UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

# Estimación de densidad y tendencia de las fracturas utilizando ondas P.

**Diana Marcela Cortes Gómez**

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias. Departamento Geofísica
Maestría en Geofísica
Bogotá D.C., Colombia
2012

# Estimación de densidad y tendencia de las fracturas utilizando ondas P.

**Diana Marcela Cortes Gómez**
**Código: 01194438**

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

**Magister en Ciencias – Geofísica**

Director (a):

Ph.D., Geofísica Luis Alfredo Montes Vides

Geofísica

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias. Departamento Geofísica
Bogotá, Colombia
2012

*Hay que llegar a ser para merecer*

*A mi hijo Alejandro quien*
*Ilumina mi vida.*
*A todos mis amigos y familia*
*Porque en ellos he encontrado*
*Mi apoyo y fortaleza*

# Agradecimientos

El autor expresa agradecimientos por su asesoría y colaboración en el desarrollo del presente trabajo a: Luis Montes, Docente Universidad Nacional de Colombia-Departamento de Geociencias, Maestría en Geofísica y Mónica Tabima, Secretaria. Maestría en Geofísica. A Gabriel Álvarez, Geofísico,

Este proyecto fue posible gracias a la colaboración encontrada en el Instituto Colombiano del Petróleo, William Agudelo, Geofísico.
Al Fondo Corrigan-ACGGP-ARES por darle el reconocimiento y viabilidad a esta propuesta de tesis.

A la Universidad Nacional de Colombia, Maestría en Geofísica.

# Resumen

En un medio que presenta isotropía transversal inducida por fracturas con eje de simetría horizontal (HTI), la velocidad de corrección de sobre tiempo normal (NMO) muestra una variación azimutal elíptica, donde el eje mayor de la elipse indica la tendencia o dirección de la fractura. Para alcanzar el objetivo de este trabajo se siguió una metodología basada en la diferencia del tiempo de viaje (*moveout*) entre dos grupos de líneas sísmicas 2D ortogonales para un offset común, conocido como *Respuesta Moveout Azimutal*, (AMR siglas en ingles). Asumiendo una formación u objetivo fracturado dentro de un medio azimutalmente isotrópico, se determinó el valor de la tendencia (ángulo) del plano de fracturas en función de cos 2φ a partir de la relación de la Respuesta del sobre tiempo azimutal y calculando la elipse de los gradientes de tiempo para determinar la densidad en el punto de análisis. Este método fue validado con análisis de registros de imágenes FMI sobre los campos cercanos al campo Tenerife.

El análisis de fracturas generalmente es realizado sobre proyectos sísmicos 3D o si es posible sobre sísmica multicomponente. No siempre se tienen estos datos disponibles, por esta razón, determinar la dirección y la tendencia de las fracturas a partir de líneas sísmicas 2D en configuración ortogonal, es una metodología novedosa y económica que permitirá minimizar costos para realizar este tipo de análisis. Este método fue validado con análisis de registros de imágenes FMI sobre los campos cercanos al campo Tenerife.

**Palabras clave: HTI, NMO, azimut, AMR, Respuesta Moveout Azimutal, Fracturas, onda P, Zona de Fresnel.**

# Abstract

In a media that shows transversal isotropy induced by fractures with horizontal symmetry axis (HTI), the correction Normal Moveout (NMO) shows a horizontal angular variation (azimuth) that is graphically represented as an ellipse, where the greater axis of the ellipse indicates the trend or the direction of the fracture. To achieve the objective of this thesis a methodology based on the moveout between two groups of orthogonal seismic 2D lines for a common offset, known as azimuth moveout response. Assuming a fractured formation in azimuth isotropic media, the value of the trend was determined (angle) in function of cos 2φ. The method was applied to synthetic data and then was applied in seismic data Tenerife field.

**Keywords: Azimuth, Azimuth Moveout Response, fracture, HTI, P wave.**

# Contenido

Pág.
**Resumen** ..... **VII**
**Lista de figuras** ..... **X**
**Lista de tablas** ..... **XI**
**1. Generalidades** ..... **13**
1.1 Identificación del problema ..... 13
1.2 Objetivos ..... 14
1.2.1 Objetivo General ..... 14
1.2.2 Objetivos específicos ..... 14
1.2.3 Estado del arte ..... 14
**2. Marco Geológico** ..... **16**
2.1 Esfuerzos horizontales máximos en el Valle Medio del Magdalena a partir de imágenes de pozos ..... 21
**3. Marco teórico** ..... **25**
3.1 Anisotropía sísmica ..... 26
3.1.1 Definición ..... 26
3.1.2 Consideraciones generales en medios naturalmente fracturados ..... 27
3.1.3 Anisotropía polar ..... 29
3.1.4 Cos 2φ: Variación de sobre-tiempo diferencial entre dos sets de líneas ortogonales ..... 32
**4. Datos sintéticos** ..... **38**
**5. Procedimiento** ..... **42**
5.1 Aplicación del método de detección de fracturas sobre datos sintéticos ..... 42
5.1.1 Metodología ..... 42
5.2 Modelo geológico de análisis ..... 47
5.3 Datos sísmicos del Campo Tenerife ..... 49
5.3.1 Secuencia de procesamiento de los datos ..... 52
5.4 Reprocesamiento de los datos sísmicos del Campo Tenerife ..... 57
5.4.1 Modificación del tamaño de la grilla ..... 57
5.5 Aplicación del método de detección de fracturas sobre los datos sísmicos del campo Tenerife ..... 61
**6. Conclusiones** ..... **67**
**A. Anexo: Parámetros anisotrópicos de Thomsen medidos en el laboratorio** ..... **68**
**7. Bibliografía** ..... **69**

# Lista de figuras

**Pág.**
2-1 Cuenca del Valle Medio del Magdalena. En el mapa de Colombia ..... 17
2-2. Columna estratigráfica generalizada, cuenca VMM ..... 19
2-3. Línea DM-1987-1470 interpretada ..... 21
2-4. Resultado del Análisis de la orientación de los esfuerzos principales ..... 23
3-1. Forma de la matriz de elasticidad 6x6 despues de aplicar la notacion de Voigt. ..... 28
3-2. Representación de anisotropía HTI,. ..... 30
3-3 Trazado de rayos ..... 32
3-4. Tiempo de viaje de la onda P, ..... 33
4-1 Modelo geológico en profundidad empleado para generar los datos sintéticos ..... 38
Figura 4-2. Configuración geométrica de las cuatro líneas ..... 40
4-3. Gathers sintéticos en el punto de cruce ..... 41
5-1. Gathers Corregidos con la velocidad del gather ..... 43
5-2. Algoritmo o diagrama de flujo diseñado para extraer los tiempos de arribo ..... 44
5-3. Grafico cruzado ..... 45
5-4. . Flujo de trabajo empleado para generar datos sintéticos ..... 46
5-5. Horizontes interpretados sobre la línea sísmica DM-1987-1470 ..... 47
5-6. Interpretación de las Formaciones Umir y la Formación la Luna ..... 48
5-7. Configuración geométrica de las líneas sísmicas, ..... 50
5-8. Espectro de frecuencia de un registro representativo de los datos de campo. ..... 52
5-9. Apilados de cada una de las líneas sísmicas procesada ..... 54
5-10. Gathers en el punto de cruce entre el Volumen Tenerife 3D3C ..... 56
5-11. Configuración geométrica del campo Tenerife ..... 58
5-12. Secciones apiladas en dirección Inline, Crossline, línea experimental y línea DM-1987-1470. ..... 59
5-13. Gather o CDP 3D ..... 60
5-14. Gathers obtenidos al aumentar el tamaño de la grilla ..... 61
5-15. Grafico cruzado de entre las diferencias de los tiempos de viaje ..... 63
5-16. . Flujo de trabajo aplicado a los datos del campo Tenerife ..... 64
5-17. Grafica de offset en función del azimut ..... 65

# Lista de tablas

**Pág.**
Tabla 1. Resumen de los datos sísmicos disponibles. ..... 49
Tabla 2. Características de los datos adquiridos en el campo Tenerife en el año 2009 con acelerómetros. ..... 51
Tabla 3. Parámetros de anisotropía para rocas sedimentarias. Modificado de Wang, 2002 SEG. ..... 68

# 1. Generalidades

## 1.1 Identificación del problema

La presencia de fracturas puede representar problemas u oportunidades para la exploración y por ende en el desarrollo de las reservas de hidrocarburos líquidos y gaseosos. Estos recursos pueden ser extraídos o producidos a través de ellas. Muchos yacimientos se forman en rocas fracturadas donde saber la orientación de las fracturas puede ser determinante en el costo económico para la extracción de petróleo. En algunos casos las fracturas son importantes por la permeabilidad que ofrecen, porque se convierten en caminos que permiten maximizar la producción de los pozos si estos son perforados correctamente. También pueden hacer que la producción decline sorpresivamente, que existan perdidas de circulación de los pozos al perforarse y cambios en la tasa de penetración.

Las fracturas grandes pueden formar trayectorias intercomunicadas de alta permeabilidad y las pequeñas forman bloques de porosidad, siendo estos bloques los que en algunos casos conforman el cuerpo principal del yacimiento. Identificar su orientación es de vital importancia para obtener la máxima producción de este tipo de yacimientos.

El objetivo de la exploración de hidrocarburos en yacimientos naturalmente fracturados es encontrar áreas de intenso fracturamiento, es importante saber la tendencia de las fracturas porque pueden ser interconectadas con pozos perforados direccionalmente.

La tendencia de las fracturas se puede determinar a partir de análisis sobre sísmica multicomponente y sísmica pasiva. Sin embargo, cuando solo se dispone de sísmica de onda P es necesario redefinir la metodología de detección que aproveche esta sísmica. En Colombia la mayoría de yacimientos son naturalmente fracturados (Vargas, 2009) y algunos de ellos tienen abundante información sísmica de onda P. El análisis de estos

yacimientos por el método (AMR) "*Azimuthal Moveout Reponse"* permite determinar de manera temprana la tendencia de las fracturas utilizando ondas P que junto con la densidad permitirá maximizar las opciones de desarrollo de campos petroleros, si la investigación de fracturas inicia desde la etapa de exploración.

## 1.2 Objetivos

### 1.2.1 Objetivo General

Detectar la tendencia y la densidad de las fracturas en un punto del campo Tenerife utilizando 4 líneas sísmicas 2D de ondas P, adquiridas en una configuración ortogonal.

### 1.2.2 Objetivos específicos

- Procesar las cuatro líneas de sísmica 2D del campo.
- Implementar el algoritmo de Li para calcular los diferenciales de tiempo a lo largo de la base de la formación de interés en cada par de líneas sísmicas ortogonales.
- Calcular la variación azimutal del moveout de cada par de líneas ortogonales y seleccionar los CDP a los que se va a aplicar el análisis.
- Calcular las variaciones azimutales para diferentes offsets.
- Graficar la variación de los tiempos moveout de cada par de líneas y obtener el ángulo que determina la tendencia de las fracturas analizadas.

### 1.2.3 Estado del arte

En la actualidad se usa sísmica multicomponente para la caracterización de las fracturas. Crampin, 1985 propone que analizar el comportamiento de la onda S representa un gran avance en la aplicación de la anisotropía en la exploración sísmica. Pero debido al alto costo de adquirir y procesar proyectos sísmicos de onda S, la onda P

se ha presentado como una alternativa para la caracterización de las fracturas desde mediados de los años 90. Tsvankin (2001) y Alkalifah (1996) demostraron que la velocidad de la onda P, puede ser usada para localizar zonas con presencia de anisotropía afectadas por el fracturamiento.

Lefeuvre (1994) mostró una metodología para la detección de fracturas estudiando la variación de las amplitudes de la onda P con el offset y con el azimut (AVOA). El método AVOA se ha usado en datos sísmicos terrestres (Rolla, 1995; Lynn et al., 1999; Pérez et al 1999; Gray, et al., 2000) y en datos sísmicos marinos (Kuehnel et al., 1999). Los resultado de Garotta (1989), Crampin (1991) y el modelamiento físico (Chang, et al., 1997; Sayers, et al., 1997), muestran que para *offsets* moderadamente lejanos (25° a 35° de ángulo de incidencia), las ondas P, que viajan en el plano paralelo a las fracturas verticales, tienen mayor velocidad que las ondas P cuando viajan en un plano perpendicular a las fracturas.

# 2. Marco Geológico

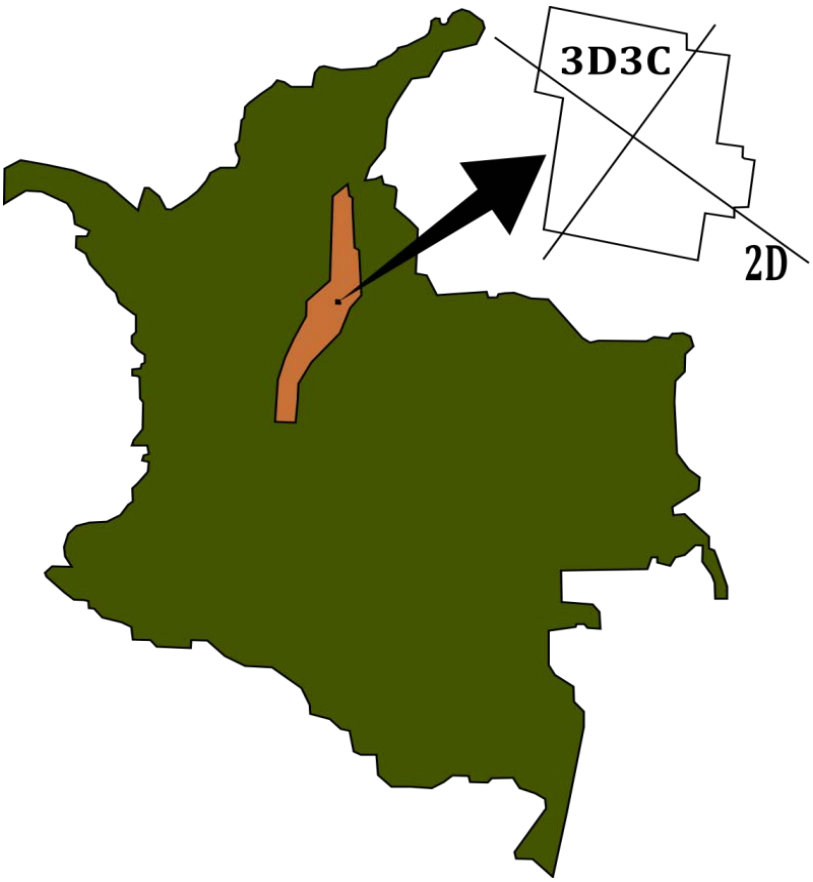
La Cuenca del Valle Medio del Magdalena es una depresión Intra-montañosa ubicada entre las cordilleras Central y Oriental. Limita al Norte, con la población del Banco y la Falla de Bucaramanga; al Sur en las inmediaciones de Jerusalén y la Falla de Cambao; desde del arco formado por la localidad de Honda. Hacia el Este con la Falla de La Salina, en la Cordillera Oriental y, al Oeste por el sistema de Fallas de La Cordillera Central.
La figura 2-1 muestra la ubicación de la cuenca del Valle Medio del Magdalena, donde se resalta la ubicación del campo Tenerife y el polígono que representa la forma del proyecto sísmico Tenerife 3D3C. Las dos líneas transversales representan las líneas sísmicas DM-1987-1470 y la Experimental, utilizadas en el presente estudio.

Durante el Eoceno Medio el sector centro – occidental de la cuenca se vio influenciada por un evento compresivo que deformó los sedimentos del cretácico, plegándolos en sistemas estructurales formados por fallas inversas con vergencia oriental y quedando preservados por debajo de sedimento del Eoceno superior y el Oligoceno. La deformación en la cuenca está asociada con la formación de la Cordillera Central y la Cordillera Oriental, (Fabre 1983).

La cuenca es una depresión tectónica con tendencia homoclinal, con tres secuencias principales de depositación (según Suarez 1996); Triásico-Jurasico depositada en ambientes continentales a marginales durante una tectónica de bloques extensionales y limitado por fallas sub-verticales (Etayo, 1993). Cretáceo-Paleoceno depositada en una cuenca de ante-arco en la fase de subsidencia termal a condiciones marinas de plataforma que cambiaron a transaccionales durante el Maestrichtiano y, la secuencia

Eoceno-Medio depositada en ambientes continentales en una cuenca de ante-país hasta el Mioceno Medio e intramontaña de este momento.

2-1 Cuenca del Valle Medio del Magdalena. En el mapa de Colombia, el cuadro pequeño es la ubicación del proyecto sísmico Tenerife 3D3C. La geometría del polígono de adquisición corresponde a la figura que está señalando la flecha, junto con las líneas sísmicas empleadas en el presente estudio.




La formación de interés en el presente estudio es la Formación La Luna**.**

La secuencia Campaniano – Maestrichtiano: Formación Umir: Compuesta por lodolitas grises con capas de limolita, carbón y arenas finas en la parte superior. Su ambiente varia de nerítico (parte inferior) hasta llanuras maréales y frente deltaico en la parte superior. La sedimentación Terciaria comprende depósitos de valles incisos, de ríos trenzados, de llanuras de inundación con lacustres y/o marinos y de abanicos fluviales y aluviales. La secuencia aumenta de espesor hacia el Este bajo el cinturón plegado expuesto a lo largo del flanco W de la Cordillera. La base está definida por una

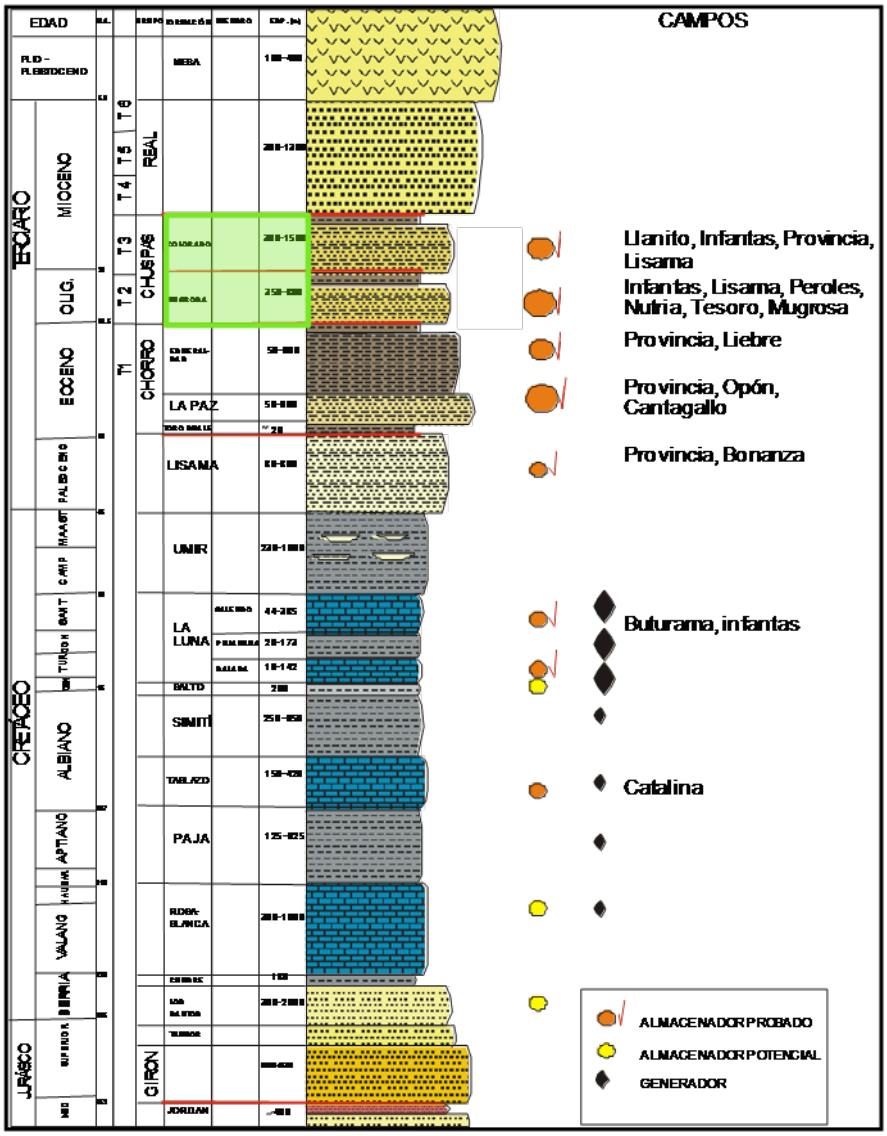
discontinuidad regional con buzamiento hacia el E y que separa los estratos Pre-Terciarios subyacentes de los sedimentos Mioceno–Eoceno.

La Formación La Luna depositada entre el Teroniano y en Santoniano, en el Valle Medio del Magdalena, principal generadora en la Cuenca, se subdivide de base a techo en:
Miembro Salado, Miembro Pujamana (Turoniano – Coniciano Inferior): formado por lodolitas calcáreas de color gris con intercalaciones delgadas de calizas arcillosas (Etayo-Serna et. al, 1993) y Miembro Galembo (Coniciano - Santoniano): depositado en un ambiente pelágico de facies marinas profundas.

El Valle Medio del Magdalena se caracteriza un régimen estructural dominante compresivo, donde el estilo dominante es de tipo anticlinal afectado por una serie de fallas inversas. La estratigrafía existente está compuesta por rocas de unidades terciarias y cretácicas, tal como se puede verificar en la figura 2-2, La formación La Luna y la formación Umir se evidencian en el campo Tenerife.

Durante el Triásico y principios del Cretácico el área de la cuenca actúa como una zona de “rift” con depositación principalmente de tipo de sedimentos resultantes debido al levantamiento de las montañas. Durante el cretácico empieza a comportarse como un “back – arc” localizado detrás de la zona de subducción Andina y con sedimentación predominantemente marina. Durante el Cretácico Tardío y el Paleoceno la Cuenca es sometida a deformación compresional debido a la acreción del área W sobre el Cratón Sur Americano, esto causa un plegamiento de la secuencia Cretácica.

2-2. Columna estratigráfica generalizada, cuenca VMM. Tomado de Ecopetrol 2000



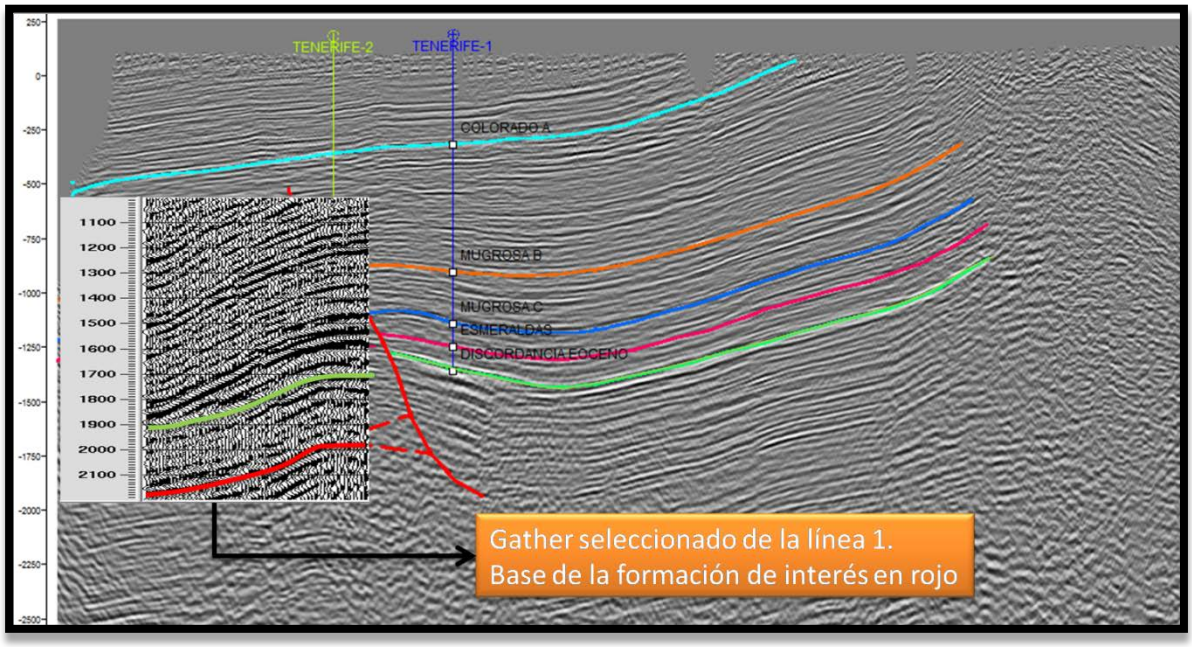

En el Oligoceno hay un levantamiento del Área Central al mismo tiempo que la Cuenca del Magdalena y la zona Este formaban parte de una cuenca ante-país cuyos sedimentos fluviales, fluvio-paludal (Lagunar) y / o fluvio-deltaico yacen inconformemente sobre la secuencia terciaria. Durante el Paleoceno y el Mioceno Tardío existieron plegamientos y cabalgamientos en el sector Este, seguido por un levantamiento regional montañoso que marco la parte Este del Valle Medio del Magdalena lo que le dio su forma actual. (Dengo & Covey, 1993 y Cooper et al, 1995).

Entre los principales campos están: La Cira-Infantas, Casabe, Yarigui, Cantagallo, Lisama y Provincia. Las zonas de producción están asociadas a fallas normales invertidas, anticlinales asociados a cabalgamientos, abanicos imbricados y zonas triangulares asociadas a zonas dúplex presentes en el lado Este de la Cuenca dentro del piedemonte. Las trampas estratigráficas están asociadas con acuñamientos del Mioceno / Eoceno Superior. Las arenas Cretácicas son el principal objetivo para exploraciones futuras.

Las formaciones la Luna y Simití, depositadas durante el Cretácico Medio a Superior, son las que generan petróleo. La roca almacenadora esta representadas por las areniscas Terciarias de La Paz, Mugrosa y Colorado presentes en la Cuenca, las arenas con mayor índice de almacenamiento corresponden a depósitos de canal que presentan migración lateral y vertical, haciendo que el material se interconecte y forme yacimientos.
La roca sello corresponde a los niveles de arcillas intercaladas con las arenas. Las Formaciones Lisama, Mugrosa, Esmeraldas y Colorado tienen los intervalos con mayor porcentaje de arcilla.

La figura 2-3 es la línea sísmica DM-1987-1470 con los horizontes interpretados. El modelo inicial de interpretación fue realizado en el ICP, por el Geólogo José Ricardo Sandoval, (parte superior del la discordancia del Eoceno). La Formación La Luna fue identificada en la línea sísmica 2D DM-1987-1470 figura 2-3 en color rojo, la cual fue interpretada con toda la información sísmica disponible antes de adquirir el proyecto sísmico Tenerife 3D3C. El recuadro pequeño es un sector de la línea re-procesada para el análisis en el presente estudio. El recuadro (figura 2-3) señala el CDP seleccionado para el análisis en la línea DM-1987-1470 y el cual es el punto de cruce con las otras tres líneas disponibles.

2-3. Línea DM-1987-1470 interpretada, tomada del grupo de investigación de geofísica en el ICP. El cuadro pequeño corresponde a una sub-sección de la línea DM-1987-1470 procesada para el presenta estudio.




## 2.1 Esfuerzos horizontales máximos en el Valle Medio del Magdalena a partir de imágenes de pozos[1]

En el Instituto Colombiano del Petróleo ICP, se realizó un estudio para determinar la orientación de los esfuerzos máximos horizontales en algunos campos pertenecientes a la Cuenca del Valle Medio del Magdalena teniendo en cuenta pozos con registro de imágenes pertenecientes al área, este estudio fue realizado por M.Sc. Reinel Corzo Rueda y William Armando Fernández.

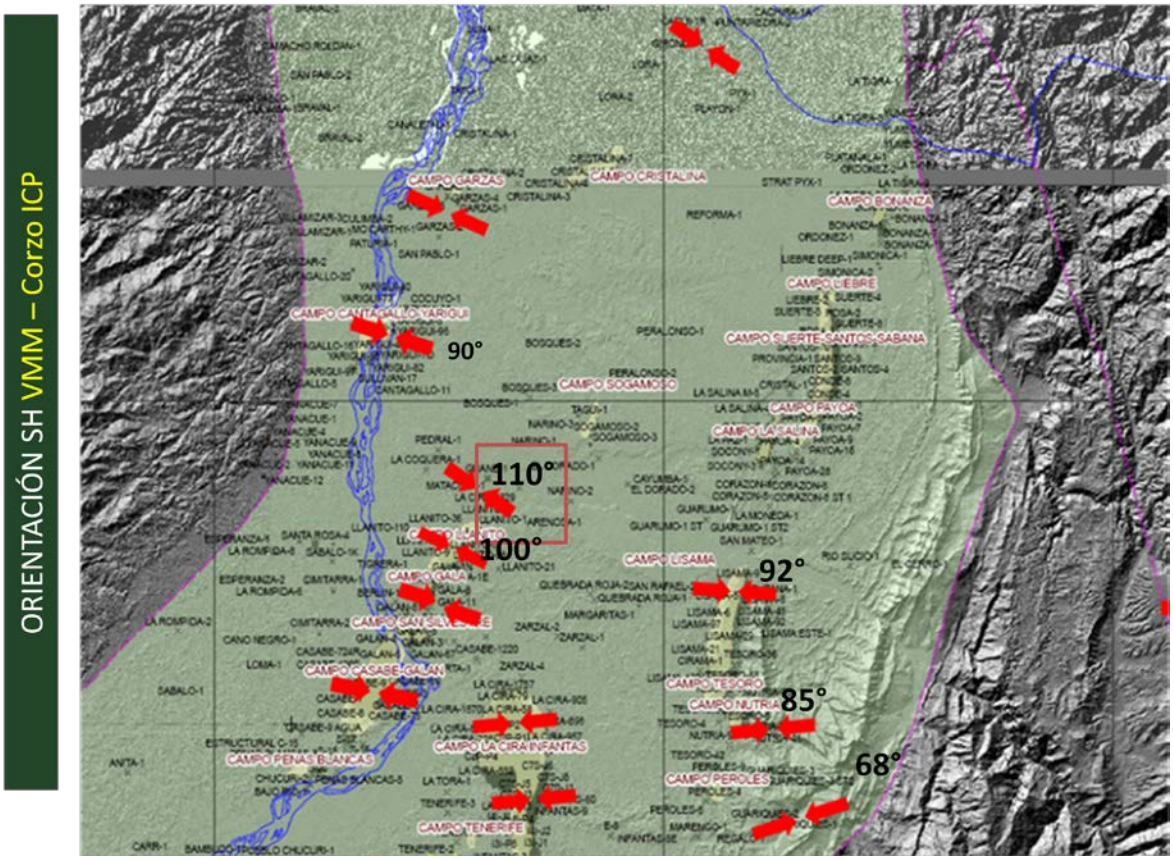
Los registros de imágenes de los Pozos de tipo exploratorio y de desarrollo empleados fueron: Caguí, 2 de Guariquíes, 1 de Lisama Norte, 4 de Bonanza, 1 de Gala, 2 de Galán, 3 de Garzas, 8 de Lisama, 7 de Llanito, 3 de Nutria 23, 35 y 41, 3 de Tisquirama, 9 de Yariguí, 1 de Santos, 1 de Suerte, 1 de Casabe, 1 de Tesoro y 3 de San Roque.

[1] Cortesía de M.Sc. Reinel Corzo Rueda Ingeniero de Petróleos – Geomecánico y Magíster en Ing. de Hidrocarburos y el Ingeniero William Armando Fernández.

El esfuerzo horizontal máximo se calculó a partir de las “rupturas” o “breakouts” observados en los registros de imágenes de pozos FMI. Esto es, porque los “breakouts” coinciden con la dirección del esfuerzo mínimo horizontal debido a que son causados por fallas compresivas. El tamaño de los “breakouts” está relacionado con la magnitud y dirección del esfuerzo horizontal máximo, y se calcula a partir del análisis de los esfuerzos elásticos. Con esta información se obtienen los esfuerzos máximos horizontales en los campos cercanos al campo Tenerife, dando como resultado el mapa de la figura 2-4. Para mencionar algunos de los resultados particulares obtenidos en los pozos estudiados fueron:

Campo Llanito: “breakouts” de 25°, con azimut de esfuerzo máximo en un rango de 105° hasta 116°. El área consta de un anticlinal con rumbo NE y con plegamientos menores debido a la alternancia de anticlinales y sinclinales con ejes en echelon y con cabeceo al N. Campo Nutria: “breakouts” de 0° con azimut de esfuerzo máximo de 85°. Campo Lisama: “breakouts” de 8° con azimut de esfuerzo máximo en un rango de 92 y 98°. Campo Yariqui-Cantagallo: “breakouts” de 41° con azimut de esfuerzo de 110° en promedio. Campo Tisquirama: “breakouts” de 160° con azimut de esfuerzo máximo de 75° promedio. Campo San Roque: “breakouts” de 10° con azimut de esfuerzo de 100°. Campo Guariquies: “breakouts” de 158° con azimut de esfuerzo de 68°.
Campo Garzas: No fue concluyente. Pozo Cagui: el modelo geomecánico para Imagen FMI, orientación Sh: N45ºE +/- 15º, Orientación SH: N135ºE +/- 15º y el campo Tenerife tiene una dirección del esfuerzo máximo de aproximadamente 110°.
Es importante resaltar algunas características estructurales importantes en los campos como son: Campo provincia; Esta relacionado a un anticlinal ubicado en el bloque colgante de la falla de Provincia, la estructura corresponde a laminas sub-cabalgantes debajo de la Falla de provincia, desarrollada en el Mioceno medio durante el periodo compresivo del levantamiento Cordillera Oriental.

2-4. Resultado del Análisis de la orientación de los esfuerzos principales para el Valle Medio del Magdalena a partir de registros de imágenes. Corzo R, Fernández W. Cortesía del Instituto Colombiano del Petróleo – Ecopetrol. Las flechas indican los esfuerzos principales locales. Las flechas señalan la dirección del esfuerzo principal obtenido a partir del análisis de los registros de imágenes en cada uno de los pozos.




El área de Casabe muestra un monoclinal que buza suavemente hacia el E y que está afectado por un sistema de transgresión revelado por la Falla inversa Casabe, la cual está confinada hacia el W en una dirección SW-NE y se encuentra asociada a eventos de distensión que generaron falla con rumbos E – W.

Campo infantas: Este Campo es un anticlinal asimétrico elongado, cerrado a ambos lados y cortado por la cresta de una falla inversa (Falla Infantas) que buza al E, la dirección del eje del anticlinal es N–S.

Campo la Cira: Su estructura es un anticlinal, localizado al NE del Anticlinal Infantas que buza en dirección N-S y que se entierra hacia la parte N y hacia la parte S, Hacia el E es

cortado por la Falla inversa La Cira, su buzamiento es hacia el W. El Campo Palagua es una estructura monoclinal que buza hacia él SE.

A partir de este estudio se estableció el estado de esfuerzos a escala regional, determinando la dirección del esfuerzo principal. En la figura 2-3, las flechas en el mapa indican el azimut de la dirección del esfuerzo principal máximo. Además de esto, las estructuras que caracterizan los campos cercanos al Campo Tenerife son de tipo anticlinal y monoclinal indicando, que en alguna etapa de su evolución, la cuenca ha sido sometida a esfuerzos de tipo compresivo, que pueden traer como consecuencia la formación de fracturas en la zona.

Es importante resaltar que el valor del esfuerzo principal más cercano al campo Tenerife es de 110°, medido desde el norte, este dato es muy importante porque con este valor se validó el resultado obtenido en el presente estudio.

A partir de estudios petrofísicos sobre muestras extraídas a la Formación La Luna, se determinó que el miembro salado está formado por rocas carbonatadas y un bajo porcentaje de sílice, esto se hizo por conteo con análisis de rayos X para determinar la composición de cada uno de los miembros de la formación la Luna que son observados en el campo Tenerife.

Los carbonatos se caracterizan por ser rocas con escaza dureza de fácil corte y baja densidad lo que las hace susceptibles a la formación de fracturas cuando son sometidas a esfuerzos, esto también favorece el aplicar el método sobre esta formación.

# 3. Marco teórico

Todas las rocas tienen fracturas en alguna medida. Las fracturas se forman como respuesta a esfuerzos de tipo litostático, presión de fluidos, fuerzas tectónicas o efectos térmicos. Las fracturas ocurren en varias escalas, cristales y continentales, respectivamente. Los yacimientos naturalmente fracturados se definen como aquellos yacimientos de hidrocarburos cuya producción está influenciada por la presencia de fracturas.

Las fracturas son superficies planas de discontinuidad, en donde la roca ha perdido cohesión y las deformaciones y alteraciones puede ser llenadas con fluidos, afectando la migración de los fluidos, no siempre permiten el flujo a través de ellas, en ocasiones se convierten en barreras, lo que puede limitar el desarrollo de campos petroleros.

Muchos son los factores que afectan el flujo de fluidos en un yacimiento naturalmente fracturado (NFR), incluyendo la orientación de los esfuerzos, las direcciones de las fracturas naturales, si las fracturas están rellenas de minerales o son abiertas, las propiedades y fases de los fluidos de yacimientos, y, la historia de producción e inyección del campo. Estos factores no pueden ser controlados, pero algunos problemas, como los cambios sorpresivos de presión, pueden mitigarse con el conocimiento de su orientación y densidad. Las estrategias de desarrollo de campos petroleros pueden ajustarse a los sistemas de fracturas naturales para optimizar la producción y la recuperación. Conocer esta información permite tomar decisiones importantes relacionadas con el manejo de campos petroleros en las primeras etapas de su desarrollo, (Bratton 2006).
Determinar la dirección y la densidad de las fracturas en un yacimiento naturalmente fracturado permite:

- Desarrollar modelos de estimulación para este tipo de campos teniendo en cuenta el modelo de fracturamiento.

- Perforar de manera efectiva haciendo que el pozo intercepte las fracturas.

- Determinar cualitativamente la influencia de las fracturas en la producción del yacimiento, perdidas de circulación, flujos de agua y los índices de producción de los pozos.

- Evitar pérdidas de presión o caídas en la producción de manera sorpresiva.

Un sistema con fracturas verticales en distintas direcciones presenta anisotropía de tipo ortorrómbica, con tres ejes de simetría principales mutuamente ortogonales. Este tipo de anisotropía afecta la ecuación de “moveout” de la reflexión hiperbólica.

## 3.1 Anisotropía sísmica

Existen muchos factores que pueden dar origen a la anisotropía, como son la cantidad de fracturas alineadas por esfuerzos, así como las propiedades del subsuelo. En este capítulo se presenta un resumen de los aspectos más importantes de la anisotropía sísmica y su relación con los planos de fracturas verticales.

### 3.1.1 Definición

La diferencia entre un medio heterogéneo y un medio anisótropo - homogéneo, se establece a partir de la longitud de onda. En un medio heterogéneo, la variación de las propiedades elásticas tiene lugar para distancias mayores que la longitud de onda considerada. La hipótesis de anisotropía sísmica supone que la onda elástica encuentra diferentes propiedades en el medio dependiendo del camino que toma en su propagación. Las variaciones durante la propagación de la onda, dan lugar a un efecto observable en la velocidad y en la forma de la onda, lo cual permite detectar la presencia de anisotropía.

Un medio es llamado anisotrópico con respecto a un parámetro si su valor cambia con la dirección de medida, por ejemplo, la velocidad. La heterogeneidad y la anisotropía son dependientes de la escala, el mismo medio puede comportarse como heterogéneo para pequeñas longitudes de onda y como anisotrópico para grandes longitudes de onda. Por

ejemplo, la heterogeneidad a pequeña escala es perceptible por los registros de pozo y puede crear un modelo anisotrópico en el límite de la longitud de onda sísmica.

Factores que influyen para la existencia de anisotropía y tipos:

- La anisotropía sedimentaria; Generada por diferentes estratos con espesores pequeños.
- Anisotropía intrínseca; Debido a la orientación preferida de los granos de los minerales o a las formas de los minerales isotrópicos.
- Capas delgadas isotrópicas a pequeña escala comparada con la longitud de onda. (Las capas pueden estar de manera horizontal o inclinada).
- Fracturas verticales o micro-fracturas; debido a la presencia de diferentes configuraciones de sistemas como ortorrómbica o monoclínicas.

Debido a que el Valle Medio del Magdalena se caracteriza por tener un estilo estructural dominante compresivo, con estructuras como anticlinales afectados por una serie de Fallas inversas, se busca determinar si La Formación La Luna presenta fracturamiento en la escala sísmica, debido a su composición calcárea, la sección 3.1.2 resume las ecuaciones y el tipo de geometría en un medio con fracturas verticales, es decir, un medio tipo HTI (Horizontal Transverse Isotropy).

### 3.1.2 Consideraciones generales en medios naturalmente fracturados

Los esfuerzos a los que son sometidos las rocas pueden ser linealmente proporcionales a los esfuerzos aplicados, para cada punto de un cuerpo tridimensional y linealmente elástico, las seis componentes del tensor de esfuerzo, ($\tau_{ij}$, de 2do orden), están linealmente relacionadas con las seis componentes del tensor de deformación, ($\varepsilon_{kl}$, de 2do orden), por medio de un tensor constante llamado tensor de elasticidad (de 4to orden). El tensor de deformación es expresado en términos del desplazamiento.

El tensor de esfuerzo tiene dos subíndices que indican la orientación por unidad de la unidad de área, por los componentes de su vector normal y el otro subíndice indica los componentes del vector de la fuerza por unidad de área en esa unidad de área estudiada.

El tensor de elasticidad es un tensor de cuarto orden y tiene un total de 81 componentes, las cuales no son independientes entre sí, pero debido a la simetría del esfuerzo y la

deformación pueden reducirse de 81 constantes elásticas a 36 constantes. Sin embargo considerando la corteza terrestre como un sólido deformable isotérmico y/o adiabático, es decir, la constante de tiempo de disipación de calor es mayor que el periodo de la onda sísmica propagándose en el medio (no hay transferencia de calor), permite que en el tensor de elasticidad se cumpla que $C_{ijkl}=C_{klij}$, reduciendo de 36 constantes a 21. Es el número máximo de constantes elásticas requeridas para describir un medio anisotrópico.

Además de esto el tensor como el tensor de elasticidad tiene cuatro subíndices, $C_{ijkl,}$ de los cuales dos corresponden al tensor de tensión y dos al tensor de esfuerzo, puede ser escrito como un tensor de segundo orden a partir de la matriz de Voigt o notación de Voigt. Esto implica que la velocidad en una dirección es idéntica a la velocidad en la dirección opuesta (ley de reciprocidad) permitiendo trabajar con la matriz de elasticidad de 6X6 mas simplificada y verla representada como lo muestra la figura 3-1, esta matriz es simétrica sobre la diagonal principal

3-1. Forma de la matriz de elasticidad 6x6 despues de aplicar la notacion de Voigt.

$$C^{(trc)} = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{12} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{13} & C_{23} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{14} & C_{24} & C_{34} & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ C_{15} & C_{25} & C_{35} & C_{45} & C_{55} & C_{56} \\ C_{16} & C_{26} & C_{36} & C_{46} & C_{56} & C_{66} \end{pmatrix} \qquad 3\text{-}1$$

Cuando los índices pueden ser intercambiados como $C_{ijkl}=C_{klij}$ la matriz de elasticidad es simétrica. El total de componentes de la matriz describe el tipo de anisotropía de acuerdo a los ejes de simetría definidos para la anisotropía. El número de elementos independientes disminuye para sistemas con alta simetría.

Los tipos de anisotropía existentes a escala de la longitud de onda sísmica y que están relacionado con los yacimientos naturalmente fracturados son: Isotropía transversa, anisotropía ortorrómbica y anisotropía monoclínica. Esto lleva a reducir la anisotropía a la tipo TI (Isotropía Transversal).

Las fracturas pueden ser consideradas como superficies de debilidad dentro de una roca, el modelo anisotrópico efectivo de las formaciones de fracturas son usualmente construidos

bajo la asunción que la longitud de onda es mayor que la aperturas de las fracturas y las distancias entre fracturas. Ya que las fracturas son pequeñas comparadas a la típica longitud de la onda sísmica, lo que lleva a que la “Ondicula” sísmica sea influenciada por ciertas combinaciones de varios parámetros de fracturas a nivel micro-estructural y no a sus valores individuales.

Las propiedades elásticas de las fracturas pueden aproximarse a una relación lineal elástica entre los esfuerzos normales y de cizalla aplicados a la fractura, en presencia de un esfuerzo aplicado se producirá una discontinuidad en el desplazamiento que es proporcional a la tracción en cada superficie de fractura.

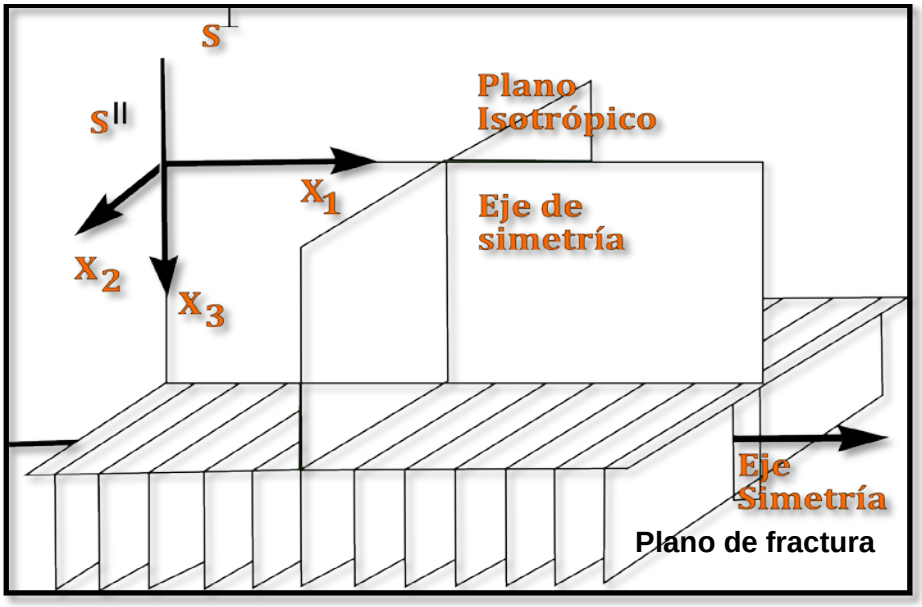
La relación deformación-esfuerzo en cualquier conjunto de fracturas en un medio elástico puede ser caracterizado por una matriz simétrica, esta matriz requiere de seis parámetros para describir completamente la geometría de tipo HTI y son independientes de las propiedades del material en el cual las fracturas se encuentran inmersas. En la siguiente sección encontrará un resumen de este tipo de geometría y sus principales conceptos y parámetros.

### 3.1.3 Anisotropía polar

La anisotropía polar es una de las geometrías más simples que se encuentra en los datos reales, porque tiene un solo polo de simetría de rotación, figura 3.2 y ecuación 3-1, es decir, de los tres ejes $X_3$ es simétrico y los ejes $X_1$ y $X_2$ son diferentes de $X_3$ pero son equivalentes entre sí. Esta anisotropía polar también es conocida como isotropía transversa o “TI”, cuando el eje de simetría es vertical es llamada isotropía transversa vertical “VTI”, y cuando el eje de simetría es horizontal se denomina “HTI” isotropía transversa horizontal, donde el tensor de elasticidad tiene cuatro subíndices, dos de ellos correspondientes a los índices del tensor de deformación y los otros dos al tensor de esfuerzo. Dado que cada tensor es simétrico la matriz se puede simplificar a dos subíndices, ecuación 3-1.

La matriz anisotrópica, ecuación 3-1, tiene cinco valores diferentes a cero distribuidos entre doce elementos también diferentes de cero.

3-2. Representación de anisotropía HTI, la orientación de los ejes de simetría es perpendicular a la orientación de las fracturas. Modelo dado por un sistema de fracturas verticales y paralelas con la dirección de las ondas S, paralela y vertical a la dirección de las fracturas, respectivamente. Tomado de Tsvankin 2001.




La propagación de las ondas P es descrita por cuatro tensores de elasticidad $C_{11}$, $C_{22}$, $C_{55}$ y $C_{13}$ y la notación de Thomsen reduce a tres el número de parámetros independientes responsables de la cinemática de la onda P, y que está representada por la matriz de elasticidad para medios HTI ecuación 3-1, y que busca resolver la ecuación, $C_{ijmn}\frac{\partial^2 u_m}{\partial x_n \partial x_j} - \rho\frac{\partial u_i}{\partial t} = 0$ con $C^{(HTI)}$.

$$C^{(HTI)} = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{13} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{33} & C_{33}-2C_{44} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{33}-2C_{44} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} \end{pmatrix} \quad 3\text{-}2$$

La solución a esta ecuación es la velocidad en cada dirección de propagación de $\vec{k}$, donde existen tres vectores característicos, es decir, tres tipos de ondas que son ortogonales entre sí y con diferentes velocidades, velocidad de la onda P $v_P^2$, velocidad ε

de la onda de cizalla en dirección vertical: $v_{sv}^2$ y la velocidad en la dirección horizontal de la onda de cizalla $v_{sh}^2$

Estas velocidades de la onda P y S tienen combinaciones de los módulos elásticos definidos por Thomsen $\in$, $\delta$ y $\gamma$:

$$V_{P0} \equiv \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}}$$

$$V_{s0} \equiv \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}}$$

$$\in \equiv \frac{C_{33}-C_{11}}{2C_{11}}$$

$$\delta \equiv \frac{(C_{13}+C_{66})^2-(C_{11}-C_{66})^2}{2C_{11}(C_{11}-C_{66})}$$

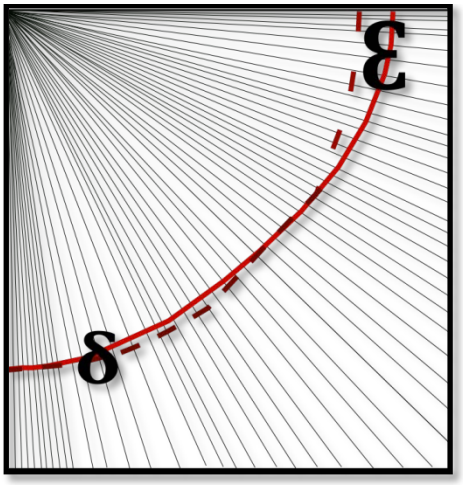
$$\gamma \equiv \frac{C_{44}-C_{66}}{2C_{66}}$$

Esta notación permite escribir las velocidades sísmicas de manera exacta y en función de dichos parámetros, generando una forma más compacta pero considerando anisotropía débil (la mayoría de formaciones geofísicas son débiles a nivel anisotrópico), para ajustar el frente de onda P a una elipse en las direcciones aproximadamente verticales $\theta = 0$, $V_{p0}$ representa el eje corto del frente de onda y $\delta$ su elipticidad.

El parámetro $\varepsilon$ es aproximadamente igual a la diferencia entre las velocidades horizontal y vertical de la onda P.

Donde $\varepsilon$ y $\delta$ son los parámetros de Thomsen (1986) relacionados con las constantes elásticas del medio. La presencia de anisotropía produce una sobre corrección en los offsets lejanos cuando se realiza un análisis hiperbólico en las velocidades de procesamiento, es decir, a medida que η aumenta el moveout no hiperbólico aumenta.
La figura 3-4, compara el frente de onda en un medio isotrópico (línea roja solida) con el frente de onda en un medio de tipo VTI (línea roja punteada), con **ε** aproximadamente igual a 0.1 y un valor negativo de δ, aproximadamente igual a -0.1.

3-3 Trazado de rayos, líneas negras, de onda P en función de la incidencia vertical. El eje vertical representa la velocidad Vpo. La línea roja es el frente de onda en un medio isotrópico, con la velocidad Vpo marcada con la línea roja interrumpida, tomado de Tsvankin, 2001.



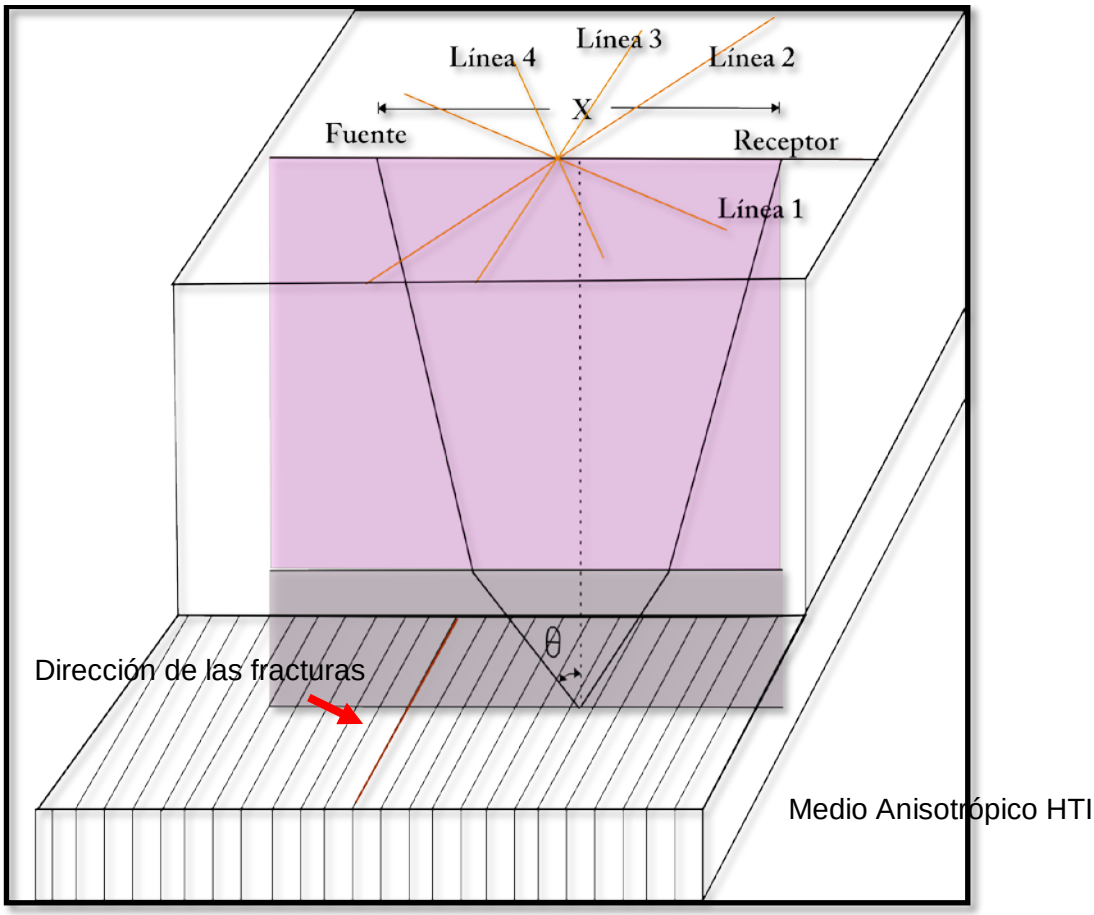

Cuando ε = δ la velocidad de fase de la onda P viene dada por $V_p(\theta) = V_{P0}\sqrt{1+2\delta\sin^2\theta}$, por esta razón los modelos isotrópicos con valores iguales de ε y δ son llamados elípticos.

### 3.1.4 Cos 2φ: Variación de sobre-tiempo diferencial entre dos sets de líneas ortogonales[2].

La figura 3-4 representa un medio con anisotropía (sector rosado) y un medio con presencia de fracturas, en la vista de planta se observan las cuatro líneas sísmicas en su configuración ortogonal. El ángulo de orientación de las líneas sísmicas es el azimut, θ es el ángulo del rayo con la vertical, y el plano de color representa el plano muestreado por la línea sísmica seleccionada.

[2] **Solución matemática obtenida por (Li, 1999).**

3-4. Tiempo de viaje de la onda P, en líneas azimutalmente ortogonales. X es la distancia.




La forma de la curva, ecuación 3-2, para ondas reflejadas en un arreglo de trazas en un punto común de reflexión (CDP), es representado por la ecuación:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V_{nmo}^2} \qquad 3\text{-}3$$

Donde $t_0$ es tiempo de llegada vertical (cero offset), x es la distancia fuente-receptor y $V_{nmo}$ es la velocidad de sobre-tiempo normal o apilamiento. Para pequeñas distancias (offsets), medios isótropos y modelos de capas planas esta ecuación es válida. La diferencia entre el tiempo de viaje en una distancia (offset) dada y el tiempo vertical (offset cero) se conoce como NMO. El “normal moveout” es utilizado para el análisis de velocidad sísmica, cuando los reflectores son planos y la velocidad no varía lateralmente,

si la velocidad es correcta, la imagen en un CDP no depende de la distancia fuente-receptor.
Cuando los reflectores están inclinados y la velocidad varía con el tiempo no se pueden alinear los eventos en cada CDP porque la velocidad con la que se está corrigiendo no es la adecuada, lo que hace ver que la imagen del CDP varié con el offset, lo que lleva a que la curva no sea hiperbólica.

La corrección del sobre-tiempo por distancia en los offsets cercanos remueve estos efectos, pero esta corrección toma la forma de un “palo de hockey” (por su forma curva) en los offsets lejanos.

Dos pares de líneas ortogonales, figura 3-4, permiten determinar la dirección local de las fracturas si el intervalo AMR, (P-Wave azimuthal Moveout response, AMR) [3], es conocido. El intervalo AMR es la diferencia del tiempo de viaje de la onda P entre pares de líneas ortogonales (línea 1 – línea 3 y línea 2 –línea 4, figura 3-5), la dirección de las fracturas se calcula con el grafico cruzado de los dos AMRs. Estos tiempos de viaje de reflexión varían azimutalmente ante la presencia de fracturas y son usados para mapear estructuras geológicas.

Para calcular el tiempo de viaje $t(\alpha, x)$, en un estudio sísmico multi - azimut sobre un apilado de n capas HTI con orientación arbitraria de las fracturas, desde la base de la capa n-esima para un offset x y para el azimut de la k-esima línea en el ángulo φ desde el norte, se obtiene la ecuación para determinar la diferencia del tiempo de viaje entre dos pares de líneas ortogonales para un offset común.

Para una línea sísmica con azimut φ a la dirección de la fractura en un medio con una sola capa HTI, la reflexión del moveout puede ser descrita como: (Sayers y Ebrom 1997), ecuación 3-5:

[3] **(Li, 1999) pág. 1200-1201.**

$$t^2(\theta, x) = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{nmo}^2} - \frac{Ax^4}{x^2 + t_0^2 v_{po}^2} \qquad 3\text{-}4$$

Donde $t(x, \theta)$ es la reflexión del tiempo de viaje a un Offset x, $t_0$ es el tiempo de viaje doble, a cero offset, $v_{nmo}$ es la velocidad, y A es un coeficiente de moveout, esta ecuación es definida para anisotropía débil, esta definición es obtenida por Sena 1991, Li y Camprin, 1993. Para anisotropía general, una ecuación más aproximada es la ecuación dada por Al-Dajani y Tsavankin (1998), $v_{nmo}$ y el coeficiente A para los parámetros anisotrópicos de primer orden son:

$$\frac{1}{v_{nmo}^2} = \frac{1}{v_{po}^2}[1 - 2(\delta - 2\epsilon)\sin^2 \emptyset] \qquad 3\text{-}5$$

$$A = \frac{2(\epsilon - \delta)}{v_{po}^2} \sin^4 \emptyset \qquad 3\text{-}6$$

El coeficiente A satisface $A = -t_0^2 v_{p0}^2 A_4$, donde $A_4$ es el coeficiente de Moveout de cuarto grado definido por Al-Dajani y Tsvankin (1988). Así $\delta - 2\epsilon \approx \delta^{(v)}$

Para anisotropía débil, donde $\delta^{(v)}$ es el parámetro efectivo de Thomsen desde Tsvankin (1997).

Donde θ es el ángulo del rayo incidente en el reflector medido desde la vertical y el termino de la raíz cuadrada es un término estándar de NMO. Teniendo en cuenta el $t_{\parallel}$ y $t_{\perp}$ como los "*moveouts*" de reflexión a offset x para las líneas paralelas y perpendiculares a la dirección de la fractura, ecuación

$$\Delta t(\emptyset, x) = (t_{\perp} - t_{\parallel})(x)\cos^2 \varphi$$

$$\Delta t(\emptyset, x) = B_0(x, \epsilon, \delta)\cos 2\phi \qquad 3\text{-}7$$

Desde $B_0(x, \epsilon, \delta)$ es independiente del azimut, la ecuación 3-6, muestra que en la aproximación de la anisotropía débil, el AMR está en función de $\cos 2\phi$ para un offset común. Esta característica permite determinar la dirección de la fracturas sin necesidad

de conocer las componentes del segmento de rayo, (Li, 1999) y obteniendo los AMR's de los CDPs ortogonales sobre la base de la formación de interés.

A partir de estos resultados es posible determinar el ángulo de tendencia de las fracturas en un medio HTI como lo es el campo Tenerife. En la siguiente sección es explicada la metodología necesaria para llegar a este valor.

Además de este tema de anisotropía se incluye un breve resumen de la zona de Fresnel debido a que este concepto es necesario cuando se procesa la información sísmica, variando el tamaño de la grilla.

Densidad de fracturas

Asumiendo que la variación azimutal de los atributos sísmicos de la onda P, como son tiempo de viaje, velocidades de apilado, amplitud, impedancia, etc pueden ser descritas aproximadamente por una elipse. El eje largo de la elipse indica la orientación de la fractura y la relación del eje largo con el eje corto de la elipse es proporcional a la densidad, los mapas de densidad de fracturas e intensidad se construyen a partir de datos de onda P que tienen un buen cubrimiento azimutal. (Li, 2003).

La corrección de sobre tiempo por distancia es elíptica en un espacio 2D, esto se debe a que los tres parámetros de velocidad pueden ser replanteados como los parámetros: eje mayor, eje menor y ángulo de orientación de una elipse. El eje largo de la elipse corresponde a distancias cortas y velocidades más rápidas.
Para determinar los valores de la elipse eje mayor, eje menor y ángulo de inclinación, es necesario resolver la ecuación de tipo genérico de la elipse:

$$Ax^2 + Bxy + Cy^2 + Dx + Ey + F = 0 \qquad 3\text{-}8$$

Donde los valores de X y Y corresponden a los atributos sísmicos a analizar, en este caso el gradiente de tiempo.
Este sistema se soluciona por medio de mínimos cuadrados que mejor ajuste la forma cuadrática, esta solución no se obtiene de manera analítica, por esta razón es solucionado a partir pseudo inversas.

En matlab la función [U, S, V] = svd (M, 0), calcula los valores singulares y utiliza el método de mínimos cuadrados para determinar los valores de (A, B, C, D, E, F) que solucionan la ecuación 3-7.

M se obtiene a partir de la ecuación 3-8 y es la matriz de los datos obtenidos a partir de la sísmica:

$$M = [x.^2, x.*y, y.^2, x, y, \mathrm{ones}(\mathrm{size}(x))] \qquad 3\text{-}9$$

Como se mencionó anteriormente, x y y son los valores obtenidos a partir del atributo sísmico medido, el punto en la x y en la y respectivamente (x. , y.) indica que toma cada elemento del vector y lo eleva al cuadrado.

La última columna de la matriz V contiene la solución a la ecuación 3-7.

- Zona de fresnel

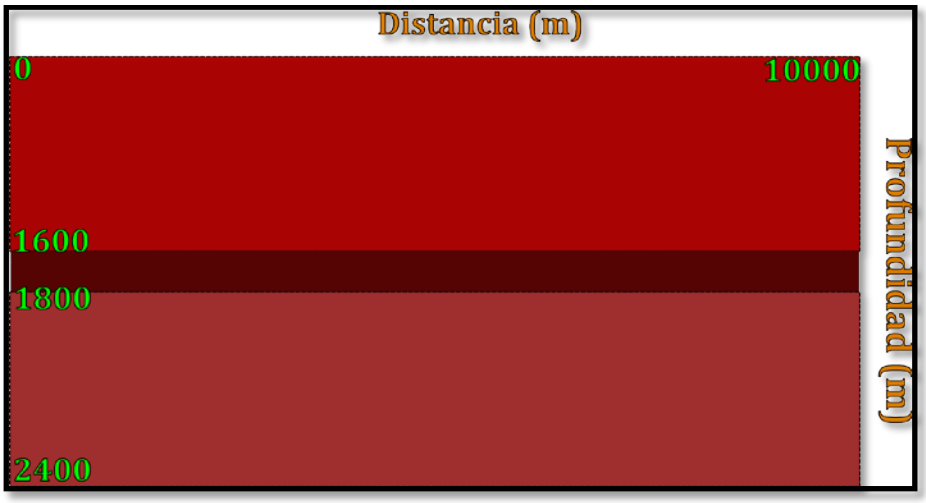
Es el área alrededor de un punto de reflexión que lleva el máximo valor de la energía reflejada. La zona de Fresnel está relacionada con el valor que se puede extender el radio de migración, siempre es menor que la zona de influencia, depende de la forma de la ondicula de la fuente, la profundidad del reflector, (Gijs 2002).

La energía se expande propagándose en profundidad e iluminando un área circular de incidencia vertical, la zona incrementa con la profundidad y disminuye con la frecuencia y es afectada por el tamaño y forma del objetivo. El comportamiento de la zona de Fresnel es diferente para anticlinales y sinclinales, el radio de curvatura es un factor, y la fórmula de cálculo de esta zona es modificada por una función del radio de curvatura, diferenciando entre formas cóncavas y convexas, (Stone 1994).

# 4. Datos sintéticos

Para validar la metodología se crearon datos sintéticos a partir de un modelo geológico sencillo, figura 4-1, este modelo geológico creado en el software TesseralPro, consta de tres capas en donde la capa de menor espesor (de 200 m, color café) tiene características de anisotropía vertical. En la figura 4-1, el eje vertical indica la profundidad (2400 m, valor máximo) y el eje horizontal la extensión del terreno (10000 m, extensión total). Cada capa tiene un espesor de 1600 m, 200 m y 600 m respectivamente. La capa con espesor de 1600 m (superior) es isotrópica con velocidad de 2200 m/s y densidad de 1.5 Kg/m3, la capa con espesor de (200 m) es el medio con anisotropía de tipo vertical con velocidad de 3000 m/s y densidad 2.200 Kg/m3, y la capa inferior representa un medio isotrópico.

4-1 Modelo geológico en profundidad empleado para generar los datos sintéticos




Con el software TesseralPRo se generaron los datos sintéticos, a partir de las ecuaciones de onda 4-1 y 4-2;

$$\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial t} = \sum_{k,l} C_{ijkl} \frac{\partial u_k}{\partial x_l} ; \qquad 4\text{-}1$$

$$\rho \frac{\partial \tau_i}{\partial t} = \sum_{j} C_{ijkl} \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} \qquad 4\text{-}2$$

Donde $\mu_i$ son los componentes de vector de la velocidad de desplazamiento, $C_{ijkl}$ es el tensor de elasticidad. El software permite calcular el campo de onda basándose en la formula diferencial de la ecuación de onda y la ecuación de onda es descrita por sus correspondientes ecuaciones diferenciales del modelamiento elástico anisotrópico[4].

Este modelamiento usa la aproximación de un medio tipo monoclinal con el plano ($x_1$, $x_3$) simétrico. Las oscilaciones elásticas del campo de onda en el plano ($x_1$, $x_3$) dependen únicamente de la distribución en espacio de las constantes elástica a y de la densidad. Las constantes elásticas $a_{ij}$ de medios anisotrópicos son calculadas basándose en consideraciones de tipo TTI, el cual puede incluir hasta tres sistemas de fracturas localizadas. Este medio es descrito por seis parámetros ρ→densidad, $v_p$→velocidades de propagación de la onda Vp a lo largo del eje de simetría del medio TTI, $\varepsilon, \delta, \gamma$→parámetros de Thomson, $\varphi$→ángulo de inclinación del eje de simetría.

Los parámetros empleados para determinar la dirección de la fractura fueron obtenidos a partir de la matriz de tipo HTI para un set de un plano de fracturas a 15° de la que se denominará línea 1, la cual da los siguientes valores; $\varepsilon = 0.3, \delta = 0.6,\ \gamma = 0.1, \alpha = 0.045$.

Una vez definido el modelo geológico con anisotropía HTI, se crean los datos sintéticos a 15°, 60°, 105° y 150° a la dirección de la fractura.

A partir de cada ángulo fueron creadas 4 líneas sísmicas con la configuración mostrada en la figura 4-2, separadas 45 grados entre sí. La línea 1 está a 15° de la dirección de la fractura donde la fractura es representada por la línea punteada; las líneas se cruzan en un punto común que será el *gather* de análisis.

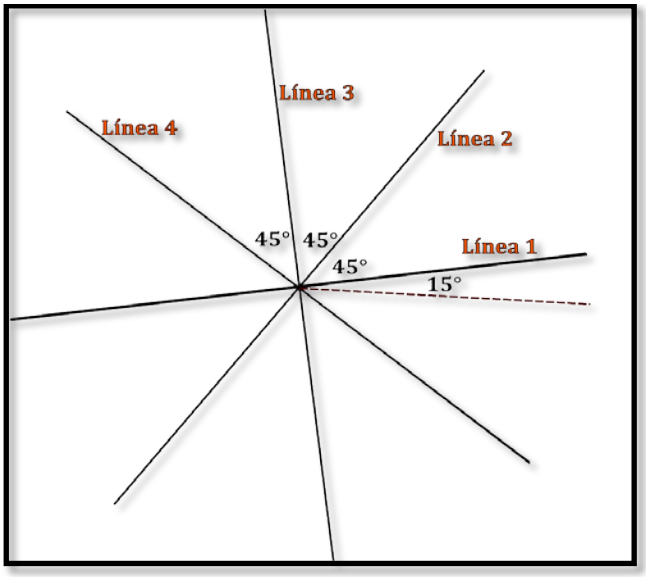
Cada una de las líneas tiene los siguientes parámetros de diseño:

Distancia entre estaciones 25 m

| | |
|---|---|
| Distancia entre disparos | 25 m |
| Offset máximo | 5000 m |

Con los sintéticos y los archivos SPs fueron procesadas las 4 líneas y seleccionados los *Gathers* de cruce en cada línea. Para seleccionar el CDP exacto del punto de cruce, de cada línea procesada, se extraen los CDPs con sus respectivas coordenadas y se grafican en un mismo archivo para identificar el CDP de cruce en cada línea y así ser más exactos en la selección.

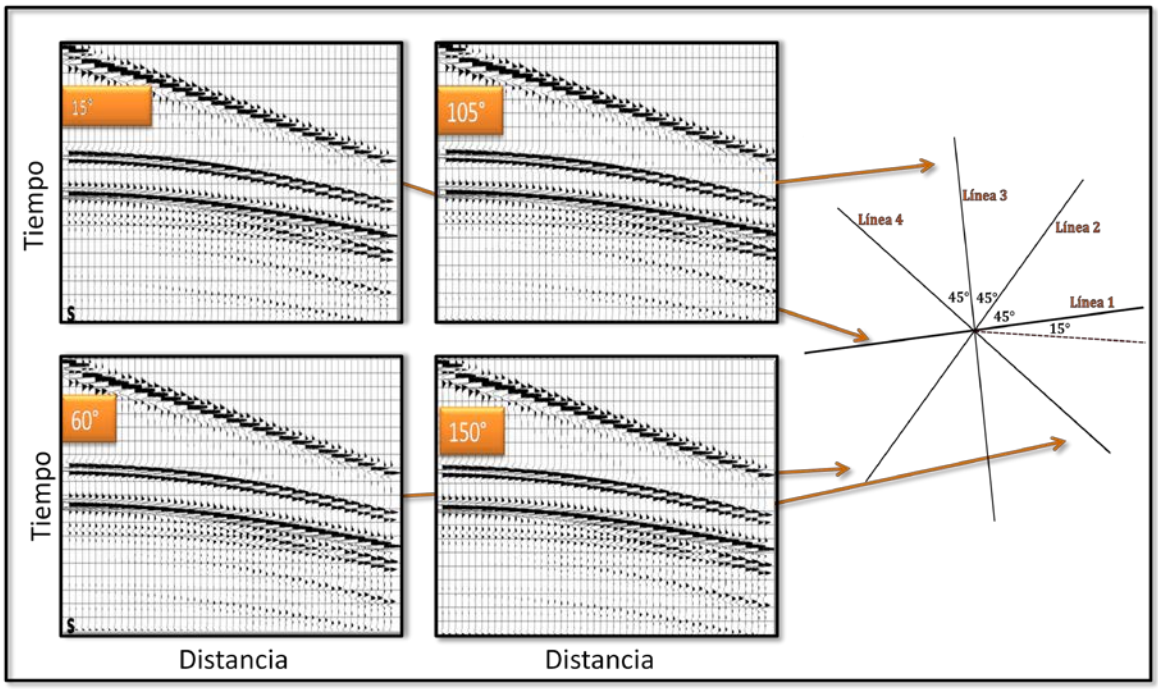
Figura 4-2. Configuración geométrica de las cuatro líneas para generar los Gathers sintéticos




Hasta este punto ya se tienen los *CDPs* de cruce con sus respectivas correcciones dinámicas (velocidades correspondientes a cada *CDPs*). En la figura 4-3 están los *gathers* obtenidos para cada una de las líneas, con el ángulo al que se encuentra en dirección de las fracturas.

En la figura 4.3 se observa cada CDPs generado por cada azimut, el CDPs está agrupado en distancia positiva vs tiempo, (Distancia en valor absoluto - aoffset), el eje horizontal es la distancia, distancia máxima de 5 km. El eje vertical es el tiempo en ms, en total se grabaron dos segundos, el punto más cercano es conocido como offsets cercanos y los puntos más lejanos en distancia son conocidos como trazas a offsets lejanos y es donde se analiza el efecto de la anisotropía.

4-3. Gathers sintéticos en el punto de cruce para cada línea con su respectivo azimut. La flecha señala la línea a la cual pertenece el CDP.



# 5. Procedimiento

## 5.1 Aplicación del método de detección de fracturas sobre datos sintéticos

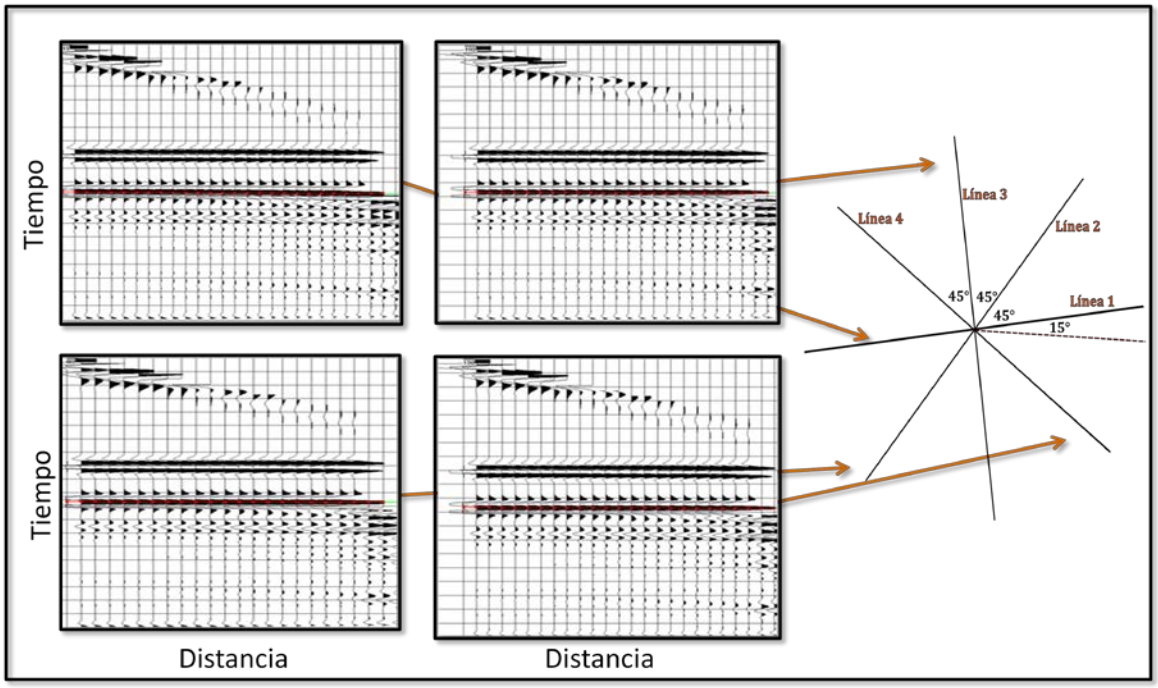
### 5.1.1 Metodología

El objetivo de este capítulo es explicar y validar la metodología de trabajo aplicada sobre datos sintéticos, generados en el capítulo 4, para la detección de la tendencia de las fracturas, para luego realizar el mismo procedimiento sobre los datos reales en el campo Tenerife.

- Procesamiento de datos sintéticos

A partir de la interpretación del modelo geológico sobre los CDPs sintéticos se determina la base de la formación con anisotropía de tipo HTI y se extrae el campo de velocidades del CDP que está a 15° de la dirección de la fractura. Con esta velocidad se corrigen dinámicamente todos los CDPs y se calcula el tiempo de viaje hasta este horizonte de interés.

5-1. CDPs Corregidos con la velocidad del CDP que está 15° de la dirección de la fractura. La flecha señala la línea sísmica correspondiente a cada azimut con su respectivo CDP. La línea roja representa el horizonte de interés sobre los que se extrae el tiempo de viaje, la línea roja es la base de la formación que tiene anisotropía.

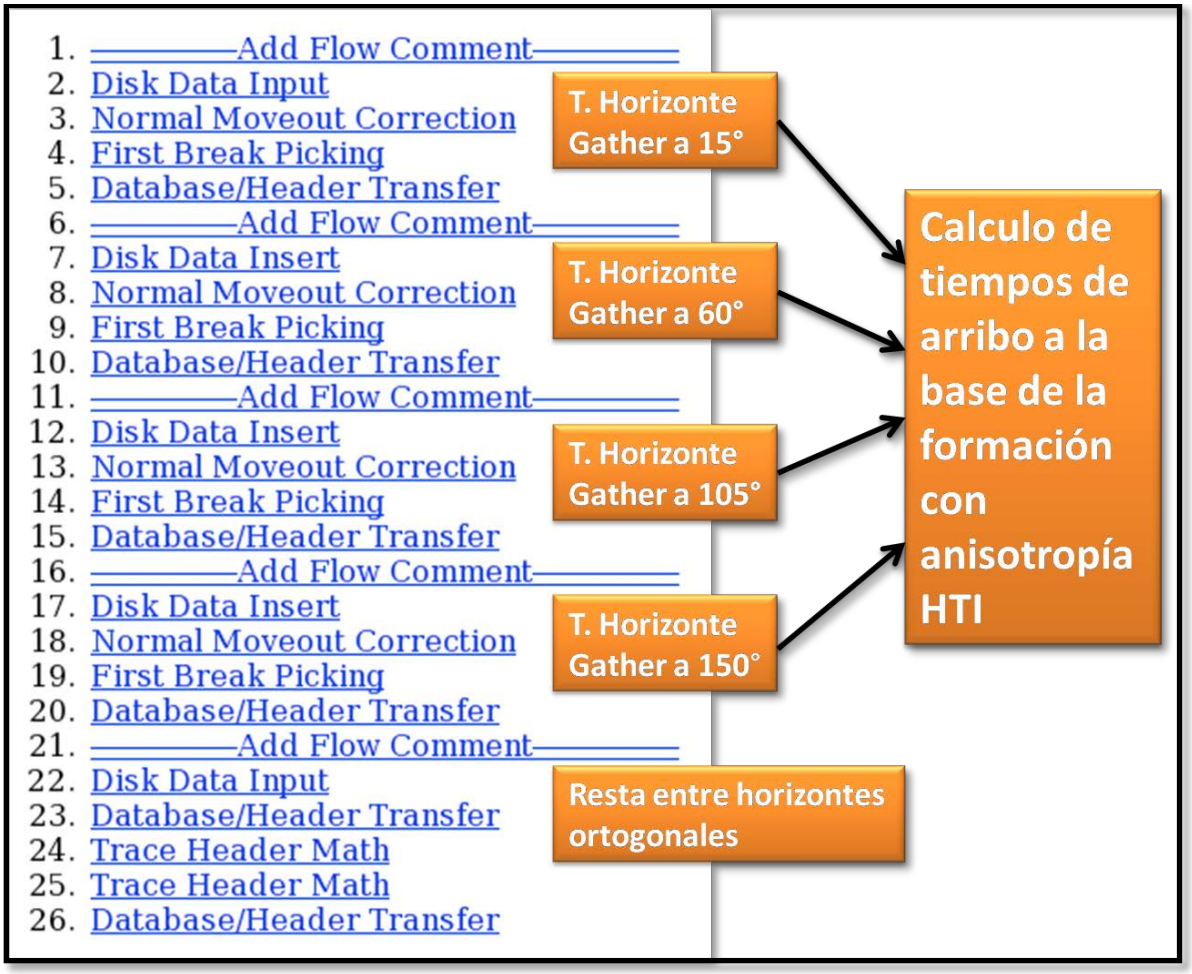



La figura 5-1 representa el algoritmo o diagrama de flujo diseñado en ProMAX para extraer los tiempos de arribo de cada traza sísmica sobre la base de la formación de interés que tiene características anisotropícas.

- Explicación del algoritmo o flujo de trabajo

El algoritmo aplicado para el cálculo de horizonte consiste de cuatro herramientas del software ProMAX, la herramienta “Disk Data Input”; selecciona el gather organizado en offset, como muestra la figura 5-2, luego se corrige dinámicamente con la velocidad seleccionada con la herramienta “Normal Moveout Correction”, estos datos entran a la herramienta “First Break Picking” donde se hace el picado sobre la mayor amplitud de la ondícula en la ventana de tiempo definida. Finalmente estos valores se cargan de la traza a la base de datos con la herramienta “Database/Header Transfer”, esto se repite cuatro veces para cada gather. Es decir, líneas numeradas del 1 al 20 del algoritmo propuesto.

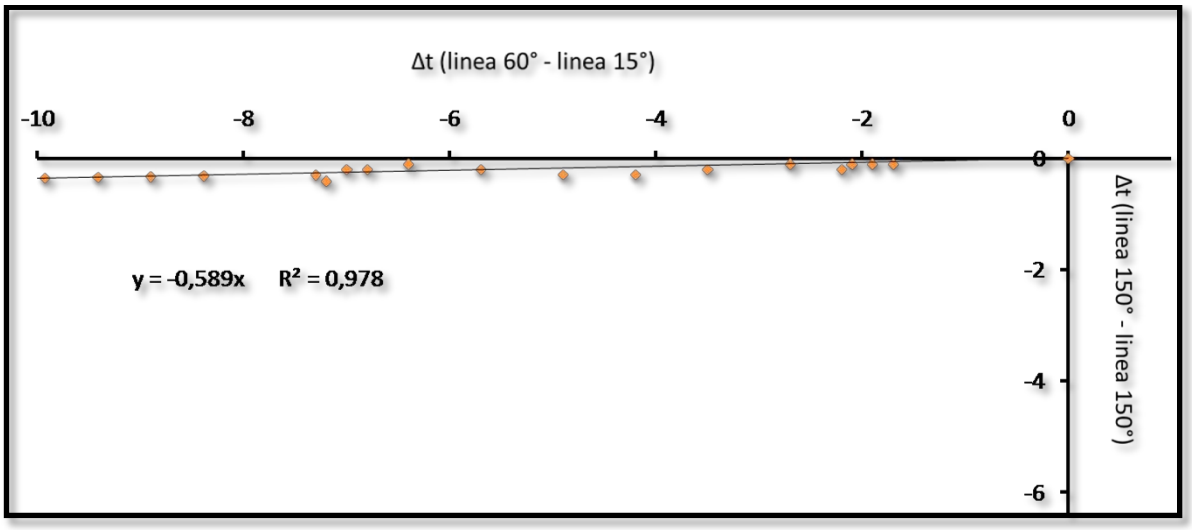
5-2. Algoritmo o diagrama de flujo diseñado para extraer los tiempos de arribo a la base de la formación con anisotropía HTI.




Finalmente los valores de los tiempos calculados se restan entre cada par ortogonal de gathers, esto se hace con la herramienta “Database/Header Transfer” y con la herramienta “Trace Header Math” herramienta 23, 24 y 25, se salva el resultado en la base de datos.

En este punto se tiene todo lo necesario para hacer el diagrama cruzado entre las diferencias de tiempo calculadas en el paso anterior y determinar el ángulo 2φ, para determinar la dirección de la fractura, como lo muestra la figura 5-3.

5-3. Grafico cruzado de las diferencias de tiempo a offset común entre pares de líneas ortogonales. La correlación es buena aproximándose a 1 y el valor del ángulo es de 30°.




Según los resultados de la grafica 5-3 el valor del ángulo es de 30° con una correlación de 0.978, por lo tanto la dirección de la fractura esta a 15°de la línea 1. El valor de $\varphi_{teorico}$ (el ángulo de tendencia de las fracturas con el que se modelaron los datos sintéticos), es igual a $\varphi_{calculado}$ con el método propuesto por Li, Grafico cruzado de los AMRs entre pares de líneas ortogonales. Lo que valida la metodología, con algunas variaciones, se aplicó a los datos del campo Tenerife, esto se explica a continuación.

Este resultado valida la ecuación propuesta por Li, donde plantea que la tendencia de los tiempos a la base de la formación con fracturas alineadas verticalmente, se puede determinar calculando el ángulo de tendencia de dichos gradientes. Además se debe tener en cuenta que los datos obtenidos tiene un valor de correlación muy alto de aproximadamente 98%, esto es debido a que los datos sintéticos son ideales; fueron diseñados en ausencia de ruido, sin efectos de la onda S, sin fuentes externas a perdidas de energía y con offsets óptimos para la aplicación de este método.

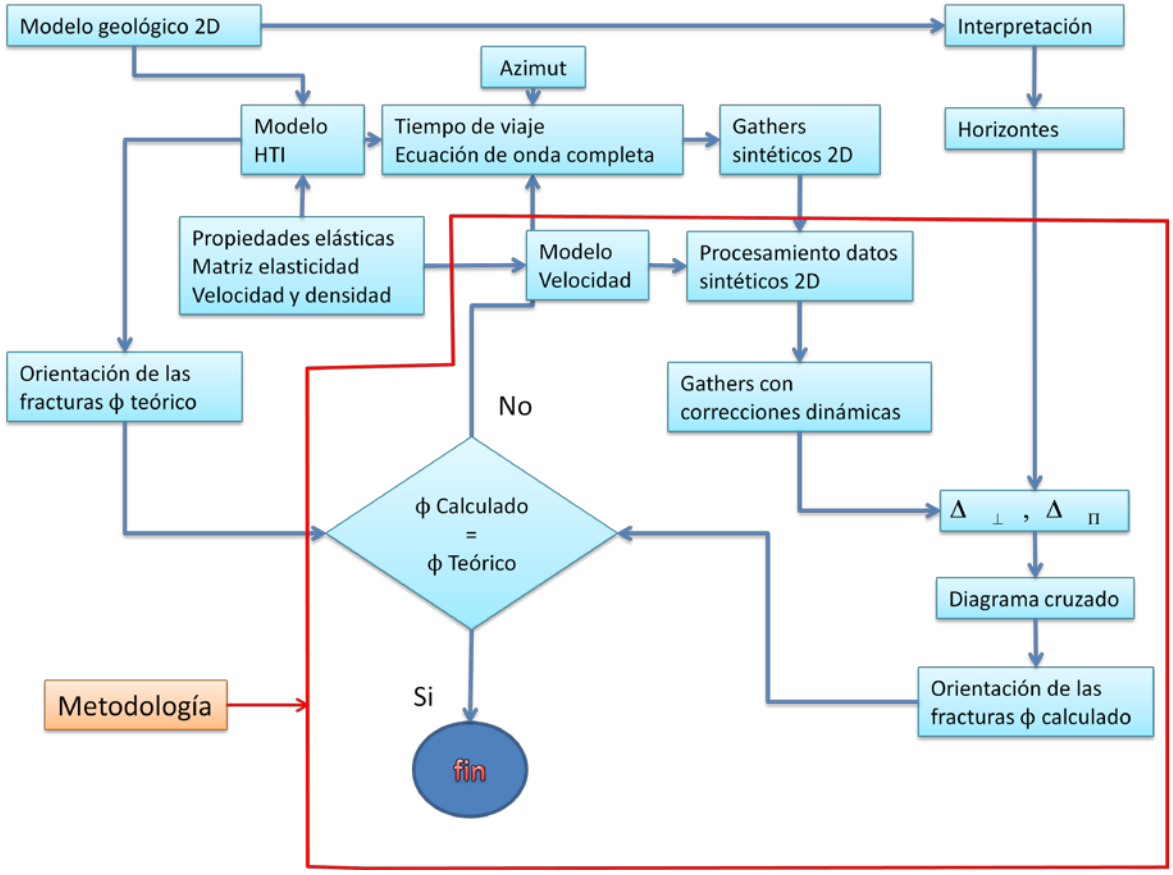
Esto permitió obtener datos sintéticos bastante limpios que llevaron a unos cálculos óptimos. Sin embargo, la correlación de estos datos sintéticos no es del 100% porque se tienen efectos de pérdida de energía por transmisión de la onda P, y se alcanza a

introducir ruido o interferencias entre los frentes de ondas P que al llegar a la base de la capa numero 3 retornan e interfieren con los frentes de onda principales.

Estos resultados dan viabilidad para aplicar la metodología en datos reales.

La figura 5-4 es un esquema del flujo de trabajo empleado para la detección de la tendencia de las fracturas para lo cual fue necesario generar datos sintéticos (explicados en el capitulo anterior) para validar la metodología de análisis azimutal.

5-4. . Flujo de trabajo empleado para generar datos sintéticos sobre los cuales se validó la metodología (cuadro rojo) para la detección de la tendencia de las fracturas

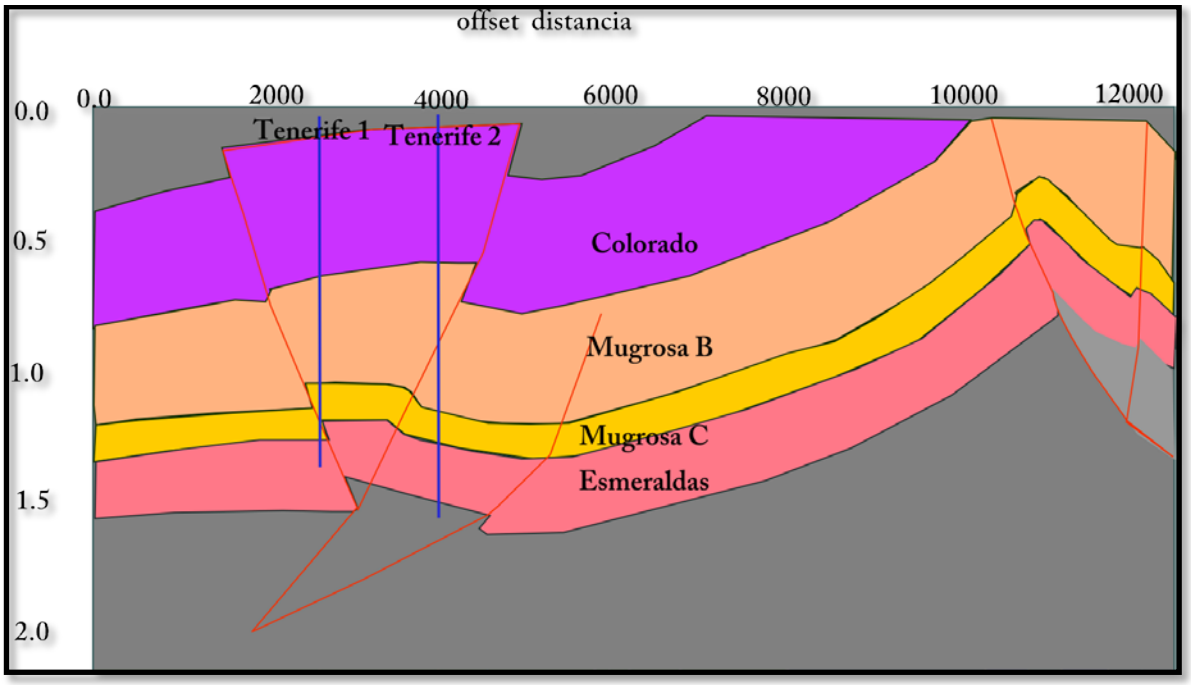


## 5.2 Modelo geológico de análisis

El campo Tenerife está ubicado al suroccidente del Campo Infantas, la producción de hidrocarburos en este campo está limitada por fallas inversas en sentido SW-NE que segmentan anticlinales, en este campo se perforaron 3 pozos, de los cuales uno salió seco. La figura 5-5 es el modelo en tiempo del área de estudio.

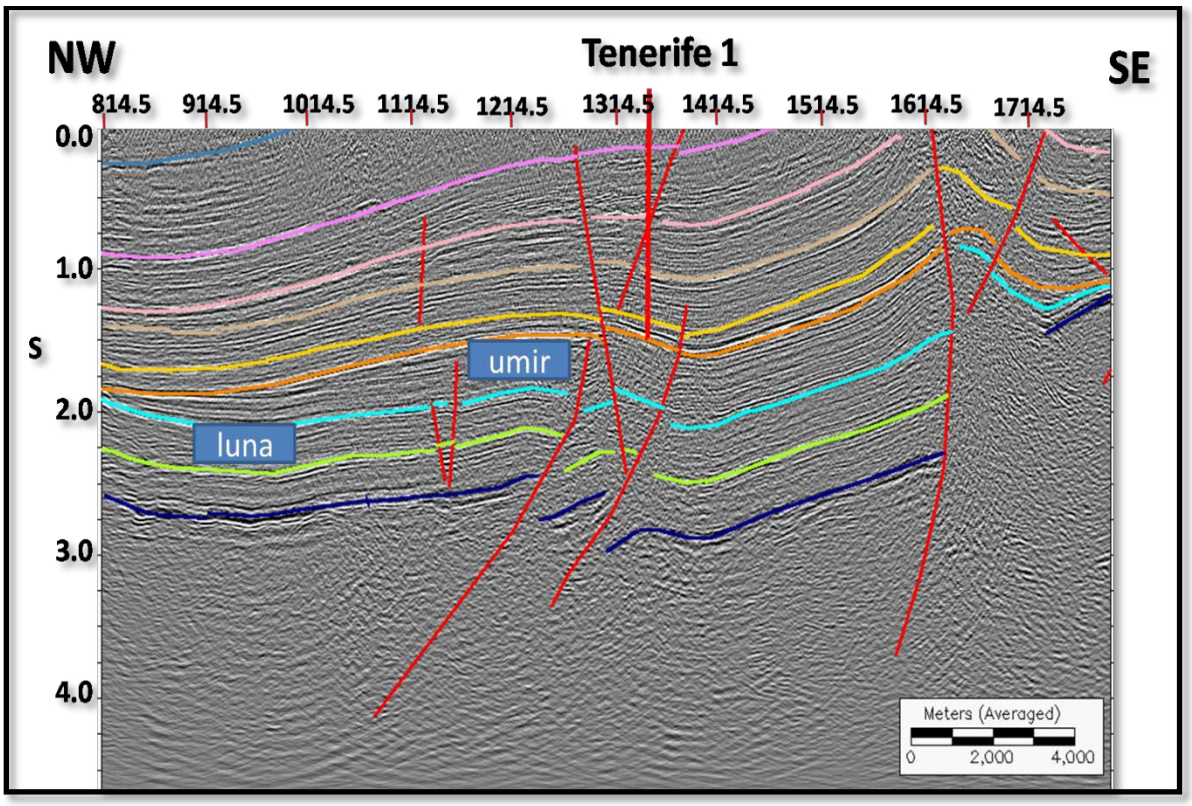
El pozo Tenerife 1 perforó 300 pies de la Formación Umir y el pozo Tenerife 2 llego hasta la discordancia. Para determinar la ubicación de la formación la Luna se amarro sísmicamente desde Infantas, figura 5-6.

5-5. Horizontes interpretados sobre la línea sísmica DM-1987-1470, la interpretación se amarro desde el campo Infantas. (Modelo de iluminación realizado en el ICP).




En la figura 5-5 se observa que las estructuras tienen a subir hacia el campo Infantas, las fallas de tipo inverso limitan los yacimientos y convergen al norte permitiedo acuñamientos.

5-6. Interpretación de las Formaciones Umir y la Formación la Luna sobre la línea Dm-1987-1470




La Formación la Luna es el área de interés en este estudio, la cual está compuesta por tres miembros como se menciono en el capítulo de geología, esta formación compuesta por lodo calcáreo que tiende a fracturarse y permitirá aplicar la metodología validada en datos sintéticos. La figura 5-6 es la interpretación de los horizontes y están señaladas las Formaciones de la Luna y Umir. El análisis del tiempo de viaje se calculó hasta la base de la Formación la Luna (línea azul oscura) y el estudio de densidad se determinó con el intervalo de tiempo desde el tope hasta la base de la Formación la Luna (horizonte azul claro y horizonte azul oscuro, respectivamente).

Con el modelo geológico claro e identificados el tope y la base de la Formación La Luna, se determina que geológicamente es posible aplicar la metodología de detección de fracturas en este campo.

## 5.3 Datos sísmicos del Campo Tenerife

La tabla 1. Resumen los datos sísmicos que se utilizaron para hacer el análisis.

Tabla 1. Resumen de los datos sísmicos disponibles.

| Línea | GI | SPI | Offset máximo | Fecha adquisición | Bin (m) |
|---|---|---|---|---|---|
| DM-1987-1470 | 25 | 100 | 1562.5 | Mar -1998 | 12.5 |
| TENERIFE 3D-3C | 20 | 20 | 4500 | Oct - 2009 | 10x10 |
| EXP-TEN2C2D-1 | 10 | 40 | 4500 | Oct – 2009 | 20 |

Los datos con los que se dispone son 2 líneas sísmicas 2D y un volumen sísmico.

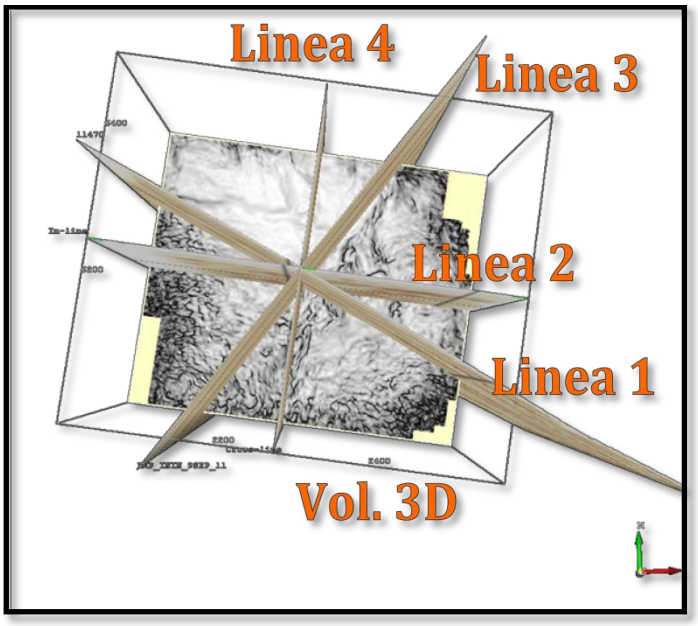
- Programa sísmico Tenerife 3D-3C, donde la *inline* será la línea 2 y la *crossline* será la línea 4.

- Línea Experimental EXP-TEN2D3C, se denominará, línea 3.

- Línea 2D DM-1987-1470, se denominará, línea 4.

La geometría de estas líneas junto con el 3D de Tenerife, es decir, la Inline y Crosline respectivamente y seleccionadas por pasar por el punto de cruce de las líneas 1 y 3 son representadas por la figura 5-5.

5-7. Configuración geométrica de las líneas sísmicas, línea Dm-1987-1470 (línea 1), Inline (línea 2), Línea EXP-TEN2C2D-1 (línea 3) y Crossline Línea 4. La imagen de fondo es un corte en tiempo (Time Slice) del volumen de coherencia de Tenerife 3D3C.




Parámetros de campo (adquisición) de los datos sísmicos:

Línea 2D DM-1987-1470 (Línea 1)

120 canales de grabación distanciados cada 25 m, con distancia entre fuentes de 100 m cargadas con 10 Lb de dinamita a una profundidad aproximada de 16 m, fold nominal de 15.

Línea Experimental (Línea 3)

Esta línea se adquirió con 901 canales distanciados cada 10 m, con distancia entre fuentes de 40 m cargadas con 900 gr de Sismigel a una profundidad de 10 m, 15 m y 20 m, fold nominal de 150.

Tenerife 3D3C 2009 (Línea 2, en dirección *inline* y línea 4, en dirección *crossline*)

Adquisición 3D con 19 líneas receptoras distanciadas a 360 m con estaciones cada 20 m, 14 líneas fuentes distanciadas a 360 m con fuentes cada 20 m, tendido fijo con 16 líneas

activas x 216 canales e intervalo de muestreo 2 ms. Tamaño del bin 10 m x 10 m, fold nominal de diseño 48, área de cubrimiento total 24 $Km^2$.

Los registros de los dos proyectos sísmicos; DeMares y Tenerife 3D3C del proyecto Tenerife tienen buena relación señal / ruido (S/N), presenta un rango de frecuencias de hasta 80 Hz en su contenido espectral a -30 dB de atenuación, frecuencia dominante de 30 Hz aproximadamente, el cono de “Ground Roll” en un rango aceptable con frecuencias de hasta 16 Hz, los primeros arribos tienen buena definición y se observa una buena penetración de energía llevando a una buena relación señal/ruido en la parte profunda de los registros. La línea experimental fue adquirida variando los parámetros de carga, profundidad y la cual se utilizó para caracterizar el rango de frecuencias de todo el registro, de la señal y del ground roll en la sísmica adquirida en la zona; estos valores fueron resumidos en la tabla 2, extraídos como se explica en la figura 4-9.

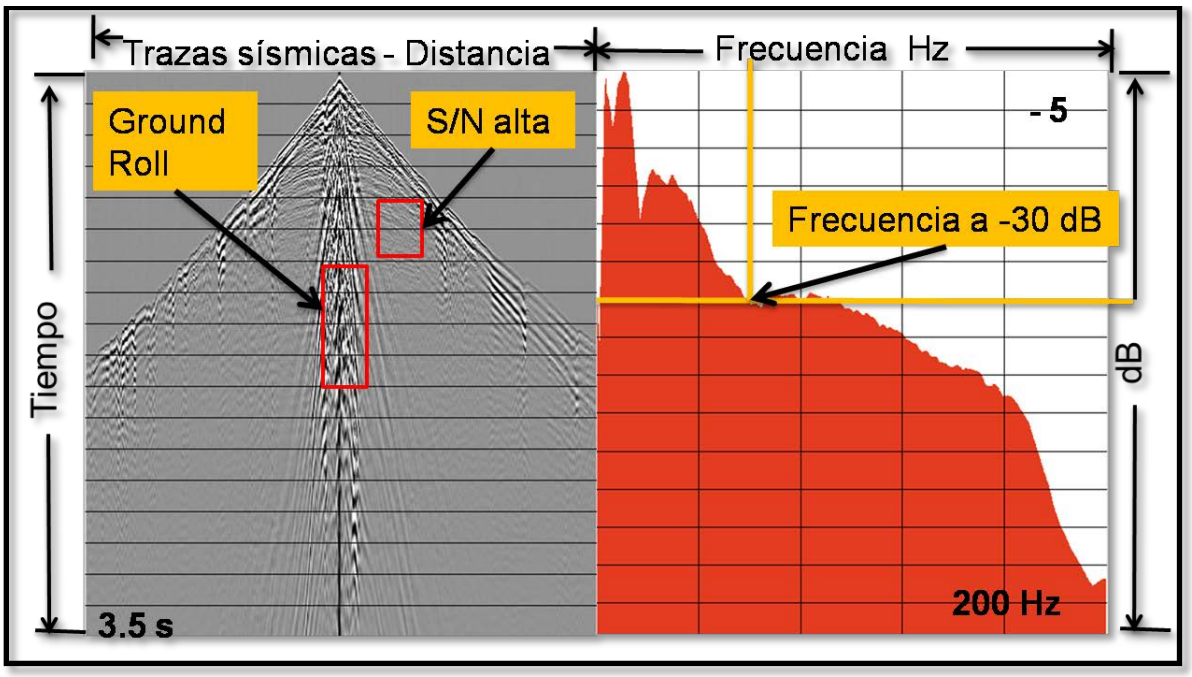
Tabla 2. Características de los datos adquiridos en el campo Tenerife en el año 2009 con acelerómetros.

| | | **SP total** | | **Ground Roll** | | **Señal** | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Prof | Carga | Frec (Hz) | -30 dB | Frec (Hz) | -30 dB | Frec (Hz) | -30 dB |
| 10 | 2700 | 10 | 140 | 5 | 30 | 25 | 80 |
| 15 | 3600 | 35 | 190 | 10 | 30 | 25 | 80 |
| 10 | 2700 | 15 | 70 | 5 | 20 | 15 | 60 |
| 15 | 4500 | 10 | 120 | 5 | 20 | 10 | 70 |
| 10 | 2700 | 20 | 220 | 2 | 20 | 15 | 90 |
| 20 | 2700 | 40 | 220 | 2 | 10 | 10 | 90 |

La tabla 2, es creada a partir de la figura 5.8, espectro de frecuencia del registro de campo. En la adquisición del proyecto Tenerife 3D3C se utilizaron varios valores de profundidad y carga, columna 1 y 2 de la tabla 2. Los valores de frecuencia a -30 dB, punto señalado en la grafica 5-8 en varios sectores del registro como son; Todo el registro de campo, columna 3, para el ground roll, columna 5, y para el sector donde se observa una relación señal/ruido mayor, columna 7.

El registro de campo de la figura 5-8 pertenece a la línea Dm-1987-1470 se caracteriza por tener menor contenidos de frecuencias comparado con los adquiridos en los proyectos actuales. Estos registros tienen un rango máximo en promedio de frecuencia de 60 Hz, la máxima frecuencia de la señal observada esta en un rango de 50-80 Hz, la máxima frecuencia en el apilado final de esta línea esta en un rango de 5/10-60/70 Hz.

5-8. Espectro de frecuencia de un registro representativo de los datos de campo.




## 5.3.1 Secuencia de procesamiento de los datos

A continuación se explica la secuencia de procesamiento aplicada sobre los datos sísmicos, el resultado está en la figura 5-9 que es una ampliación de la zona de interés.

La velocidad de reemplazo fue de 2200 m/s y datum: 150 m.s.n.m

Formato ProMAX:

El software empleado fue ProMAX del Instituto Colombiano del Petróleo, ICP.

## Geometrías

Las geometrías de los proyectos TENERIFE 3D-3C y EXP-TEN2D3C no presentaron alta complejidad, los archivos de soporte y la información de campo correspondiente estaba disponible y organizada, lo que no pasaba con la información de la línea DM-1987-1470 la cual fue un poco mas dispendiosa de hacer, porque el reporte de observador solo existía en un archivo PDF y se debió digitalizar.

## Picado de primeros arribos

Los tres proyectos tienen buena definición en los primeros arribos, facilitando el picado de los primeros arribos en todos los offsets o trazas sísmicas de cada una de las líneas.

Deconvolución

La deconvolución fue consistente en superficie con un operador de longitud de 120 ms y de tipo spiking. Las pruebas realizadas mostraron que el contenido de frecuencias después de esta deconvolución tenía un rango mayor en comparación con los otros parámetros probados en el test de deconvolución, además las pruebas de cross-correlación también mostraron mejores resultados a nivel de amplitudes y espectros para estos parámetros.

## Correcciones por Estáticas por refracción

A partir de los análisis de los primeros arribos se determinó que la distancia, Offset, no podía ser mayor a 2000 m, por los cambios de velocidades que se midieron en los registros. Estos parámetros fueron calculados a partir de pruebas de longitud de cable, distancia mínima, distancia máxima y tipo de algoritmo. La velocidad de la capa meteorizada fue tomada como 600 m/s la cual fue obtenida por las investigaciones realizadas analizando los tiempos de Uphole en varios puntos del campo Tenerife, este valor fue corroborado con las pruebas realizadas para definir los parámetros de la secuencias de procesamiento de datos sísmicos.

## Velocidades

Se picaron velocidades cada 500 m en los dos análisis de velocidades. En el análisis de velocidades se incluyó el filtro radón para quitar los múltiples existentes en el sector por debajo de 2 ms y observar la semblanza sin estos eventos, esto permitió una mejor definición de los reflectores debajo de la discordancia del Eoceno. Este filtro no fue aplicado a los datos.

## Correcciones por estáticas Residuales

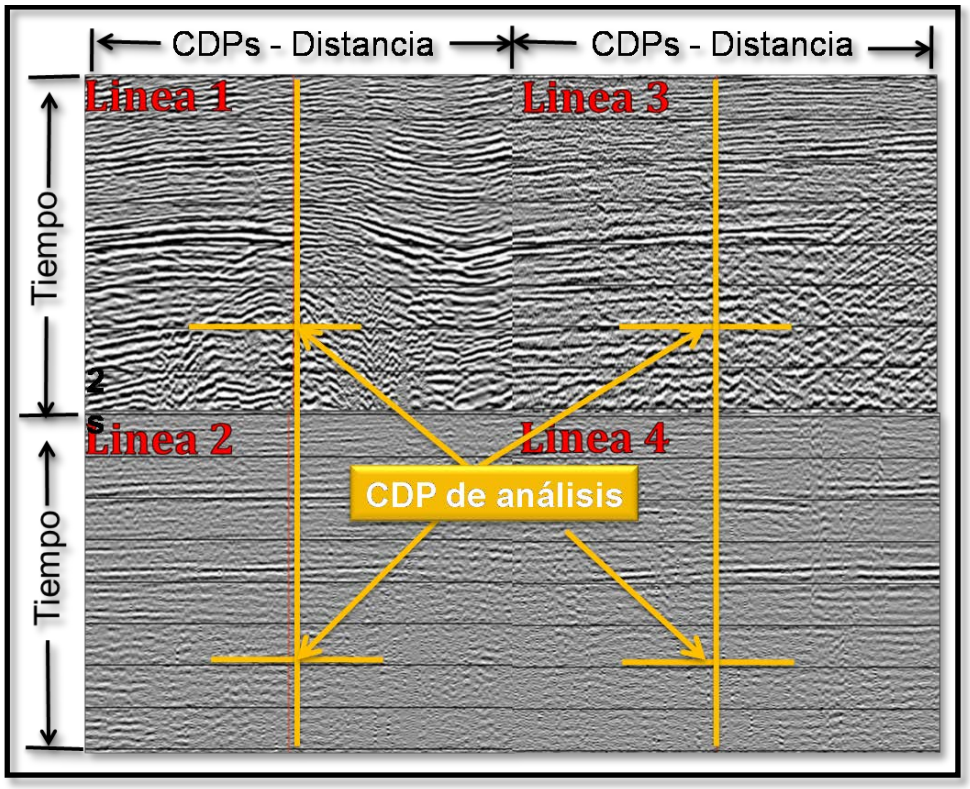
El primer paso para estáticas residuales se calculó con un horizonte guía sobre la discordancia de Eoceno y a diferentes offsets, además, se hicieron varias pruebas con diferentes horizontes, uno y varios reflectores y se seleccionó el mejor resultado. Para el

segundo paso de residuales se eligieron 3 horizontes guías, la discordancia del Eoceno, La Formación Esmeraldas y la Formación Mugrosa. El máximo movimiento permitido para la traza, fue de 20 ms para el primer paso de residuales y de 10 ms para el segundo paso de residuales, las estadísticas daban valores menores a 10 ms para el movimiento de las trazas.

## Apilados finales

La figura 5-9 es una sección de los apilados de cada una de las líneas procesadas, la flecha señala cada CDP de interés y su respectivo horizonte de análisis.

5-9. Apilados de cada una de las líneas sísmicas procesadas, fue seleccionado el sector de interés donde estaba el *gather* de cruce o punto común entre las cuatro líneas.




La figura 5-9 es el resultado final del procesamiento de los datos sísmicos. La imagen se ve un poco ruidosa porque no se emplearon filtros ni atenuadores de ruido, pero los reflectores de interés se veían bien definidos sobre los gathers seleccionados, la línea vertical en cada CDP o *gather* corresponde al punto por donde se cruzan las cuatro líneas sísmicas.

## Pruebas para definir la secuencia de procesamiento

Como resumen a continuación son enumeradas las pruebas realizadas para definir los parámetros aplicados en la secuencia de procesamiento final[5].

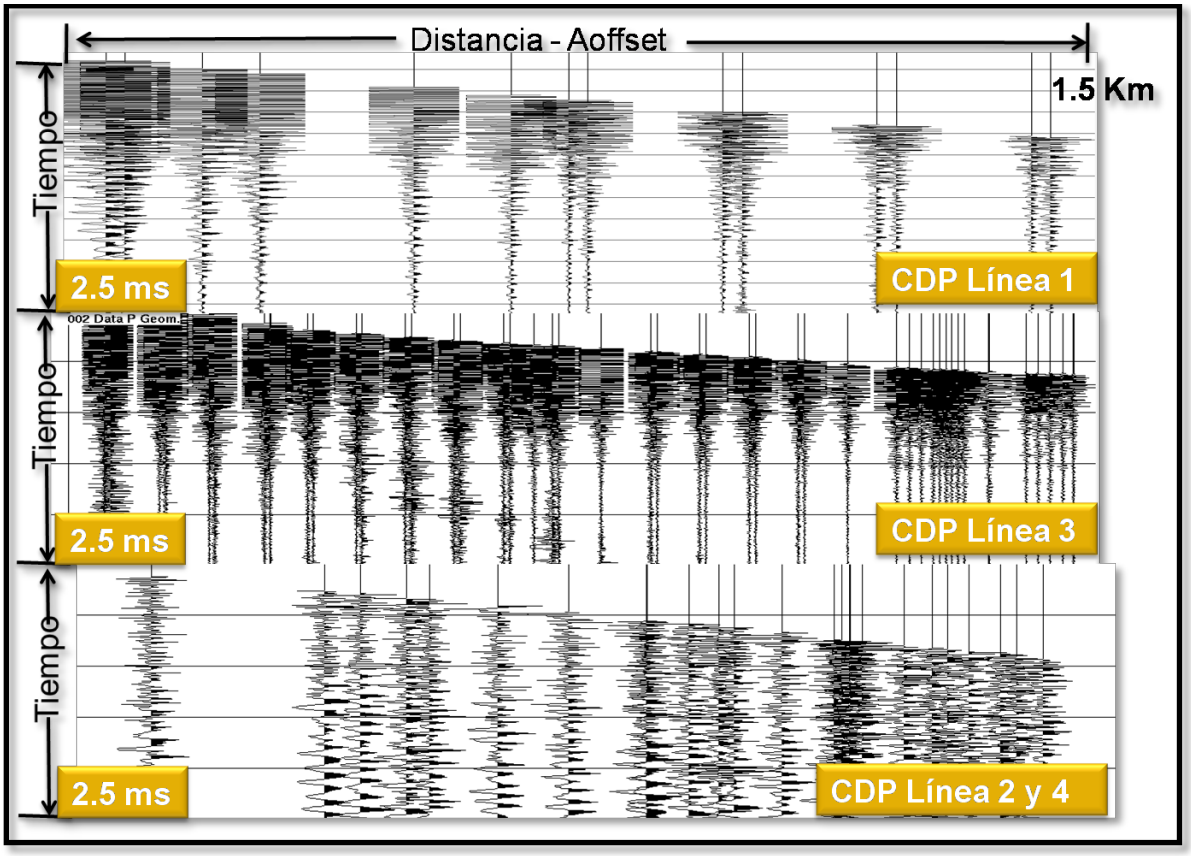
- Análisis de ruido – análisis de frecuencias – de amplitudes
    - Análisis de contenido de frecuencias en la zona de ruido
    - Análisis de contenido de frecuencias en la zona con información
    - Recuperación de amplitudes TAR y OAR
    - Corrección por divergencia esférica
    - Ganancia logarítmica
    - Ganancia exponencial
    - Combinación de las anteriores
    - Recuperación de amplitudes por offsets.
- Deconvolución
    - Auto-correlación de los registros
    - Longitud del operador: desde 80 ms hasta 240 ms (cada 10 ms)
    - Longitud de predicción: 8 ms, 16 ms, 24 ms y 32 ms.
    - La mejor resolución temporal se obtuvo con la deconvolución consistente en superficie con un operador de 120 ms tipo spiking.
- Calculo de Estáticas de refracción
    - Rangos de offsets
    - Velocidad de la capa meteorizada
    - Pruebas para una capa y dos capas
    - Tipo de algoritmo
- Análisis de velocidades
    - filtro radón para hacer el análisis.
- Calculo de Estáticas residuales.
    - Máxima estática permitida: rango de 8 ms hasta 40 ms cada 2 ms.
    - Selección de ventana de auto-correlación
    - Determinación del numero de iteraciones
    - Selección del tipo de horizontes guías.

[5] Anexo C Esquema de la secuencia de procesamiento aplicada

- Migración post-apilado
    - Tipo de algoritmo
    - Pruebas de % de velocidades

Después de este análisis, el paso siguiente era determinar el CDP de cruce exacto. Al igual como se explicó y se hizo con los datos sintéticos este punto se hizo a partir de los CDPs con sus respectivas coordenadas para definir el punto exacto de cruce. La grafica 5-10 muestra los CDPs de las líneas y el volumen.

5-10. Gathers en el punto de cruce entre el Volumen Tenerife 3D3C y las dos líneas sísmica.




La grafica 5-10 muestra que los *gathers* tienen un bajo cubrimiento en offsets, lo cual no es conveniente para el análisis que se está realizando. Por esta razón, y según lo muestra el flujo de trabajo en la figura 4.8, fue necesario volver a procesar los datos sísmicos para conseguir un mayor cubrimiento en offsets en cada uno de los CDPs seleccionados.

## 5.4 Reprocesamiento de los datos sísmicos del Campo Tenerife

### 5.4.1 Modificación del tamaño de la grilla

La línea 1 y la línea 2 fueron procesadas nuevamente como líneas curvas “crocked line”, porque este método permite crear una grilla donde se agrupan los CDPs variando el tamaño del bin. Lo que se hizo fue variar la agrupación de los bines desde uno hasta un valor en donde el *gather* mostrará un buen cubrimiento en offsets adecuado para el análisis. Tanto para las líneas 2D y el Volumen Tenerife 3D3C se cambió el tamaño de la grilla, se debe tener en cuenta que además de procesar se debe repetir el procedimiento de selección del *gather* de cruce, como se explicó en los pasos anteriores, porque la numeración de los CDPs cambia cada vez que se cambia el tamaño de la grilla.

Esto llevo a procesar la línea 1 creando una grilla desde un bin de 12.5 m hasta un bin de 100 m (8 bines), es decir, se proceso la línea 1 ocho veces. El mismo procedimiento se aplicó a la línea 3, se creó una grilla que agrupaba desde un bin (10 m) hasta 5 bines, es decir, de 50 m (10 bines), esto llevó a que la línea 3 fuera procesada hasta 5 veces.

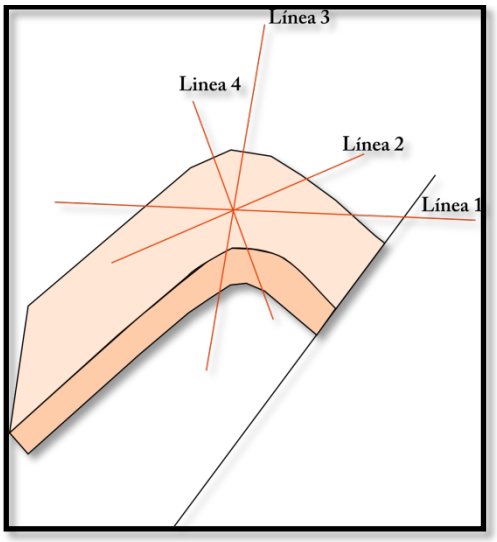
En el caso del 3D se diseño la grilla a diferentes tamaños, se procesó el volumen con una grilla que va desde un bin de 10m x10 m, hasta un bin de 50 x 50, es decir, el volumen fue procesado 5 veces.

Es muy importante aclarar que en este punto de análisis se tienen los dos *gathers* en 2D correspondientes a las líneas símicas, y un *gather* 3D. Esto es un inconveniente porque la metodología plantea que se necesitan 4 *gathers* ortogonales. Esto se solucionó proyectando el *gather* 3D en dirección *inline* y *crossline* respectivamente. El procedimiento empleado se explica a continuación.

La figura 5-11 son las secciones apiladas obtenidas al redefinir la grilla de procesamiento de la línea 1, línea 2, *Inline* y *Crossline,* con el horizonte de interés señalado en cada sección. Para el procesamiento de cada una de estas líneas, redefiniendo el tamaño del bin, se emplearon sus respectivas soluciones estáticas y correcciones por velocidades,

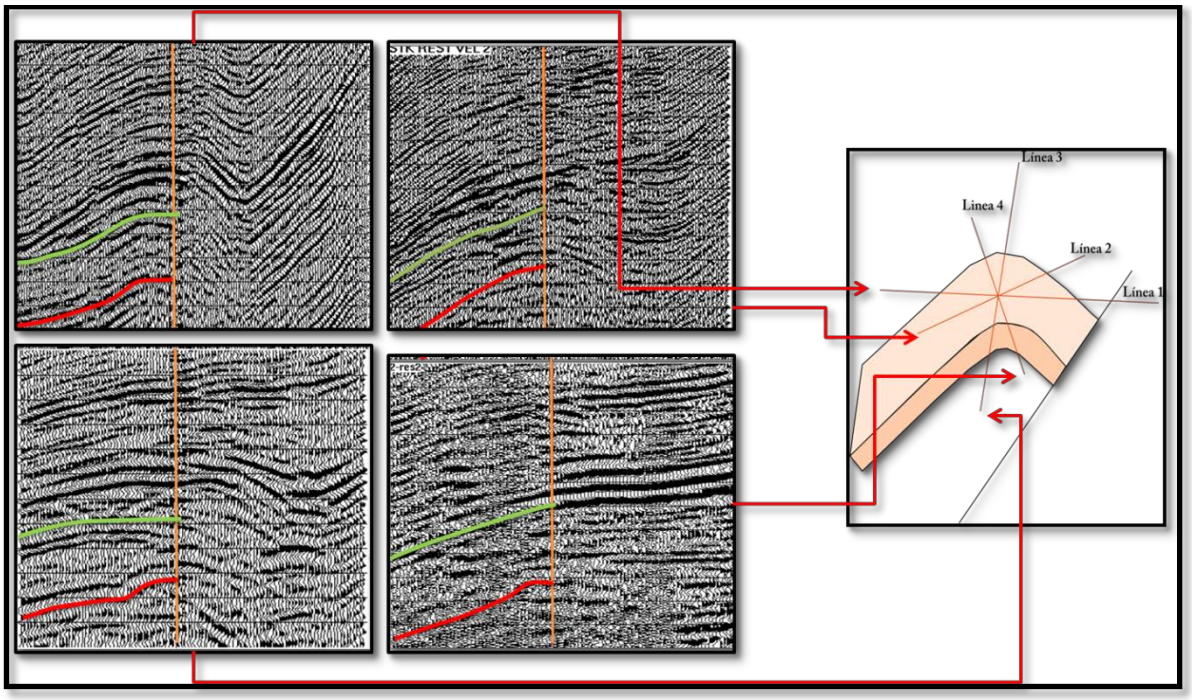
obtenidas en el procesamiento inicial de este análisis. Si compara la figura 5-9 (procesamiento con tamaño del bin natural) con la figura 5-12 (procesamiento con el tamaño del bin mayor al bin natural) observara que la relación Señal/ruido es menor en la segunda imagen y las reflexiones tienen mayor continuidad, esto se debe a que se modificó el tamaño del bin hasta valores menores o iguales a la zona de Fresnel a esta profundidad, como se explicará más adelante.

5-11. Configuración geométrica del campo Tenerife y ubicación de las líneas sísmicas en superficie, modelo aproximado)




La figura 5-11 representa la configuración de las lineas sismicas respecto a la formacion de interes, La linea 3 es de rumbo y la linea 1 de buzamiento, la figura 5-12, es el apilado en cada direccion de las lineas sísmicas respectivamente.

5-12. Secciones apiladas en dirección Inline, Crossline, línea experimental y línea DM-1987-1470. La línea anaranjada señala el CDP de cruce y el cual es el utilizado para el análisis azimutal. La línea verde y roja el tope y base de la Formación la Luna en cada sección sísmica.

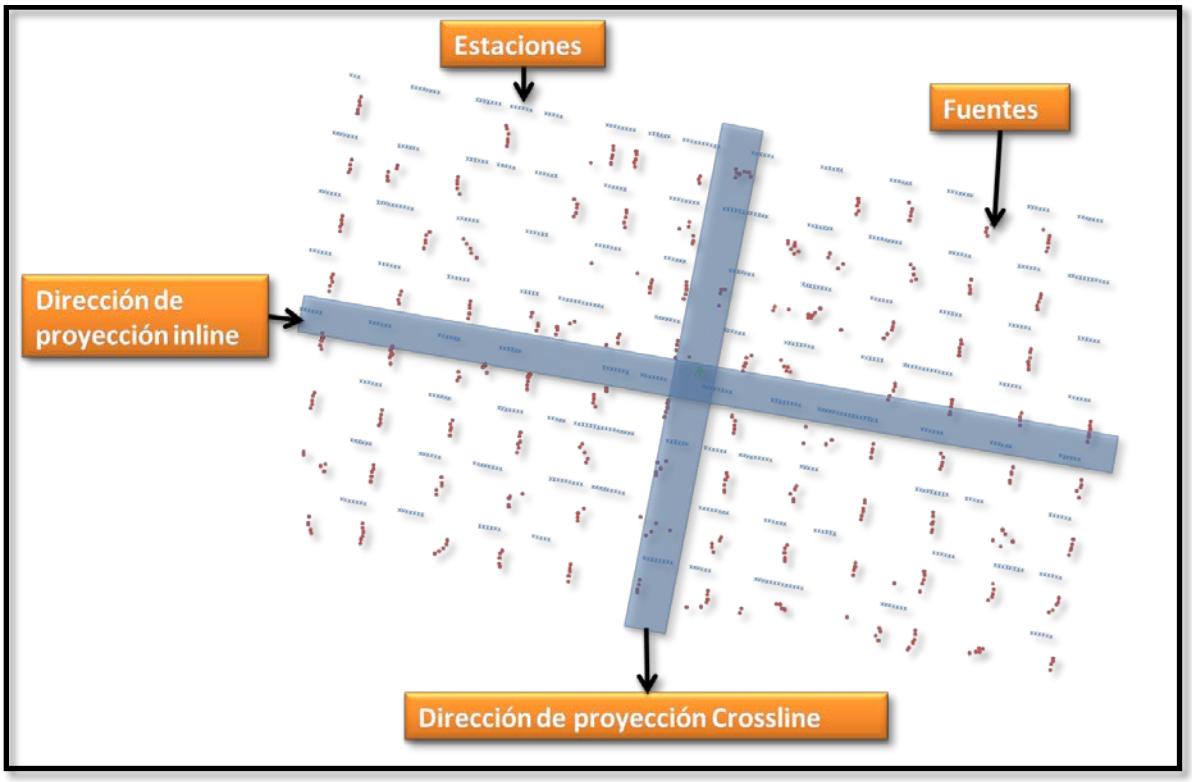



- Proyección del gather 3D en dirección *Inline* y *Crossline* para obtener la configuración ortogonal requerida para el análisis

Ahora debe proyectar el CDP del volumen 3D en la dirección *inline* y *Crossline* teniendo en cuenta el azimut, hasta aquí ya se tiene el *gather* 3D (múltiples azimuts) con las características necesarias (bien poblado en distancia, offsets) para aplicar la metodología propuesta, es necesario hacer la proyección en dirección *inline* y en dirección *crossline* para obtener los otros dos *gathers* ortogonales a partir del gather 3D.

Del gather 3D del volumen Tenerife se extrajeron las coordenadas de cada traza y de cada punto de fuente que contribuían con este CDP, las estaciones y las fuentes se graficaron como lo muestra la figura 5-12.

5-13. Gather o CDP 3D con todas las estaciones (azul) y todas las fuentes (rojo) que contribuyen a su formación. El Triangulo verde corresponde al punto central del CDP.




El paso a seguir es seleccionar las estaciones y los gathers que están a un azimut de 0 hasta 15° para construir el *gather* en dirección *inline* y entre 85-95 para construir el *gather* en dirección *crossline.*

Hasta este punto ya se tienen los cuatro gathers con las características con buen cubrimiento en offsets, esto permite aplicar la metodología para la detección de la tendencia de las fracturas sobre el horizonte de interés.

Este horizonte fue identificado e interpretado en cada una de las líneas existentes a partir de la línea DM-1987-1470, figura 5-6.

La figura 5-16 es un resumen del flujo de trabajo empleado para la detección de la tendencia y/o dirección de las fracturas en datos sísmicos del campo Tenerife, resaltando la metodología aplicada.

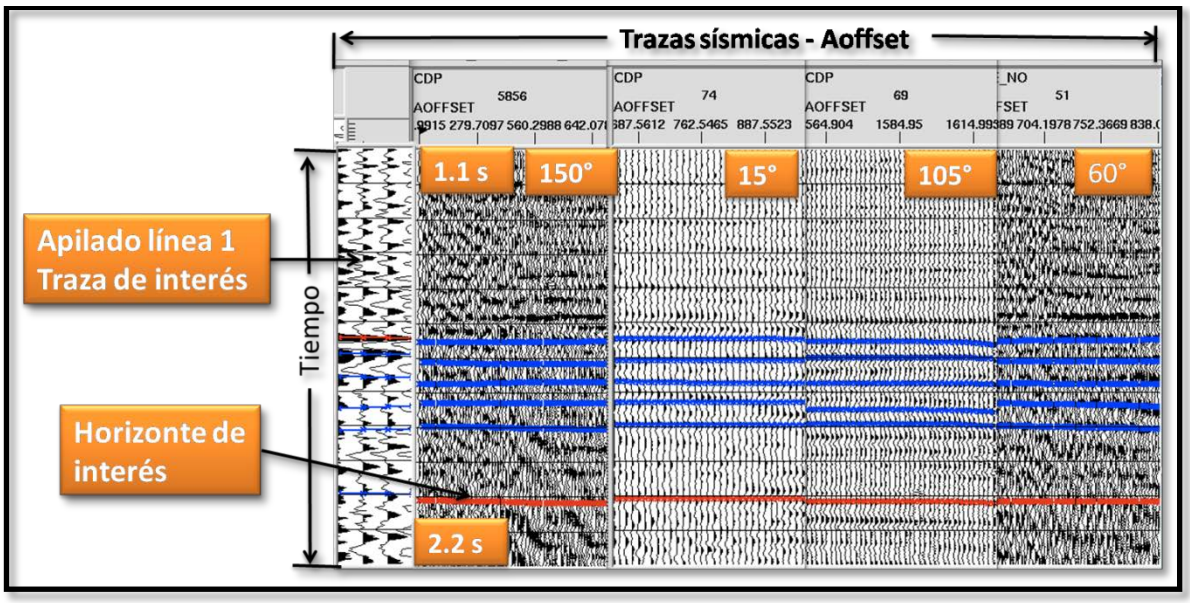
La configuración geométrica de las líneas se presenta en la figura 5-7 o 5-11.

## 5.5 Aplicación del método de detección de fracturas sobre los datos sísmicos del campo Tenerife

En este trabajo se busca determinar la tendencia de las fracturas existentes en un punto del campo Tenerife usando las propiedades anisotropícas de un medio tipo HTI, debida a la presencia de fracturas, en la base de la Formación la Luna. Los cálculos se realizan sobre un levantamiento de amplio azimut (cuatro líneas sísmicas 2D separadas por 45°, aproximadamente), y se analiza en términos de la variación elíptica de la velocidad en procesamiento, este procedimiento se explicará a nivel matemático en la sección de anisotropía y a nivel metodológico en el siguiente capítulo.

A continuación se presenta un resumen de los datos sísmicos utilizados del campo Tenerife, sus parámetros de adquisición y características principales, los pasos realizados en el procesamiento de los datos sísmicos, la estrategia empleada para generar una mayor estadística en cada uno de los *gathers* por offsets, la extracción de los *gathers* del volumen 3D en dirección *inline* y *crossline*, el horizonte de interés y la metodología aplicada para determinar la dirección  o tendencia del plano de fracturas.

5-14. Gathers obtenidos al aumentar el tamaño de la grilla, en cada línea sísmica, la línea roja es el horizonte de interés.



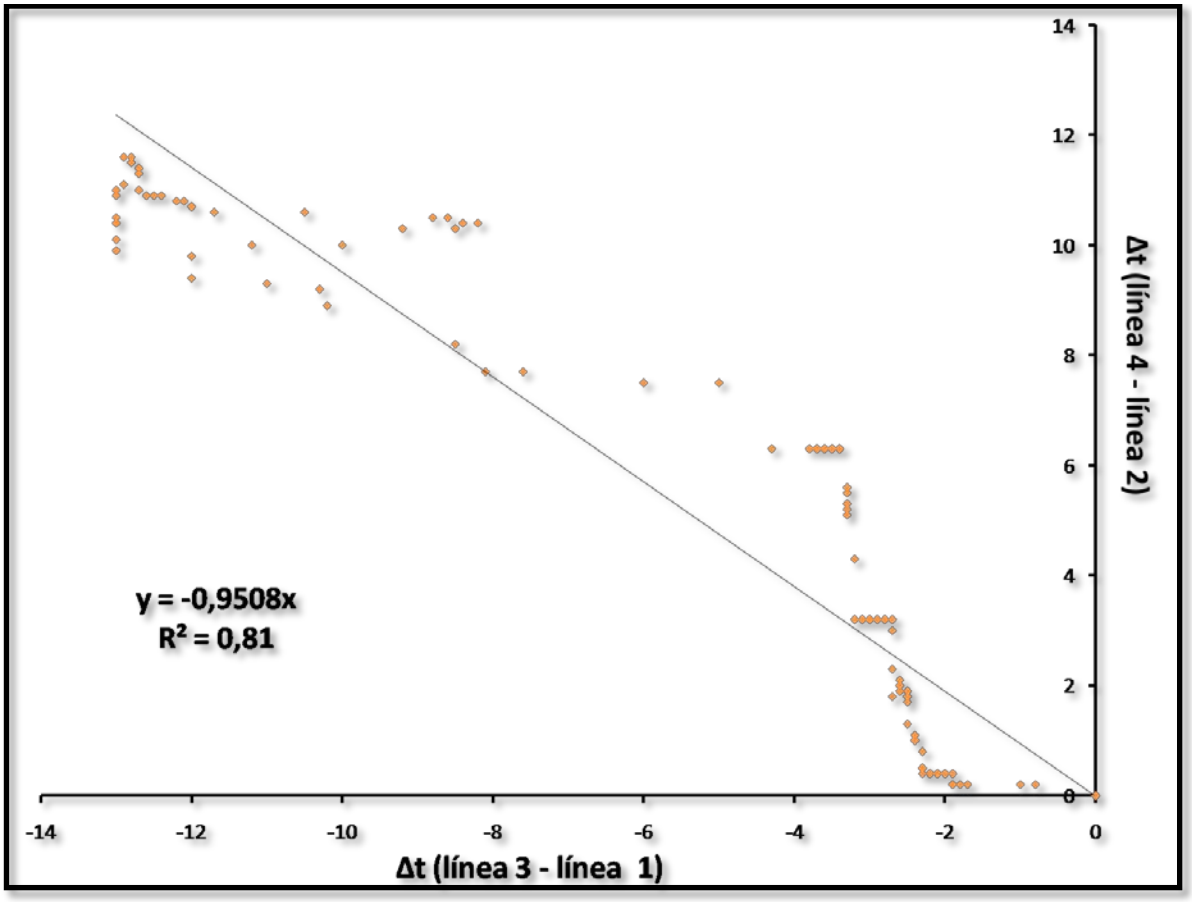
La resolución vertical esta en un rango de 16 m a 22 m, resolución lateral desde 30 m a 40 m y la zona de Fresnel para esta profundidad y este valor de frecuencias es de aproximadamente de 85 m, este valor está muy cercano a los tamaños nuevos de cada bin. Por esta razón la imagen 5-12 luce con mejor relación señal a ruido porque los offsets cercanos se eliminaron en el momento que se aumento el tamaño de la grilla.

El paso siguiente es aplicar el algoritmo que permite calcular los tiempos de viaje sobre el horizonte de interés, y hacer el diagrama de cruce, figura 5-15, esta figura representa la variación entre la diferencia de tiempos de cada par ortogonal de líneas ($\Delta t$) en función del offset. Este comportamiento significa que a medida que aumenta el offset va aumentado la diferencia entre el tiempo, ese es un requisito mínimo para aplicar el análisis del AMR.

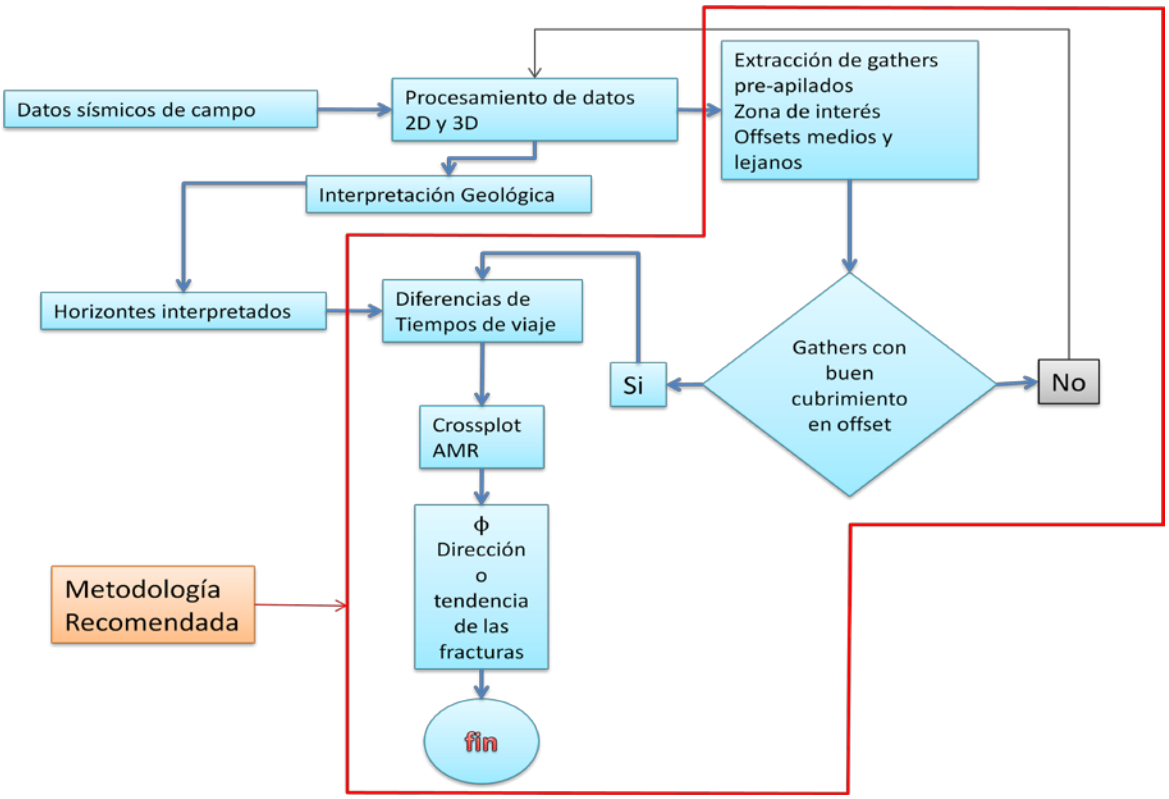
El valor del ángulo es de 43.41°, con una correlación de 0.7 medido desde la línea 1 en dirección negativa.

Por lo tanto el ángulo de tendencia de la fracturas en esta formación es de aproximadamente -22°.

5-15. Grafico cruzado de entre las diferencias de los tiempos de viaje entre las líneas ortogonales. La unidad de medida en los ejes esta en milisegundos (ms)



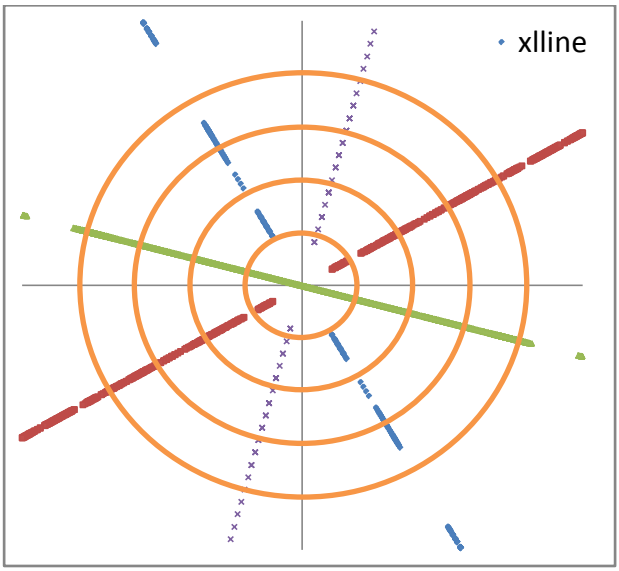
5-16. . Flujo de trabajo aplicado a los datos del campo Tenerife para la detección de las fracturas.




## Densidad de fracturas

Para determinar la densidad de fracturas se emplearon los intervalos de tiempo entre el tope y la base de la formación La Luna. Como este es un proceso estadístico, se tomaron las siguientes consideraciones; offset mínimo de análisis 500 m, offset máximo de análisis 1500 m por ser el offset máximo de la línea con menos cubrimiento, los datos se agruparon se agruparon cada 200 m de offset obtener el valor máximo del gradiente de tiempo. En La figura 5-17, los círculos indica el rango de selección de los valores para calcular la elipse, las líneas representa los datos sobre cada azimut.

5-17. Grafica de offset en función del azimut, para determinar cuál es el valor máximo y así determinar el valor de la densidad de las fracturas. Los círculos indican el offset de análisis. Y los puntos corresponden a cada línea del análisis.




A partir del análisis estadístico y de los limites asignados, el valor de la densidad es de fracturas en el área es de 13 %.

Una vez seleccionados los valores más altos del gradiente de tiempo en cada zona, figura 5-17, (cada disco representa el rango de selección de los datos para trazar la elipse), se generó un rango de puntos en proyección ortogonal y con la ecuación 3-8 en Matlab, se crean el vector M

$$M = [x.^2, x.*y, y.^2, x, y, \mathrm{ones}(\mathrm{size}(x))]$$

Para generar las elipses por cada rango en cada offset con la función

[U, S, V] = svd (M, 0) en Matlab.

Donde los valores de la última columna representan son los valores de la ecuación de la elipse es: $0.2952 \cdot x^2 + 0.001 \cdot x \cdot y + 0.2942 \cdot y^2 - 0.0227 \cdot x - 0.0161 \cdot y - 0.8952 = 0$

La relación entra a y b es de 13% que equivale a la densidad en este punto.

# 6. Conclusiones

La tendencia de las fracturas con respecto a la línea DM-1987-1470 en el CDP ubicado en el campo Tenerife es de de 22°, este valor es consistente con los resultados del estudio realizado en el instituto Colombiano del Petróleo ICP, a partir de los registros de imágenes de los pozos existentes y cercanos al campo Tenerife.

La densidad de fracturas en el CDP del campo Tenerife dio 13%, este valor fue obtenido bajo muchas aproximaciones y eliminación de datos. Porque los gradientes de tiempo presentaban un alto grado de dispersión alejándose de la forma elipsoidal, este valor es más acertado cuando se tiene un mayor cubrimiento en azimuts, en esta caso solo existían 4 azimuts.

A nivel estratigráfico la existencia de rocas carbonatadas en el miembro Salado de la Formación la Luna favorece la generación de fracturas asociadas a los esfuerzos compresionales tal como se evidencia en el campo Tenerife y a los probados al NE; Campo Buturama y Campo Catalina.

Este método es válido, para líneas Sísmicas 2D que tengan un punto de cruce común y no necesariamente tengan una configuración ortogonal, lo importante es tener un cubrimiento azimutal variado, que permita ver el cambio de las propiedades de la onda sísmica al viajar por diferentes planos que se cruza en un punto.

Esta herramienta abre una ventana exploratoria en el área del Valle Medio del Magdalena y en especial para el campo Tenerife, aunque existe información de pozos (tres pozos en total) en el campo Tenerife, el objetivo Cretácico no ha sido perforado pero es de interés futuro.

# A. Anexo: Parámetros anisotrópicos de Thomsen medidos en el laboratorio

Tabla 3. Parámetros de anisotropía para rocas sedimentarias. Modificado de Wang, 2002 SEG.

| Arenas | $\varepsilon$ | $\gamma$ | $\delta$ | $\delta$ | $\eta$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 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 | | | | | |
| Máximo | 0.0130 | 0.0136 | 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 | | | | | |
| Máximo | 0.512 | 0.553 | 0.242 | 2.016 | 1.049 |
| 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 |

# 7. Bibliografía


Al-Dahani, A. (2000). Reflection moveout inversion for horizontal transverse isotropy: Accuracy, limitation, and acquisition. *Geophysics , 65* , 222-231.

Alkhalifa, T. Velocity analysis for transversely isotropic media. *Geophysics , 60*, 1550-1566.

Bakulin. (1999). Estimation of fracture parameters of HTI media from surface P and PS data. *69 th Annual International Meeting Society of Exploration Geophysicis* , 961-964.

Cabello, Y. (Enero de 2007). Análisis de velocidad en un medo anisótropico de tipo VTI para ondas PP y PS. *Proyecto de Grado* . (U. S. Bolívar, Ed.) Sertenejas.

Colombia, E. (s.f.). *Epis Colombia*. Recuperado el 1 de Julio de 2011

Cortes, M. (2003). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics , 403* (doi:10.1016/jtecto.2005.03.020), 30-55.

Craft. (1997). Azimuthal anisotropy analysis from P-wave seismic traveltime data,. *67 th Annual International Meeting* , 1214-1217. Society of Exploration Geophysicist.

Crampin., S. (1985). Evidence for aligned cracks in the earth´s crust. First break. *03*, 12-14.

Dimensions, D. S. (1994). *Stone Dale G.* United States of America: Society of Exploration Geophysicists.

Dolores, M. M. (julio de 2008). Aportaciones al estudio de la Anisotropía y modelado espacial de la información. *Tesis Doctoral* . Salamanca.

Epis Colombia Cuencas exploradas moderadamente. (s.f.). *Epis Colombia.* Recuperado el 1 de julio de 2011, de http://www.epis.com.co/colombia/cuencas-exploradas-moderadamente/

Fatkhan. (octubre de 2003). The Modelling of Elastic - wave Amplitudes in Anisotropic Media. *Thesis - School of Resocurce Science and Technology* .

Gijs, V. (2002). *3-D Seismic Survey Design.* United States of America: Society of Exploration Geophysicists.

Gray. (2000). Fracture detection in the Manderson Field: A 3-D AVAZ case history. *Annual International Meeting Society of Exploration Geophysicist* , 1413-1416.

H Altamar, Y. T. (2006). Medida de velocidades de ondas en un sólido elástico con anisótropia ortorrómbica. *Revista Colombiana de Física , 38* (2), 766-769.

Iverson. (1990). Apparent azimuthal shear anisotropy from normal-moveout differentials (short note). 1637-1638. Geophysics 55,.

L, T. (1986). *Weal elastic anisotropy* (Vol. 51). Geophysics.

Lefeuvre, F. (1994). Fracture related anisotropy detection and analysis. *64 th Ann International Meeting. Society of Exploration Geophysicist* , 942-945.

Li, X. Y. (2003). Fracture detection using land 3D seismic data from the Yellow River Delta, China. *The Leading Edge , 22*, 680 - 683.

Li, X. -Y. (1999). Fractures detection using azimuthal variation of P-wave moveout from orthogonal seismic suervey lines. *Geophysics , 64* (4), 1193-1201.

Lynn H, B. a. (1986). Reflection shear wave data along the principal axes of azimuthal anisotropy. *56 th and international meeting society of exploration geophysicist , 56* .

Perez. (s.f.). Detection of fracture orientation using azimuthal variation of P-wave AVO responses. *Geophysics 64* , 1253-1265.

Piedrahita, C. (s.f.). *fing.javeriana.edu.co.* Recuperado el 12 de Junio de 2011, de Primer Simposio Colombiano de Sismologia.

R. Toro, e. a. (2005). Determinacion de los tensores de esfuerzos actuales para el segmento norte de los Andes calcualdos a partir de los mecanismo focales de sismos mayores. *Boletin de Geologia, INGEOMINAS, Instituto Colombiano de Geología y Minería , 27 (44)* . Bogota, Colombia.

Roche. (1997). Time-lapse, multicomponent, three - dimensional seismic characterization of a San Andreas shallow shelf carbonate reservoir, Vacuum Fiel, lea County. *Thesis* . New Mexico: Colorado School of Mines.

Rolla. (s.f.). Azimuthal AVO analysis, Joffre field, Alberta, Canada. *Annual Meeting Soc. Exploration Geophysics (65)* , 1107-1110.

Sayers, C. a. Seismic traveltime analysis for azimuthally anisotropic media: Theory and Experiment. *Geophysics , 36*, 1570-1582.

Serna, E. (s.f.). Mapas de Terrenos Geologicos de Colombia. *Geol Esp Ingeominas (14)* , 5-25.

Somoza, A. V. (Abril de 2008). Efecto de los parametros de anisotropía en la generacion de imágenes a partir de datos offset VSP y Walkaway VSP. *Proyecto de Grado* . Sarteneja.

Stone, D. G. (1994). *Designing Seismic Surveys in Two and Three Dimensions* (Vols. ISBN 1-56080-074-7). United States of America: Society of Exploration Geophysicist.

Talley. (1997). Characterizacion of a San Andreas carbonate reservoir using four dimensional, multicomponent attribute analysis. *Thesis* . (C. S. Mines, Ed.)

Taner, M. a. Velocity Spectra - digital computer derivation and applications of velocity functions. *Geophysics , 34*, 859-881.

Tesseral Technologies Inc. -Tesseral 2-D user Documentation -advanced learning. (2007). *Wavefield theory for multiparameter medium in Tesseral.* Tesseral.

Tom Bratton, D. V. (2006). *La comunidad petrolera.* Recuperado el 23 de junio de 2010, de http://es.scribd.com/doc/39027443/Naturally-Fract-Reservoirs

Tsvankin, I. (2001). *Seismic Signatures and Analysis of Reflection Data in Anisotropic Media* (Primera edicion 2001 ed., Vol. 29). (K. H. Treitel, Ed.) Amsterdam: Pergamon.

Vargas, C. (2009). Nuevos aportes a la estimación del potencial de hidrocarburos en Colombia. *Revista Acad Colomb de Cienc. , 33* (126), 17-43.

Wang, Z. (2002). Seismic anisotropy in sedimentary rocks. *Laboratory data , 2* , 1423-1440. Geophysics.