



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MEXICO

INSTITUTO DE GEOFISICA
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ANÁLISIS DE ILUMINACIÓN A PARTIR DEL TRAZADO
DE RAYOS EN 3D: APLICACIÓN A UN ESCENARIO
MEXICANO EN EL GOLFO DE MEXICO

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS
(E X P L O R A C I Ó N)
P R E S E N T A:
JAIME MELÉNDEZ MARTÍNEZ

DIRECTOR DE TESIS: DR. JAIME RAMOS MARTÍNEZ



2006



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Con especial cariño a mi madre.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer de manera particular tanto al Dr. Jaime Ramos Martínez como al Dr. Carlos Calderón Macías su valiosa y constante participación en el desarrollo de este trabajo.

A los especialistas del Instituto Mexicano del Petróleo, M. en C. Alfonso González Ibarra, M. en C. Tatiana Kerdan Kurdaliova y M. en I. Claudia Ramirez Ortega por sus consejos y su contribución técnica.

Agradezco también las acertadas sugerencias de los Drs. Francisco J. Sánchez Sesma, Oscar Campos Enríquez y William Bandy, las cuales contribuyeron al mejoramiento de esta tesis

Al Instituto Mexicano del Petróleo por el apoyo financiero y por el uso de sus instalaciones.

Al M. en I. Adán Oviedo Pérez, Subdirector de la Coordinación Técnica de Exploración de PEMEX Exploración y Producción, por otorgar el permiso para el uso y publicación de los datos empleados en este trabajo.

Al Dr. Gorgonio García Molina, Gerente del Centro Nacional de Procesado Sismológico (CNPS) de PEMEX Exploración y Producción, por otorgar todas las facilidades para la realización de este proyecto.

A los especialistas del CNPS, Ing Carlos Barajas, Ing. Jorge San Martín, Ing. Rubén Ponce e Ing. Guillermo Herrera por el apoyo técnico y logístico brindado a este trabajo.

A los especialistas de Norsar, en particular a Greg Hibbard, por su invaluable apoyo durante el desarrollo de este proyecto.

Al Instituto de Geofísica y a la Universidad Nacional Autónoma de México por permitirme realizar un posgrado de calidad.

ÍNDICE

RESUMEN

ABSTRACT

CAPÍTULO 1. Introducción	1
CAPÍTULO 2. Modelado sísmico en 3D a partir del método de construcción del frente de onda	6
2.1 Modelos Geológicos	7
2.1.1 Representación de un modelo geológico	8
2.2 Trazado de rayos a partir del método CFO	12
2.2.1 Topología del frente de onda	14
2.2.2 Propagación del frente de onda	14
2.2.3 Interpolación de nuevos rayos	16
2.2.4 Estimación de parámetros en los receptores	17
2.2.5 Estimación de la trayectoria de los rayos	19
2.2.6 Estimación de la dispersión geométrica y de los coeficientes de amplitud	21
CAPÍTULO 3. Mapas de iluminación de datos sísmicos de reflexión	25
3.1 Importancia de los estudios de iluminación	26
3.2 Mapas de iluminación a partir de los atributos de los rayos	28
3.2.1 Densidad de rayo	30
3.2.2 Densidad de amplitud	31
3.2.3 Distribución de distancias fuente-receptor (<i>offset</i>)	31
3.2.4 Distribución de ángulos de incidencia	31
3.2.5 Distancia horizontal CMP-CRP	32
3.3 Consideraciones importantes de los mapas de iluminación	32
CAPÍTULO 4. Análisis de iluminación en una región al Sur del Golfo de México	35
4.1 Antecedentes	36
4.2 Construcción del modelo computacional para el trazado de rayos	38
4.3 Análisis de la geometría de adquisición	43
4.4 Iluminación de objetivos en <i>offset</i> cero	48
4.5 Iluminación de objetivos en <i>offset</i> variable	54
4.5.1 Iluminación sobre el objetivo interpretado del Cretácico Superior	55
4.5.2 Iluminación sobre un reflector horizontal	64

CAPÍTULO 5. Conclusiones y recomendaciones	68
Referencias	72

RESUMEN

Los estudios de iluminación son herramientas valiosas para ayudar en la adquisición, procesamiento e interpretación de datos sísmicos, principalmente en escenarios con estructuras geológicas complejas. Para llevar a cabo estos estudios, el método de modelado sísmico más apropiado es el trazado de rayos por su eficiencia al propagar el campo de onda sísmico en medios 3D. En particular, el método de trazado de rayos llamado Construcción del Frente de Onda (CFO) permite estudiar medios 3D con estructuras geológicas complejas a un costo relativamente bajo. En este trabajo, se aplica un análisis de iluminación a partir del CFO, a un escenario real ubicado en el Golfo de México, en el que se llevó a cabo una adquisición de datos sísmicos utilizando cables de fondo marino (OBC's). La motivación del análisis es investigar primero si la iluminación produce la falta de coherencia en los eventos reflejados correspondientes a objetivos geológicos debajo del Cretácico Superior; y segundo, determinar las causas de la gran variabilidad de amplitudes observadas en las secciones sísmicas procesadas finales. Los mapas de atributos de los rayos, calculados a partir de un modelo de velocidad de intervalo en profundidad y de la información geológica disponible del área, así como de la geometría de adquisición real, muestran una buena cobertura de rayos a la profundidad del Cretácico Superior. La interpretación de estos mapas permite descartar a la iluminación pobre como causa de la falta de coherencia observada en los datos. Asimismo, los resultados muestran que la fuerte variación de amplitudes observada en las secciones sísmicas es debida a la propagación de ondas en la columna geológica sobreyaciendo el objetivo. Estos efectos no fueron compensados en el procesamiento de los datos. Esto se concluye a partir de la correlación entre los mapas de densidad de rayo y de amplitud, así como de la correlación entre los máximos de las amplitudes simuladas con los máximos de amplitudes RMS observadas en los datos reales. Por lo tanto, cualquier interpretación cuantitativa de los datos basada en las amplitudes sísmicas sin compensar por la heterogeneidad de la columna sobreyaciendo el objetivo, puede conducir a conclusiones erróneas. Por tanto, el

análisis presentado en este trabajo, representa una opción con una muy baja relación costo/beneficio para reducir la incertidumbre durante el procesamiento e interpretación de datos sísmicos, cuyo objetivo sea la detección y caracterización de yacimientos de hidrocarburos.

ABSTRACT

Performing illumination analysis in a complex geological scenario is a valuable tool for helping in acquisition design, data processing and interpretation of seismic data. The most suitable seismic modeling approach for this kind of study is ray tracing due to its efficiency for propagating a seismic wavefield in a 3D medium. Specifically, ray tracing with the Wavefront Construction method (WFC), can handle complex 3D media accurately in a relatively low computer cost. In this work, an application of illumination analysis using the WFC method in a Gulf of Mexico scenario is presented. In this area, data acquisition was performed using Ocean Bottom Cables (OBC). The aim of the illumination analysis in the area is, first to investigate a lack of coherence observed in seismic horizons interpreted as Late Cretaceous and, second to help understand the great variability of the seismic amplitudes observed in the final processed seismic sections. Ray attribute maps computed from the velocity-depth model interpreted from the seismic data as well as from the geological information of the area, and using the acquisition geometry of the field data, show good ray coverage at the depth level corresponding to the Late Cretaceous period. The interpretation of these maps does not support the hypothesis that poor illumination causes the lack of coherent energy irregularly observed in the seismic data. Likewise, results show that the strong amplitude variation observed in the final sections, are likely caused by wave propagation effects in the overburden. Such effects were not compensated during processing. This can be concluded by comparing hit density maps with simulated amplitude maps, and these amplitude maps with the RMS amplitudes computed from field data. Thus, any quantitative interpretation based on seismic amplitudes without compensating the heterogeneity of the overburden could lead to erroneous conclusions. The study here in presented represents a low cost/benefit cost step in

the seismic processing-interpretation flow in structurally complex settings, to reduce uncertainty in the hydrocarbon reservoir detection and characterization.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

La idea central del modelado sísmico es simular el campo de onda sísmico dado un modelo geológico y una configuración de fuentes y receptores, para compararlos con los datos reales. La aplicación de los estudios de modelado sísmico en 3D impacta la exploración y caracterización de yacimientos de hidrocarburos, desde el diseño de adquisición de datos, la evaluación de geometrías de adquisición y de metodologías de proceso e interpretación, hasta la validación misma de secciones sísmicas interpretadas.

Entre los diversos métodos de modelado de datos sísmicos existentes, el trazado de rayos es una herramienta útil en estudios de iluminación (e.g., Bear et al., 2000). La iluminación sísmica, en analogía con la definición de iluminación ampliamente conocida (intensidad de luz impactando una superficie), se define como el flujo de energía sísmica por unidad de área incidiendo sobre una superficie objetivo y reflejándose a la superficie para ser grabada por sensores durante una adquisición sísmica (Jin y Walraven, 2003). En este contexto la superficie objetivo representa a determinada estructura geológica. El objetivo final de la adquisición de datos sísmicos es “iluminar” en forma homogénea un objetivo geológico, para así poder identificarlo/caracterizarlo de la mejor forma posible. Existen varias causas por las cuales esto no puede llevarse a cabo: la complejidad de la geología sobre yaciendo dicho objetivo, la cual afecta la propagación de la energía sísmica y la configuración de fuentes y receptores utilizados. Dependiendo del grado de cobertura o de iluminación sobre la superficie objetivo y de la calidad de los datos, la geometría utilizada para el modelado puede ser aceptada, modificada o rechazada. El costo de la realización de un estudio de iluminación es mínimo y el tiempo empleado (incluyendo la construcción del modelo y la simulación) es corto si se compara con una adquisición real. Por tanto, no realizar

este tipo de estudios sería riesgoso debido al alto costo de una adquisición sísmica en 3D.

Además de su aplicación a proyectos de factibilidad y al diseño de geometrías de adquisición (Sassolas et al., 1999), los estudios de iluminación ofrecen un espectro más amplio de aplicaciones. Este tipo de estudios permiten también resolver interrogantes que surgen durante el procesamiento e interpretación de los datos (e.g., Hoffman, 2001; Long et al., 2002; Ibrahim, 2005). En esta circunstancia, los estudios de iluminación ayudan a establecer medidas de confiabilidad sobre rasgos interpretados y a entender el impacto que tiene geología y la geometría de adquisición en las secciones procesadas.

Así, durante una adquisición sísmica es posible el diseño de una cobertura adicional a la geometría inicialmente propuesta (Moldoveanu et al., 2003; Brink et al., 2004) o, después de la adquisición, para ayudar a explicar la presencia de zonas de sombra y de variaciones en las amplitudes (VerWest et al., 2001; Gerea et al., 2003).

Otras aplicaciones se basan en la combinación del modelado de rayos en 3D con metodologías de proceso de datos sísmicos para cuantificar los efectos de la propagación en las amplitudes observadas en los datos, con el cual reducen el riesgo de interpretar falsas anomalías y por tanto la perforación de pozos secos (Laurain et al., 2004b).

Por otra parte, la complejidad estructural y las altas velocidades asociadas a los cuerpos de sal presentes en áreas de interés petrolero, crean dificultades de imagen sísmica. El modelado a través del trazado de rayos ayuda a entender problemas de imagen o iluminación debajo de éstas estructuras; de modo que los resultados de éste pueden ser incorporados a los proyectos de exploración y desarrollo de áreas de interés. En este contexto, Muerdter y Ratcliff (2001) presentan un trabajo realizado sobre una región ubicada en el Golfo de México en donde realizan un análisis de iluminación debajo de un cuerpo salino el cual

incluye el efecto de la dirección de adquisición (ángulo de disparo) sobre el echado de la estructura; lo que proporcionó una explicación a las causas probables de la mala imagen mostrada en las secciones sísmicas.

Ibrahim (2005), por su parte, realiza un análisis de iluminación sobre una estructura salina en un campo productor de aceite y gas ubicado en Kazakhstan para entender el efecto que tienen tanto la estratigrafía de la zona como la geometría de adquisición en las amplitudes sísmicas. El modelado reveló variaciones significativas de cubrimiento así como cambios considerables en las amplitudes. El análisis de las trayectorias de los rayos permite, en este trabajo, determinar las causas probables de este comportamiento.

La simulación de la propagación de ondas en medios con estructuras presentando variaciones laterales 3D, es una tarea muy complicada. No existen soluciones analíticas para este tipo de medios complejos. Las aproximaciones más utilizadas son de dos tipos:

- a) Soluciones numéricas de las ecuaciones de la elastodinámica, tales como diferencias finitas o elemento finito.
- b) Aproximaciones de alta frecuencia, como el método de trazado de rayos.

Para reproducir el campo de onda sísmico, estos dos métodos presentan ventajas y desventajas de acuerdo al tipo de aplicación que se requiera. El método de trazado de rayos (e.g., Červený, 2001; Goysdtal et al., 2002), aun cuando presenta desventajas tales como que es sólo apropiado en medios con una variación suave de propiedades, separados por interfaces con curvaturas también suaves, así como que la solución del campo de onda no es completa (e.g., no se reproducen ondas superficiales y difracciones), es el método más apropiado para estudios de iluminación debido a que:

- Es un método rápido, flexible y menos costoso en términos de cómputo que los métodos integrales o de dominio, lo cual permite realizar simulaciones realistas de adquisición de datos sísmicos de reflexión en 3D.
- Es posible visualizar la trayectoria de la propagación de la energía sísmica, lo que permite analizar la iluminación de estructuras de interés.
- Es posible calcular sólo los eventos de interés, lo cual es muy útil en la interpretación de los datos reales.
- Es muy sencillo extraer los atributos de los rayos para realizar mapas de distribución los cuales proveen información directa de interés en el procesamiento/interpretación de los datos. Por ejemplo, ángulos de incidencia/emergencia, tiempos de viaje, amplitudes, etc.
- Producen una aproximación razonable de las amplitudes sísmicas, aún cuando existen métodos mucho más exactos.

Uno de los objetivos de este trabajo es mostrar la importancia de realizar análisis de iluminación a partir del trazado de rayos en 3D, durante el procesamiento y la interpretación de datos sísmicos adquiridos sobre estructuras geológicas complejas, con el propósito de apoyar la detección y caracterización de yacimientos de hidrocarburos. El análisis de los atributos de los rayos se lleva a cabo sobre superficies objetivo específicas a partir de un modelo de velocidades de onda P y S y de densidad, y de una geometría de adquisición real o propuesta. Se utiliza el método de Construcción del Frente de Onda (CFO), introducido por Vinje et al. (1993; 1996a y b; 1999), para calcular las amplitudes y determinar los tiempos de viaje y las trayectorias de los eventos

Para ilustrar la importancia de realizar este tipo de estudios durante el procesamiento/interpretación de los datos, se aplica a un caso real en un escenario correspondiente a yacimientos mexicanos ubicados en el Golfo de México. La motivación principal para realizar este estudio en esta área, es analizar el impacto que la geometría de adquisición real tiene sobre el modelo geológico interpretado del área y explicar la heterogeneidad de las amplitudes observadas

en las secciones sísmicas migradas, en particular sobre los eventos correspondientes al Cretácico Superior.

Se eligió el método CFO debido a su robustez y eficiencia en los cálculos comparado con otros métodos convencionales de trazado de rayos (Vinje et al., 1993; 1996a y b; 1999). Esto permite la simulación de datos a partir de geometrías de adquisición realistas involucrando decenas de miles de tiros y cientos de receptores registrando cada uno de estos tiros, además de su flexibilidad para trabajar con modelos geológicos 3D estructuralmente complejos.

En el Capítulo 2 se presenta una descripción del método CFO, en el que discuten sus ventajas y desventajas con respecto a otros métodos de trazado de rayos. En este capítulo también se describe la construcción de las mallas computacionales necesarias para hacer el trazado de rayos, las cuales se construyen a partir de la información geológica disponible. En el Capítulo 3 se definen los diferentes atributos de los rayos, cuyas distribuciones sobre las superficies de interés, son útiles para analizar la forma en que fueron adquiridos los datos, así como para guiar el procesamiento y la interpretación de los datos sísmicos. Además, se contrasta este tipo de análisis con aquellos convencionales para analizar la geometría de adquisición, llevados a cabo sobre la superficie, y en los no se toma en cuenta el modelo geológico. En el Capítulo 4 se muestran los resultados de la aplicación de la metodología al área de estudio, utilizando datos correspondientes a un cubo sísmico adquirido con cables de fondo marino al norte de Tabasco. Se muestran los mapas de iluminación obtenidos a partir de una configuración de *offset* cero. Después, se presentan los resultados obtenidos a partir de la geometría de adquisición real. Estos mapas de iluminación se comparan con lo observado a partir de los datos reales. En el Capítulo 5 se resumen las principales conclusiones y recomendaciones obtenidas a partir de este trabajo.

CAPÍTULO 2

MODELADO SÍSMICO EN 3D A PARTIR DEL MÉTODO DE CONSTRUCCIÓN DEL FRENTE DE ONDA

En modelado sísmico es fundamental definir el modelo geológico y el método de trazado de rayos utilizado en la simulación. En este capítulo se hace una descripción de los elementos que integran un modelo geológico y su representación en mallas computacionales. Asimismo, se explica el proceso de propagación de los rayos a través del modelo utilizando el método de Construcción del Frente de Onda (CFO).

2.1 Modelos Geológicos

Una parte esencial del trazado de rayos es el modelo geológico en el cual se propagan los rayos. Las propiedades físicas utilizadas en la construcción de un modelo están constituidos por campos de densidad y velocidades de ondas P y S (ρ, V_p, V_s), es decir, por las propiedades elásticas del medio. El campo de propiedades elásticas es particularmente útil debido a que se utiliza para propagar la energía sísmica; de manera que en el deben verse reflejadas las propiedades físicas de las rocas tales como la porosidad, la litología, la cementación, el régimen de presión, los fluidos intersticiales, la edad, la profundidad, etc. Una variación brusca en estas propiedades, como sucede en la presencia de un límite geológico (fallas, intrusiones horizontales, etc) se traduce en un contraste fuerte de impedancia acústica. Estos contrastes se denominan interfaces y actúan como reflectores de la energía sísmica.

Un modelo de reflectores horizontales con propiedades físicas constantes es la manera más simple de representar un modelo geológico. Generalmente, este tipo de modelos pueden crearse con base en un conocimiento general de la zona de interés, en donde las propiedades elásticas son asignadas de manera empírica. Sin embargo, la construcción de un modelo que describa con un mayor grado de aproximación el interior de la Tierra es fundamental para obtener datos confiables. En este contexto, la información obtenida en campo, en especial la que proviene de los datos sísmicos, es de gran utilidad ya que a través de su procesamiento se obtienen interpretaciones geológicas y modelos de velocidad con variaciones espaciales.

El empleo de datos sísmicos para la generación de campos de velocidad, particularmente de intervalo, se justifica porque en una adquisición sísmica se emplean longitudes de onda grandes ($\lambda \geq 300 m$); lo que se traduce en una mejor estimación de los valores de velocidad (Jannane et al., 1989). Si se toma en cuenta que el modelo de velocidades se emplea para calcular los tiempos de viaje de los eventos, entonces se entiende la importancia de tener un modelo de

velocidades de intervalo generado a partir del análisis de los datos sísmicos. Por otro lado, la información obtenida a partir de los registros de pozo, VSP's y otro tipo de información, puede utilizarse, entre otras cosas, para calibrar tanto el modelo de velocidades como las interpretaciones estructurales.

Por lo general, los campos de velocidad que se obtienen a partir de la sísmica corresponden a modelos de velocidad de onda P. Si la adquisición es multicomponente, entonces también es posible generar un modelo de velocidades de ondas S. Sin embargo, esto todavía no es muy común, por lo que el campo de ondas S se obtiene generalmente a partir de relaciones empíricas que relacionan ambos parámetros (e.g., Castagna et al., 1993).

Por otra parte, la densidad es un parámetro que no puede ser estimado directamente de los datos sísmicos convencionales; sin embargo, también puede relacionarse empíricamente con la velocidad de onda P (e.g., Castagna et al., 1993). Otra manera de obtenerla es a través de descripciones litológicas que se obtienen de los registros de pozo. Estas mediciones son puntuales, pero son útiles para calibrar los resultados de las relaciones empíricas.

La descripción hecha hasta ahora sólo considera las propiedades elásticas del medio, de modo que la energía sísmica que se propaga a través del modelo sólo considera los efectos debidos a la divergencia esférica y a la transmisión y reflexión en las interfaces. Un modelo más completo incluye también efectos de absorción e incluso anisotropía. La adición de estos parámetros al modelo representa un grado mayor de complejidad y no son considerados en este trabajo.

2.1.1 Representación de un modelo geológico

La Figura 2.1 ilustra los elementos que componen un modelo geológico utilizado para el análisis de iluminación con el método de CFO. Un horizonte es una superficie, generalmente de naturaleza compleja, que describe el contraste de impedancia acústica (interfaz) entre dos bloques o regiones (R_i). A cada región se

le asignan campos de propiedades (ρ, V_p, V_s) ; las cuales pueden ser constantes o variar dentro de un bloque.

Por otro lado, la teoría de trazado de rayos requiere que tanto los campos de velocidad como los horizontes tengan primeras y segundas derivadas continuas, llamadas funciones de Clase 2 o C2 (Haaser et al., 1995) y que la intersección rayo-horizonte sea eficiente. Para satisfacer estas condiciones, el modelo de velocidades es representado a través de una malla discretizada por puntos; en donde los valores de velocidad (incluyendo las primeras y segundas derivadas) entre ellos se encuentran por medio de la interpolación con funciones *B-spline* (Singh, et al., 1992).

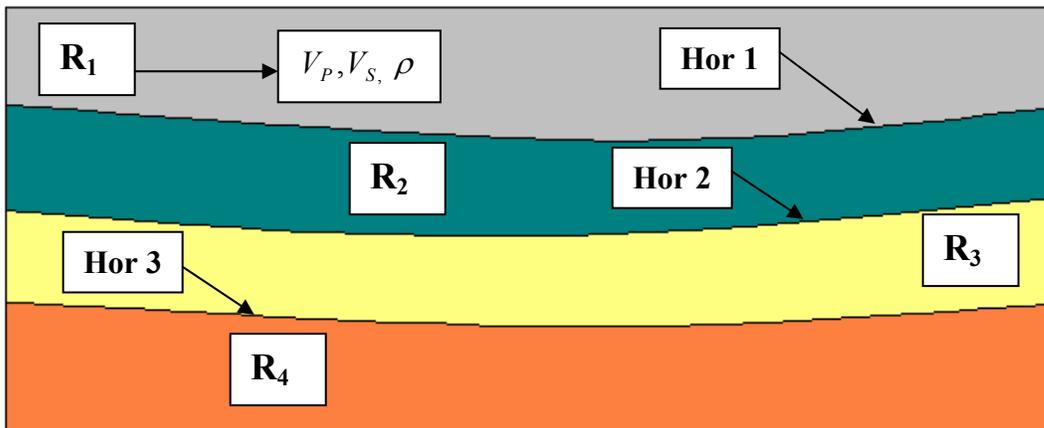


Figura 2.1 Elementos de un modelo geológico. Las regiones (R_i) están delimitadas por interfaces que forman horizontes (Hor_i).

En este contexto, un horizonte se discretiza por medio de una superficie triangulada cuyos nodos contienen información acerca de parámetros geométricos como la posición espacial, la normal a la interfaz y la curvatura. Esta representación combina la flexibilidad de una malla triangular para adoptar una variedad de formas con una solución aproximada del criterio de superficies suaves requerido para el trazado de rayos, donde la normal a la interfaz y la curvatura se asocian al cálculo de la primera y la segunda derivada respectivamente (e.g., Mallet et al., 1997). Sin embargo, no siempre es posible determinar la normal y la curvatura en todos los nodos de una superficie triangulada debido a la presencia de triángulos agudos. Estas superficies deben ser depuradas o suavizadas con el

objetivo de obtener la primera y segunda derivada necesarias en la propagación del frente de onda. La Figura 2.2 muestra la discretización de una superficie con triángulos agudos.

Un ejemplo del uso de superficies trianguladas en la representación de estructuras geológicas es el modelo de sal proporcionado por la SEG/EAGE (Aminzadeh et al., 1997).

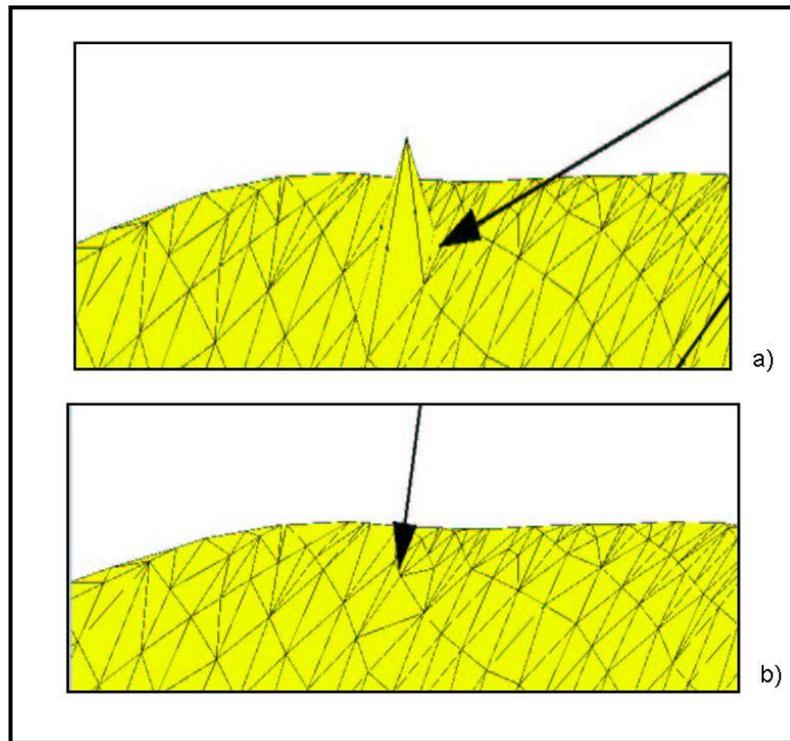


Figura 2.2 Representación de superficies mediante triángulos. a) La superficie contiene triángulos con una forma muy aguda (indicado con la flecha). b) La superficie después del suavizado para evitar inexactitudes en el cálculo (Tomada de Norsar3D-Tutorial,2005).

Las relaciones que describen la intersección entre un rayo y un triángulo son ecuaciones analíticas que se resuelven con relativa facilidad. Para estimar valores de la superficie de la malla en el interior de los triángulos se utiliza interpolación lineal. En la Figura 2.3 un rayo incide sobre uno de los triángulos de la malla. Los pesos w_1 , w_2 y w_3 definen una función lineal de todos los parámetros interpolados en el triángulo: el punto de intersección rayo-interfaz, x , la normal a la interfaz, d ,

y la matriz de curvatura L . Esta información es suficiente para transmitir (utilizando la Ley de Snell) o reflejar el rayo en la interfaz.

Debido al gran número de intersecciones que tienen que ser calculadas durante el trazado de rayos, esta representación de interfaces es eficiente y robusta; sin embargo, hay que señalar que aún si los parámetros geométricos son continuos a lo largo de la interfaz, la malla es sólo aproximadamente C2 (de Clase 2); por tanto, el cálculo de la normal a un triángulo considera triángulos vecinos al triángulo en cuestión.

Para solucionar este problema se hace uso de triangulación adaptativa (Figura 2.4); es decir, se interpolan nuevos puntos en la malla con la finalidad de asegurar que la diferencia entre ésta y una verdadera superficie definida como C2 esté bajo un límite controlado.

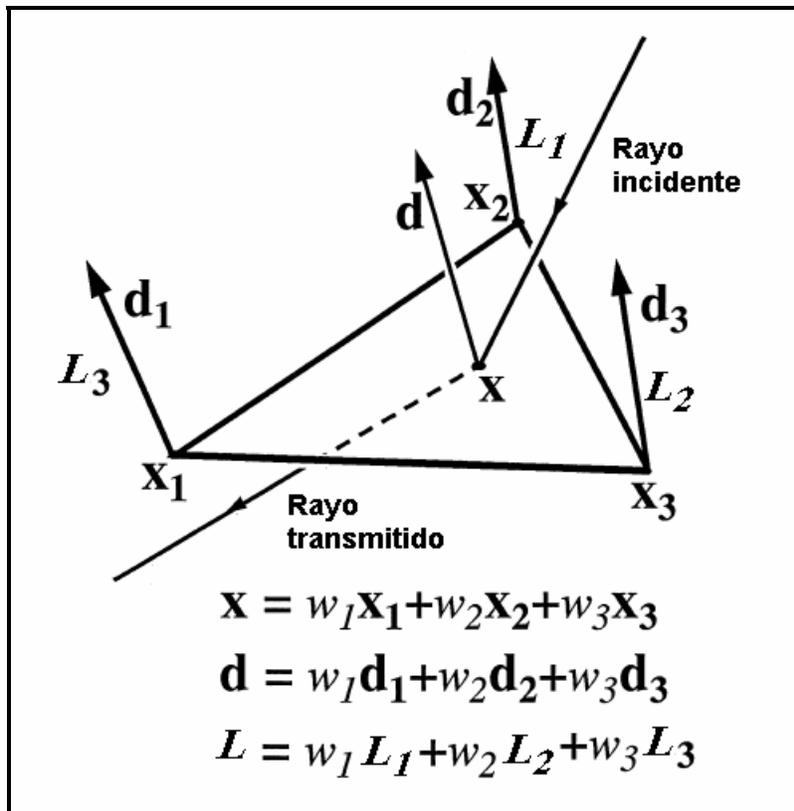


Figura 2.3 Parámetros como la posición espacial, la normal a la interfaz y la curvatura son determinados a partir de la interpolación lineal entre los tres vértices del triángulo (Modificada de Vinje et al., 1999).

La comparación entre la superficie original y la malla triangulada también toma lugar en el interior de cada triángulo. Si la distancia entre las dos superficies en la posición de mayor separación (e) excede la distancia máxima de separación permitida (e_{\max}), entonces nuevos triángulos más pequeños reemplazan a uno de mayor superficie. El algoritmo de interpolación es el mismo que se discute en la sección 2.2 para la construcción del frente de onda.

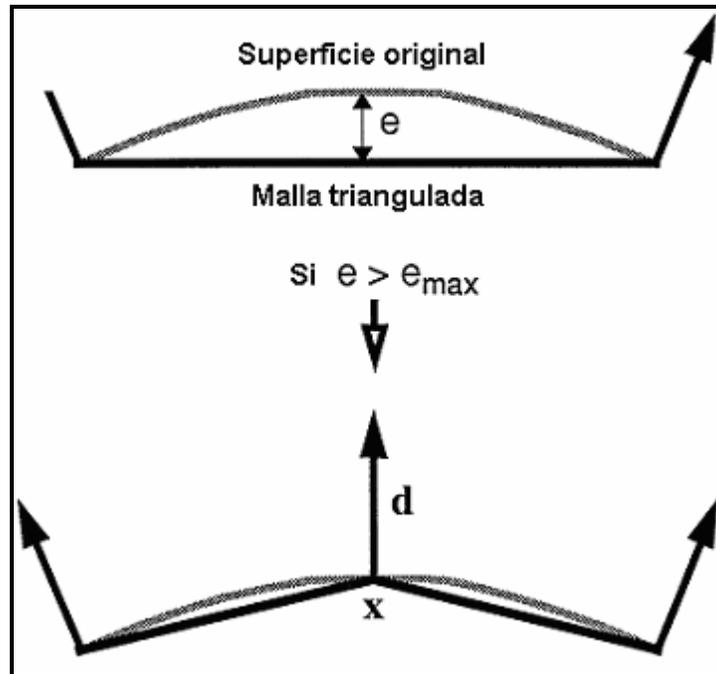


Figura 2.4 Interpolación de un nuevo punto sobre una interfaz. Si la distancia e entre la superficie original y el plano triangulado excede un valor máximo predefinido e_{\max} , entonces un nuevo punto es interpolado sobre la superficie original, el cual sirve como vértice de nuevos triángulos que se adicionan a la malla triangulada. La posición x , el rayo tangente d y la curvatura se toman de los valores de la superficie original (modificada de Vinje et al., 1999).

2.2 Trazado de rayos a partir del método CFO

En trazado de rayos el objetivo es encontrar rayos que conecten un punto fuente con un punto receptor. Generalmente esto se hace utilizando algoritmos de disparo (*shooting*), o rayos curvos (*ray bending*). En una variante del método de disparo (Červený, 1985), un conjunto de rayos es disparado desde un punto fuente y propagado de manera individual; y tanto la amplitud como los tiempos de viaje pueden ser determinados en los receptores. El principal problema al utilizar esta

aproximación es que no es posible mantener un muestreo de rayos adecuado ya que la distancia de separación entre rayos adyacentes aumenta durante su propagación. De este modo, la relación entre eficiencia y confiabilidad puede ser desfavorable, especialmente para modelado en 3D.

Se han introducido métodos de primeros arribos tales como la solución en diferencias finitas de la ecuación de eikonal (Reshef y Kosloff 1986; Vidale 1988; Van Trier y Symes 1991; Podvin y Lecomte 1991) o el uso de la teoría de gráficas para determinar la trayectoria más corta entre fuentes y receptores (Saito,1989; Moser,1991; Cao y Grenhagh 1993; Klimes y Kvasnicka,1994). Estos métodos pueden calcular tiempos de arribo en un gran número de receptores, pero no son capaces de determinar arribos posteriores o de predecir la amplitud de manera confiable.

Otras técnicas realizan el trazado de rayos a través de la propagación de un campo de rayos de manera que es posible adicionar nuevos rayos al campo cada vez que la separación entre rayos adyacentes sea mayor que una distancia máxima previamente definida. Para verificar si esta distancia máxima es excedida, el campo puede ser verificado a niveles constantes de profundidad (Lambaré et al., 1992), en las interfaces (Åstebøl, 1994) o a intervalos constantes de tiempo (Vinje et al., 1993; 1996a y b; 1999). Esta última aproximación es llamada construcción del frente de onda (CFO) y es empleada para el desarrollo de este trabajo; en donde la construcción del frente de onda se extiende a modelos 3D con interfaces suaves que separan regiones isótropas en las que el campo de velocidades varía en forma suave. La ventaja de este método es su eficiencia y robustez en los cálculos.

La idea básica de la aproximación por construcción del Frente de Onda (CFO) es el uso del trazado de rayos para propagar el nuevo FO partir de uno anterior. Se interpolan nuevos rayos cuando la distancia entre rayos es mayor que un límite predeterminado; esto para mantener una distancia de muestreo suficientemente pequeña a lo largo del FO. Una forma de discretizar un FO es con una malla

simple; esta tiene la propiedad de ajustarse a la forma del FO durante su propagación a través del medio.

2.2.1 Topología del frente de onda

En la Figura 2.5 se muestra una vista en planta de una malla triangular. Los círculos negros representan a los rayos en el FO; tres de ellos, marcados como r_1 , r_2 y r_3 , representan los vértices del triángulo t_0 con lados L_1, L_2 y L_3 . Un lado L tiene dos triángulos adyacentes si está localizado en el interior del FO; y tiene uno adyacente si forma parte de la frontera de la malla. Esta relación entre rayos, lados y triángulos se mantiene cuando se crean nuevos rayos.

2.2.2 Propagación del frente de onda

Un nodo se define en la intersección entre un rayo y el FO. Al tiempo t , cada nodo está caracterizado por su posición, el vector unitario tangente al rayo, el vector unitario normal al rayo, la dirección de emergencia del rayo desde la fuente, el tipo de onda (P o S), los coeficientes de amplitud y los parámetros asociados a la dispersión geométrica (divergencia esférica). Así, dado este conjunto de parámetros al tiempo t , todos los rayos en el FO son trazados a un incremento Δt , de manera que un nuevo FO es creado al tiempo $t + \Delta t$ (Figura 2.6). Estos dos pasos sucesivos se guardan en la memoria para facilitar la interpolación de nuevos rayos y la estimación de parámetros de los rayos en los receptores. Los rayos en la malla tienen asociado un código de rayos, el cual determina la secuencia específica de transmisiones y/o reflexiones en las interfaces del modelo. Los rayos que no cumplen con la secuencia predeterminada se eliminan del FO.

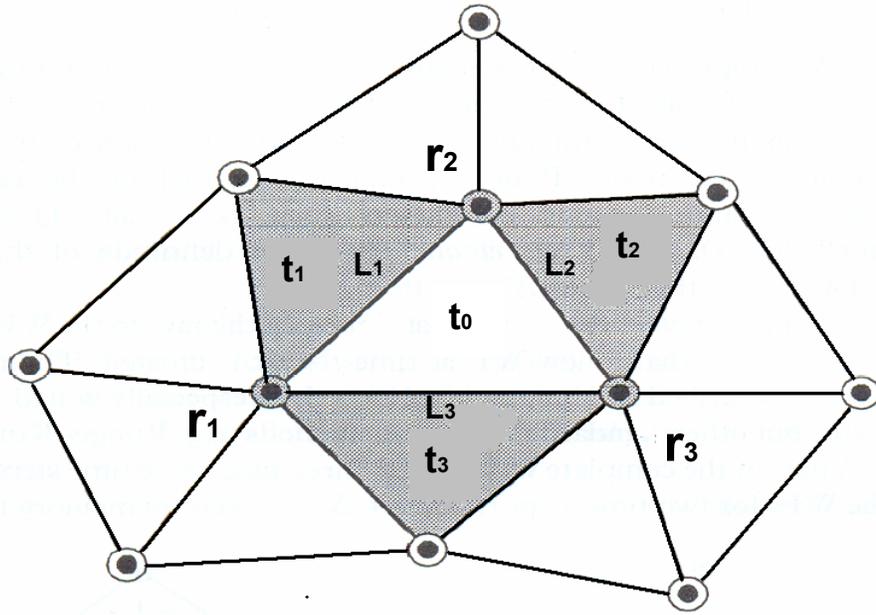


Figura 2.5. Representación del Frente de Onda (FO), a través de una malla triangular (modificada de Vinje et al., 1996a).

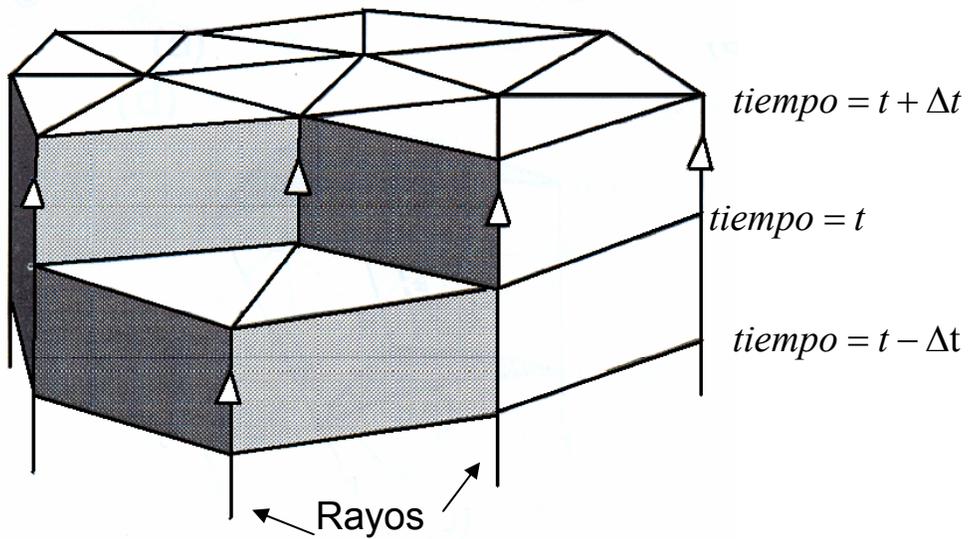


Figura 2.6 Perspectiva en 3D de la propagación del frente de onda para dos tiempos sucesivos t y $t + \Delta t$ (modificada de Vinje et al., 1996a).

2.2.3 Interpolación de nuevos rayos

La interpolación se lleva a cabo sobre un lado L bajo una de las siguientes condiciones:

1. La distancia entre rayos adyacentes sea mayor que un valor máximo predefinido DS_{\max} .
2. La diferencia angular entre las tangentes de dos rayos sea mayor a un límite predefinido DA_{\max} .

La primera condición hace posible controlar el muestreo espacial del modelo a través de los rayos, mientras el segundo criterio permite mantener la curvatura del FO dentro de los límites previamente definidos. El proceso de interpolación de un nuevo rayo comienza cuando a un tiempo $t + \Delta t$ se verifican las condiciones 1 y 2. En la Figura 2.7 se muestra este paso tomando en cuenta la primera condición. De esta manera, se interpola un nuevo rayo en el frente de onda al tiempo t (Figura 2.8). Posteriormente, el rayo interpolado se traza desde la posición al tiempo t hasta la nueva posición al tiempo $t + \Delta t$ (Figura 2.9).

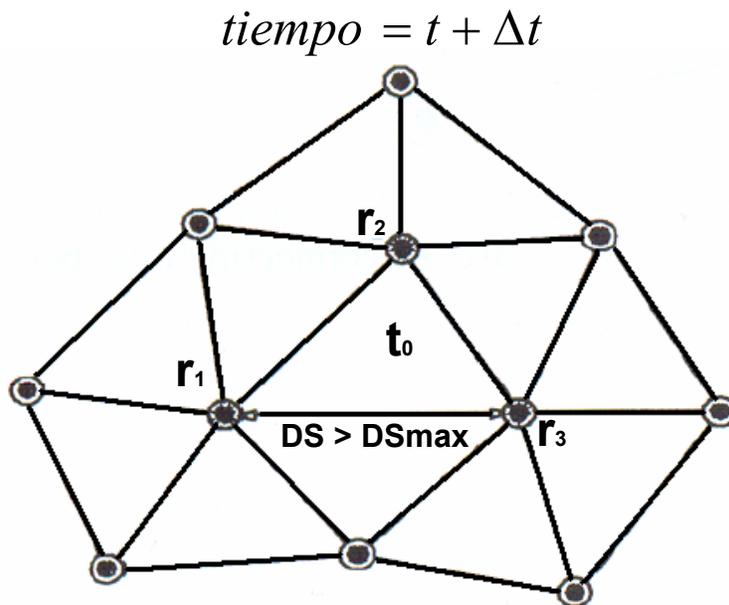


Figura 2.7 La distancia entre los rayos r_1 y r_2 excede DS_{\max} en el nuevo frente de onda (modificada de Vinje et al., 1996a).

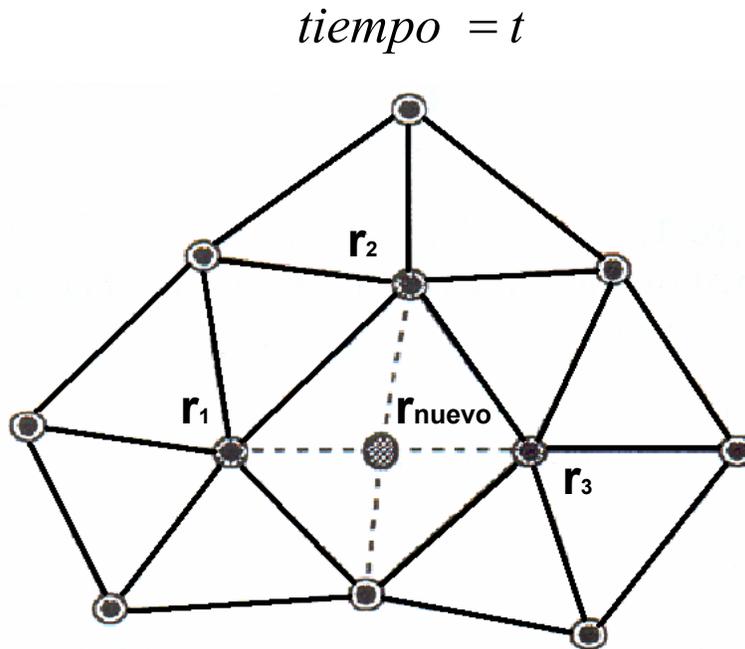


Figura 2.8 Un nuevo rayo es interpolado entre dos rayos (modificada de Vinje et al., 1996a).

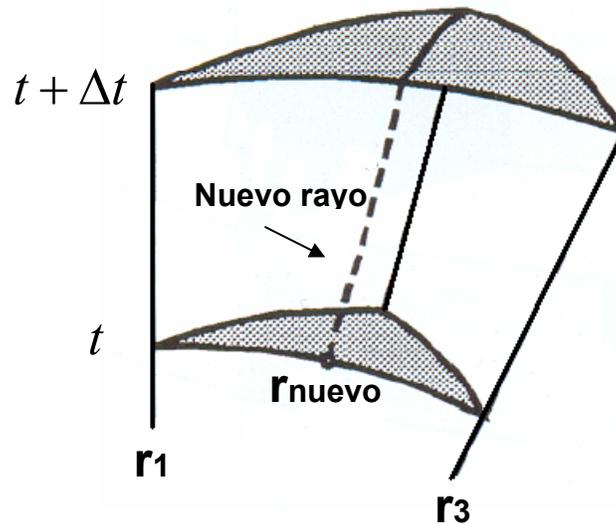


Figura 2.9 El rayo interpolado es trazado desde la anterior hasta la nueva posición (modificada de Vinje et al., 1996a).

2.2.4 Estimación de parámetros en los receptores

Como se ha mencionado, dos frentes de onda a intervalos de tiempo consecutivos se mantienen en memoria; de manera que es posible considerar el volumen entre

ellos. Este volumen está muestreado por un conjunto de celdas que forman prismas acotados por tres rayos y los triángulos que los conectan sobre cada uno de los frentes de onda. Una vez que se ha definido este volumen se verifica si existen receptores en el interior de las celdas; si esto sucede, entonces los parámetros sísmicos del frente de onda se transfieren al receptor. En la Figura 2.10 se ilustra una celda con un receptor en su interior.

Los parámetros sísmicos para este receptor se encuentran siguiendo los siguientes pasos:

1. La proyección del receptor hacia un punto dado por las coordenadas (u, v) sobre la parte triangular del frente de onda construido al tiempo t , como se muestra en la Figura 2.10. Si el punto proyectado yace en el interior o muy cerca del triángulo, entonces, la posición, la tangente al rayo y otros parámetros asociados a este punto se estiman a través de la interpolación entre los tres rayos r_1 , r_2 y r_3 .

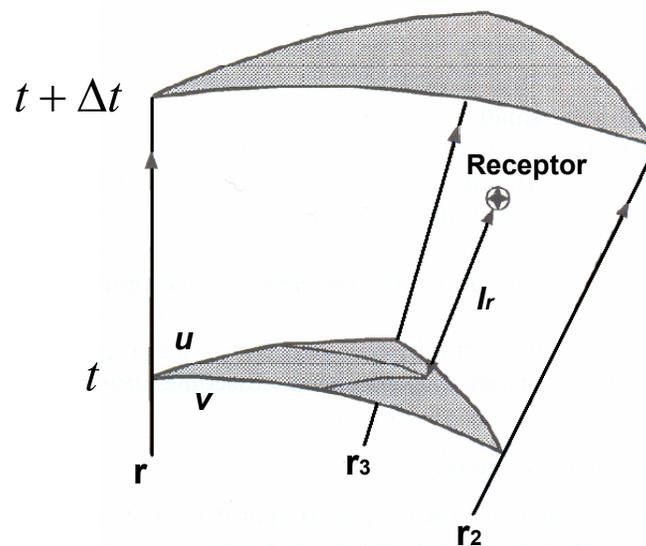


Figura 2.10 Celda simple con un receptor en su interior. Los parámetros sísmicos son estimados en el receptor a través de la interpolación de los rayos r_1 , r_2 y r_3 (modificada de Vinje et al., 1996a).

2. La estimación del tiempo de viaje, $t = l_r / v_{med}$, desde (u, v) hasta el receptor usando la longitud de la línea l_r (Figura 2.10) y la velocidad definida v_{med} en el punto medio de l_r .
3. El trazado del rayo desde (u, v) hasta el receptor usando los valores iniciales interpolados en el paso 1 y el tiempo de viaje, t , estimado en el paso 2.
4. La transferencia de los parámetros sísmicos asociados al punto (u, v) al receptor, es decir, el extremo final del rayo trazado. Esta transferencia de parámetros al receptor se realiza solamente si el mismo evento no ha sido guardado antes en éste; esto con la finalidad de no tener registrado un mismo evento dos o más veces.

Uno de los parámetros guardados en el receptor es \vec{d}_s , la dirección de emergencia de la fuente. Este parámetro es usado para verificar si el evento en curso ha sido guardado antes. Dos arribos en un receptor no pueden tener el mismo \vec{d}_s . Cada vez que un nuevo arribo es guardado en un receptor, \vec{d}_s para este nuevo receptor es comparado con la dirección de salida de los eventos que ya han sido guardados. Si la diferencia angular entre el nuevo \vec{d}_s y cualesquiera de las direcciones de emergencia de los arribos previos es mayor que un cierto límite (0.1° - 0.5°), el arribo más reciente es rechazado. Esto puede ocurrir cuando el receptor está localizado cerca de los límites entre dos celdas contiguas.

2.2.5 Estimación de la trayectoria de los rayos

La determinación de la trayectoria de los rayos constituye una parte fundamental del método de construcción del frente de onda. El método de trazado de rayos que se utiliza en este trabajo se basa en una aproximación de alta frecuencia de la ecuación de onda (Červený y Hron, 1980; y Červený, 1985):

$$\frac{dx_{ri}}{d\tau} = v^2 p_i \quad i = 1,2,3 \quad \dots(2.1)$$

$$\frac{dp_i}{d\tau} = -v^{-1} \frac{\partial v}{\partial x_i} \quad i = 1,2,3, \quad \dots(2.2)$$

donde $x_{ri}(\tau)$ son las coordenadas de posición a lo largo del rayo, $p_i(\tau)$ son los componentes del vector de lentitud, τ es el tiempo de viaje a lo largo del rayo y $v(x_i)$ es la velocidad en la posición x_i .

Si se introduce $d_i = vp_i$, el vector unitario tangente al rayo, entonces las ecuaciones (2.1) y (2.2) se pueden escribir como:

$$\frac{dx_{ri}}{d\tau} = vd_i \quad i = 1,2,3 \quad \dots(2.3)$$

$$\frac{d}{d\tau}(d_i) = \frac{\partial v}{\partial x_j} d_j d_i - \frac{\partial v}{\partial x_i} \quad i = 1,2,3 \quad \dots(2.4)$$

De esta manera, tenemos un sistema de ecuaciones diferenciales que involucra tanto a la posición del rayo como a su vector unitario tangente, dos parámetros indispensables para determinar la trayectoria de los rayos.

Asumiendo que se conocen x_{ri} y d_i para algún tiempo τ_0 a lo largo del rayo; es decir, dada una condición inicial, es posible estimar los valores de estos dos parámetros al tiempo $\tau_0 + \Delta\tau$ a través de una expansión en series de Taylor, esto es:

$$x_{ri}(\tau_0 + \Delta\tau) = \sum_{n=0}^N \frac{1}{n!} \left\{ \frac{d^n}{d\tau^n} x_{ri}(\tau) \Big|_{\tau_0} \right\} (\Delta\tau)^n \quad \dots(2.5)$$

$$d_i(\tau_0 + \Delta\tau) = \sum_{n=0}^N \frac{1}{n!} \left\{ \frac{d^n}{d\tau^n} d_i(\tau) \Big|_{\tau_0} \right\} (\Delta\tau)^n \quad \dots(2.6)$$

Las derivadas de x_{ri} y d_i con respecto a τ en (2.5) y (2.6) se determinan diferenciando las ecuaciones (2.3) y (2.4), obteniéndose ecuaciones recursivas

con las que es posible calcular tantos coeficientes de $\frac{d^n}{d\tau^n} x_{ri}(\tau)|_{\tau_0}$ y $\frac{d^n}{d\tau^n} d_i(\tau)|_{\tau_0}$ como sean necesarios en las series de Taylor. Las series (2.5) y (2.6) se detienen cuando ambas convergen a un límite, esto es, cuando se han aproximado de manera satisfactoria.

2.2.6 Estimación de la dispersión geométrica y de los coeficientes de amplitud

Una vez que se han determinado los parámetros x_{ri} y d_i , se estiman la dispersión geométrica y los coeficientes de amplitud a lo largo de un segmento de la trayectoria del rayo desde un tiempo τ_0 hasta un tiempo $\tau_0 + \Delta\tau$. Se utiliza el método denominado trazado-P/Q (Červený y Hron, 1980; y Červený, 1985), el cual se basa en un sistema de coordenadas centrado por rayo. Las componentes de este sistema de coordenadas se muestran en la Figura 2.11. Las dos ecuaciones básicas utilizadas en esta aproximación son:

$$\frac{d\mathbf{Q}}{d\tau} = v^2 \mathbf{P} \quad \dots (2.7)$$

$$\frac{d\mathbf{P}}{d\tau} = -v^{-1} \mathbf{V} \mathbf{Q} \quad \dots (2.8)$$

donde \mathbf{Q} , \mathbf{P} y \mathbf{V} son matrices 2x2 definidas como

$$Q_{ij} = \frac{\partial q_i}{\partial \gamma_j}, \quad i = 1,2 \quad j = 1,2 \quad \dots (2.9)$$

$$P_{ij} = \frac{\partial p_i}{\partial \gamma_j}, \quad i = 1,2 \quad j = 1,2 \quad \dots (2.10)$$

$$V_{ij} = H_{ki} v_{kl} H_{lj}, \quad i = 1,2 \quad j = 1,2 \quad \dots (2.11)$$

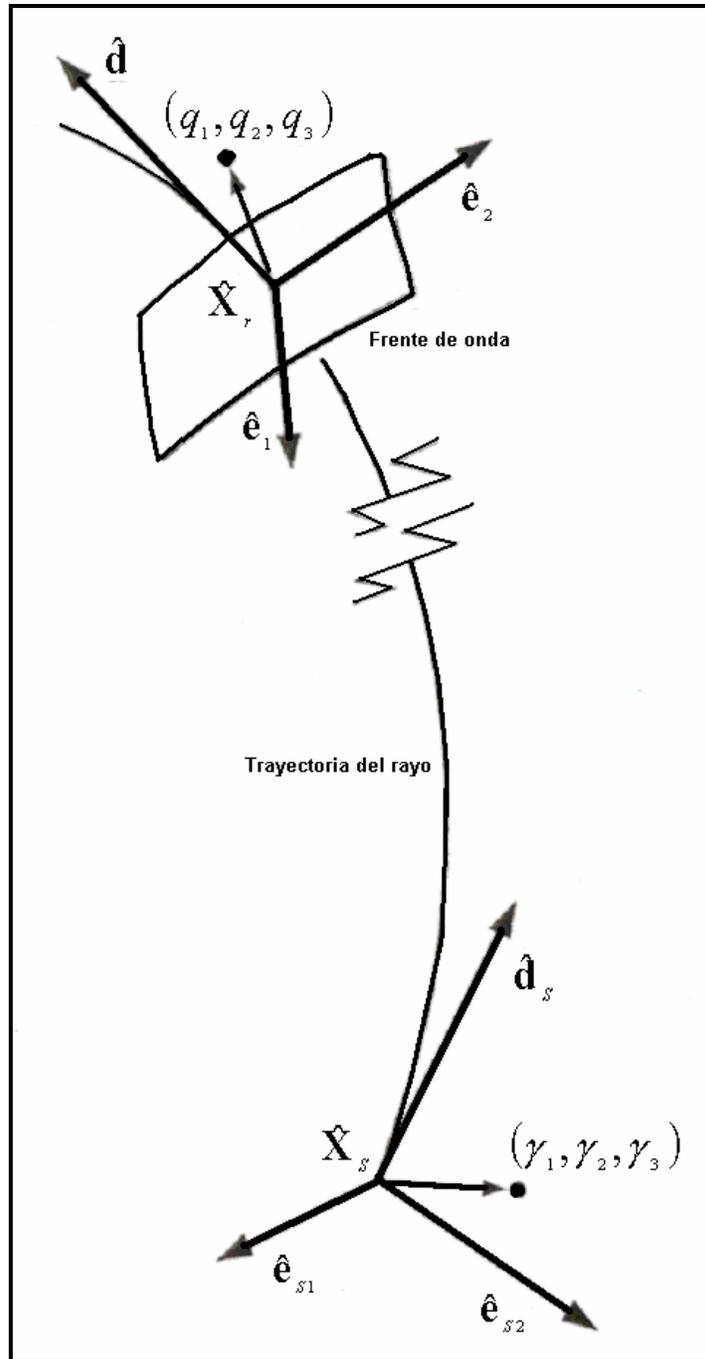


Figura 2.11 Sistema de coordenadas centrado por rayo. Los vectores base \hat{e}_{s1} , \hat{e}_{s2} , \hat{d}_s corresponden a la posición de la fuente \hat{X}_s , mientras que \hat{e}_1 , \hat{e}_2 , \hat{d} corresponden a una posición \hat{X}_r a lo largo del rayo. Las coordenadas locales, centradas por rayo, son denotadas por γ_1 , γ_2 , γ_3 y q_1 , q_2 , q_3 para la fuente y la posición del rayo respectivamente. Estos sistemas de coordenadas son el marco de referencia para el cálculo de los parámetros dinámicos (modificada de Vinje et al., 1996b).

donde q_i son las coordenadas del sistema de coordenadas centrado por rayo dadas por los vectores base $\hat{\mathbf{e}}_1$, $\hat{\mathbf{e}}_2$ y $\hat{\mathbf{d}}$; γ_i es una componente del vector de lentitud en la posición de la fuente (parámetro de rayo) con respecto al sistema de coordenadas centrado por rayo dado por los vectores base $\hat{\mathbf{e}}_{s1}$, $\hat{\mathbf{e}}_{s2}$ y $\hat{\mathbf{d}}_s$; p_i es una componente del vector de lentitud en la posición del rayo con respecto a los vectores base $\hat{\mathbf{e}}_1$, $\hat{\mathbf{e}}_2$ y $\hat{\mathbf{d}}$ en el sistema de coordenadas centrado por rayo, y

$$H_{ij} = \mathbf{H} = [\hat{\mathbf{e}}_1 \hat{\mathbf{e}}_2], \quad i = 1,2,3, \quad j = 1,2. \quad \dots (2.12)$$

Para propagar el sistema de coordenadas centrado por rayo, se utiliza la siguiente relación

$$\frac{d\hat{\mathbf{e}}_1}{d\tau} = (\nabla_{\mathbf{v}^T} \hat{\mathbf{e}}_1) \hat{\mathbf{d}}, \quad \dots (2.13)$$

donde

$$\nabla_{\mathbf{v}^T} = \left(\frac{\partial v}{\partial x_1}, \frac{\partial v}{\partial x_2}, \frac{\partial v}{\partial x_3} \right) \quad \dots (2.14)$$

El vector $\hat{\mathbf{e}}_2$ es perpendicular a $\hat{\mathbf{d}}$ y $\hat{\mathbf{e}}_1$, y está dado por el producto cruz

$$\hat{\mathbf{e}}_2 = \hat{\mathbf{d}} \times \hat{\mathbf{e}}_1 \quad \dots (2.15).$$

La propagación de los parámetros dinámicos \mathbf{Q} , \mathbf{P} y $\hat{\mathbf{e}}_1$ a lo largo del rayo es hecha a través de una aproximación en diferencias finitas de forma

$$\mathbf{P}(\tau + \Delta\tau/2) = \mathbf{P}(\tau - \Delta\tau/2) - \Delta\tau \frac{\mathbf{V}}{v} \mathbf{Q}(\tau) \quad \dots (2.16)$$

$$\mathbf{Q}(\tau + \Delta\tau) = \mathbf{Q}(\tau) + \Delta\tau \{v^2 \mathbf{P}(\tau + \Delta\tau/2)\} \quad \dots (2.17)$$

$$\hat{\mathbf{e}}_1(\tau + \Delta\tau/2) = \hat{\mathbf{e}}_1(\tau - \Delta\tau/2) + \Delta\tau \{(\nabla_{\mathbf{v}^T}) \hat{\mathbf{e}}_1(\tau) \hat{\mathbf{d}}(\tau)\} \quad \dots (2.18),$$

donde; en el punto fuente de la trayectoria del rayo, $\tau = \tau_0 = 0$.

Finalmente, los coeficientes complejos de la amplitud se determinan a través de la ecuación

$$\mathbf{U}(\tau + \Delta\tau) = \hat{\mathbf{U}}(\tau) \sqrt{\frac{\rho(\tau) v(\tau) |\det \mathbf{Q}(\tau)|}{\rho(\tau + \Delta\tau) v(\tau + \Delta\tau) |\det \mathbf{Q}(\tau + \Delta\tau)|}} e^{-i(\pi/2)(KMAH)} \quad \dots (2.19)$$

donde; los elementos del vector $\hat{U}(\tau)$ son los coeficientes de amplitud con respecto a las tres direcciones principales dadas por los vectores base \hat{e}_1 , \hat{e}_2 y \hat{d} . El índice *KMAH*, en la parte exponencial de (2.19), es el número de cáusticas sobre un segmento de rayo que es determinado desde τ_0 hasta $\tau_0 + \Delta\tau$.

CAPÍTULO 3

MAPAS DE ILUMINACIÓN DE DATOS SÍSMICOS DE REFLEXIÓN

En los capítulos precedentes se ha discutido la importancia de los estudios de iluminación en la exploración geofísica, particularmente en la industria petrolera. Se ha descrito el método de construcción del frente de onda, a través del cual se determinan los parámetros asociados a la propagación de la energía sísmica para cada evento reflejado. En este capítulo se explica el concepto de mapa de iluminación, a través del cual se muestra la distribución de los atributos de los rayos con los cuales se representa la propagación de la energía sísmica incidiendo sobre el horizonte objetivo, así como su utilidad en el proceso/interpretación de los datos.

3.1 Importancia de los estudios de iluminación

El objeto de una adquisición sísmica es asegurar una buena iluminación sobre determinada estructura geológica. El diseño convencional de geometrías de adquisición (e.g; Stone, 1994; Evans, 1997) es un proceso muy simplificado el cual se considera que un cubrimiento uniforme en el dominio del Punto Medio Común o CMP por sus siglas en inglés (sobre la superficie) se traducirá en una iluminación uniforme sobre la estructura objetivo, es decir, en el dominio del punto de reflexión común (CRP, como se le conoce por sus siglas en inglés). Esto funciona relativamente bien si el medio en consideración es un modelo de capas planas o con poco echado en donde las reflexiones PP en ambos dominios tienen aproximadamente la misma posición lateral (Figura 3.1). Pero esta idea no se sustenta si las estructuras son complejas (en presencia de cuerpos salinos, por ejemplo) o si se desean estudiar ondas convertidas, e incluso si las fuentes y receptores no están al mismo nivel como en las adquisiciones OBC y VSP. En tales casos, el diseño convencional de la geometría conducirá a una imagen inadecuada de la estructura en estudio (Bear et al., 2000; Campbell et al., 2002; Hoffmann et al., 2002).

El trazado de rayos en 3D puede manejar de manera eficaz estas desventajas debido a que permite realizar estudios de iluminación directamente sobre la estructura de interés, esto es, en el dominio CRP.

Para ilustrar la importancia de los estudios de iluminación en 3D, en la Figura 3.2 se muestra un mapa de cobertura convencional (CMP) junto a uno realizado con trazado de rayos (CRP) sobre una superficie objetivo utilizando una geometría de adquisición real. Para el ejemplo, se utilizó la configuración de fuentes y receptores utilizada para adquirir el cubo sísmico en el área de estudio ubicada al norte de Tabasco, en el Golfo de México, la cual corresponde al área donde se aplicó el análisis de iluminación en datos reales. Un análisis más detallado de la geometría de adquisición aparece en el siguiente capítulo. En esta sección sólo se mencionan las características generales de la configuración empleada. La geometría de adquisición consiste en un arreglo de ocho líneas de fuentes,

separadas en la dirección crossline cada 50 m, y dos líneas de receptores espaciadas 400 m. La separación entre fuentes y receptores a lo largo de cada una de las líneas es de 50 m. Los dos tipos de cobertura muestran aspectos totalmente diferentes. En estos mapas se aprecia que mientras que la cobertura CMP en superficie, tomando en cuenta una profundidad del objetivo geológico a 5 km de profundidad (promedio de la profundidad correspondiente a la cima del Cretácico Superior) es constante sobre casi toda el área cubierta por esta configuración. La cobertura CRP por su parte, varía de manera considerable sobre la superficie correspondiente a la cima del Cretácico. Las implicaciones de esta distribución heterogénea de la cobertura son discutidas con detalle en el siguiente capítulo.

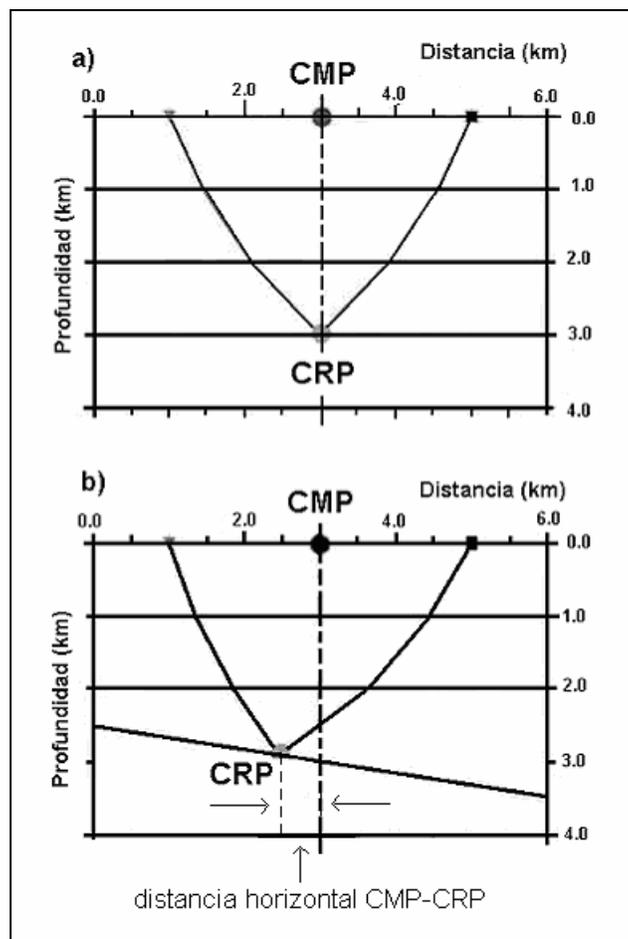


Figura 3.1 Posiciones CMP y CRP en una configuración fuente-reflector en: a) un modelo de capas horizontales, b) un modelo con reflector buzante (modificado de Laurain et al., 2004a).

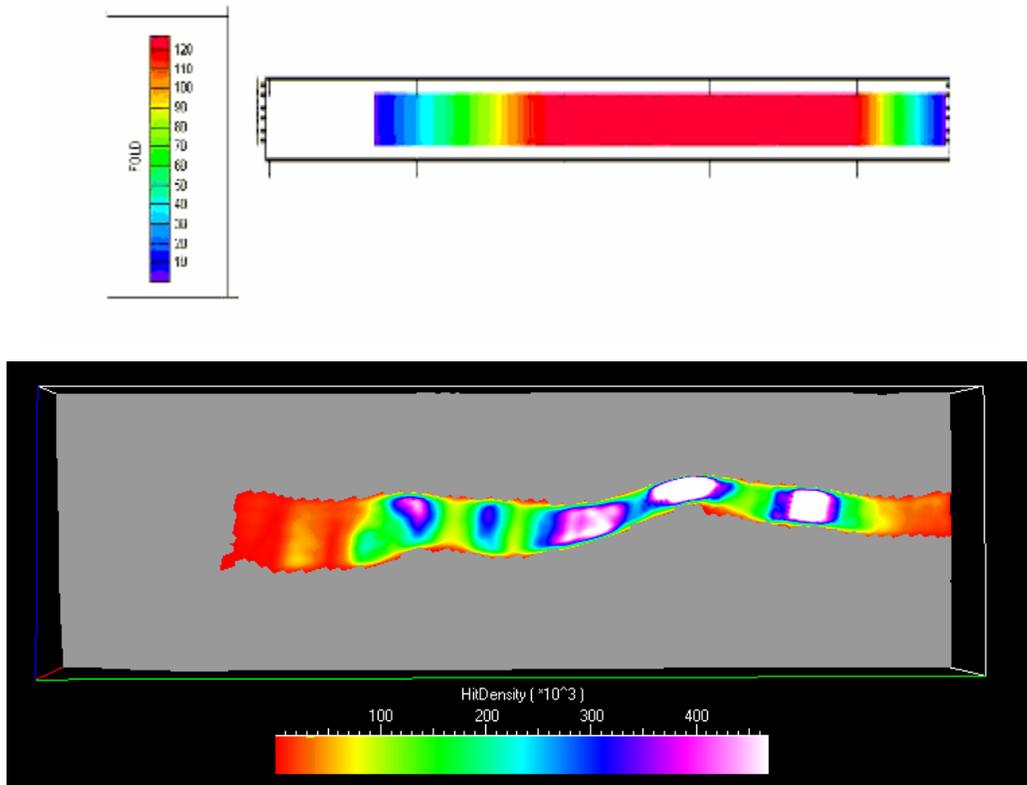


Figura 3.2 Comparación de una a) cobertura tradicional (CMP) y un b) análisis de iluminación en 3D (CRP) calculando el número de eventos reflejados sobre una estructura con una columna geológica compleja sobre yaciendo la superficie objetivo.

3.2 Mapas de iluminación a partir de los atributos de los rayos

Generalmente, durante el diseño o evaluación de una geometría de adquisición no sólo se considera que la estructura de interés esté adecuadamente cubierta por la energía sísmica, sino que también se piensa en la calidad que la imagen final deberá tener en términos de ruido y resolución. Una cobertura uniforme puede garantizar una buena relación señal-ruido pero no necesariamente una resolución apropiada. El trazado de rayos en 3D permite investigar tanto la regularidad de la iluminación (zonas muy iluminadas o de sombra) como la calidad en la resolución debido a que para cada reflexión se calculan no sólo los tiempos de viaje sino también otros atributos como la dispersión geométrica, el coeficiente de reflexión, los efectos de transmisión, la amplitud, etc. Estos atributos pueden ser

visualizados a través de un mapa de iluminación. Un mapa de iluminación se define como una malla con las posiciones espaciales de la superficie objetivo que contiene valores de una función de iluminación, la cual a su vez describe, también de manera espacial, las propiedades físicas y geométricas (atributos) de los rayos.

La Figura 3.3 ilustra atributos básicos de los rayos en su trayectoria de la fuente al reflector y de éste al receptor.

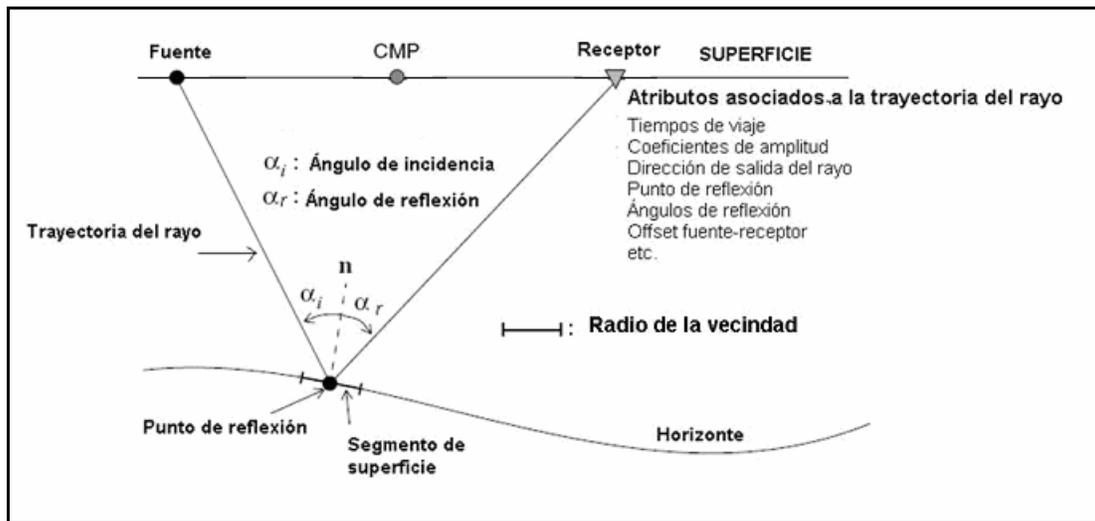


Figura 3.3 Atributos asociados a la trayectoria de un rayo desde la fuente al reflector, y de éste al receptor.

La superficie se divide en celdas, las cuales definen un área. En cada una de estas celdas la función de iluminación tiene un valor específico. La figura 3.4 ilustra esta subdivisión mostrando el número de puntos de reflexión que impactan una celda específica de un horizonte objetivo (modificada de Laurain et al., 2004a).

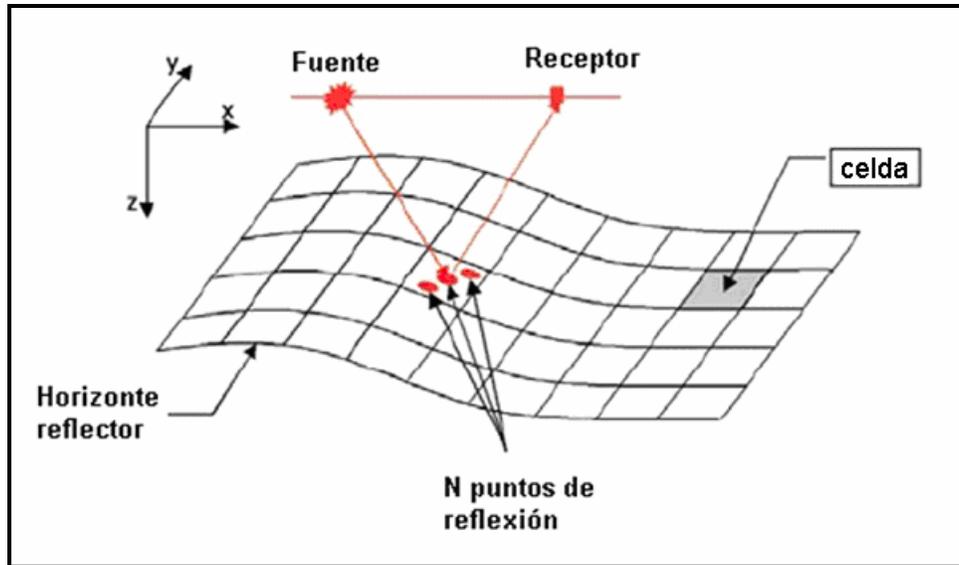


Figura 3.3 División de la superficie reflectora en celdas (modificada de Laurain et al., 2004a).

Muchos atributos pueden ser representados en la malla, pero los más usados en el análisis de iluminación son descritos a continuación.

3.2.1 Densidad de rayo

La densidad de rayo es el número de rayos N , dentro de un área sobre la superficie objetivo;

$$\text{Densidad de rayo} = \frac{N}{\text{Segmento de área}} \quad 3.1$$

Este atributo provee la distribución de los puntos de reflexión sobre el reflector (Sassolas et al., 1999; Bear et al., 2000); pero también provee de información acerca de la huella de adquisición, zonas de sombra, áreas de enfocamiento de la energía sísmica, así como la identificación de posibles zonas de baja relación señal-ruido.

3.2.2 Densidad de amplitud

La amplitud calculada en el trazado de rayos mediante el método CFO incluye efectos de divergencia esférica y coeficientes de transmisión y reflexión. La densidad de amplitud se define como

$$Densidad\ de\ amplitud = \frac{\left| \sum_{i=1}^N A_i \right|}{Segmento\ de\ área} \quad 3.2$$

donde A_i son los coeficientes complejos de amplitud de los rayos que inciden sobre un segmento área de la superficie reflectora. De acuerdo con Moldoveanu y Schneider (2001), la amplitud calculada sobre la superficie objetivo es una aproximación razonable a las variaciones de amplitud que se obtienen después de realizar la migración en profundidad antes de apilar. Sin embargo, Laurain y Vinje (2001) y Laurain et al. (2004b) muestran que esta aproximación sólo es válida en modelos simples.

3.2.3 Distribución de distancias fuente-receptor (*offset*)

Cuando se están analizando datos en los que se ha aplicado migración en profundidad antes de apilar, un valor alto indica que la imagen debida al conjunto de trazas (*gather*) antes de apilar en esa localización ha sido muestreada por distintas trayectorias de rayo (*offsets*). En procesamiento de datos sísmicos esto significará que el análisis de velocidad será más confiable (Hoffmann, 2001). Estas distribuciones pueden darse en términos de *offset* mínimo, máximo y promedio.

3.2.4 Distribución de ángulos de incidencia

Tanto el ángulo máximo, el ángulo promedio y el ángulo mínimo en cada celda pueden ser representados sobre la superficie objetivo. Estos parámetros deben

ser considerados cuando se estudia la cobertura de ángulos de incidencia sobre una cierta localización con la finalidad de estimar la calidad de los análisis de Amplitud Versus Offset (AVO) y de Amplitud Versus Ángulo (AVA); así como para entender la relación entre ellos. Por otra parte, para tener buena resolución, un punto sobre la superficie objetivo necesita estar bien iluminado por un amplio rango de trayectorias de rayo (Tzimeas, 1999). Si un punto está iluminado solamente por un rango pequeño de ángulos de incidencia, la resolución lateral será pobre aún si la cobertura es alta. A mayor distribución de ángulos de incidencia la resolución será mejor.

El valor de la función de iluminación *Ángulo promedio de incidencia*, por ejemplo, en un segmento de superficie es

$$\text{Ángulo promedio de incidencia} = \frac{\sum_{i=1}^N \alpha_i}{N} \quad 3.3$$

donde α_i son los ángulos de incidencia de los rayos que inciden y N es el número de puntos de reflexión.

3.2.5 Distancia horizontal CMP- CRP

El cálculo de la distribución de este atributo permite una estimación directa de la apertura de migración requerida para asegurar un posicionamiento espacial correcto de los eventos (Ibrahim, 2005). Un valor grande en el desplazamiento horizontal de migración es más difícil de manejar debido a las limitantes del operador de migración (Sassolas et al; 1999).

3.3 Consideraciones importantes de los mapas de iluminación

Esta lista de atributos no es exhaustiva, básicamente cualquier atributo sísmico (tiempos de viaje, cambios de fase, etc.) calculado durante el modelado sísmico puede ser representado sobre la superficie objetivo, la cuestión es definir cantidades que puedan ayudar tanto a discriminar la mejor configuración de

adquisición como aquellas que permitan despejar incógnitas durante y después del procesamiento de los datos sísmicos.

Sin embargo, durante la interpretación de los resultados obtenidos a partir de los análisis de iluminación y su comparación con el procesamiento de datos sísmicos hay que tener en cuenta que existen diferencias importantes entre ellos, las principales son:

- Los atributos son mapeados sobre la superficie objetivo en la posición exacta del punto de reflexión; esto es equivalente a asumir un procesamiento perfecto, lo cual nunca sucede (Hoffmann, 2001).
- Los efectos de la zona de Fresnel (Yilmaz, 2001) no son tomados en cuenta ni en los mapas de cobertura ni en los de amplitudes. De hecho, es de común práctica aplicar un operador de suavizado a los mapas de cobertura con la finalidad de tomar en cuenta estos efectos, sin embargo, la manera en la que este operador se define es un tanto empírica. Schneider y Winbow (1999) proponen una aproximación a través de la interpolación paraxial del campo de tiempos de viaje. Laurain et al. (2002) desarrollan aún más esta idea y obtienen una solución basada en un algoritmo de migración en profundidad antes de apilar (PSDM, por sus siglas en inglés) tipo Kirchhoff.
- La comparación cuantitativa con los datos reales procesados es difícil debido a que no se toman en cuenta los efectos de muestreo y *aliasing* (Hoffmann et al., 2002), es decir, se infiere una resolución infinita. En datos reales estos efectos limitan la resolución de la imagen.
- En procesamiento de datos, las amplitudes dependen tanto de la forma de la estructura objetivo como del método de compensación utilizado (e. g., compensación por dispersión geométrica), mientras que en modelado, los resultados dependen directamente del echado y la forma del reflector.

Así, para los análisis más cuantitativos que incluyan una comparación directa con lo datos reales, es recomendable ajustar los parámetros empleados en el modelado sísmico con la finalidad de asemejar los escenarios de adquisición y procesamiento tanto como sea posible. Resultados confiables sólo pueden ser obtenidos si en la simulación:

- se emplea una geometría de adquisición realista en 3D.
- se selecciona un rango de *offsets* que se asemejen a los utilizados durante el procesamiento, y
- se utiliza en el modelado un modelo geológico en 3D que sea representativo de la región de interés.

En resumen, debe tenerse especial cuidado cuando se esbocen conclusiones generales a partir del resultado de los análisis de iluminación en donde se han utilizado tanto geometrías de adquisición como modelos geológicos muy simplificados.

CAPÍTULO 4

ANÁLISIS DE ILUMINACIÓN EN UNA REGIÓN AL SUR DEL GOLFO DE MÉXICO

En este capítulo se hace un análisis de iluminación a partir de datos marinos correspondientes a un escenario de un yacimiento mexicano, utilizando el método CFO para trazar rayos en 3D. El análisis se realiza sobre el horizonte correspondiente a la cima del Cretácico Superior de un modelo geológico interpretado correspondiente a una región localizada en el sur del Golfo de México, utilizando la geometría de adquisición real. El objetivo es entender la distribución heterogénea de las amplitudes observadas en las secciones migradas y cuantificar el efecto de la iluminación sobre la falta de coherencia observada en algunos eventos observados debajo de dicho objetivo. Se realiza una primera aproximación al análisis de iluminación empleando una configuración de *offset* cero. Para mostrar el efecto que la forma del reflector tiene en la propagación de la energía sísmica, el estudio también se realiza sobre un reflector horizontal colocado de manera que cruce por zonas en donde existan variaciones importantes en el campo de velocidades.

4.1 Antecedentes

El modelo de velocidades y los horizontes interpretados, así como la geometría de adquisición de datos utilizados en este estudio corresponden al cubo sísmico del área, adquirido por el Activo de Exploración Litoral Sureste de PEMEX. El cubo sísmico total cubre aproximadamente un área de 1145 km² (Figura 4.1) y fue adquirido en el área correspondiente al margen oeste de la estructura Akal, en el sur del Golfo de México. En esta zona, se han llevado a cabo varios descubrimientos en diferentes intervalos Mesozoicos. Los yacimientos están localizados en las calizas fracturadas del Cretácico Superior, y en el Kimmeridiano, el cual está asociado a facies de calizas oolíticas y dolomíticas. Estos niveles productores están por encima y debajo de capas de rocas madre correspondientes al Titoniano.

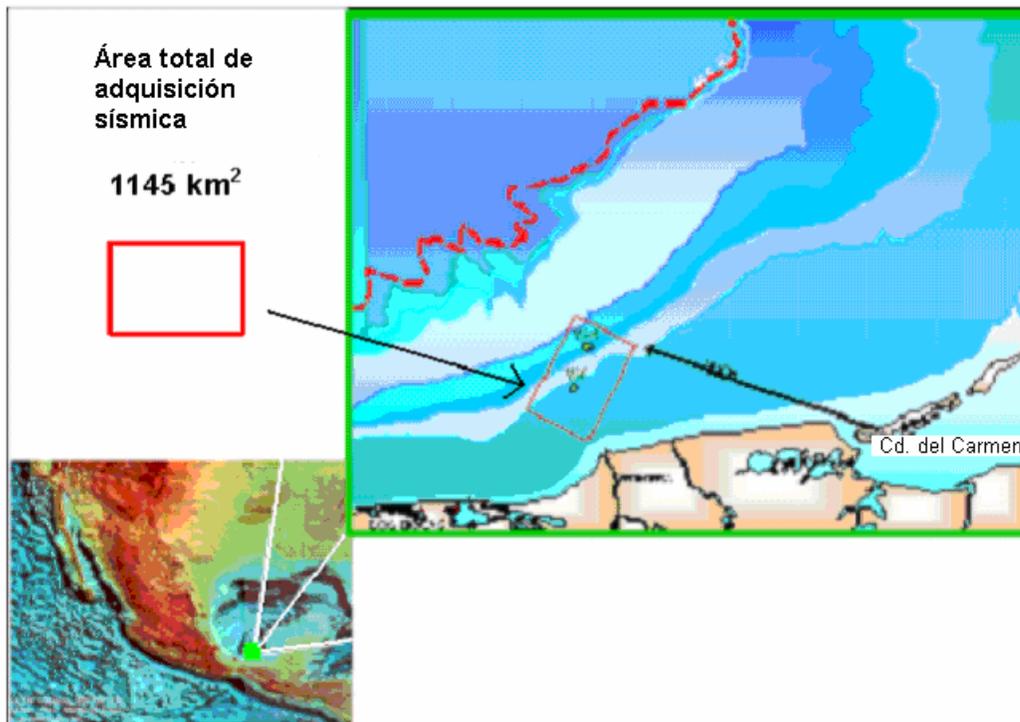


Figura 4.1 Localización relativa del cubo sísmico utilizado en este trabajo (modificada de González et al., 2004).

El área está severamente deformada, lo cual dificulta el seguimiento de las estructuras presentes durante la interpretación a través de imágenes sísmicas en 3D. Estudios previos en la zona han concluido que las estructuras convexas presentes son debido a un régimen compresional profundo, asociado con tectónica salina, los cuales han inducido un desplazamiento gravitacional suave en la mayoría de los sedimentos Terciarios (González *et al.*, 2004). Los regímenes mayores están separados por zonas presurizadas desde donde diapiros arcillosos están enraizados.

La Figura 4.2 muestra una imagen obtenida del proceso de migración pre-apilado en tiempo, y convertida a profundidad, correspondiente a la inline 2360 del cubo. En esta imagen se han sobrepuesto las fallas, y cuatro de los horizontes más prominentes en los datos, los cuales fueron utilizados para la construcción del modelo geológico y corresponden a:

1. El Plioceno Superior
2. La cima de una zona de baja velocidad
3. La discontinuidad del Eoceno
4. La cima del Cretácico Superior (AKS)

Las secciones migradas muestran problemas de enfocamiento en las fallas principales, lo cual sugiere imprecisión en el campo de velocidades utilizado en la migración, debido probablemente a la gran variabilidad lateral de la velocidad producida por la complejidad estructural y la presencia de cuerpos de arcilla. Es posible observar también la gran variabilidad de amplitudes, evidente sobre todo en los eventos correspondientes a la cima del Cretácico Superior, señalados con flechas en la Figura 4.2. En las reflexiones correspondientes a estructuras debajo del Cretácico, los cuales precisamente corresponden a aquellos intervalos de interés económico, se

observan bandas *cuasi*-verticales de poca coherencia (señalados con flechas horizontales en la figura 4.2).

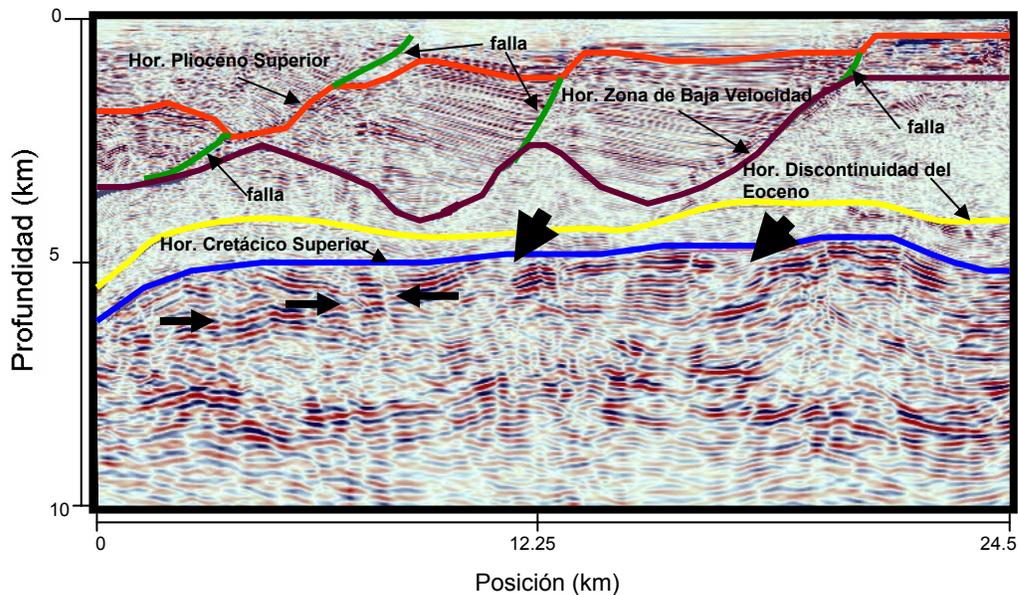


Figura 4.2. Sección migrada correspondiente a la línea 2360 del cubo sísmico migrado. Las flechas indican zonas con cambios importantes en la amplitud sobre el Cretácico Superior. Se identifican también con flechas eventos poco coherentes debajo del Cretácico Superior.

Una inquietud original para llevar a cabo un análisis de iluminación en esta área, por parte del Centro Nacional de Procesamiento Sismológico (CNPS) de PEMEX, era el de identificar las posibles causas de estas bandas de poca coherencia, y en una primera instancia, descartar su origen en problemas de iluminación debida a la complejidad estructural en los sedimentos Terciarios o debidas a problemas durante el procesamiento de los datos.

4.2 Construcción del modelo computacional para el trazado de rayos

El proceso de modelado comienza con la construcción detallada, en profundidad, de un modelo geológico que define las estructuras geológicas (horizontes) y la distribución de las propiedades elásticas (V_p , V_s , ρ) del

área de interés. Tanto el modelo geológico como la geometría de adquisición son los datos de entrada para llevar a cabo el análisis de iluminación.

El modelo geológico y la geometría de adquisición están referidos a tres sistemas de coordenadas cartesianas espaciales:

- a) El sistema global UTM, con coordenadas Este, Norte, y profundidad o z , en km o m.
- b) El sistema local de coordenadas (x, y, z) en km o m, el cual es definido a partir de un origen dado por un vértice del área de interés (en coordenadas UTM) y un ángulo azimutal, medido en el sentido contrario a las manecillas del reloj. El área de trabajo para realizar el análisis de iluminación es rectangular, y los lados de esta área corresponden a los ejes x e y de este sistema local.
- c) El sistema utilizado comúnmente en exploración sísmica: *Inline*, *Crossline*, y z , con unidades en números enteros para las dos primeras variables, y km o m para la tercera, las cuales pueden ser asociadas con la geometría de adquisición una vez que esta ha sido definida.

En la Figura 4.3 se ilustran, de manera general, los sistemas de coordenadas local y global UTM (arriba), y el correspondiente sistema *Inline/Crossline* (abajo).

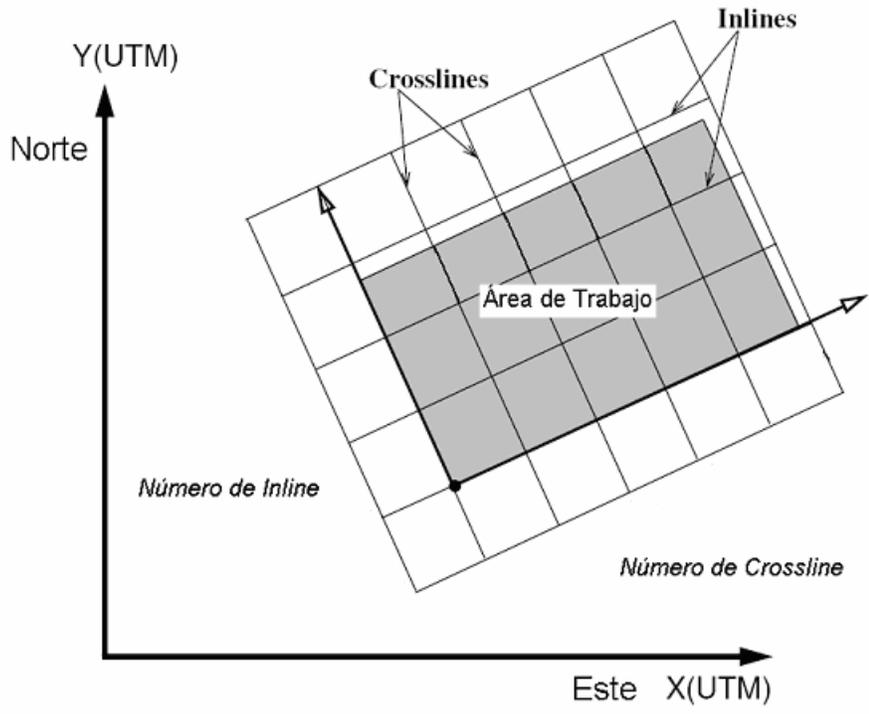
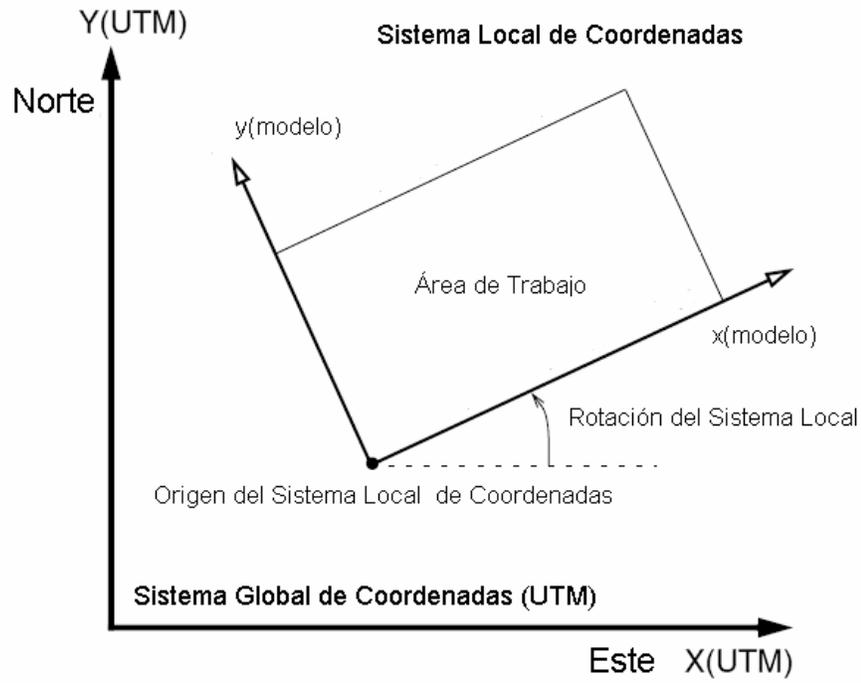


Figura 4.3 El área de interés para el modelado sísmico está definida por la localización del origen (en UTM) del sistema local de coordenadas, su rotación, y por el número de Inline/Crossline

Para los objetivos del presente trabajo, el área de interés considerada cubre un área de 7.5 km x 24.5 km (183.75 km²), acotada por las *Inlines* 2200 a la 2500 y las *Crosslines* de la 1350 a la 2330 del área total de adquisición.

A partir de la interpretación de los datos sísmicos (PEMEX-Exploración y Producción), se utilizaron cuatro horizontes principales además de la superficie del mar y el fondo oceánico para formar seis bloques en el modelo (incluyendo la columna de agua). La Figura 4.4 muestra una perspectiva 3D de las superficies involucradas en la construcción del modelo después de ser suavizadas y así evitar singularidades en el trazado de rayos, lo cual ya fue discutido en la el capítulo anterior.

En la Figura 4.5 se muestra una perspectiva del cubo de velocidad de intervalo de onda P utilizado en la construcción del modelo geológico, el cual se obtuvo a través del procesamiento de los datos sísmicos. Este cubo corresponde al utilizado en la migración pre-apilamiento en tiempo. En este cubo pueden discriminarse a simple vista tres de los principales horizontes mostrados en la Figura 4.4.

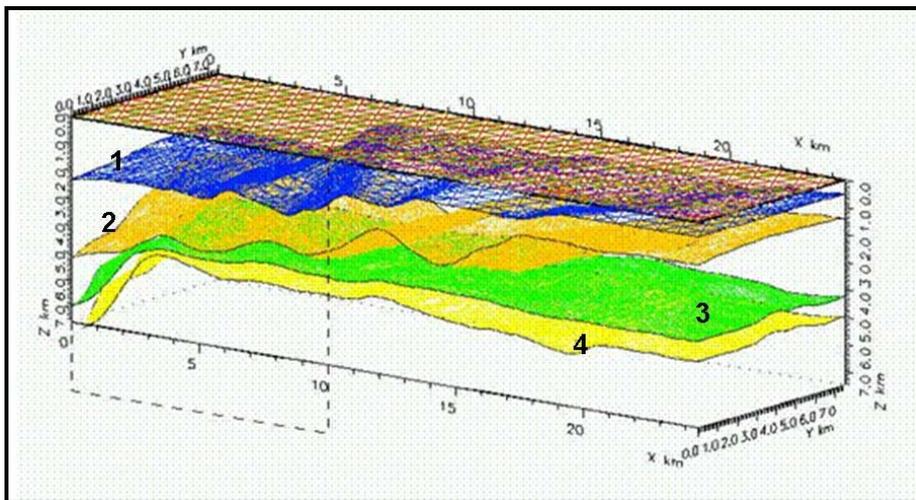


Figura 4.4. Horizontes empleados en la construcción de un modelo preliminar para el análisis de iluminación: Plioceno Superior (1), horizonte de baja velocidad (2), discontinuidad del Eoceno (3), cima del Cretácico Superior (AKS) (4). La figura muestra también la superficie del agua y el fondo oceánico.

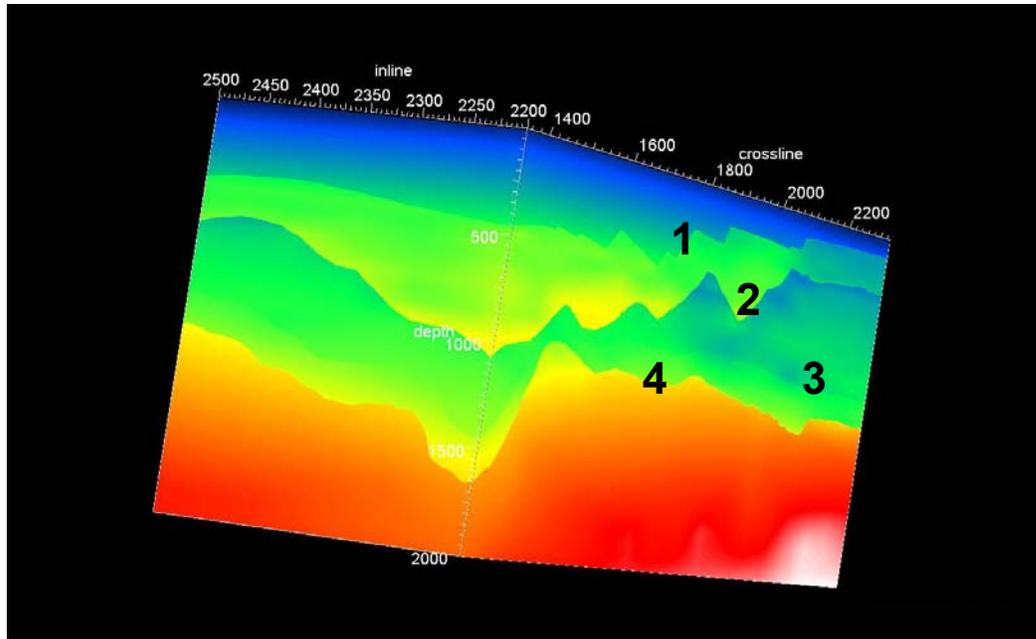


Figura 4.5 Modelo de velocidad de onda P de intervalo. El modelo presenta contrastes que se correlacionan con tres de los principales horizontes indicados en la Figura 4.4.

La discontinuidad del Eoceno es poco notoria en este modelo, sin embargo puede seguirse en algunas partes del cubo, como lo muestra la perspectiva mostrada.

Debido a que la distribución de las otras propiedades elásticas, requeridas en el modelado para la estimación de las amplitudes, esto es V_S y ρ , generalmente no están disponibles, o sólo existen en forma muy local a partir de registros de pozo, es necesario calcularlas a partir de relaciones empíricas. Para el cálculo de la distribución de la velocidad de onda S, se utiliza la relación empírica introducida por Castagna et al. (1993) para diferentes tipos de rocas sedimentarias:

$$V_S = 0.8042 V_P - 0.8559 \quad (\text{Arenisca, velocidad en [km/s]})$$

$$V_S = -0.05509 V_P^2 + 1.01687 V_P - 0.0305 \quad (\text{Caliza, velocidad en [km/s]})$$

La densidad se determina a partir de la relación de Gardner, extendida también por Castagna et al. (1993) para el caso de rocas sedimentarias:

$$\rho = 0.200 V_p^{0.261} \quad (\text{Arena, velocidad en [ft/s]})$$

$$\rho = 0.243 V_p^{0.225} \quad (\text{Caliza, velocidad en [ft/s]})$$

4.3 Análisis de la geometría de adquisición

Para realizar la iluminación con todos los *offsets* es necesario incorporar la geometría de adquisición real en el estudio. El cubo sísmico en el área de interés fue adquirido en aguas con rangos de profundidad entre 10 y 60 m. El levantamiento original incluyó 105 *swaths*, los cuales cubrieron un área total de aproximadamente 1145 km². Un *swath* o configuración base del levantamiento (ver Figura 4.6) es definido como todos los datos registrados en dos líneas receptoras adyacentes necesarias para completar la cobertura del CMP. En cada *swath* se utilizaron cuatro líneas de navegación con fuentes duales (un total de 8 líneas fuente). La separación entre cables de receptores de fondo oceánico (OBC's por *Ocean Bottom Cables*) es de 400 m con una distancia de 50 m entre receptores. Las líneas fuente se ubicaron en el espacio comprendido entre las dos líneas de receptores con una separación de 50 m y una distancia también de 50 m entre fuentes dentro de cada línea. La longitud de los OBC's en campo es de 16,500 m y las líneas fuente de 22,500 metros. En esta configuración, la distancia máxima fuente-receptor (*offset*) es de 6000 m.

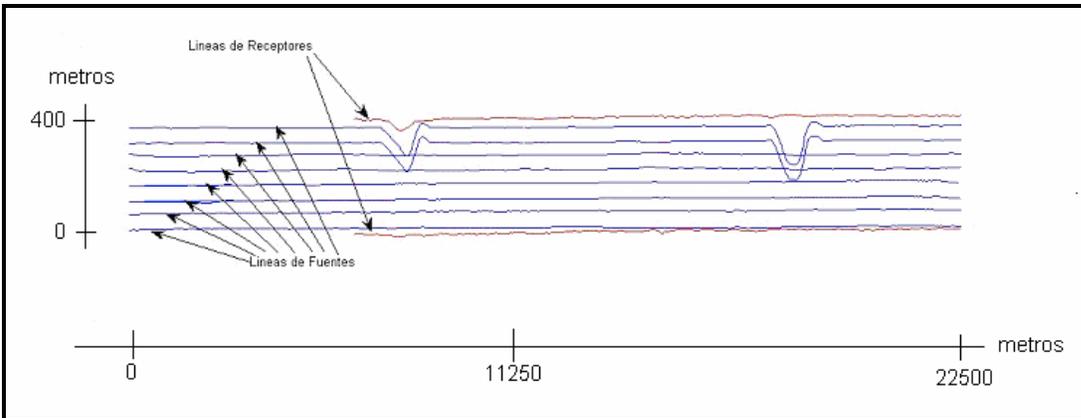


Fig. 4.6 Distribución de las líneas fuente (azul) y receptor (rojo) que definen un swath.

La Figura 4.7 por su parte muestra el desplazamiento de las líneas fuente y receptor para un nuevo swath, el cual se lleva a cabo consecutivamente para cubrir verticalmente el área de interés.

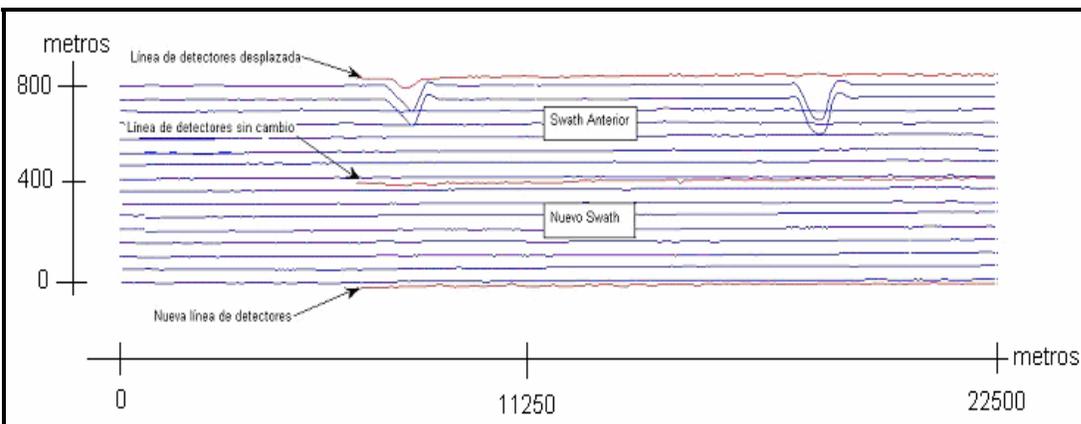


Fig. 4.7 Configuración de dos swath consecutivos.

La Figura 4.8 muestra el traslape horizontal que se hace de los swaths para cubrir horizontalmente el área total levantada.

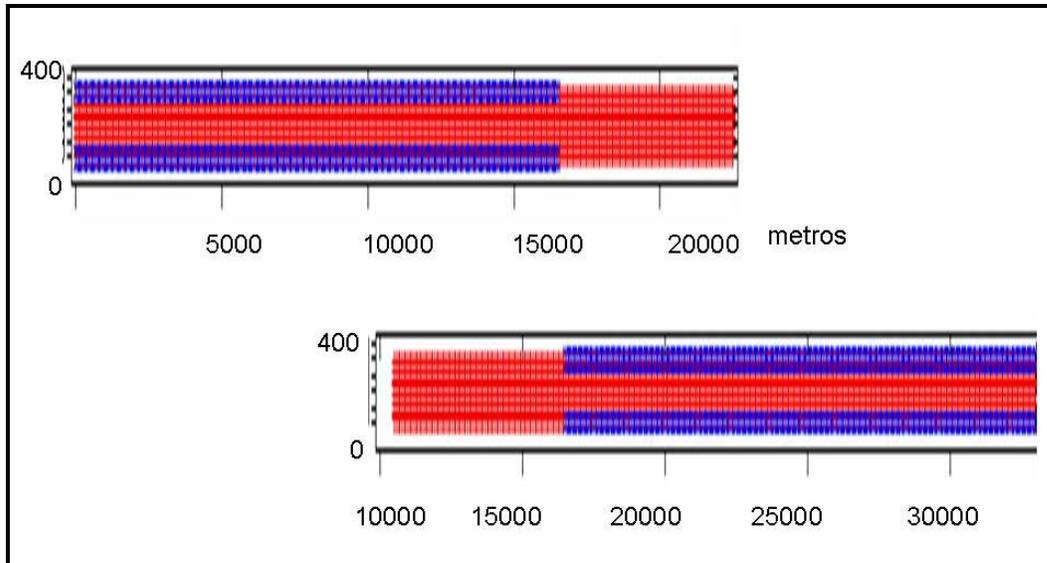


Figura 4.8 Geometría de adquisición de dos swaths con traslape lateral. Las líneas de receptores están señaladas en azul y las líneas de fuentes en rojo.

Antes de realizar el análisis de iluminación utilizando la geometría de adquisición real, se realizó un análisis convencional (e.g., Lawton, 2004) de dicha geometría sin tomar en cuenta la complejidad del modelo geológico, considerando una velocidad efectiva constante y una profundidad del objetivo también constante; esto con la finalidad de entender algunos parámetros básicos, como el *offset* mínimo y máximo existentes, cobertura, distribución azimutal, etc.

En la Figura 4.9, primero se presenta la cobertura debida a cada uno de los *swaths* por separado mostrados en la Figura 4.8 y a continuación se presenta la cobertura de los dos *swaths* traslapados lateralmente. Este traslape permite aumentar la cobertura en la parte central del área estudiada. El máximo apilamiento posible es de 120 y corresponden al color rojo en la Figura 4.9.

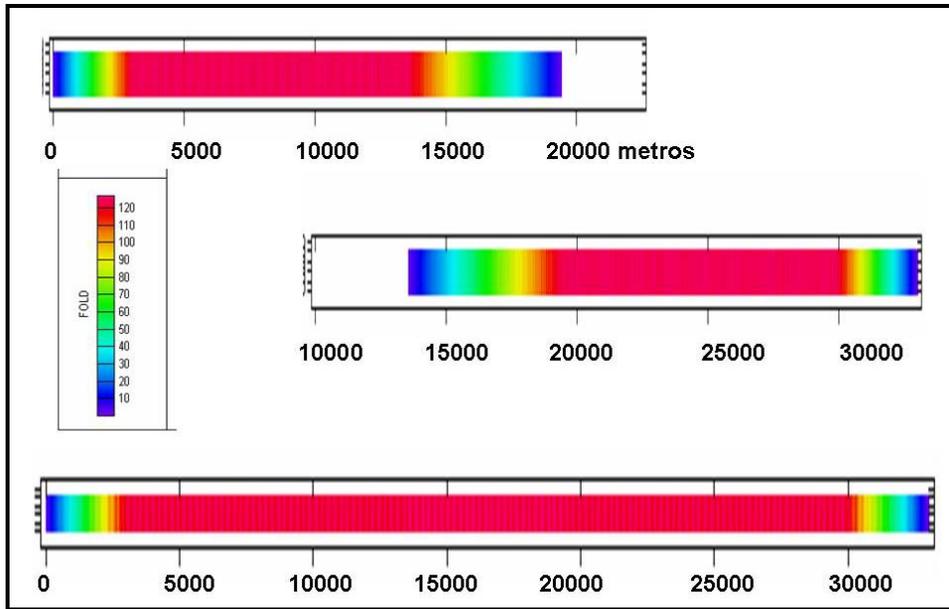


Figura 4.9 Cobertura de dos swaths laterales por separado y con traslape lateral.

En la Figura 4.10 se muestra, para este traslape, la distribución de *offset* mínimo y máximo. Se observa que en casi en toda el área existe un rango de *offsets* homogéneo. En la Figura 4.11 se presenta una ampliación de la Figura 4.9 en la región central que corresponde a la zona de cobertura máxima. Las fuentes están representadas con + y los receptores con X.

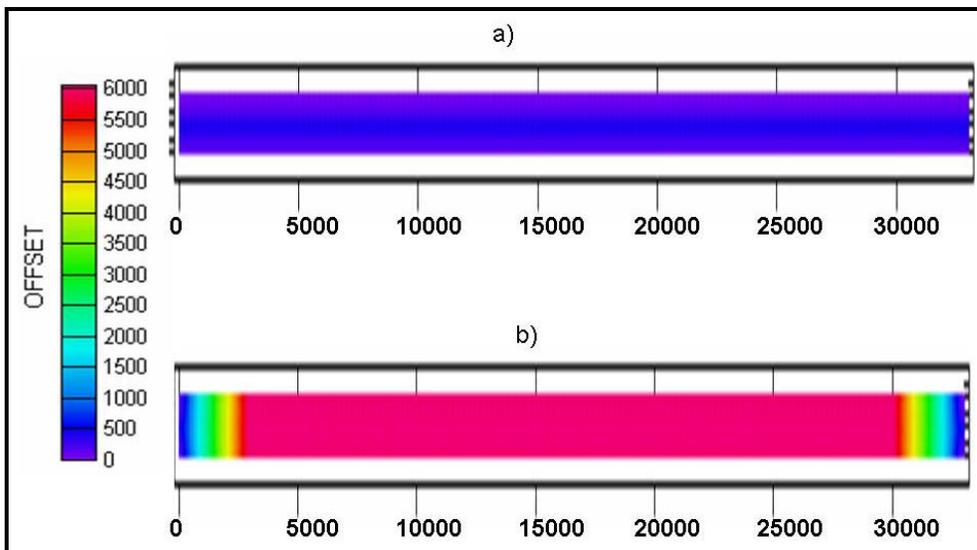


Figura 4.10 Distribución de *offset* mínimo y máximo para dos swaths con traslape lateral.

En la Figura 4.11 se observa una línea central de color blanco indicando que en ella la cobertura es nula, esto se debe a la asimetría de los receptores y puntos de tiro respecto al centro del *swath*. También se presentan las trayectorias que unen fuentes y receptores y que impactan una celda de puntos de reflexión común o *bin*, cercana al centro del modelo.

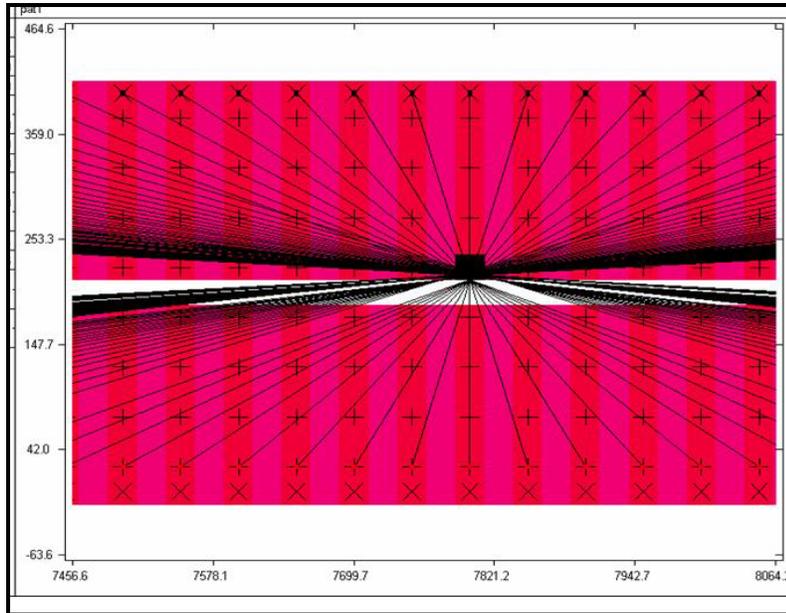


Figura 4.11 Ampliación de la parte central de la figura 4.9 y trayectoria de los rayos para un *bin* cercano al centro del *swath* de la parte superior.

En la Figura 4.12 se presenta el análisis de distribución de azimut contra *offset* correspondiente a las trayectorias presentadas en la Figura 4.11. En términos prácticos, los azimuts que tienen una cobertura aceptable están localizados en los azimuts 90° y 270° , es decir, no existe cobertura azimutal, por lo que la adquisición es en realidad 2.5D. Esto tiene implicaciones en la interpretación de las estructuras existentes, las cuales presentarán un sesgo en la dirección de adquisición.

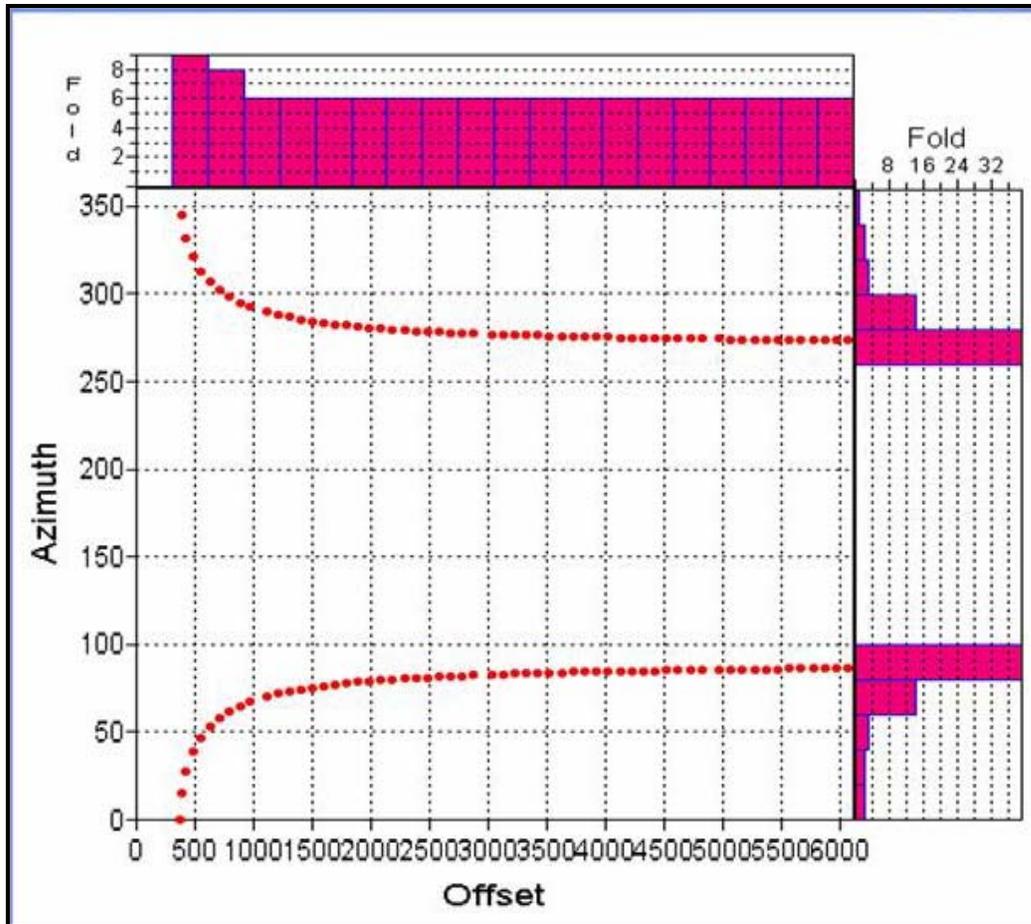


Figura 4.12 Análisis de azimuth contra offset correspondiente al bin seleccionado en la Figura 4.11.

4.4 Iluminación de objetivos en *offset* cero

Como una primera aproximación al análisis de iluminación, se calculan mapas de iluminación para una geometría de *offset* cero. En esta geometría se supone que la fuente y receptor están localizados en la misma posición. Para los cálculos se utiliza el modelo de explosión de reflector (e.g., Yilmaz, 2001) en el cual las superficies reflectoras se convierten en frentes de onda que se propagan hacia la superficie de receptores, los cuales están definidos en las posiciones de las *Inlines* y *Crosslines*. Durante la propagación del frente de onda se verifica que los parámetros que controlan tanto la distancia máxima entre rayos como el ángulo máximo entre éstos no

sean mayores a 0.2 km y 10° respectivamente. El intervalo de verificación del frente de onda es de $\Delta t = 0.05$ s. Para propósitos de ilustración, la construcción del frente de onda para un cierto objetivo en profundidad consume alrededor de 2 minutos de CPU en una computadora SGI Origin 2000, utilizando un solo procesador a 350 Mhz. La Figura 4.13 muestra una secuencia de imágenes (i, ii, iii y iv) que ilustran esta propagación para la superficie correspondiente al Cretácico Superior a distintos tiempos.

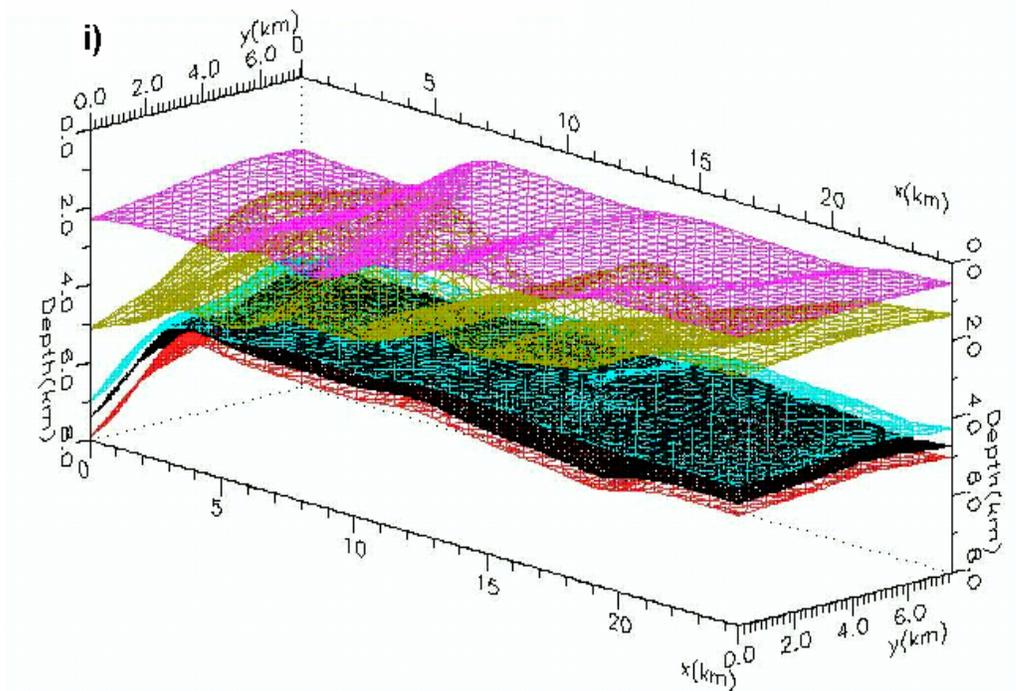


Figura 4.13 Propagación del frente de onda para el cálculo de atributos de los rayos en offset cero. Las imágenes fueron congeladas en cuatro tiempos (i, ii iii y iv).

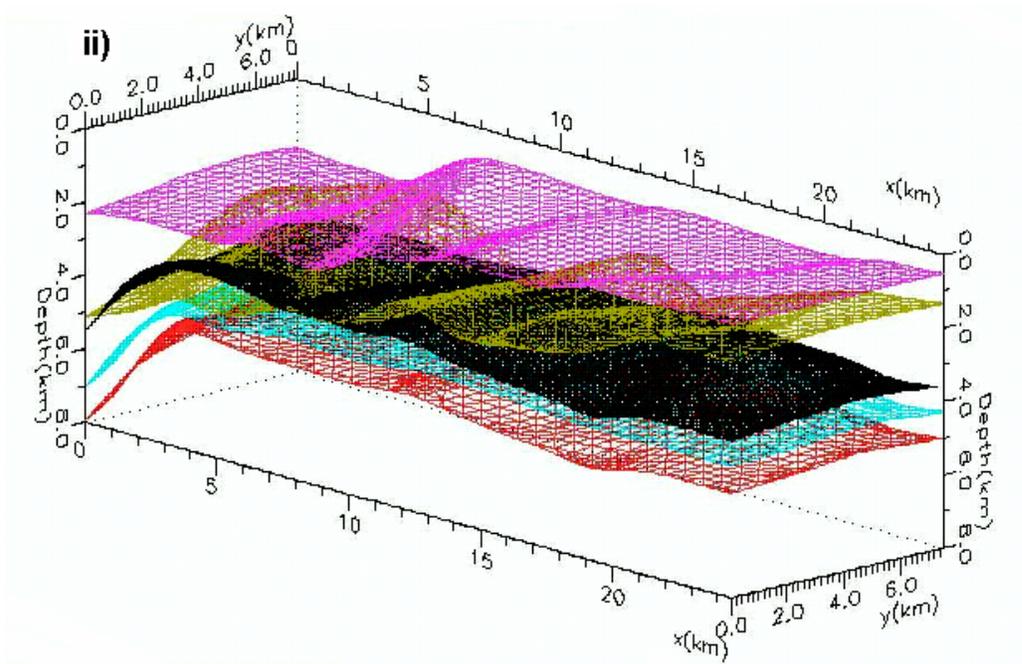


Figura 4.13. Continuación ...

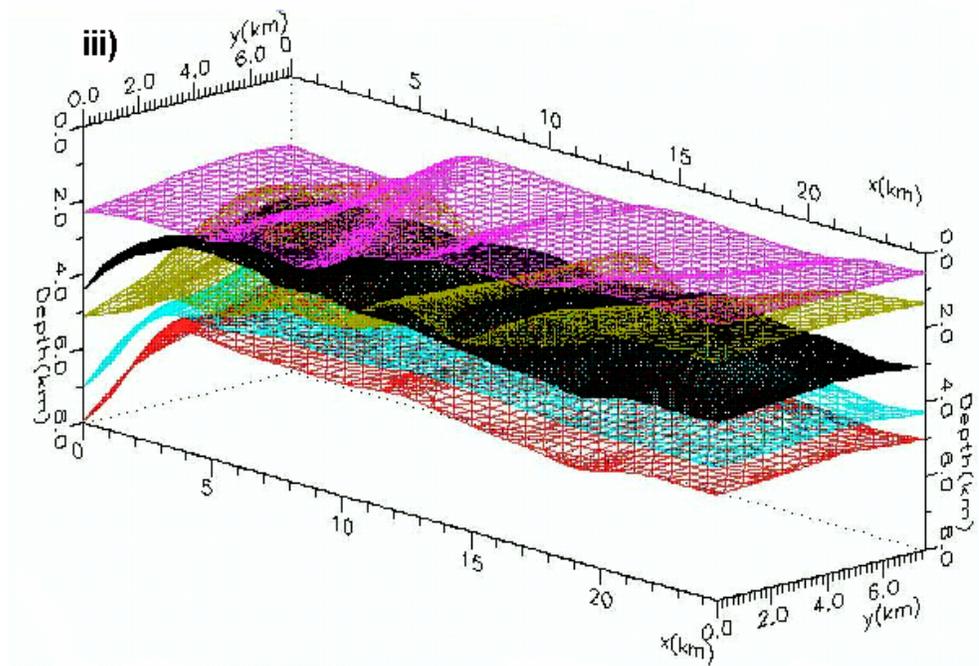


Figura 4.13. Continuación ...

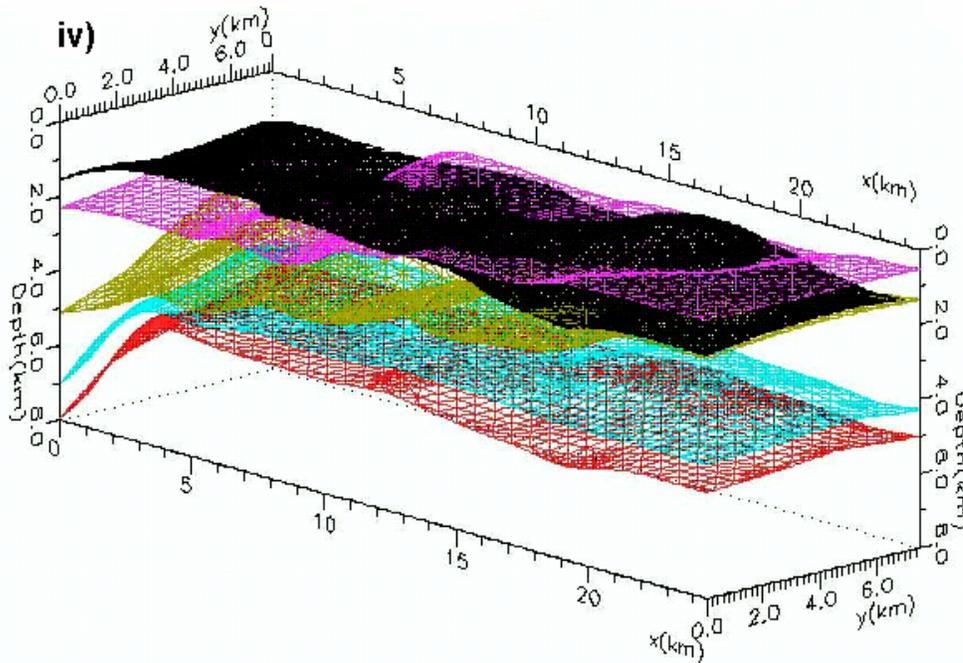


Figura 4.13 Continuación ...

Una vez calculado el frente de onda es posible visualizar la trayectoria de los rayos. La Figura 4.14 muestra dos perspectivas del trazado de rayos de *offset* cero en el horizonte Cretácico Superior. En ella se pueden apreciar regiones de sombra en las que debido a la irregularidad del modelo los rayos se desvían concentrándose en otra región.

Con los atributos calculados en la simulación de la propagación del frente de onda es posible generar los mapas de iluminación. Las Figuras 4.15 a 4.17 muestran estos mapas para el horizonte Cretácico Superior, correspondientes a las funciones tiempo de viaje promedio, de densidad de rayos y densidad de módulo de amplitud, respectivamente. Para este horizonte, el tiempo de viaje en *offset* cero varía aproximadamente un segundo a lo largo del horizonte objetivo. Este tipo de información es de utilidad, sobre todo, en la determinación los parámetros óptimos para una adquisición de datos fijando un objetivo específico.

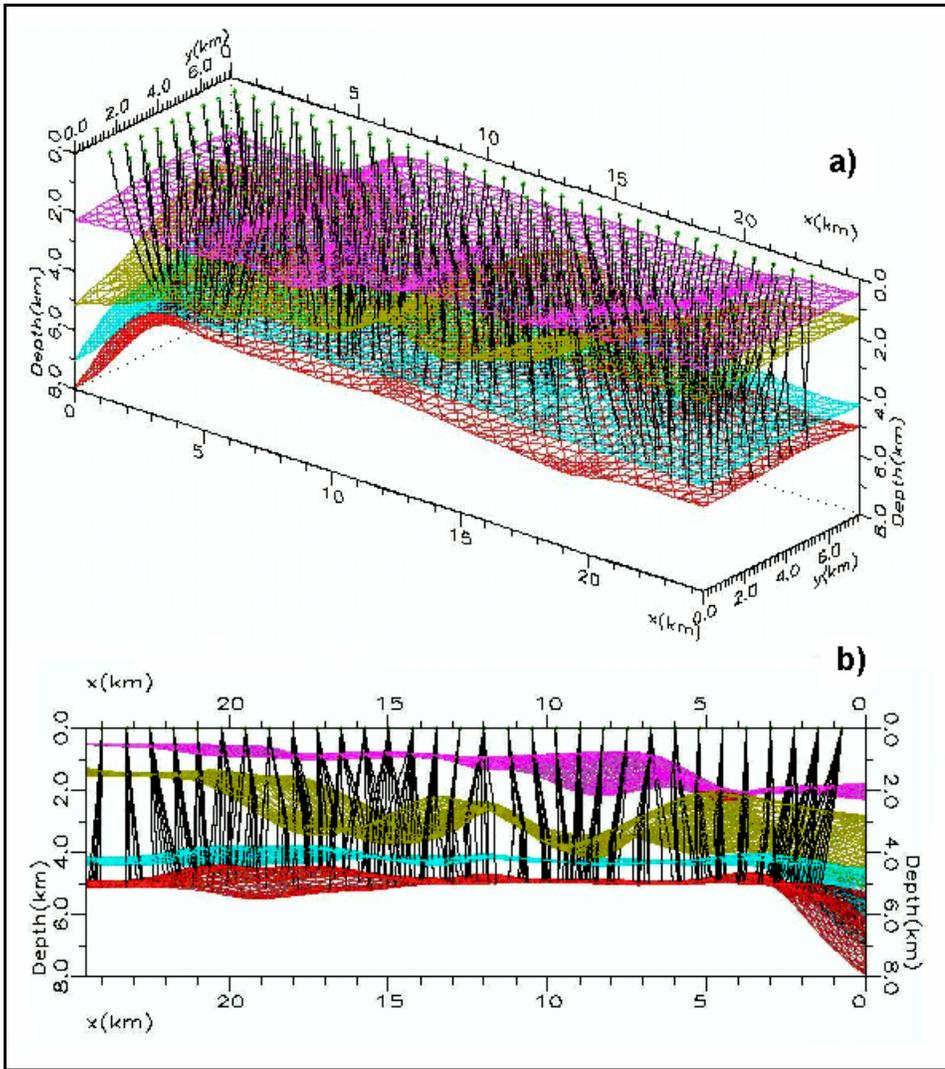


Figura 4.14. Trazado de rayos de las reflexiones de eventos primarios de offset cero en el horizonte AKS (en rojo) . a) Vista frontal; b) Vista posterior con orientación cercana a la dirección x-z.

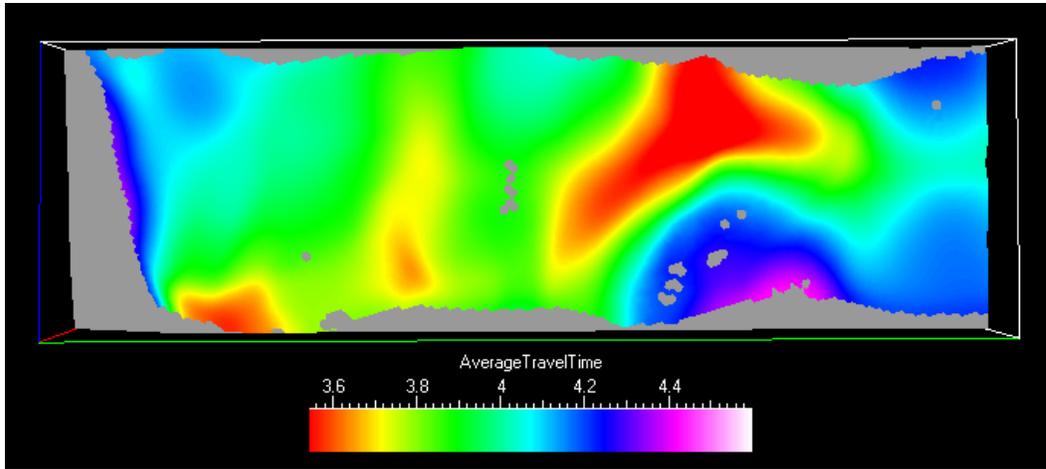


Figura 4.15 Vista en planta de la distribución de los tiempos promedio de viaje (en segundos) en el horizonte AKS para la propagación de offset cero.

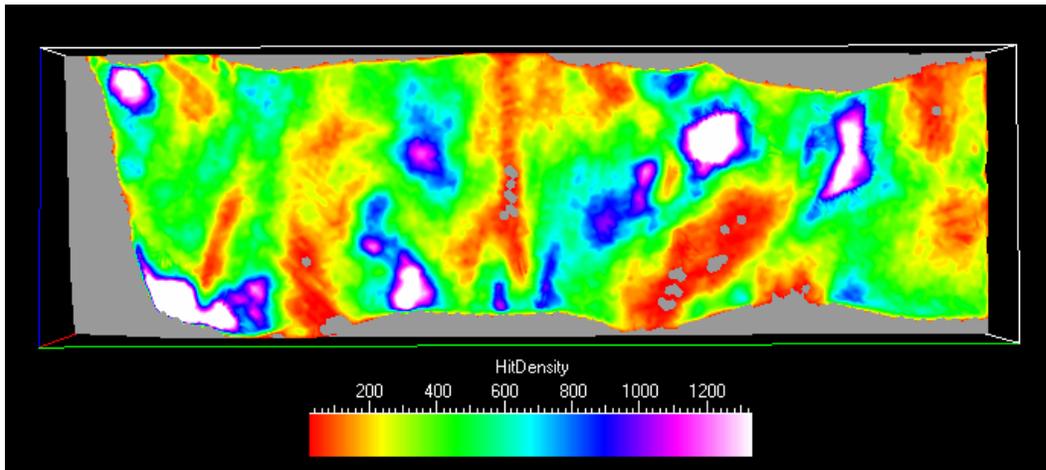


Figura 4.16. Vista en planta de densidad de rayos (número de rayos/ km^2) en el horizonte AKS para la propagación en offset cero.

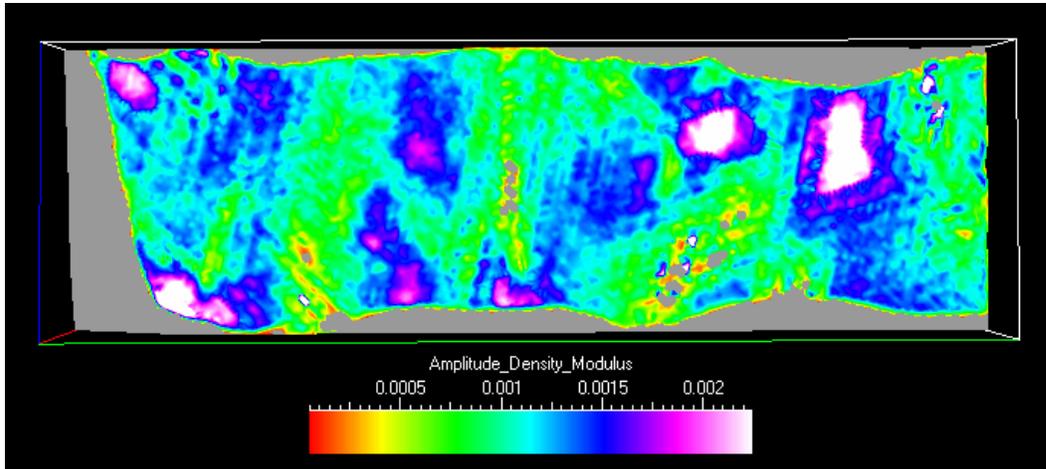


Figura 4.17. Vista en planta de mapa de densidad de amplitud ($\text{amplitud}/\text{km}^2$) en el horizonte AKS para la propagación en *offset* cero.

Con respecto a los mapas de densidad de rayos y amplitudes, se observan zonas (en gris) que no son iluminadas en *offset* cero, las cuales en su mayoría corresponden a los bordes del horizonte. Es interesante observar la correlación que existe estas dos distribuciones, lo cual muestra el efecto del enfocamiento de la energía sobre el horizonte en cuestión, lo cual tiene efectos importantes en las amplitudes esperadas. Para el cálculo de estas amplitudes, se considera el coeficiente de reflexión debido a la interfaz, el efecto de la divergencia esférica en la propagación del frente de onda desde la fuente hasta el reflector y los efectos de transmisión.

4.5 Iluminación de objetivos en *offset* variable

Para el análisis de la iluminación utilizando la geometría de adquisición real, se utilizaron solamente cuatro *swaths* adyacentes verticalmente, alrededor del área correspondiente a la línea sísmica 2360 mostrada en la Figura 4.2. Se llevó a cabo esta selección con el propósito de obtener resultados en un tiempo razonable, a partir de los recursos de cómputo disponibles, dada la gran cantidad de fuentes involucradas cuando se lleva a cabo una adquisición con OBC's. Para propósitos de ilustración, cada uno de los

swaths adquiridos contiene un número aproximado de 3500 tiros registrados por 484 receptores para el caso máximo. La Figura 4.18 muestra una vista en planta de la posición de todos los tiros asociados a estos cuatro swaths, indicando así aproximadamente el área cubierta durante la simulación.

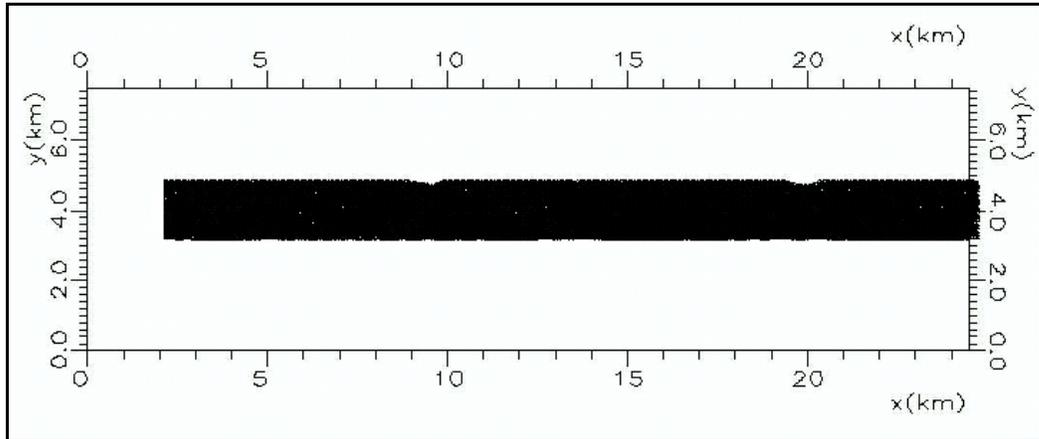


Figura 4.18. Área cubierta por la distribución de fuentes y receptores para los cuatro swaths utilizados en el ejemplo de iluminación con todos los offsets.

4.5.1 Iluminación sobre el horizonte interpretado correspondiente al Cretácico Superior.

En la Figura 4.19 se muestra una perspectiva 3D de la distribución de fuentes y receptores y del modelo de velocidad de intervalo de onda P, que utilizamos para realizar el análisis de iluminación sobre el horizonte objetivo (Cretácico Superior).

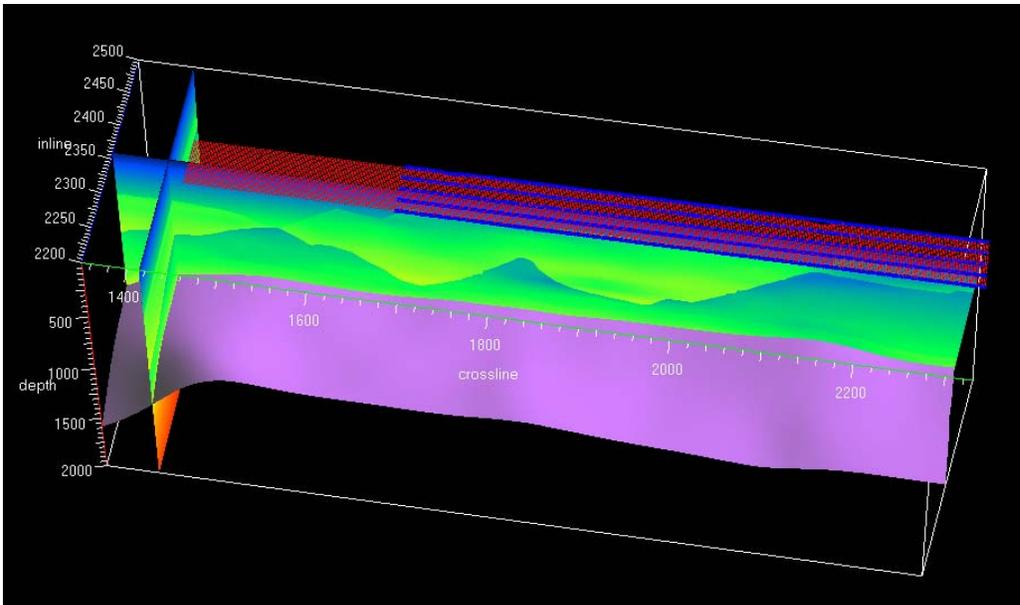


Figura 4.19 Perspectiva del área cubierta por la distribución de fuentes (en puntos rojos) y receptores (en puntos azules) para los cuatro swaths utilizados en el ejemplo de iluminación para el horizonte AKS.

Para cada tiro, se propaga un frente de onda a través del modelo hasta un horizonte objetivo, y del objetivo a la superficie conteniendo a los receptores. Para ilustrar la propagación de un tiro, la Figura 4.20a muestra una vista en planta de la posición de una fuente en dicha geometría y los receptores que captaron dicho disparo, así como una vista en planta de un frente de onda a un tiempo determinado producido por dicha fuente (figura 4.20b). La Figura 4.21 muestra, para un tiro elegido arbitrariamente, un frente de onda en una perspectiva 3D. La Figura 4.22 muestra el trazado de rayos del evento reflejado en el horizonte Cretácico Superior para dicho tiro. Nótese que aun cuando el modelo de velocidad presenta variaciones de velocidad predominantemente en dos direcciones (x - z), la trayectoria de los rayos se altera en las tres direcciones debido a la forma irregular de la superficie objetivo y de las variaciones de velocidad arriba del reflector.

La construcción del frente de onda para una fuente individual consume un tiempo de CPU de aproximadamente 108 segundos en una Origin 2000

utilizando un solo procesador a 350 Mhz. Los parámetros que controlan la interpolación de nuevos rayos durante la propagación del frente de onda a través del modelo son los mismos que los utilizados en la iluminación en objetivos en *offset* cero (sección 4.3). El cálculo de todos los tiros de un solo swath (3583 tiros) consume aproximadamente 30 horas de CPU en la misma computadora utilizando cuatro procesadores. La simulación total con cuatro procesadores tuvo un tiempo real de aproximadamente 148 horas.

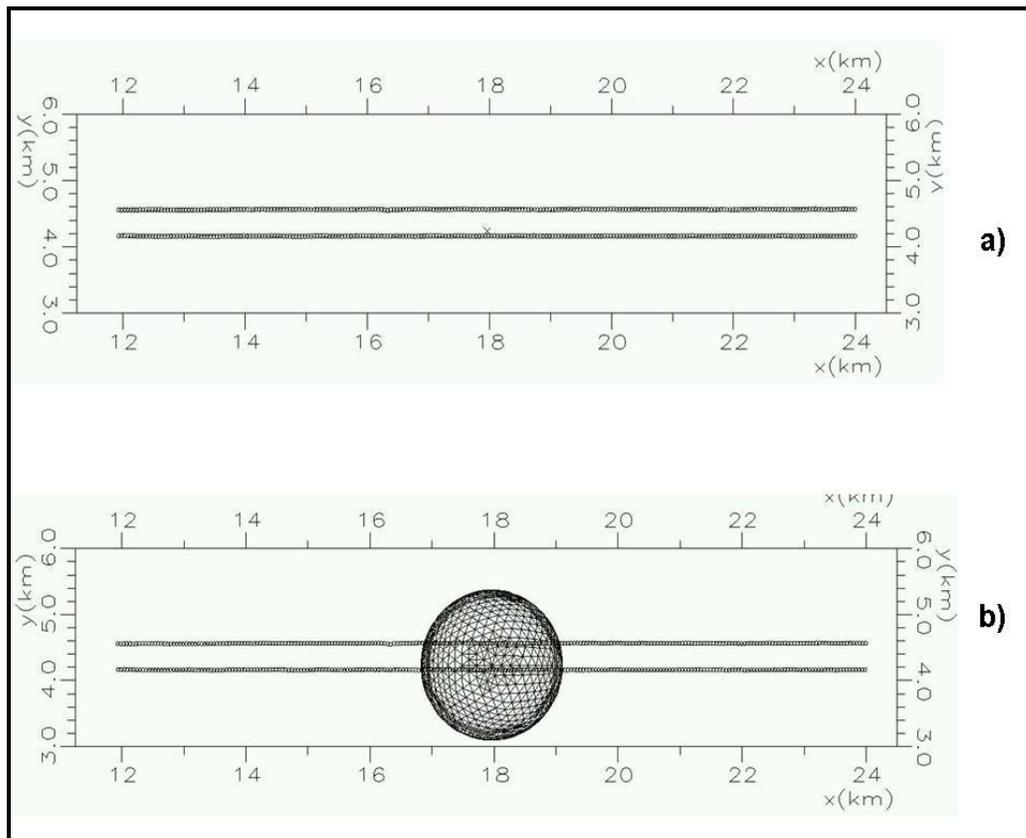


Figura 4.20. a) Vista en planta de la localización de un tiro ('x') seleccionado de la geometría de adquisición; y receptores ('o') que captan dicho disparo. b) Propagación a un tiempo del frente de onda a partir del tiro seleccionado.

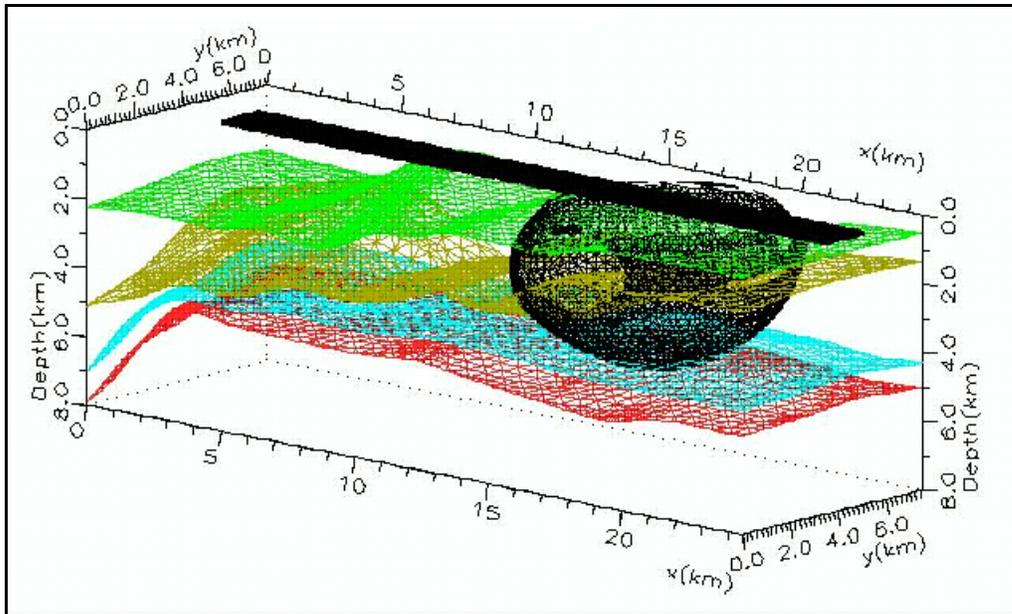


Figura 4.21 Perspectiva 3D de la propagación del frente de onda a un tiempo dado.

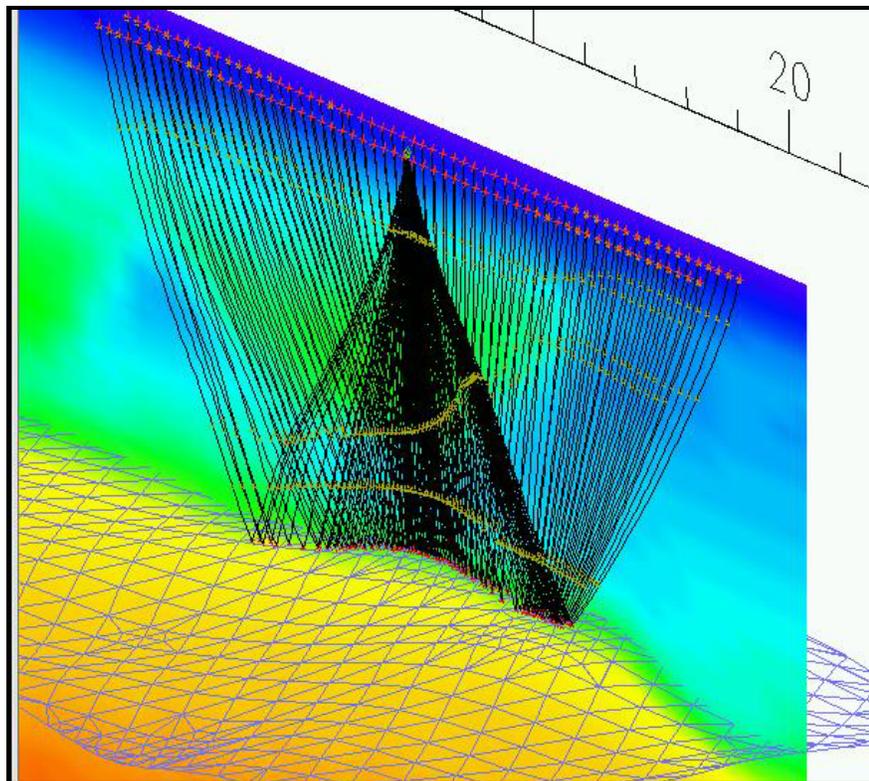


Figura 4.22 Trazado de rayos del evento reflejado en el horizonte AKS para el tiro mostrado en la Figura 4.20a y los receptores que captaron dicho disparo. Se muestra el modelo de velocidad de onda P y la superficie reflectora.

En las Figuras 4.23 y 4.24 se muestra la distribución de offsets máximos y mínimos sobre el horizonte Cretácico Superior. Las figuras muestran que el horizonte ha sido muestreado a partir de trayectorias de rayo con un rango de *offsets* homogéneo de 0 a 6 km, casi de la misma forma que lo predice el análisis convencional de la geometría (Figura 4.10). En términos de procesamiento, esto indicaría que los análisis de velocidad llevados a cabo con estos datos son confiables, al menos en la dirección en la que se llevó a cabo la adquisición.

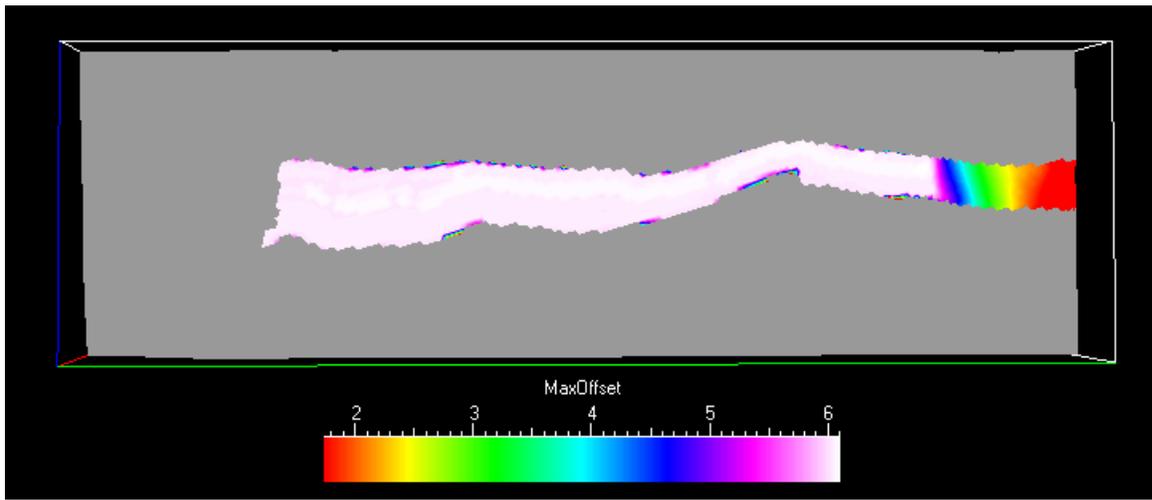


Figura 4.23 Distribución de los offsets máximos (km) sobre la región del horizonte AKS que es iluminada por los swaths utilizados en la simulación.

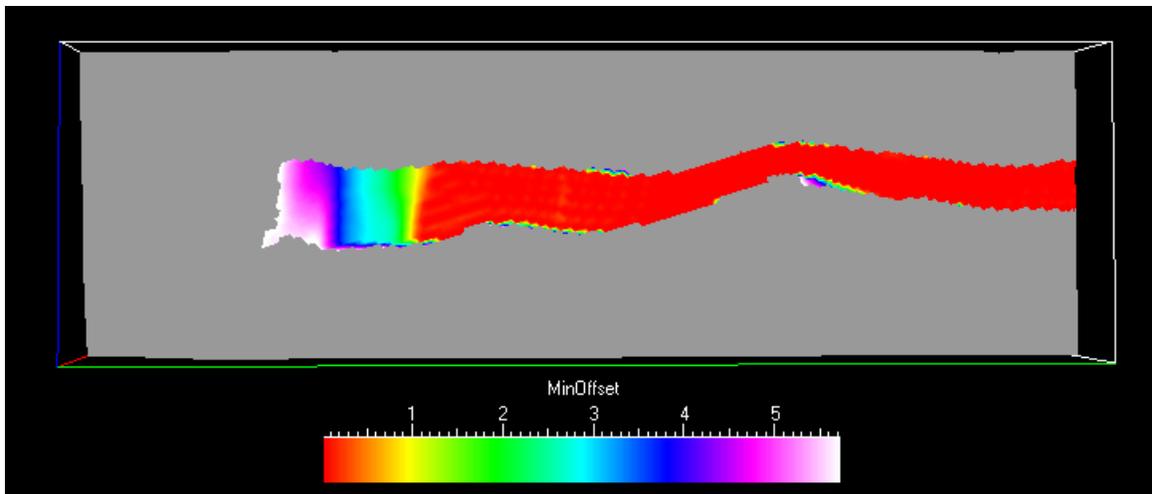


Figura 4.24 Distribución de los offsets mínimos (km) sobre la región del horizonte AKS que es iluminada por los swaths utilizados en la simulación.

Las Figuras 4.25 y 4.26 muestran la distribución de los ángulos de incidencia mínimos y máximos, respectivamente. De las dos imágenes, se puede ver que la estructura está iluminada por un amplio rango de trayectorias de rayo. En este sentido, en la Figura 4.25 se observa que la distribución del ángulo mínimo de incidencia sobre la estructura es uniforme, sin embargo, en la Figura 4.26 se puede apreciar que la distribución del ángulo de máxima incidencia presenta cambios laterales, en promedio, entre 25° y 50°. Esta información es de utilidad para evaluar la calidad de posibles estudios de AVA (Amplitud vs. Ángulo de incidencia).

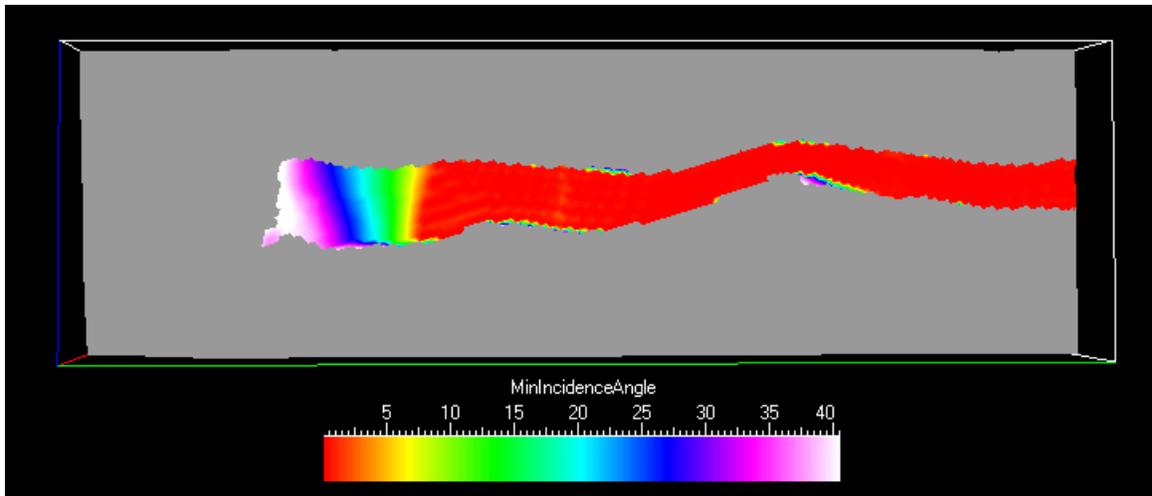


Figura 4.25 Distribución de los ángulos de máxima incidencia (grados) de las trayectorias de los rayos que inciden sobre la región del horizonte AKS que es iluminada por los swaths utilizados en la simulación.

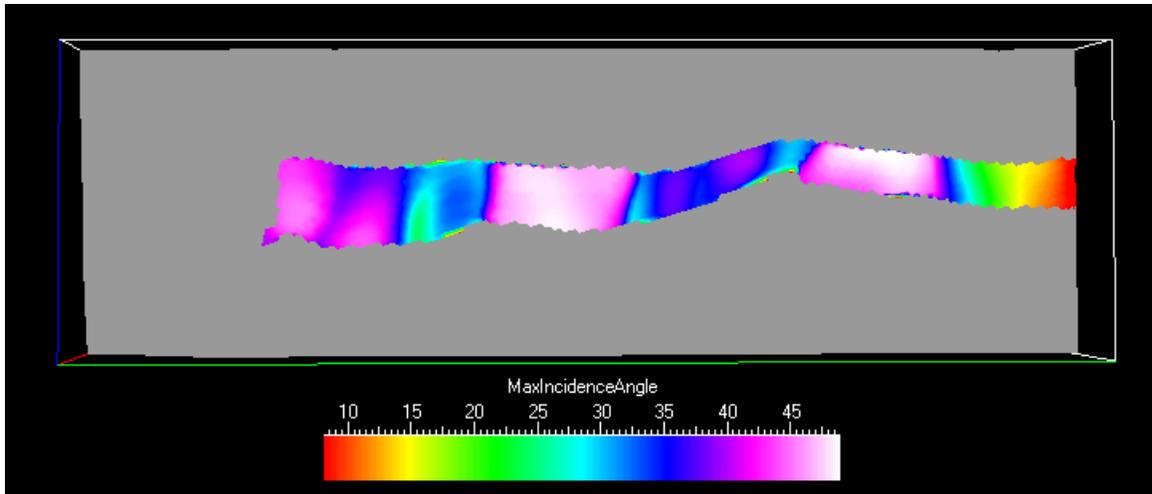


Figura 4.26 Distribución de los ángulos de mínima incidencia (grados) de las trayectorias de los rayos que inciden sobre la región del horizonte AKS que es iluminada por los swaths utilizados en la simulación.

Sin embargo, los resultados más interesantes del análisis para este ejemplo de aplicación, lo proporcionan la distribución de la densidad de rayos y de densidad amplitud proyectadas sobre el horizonte (Figuras 4.27 y 4.28). En el mapa de densidad de rayos, en general, aunque se observan variaciones en la cobertura, a diferencia de la cobertura homogénea obtenida del análisis convencional, el área de estudio aparece razonablemente iluminada. Esto sugiere que la falta de coherencia observada a partir del Cretácico Superior en la sección mostrada en la Figura 4.2, no es debida a falta de arribos que produzcan una iluminación pobre. Sin embargo, la comparación entre las Figuras 4.27 y 4.28 muestra que la iluminación si tiene un efecto en el atributo de densidad de amplitud. Estas variaciones deberían ser eliminadas en procesamiento de datos sísmicos con la finalidad de no llegar a interpretaciones erróneas en el área de interés.

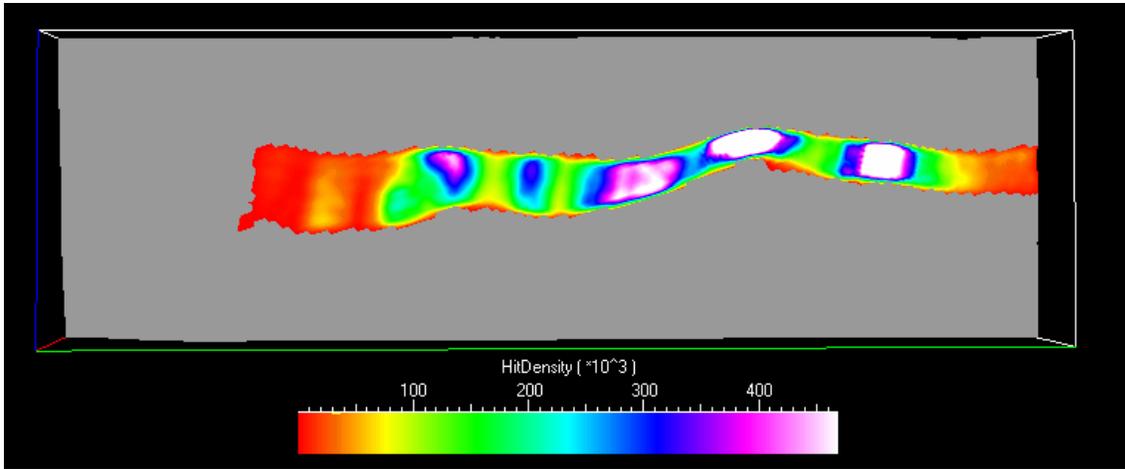


Figura 4.27 Distribución de densidad de rayos (número de rayos/ km^2) con todos los offsets para el área sobre el horizonte AKS que es iluminada por los swaths utilizados en la simulación.

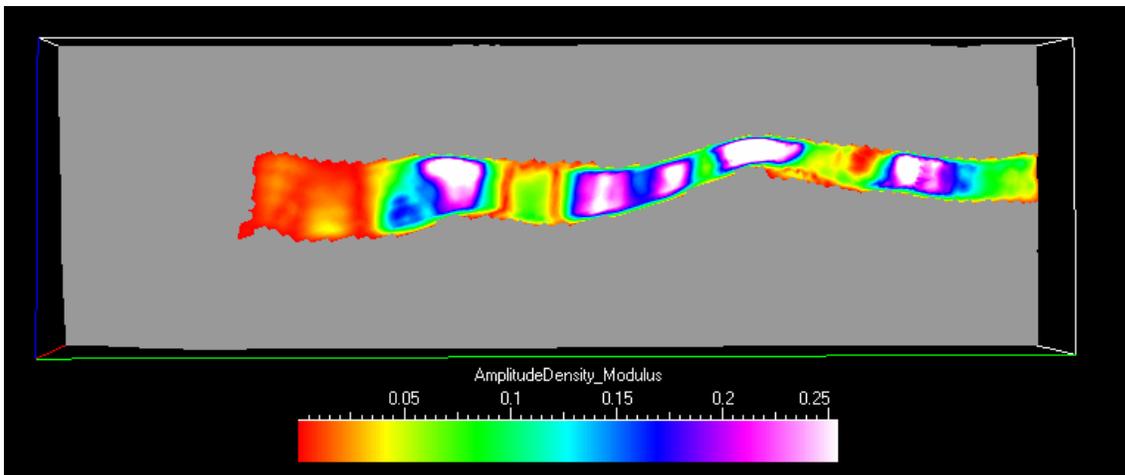


Figura 4.28 Distribución de densidad de amplitud (Amplitud/ km^2) con todos los offsets para la porción sobre el horizonte AKS que es iluminada por los swaths utilizados en la simulación

Para verificar si dicha compensación se llevó a cabo en las secciones migradas entregadas al CNPS, se compararon las distribuciones obtenidas de las simulaciones con aquellas contenidas en los datos reales. La Figura 4.29 muestra un ejemplo de una perspectiva 3D del cubo sísmico migrado, en el que se ha sobrepuesto la porción de la superficie iluminada del mapa de amplitudes de la Figura 4.28.

Aunque este tipo de comparación visual de las amplitudes simuladas con las observadas en los datos sugiere una correlación de éstas, la Figura 4.30 evidencia más esta correlación. Para la construcción de esta figura, proyectamos las amplitudes RMS (± 5 muestras) de los datos sobre el horizonte de interés. Así, las amplitudes observadas se comparan más directamente con el mapa de amplitudes simuladas. Es posible observar que existe una correlación de máximos de amplitud entre los datos reales y los simulados. Dado que estas amplitudes correlacionan con la distribución de rayos incidiendo sobre la superficie objetivo, se puede concluir que las amplitudes observadas en los datos están fuertemente influenciadas por los efectos de propagación ocurriendo en la columna sobreyaciendo el objetivo y por la morfología del reflector.

En resumen, si estos efectos no son compensados durante el procesamiento de los datos sísmicos entonces, es importante poder identificarlos a partir de un análisis de iluminación. Esto debido a que cada vez son más utilizados los análisis basados en las amplitudes sísmicas con fines de identificación y caracterización de hidrocarburos. No tomar en cuenta estos efectos en dichos análisis, puede conducir a identificar falsas anomalías de amplitud presuntamente atribuibles a la presencia de fluidos.

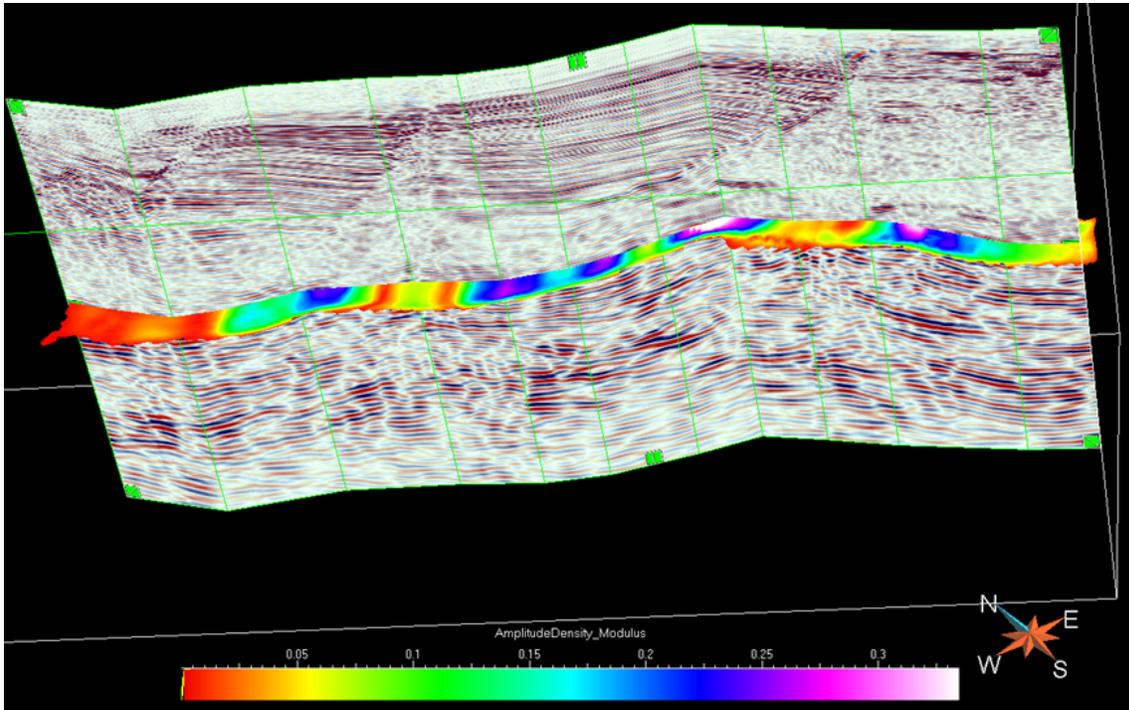


Figura 4.29. Sección migrada sobrepuesta con la porción de superficie iluminadaa partir de las simulaciones de cuatro swaths, sobre el horizonte Cretácico Superior.

4.5.2 Iluminación sobre un reflector horizontal

Con la finalidad de mostrar el efecto que tiene la forma del horizonte objetivo en la distribución de la energía sísmica, se realiza el trazado de rayos sobre un reflector horizontal (utilizando la misma geometría de adquisición) ubicado entre los horizontes Cretácico Superior y discontinuidad del Eoceno, a una profundidad de 4475 m. En la Figura 4.31 se muestra la posición de este reflector con respecto al horizonte Cretácico Superior (AKS). En esta figura el reflector horizontal interseca al horizonte AKS en una región en la que éste presenta una fuerte iluminación.

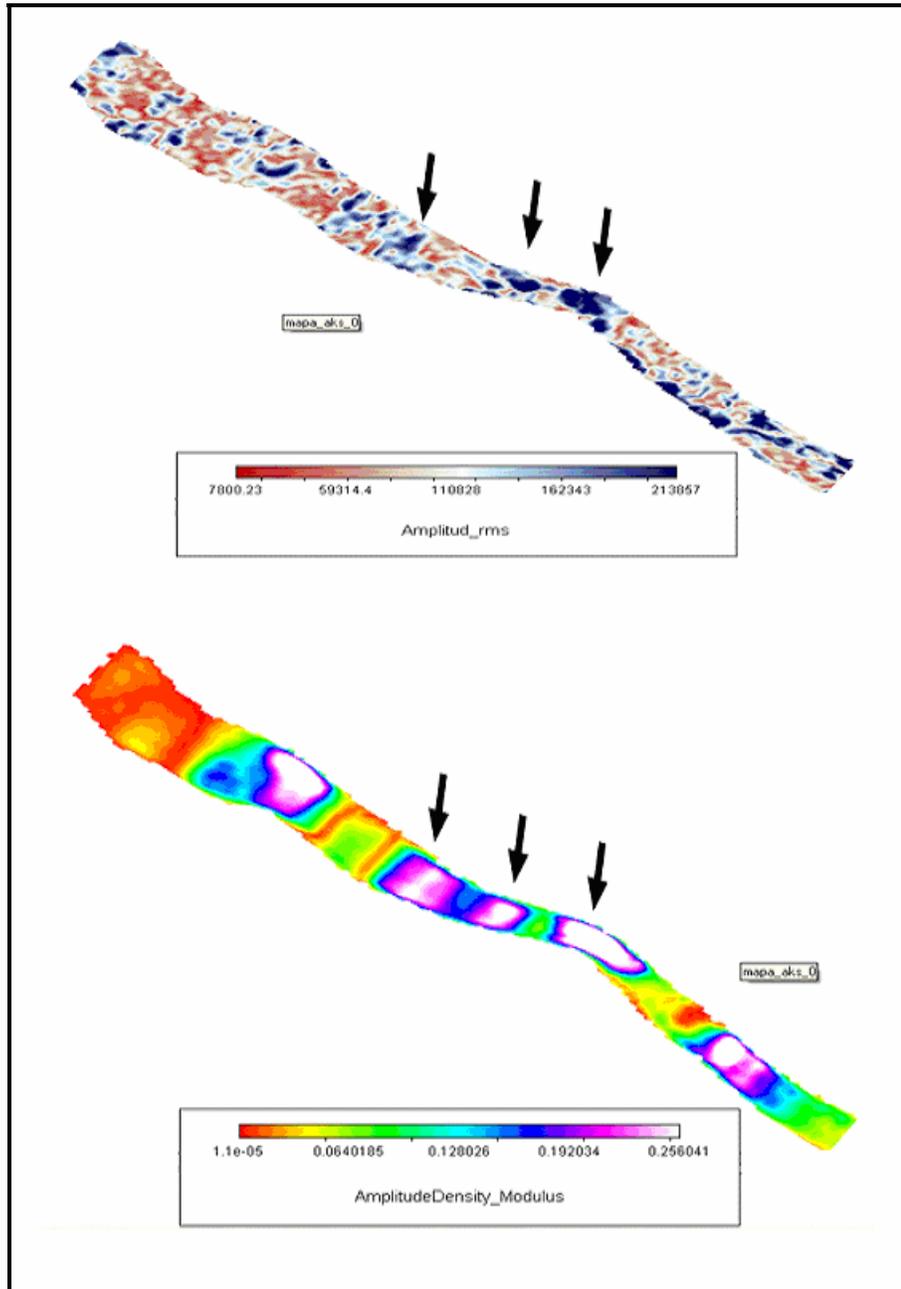


Figura 4.30 a) Amplitudes rms de la sección migrada sobre el horizonte Cretácico Superior. b) Densidad de amplitud obtenida de la iluminación. Las flechas indican zonas en las que se observa una clara correlación de amplitudes máximas.

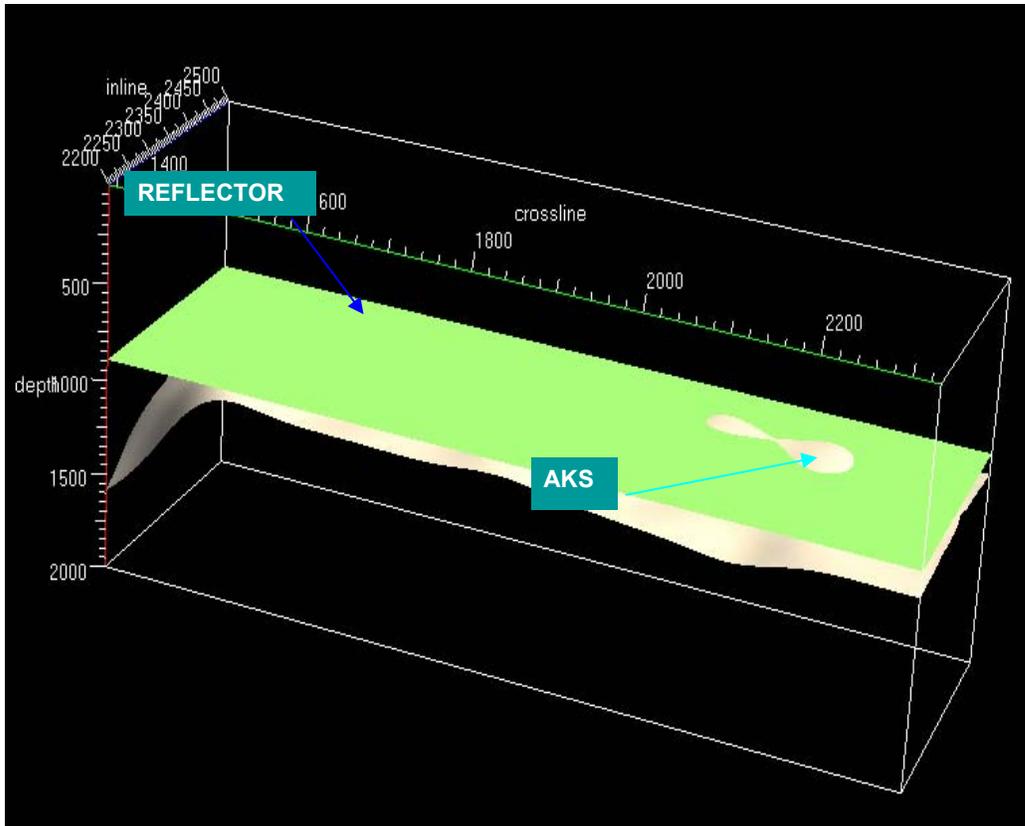


Figura 4.31 Vista en perspectiva de la posición del reflector horizontal utilizado en el nuevo análisis de iluminación.

En la Figura 4.32 se comparan los resultados que se obtienen para ambos reflectores y en la cual se observan diferencias significativas tanto en el área que se iluminó como en la densidad de rayos. Las diferencias se observan particularmente en regiones en donde el horizonte AKS presenta un fuerte enfocamiento de la energía sísmica, lo que no sucede con el reflector horizontal a pesar de que ambos objetivos se encuentran en una posición horizontal similar. Este resultado muestra que en efecto, la forma del horizonte tiene un impacto significativo en la distribución de la energía sísmica, lo cual debe de ser tomado en cuenta tanto en el diseño de la geometría de adquisición como en la interpretación de la información obtenida.

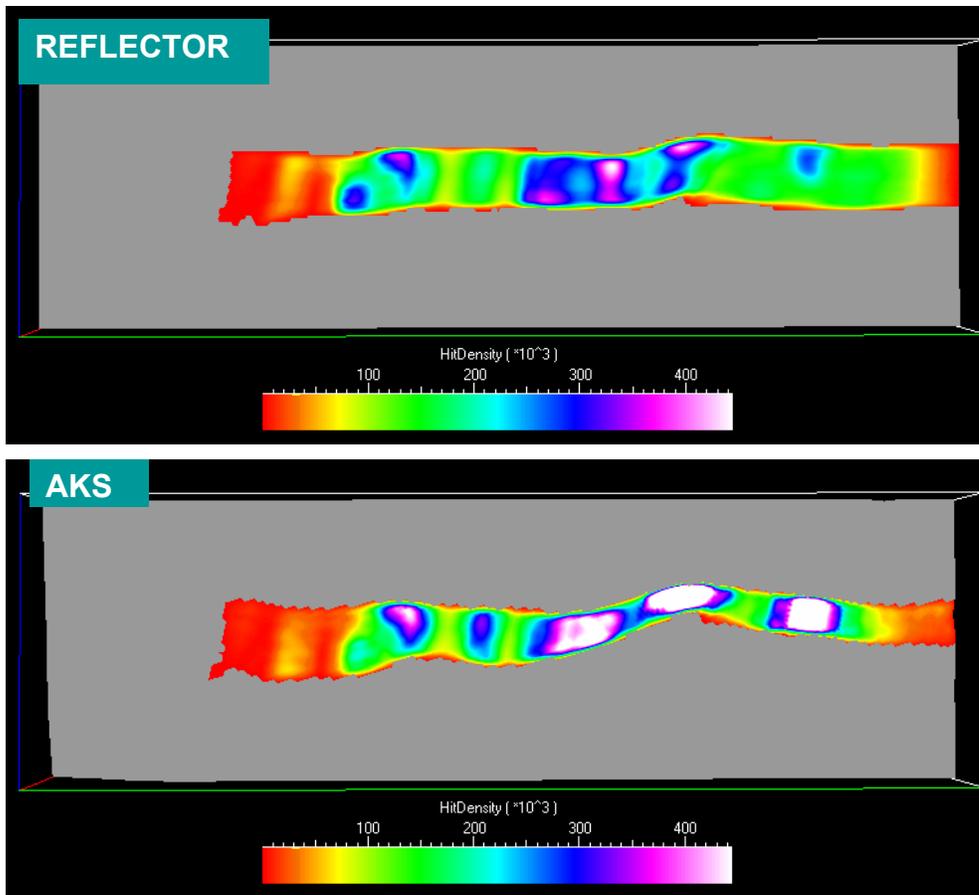


Figura 4.32 Vista en planta del comparativo del atributo de densidad de rayo (número de rayos/km²) para el reflector horizontal con AKS.

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En este trabajo se ha mostrado la importancia de realizar estudios de iluminación para resolver algunas interrogantes que surgen durante el procesamiento/interpretación de los datos sísmicos, además de las aplicaciones más comúnmente utilizadas para el diseño de geometrías de adquisición de los datos sísmicos. El método de modelado sísmico más adecuado para realizar este tipo de estudios es el trazado de rayos por la eficiencia que presenta el método para propagar el campo de onda en medios 3D. Un método de trazado de rayos que permite la inclusión de modelos geológicos realistas por su complejidad estructural, es el método de construcción del frente onda.

Una ventaja de este método con respecto a métodos convencionales de trazado de rayos, es que los atributos de los rayos (tiempos de viaje, amplitud, etc.) que son utilizados para los estudios de iluminación, son estimados directamente a partir de un conjunto de frentes de onda que son reconstruidos a cada paso de tiempo, y no a partir de la interpolación *a posteriori* de rayos sencillos calculados independientemente. En cada paso de tiempo, un nuevo frente de onda es obtenido utilizando el frente de onda anterior a partir del trazado de rayos, cuidando que rayos adyacentes no diverjan más que una distancia predeterminada, lo cual produce una densidad homogénea de rayos a medida que el frente de onda se expande. De esta manera, es posible aún iluminar zonas con una divergencia geométrica grande, en donde los métodos tradicionales producen zonas de sombra.

Otra de las ventajas de construir frentes de onda en lugar de trazar trayectorias individuales entre la fuente y cada uno de los receptores, es su eficiencia en el cálculo al realizar simulaciones que involucran un gran número de receptores que

captan un determinado disparo, como es el caso de las geometrías de adquisición reales. El tiempo de cálculo no se incrementa considerablemente con el número de receptores involucrados. Esto permite obtener resultados en un tiempo razonable aun cuando estén involucrados decenas de miles de tiros con cientos de receptores que captan cada uno de los disparos.

Para llevar a cabo las simulaciones, se requiere un modelo geológico, el cual consiste en el caso elástico, de las distribuciones 3D de las propiedades sísmicas V_p , V_s y densidad, y las superficies de los horizontes interpretados. La calidad, y con ello la confiabilidad de los resultados obtenidos en la simulación es función de la correcta interpretación y construcción de estos elementos que representen las características de la geología. Por lo tanto, se sugiere una cercana interacción, con el(los) intérprete(s) de la zona, a fin de integrar al modelo la mayor información disponible. Además del modelo geológico, se requiere una configuración de fuentes y receptores, ya sea propuesta, si lo que se requiere es hacer diseño de geometrías de adquisición, o la que se utilizó en campo, si lo que se requiere es guiar el proceso/interpretación de los datos ya adquiridos.

El análisis de iluminación con el método CFO fue aplicado en datos sísmicos correspondientes a un escenario mexicano del Golfo de México. El área de estudio es un escenario marino localizado al norte de Tabasco, en el flanco oeste de la estructura Akal. El análisis de iluminación se llevó a cabo sobre un segmento del horizonte correspondiente a la cima del Cretácico Superior. El objetivo del estudio es evaluar la hipótesis de la falta de iluminación para explicar la falta de coherencia de las reflexiones observadas debajo de este objetivo, así como determinar las causas de la fuerte variación de amplitudes observada en las secciones sísmicas procesadas finales.

Los resultados de los mapas de atributos de los rayos muestran una buena cobertura a la profundidad del horizonte Cretácico Superior. Por lo tanto, la falta de coherencia observada en los eventos reflejados en el horizonte y por debajo de él

no parece ser un problema de falta de iluminación, producida por la forma en que fueron adquiridos los datos y/o a la complejidad de la geología sobre yaciendo el objetivo, debido a que no se observan zonas de sombra sobre el área de estudio. Sin embargo, la gran variación de las amplitudes sísmicas observada en las secciones finales sí puede ser atribuida a la iluminación. Esto se corrobora al comparar los mapas de densidad de rayo con los mapas de amplitudes simuladas. Estas amplitudes simuladas también correlación con la distribución de amplitudes RMS calculadas de los datos reales. Lo anterior muestra que el efecto de la propagación altera las amplitudes de los eventos reflejados en el horizonte de interés.

En el caso ideal, una vez que se lleva a cabo el procesamiento de los datos, es de esperarse que las amplitudes de los eventos reflejados contenidos en las secciones finales sólo contengan los efectos producidos por contrastes litológicos y/o presencia de fluidos. Si estas amplitudes están afectadas por efectos de propagación debido la heterogeneidad de la geología antes de incidir sobre el objetivo, y los efectos no son compensados durante el procesamiento, como lo muestran los mapas de iluminación obtenidos en este estudio, las interpretaciones basadas en análisis cuantitativos de dichas amplitudes sísmicas, con propósitos de detección y caracterización de yacimientos de hidrocarburos, pueden conducir a conclusiones erróneas. De hecho, existen reportados un sinnúmero de casos en los que dichos análisis no fueron exitosos, principalmente en escenarios complejos, debido a las fuertes suposiciones y simplificaciones que se hacen al aplicarlos. Los análisis de iluminación como el presentado en este trabajo, representan una opción de bajo costo, comparado éste con el beneficio de obtener la máxima información posible para reducir la incertidumbre durante el procesamiento/interpretación de los datos sísmicos.

En estudios relacionados con la iluminación sísmica existe todavía mucho por aprender y por desarrollar. En este trabajo, se supone un medio elástico isótropo. Una extensión natural del análisis, pueden ser el de su aplicación a medios más

complejos en el que se tomen efectos de absorción y de anisotropía. Para ello, es necesario disponer de información suficiente para incorporar los parámetros que describan estos fenómenos en el modelo geológico, así como contar con algoritmos de modelado sísmico que incorporen dichos efectos en la propagación. Asimismo, aun cuando se ha demostrado la importancia de realizar este tipo de estudios en datos sísmicos convencionales, los beneficios de llevarlos a cabo durante la adquisición, procesamiento e interpretación de ondas convertidas en datos multicomponente, pueden ser aún mayores, dada la trayectoria más complicada que siguen estos modos.

En el caso de datos convencionales, surgen varias líneas de estudio. Además de identificar cuando una anomalía de amplitud asociada a un objetivo de potencial interés económico está enfatizada (o es enmascarada) por los efectos de enfocamiento de la energía sísmica en su propagación hasta dicho objetivo, es necesario determinar la magnitud de estos efectos en relación con la amplitud del coeficiente de reflexión de dicho objetivo. Igualmente, es necesario el desarrollo y la aplicación de algoritmos de procesamiento que compensen por efectos de iluminación.

REFERENCIAS

- Åstebøl, K., 1994. Easy to use modeling 3D ray field propagation in open ray models, *EAGE/SEG Summer Workshop Expanded Abstr.*
- Aminzadeh, F., Brac, J. y Kunz., T., 1997. *3D Salt and Overthrust Models*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa OK.
- Bear, G., Chih-Ping, L., Lu, R., Willen, D. y Watson, I., 2000. The construction of subsurface illumination and amplitude maps via ray tracing, *The Leading Edge*, **19**, 726-728.
- Brink, M., Jones, N., Doherty, J., Vinje, V. y Laurain, R., 2004. Infill decisions using simulated migration amplitudes, *74th Ann. Int. SEG Mtg. Expanded Abstr.*, 57-60.
- Campbell, S., Pramik, B. y Cafarelli, B., 2002. Comparative ray-based illumination analysis. *72nd Ann. Intt. SEG Mtg. Expanded Abstr.*, 41-44.
- Cao, S. y Grenhagh, S., 1993. Calculation of the seismic first-break time field and its ray path distribution using a minimum travelttime tree algorithm. *Geophys. J. Int.*, **114**, 593-600.
- Castagna, J. P., Batzle, M. L. y Kan, T.K., 1993. The link between rock properties and AVO response, en Backus, M.M. y Castagna, eds., *Offset-dependent reflectivity -Theory and practice of AVO analysis*, Society of Exploration Geophysicists, 115-134.
- Červený, V., y Hron, F., 1980. The ray series method and dynamic ray-tracing system for three-dimensional inhomogeneous media. *Bulletin of the Seismological Society of America* **70**, 1, 47-77.
- Červený, V., 1985. The application of ray tracing to the numerical modeling of seismic wave-fields in complex structures, en Dohr, G., *Seismic shear waves, Part A: Theory*, Handbook of Geophysical Exploration Series, Section I, Seismic Exploration, Geophysical Press, London, **15**,1-124.
- Červený, V., 2001, *Seismic ray theory*, Cambridge University Press, New York.
- Evans, B.J., 1997, *A handbook for Seismic Data Acquisition in Exploration*, Soc. Expl. Geophys, Tulsa OK.
- Gerea, C., Riise, O., Assouline, F. y Rhodes, M., 2003. 3D prestack depth migration and illumination analysis – a case study from offshore Norway. Abstracts, *65th EAGE Conf.*, Stavanger, A37.

- González, N., Ángeles, F., Reyes, J., Balasejus, D., Suter, A., Helfenbein, Y., Meneses, J., Puerto, C. y Audemard, F., 2004. Choch Mulix a prolific Area on the Western Margin of the Akal Horst, Southern Gulf of Mexico, *AAPG Int. Conf.*, October 24-27, 2004; Cancún, México.
- Goysdtal, H., Iversen, E., Laurain, L., Lecomte, L., Vinje, V. y Astebol, K., 2002 Review of ray theory in applications of modelling and imaging of seismic data. *Studia peophysica et geodaetica*, **46**, 113-164.
- Haaser, N. B., La Salle, J. P. y Sullivan, J. A., 1995. *Análisis Matemático*, Vol. 2. Trillas, México.
- Hoffmann, J., 2001. Illumination, resolution, and image quality of PP- and PS-waves for survey planning, *The Leading Edge*, **20**, 1008-1014.
- Hoffmann, J. Long, A. y Kajl, B., 2002. The value of subsurface coverage modeling for seismic acquisition analysis. *72nd Ann. Int. SEG Mtg. Expanded Abstr.*, Salt Lake City UT, 37-40.
- Ibrahim, A. A., 2005, 3D ray-trace modeling to assess the effects of overburden and acquisition geometry on illumination of pre-evaporite reservoirs in Karachaganak Field, Kazakhstan, *The Leading Edge*, **24**, 940-944.
- Jannane, M., Beydount, W., Crase, E., Cao, D., Koren, Z., Land, E., Mendes, M., Picas., Noble, M., Roeth, G., Singh, S., Snieder, R., Tarantola, A., Trezeguet, D. y Xie, M., 1989. Short Note, Wavelengths of earth structures that can be resolved from seismic reflection data, *Geophysics*, **54**, 906-910.
- Jin, S. y Walraven, D., 2003. Acquisition/Processing—Wave equation GSP prestack depth migration and illumination, *The Leading Edge*, **22**, 606-610.
- Klimes, L. y Kvasnicka, M., 1994. 3-D network ray tracing, *Geophys. J. Int.*, **116**, 726-738.
- Lambaré, G., Vireux, J., Madariaga, R. y Jin, S., 1992. Iterative asymptotic inversion in the acoustic approximation, *Geophysics*, **57**, 1138-1154.
- Laurain, R. y Vinje, V., 2001. Prestask depth migration and illumination maps. *71st Ann. Intt. SEG Mtg. Expanded Abstr.*, San Antonio TX, 929-932.
- Laurain, R., Mispel, J. y Vinje, V., 2002. Towards better amplitude maps by simulated migration. *72nd Ann. Intt. SEG Mtg. Expanded Abstr.*, Salt Lake City UT, 1376-1379.
- Laurain, R., Gelius, L.-J., Vinje, V., and Lecomte, I., 2004a, A review of 3D illumination studies, *Journal of Seismic Exploration*, **13**, 17-37.

- Laurain, R., Vinje, V. y Strand, C., 2004b. Simulated migration amplitude for improving amplitude estimates in seismic illumination studies, *The Leading Edge*, **23**, 240-245.
- Lawton, D., 2004. QuadDes: Seismic field design and analysis, *CREWES Annual Report*, University of Calgary.
- Long, A., Ramsden, C. y Doyle, S., 2002. QC management of the 10,000 km² deepwater Brunei MC3D survey, *PGS R & D Technical Library*.
- Mallet, J. L., Sword, C. y Velten, W., 1997. Computation of smooth second derivatives on irregular triangulated surfaces. *67th Ann. Intt. SEG Mtg. Expanded Abstr.*, Dallas TX, 1715-1718
- Moldoveanu, N. y Schneider, C., 2001. PP and PS subsalt target illumination: a comparison study for different acquisition geometries. *71st Ann. Intt. SEG Mtg. Expanded Abstr.*, San Antonio TX, 56-59.
- Moldoveanu, N., Sim Lee, K. y Jorgensen, P., 2003. Onboard 3D & 4D subsurface target illumination: a tool to optimize streamer marine acquisition. *73rd Ann. Intt. SEG Mtg. Expanded Abstr.*, Dallas TX, 4-7.
- Moser, T. J., 1991. Shortest path calculation of seismic rays. *Geophysics*, **56**, 59-67.
- Muerdter, D. y Ratcliff, D., 2001. Understanding subsalt illumination through ray-tracing modeling, Part 3: Salt ridges and furrows, and the impact of acquisition orientation. *The Leading Edge*, **20**, 803-816.
- Norsar Seismic Modeling. *3D Ray modeling-Version 4.0 Tutorial*, 2005. Noruega.
- Podvin, P., y Lecomte, I., 1991, Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: A massively parallel approach and its associated tools, *Geophys. J. Int.*, **105**, 271-284.
- Reshef, M. y Kosloff, D., 1986. Migration of common-shot gathers. *Geophysics*, **51**, 324-331.
- Saito, H., 1989. Traveltimes and raypaths of first-arrival seismic waves: computation method based on Huygens'principle, *59th Ann. Intt. SEG Mtg. Expanded Abstr.*, 244-247.
- Sassolas, C., Nicodeme, P. y Lescoffit, G., 1999. The benefits of 3D ray tracing in acquisition feasibility. Expanded Abstr., *69th Ann. Intt. SEG Mtg. Expanded Abstr.*, Houston, TX 629-632.

- Schneider Jr., W. y Winbow, G., 1999. Efficient and accurate modeling of 3D seismic illumination. *69th Ann. Intt. SEG Mtg. Expanded Abstr.*, Houston TX, 633-636.
- Singh, S. P., Carbone, A., Charron, R. y Watson, B., 1992. *Approximation theory, spline functions and applications*. NATO Scientific Affairs Division, Kluwer Academy.
- Stone, D.G., 1994. *Designing seismic surveys in two and three dimensions*, Society of Exploration Geophysicists.
- Tzimeas, C., y Gibson Jr., R., 1999. Enhanced spatial resolution measures: An alternative to conventional illumination analysis. *69th Ann. Intt. SEG Mtg. Expanded Abstr.*, Houston TX, 657-660.
- Van Trier, J. y Symes, W. W., 1991. Upwind finite-difference calculation of traveltimes. *Geophysics*, **56**, 812-821.
- VerWest, B., Liang, J., Hobbs, R. y Young, K., 2001. Understanding amplitude variations in 3D acquisition and processing for sub-salt imaging., *71st Ann. Internat. SEG Mtg. Expanded Abstr.*, San Antonio TX, 601-604.
- Vidale, J. E., 1988. Finite-difference calculation of travel times, *Bull., Seis. Soc. Am.*, **78**, 2062-2076.
- Vinje, V., Iversen, E. y Gjøystdal, H., 1993. Traveltime and amplitude estimation using wavefront construction, *Geophysics*, **58**, 1157
- Vinje, V., Iversen, E., Åstebøl, K. y Gjøystdal, H., 1996a. Estimation of multivalued arrivals in 3D models using wavefront construction, *Geophys. Prosp.*, **44**, 819-842.
- Vinje, V., Iversen, E., Åstebøl, K. y Gjøystdal, H., 1996b. Estimation of multivalued arrivals in 3D models using wavefront construction- Part II: Tracing and interpolation, *Geophys. Prosp.*, **44**, 843-858.
- Vinje, V., Åstebøl, K., Iversen, E y Gjøystdal, H., 1999. 3D ray modeling by wavefront construction in open models, *Geophysics*, **64**, 192-1919.
- Yilmaz, Ö., 2001. *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data, Vol. I*, Society of Exploration Geophysicist.