EJE DE SIMETRIA VERTICAL (ITV)**, Geos, VOL 23, No. 3. pp 302-309, 2003.

CASTAGNA, John. **Offset-dependent reflectivity theory and practice of AVO analysis**. Capítulo I, SEG Edition, Estados Unidos, 1° Edición. 1993, 3-45.

CONTRERAS, Pedro; GRECHKA, Vladimir y TSVANKIN, Ilya. **Moveout inversion of P-wave data for horizontal transverse isotropy**, Geophysics, VOL. 64, No. 4, pp. 1219-1229, 1999.

CURIA D.; Regazzoni, C. y Roizman, M. D. **Avo Azimutal (AVAZ) en La Detección de Fracturas: Caso de Estudio en Tres Campos de REPSOL-YPF Cuenca Neuquina, Argentina**, *Consultor Externo, Repsol-YPF Neuquén Argentina & VeritasDGC. Buenos Aires Argentina.*

DIX, C, HEWITT. **Seismic velocities from surface measurements**, Geophysics, VOL. XX, No. 1, pp. 68-86, 1955.

DONG, WENJIE y DAVIDSON, MARK E. **Quantifying 3D acquisition adequacy for azimuthal AVO analysis**, THE LEADING EDGE, pp 476-480, MAY 2003

GAYA FLOREZ, Maria Antonieta. **PROCESADO SISMICA DE REFLEXION SUPERFICIAL EN LA CUENCA DE AINSA, HUESCA (ESPAÑA)**, tesis de pregrado, Universidad Simón Bolívar, 2005.

GRECHKA, Vladimir. **Transverse isotropy versus lateral heterogeneity in the inversion of P-wave reflection traveltimes**, Geophysics, VOL. 63, No. 1, pp. 204-212, 1998.

GRECHKA, Vladimir y TSVANKIN Ilya. **3-D description of normal moveout in anisotropic inhomogeneous media**, Geophysics, VOL. 63, No. 3, pp. 1079–1092, 1998.

GRECHKA, Vladimir y TSVANKIN Ilya. **3-D moveout inversion in azimuthally anisotropic media with lateral velocity variation: Theory and a case study**, SEG Expanded Abstracts, 1998

GRECHKA, Vladimir y TSVANKIN Ilya. **3-D moveout velocity analysis and parameter estimation for orthorhombic media**. Geophysics, VOL. 64, No. 3, pp. 820-837, 1999.

GRECHKA, Vladimir y TSVANKIN Ilya. **Characterization of dipping fractures in transversely isotropic background**, *Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines, Golden CO 80401-1887*, pp 1-31.*Houston*.

GRECHKA, Vladimir y TSVANKIN Ilya. **Inversion of azimuthally dependent NMO velocity in transversely isotropic media with a tilted axis of symmetry**, Geophysics, VOL. 65, No. 1, pp. 232-246, 2000.

GRECHKA, Vladimir y TSVANKIN Ilya. **NMO-velocity surfaces and Dix-type formulas in anisotropic heterogeneous media**, Geophysics, VOL. 67, No. 3, pp. 939-951, 2002.

GRECHKA, Vladimir; TSVANKIN Ilya y COHEN, Jack K. Cohen. **Generalized Dix equation and modeling of normal moveout in inhomogeneous anisotropic media**, Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines, Golden, CO 80401,pp 1246-1249.

GRECHKA, Vladimir; TSVANKIN Ilya y COHEN, Jack K. Cohen. **Generalized Dix equation and analytic treatment of normal-moveout velocity for anisotropic media**, Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines, EAGE Conference, Geneva, pp 1-54,1997.

GRECHKA, Vladimir; PECH, Andres; TSVANKIN, Ilya y HAN Baoniu. **Velocity analysis for tilted transversely isotropic media: A physical modeling example**. *Geophysics*, VOL. 66, No. 3, pp 904–910, 2001.

HARLAN, William S. **Constrained Dix Inversion**, pp 1-5, Dec 1999.

LI, Xiang-Yang. **Fracture detection using azimuthal variation of P-wave moveout from orthogonal seismic survey lines**, *Geophysics*, VOL. 64, No. 4, pp. 1193-1201, 1999.

MATHEWS, John H. y FINK, Kurtis K. **Powell's Method**, *Numerical Methods Using Matlab*, 4th Edition, 2004.

MONTALBETTI, J. F. **COMPUTE DETERMINATION OF SEISMIC VELOCITIES – REVIEW**. Research and Development Department, Calgary, pp 32-46.

OVALLES, Asdrúbal; HERRERA, Jennifer y PEREZ, JAVIER. **Caracterización de la Orientación e Intensidad de Fracturas y/o “Vugs” de la Formación Escandalosa, Cuenca Barinas-Apure, con el uso de Onda P**. *PDVSA-Intevep, Sector El Tambor, Los Teques, Venezuela*.

PECH, Andres. **Velocity Analysis for Laterally Heterogeneous Anisotropic Media**, Doctoral Thesis, Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines, 2003

PEREZ, Gabriel y ALVAREZ, Gabriel. **DETECCIÓN DE FRACTURAS CON SÍSMICA 3-D DE ONDAS P CAMPO EL SEGUNDO**, INFORME TÉCNICO, ECOPETROL-ICP, *Piedecuesta - Santander, Marzo del 2001*.

SARKAR, Debashish; BAKULIN, Andrey y KRANZ Robert L. **Anisotropic inversion of seismic data for stressed media: Theory and a physical modeling study on Berea Sandstone**. Geophysics, VOL. 68, No. 2, pp. 690-704, 2003.

**SEMINARIO DE ANISOTROPIA Y FRACTURAS**, UNIDAD DE INVESTIGACION EN GEOFISICA, ICP-ECOPETROL, 2007.

SIL, Samik and SEN, Mrinal k. **Azimuthal  $\tau$ -p analysis in anisotropic media**, Edger Forum, Feb-27,2007.

RÜGER, Andreas. **P-wave reflection coefficients for transversely isotropic models with vertical and horizontal axis of symmetry**, Geophysics, VOL. 62, No. 3, pp. 713-722, 1997.

THOMSEN, L., **Weak elastic anisotropy**. Geophysics 51, 1954-1966. 1986.

TOTEVA, Tatiana D. **SEMBLANCE BASED IMAGING OF SCATTERERS WITH AN APPLICATION IN IDENTIFYING NEAR-SURFACE HETEROGENEITIES**, Doctoral Thesis, Georgia Institute of Technology, 2006

TSVANKIN, Ilya. **Reflection moveout and parameter estimation for horizontal transverse isotropy**, Geophysics, VOL. 62, No. 2, pp. 614-629, 1997.

TSVANKIN, Ilya y LYNN, Heloise B., **Special section on azimuthal dependence of P-wave seismic signatures—Introduction**, Geophysics, VOL. 64, No. 4, pp. 1139–1142, 1999.

URSIN, Bjørn y STOVAS , Alexey. **Generalized Dix equations for a layered transversely isotropic medium**, Geophysics, VOL. 70, No. 6, pp. D77-D81, 2005.

WILLIAMS, Marty y JENNER, Edward. **Interpreting seismic data in the presence of azimuthal anisotropy; or azimuthal anisotropy in the presence of the seismic interpretation**, CSEG RECORDER, pp 35-39, AXIS Geophysics, june 2003.

XIAO, Chunyan; BANCROFT, John Ct y BROWN R. James. **Comparison of estimation of Thomsen's anisotropy parameters by anisotropic NMO analysis**, CSEG National Convention, 2005.

Winterstein, D.F. **Velocity Anisotropy terminology for geophysicists** Geophysics 55, 1070-1088, 1990,

YAN , Jia y TSVANKIN, Ilya. **AVO-sensitive semblance analysis for wide-azimuth data**, Center for Wave Phenomena, Department of Geophysics, Colorado School of Mines, CWP-570, pp 125-140.

ZHENG, Ye. **Seismic Azimuthal Anisotropy and Fracture Analysis from PP Reflection Data**, Doctoral Thesis, DEPARTMENT OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS CALGARY, ALBERTA, MARCH, 2006.

## **ANEXO A**

### **TIPOS DE ONDAS**

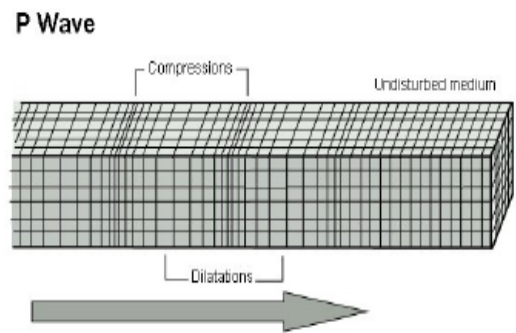
En la sección anterior se definió la velocidad de propagación de las llamadas ondas de cuerpo, sin embargo también se debe considerar otro tipo de onda, las ondas que viajan a través de una superficie.

Las ondas P (primarias) son las que van a mayor velocidad, consisten en la transmisión de compresiones (el movimiento de las partículas se realiza en la dirección de propagación) y se propagan a través de material sólido o líquido. Las ondas S o de cizalla, se propagan solo a través de sólidos y el movimiento de las partículas es siempre perpendicular a la dirección de propagación.

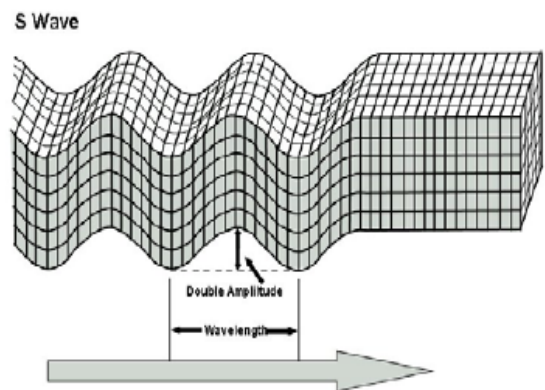
Existe otro tipo de onda, llamadas superficiales debido a que solo se propagan a través de una superficie libre, este es el caso de las ondas Rayleigh. El movimiento de las partículas es elíptico retrogrado y se realiza siempre sobre un plano vertical. Su amplitud decrece exponencialmente con la profundidad y su velocidad es menor que la de las ondas corporales.

Un último tipo de onda, usualmente mal ubicado dentro de las ondas superficiales. Las ondas Love se propagan solo en las capas más superficiales de la tierra, sin embargo no viajan a través de una superficie libre, se originan en la interface de dos medios con propiedades mecánicas diferentes y el movimiento de las partículas, al igual que en el caso de las ondas S, es perpendicular a la dirección de propagación.

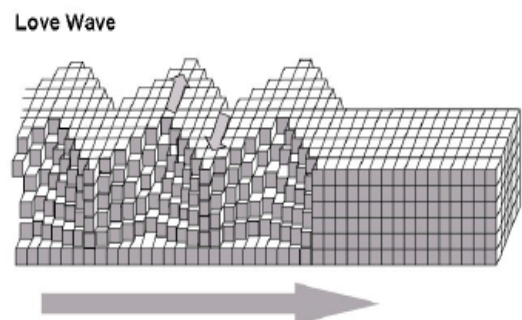
**Las ondas P** (o de compresión) son ondas internas que se producen cuando la energía pasa a través de las partículas moviéndolas en la dirección de su propagación. Son las que viajan con más velocidad y se pueden transmitir a través de medios sólidos o fluidos.



**Las ondas S** (o de cizalla) son ondas internas que se producen cuando la energía pasa a través del medio moviendo las partículas en direcciones perpendiculares (SH y Sv) a la propagación. Son menos rápidas y este movimiento solo puede darse en los sólidos.



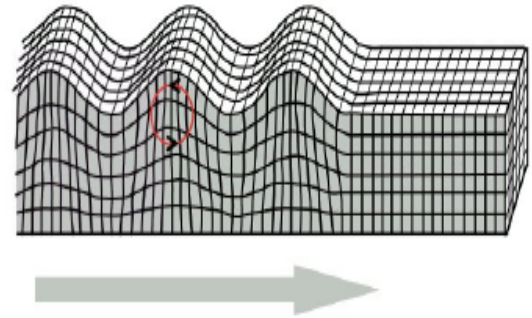
**Las ondas Love** Son ondas superficiales que ocasionan, en las partículas, un movimiento transversal a la dirección de la propagación. Son las más rápidas de las superficiales.



**Las ondas Rayleigh** son ondas superficiales que presentan un movimiento elíptico retrógrado sobre el plano vertical; similar al de las ondas marinas.

Las ondas Rayleigh generadas por los grandes terremotos son las que causan daños ya que, aparte de las características del movimiento del subsuelo, suelen ser las ondas de mayor amplitud.

Rayleigh Wave



## ANEXO B

### DATA DE ENTRADA AL PROGRAMA DE ANALISIS DE VELOCIDADES NMO

Este código está elaborado en lenguaje fortran en Linux y está integrado al software seismic unix de distribución gratuita elaborado por Center Wavelet Phenome<sup>18</sup> (CWP), se debe instalar inicialmente el SU, para compilar las librerías requeridas por el código. Luego a través de la consola y con los datos mostrados en un archivo formato texto, se corre la aplicación.

File name for general output:	AzimVelAn_out
File name for input of sou-rec geometry:	asdin_header
File name for input of seismic traces:	teose_SU
First time sample (s) in input traces:	0.500
Time sampling (s):	0.002
Number of time samples for averaging:	6
Azimuthal NMO analysis	
~~~~~	
Start of time interval (s):	0.500
End of time interval (s):	0.790
Time increment for semblance (s):	0.010
Start Vnmo (km/s):	2.000
End Vnmo (km/s):	5.000
Number of velocities:	40
Azimuthal AVO analysis	
~~~~~	
Number of time intervals for AVO:	1
Start t0 (s):	0.530
End t0 (s):	0.570

<sup>18</sup> <http://www.cwp.mines.edu/cwpcodes/index.html>

## **ANEXO C**

### **DATOS DE SALIDA DEL PROGRAMA DE ANALISIS DE VELOCIDADES NMO**

El programa genera un archivo texto ordenado en columnas, en el cual se presentan tiempo, componentes de la matriz  $W$ , velocidades, elipticidades y el ángulo de orientación para cada supergather..

```

File name for general output: |AzimVelAn_out
File name for input of sou-rec geometry: |asdin_header
File name for input of seismic traces: |teose_SU

First time sample (s) in input traces: |0.500000
Time sampling (s): |0.002000
Number of time samples for averaging: |6

Azimuthal NMO analysis
~~~~~
Start of time interval (s): |0.500000
End of time interval (s): |0.790000
Time increment for semblance (s): |0.010000
Start Vnmo (km/s): |2.000000
End Vnmo (km/s): |5.000000
Number of velocities: |40

```

t0	sem0	semb	iter	Vcir	E11	E12	Vmin	Vmax	Vell	Vazm	W11	W12	W22
0.500	0.043	0.043	0	3.469	0.0000	0.0000	3.469	3.469	0.0000	90.00	0.08308	0.00000	0.08308
0.510	0.273	0.408	9	3.067	0.3032	-0.0647	2.719	3.768	0.3858	131.96	0.10630	0.03223	0.09943
0.520	0.395	0.837	12	2.629	0.2717	-0.3131	2.444	3.612	0.4778	120.03	0.14469	0.03932	0.09939
0.530	0.295	0.838	14	2.592	0.2742	-0.3159	2.408	3.575	0.4845	120.03	0.14884	0.04081	0.10183
0.540	0.249	0.821	15	2.574	0.2744	-0.3159	2.391	3.551	0.4850	120.04	0.15096	0.04142	0.10327
0.550	0.274	0.819	8	2.570	0.2699	-0.3108	2.390	3.519	0.4725	120.04	0.15146	0.04088	0.10439
0.560	0.294	0.831	8	2.559	0.2674	-0.3080	2.381	3.490	0.4656	120.03	0.15276	0.04084	0.10572
0.570	0.306	0.816	8	2.539	0.2698	-0.3105	2.362	3.477	0.4720	120.04	0.15506	0.04183	0.10692
0.580	0.294	0.803	12	2.549	0.2640	-0.3042	2.375	3.459	0.4566	120.03	0.15386	0.04061	0.10706
0.590	0.404	0.856	7	2.550	0.2564	-0.2956	2.380	3.419	0.4366	120.02	0.15382	0.03943	0.10835
0.600	0.069	0.069	0	2.702	0.0000	0.0000	2.702	2.702	0.0000	90.00	0.13692	0.00000	0.13692
0.610	0.037	0.037	0	2.815	0.0000	0.0000	2.815	2.815	0.0000	90.00	0.12615	0.00000	0.12615
0.620	0.026	0.026	0	2.944	0.0000	0.0000	2.944	2.944	0.0000	90.00	0.11538	0.00000	0.11538
0.630	0.020	0.020	0	3.092	0.0000	0.0000	3.092	3.092	0.0000	90.00	0.10462	0.00000	0.10462
0.640	0.024	0.024	0	3.092	0.0000	0.0000	3.092	3.092	0.0000	90.00	0.10462	0.00000	0.10462
0.650	0.348	0.933	15	2.605	0.2621	-0.2999	2.427	3.519	0.4499	120.12	0.14739	0.03864	0.10319
0.660	0.270	0.912	17	2.589	0.2625	-0.2997	2.412	3.497	0.4502	120.14	0.14922	0.03917	0.10450
0.670	0.280	0.898	15	2.585	0.2693	-0.3076	2.404	3.530	0.4686	120.13	0.14969	0.04031	0.10365