



**DISEÑO DE PARAMETROS DE ADQUISICION SISMICA 3D ORIENTADO A
LA DETECCION DE FRACTURAS ASISTIDO POR MODELADO SISMICO
ANISOTROPO.**

JUAN CARLOS VEGA DELGADO

**UNIVERSIDAD EAFIT
ESCUELA DE INGENIERÍA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
MEDELLÍN
2013**



**DISEÑO DE PARAMETROS DE ADQUISICION SISMICA 3D ORIENTADO A
LA DETECCION DE FRACTURAS ASISTIDO POR MODELADO SISMICO
ANISOTROPO.**

GEOL. JUAN CARLOS VEGA DELGADO

**Trabajo de grado presentado como requisito parcial para optar al título de
MSc En Ciencias de la Tierra**

Director

JAIME CHECA, Geofísico

Co-director

Andrés Roberto Mora, geólogo PhD.

UNIVERSIDAD EAFIT

**ESCUELA DE INGENIERÍA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
MEDELLÍN**

2013

AGRADECIMIENTOS

A través de estas líneas deseo expresar mis más sinceros agradecimientos a la empresa Colombiana de Petróleos ECOPETROL S.A por confiar en mis capacidades y patrocinar este trabajo de investigación.

A Mi director de tesis, quien a pesar de sus ocupaciones y al poco tiempo que disponía siempre estuvo dispuesto a colaborarme con su experiencia y comentarios, aun a pesar de la distancia.

A INFORPETROL y las personas que trabajan allí, quienes pusieron a su disposición la experiencia y conocimiento de la empresa en mi desarrollo de la tesis.

A los profesores de la maestría que me edificaron como un geólogo geofísico como Andrés Roberto Mora, Iván Darío Olaya, Germán Bayona, Eduardo Rosello, Roberto Hernández, Chajid Kairuz, Carlos Piedrahita, William Agudelo, entre otros.

A mis compañeros quienes me prestaron su colaboración y tiempo cuando la necesite, además de su amistad.

A mi familia por la paciencia, el tiempo y el amor que me brindaron a través de este periodo de estudio, viajes y trasnochos.

Al grupo de Geofísica del ICP, así como al Instituto Colombiano del Petróleo por la participación activa y por el desarrollo de esta maestría

A la universidad EAFIT.

A MaLu y Nhorita, Alpha y Omega

Juan Carlos Vega Delgado

TABLA DE CONTENIDO

LISTA DE TABLAS	11
RESUMEN.....	13
INTRODUCCION	15
JUSTIFICACION	19
OBJETIVOS	20
OBJETIVO GENERAL	20
OBJETIVOS ESPECIFICOS	20
1. MARCO TEORICO	21
1.1 ANISOTROPIA.....	21
1.2 FRACTURAS	25
1.3 MODELADO SISMICO	27
1.3.1. Modelado sísmico acústico:.....	27
1.3.2 Modelado de Campo de Onda Elástico:	29
1.4 MODELADO ESTRUCTURAL	31
1.5 ADQUISICION SISMICA 3D EN TIERRA	32
1.5.1 Consideraciones del objetivo geológico:.....	34
1.5.2. Consideraciones geofísicas:	35
2. METODO Y ANALISIS	37
3. RESPUESTA EN LA SISMICA DE LA ANISOTROPIA. MODELO DE CAPAS PLANAS.....	38

3.1 ANÁLISIS DE CUBRIMIENTO EN CAPAS PLANAS ISÓTROPAS Y ANISÓTROPAS	42
3.2 ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN DE OFFSET EN CAPAS PLANAS ISÓTROPAS Y ANISÓTROPAS	45
4. PLAY FRACTURADO DEL CRETACICO SUPERIOR. CUENCA DEL VALLE MEDIO DEL MAGADALENA (VMM), COLOMBIA.....	50
4.1 GEOLOGÍA DEL VMM, COLOMBIA.	50
4.1.1 Modelo geológico del play fracturado en el VMM, Colombia.	51
4.1.2 Conversión tiempo-profundidad de los horizontes modelados.	52
4.1.3 Datos usados para el análisis del modelo y los parámetros sísmicos.	54
5. MODELADO SÍSMICO ANISÓTROPO	56
5.1 Modelado sísmico del play fracturado usando un trazador de rayos.	56
5.1.1. Análisis de Cubrimiento en Medios Isótropos y Anisótropos.	58
5.1.2. Análisis de Offset en Medios Isotrópicos y Anisótropos.....	58
5.1.3. Análisis de Azimut en Medios Isótropos y Anisótropos.....	61
5.2. Inversión del Trazado de rayos	63
5.2.1. Zona vecindad del pozo:	64
5.2.2. Zona sur del horizonte (baja iluminación):.....	66
5.2.3. Zona centro del horizonte (baja iluminación):	67
5.2.4. Zona Norte del horizonte Rosablanca.....	69
6. DISEÑO DE PROGRAMA SÍSMICO A PARTIR DE LOS RESULTADOS DEL MODELADO SÍSMICO ANISÓTROPO	70
7. RESULTADOS DE IMAGING.....	75
7.1 GEOMETRÍAS DE PROCESAMIENTO.....	77
7.2 ANÁLISIS DE IMÁGENES SÍSMICAS A PARTIR DE LA INFORMACIÓN 3D	79
8. CONCLUSIONES.....	88

REFERENCIAS	89
APENDICE A. CONVENCIONES MATEMATICAS Y ABREVIACIONES	93
APENDICE B. FRACTURAS Y ANISOTROPIA.....	97
APENDICE C. TEORIA DE RAYOS Y DIFERENCIAS FINITAS	101
APENDICE D. METODO DE ANALISIS DE ATRIBUTOS ACIMUTALES (3 A) USADO POR EL EDINBURGO ANISOTROPIC PROJECT	105

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Diagrama esquemático mostrando el sentido físico de la anisotropía HTI y VTI.....	22
Figura 2. Esquema de un modelo HTI.....	23
Figura 3. Propagación de la onda P en medio VTI y HTI.....	25
Figura 4. Imagen de una roca fracturada.	26
Figura 5. Un modelo de velocidad en profundidad	28
Figura 6. Modelado elástico de una capa de agua sobre un modelo en profundidad representado por un modelo de velocidad variable en la vertical.	30
Figura 7. Diagrama Esquemático del proceso de adquisición sísmica.	32
Figura 8. Mapa comparativo de los tipos de diseño con su respuesta de cubrimiento en “full-cubrimiento”..	33
Figura 9. Diagrama esquemático mostrando los diferentes parámetros que conforman el diseño sísmico 3D en tierra.	34
Figura 10. Modelo de capas planas con anisotropía..	39
Figura 11. Trazado de rayos sobre modelo de capas planas.	41
Figura 12. Mapas de iluminación con atributo Cobertura en medio Isótropo	42
Figura 13. Mapas de iluminación con atributo Cobertura en medio anisótropo débil ..	43
Figura 14. Mapas de iluminación con atributo Offset Máximo en medio anisótropo Débil.	46
Figura 15. Mapas de iluminación con atributo Offset Máximo en medio anisótropo ...	48

Figura 16. Columna estratigráfica generalizada del VMM, Colombia.	52
Figura 17. Crossplot de las velocidades de la sísmica	53
Figura 18. Cubo de Velocidades usado en este estudio.....	54
Figura 19. Modelo estructural 2D del área estudio.	55
Figura 20. Sección sísmica (PrSTM) dirección NW-SE	55
Figura 21. Modelo en profundidad con aumento del horizonte Rosablanca	56
Figura 22. Mapa de Iluminación de Cubrimiento en Medio Isótropo.	59
Figura 23. Mapa de Iluminación de Offset en Medio Isótropo y anisótropo.	60
Figura 24. Mapas de iluminación de Acimut.....	62
Figura 25. Esquema del trazado de rayos inverso..	63
Figura 26. Vista en planta del horizonte y el posición del pozo..	64
Figura 27. Diagrama roseta de dirección y offset ideal para fuentes ubicadas en la vecindad del pozo.....	65
Figura 28. Diagrama roseta promedio de los resultados en la zona Sur del horizonte.	66
Figura 29. Esquema del análisis en el centro del horizonte.....	67
Figura 30. Diagrama roseta promedio de los resultados en la zona Sur del horizonte.	68
Figura 31. Diagrama Roseta de la zona Norte.	69

Figura 32. Mapa preplot del diseño generado a partir del modelado sísmico anisótropo.	71
Figura 33. Mapas de iluminación.....	72
Figura 34. Mapas de iluminación.....	73
Figura 35. Flujo de procesamiento.....	76
Figura 36. Mapa de distribución de trazas en la carga de geometrías.....	77
Figura 37. Mapa de distribución de trazas en el diseño final propuesto.....	78
Figura 38. Imagen sísmica Original en la inline 340	80
Figura 39. Imagen sísmica obtenida en la inline 340.....	81
Figura 40. Imagen sísmica Original en la Xline 340	82
Figura 42. Imagen sísmica en la Xline 350.....	84
Figura 43. Imagen sísmica en la Xline 350 final.	85
Figura 44. Imagen sísmica en la Inline 380.	86
Figura 45. Imagen sísmica en la Inline 380 final.....	87

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Parámetros de adquisición para el modelo de capas planas.....	39
Tabla 2. Velocidades del modelo a partir del registro de pozo.....	59
Tabla 3. Velocidades y Parámetros Anisótropos del modelo sísmico.....	63
Tabla 4. Parámetros de adquisición originales del programa sísmico adquirido en 2005.....	63
Tabla 5. Parámetros de diseño propuesto para mejorar cubrimiento.....	75

LISTA DE ANEXOS

APENDICE A. CONVENCIONES MATEMATICAS Y ABREVIACIONES	93
APENDICE B. FRACTURAS Y ANISOTROPIA.....	97
APENDICE C. TEORIA DE RAYOS Y DIFERENCIAS FINITAS	101
APENDICE D. METODO DE ANALISIS DE ATRIBUTOS ACIMUTALES (3 A) USADO POR EL EDINBURGO ANISOTROPIC PROJECT	105

RESUMEN

TITULO:

DISEÑO DE PARAMETROS DE ADQUISICION SISMICA 3D ORIENTADO A LA DETECCION DE FRACTURAS ASISTIDO POR MODELADO SISMICO ANISOTROPO*

AUTOR:

JUAN CARLOS VEGA DELGADO**

PALABRAS CLAVE:

ANISOTROPIA, MODELADO SISMICO, TEORIA DE RAYOS, FRACTURAS, PARAMETROS DE ADQUISICION

DESCRIPCION:

El mejoramiento de imágenes sísmicas con bajo cubrimiento es posible a través de nuevas adquisiciones sísmicas, planeadas a través de modelado sísmico y con objetivos específicos de cubrimiento en áreas donde se tengan zonas de “bajo cubrimiento”.

Este trabajo está orientado al desarrollo de una técnica para el mejoramiento del cubrimiento en el subsuelo, basada en la teoría de rayos y teniendo en cuenta los efectos anisótropos que la cobertera sedimentaria y la misma unidad geológica le puedan imprimir a la onda sísmica registrante.

En los primeros capítulos, tratamos de reconstruir el efecto de la Anisotropía en la naturaleza para hacer nuestro análisis cada vez más complejo hasta tener un modelo geológico representativo de un campo prospectivo, el cual es afectado por un intenso fracturamiento y esto ha afectado la calidad de la sísmica adquirida actualmente, por lo cual hemos generado un modelo sísmico con anisotropía HTI para evaluar la posibilidad de mejorar la calidad de la sísmica con un nuevo diseño sísmico que pueda ser sumado a la sísmica existente a través de un flujo de procesamiento.

Los resultados muestran que al usar un trazador de rayos en las zonas de baja cobertura se puede determinar un diseño en superficie que efectivamente aumente el cubrimiento en las áreas de problema y de interés para análisis de fracturas.

* TRABAJO DE GRADO

** ESCUELA DE INGENIERÍA. MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ABSTRACT

TITLE:

DESIGN OF PARAMETERS TO 3D SEISMIC ACQUISITION ORIENTED TO FRACTURE DETECTION ASISTED BY ANISOTROPIC SEISMIC MODELING*

AUTHOR:

JUAN CARLOS VEGA DELGADO**

KEYWORDS:

ANISOTROPY, SEISMIC MODELING, RAY THEORY, FRACTURES, ACQUISITION PARAMETERS

DESCRIPTION:

The improving of seismic images with low illumination is possible a trough the new seismic acquisitions planned using seismic modeling and specific objectives to illuminate in areas where it has "low illumination".

This work is focused to development a theory to improve the illumination of the subsurface, based in the ray tracing and it having into account the anisotropy effect that both, overburden and geological unit can to print to seismic wave registered.

In the first chapters, we try to rebuild the anisotropic effect increasingly complex analysis to have a geological model representative of a prospective field, which is affected by intense fracturing and this affects the quality of the currently acquired seismic, so we have created a seismic model with HTI anisotropy to evaluate the possibility of improving the quality of a new seismic design that can be added to the existing seismic through a processing flow.

Results show that to use a ray tracer methodology in "ghost zones", is possible to find a new geometry in surface that really adds the illumination in Problem areas with interest in fracture reservoirs.

* TRABAJO DE GRADO

** ESCUELA DE INGENIERÍA. MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INTRODUCCION

La sísmica 3D es quizás el método indirecto más importante para la determinación de las características de las rocas en el subsuelo. Sus resultados dependen en gran medida de nuestra capacidad para muestrear adecuadamente, en la superficie, el campo de ondas producido por las fuentes de energía, compuesto por ondas de todo tipo.

Una aproximación al manejo del problema del muestreo es utilizar una distribución regular de fuentes y receptores en superficie esperando con ello obtener un muestreo regular del campo de ondas y una reconstrucción fiel de la imagen del subsuelo. Esto, funcionaría en casos con buzamientos extremadamente bajos y en ausencia de cambios laterales de velocidad, condiciones que son raras en exploración de hidrocarburos.

La realidad es que en presencia de buzamiento y de cambios laterales de velocidad el muestreo del subsuelo obtenido usando una malla regular en superficie, resulta bastante irregular en el subsuelo, llegando en ocasiones a producir zonas sin cubrimiento en absoluto.

Con frecuencia se destinan recursos humanos y computacionales significativos a tratar de mejorar la imagen de zonas que aparecen difusas cuando el problema se origina en que las reflexiones correspondientes a estas superficies ni siquiera fueron registradas por nuestro dispositivo en superficie.

Idealmente, quisiéramos poder ubicar en superficie un arreglo de fuentes y receptores con una geometría tal que produjeran un muestreo uniforme de nuestro objetivo en el subsuelo. Esto, por supuesto, plantea una paradoja puesto que implica conocer de antemano la geometría y las propiedades del subsuelo.

Las herramientas de modelado directo aplicadas al diseño de sísmica 3D permiten aproximarse a la solución del problema planteado, en áreas donde se cuenta con un modelo geológico con suficiente control (a menudo campos en producción, con pozos y/o sísmica 3D). En estos casos se pueden obtener datos sintéticos basados en el modelo geológico hipotético para analizar la

existencia o no de zonas con bajo o nulo cubrimiento, que expliquen la baja calidad de los datos o la existencia de eventos de dudosa confiabilidad.

Bajo esta misma óptica, cabe suponer que la existencia de fracturas orientadas, es un agente que puede producir una fuerte anisotropía en el medio. Dicha anisotropía, de ser suficientemente significativa, podría producir irregularidades insospechadas en el muestreo en el subsuelo y producir, por si misma, zonas de baja definición o incluso anomalías de amplitud que pudieran confundirse con indicadores directos de hidrocarburos.

El presente trabajo tiene por objeto analizar un caso específico en el cual se estudia el cubrimiento en el subsuelo obtenido para una geometría de adquisición y un modelo geológico hipotético y se advierte la existencia de zonas problemáticas, llegando a identificar el esfuerzo adicional en campo que se requeriría para solucionar la falta de iluminación teniendo en mente que el objetivo se trata de un reservorio fracturado y serian necesarios análisis de fracturas o técnicas como AVO Acimutal o Análisis Anisótropo o por el análisis del tiempo de viaje de la onda P. (Tsvankin, 2000)

Se estudia además, la influencia de las fracturas y se generan secciones sintéticas que ilustran el efecto de la introducción de diferentes niveles de anisotropía al sistema.

El valor de esta aproximación radica en el entendimiento del muestreo en el subsuelo que permite enfocar los esfuerzos de manera más efectiva y evitar inversiones improductivas en nuevos datos o reprocesamientos.

Con el avance en la exploración de hidrocarburos y la necesidad de incrementar más reservas de los mismos, en los últimos años se han sumado reservorios llamados no convencionales, algunos de ellos vienen de los yacimientos fracturados. Para llegar a estos nuevos tipos de reservorio, es necesario entender muy bien el sistema de fracturas que afecta al reservorio. Actualmente, esos análisis han sido basados en el conocimiento de la densidad y dirección de las fracturas que afectan dicho sistema, así como el efecto en las velocidades que causan estos grupos de fracturas

Las fracturas pueden ser cerradas o abiertas y son estas últimas las que pueden mejorar la calidad del reservorio aumentando la permeabilidad o porosidad de la roca y su capacidad de almacenamiento de hidrocarburos, ya que estas fracturas abiertas pueden generar rutas y conectar puntos en la roca que permiten el flujo de hidrocarburos por ella. Estas conexiones y espacios se dan acimutalmente en la roca generando así anisotropía en ella afectando su respuesta sísmica (Crampin, 1977).

Esta anisotropía se ve reflejada en la velocidad de las ondas P y S de la roca y puede ser modelada a partir de los parámetros de Thomsen (Thomsen, 1986). Además, a partir de datos Pre-apilados es posible detectar estos sistemas de fracturas (Jiushuan, 2008), existen metodologías muy bien establecidas por diferentes grupos a nivel mundial tales como el Proyecto de Anisotropía de Edimburgo (EAP por sus siglas en Inglés) y el grupo de geofísica de Stanford. Estos métodos para calcular la densidad y orientación de fracturas usando análisis AVO y otros atributos sísmicos aplicados a la onda P como datos de amplio azimut son versátiles y funcionan en áreas complejas.

Para el cálculo de los parámetros anisótropos de determinada área es necesario tener valores de densidad, y velocidades de onda P y S, estos datos se pueden extraerse de registros bipolares (Pistre et al, 2005). Esta anisotropía inducida por las fracturas y calculada a partir del registro bipolar sísmico puede ser Vertical (VTI) u horizontal (HTI) y puede ser modelada a partir de los parámetros de Thomsen ϵ y δ . Tsvankin y colegas, 2010, muestran que es posible calcular los parámetros de anisotropía ϵ y δ a partir de datos de VSP o a partir de solo datos de tiempos de viaje en la onda P, pero esto es aplicable para el medio anisotro VTI, en los casos de anisotropía HTI u ortorrómbica los cálculos de anisotropía son inexactos.

Aunque para la determinación de los parámetros anisótropos es necesario tener el valor de V_s , la cual como se dijo en anteriormente se puede adquirir a partir de registros bipolares o de adquisición de onda convertida, una aproximación valedera es usar las tablas de anisotropía de Thomsen (1986) para determinadas unidades estratigráficas y a partir de allí simular el efecto anisótropo de nuestras unidades, además el trabajo está enfocado en el

análisis y adquisición de datos para la onda P, con la cual se puede analizar el sistema de fracturas del modelo a partir de técnicas como el análisis AVO (Chen, 1995; Teng y Mavko, 1996 y Li, 1999).

JUSTIFICACION

La concepción de este trabajo nace en el seno del grupo de petrosismica del ICP-UIS, donde parte de su trabajo en los últimos años, se ha dedicado al estudio de fracturas usando el análisis acimutal de atributos del grupo de Edimburgo. Durante una de las investigaciones en la misma área de este trabajo se encontró que existían zonas donde los valores de densidad y orientación de fracturas no eran correctos en todos los atributos aplicados y a través del modelado sísmico se comprobó que esas áreas de inexactitud coincidían con las zonas de bajo cubrimiento en la sísmica adquirida. Con el objetivo de buscar la solución a esas zonas inexactas y de aumentar el valor exploratorio del área en términos de recursos no convencionales se genero el presente trabajo de investigación que se desarrolla enfocado a obtener un producto robusto como entrada a técnicas modernas de análisis de fracturas.

OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

- Estimar parámetros óptimos de adquisición 3D orientados a la detección de fracturas para un reservorio no convencional y su iluminación, a partir de modelos anisótropos y teoría de rayos validados por resultados de *imaging*.

OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Generar un modelo estructural 3D con propiedades anisótropas que simulen la tendencia de fracturas encontradas en un área determinada.
- Optimizar un diseño de adquisición sísmica a partir de mapas de iluminación y estudio de rayos.
- analizar detalladamente desde el punto de vista técnico y económico los parámetros de adquisición obtenidos en el trazado de rayos.

1. MARCO TEORICO

Los métodos de modelado sísmico basado en teoría de rayos pueden ser aplicados en varias etapas de exploración y procesos de producción de hidrocarburos (Gjoystdal et al, 2002). Además, el método Standard de trazado de rayos tiene distintas ventajas como la eficiencia computacional y la posibilidad de simular la propagación de ondas elementales con respecto a los métodos por diferencias finitas y modelado de la ecuación de onda. Con un simple trazado de rayos igualmente se obtendrá la información de los tiempos de viaje y las amplitudes si se toma un trazador pseudoelástico. Una de sus desventajas es la imposibilidad de reconocer la anisotropía en capas que sean menores a longitud de onda con la cual se haya adquirido la sísmica y que no genere debido a que es un método que implica altas frecuencias y es una aproximación asintótica, sin embargo el método es aceptado como una aproximación simple para analizar problemas donde los datos son pocos o no muy exactos. (Tsvankin, 2010). Ahora con el desarrollo de eficientes máquinas de procesamiento computacional es posible además del trazado de rayos tener una aproximación más exacta del campo de onda a partir del modelado de onda completa Elástico el cual además puede generar imágenes apiladas “tempranas” del modelo adquirido sintéticamente, el efecto de unir ambas técnicas es un análisis más detallado de la información sísmica desde el efecto en el comportamiento de la onda y la respuesta en la imagen sísmica hasta el cubrimiento y la relación con su distribución en la plantilla sísmica a adquirir.

1.1 ANISOTROPIA

Debido a que la tierra es estratificada y que está compuesta por diferentes materiales, entre otras causas, existe una diferencia entre algunas propiedades físicas en las direcciones vertical y horizontal, esto es conocido como anisotropía. Dependiendo de la dirección principal en la cual determinada propiedad física aumenta esta será la dirección de la anisotropía, en otras palabras, si una roca posee el eje horizontal como el eje por donde la velocidad

se propaga más rápido que por el eje vertical esta será una roca con anisotropía horizontal, más precisamente será una roca con “plano de isotropía transversal horizontal”, este tipo de anisotropía esta generalmente presente en las rocas fracturadas verticalmente; si por el contrario el eje vertical tiene mayor incremento en la velocidad que el eje vertical esta será una roca con plano de “isotropía transversal vertical” y la estratificación horizontal genera este tipo de anisotropía. (Figura 1).

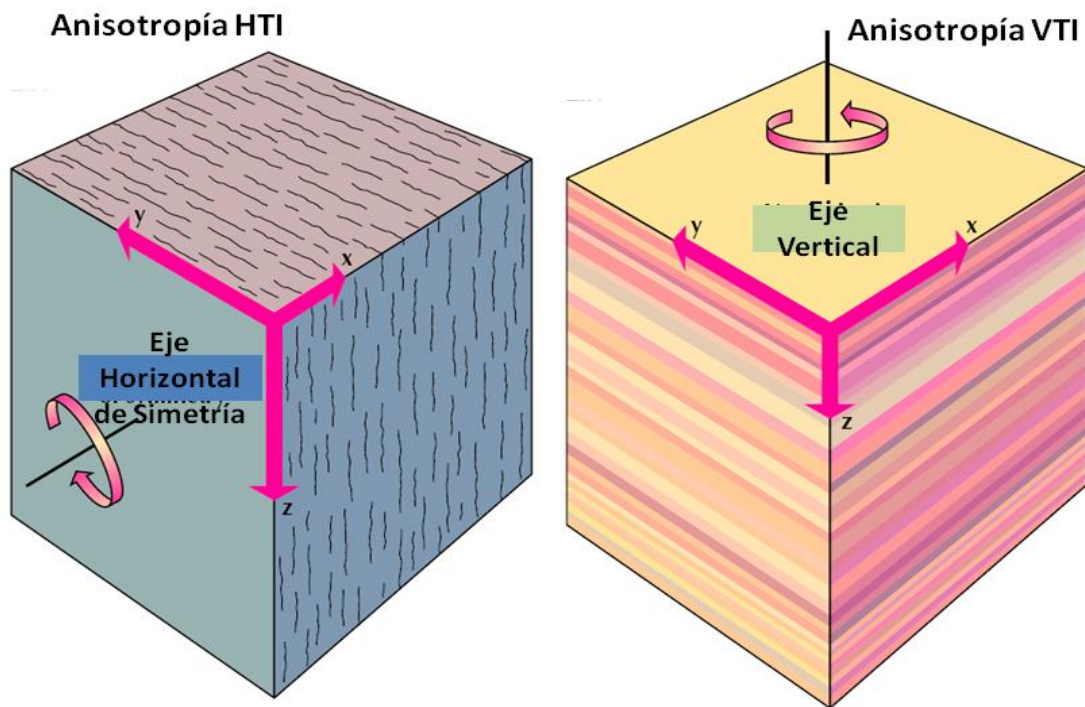


Figura 1. Diagrama esquemático mostrando el sentido físico de la anisotropía HTI y VTI. Modificado de Torres, 2008

Debido a esta preferencia de la onda a propagación en una dirección en ciertas rocas, un fenómeno relacionado como error en la conversión tiempo profundidad causado por el efecto anisótropo se puede generar en la imagen sísmica. Además de este tipo de anisotropía dependiente del eje de simetría se conoce otro tipo de anisotropía llamada anisotropía acimutal, esta es causada por la anisotropía de esfuerzo: una roca isotrópica sujeta a esfuerzos uniaxiales o biaxiales, o si es fracturada comenzara a ser isotrópica transversalmente. Una roca TI bajo esfuerzos anisótropos también comenzara a ser una roca anisótropa acimutalmente, las cuales además pueden tener hasta 13

constantes elásticas independiente. Este numero de constantes de la roca dependerá de la orientación de los esfuerzos y de las propiedades intrínsecas de la roca, (Wang, 2002).

En nuestro estudio basaremos nuestro modelo el principal eje de simetría es horizontal, debido a que el horizonte de interés es una caliza con distintas familias de fracturas verticales. Esta anisotropía HTI puede ser modelada y expresada analíticamente como un set de fracturas incrustada en una matriz isótropa. (Figura 2).

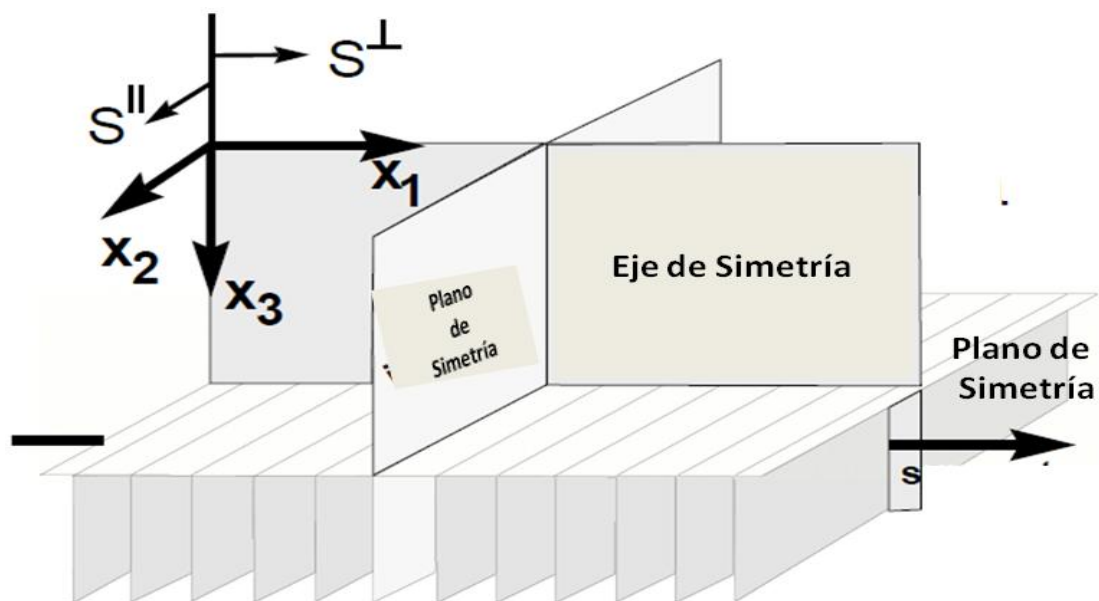


Figura 2. Esquema de un modelo HTI. Relación entre la propagación de la onda P y su respuesta de velocidad en las diferentes coordenadas. Note como las velocidades de corte S_\perp y S_\parallel Tienen distintas magnitudes. Modificado de Rueger, 1996

Si sobre el modelo de la figura 2 propagamos una onda sísmica incidente que atraviesa el eje de simetría y el plano isótropo se generan 3 ondas planas con polarización ortogonal entre ellas:

- Una onda P polarizada aproximadamente a lo largo de su dirección de propagación. Su vector de polarización está confinado a el plano que contiene el vector lentitud y el eje de simetría.

- Una onda de corte polarizada dentro del plano isótropo, referida como S_{\parallel} (el modo rápido en la dirección vertical)
- Una onda de corte polarizada en el plano formado por el vector lentitud y el eje de simetría, llamada S_{τ} (el modo lento en la dirección vertical).

Entonces, para cualquier medio HTI con propiedades Cinemáticas y polarizaciones de las ondas P y S_{τ} en el plano (x_1, x_3) (es decir el plano de simetría) de un medio HTI se puede describir relacionando las bien conocidas ecuaciones de los componentes elásticos de rigidez c_{ij} y los parámetros de Thomsen $\epsilon^{(v)}$ y $\delta^{(v)}$:

$$\epsilon^{(v)} \equiv \frac{C_{11} - C_{33}}{C_{33}};$$

$$\delta^{(v)} \equiv \frac{(C_{13} + C_{55})^2 - (C_{33} - C_{55})^2}{2C_{33}(C_{33} - C_{55})};$$

Los coeficientes $\epsilon^{(v)}$ y $\delta^{(v)}$ son diferentes a los parámetros genéricos de Thomsen ϵ y δ , pero estos parámetros pueden ser relacionados por las siguientes ecuaciones:

$$\epsilon^{(v)} = -\frac{\epsilon}{1+2\epsilon};$$

$$\delta^{(v)} = \frac{\partial 2\epsilon \left(1 + \frac{\epsilon}{f}\right)}{(1+2\epsilon)\left(1 + 2\frac{2\epsilon}{f}\right)};$$

$$f \text{ es } f = \left(\frac{V_{so}}{V_{po}} \right)^2;$$

Donde f es simplemente la relación entre las velocidades de las ondas P y S a lo largo del plano de simetría.

ϵ representa una cantidad adimensional que relaciona la diferencia fraccional entre las velocidades en las direcciones perpendicular y paralela al eje de simetría (figura 3). δ representa la variación de la velocidad de la onda P en

dirección del eje de Simetría (figura 3). V_{so} y V_{po} son las velocidades de la onda S y P respectivamente, en direcciones del eje de simetría, vertical en medios VTI y horizontal en medios HTI.

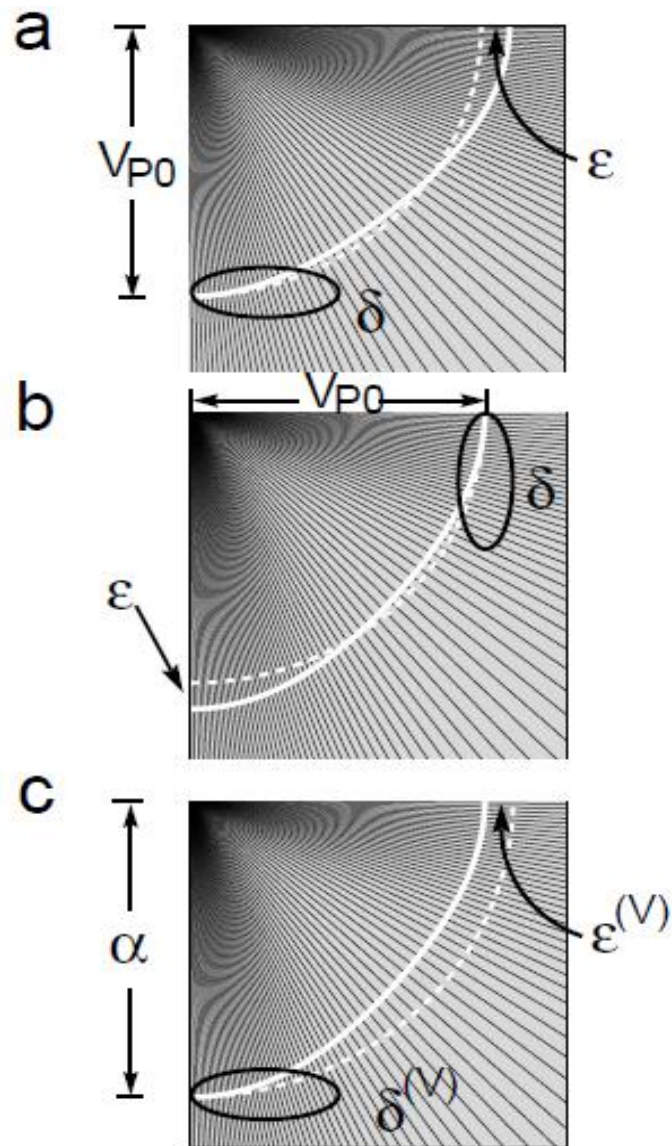


Figura 3. Propagación de la onda P en medio VTI (a) y HTI (b, c) y correspondiente parametrización del medio. Tomado de Rueger, 1996.

1.2 FRACTURAS

Es un término muy general para cualquier tipo de discontinuidad mecánica no sedimentaria que representa una superficie o zona de falla mecánica. Los

procesos químicos la solución y el esfuerzo por corrosión pueden tener un importante rol en el proceso de fracturamiento. (Figura 4).



Figura 4. Imagen de una roca fracturada. Note las direcciones vertical y horizontal del fracturamiento.

Las fracturas abiertas cambian la respuesta de la roca en el subsuelo como una función del azimut para el paso del rayo entre fuente y receptor. Estos efectos son vistos como cambios en la velocidad acimutal (o velocidad de intervalo NMO) y la amplitud (AVO acimutal). Dependiendo de la arquitectura del reservorio y la geometría de adquisición, ambas, la orientación de fracturas y la intensidad pueden ser analizadas por atributos sísmicos que deben tener en cuenta el efecto anisótropo causado por fracturamiento del sistema. La calibración cuantitativa de la anisotropía sísmica a partir de otras fuentes de información tales como núcleos y registros, permite disminuir el grado de incertidumbre en un proceso de ajuste similar al que se hacen con las velocidades sísmica y registradas en pozo (Pistre, 2005 y Patterson and Tang, 2005).

También es claro que las fracturas pueden incidir fuertemente en el reservorio y atenuar la imagen sísmica y este efecto sobre el frente de onda puede ser visto a partir del modelado sísmico.

Determinada que una roca posee una familia de fracturas horizontal o vertical, esta última de gran interés económico, podemos representar este fenómeno a través de los parámetros de anisotropía y en el caso del fracturamiento vertical, usamos isotropía transversalmente horizontal. Como veremos en el desarrollo

de este trabajo, para encontrar las orientaciones y magnitudes de esas fracturas presentes el modelado se enfoca en sea capa problema o con anisotropía y en la cual la calidad de información no ha sido lo suficiente para generar datos confiables a lo largo de toda la superficie.

1.3 MODELADO SISMICO

El modelado sísmico es esencialmente la simulación de la recolección de un campo de onda sísmico, amplitudes sísmicas o tiempo de viaje sísmico. (Yilmaz, 1992).

El dato de entrada en este tipo de modelado es una representación de la reflectividad de la tierra y un modelo de velocidades en profundidad, siendo así un proceso inverso a la migración sísmica, y al igual que la migración los algoritmos que usa están basados en la ecuación de onda. Entre otras cosas el modelado sísmico es usado para explicar procesos tales como la deconvolucion o la migración, para examinar algoritmos tales como la deconvolucion predictiva o de migración en tiempo post-apilado 3D o para entender fenómenos estructurales o estratigráficos que pueden ser de interés en la exploración.

Existen varios métodos o técnicas para el modelado sísmico aplicando la ecuación de onda, entre ellos están: modelado por el desarrollo de la integral de Kirchhoff (Hilterman, 1970), por diferencias finitas (Kelly et al., 1976) y en el dominio f-k (Sherwood et al., 1983). Además de esto, los algoritmos basados en la ecuación de onda escalar (acústica) que describen la propagación de la onda P, están disponibles para modelado estructural en los cuales las amplitudes no son tan importantes como los tiempos de viaje. Por el contrario, los algoritmos basados en la ecuación de onda elástica, que describen las ondas P y S, son más usados en el modelado estratigráfico detallado en el cual las amplitudes son más importantes que los tiempos de viaje. (Yilmaz, 1992).

1.3.1. Modelado sísmico acústico: a través de un ejemplo grafico (figura 5) es posible detallar el significado de modelado acústico del campo de onda. En

la figura se muestra una línea sísmica sobre una estructura compleja 2D (figura 5a). Los gathers por CMP (5c) y por fuente común (5b) de esta simulación muestran la alta complejidad en los arribos. Debido a que esta es una simulación acústica de doble viaje, los gathers modelados no solo contienen ondas primarias, también poseen múltiples y difracciones, esto pasara para sus secciones apiladas y sus gathers debido a las discontinuidades presentes en el modelo profundidad-velocidad.

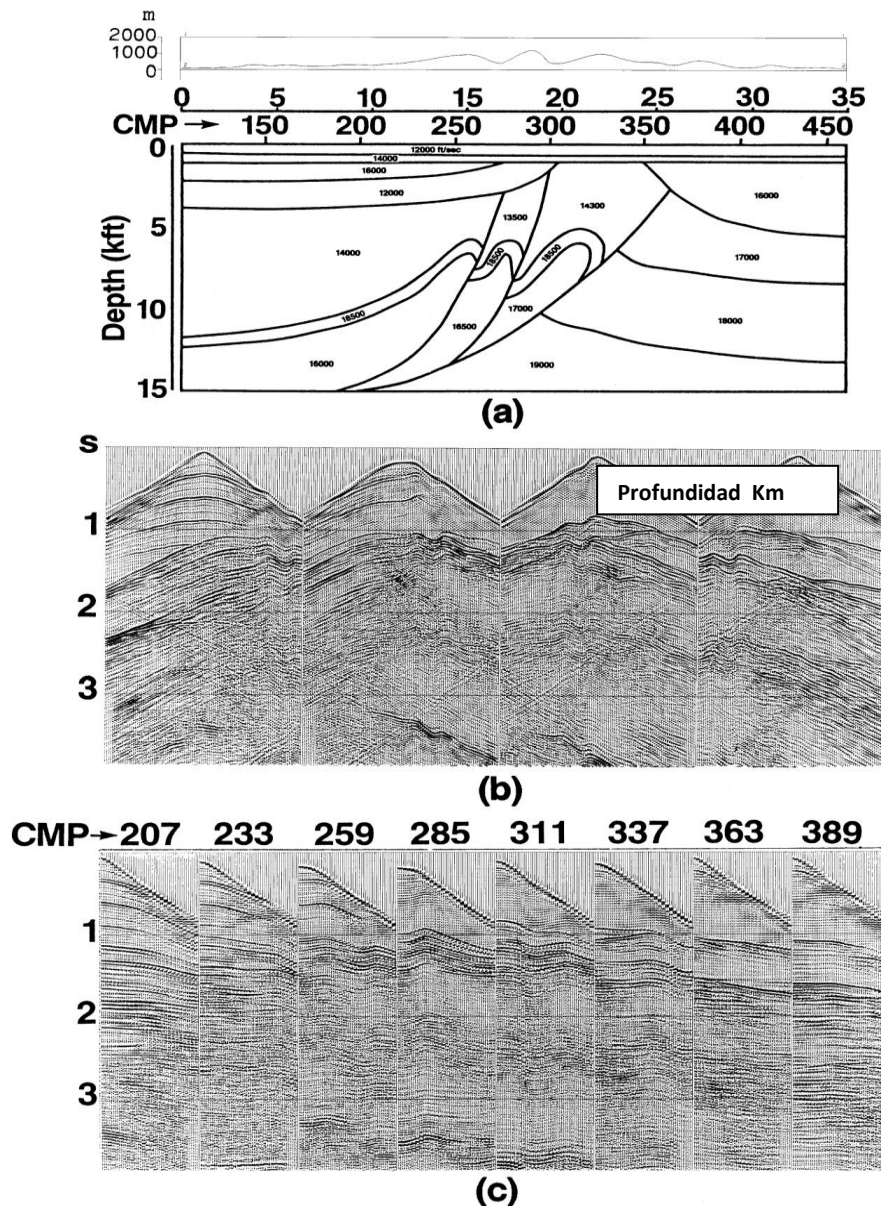


Figura 5. (a) Un modelo de velocidad en profundidad; (b) modelado sísmico acústico total de los gathers por fuente; (c) gathers CMP seleccionados.
 Tomado de Yilmaz, 1992

El método de trazado de rayos ha sido ampliamente usado y estudiado en sismología y exploración sísmica para estudiar la propagación de ondas sísmicas en medios con parámetros elásticos variantes. En aplicaciones tempranas, el enfoque fue principalmente el cálculo del paso del rayo y los tiempos de viaje, refiriéndose al trazado de rayos cinemático, pero a través de los años 70's y 80's algunas técnicas numéricas fueron desarrolladas por Cherveny y Hron (1980), las cuales produjeron los atributos de curvatura del frente de onda y de expansión geométrica. Asumiendo ciertas simplificaciones para el modelo de parámetros elásticos, se pueden usar tales parámetros en combinación con una solución de alta frecuencia de la ecuación de onda elastodinámica (Cerveny et al, 1977; Cerveny, 2001) y obtener estimaciones aproximadas de las amplitudes para onda P y S. Esta aproximación es conocida como la aproximación estándar para el método de rayos (Gjoystdal et al, 2007).

1.3.2 Modelado de Campo de Onda Elástico: el modelado elástico es básicamente usado para entender el efecto de la litología y los fluidos de poro sobre las amplitudes sísmicas. Sherwood et al. (1983) desarrollo un método $f - k$ para modelado de ondas elásticas en un medio de capas horizontales 2D. La figura 4 muestra 5 gathers por fuente derivados de un modelo en profundidad representado por una función de velocidad variante en la vertical que incluye una capa de agua con cinco diferentes espesores. Las profundidades del agua son 5, 10, 15, 20 y 50 m. Note que la energía de onda guiada, es especialmente prominente en los gathers correspondientes a las capas someras. Estos gathers contienen todas las primarias de las ondas P y S, así como todos los múltiples posibles y modos convertidos. (Figura 6).

Al examinar tales datos modelados se puede entender mejor la naturaleza del ruido coherente. Un análisis de amplitudes como una función del Offset puede proveer más datos para la determinación de la relación arena-shale por ejemplo, así como el contenido de fluidos. Este tipo de modelado es útil en el análisis Amplitud Versus Offset.

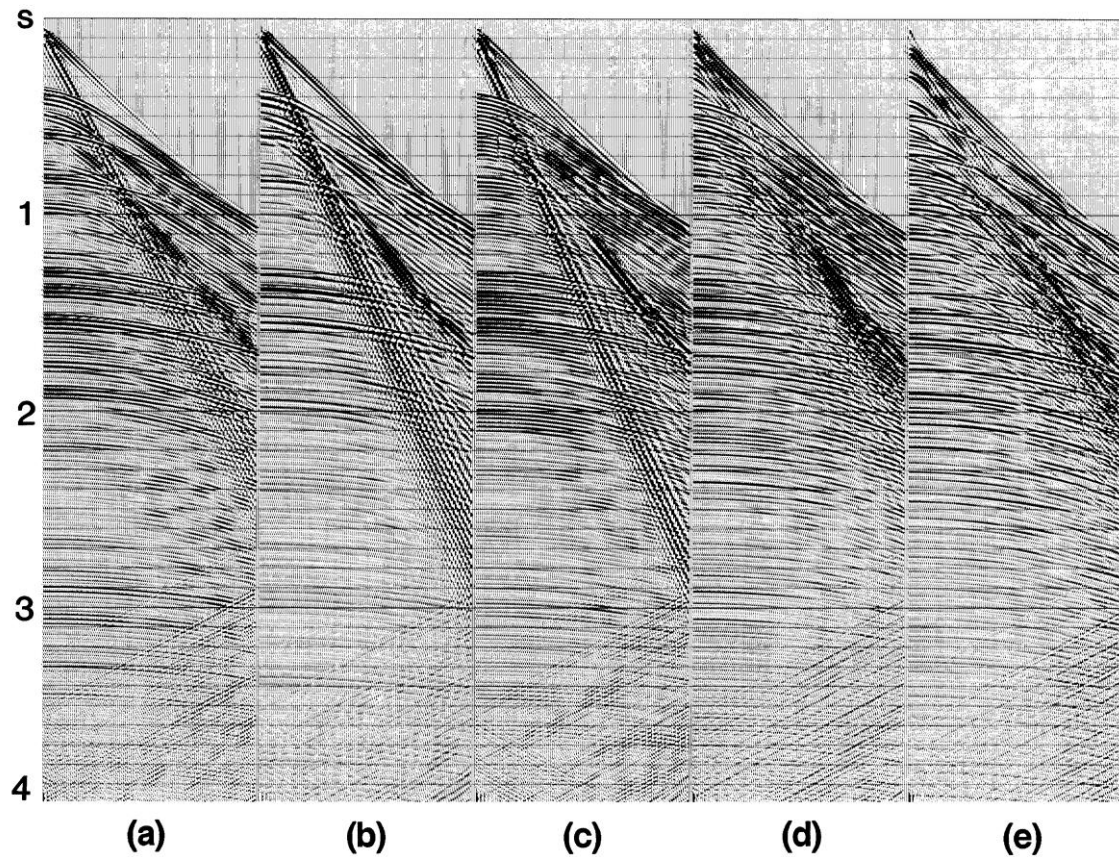


Figura 6. Modelado elástico de una capa de agua sobre un modelo en profundidad representado por un modelo de velocidad variable en la vertical. Es posible ver los múltiples y las ondas guiadas en las trazas reflejadas y refractadas. Tomado de Yilmaz, 1992

Es claro entonces que el modelado sísmico y los estudios de iluminación complementan los diseños de parámetros de adquisición sísmica, y además, tienen una amplia gama de aplicaciones hasta después de la adquisición sísmica ayudando a explicar la relación de amplitudes con el diseño y las zonas de bajo cubrimiento o de poca iluminación conocidas también como “zonas fantasma”. A través del modelado sísmico simulamos varios tipos de diseño y su respuesta a la anisotropía en capas profundas de un modelo estructuralmente consistente.

1.4 MODELADO ESTRUCTURAL

El modelado estructural representa la arquitectura del yacimiento. Es decir un modelo estructural define la geometría básica de las posibles trampas geológicas del yacimiento y el estilo tectónico y estructural del área a investigar. Además, en el modelado estructural también se representan las fallas principales que afectan el sistema y el conjunto de unidades geológicas más representativas del sistema petrolífero.

Existen distintas técnicas que generan modelos estructurales como el balanceo de secciones o la deformación por elementos finitos, en cualquiera de ellos se necesita conocer el ambiente tectónico regional del área de trabajo, para que los resultados sean consistentes con el total de la cuenca.

En nuestro caso las superficies u horizontes interpretados fueron generados por elementos finitos desde secciones sísmicas en tiempo y luego convertidos a profundidad usando la conversión de Dix para velocidades sísmicas.

El modelado por elementos finitos permite generar celdas y manejar mas efectivamente la edición de las propiedades de las superficies, estas superficies pueden contener datos de velocidad RMS o de intervalo, datos de amplitud sísmica y densidad, así como se pueden simular valores de anisotropía.

Un sección del modelado estructural que consume más tiempo es la edición de superficies, debido a que en la conversión o la extensión de las superficies es necesario mantener las reglas geológicas tales como la conservación de masa o de espesores en las unidades o mantener el tipo de trampa o estructura una vez realizada la conversión a profundidad.

Una vez realizada la conversión a profundidad del modelo y la edición de sus superficies se deben exportar estas últimas a él modelador sísmico.

1.5 ADQUISICION SISMICA 3D EN TIERRA

La adquisición sísmica es la aplicación del método geofísico, el cual trata básicamente de medir una magnitud física desde la superficie de la tierra, en este caso esa magnitud física es la de propagación de una onda generada desde superficie por una fuente (ya sea un vibrador o explosivo) y que se propaga de forma acústica por el subsuelo y rebota (reflejan) cada vez que encuentran un cambio de impedancia o un nuevo horizonte. Los resultados obtenidos están en términos de tiempo y velocidad de propagación los cuales son procesados para obtener imágenes en tiempo de la estructura interna de la tierra (Figura 7). La calidad y profundidad depende de los parámetros con los que se registra la onda sísmica.

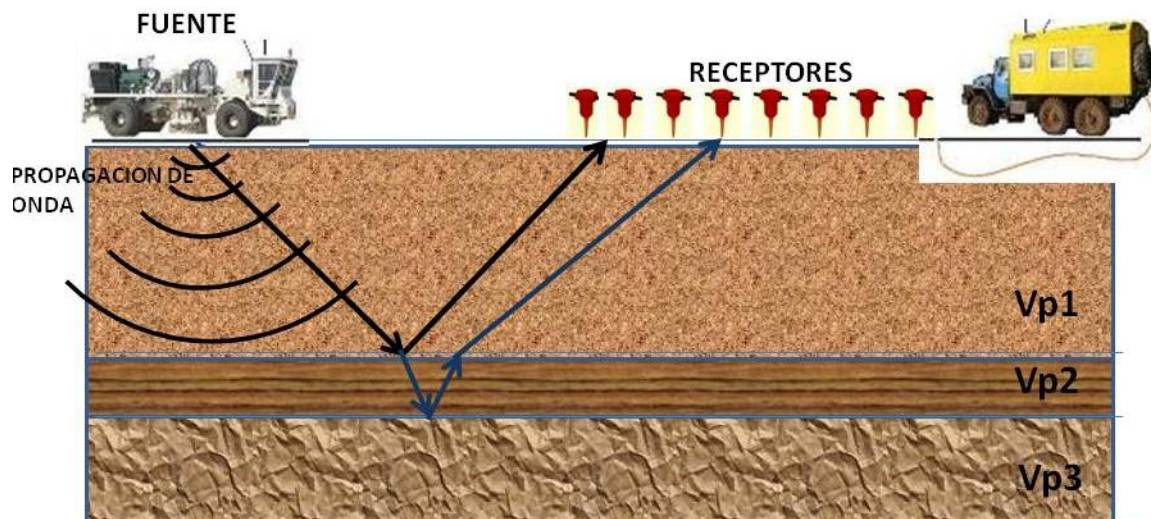


Figura 7. Diagrama Esquemático del proceso de adquisición sísmica. Una fuente genera una onda sísmica que viaja a través del subsuelo y que puede ser representada por un rayo incidente que al chocar contra un medio diferente se refleja a superficie donde es capturado por los receptores.

En el campo del diseño de programas para adquisición de las ondas sísmicas es posible encontrar diferentes tipo de geometría y arreglos entre fuentes y receptores (figura 8), que han sido desarrollados durante el transcurso de los años con el fin de optimizar el registro de atributos y propiedades físicas del subsuelo, entre ellos se puede encontrar en la literatura geometrías de tipo ortogonal, diagonal, radial, aleatoria, escalonado, etc.

Aunque básicamente, el principio y los objetivos con los que se diseña la geometría a adquirir en campo son los mismos:

Densidad de Muestreo, Cobertura o Cubrimiento, y Tipo de Fuente. La conjugación de estos parámetros determinara en gran parte el éxito de la adquisición y son definidos a continuación:

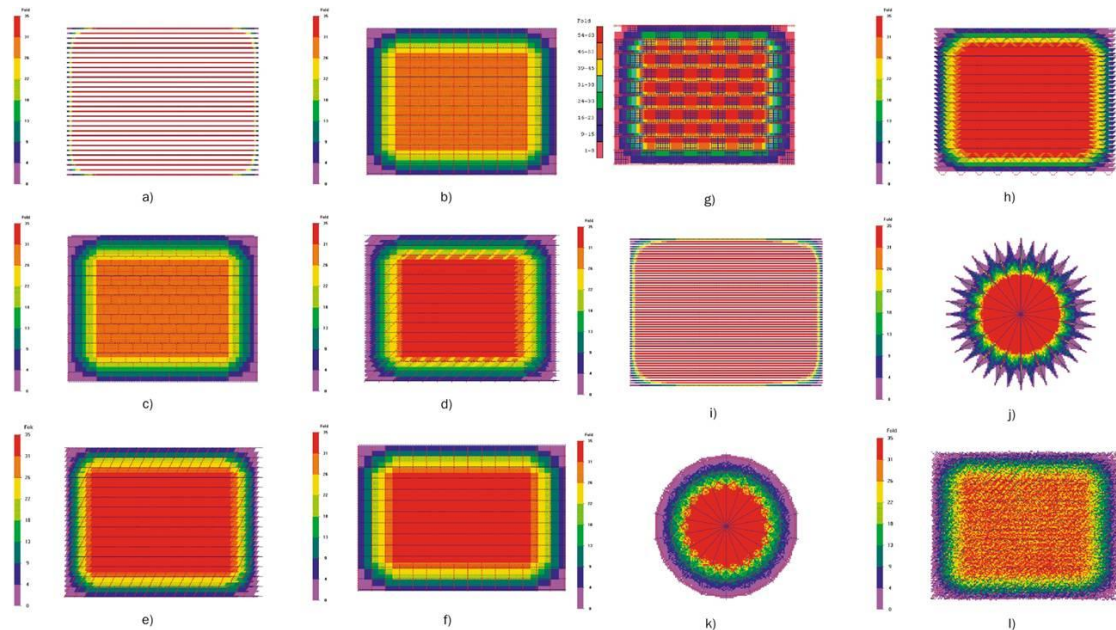


Figura 8. Mapa comparativo de los tipos de diseño con su respuesta de cubrimiento en “full-cubrimiento”. (a) es un diseño tipo Swath, (b) diseño Ortogonal, (c) tipo Ladrillo, (d) diagonal de 45°, (e) diagonal de 26°, (f) flexi-bin, (g) Patch botón, (h) Zig – zag, (i) Megabin, (j) Estrella, (k) Radial y (l) Aleatorio. Tomado de Cordsen, 2000.

Entre los parámetros que se calculan en un diseño sísmico se encuentran el **Box** o celda unidad que representa la distancia entre dos fuentes y dos receptores y representa el área mas pequeña que contiene todas las estadísticas del survey; el **Bin** es una pequeña caja rectangular que tiene las dimensiones $(S/2) \cdot (R/2)$ y todos los rayos o trazas que caen dentro del comparten el mismo punto medio común, es decir, las trazas dentro de cada Bin serán apiladas luego por CMP; dirección **Crossline**, es la dirección perpendicular a la línea de los receptores del levantamiento; **Cubrimiento** o cobertura, es el número de puntos medios que caen en un Bin; **Punto medio** es aquel punto localizado exactamente entre la distancia de un par fuente

receptor; **Apertura de migración**, es el ancho que necesita el diseño para que los rayos o las ondas migren la información hasta su correcta posición; **patch**, corresponde a la cantidad de receptores activos para una fuente disparada en un diseño 3D; **relación señal – ruido**, es la relación de la energía constructiva comparada con la cantidad de energía proveniente del ruido, es denotada como S/N; **Plantilla** es el numero de receptores activos en una secuencia de patch; **Xmax**, es el offset máximos adquirido por la plantilla. (Figura 9).

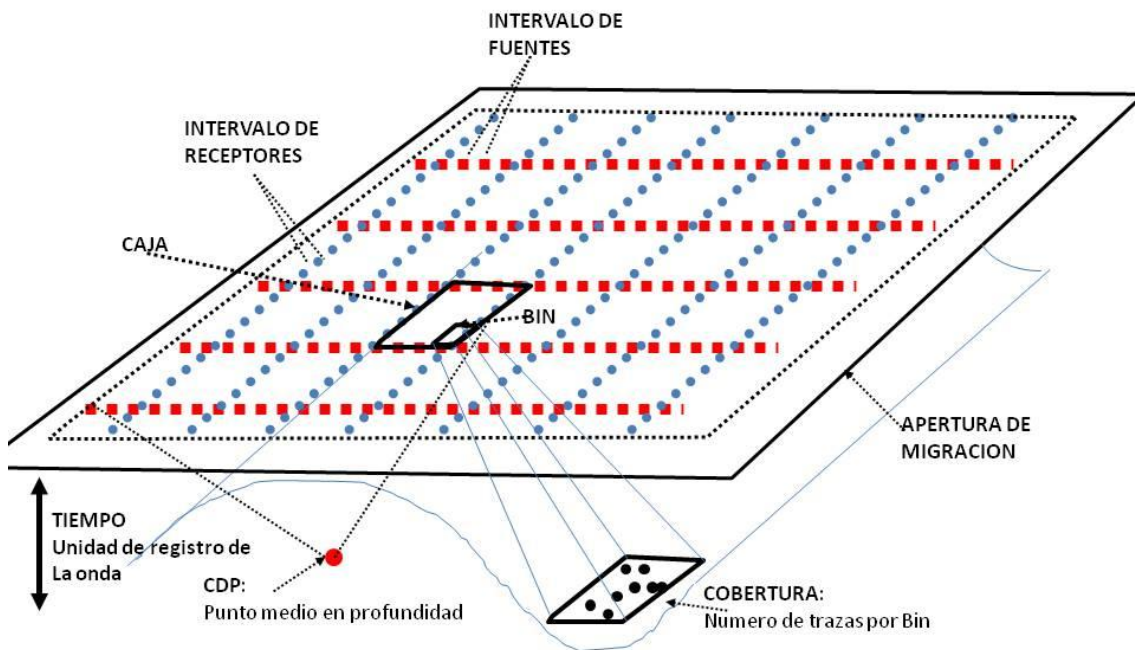


Figura 9. Diagrama esquemático mostrando los diferentes parámetros que conforman el diseño sísmico 3D en tierra. Modificado de Alvarez, 2009

1.5.1 Consideraciones del objetivo geológico:

Profundidad de los objetivos. El más somero determina el X_{min} y el más profundo el offset máximo, en general. Determina hasta cierto punto las características de la fuente de energía y la geometría del programa.

Espesor de los objetivos. El objetivo más delgado determina la frecuencia máxima (o más precisamente el ancho de banda mínimo) que se requiere. Este

valor puede ser imposible o impráctico y con frecuencia se recurre a algún tipo de compromiso, por ejemplo no tener reflexiones independientes para el tope y la base del intervalo de interés.

Buzamiento de los objetivos. El máximo buzamiento (en combinación con la velocidad y la frecuencia) determina el tamaño máximo del bin en las direcciones inline y x-line. En combinación con la velocidad determina las aperturas de migración.

Velocidades sísmicas RMS a los objetivos. La mínima velocidad de interés, en combinación con la máxima frecuencia necesaria y el máximo buzamiento esperado determinan el tamaño del Bin. En combinación con los buzamientos determina las aperturas de migración.

Objeto del programa: Determina la geometría de adquisición. Por ejemplo, para detección de fracturas es conveniente una geometría de azimuths variados ("wideazimuth") mientras que para interpretación estructural, especialmente en áreas complejas con trenes de buzamientos definidos, es preferible una geometría de azimuths limitados ("narrow azimuths").

1.5.2. Consideraciones geofísicas:

Presencia de ruidos en el área: Tiene influencia en el tipo de fuente de energía, el tipo y arreglo de los receptores y el cubrimiento (cubrimiento) del programa.

Presencia de múltiples: Condiciona, hasta cierto punto, la longitud del tendido porque se requieren offsets largos para discriminar mejor entre primarios y múltiples.

Precisión del cálculo de las velocidades: La precisión requerida en el análisis de velocidades de apilado afecta la escogencia de la longitud del

tendido. Cuanto mayor sea la precisión requerida, mayor será la longitud del tendido.

Presencia de estáticas: Afecta la distribución de offsets y azimuths y el roll-up del tendido. En principio, es conveniente un muestreo fino tanto de offsets como de azimuths y un traslape grande entre líneas de receptores de swaths adyacentes, es decir, un “roll-up” pequeño.

Problemas de imagen: Condicionan factores como distribución de offsets y azimuths, muestreo espacial y orientación del programa.

Además de estas consideraciones está el problema entre escoger un tipo de diseño ancho o angosto, es decir si las líneas de receptores serán suficientes en dirección de las líneas fuente para mantener el offset máximo en ambas direcciones o angosto si solo se va tener una plantilla con pocas líneas de receptores activos.

Las ventajas del diseño ancho con respecto al agudo según Alvarez (2009) son: análisis de anisotropía, análisis de velocidad variable, estabilidad estructural, imagen, análisis de AVO por inversión, atenuación de múltiples y análisis de estáticas, pero son mucho más costosos que los diseños angostos o agudos, además que ambientalmente son mas dispendiosos y muchas veces imposibles de adquirir en tierra. Con el desarrollo de la tecnología, la adquisición sísmica de amplio acimut ha tomado fuerza y con esta se han desarrollado a su vez, técnicas para el análisis de Fracturas, AVO, *imaging* y anisotropía.

Partiendo de la necesidad de una celda estable y regular para los posteriores análisis acimutales se trato de generar un diseño que además de completar el cubrimiento en las zonas de baja iluminación tratara de mantener esa regularidad. Además como el enfoque es potencializar los posibles recursos del área, el estudio se centra en mejorar la calidad del dato de entrada para los análisis de fracturas en la zona de interés, esto claro puede mejorar la calidad de la imagen en zonas superiores de la sísmica pero el objetivo fundamental es mejorar el dato de entrada para análisis acimutal de las calizas fracturadas presentes en el área.

2. METODO Y ANALISIS

A través del modelado sísmico queremos mostrar el efecto causado por los distintos tipos de anisotropía y la importancia de asumirlo en la estimación de parámetros de diseño de adquisición sísmica, que se hace aun mas importante en áreas con interés en reservorios fracturados o simplemente donde las altas variaciones de velocidad dificulten la calidad de la imagen sísmica.

Para esto disponemos de datos sintéticos y reales. Los datos sintéticos son una modificación del modelo de Hudson (1981) sobre el cual variamos los parámetros ϵ y δ , para simular diferentes tipos de anisotropía. Luego usamos los datos de una cuenca compresiva polihistorica donde se conoce un prospecto cretácico de rocas naturalmente fracturadas y sobre el cual se tiene un interés económico pero aun no se ha podido caracterizar precisamente por la falta de información sobre las familias de fracturas presentes.

Sobre los datos reales se aplico modelado sísmico acústico por trazado de rayos y por diferencias finitas para ver la variación de la respuesta sísmica en función de las fracturas. Sobre el modelo estructural en profundidad del prospecto se aplicaron luego varios diseños de adquisición sísmica que se desprenden del análisis de la información obtenida por el modelado sísmico, teniendo en cuenta las frecuencias a recuperar y los costos de operación.

Entre los distintos tipos de diseño sísmico existentes en la literatura se muestra que un diseño sísmico generado a partir de **Bins y cajas** cuadradas muestra una mejor relación offset/azimut (Vermeer, 2001) y a su vez, un procesamiento anisótropo con mejor calidad, el cual puede establecerse en un diseño Ortogonal o también de campo de onda completo, este ultimo mucho más costoso, (Cooper, 2005).

3. RESPUESTA EN LA SISMICA DE LA ANISOTROPIA. MODELO DE CAPAS PLANAS.

Los dos tipos más comunes de Anisotropía, la VTI y la HTI, pueden fácilmente representar dos tipos de fracturas naturales: horizontales y verticales respectivamente, existe un tercer tipo de Anisotropía que se genera cuando el eje de simetría deja de ser vertical (Bakulin et al, 2009), representada por la geometría transversal TTI (Tilted Transversely Isotropic en ingles). La respuesta sísmica que cada variación de un medio transversalmente isótropo puede imprimir en la respuesta de la sísmica puede incidir en la imagen y además, a extrayendo los atributos sísmicos en las ondas sísmicas anisótropas se pueden obtener datos y propiedades del reservorio que no se pueden obtener con el procesamiento de datos isótropo (Jie 2003).

Recientemente han sido publicados diferentes tecnologías para descubrir y analizar fracturas *in situ* en profundidad (Jie, 2003; Mavko, 1998; Rutherford, 1989; y Sayers, 2005), entre ellas se encuentran los estudios de anisotropía polar y anisotropía acimutal, esta última puede ser calculada a partir de datos de onda convertida o datos de onda P.

Para mostrar el impacto que tiene la anisotropía en la calidad de la sísmica y la variación en los parámetros de diseño de adquisición de datos sísmicos se utilizo un modelo de capas planas con anisotropía inducida (Figura 10), con variaciones al modelo de Hudson, el cual tiene una amplia aceptación en el análisis de fracturas (Hudson, 1981 y 1990; Zhen, 1990 y Jie, 2003). Asumiendo una matriz de permeabilidad cero, el contenido de altas frecuencias será entonces simulado en la respuesta sísmica (Hudson, 1981); aunque Thomsen (1995) presento otro modelo para análisis de fracturas con matriz de permeabilidad finita, solo podía simular la respuesta sísmica de bajas frecuencias.

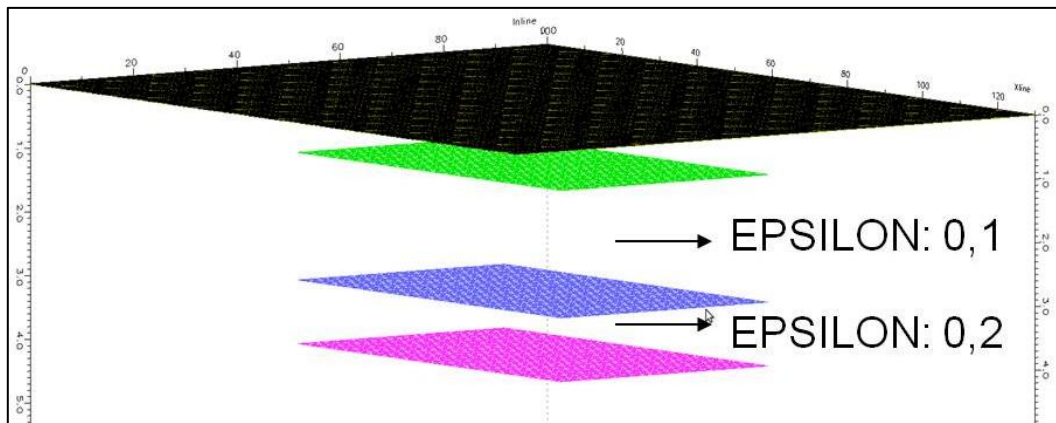
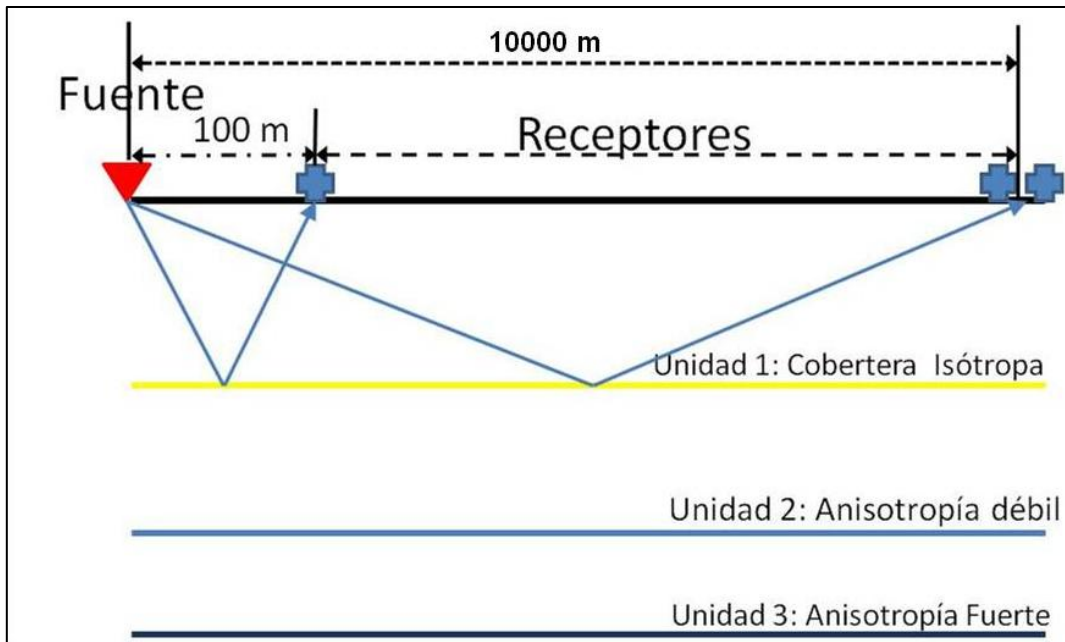


Figura 10. Modelo de capas planas con anisotropía. Las capas 2 y 3 son anisótropas.

El modelo plano consiste de 4 horizontes, el superior representa la topografía y contiene la plantilla de adquisición, la cual se disparo con los siguientes parámetros:

Tabla 1. Parámetros de adquisición para el modelo de capas planas. Este diseño es un grid denso que cubre toda el área de cada capa.

PARAMETROS DE ADQUISICION EN EL MODELADO PLANO			
FUENTES	UNIDAD	PLANTILLA	UNIDAD
Dist. Entre Fuentes	100 m	Numero de Lineas Activas	100
Dist. lineas de Fuente	1000 m	Num de Canales por Linea	100
Numero de Fuentes	490	Total numero de Canales	10000
Numero Lineas Fuente	7	Offset Maximo	5000 m
Densidad de Fuentes	100	Bin Inline	50m
		Bin Xline	50m
		Fold Inline	50
		Fold Xline	50
		Fold Nominal	2500
		Intervalo de muestreo	2 ms
		Longitud de registro	7 s
RECEPTORES			
Dist. Entre Receptores	100 m		
Dist. Lineas de Rec.	100 m		
Numero de Receptores	10000		
Numero de Lineas Rec.	100		
Densidad de Receptores	100		

Los siguientes tres horizontes del modelo plano están en profundidad, a 2, 3.5 y 5 km de profundidad respectivamente.

La primera capa representa la cobertera sedimentaria y para los análisis se diseño sin valores de anisotropía, es decir, ϵ y δ son iguales a cero. La segunda capa, representa una unidad de anisotropía débil con ϵ y δ iguales a 0,1 y finalmente, la capa más profunda es una unidad que representa una anisotropía fuerte con valores de ϵ y δ de 0,2; siendo este un modelo idealizado de anisotropía elíptica (Thomsen, 1985).

Cuando esos dos parámetros son iguales se habla de anisotropía elíptica (frente de onda elíptico), pero en medios VTI y HTI, donde tenemos planos de isotropía transversales, a medida que avanzamos en una dirección, como por ejemplo estratos de capas finas avanzando con la profundidad, Delta es el parámetro que cuantifica el grado de anisotropía cuando se tienen ondas con incidencia cercanas a la vertical, en cambio el otro parámetro (epsilon) da el grado de anisotropía si las ondas estuvieran incidiendo cerca a la horizontal (ángulos de incidencia grandes). En rocas de este tipo (VTI o HTI) no se puede llegar a obtener un frente de onda elíptico, pero se puede usar esa APROXIMACIÓN para describir un rango del frente de onda, principalmente

para ondas SH (ondas S con polarización en la horizontal) y obtener buenas velocidades de apilamiento.

Además, la matriz de permeabilidad es infinita, la densidad de las unidades es 2.5 kg/km para la unidad 1 con una velocidad de 3000 m/s; la segunda unidad tiene una densidad de 3.0 kg/km y velocidad de 3500 m/s, y finalmente la unidad más profunda tiene densidad de 3.5 kg/km y velocidad de 4000 m/s.

A través del modelo de capas planas y haciendo uso del survey denso 3D se generaron varios tipos de pruebas, variando el eje de simetría transversalmente isométrico y el tipo de disparo, es decir, para cada tipo de caso anisótropo se dispararon dos adquisiciones sintéticas, una tipo full-cubrimiento, o con todos los receptores y fuentes activas, y otra disparando solo un swath de fuentes y receptores.

El primer análisis de iluminación se hizo con unidades isótropas, desde la unidad 1 hasta la unidad 3, disparando todo el diseño y dejando activos todos los receptores (Figura 11), a partir de este modelado se generaron mapas de iluminación para analizar y calcular el Cubrimiento, el azimut y el tiempo de viaje (Figura 11).

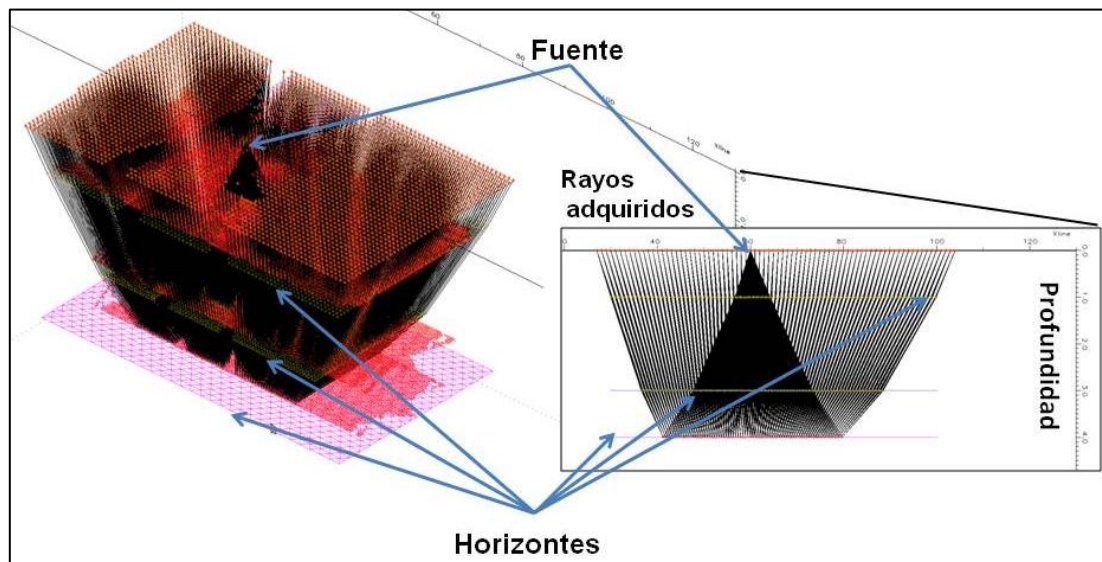


Figura 11. Trazado de rayos sobre modelo de capas planas. (b) vista del paso de los rayos.

Una vez adquirido el modelado sísmico de capas isótropas se disparó la misma plantilla pero se incluyeron valores de anisotropía en las unidades más profundas, los valores de Anisotropía para ϵ y δ fueron de 0.1 en la capa

intermedia y de 0.2 en la capa más profunda, además el eje principal de simetría fue variado usando la misma simulación para comparar las respuestas sísmicas.

El resultado final muestra una fuerte variación en los atributos sísmicos modelados al incluir el efecto anisótropo durante el modelado sísmico.

3.1 ANÁLISIS DE CUBRIMIENTO EN CAPAS PLANAS ISÓTROPAS Y ANISÓTROPAS.

A continuación se muestra el efecto de los diferentes planos de anisotropía débil en el parámetro Cubrimiento al disparar una línea de fuentes en el centro de la plantilla, el cual coincide con el centro de las capas modeladas. (Figura 12).

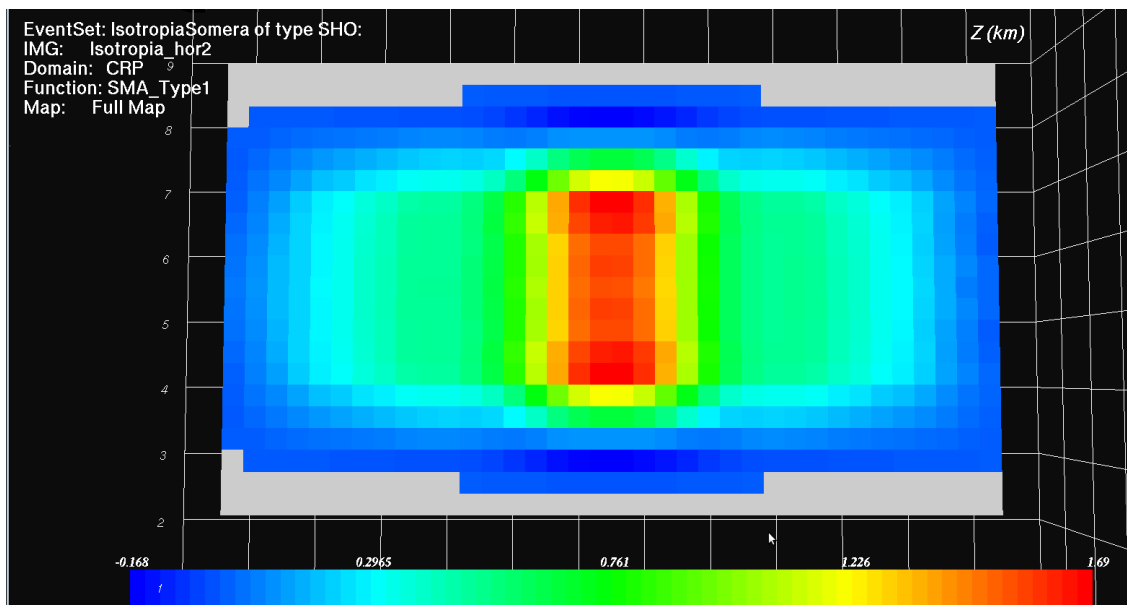


Figura 12. Mapas de iluminación con atributo Cobertura en medio Isótropo

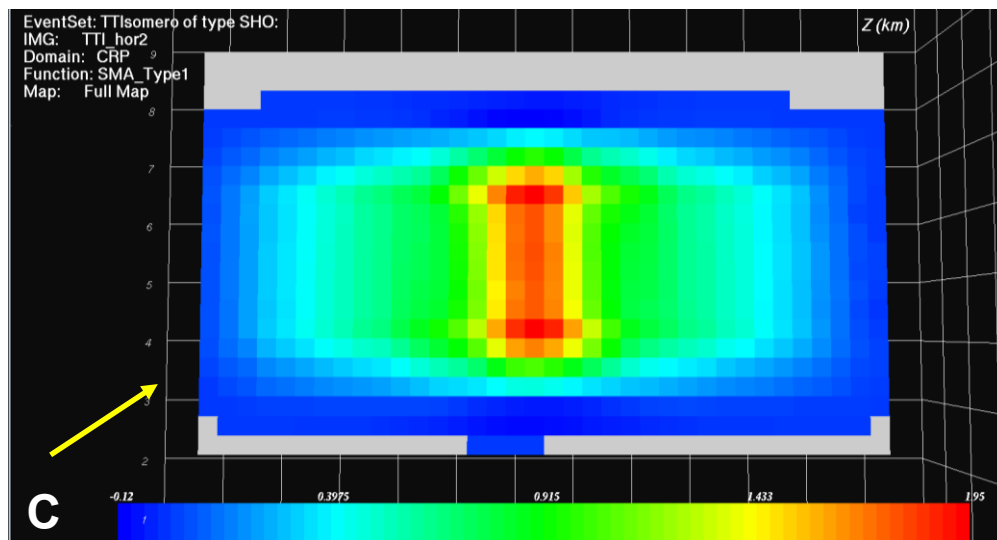
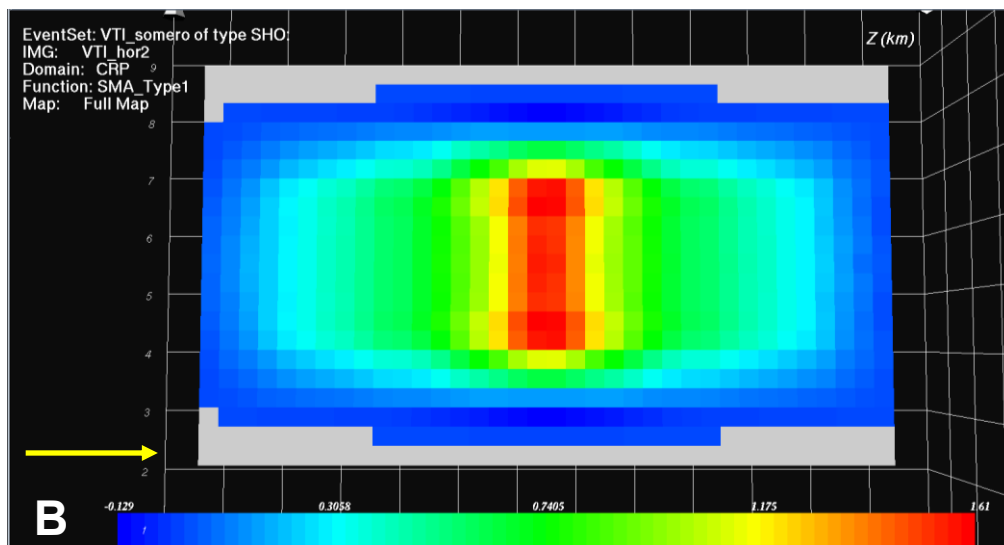
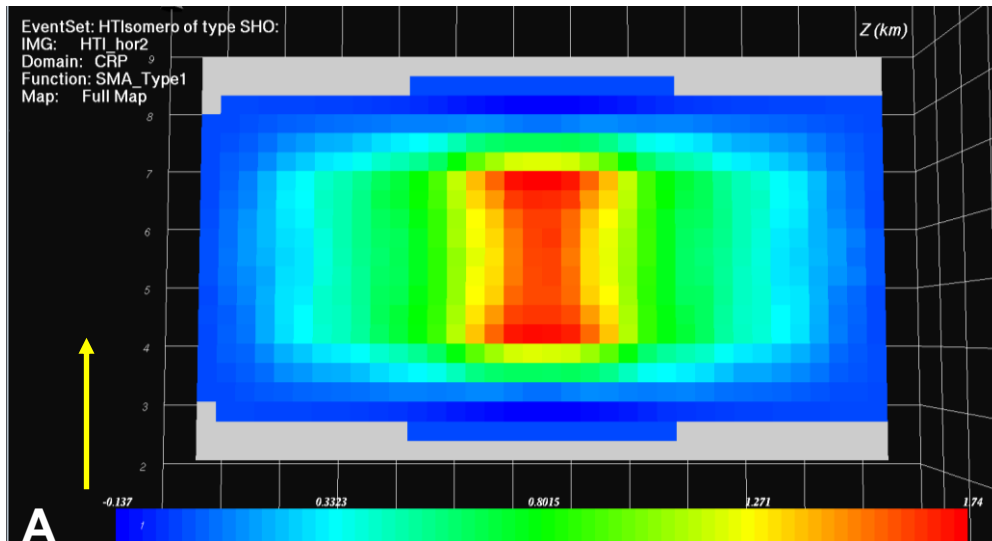


Figura 13. Mapas de iluminación con atributo Cobertura en medio anisótropo débil. (a) Medio HTI con $\epsilon=0.1$, (b) Medio VTI con $\epsilon=0.1$, (c) medio TTI con $\epsilon=0.1$. La flecha amarilla indica el eje de simetría

La figura 13 muestra el efecto de cada eje de simetría isotrópico, el cual favorece el valor de cubrimiento (figura 13 A) debido a que la onda viaja más rápido en este sentido.

La solución para generar cubrimientos más constantes sobre las superficies es generar distintas ubicaciones más densas de fuentes y receptores en la plantilla sísmica para eliminar las zonas fantasmas dejadas por los ejes de anisotropía presentes en las capas modeladas.

Recordemos que el cubrimiento puede ser comparado con el nivel de píxeles de la imagen y esos términos una mayor densidad de cubrimiento puede mejorar la calidad de la imagen sísmica, siempre y cuando la distribución de offset sea también constante, a partir de este mapa de iluminación mostramos que una plantilla sísmica a partir del diseño y cálculo de parámetros isotrópicos no sería óptimo en áreas con fuerte anisotropía VTI y HTI, lo cual incide en el análisis de fracturas y el procesamiento de datos anisótropos, disminuyendo la información de la sísmica y la calidad y efectividad de determinado diseño sísmico.

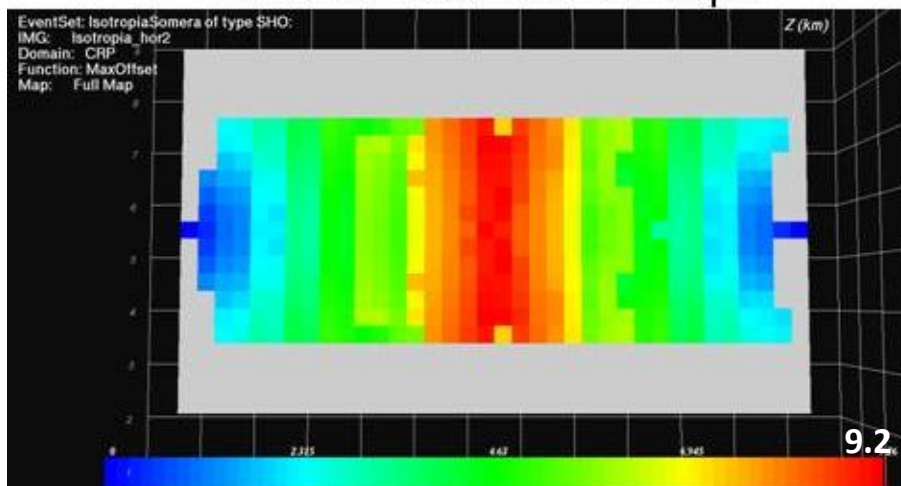
Otra forma de mejorar la distribución del cubrimiento de trazas es generar una adquisición sísmica inversa sintéticamente, es decir, ubicar las fuentes en las áreas de menor iluminación sobre las capas en profundidad y predecir la ubicación de los receptores en superficie, los cuales atraparan las ondas propagadas desde la profundidad.

En este método es posible determinar la mejor posición de los geófonos para que la distribución del cubrimiento de trazas sea más uniforme y de mejor calidad que las mostradas en la figura anterior. Una vez calculadas las posiciones de los geófonos a partir de las pruebas inversas, se genera una plantilla sísmica con las nuevas coordenadas y se repite el proceso de modelado sísmico para determinar si las nuevas posiciones son efectivamente correctas.

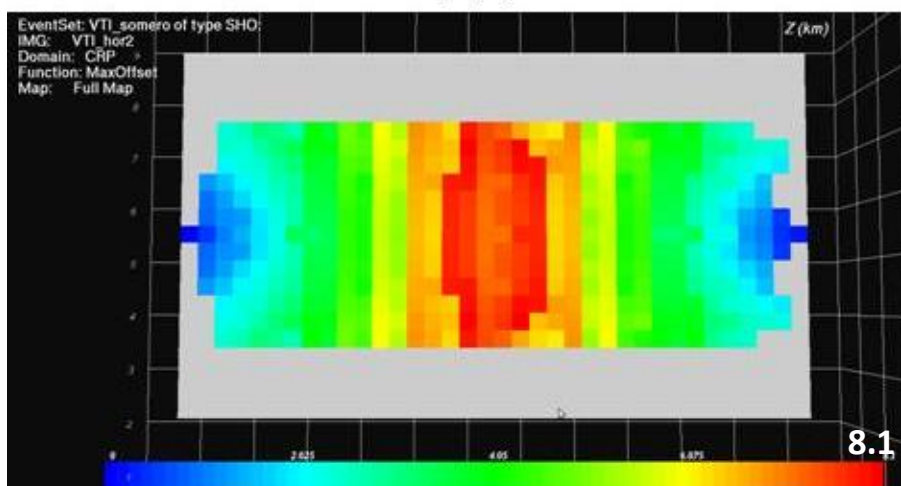
3.2 ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN DE OFFSET EN CAPAS PLANAS ISÓTROPAS Y ANISÓTROPAS.

Ya se mostro como los diferentes tipos de anisotropía afectan el cubrimiento de las trazas en los Bines, ahora usando el mismo modelo se muestra el efecto de la anisotropía en el parámetro Offset lejano, el cual como se ha dicho en el capitulo anterior, se puede generalizar como la distancia máxima entre fuente y receptor y puede ser la distancia entre la fuente y el objetivo. Iniciamos con el análisis en un medio anisótropo débil usando la misma plantilla sísmica del estudio para cubrimiento. (Figura 14).

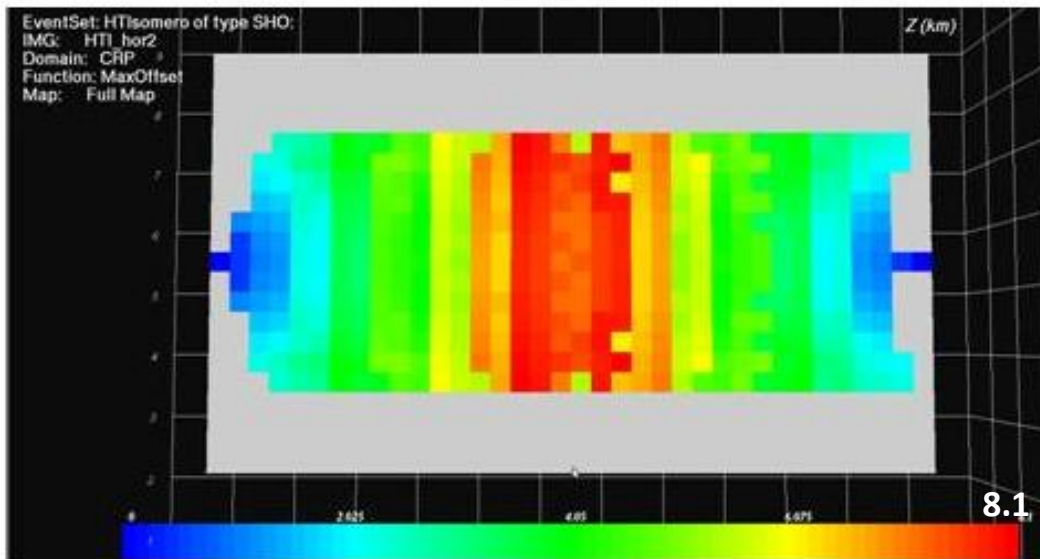
Offset Máximo isótropo



VTI



HTI



TTI

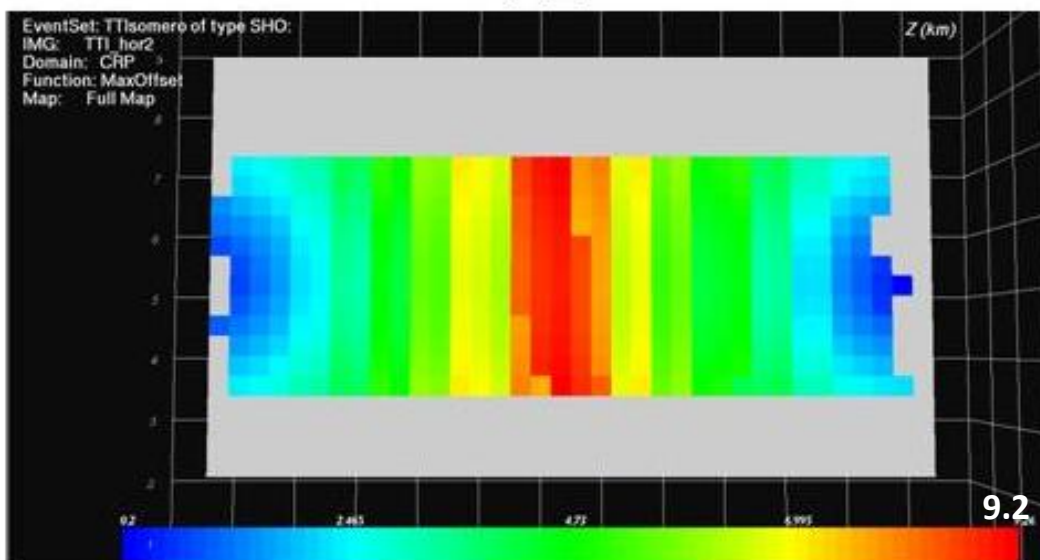


Figura 14. Mapas de iluminación con atributo Offset Máximo en medio anisótropo Débil. (a) Medio Isótropo, (b) Medio HTI con $\epsilon=0.1$, (c) medio VTI con $\epsilon=0.1$, y (d) medio TTI con $\epsilon=0.1$.

Para medios con anisotropía débil la respuesta en la distribución del offset máximo y su magnitud varia. Para el caso isótropo, el máximo valor de offset adquirible sobre la unidad con el actual patch es de 9, 24 km, otras palabras, una capa isótropa a 4 km de profundidad al ser iluminada por la plantilla de la Tabla 1, recibirá información de trazas hasta de 9, 24 km y este seria además el Offset mute.

Para los casos de anisotropía VTI y HTI el offset máximo adquirido es de 8.1 km, menor que en el caso isótropo, debido a que los ejes preferenciales de simetría son paralelos a la líneas fuente. Esto indica que el offset mute necesario en el procesamiento de datos anisótropos será menor que usando parámetros de adquisición sísmica isótropa.

Además, la distribución de offset no se hace tan uniforme para los Casos VTI y HTI dificultando el proceso de análisis de fracturas por ángulo de barrido (Cooper, 2009).

La iluminación de anisotropía TTI da el mismo offset máximo que en el modelado isótropo y además genera horizontalmente distribuciones de offset bastante constantes para el análisis AVO o para el procesamiento y análisis de fracturas presentes en el área. También se puede notar que en el borde de la capa TTI es posible recolectar información de offset menores al máximo a diferencia de los otros modelos los cuales tienen valores cero en sus extremos.

Ahora en el caso de Anisotropía fuerte la variación de distribuciones de offset máximos en respuesta a un diseño denso de fuentes y geófonos varia un poco en la zona de mayor cubrimiento. (Figura 15).

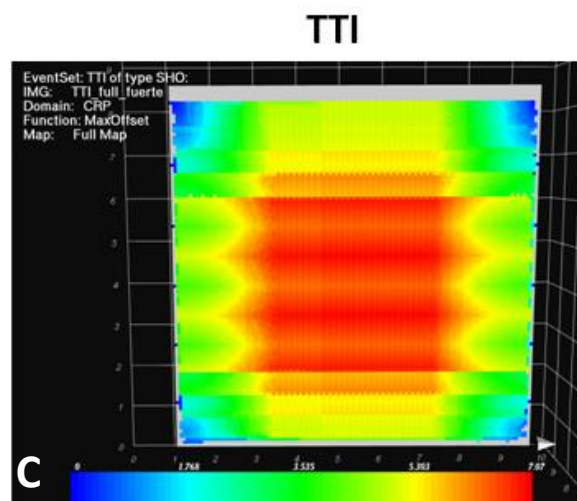
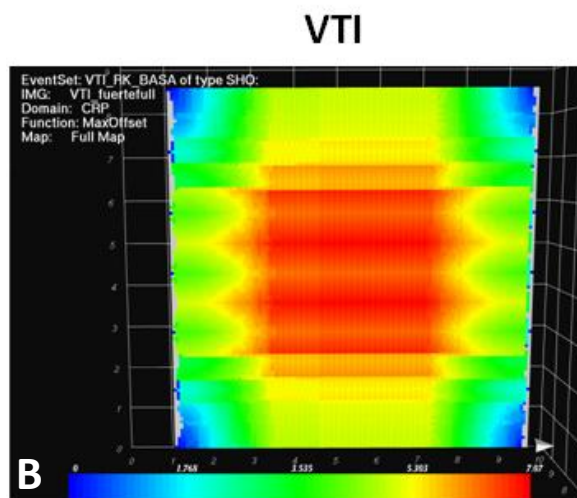
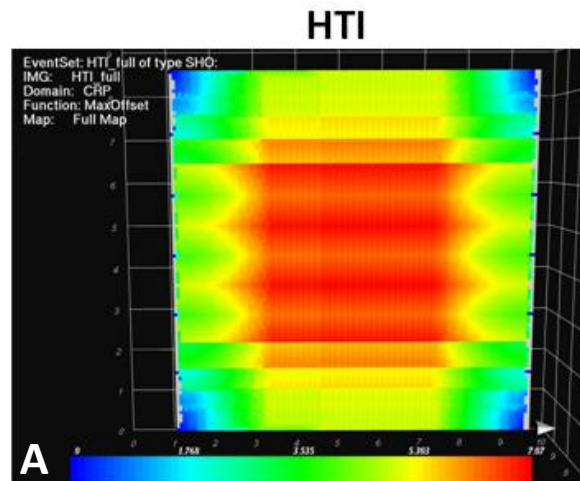


Figura 15. Mapas de iluminación con atributo Offset Máximo en medio anisótropo Fuerte. (A) Medio HTI, $X_{max}= 7.5$; (B) medio VTI, $X_{max}= 8.1$; y (C) medio TTI, $X_{max}= 9.24$. $\epsilon=0.2$ para las unidades anisótropas.

Es claro que en presencia de Anisotropía desarrollar unos parámetros para adquisición sísmica deben variar del análisis convencional de Bin y distribución de offset por generación de Bines. Debido al efecto anisótropo, los rayos viajan mas en una dirección que en otra según el tipo de anisotropía, a diferencia de la distribución de offset máximo que presenta el diseño para el caso isótropo donde la relación de offset y cubrimiento es bastante constante alrededor de la capa más profunda.

Otra notoriedad en este análisis a parte de la distribución de offset máximo en las diferentes capas modeladas, es la longitud del offset máximo. Mientras en la unidad isótropa el valor de X_{max} es igual a la profundidad del objetivo (se generaliza este offset máximo en general para diseños 3D terrestres) en los modelos anisótropos la longitud del Offset máximo registrado es necesariamente mayor, y dobla la longitud de la profundidad del objetivo para el caso TTI, esto se debe a que el rayo en este caso debe cortar un eje de simetría en un ángulo desde la vertical enviando el rayo reflejado a distancias mayores que las que necesita en el recorrido de la onda convencional.

Estos mapas de iluminación muestran que no siempre de debe aplicar la regla de mano de $X_{max} = \text{profundidad del objetivo}$, aun en capas planas pues en zonas con fuerte anisotropía el offset mute deberá ser mayor.

En términos de diseño el cálculo del offset máximo para áreas con fuerte anisotropía comprobada debería ser determinado por la ecuación:

$$X_{max} = \sqrt{\frac{(4 \times SL \times RL)Fold_{3D}}{\pi}}$$

Este es un valor más preciso del offset máximo y ajusta el offset a los parámetros de diseño escogidos para el área a analizar. (Cooper, 2004).

4. PLAY FRACTURADO DEL CRETACICO SUPERIOR. CUENCA DEL VALLE MEDIO DEL MAGADALENA (VMM), COLOMBIA

Hemos mostrado el efecto de los diferentes tipos de anisotropía en un medio teórico y a partir de estos resultados hacemos un análisis de los parámetros sísmicos para seleccionar un diseño sísmico que este enfocado a la iluminación y detección de fracturas en una cuenca compresiva.

Como sabemos, la anisotropía sísmica es la manifestación ordenada a gran escala de heterogeneidades a pequeña escala, (Jie 2003), estas heterogeneidades pueden ser representadas por algunos atributos sísmicos como el tiempo de viaje, la velocidad, la amplitud y el gradiente AVO.

Entre los parámetros de los diseños a comparar para generar los atributos sísmicos necesarios en la implementación de los algoritmos del EAP, se encuentran el Bin, la distribución de Offset y el Azimuth, los cuales inciden directamente en la imagen y en los atributos sísmicos a modelar, además, estos parámetros deberían ser lo más homogéneos posibles para hacer este análisis. (Comunicación directa con Norman Cooper).

4.1 GEOLOGÍA DEL VMM, COLOMBIA.

De entre los numerosos prospectos existentes en Colombia elegimos un área en el VMM debido al problema de extracción de hidrocarburos que actualmente presenta. Aunque los estudios previos mostraron que la unidad era favorable a la prospección, más un pozo exploratorio que mostro presencia de aceites, un siguiente pozo direccional fue abandonado por no encontrar reservas económicas satisfactorias en el área.

El play consiste de rocas calcáreas de baja porosidad del cretácico superior principalmente dolomitas que son inmediatamente suprayacidos por una delgada capa de shales negros y una capa de areniscas suprayacidas discordantemente por rocas del Paleógeno.

4.1.1 Modelo geológico del play fracturado en el VMM, Colombia.

Basados en la evolución tectónica y desarrollo estratigráfico de la cuenca que plantea Cooper, 1995, Los Sedimentos del Cretácico inferior y del Triásico descansan sobre el basamento metamórfico del Paleozoico. Esta depositación además está dentro de un sistema synrift del proceso de rifting que estuvo activo durante el Cretácico inferior (Cooper, 1995). Para el Cretácico inferior, existen dos depocentros, la cuenca del Cocuy al Este y la cuenca Tablazo-Magdalena al Oeste, las cuales estaban separadas por el Alto de Santander (Etayo et al, 1969). El Cretácico inferior consta de capas rojas continentales suprayacidas por sedimentos marino somero. (Figura 16). Estos sedimentos marinos se hicieron más restringidos que son representados por lodos marinos ricos en materia orgánica de la fm. La Luna. Es en esta parte de la sección donde el sistema pasa de ser synrift a lo que podría ser un sistema de Back-Arc (Cooper, 1995). El resto de la secuencia Cretácica de la sección se encuentra dominada por lodolitas marinas ricas en materia orgánica y algunos intervalos de Areniscas y finas calizas (Fm Tablazo y Simiti). El episodio final de acreción de la Cordillera Oriental comenzó a finales del Maastrichiano y resultó en un cambio fundamental en la depositación al pasar a sedimentos no marinos de la megasecuencia de la cuenca foreland pre-andina (Cooper, 1995).

Esta sucesión de sedimentos del Paleoceno comienza con unos lodos continentales de la formación Lisama que pasan a ser más continentales en las formaciones superiores de Edad Eoceno como las fm La Paz, Esmeraldas y Mugrosa, todas de ambiente fluvial y con algunas marcas de transgresión en cortos periodos. Estas formaciones sufren deformaciones y plegamiento debido al levantamiento de la cordillera y la orogenia andina. La carga tectónica de la cordillera deposita rocas de tipo HighStand System Track en las formaciones Leon y Real. (Figura 16).

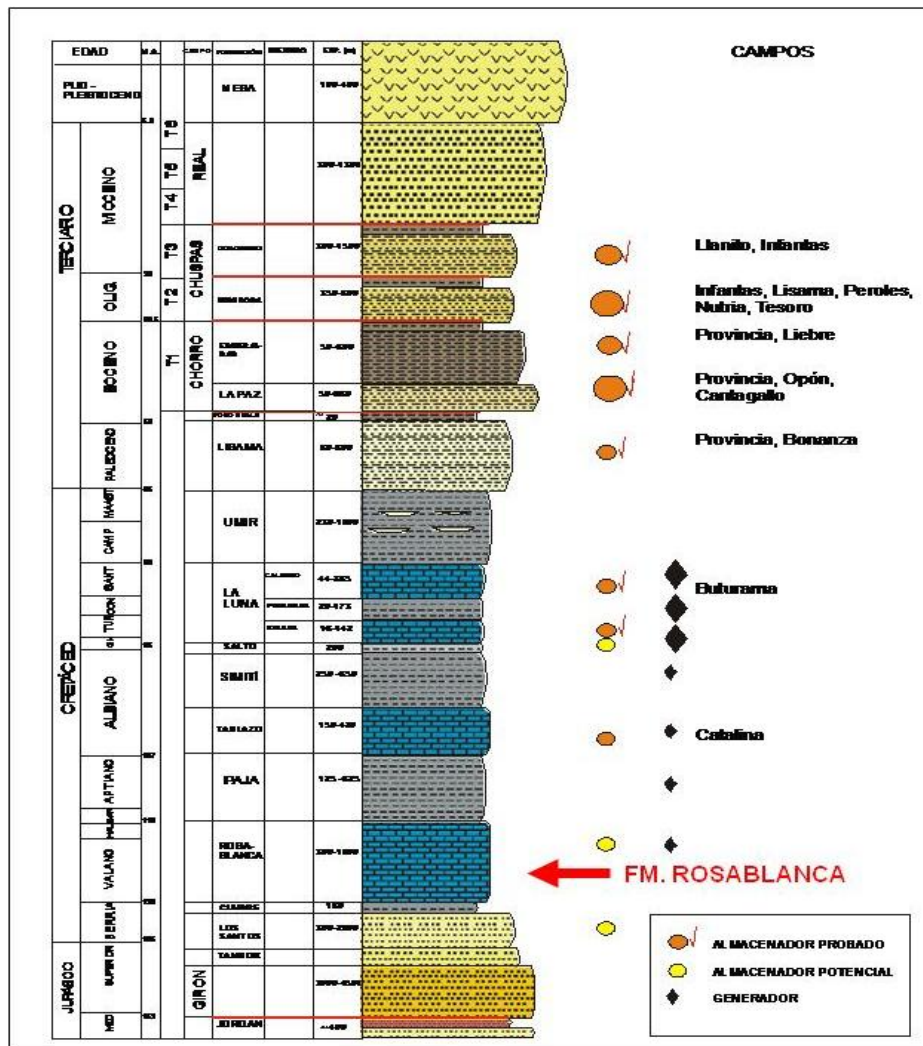


Figura 16. Columna estratigráfica generalizada del VMM, Colombia. Tomado de informe de VEX, Ecopetrol, 2008

4.1.2 Conversión tiempo-profundidad de los horizontes modelados.

Inicialmente comparamos las velocidades obtenidas de la sísmica con las velocidades obtenidas en el registro del pozo perforado en el área de investigación. (Figura 17).

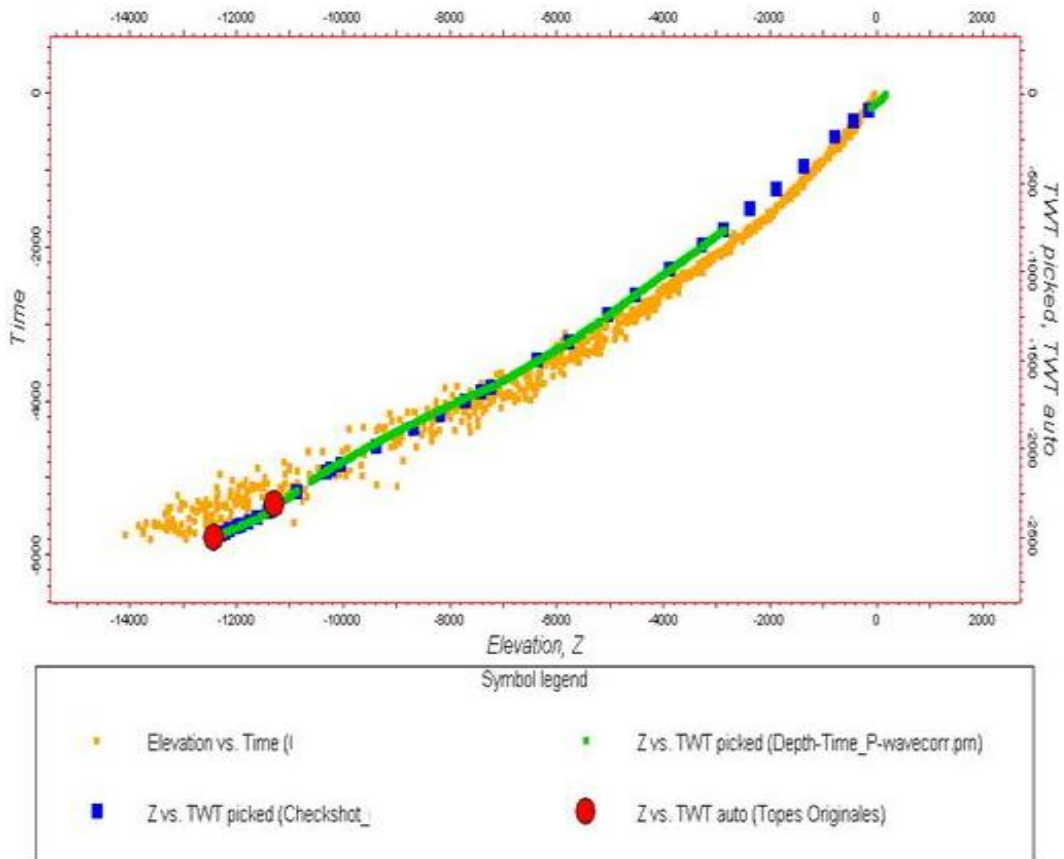


Figura 17. Crossplot de las velocidades de la sísmica (a partir de las RMS) con las obtenidas en el pozo

La conversión de las capas fue usando el método de *layer-cake* o de velocidades promedio a partir del registro de pozo presente en el modelo. A continuación se muestran las velocidades usadas para la conversión en cada capa. (tabla 2).

Tabla 2. Velocidades intervalo del modelo a partir del registro de pozo.

Unidad	Velocidad P (m/s)	Velocidad S (m/s)
Topografía	2520	1455
Neogeno	2760	1593
Paleogeno	3548	2048
Simiti	3857	2226
Tablazo	4022	2322
Rosablanca	3527	2036
Giron	4500	2598

El cubo de Velocidad junto con el modelo en profundidad resultante del modelo geológico es mostrado en la figura 18:

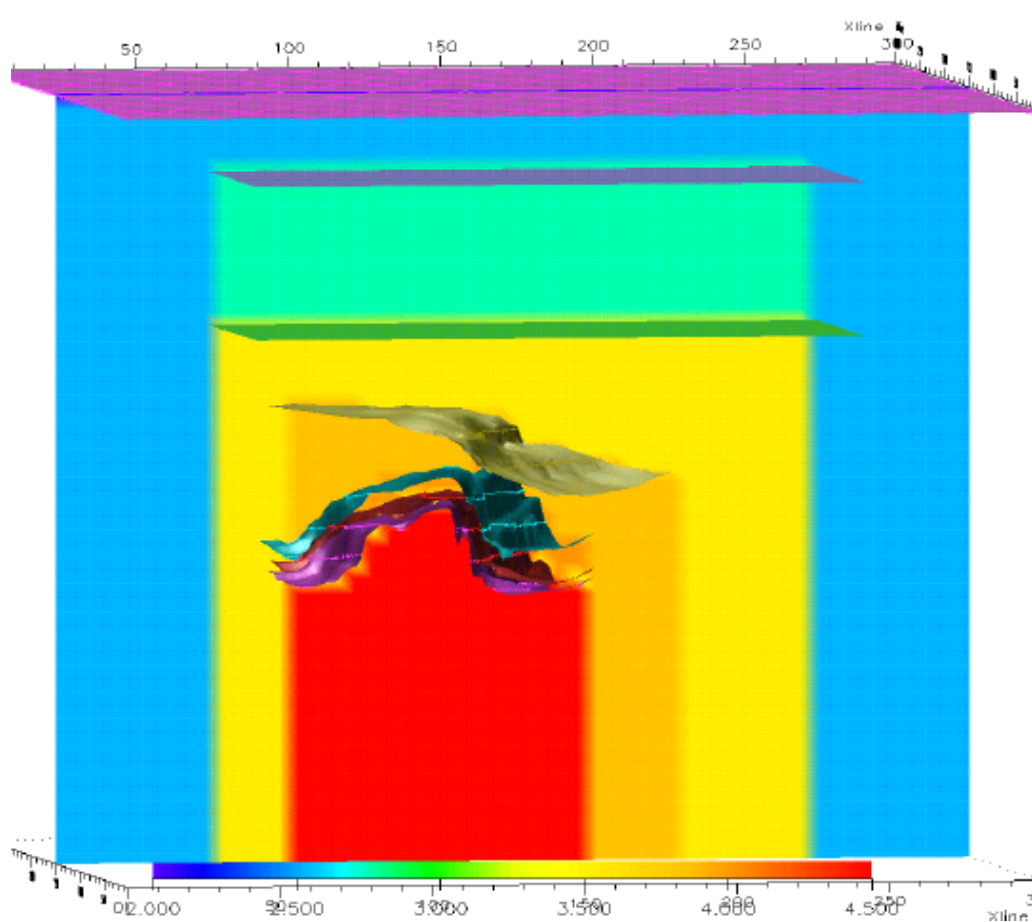


Figura 18. Cubo de Velocidades usado en este estudio. El color azul oscuro representa velocidades de 2000 m/s y el color rojo velocidades de 4500 m/s

4.1.3 Datos usados para el análisis del modelo y los parámetros sísmicos.

Para el análisis del modelo y del área estudio se partió de los datos existentes en la base de datos del instituto Colombiano del Petróleo (ICP) en la cuenca del VMM, estos datos fueron:

- Un volumen sísmico PrSTM de 207 km²
- Un cubo de Velocidades RMS de la Sísmica picado cada km
- Un pozo con registros hasta el objetivo (Figura 19)
- Modelo estructural 2D del bloque geológico
- Horizontes modelados en Gocad y Petrel (Figura 20)
- Programa sísmico 3D en el área
- Informe de Análisis petrofísico
- Informe de Análisis de Fracturas

Una vez obtenida esta información se uso también información obtenida de la literatura para los valores de Anisotropía de las unidades. (Thomsen, 1996).

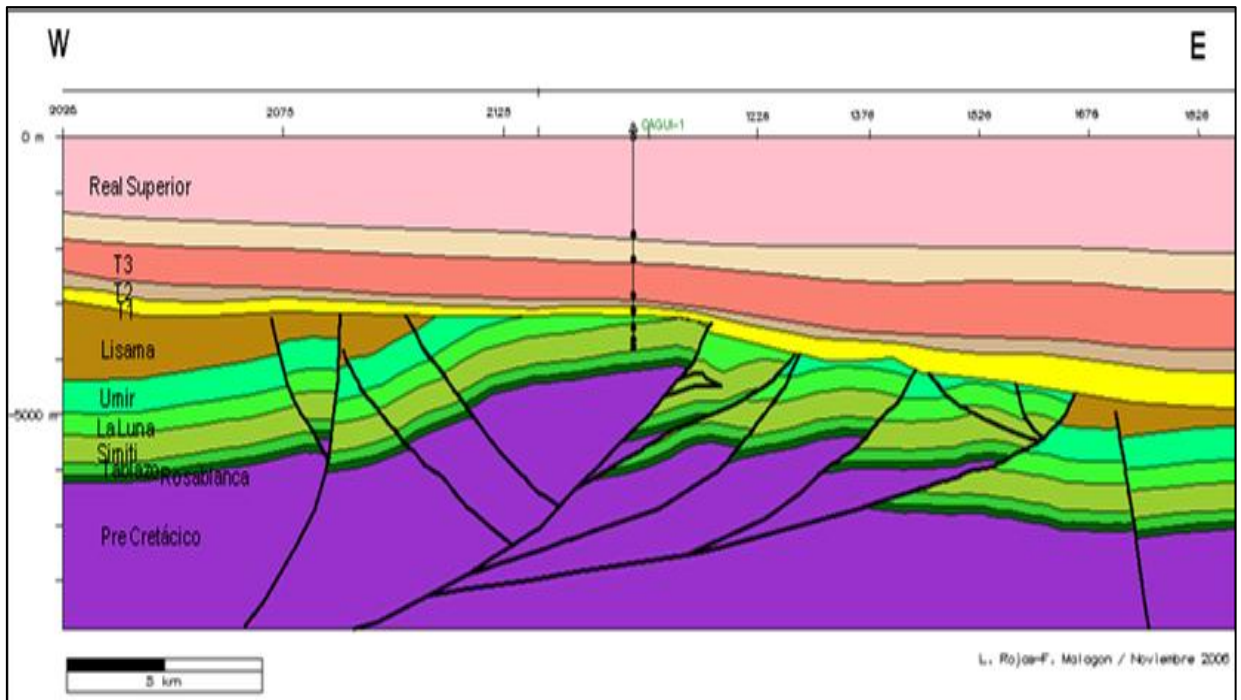


Figura 19. Modelo estructural 2D del área estudio. Cortesía de Vicepresidencia de Exploración ECOPEPETROL S.A

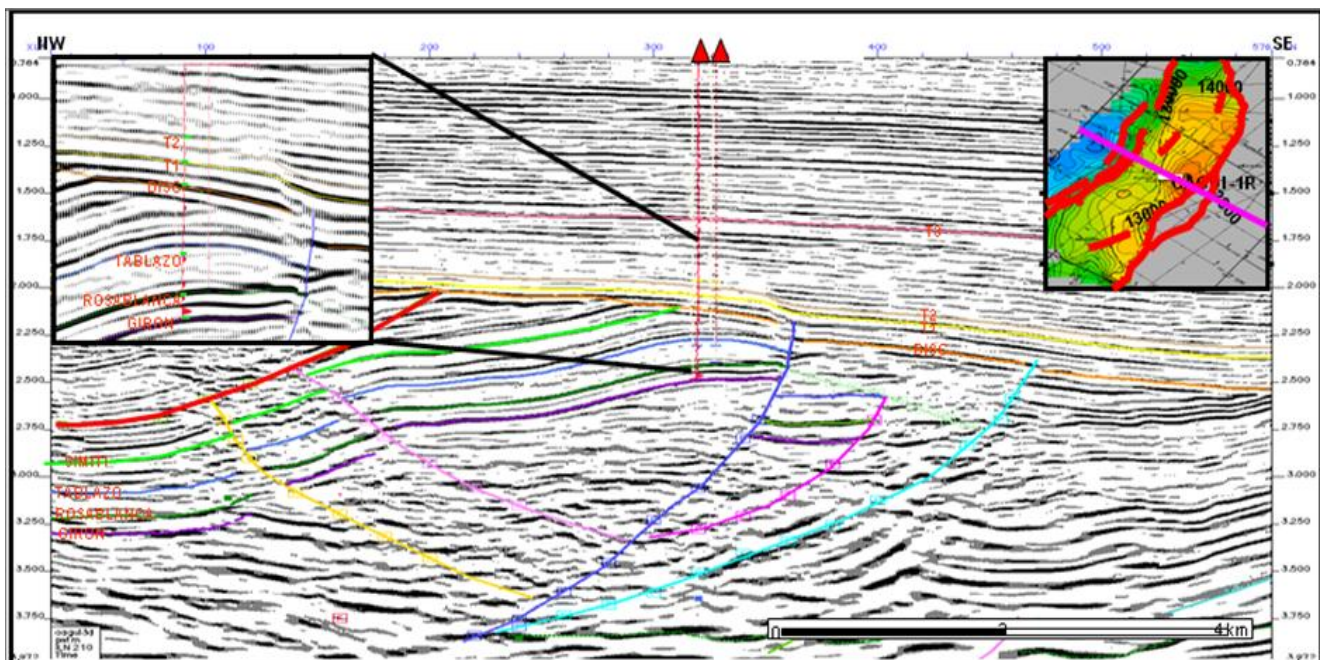


Figura 20. Sección sísmica (PrSTM) dirección NW-SE, mostrando la profundidad del pozo y el horizonte objetivo

5. MODELADO SÍSMICO ANISÓTROPO

En esta sección mostramos el impacto de la anisotropía en las capas de un modelo geológico a partir del modelado sísmico. Para este análisis usamos un trazador de rayos sobre el modelo estructural con valores de anisotropía débil HTI.

5.1 Modelado sísmico del play fracturado usando un trazador de rayos.

Se uso un modelo en profundidad basado en el modelo estructural del área estudio. (Figura 21).

Debido a que el salto de falla es pequeño entre los horizontes y que no existen variaciones laterales en el modelo, eliminamos las fallas y mantuvimos la rugosidad de los horizontes ya que el modelado acústico que efectúa el trazador de rayos no diferencia entre unidades o bloques con la misma velocidad, para el trazador esta interface es “invisible”. (Figura 21)

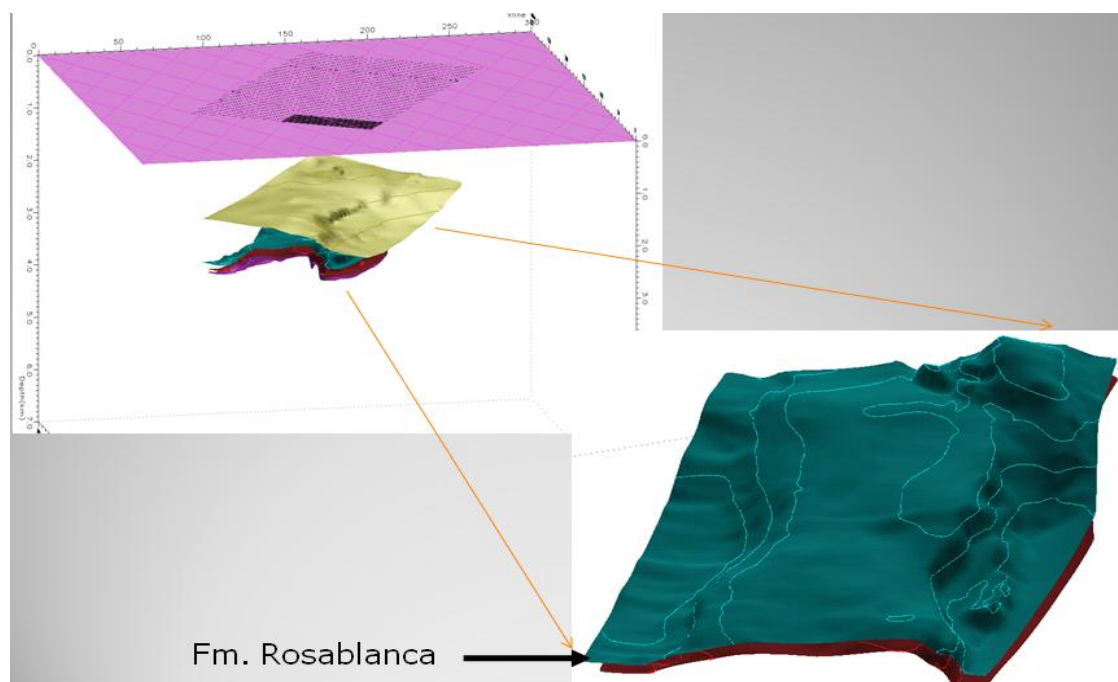


Figura 21. Modelo en profundidad con aumento del horizonte Rosablanca

El análisis consistió en generar un modelo en profundidad y luego con los mismos intervalos de Velocidad P y S en los horizontes, se disparo una plantilla sobre el modelo isótropo y nuevamente se uso el trazador de rayor usando anisotropía a partir de los parámetros de Thomsen (Thomsen, 1996) sobre el modelo inicial (Tabla 3).

Tabla 3. Velocidades y Parámetros Anisótropos del modelo sísmico.

Tabla 3. Velocidades y Parametros Anisotropos para modelo Anisotropo (Thomsen, 1996)					
Unidad	Velocidad P (m/s)	Velocidad S (m/s)	Densidad ρ (kg/m ³)	ξ	δ
Topografia	2520	1455	2599	0	0
Neogeno	2760	1593	2609	0	0
Paleogeno	3548	2048	2710	0	0
Simiti	3857	2226	2750	0,128	-0,025
Tablazo	4022	2322	2867	0,334	0,818
Rosablanca	3527	2036	2920	0,189	0,154
Giron	4500	2598	3400	0	0

Sobre este modelo se disparo la plantilla sísmica con los mismos parámetros que fueron adquiridos en campo en el año 2005. (Tabla 4).

Tabla 4. Parámetros de adquisición originales del programa sísmico adquirido en 2005. Cortesía VEX, Ecopetrol.

PARAMETROS DE ADQUISICION DEL PROGRAMA SISMICO			
FUENTES		PATCH	
Intervalo entre fuentes Xline	80 m	Numero de lineas activas	10
Intervalo entre fuentes Diag	89,44 m	Numero de canales por linea	288
Intervalo entre lineas de fuentes	640 m	Numero total de canales	2880
Total lineas de fuentes	33	Minimo Offset	40
Numero de Swaths	45	Maximo minimo offset	721
Numero de fuentes por patch	5	Maximo offset inline	5720
densidad de fuentes	20,91	Maximo offset Xline	1960
Total de fuentes	4063	Maximo offset	6046
Total Km	360,5	Tamaño de bin Inline	20
RECEPTORES		Tamaño de bin Xline	40
Intervalo entre receptores	40 m	Fold Inline	9
Intervalo entre lineas receptores	400 m	Fold Xline	5
Total lineas de receptoras	46	Fold nominal	45
Densidad de receptores	64,1	REGISTRO	
Total de receptores	13248	Equipo de registro	SN 408/SN 388
Total km	528,1	Intervalo de muestreo	2 ms

Una vez generado el trazado de rayos sobre el modelo con Anisotropía y sin anisotropía se generaron mapas de iluminación de los atributos Cubrimiento,

Offset Máximo y Azimut; para ver el comportamiento de estos en medio de la anisotropía. (Figuras 22, 23 y 24).

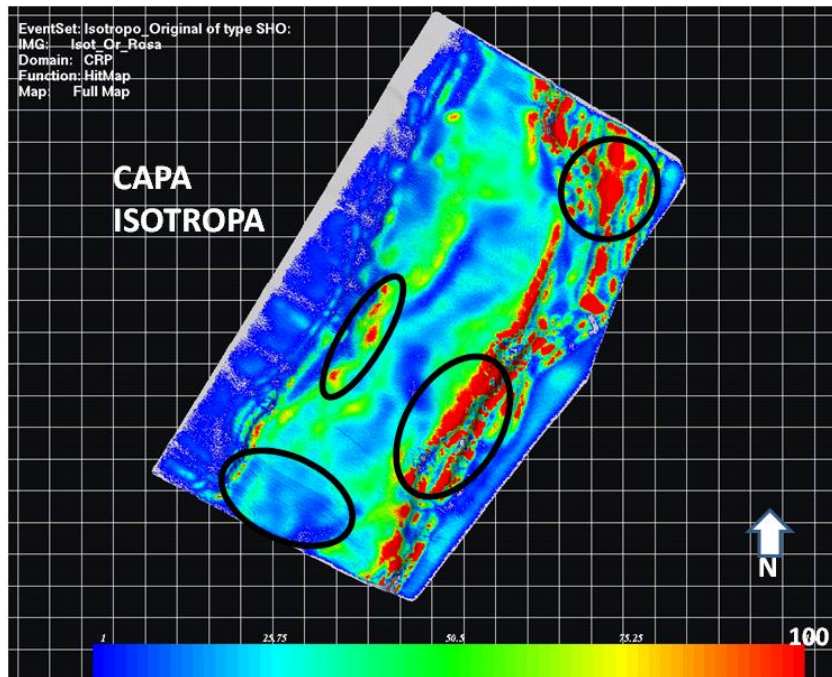
5.1.1. Análisis de Cubrimiento en Medios Isótropos y Anisótropos. Para el diseño tipo Diagonal, el cubrimiento de Cubrimiento es similar usando un modelo isótropo o Anisótropo, sin embargo, es posible notar una disminución del cubrimiento en los costados de la zona de interés en el modelo Anisótropo, mostrando que se pierde cubrimiento ajustando el modelo a la anisotropía real del medio. (Figura 22).

Si vemos la tabla 4, podemos apreciar que el cubrimiento nominal es de 45 pero si a esto restamos el buzamiento de la estructura y el efecto de anisotropía, finalmente vamos a tener en las zonas de mayor interés un valor de cubrimiento de trazas menor al deseado inicialmente (figura 22), esto incide directamente con la calidad de la imagen sísmica.

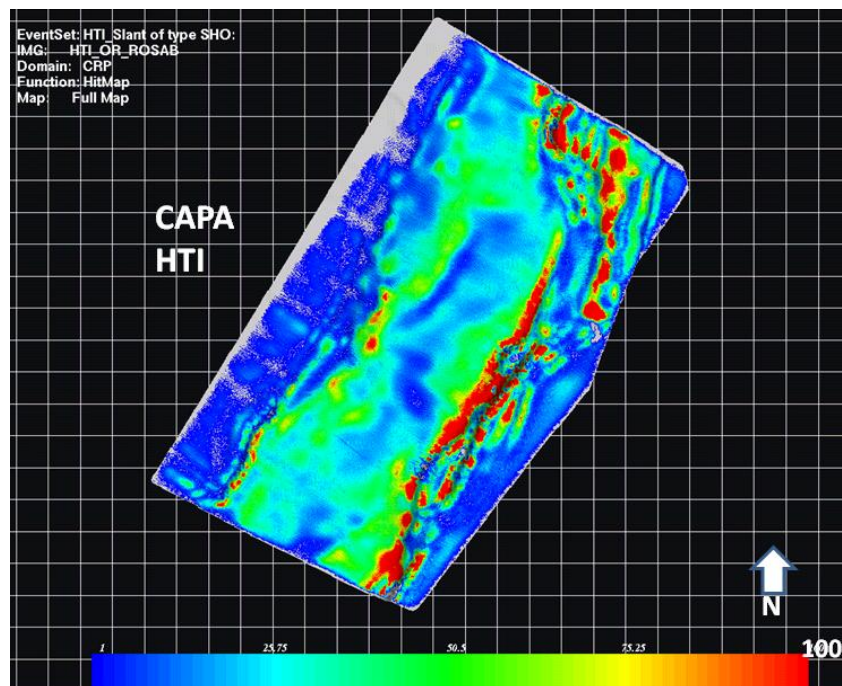
5.1.2. Análisis de Offset en Medios Isotrópicos y Anisótropos. El Offset es la distancia entre un par fuente-receptor; si una capa buzante de mayor de 30° la longitud final del rayo alcanzada para llegar a superficie será mucho mayor. La anisotropía también puede incidir en el offset máximo necesario para capturar esta energía de la onda reflejada debido a que los ejes de simetría en medios anisótropos generan algunas direcciones de preferencia para el paso del rayo cambiando el offset en una dirección y en otra. Debido a esto se generaron mapas de iluminación con la repuesta del offset máximo necesario para adquirir la energía total de la fuente sobre ambos medios (Figura 23).

La distribución de offset parece ser muy buena usando el diseño original pero si tenemos en cuenta la anisotropía vemos que en el centro del horizonte la distribución de offset máximos es baja e irregular, si además, tenemos en cuenta que para el análisis de fracturas por la técnica de AVOZ o por la técnica de 3.A (implementada en otro trabajo de fracturas sobre el mismo campo) es necesario la mejor distribución de offsets posibles (comunicación directa con

Norman Cooper) debemos buscar otro diseño que mantenga la distribución de offset homogénea a lo largo del horizonte objetivo.



a)



b)

Figura 22. En a) Mapa de Iluminación de Cubrimiento en Medio Isótropo. Los círculos negros resaltan las diferencias con b. En b) la respuesta de cubrimiento en medio Anisótropo HTI.

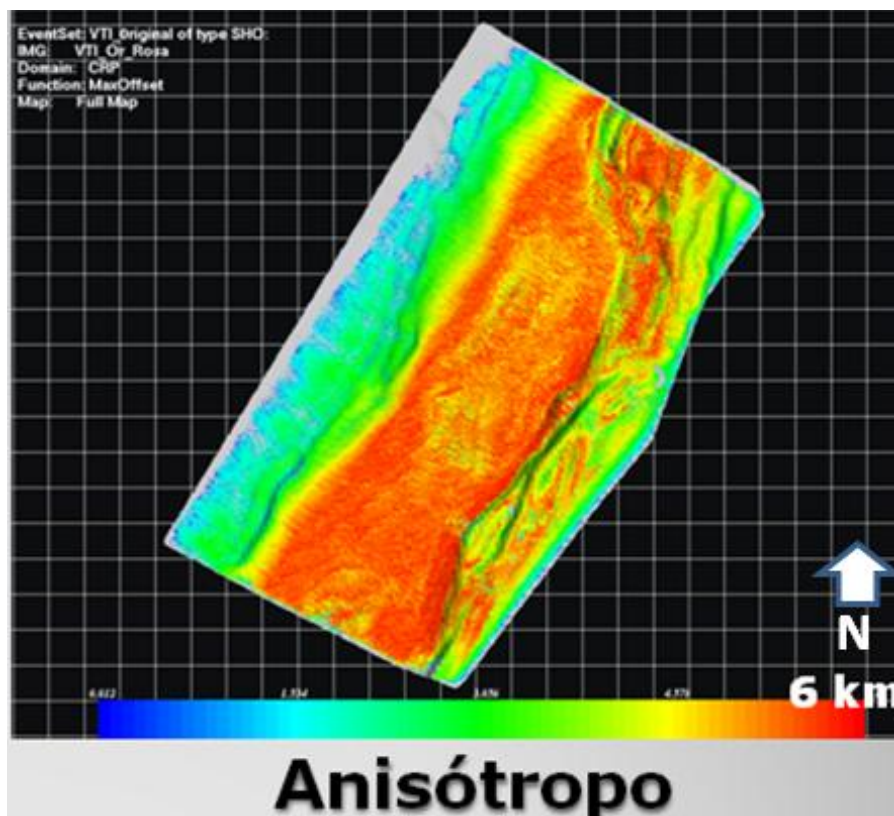
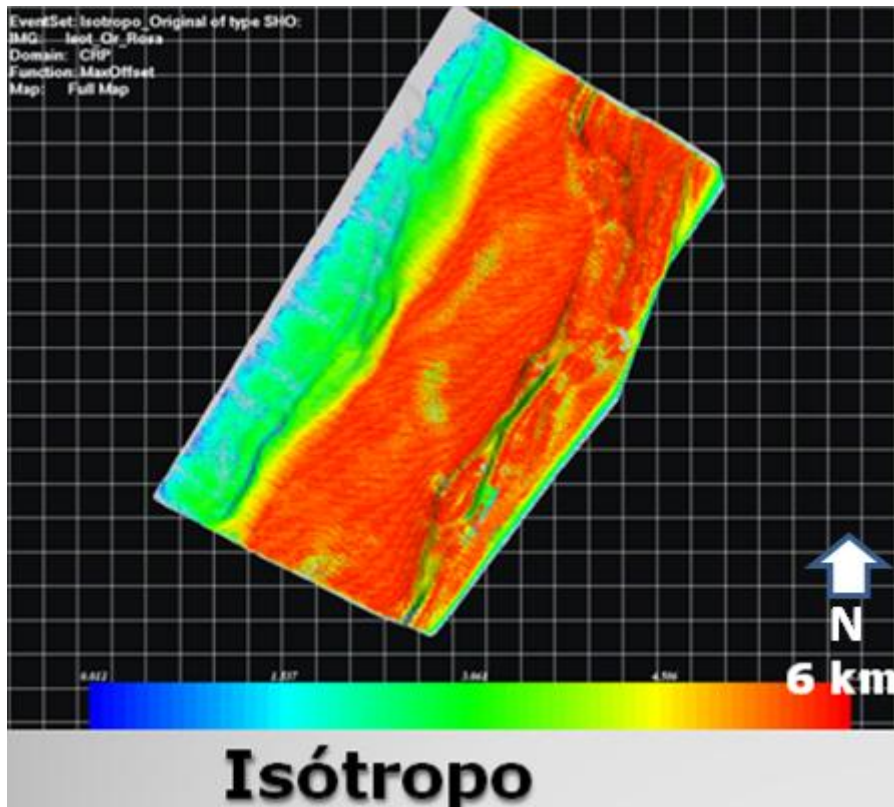


Figura 23. Mapa de Iluminación de Offset en Medio Isótropo y anisótropo. La distribución de offset varía notablemente en el medio anisótropo.

5.1.3. Análisis de Azimut en Medios Isótropos y Anisótropos. El azimut es otro atributo necesario para aplicar la metodología de 3.A en la detección de fracturas, y mide la distribución de trazar en todas las direcciones de la circunferencia (360°).

Una distribución acimutal de las trazas permite generar elipses más exactas debido a que se generan con mayor información y dan más puntos para trazar la geometría de la Elipse que mide la orientación y densidad de fracturas. Con base en esto la figura 24 muestra el mapa de iluminación de la distribución acimutal teniendo en cuenta la anisotropía y comparándola con el modelo isótropo.

El método de 3.A mejora si la distribución de trazas en cada Bin es mayor. En estos mapas de iluminación vemos variaciones acimutales entre un horizonte y otro. Estas variaciones no son tenidas en cuenta usando un procesamiento convencional en el análisis de fracturas y en el diseño de parámetros para adquirir estos atributos sísmicos.

Basados en los anteriores resultados, podemos resumir que para casos el interés geológico son fracturas o medios anisótropos y el diseño de adquisición sísmica este asistido por modelado, es necesario incluir los parámetros anisótropos desde el modelo inicial, así se planea con resultados reales la adquisición.

A partir del modelado sísmico anisótropo podemos ver que el cubrimiento actual de la sísmica sobre el horizonte de interés es bajo con algunas pequeñas áreas de mejor iluminación cerca a la ubicación del pozo.

Al tener en cuenta la anisotropía en el modelado sísmico también es posible reconocer que la real distribución de offset es baja y heterogénea, siendo más notorio en la zona central del horizonte. La distribución acimutal también varía heterogéneamente en el horizonte modelado.

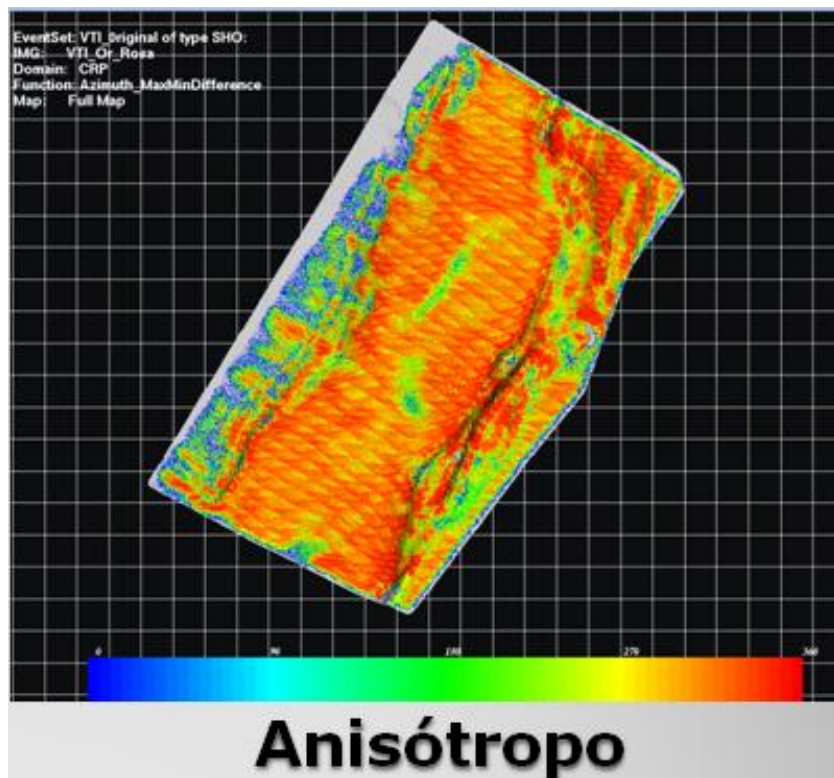
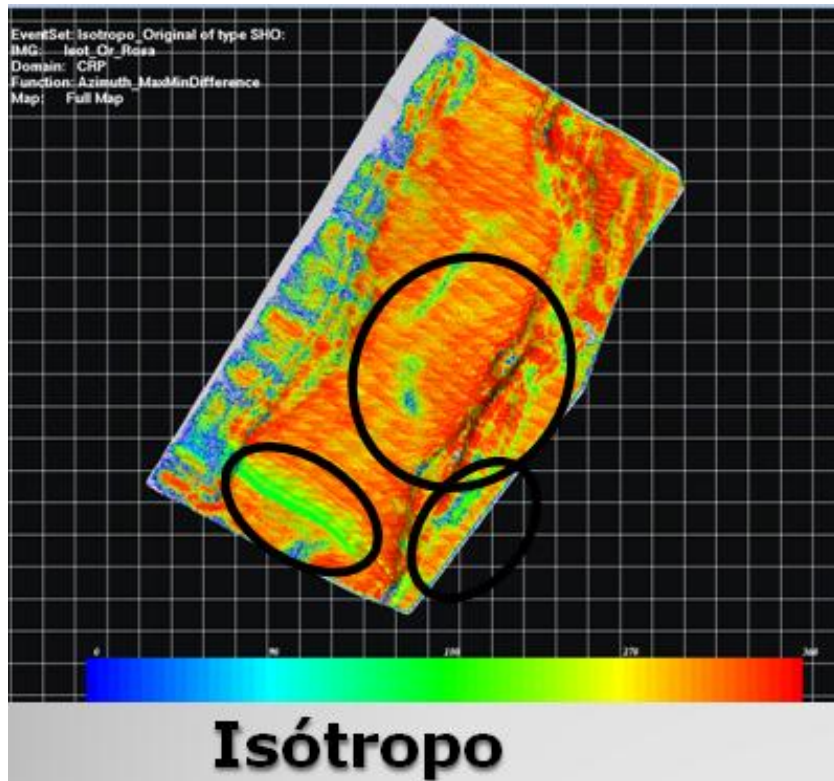


Figura 24. Mapas de iluminación de Acimut. La variación acimutal entre el horizonte con Anisotropía y el isótropo se debe a la orientación de las fracturas.

A partir de estos resultados se hace necesario que para lograr análisis de fracturas por métodos que requieren una buena distribución acimutal así como un cubrimiento homogéneo en el horizonte estudio, se obtengan los valores de offsets y dirección de adquisición correctas para el actual horizonte.

El trazador de rayos inverso ha sido usado en la literatura para calcular la dirección y el offset necesario para la optima iluminación de un punto en profundidad invirtiendo el trazado de rayos, generando un mapa con la dirección y distancia de preferencia de los rayos que viajen desde el horizonte hasta la superficie.

5.2. Inversión del Trazado de rayos

Para comprender mejor la naturaleza de la actual respuesta sísmica, podemos generar sintéticamente una respuesta sísmica en superficie partiendo desde la profundidad del modelo.

Para comprender mejor esta técnica podemos usar la figura 25 para entender el concepto.

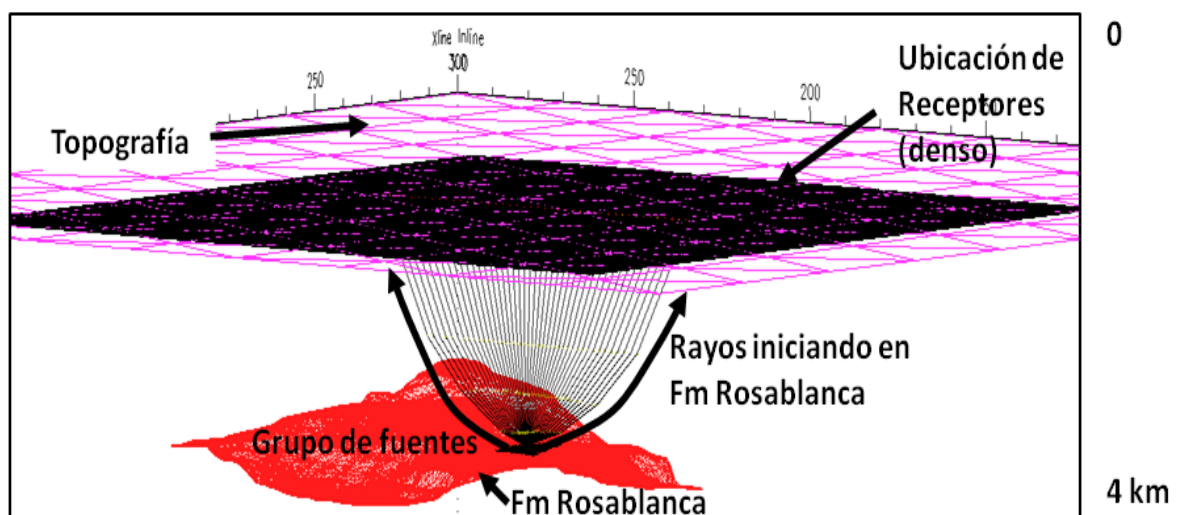


Figura 25. Esquema del trazado de rayos inverso. Se ubican las fuentes en las zonas de baja iluminación del horizonte y se ubican receptores en la superficie de tal manera que recojan los rayos generados desde la fuente.

Una vez identificadas las zonas de baja iluminación a través de los mapas de iluminación de cubrimiento y de offset (figuras 22 y 23) se llevan un grupo de fuentes a esas zonas en profundidad de tal manera que cubran el area problema, luego se ubican una malla densa de receptores (geófonos cada 100 m y líneas cada 100m en este caso) y se le da un offset a la plantilla sísmica, en este caso fue 10000m (valor mucho mayor que la profundidad del horizonte).

Luego de definir la malla de adquisición, se dispara en dirección Objetivo-superficie topográfica y el trazador calcula la dirección y el máximo offset necesario para lograr la mejor iluminación posible una vez se diseñe un programa sísmico sobre la topografía original.

Los resultados del ejercicio en 4 áreas de interés para el estudio son mostrados abajo:

5.2.1. Zona vecindad del pozo: dentro de las áreas modeladas se escojo la zona del pozo (Figura 26), debido al interés real de exploración y a para verificar si fue bien iluminado debido al diseño usado en el programa sísmico 3D. los resultados se muestran en la figura 26.

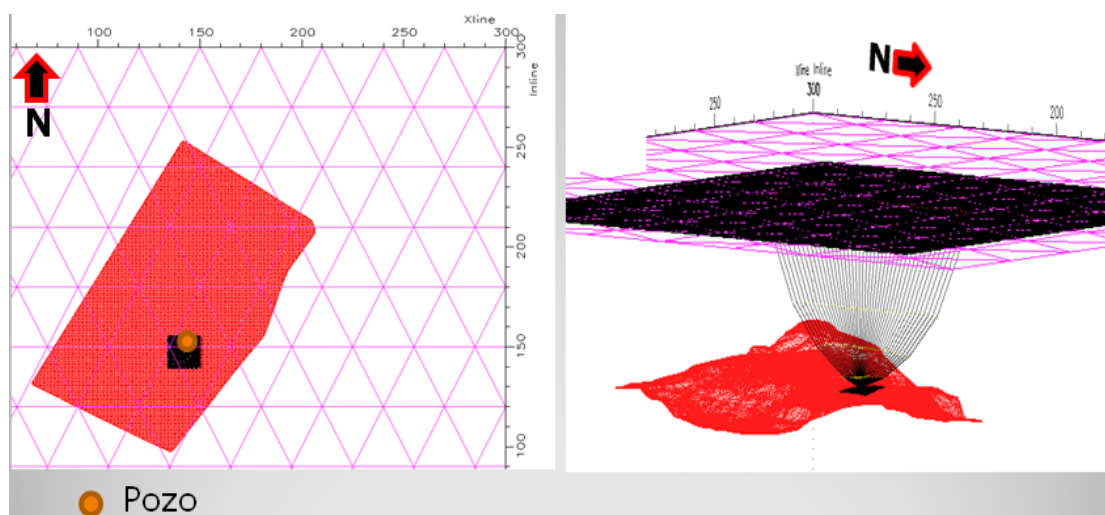


Figura 26. Vista en planta del horizonte y el posición del pozo. A la derecha, la análisis de rayo utilizado para calcular dirección y distancia de fuentes y receptores.

Como se muestra en la figura 27, la dirección para obtener un mejor cubrimiento corresponde a 60° de azimut y es necesaria una distancia entre fuentes y receptores de 7.500 a 8.000 m.

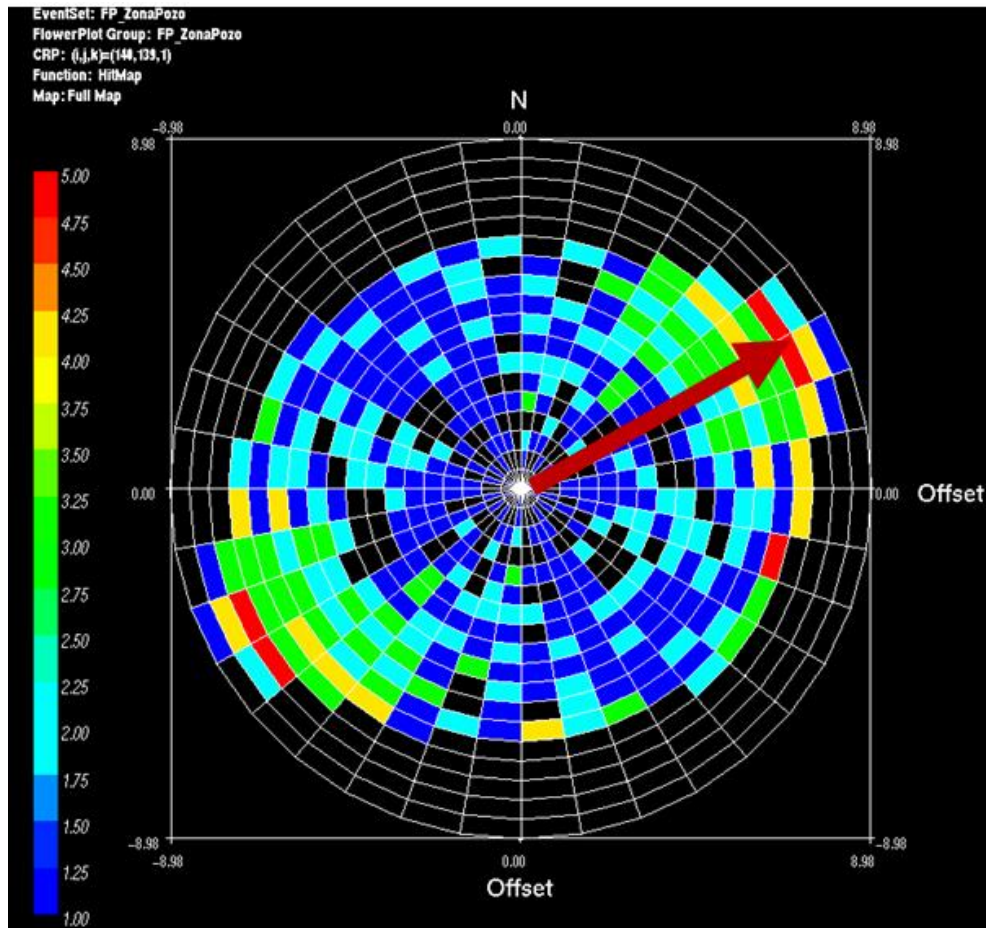


Figura 27. Diagrama roseta de dirección y offset ideal para fuentes ubicadas en la vecindad del pozo. La flecha roja está indicando la zona de mayor cubrimiento (para este diagrama 5) en rojo dando la dirección acimutal y el offset necesario para llegar al máximo cubrimiento posible.

Para disminuir la incertidumbre se hicieron las mismas pruebas con 50 fuentes ubicadas en diferentes posiciones cercanas al pozo en la fm Rosablanca. La dirección y offset obtenidos en estas fuentes fue de 60° azimut y 8.000 m respectivamente.

Si comparamos este resultado con la dirección del máximo offset adquirido vemos que los resultados son congruentes y muestran porque esta zona esta bien iluminada.

5.2.2. Zona sur del horizonte (baja iluminación): La zona sur del horizonte tiene un cubrimiento bastante bajo y además presenta notorias diferencias entre el modelado isótropo y el análisis anisótropo. Para esta área se ubicaron 50 fuentes en la parte más Sur del horizonte y se genero un trazado de rayos buscando la mejor ubicación de receptores en la superficie para estas fuentes.

Este diagrama de iluminación (Figura 28), muestra una tendencia distinta a la vista en la zona circunvecina al pozo.

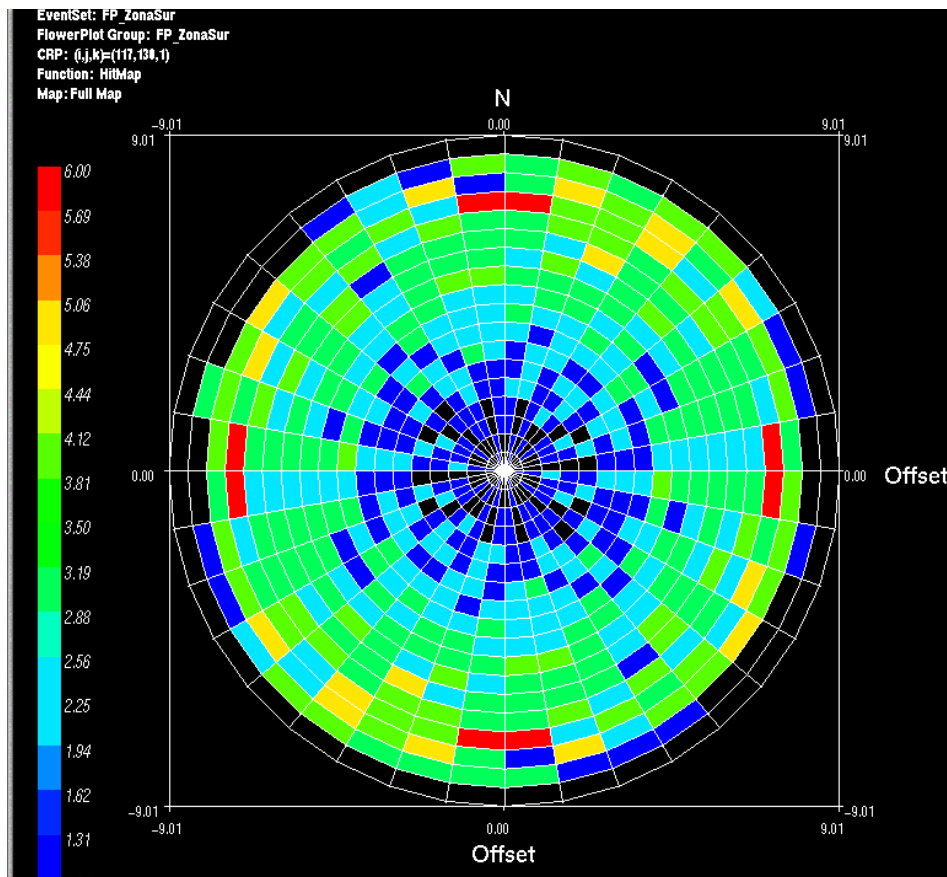


Figura 28. Diagrama roseta promedio de los resultados en la zona Sur del horizonte.

En esta zona, la mayoría de los disparos necesitan un offset de 7.000 m en dirección Norte y Sur, bastante mayor a los 4.000 m en la dirección de las líneas de receptores y 5.500 m en la dirección de los receptores. En esta parte del horizonte la mejor dirección de disparo cambia.

5.2.3. Zona centro del horizonte (baja iluminación): en el mapa de iluminación de los modelos isótropos e anisótropos se genera una zona fantasma causada por el buzamiento presente en esta área. (Figura 29).

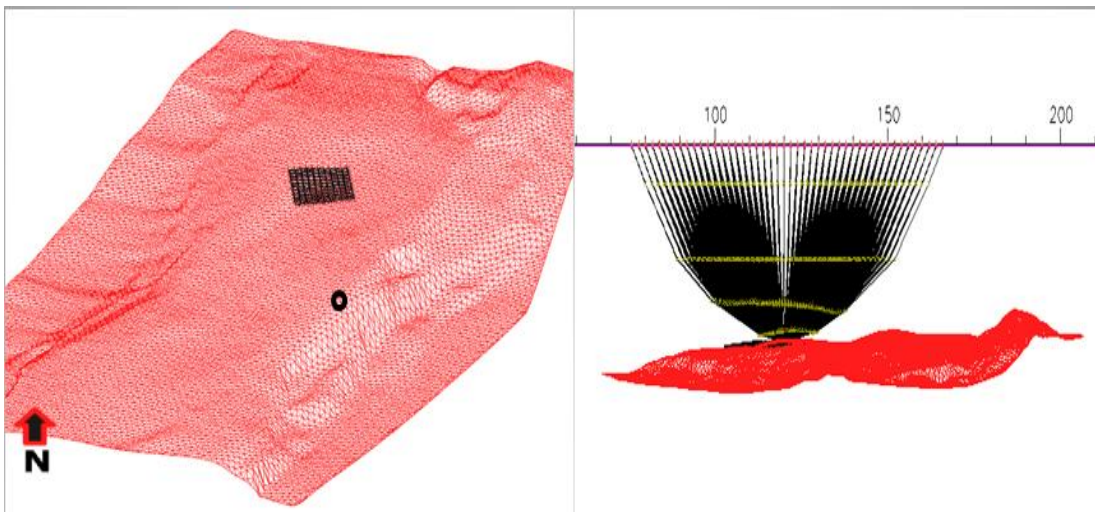


Figura 29. Esquema del análisis en el centro del horizonte. A la izquierda, el horizonte junto con la ubicación de las fuentes y el pozo. A la derecha, la generación de los rayos en sentido inverso.

Al generar los diagramas roseta en esta parte central del horizonte el promedio de las direcciones y Offset necesarios para la mejor iluminación tiene dos tendencias, una hacia el Norte muy similar a los resultados de la parte Sur del horizonte, mientras que en el área cercana al pozo se necesitan Offset mucho mayores (Figura 30).

Además, en la zona central la distribución de Offset y azimuth es demasiado heterogénea pensando en un análisis acimutal de fracturas.

En general, las zonas bien iluminadas que la dirección y el offset usado estuvieron acertados o muy cercanos al valor óptimo de estos parámetros de adquisición, sin embargo, el análisis mostro que la baja iluminación en la mayoría del horizonte se debe a que la dirección de adquisición del programa adquirido no fue la mejor y que el Offset máximo no fue suficiente, este bajo cubrimiento afecta directamente la interpretación del análisis de fracturas como ya se mostro en la sección del análisis acimutal.

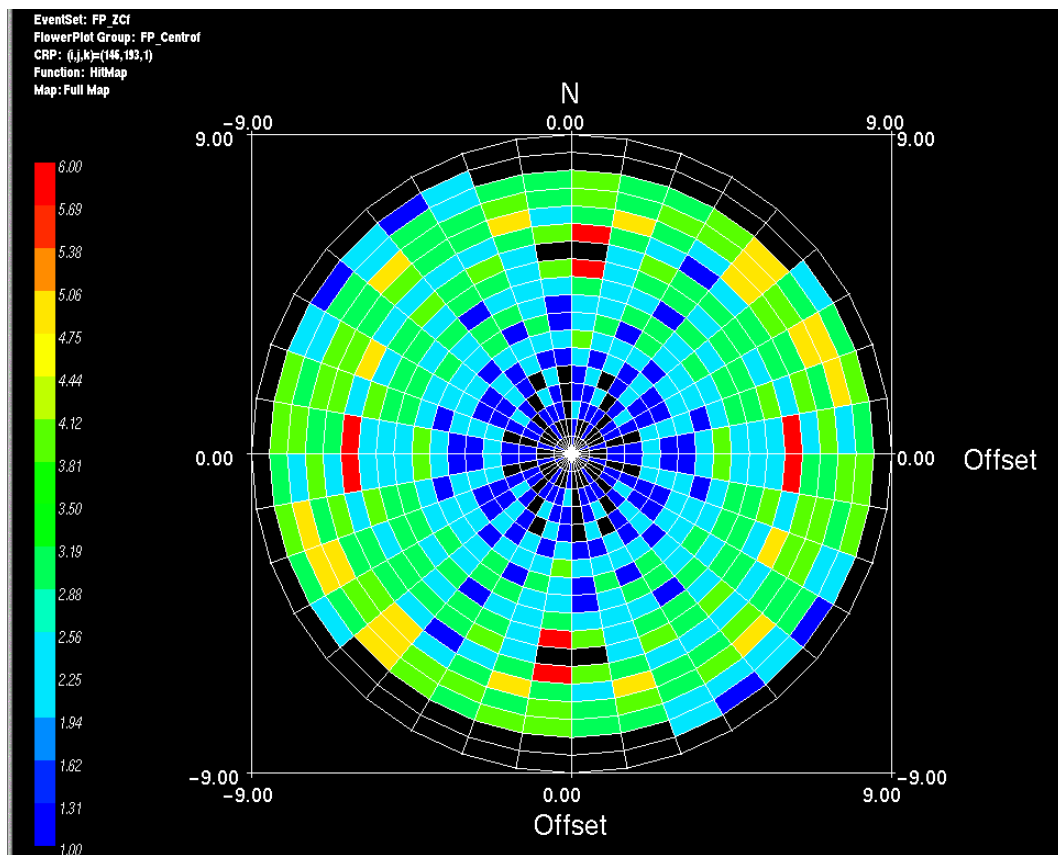


Figura 30. Diagrama roseta promedio de los resultados en la zona Sur del horizonte. El Offset max. Es 6 km. Para obtener la mejor cobertura (cuadros rojos).

6. DISEÑO DE PROGRAMA SÍSMICO A PARTIR DE LOS RESULTADOS DEL MODELADO SÍSMICO ANISÓTROPO

A través de este trabajo se ha venido mostrando cómo influye la anisotropía en la sísmica y en los parámetros necesarios para adquirirla. También se mostro el efecto de la anisotropía débil y HTI en capas planas y partiendo de ahí llegamos a la representación geofísica de nuestra área de análisis.

Una vez establecido que el Offset necesario para optimizar el cubrimiento del horizonte debe ser mayor a 6 km en la dirección Norte-Sur y Este-Oeste, se crea una nueva plantilla sísmica que cubrirá estas distancias de tendido en las direcciones necesarias y será sumada a los resultados de la adquisición sísmica original.

En este diseño propuesto se uso un tendido de 24 líneas de receptores de 18 km de long y 727 disparos, además solo se tuvieron activos los receptores con offset mayor a 2500 m.

Para el nuevo diseño sísmico se uso la siguiente tabla de parámetros (Tabla 5):

Tabla 5. Parámetros de diseño propuesto para mejorar cubrimiento.

PARAMETROS PROGRAMA SISMICO ADICIONAL	
FUENTES	
Intervalo entre Fuentes	80 m
Intervalo entre líneas Fuente	300-700 m
Total líneas fuente	20
Total de Fuentes	727
RECEPTORES	
Intervalo entre receptores	40 m
Intervalo entre líneas Receptoras	200-400 m
Total líneas Receptoras	33
Total de Receptores	10000
Offset máximo	9000

El diseño propuesto a partir de los resultados se muestra en la figura 32, con variación en la dirección de las líneas de Receptores y disminuyendo a solo 727 disparos necesarios para completar el cubrimiento del horizonte de interés.

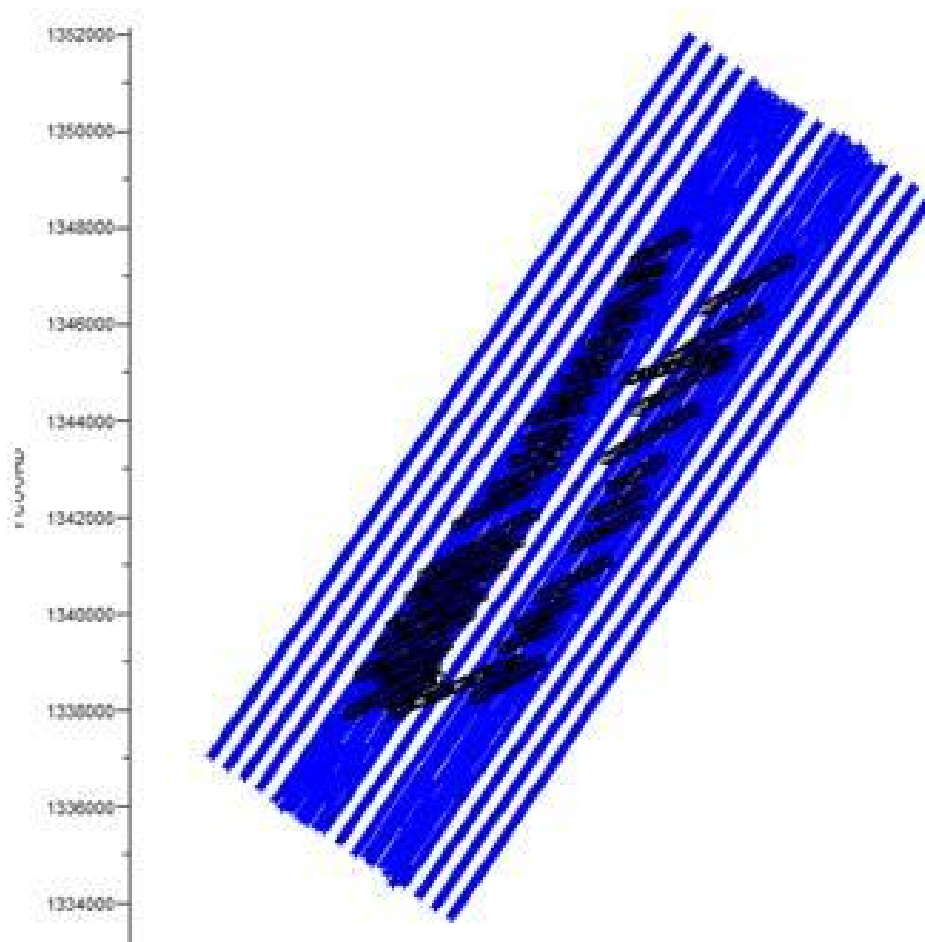
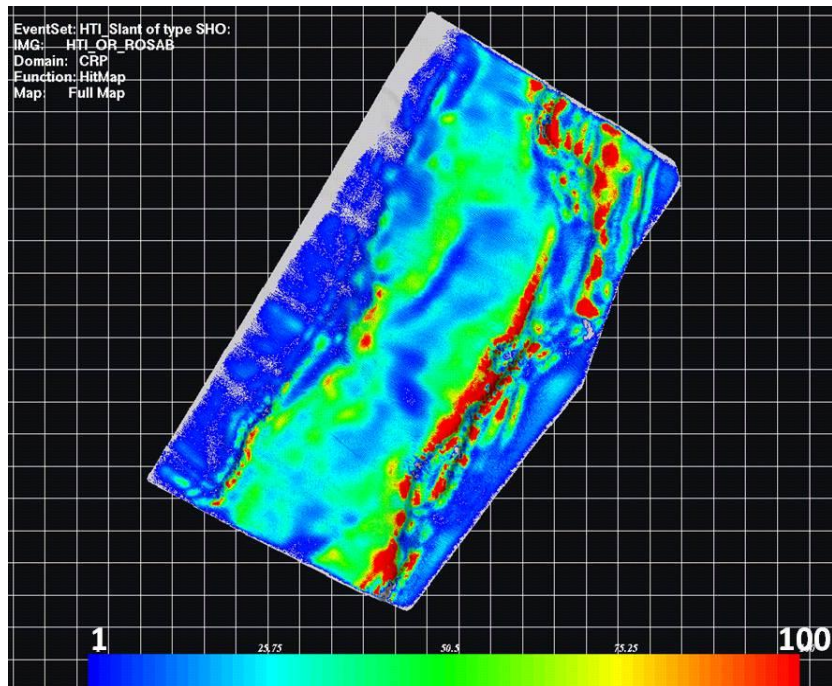


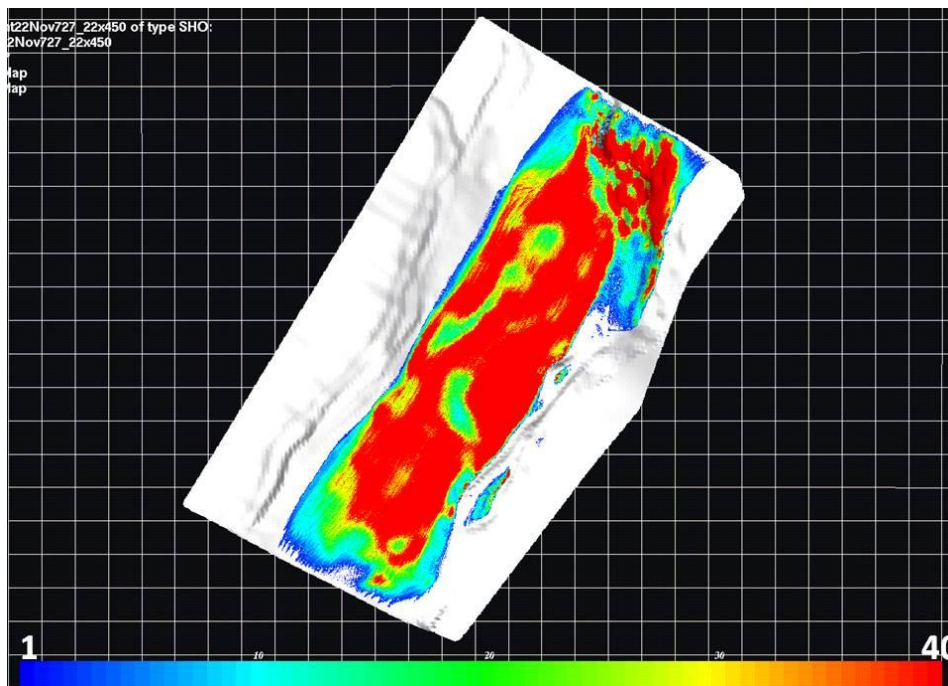
Figura 32. Mapa preplot del diseño generado a partir del modelado sísmico anisótropo. Las líneas negras cortas en el centro representan las líneas de fuente y fueron estimadas para cubrir las zonas de baja iluminación en el centro del horizonte. Las líneas azules son las nuevas líneas de receptores.

Al disparar este diseño sobre el modelo se obtienen mapas de iluminación que se comparan con los resultados iniciales del trabajo.

La figura 33 muestra los resultados de cubrimiento entre el diseño original adquirido y el que se plantea a partir de los resultados de este trabajo



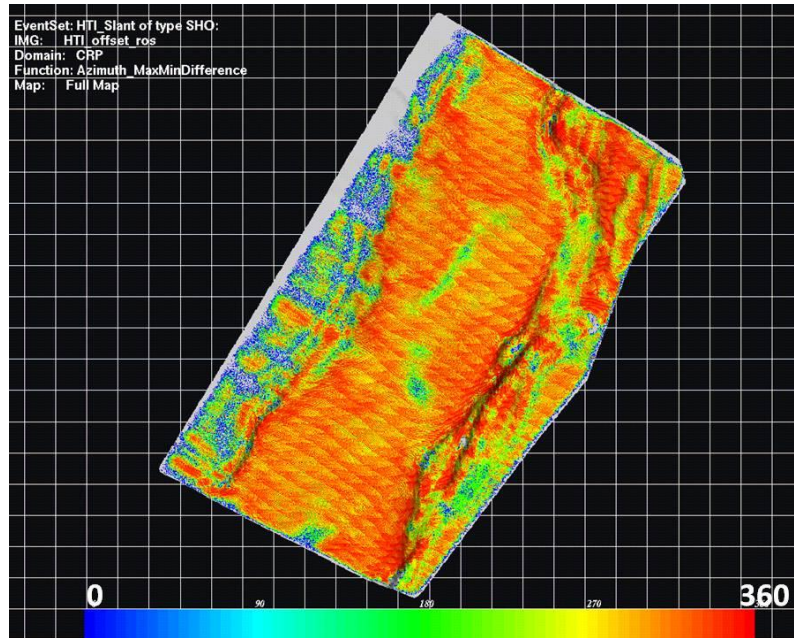
a)



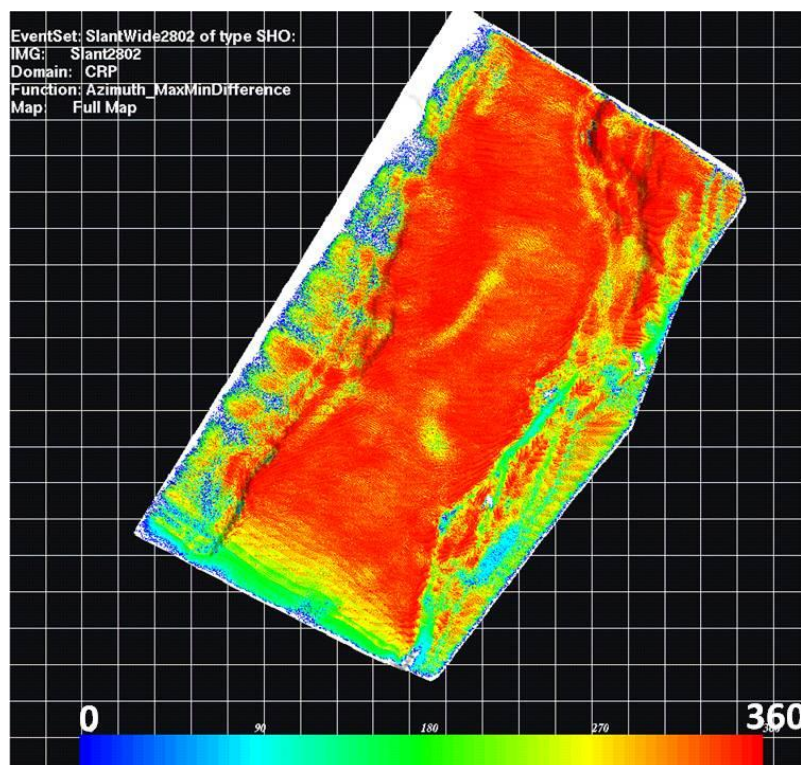
b)

Figura 33. Mapas de iluminación. A) cubrimiento usando el diseño Slant Original disparado con 4492 fuentes. B) es el resultado del cubrimiento con el diseño Slant propuesto usando 727 fuentes.

También se calcularon mapas de iluminación para la distribución acimutal de ambos diseños (figura 34) mejorando los resultados con el diseño propuesto en toda el horizonte



a)



b)

Figura 34. Mapas de iluminación. A) distribución de Azimut usando el diseño Slant Original. B) es el resultado de la distribución de Azimut final.

El uso de offset mayores a los adquiridos en el programa sísmico original y en direcciones calculadas a partir del modelado sísmico anisótropo sobre áreas con baja iluminación permite usar diseños de bajo costo y logística enfocados a adquirir información en aquellas áreas problema que luego pueden ser sumados en la etapa de proceso a la sísmica ya adquirida y mejorando notablemente la calidad de la imagen sísmica.

El entendimiento del efecto anisótropo en áreas de exploración permite evaluar el efecto de iluminación y hace una corrección más real al paso que tiene la onda al atravesar los diferentes horizontes geológicos.

El nuevo tendido propuesto mejora la iluminación en las zonas de sombra, como se previó en el análisis de rayos por inversión. Los rayos efectivamente necesitan un mayor offset en estas áreas para lograr registrar datos y en la dirección Norte-Sur, la cual tuvo un offset mucho menor en la adquisición original por ser la dirección de las líneas de receptores. En nuestro caso, se cambió la dirección de las líneas debido al análisis de iluminación previo que se hizo con el modelado sísmico.

Con el efecto del nuevo diseño sumado a la sísmica ya adquirida se va a mejorar la calidad de la sísmica en las zonas de baja calidad y así se pueden hacer análisis de fracturas con menor incertidumbre.

7. RESULTADOS DE IMAGING

A partir del trazado de rayos se generaron sismogramas sintéticos que han sido procesados para revisar la diferencia en la calidad de la imagen sísmica entre una adquisición y otra.

Estos sismogramas se generaron a partir de un pulso convencional tipo Ricker mínimo de 60 Hz y luego exportados en formato SEG-Y a un software de procesamiento.

Una vez exportado el dato sintético, se cargan las geometrías de la adquisición; en el caso original, se cargaron los archivos de fuentes, receptores y relacionales del diseño Slant y para el caso HTI se importaron los archivos del diseño Slant de 727 fuentes.

Luego de aplicar una ventana de Deconvolucion y unas estáticas residuales se apilaron los gathers sintéticos usando las velocidades que se incluyeron en el modelo geológico para ambos volúmenes, haciendo esto se evita que la diferencia en los resultados obtenidos se pueda deber a las velocidades usadas en el apilado o en el flujo de procesamiento.

Una vez generados los apilados de los volúmenes, se sumaron ambos datos (Slant Original más Slant de 727 disparos) y se comparo la imagen obtenida inicialmente con la imagen resultante en los puntos donde se tenía mala calidad de dato. El flujo de procesamiento es mostrado en la figura 35.



Figura 35. Flujo de procesamiento. La jerarquía mostrada en este flujo representa el orden de trabajo usado para obtener las imágenes sísmicas a comparar.

7.1 GEOMETRÍAS DE PROCESAMIENTO.

Luego de generar los archivos sintéticos de ambos diseños, se crearon para cada uno la relación fuente-receptor y su respectiva ubicación para generar los diagramas de cobertura y la numeración de CDP.

En la construcción del Binning de cada geometría se puede ver como la homogeneidad del diseño original da un mapa de distribución de trazas muy agudo (figura 36) debido a la distribución de parejas fuente-receptor que tiene el diseño en superficie.

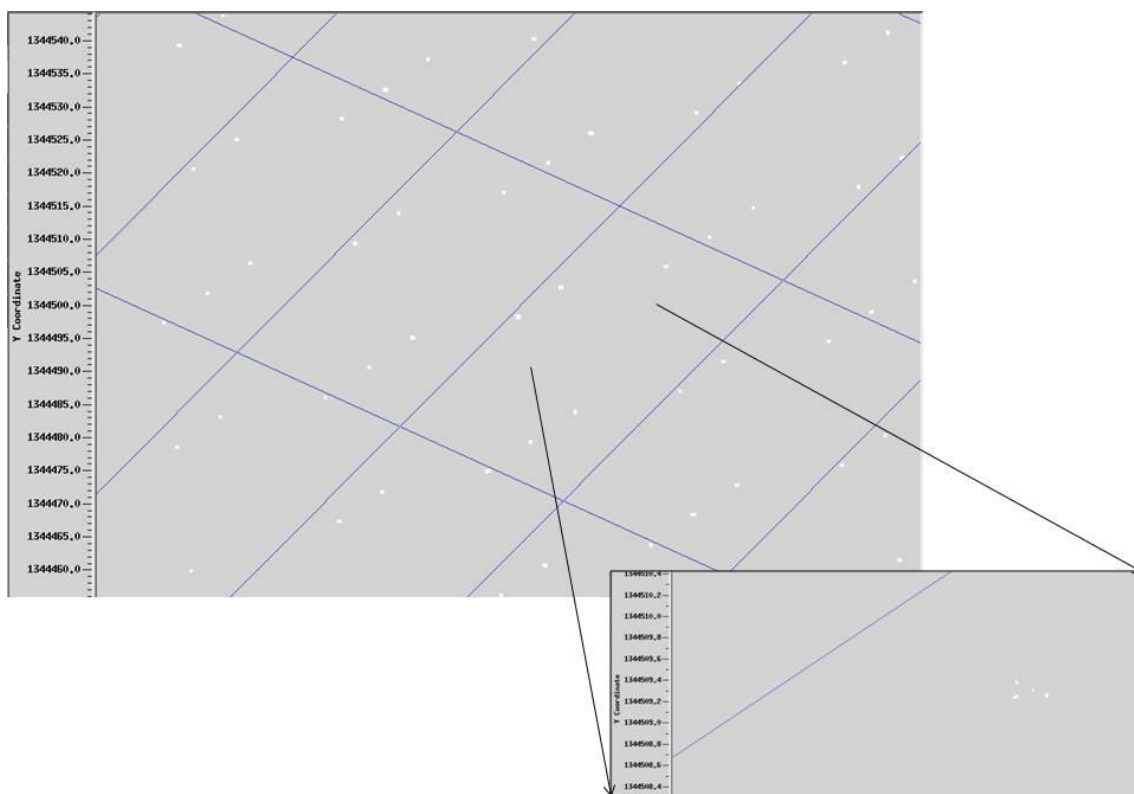


Figura 36. Mapa de distribución de trazas en la carga de geometrías. La imagen aumentada abajo a la derecha muestra que cada punto en la celda representa un mayor número de trazas que están cayendo muy cercanas entre ellas.

Aunque el mapa de cobertura o el número de cubrimiento se mantiene alto, la distribución de las trazas en las celdas creadas para el apilado no cubre correctamente cada área de celda.

La cobertura de trazas tiene una mejor distribución en cada Celda en el Diseño resultante, debido a la geometría en superficie obtenida con el diseño creado para la cobertura de zonas específicas (figura 37).

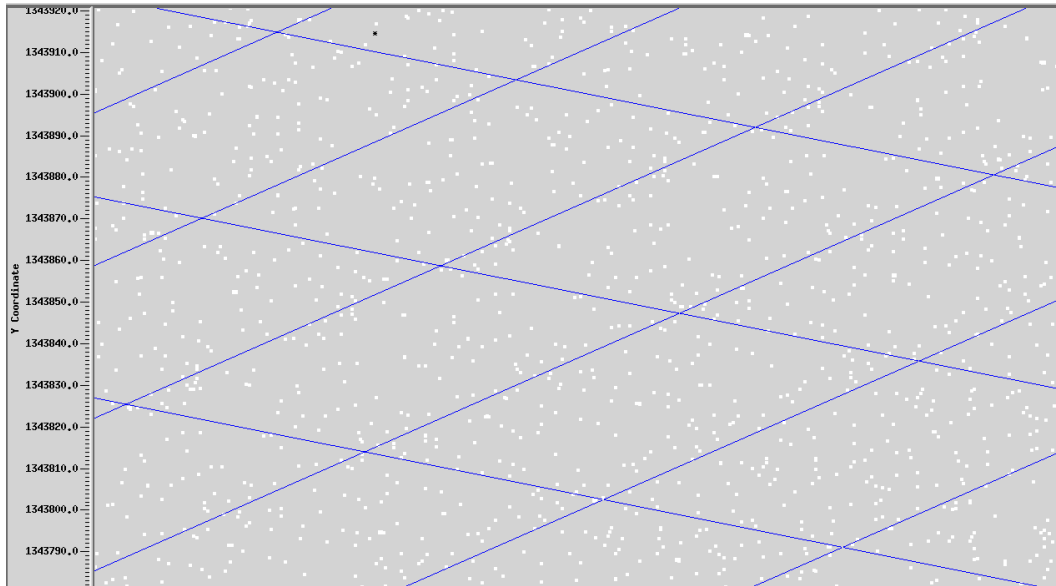


Figura 37. Mapa de distribución de trazas en el diseño final propuesto. La distribución de trazas cubre más zonas de cada Celda.

Como se muestra en la figura 37, el nuevo diseño tiene una mejor distribución de trazas debido a la relación de fuentes-receptores. Esta relación se logra al tener un mayor offset en dirección a Norte-Sur tal como se identificó en el trazado de rayos (Capítulo 5).

Esta distribución de trazas resulta ser muy útil en el proceso de apilado y en análisis acimutal de fracturas.

7.2 ANÁLISIS DE IMÁGENES SÍSMICAS A PARTIR DE LA INFORMACIÓN 3D

Como parte final de este trabajo se entregan los resultados de las secciones sísmicas procesadas.

Estas imágenes son el resultado de un primer apilado que solo tiene deconvolución y un análisis de estáticas de refracción (las estáticas de elevación son igual a cero debido a que el modelo es plano y el datum es cero).

Las secciones a continuación se hicieron sobre las áreas donde el diseño original genero baja calidad en la continuidad de los reflectores sísmicos debido a la poca cobertura generada por las trazas en las zonas (capítulo 5).

La figura 38 es un corte Inline sobre el área del pozo que como se mostro en los capítulos anteriores se proceso con una baja cobertura creando lo que se conoce como una zona fantasma. Luego del análisis sísmico realizado a través del modelado anisótropo y sumando en un flujo de procesamiento mayor cobertura en esta zona, podemos mostrar que la continuidad y cierre de la estructura de interés es más clara y que el modelado esta efectivamente prediciendo y generando más información donde anteriormente no se pudo obtener.

Las figuras 39 y 40, son otros ejemplos, esta vez en sentido del rumbo, que muestran el efecto de continuidad de los horizontes mapeados luego del merge de la sísmica sintética procesada.

La mejora en la calidad sísmica usando un número menor de fuentes para completar el cubrimiento en zonas donde un programa sísmico inicial no logro el objetivo de iluminación de manera satisfactoria puede ahora ser logrado por modelado sísmico.

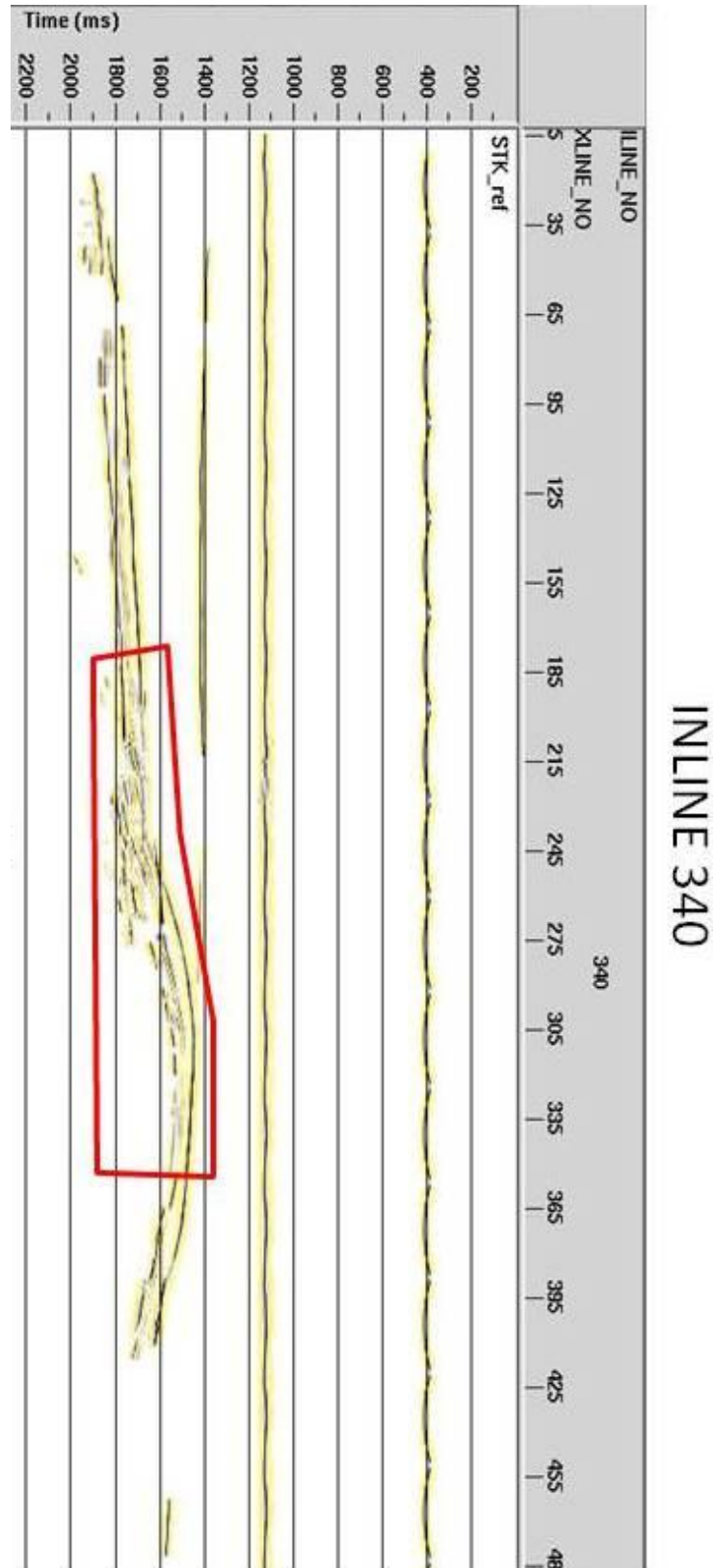


Figura 38. Imagen sísmica Original en la inline 340. Es la sección sísmica obtenida con el Slant original. El recuadro rojo muestra como la zona de baja cobertura ubicada en la estructura donde se perforo un pozo a compararse con la imagen obtenida con la geometría final. (Abajo).

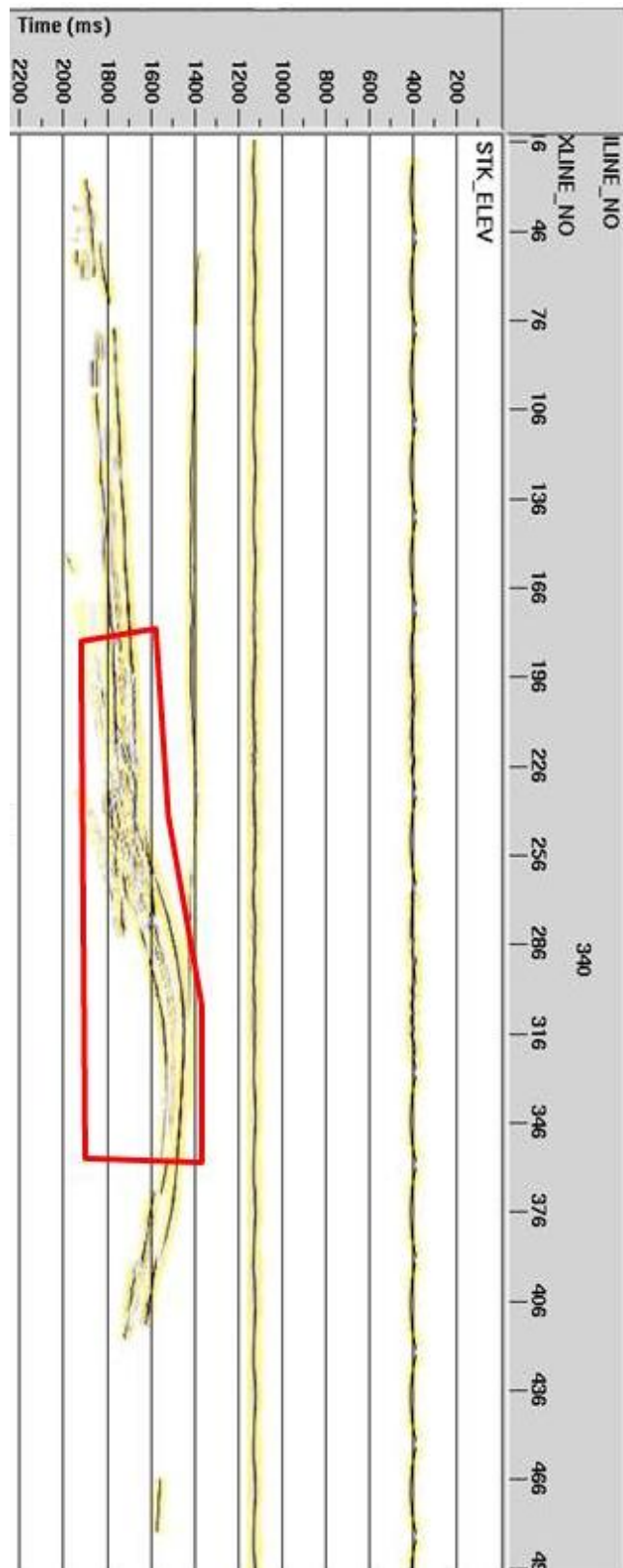


Figura 39. Imagen sísmica obtenida en la inline 340 como resultado de la implementación de la nueva geometría El recuadro rojo muestra como los horizontes ubicados en la vecindad del pozo mejoran en su continuidad y amplitudes luego de sumarse en el procesamiento la nueva geometría.

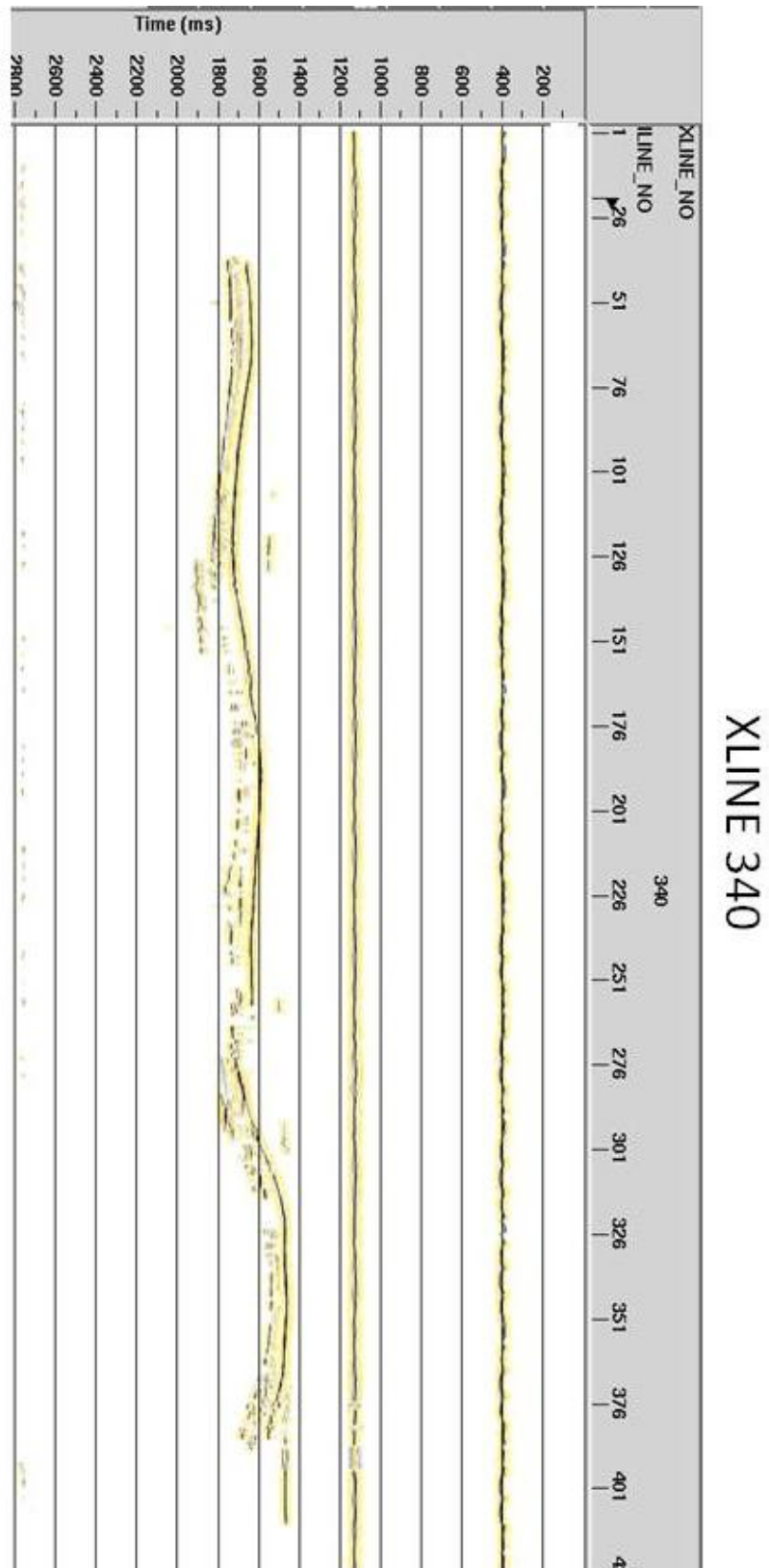


Figura 40. Imagen sísmica Original en la Xline 340. El reflector a comparar con la imagen obtenida en el procesamiento final se encuentra a 1500 ms, el cual es difícil de seguir en esta imagen

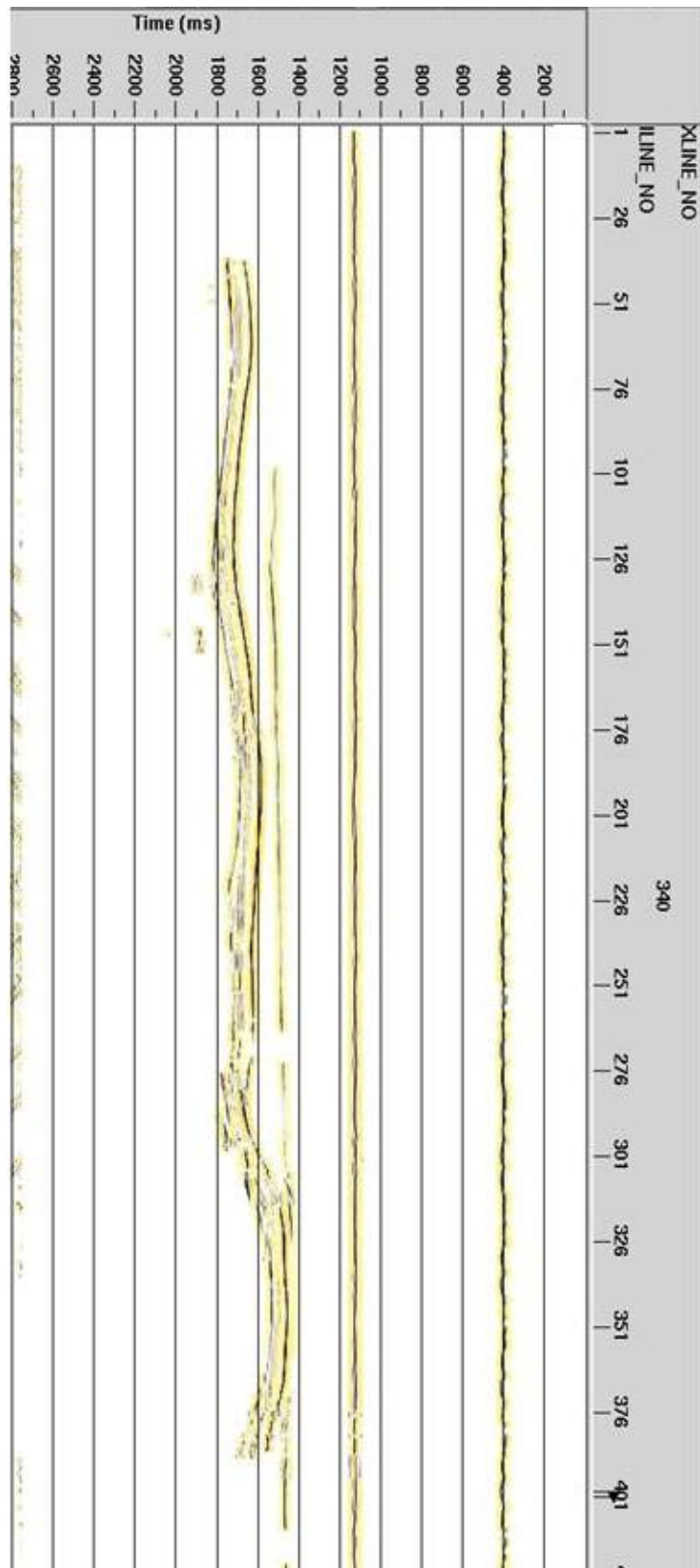


Figura 41. Imagen sísmica en la Xline 340 obtenida a partir de la combinación de ambos diseños. Se puede notar fácilmente como el reflector a 1500 ms se mas continuo, así como los horizontes inferiores mejoran en la continuidad a lo largo de la sección.

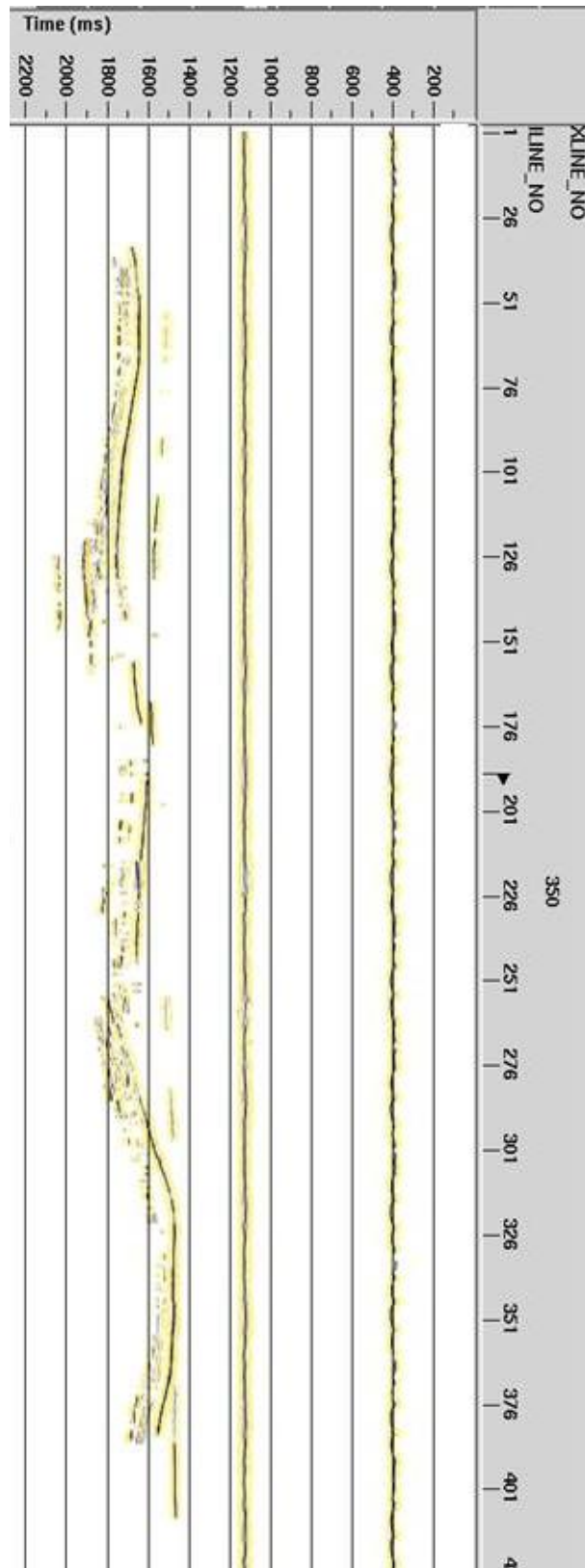


Figura 42. Imagen sísmica en la Xline 350. Los reflectores discontinuos que aparecen debajo de 1600 ms corresponden a las Fm Tablon y Rosablanca. Debido a la baja cobertura en esa profundidad es difícil seguirlos a lo largo de toda la sección.

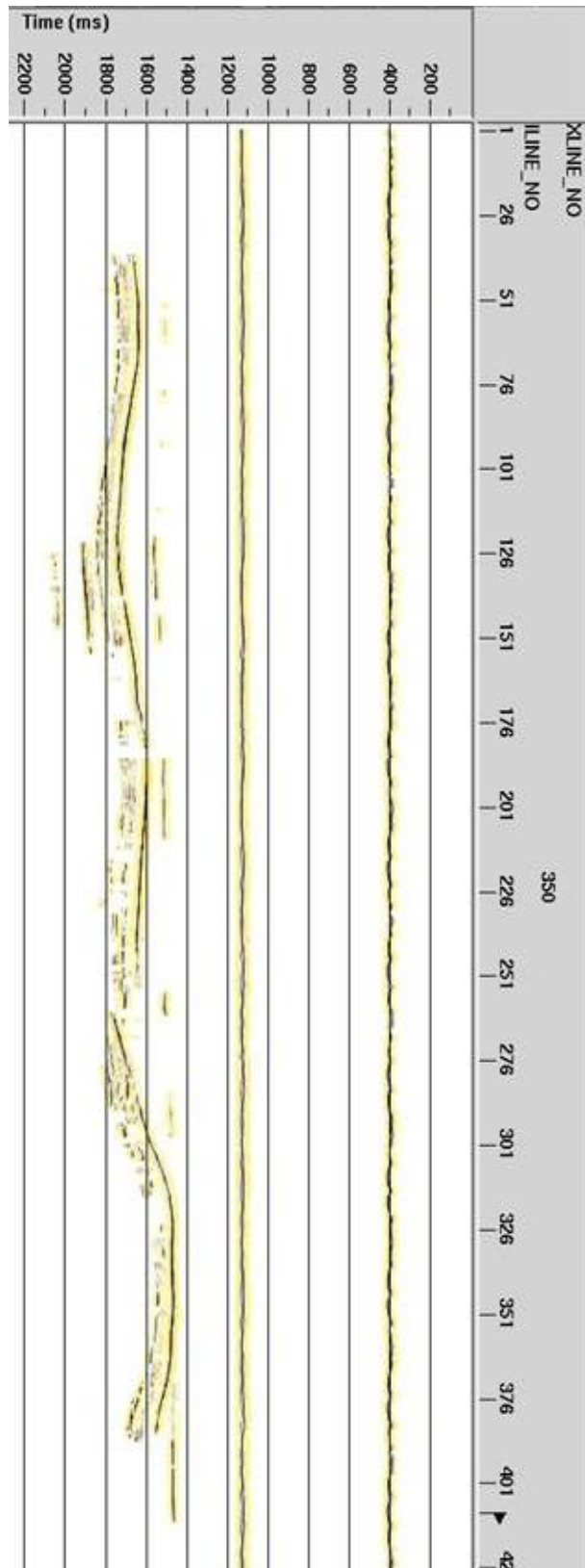
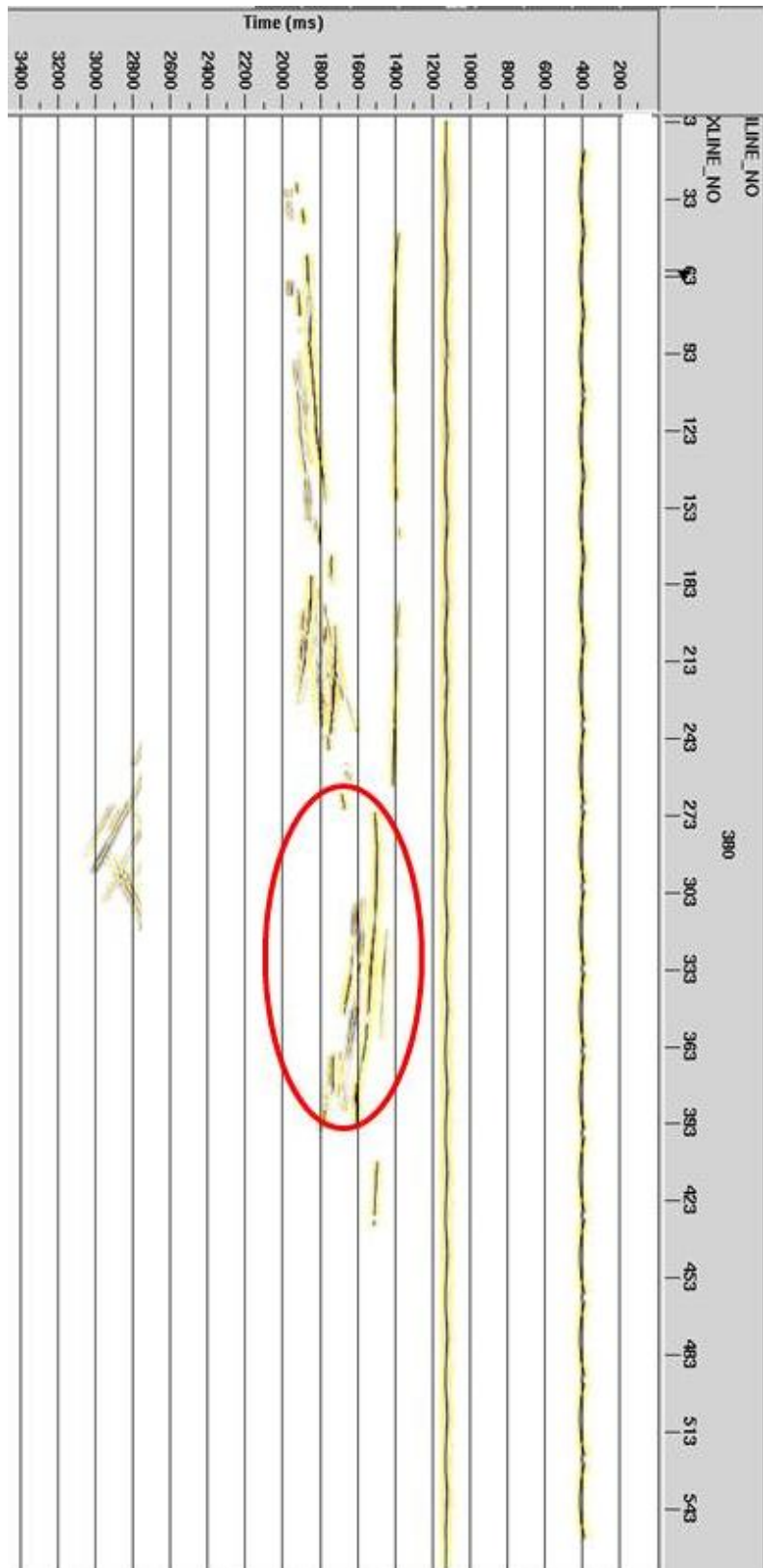


Figura 43. Imagen sísmica en la Xline 350 final. Los reflectores que aparecían discontinuos en la sección anterior son más fáciles de seguir luego de sumar la geometría calculada por el trazado de rayos.



INLINE 380

Figura 44. Imagen sísmica en la Inline 380. El círculo rojo enmarca una zona de baja calidad sísmica.

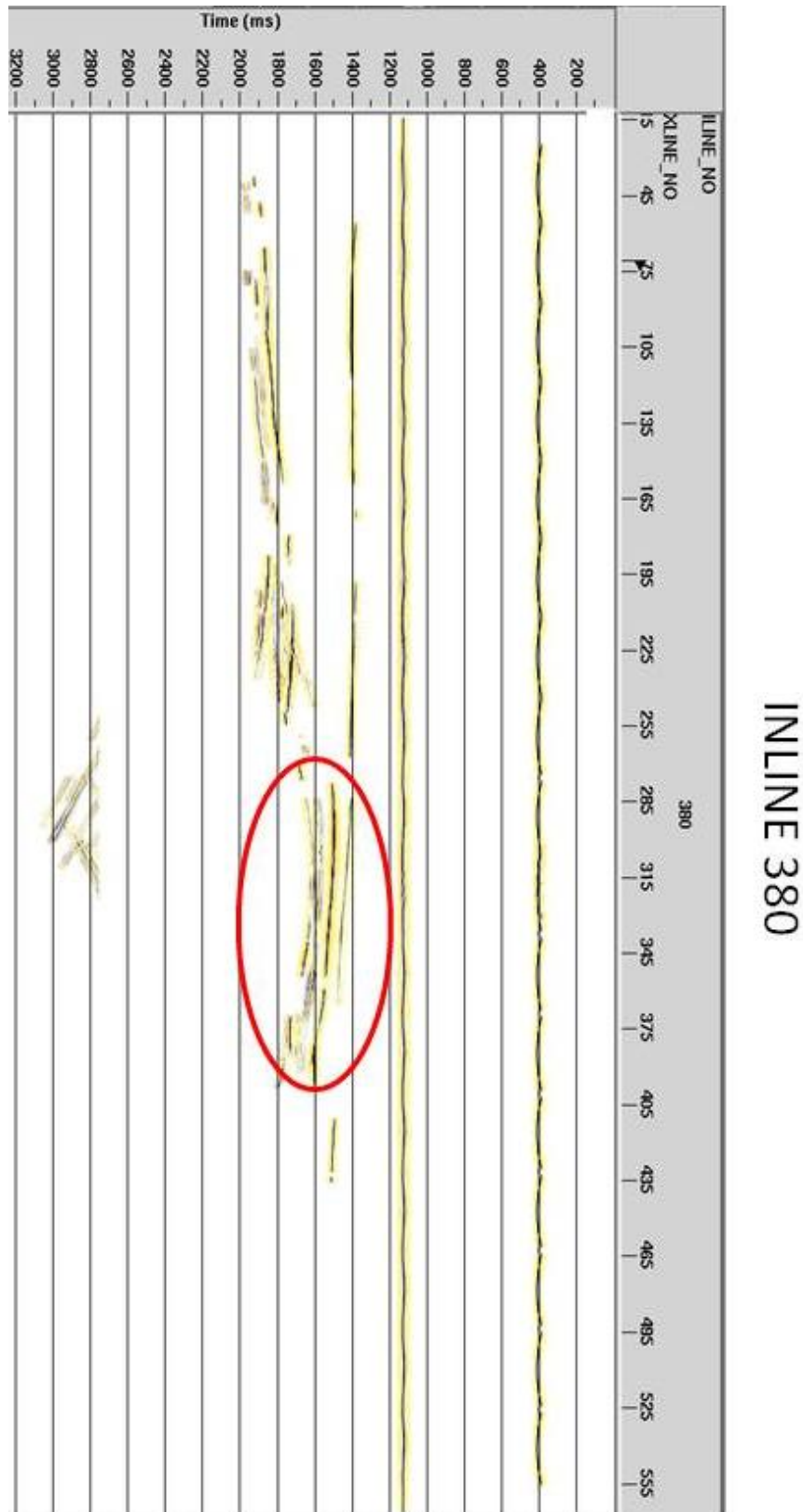


Figura 45. Imagen sísmica en la Inline 380 final. La zona de baja iluminación y calidad sísmica es mejorada a partir del análisis por trazado de rayos y posterior procesamiento sísmico. Luego de aplicar el merge sísmico se realizan los horizontes de interés exploratorio.

8. CONCLUSIONES

- A partir de modelado sísmico anisótropo se plantearon otros parámetros de diseño de adquisición que pueden mejorar la calidad de la sísmica en términos de imagen y calidad acimutal, generando mayor precisión en los análisis de AVO y 3A. Estos parámetros se obtuvieron al reconocer la falencia en cobertura y distribución de offset generada por el efecto anisótropo que causa el fuerte fracturamiento en la roca.
- El modelo sísmico generado es consistente con la geología y ha sido generado con valores anisótropos tomados de la literatura que simulan el efecto del fracturamiento presente. Este modelo puede ser tomado ahora para trabajos en geomecánica y geofísica que estén interesados en profundizar en el tema de la anisotropía HTI.
- A través de los mapas de iluminación que se obtuvieron en el modelado sísmico se reconocieron las áreas que tienen baja cobertura sísmica y se encontró la dirección y longitud necesaria que necesita la propagación de la onda desde esos puntos hasta superficie para mejorar la calidad de la información sísmica en dichas áreas.
- La anisotropía puede generar efectos en la cobertura y distribución de offset y trazas de determinado programa sísmico que luego podrían ser corregidas con adquisiciones más detalladas enfocadas a corregir esos efectos a través del modelado, un simple flujo de procesamiento puede sumar la distribución de ambas adquisiciones y mejorando notablemente la iluminación de los reflectores.
- Se encontró solución a las zonas de baja cobertura a través del modelado y el procesamiento sísmico, esto se puede aplicar a cualquier área con situaciones similares y programas sísmicos antiguos de baja cobertura sísmica.

REFERENCIAS

Aki, K., y Richards, P. G., 1980, Quantitative seismology: theory and methods: W.N. Freeman and Co., New York.

Al-Dajani, A., y Alkhalifa, T., 1997, Reflection moveout inversión in azimuthally anisotropic media: 67th Ann. Internat. Mtg: SEG., Expanded Abstracts, Pag 1230-1233.

Al-Dajani, A., Tsvankin, I., y Tokoz, M.N., 1998, Nonhyperbolic reflection moveout for azimuthally anisotropic media: 68th Ann, Internat. Mtg: SEG., Expanded Abstracts, pag. 1479-1482.

Alvarez, G., 2009, Diseño de parámetros óptimos de adquisición de sísmica tridimensional. Tutorial.

Alkhalifah, T., Tsvankin, I., Larner, K., and Toldi, J., 1996, Velocity analysis and imaging in transversely isotropic media: Methodology and case study: The Leading Edge, 15, 371-378.

Berryman, J., 2009, Aligned vertical fractures, HTI reservoir symmetry and Thomsen seismic anisotropy parameters for polar media. *Geophysical Prospecting*, 2009, 57, 193–208.

Bakulin, A., Grechka, V., Tsvankin, I., 2000a, estimation of fracture parameters from reflection seismic data – Part I: HTI model due to a single fracture set: *Geophysics*, 65, 1788-1802.

----- 2000b, Estimation of fracture parameters from reflection seismic data – Part II: Fractured models with orthorhombic symmetry: *Geophysics*, 65, 1803-1817.

----- 2000c, Estimation of fracture parameters from reflection seismic data – Part III: Fractured models with monoclinic symmetry: *Geophysics*, 65, 1818-1830.

Bakulin A., Woodward M., Nichols D., Osypov K and Zdraveva O., 2009. Building TTI depth models using anisotropic tomography with well information. SEG International exposition and annual meeting. Houston Expanded Abstract.

Bullen, K.E. y Bolt B.A., 1985, An introduction to the theory of seismology, 4th edition: Cambridge University Press.

Casasanta et al, 2008, 3D anisotropic ray tracing by ray path optimization, 78th Ann. Internat. Mtg: Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, pag 2161-2165.

Chen, W., 1995, AVO in azimuthally anisotropic media: fracture detection using P-wave data and seismic study of naturally fractured tight gas reservoirs: PhD Thesis, The University of Stanford, pages 1-143.

Červený, V., 1972, Seismic rays and ray intensities in inhomogeneous anisotropic media: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **29**, 1–13.

Červený, V., I. A. Molotkov, and I. Pšenčík, 1977, Ray method in seismology: Charles University, Prague.

Cerveny, V., 2001, Seismic ray theory: Cambridge.

Červený, V., L. Klimeš, and I. Pšenčík, 2007, Seismic ray method: Recent developments, *in* R.-S. Wu and V. Maupin, eds., Advances in wave propagation in heterogeneous earth: Academic Press, 1–126

Cordsen, A., Galbraith M., and Pierce, J., 2000, Planing land 3-D surveys. Geophysical development series No 9. Soc. Expl. Geophysicists. E.U.

Cooper, N., y Herrera, Y., 2002, A Review of Some 3D and 2D Models Using Data Simulation presented at 2002 CSEG National Convention.

Cooper, N., 2004, A world of reality—Designing land 3D programs for signal, noise, and prestack migration—Part 1 y 2. The Leading Edge, 12, 1007-1014 y 1230-1235

Crampin, S., 1977, A review of effects of anisotropic layering on the propagation of surface waves: Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 49, 9-27

Dix, C. H., 1955, Seismic velocities from surface measurements: Geophysics, 20, 68-86.

Gjøystdal, H., E. Iversen, R. Laurain, I. Lecomte, V. Vinje, and K. Åstebøl, 2002, Review of ray theory applications in modelling and imaging of seismic data: Studia Geophysica et Geodaetica, **46**, 113–164.

Gjoystdal et al, 2007, Improved applicability of ray tracing in seismic acquisition, imaging, and interpretation, Geophysics, VOL. 72, NO. 5, SM 160- 171.

Grechka, V., S. Theophanis, and I. Tsvankin, 1999, Joint inversion of P- and PS-waves in orthorhombic media: Theory and a physical modeling study: Geophysics, **64**, 146–161.

Hilterman, F. J., 1970, Three-dimensional seismic modeling: Geophysics, 35, 1020-1037.

Hudson, J., 1981, Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks: Geophys. J, Roy. Astr. Soc., 64, 133-150

Hudson, J., 1990; Overall elastic properties of isotropic materials with arbitrary distribution of circular cracks: Geophys. J. Int., 102, 465-469.

Jie, Y., 2003, Analysis of P-wave seismic reflection data for azimuthal anisotropy. PhD thesis, University of Edinburgh.

Kelly et al., 1976, Synthetic seismograms: a finite-difference approach. Geophysics, vol. 41. p. 2-27.

Li, X.-Y., 1997, Viability of azimuthal variation in P-wave moveout for fracture detection: 67th Ann. Intern. Mtg: SEG., Expanded Abstracts, II, 1555-1558.

Li, X.-Y., 1998, Fracture detection using P-P and P-S wave in multicomponent sea floor data: 68th Ann. Intern. Mtg: SEG., Expanded Abstracts, pag 2056-2059

Mavko, G., T. Mukerji, and J. Dvorkin, 1998, The rock physics handbook: Tools for seismic analysis in porous media: Cambridge University Press.

Patterson D.J. and Tang X. 2005. Pitfalls in Dipole logging – Anisotropy: Cause of Discrepancy in Borehole acoustic Measurements. Offshore Technology Conference. Houston, Texas, Conference paper.

Perez, M. A., Gibson, R., y Toksoz, M., 1999, Detection of fracture orientation using azimuthal variation of P-wave AVO responses: Geophysics, 64, 1253-1265.

Pistre V., Plona T., Sinha B., Kinoshita T., Tashiro H., Ikegami T. *et al.* 2005. A new modular sonic tool provides complete acoustic formation evaluation. 75th SEG meeting, Houston, Texas, USA, Expanded Abstracts, 368–371.

Ruger, A., 1998, Variation of P-wave reflectivity with offset and azimuth in anisotropic media: Geophysics, 63, 935-947.

Ruger, A., 2002, Reflection Coefficients and Azimuthal AVO Analysis in Anisotropic Media: Geophysical monograph series, number 10, SEG

Rutherford S.R. and Williams R.H. 1989. Amplitude-versus-offset variations in gas sands. *Geophysics* **54**, 680–688.

Sayers, C. M., 2005, Seismic anisotropy of shales: Geophysical Prospecting, 53, 667–676. Sherwood et al., 1983

Slawinski, M. A., 1996, On elastic-wave propagation in anisotropic media: reflection/refraction laws, raytracing, and travelttime inversion: PhD. Thesis, University of Calgary, Pag. 1-208.

Sherwood, J. W. C., Hilterman, F. J., Neale, R. N. and Chen, K. C., 1983, Synthetic seismograms with offset for a layered elastic medium; Offshore Technology Conference, Paper 4508.

Teng, L., 1998, Seismic and rock-physics characterization of fractured reservoirs: Ph.D. dissertation, Stanford University.

Thomsen, L., and Tsvankin, I., 1995., Layer-stripping of azimuthal anisotropy from reflection shear-wave data: 65th Ann. Internat. Mtg: Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, pages 289-292.

Thomsen, L., 1986, Weak elastic anisotropy: Geophysics, 51, 1954-1966

Thomsen, L., 1995, Elastic anisotropy due to aligned cracks in porous rock: Geophysical Prospecting, 43, 805-829.

Tsvankin, I., 1997, Reflection Moveout and parameter estimation for horizontal transverse isotropy: geophysics, 62, 614-629

Tsvankin, I., 2005, Seismic Signatures and Analysis of Reflection Data in Anisotropic Media: Elsevier Science. Vermeer, G. J. O., 2002, 3D seismic survey design. SEG, Tulsa, OK, 225 p.

Vestrum R. W, Lawton D. C and Schmid S., 1999. Imaging structures below dipping TI media. Geophysics, Vol 64, no 4, 1239-1246.

Wang, Z., 2002, Seismic Anisotropy in sedimentary rocks, part 1: a Single-plug laboratory method: Geophysics, 67, 1415-1422.

Wang, Z., 2002, Seismic Anisotropy in sedimentary rocks, part 2: laboratory data: Geophysics, 67, 1423-1440

Yilmaz, O., 1992, Seismic data processing, SEG. Tulsa. OK.

Zhen, W., 1995, AVO in azimuthal anisotropy media, fracture detection using P-wave data and seismic study of naturally fracture tight gas reservoirs: PhD. Thesis of University of Stanford.

APENDICE A. CONVENCIONES MATEMATICAS Y ABREVIACIONES

A continuación se definen algunas de las convenciones implementadas y abreviaciones matemáticas usadas en este trabajo que obedecen a la nomenclatura tradicional y hacen parte de la “caja negra” tras el desarrollo del modelado sísmico (teoría de rayos) y anisotropía.

ABREVIACIONES

SIMBOLO	SIGNIFICADO
3A	Análisis de atributos Acimutal
AAA	Análisis de atributos Acimutal
AMR	Respuesta moveout acimutal
AVO	Amplitud versus Offset
AVOA	Amplitud versus Offset y Azimut
AVOZ	Amplitud versus Offset y Azimut
AVAZ	Amplitud versus Azimut
TVAZ	Tiempo versus Azimut
VVAZ	Velocidad versus Azimut
GVAZ	Gradiente versus Azimut
AVD	Atributo versus Dirección
CRP	Punto de reflexión común
CMP	Punto Medio común
CDP	Punto Medio común en profundidad
DMO	Moveout en buzamiento
EAP	Proyecto de Anisotropía de Edimburgo
HTI	Isotropía Transversa con una eje horizontal de simetría
NMO	Moveout normal
OBC	Cable en la base del Océano
ONDA C	Ondas Convertidas P-SV en el punto de reflexión
ONDA P	Onda Compresional
PP	Onda P reflejada debido a una onda P incidente
PSV	Onda SV reflejada debido a una onda P incidente

PSH	Onda SH reflejada debido a una onda P incidente
QC	Control de Calidad
qP	Onda cuasi P
qSV (qS1)	Onda cuasi SV
qSH(qS2)	Onda cuasi SH
RMS	Raíz de mínimos cuadrados
SVP	Onda P reflejada debido a una onda SV incidente
SVSV	Onda SV reflejada debido a una onda SV incidente
SVSH	Onda SH reflejada debido a una onda SV incidente
SHP	Onda P reflejada debido a una onda SH incidente
SHSV	Onda SV reflejada debido a una onda SH incidente
SHSH	Onda SH reflejada debido a una onda SH incidente
S-R	Fuente – Receptor
SL-RL	Línea de Fuente - Línea de Receptor
TTI	Isotropía Transversa con un eje inclinado de simetría
VSP	Perfil Sísmico Vertical
VTI	Isotropía Transversa con un eje vertical de simetría

SIMBOLOS MATEMATICOS

SIMBOLO	DEFINICION	UNIDAD
λ	Parámetro de Lamé	Pa
μ	Parámetro de Lamé	Pa
p	Presión	Pa
K	Módulo de Bulk	Pa
σ_{ij}	Tensor de Esfuerzo	Pa
ϵ_{ij}	Tensor de Deformación	Pa
C_{ij}	Constante Elástica	Pa
C_{ijkl}	Constante Elástica	Pa
ρ	Densidad	kgm^{-3}
u_i	Desplazamiento i-ésimo en dirección i-ésima	

U_i	Desplazamiento l-nesimo de Amplitud en la dirección l-nesima	
k_i	numero de Onda	
ω	Frecuencia angular	s^{-1}
x	Coordenada en dirección X	m
y	Coordenada en dirección y	m
z	Coordenada en dirección Z	m
f	Frecuencia	Hz
α_i	Componente l-nesima del vector unidad en la direccion desplazamiento	
$L_{\mu k}$	Segmento de rayo	
β_i	Componente l-nesima del vector unidad en la dirección normal a la onda	
Γ	Matriz Kelvin-Christoffel	
V	Velocidad	ms^{-1}
g_i	Velocidad de grupo l-nesima	ms^{-1}
b	Matriz Esfuerzo-desplazamiento	
τ	Componente vertical del tensor Esfuerzo	
p_i	l-nesima lentitud	sm^{-1}
R	Matriz del coeficiente de Reflexión	
T	Matriz del coeficiente de Transmisión	
$S(t)$	Series de tiempo de amplitud sísmica	
$R(t)$	Series de tiempo de coeficiente de reflexión	
Ω_R	Relación de coeficiente de reflexión entre dos pares de líneas ortogonales	
Ω_S	Relación de amplitud sísmica entre dos pares de líneas ortogonales	
V_p	Velocidad de onda P	ms^{-1}
V_{p0}	Velocidad de onda P en dirección vertical	ms^{-1}
V_s	Velocidad de onda S	ms^{-1}
V_{s0}	Velocidad de onda S en dirección vertical	ms^{-1}
$V_{s }$	Velocidad polarizada de onda S paralela a el plano de simetría	ms^{-1}
V_{rms}	Velocidad RMS	ms^{-1}

V_{nmo}	Velocidad NMO	ms^{-1}
η	Lentitud	sm^{-1}
ε	Parámetro de Thomsen $(C_{11} - C_{33})/2C_{33}$	
Υ	Parámetro de Thomsen $(C_{66} - C_{44})/2C_{44}$	
δ	Parámetro de Thomsen $[(C_{13} + C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})^2] / 2C_{33}(C_{33} - C_{44})$	
ζ	Relación de Velocidad entre V_p y V_s	
θ	Angulo incidente	
θ	Angulo incidente de onda P	
θ	Angulo incidente de onda S	
t	Tiempo de viaje	s
t_0	Doble tiempo de viaje a distancia cero	s
$t_{ }$	Tiempo de viaje en la dirección paralela al rumbo de fracturas	s
t	Tiempo de viaje en la dirección perpendicular al rumbo de fracturas	s
ϕ_θ	Angulo entre línea 1 y línea 2	
$\theta(\varphi)$	Azimut del rumbo de la fractura	
$W(t)$	Función de la longitud de Onda	

APENDICE B. FRACTURAS Y ANISOTROPIA

Como se ha descrito anteriormente, las fracturas pueden ser descritas mediante ecuaciones de comportamiento anisótropo. Debido a que el dato sísmico contiene información de las estructuras así como de las propiedades físicas de la roca en los reservorios; medios verticalmente fracturados, saturados con fluidos pueden ser considerados como medios transversalmente isotropos (HTI) o medios Acimutalmente Anisótropos (AA). Cuando las ondas sísmicas viajan a través o son reflejadas desde los límites del reservorio fracturado, esas fracturas presentes dejarán una huella en el dato sísmico.

Cuando consideramos la longitud de onda del dato sísmico, la Tierra puede ser considerada como un medio homogéneo que varía muy suavemente excepto en las interfaces geológicas. La deformación del medio causada por la onda sísmica es en general, muy pequeña. En el caso de una pequeña deformación, es posible usar la teoría elástica para estudiar el efecto de la propagación de onda. El esfuerzo es una función de la deformación y viceversa (Bullen y Bolt, 1985). Ambos, el esfuerzo y la deformación tienen 9 componentes elásticas, que son definidas por la siguiente ecuación:

$$\sigma_{ij} = \sum_{k=1}^3 \sum_{l=1}^3 C_{ijkl} \varepsilon_{kl}, i, j = 1, 2, 3 \quad (B1)$$

Donde σ_{ij} es un tensor de esfuerzo de 3x3, ε_{kl} es un tensor de deformación 3x3, C_{ijkl} es un tensor de 3x3x3x3. Ambos, los ejes X1 y X2 son horizontales (X1 es paralelo al papel y X2 es perpendicular al papel), mientras que el eje X3 es vertical. Debido a la simetría del esfuerzo ($\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$) y la deformación ($\varepsilon_{kl} = \varepsilon_{lk}$), únicamente seis de los componentes de esfuerzo y deformación son independientes.

Con un cambio de índices usando la notación de Voigt (Tsvankin, 2005; Thomsen, 1986) se tiene que:

<i>ij</i>	<i>kl</i>	11	22	33	32=23	31=13	12=21
↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓
α	β	1	2	3	4	5	6

Sería la ecuación (B2)

Así, la ecuación (A1) puede ser reescrita como:

$$\sigma_{\alpha} = \sum_{\beta=1}^6 C_{\alpha\beta} \varepsilon_{\beta}, \alpha = 1, 2, \dots, 6 \quad (B3)$$

Donde $C_{\alpha\beta}$ es una matriz de esfuerzo 6x6. Debido a la simetría de la matriz (Bullen y Bolt, 1985), hay 21 elementos independientes únicamente.

Para medios isótropos, la matriz de esfuerzos es:

$$\sigma_{\alpha\beta} = \begin{bmatrix} C_{33} & C_{33} - 2C_{44} & C_{33} - 2C_{44} & 0 & 0 & 0 \\ C_{33} - 2C_{44} & C_{33} & C_{33} - 2C_{44} & 0 & 0 & 0 \\ C_{33} - 2C_{44} & C_{33} - 2C_{44} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{44} \end{bmatrix} \quad (B4)$$

Mostrando que solo hay dos elementos independientes para medio isótropos, C_{33} y C_{44} . Estos dos elementos pueden ser reemplazados por los parámetros de Lamé, λ y μ , los cuales son más ampliamente usados. Entonces la ecuación (A4) comienza a ser:

$$\sigma_{\alpha\beta} = \begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{bmatrix} \quad (B5)$$

Donde únicamente los elementos no nulo son mostrados.

Los medios VTI pueden ser considerados como un apilado de rocas depositadas horizontalmente. Sus propiedades elásticas son las mismas para diferentes ángulos acimutales, pero varían con el ángulo de incidencia del rayo con respecto al eje vertical. Los medios HTI pueden ser considerados como una rotación de 90° grados, alrededor del eje horizontal. (Ver figura 1)

Después de Thomsen (1986) y Ruger (2002), la matriz de esfuerzo para medios VTI puede ser escrita como:

$$\sigma_{\alpha\beta}^{VTI} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{11}-2C_{66} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{11}-2C_{66} & C_{11} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{13} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{bmatrix} \quad (B6)$$

Donde los parámetros anisótropos de Thomsen pueden ser definidos como:

$$\varepsilon = \frac{C_{11} - 2C_{33}}{2C_{33}}$$

$$\delta = \frac{(C_{13} + C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})^2}{2C_{33}(C_{33} - C_{44})} \quad (B7)$$

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

Para medios HTI, comparados con los medios VTI, los ejes X_1 y X_3 son intercambiados. Además, C_{11} y C_{33} son intercambiados también, así la matriz de esfuerzo queda:

$$\sigma_{\alpha\beta}^{HTI} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{13} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{33} & C_{33} - 2C_{44} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{33} - 2C_{44} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{bmatrix} \quad (B8)$$

Los parámetros de Thomsen para medios HTI tienen la misma expresión que en medios VTI pero tradicionalmente, el superíndice ^(v) es sumado y las expresiones son $\varepsilon^{(v)}$, $\delta^{(v)}$ y $\gamma^{(v)}$.

APENDICE C. TEORIA DE RAYOS Y DIFERENCIAS FINITAS

El método de la teoría de rayos permanece en la geofísica como una herramienta poderosa y ampliamente usada por tener dos grandes ventajas, la primera es que provee una visión física del fenómeno de propagación de onda en lugar de muchos modelos geofísicos más complejos, al describir el total del campo de onda como la suma de diferentes tipos de ondas generadas en el problema bajo consideración. Además, da lugar a algoritmos numéricos más efectivos y que consumen menor tiempo comparado con los algoritmos que emplean diferencias finitas o elementos finitos.

Por otra parte, el método del rayo sufre lo que se conoce como problemas caústicos, lo cual significa que si un rayo asociado a una propagación de onda toca tangencialmente una superficie 3D o una curva en 2D, la expansión geométrica se desvanece y la amplitud del rayo comienza a ser singular sobre esta, mientras el campo de onda real permanece finito y suave. Esta superficie también se conoce como la envolvente del campo del rayo o la superficie caustica.

A favor de los métodos de diferencias finitas, estos producen algoritmos numéricos que pueden calcular campos de onda de altas frecuencias independientemente del punto de observación. Esto se puede explicar diciendo que para calcular un campo de onda en un punto de observación M, se tiene que cubrir la vecindad de M por una cantidad de rayos distribuidos más o menos cerca de la vecindad del punto de forma uniforme. Para cada rayo se deriva un rayo Gaussiano que se propaga a lo largo del rayo y entonces se suman todos los rayos en la vecindad del punto M. Como los rayos Gaussianos no tiene singularidad ni caustica, el algoritmo numérico no depende de la posición de M. El método Gaussiano, como una nueva aproximación para la computación del campo de onda de alta frecuencia fue sugerido por M.M. Popov, 1981.

En términos simples, para la teoría del rayo, considere la ecuación de onda:

$$\Delta W = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2}{\partial \tau^2} W = 0, \quad (C1)$$

Donde τ es tiempo,

$$\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$

Es el operador Laplaciano,

C es la velocidad de propagación del campo de onda W. Suponiendo que C es constante, se puede mostrar la siguiente solución:

$$\begin{aligned} W &= e^{i\varphi} = \cos \varphi + i \sin \varphi, \quad i^2 = -1, \quad \varphi \\ &= -\omega t + k_1 x + k_2 y + k_3 z, \end{aligned} \quad (C3)$$

Donde ω, k_1, k_2, k_3 son constantes.

En este caso se tiene:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = e^{i\varphi} i \frac{\partial \varphi}{\partial t} = -i\omega W;$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial t^2} = (-i\omega)^2 W;$$

$$\frac{\partial W}{\partial x} = ik_1 W;$$

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} = (ik_1)^2 W.$$

Además,

$$\Delta W - \frac{1}{C^2} \frac{\partial^2 W}{\partial t^2} = W \left[\frac{(-i\omega)^2}{C^2} + (ik_1)^2 + (ik_2)^2 + (ik_3)^2 \right] = 0 \quad (C4)$$

Debido a que $W \neq 0$, esto necesariamente significa que:

$$\frac{\omega^2}{C^2} = k_1^2 + k_2^2 + k_3^2. \quad (C5)$$

Definición: ω es llamado la frecuencia circular, $\vec{k} = k_1\vec{i} + k_2\vec{j} + k_3\vec{k}'$ es el vector de onda y

$$|\vec{k}| = \sqrt{k_1^2 + k_2^2 + k_3^2} = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (C6)$$

Donde λ es la longitud de onda.

Ahora, de (C5) y (C6) se tiene que:

$$\frac{\omega^2}{c^2} = |\vec{k}|^2 \rightarrow \frac{\omega}{c} = |\vec{k}| = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (C5)$$

Así, se obtiene una solución de la forma de una onda plana:

$$W = Ae^{i(-\omega t + k_1x + k_2y + k_3z)} \quad (C6)$$

Donde A es la amplitud constante del plano de onda y $\varphi = k_1x + k_2y + k_3z$ es la fase de la onda plana.

Porque es llamada onda plana?

Si introducimos el vector-radio $\vec{r} = \vec{x}\vec{i} + \vec{y}\vec{j} + \vec{z}\vec{k}'$, entonces

$$\varphi = 0 \rightarrow (\vec{k}, \vec{r}) = \omega t \quad (C7)$$

Para cada momento t esto es un plano en 3D con vector \vec{k} siendo ortogonal a él.

Si se considera además que $\vec{r} = \left(\frac{\vec{k}}{|\vec{k}|} \right) s$, entonces $(\vec{k}, \vec{r}) = \omega t$ que

a su vez puede tomar la forma $|\vec{k}|s = \omega t$.

Finalmente se puede escribir como:

$$|\vec{k}| \frac{\partial s}{\partial t} = \omega \rightarrow \frac{\partial s}{\partial t} = \frac{\omega}{|k|} = C. \quad (C8)$$

Así, la superficie de fase constante se mueve en el espacio con una velocidad C en la dirección fijada por el vector \vec{k} .

Las soluciones de onda plana juegan un papel importante en la física matemática porque muchos tipos de soluciones pueden ser presentadas como una superposición de ondas planas, Obviamente una solución de onda plana no existe si las velocidades varían, pero es posible suponer que las velocidades varían muy suavemente.

El método de solución de la propagación de onda por elementos finitos utiliza la teoría de la aproximación polinomial:

$$f(x) = \hat{f}(x) + E(x) = \sum_{j=0}^n l_j^n(x) f(x_j) + E(x) \quad (C9)$$

Donde:

$f(x)$ es la función buscada, que puede ser $h(x)$, $\hat{h}(x)$ es la aproximación polinomial de $h(x)$. $E(x)$ es el error de aproximación.

APENDICE D. METODO DE ANALISIS DE ATRIBUTOS ACIMUTALES (3 A) USADO POR EL EDINBURGO ANISOTROPIC PROJECT

Aplicando la teoría del medio equivalente es posible estimar parámetros para un modelo anisótropo acimutalmente. Estos parámetros estimados pueden relacionarse con propiedades de las fracturas y además ayudar a caracterizar reservorios fracturados.

Estas técnicas que se basan en el análisis del movimiento acimutal de la onda P, la amplitud y la velocidad son derivas de algunos conceptos básicos asumidos: como que en cualquier locación CMP, al menos tres registros acimutales deber ser provistos y el tope y base del reservorio deben ser distinguibles.

Para una línea sísmica dada, en el ángulo acimutal φ al rumbo de la fractura en un medio HTI de capa simple, el movimiento (moveout en ingles) de la reflexión puede ser escrito como (Sayers y Ebrom, 1997):

$$t^2(\varphi, x) = t_0^2 + \frac{x^2}{V_{nmo}^2} - \frac{Ax^4}{x^2 + t_0^2 V_{p0}^2} \quad (D1)$$

Donde, $t(\varphi, x)$ es el tiempo de viaje de la reflexión en el offset x , t_0 es el tiempo de viaje doble a cero offset, V_{nmo} es la velocidad NMO y A es el coeficiente de movimiento. La ecuación (D1) es obtenida para anisotropía suave o débil (Sena, 1991; Li y Crampin, 1993) y para Anisotropía general, una ecuación empírica pero más exacta está dada por Al-Dajani et al. (1998). De Al-Dajani et al. (1998), V_{nmo} y el coeficiente A pueden ser escritos, para los parámetros anisótropos de primer orden como:

$$\frac{1}{V_{nmo}^2} = \frac{1}{V_{p0}^2} [1 - 2(\delta - 2\varepsilon)\sin^2\varphi], \quad (D2)$$

$$A = \frac{2(\varepsilon - \delta)}{V_{p0}^2} \sin^4 \varphi. \quad (D3)$$

Note que el coeficiente $A = -t_0^2 V_{p0}^2 A_4$, donde A_4 es el coeficiente del movimiento cuártico definido por Al-Dajani et al. (1998). También, $\delta - 2\varepsilon \approx \delta^{(V)}$ en la aproximación de la anisotropía débil, donde $\delta^{(V)}$ es el parámetro de Thomsen definido por Tsvankin (1997).

Sustituyendo las ecuaciones (D2) y (D3) en la ecuación (D1), tomando las raíces cuadradas y linearizando con respecto a los parámetros anisótropos ε y δ :

$$t(\varphi, x) = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V_{p0}^2}} [1 - (\delta - 2\varepsilon) \sin^2 \theta \sin^2 \varphi - (\varepsilon - \delta) \sin^4 \theta \sin^4 \varphi],$$

Donde θ es el ángulo del rayo incidente en el reflector medido desde la vertical. El término de la raíz cuadrada en la ecuación es un término del movimiento normal estándar. Introduciendo t_{\parallel} y t_{\perp} como los movimientos de reflexión a un offset dado x para las líneas del *survey* paralelo y perpendicular al rumbo de las fracturas, respectivamente produce:

$$t_{\parallel}(x) = t(\varphi = 0, x) = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V_{p0}^2}}; \quad (D5)$$

$$\begin{aligned} t_{\perp}(x) &= t\left(\varphi = \pi/2, x\right) \\ &= t_{\parallel}(x) - t_{\parallel}(x)(\delta - 2\varepsilon) \sin^2 \theta - t_{\parallel}(x)(\varepsilon - \delta) \sin^4 \theta \quad (D6) \end{aligned}$$

Sustituyendo las ecuaciones (D5) y (D6) en la ecuación (D4)

$$t(\varphi, x) = t_{\parallel}(x)\cos^2\varphi + t_{\perp}(x)\sin^2\varphi + t_{\parallel}(x)(\varepsilon - \delta)\sin^4\theta\sin^2\varphi\cos^2\varphi \quad (D7)$$

Ahora se asumen dos líneas CMP ortogonales al azimut φ y $\pi/2 - \varphi$ medidos desde el rumbo de las fracturas en un medio de capa sencillo. La respuesta del movimiento acimutal (AMR) de un objetivo fracturado está definido como la diferencia del tiempo de viaje (Δt) entre las dos líneas ortogonales desde la base del objetivo:

$$\Delta t(\varphi, x) = t\left(\pi/2 - \varphi, x\right) - t(\varphi, x) \quad (D8)$$

Como se mostro en la ecuación (D4), la ecuación del tiempo de viaje explícitamente contiene la raíz cuadrada del termino de movimiento. Algunas veces, puede ser conveniente aplicar una corrección de movimiento hiperbólica común a ambas líneas acimutales antes del cálculo de (Δt). Esto implica la reorganización de la ecuación (D8) como:

$$\Delta t(\varphi, x) = \left[t\left(\pi/2 - \varphi, x\right) - \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V_{nmo}^2}} \right] - \left[t(\varphi, x) - \sqrt{t_0^2 - \frac{x^2}{V_{nmo}^2}} \right], \quad (D9)$$

Donde V_{nmo} es la velocidad de movimiento escogida. De la ecuación (D7), (Δt) puede ser escrita como:

$$\Delta t(\varphi, x) = (t_{\perp} - t_{\parallel}) \cos 2\varphi = B_0(x, \varepsilon, \delta) \cos 2\varphi, \quad (D10)$$

Donde, para el primer orden en los parámetros anisótropos se tiene que:

$$B_0(x, \varepsilon, \delta) = \frac{x}{V_{p0}} \sin \theta [2\varepsilon - \delta - (\varepsilon - \delta) \sin^2 \theta]. \quad (D11)$$

Como $B_0(x, \varepsilon, \delta)$ es independiente del azimut, la ecuación (D10) muestra que en la aproximación de la anisotropía suave, la AMR es una función del $\cos 2\varphi$ para un offset fijo. La AMR, $\Delta t(\varphi_i, x)$, para diferentes Azimuts φ_i y un offset fijado x puede ser picado desde el gather CMP. Mediante el ajuste de los tiempos de intervalo en la ecuación (D10), las direcciones con máximo y mínimo intervalo de tiempo pueden ser obtenidas, las cuales son las direcciones normal y de rumbo de las fracturas, respectivamente. Esta característica permite determinar el rumbo de las fracturas sin la necesidad de conocer t_{\perp} y t_{\parallel} .