



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
INGENIERÍA EN EXPLORACION Y EXPLOTACIÓN DE RECURSOS
NATURALES – EXPLORACIÓN

MODELADO SÍSMICO DE REFLEXIÓN ENFOCADO AL PLAY
ARENAS DEL JSO

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN INGENIERÍA

PRESENTA:
GABRIEL MARTÍNEZ HERNÁNDEZ

TUTOR
GORGONIO GARCIA MOLINA
Catedrático de la Coordinación de Posgrado, Facultad de Ingeniería, UNAM

MÉXICO, D. F. OCTUBRE 2013



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. Padilla Y Sánchez Ricardo J.
Secretario: Dr. Aguayo Camargo Joaquín Eduardo
Vocal: Dr. García Molina Gorgonio
1^{er.} Suplente: Dr. Pérez Cruz Guillermo Alejandro
2^{d o.} Suplente: M. C. Escobedo Zenil David

Lugar o lugares donde se realizó la tesis: Laboratorio de computo L8, Facultad de Ingeniería.

TUTOR DE TESIS:

Dr. García Molina Gorgonio

FIRMA

Dedico este trabajo:

Al amor de mi vida: mi esposa Elioenai

gracias por ser mi ayuda idónea

A mis hijos Etni y Sharon

esperando ser un buen ejemplo a sus vidas

Agradecimientos:

A Petróleos Mexicanos por las facilidades y el apoyo recibido para realizar mis estudios de maestría y en particular al Ing. Marcos Milland Padrón por la confianza puesta en mi.

Al Instituto Mexicano del Petróleo por el apoyo recibido y en especial al Ing. Alfonso González Ibarra por compartir sus conocimientos y experiencias en modelado sísmico.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por ser mi segundo hogar durante dos años.

Al Dr. Gorgonio García Molina por su apoyo, disposición, motivación y atinados comentarios que ayudaron en la realización de éste trabajo, mi sincero agradecimiento.

Al Dr. Guillermo Pérez Cruz por su gran apoyo durante mi estancia en la UNAM y por ser un ejemplo de profesionalismo.

A los Doctores Ricardo Padilla Y Sánchez y Eduardo Aguayo Camargo por sus excelentes cátedras y motivación para concluir éste trabajo.

Al M. C. David Escobedo Zenil por su amistad y gran apoyo para concluir éste trabajo.

A la Ing. Mayra Cuellar Urbano por el apoyo recibido durante el desarrollo del trabajo y posterior a éste.

A mis compañeros en Pemex y en la UNAM por su apoyo y amistad



CONTENIDO

	Página
RESUMEN	<i>iii</i>
I. INTRODUCCIÓN	1
II. MARCO TEÓRICO	
II.1. Exploración sísmológica	3
II.2. Método de reflexión sísmica	4
II.3. Propagación de ondas sísmicas	6
II.4. Tipos de ondas sísmicas grabadas	13
II.5. Propiedades características de una onda sísmica	18
II.6. Modelo convolucional	21
II.7. Resolución sísmica	26
II.8. Tendidos sísmicos	30
III. MODELADO SÍSMICO	
III.1. Introducción	41
III.2. Trazado de rayos 2D	42
III.3. Modelo abierto de rayos	51
III.4. Trazado de rayos basado en un frente de onda 3D	53
III.5. Iluminación sísmica	56
IV. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS Y GEOFÍSICOS	67-88
IV.1. Ubicación	67
IV.2. Antecedentes Geológicos	67
IV.2.1 Litoestratigrafía	69
IV.2.2 Sedimentología	74
IV.2.3 Modelos sedimentarios	79
IV.3. Antecedentes Geofísicos	
IV.3.1 Levantamientos sísmicos	81
IV.3.2 Imagen sísmica	83
IV.3.3 Sismogramas sintéticos	87

IV.3.4 Resolución sísmica vertical	88
V. MODELADO SISMICO DEL JSO	
V.1. Introducción	91
V.2. Diagrama de flujo	91
V.3. Construcción del modelo	93
V.4. Modelado de una fuente	97
V.5. Modelado de un levantamiento 3D	
VI. MODELO DE CUÑA DEL JSO	
VI.1. Introducción	117
VI.2. Construcción del modelo	117
VI.3. Modelado sísmico	119
VI.4. Ejemplos prácticos	126
VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	129
BIBLIOGRAFIA	131



RESUMEN

El primer pozo perforado en la región marina de Campeche fue el Chac-1 en 1976, éste pozo encontró ligera impregnación de aceite en rocas del Jurásico Superior Oxfordiano (JSO), pero fue el pozo Balam-1 en 1991 el descubridor del primer campo productor en el nuevo play Arenas del JSO. Sin embargo a pesar de muchos esfuerzos exploratorios no se ha podido incrementar el escaso número de campos descubiertos. Éste play tiene características geológicas que lo distinguen, la roca almacenadora está compuesta por arenas y areniscas eólicas y de playa, les sobreyacen y subyacen rocas evaporíticas (anhidritas) que funcionan como sello, y mudstones ricos en materia orgánica como roca generadora, la profundidad de éste play alcanza más de 5000 m.

Los objetivos de este trabajo son dos, primero: mediante el modelado sísmico 3D utilizando trazado de rayos basado en la generación de frentes de onda, indagar las causas de la baja relación señal-ruido en la sísmica a nivel JSO, lo que ha impactado directamente en el éxito exploratorio, el estudio se enfoca básicamente en la iluminación del horizonte objetivo utilizando un modelo geológico 3D y diferentes arreglos sísmicos de adquisición; segundo: mediante un modelo de cuña del JSO, simulando incidencia normal y sin la presencia de ruido, analizar la respuesta sísmica para diferentes espesores de las arenas.

Mediante el modelado sísmico tridimensional realizado en un área de poca complejidad estructural, se observó que el utilizar offsets en un rango de 4 a 6 Km es insuficiente para el JSO ya que limita hasta en un 50% el espectro de ángulos de incidencia, lo que impacta directamente en iluminación, calidad de imagen y resolución sísmica, de manera que, para tener una adecuada iluminación, calidad de imagen y resolución sísmica en el JSO, es necesario adquirir datos sísmicos con offsets de al menos 8 Km en zonas de baja complejidad estructural y de al menos 10 Km en zonas más complejas. Por otro lado, se observó que la imagen sísmica obtenida en arenas menores a ~110 m está relacionada al fenómeno de *tunning*, caracterizándose por la presencia de tres lóbulos de alta amplitud, dos positivos y uno negativo al centro (conocidos como huella sísmica del JSO),

mientras que para espesores mayores a 150 m se aprecia un carácter sísmico diferente, observándose similarmente dos lóbulos positivos de alta amplitud, pero en vez de tener un lóbulo central de alta amplitud se tendrán tres lóbulos dos negativos y uno positivo de baja amplitud. Se asume que si se adquieren datos sísmicos con geometrías adecuadas y/o haciendo interpretaciones correctas basadas en modelado sísmico podemos identificar nuevas y mayores acumulaciones que las identificadas hasta el momento.



I. INTRODUCCIÓN

La exploración en la región marina de Campeche inicio en los 70's, en 1976 se perforó el primer pozo exploratorio llamado Chac-1, con el cual se descubre la provincia productora de hidrocarburos más importante de México y una de las mayores del mundo, la Sonda de Campeche, en un periodo de diez años se perforaron diversos pozos productores que dieron origen a numerosos yacimientos de aceite y gas, destacando los complejos: Cantarell, Ku-Maloob-Zaap, Abkatún-Pool-Chuc y el campo Caan. La producción de estos nuevos campos proviene principalmente de brechas calcáreas del Cretácico Superior y calizas oolíticas del Jurásico Superior Kimmeridgiano. El pozo Chac-1 encontró además rocas del Jurásico Superior Oxfordiano (JSO) con ligera impregnación de aceite ligero, pero es hasta 1991 con la perforación del pozo Balam-1 que se obtiene una mayor producción en arenas del JSO, incrementándose a partir de ese año la perforación de pozos con objetivo JSO, descubriéndose los campos Ek-Balam y Lum. El nuevo sistema petrolero en la Sonda de Campeche de edad JSO está relacionado a la apertura del Golfo de México, su roca almacenadora está compuesta por arenas y areniscas eólicas y de playa, el sello está conformado por rocas evaporíticas (anhidritas) y la roca generadora por mudstones ricos en materia orgánica. La roca almacén del JSO se encuentra a profundidades que oscilan entre 4400 y 5200 m, alcanzando espesores de hasta 140 m, encontrándose ésta "empaquetada" por estratos de anhidrita, la anhidrita inferior se encuentra sobre la sal autóctona de edad Calloviano. Las acumulaciones de hidrocarburos observadas ocurren en trampas combinadas tanto en bloques fallados tipo "dominó", anticlinales fallados formados durante el terciario y trampas relacionadas al diapirismo de la sal durante el Mioceno-Pleistoceno.

La respuesta sísmica de los campos del JSO es en algunos casos fácilmente detectable dadas las propiedades acústicas contrastantes entre las rocas presentes, sin embargo en la mayoría de los casos es muy difícil correlacionar los horizontes dada la baja relación señal-ruido; factores tales como: tipo y geometría

de adquisición, procesamiento de la información sísmica, complejidad estructural y espesores de los estratos a nivel objetivo son elementos que influyen en la calidad de la imagen sísmica.

Desde el descubrimiento del play arenas del JSO a principios de los 90's, PEMEX Exploración y Producción (PEP) se ha dado a la tarea de extender la búsqueda de este tipo de yacimientos a lo largo de la plataforma continental, sin embargo, se han observado características litológicas, ambientes de depósito y carga de hidrocarburos diferentes a las de los campos productores. Ante ésta situación PEP ha realizado diversos estudios geológicos tales como proveniencia de las areniscas, PEMEX, 2006, geoquímica, PEMEX, 2011, y diagénesis, PEMEX, 1994, entre otros, que le permitan entender mejor el comportamiento de éste importante play. Recientemente, PEP ha realizado reprocesos de la información sísmica buscando mejorías en la calidad de la imagen a nivel objetivo, así como algunas nuevas adquisiciones sísmicas 3D en áreas que no contaban con ésta. Un play análogo al de las arenas del JSO está presente en Alabama, conocido como formación Norphet, Mancini, 1985. Aunque los resultados exploratorios en ésta región ha dado lugar a un mayor número de descubrimientos, de forma similar se han realizado estudios geológicos especiales, así como la aplicación de procesos sísmicos actuales, sin embargo, su porcentaje de éxito se ha mantenido bajo.

Los objetivos de este trabajo son dos, primero: mediante el modelado sísmico 3D utilizando trazado de rayos basado en la generación de frentes de onda, indagar las causas de la baja relación señal-ruido en la sísmica a nivel JSO, lo que ha impactado directamente en el éxito exploratorio, el estudio se enfoca básicamente en la iluminación del horizonte objetivo utilizando un modelo geológico 3D y diferentes arreglos sísmicos de adquisición; segundo: mediante un modelo de cuña del JSO, simulando incidencia normal y sin la presencia de ruido, analizar la respuesta sísmica para diferentes espesores de las arenas. Si se adquieren datos sísmicos con geometrías adecuadas y/o haciendo interpretaciones correctas basadas en modelado sísmico podemos identificar nuevas y mayores acumulaciones que las identificadas hasta el momento.



II. MARCO TEÓRICO

II.1. Exploración sísmológica

La sismología de exploración utiliza ondas elásticas generadas artificialmente con el fin de obtener información geológica del subsuelo. La técnica básica consiste en generar ondas sísmicas y medir el tiempo de viaje desde la fuente hasta una serie de sismómetros o *geófonos* que detectan el movimiento, estos geófonos pueden estar distribuidos a lo largo de una línea recta o tener cualquier otro arreglo. Si se conocen los tiempos de viaje hasta los diversos detectores y la velocidad de las ondas, entonces se pueden reconstruir las trayectorias de las ondas sísmicas. La información estructural se deriva principalmente de dos tipos de trayectorias de las ondas sísmicas: las *refractadas* en las cuales la trayectoria principal esta a lo largo de la interface entre dos capas, y las *reflejadas* en las que la onda se desplaza inicialmente hacia abajo y es *reflejada* en las diversas interfaces por donde pasa, figura 2.1. El objetivo de la exploración sísmica consiste en deducir información acerca de las rocas, tanto estructural como estratigráfica, a partir de los tiempos de llegada observados y de las variaciones en la amplitud, frecuencia y forma de la onda Sheriff y Geldart, 1991.

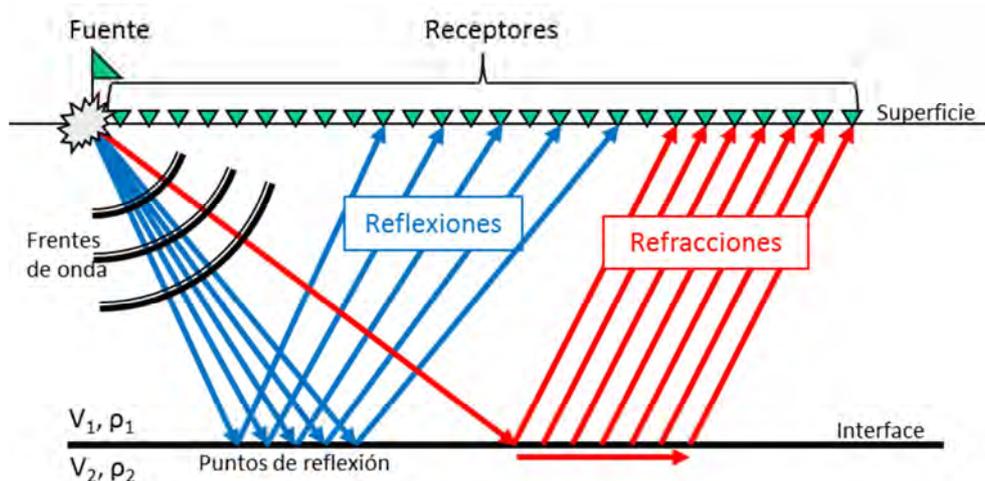


Figura 2.1. Trayectoria de rayos de las ondas sísmicas reflejadas y refractadas para una interface horizontal y un tendido lateral.

II.2. Método de reflexión sísmica

El método de reflexión sísmica es la técnica geofísica más utilizada en la exploración de hidrocarburos, esto se debe a varios factores, siendo los más importantes su gran precisión, alta resolución y la gran penetración que es posible alcanzar, Sheriff y Geldart, 1991. Desde sus inicios en los años 20s del siglo pasado ha tenido un gran desarrollo, existiendo muchas variantes del mismo. Para entender el método de reflexión sísmica se describirá un sencillo arreglo 2D terrestre que usa una carga explosiva como fuente de energía, figura 2.2. Una vez definidas la posición y dirección más adecuadas para el arreglo, se perfora un pozo vertical en el suelo en el *punto de tiro* en donde se colocará una carga explosiva la cual se detonará eléctricamente. Se tienden dos cables uno a cada lado del punto de tiro, los cables contienen muchos pares de conductores eléctricos y cada par termina en un conector eléctrico en donde se conectan un grupo de geófonos los cuales equivaldrán a un solo geófono virtual ubicado en el centro del grupo. Cuando se detona la carga explosiva, cada grupo de geófonos genera una señal que depende del movimiento del suelo en las cercanías del grupo. El resultado es la obtención de señales que proporcionan información acerca del movimiento del suelo en un número de puntos regularmente espaciados o *centros de grupo* a lo largo de una línea recta que tiene como centro el punto de tiro. Las señales eléctricas provenientes de los grupos de geófonos van a igual número de amplificadores. Estos amplificadores incrementan la intensidad de la señal y filtran o eliminan partes de la señal que se consideran indeseables. Las salidas de éstos amplificadores junto con los registros precisos del tiempo son muestreados, digitalizados y grabados en medios magnéticos (cintas o discos). De esta forma, los datos registrados pueden ser representados como una serie de trazas, cada una de las cuales muestra como varía el movimiento individual de un grupo de geófonos respecto al tiempo posterior al tiro. Posterior a su adquisición los datos sísmicos son procesados para atenuar el ruido y migrados para obtener una mejor imagen sísmica final, la cual es presentada visualmente de forma adecuada para su interpretación.

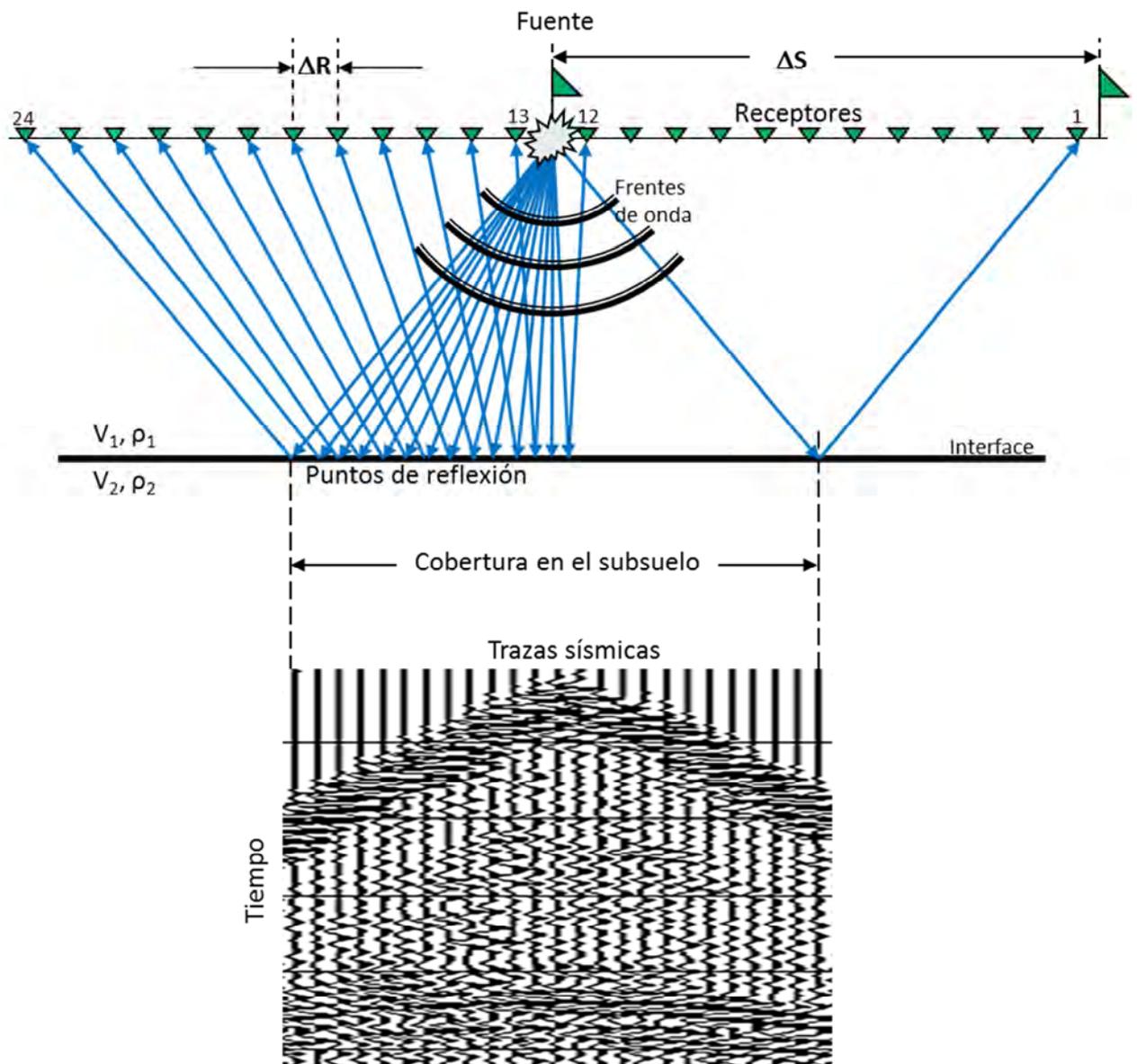


Figura 2.2. Esquema de una adquisición sísmica 2D por el método de reflexión, en donde se observan algunas trayectorias de rayos para una interface horizontal y un tendido simétrico. En la parte inferior de la figura se observan las trazas sísmicas obtenidas para cada grupo de receptores así como la cobertura en el subsuelo.

II.3. Propagación de ondas sísmicas

En exploración sísmica la energía generada por la fuente es relativamente débil, por lo que el medio puede ser considerado como elástico, de acuerdo a la ley de Hooke. Para pequeñas deformaciones cada elemento del tensor de esfuerzos ($\sigma_{i,j}$), es una combinación lineal de los elementos del tensor de deformación ($\epsilon_{i,j}$), figura 2.3.

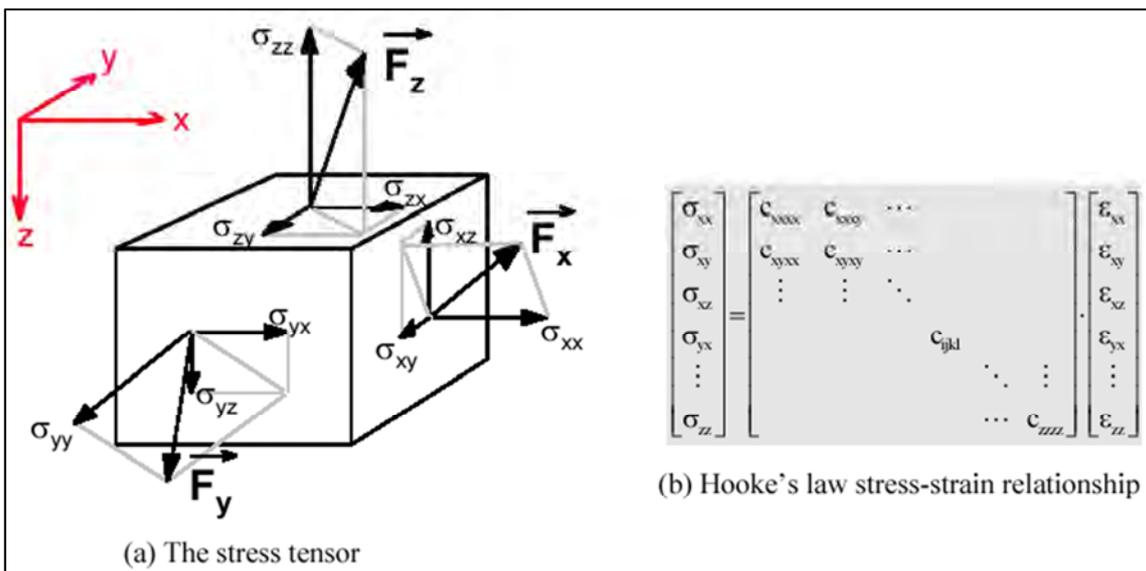


Figura 2.3. Definición del tensor de esfuerzos $\sigma_{i,j}$. Los esfuerzos F_x , F_y , y F_z inciden en cada cara de la partícula cúbica la cual puede ser descompuesta en tres proyecciones normales $\sigma_{i,i}$ ($i = x, y$ o z) o tangentes $\sigma_{i,j}$ (i o $j = x, y$ o z) en cada superficie, Mari, Glangeaud y Coppens, 1999.

Las constantes de proporcionalidad para un medio homogéneo e isotrópico son las constantes de Lamé λ y μ . El término μ es el módulo de rigidez o modulo cortante. Los desplazamientos U_i (componentes del vector \vec{U}) que son observables en todos los puntos dentro del medio y particularmente en la superficie son soluciones de la ecuación de onda. En un entorno rectilíneo tridimensional de referencia ($x_i, i = 1, 2, 3$) la ecuación de onda para la propagación en la dirección x se escribe:



$$\rho \frac{\partial^2 U_i}{\partial t^2} = \sum_{j=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_j} (\sigma_{i,j}) \quad (1)$$

Con:

$$\sigma_{i,j} = \lambda \left(\sum_{k=1}^3 \varepsilon_{k,k} \right) (\delta_{i,j}) + 2\mu (\varepsilon_{i,j}) \quad (2)$$

$$\varepsilon_{i,j} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) \quad (3)$$

Donde $\delta_{i,j}$ son los símbolos de Kronecker:

$$\delta_{i,j} = \begin{cases} 1 & i = j \\ 0 & i \neq j \end{cases} \quad (4)$$

Para cada elemento del tensor de esfuerzos ($\sigma_{i,j}$) el primer elemento i indica el componente de esfuerzos en el sistema de referencia (x_i , $i = 1, 2, 3$); el segundo elemento j es la superficie que experimenta el esfuerzo, la superficie es definida por su normal en el sistema de referencia.

En el caso general, los tensores de deformación ($\varepsilon_{i,j}$) y los tensores de esfuerzos ($\sigma_{i,j}$) son simétricos:

$$\sigma_{i,j} = \sigma_{j,i} \quad (5)$$

$$\varepsilon_{i,j} = \varepsilon_{j,i} \quad (6)$$

$\sigma_{i,i}$ representa un esfuerzo normal y $\sigma_{i,j}$ un esfuerzo tangencial, $\varepsilon_{i,i}$ es una compresión, $-\varepsilon_{i,j}$ es una dilatación y $\varepsilon_{i,j}$ un esfuerzo de corte.

El módulo de rigidez o segunda constante de Lamé mide la relación del esfuerzo tangencial con la correspondiente deformación tangencial:

$$\mu = \frac{1}{2} \left(\frac{\sigma_{i,j}}{\varepsilon_{i,j}} \right) \quad (7)$$

El módulo de Young Y es la relación del esfuerzo normal y el esfuerzo en la misma dirección (compresión):

$$Y = \frac{\sigma_{i,i}}{\varepsilon_{i,i}} \quad (8)$$

El coeficiente de Poisson, convencionalmente denotado por σ , mide la relación de compresión en una dirección con la dilatación en una dirección perpendicular:

$$\sigma = -\frac{\varepsilon_{i,i}}{\varepsilon_{j,j}}, \quad i \neq j \quad (9)$$

La ecuación de onda se escribe en su forma vectorial como:

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{U}}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \overrightarrow{\text{grad}} \text{div} \vec{U} - \mu \overrightarrow{\text{rot}} \overrightarrow{\text{rot}} \vec{U} \quad (10)$$

Si consideramos un vector desplazamiento definido por un potencial escalar Φ , llamado potencial de dilatación, de manera que $\vec{U} = \overrightarrow{\text{grad}} \Phi$ con $\overrightarrow{\text{rot}} \vec{U} = 0$ la ecuación de onda queda de la siguiente forma:

$$\nabla^2 \Phi = \frac{1}{V_p^2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} \quad (11)$$

Donde ∇^2 es el operador Laplaciano.

Esta es la ecuación para la propagación de las ondas P, u ondas compresionales correspondientes a las vibraciones longitudinales a cada punto en el medio en donde el movimiento de las partículas es paralelo a la dirección de propagación de la onda, figura 2.3.

La velocidad de propagación de las ondas compresionales es igual a:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (12)$$

Si consideramos un movimiento puramente rotacional definido por el vector potencial $\vec{\Psi}$, llamado el potencial distorsión, con componentes Ψ_i tal que $\vec{U} = \overrightarrow{\text{rot}} \vec{\Psi}$, la ecuación de onda queda de la siguiente forma:



$$\nabla^2 \Psi_i = \frac{1}{V_S^2} \frac{\partial^2 \Psi_i}{\partial t^2} \quad \forall i \in (1,2,3) \quad (13)$$

Esta es la ecuación de propagación de la onda de corte: vibraciones transversales al movimiento de la partícula a cada punto en el medio, perpendicular a la dirección de propagación, Figura 2.4. La velocidad de la onda de corte esta dada por:

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (14)$$

Las ondas de corte no se propagan en fluidos. La relación V_p/V_S es independiente de la densidad de la formación, por lo que el cálculo de ra relación de Poisson es usada para diferenciar rocas no consolidadas (Relación de Poisson > 0.35) de las consolidadas. De igual forma éste puede indicar la presencia de hidrocarburos, principalmente en areniscas saturadas de gas.

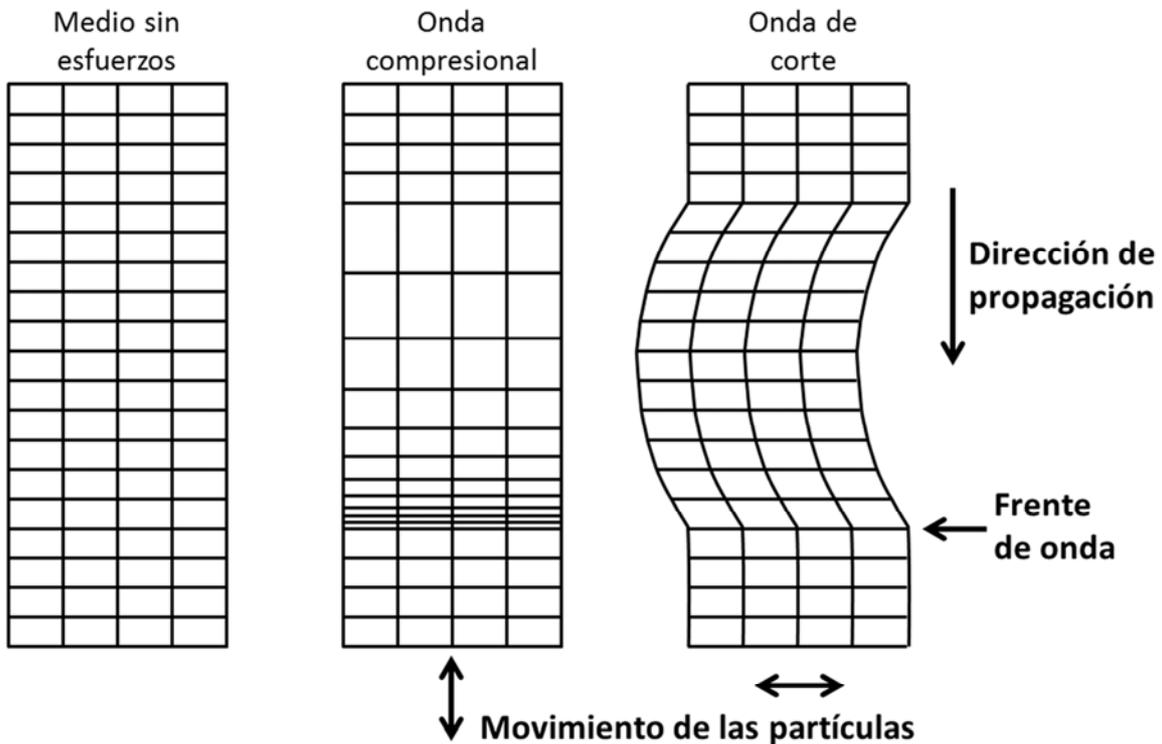


Figura 2.4. Deformación de un sólido homogéneo por el paso de una onda.

En un sistema de referencia tridimensional (x, y, z), la dirección x (horizontal) y la dirección z (vertical) representan el plano vertical del perfil de adquisición el cual contiene las fuentes y receptores y esta orientado perpendicularmente al eje principal de la estructura. Si la estructura no tiene variación lateral en la dirección y, se puede decir que la estructura es cilíndrica; las variaciones en desplazamiento a lo largo de y son cero ($\partial U_i / \partial y = 0$). Asumiendo que se trata de una estructura cilíndrica, la dirección de propagación de todas las ondas están contenidas dentro del plano de adquisición. Los desplazamientos de las partículas de la onda P están en el plano (x, z). Los movimientos de las partículas de la onda S están tanto en el plano del perfil (ondas SV, en el plano vertical), como perpendicular al mismo (ondas SH, en el plano horizontal). La vibración y dirección de propagación de los diferentes tipos de onda, P, SV y SH, se ilustran en la figura 2.5.

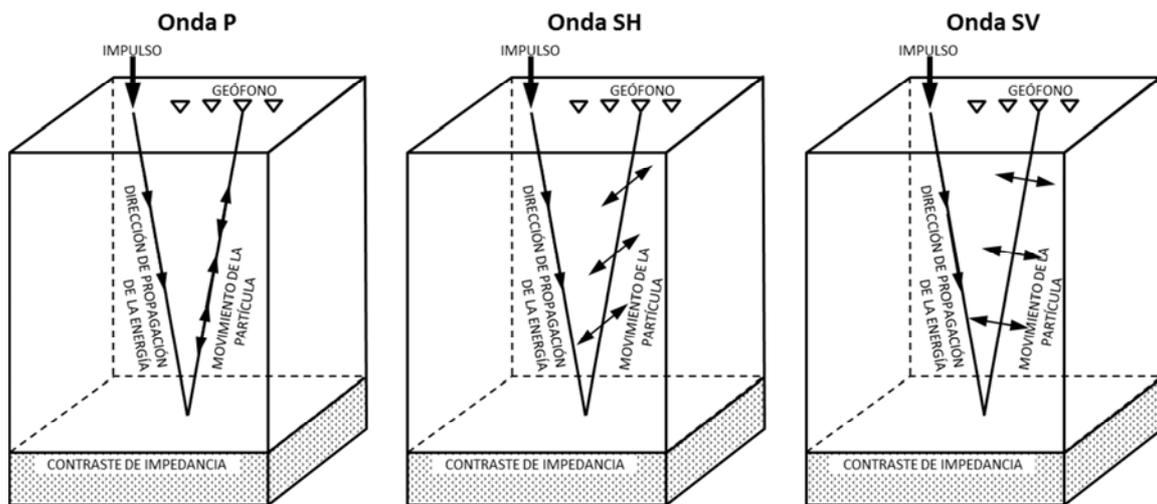


Figura 2.5. Propagación y dirección de vibración de las ondas P, SH y SV, modificado de Mari, Glangeaud y Coppins, 1999.

Cuando una onda P o SV incide en una interface con un ángulo de incidencia θ_0 diferente de cero, cuatro ondas son generadas: dos transmitidas (P y SV) y dos reflejadas (P y SV), figura 2.6.

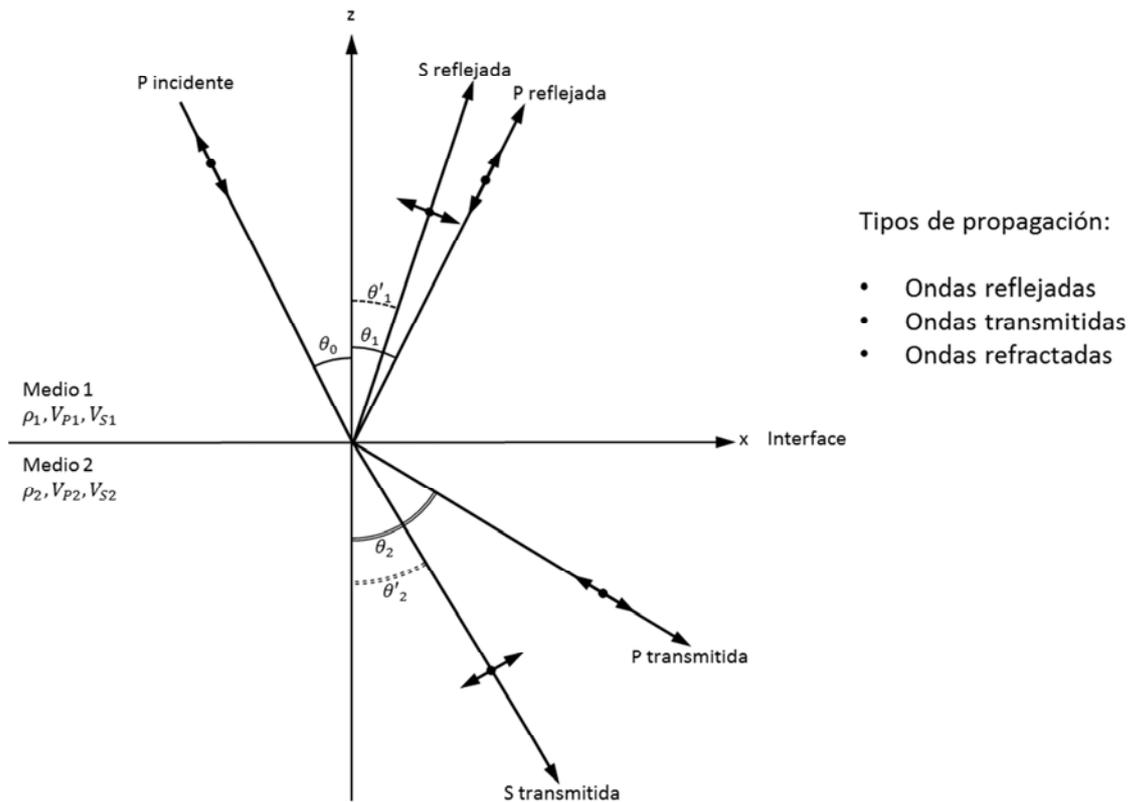


Figura 2.6. Relación angular entre los rayos incidente, reflejado y transmitido, para el caso de una onda incidente compresional con un frente de onda perpendicular al plano del diagrama, modificado de Mari, Glangeaud y Coppens, 1999.

La relación angular entre la dirección de propagación de cada una de éstas ondas esta dada por la ley de Snell.

$$\frac{\text{sen}\theta_1}{V_{P1}} = \frac{\text{sen}\theta'_1}{V_{S1}} = \frac{\text{sen}\theta_2}{V_{P2}} = \frac{\text{sen}\theta'_2}{V_{S2}} \quad (15)$$

Si $\theta_2 = \frac{\pi}{2}$, $\theta_0 = i_c \quad \therefore$

$$\text{sen } i_c = \frac{V_i}{V_{i+1}} \quad (16)$$

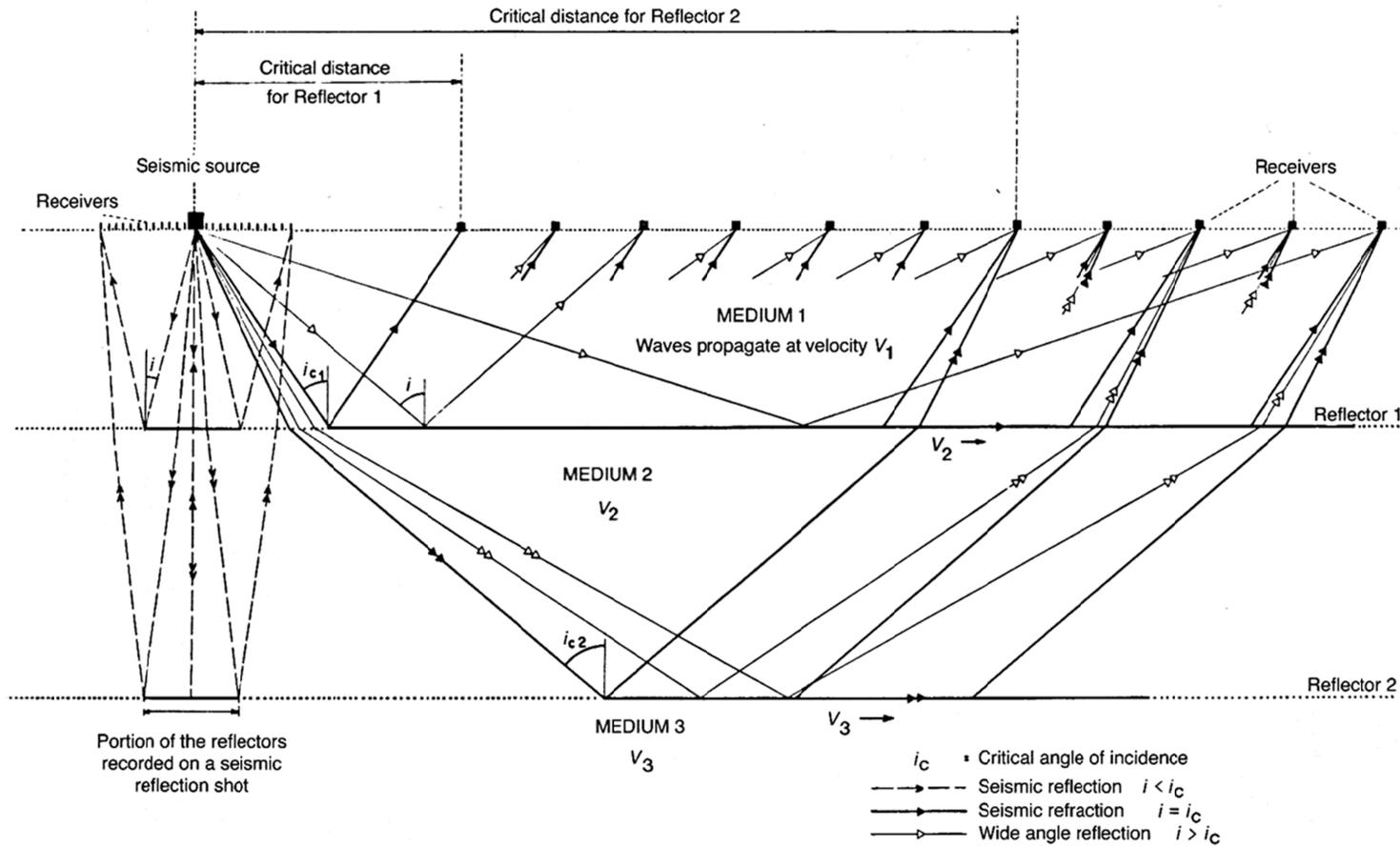


Figura 2.7. Diferentes tipos de levantamiento sísmico. A distancias iguales o mayores a la distancia crítica, las ondas refractadas o reflexiones de ángulo amplio pueden ser capturadas desde el reflector, Mari, Glangeaud y Coppens, 1999.



La creación de una onda S a partir de una onda P, o viceversa, es un fenómeno llamado conversión de ondas.

Cuando las ondas P o S arriban a una interface con el ángulo crítico i_c , ondas refractadas son generadas. Esto ocurre solo cuando una onda pasa de un medio de menor a mayor velocidad. El ángulo crítico i_c es el criterio de diferenciación de varios métodos sísmicos: si $i < i_c$ el método es reflexión sísmica, $i = i_c$ corresponde a refracción sísmica y $i > i_c$ es reflexión de ángulo amplio, figura 2.7. En reflexión de ángulo amplio no hay energía transmitida, solo reflejada.

La ecuación de onda puede ser usada para calcular sismogramas sintéticos, que son la respuesta del subsuelo a una excitación. Esta respuesta es expresada en términos de desplazamiento. Una fuente genera esfuerzos que causan la excitación, por ejemplo la caída de un peso genera esfuerzos principalmente verticales sobre la superficie de un terreno. El sismograma sintético es obtenido mediante el cálculo del desarrollo de los desplazamientos (u, v, w) , como una función del tiempo, en un entorno de referencia $(x = x_1, y = x_2, z = x_3)$ en un lugar determinado. El desarrollo del desplazamiento es medido por un sensor sísmico, por ejemplo un geófono. El subsuelo de un medio horizontal tabular es representado por un grupo de capas con sus interfaces normales al eje vertical. Una capa es delimitada por dos interfaces y caracterizada por su absorción Q, velocidades V_p y V_s , y densidad ρ . Los desplazamientos calculados en el subsuelo son soluciones de la ecuación de onda con continuidad de desplazamientos (u, v, w) y esfuerzos $(\sigma_{x,z}, \sigma_{y,z}, \sigma_{z,z})$ en las interfaces.

II.4. Tipos de ondas sísmicas grabadas

Las ondas en un registro sísmico pueden ser clasificadas en dos categorías: arribos directos e indirectos. Ambos tipos se observan en la figura 2.8, en donde las amplitudes no están normalizadas, por lo que están en función del tiempo y del offset (distancia fuente-receptor). Las ondas de cuerpo y las ondas Rayleigh son los arribos directos. Los arribos indirectos son las ondas reflejadas sin conversión (PP y SS) y las ondas convertidas (PS y SP). Un propósito del procesado sísmico

es la separación de ondas para extraer las ondas reflejadas. Otro es extraer ondas considerando un tipo en particular, usualmente las ondas PP.

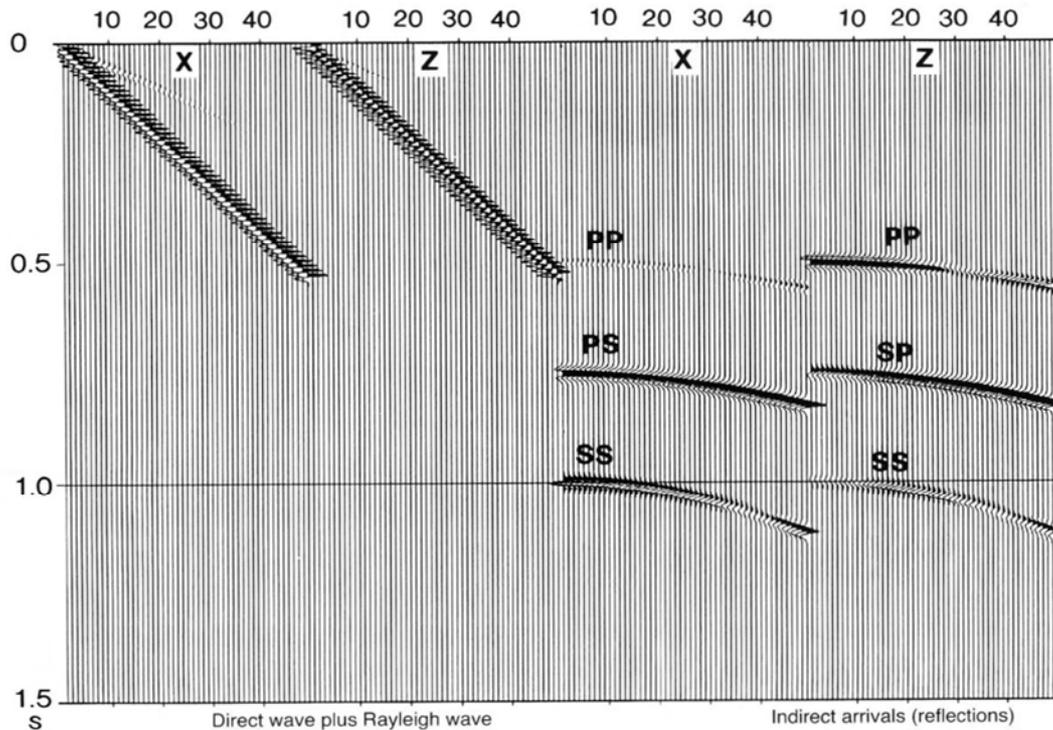


Figura 2.8. Sismogramas sintéticos que muestran los principales tipos de ondas que pueden ser registradas en un detector sísmico, separados por la componente horizontal (X) y vertical (Z), Mari, Glangeaud y Coppens, 1999.

Las amplitudes de las ondas reflejadas varían de acuerdo con el ángulo de incidencia de las ondas en el reflector y por lo tanto con la distancia fuente-receptor. Este efecto, conocido como variación de la amplitud respecto al offset (AVO), se puede ver claramente en la figura 2.8. La amplitud reflejada esta en función del coeficiente de reflexión C, el cual, para incidencia normal depende enteramente de las impedancias acústicas de los dos medios involucrados en la interface reflejante. La variación en la relación de la energía reflejada e incidente (E_r/E_0) con el ángulo de incidencia de las ondas descendentes sobre el reflector se observa en la figura 2.9. La amplitud de una onda es igual a la raíz cuadrada de su energía.

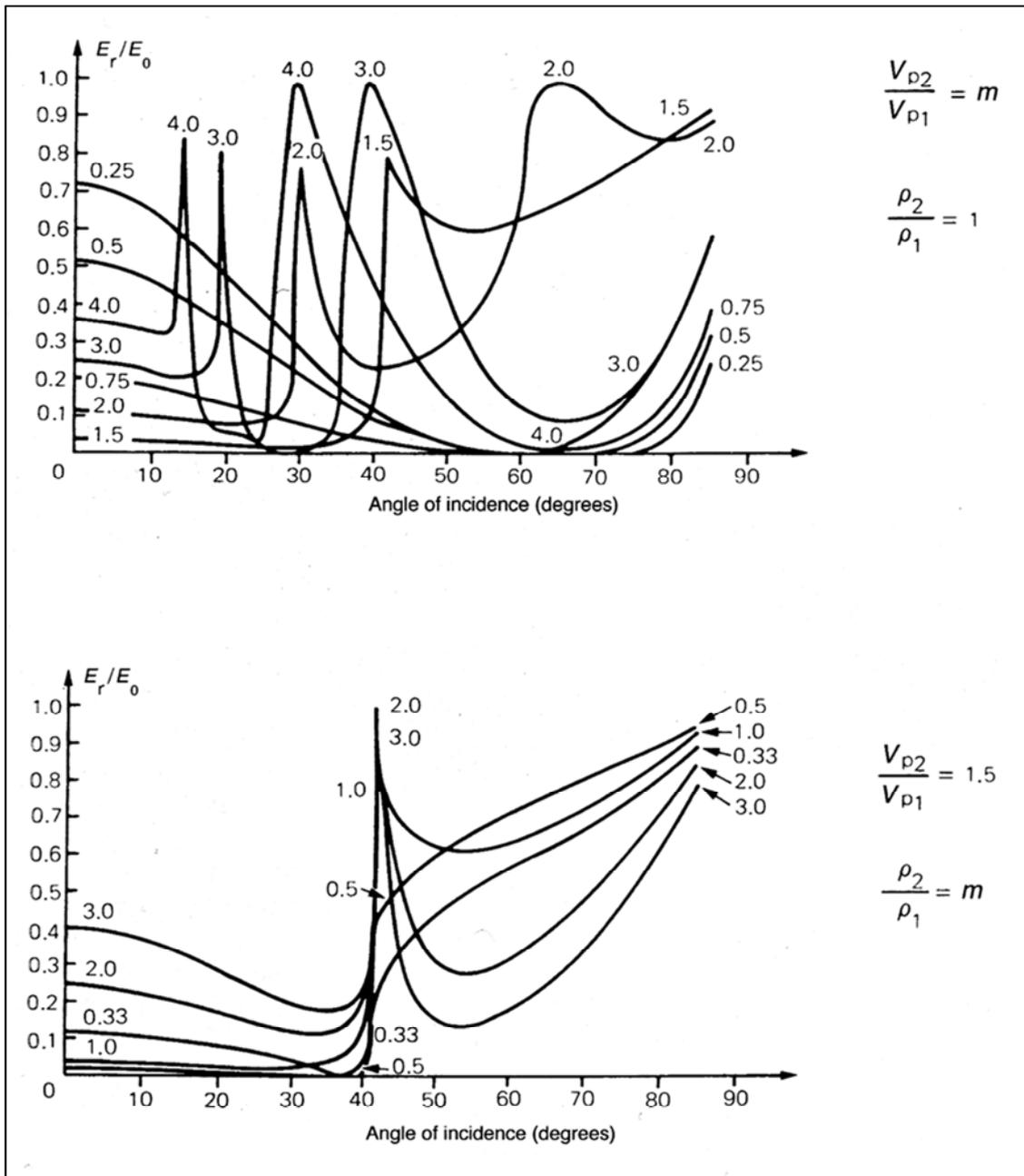


Figura 2.9. Relación de la energía reflejada e incidente E_r/E_0 para una onda incidente compresional en una interface entre los medios 1 y 2 como una función del ángulo de incidencia para varias relaciones de velocidades de propagación V_{p2}/V_{p1} (arriba) y de densidades ρ_2/ρ_1 (abajo). Se asumen ondas planas. La relación de Poisson es la misma en ambos medios $\sigma_1 = \sigma_2 = 0.25$, variaciones en la relación de Poisson pueden causar cambios significativos en E_r/E_0 , Sheriff y Geldart, 1991.

Para incidencia normal la relación E_r/E_0 es igual a $C_{i,i+1}^2$

$$\frac{E_r}{E_0} = \left(\frac{\rho_{i+1} V_{i+1} - \rho_i V_i}{\rho_{i+1} V_{i+1} + \rho_i V_i} \right)^2 = C_{i,i+1}^2 \quad (17)$$

Donde ρ_i , V_i , ρ_{i+1} , V_{i+1} , son las densidades y velocidades de los medios i y $i+1$ situados a cada lado de la interface y $C_{i,i+1}$ es el coeficiente de reflexión.

La energía transmitida a través de la interface E_T es la diferencia entre la energía incidente y reflejada:

$$E_T = E_0 - E_r = E_0(1 - C_{i,i+1}^2) \quad (18)$$

En la figura 2.9 podemos ver que la relación de energía E_r/E_0 varía poco para pequeños ángulos de incidencia (aproximadamente entre 0 y 15°) y mucho para ángulos mayores a 15°. Los ángulos de incidencia bajos son usados en sismica de reflexión para dar una idea de la impedancia acústica Z_i , producto de la velocidad V_i y la densidad ρ_i , a partir de las amplitudes sísmicas.

Otro tipo de reflejos presentes en los registros sísmicos son las reflexiones múltiples, las cuales han sido reflejadas varias veces (generalmente un número impar) durante su trayectoria en el subsuelo. En sismica marina, el fondo marino genera un múltiple muy característico llamado múltiple de fondo marino. Múltiples reflexiones son producidas entre las capas de las rocas debido a las laminaciones de las formaciones rocosas, dando origen a múltiples internos, figura 2.10. Otros arribos espurios notables en los registros son el efecto fantasma, especialmente en sismica marina y difracciones. El fantasma es una reflexión en el piso marino cuando la fuente o receptor están debajo de la superficie.

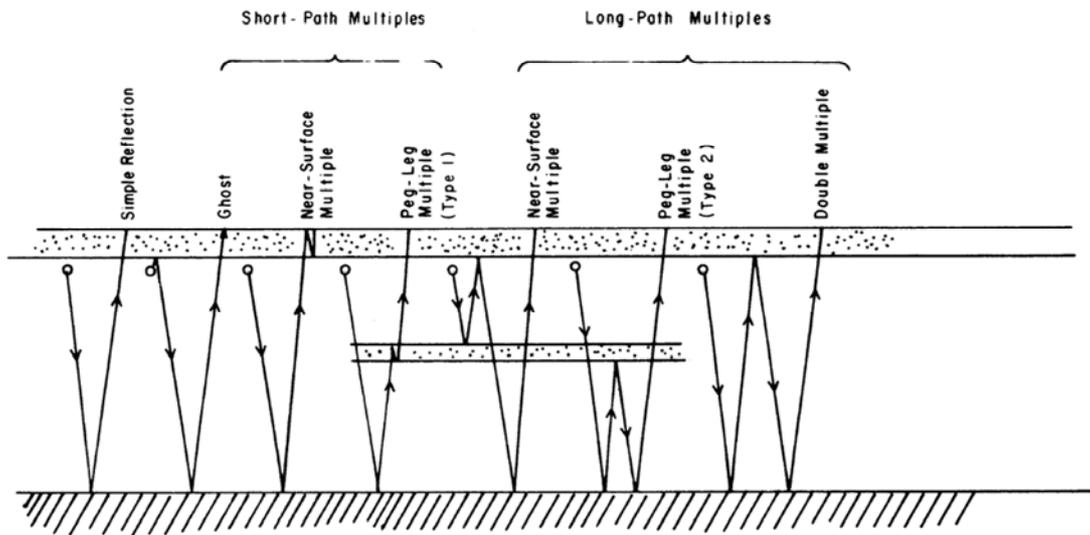


Figura 2.10. Tipos de múltiples, Sheriff, 2002.

Una difracción sísmica es producida cuando la onda sísmica incide sobre un punto angular o alguna heterogeneidad con un tamaño menor a la longitud de onda de la onda incidente. La heterogeneidad o punto difractor radia energía en todas direcciones. En un registro sísmico, el punto difractor aparece a través de diferentes trazas como un alineamiento hiperbólico.

En suma, un registro sísmico superficial contiene:

- Arribos directos
- Ondas refractadas
- Ondas superficiales (*ground roll*)
- Ondas reflejadas
- Ondas reflejadas convertidas
- Difracciones
- Múltiples
- Ruido natural e industrial, no relacionado al tiro sísmico.

II.5. Propiedades características de una onda sísmica

Una onda sísmica esta definida por un impulso u ondícula y una función de transferencia.

El impulso es una señal corta generada por una fuente sísmica con solo unas pocas oscilaciones; éste puede ser caracterizado por su periodo T y la amplitud de sus picos y valles. Los impulsos sísmicos se propagan a través del subsuelo, experimentando pequeños cambios debido a los reflejos en las secuencias geológicas. Una traza sísmica es la sumatoria de diversas Ondículas retrasadas en tiempo, figura 2.11.

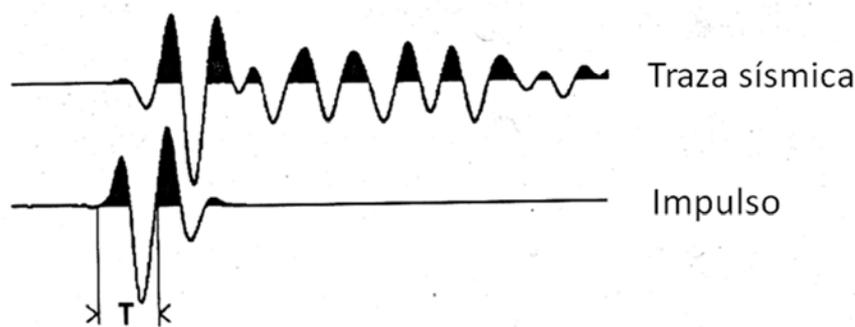


Figura 2.11. Traza sísmica e impulso sísmico.

La función de transferencia representa el cambio en el impulso entre dos detectores adyacentes o un grupo de detectores, este cambio es expresado en modificaciones a la amplitud, fase y tiempo de arribo (un simple retraso). La curva del tiempo de viaje, graficada como una variación en el tiempo de arribo t de la onda como una función del offset x (distancia fuente-receptor), es la modificación del tiempo de arribo de la onda o solo el tiempo de retraso. La figura 2.11 muestra las funciones del tiempo de viaje (t_x, x) de los principales tipos de ondas sísmicas para una sola capa sobreponiéndose a un substrato infinito con una interface horizontal.

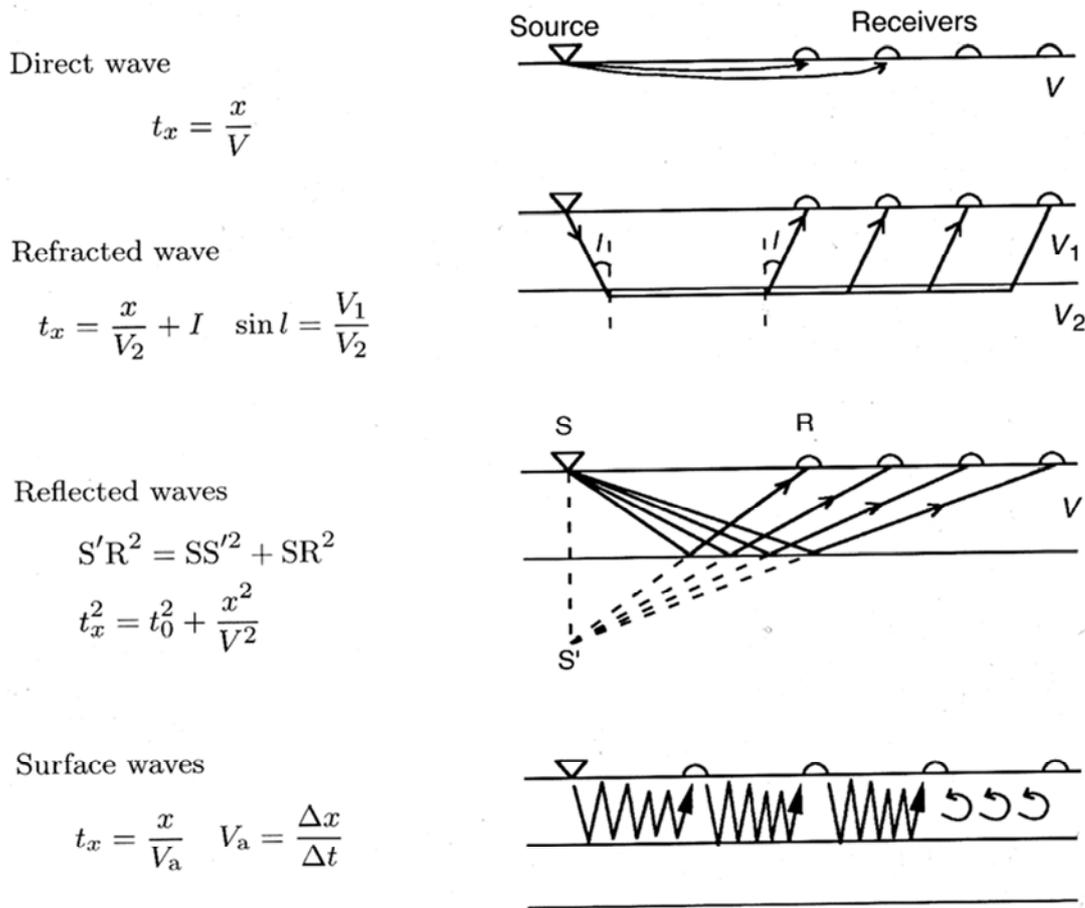


Figura 2.12. Ecuaciones de tiempo de viaje para varios tipos de onda sísmica, Mari, Glangeaud y Coppens, 1999.

Tanto los arribos directos como los refractados tienen curvas lineales tiempo-distancia, mientras que los eventos de reflexión son hipérbolas en una primera aproximación. Las curvas tiempo-distancia de ondas superficiales pueden ser tratadas localmente como lineales. Las difracciones tienen una curva tiempo-distancia hiperbólica.

Localmente una onda puede ser caracterizada por su:

- Periodo T expresado en segundos (s) o milisegundos (ms)
- Velocidad aparente $V_a = \Delta x / \Delta t$ expresado en m/s

La cantidad Δt es la diferencia en tiempos de arribo de la onda en varios receptores a una distancia Δx de separación. Para arribos directos y refractados la velocidad aparente es una buena representación de la velocidad V de propagación del sonido en la formación. Para una hipérbola, la velocidad aparente varía a lo largo de la curva tiempo-distancia, desde infinito en el ápice de propagación hasta la asíntota de la hipérbola para un medio homogéneo en la interface.

La onda puede ser igualmente bien caracterizada por su:

- Frecuencia f , expresada en Hz (o en ciclos por segundo)
- Longitud de onda λ , expresada en m.
- Número de onda k , expresado en ciclos/metro (c/m)

La frecuencia es el recíproco del periodo T :

$$f = \frac{1}{T} \quad (19)$$

La longitud de onda es la distancia que recorre un frente de onda durante un tiempo igual al periodo T :

$$\lambda = VT = \frac{V}{f} \quad (20)$$

El número de onda k esta relacionado al número de onda λ de la misma forma que la frecuencia f esta relacionada al periodo T .

$$k = \frac{1}{\lambda} \quad (21)$$

La velocidad puede ser expresada en el dominio tiempo-distancia (t, x) o en el dominio frecuencia-numero de onda (f, k) :

$$V = \frac{x}{t} = \frac{f}{k} \quad (21)$$

El cambio del dominio (t, x) al (f, k) y viceversa es llevado a cabo por la transformada de Fourier directa e inversa. La representación en amplitud de un registro (t, x) en el dominio (f, k) es llamado espectro bidimensional del registro sísmico, de forma similar la representación en amplitud de la frecuencia o fase es llamado espectro de amplitud unidimensional.



II.6. Modelo convolucional

Es el concepto de que una traza sísmica $f(t)$ puede ser representada por la convolución de una ondícula $w(t)$ con una función de reflectividad $r(t)$ más ruido aleatorio $n(t)$:

$$f(t) = w(t) * r(t) + n(t) \quad (22)$$

La convolución es una operación matemática entre dos funciones a menudo simbolizada por un asterisco, representa la transformación una señal fuente cuando ésta se propaga a través del subsuelo.

El modelo convolucional es consecuencia del concepto de que cada onda reflejada causa su efecto independiente a otras ondas afectando a un mismo detector, por lo que la respuesta resultante es simplemente la suma o superposición lineal de los efectos de todas las ondas, figura 2.13. El modelo puede ser modificado para permitir efectos de propagación tales como la absorción. El modelo convolucional esta implícito en la mayor parte del procesamiento sísmico e interpretación, Sheriff, 2002.

Cabe mencionar que el modelo convolucional asume una serie de suposiciones o hipótesis, Yilmaz, 1987.

- El sistema físico a explorar es LTI (lineal e invariante en el tiempo) y está compuesto de capas planas horizontales de velocidad constante.
- La fuente genera una onda compresional plana que atraviesa las interfaces en forma normal. Esto implica que no hay una conversión de onda P a S.
- La forma de la ondícula no cambia a medida que ocurre la propagación en el medio (no hay dispersión).
- La forma de la ondícula es conocida.

La base para generar la función de reflectividad es la ecuación (17), que expresa los coeficientes de reflexión en función de las impedancias acústicas.

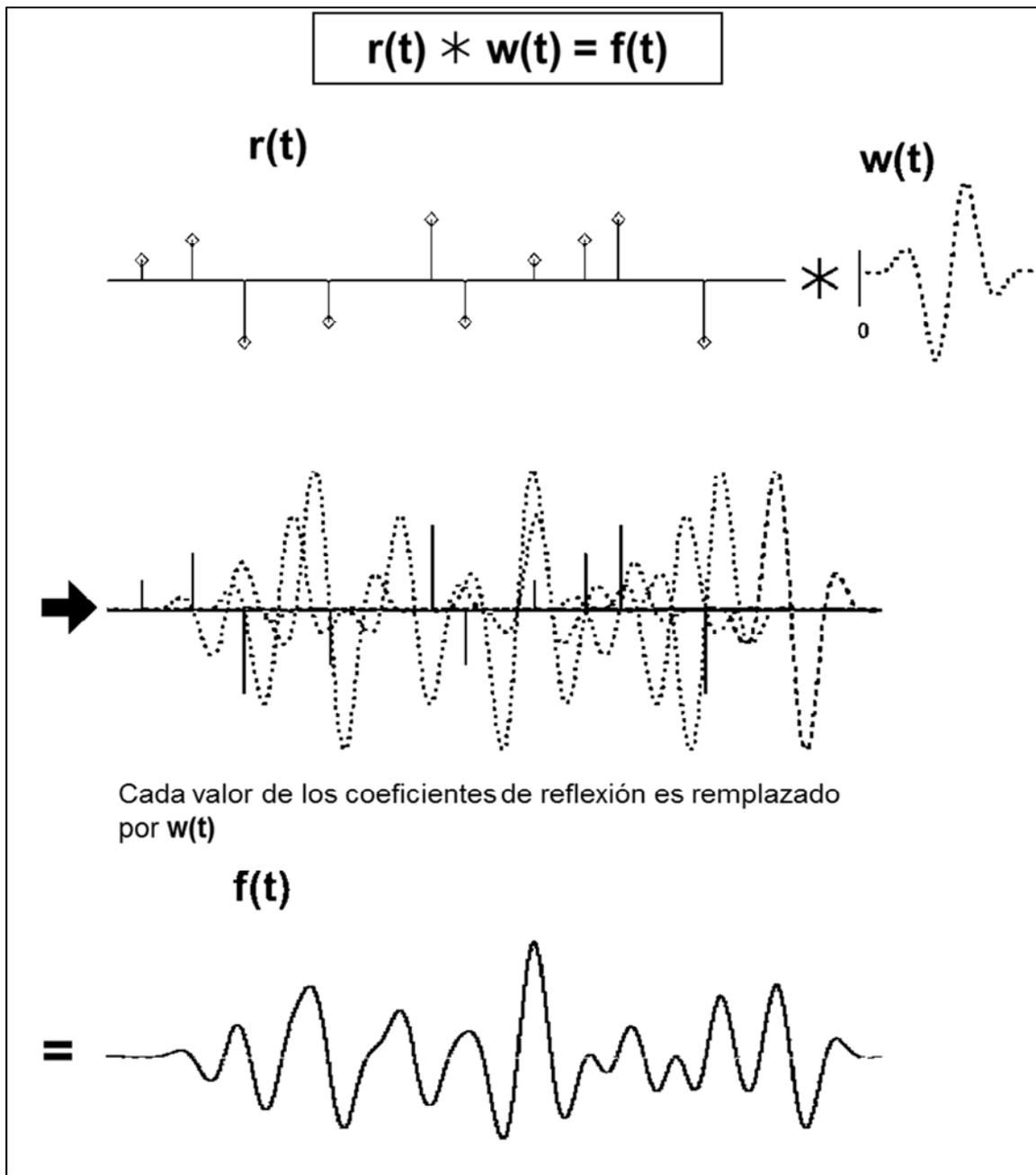


Figura 2.13. Convolución de una función de reflectividad con una ondícula, la función $r(t)$ representa los coeficientes de reflexión de un medio geológico, $w(t)$ representa la señal fuente, el resultado del producto de la convolución representa un ejemplo de una traza sísmica.



De acuerdo al teorema de convolución, la transformada de Fourier de la convolución de dos funciones es igual al producto de sus transformadas individuales. La transformada de Fourier es una fórmula que convierte una función en tiempo $g(t)$ en su representación en el dominio de la frecuencia $G(f)$ y viceversa, Papoulis, 1962.

$$g(t) \leftrightarrow G(f) = \int_{-\infty}^{\infty} g(t)e^{-j2\pi ft} dt \quad (23)$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty} g(t)\cos(2\pi ft)dt - j \int_{-\infty}^{\infty} g(t)\sen(2\pi ft)dt \quad (24)$$

$G(t)$ y $g(t)$ constituyen un par de la transformada de Fourier, algunos ejemplos se muestran en la figura 2.14.

La ondícula $w(t)$, en la ecuación (22) del modelo convolucional, es un pulso sísmico conformado por unos pocos ciclos. Una ondícula básica o equivalente es la forma de reflexión en el dominio del tiempo a partir de un simple reflector positivo a incidencia normal. Existen diferentes tipos de ondículas, sin embargo la ondícula de Ricker, ecuación (25), es la más utilizada, ésta se define como la segunda derivada de la función Gaussiana o la tercera derivada de la función normal de densidad de probabilidad, se caracteriza por ser una señal simétrica, su fase es cero dado que posee su valor máximo centrado en el tiempo cero el cual corresponde con el coeficiente de reflexión, figura 2.15.

$$w(t) = (1 - 2\pi^2 f_M^2 t^2)e^{-\pi^2 f_M^2 t^2} \quad (25)$$

O en el dominio de la frecuencia:

$$W(f) = (2/\pi)(f^2/f_M^3)e^{-f^2/f_M^2} \quad (26)$$

En donde f_M es la frecuencia pico o dominante.

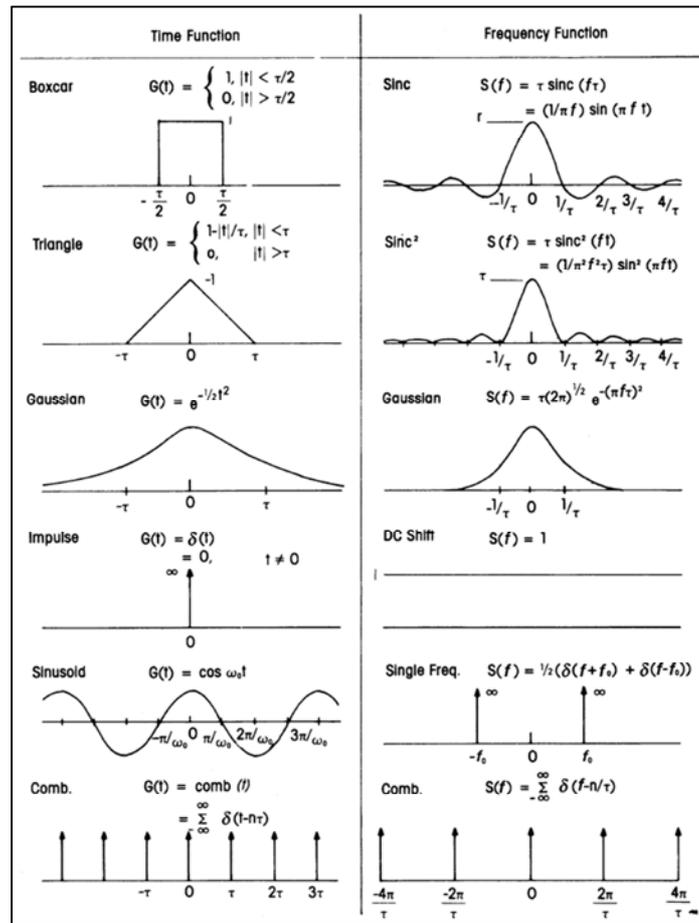


Figura 2.14. Pares de transformadas de Fourier. Las funciones en frecuencia del lado derecho son transformadas de Fourier de las funciones de tiempo del lado izquierdo, Sheriff, 2002.

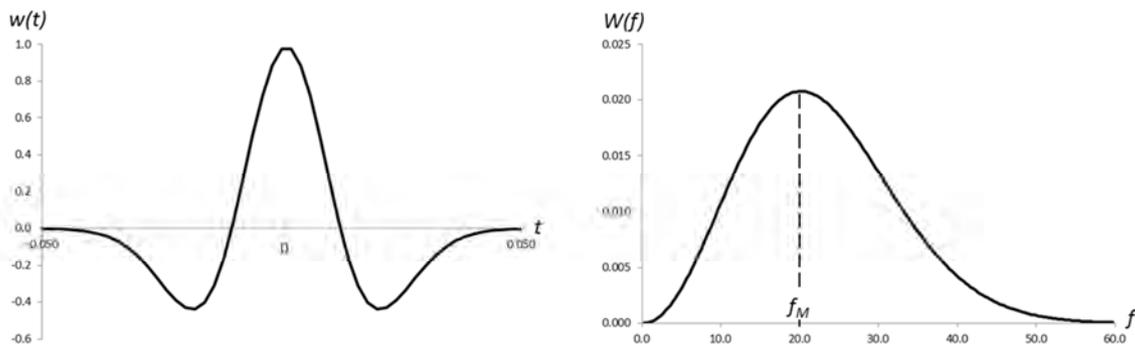


Figura 2.15. Ondícula de Ricker, 20 Hz, representación en el dominio del tiempo (izquierda) y frecuencia (derecha).



Una de las aplicaciones más comunes del modelo convolucional es la generación de sismogramas sintéticos, los cuales son muy útiles para correlacionar datos de pozo (profundidad) e información sísmica (tiempo), para éste fin se utilizan los registros sísmico y densidad con los que se generan los coeficientes de reflexión o función de reflectividad, ésta al ser convolucionada con una ondícula nos genera una sismograma sintético, el cual representado en tiempo mediante una función de velocidad (Check-shot, VSP o el mismo sísmico) se correlaciona con las trazas sísmicas cercanas al pozo. De esta forma es posible identificar algún reflector o reflectores sísmicos de interés, figura 2.16.

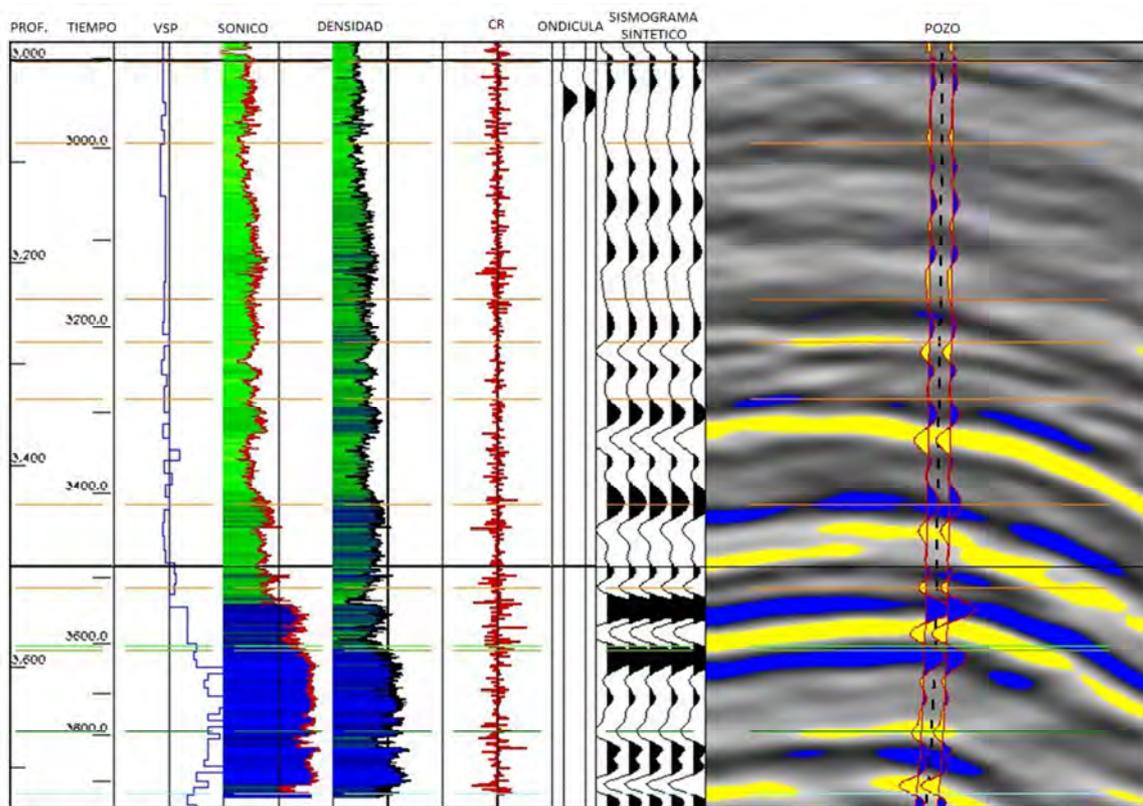


Figura 2.16. Sismograma sintético generado en Synthetics de GeoFrame, de izquierda a derecha se observan: la escala en profundidad y en tiempo, la velocidad intervállica obtenida a partir de un perfil sísmico vertical o VSP, el registro sísmico, el registro de densidad, los coeficientes de reflexión generados, la ondícula extraída, el sismograma sintético (desplegado cinco veces para simular una pequeña sección), en el extremo derecho se observa una sección sísmica que pasa por el pozo al que se le sobrepone el sismograma sintético generado, se resaltan las amplitudes mayores en azul y amarillo.

II.7. Resolución sísmica

La identificación individual de la cima y base de los reflectores en capas delgadas difiere de detectar la presencia de la capa. La detección es independiente de la posibilidad de separar una reflexión compuesta en las partes u ondículas que la componen. De esta forma un evento que es detectable puede o no puede ser resuelto. La resolución es un problema de contenido de frecuencias, mientras que la detección es uno de adquisición, Farr, 1976.

Rayleigh hace una analogía con la óptica, definiendo a la resolución como la capacidad de producir imágenes separadas de los objetos situados uno cerca de otro. El criterio establecido por Rayleigh consiste en definir $(b/2)$, que es la distancia del máximo al mínimo central adyacente, como el límite de resolución, mientras que Ricker (1953) eligió que el límite de resolución sea la separación en donde el componente de la forma de onda tiene una curvatura de cero, a este máximo central le llamó *flat spot*. Dicho de otra forma un *flat spot* o condición de cero curvatura ocurre cuando dos picos están separados por un intervalo igual a la separación entre los puntos de inflexión figura, 2.17.

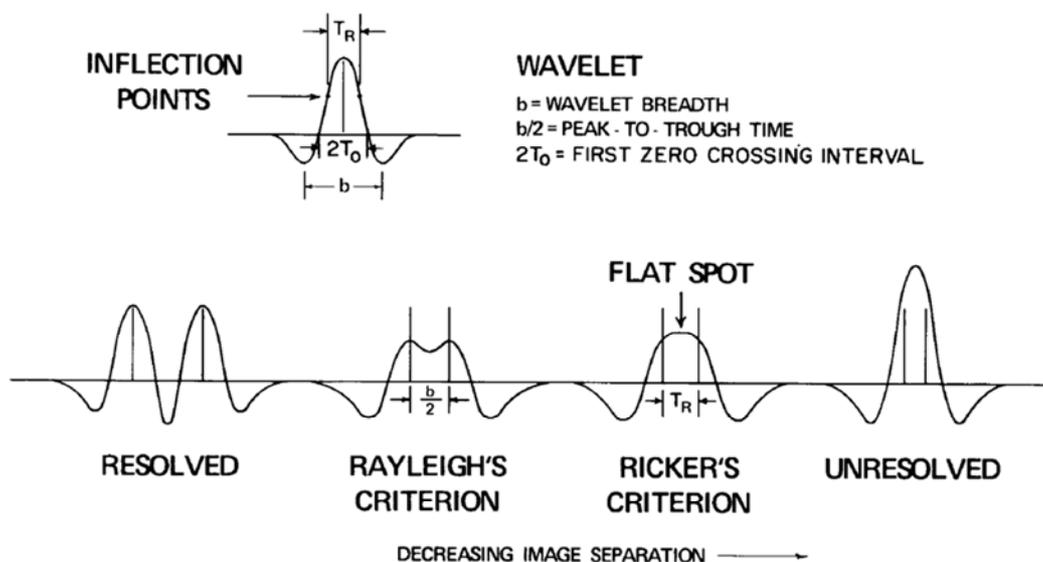


Figura 2.17. Criterios de Rayleigh y Ricker para la resolución sísmica vertical, Kallweit y Wood, 1982.



Considerando un modelo de cuña de un material limitado arriba y abajo por materiales diferentes, figura 2.18, en cuyas interfaces se asumen tanto coeficientes de reflexión de igual polaridad como de polaridad contraria, los cuales son convolucionados con una ondícula de fase cero.

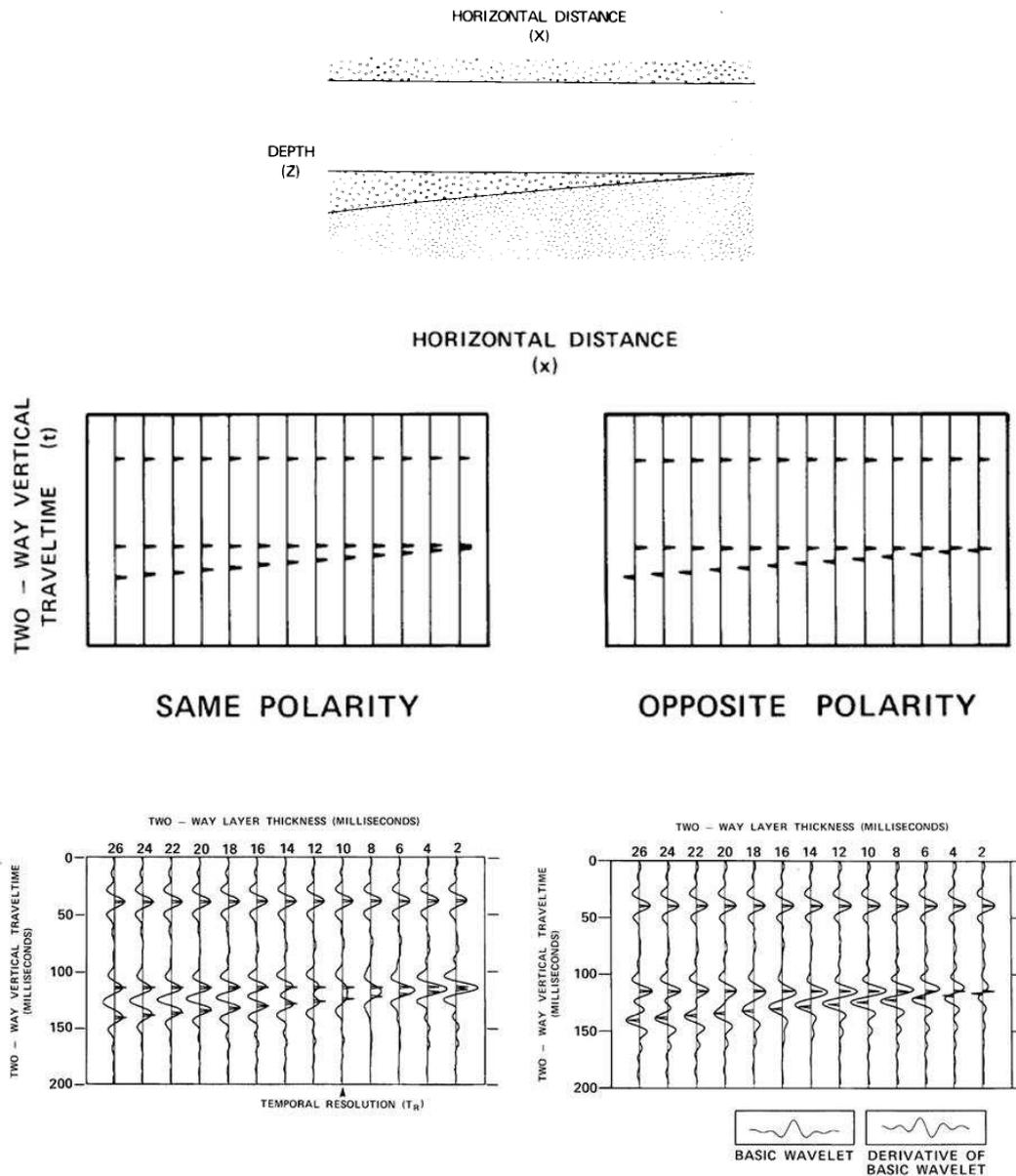


Figura 2.18. Modelo fundamental de cuña (arriba), modelo en tiempo con los coeficientes de reflexión de igual y opuesta polaridad (al centro), modelo en tiempo de las trazas sísmicas resultantes (abajo), Kallweit y Wood, 1982.

En la parte inferior de la figura se observan las trazas sísmicas sintéticas resultantes, de la convolución entre los coeficientes de reflexión del modelo de cuña y una ondícula Ricker de 25 Hz, fase cero, tanto para igual polaridad como opuesta. Para el caso de igual polaridad, se observan dos picos distintos con la distancia entre ellos decreciendo hacia la derecha, similar al criterio de Rayleigh, pegándose finalmente en un pico mayor. El límite de resolución lo llamaremos resolución temporal T_R , éste ocurre cuando la separación decrece a un intervalo en donde un *flat spot* o una región de cero curvatura aparece en el máximo central de la ondícula compuesta. La resolución temporal T_R es también equivalente a la separación entre puntos de inflexión en el envolvente del lóbulo central. En la figura 2.19, se muestra el espesor aparente y la amplitud máxima absoluta como funciones del espesor verdadero, se aprecia de derecha a izquierda como la amplitud máxima se mantiene constante hasta cierto valor de espesor en donde empieza a decrecer, hasta un punto de inflexión $b/2$, a partir de donde la amplitud se incrementa, alcanzando un máximo del doble de la amplitud original, éste fenómeno de incremento de la amplitud es conocido como sintonía o *tunning*, ocurre cuando el espesor es inferior al límite de resolución y las amplitudes de igual polaridad interfieren entre sí de forma constructiva, el espesor del *tunning* es el punto en donde el espesor aparente es el mismo que el real y es igual a $b/2$ de acuerdo al criterio de Rayleigh. Éste intervalo de tiempo se aproxima a un cuarto del valor de la longitud de onda cuando la frecuencia dominante es usada para convertirla a longitud de onda, Kallweit y Wood, 1982, figura 2.19.

Para estimar correctamente las dimensiones verticales de un yacimiento con el criterio antes mencionado principalmente para capas delgadas es recomendable el uso de una ondícula fase cero, ya que permite evitar ambigüedades dada su simetría y que la mayor parte de la energía se concentra en el lóbulo central. Así mismo minimiza las ambigüedades asociadas a formas de onda alejadas de las interfaces, por lo que la interpretación al centro de la ondícula coincide en tiempo con el tiempo de viaje a la interface causante de la reflexión, lo cual, coincide con la amplitud máxima de la forma de onda. La resolución usando una ondícula de fase cero es mayor que usando otra fase de igual contenido de frecuencias.

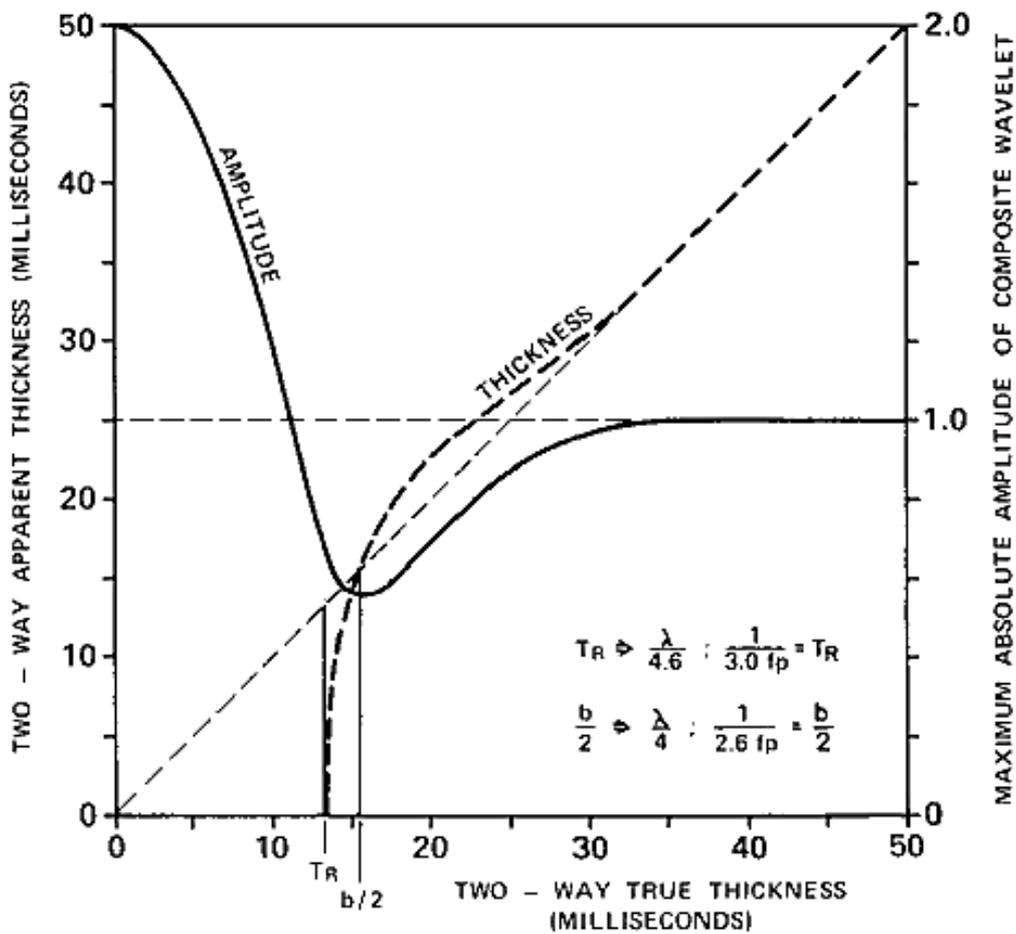


Figura 2.19. Gráfico de resolución y detección para dos picos de igual amplitud e igual polaridad convertidos con una ondícula Ricker de 25 Hz, se muestra el espesor aparente y la amplitud máxima absoluta como funciones del espesor verdadero, Kallweit y Wood, 1982.

La resolución lateral esta definida por el diámetro de la zona de Fresnel, la cual es un área circular centrada en el punto de reflexión, de donde proviene la principal contribución a la amplitud de la reflexión en dicho punto. Ninguna diferencia entre el mínimo tiempo de viaje doble y el tiempo de viaje doble a otros puntos dentro de la zona será mayor que la mitad de la de una longitud de onda. Para un tiempo de viaje sencillo (superficie-reflector) la máxima diferencia es $\lambda/4$ y el diámetro de la zona de Fresnel es $\sqrt{2z\lambda}$ para un objetivo a una profundidad z , figura 2.20.

Para capas con espesores iguales o menores a media longitud de onda, las interferencias entre las reflexiones de cima y base se manifiestan en variaciones de amplitud y fase de la señal sísmica, por lo que no es posible identificar cima y base de una formación, sin embargo, en algunos casos es posible detectar por medio de cambios significativos en frecuencia y amplitud.

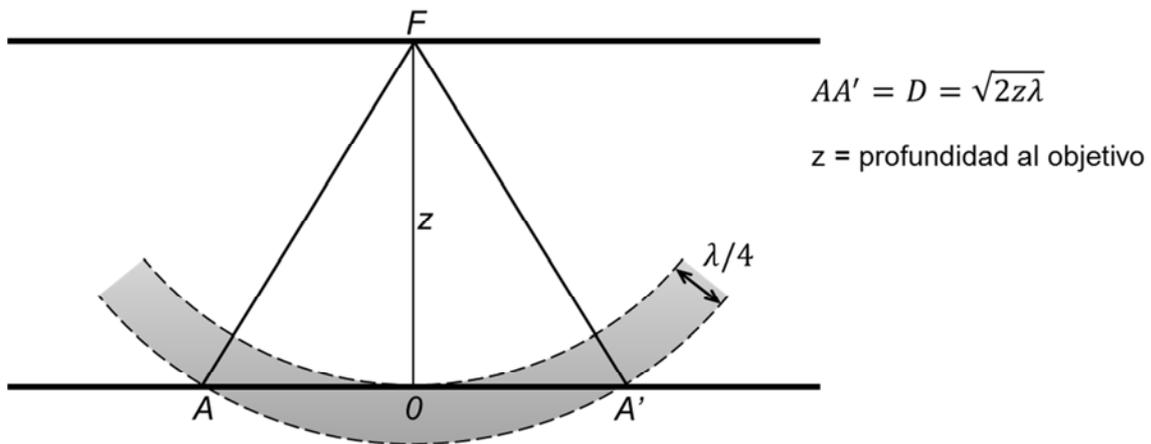


Figura 2.20. Resolución lateral, diámetro de la zona de Fresnel, modificado de Mari, Glangeaud y Coppens, 1999.

II.8. Tendidos sísmicos

El término tendido o distribución se usa para describir las posiciones relativas de los puntos de la fuente y los centros de los grupos de detectores utilizados para registrar la energía sísmica.

La cobertura o *fold* es el número de veces que un punto reflector es muestreado, si se considera una capa reflectora plana el punto reflector en el subsuelo se ubica al centro de la línea que une a la fuente y el receptor que lo registra, cuando existen diversos pares fuente-receptor que comparten el mismo punto central éste se denomina punto medio común o CMP, el punto reflector en el subsuelo asociado a diferentes pares fuente-receptor, es llamado punto de reflejo común o CRP, en el caso particular de capas planas el CMP es igual al CRP, en la figura



2.21, se muestra un ejemplo de un tendido sísmico 2D, en dónde se muestra un ejemplo de la cobertura o fold en el subsuelo para un CMP.

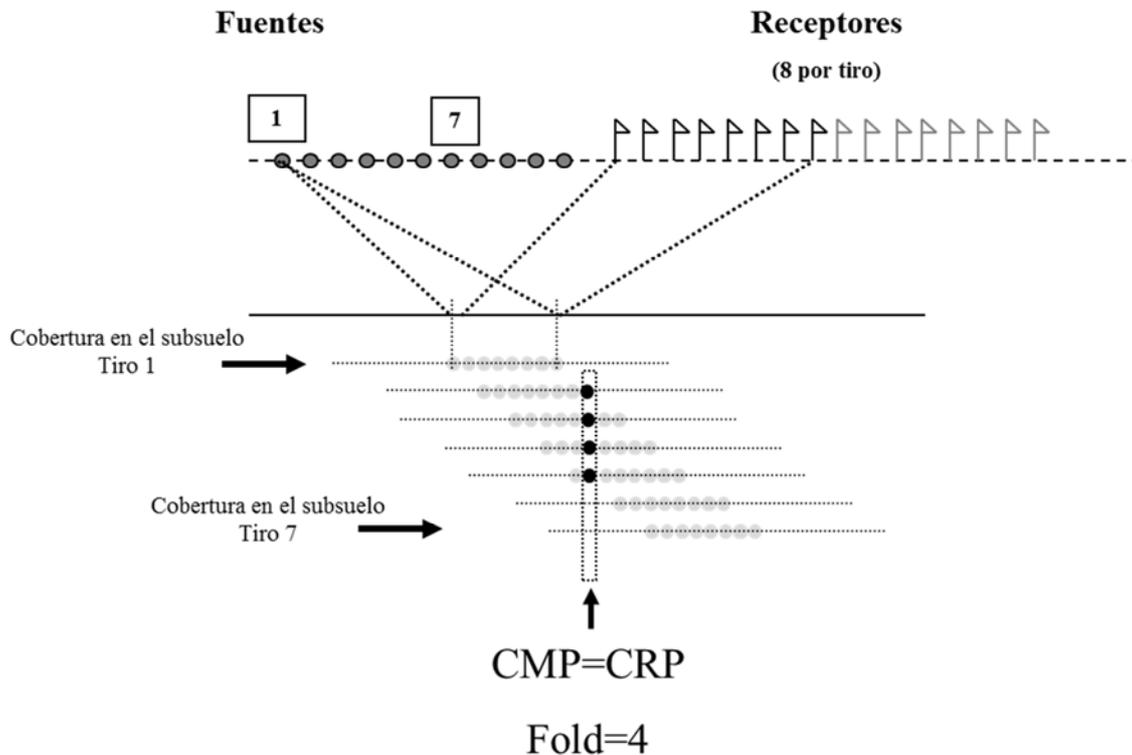


Figura 2.21. Tendido sísmico 2D, se muestra la cobertura en el subsuelo para cada tiro, además se muestra la cobertura o *fold* para un CMP en particular.

Como se observa en la figura anterior el fold depende tanto de la densidad de receptores como de fuentes, aunado con el número canales (receptores que se grabar al mismo tiempo con una fuente), de modo que:

$$FOLD = \frac{N \cdot RI}{2 \cdot SI} \quad (26)$$

En donde: N = Número de canales de grabación = 8 en la figura 2.21.

RI = Espaciamiento entre receptores

SI = Espaciamiento entre tiros

En adquisiciones terrestres 3D es común que las líneas fuentes y receptoras sean ortogonales, para éste tipo de adquisiciones existen una gran variedad de términos, figuras 2.22 a 2.25, algunos de los cuales se describen a continuación:

- **Box**, algunas veces llamada celda unitaria, éste término describe el área limitada por dos líneas fuente adyacentes y dos líneas receptoras.
- **CMP Bin** (o Bin), es una pequeña área rectangular que usualmente tiene las dimensiones $(SI/2) \times (RI/2)$. Todos los puntos medios que inciden en ésta área, o bin, pertenecen al mismo punto medio común. En otras palabras, todas las trazas que se encuentran en el mismo bin serán apiladas en el CMP y contribuirán al fold del bin.
- **Dirección Cross-line**, es la dirección ortogonal a las líneas receptoras.
- **Fold**, el número de puntos medios que son apilados en un CMP bin. Aunque comúnmente se maneja un fold promedio para algún levantamiento, el fold varía de bin a bin y para diferentes offsets.
- **Fold Taper**, ancho del área adicional en la orilla del levantamiento necesaria para lograr en el área del 3D un full fold.
- **Dirección In-line**, es la dirección que es paralela a las líneas receptoras.
- **Punto medio**, el punto localizado exactamente a la mitad entre la ubicación de la fuente y el receptor. Si un arreglo de receptores de 480 canales son utilizados, cada punto fuente creará 480 puntos medios. Los puntos medios son a menudo agrupados y pueden no formar necesariamente una malla regular.



- **Apertura de migración**, ancho del área adicional en la orilla del levantamiento necesaria para lograr una migración apropiada de cualquier evento.
- **Patch**, un patch se refiere a todas las estaciones de receptores vivas que graban información de un punto fuente del levantamiento 3D. El patch usualmente forma un rectángulo de diversas líneas receptoras paralelas.
- **Línea receptora**, línea a través de la cual receptores son colocados a intervalos regulares. La distancia entre líneas receptoras sucesivas es referida comúnmente como intervalo de líneas receptoras o RLI.
- **Relación señal-ruido**, la relación de la energía de la señal sobre la energía del ruido. Usualmente abreviado como S/N.
- **Línea fuente**, línea a través de la cual puntos fuente están dispuestos a intervalos regulares. La distancia entre líneas fuente sucesivas es referida comúnmente como intervalo de líneas fuente o SLI.
- **Densidad de puntos fuente (algunas veces llamada densidad de tiros), SD**, es el número de puntos fuente por kilómetro cuadrado.
- **Super Bin**, este término aplica a un grupo de *CMP bins* vecinos. Algunas veces usado para análisis de velocidades, atenuación de múltiples y algunos otros algoritmos de atenuación de ruido.
- **Template**, un *patch* de receptores en particular más los puntos fuentes asociados.

- X_{\max} , es el máximo offset grabado, el cual depende de estrategia de tirado y el tamaño del *patch*. X_{\max} es usualmente igual a la mitad de la diagonal del *patch*.
- X_{\min} , es el mayor *offset* mínimo en un levantamiento (algunas veces referido como *LMOS*), éste es el mayor offset dentro de un *box*.

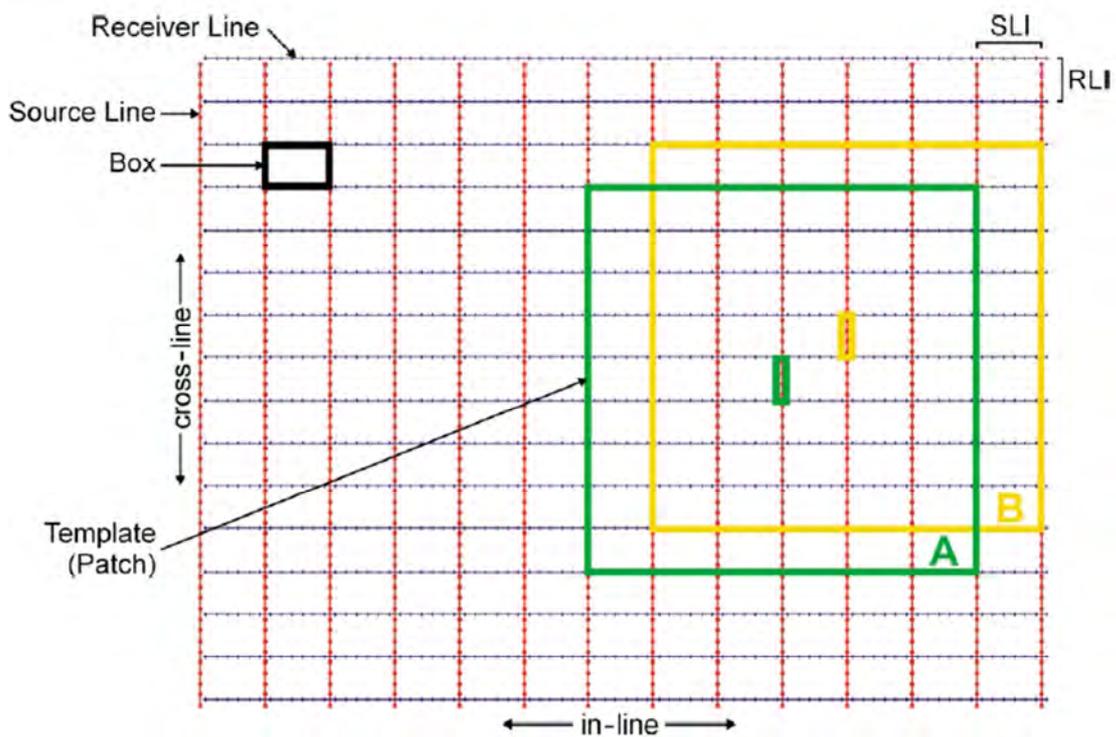


Figura 2.22. Términos usados en un tendido ortogonal 3D, Cordsen, Galbraith y Peirce, 2000.

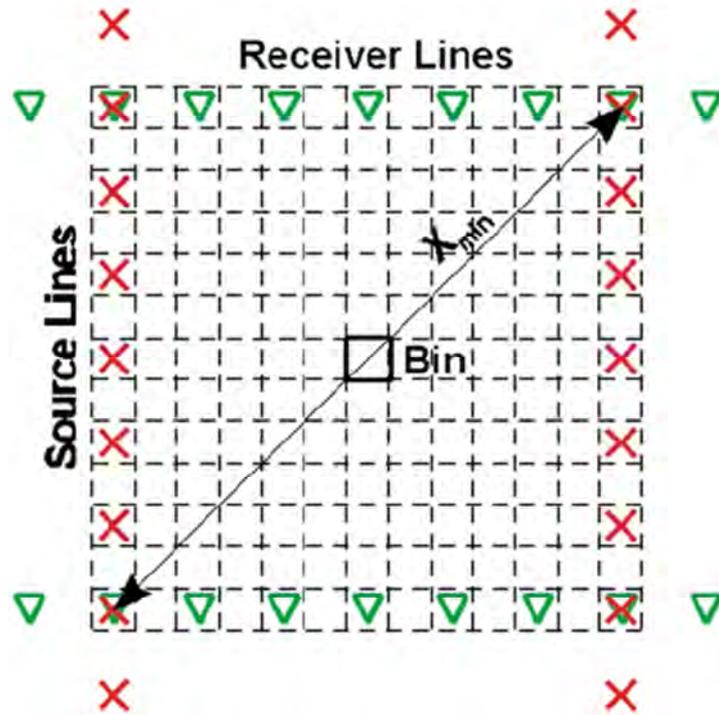


Figura 2.23. *Box* en un tendido ortogonal 3D, Cordsen, Galbraith y Peirce, 2000.

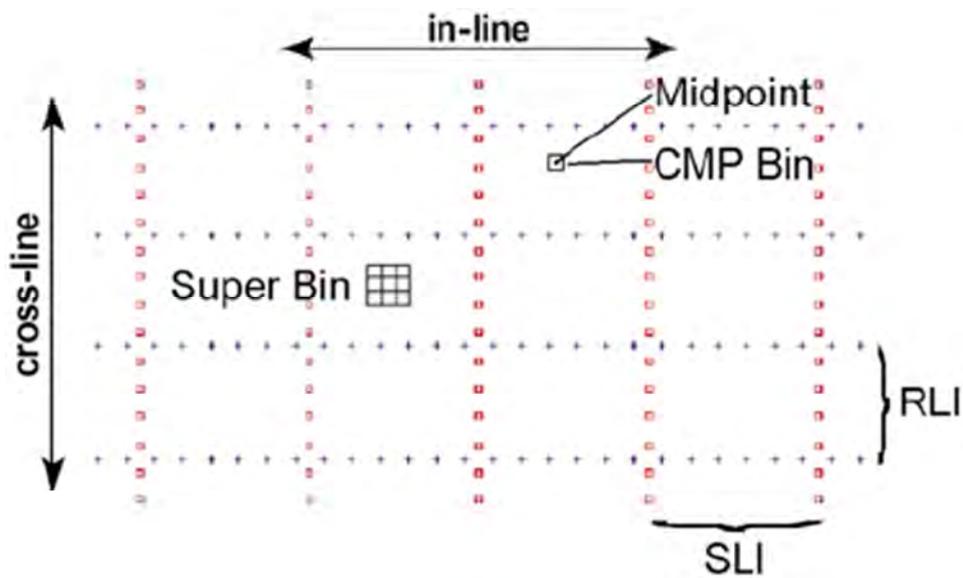


Figura 2.24. *Bin* en un tendido ortogonal 3D, Cordsen, Galbraith y Peirce, 2000.

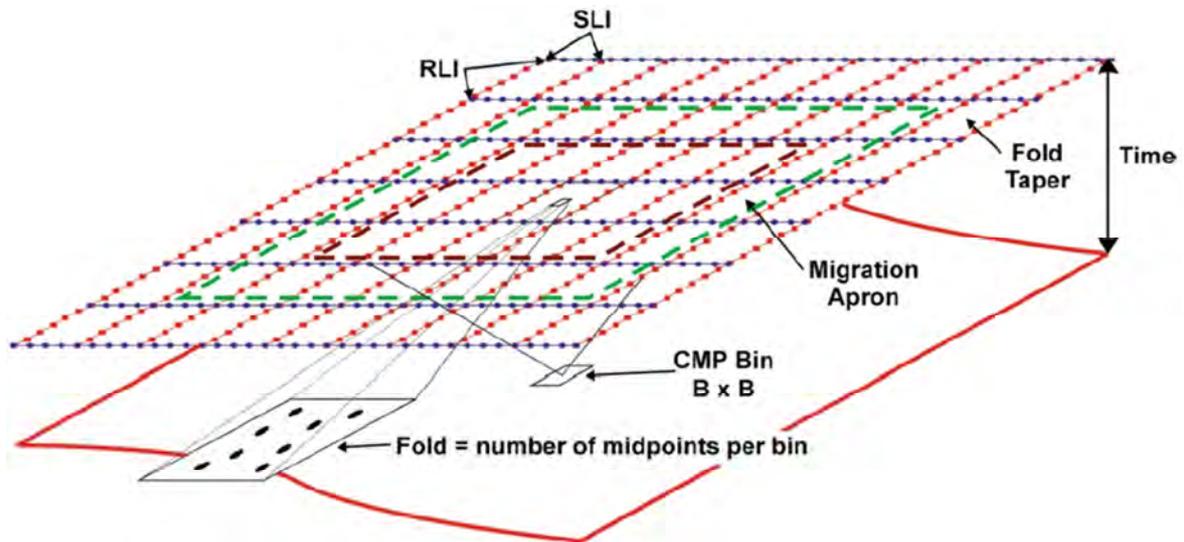


Figura 2.25. Términos de borde en un tendido ortogonal 3D, Cordsen, Galbraith y Peirce, 2000.

El fold controla la relación señal-ruido (S/N), a medida que el fold aumenta la relación S/N también aumenta. En un tendido ortogonal si el fold se duplica, hay un incremento del 41% en la relación S/N. Duplicar la relación S/N implica cuadruplicar el fold, asumiendo que el ruido tiene una distribución Gaussiana aleatoria, Cordsen, Galbraith y Peirce, 2000, figura 2.26.

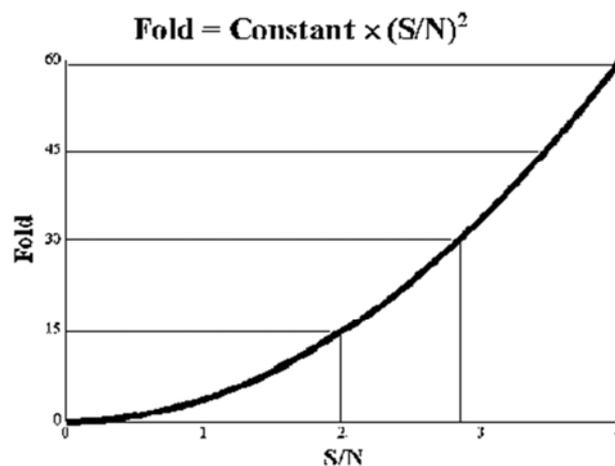


Figura 2.26. Fold en función de la relación S/N, Cordsen, Galbraith y Peirce, 2000.



Cordsen et al (2000), definió una fórmula para calcular el fold de un levantamiento 3D ortogonal:

$$3D \text{ fold} = 2D \text{ fold} \times \frac{\text{espaciamiento del bin}^2 \times \text{frecuencia} \times \pi \times 0.401}{\text{espaciamiento del CDP } 2D \times \text{velocidad}} \quad (27)$$

En base al fold de las direcciones in-line y cross-line:

$$\text{total fold} = \text{in-line fold} \times \text{cross-line fold} \quad (28)$$

En donde:

$$\text{in-line fold} = \frac{\text{dimensión del patch en in-line}}{2 \times SLI} \quad (29)$$

$$\text{cross-line fold} = \frac{\text{número de líneas receptoras}}{2} \quad (30)$$

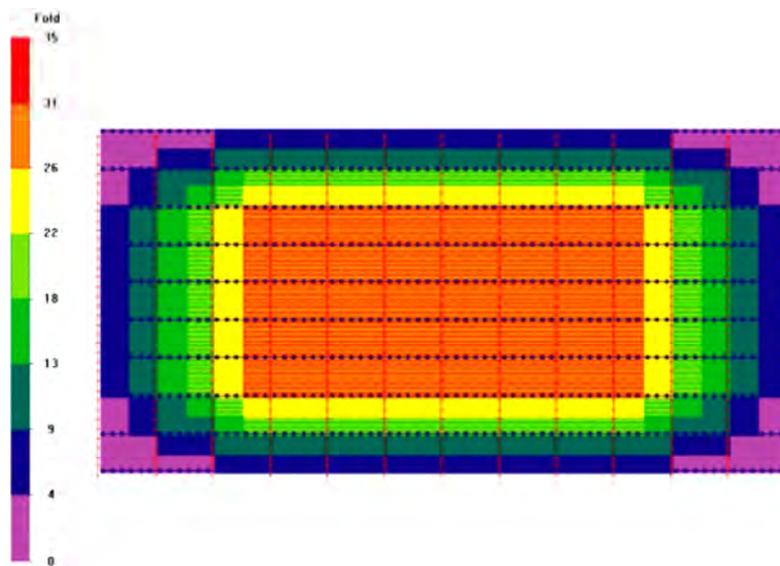


Figura 2.27. Ejemplo de un *total fold*, Cordsen, Galbraith y Peirce, 2000.

Para bins cuadrados, la relación S/N es directamente proporcional a la longitud de uno de los lados del bin, figura 2.28. Es muy importante diferenciar entre el tamaño del bin y el intervalo del bin. El tamaño del bin es el área sobre la cual las

trazas son apiladas. El intervalo del bin determina que tan lejos están las trazas que se suman en un bin. A menudo estos dos términos son usados de forma indistinta por tener casi el mismo valor. La selección del tamaño del bin y el fold van de la mano. El fold es una función cuadrática de uno de los lados del bin, figura 2.29. La ecuación básica del fold, indica que la constante que relaciona el fold con el tamaño del bin al cuadrado es la densidad de puntos medios (por ejemplo, el número de puntos medios por unidad de área) o:

$$fold = SD \times NC \times B^2 \quad (31)$$

Donde: SD = número de fuentes por unidad de área

NC = número de canales

B = dimensión del bin (para bins cuadrados)

La forma preferida de un bin en datos 3D es cuadrada, aunque puede ser rectangular, el tamaño del bin puede ser determinado examinando tres factores: el tamaño del objetivo, frecuencia máxima requerida en profundidad y resolución lateral.

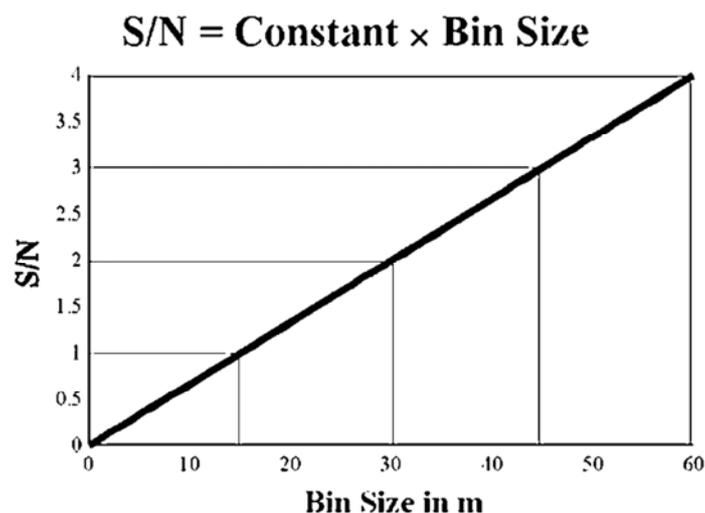


Figura 2.28. Relación señal-ruido (S/N) en función del tamaño del bin, Cordsen, Galbraith y Peirce, 2000.

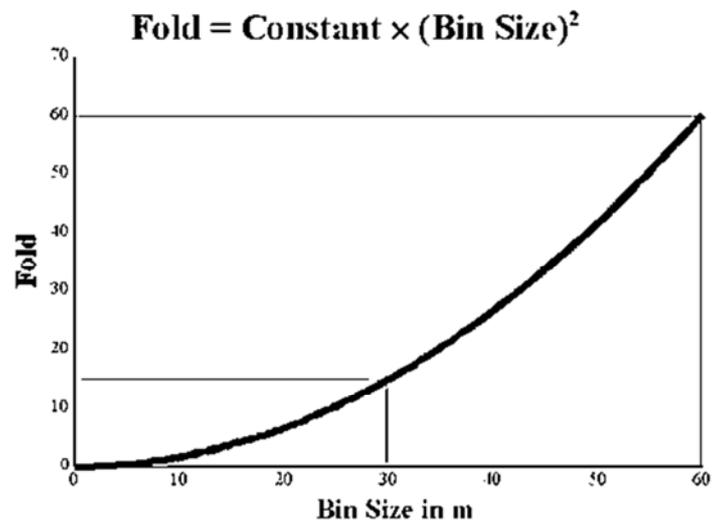


Figura 2.29. Fold en función del tamaño del bin, Cordsen, Galbraith y Peirce, 2000.



III. MODELADO SÍSMICO

III.1. Introducción

El modelado sísmico es una técnica para simular la propagación de ondas en subsuelo. El objetivo es predecir la información que un grupo o arreglo de detectores pueden grabar, dado un modelo geológico conocido y algunas de sus propiedades físicas, es una herramienta útil en diferentes etapas de la exploración y explotación de hidrocarburos, incluyendo:

- Planeación de adquisiciones sísmicas
- Análisis de relleno de adquisiciones sísmicas
- Control de calidad del adquisiciones sísmicas
- Análisis de iluminación
- Control de calidad de la interpretación
- Modelado de sísmicas 4D
- Migración en profundidad antes de apilar (PSDM)

Una parte del presente trabajo utiliza el modelado sísmico 3D, para lo cual se utilizó un software comercial llamado NORSAR-3D, el cual modela la propagación de ondas sísmicas a través de las capas del subsuelo, utilizando trazado de rayos dentro del entorno de la construcción del frente de onda. En los apartados siguientes se discutirán algunos conceptos desarrollados para modelado sísmico, los cuales son: trazado de rayos 2D, modelo abierto de rayos y trazado de rayos basado en un frente de onda 3D, finalmente se discutirá la iluminación en el entorno del modelado sísmico 3D.

El modelado sísmico y en particular el 3D requieren una importante capacidad de cómputo, principalmente para grandes áreas con geología compleja y objetivos profundos. Los avances continuos en la capacidad de cómputo hacen posible realizar modelados cada vez más precisos, siendo el tiempo de cómputo el factor más determinante.

III.2. Trazado de rayos 2D

Antes de iniciar la discusión del trazado de rayos, es conveniente explicar algunos conceptos del modelo sísmico usados en éste contexto. El modelo sísmico consiste de tres tipos básicos de elementos, figura 3.1.

- *Interfaces*, representan las superficies de discontinuidad entre las propiedades de las rocas.
- *Bloques* (capas), definidos por el volumen entre las interfaces.
- *Propiedades del material*, asignados para cada bloque. En éste contexto, las propiedades del material son velocidades sísmicas P y S, densidades y opcionalmente los factores Q de P y S caracterizando la inelasticidad del medio.

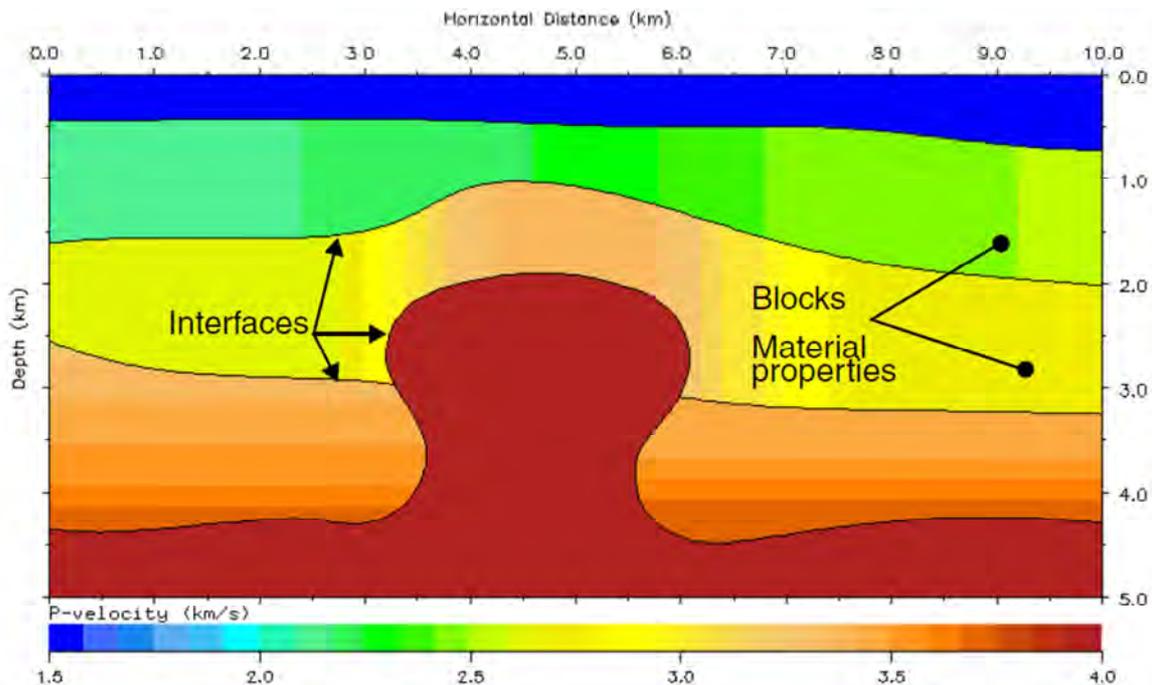


Figura 3.1. Elementos básicos del modelo sísmico, NORSAR-2D, 2011.



Las interfaces así como las propiedades de los materiales deberán ser representadas por funciones suavizadas. Las discontinuidades en los materiales solo ocurren cuando se cruza una interface.

El trazado de rayos es un proceso por medio del cual se pueden hacer una importante cantidad de cálculos sobre la propagación de las ondas sísmicas a través de un medio estratificado (como el modelo de la figura 3.1). El trazado de rayos puede ser clasificado como una solución aproximada de la ecuación de onda sísmica. Para una descripción más detallada de los métodos de rayo vea *Cerveny (1985)*.

Los aspectos teóricos del rayo tratados aquí solo son geométricos, por ejemplo, los rayos siguiendo leyes geométricas de reflexión y transmisión (ley de Snell) en las interfaces.

El trazado geométrico de rayos se divide en dos partes básicas, éstas son:

- Trazado cinemático de rayos
- Trazado dinámico de rayos

El trazado cinemático de rayos calcula la posición de las trayectorias del rayo y los tiempos de viaje a lo largo de éstas trayectorias. Para diversas aplicaciones, los tiempos de viaje sólo son de interés. Para el trazado de rayos cinemático solo se necesita la velocidad de onda en los bloques del modelo.

El trazado dinámico de rayos, además calcula las propiedades dinámicas del campo de onda, como factores de propagación geométricos, curvatura del frente de onda y coeficientes de amplitud a lo largo de la trayectoria del rayo. Además de las velocidades sísmicas, el trazado dinámico de rayos utiliza las funciones de densidad. Mediante el trazado dinámico de rayos, se puede obtener información sobre el campo de ondas para calcular sismogramas sintéticos.

Trazado cinemático de rayos

Cuando se traza un rayo simple en el modelo, los siguientes elementos deben ser definidos figura 3.2:

- El punto inicial del rayo
- La dirección inicial del rayo(tangente del rayo)
- Un código de rayo (por ejemplo, reglas que determinan que rayo sigue después cuando incide una interface (reflejada o transmitida, P o S)).

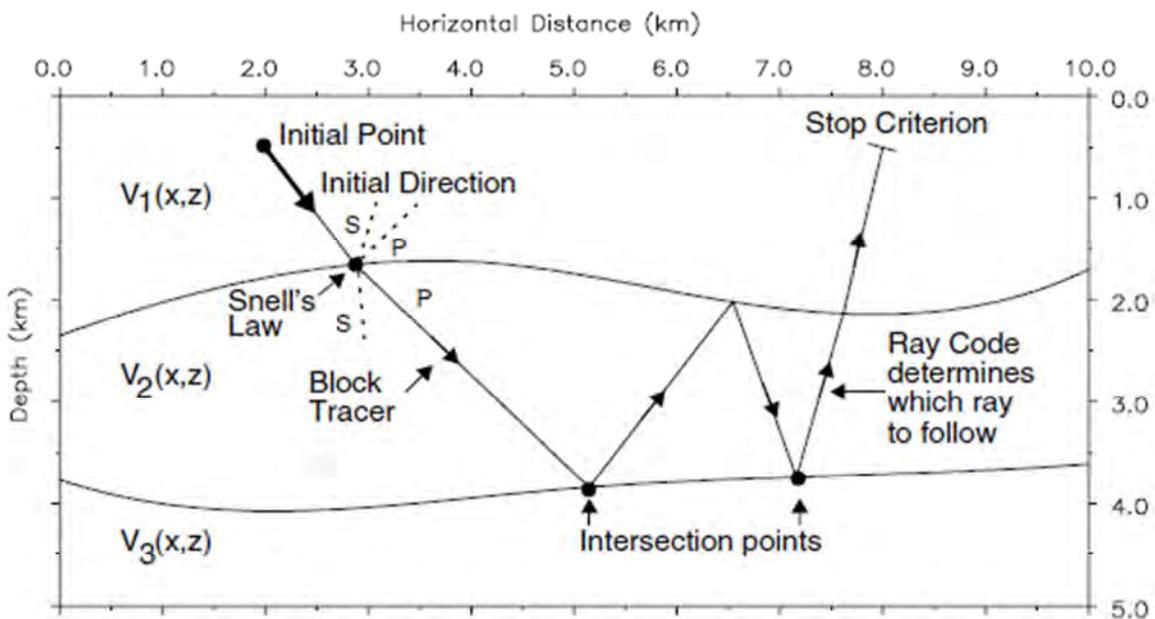


Figura 3.2. Elementos del trazado cinemático de rayos, NORSAR-2D, 2011.

La trayectoria del rayo y tiempos de viaje a lo largo de un rayo dentro un bloque continuo del modelo son calculados resolviendo un sistema de ecuaciones diferenciales. La función velocidad en el bloque determina el funcionamiento del rayo, por ejemplo una velocidad constante dada a través de la trayectoria del rayo. Cuando un rayo atraviesa un bloque, el punto de intersección con la interface se calcula. En la interface el rayo cambia de dirección de acuerdo al ángulo de incidencia y el contraste de velocidades en la interface. Éste cambio en la



dirección es calculado por la ley de Snell, de ésta forma la trayectoria del rayo es calculada sucesivamente de bloque en bloque. En cada punto de intersección del rayo, un código de rayo es definido para determinar el tipo de rayo siguiente (reflejado o transmitido, P o S).

Trazado dinámico de rayos

Cuando la trayectoria del rayo y tiempos de viaje han sido calculados por el trazado cinemático de rayos, se puede usar un trazado dinámico de rayos para calcular parámetros dinámicos de rayo (atributos de rayo). Éste cálculo es ejecutado a lo largo de las trayectorias del rayo, usando un sistema similar de ecuaciones al del trazado cinemático de rayos, figura 3.3.

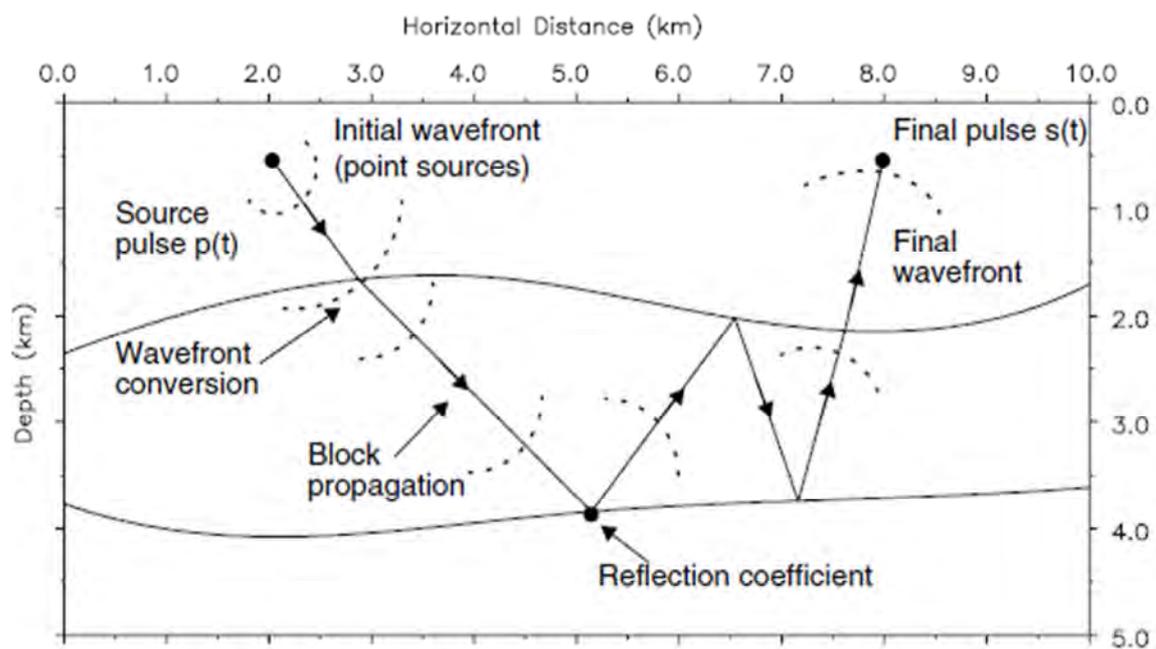


Figura 3.3. Elementos del trazado dinámico de rayos, NORSAR-2D, 2011.

Algunos de los atributos de rayo que pueden ser calculados son:

- Coordenadas del rayo (X, Z)
- Dirección del rayo (D_x, D_z)
- Tiempos de viaje (T)
- Factores de dispersión geométrica (G)
- Curvatura del frente de onda (K)
- Coeficientes de amplitud (real e imaginaria)

Trazado de rayos desde un tiro a los receptores (trazado de rayos de dos puntos)

El método de trazado de rayos descrito en la sección anterior está basado en las condiciones iniciales haciendo posible un cálculo directo de la trayectoria del rayo y sus atributos asociados, esto es, cuando el punto inicial y dirección inicial están dados. En muchos casos tenemos un número específico de puntos receptores en donde esperamos que las trayectorias de los rayos terminen, esto es, esperamos encontrar trayectorias de rayos entre los tiros y las posiciones de los receptores. Para modelos estructurales con interfaces curvas y/o variaciones en las velocidades de las capas, es difícil conocer que dirección inicial del rayo hará que éste llegue a un punto receptor específico. Como consecuencia de esto, un procedimiento de búsqueda puede ser usado con el fin de calcular la trayectoria del rayo apropiada. Este procedimiento de prueba y error puede ser diseñado de varias formas, una técnica definida como método de disparo (*shooting method*) consiste en disparar un abanico de rayos teniendo una gran cobertura de direcciones de rayo, y en base a aquellos rayos que pasen cerca de algunos puntos receptores específicos, se repite el disparo, hasta que el rayo pega dentro de un cierto radio de captura del receptor. Un ejemplo de trazado de rayos, usando este procedimiento de búsqueda se observa en la figura 3.4.

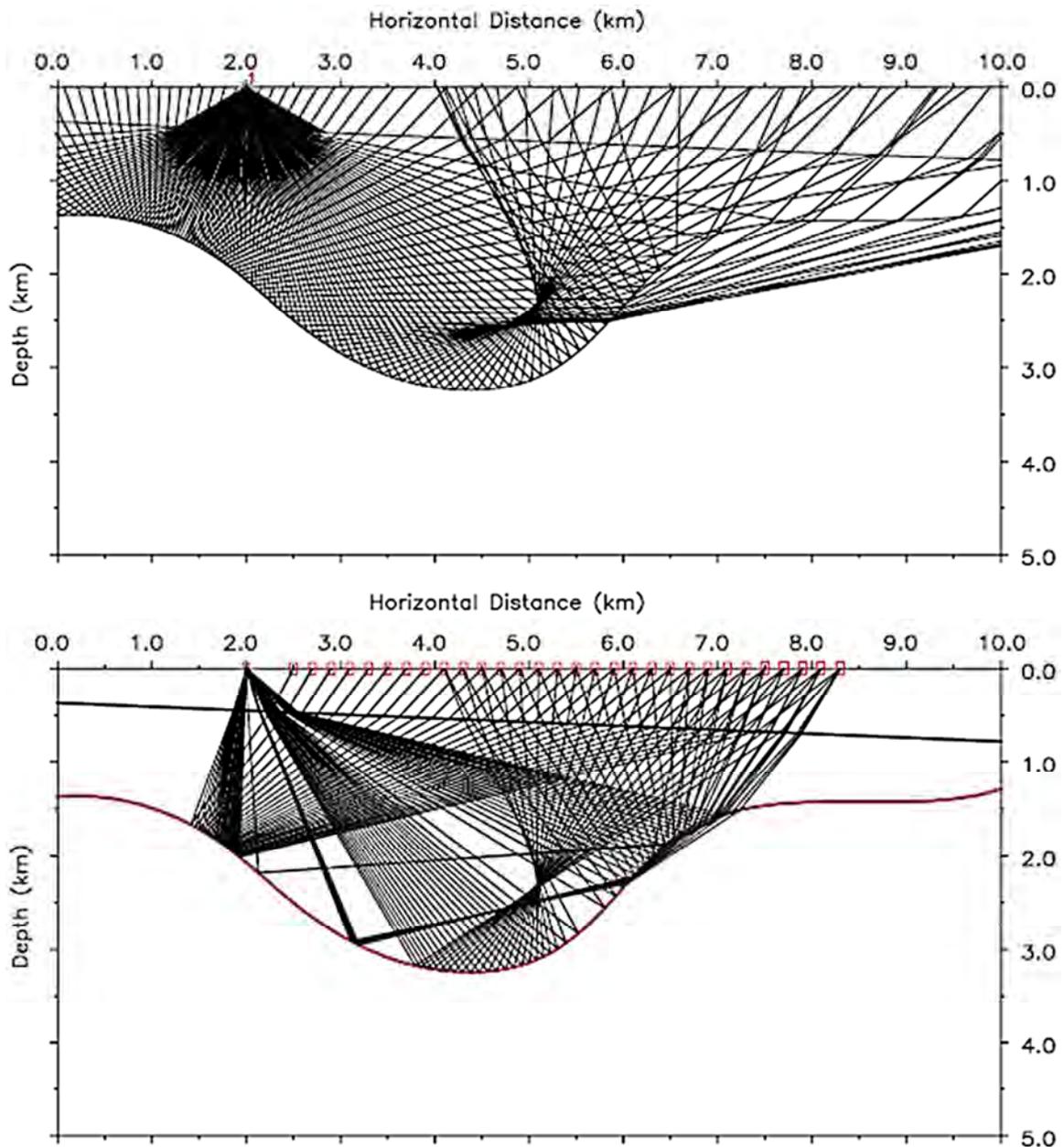


Figura 3.4. Un abanico de rayos trazados desde el punto de tiro con un incremento de ángulo de un grado en dirección inicial, constituyendo la búsqueda de rayos inicial en el método de disparo (arriba). Los rayos encontrados entre la fuente y un número específico de receptores mediante el método de tiro se muestran (abajo) NORSAR-2D, 2011.

Cuando los rayos apropiados entre el tiro y los receptores han sido encontrados, los atributos de rayo pueden ser calculados, como los mencionados anteriormente, los tiempos de viaje de las trayectorias obtenidas en el ejemplo de la figura 3.4 se muestran en la figura 3.5.

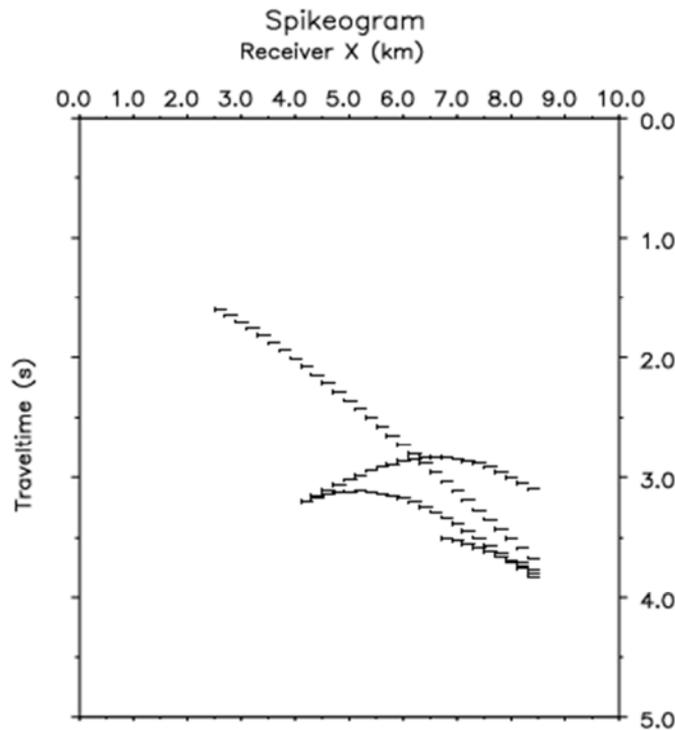


Figura 3.5. Tiempos de viaje calculados a lo largo de los rayos obtenidos en el ejemplo de la figura 3.4 (abajo), NORSAR-2D, 2011.

Cálculo de sismogramas sintéticos

En la figura 3.6 se muestra un ejemplo de un tiro y un grupo de receptores, cada receptor es impactado por diferentes trayectorias de rayos, cada una con atributos de rayo calculados en el punto receptor. La figura 3.7 muestra las trayectorias de los rayos a un solo receptor y la gráfica de los tiempos de viaje ("*sikeogram*"). A partir del trazado de rayos dinámico se pueden obtener los coeficientes de amplitud para cada contribución de rayo y de ésta forma un sismograma sintético puede ser construido.

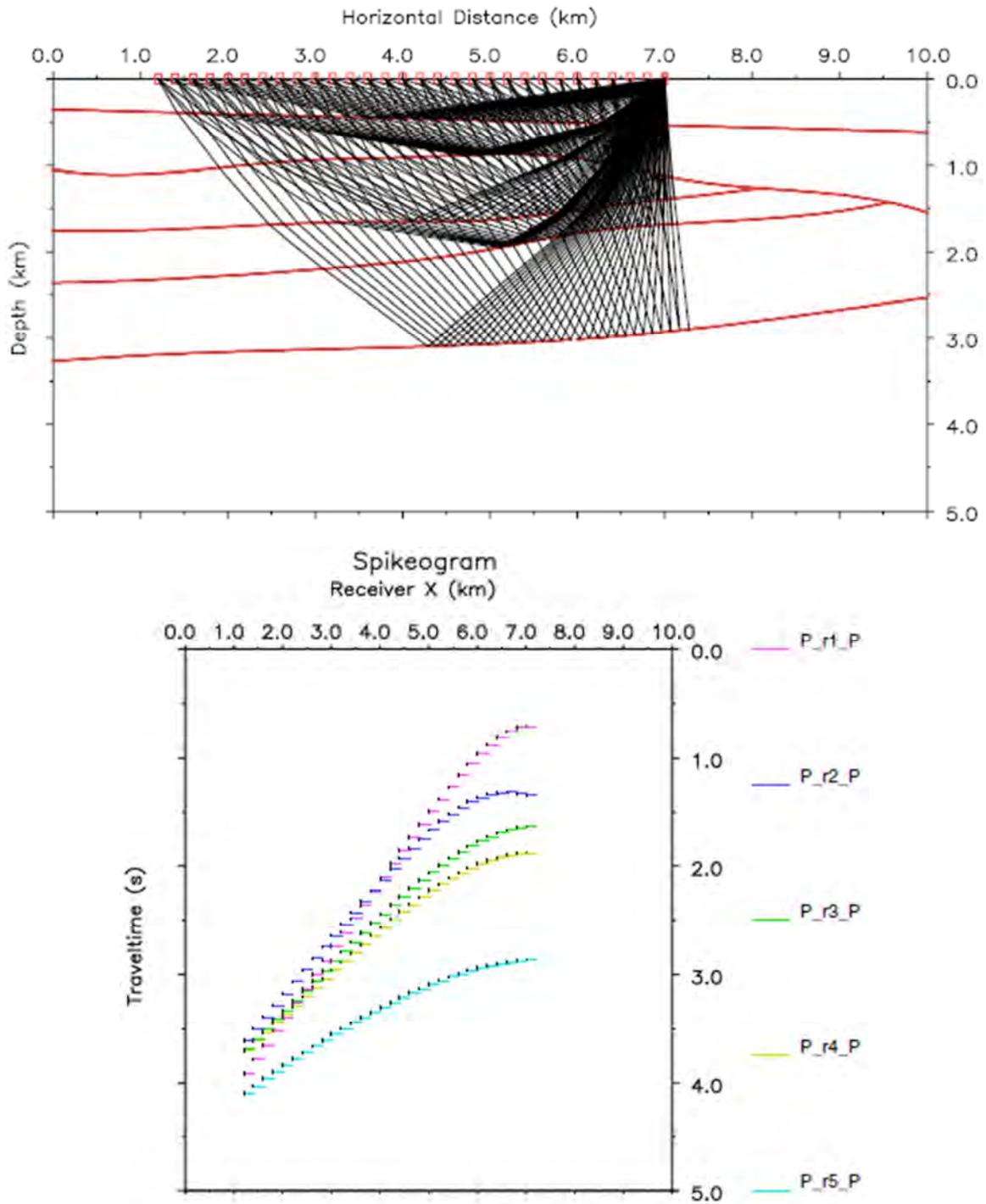


Figura 3.6. Trayectorias de rayo desde un tiro hasta cierto número de receptores específicos (arriba), y sus correspondientes tiempos de viaje calculados a lo largo de los rayos (abajo), NORSAR-2D, 1997.

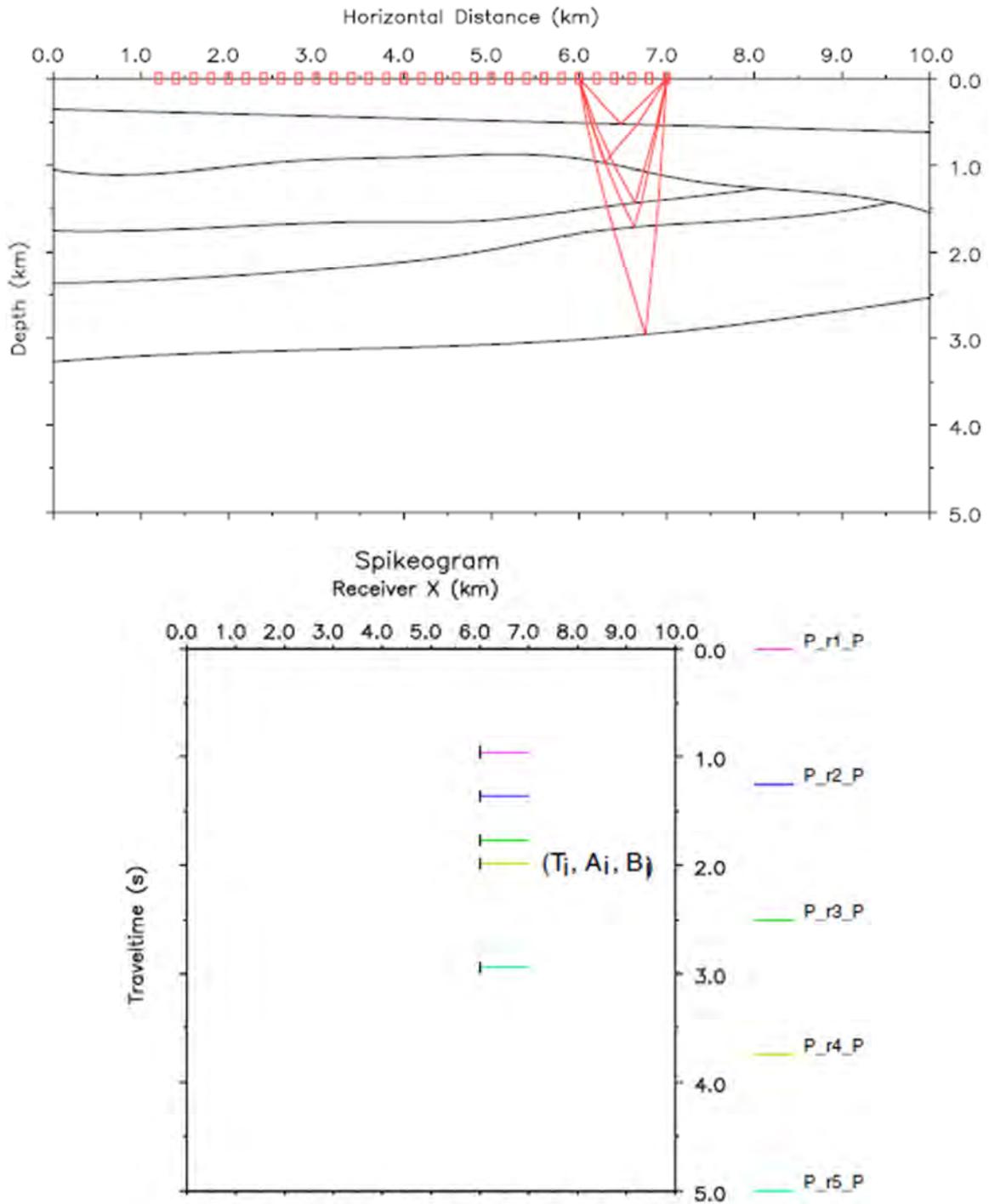


Figura 3.7. Trayectorias de rayo para un solo receptor, tomado de la figura 3.6 (arriba), y sus correspondientes tiempos de viaje calculados a lo largo de los rayos (abajo), NORSAR-2D, 1997.

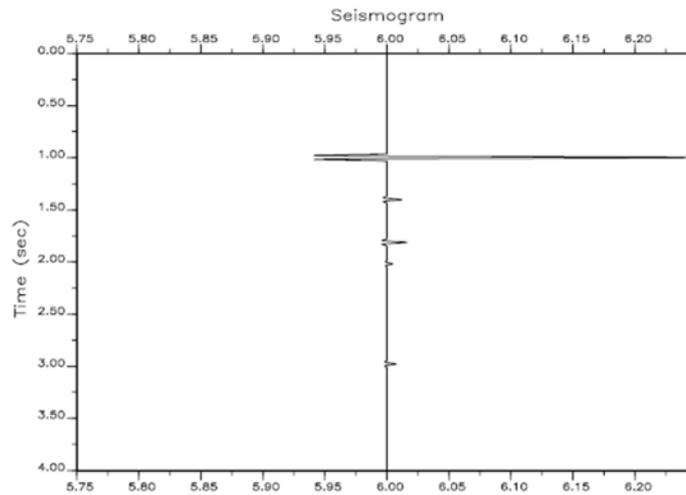


Figura 3.8. Sismograma sintético correspondiente al ejemplo de la figura 3.7, NOR SAR-2D, 1997.

III.3. Modelo abierto de rayos

El modelo abierto de rayos (*Open Ray Model*) es una representación del modelo geológico especialmente diseñado para trazado de rayos 3D, introducido por Åstebøl en 1994. El modelo abierto de rayos es una representación simple pero general de los elementos del modelo, tales como interfaces, horizontes, bloques, rocas y sus propiedades (ej., V_P , V_S , y ρ). Las interfaces son representadas por medio de mallas triangulares y las propiedades de los materiales pueden ser representados por constantes o mallas 2D o 3D. Los otros elementos del modelo son combinaciones lógicas entre las interfaces y las propiedades, como se muestra en la figura 3.9.

Cada uno de los puntos del bloque es una roca y un punto de roca es un set de propiedades del material. Una o más interfaces son agrupadas en horizontes, en la figura 3.10, se muestra la representación de una interface por triangulación adaptativa la cual se hace más densa en áreas de mayor curvatura, para más detalles ver Åstebøl, 1994 y Vinje et. al., 1999.

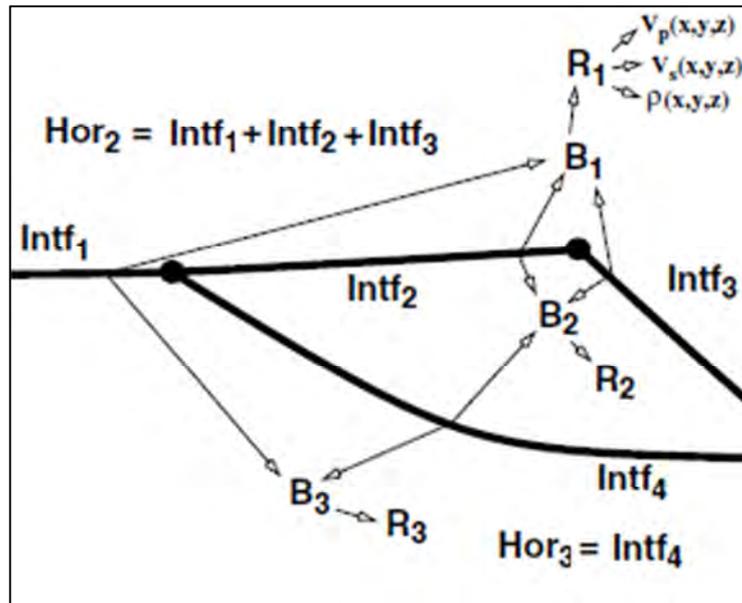


Figura 3.9. Sección vertical de un Modelo Abierto de Rayo con conexión entre interfaces (Intf₁, Intf₂, Intf₃, Intf₄), Horizontes (Hor₂, Hor₃), bloques (B₁, B₂, B₃), rocas (R₁... R_n) NORSAR-2D, 2011.

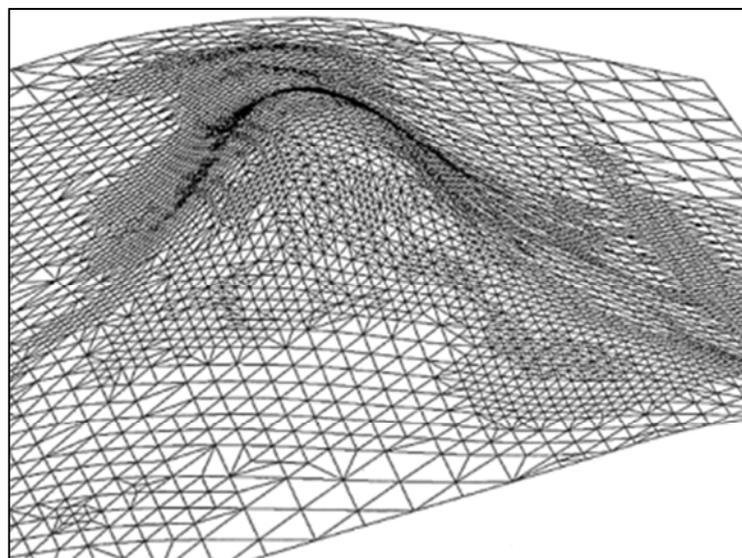


Figura 3.10. Triangulación adaptativa de una superficie original dando como resultado una interface con el tamaño del triángulo variable. La densidad de los triángulos es alta en áreas de mayor curvatura, Vinje, et. al., 1999.



Algunas consideraciones en la construcción del modelo de rayos son:

- Limitar el número de interfaces, es decir, seleccionar sólo los principales reflectores o los más representativos.
- Interfaces suavizadas con radios de curvatura mayores que la longitud de onda espacial dominante de las ondas sísmicas. Si las superficies no están suficientemente suavizadas, el trazado del frente de onda consumirá mayor tiempo y el resultado del trazado de rayos puede ser impreciso.
- Funciones de velocidad suavizadas. Las mismas consideraciones que en las interfaces.

III.4. Trazado de rayos basado en un frente de onda 3D

En NORSAR-3D, el modelado de rayos sísmicos se realiza mediante la construcción de un frente de onda, éste imita una verdadera propagación de onda, en el sentido de que los frentes de onda se calculan a ciertos intervalos de tiempo, creando un efecto de movimiento del frente de onda, que se desplaza a través del modelo geológico. Una malla triangular con un rayo en cada nodo es usado para representar los frentes de onda, figura 3.11.

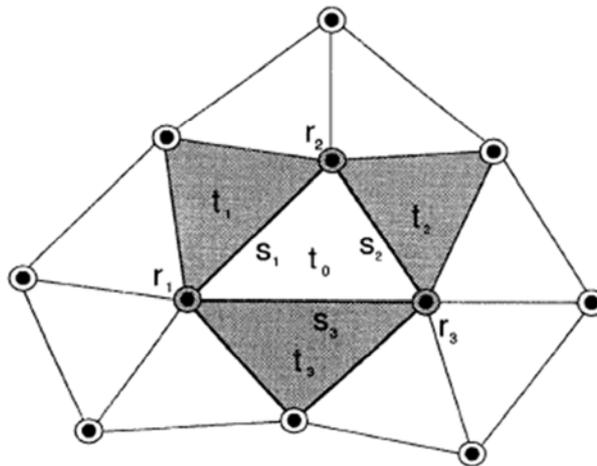


Figura 3.11. Red triangular que conecta los rayos en un frente de onda 3D. El triángulo t_0 tiene esquinas definidas por tres rayos r_1 , r_2 , y r_3 . Los lados s_1 , s_2 y s_3 son las líneas que interconectan los tres rayos.

El trazado dinámico estándar (ver Cerveny 1985, 2001) es usado para trazar rayos desde un frente de onda al siguiente. La densidad de muestreo espacial del frente de onda es mantenida por interpolación de los rayos en la red, figura 3.12.

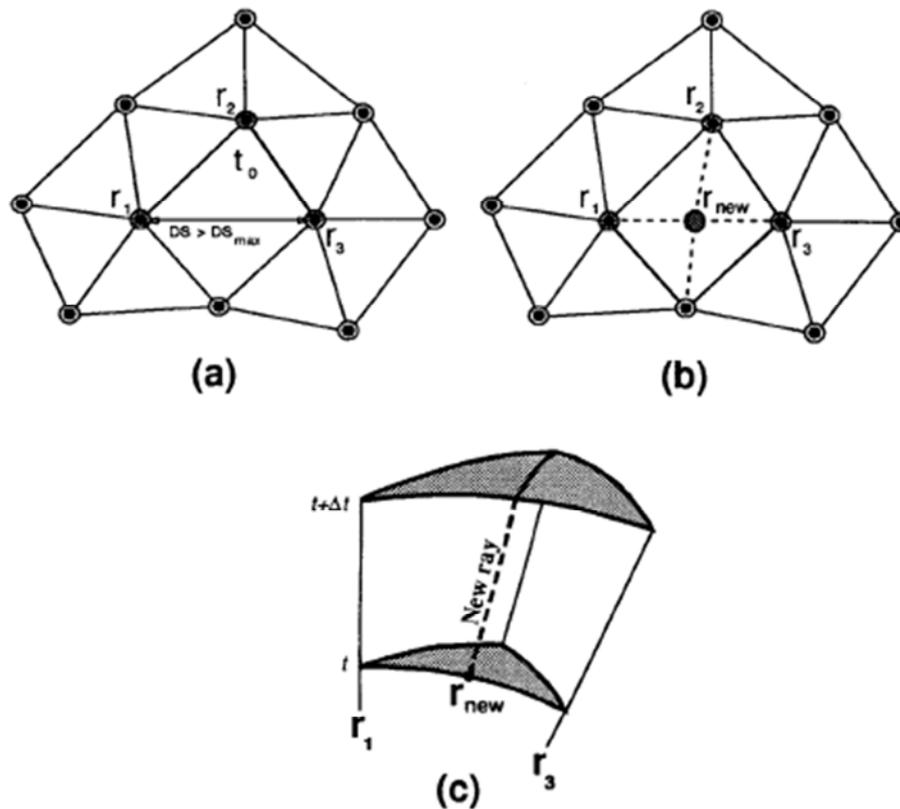


Figura 3.12. Interpolación de un nuevo rayo en la maya triangular. La distancia entre los rayos r_1 y r_3 excede DS_{max} en el nuevo frente de onda (a), y el nuevo rayo es interpolado entre los dos rayos del viejo frente de onda (b), finalmente, el rayo interpolado es trazado desde la vieja a la nueva posición (c), Vinje, et. al., 1996.

Los frentes de onda son propagados a través del *modelo abierto de rayos*, el cual como se comentó anteriormente es una representación del modelo del subsuelo específicamente diseñado para trazado de rayos. En la figura 3.13, se ilustra un frente de onda reflejándose en un modelo abierto de rayos, para más detalles del modelado por construcción de un frente de onda, ver Vinje et. al. 1993, 1996, 1999.

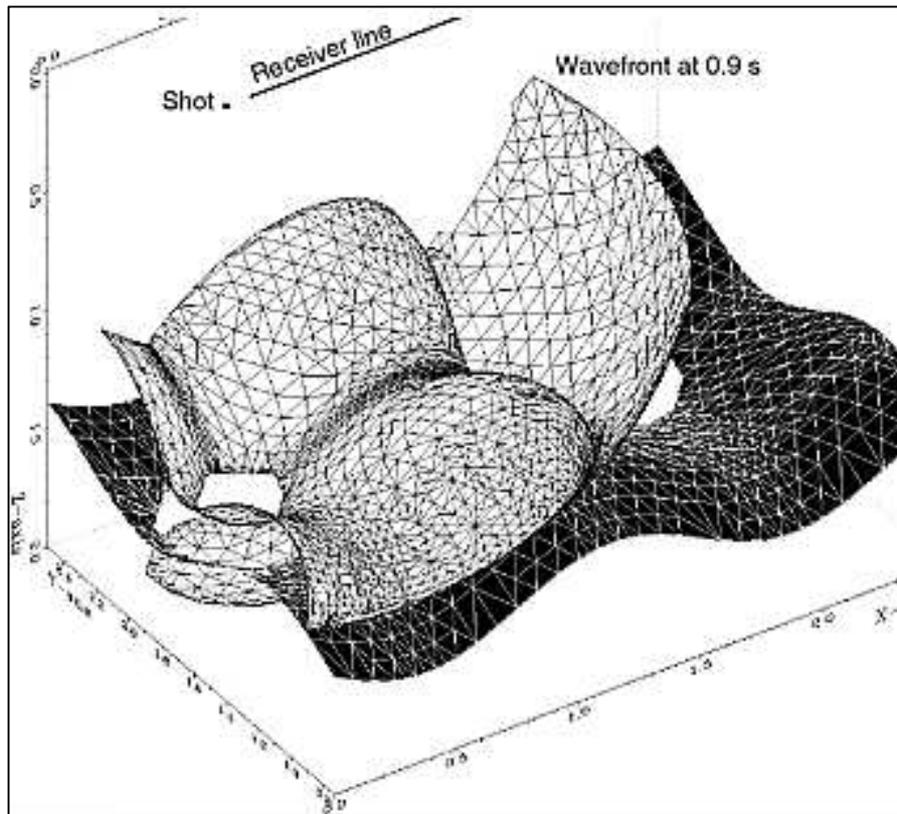


Figura 3.13. Un frente de onda a 0.9 s de ser reflejado de la interface más profunda en el modelo sísmico. El hueco en el frente de onda es causado por un hueco en la interface, Vinje, et. al., 1999.

El método de construcción del frente de onda calcula frentes de onda completos en vez de rayos individuales para cada receptor (como en el caso del 2D), por lo que se pueden calcular los atributos de eventos para un gran número de receptores (como los mencionados anteriormente). De esta manera el costo de incrementar el número de receptores es pequeño. Esto es particularmente útil para simular grandes geometrías de adquisición. Incluso si los rayos individuales para cada receptor no son generalmente necesarios, se pueden trazar rayos para un grupo de receptores, en el sentido de estudiar su distribución espacial de rayos, como se ilustra en la figura 3.14.

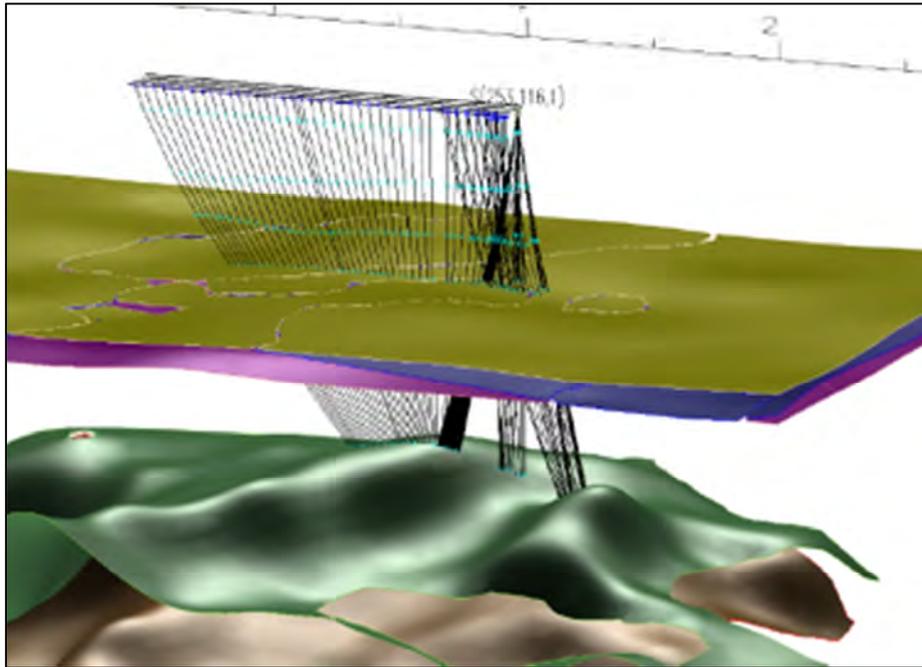


Figura 3.14. Rayos trazados desde el tiro S(253,116,1) hacia una de las cuatro líneas receptoras, NORSEAR-3D, 1997.

III.5. Iluminación sísmica

La iluminación en su primer sentido está ligada a óptica y luz. Esta es definida como la “intensidad de luz llegando una superficie”, *Sheriff, 2002*. Adaptada a sismología es la “energía de la onda sísmica incidiendo sobre un reflector y por lo tanto en posibilidad de ser reflejada”. *Ostmo and Maaø (2003)* usan esta definición cuando estudian la iluminación sísmica a partir del modelado de diferencias finitas observando la energía incidente. Sin embargo, la medición de la energía incidente en una superficie esta limitada, si ésta energía no se registra. Por lo que se considerará a la iluminación sísmica como “la energía de la onda sísmica que incide sobre un reflector y es reflejada”, *Laurain, et. al., 2004*.

Los estudios de iluminación del subsuelo son importantes y principalmente usados para analizar los efectos de diferentes arreglos de fuentes y receptores. El concepto, sin embargo, ofrece un amplio rango de aplicaciones; durante la



adquisición, para estimar las líneas de relleno, o después del procesamiento para ayudar a explicar la variación de amplitud o zonas de sombra relacionadas con la adquisición. Cuando se trabaja con estudios 4D, el modelado de iluminación del subsuelo puede proporcionar información valiosa respecto a las áreas de pobre iluminación. En todos los casos, el estudio de iluminación proporciona una estimación de la iluminación de la superficie objetivo y lo relaciona a la calidad de la imagen después del procesamiento sísmico.

Una distribución uniforme de los puntos de reflexión en la superficie objetivo, es a menudo considerada como el mejor resultado, las desviaciones tales como zonas de sombra, son consideradas como áreas con problemas de iluminación. Una vez que la influencia de la geometría de adquisición en la calidad de la imagen es entendida, es posible optimizar el diseño del levantamiento y la estrategia de iluminación para obtener el mejor resultado posible.

El diseño convencional de levantamientos 3D es todavía un proceso empírico basado en cantidades como el fold (cubrimiento CMP) y distribución de offset en un modelo de capas planas o un modelo con geometría muy simplista.

El cubrimiento Punto Medio Común o *Common Mid Point* (CMP) es calculado primero definiendo una malla en la superficie y después contando el número de puntos medios en cada celda de la malla. Este tipo de cubrimiento solo está relacionado a la disposición de fuentes y receptores; la geometría del subsuelo es supuesta plana y las propiedades uniformes. El cubrimiento Punto de Reflejo Común o *Common Reflection Point* (CRP) es el número de puntos de reflexión en cada bin en la superficie objetivo. El diseño convencional de levantamientos sísmicos supone que el cubrimiento CMP y CRP son equivalentes. Esto funciona bastante bien cuando se trabaja con estructuras geológicas simples con reflexiones PP, CMP y CRP estarán entonces aproximadamente en la misma posición lateral, figura 3.15. Estas suposiciones no se cumplen si las estructuras son complejas, si se usan ondas convertidas, o incluso si las fuentes y receptores no están al mismo nivel topográfico (adquisición OBC o VSP). En tales casos un diseño convencional conducirá a una imagen inexacta de la iluminación de la superficie en el subsuelo. Por lo tanto, los estudios de iluminación sísmica deben

ser realizados en el dominio del CRP usando métodos que puedan manejar modelos del subsuelo 3D complejos. Para ilustrar la importancia de los estudios de iluminación 3D, mostramos el cubrimiento CMP junto con el cubrimiento CRP en la superficie objetivo para un mismo levantamiento modelado en un modelo del subsuelo realista, figura 3.16. Los dos tipos de cubrimiento muestran rasgos totalmente diferentes. Mientras que el cubrimiento CMP es constante sobre toda el área de disparo, el cubrimiento CRP varía rápidamente sobre el objetivo.

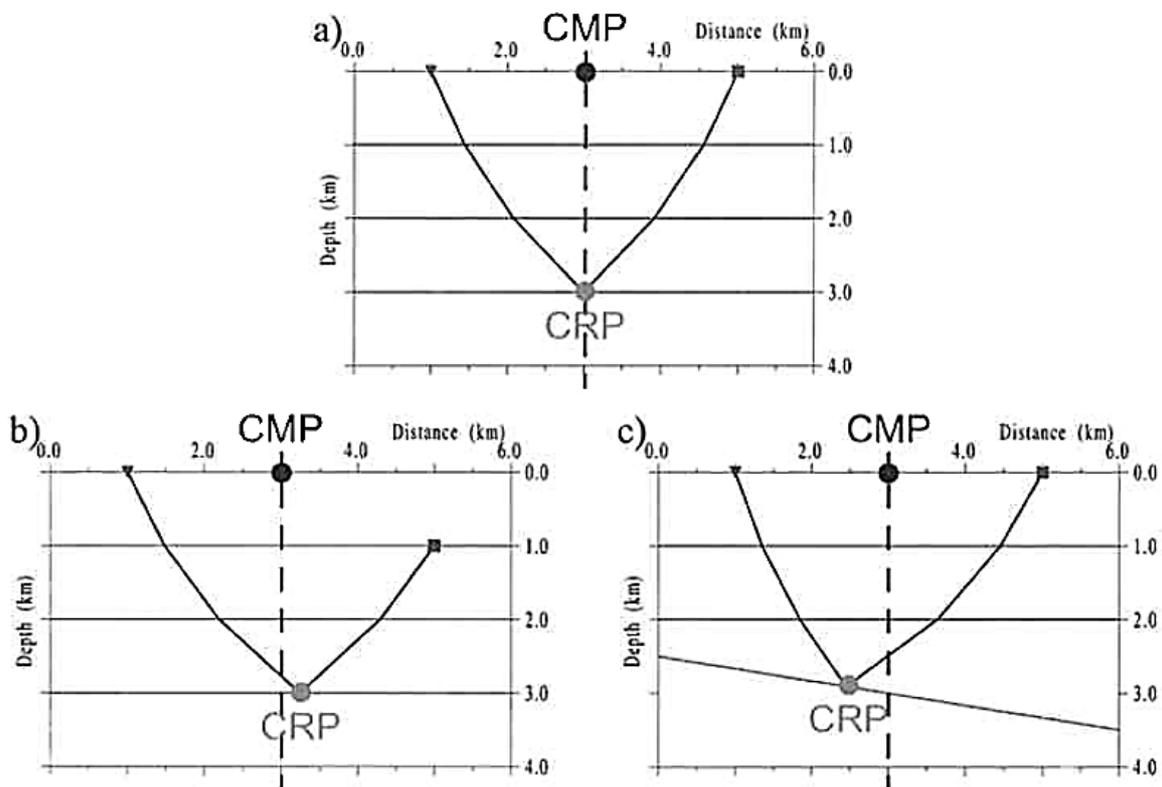


Figura 3.15. Posiciones CMP y CRP en un modelo de capas con la fuente y los receptores en la superficie (a), en un modelo de capas con una configuración OBC (b) y en un modelo con una capa inclinada (c), Laurain, et. al., 2004.

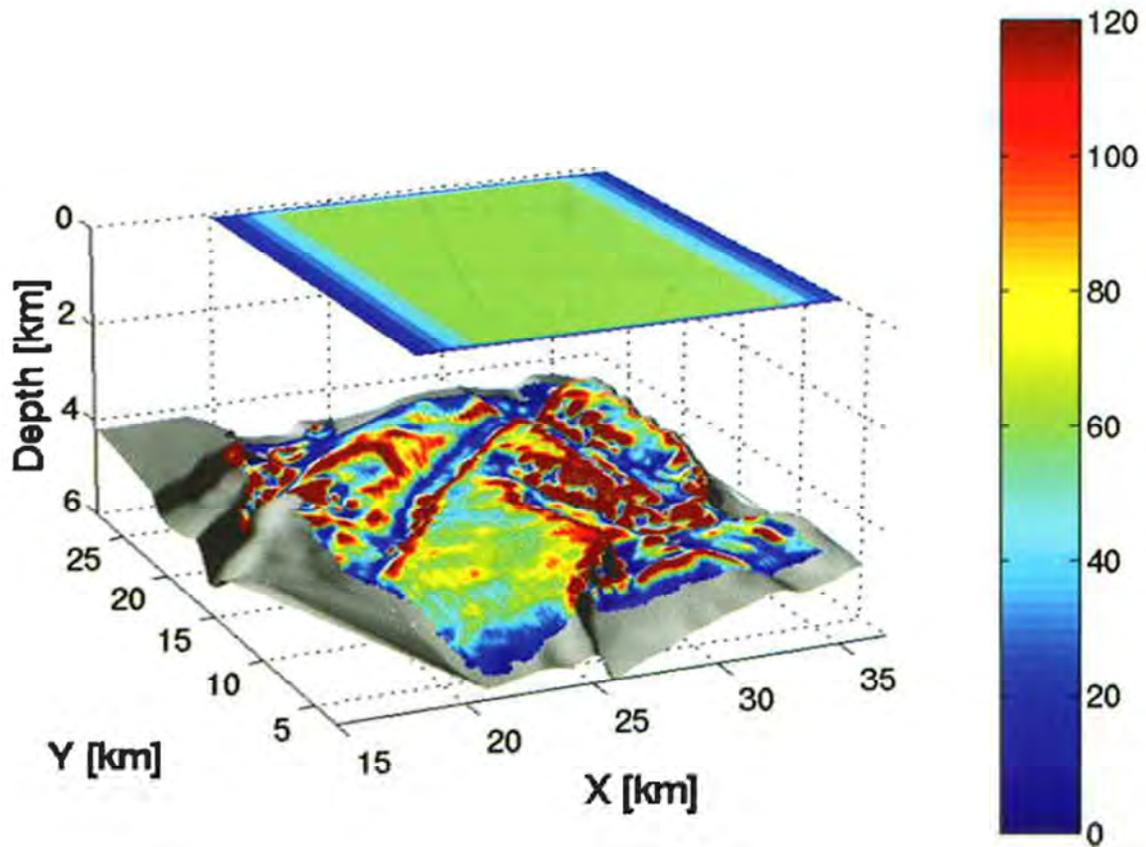


Figura 3.16. Cubrimiento CMP y el correspondiente cubrimiento CRP en la superficie objetivo, Laurain, et. al., 2004.

Los estudios de iluminación 3D reducen el riesgo de la exploración sísmica proporcionando mediciones cuantitativas sobre el diseño de levantamientos. Dependiendo de la iluminación de la superficie objetivo, la posición de las fuentes y los receptores usados para el modelado, pueden ser validados, optimizados o simplemente rechazados.

Los estudios de iluminación a menudo son reducidos a los mapas de densidad de rayo y distribución de offset. Cuando se diseña un levantamiento, se debe también tener en cuenta la potencial calidad de la imagen final del subsuelo en términos de ruido, iluminación y resolución. Alcanzar el fold nominal garantiza una buena relación señal a ruido y una iluminación completa pero no necesariamente una resolución adecuada. Hay varios métodos disponibles para poder investigar tanto la regularidad de la iluminación, como la calidad de la resolución. Los métodos de

iluminación que se tratarán son el método de construcción del bin, el cual es un método global y el gráfico de flor, el cual es un método local.

Método de construcción de bin

El trazado de rayos 3D seguido del método de construcción de bin orientado al objetivo, es el método más común de iluminación. Una vez que el modelo es construido, varias configuraciones de levantamiento pueden ser analizadas en un tiempo razonable. Las reflexiones de la superficie objetivo son registradas para una determinada disposición de fuentes y receptores. Para cada reflexión, el trazado de rayos no solo permite el cálculo de los tiempos de viaje, también otros atributos como la dispersión geométrica, el coeficiente de reflexión, los efectos de transmisión, la amplitud, el ángulo de incidencia y el azimut. Una vez que el modelado es realizado, la superficie objetivo es dividida en celdas bin y los distintos atributos del conjunto de datos modelado son mapeados en las celdas bin, figura 3.17.

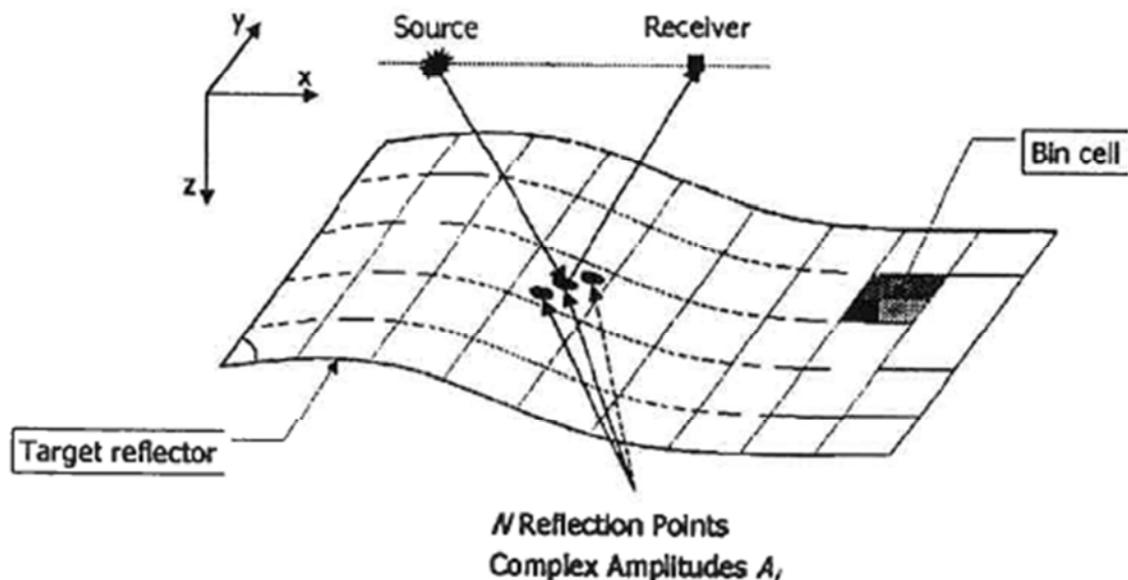


Figura 3.17. Principio del cálculo del método de construcción del bin, Laurain, et. al., 2004.

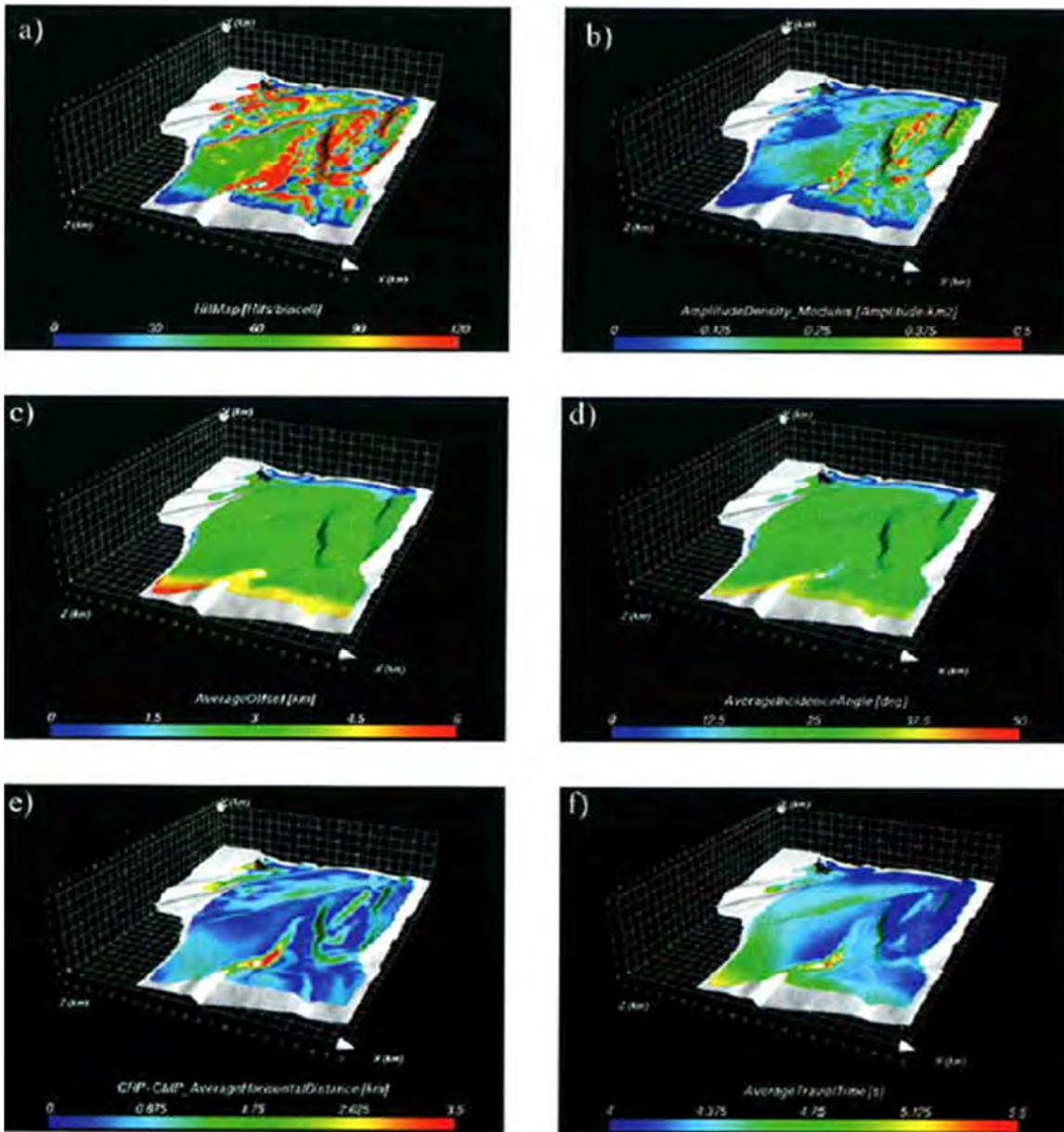


Figura 3.18. Mapas de atributos; densidad de rayo (a), amplitud (b), offset promedio (c), ángulo de incidencia promedio (d), distancia CMP-CRP promedio (e) y tiempo de viaje promedio (f), Laurain, et. al., 2004.

Muchos atributos pueden ser mapeados, figura 3.18, pero algunos de los más utilizados son:

- Densidad de rayo (Hit map)

La densidad de rayo es el número de rayos en cada celda bin de la superficie objetivo. Una variante es el Hit density en donde el número de rayos en cada celda bin se divide entre el área de la celda.

- Ángulo de incidencia (mínimo, máximo y promedio)

Calcula el ángulo de incidencia mínimo, máximo o promedio para todos los eventos en una celda. El ángulo de incidencia es el ángulo de llegada del rayo con respecto a una superficie normal al reflector en el punto de reflexión. Un punto en la superficie objetivo con un intervalo de ángulos de incidencia angosto tiene una resolución lateral pobre. La distribución del ángulo de incidencia puede ayudar a entender la relación entre amplitud y offset (AVO) y amplitud y ángulo (AVA). figura 3.19.

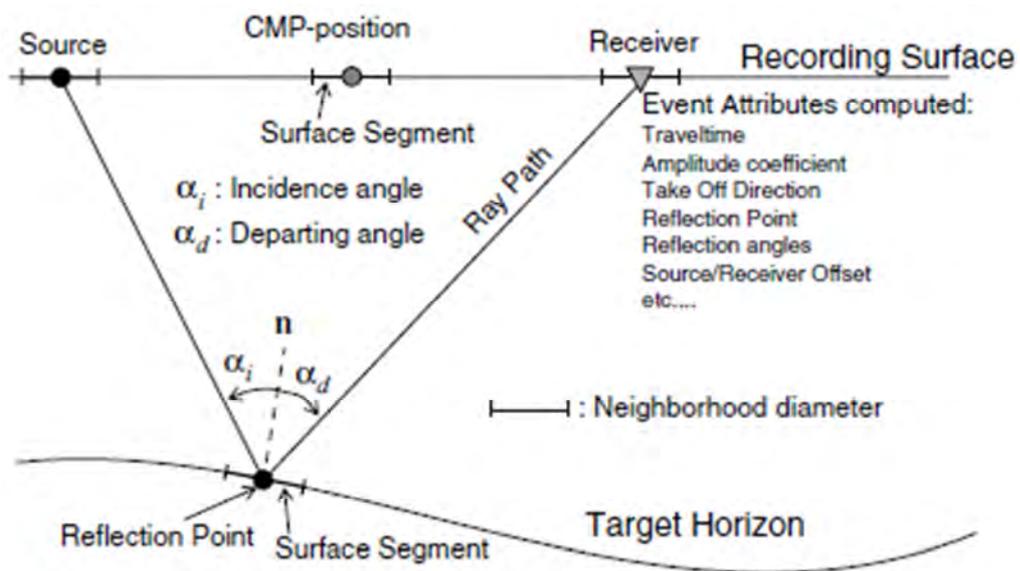


Figura 3.19. Parámetros de mapeo de iluminación, NORSAR-3D, 2012.

- Tiempo de viaje (mínimo, máximo y promedio)

Es el tiempo en segundos que toma el rayo par viajar desde el tiro al receptor, el mínimo, máximo y promedio son calculados para cada celda en la superficie objetivo.



- Offset (mínimo, máximo y promedio)
Es la distancia entre el tiro y el receptor, el mínimo, máximo y promedio son calculados para cada celda en la superficie objetivo.
- Azimut (mínimo, máximo, diferencia mínimo-máximo)
El azimut mínimo y máximo en un rango de 0-360 grados, y la diferencia entre el valor mínimo y máximo.
- Apertura (mínimo, máximo y promedio)
El mínimo, máximo y promedio de la distancia horizontal entre el CMP y el punto de reflexión (CRP). Esto proporciona una estimación directa de la apertura de migración.

Esta lista no es exhaustiva; básicamente cualquier atributo sísmico calculado mediante modelado directo puede ser mapeado en la superficie objetivo. Para más atributos ver NORSAR-3D, 2012.

Desventajas del método de construcción de bin:

Los atributos son mapeados en la superficie objetivo en la posición exacta del punto de reflexión. Es equivalente a suponer un procesamiento perfecto, el cual nunca ocurre. Comparaciones cuantitativas con datos reales procesados son difíciles, ya que el *aliasing* y muestreo no son tomados en cuenta. El método solo proporciona pistas de la iluminación y la resolución que potencialmente pudiera alcanzarse por el levantamiento. Una alta densidad de rayos causada por enfocamiento de rayos debajo de una estructura de sal no necesariamente significa alta resolución y buena calidad de la imagen, para que sea bien resuelto, un punto en la superficie necesita ser iluminado por un amplio rango de trayectorias de rayo. Si un punto es iluminado solo por unos cuantos ángulos de incidencia, la resolución lateral será pobre, incluso si el fold es alto. No solo el fold

deberá ser considerado para estimar la resolución, sino también el cubrimiento ángulo/offset.

Los estudios de iluminación consisten no solo de calcular la iluminación sobre toda un área de levantamiento; también puede ser enfocada a un objetivo específico, como, por ejemplo, una zona de sombra, el objetivo en este caso es definir la mejor configuración fuente/receptor para iluminar un área delimitada.

Gráfico de flor (Flower plot)

El gráfico de flor un método local dado que se enfoca en un punto en particular de la superficie del objetivo, es a menudo un buen punto de inicio en la planeación de un levantamiento. El gráfico de flor también llamado diagrama de rosa (*rose diagram*), Laurain, et. al., 2004, es un tipo de mapa de iluminación para un solo punto objetivo en el subsuelo. Todas las posibles direcciones y offsets son incluidos, y los efectos de la dirección del arreglo y offset sobre la iluminación son mostrados en el gráfico.

El método calcula un gather CRP donde el CRP está ubicado en la superficie objetivo. La salida de todos los rayos es realizada de la posición del CRP hacia la superficie del modelo. Usando los ángulos de salida del CRP, los pares fuente/receptor que iluminan esa localidad específica de la superficie son registrados. La salida es un gather CRP compuesto por rayos que obedecen la ley de Snell. Los pares fuente/receptor con la mayor amplitud son la mejor elección para la disposición de fuentes y receptores. Los diferentes atributos (densidad de rayo, ángulos de incidencia y distancia CMP-CRP) son ordenados en el dominio del azimut-offset y la salida proporciona un estimado del rango de azimut y el offset que mejor ilumina el CRP.

En la práctica, después del modelado se puede calcular un gráfico de flor, partiendo de una posición CRP y una malla fijada de receptores, figura 3.20.

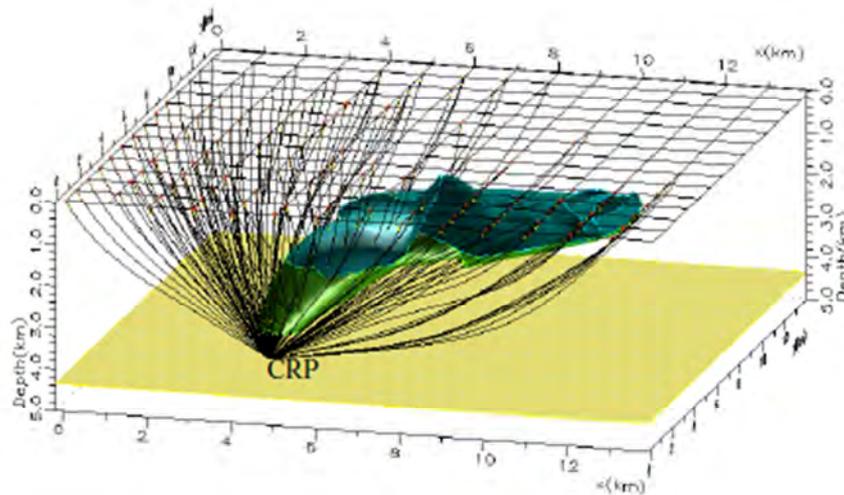


Figura 3.20. Rayos directos provenientes del CRP hacia una malla de fuentes y receptores, NORSAR-3D, 2012.

Un grupo de gráficos de flor es un tipo de grupo de mapas de iluminación en el dominio Offset-Azimut, donde un grupo de mapas se genera para cada CRP resultando en un mapa para cada combinación de CRP y atributo de iluminación, figura 3.21.

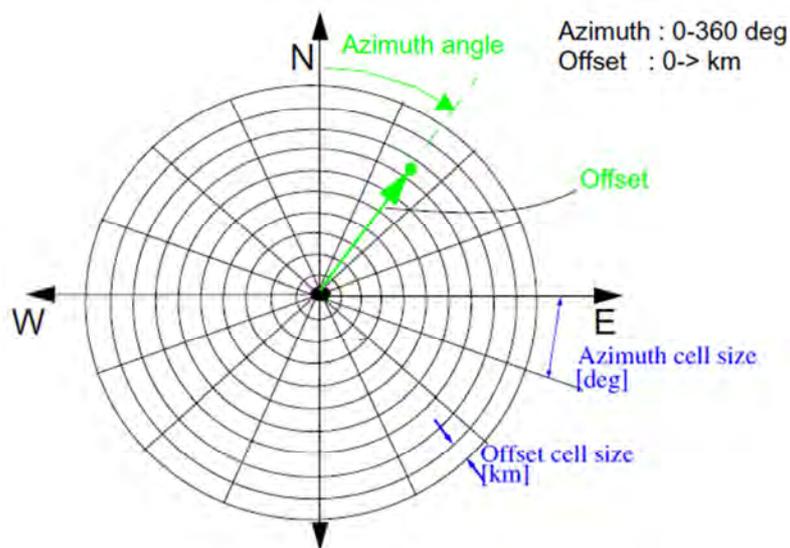


Figura 3.21. Malla de graficado en el dominio offset-azimut para una familia de gráficos de flor, NORSAR-3D, 2012.



IV. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS Y GEOFÍSICOS

IV.1. Ubicación

El área de estudio se localiza en aguas territoriales del Golfo de México frente a las costas de Campeche, en tirantes de agua menores a 500 metros, con una extensión aproximada de 62,000 km². Dentro de la jurisdicción de la Región Marina Noreste de PEP, figura 4.1.



Figura 4.1. Ubicación del área de estudio.

IV.2. Antecedentes Geológicos

En 1976 se perforó el pozo exploratorio Chac-1, el cual descubrió el principal play productor en México en rocas del Cretácico Superior, adicionalmente, se reportó ligera impregnación de aceite en rocas del Jurásico Superior Oxfordiano (JSO), sin embargo, el campo Ek-Balam descubierto entre 1991 y 1992 es el primer campo

productor en rocas del JSO, González, R., y Cruz, P., 1994. Éste descubrimiento, dio la pauta para enfocar la exploración hacia áreas vecinas a ese campo en la búsqueda de los horizontes arenosos recién probados; fue así que se programó la realización de trabajos diversos, como son: paleosedimentarios, estratigráfico-sedimentológicos, estratigráfico-estructurales y bioestratigráficos, realizados por personal de Petróleos Mexicanos e Instituto Mexicano del Petróleo, así como la perforación de pozos exploratorios con resultados diversos aunque poco alentadores, tabla 1.

POZO	ESPESOR	NIVEL PRODUCTOR	POROSIDAD	PRESENCIA DE <i>G. oxfordiana</i>
ALAK-1	535		8-18% 4- -8%	SI
BACAB-2	362		6-10%	SI
BACAB-201	300			SI
BACAB-21	663			SI
BALAM-1 (BALAM-101)	535	Invadido por agua salada	25%	
CAAN-1	480			
CANTARELL-91	859		25%	
CHAC MOOL-1	242		21%	
CHAC-1	290			SI
CHE-1	320	improductivo por baja permeabilidad	3-6%	
CHUKTAH-201	225		14-23%	
EK BALAM-DL3	242		27%	
EK-101	182	Productor de gas y aceite	20%	
HAYABIL-1	150	Productor de gas y aceite	2 a 6 %	SI
KANCHE-1	322			SI
KASTELAN-1	444			SI
KAXAN-1	860	Invadido por agua salada	8-16%	SI
LE-1	345			
LUM DL-1	-386			
LUM-1	262			SI
MALOB-101	545	Invadido por agua salada	2-6%	SI
MALOB-103	640			
NIX-1	285		20%	
SAM-1	190			SI
TIBIL-1	195			
TSON-1	715			
TUNICH-1	288			
XICALANGO-101	40			
YUMTSIL-1	8			SI

Tabla 1. Pozos que cortaron JSO, PEP, 2006.



IV.2.1. Litoestratigrafía

La columna mesozoica del Pilar de Akal que ha sido cortada por pozos exploratorios abarca rocas de edad Jurásico Medio-Superior al Cretácico Superior, figura 4.2, las cuales forman parte fundamental del sistema petrolero de la Sonda de Campeche. Las rocas almacenadoras están representadas por arenas eólicas, areniscas de playa e incipientes bancos oolíticos del Oxfordiano, bancos oolíticos del Kimmeridgiano, carbonatos fracturados en el Cretácico Inferior-Medio y brechas en el Cretácico Superior. Las rocas sello se encuentran distribuidas en diferentes niveles de la columna, en el Oxfordiano son anhidritas, mudstones y lutitas. En el Tithoniano, están representadas por mudstones y lutitas y en el Cretácico por mudstones arcillosos. En el Oxfordiano y Tithoniano esas mismas rocas arcillo-calcáreas que funcionan como sello, también funcionan como roca generadora por la abundancia de materia orgánica que contienen, PEP, 2010.

La columna estratigráfica atravesada por los pozos exploratorios perforados en la Sonda de Campeche está constituida por una secuencia que comprende sedimentos del Mesozoico y del Cenozoico, con un espesor mayor a los 5000 m.

La litología es muy variada y va desde depósitos salinos, anhidritas, arenas, areniscas, lutitas, limolitas, calizas, dolomías, brechas carbonatadas, etc.

Puesto que el objetivo del presente estudio involucra solamente una unidad estratigráfica del Mesozoico (JSO), se describirá solamente la estratigrafía de ésta.

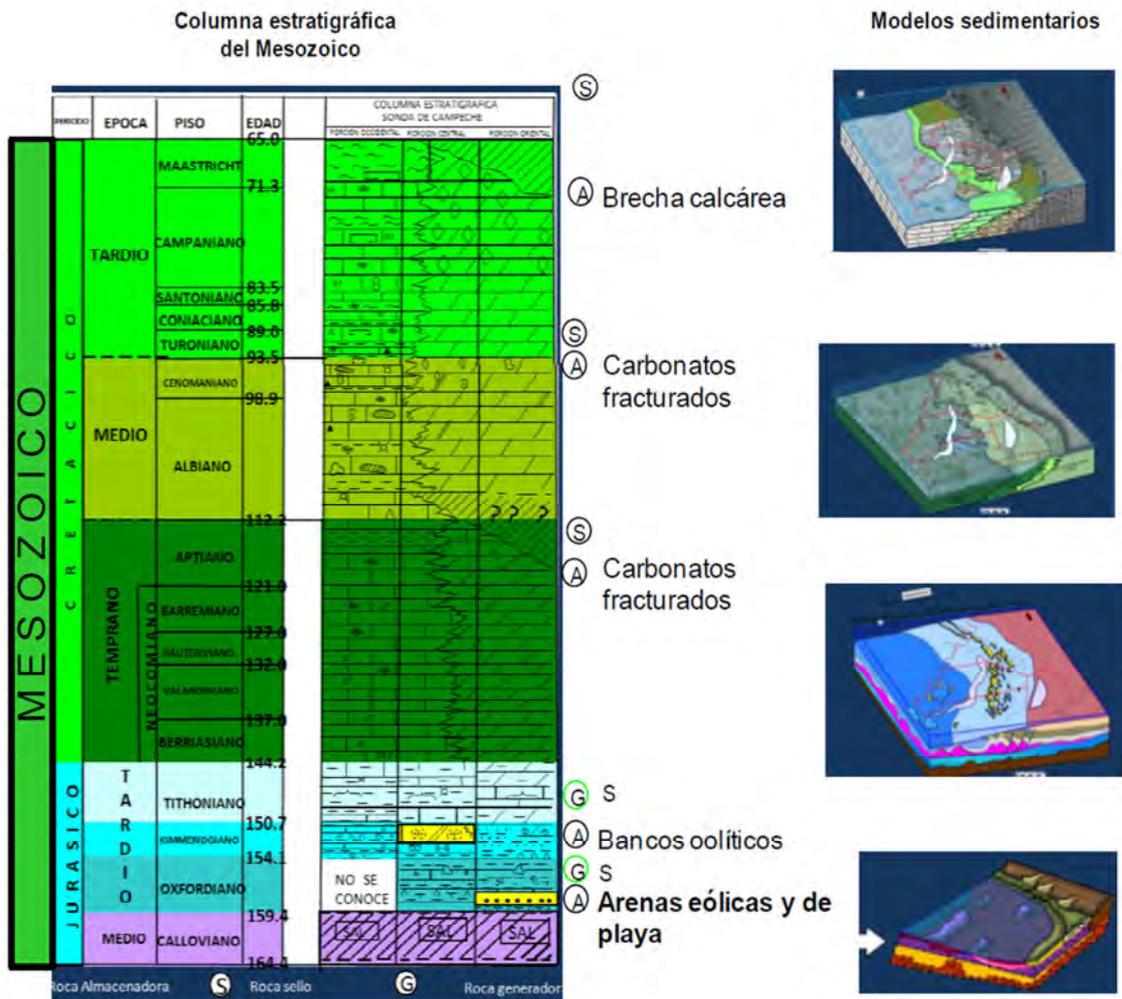


Figura 4.2. Columna estratigráfica del Mesozoico de la Sonda de Campeche, PEP, 2010.

Jurásico Superior Oxfordiano

Sobre los sedimentos de edad Calloviano constituidos por sal blanca cristalina a translúcida cuyo medio de depósito representa alta evaporación se depositó una secuencia de rocas constituidas por evaporitas, lutitas, limolitas, bentonitas, arenas, areniscas y calizas de edad Oxfordiano.

Con fines prácticos el Oxfordiano se dividió en dos niveles estratigráficos con base a características distintivas adquiridas durante su depósito, denominadas informalmente Oxfordiano “Temprano” y Oxfordiano “Tardío”, Figura 4.3, PEP, 2010.

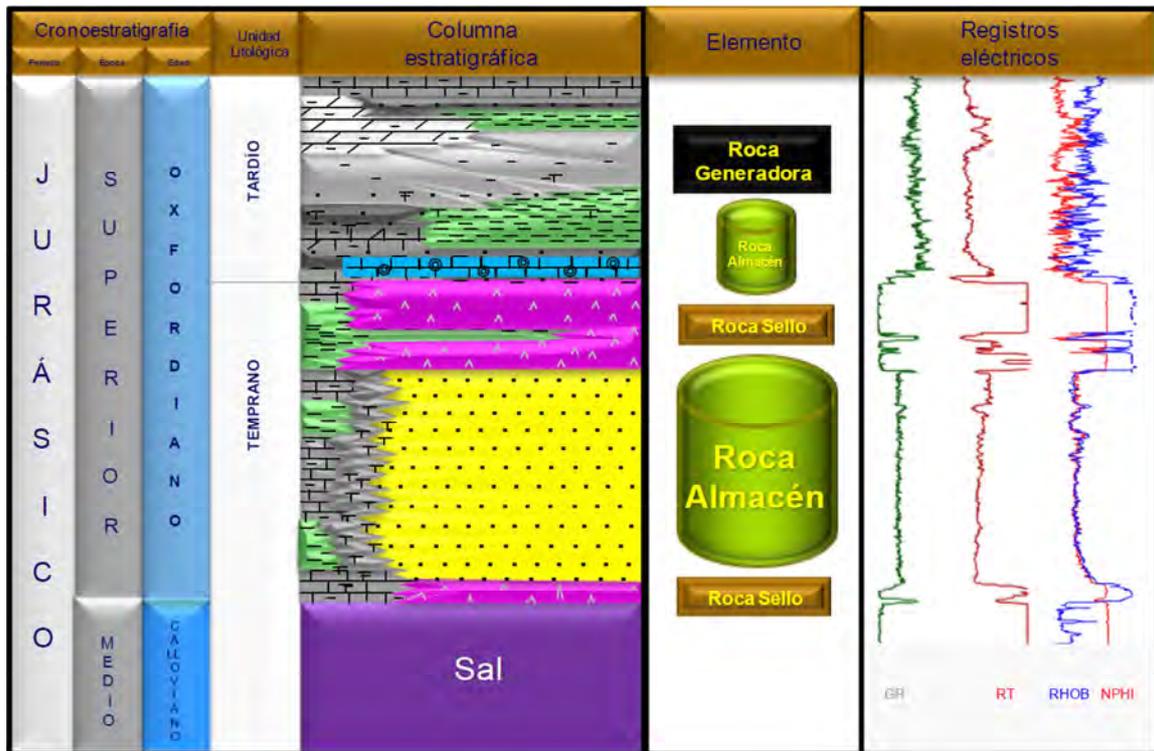


Figura 4.3. Columna estratigráfica del Jurásico Superior Oxfordiano, PEP, 2010.

Oxfordiano “Temprano”

El Oxfordiano “Temprano” se caracteriza por presentar facies de condiciones más someras que el Oxfordiano “Tardío”, y está constituido por una secuencia de anhidritas, arenas, areniscas, limolitas y lutitas. Gran parte de estas facies se agrupan hacia la porción SE del área de estudio en forma de franjas orientadas burdamente NW-SE, las cuales pueden ser divididas en dos unidades litoestratigráficas:

Unidad estratigráfica de arenas y areniscas:

Se distribuye hacia la porción centro-occidental, está constituida por arenas y areniscas de cuarzo y feldespato de grano medio y fino, las cuales se encuentran pobremente cementadas con anhidrita y dolomita, con porosidades que varían de 17% a 27% y permeabilidades de hasta 1 darcy, constituyendo con estas características las rocas con mayor importancia como almacenadoras de hidrocarburos.

Para esta unidad se han identificado dos subambientes de depósito dentro de un ambiente transicional, los cuales corresponden a cordones de dunas litorales (eólicas) y arenas subacuosas de playa (Ruiz y Monroy, 1993). Los espesores observados de esta unidad varían en un rango de 7 a 150 m.

Unidad estratigráfica de anhidritas, lutitas y limolitas:

Hacia el occidente de la unidad de arenas y areniscas se presenta un cambio de facies lateral a una secuencia constituida por anhidrita blanca y gris claro a gris verdoso compacta con intercalaciones de lutita gris oscuro, limolita café rojizo, arenisca de cuarzo gris claro a café rojizo de grano muy fino con bentonita, depositadas en un ambiente de plataforma interna terrígena evaporítica. Estas anhidritas, lutitas y bentonitas constituyen la roca sello en la parte superior de la roca almacenadora y sus espesores varían entre 20 y 70 m. El sello inferior lo forman anhidritas con espesores de 5 a 30m y sal de edad Calloviano.

Oxfordiano "Tardío"

El Oxfordiano "Superior" se distribuye hacia las mismas porciones del Oxfordiano "Inferior", identificándose dos unidades litoestratigráficas:

Unidad estratigráfica de mudstone, wackestone y packstone de ooides:

Está constituida por mudstone, wackestone y packstone de oolitas, pellets y biógenos, café y café oscuro, compacto, con porosidad primaria intergranular y secundaria intercristalina, móldica y en fracturas de 4-5%, así como laminaciones de lutita café oscuro. El espesor para esta unidad varía de 25 a 125 m. El ambiente es de rampa interna, reflejando condiciones con mayor influencia marina.

Unidad estratigráfica de lutitas, limolitas, areniscas y mudstone:

Está constituida por lutita gris verdoso, bentonítica, con intercalaciones de limolitas, areniscas y mudstone, con espesores que varían de 10 m hasta 400 m y ambientes de rampa media-externa.



Sección estratigráfica representativa

Se seleccionó una sección estratigráfica representativa del más reciente informe del Play Oxfordiano disponible, PEP, 2010, figura 4.4, en donde se observa una sección con una longitud aproximada de 46.7 Km, formada por los pozos Chac Mool-1, Lum-1, Ek-101, Ek-43, Balam-1, Balam-101 y Kuxtalil-1, con una orientación NW-SE, pasando por los campos más importantes de este play (Ek-Balam y Lum).

Abajo del cuerpo de arenas, los pozos Chac Mool-1, Ek-43, Balam-1 y Balam-101 cortaron la unidad anhidrita “inferior” con espesores que varían de 10 a 30 m. Por encima de las arenas, se encuentra la unidad anhidrita “superior” con espesores que varían de 8 hasta 40 m y con intercalaciones de lutitas, las cuales se acuñan hacia el pozo Balam-101.

Durante el Oxfordiano Tardío, se observa un cambio vertical en las facies, debido a la primera transgresión marina, en donde las facies costeras y de sabkha son cubiertas por una secuencia de carbonatos arcillosos y con desarrollos de incipientes bancos oolíticos en el pozo Balam-101.

En el Oxfordiano Temprano, los pozos Balam-1 y Balam-101 son los que han cortado el mayor espesor de arenas con 145 y 138 m respectivamente, les siguen los pozos Ek-43 con 104 m, Chac Mool-1 con 60 m, Ek-101 con 59 m, Lum-1 con 55 m y Kuxtalil-1 con 37 m. Estas arenas están asociadas a ambientes costeros y han sido interpretadas como arenas de dunas eólicas y de playa. Las porosidades varían de 16 a 27%.

La secuencia superior está constituida por carbonatos arcillosos con intercalaciones de lutitas, con espesores que varían de 20 a 250 m (Kuxtalil-1). Estas variaciones de espesor se han asociado al movimiento temprano de la sal.

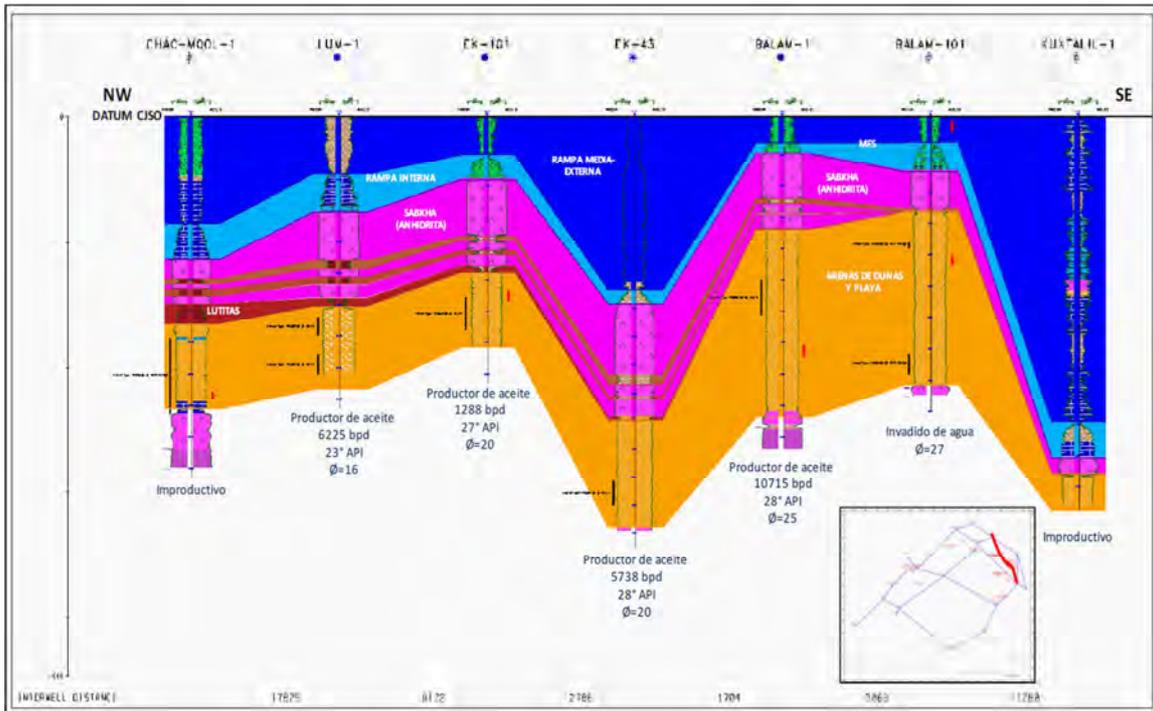


Figura 4.4. Sección estratigráfica representativa, PEP, 2010.

IV.2.2. Sedimentología

Oxfordiano Temprano

Las facies almacenadoras corresponden a una secuencia de arenas y areniscas de cuarzo, líticas y feldespáticas, de grano fino a grueso, figura 4.5, con porosidades que varían de 12-27%. Los ambientes interpretados en esta secuencia son de dunas eólicas y de playa.

Oxfordiano Tardío

Las facies almacenadoras corresponden a una secuencia carbonatada con facies de alta energía caracterizadas por wackestone-packstone de pellets y oolitas depositadas en un ambiente de rampa interna.

Estas facies están bien representadas en el núcleo 9 del pozo Alak-1, figura 4.7.

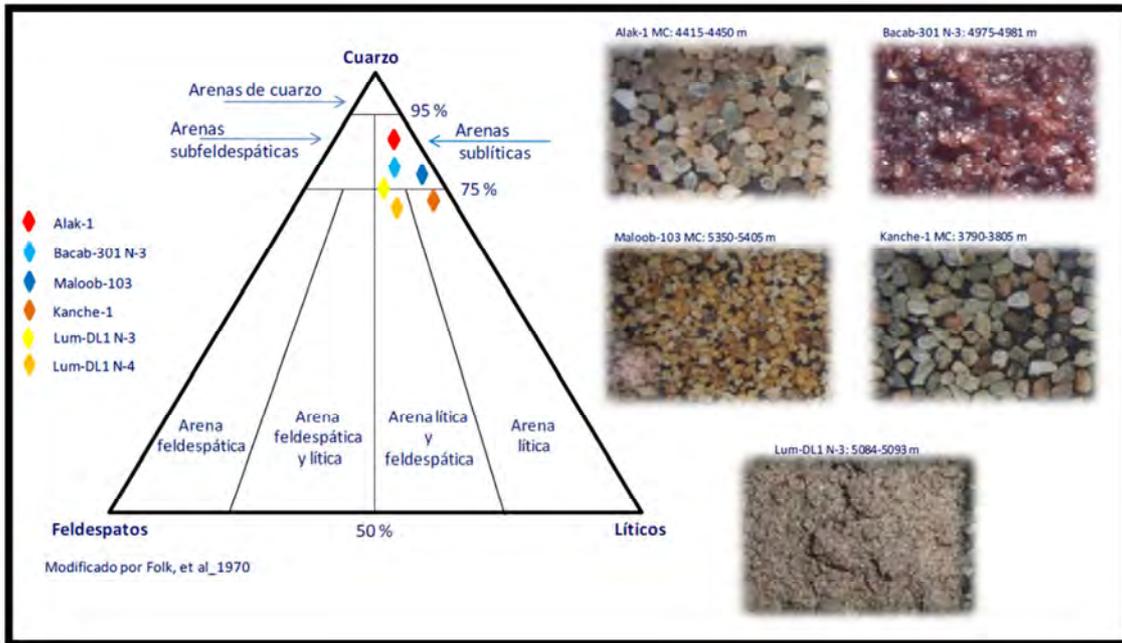


Figura 4.5. Composición de las arenas-areniscas del JSO, PEP, 2010.

Estas facies se encuentran bien representadas en el núcleo del pozos Balam-101, el cual se presenta a continuación, Figura 4.6.

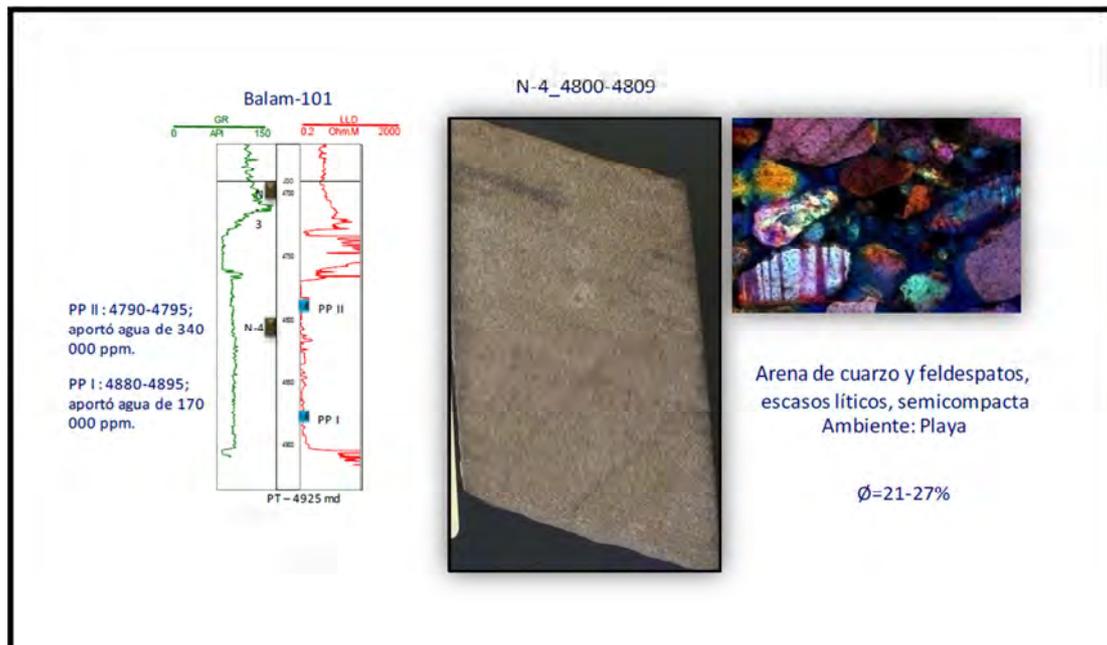


Figura 4.6. Descripción del Núcleo 4 del pozo Balam-101. PEP, 2010.

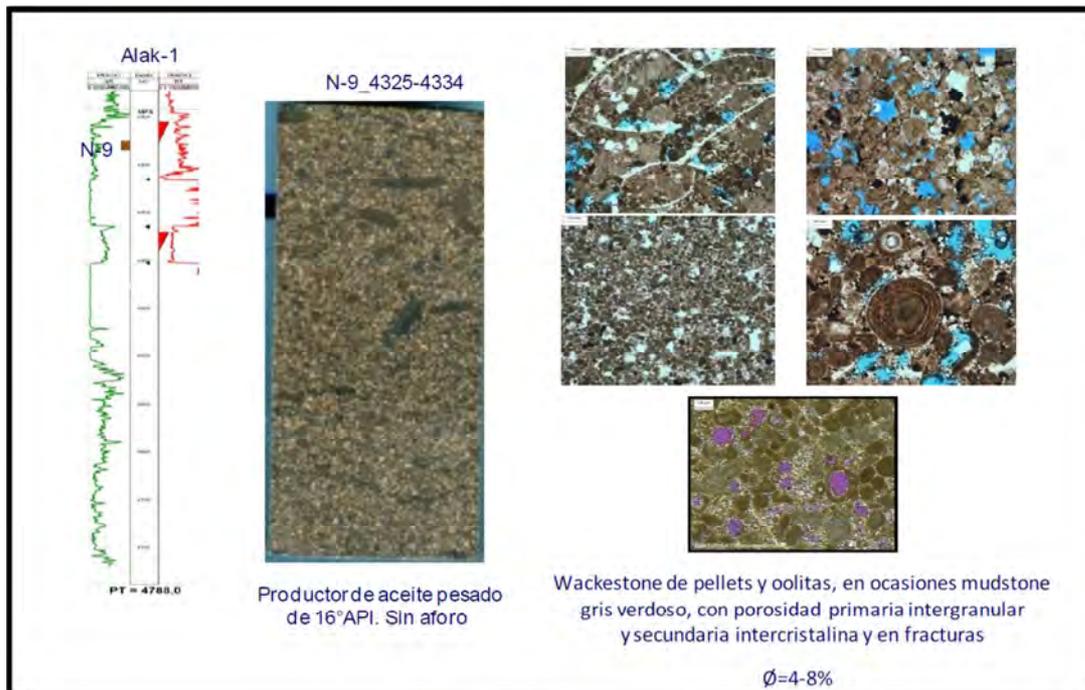


Figura 4.7. Descripción del Núcleo 9 del pozo Alak-1. PEP, 2010.

Mapas de facies y espesor de arena neta

Los mapas se elaboraron utilizando principalmente la información de los pozos que cortaron las secuencias así como la interpretación sísmica en los diferentes cubos, PEP, 2010. El mapa del Oxfordiano Temprano más importante es el de la secuencia donde la roca almacén está constituida por arenas y areniscas de dunas eólicas y de playa, figuras 4.8 y 4.9.

Otro mapa de interés es el de la anhidrita superior, figura 4.10. En esta secuencia se pueden identificar claramente dos áreas, la primera se ubica hacia el NE del área de estudio, donde la anhidrita presenta intercalaciones de lutitas y areniscas hacia la base.

El Oxfordiano Tardío muestra un cambio en las condiciones de depósito, ya que presenta ambientes con más influencia carbonatada, con el desarrollo incipiente de bancos oolíticos, figura 4.11. Por encima de esta secuencia se ha interpretado una Superficie de Máxima Inundación (MFS). Este cambio en la sedimentación probablemente esté asociado a la apertura del Golfo de México, la cual propicia la entrada o la mayor conexión marina en el área de estudio.

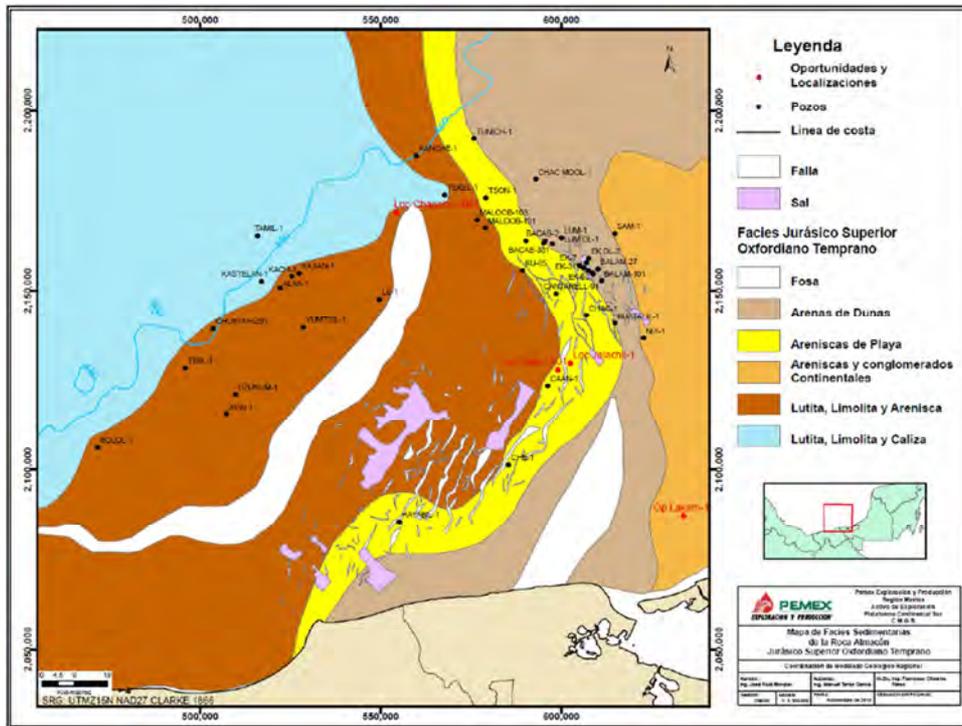


Figura 4.8. Mapa de Facies del Oxfordiano Temprano (arenas). PEP, 2010.

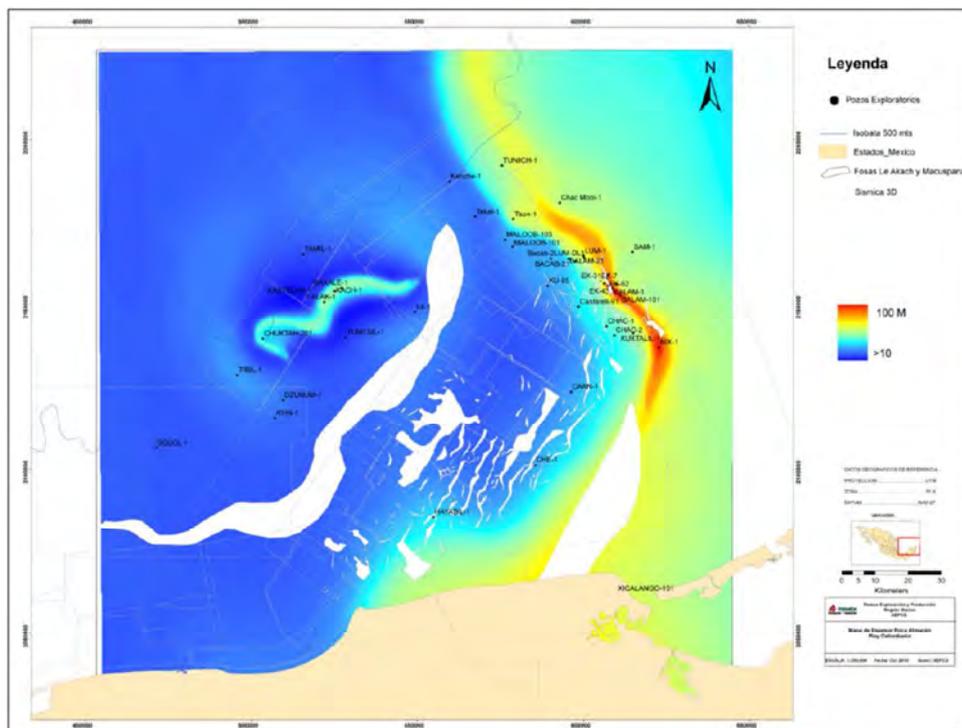


Figura 4.9. Mapa de espesores de arena neta. PEP, 2010.

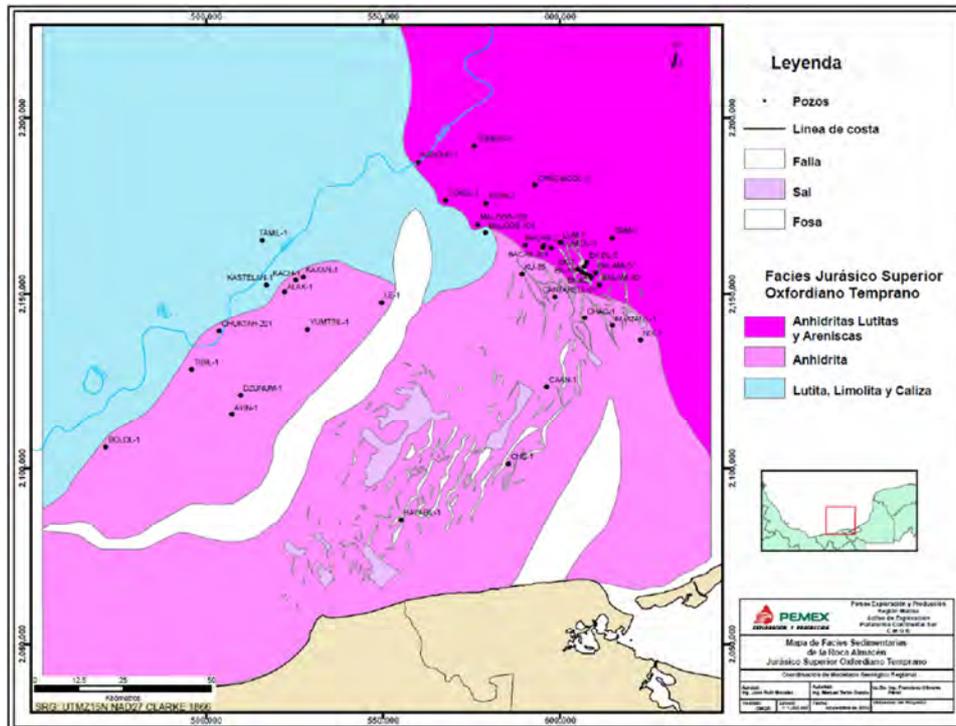


Figura 4.10. Mapa de Facies de la anhidrita. PEP, 2010.

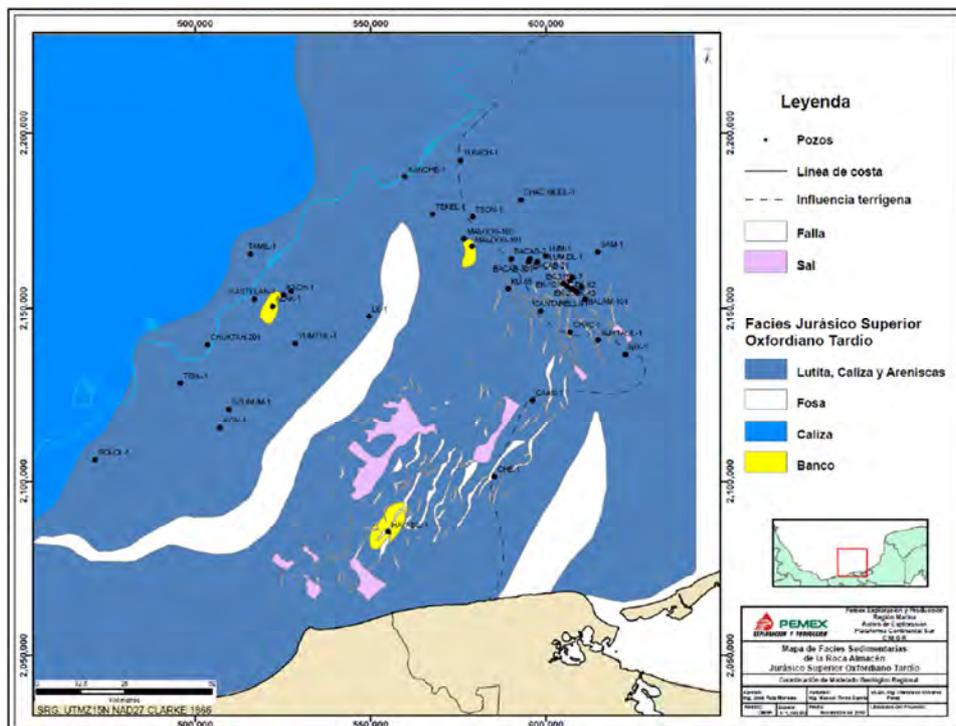


Figura 4.11. Mapa de Facies de los carbonatos. PEP, 2010.



IV.2.3. Modelos sedimentarios

Con base en el mapa de facies y la información de los pozos del área, se elaboraron los modelos sedimentarios del Oxfordiano Temprano (arenas y anhidrita) y del Oxfordiano Tardío (carbonatos con influencia terrígena).

Arenas del JSO

Durante este tiempo predominan condiciones de mares someros, con mayor influencia continental hacia la porción oriental del área y de rampa interna somera hacia la porción occidental. Hacia el oriente el aporte sedimentario fue a través de sistemas fluviales y aluviales evidenciados por los pozos Nix-1 y Sam-1, donde el aporte fue producto de la erosión de altos continentales figura, 4.12. Las arenas de los campos Ek Balam y Lum están asociadas a ambientes eólicos que cambian a ambientes costeros de playa.

Anhidrita superior JSO

Durante el Oxfordiano Temprano predominan condiciones de aguas someras restringidas y clima árido, lo que provoca condiciones de evaporación en la mayor parte del área y propicia el depósito de anhidritas asociados a ambientes de sabkha, figura 4.12, las cuales dentro del sistema petrolero del Oxfordiano funcionan como roca sello por sus características litológicas.

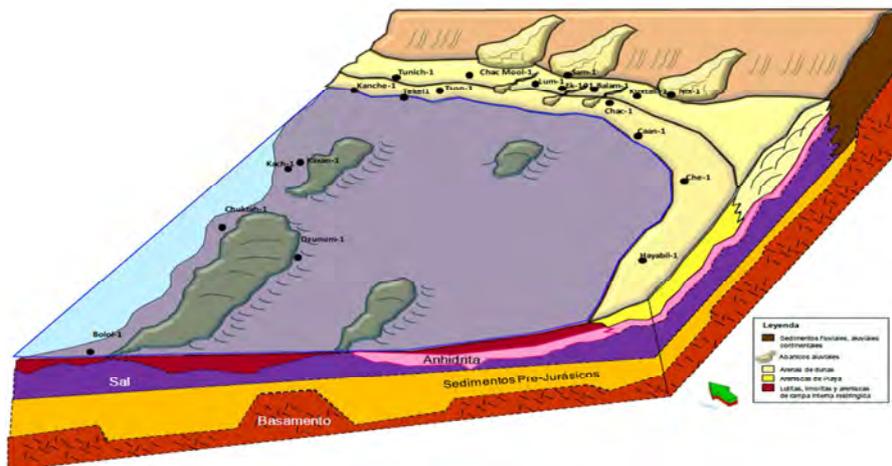


Figura 4.12 Modelo sedimentario del JSO Temprano (Arenas). PEP, 2010.

Carbonatos con influencia terrígena JSO

Durante el Oxfordiano Tardío, se presenta la primera transgresión marina en la Sonda de Campeche, donde las facies terrígenas y de sabkha son cubiertas por una secuencia de carbonatos con influencia terrígena depositados en un ambiente de rampa interna (Figura 4.4.4. En este tiempo se desarrollan incipientes bancos oolíticos, los cuales también son roca almacén dentro del sistema Oxfordiano. Por encima de estos carbonatos comienza una rápida profundización que provoca el ahogamiento de la rampa y prevalecen condiciones de rampa externa-cuenca. Esta transgresión se encuentra muy bien documentada y evidenciada en el patrón de los registros geofísicos de los pozos que han alcanzado el Oxfordiano.

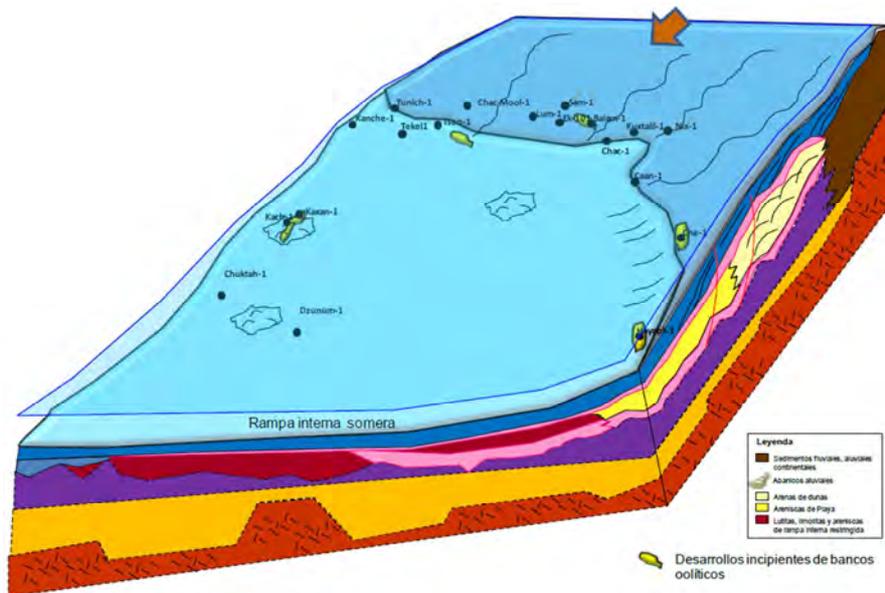


Figura 4.13. Modelo sedimentario de los carbonatos con influencia terrígena del JSO. PEP, 2010.



IV.3. Antecedentes Geofísicos

IV.3.1. Levantamientos sísmicos

El área de estudio actualmente se encuentra cubierta en su mayor parte con sísmica 3D, figura 4.14, en la tabla 2 se muestran los parámetros de adquisición de algunos éstos levantamientos sísmicos.

A partir del descubrimiento del campo Ek-Balam en arenas del JSO entre 1991 y 1992, se intensificó el trabajo de exploración, por lo que se programó la realización de algunos levantamientos sísmicos con el objetivo específico de encontrar nuevos yacimientos en el play arenas del JSO, como por ejemplo, los bloques A, B, C y D del levantamiento sísmico CHACMOOL-NIX, Geco-Prakla, 1995. En la figura 4.15 se muestra su ubicación y en la tabla 3 los parámetros de adquisición de éstos bloques.

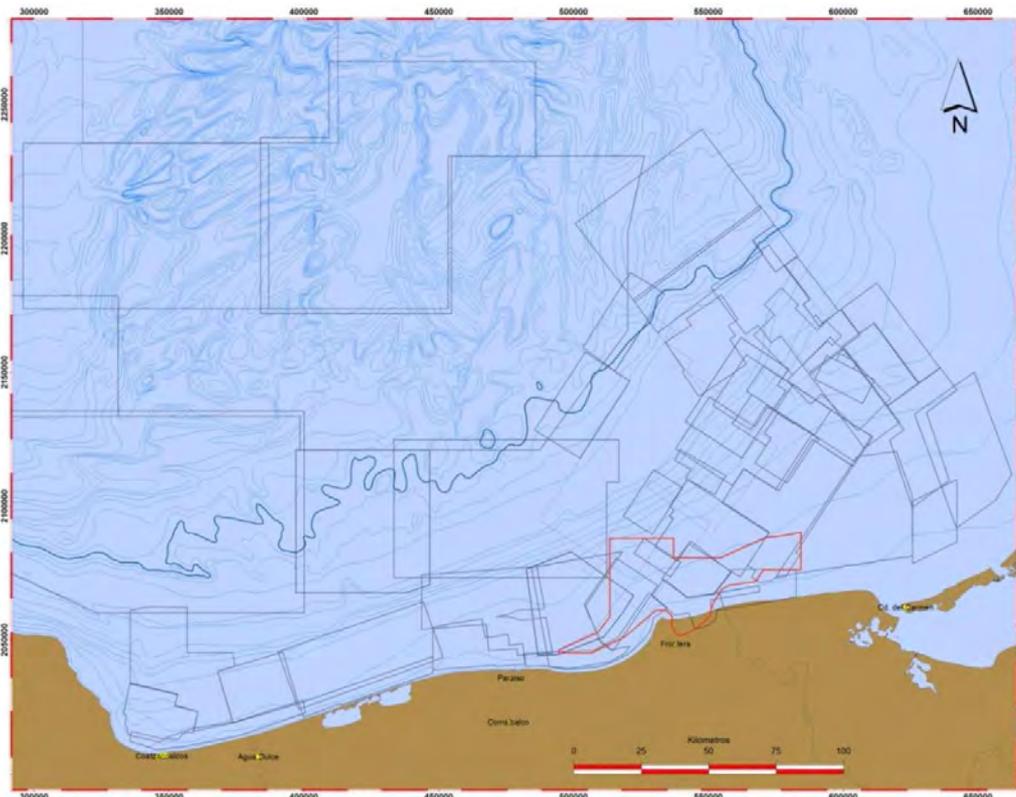


Figura 4.14. Cubrimiento con sísmica 3D en el área de estudio.

Modelado Sísmico de Reflexión Enfocado al Play Arenas del JSO

CUBO	ABKATUN	CANTARELL	COSTERO	CHOC-MULIX	CHUKUA	EK BALAM	MUCUY	TABAL	YUM
AÑO DE ADQUISICION	1998	1996	1994	2001	1995	1992	1993	2004	1991
COMPañIA	PGS	WESTERN GEOPHYSICAL	WESTERN ATLAS	WESTERN GECO	GECO PRAKLA	DIGICON GEOPHYSICAL	GECO PRAKLA	PGS	DIGICON GEOPHYSICAL
TIPO	OBC	OBC	STREAMER	OBC	STREAMER	STREAMER	STREAMER	STREAMER	STREAMER
GRABACION									
Intervalo de muestreo (ms)	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Canales	2 x grupo, 2 x est recep	480	192 x linea	968	768	240	576	1920	160
Tamaño del BIN	25 x 25	25 x 50	25 x 50	25 x 25	12.5 x 50	12.5x70	12.5 x 12.5	12.5 x 25	12.5 x 70
Dist entre líneas fuentes (m)	500	200	400	400	200	70	140	100	70
Dist entre líneas receptoras (m)	500	650	500	400	200	70	140	100	
Dist entre puntos de tiro (m)	50	100	100	50	100	35	25	50	35
Distancia entre receptores (m)	50	50	50	50	25	25	25	25	25
CABLES									
Numero de Cables		2	4		4	1	3	4	
Distancia entre cables (m)	500	650	500		200		140	100	
Profundidad de cables (m)					9	9	9	8	7.6
Longitud del cable (m)	3780	12000		400	4800	4000	4800	6000	4000
Numero de grupos por cables	6	2	8		192	160/80	192	480	160
Distancia entre grupo (m)	50	50	50	25	25	25	25	12.5	25
FUENTE									
Longitud del arreglo (m)		6				25.6		8	21.34
Separacion de la fuente (m)		200	100	50	100	0 m, Una sola fuente		50	
Numero de subarreglos	3	4		3	4	4	5	6	
Separacion entre subarreglos (m)				8	8		7	8	
Tipo de fuente	Comb Bolt larga vida	Sleeve gun	Cañon aire / dinamita	Bolt vol=5085 pul3	Pistola neumat doble	Bolt Airguns 4560 *3	Cañon neumatico	Sodera G-gun	Airgun 4560 *3
Profundidad de la fuente (m)	7	6	6-4	6	6	7.62	7	7	6

Tabla 2. Resumen de parámetros de adquisición, PEP, 2010.

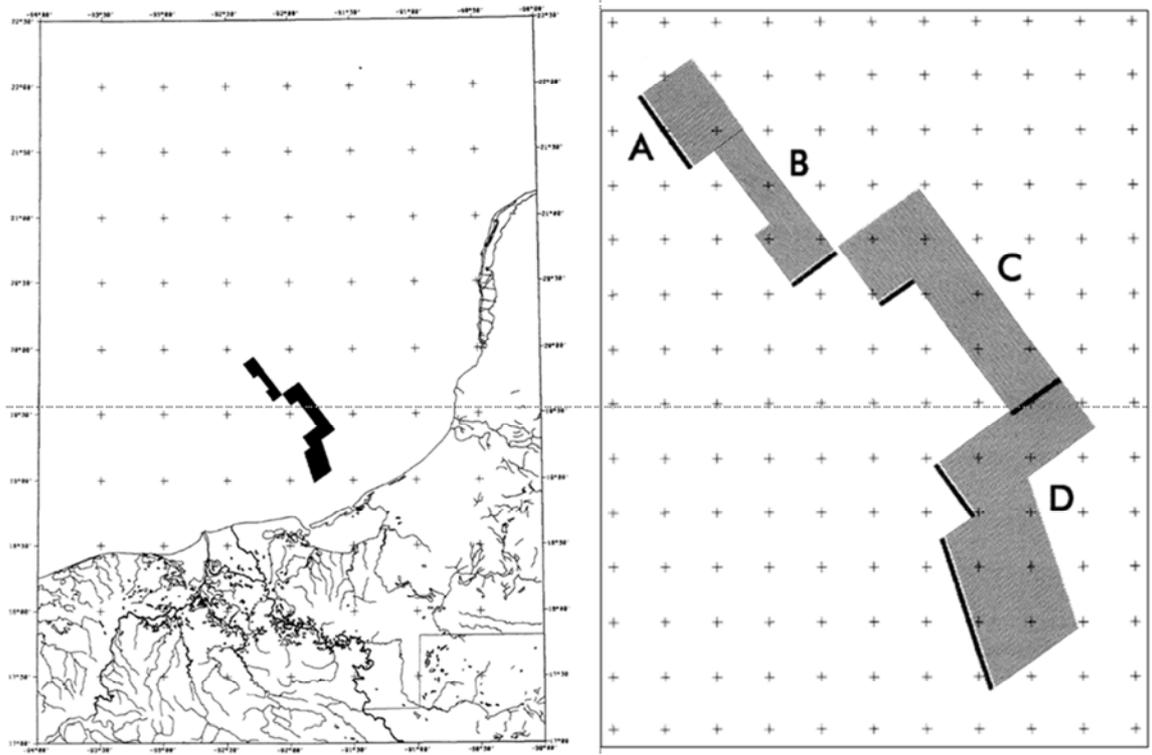


Figura 4.15. Ubicación del levantamiento sísmico CHACMOOL-NIX (izquierda) y sus bloques A, B, C y D (derecha), Geco-Prakla, 1995.



LEVANTAMIENTO SISMICO	CHACMOOL-NIX			
BLOQUE	A	B	C	D
AÑO DE ADQUISICIÓN	1994	1994	1995	1995
COMPAÑÍA	Geco-Prakla	Geco-Prakla	Geco-Prakla	Geco-Prakla
TIPO	STREAMER	STREAMER	STREAMER	STREAMER
DIRECCIÓN DE LÍNEAS (grados)	54-234	143-323	144-324	54-234
GRABACIÓN				
Intervalo de muestreo (ms)	2	2	2	2
Canales	768	768	768	768
Tamaño del BIN	12.5 x 12.5	12.5 x 12.5	12.5 x 12.5	12.5 x 12.5
Distancia entre líneas fuentes (m)	227	227	227	227
Distancia entre líneas receptoras (m)	600	600	600	600
Distancia entre puntos de tiro (m)	25	25	25	25
Distancia entre receptores (m)	25	25	25	25
CABLES				
Número de cables	4	4	4	4
Distancia entre cables (m)	600	600	600	600
Profundidad de cables (m)	9	9	9	9
Longitud del cable (m)	4800	4800	4800	4800
Número de grupos por cable	768	768	768	768
Distancia entre grupos (m)	25	25	25	25
FUENTE				
Longitud del arreglo (m)	18.5	18.5	18.5	18.5
Separación de la fuente (m)	100	100	100	100
Número de subarreglos	8	8	8	8
Separación entre subarreglos (m)	8	8	8	8
Tipo de fuente	Bolt Airgun 2x5759 in3			
Profundidad de la fuente (m)	6	7	8	9

Tabla 3. Resumen de parámetros de adquisición del levantamiento sísmico CHACMOOL-NIX.

IV.3.2. Imagen sísmica

A partir del descubrimiento del campo Ek-Balam, la imagen sísmica cobró una importancia primordial dada las características acústicas de los estratos involucrados en éste play (lutitas, anhidritas, arenas-areniscas, sal), lo que llevó a la utilización del término “*huella sísmica*” que se asoció a la presencia de la roca almacén (arenas-areniscas) del play arenas del JSO, el cual consiste esencialmente en una tripleta de reflectores sísmicos de alta amplitud o coeficiente de reflexión asociados a los fuertes contrastes en la impedancia acústica de las litologías involucradas, en general las figuras, 4.16, 4.17, 4.18, 4.19 y 4.20 muestran éstas características sísmicas (el negro indica la amplitud positiva y el blanco la negativa).

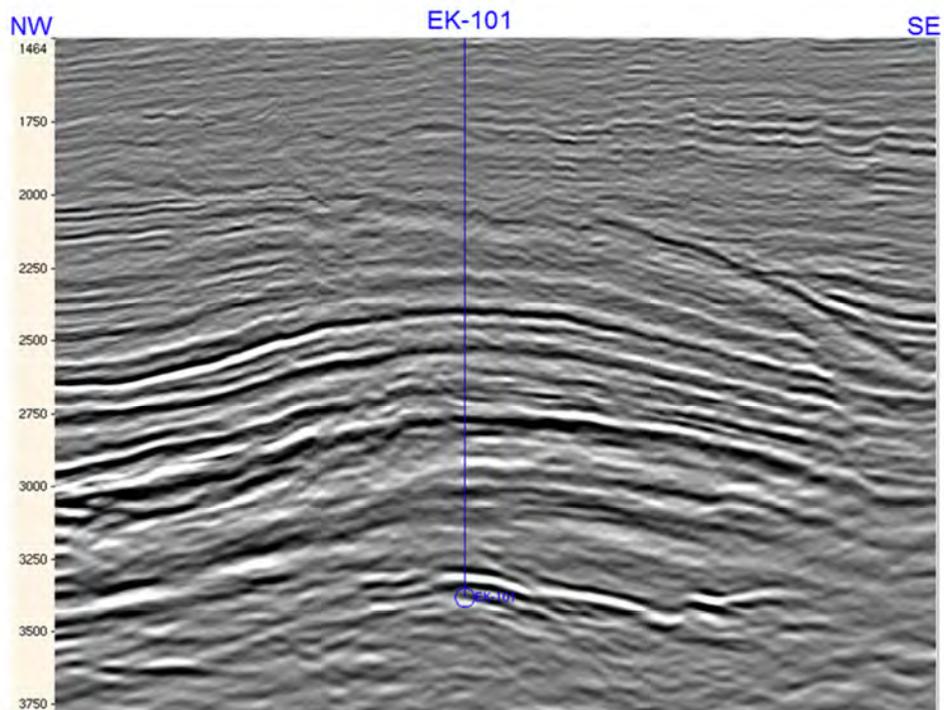


Figura 4.16. Sección sísmica que pasa por el pozo Ek-1, PEP, 2007.

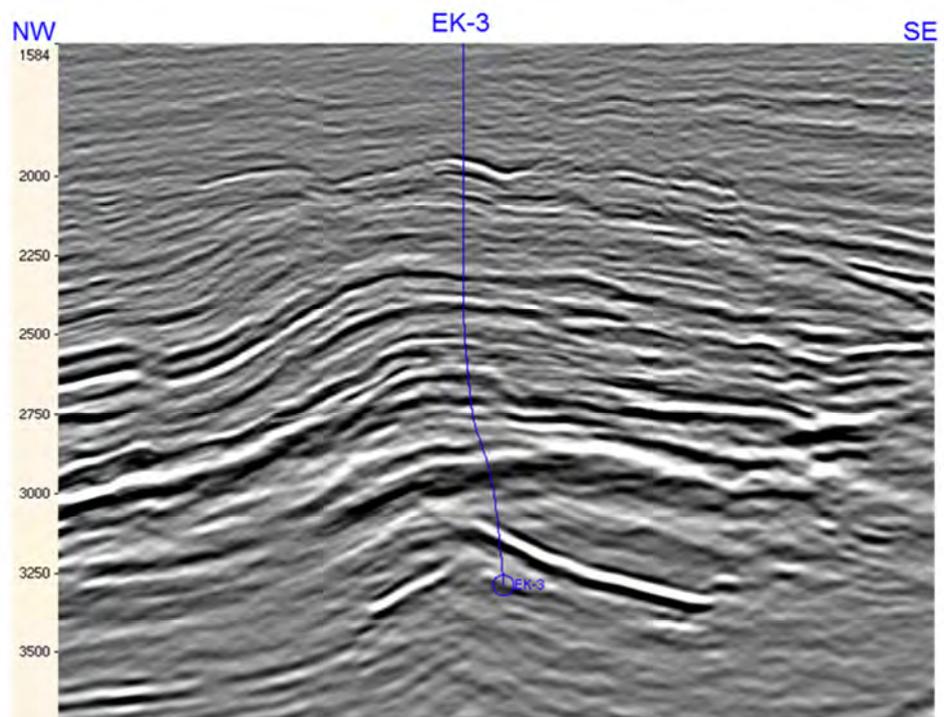


Figura 4.17. Sección sísmica que pasa por el pozo Ek-3, PEP, 2007.

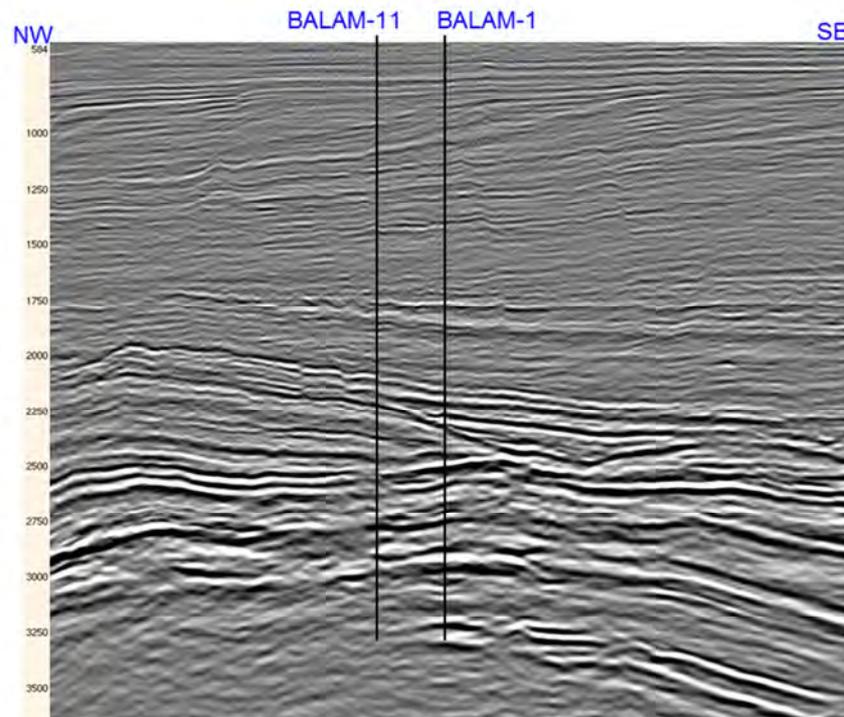


Figura 4.18. Sección sísmica que pasa por los pozos Balam-11 y Balam-1, PEP, 2007.

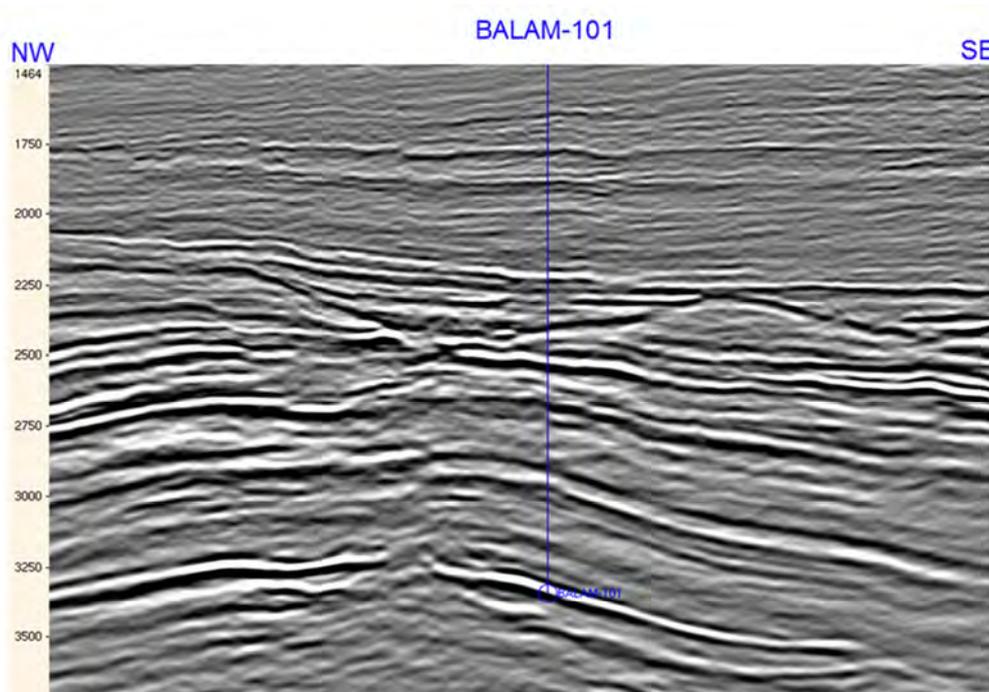


Figura 4.19. Sección sísmica que pasa por el pozo Balam-101, PEP, 2007.

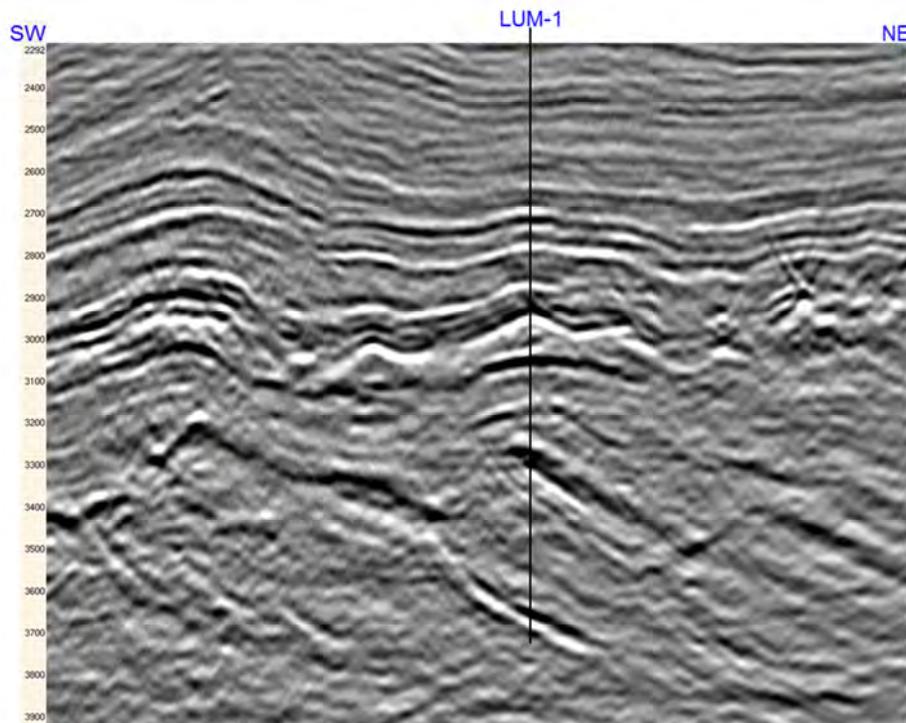


Figura 4.20. Sección sísmica que pasa por el pozo Lum-1, PEP, 2007.

Las cuatro figuras anteriores muestran la particularidad sísmica observada en el play arenas del JSO, si se observa con cuidado en la sección sísmica de la figura 4.18, a 3250 ms se aprecia que el pozo Balam-11 no cortó los reflectores característicos mencionados anteriormente, éste pozo entró a la sal después de atravesar el JSK durante la perforación, lo anterior evidencia la importancia de la imagen sísmica en éste play. Los ejemplos mostrados en este apartado son algunos de los mejores ejemplos ya que en muchas otras áreas la calidad sísmica no permite apreciar con claridad los reflectores profundos, en la sección sísmica de la figura 4.20, se pueden observar claramente los reflectores asociados al JSO en la zona del campo Lum (centro de la sección aproximadamente a 3700 ms), mientras que, tanto a la derecha como a la izquierda es muy difícil apreciar algún reflector con cierta continuidad, lo anterior se puede deber a factores diversos tales como la complejidad geológica, parámetros de adquisición, procesamiento sísmico y baja relación señal-ruido.



IV.3.2. Sismogramas sintéticos

Dado que el dominio de la información sísmica es tiempo y el de los pozos profundidad, es necesario utilizar alguna función o relación que relacione tiempo y profundidad, ésta relación es comúnmente conocida como TZ y puede ser obtenida a partir de un check-shot, un VSP o un registro sísmico, ésta TZ debe ser ajustada y validada mediante un control de calidad visual, lo que se consigue con un sismograma sintético, el cual es elaborado con la TZ disponible, el registro sísmico, el registro de densidad y una ondícula. Otras aplicaciones de la elaboración de sismogramas sintéticos es conocer la fase y la frecuencia de la sísmica, lo que permite hacer una mejor interpretación o correlación sísmica. En las figuras 4.21 y 4.22 se observan los sismogramas sintéticos de los pozos Lum-1 y Chac-Mool-1 respectivamente.

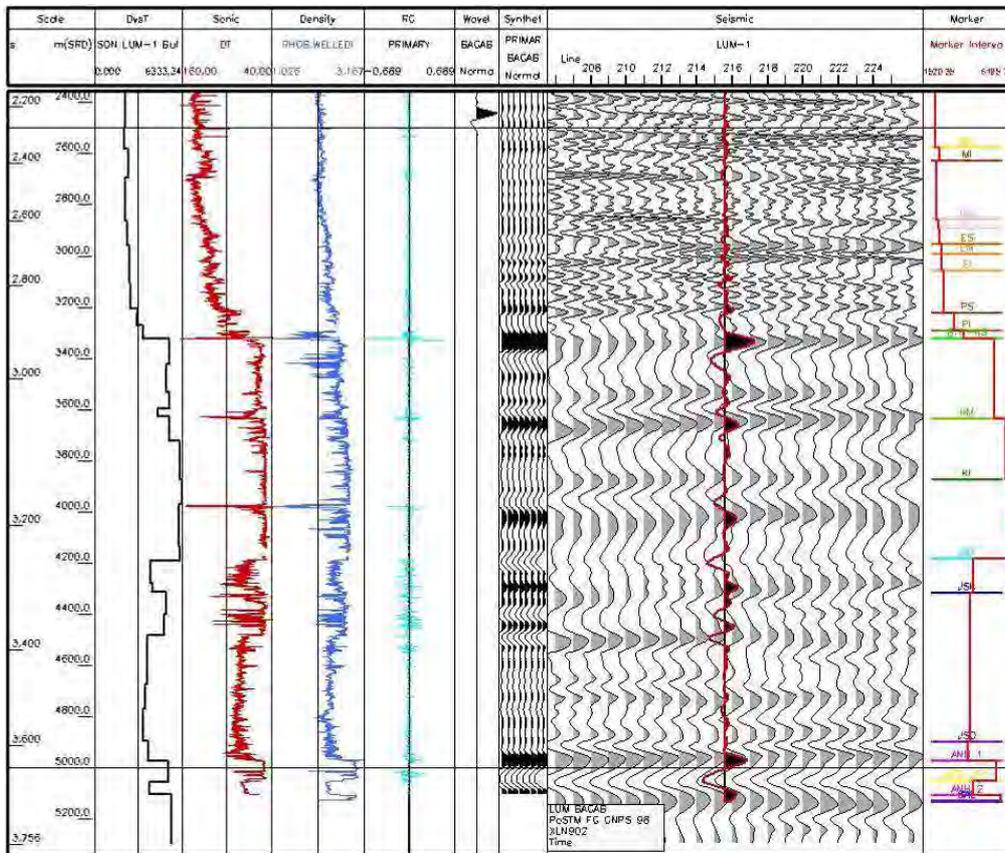


Figura 4.21. Sismograma sintético del pozo Lum-1, PEP, 2007.

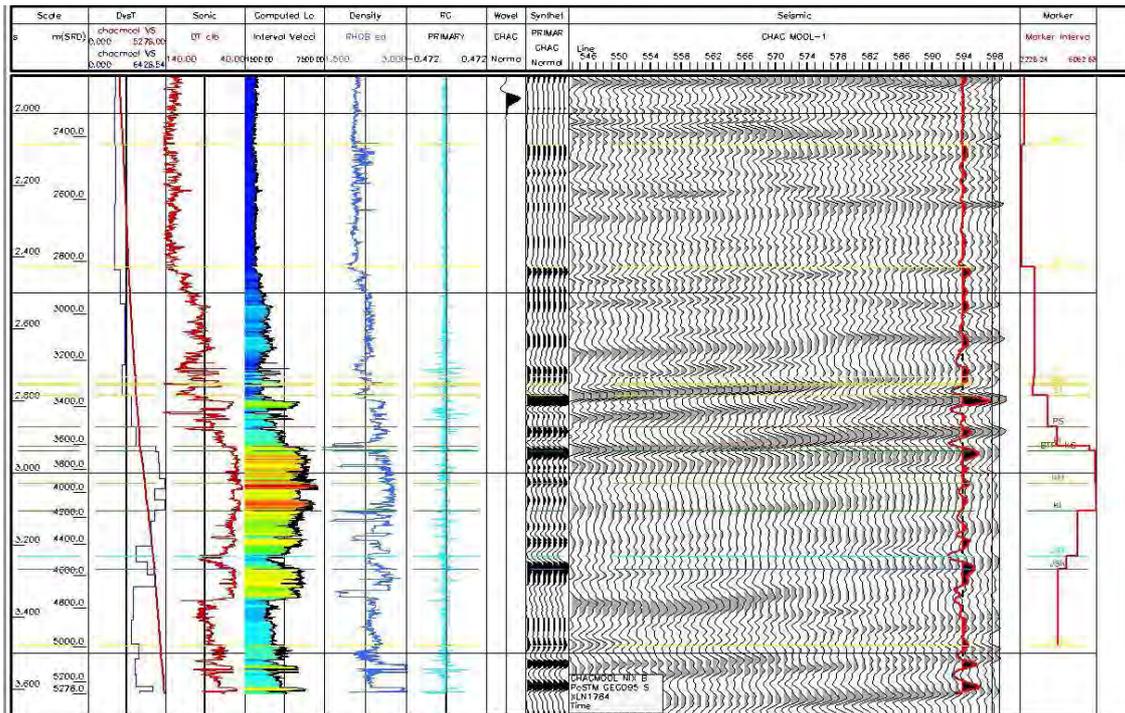


Figura 4.21. Sismograma sintético del pozo Chac-Mool-1, PEP, 2007.

En el segundo panel de derecha a izquierda en de las figuras 4.21 y 4.22 se observan los sismogramas sintéticos de color rojo y negro superpuestos en una corta sección sísmica de color gris, en donde se aprecian los reflectores asociados al JSO en la parte inferior. El modelo convolucional en el cual esta basado el sismograma sintético se describirá en el capítulo IIV.

IV.3.3. Resolución sísmica vertical

La resolución sísmica vertical es el espesor mínimo en donde podemos identificar la cima y la base de alguna capa geológica. En general se ha identificado que la resolución sísmica vertical en diversos cubos sísmicos para las arenas del play JSO está en un rango de 90 a 130 metros aproximadamente, PEP, 2010, lo que nos dice que no es posible identificar cima y base en espesores menores a éste rango, lo anterior es una limitante cuando se tienen yacimientos menores a 100 m de espesor, en el capítulo III se describirán más detalles teóricos de la resolución sísmica vertical.



V. MODELADO SÍSMICO DEL JSO

V.1. Introducción

Para hacer el modelado sísmico 3D, se seleccionó un área representativa del Play Arenas del Jurásico Superior Oxfordiano (JSO), con poca complejidad estructural, horizontes sísmicos en profundidad, un volumen de velocidades interválicas (V_P) e información de pozos cercanos. Ésta área está ubicada en la zona marina de Campeche. Para llevar a cabo el modelado se utilizó el software comercial NORSAR-3D, el cual, como ya se comentó en el capítulo anterior, modela la propagación de ondas sísmicas a través de las capas del subsuelo, utilizando trazado de rayos dentro del entorno de la construcción del frente de onda. Existen diversas aplicaciones o enfoques que se le puede dar al modelado sísmico, en éste capítulo, se analizará la iluminación en el horizonte JSO y en otros horizontes mas someros, primero, utilizando una fuente y un arreglo detectores, posteriormente, utilizando un arreglo de fuentes y detectores, los cuales simulan un fragmento de la adquisición sísmica existente en el área. Los resultados se verán reflejados en diversos mapas y análisis estadísticos.

El horizonte JSO es el nivel estratigráfico productor más profundo en la zona marina de Campeche, por lo que su exploración representa un reto y un área de oportunidad.

V.2. Diagrama de flujo

El diagrama de flujo, figura 5.1, da una idea rápida de todos los pasos que se requieren para realizar el modelado sísmico, desde la carga de las mallas en formato ASCII XYZ y el cubo de velocidades, hasta el producto final que son los mapas de iluminación. No se pretende dar una explicación del manejo del software, por lo que solo se comentarán algunos aspectos de cada etapa, para más información ver el manual de NORSAR-3D, 2012.

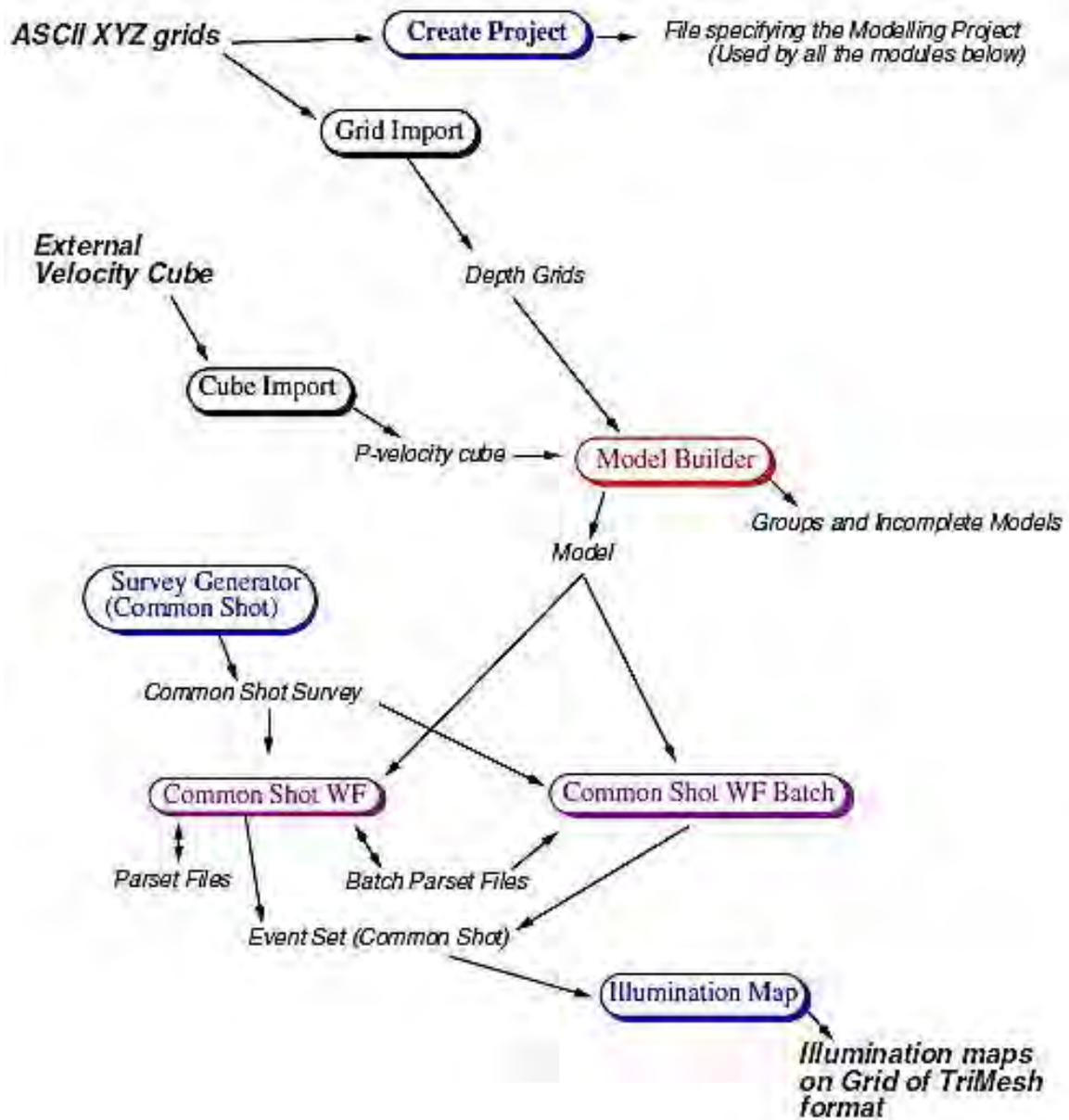


Figura 5.1. Diagrama de flujo del modelado sísmico 3D enfocado a iluminación, desde la carga de los datos hasta la generación de los mapas de iluminación, NORSAR-3D, 2008.



V.2. Construcción del modelo

Antes de iniciar la construcción del modelo, se creó un proyecto en NORSAR-3D, en donde se definió un área de 25 x 25 km, una profundidad de 8 km, orientación norte-sur, este-oeste, con un origen y sistema de coordenadas locales (de 0 a 25 en ambas direcciones) y UTM, así mismo se fijó la dirección, incremento y numeración in-line y cross-line, figura 5.2.

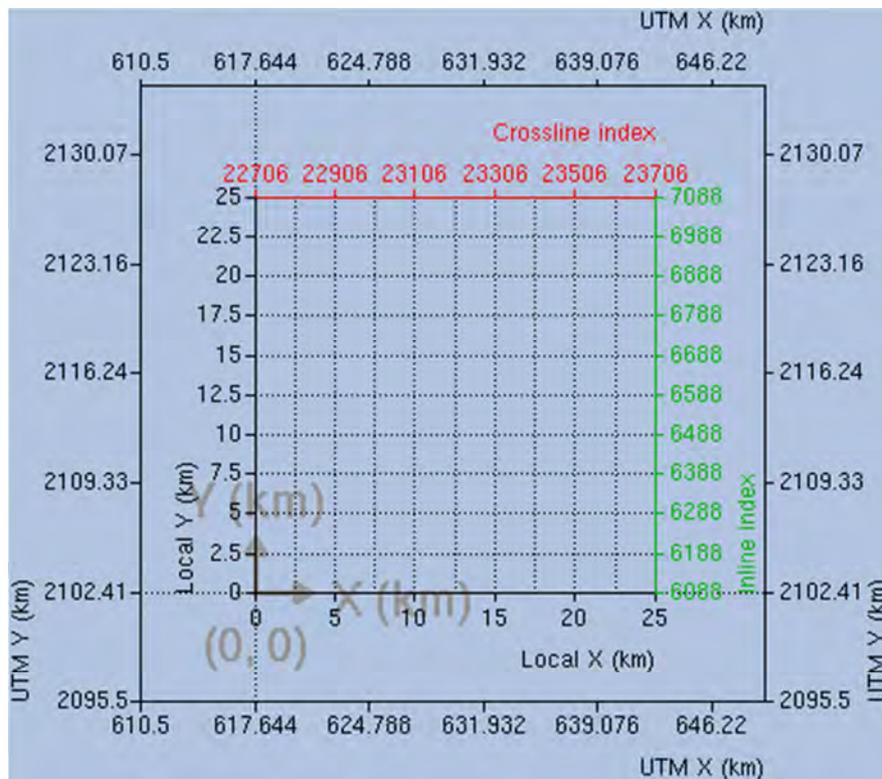


Figura 5.2. Características del proyecto creado para modelado sísmico del JSO.

La construcción del modelo está basada en el concepto de *modelo abierto de rayos*, descrito en el capítulo anterior. Para éste fin se utilizaron nueve horizontes sísmicos en profundidad, RCPL, TER1, TER2, TER3, KS, JST, JSK, JSO y SAL; un cubo de velocidades intervállicas P y valores de densidad obtenidos a partir de los registros de pozos en el área. Las mallas fueron cargadas y suavizadas a partir de archivos ASCII XYZ, conformando mallas triangulares, figura 5.2, en las figuras

5.3 y 5.4 se muestran, la malla JSO correspondiente al objetivo y todas las mallas cargadas respectivamente, visualizadas de forma continua. El cubo de velocidades fue cargado a partir de un archivo SEG Y y se suavizó para eliminar posibles cambios abruptos de la velocidad, figura 5.4.

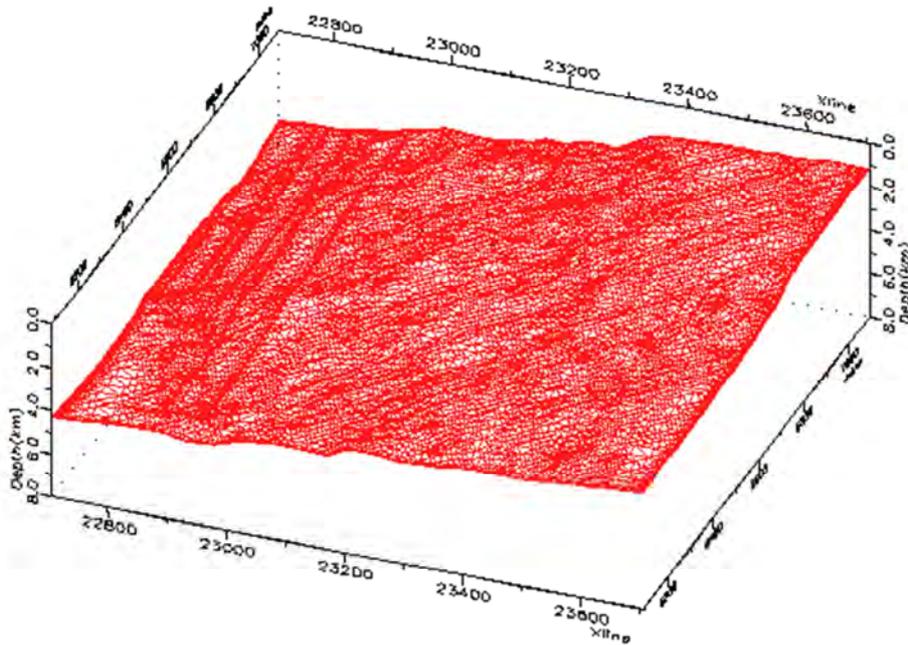


Figura 5.2. Malla cargada y suavizada correspondiente al KS, se pueden observar los triángulos que la conforman.

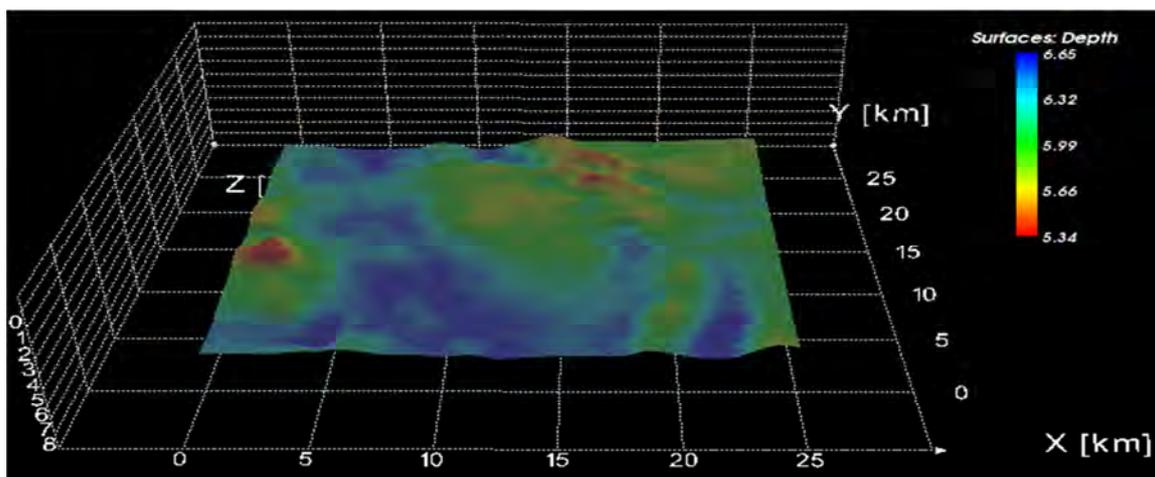


Figura 5.3. Malla correspondiente al objetivo JSO, representada de forma continua. El color indica la profundidad.

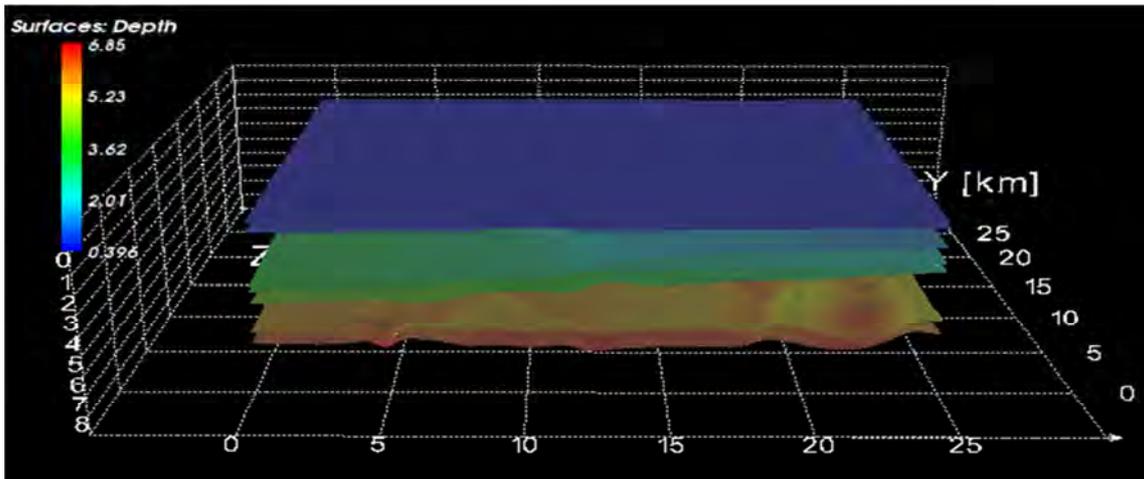


Figura 5.4. Mallas cargadas para el modelo, representadas de forma continua. El color indica la profundidad.

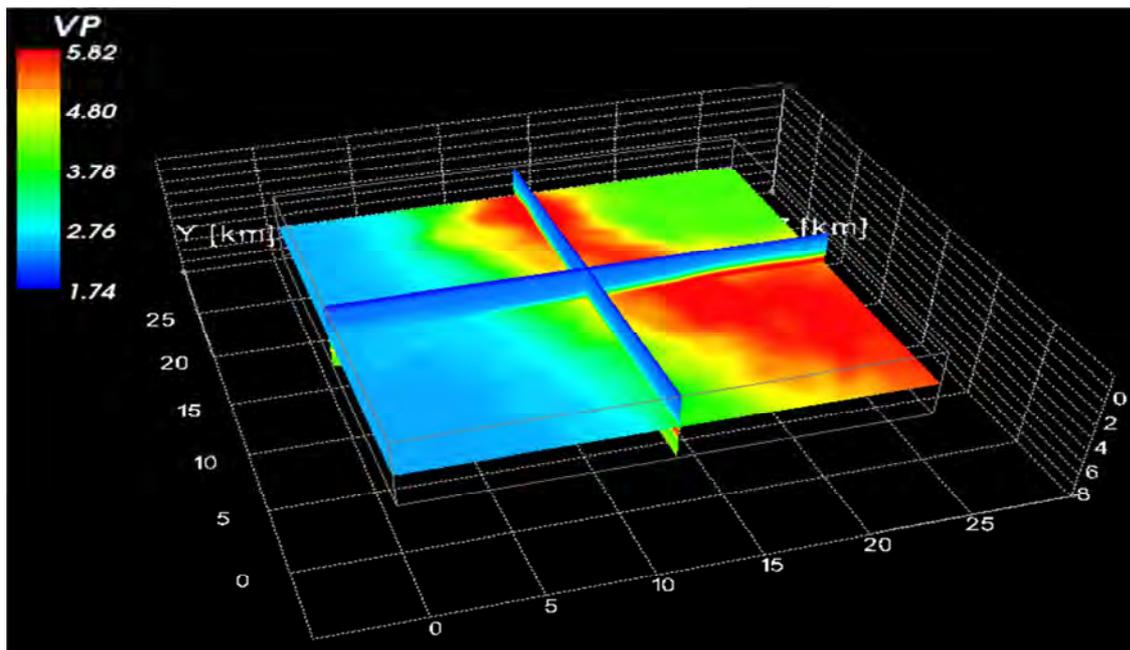


Figura 5.3. Visualización del cubo de velocidades P suavizado, proveniente de un archivo SEG Y. El color indica el valor de la velocidad.

Una vez cargadas y acondicionadas las mallas y el cubo de velocidades, fueron definidas las interfaces y los bloques conformados por interfaces consecutivas, iniciando por el bloque superior correspondiente al agua marina y terminando en el

bloque inferior correspondiente a la sal autóctona, finalmente fueron asignadas sus propiedades V_P y ρ , figuras 5.4 y 5.5.

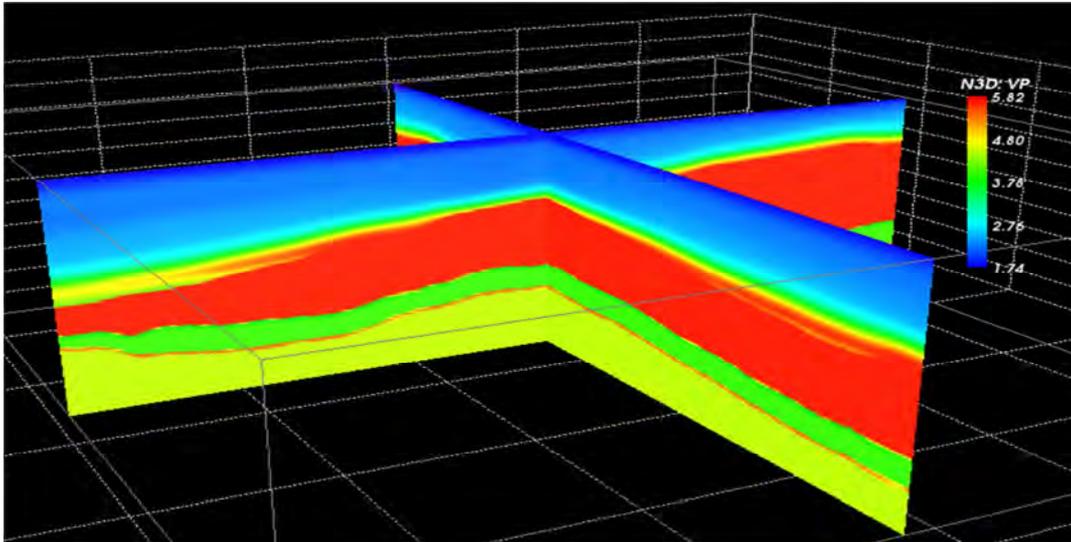


Figura 5.4. Visualización del modelo creado para modelado sísmico 3D, el color indica el valor de la velocidad P en cada bloque. Se pueden observar cambios laterales en la velocidad.

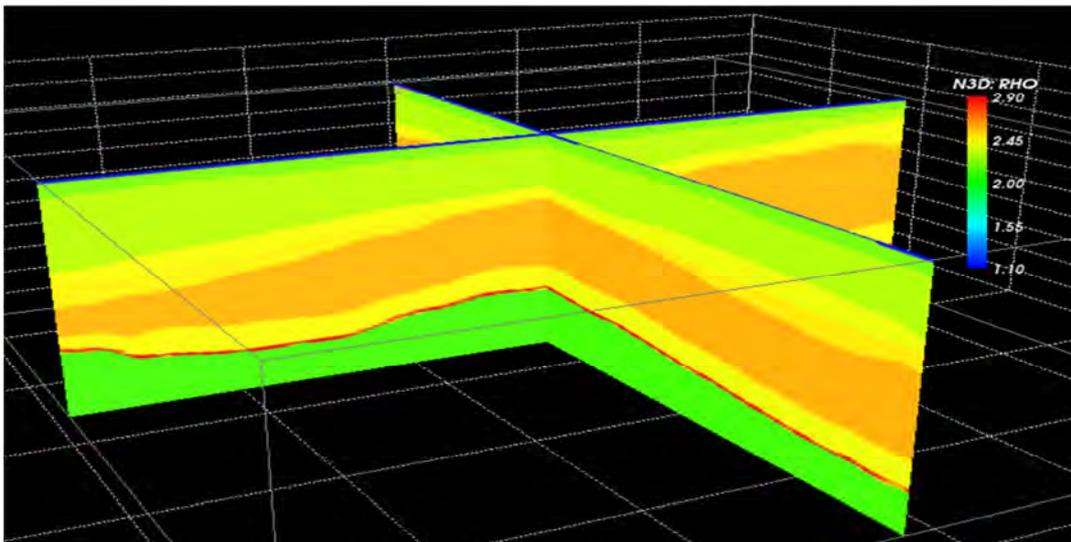


Figura 5.5. Visualización del modelo creado para modelado sísmico 3D, el color indica el valor de la densidad ρ en cada bloque. Los valores de la densidad son constantes para cada bloque.



V.3. Modelado de una fuente

Diseño del levantamiento

Para el primer ejercicio se diseñó un arreglo de una fuente en la coordenada local (13,13) y 251001 detectores en toda el área del modelo, espaciados uniformemente en ambas direcciones cada 50 m, figura 5.6.

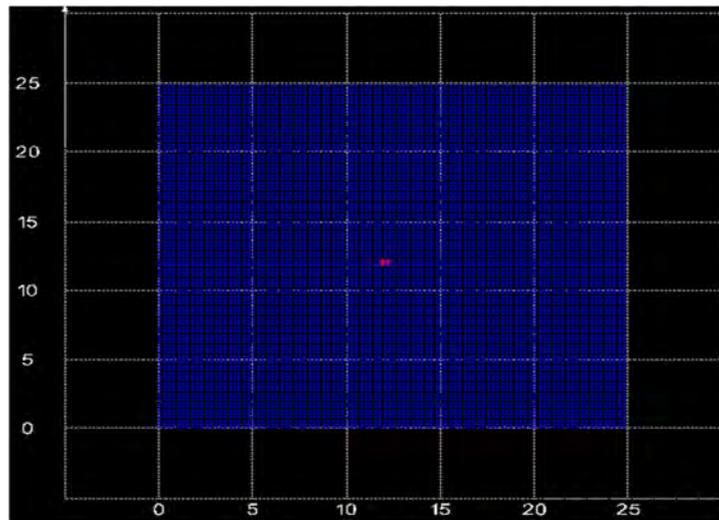


Figura 5.6. Diseño del levantamiento utilizando una fuente (cuadro rojo) y detectores cada 50 m en toda el área (cuadros azules), las coordenadas exteriores son locales.

Modelado sísmico

Antes de modelar el frente de onda definí una serie de parámetros tales como: tipo de onda (directa, PP, PS, SS), tipo de disparo (esférico, disco), horizonte objetivo (aunque el frente de onda viaja por todo el modelo se puede seleccionar un horizonte o más para calcular los atributos de los rayos), máxima distancia entre rayos (distancia máxima entre rayos adyacentes), máximo ángulo entre rayos, intervalos del tiempo del frente de onda, máximo ángulo de incidencia en las interfaces, tiempo de máximo viaje, entre otros, para los cuales realicé diversas pruebas. La mayoría de los parámetros tienen un impacto en el tiempo de cómputo, por lo que son de importancia cuando se modela una gran cantidad de disparos o frentes de onda. Una de las restricciones principales que hice, fue la

remoción de reflexiones postcríticas dado que se esta modelando sísmica de reflexión. Una vez definidos los parámetros, seleccioné la ubicación de la fuente en las coordenadas locales (13,13), a partir de la cual, se originó un frente de onda propagándose a través del modelo hasta el horizonte JSO, figura 5.7, reflejándose y registrándose en el arreglo de detectores en la superficie. En la figura 5.8 se muestran algunos rayos calculados y el área iluminada en el horizonte JSO a partir del frente de onda.

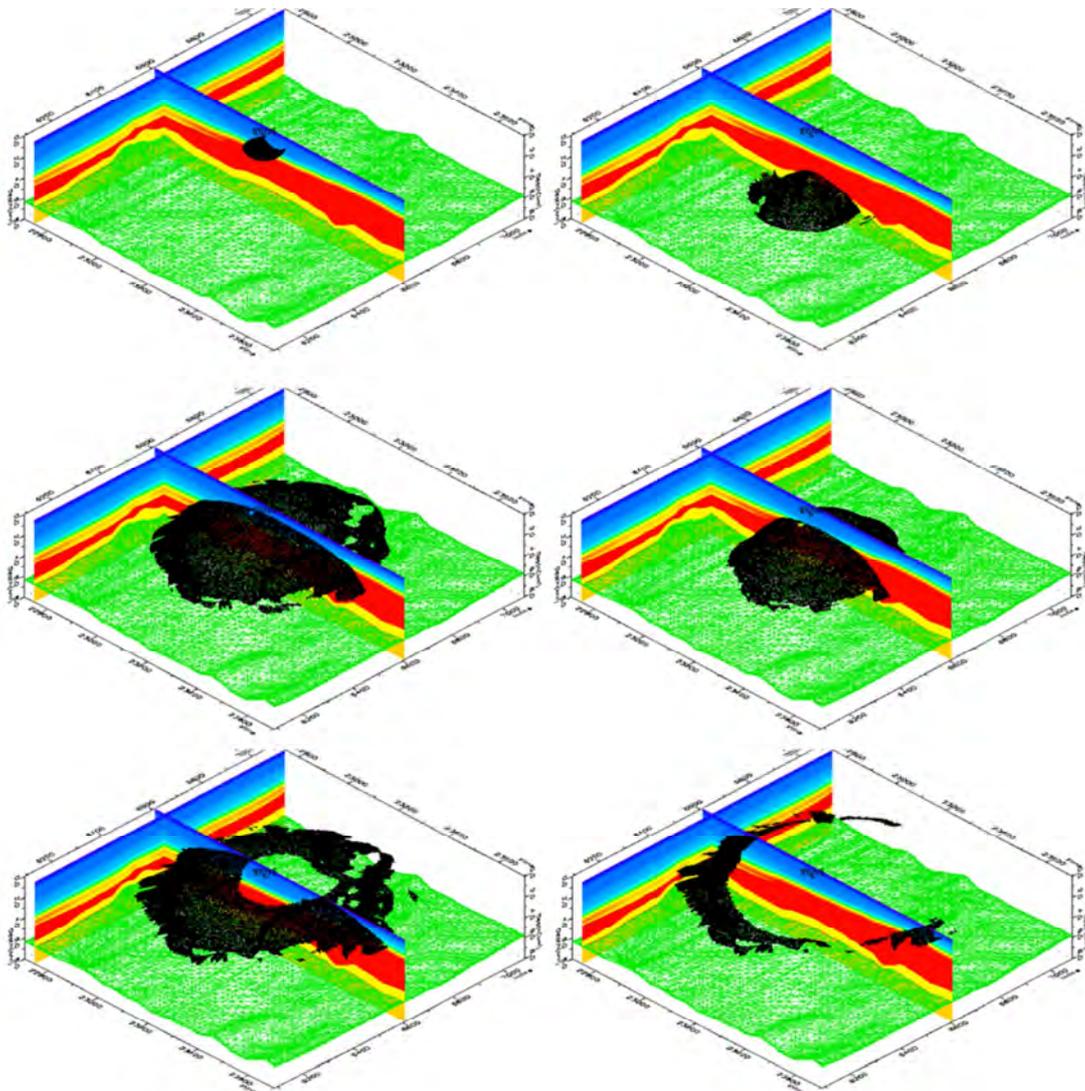


Figura 5.7. Modelado de un frente de onda propagándose en el modelo desde una fuente en la posición (13,13), incidiendo y reflejándose en el horizonte JSO. Los colores en las secciones representan la velocidad P.

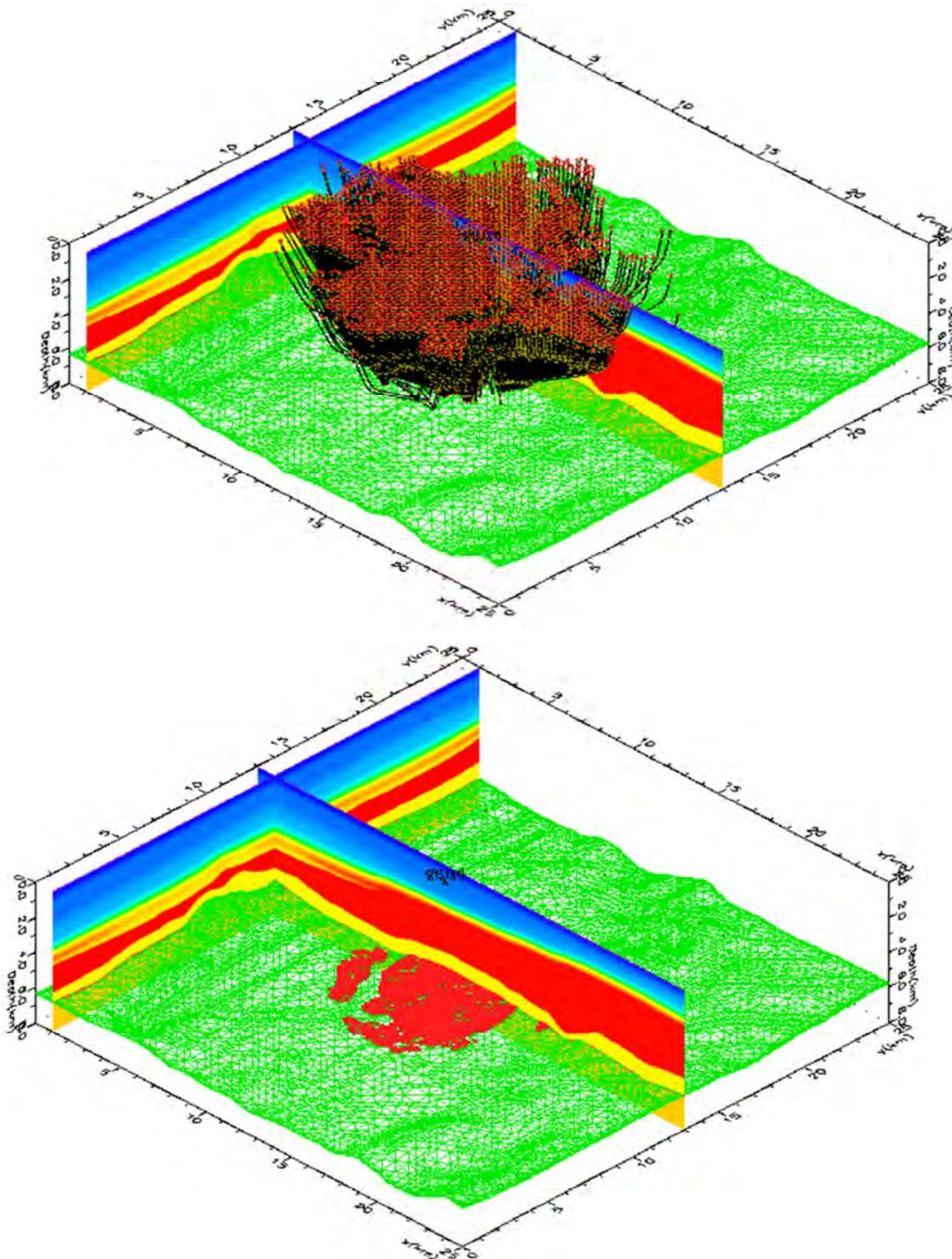


Figura 5.8. Trazado de rayos calculado a partir del frente de onda de la figura 5.7 (arriba) y área iluminada por los rayos en el horizonte JSO (abajo). Los colores en las secciones representan la velocidad P.

Iluminación en el horizonte objetivo

Para hacer los cálculos de la iluminación en el objetivo, éste fue dividido en cuadros de 100x100 m, formando cada uno de éstos un punto de reflejo común o CRP, en la figura 5.9 se muestra un mapa de iluminación en el horizonte JSO proveniente del tiro (13,13), indicando en color el número de rayos incidente en cada CRP. En la figura 5.9 además se muestra la información estadística de éste mapa. Otros atributos de iluminación como el máximo ángulo de incidencia, figura 5.10, muestra que no hay rayos que incidan a más de 42°, el offset promedio, figura 5.11, muestra que es innecesario tener tendidos de más de 12.6 km y tiempo de viaje promedio, figura 5.12, el cual muestra que se necesitan al menos 3.5 s de grabación y que prácticamente no hay información después de los 5 s. Hay muchos mapas de iluminación e información estadística que se puede generar, pero considero que los mapas mencionados son suficientes para comprender los aspectos generales de la iluminación.

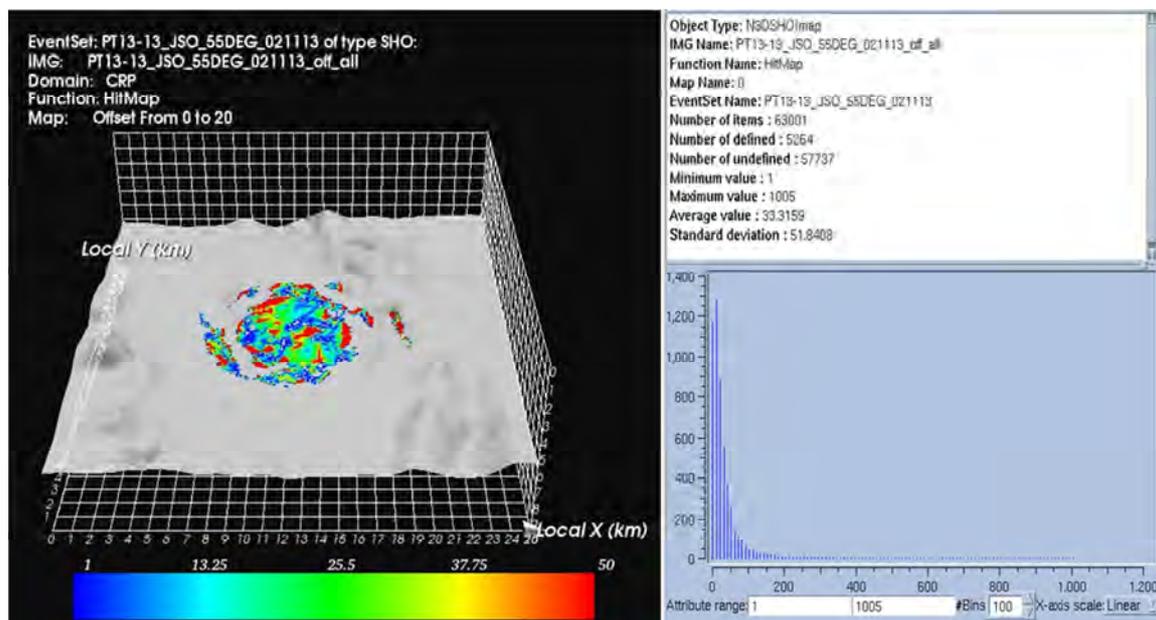


Figura 5.9. Mapa de iluminación en el horizonte JSO, indicando en color el número de rayos incidentes en cada CRP (izquierda) e información estadística del mismo (derecha), dado un arreglo de un tiro en la coordenada (13,13) y detectores cada 50 m en toda el área del modelo.

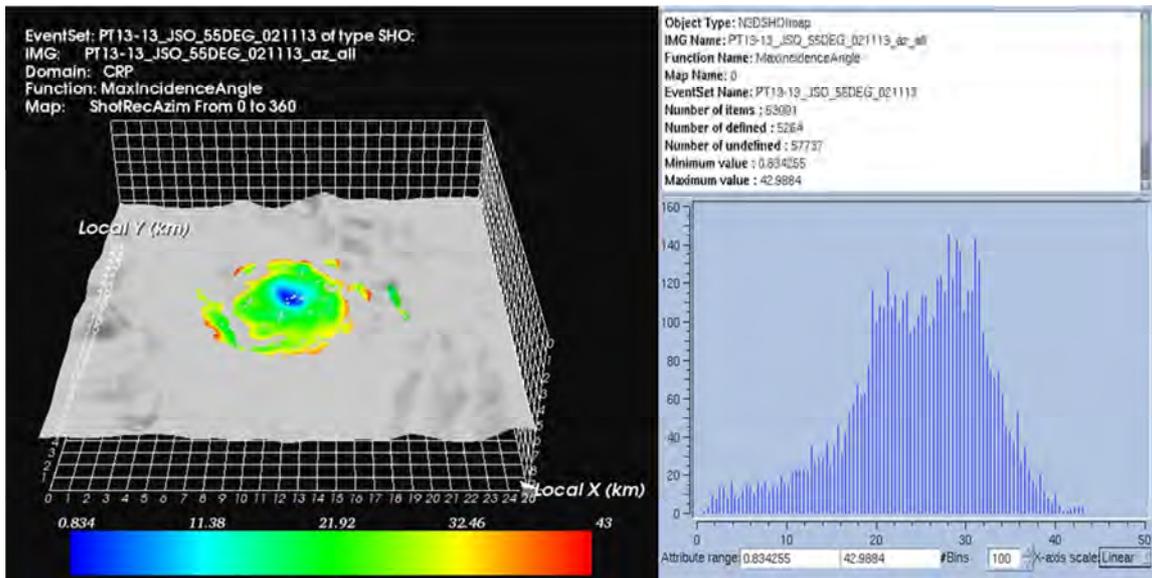


Figura 5.10. Mapa de iluminación en el horizonte JSO, indicando en color el máximo ángulo de incidencia en cada CRP (izquierda) e información estadística del mismo (derecha), dado un arreglo de un tiro en la coordenada (13,13) y detectores cada 50 m en toda el área del modelo.

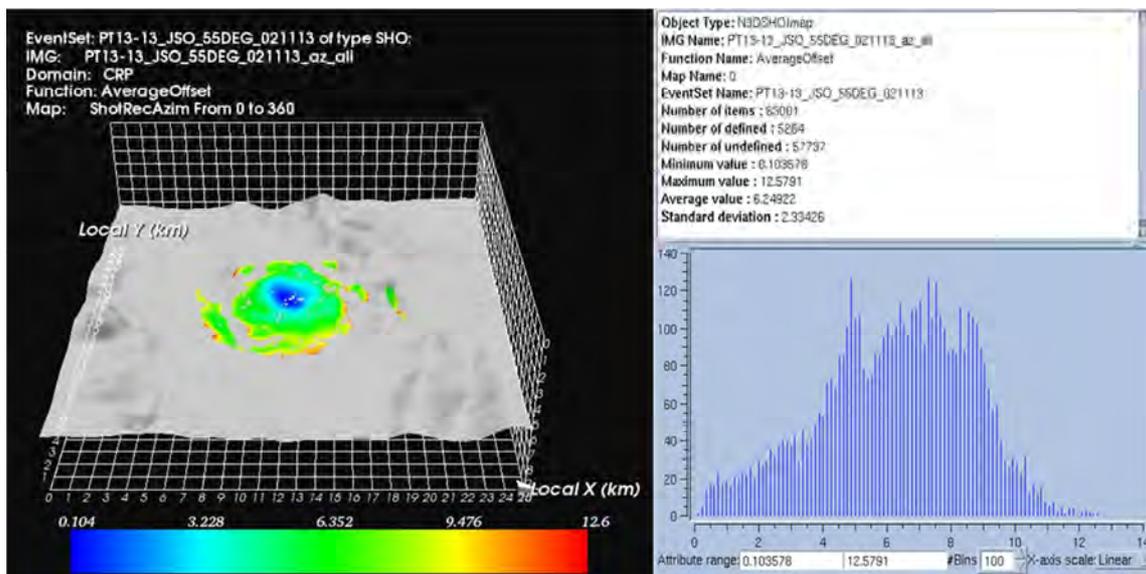


Figura 5.11. Mapa de iluminación en el horizonte JSO, indicando en color el offset promedio en cada CRP (izquierda) e información estadística del mismo (derecha), dado un arreglo de un tiro en la coordenada (13,13) y detectores cada 50 m en toda el área del modelo.

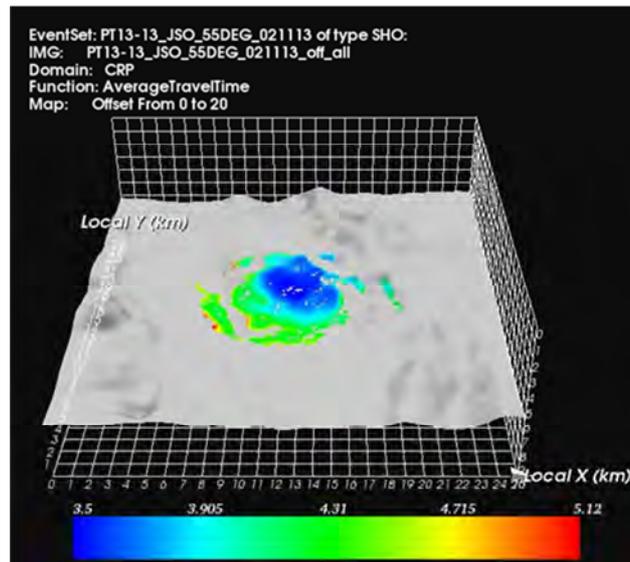


Figura 5.12. Mapa de iluminación en el horizonte JSO, indicando en color el tiempo de viaje promedio en cada CRP, dado un arreglo de un tiro en la coordenada (13,13) y detectores cada 50 m en toda el área del modelo.

Para analizar el comportamiento del offset lo subdividí en 15 intervalos de 1 km, generando un mapa de iluminación para cada intervalo, figura 5.13, indicando en color el máximo ángulo de incidencia. Se observa en el primer intervalo 0-1 una pequeña área iluminada de forma ovalada con ángulos máximos de incidencia cercanos a cero, en el segundo intervalo 0-2 la forma del área iluminada es ahora un aro ovalado con un ángulo máximo de incidencia un poco mayor al intervalo anterior, este comportamiento se mantiene hasta aproximadamente el intervalo 7-8, posteriormente el área iluminada comienza a decrecer y dispersarse de manera que para el intervalo 12-13 es mínima el área iluminada, se observa que el ángulo máximo de incidencia no supera los 43°. Para analizar éste comportamiento realicé unas gráficas que relacionan los diferentes intervalos de offset con la iluminación (CRPs iluminados), el número de rayos promedio en cada CRP (HITMAP) y el ángulo de incidencia promedio, figuras 5.14 y 5.15, se observa que el incremento en la iluminación máximo se alcanza en el intervalo 7-8 Km, mientras que los rayos incidentes en cada CRP alcanzan un máximo en el intervalo 8-9 Km, por otro lado, el ángulo de incidencia promedio se incrementa hasta 43° posterior al cual ya no hay reflejos.

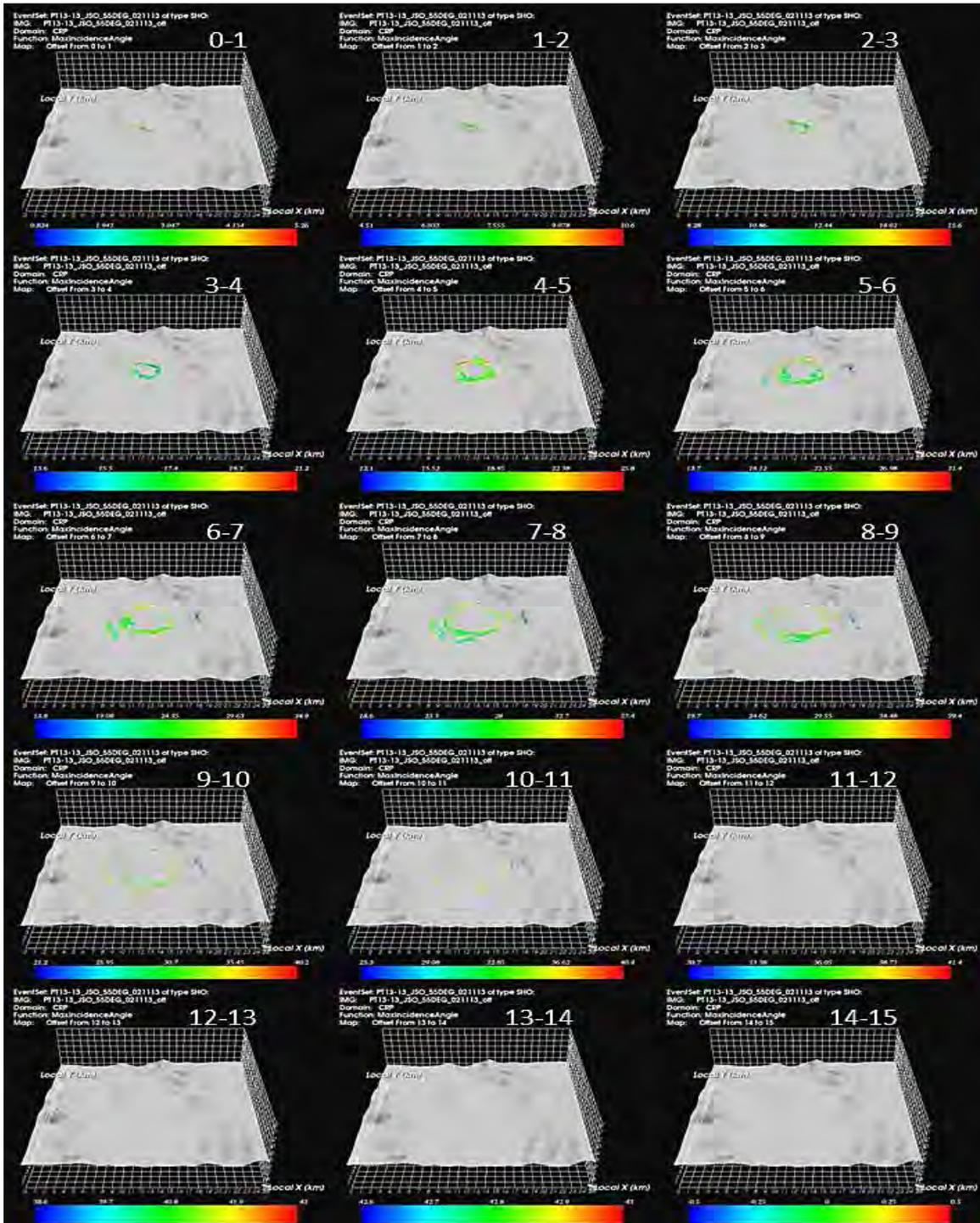


Figura 5.13. Mapas de iluminación en el horizonte JSO, correspondientes a 15 intervalos de offset, indicando en color el máximo ángulo de incidencia en cada CRP, dado un arreglo de un tiro en la coordenada (13,13) y detectores cada 50 m en toda el área del modelo.

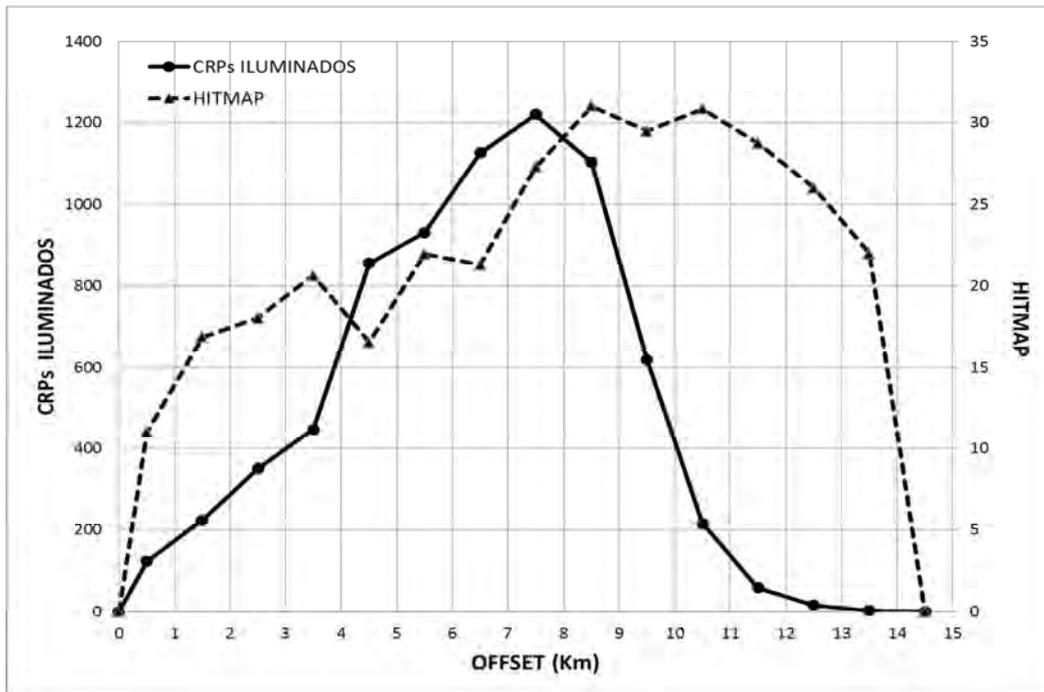


Figura 5.14. Gráfica que muestra la relación entre los 15 intervalos de offset, los CRPs iluminados en cada intervalo y el número de rayos promedio en cada CRP (HITMAP).

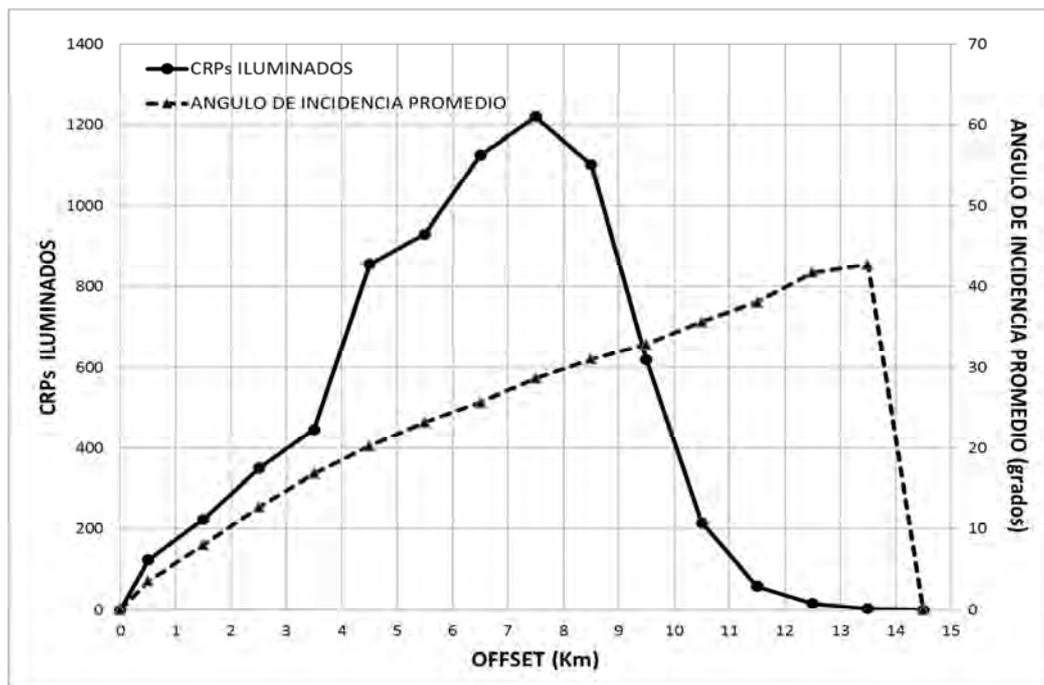


Figura 5.15. Gráfica que muestra la relación entre los 15 intervalos de offset, los CRPs iluminados en cada intervalo y máximo ángulo de incidencia en cada CRP (HITMAP).



Para rangos de offset de 9-10 Km, el promedio de rayos incidentes en los CRP aún es alto y el ángulo de incidencia promedio sigue incrementándose, sin embargo, el número de CRPs iluminados ha decrecido drásticamente, por lo que el usar offsets mayores a 10 Km nos daría muy poca información extra.

Iluminación en los horizontes no objetivo

Posteriormente se realizó el mismo modelado de una sola fuente (13,13), pero ahora para los horizontes TER1, TER2, TER3, KS, JST y JSK, con el fin de comparar sus respectivos comportamientos con el horizonte objetivo JSO, se muestra la relación entre el offset y los CRPs iluminados en cada intervalo, figura 6.16, y el acumulado en cada intervalo, figura 6.17, analizados en cada uno de los horizontes, así mismo se muestra la relación de los intervalos de offset con el promedio de los rayos incidiendo en cada CRP, figura 5.18, y el ángulo de incidencia promedio, figura 5.19, finalmente se muestra un gráfico similar al 5.15 en donde se compara el horizonte JSO y KS, figura 5.20.

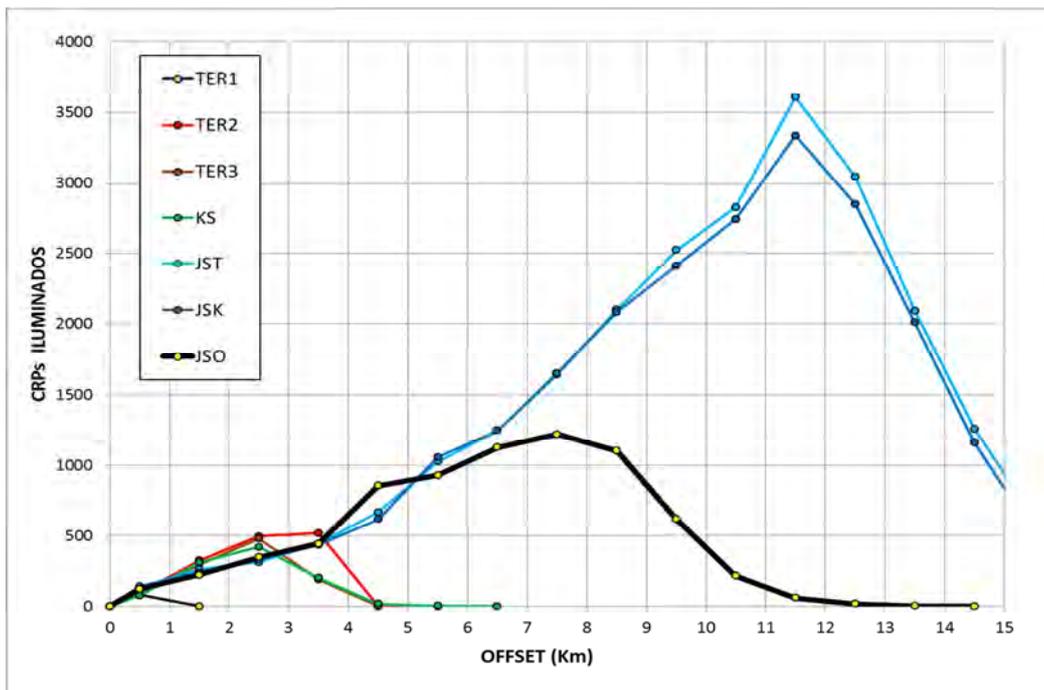


Figura 5.16. Gráfica que muestra la relación entre los 15 intervalos de offset y los CRPs iluminados en cada intervalo para siete horizontes del modelo.

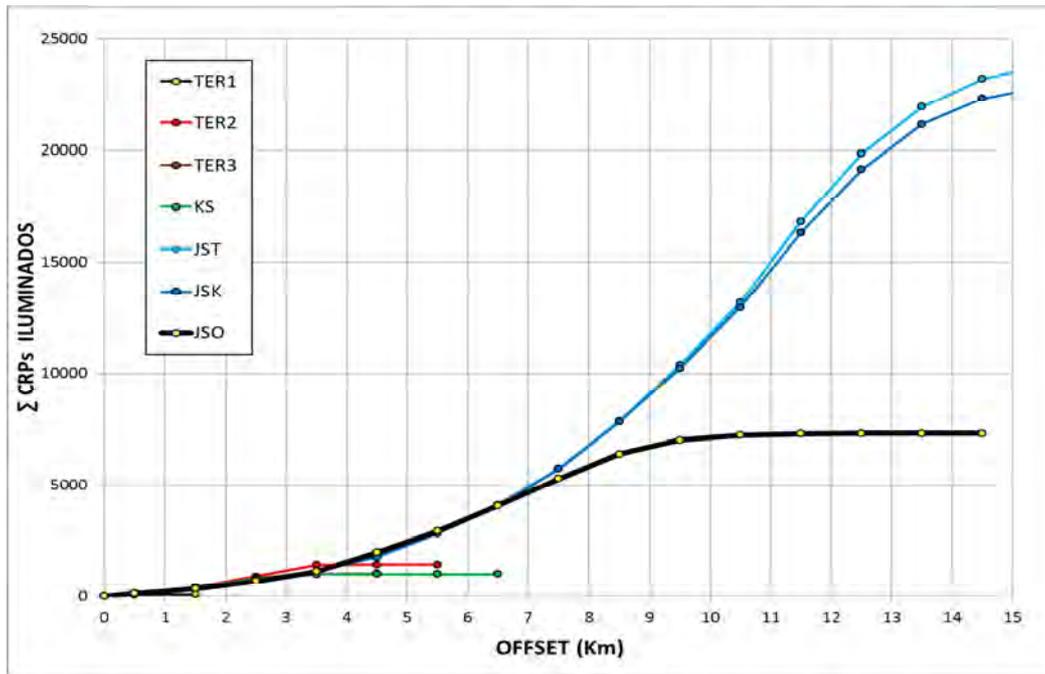


Figura 5.17. Gráfica que muestra la relación entre los 15 intervalos de offset y el acumulado de los CRPs iluminados en cada intervalo para siete horizontes del modelo.

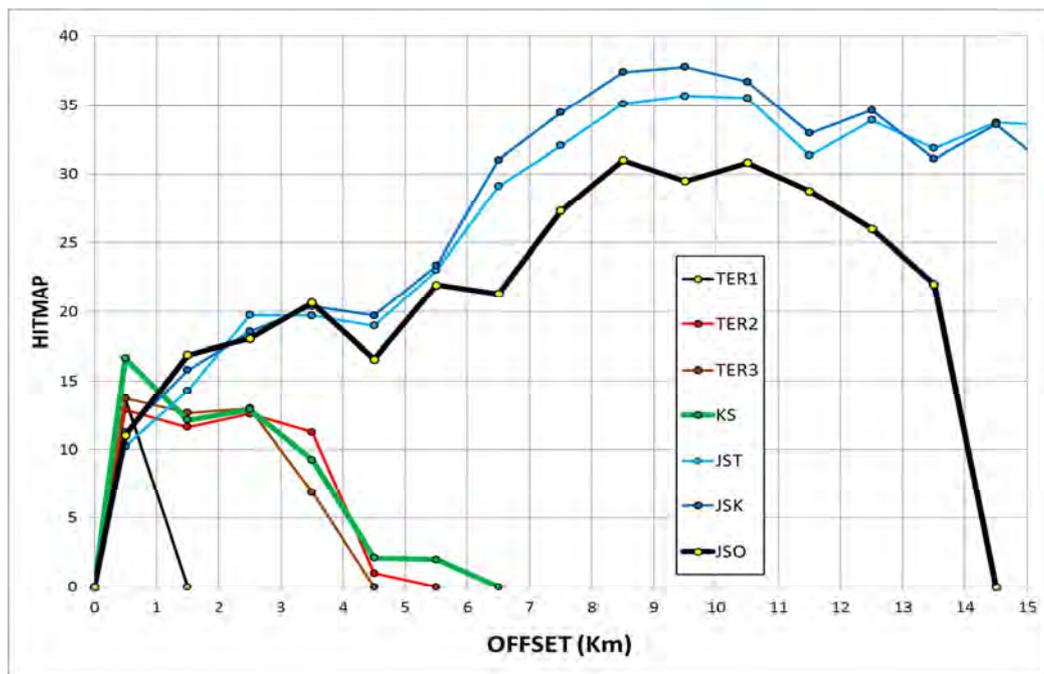


Figura 5.18. Gráfica que muestra la relación entre los 15 intervalos de offset y el promedio del número de rayos incidentes en los CRPs en cada intervalo para siete horizontes del modelo.

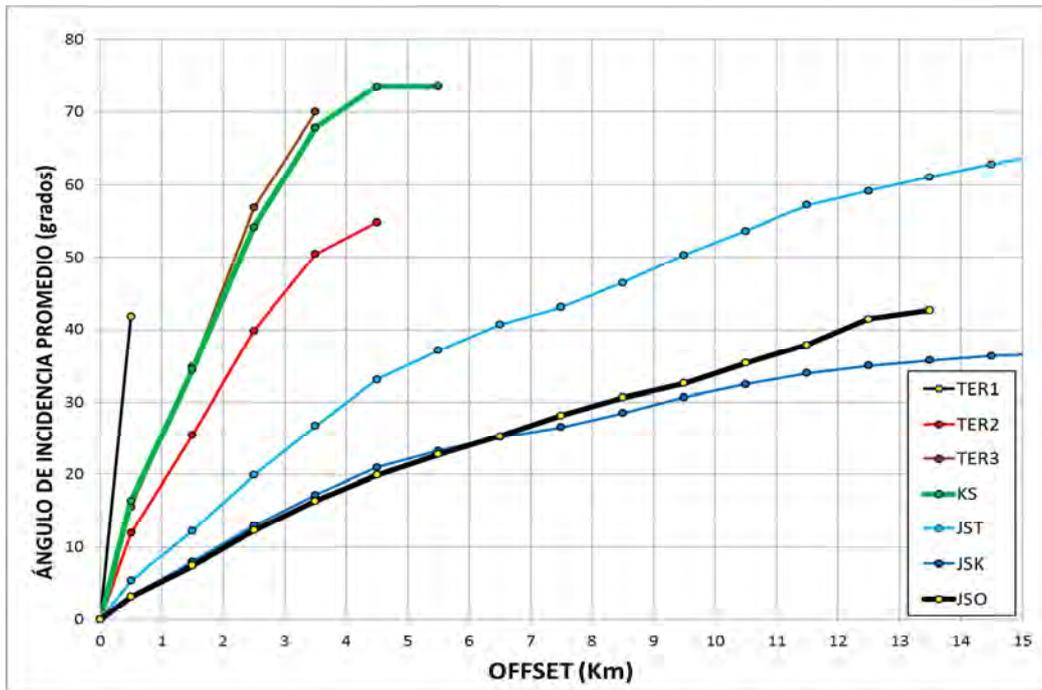


Figura 5.19. Gráfica que muestra la relación entre los 15 intervalos de offset y el ángulo de incidencia promedio en cada intervalo para siete horizontes del modelo.

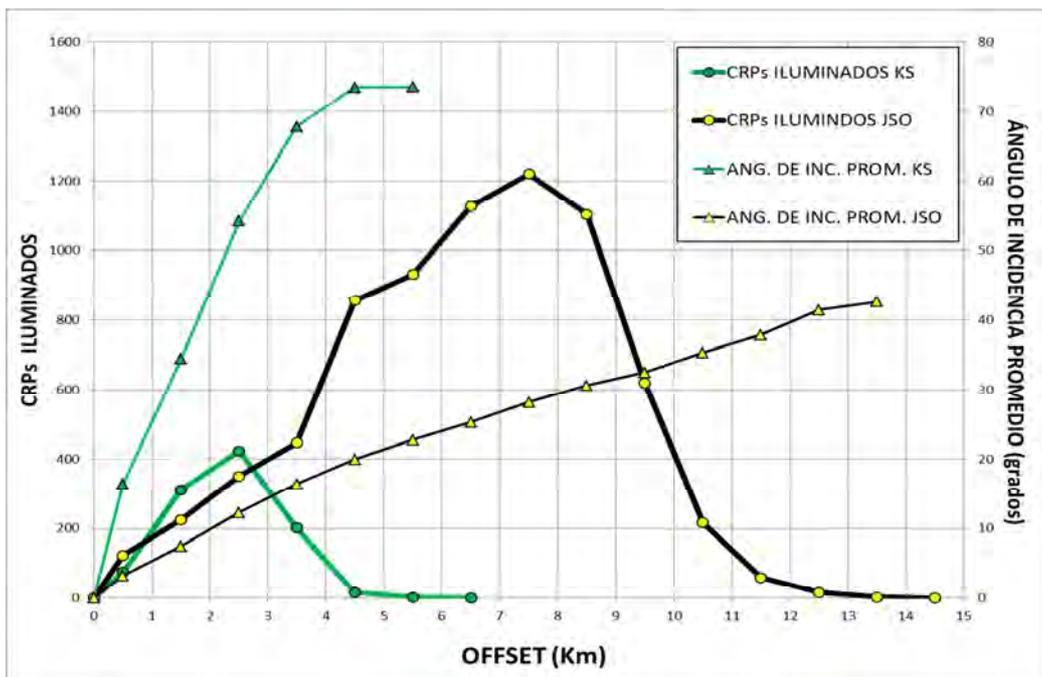


Figura 5.20. Gráfica que muestra la relación entre los 15 intervalos de offset, los CRPs iluminados en cada intervalo y máximo ángulo de incidencia en cada CRP (HITMAP), para los horizontes JSO y KS.

En la figura 5.16 se observa que los CRPs iluminados en cada horizonte se incrementan con el offset hasta un valor máximo en donde empiezan a decrecer, haciendo un acumulado de los CRPs por offset, figura 5.17, se aprecia que a cierto rango de offset la curva se aplana indicando que el incremento es mínimo o casi nulo, por otra parte se muestra el comportamiento del promedio de número del número de rayos incidentes en los CRPs, figura 5.18, se aprecia al igual que en los gráficos anteriores un incremento hasta un valor máximo a partir del cual empieza a decrecer el número de rayos incidentes en los CRPs, el comportamiento del ángulo de incidencia promedio es similar en todos los horizontes, figura 5.19, incrementándose conforme el offset se aumenta, hasta un valor máximo en donde ya no se tiene información reflejada (ángulo crítico). El horizonte KS (verde) es el tradicionalmente más explorado, se observa que para el rango de offset de 2-3 Km alcanza su incremento máximo en CRPs iluminados, mientras que el JSO lo alcanza hasta el rango de 7-8 Km, mientras que para el KS después del rango de 3-4 Km casi es nula la información, para el JSO después del rango de 9-10 Km existe muy poca información adicional. Dado que los offsets máximos utilizados para adquisición sísmica real en la región marina de Campeche están en el rango de 4 a 6 Km se explica en parte la relativa facilidad en la exploración del KS y la gran dificultad que resulta el explorar el JSO, por lo que de acuerdo a éste ejercicio es recomendable utilizar un offset máximo en el rango de 8-10 Km, no solo la iluminación o la cantidad de rayos en cada CRP afectan la imagen, un amplio rango de ángulos de incidencia es un factor importante en la calidad de la imagen y la resolución, Tzimeas,1999.



V.4. Modelado de un levantamiento 3D

Diseño del levantamiento

Para modelar el levantamiento 3D se replicó un fragmento del arreglo real en el área del modelo, figura 5.21, éste arreglo está orientado 36°NE, consta de 4 streamers de 4800 m de longitud, espaciados 200 m, con receptores cada 25 m, 20 líneas de disparo de 20 Km de longitud, un espaciamiento de 400 m entre líneas de disparo, 100 m entre cada tiro y un sistema de dos pistolas alternadas o *Flip-Flop*, separadas 50 m, dando un total de 4020 tiros en total (201 tiros por línea) y 772 receptores (193 por streamer), figura 5.22. En la figura 5.23 se muestran las líneas fuentes (azul) y la primera posición del arreglo de detectores o streamers (rojo). En la figura 5.24, se muestra la cobertura o fold de éste arreglo y en la figura 5.25 el fold del levantamiento en el dominio offset-azimut.

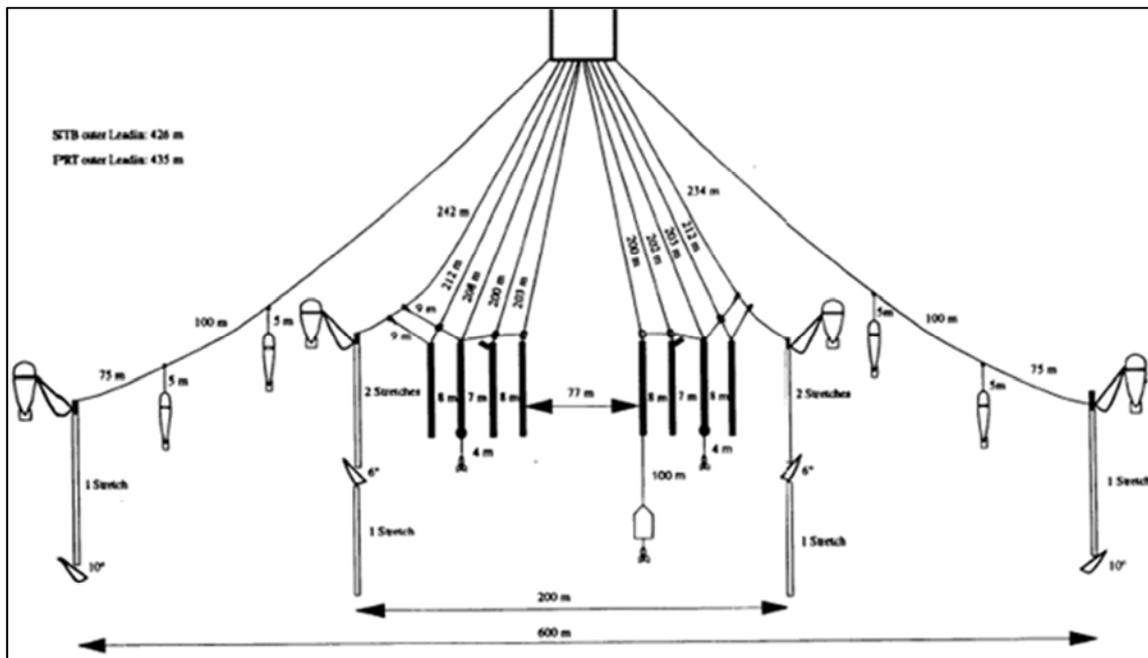


Figura 5.21. Configuración de la adquisición sísmica *streamer* en el área del modelado, reporte de adquisición sísmica, PEMEX, 1995.

Survey Name: CMNBD95

Survey Type
 Fixed Marine Coil

Units: m

Shot Configuration **Streamer/Receiver Configuration**

Center (x, y) (m) Local 13000.000 13000.000

Depth (m) 6.000

Rotation (Degrees relative to Coordinates X-axis) 54.000

Number of Shot Lines 20

Shot Line Length (m) 20000.000

Shot Line Spacing (m) 400

Shot Spacing (m) 100

FlipFlop Shot to Sail Line Distance (m) 50

Absolute Depth (m) 9

Minimum Offset (m) 188

Number of Streamers 4

Streamer Length (m) 4800

Streamer Spacing (m) 200

Receiver Spacing (m) 25

Feathering (Degrees) 0

Shots: 4020 per line: 201 Receivers: 772 per streamer: 193

Figura 5.22. Parámetros del arreglo de fuentes y detectores introducidos en NORSAR-3D para el modelado sísmico 3D.

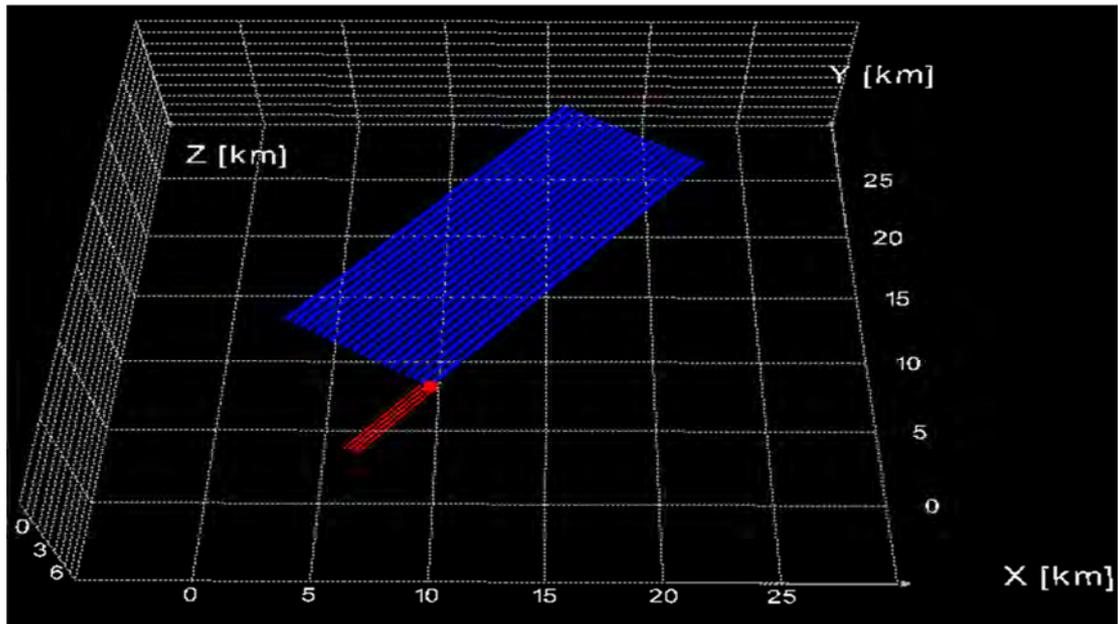


Figura 5.23. Líneas fuentes (azul) y primera posición del arreglo de líneas receptoras o streamers (rojo), generados con los parámetros de la figura 5.22.

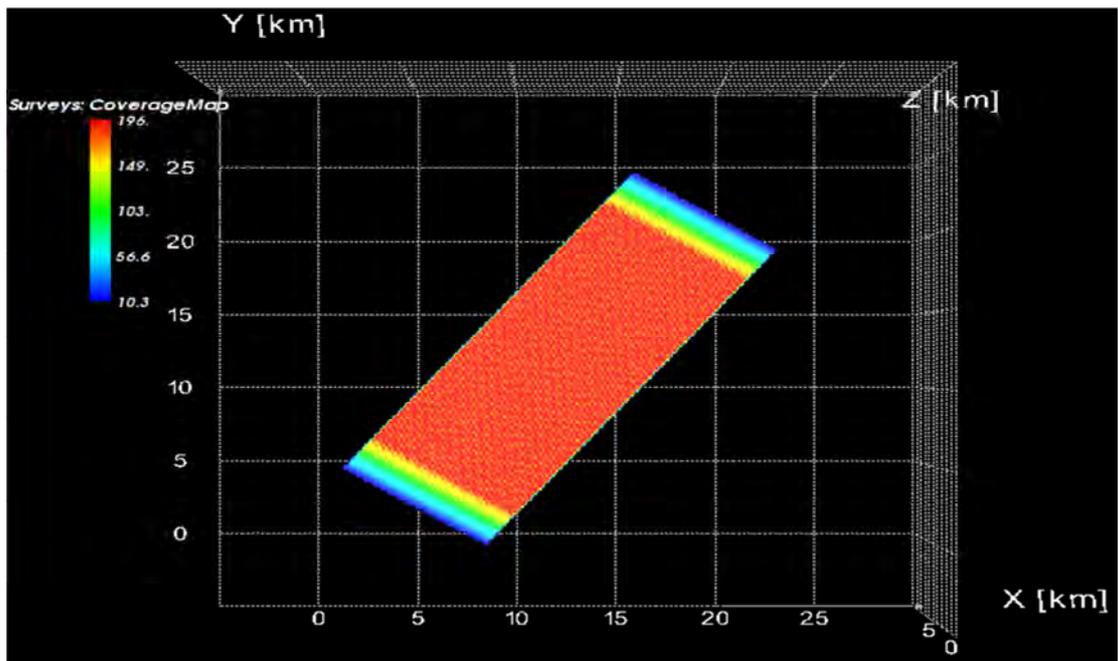


Figura 5.24. Fold del arreglo de líneas fuentes y detectoras mostrado en las figuras 5.22 y 5.23, el color indica el valor del fold en cada bin.

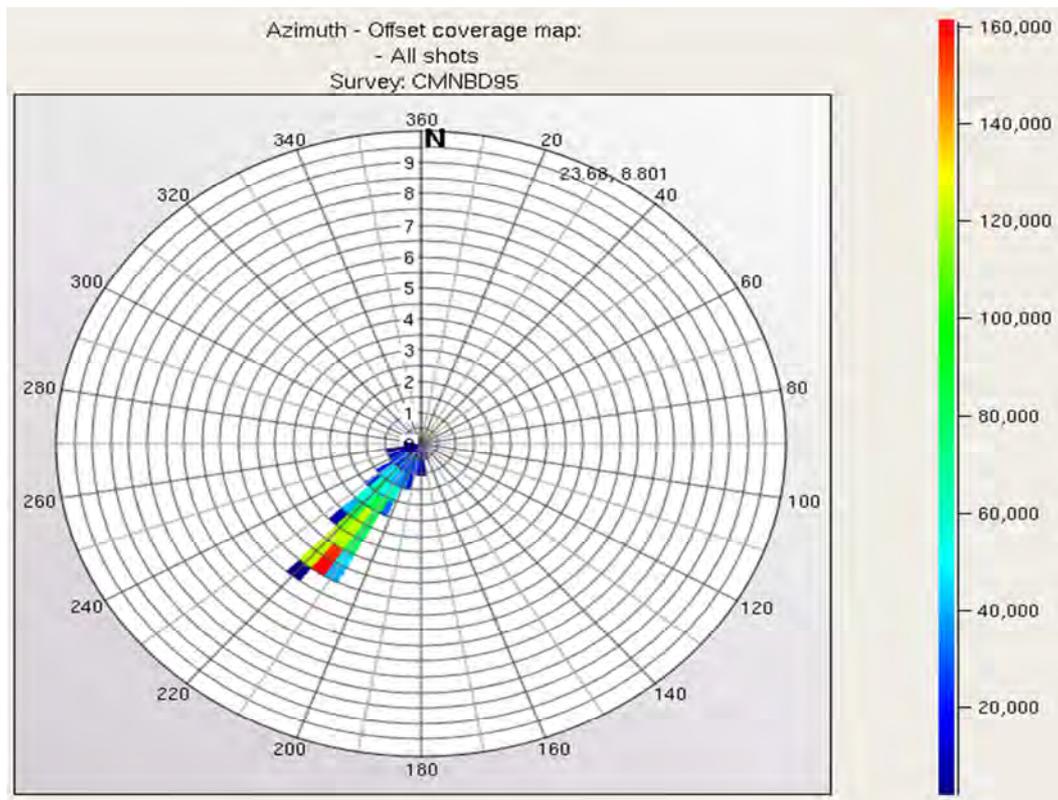


Figura 5.25. Fold del levantamiento en el dominio offset-azimut.

Modelado sísmico

Antes de modelar el frente de onda definí una serie de parámetros tales como: tipo de onda (directa, PP, PS, SS), tipo de disparo (esférico, disco), horizonte objetivo (aunque el frente de onda viaja por todo el modelo se puede seleccionar un horizonte o más para calcular los atributos de los rayos), máxima distancia entre rayos (distancia máxima entre rayos adyacentes), máximo ángulo entre rayos, intervalos del tiempo del frente de onda, máximo ángulo de incidencia en las interfaces, tiempo de máximo viaje, entre otros, para los cuales realicé diversas pruebas. La mayoría de los parámetros tienen un impacto en el tiempo de cómputo, por lo que son de importancia cuando se modela una gran cantidad de disparos o frentes de onda. Una de las restricciones principales que hice, fue la remoción de reflexiones postcríticas dado que se está modelando sísmica de reflexión. Una vez definidos los parámetros, se inició el modelado de los 4020 tiros del arreglo.



Iluminación en el horizonte objetivo

Para hacer los cálculos de la iluminación en el objetivo, éste fue dividido en cuadros de 100x100 m, formando cada uno de éstos un punto de reflejo común o CRP, en la figura 5.26 se muestra un mapa de iluminación en el horizonte JSO resultado del modelado de todos los tiros en el arreglo, indicando en color el número de rayos incidente en cada CRP o HITMAP, e información estadística del mapa, teniendo un valor mínimo de 1, un máximo de 20349 y un promedio de 366. Así mismo se muestran otros atributos de iluminación como el, figura 5.27, en dónde se observa que el ángulo de incidencia máximo más común es de 20°, el offset máximo, figura 5.28, muestra un valor máximo de 5 Km y tiempo máximo de viaje, figura 5.29, en donde se observa un valor mínimo de 2.61 s y un máximo de 4.63 s.

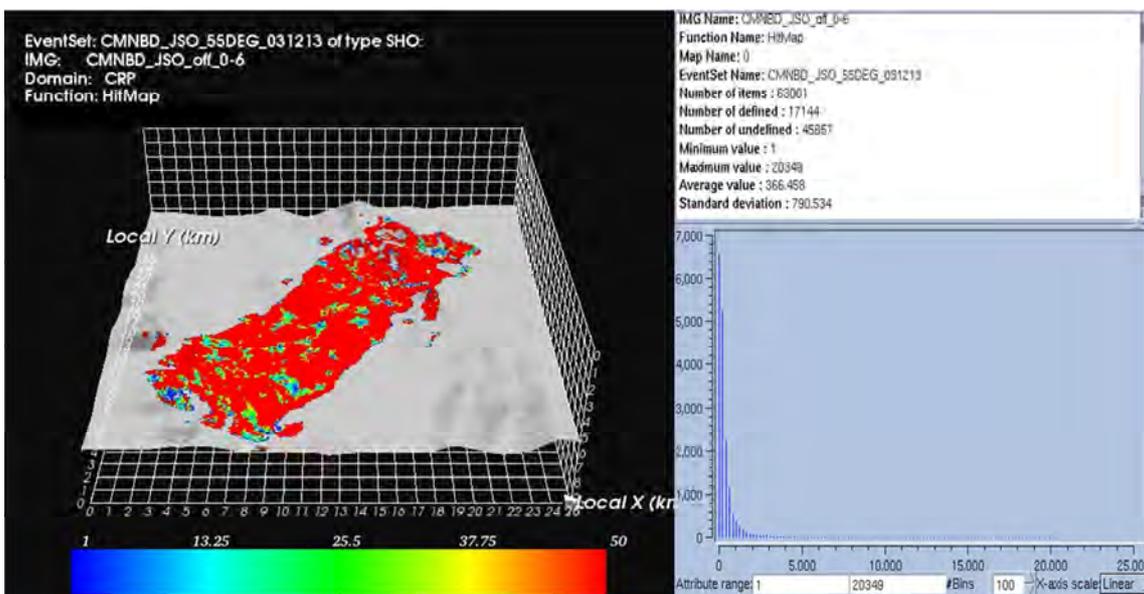


Figura 5.26. Mapa de iluminación en el horizonte JSO, indicando en color el número de rayos incidentes en cada CRP (izquierda) e información estadística del mismo (derecha), dado el arreglo de las figuras 5.22 y 5.23.

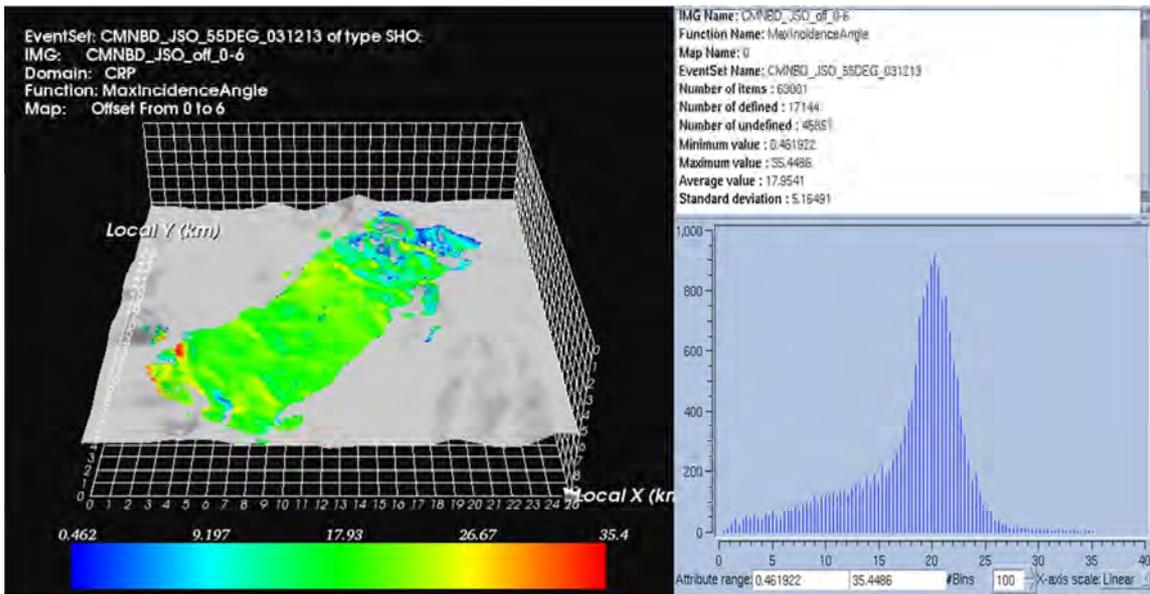


Figura 5.27. Mapa de iluminación en el horizonte JSO, indicando en color el ángulo de incidencia máximo en cada CRP (izquierda) e información estadística del mismo (derecha), dado el arreglo de las figuras 5.22 y 5.23.

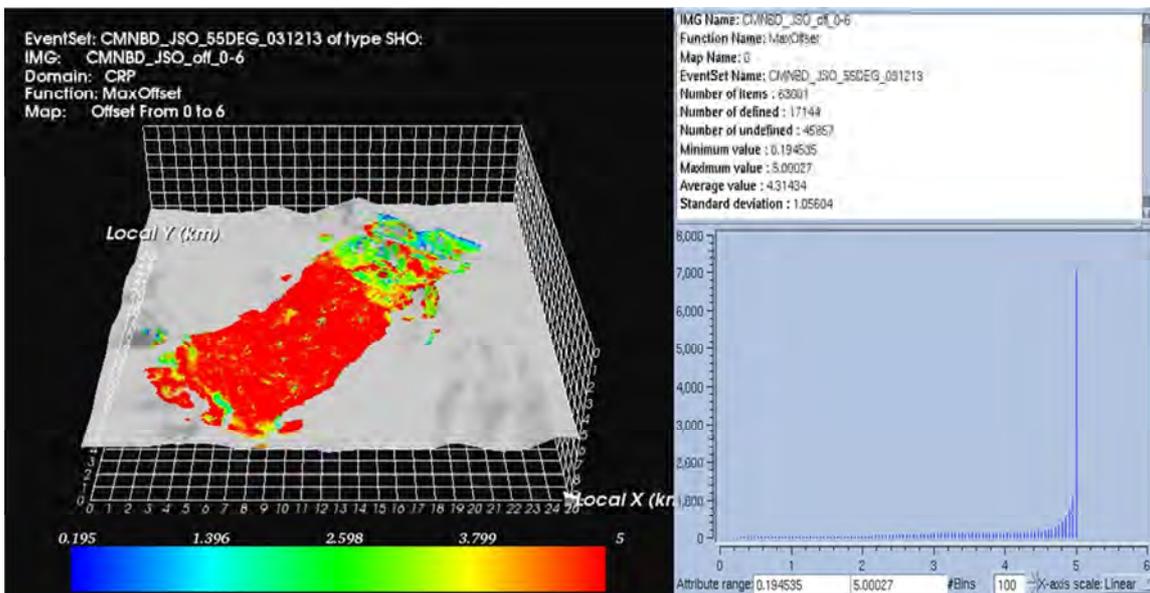


Figura 5.28. Mapa de iluminación en el horizonte JSO, indicando en color el offset máximo en cada CRP (izquierda) e información estadística del mismo (derecha), dado el arreglo de las figuras 5.22 y 5.23.

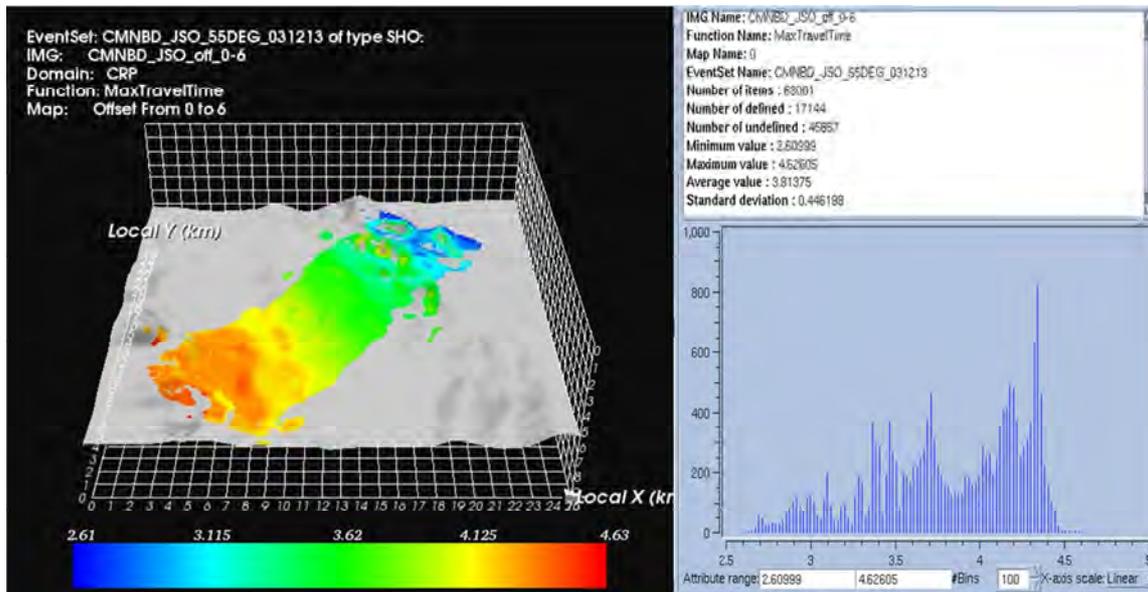


Figura 5.29. Mapa de iluminación en el horizonte JSO, indicando en color el tiempo máximo de viaje en cada CRP (izquierda) e información estadística del mismo (derecha), dado el arreglo de las figuras 5.22 y 5.23.

Dados los resultados del modelado reflejados en los mapas de iluminación anteriores, se observa que dado un modelo geológico no complejo, se pudo obtener una buena iluminación en el horizonte JSO, con una densidad de rayos por CRP homogénea en la mayor parte del levantamiento, excepto en los bordes y en pequeñas áreas de pobre iluminación, sin embargo, el ángulo de incidencia máximo más común es de 20°, lo que incide directamente en la relación señal-ruido y en consecuencia en la calidad de la imagen sísmica final. El ángulo de incidencia máximo coincide con el ejercicio de una fuente en donde se observa que para alcanzar un ángulo de incidencia máximo óptimo es necesario utilizar un offset máximo en el rango de 8-10 Km.

Como se comentó en el capítulo anterior, mediante el modelado sísmico también se puede generar sísmica sintética, en la figura 5.30 se muestra un ejemplo de los tiempos de viaje asociados a un tiro, en donde se observan los reflectores sísmicos curvos por efecto de la velocidad y el tiempo de viaje, en la figura 5.31 se observan éstos tiempos de viaje o *spikes* convolucionados con una ondícula sísmica y representados como sismogramas sintéticos.

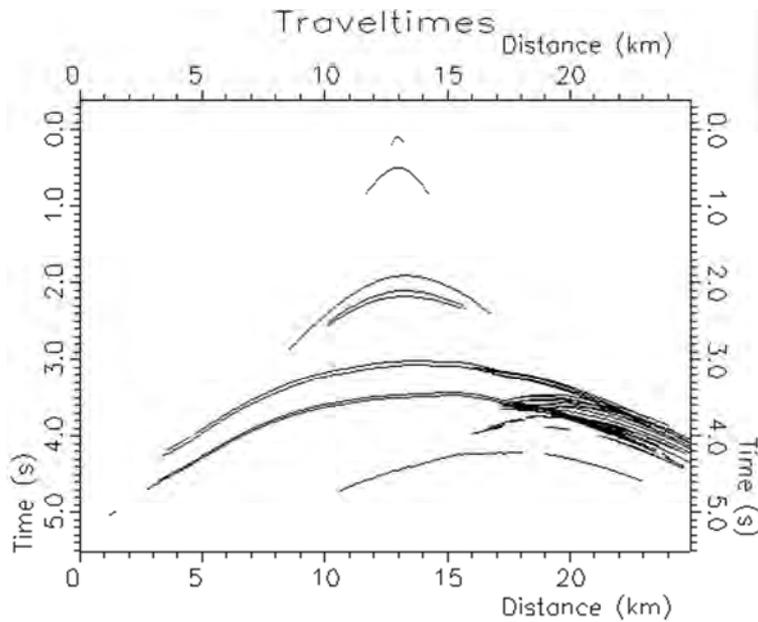


Figura 5.30. Gráfica de los tiempos de viaje de un frente de onda hasta su arribo a una línea de detectores de 25 Km.

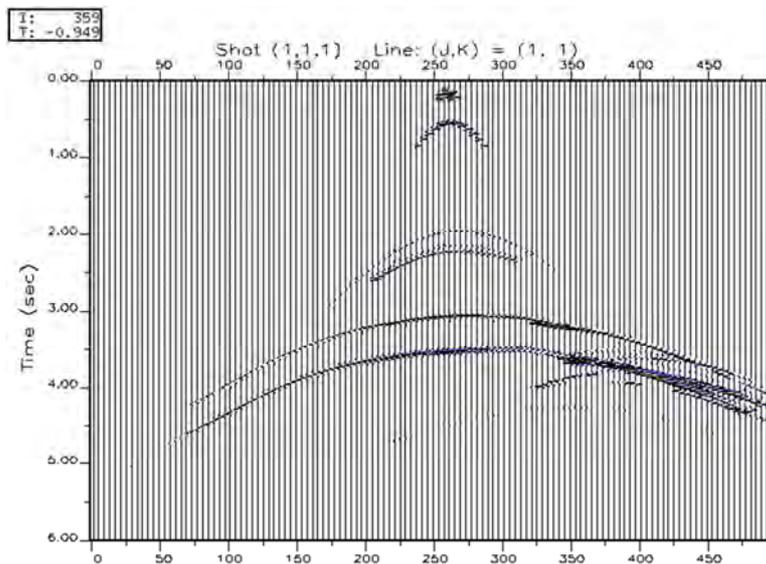


Figura 5.29. Sismograma sintético generado a partir de los tiempos de la figura 5.30 y una ondícula sísmica fase cero.



VI. MODELO DE CUÑA DEL JSO

V.1. Introducción

La roca almacén en los yacimientos descubiertos en el JSO, como ya se mencionó en los antecedentes, tiene espesores en el rango de 7-150 m, sin superar en la mayoría de los casos los 100 m, figura 2.9, esto representa una limitante en la resolución sísmica vertical, dada la profundidad a la que se encuentra (>5000 m). Trabajos previos basados en un modelo de cuña han arrojado luz en el entendimiento de la resolución sísmica, *Kallweit y Wood, 1982*, definiendo ciertas características básicas en su modelo y haciendo diferencia entre *detección* y *resolución*. La estratigrafía del play arenas del JSO tiene características peculiares, dentro de las que destacan los fuertes contrastes de velocidad y los delgados espesores presentes. En éste capítulo se modelará la respuesta sísmica del play JSO en un modelo de cuña, utilizando el modelo convolucional.

V.2. Construcción del modelo

El modelo es una sección en donde la roca almacén se acuña, representando la zona objetivo del play JSO. El modelo consta de cuatro interfaces y cinco bloques llamados: LUTITA, ANHIDRITA1, ARENAS, ANHIDRITA2 y SAL, tiene una longitud de 1600 m y una profundidad 600 m, el espesor de la LUTITA es constante con 125 m, el espesor vertical de la ANHIDRITA1 y ANHIDRITA2 es de 50 m de 0 a 1000 m en la sección, posteriormente se acuña hasta desaparecer a los 1400 m de la sección, las ARENAS varían de 250 a 0 m de 0 a 1000 m de la sección respectivamente, la SAL comprende la base del modelo hasta los 600 m de profundidad, figura 6.1. La velocidad P (V_P) y densidad (ρ) en cada bloque se obtuvo a partir de registros geofísicos de pozos que han atravesado el JSO, siendo estas propiedades constantes en cada bloque, figura 6.2.

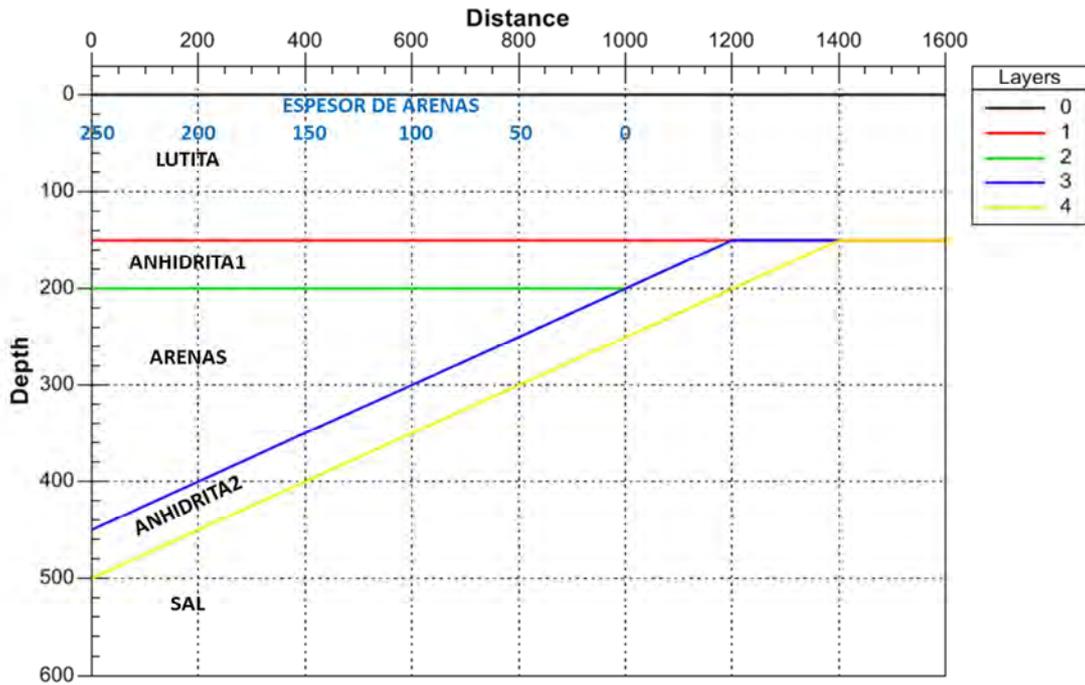


Figura 6.1. Modelo de cuña del JSO mostrando las interfaces y bloques que lo conforman, en azul se indica el espesor de las arenas.

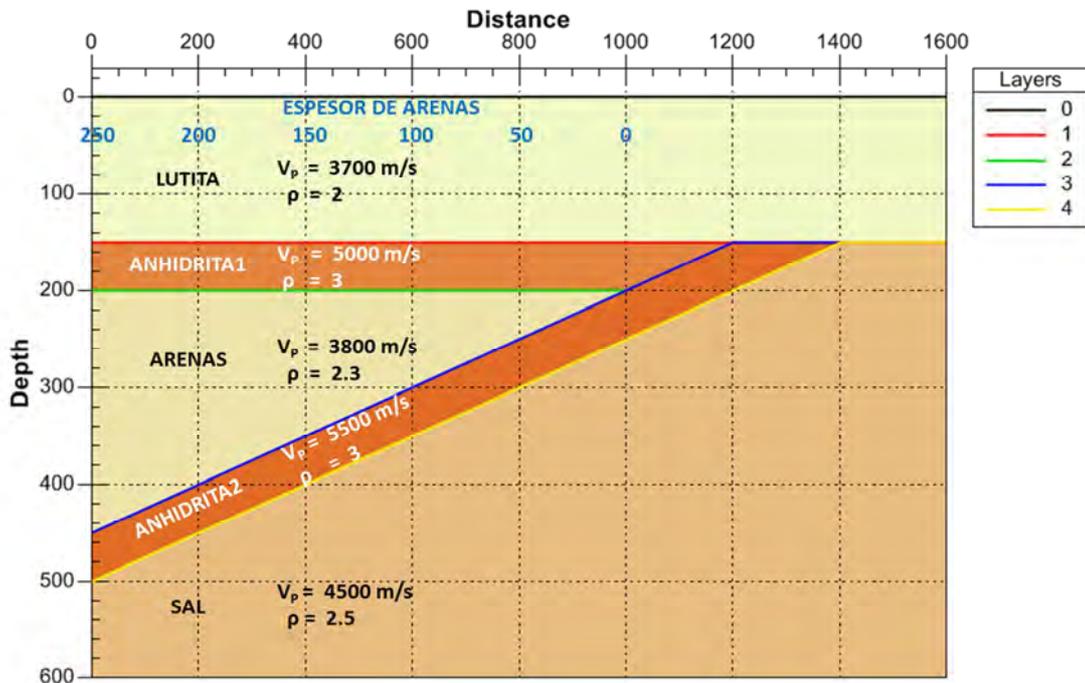


Figura 6.2. Modelo de cuña del JSO mostrando la velocidad P (V_p) y densidad (ρ) para cada bloque, el color representa la impedancia.



V.3. Modelado sísmico

Para generar secciones sísmicas sintéticas a partir del modelo de las figuras 6.1 y 6.2, se generaron trazas cada 20 m (64 trazas), en las que se calcularon sus correspondientes coeficientes de reflexión para cada traza, finalmente éstas series fueron convolucionadas con una ondícula Ricker de fase cero a diferentes frecuencias dominantes y representadas en tiempo doble, figura 6.3A y B.

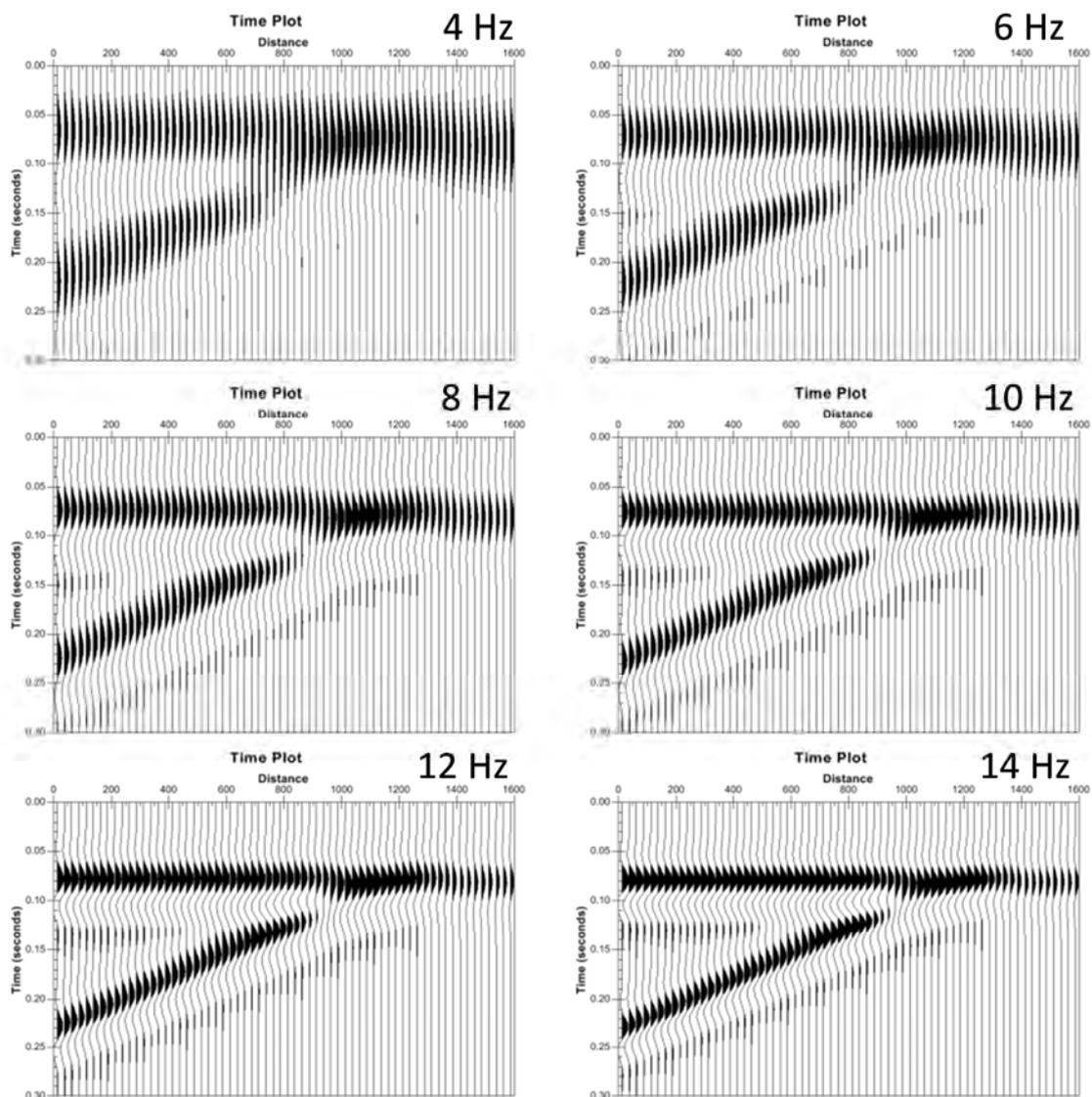


Figura 6.3A. Secciones sísmicas sintéticas generadas con una ondícula Ricker de fase cero y frecuencia dominante de 4, 6, 8, 10, 12 y 14Hz.

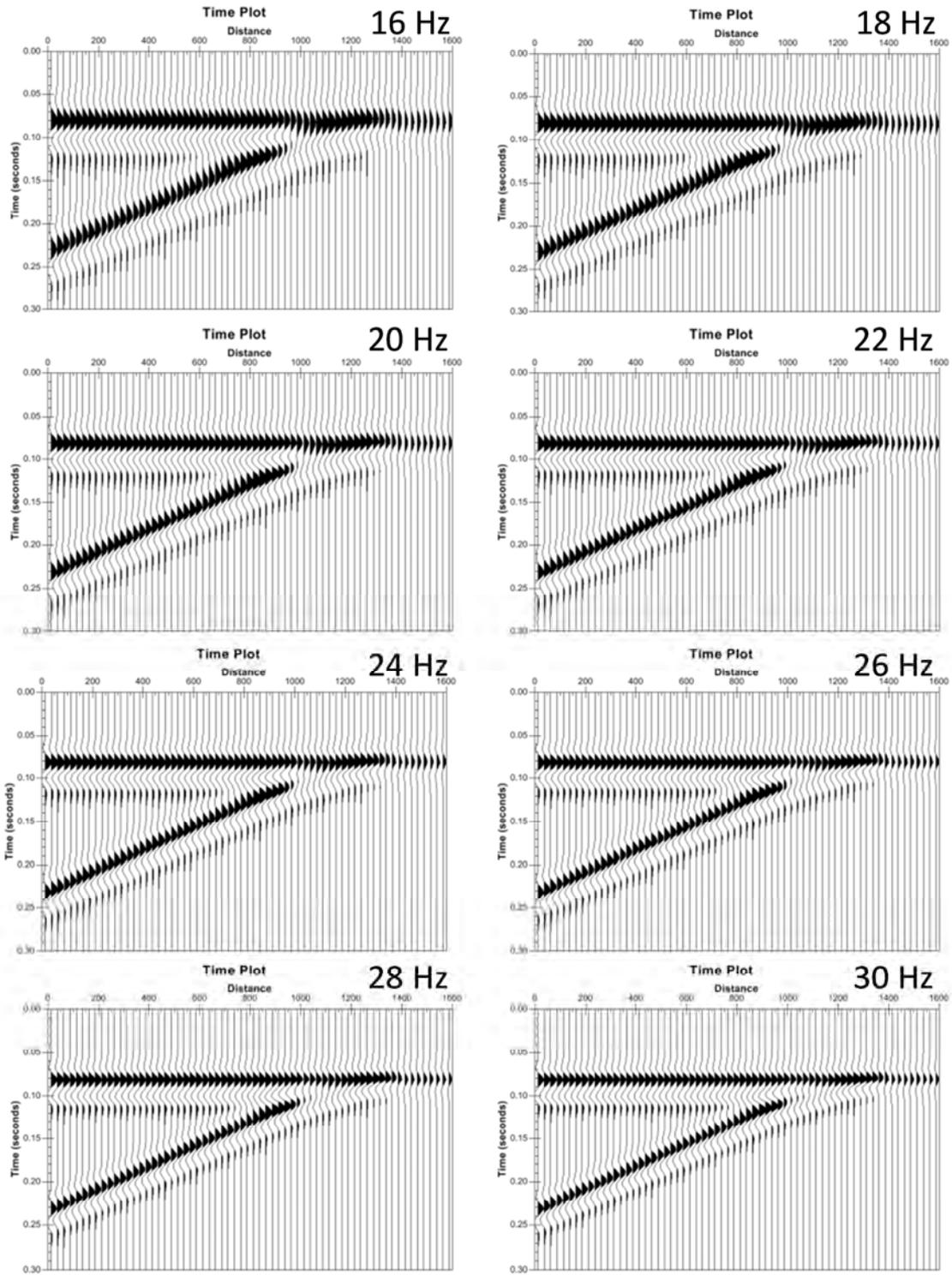


Figura 6.3B. Secciones sísmicas sintéticas generadas con una ondícula Ricker de fase cero y frecuencia dominante de 16, 18, 20, 22, 24, 26, 28 y 30 Hz.



En las figuras 6.3A y B se muestra una gama amplia de secciones sísmicas sintéticas, en donde son evidentes las diferencias en la resolución vertical, la cual depende de la frecuencia dominante en la ondícula Ricker utilizada, ya que las velocidades son conocidas. Considerando que el límite de la resolución es un cuarto de la longitud de onda, cuando la frecuencia dominante es usada para calcular la longitud de onda, en la figura 6.4 se grafica la resolución vertical de las ARENAS, ANHIDRITA1 y ANHIDRITA2 para diferentes frecuencias dominantes, en donde se observa que para poder resolver un espesor de 50 m en ANHIDRITA1 ARENAS y ANHIDRITA2 necesitaríamos frecuencias dominantes aproximadas de 25, 28 y 19 Hz respectivamente, estas frecuencias son demasiado altas para una profundidad del orden de 5000 m.

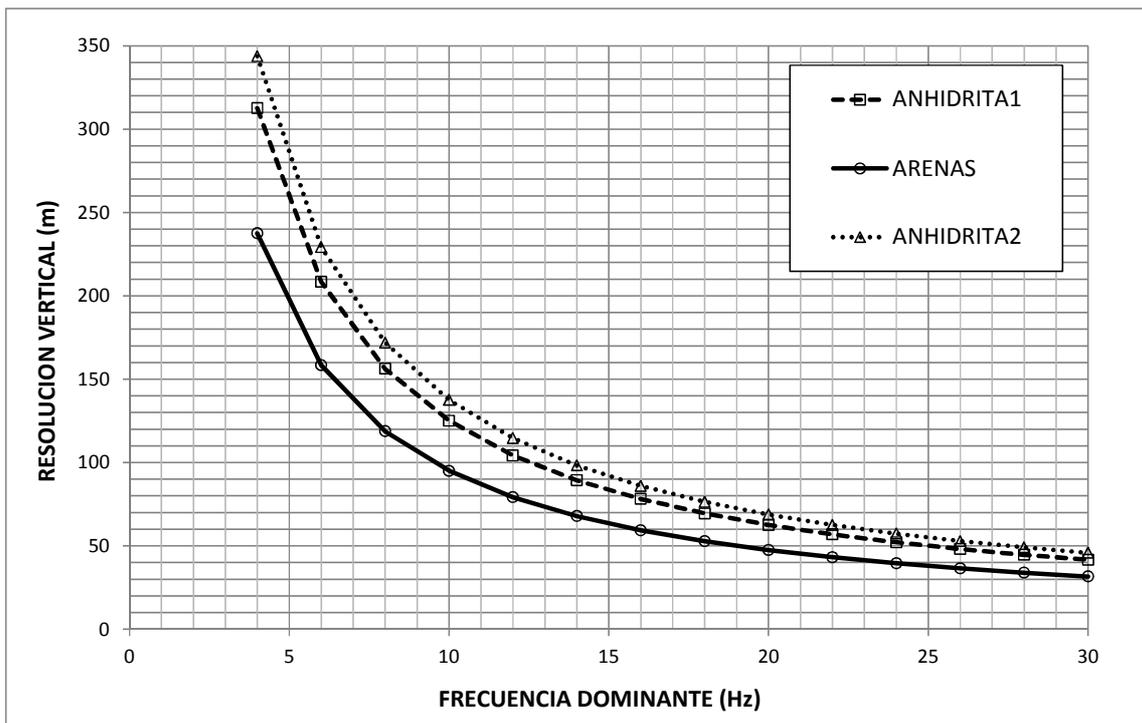


Figura 6.4. Resolución vertical para las ARENAS, ANHIDRITA1 y ANHIDRITA2 usando diferentes frecuencias dominantes.

Para conocer el contenido de frecuencias en el JSO, se analizaron cinco pozos, a partir de los cuales, se extrajeron sus ondículas mediante un método

determinístico, en la figura 6.5 se muestran estas ondículas y sus respectivas representaciones en el dominio de la frecuencia. Las frecuencias dominantes de las ondículas extraídas están en un rango de 8 a 14 Hz, siendo su promedio aproximadamente de 11 Hz.

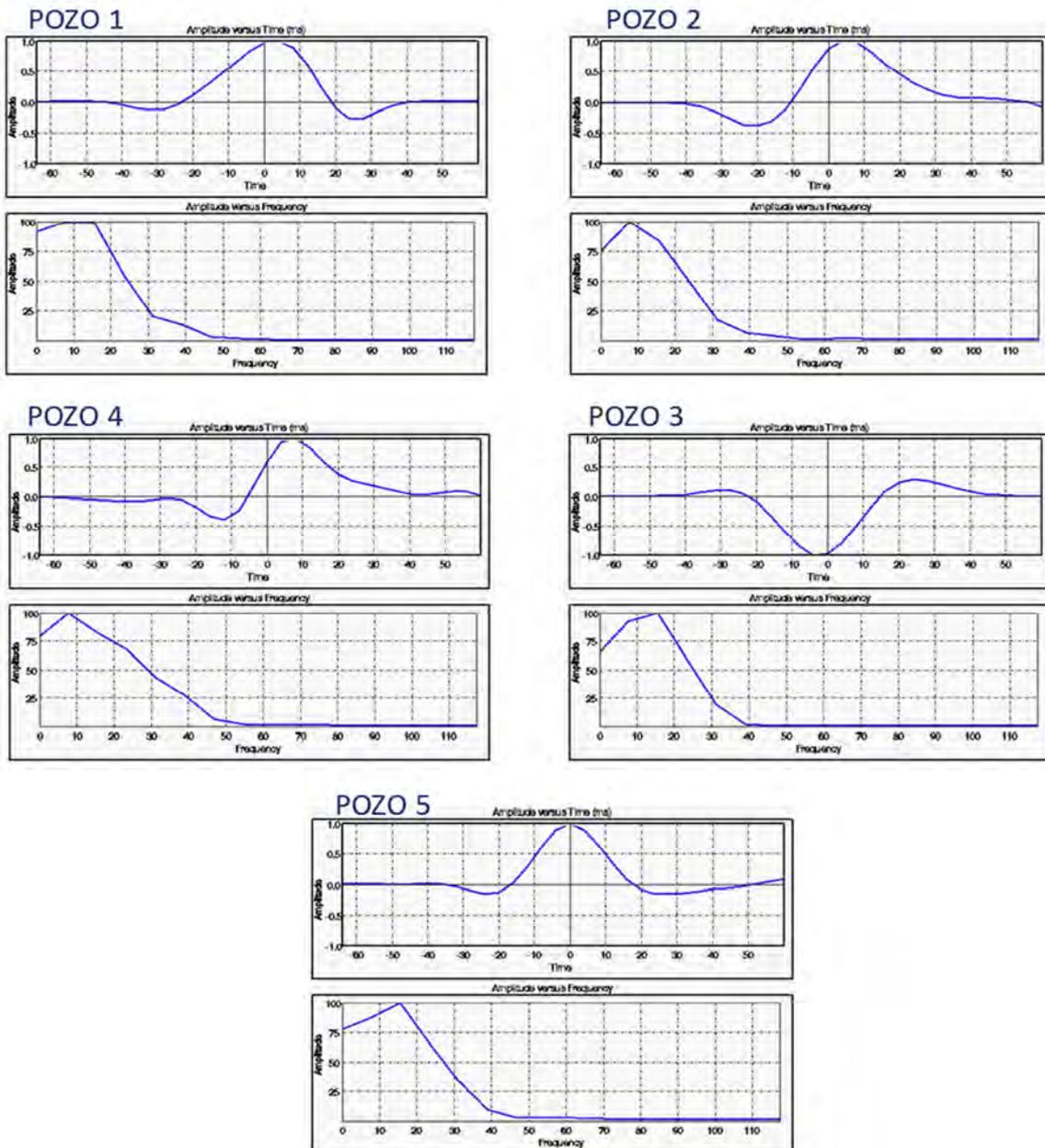


Figura 6.5. Ondículas extraídas de cinco pozos que cortaron el JSO y su correspondiente representación en el dominio de la frecuencia.



De acuerdo a la figura 6.4, para una frecuencia dominante de 11 Hz, el espesor máximo de ARENAS que podemos resolver es de ~90 m y para la ANHIDRITA1 y 2 de ~115 y ~125 m respectivamente, dado que las ARENAS encontradas en el JSO por lo general no sobrepasan los 90 m y que la ANHIDRITA1 y 2 son del orden de 50 m, estamos frente a un problema de resolución sísmica, aunado a las diferentes fases sísmicas observadas, evidenciadas en la figura 6.5. Para generar una sección sísmica más realista del modelo de cuña del JSO, se utilizó una ondícula Ricker fase cero con frecuencia dominante de 11 Hz, figura 6.6, la sección sísmica sintética generada, figura 6.7A, despliega las trazas sísmicas coloreadas de negro en los picos y de rojo en los valles, además, se muestra con líneas punteadas, la correlación de las máximas amplitudes de las cuatro interfaces sísmicas en el modelo, así mismo se despliega el modelo en tiempo, figura 6.7B, dado el conocimiento del modelo en profundidad y las velocidades del mismo, los espesores correlacionados en tiempo de la ANHIDRITA1 y ANHIDRITA2, en general son mayores en un ~50 % a los reales, por otro lado, los espesores correlacionados en tiempo de las ARENAS son menores en diferentes proporciones, acentuándose ésta diferencia cerca del límite de resolución vertical que es de 90 m, a espesores inferiores al límite de resolución vertical ésta diferencia disminuye hasta espesores de las ARENAS (~30 m) en donde ya no es posible correlacionar las amplitudes y mucho menos los espesores. En la figura 6.7C, se hace un acercamiento para analizar las amplitudes asociadas a las ARENAS, se puede apreciar que para espesores en el rango de ~60 a ~110 m, hay un incremento en las amplitudes tanto de cima como de base asociado al efecto de *tunning*, por otro lado, para espesores mayores a 150 m se aprecia un carácter sísmico diferente, observándose de forma similar dos lóbulos positivos de alta amplitud, pero en vez de tener un lóbulo central de alta amplitud se tendrán tres lóbulos dos negativos y uno positivo de baja amplitud, figura 6.7D, finalmente, es evidente que para ARENAS menores a ~30 m es prácticamente imposible correlacionar amplitudes, siendo éste el límite de detectabilidad del modelo propuesto para el play arenas del JSO.

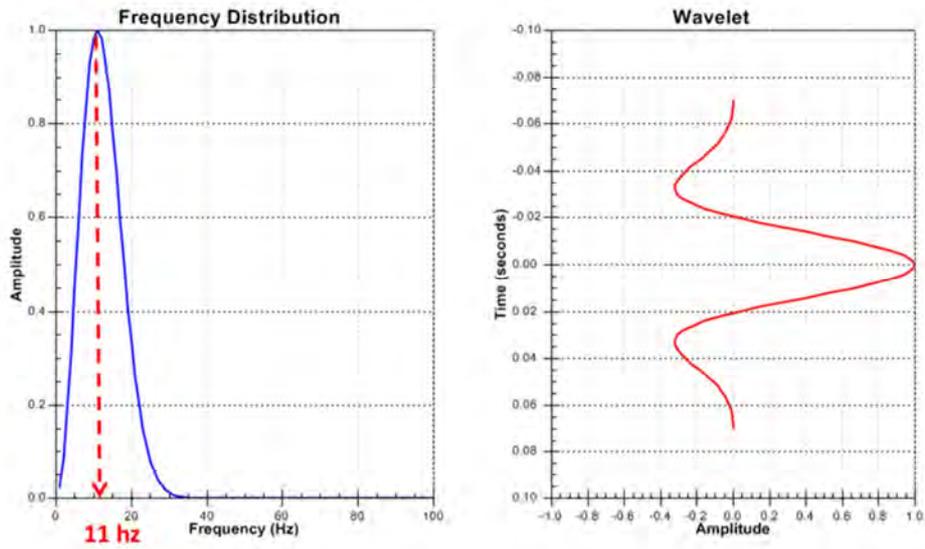


Figura 6.6. Ondícula Ricker (derecha) de fase cero y frecuencia central 11 Hz, y su correspondiente representación en el dominio de la frecuencia (izquierda).

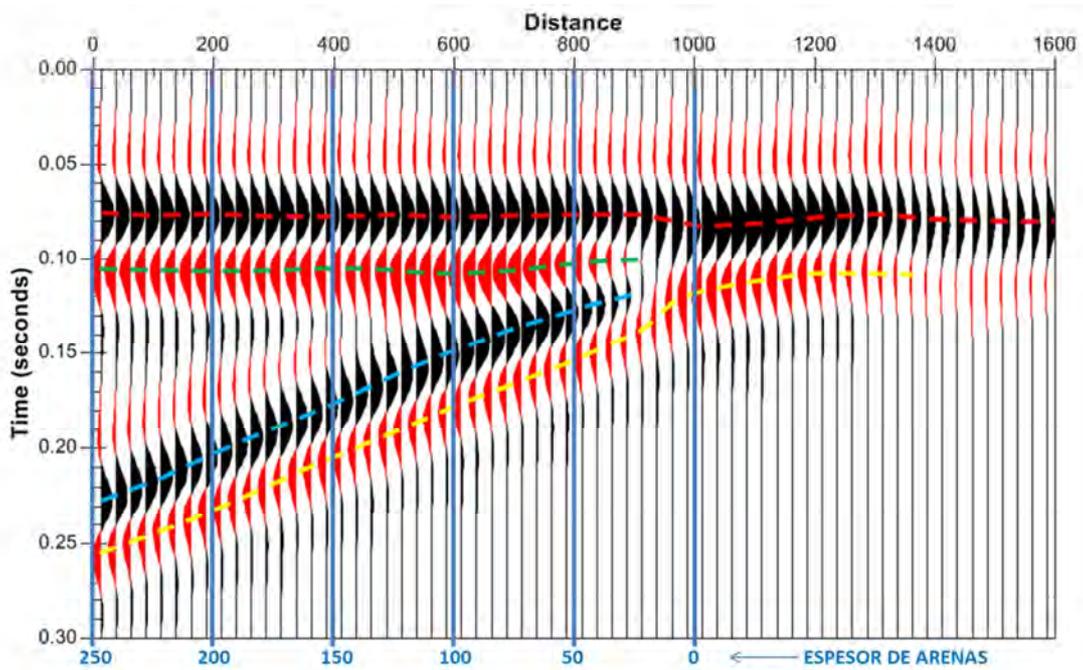


Figura 6.7A. Sección sísmica sintética del modelo de cuña del JSO, utilizando una ondícula Ricker de fase cero y frecuencia dominante de 11 Hz. Las correlaciones de las amplitudes máximas asociadas a las cuatro interfaces del modelo se muestran con líneas punteadas, las líneas azules indican el espesor de las ARENAS.

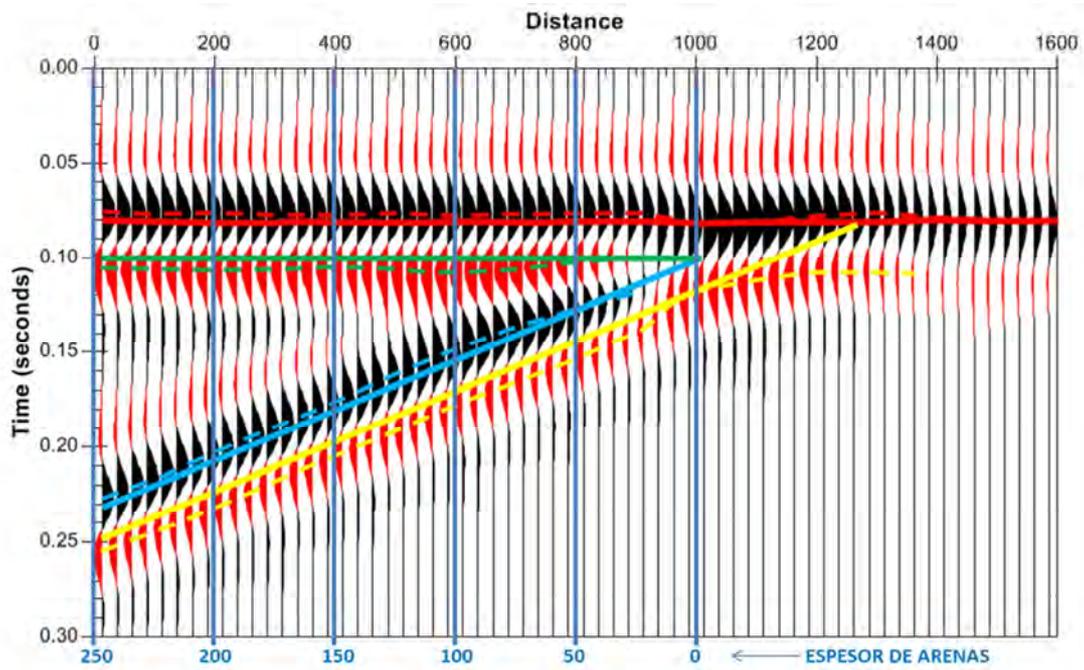


Figura 6.7B. Sección sísmica sintética de la figura 6.7A, mostrando con líneas continuas el modelo de cuña del JSO en tiempo.

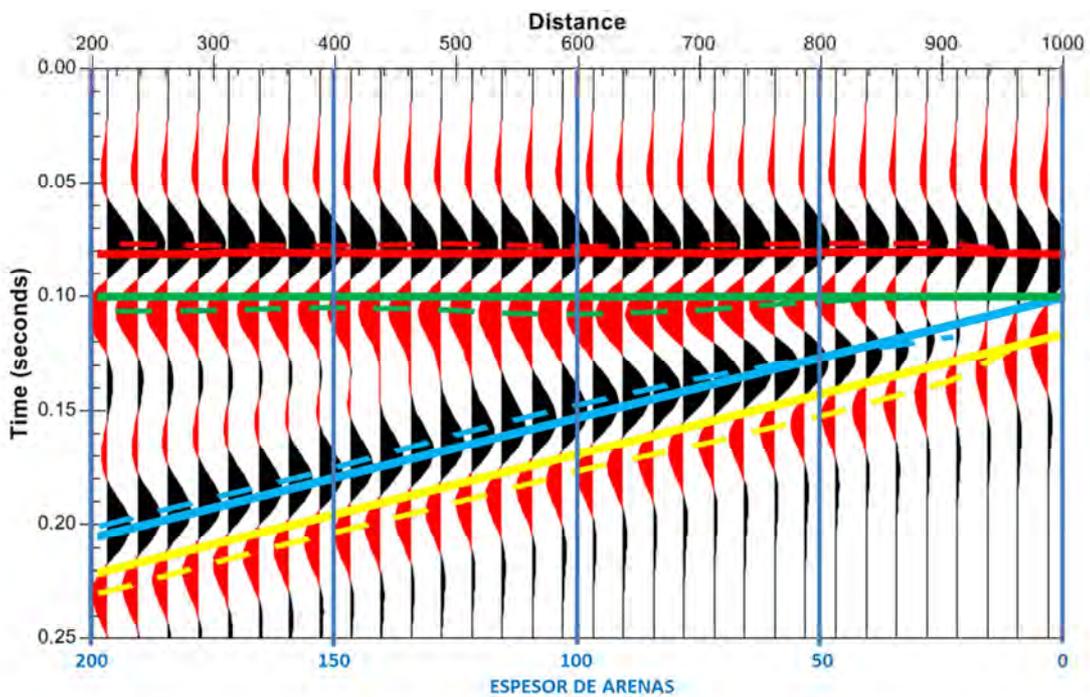


Figura 6.7C. Acercamiento de la figura 6.7B.

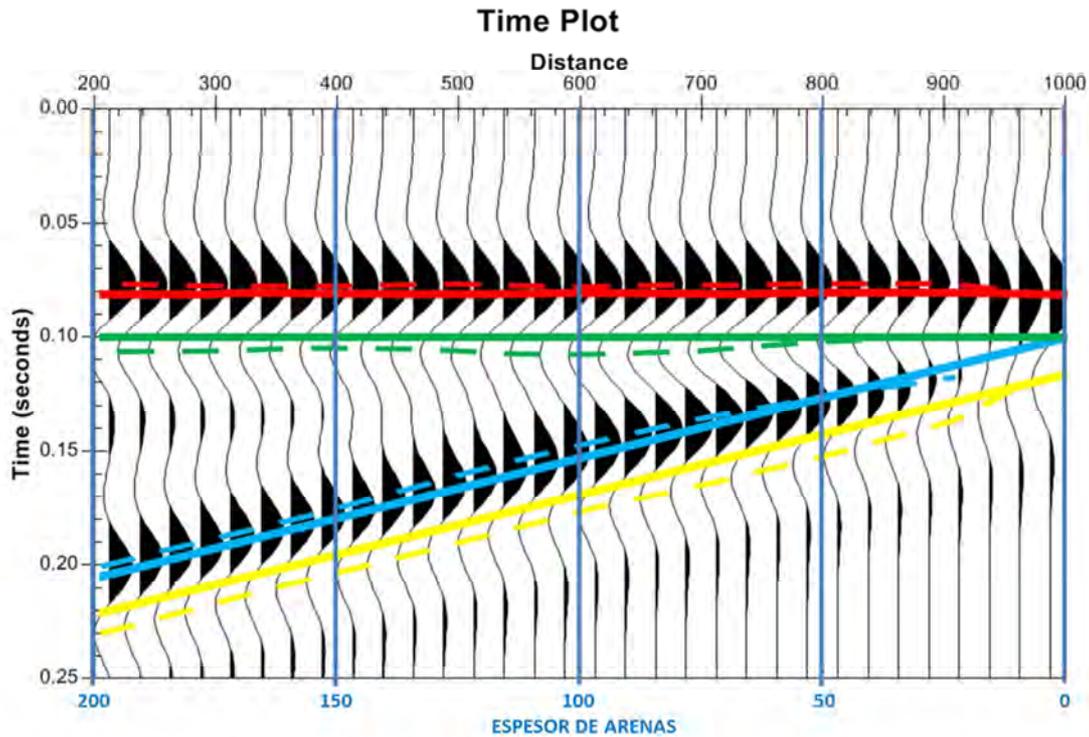


Figura 6.7D. Acercamiento de la figura 6.7B, iluminando solo los picos.

V.4. Ejemplos prácticos

Pese a todas las suposiciones y limitaciones que conlleva éste tipo de modelado, en algunos casos en donde se tiene una relativa buen calidad sísmica, es muy útil ya que permite generar sismogramas sintéticos de la respuesta que debería tener la sísmica superficial ante la presencia del play arenas del JSO, que en la práctica se basa en la respuesta sísmica de alta amplitud denominada “huella sísmica del JSO” asociada al fenómeno de tuning, la cual como se vio anteriormente está limitada a espesores menores a 110 m, sin embargo dadas las características geológicas de las arenas del JSO es factible pensar en yacimientos con espesores mayores a los descubiertos hasta el momento. En la figura 6.8 se muestran dos ejemplos de sísmicas superficiales y su correspondiente versión sintética, tanto de un yacimiento real como de una oportunidad con un espesor probable de 190 m, en el caso del yacimiento real sobresalen tres lóbulos de alta amplitud, dos positivos envolviendo a uno negativo, mientras que en la localización la respuesta



sísmica es diferente, manteniendo los dos lóbulos positivos aunque con menor amplitud envolviendo a tres lóbulos más dos negativos y un positivo central de baja amplitud, las escalas verticales de la sísmica real y la sintética son iguales.

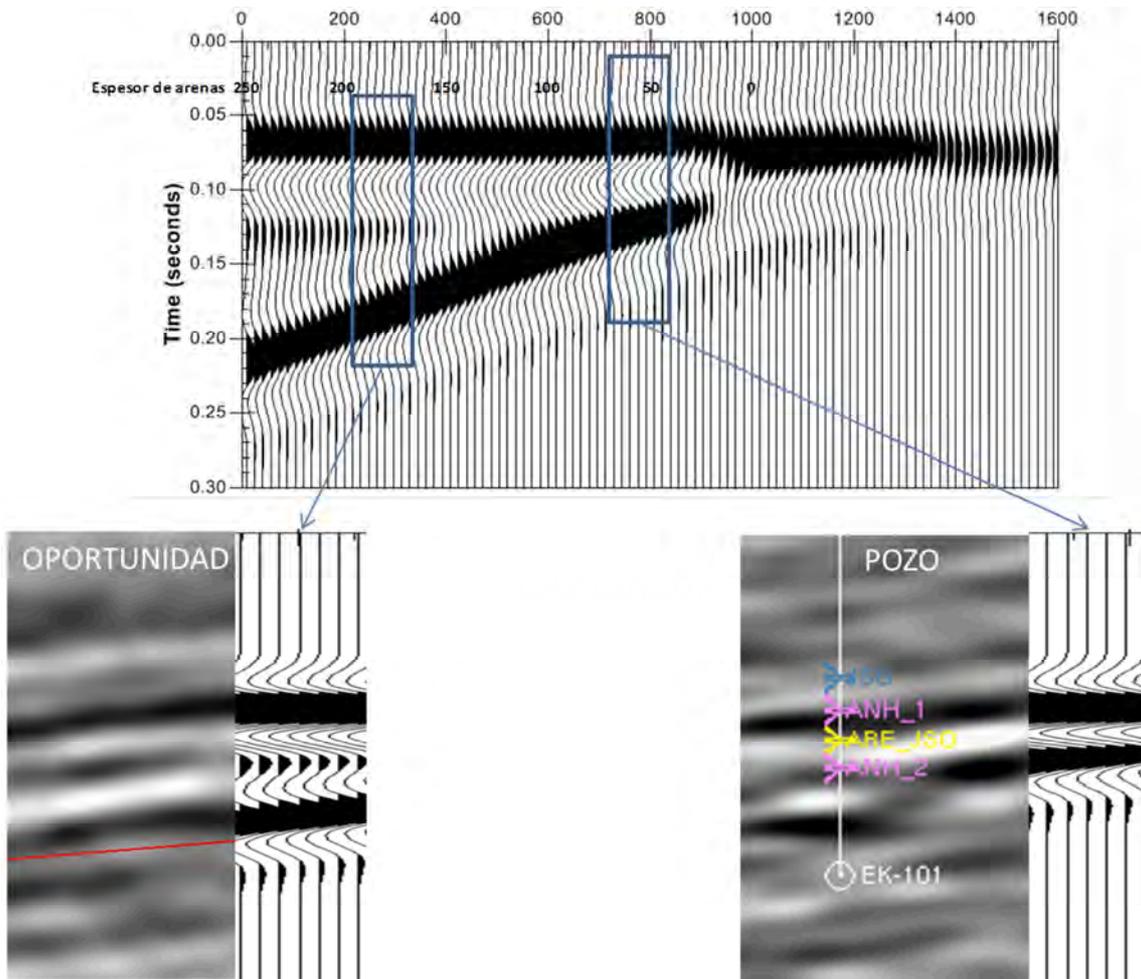


Figura 6.8. Ejemplos de la imagen sísmica de una oportunidad (izquierda) y un yacimiento real (derecha) en relación con su respuesta sísmica sintética. Las escalas verticales de la sísmica real y la sintética son iguales.



VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

1. Mediante el modelado sísmico tridimensional realizado en un área de poca complejidad estructural, se observó que el utilizar offsets en un rango de 4 a 6 Km es más que suficiente para iluminar al KS y objetivos más someros con todos los ángulos de incidencia posibles, mientras que para el JSO éste mismo rango de offsets es insuficiente ya que limita hasta en un 50% el espectro de ángulos de incidencia, lo que impacta directamente en iluminación, calidad de imagen y resolución sísmica.
2. Para tener una adecuada iluminación, calidad de imagen y resolución sísmica en el JSO, es necesario adquirir datos sísmicos con offsets de al menos 8 Km en zonas de baja complejidad estructural y de al menos 10 Km en zonas más complejas.
3. Modelando una cuña en una sección con características promedio del play arenas del JSO utilizando una ondícula de fase cero, se observó que la imagen sísmica obtenida en ARENAS menores a ~110 m está relacionada al fenómeno de *tunning*, caracterizándose por la presencia de tres lóbulos de alta amplitud, dos positivos y uno negativo al centro (conocidos como huella sísmica del JSO). De acuerdo a éste modelado, el espesor en tiempo de las ARENAS será menor al real ~10 ms en espesores reales mayores a ~70 m, lo que equivale en éste modelo a ~20 m.
4. Para espesores mayores a 150 m se aprecia un carácter sísmico diferente, observándose similarmente dos lóbulos positivos de alta amplitud, pero en vez de tener un lóbulo central de alta amplitud se tendrán tres lóbulos dos negativos y uno positivo de baja amplitud.

5. Para ARENAS menores a ~30 m es prácticamente imposible correlacionar amplitudes, siendo éste el límite de detectabilidad de las arenas en el modelo de cuña.
6. Se recomienda verificar la fase de los cubos sísmicos y si fuera necesario rotarla para aproximarla a fase cero, ya que de ésta forma se disminuye en gran medida la ambigüedad en la interpretación sísmica del play arenas del JSO.
7. El modelado sísmico se basa en muchas suposiciones, por lo que en algunos casos, pudiera no estar muy apegado a la realidad, sin embargo, permite cuantificar algunos parámetros y de ésta forma tomar mejores decisiones.
8. La capacidad de cómputo es un factor muy importante en el modelado 3D, por lo que para optimizar el tiempo, se recomienda contar con un sistema de procesadores de alto rendimiento que trabajen en paralelo.



BIBLIOGRAFÍA

- Åstebøl, K., 1994, Easy-to-Use Modelling-3D ray field propagation in open ray models: Eur. Assn. Expl. Geophys. Soc. Expl. Geophys. summer workshop on construction of 3D macro velocity-depth models, Extended Abstracts, 114–117.
- Bearden, B. L., 1987, Seismic Expression of Structural Style and Hydrocarbon Traps in the Norphlet Formation, Offshore Alabama: Geological Survey of Alabama for the State Oil and Gas Board.
- Cerveny, V., 1985, The application of ray tracing to the numerical modeling of seismic wavefields in complex structures: Handbook of Geophysical Exploration, 15A, Geophysical Press, 1-24.
- Cerveny, V., 2001, Seismic ray theory: Cambridge University Press.
- Cordson, A, Galbraith, M. y Pierce, J., 2000, Planning Land 3-D Seismic Surveys: Geophysical development series, No. 9, SEG.
- Farr, J. B., 1976, How high is high resolution?: 46th Annual International SEG Meeting October 26.
- Geco-Prakla, 1995, Informe de adquisición sísmica Chacmool-Nix: Informe inédito para PEMEX.
- Kallweit, R. S. y Wood, L. C., 1982, The limits of resolution of zero-phase wavelets: Geophysics, 47, 1033-1046.
- Laurain, R., Gelius, L. J., Vinje, V. y Lecomte, I., 2004, A review of 3D illumination studies: Journal of Seismic Exploration, 13, 17-37.
- Mancini, E. A., Mink, R. M., Bearden, B. L. y Wilkerson, R. P., 1985, Norphlet Formation (Upper Jurassic) of Southwestern and Offshore Alabama: Environments of Deposition and Petroleum Geology: AAPG Bulletin, 69, 881-898.

- Mari, J. L., Glangeaud, F. y Coppens, F., 1999, Signal Processing for Geologists & Geophysicist: Institut Français du Pétrole Publications, 12-133.
- NORSAR Innovation AS, 1997-2011, NORSAR 2-D Ray Modelling User's Guide, Version 5.2.
- NORSAR Innovation AS, 1997-2012, NORSAR 3-D Ray Modelling User's Guide, Version 5.5.
- Papoulis, A., 1962, The Fourier Integral and its Applications: McGraw Hill, 318 p.
- PEMEX, 1994, Estudio Preliminar Sobre la Diagénesis del Intervalo Productor Oxfordiano de la Sonda de Campeche: Informe interno de PEMEX.
- PEMEX, 1999, Estudio de Caracterización Inicial de los Yacimientos Cretácico Superior y Jurásico Superior del Campo Lum: Informe inédito de PEMEX, RMNE.
- PEMEX, 2006, Informe final Play Arenas del JSO: Informe inédito de PEMEX, RMSO.
- PEMEX, 2007, Presentación de Localizaciones Exploratorias Ku-2001, 3001 y 5001: Informe inédito de PEMEX, RMNE.
- PEMEX, 2010, Integración y Actualización de Plays Mesozoicos 2010 –Play Oxfordiano Alto de Akal: Informe inédito de PEMEX, RMSO.
- PEMEX, 2011, Sistema Generador Oxfordiano: Informe inédito de PEMEX, RMSO.
- Ricker, N., 1953, Wavelet contraction, wavelet expansion and the control of seismic of seismic resolution: Geophysics, 18, 769-792.
- Sheriff, R. E. y Geldart, L. P., 1991, Exploración Sismológica, Historia, teoría y obtención de datos, Volumen I: Editorial Limusa, 51-101.



Sheriff, R. E., 2002, Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics: SEG, 4th Ed.

Vinje, V., Åstebøl, K., Iversen, E. y Gjøystdal, H., 1996, Estimation of multivalued arrivals in 3D models using wavefront construction-Part I: Geophysical Prospecting, 44, 819-842.

Vinje, V., Åstebøl, K., Iversen, E. y Gjøystdal, H., 1999, 3D ray modeling by wavefront construction in open models: Geophysics, 64, 1912-1919.

Yilmaz, O., 1987, Seismic Data Processing: SEG.