



EVALUACIÓN DE LA RESPUESTA SÍSMICA PARA TRAMPAS TIPO ESTRATIGRÁFICA, ESTRUCTURAL Y COMBINADA

LAURA JULIANA ESPINEL REY

Universidad de Pamplona
Facultad de Ciencias Básicas
Departamento de Física y Geología
Programa de Geología

Villa del Rosario, Colombia

2015

Evaluación de la Respuesta Sísmica para Trampas Tipo Estratigráfica, Estructural y Combinada

LAURA JULIANA ESPINEL REY

Tesis presentada como requisito para optar el título de:
GEÓLOGA

Director:

Ph.D Francisco Cabrera Zambrano

Universidad de Pamplona
Facultad de Ciencias Básicas
Departamento de Física y Geología
Programa de Geología

Villa del Rosario, Colombia

2015

Dedicatoria

*A mi Amorosa Mamá
Nubia Rey*

Agradecimientos

Agradezco a mi mami Nubia Rey por todo su amor, por enseñarme a creer en mí y en que los sueños se pueden hacer realidad.

A mi hermano por ser parte mi vida, por no permitirme renunciar y querer ser un ejemplo el cual lo inspire a seguir sus sueños.

A mi nonos Manuel y Susana por llegar a nuestras vidas y querer quedarse para llenarnos de risas y cuentos del ayer.

A mi papá por sus picardías y enseñanzas de vida.

Al profesor Francisco Cabrera, por todo su apoyo en este proyecto, por brindarme su incondicional amistad y confianza. Por todas las charlas e historias contadas a través de tantos viajes compartidos.

Al profesor Eliecer Uribe, por enseñarme el amor por la geología, por las risas cuando menos creí oportunas, por su compañía en esos momentos donde las cosas pierden sentido y alentarme a seguir hasta el final.

Al profesor Jesús Delgado, por sus extensas charlas, debates, consejos y enseñanzas. Aunque un gusto por la geología nos hizo conocer, esta amistad nos una por mucho tiempo.

A Esteban Trinidad por guerreársela conmigo durante toda nuestra carrera, por llegar a mi vida convirtiéndose en un gran amigo y por todas las risas

cuando sentíamos que el mundo se derrumbaba.

A los ingenieros del CPS que me enseñaron sus trucos en la computación haciendo posible parte del desarrollo de este proyecto.

A Yesid Goyes por tener la paciencia y regalarme parte de su tiempo para enseñarme lo necesario para finalizar este proyecto.

Índice general

Capítulos	Página
Objetivos	8
Objetivo General	8
Objetivos Específicos	8
Introducción	9
1. Geología del Petróleo	11
1.1. Trampa Petrolífera	11
1.2. Tipos de Trampas	14
1.2.1. Trampa Estratigráfica:	14
1.2.2. Trampa Estructural	17
1.2.3. Trampas Combinadas	18
1.3. Generación del Petróleo	21
1.4. Migración del Petróleo	23
2. Teoría de la Elasticidad, Ecuación de Onda y Procesamiento Sísmico	25
2.1. Elasticidad	25
2.2. Tensor de Deformación	28
2.3. Tensor de Esfuerzos	30
2.4. Relaciones Constitutivas Esfuerzo- Deformación ó Ley de Hooke	31
2.5. Ecuación de Movimiento	32
2.6. Ecuación de Onda	33

2.7.	Principio de Huygens	34
2.8.	Principio de Fermat	35
2.9.	Ley de Snell	36
2.10.	Procesamiento Sísmico	37
2.10.1.	Ordenamiento	41
2.10.2.	Análisis de Velocidad	44
2.10.3.	Corrección Normal Moveout (NMO)	47
2.10.4.	Corrección de las Estáticas Residuales	49
2.10.5.	Apilamiento	50
2.10.6.	Migración	52
3.	Simulación Numérica de la Propagación de la Onda Sísmica en los Modelos de Trampas Propuestos	54
3.1.	Generación de los Modelos Sintéticos	55
3.2.	Simulación de la Propagación	65
3.2.1.	Diferencias Finitas	66
3.2.2.	Estabilidad Numérica	69
3.3.	Diseño y Adquisición Sísmica	72
3.3.1.	Propagación de la Onda	72
3.3.2.	Modelos y su respectiva respuesta sísmica	74
3.4.	Seccion Apilada	88
3.4.1.	Ordenamiento CMP	89
3.4.2.	Análisis de Velocidad	90
3.4.3.	Correccion NMO	91
3.5.	Apilamiento	92
	Conclusiones	97
	Recomendaciones	99
	Bibliografía	100
	ANEXOS	103

Objetivos

Objetivo General

- Evaluar la respuesta sísmica para los diferentes modelos de trampas mas representativas.

Objetivos Específicos

- Construir modelos de trampas petrolíferas teniendo en cuenta diferentes parámetros, tales como la litología, profundidad, presión de poro y litostatica, módulos de compresibilidad, porosidad, densidad, permeabilidad y viscosidad de los fluidos.
- Estudiar la propagación de la onda sísmica a través del medio propuesto.
- Procesar la respuesta sísmica obtenida.
- Analizar e Interpretar las respuestas sísmicas obtenidas de los modelos.

Introducción

La geología es la ciencia que estudia el origen, historia y estructura física de la tierra. Esta ciencia es esencial para la búsqueda de recursos naturales, por ejemplo los hidrocarburos.

La geología del planeta es muy variada y aunque se encuentren las mismas estructuras similares geoméricamente en diferentes localizaciones, sus ambientes de formación siempre serán diferentes. Esto mismo pasa con las trampas petrolíferas, las cuales pueden estar asociadas a las mismas estructuras en diferentes lugares pero, su origen pueden ser totalmente distintos.

La detección de los yacimientos petrolíferos se halla limitada debido a que estos no pueden aflorar a la superficie, lo que hace necesario una serie de estudios que generalmente comprende tres etapas sucesivas: geológica, geofísica y de perforación, siendo la geología la más importante y la menos costosa de las tres, ya que los estudios geológicos previos permiten indicar la posible existencia de petróleo acumulado, antes de proceder a la perforación de pozos destinados a su extracción (Halliburton, 2012).

En el capítulo 1 se desarrollan conceptos básicos de la geología del petróleo. Se describe brevemente cada una de sus etapas, desde su origen, migración hasta su entrapamiento, teniendo en cuenta las condiciones fisicoquímicas para cada etapa. En el capítulo 2, se muestran las relaciones fundamentales entre las variables que hacen parte de la geología estructural, tales como esfuerzos, deformaciones, elasticidad; así

como los parámetros necesarios para describir los fenómenos relacionados con los materiales elásticos. También se describen cada una de las etapas del procesamiento sísmico, que conducen a la obtención de secciones sísmicas. Finalmente en el capítulo 3, se describe la metodología aplicada para obtener los modelos sintéticos de trampas escogidas y la descripción de los parámetros y etapas que se tuvieron en cuenta para obtener las respuestas sísmicas y secciones apiladas, correspondientes a cada modelo.

Geología del Petróleo

1.1. Trampa Petrolífera

Una trampa es una estructura cerrada constituida por un conjunto de capas con características especiales que no solo facilitan la acumulación de hidrocarburos, sino que además evita su escape (Bjørlykke K, 2010). En la figura 1.1 se muestra una trampa típica.

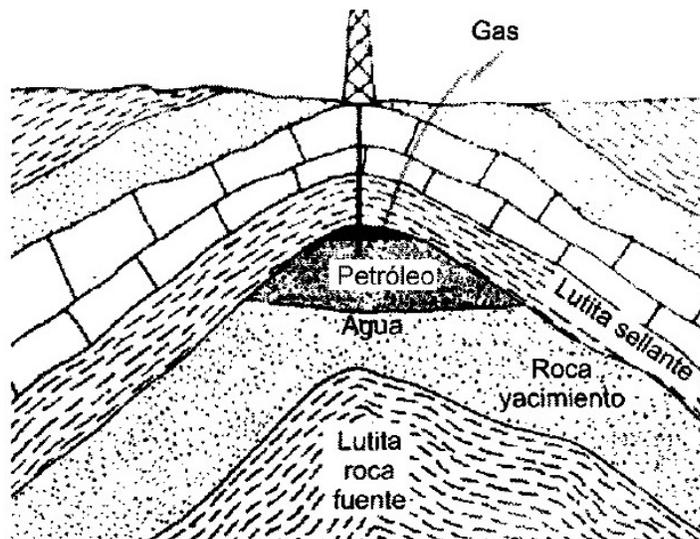


Figura 1.1. Trampa petrolífera y sus principales partes. Tomado de fundamento de ingeniería de yacimientos, Magdalena París de Ferrer, 2009.

De manera general las trampas están conformadas por:

Roca fuente ó productora: Es una roca sedimentaria, la cual se considera que se depositó de manera simultánea con partículas de materia orgánica. Por lo general las rocas productoras son las arcillas (lutitas), puesto que:

- 1) Las arcillas son las rocas sedimentarias más abundantes.
- 2) las condiciones ambientales existentes en la deposición de arcillas favorecen también la deposición y enterramiento de materia orgánica.

Después de las arcillas como roca productora, son las rocas calizas (rocas ricas en carbonatos) (Landes, 1963). La materia orgánica se transforma en hidrocarburos por varios factores (temperatura, presión, microorganismos, etc). Una vez producidos, estos empiezan a migrar a través de las demás rocas hacia la superficie o hasta quedar atrapado.

Roca yacimiento ó reservorio: Las condiciones para que una roca sea una roca reservorio, son:

- Poseer espacios suficientes (poros) para almacenar un considerable volumen de hidrocarburos
- Las condiciones de almacenaje deben ser tales que ceda fácilmente el petróleo o gas contenido cuando es alcanzado por una perforación.

En otras palabras las condiciones ideales para ser una roca reservorio es poseer buena porosidad (capacidad de almacenamiento) y alta permeabilidad. Las rocas reservorio más comunes que cumplen con estas especificaciones son las areniscas y las rocas carbonatadas.

La porosidad es un rasgo muy importante en este tipo de roca, puede ser porosidad intergranular de las areniscas o de carácter secundario como la porosidad por disolución de calizas o de cambios físicos por fracturación de la roca. La porosidad es el porcentaje de volumen de los poros dividido entre el volumen total de la roca reservorio (Ecuación 1.1).

$$\phi = \frac{V_p}{V_T} : \quad 0 \leq \phi \leq 1 \quad (1.1)$$

Donde V_p es el volumen de poros y V_T es el volumen total. Existen cuatro tipos de porosidad primaria de las calizas, estos son los vacíos originales en las calizas oolíticas, las coquinas, las calizas arrecifales, y las zonas dendríticas en los flancos de los arrecifes (Landes,1963).

La porosidad de las rocas reservorio conocidas, varía entre 5 y 40 %, siendo la más común, la comprendida entre 10 y 20 %. Una apreciación cualitativa a este aspecto, puede ser expresada de la siguiente manera (Levorsen, 1956):

Despreciable	Entre 0 y 5 %
Pobre	5 y 10 %
Media	10 y 15 %
Buena	15 y 20 %
Muy buena	Superior a 25 %

La permeabilidad es otro rasgo importante, se define como la capacidad de la roca de permitir el paso de los fluidos. Para que la roca ceda fácilmente los hidrocarburos que contiene, son necesarios tres requisitos: 1) porosidad; 2) poros interconectados y 3) poros de tamaño supercapilar. Hay que aclarar que toda roca permeable es porosa, pero no toda roca porosa es permeable (Landes,1963). Cuando una roca posee porosidad y permeabilidad, se habla de permeabilidad efectiva, que corresponde al porcentaje de volumen total de la roca ocupado por vacíos interconectados de tamaño supercapilar (Landes, 1963). Normalmente, se distinguen y se miden, dos tipos de permeabilidad:

- La permeabilidad horizontal o lateral, correspondiente a un flujo de los fluidos paralelamente a la estratificación.
- La permeabilidad vertical o transversal, correspondiente a un flujo perpendicular a la estratificación.

La permeabilidad de los niveles reservorios, varia en general, entre 5 y 1000 milidarcys.¹

¹ 1 Darcy = $9,86923 \cdot 10^{-13} m^2$.

Roca sellante: Una buena roca sello se define por su baja porosidad y baja permeabilidad, ya que actúa como barrera al escape de hidrocarburos dentro del reservorio o yacimiento. Las arcillas o más generalmente las rocas que contienen un alto porcentaje de minerales arcillosos, constituyen el sello de la mayoría de los yacimientos (Guillemort L, 1982). La impermeabilidad de las arcillas, es el resultado del ordenamiento de las cadenas de los elementos que constituyen los minerales que a su vez forman estructuras cristalinas.

Esta roca impermeable casi siempre se encuentra en la parte alta de la trampa, como por ejemplo en un anticlinal o también puede encontrarse entrecortada como es el caso de un domo salino.

Una roca sello puede ser porosa, a condición de que los poros sean de dimensión capilar. Sin embargo, la porosidad por fractura es raramente capilar. Una buena roca sello debe ser resistente al fracturamiento, es decir con un comportamiento plástico. La cantidad de hidrocarburo que puede ser atrapado en la estructura (trampa) depende de: el área dentro del contorno de cierre, el espesor y la porosidad de las rocas de los yacimientos (Guillemort L, 1982).

1.2. Tipos de Trampas

Una trampa puede ser principalmente de tres tipos:

1.2.1. Trampa Estratigráfica:

Son todas aquellas trampas que permiten la acumulación de los hidrocarburos sin deformación estructural. Se deben a anomalías en la distribución de los sedimentos o, a la naturaleza litológica de las formaciones.

Es el cambio gradual de las propiedades de la roca (transversal o lateral) lo que hace que el petróleo no se desplace por los poros de la roca, lo que termina siendo un entrapamiento. Se consideran dos tipos de trampa estratigráfica:

- a. Primarias: existen porque los sedimentos fueron capaces de originar un reservorio depositado o formado localmente en el interior de una serie impermeable (interdigitaciones, acuñaientos, arrecifes, cambios laterales de facies, lentes arenosos).

- b. Secundarias: relacionadas con procesos posteriores a la sedimentación como cambios diagenéticos–caliza, dolomía, porosidades por disolución, y discordancias.

En la figura 1.2 se muestra un ejemplo de trampa estratigráfica. Corresponde a un reservorio (arenisca) saturado de hidrocarburos en el interior de un medio impermeable (lutita).

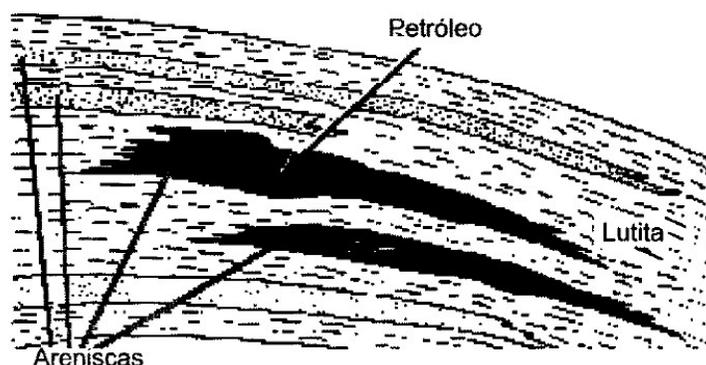


Figura 1.2. Trampa estratigráfica. Tomado de fundamento de ingeniería de yacimientos, magdalena parís de Ferrer, 2009.

Dentro de las trampas estratigráficas se puede presentar un encuentro de fases, el cual podría favorecer la acumulación de hidrocarburos (trampas hidrodinámicas), siempre y cuando este se mantenga a la misma altura por encima del flujo de agua, se mantiene así, ya que los hidrocarburos son menos densos (Ver figura 1.3).

Independientemente de cual sea la barrera (acuñamiento, cambio de facies o una falla) su función es oponer una presión muy alta al desplazamiento de fluido, tal que no pueda ser superada por la presión hidráulica. La condición crítica para el entrapamiento es que la presión capilar (P_c) no exceda la presión de desplazamiento de la barrera. Si la P_c supera a la presión de desplazamiento, el petróleo migrará a través de la red poral de la barrera (ver Figura 1.3).

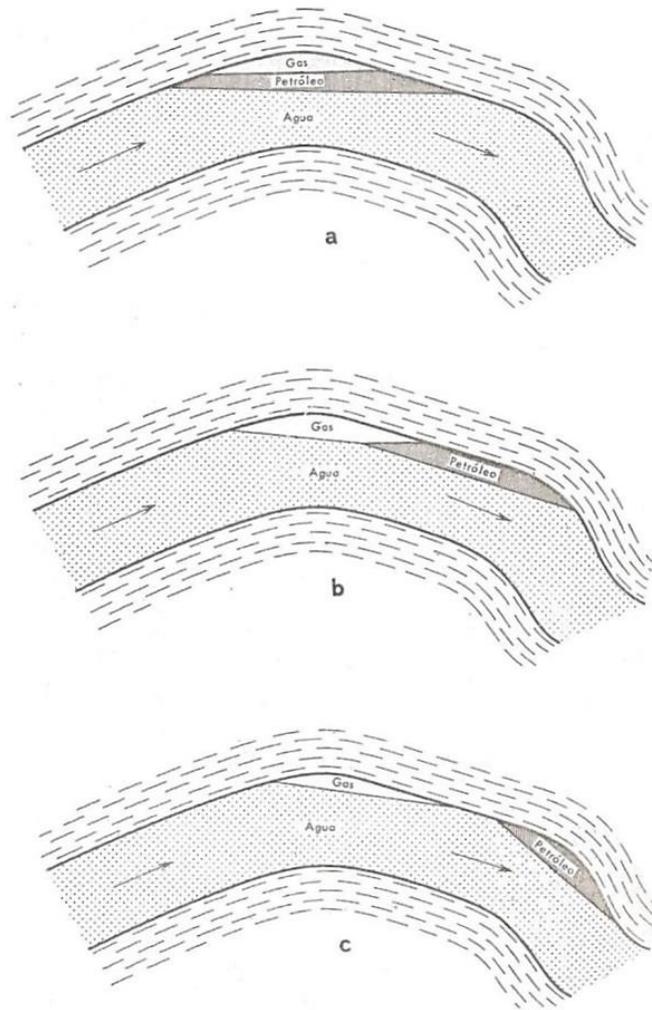


Figura 1.3. Trampa Hidrodinamica. Tomado de Geología del Petróleo, Landes Kennet, 1963.

1.2.2. Trampa Estructural

Está relacionada con procesos tectónicos o diastrofismo² (fallas, cabalgamientos, antiformalas.), generalmente posee dentro de su estructura, una capa de roca que funciona como una tapa o sello en la parte superior de la trampa, tal como se muestra en la figura 1.4.

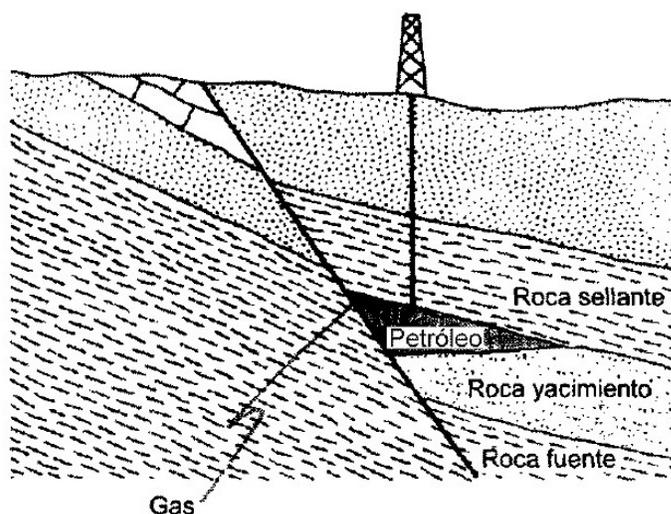


Figura 1.4. Trampa Estructural. (Falla). Tomado de fundamento de ingeniería de yacimientos, Magdalena París de Ferrer, 2009.

Los campos petrolíferos con fallas son de dos tipos estructurales: 1) fallas a lo largo de la cresta o de situación alta en los flancos de anticlinales, y 2) fallas de rumbo que cortan anticlinales buzantes situados sobre monoclinales. Tales fallas determinan la distribución de los hidrocarburos dentro del anticlinal, actuando como barrera al escape de estos, como se muestra en la figura 1.5.

²El diastrofismo es el conjunto de procesos y fenómenos geológicos de deformación, alteración y dislocación de la corteza terrestre por efecto de las fuerzas tectónicas internas.

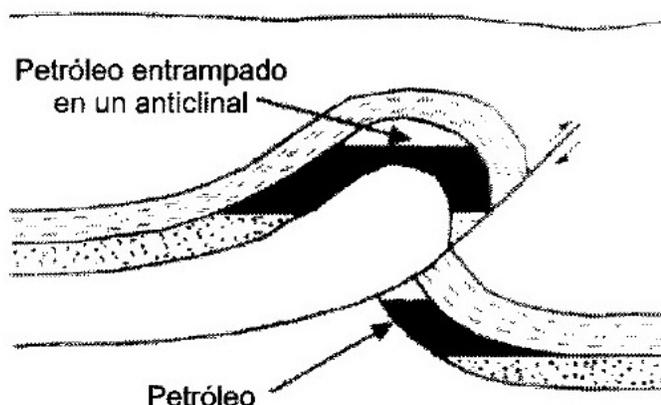
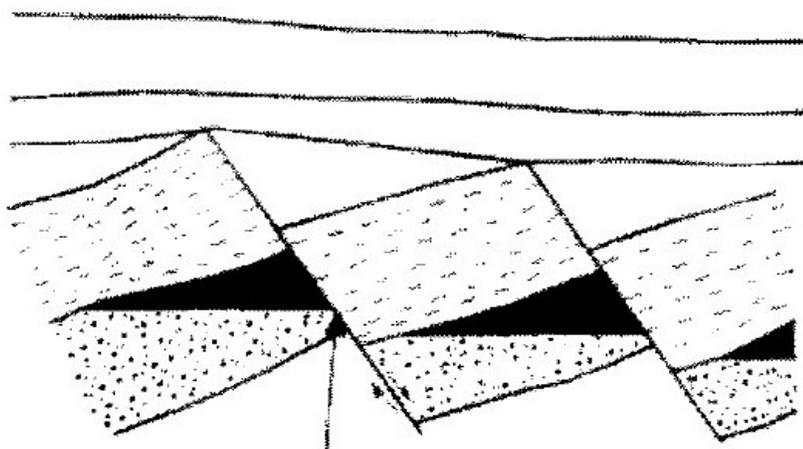


Figura 1.5. Anticlinal Fallado. Tomado de Fundamento de ingeniería de yacimientos, Magdalena París de Ferrer, 2009.

El plano de la falla actúa como un sello o como canal de fluidos dependiendo de varios factores, entre ellos tiene especial importancia el tipo de falla y la litología de las rocas cortadas por ella. Si el carácter de la falla y la fragilidad de las rocas producen brechas a lo largo del plano de la falla, esta actuará como un canal para la migración de fluidos. Sin embargo, si se produce un movimiento de deformación con características plásticas o un fracturamiento que produce la llamada "harina de falla,"^a lo largo del contacto de la falla se puede formarse un sello (Landes K, 1963). En la figura 1.4 se puede observar que la falla facilita el atrapamiento de los hidrocarburos, siempre y cuando esta falla se manifieste como un sello y no como canal.

1.2.3. Trampas Combinadas

Se generan debido a causas estratigráficas y estructurales como las intrusiones diapíricas. Los domos de sal son considerados intrusiones diapíricas y son el ejemplo más común de las trampas combinadas. Sin embargo para algunos autores como, París M, 2009 los domos de sal son estructuras pertenecientes a trampas estructurales; En cambio para otros, los domos salinos son asociados a trampas combinadas (Landes K, 1963 y Guillemort L, 1982).



Petróleo entrampado en una falla

Figura 1.6. Trampas combinadas. Tomado de fundamento de ingeniería de yacimientos, Magdalena París de Ferrer, 2009.

Los domos de sal se forman cuando una capa de sal suficientemente gruesa se encuentra cubierta por un espesor considerable de sedimentos, que debe encontrarse en desequilibrio, y presentar condiciones favorables para ascender (sal) hacia la superficie, dando lugar a los domos de sal. Una vez emplazado el domo salino se puede presentar las trampas tipo “cap – rock” según la madurez del domo y su velocidad de crecimiento. Está formada por una roca residual procedente principalmente de la disolución de una parte de la sal que facilita la acumulación de los hidrocarburos.

Una estructura con núcleo de sal es aquella en la que las presiones de la corteza terrestre han forzado a los depósitos de sal normalmente estratificados a fluir lateral y ascendentemente, primero plegando y después rompiendo en muchos puntos los sedimentos que yacen sobre la sal. Los sedimentos eran horizontales antes de la intrusión. Como resultado de la inyección forzada de la masa de sal, los estratos son arrastrados hacia arriba, desde unos pocos hasta varios centenares de metros, acuñándose alrededor de los flancos de la intrusión. Como consecuencia de esto, los estratos tienden a disminuir de espesor hacia la sal debido al adelgazamiento por arrastre, tal como se muestra en la figura 1.7 (Landes, 1963).

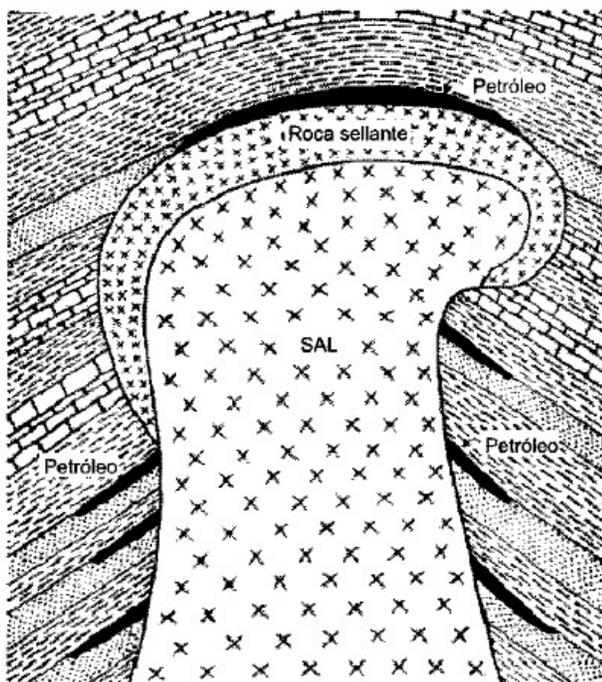


Figura 1.7. Ilustración de Domo Salino y entrapamiento del hidrocarburo en los flancos y en la cap rock. Tomado de fundamento de ingeniería de yacimientos, Magdalena París de Ferrer, 2009.

El mineral dominante y el único esencial en la parte superior del domo (sombbrero) es la anhidrita. Su presencia y posición se explica de varias formas, de las cuales las más importantes son: 1) la acumulación residual, causada por lixiviación diferencial de la anhidrita originalmente diseminada a través de la masa de sal, y 2) la rotura, seguida del arrastre hacia arriba por encima de la columna de sal, de una capa sedimentaria de anhidrita (Ver figura 1.7).

Las estructuras diapiríticas son importantes, ya que a su alrededor se crean trampas locales en las que pueden acumularse hidrocarburos. No existe una relación genética entre la sal y el petróleo; su relación es enteramente física (Landes, 1963). Los yacimientos de petróleo y gas pueden ocupar tres posiciones respecto al núcleo de sal (Ver figura 1.7):

- 1) En el sombrero.
- 2) En las rocas sedimentarias de los flancos de la intrusión.
- 3) En las rocas arqueadas situadas sobre la columna de sal.

Existe una relación directa entre la densidad del material (sal) y la profundidad, tal como se ilustra en la figura 1.8.

Desde el momento que la capa de sal está cubierta por aproximadamente 600 metros de sedimentos, y a medida que este espesor aumenta, la sal se encuentra en situación inestable y tiende a subir hacia la superficie.

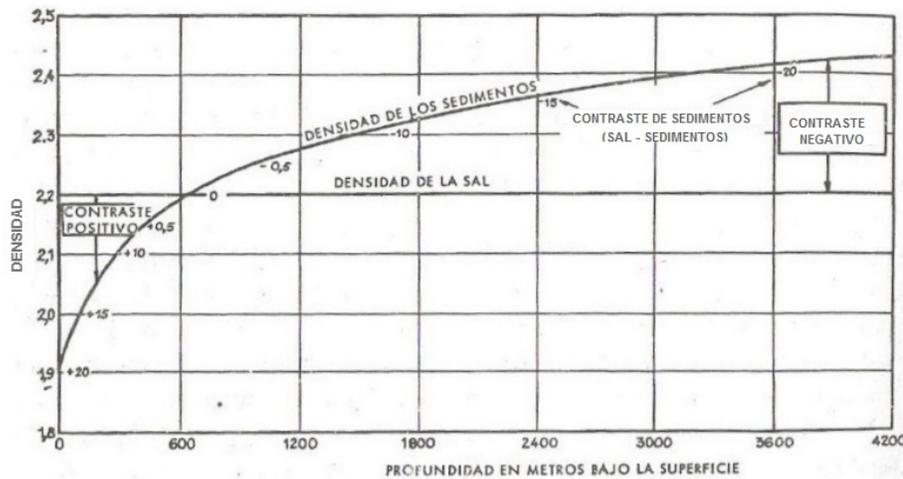


Figura 1.8. Contraste entre la sal y los sedimentos según la profundidad. Tomado de Geología del Petróleo de Landes Kennet, 1963

1.3. Generación del Petróleo

Todo el material orgánico marino se forma cerca de la superficie del océano, en la zona fótica, a través de la fotosíntesis. En su mayor parte está constituida por algas. Algunos fitoplancton se descomponen químicamente y se oxidan, algunos son devorados por el zooplancton. Ambos tipos de plancton son

devorados por los organismos superiores que concentran su alimentación y parte de la materia orgánica (pellets fecales) que pueden ser incorporados en los sedimentos. El plancton está compuesto por organismos muy pequeños que se hunden lentamente, que son en la mayoría de los casos casi completamente degradados (oxidados) antes de que alcancen la parte inferior del océano. Por otra parte, estos microorganismos, se lavan más rápidamente, y es más probable que esta materia orgánica se conserve en los sedimentos.

Una vez llega la materia orgánica al fondo, se somete a la degradación por microorganismos (bacterias), también podrá ser devorada por los organismos de madriguera que viven en la parte superior de los sedimentos. La actividad de estos organismos contribuye a reducir el contenido orgánico de los sedimentos, porque la mayor parte de la materia orgánica se digiere por estos organismos (Bioturbación). También se pueden levantar los sedimentos (tectónica), exponiéndolos al oxígeno. Sin embargo, si en la parte inferior, el agua está estancada, la falta de oxígeno y la toxicidad de H_2S (Ácido Sulhídrico) excluirán la mayoría de las formas de vida. La falta de bioturbación preserva más materia orgánica en el sedimento junto con una perfecta laminación.

Si los sedimentos contienen insuficiente hierro soluble u otros metales que podrían precipitar sulfuros, estos se incorporarán en la materia orgánica y eventualmente enriquecerán el aceite derivado de los estratos de origen. Excepto cuando el agua está completamente estancada, las tasas de sedimentación son lentas lo que ocasiona que cada capa de sedimento pase más tiempo en la bioturbación, en zonas de degradación microbiológica, y en consecuencia menos materia orgánica se conserva en el sedimento (Bjørlykke K, 2010).

Cuando la sedimentación es rápida se deposita más materia orgánica, pero desde el principio será altamente diluida con granos de minerales. Por consiguiente, una velocidad de sedimentación intermedia en relación con producción orgánica (10-100 mm / 1.000 años) se traduce en las mejores rocas generadoras (Bjørlykke K, 2010).

Los lagos o cuencas marinas semicerrados a menudo tienen una estratificación de temperatura o densidad de salinidad inducida, osea que la superficie de agua oxigenada no se mezcla con el agua de la parte mas profunda de la

cuenca. Esto lleva a condiciones anóxicas y un alto grado de conservación de la materia orgánica producida en las aguas superficiales. De estas teorías se crean hipótesis sobre los llamados eventos anóxicos durante el Cretácico que dieron lugar a grandes cantidades de lutitas (Bjørlykke K, 2010).

1.4. Migración del Petróleo

Se agrupan bajo el término general de migración, todos los desplazamientos de los hidrocarburos en el interior de la corteza terrestre (Guillemort L, 1982). Como evidencias de las migraciones de hidrocarburos se tienen:

1. La existencia misma de los yacimientos, indican que los hidrocarburos migraron a través por considerables volúmenes de estratos hasta la roca reservorio, donde la acumulación siempre es muy localizada.
2. La existencia de los indicios superficiales activos (fuentes de petróleo y gas, lagos de asfalto) constantemente alimentados y renovados por una migración subterránea.
3. Los movimientos de los fluidos en los campos en explotación, son en cierta medida, una migración provocada artificialmente.

Los movimientos de los hidrocarburos se clasifican:

1. La migración lateral, que concierne a los desplazamientos en el interior de una formación de la misma edad, sea cual sea la distancia y el desnivel recorrido.
2. La migración vertical, que se refiere a movimientos perpendiculares a los límites cronoestratigráficos y que hace pasar los fluidos de una formación determinada a una formación de edad diferente (Guillemort L, 1982).

Pueden ser entonces:

- a)* “per ascensum” – si el paso se realiza hacia una formación estratigráficamente más joven.
- b)* “per descensum” – en el caso contrario.

Se consideran dos tipos migración: la migración primaria que es el flujo de petróleo en la roca generadora y, la migración secundaria que es el flujo continuo desde la roca generadora a la roca reservorio del yacimiento o hasta la superficie. El petróleo y el gas también pueden migrar (fuga) del depósito a una trampa superior o a la superficie. Los hidrocarburos son relativamente insolubles en agua y por lo tanto migran como una fase separada (Bjørlykke K, 2010).

Teoría de la Elasticidad, Ecuación de Onda y Procesamiento Sísmico

2.1. Elasticidad

Cuando se aplica una fuerza sobre un cuerpo, de forma que no exceda cierto valor crítico, las deformaciones sufridas por el cuerpo serán reversibles, una vez se retira la fuerza aplicada. Esto significa que el cuerpo vuelve a su estado original, esto es lo que caracteriza a los cuerpos elásticos.

La elasticidad (lineal) puede ser descrita por medio la ley de Hooke, la cual establece la relación entre los esfuerzos y las deformaciones. Los cuerpos (sólidos) tienen ciertos comportamientos dependiendo del grado de deformación. Hasta un cierto valor de esta, los cuerpos se dice que son elásticos con proporcionalidad, para una mayor deformación, sigue siendo elástico pero, ya no hay una relación lineal entre el esfuerzo y la deformación. Mas allá de este segundo límite, los cuerpos pierden la característica de elasticidad y pasan a ser plásticos, hasta antes de llegar al límite de fractura, esto se ilustra figura 2.1 (Stein y Wyssession, 2003).

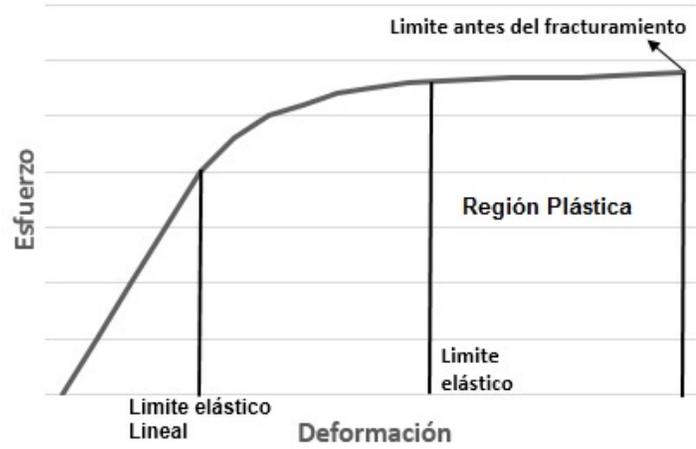


Figura 2.1. Esfuerzo-Deformación

En la teoría de la elasticidad, lo fundamental es la relación entre los esfuerzos y las deformaciones. Una versión unidimensional (1D) de estos conceptos se ilustran en la figura 2.2.

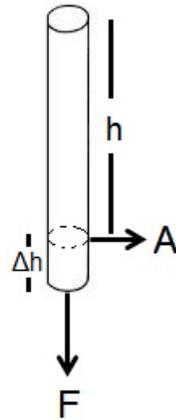


Figura 2.2. Deformación

$$\epsilon = \frac{\Delta h}{h}, \quad G = \frac{F}{A}$$

Donde ϵ es la llamada deformación relativa y G es el llamado esfuerzo (Uniaxial) (Lillie R, 1999).

Para valores pequeños de Δh , habrá una relación directa entre la fuerza aplicada F y la deformación Δh .

En general, los esfuerzos y las deformaciones se representan matemáticamente como: $\tau = [\tau_{ij}]$ y $\epsilon = [\epsilon_{ij}]$ con $i, j = 1, 2, 3$, que son los tensores de esfuerzo y deformación, respectivamente. En la teoría de la mecánica de los medios continuos son importantes las llamadas fuerzas de contacto o fuerzas superficiales, expresadas por medio del vector llamado tracción \vec{T} , el cual está relacionado con el tensor de esfuerzos de la siguiente manera:

$$\vec{T} = \tau \cdot \vec{n}$$

Siendo \vec{n} el vector normal a la superficie en consideración, tal como se ilustra en la figura 2.3

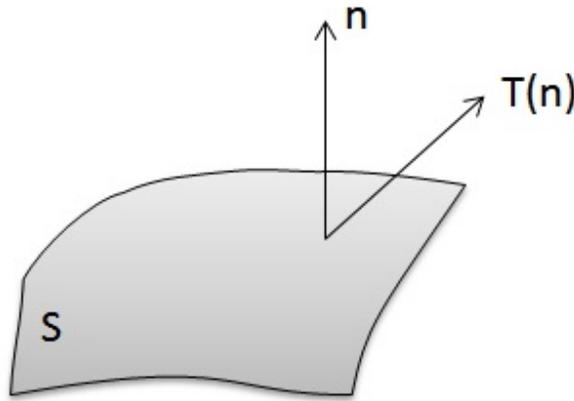


Figura 2.3. Ilustración de fuerzas superficiales

2.2. Tensor de Deformación

Considerando un cuerpo no deformado (Ver figura 2.4), sean P y Q dos puntos cuyas coordenadas son $x, x + \Delta x$ respectivamente. Al realizar la deformación uniaxial, el punto P corresponderá a P' en el cuerpo deformado y así mismo el punto Q al Q'.

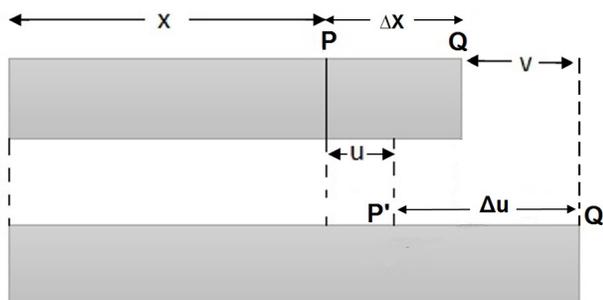


Figura 2.4. Ilustración del concepto de deformación

Se define entonces la deformación relativa ϵ_{xx} de la siguiente manera

$$\epsilon_{xx} = \frac{|Q' - P'|}{\Delta x} = \frac{\Delta u}{\Delta x} = \frac{\partial u}{\partial x} \quad (2.1)$$

Donde $\Delta u = \Delta x + v - u$, similarmente se definen ϵ_{yy} , ϵ_{zz} :

$$\epsilon_{ii} = u_{i,i} = \frac{\partial u_i}{\partial x_i} \quad i = 1, 2, 3 \quad (2.2)$$

Dilatación Volumétrica: El concepto de dilatación volumétrica es importante para descripción de la propagación de la llamada onda P, estas ondas corresponden a dilataciones o compresiones en todas las direcciones de los cuerpos atravesados por dichas ondas. La dilatación volumétrica (θ) se define de la siguiente manera.

$$\theta = \frac{\text{Cambio de volumen}}{\text{Volumen inicial}} = \frac{(\Delta x + \Delta u)(\Delta y + \Delta v)(\Delta z + \Delta w) - \Delta x \Delta y \Delta z}{\Delta x \Delta y \Delta z}$$

Despreciando los términos cuadráticos se obtiene:

$$\theta \approx \frac{\Delta u}{\Delta x} + \frac{\Delta v}{\Delta y} + \frac{\Delta w}{\Delta z} \Rightarrow \theta = \text{div}(\vec{u}) = \sum_{i=1}^3 \frac{\partial u_i}{\partial x_i} = \sum_{i=1}^3 \epsilon_{ii}$$

Lo que significa que la dilatación o deformación volumétrica θ está asociada a las deformaciones en las tres direcciones de los ejes principales.

Se definen también las deformaciones de cizalla, las cuales producen distorsiones angulares, como se ilustra en las figuras 2.5.

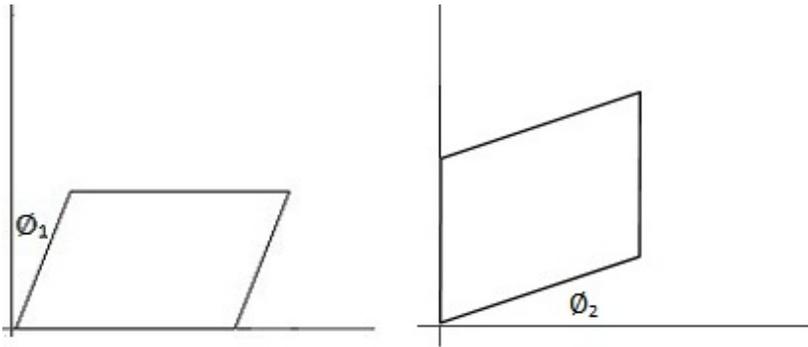


Figura 2.5. Deformaciones Angulares

Estas deformaciones angulares son definidas de la siguiente manera

$$\epsilon_{ij} = \frac{u_{i,j} + u_{j,i}}{2} \quad \begin{array}{l} i = 1, 2, 3 \\ j = 1, 2, 3 \end{array} \quad (2.3)$$

Donde los $u_{i,j}$ corresponden a las deformaciones o distorsiones angulares, que pueden ser aproximadas en el caso de deformaciones infinitesimales $u_{i,2} \approx \tan \phi_1$, $u_{2,i} \approx \tan \phi_2$.

Si ϕ_1, ϕ_2 son pequeños, entonces $\tan \phi_1 + \tan \phi_2 \approx \phi_1 + \phi_2$. De acuerdo a las ecuaciones 2.2 y 2.3 se define en general $\epsilon_{i,j}$ para todo $i, j = 1, 2, 3$.

2.3. Tensor de Esfuerzos

Cuando una fuerza de contacto o superficial forma cierto ángulo con la normal (\vec{n}) de la superficie, se puede demostrar que las componentes de dichas fuerzas (\vec{T}), con respecto a las tres componentes del vector \vec{n} pueden ser descritas por 9 cantidades, las cuales conforman un tensor, llamado el tensor de esfuerzos.

Si las superficies son las caras de un cubo orientado en la dirección de los ejes cartesianos (x, y, z) , las componentes de ese ente matemático (τ) se ilustra en la figura 2.6 a. $\tau_{xx}, \tau_{yy}, \tau_{zz}$ se llaman las componentes o esfuerzos principales del tensor de esfuerzos. $\tau_{xz}, \tau_{yz}, \tau_{xy}$ son las componentes de cizalla o tangenciales del tensor de esfuerzos (Ver figura 2.6 b.)

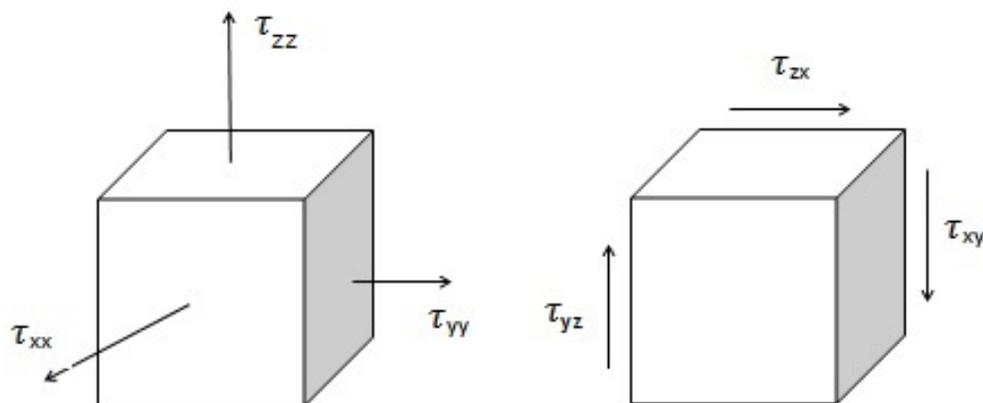


Figura 2.6. a.Esfuerzos Principales y b. Tangenciales

Si a este cubo se le aplica los esfuerzo principales, se obtiene una deformación volumétrica (cambio de volumen), pero si se aplica los esfuerzos de cizalla, estos darán como resultado deformaciones angulares (Stein y Wyssesion, 2003).

2.4. Relaciones Constitutivas Esfuerzo-Deformación ó Ley de Hooke

Un material elástico satisface la ley de Hooke (para deformaciones pequeñas). Esta ley establece una relación(constitutiva) entre los esfuerzos aplicados τ y las deformaciones ϵ . La constante de proporcionalidad C , es un tensor de cuarto orden.

$$\tau_{ij} = \sum_{k,l=1}^3 C_{ijkl} \epsilon_{kl} \quad (2.4)$$

Se puede mostrar (Stein y Wyssesion, 2003) que el tensor τ es simétrico, es decir: $\tau_{ij} = \tau_{ji}$, y por lo tanto $C_{ijkl} = C_{jikl}$

De acuerdo a la ecuación 2.3 ϵ también es simétrico, en consecuencia $C_{ijkl} = C_{ijlk}$.

De otra parte, de acuerdo al teorema de conservación de la energía, la variación de la energía (cinética + interna), es igual a la variación del trabajo + calor producido. El trabajo es producido por las fuerzas superficiales y los volumétricas (Feynman, 1998). Como consecuencia de esto se obtiene otra propiedad de simetría del tensor C :

$$C_{klij} = C_{ijkl} \quad (2.5)$$

El tensor C_{ijkl} que identifica a cada material tiene en general 81 componentes, sin embargo, a partir de las simetrías $C_{ijkl} = C_{jikl}$, $C_{ijkl} = C_{ijlk}$, $C_{ijkl} = C_{klij}$ se reduce a 21 componentes en el caso mas general. La ley de Hooke, puede ser escrita entonces forma matricial (Feynman, 1998):

$$\tau = \begin{bmatrix} \tau_{11} \\ \tau_{22} \\ \tau_{33} \\ \tau_{12} \\ \tau_{13} \\ \tau_{23} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \epsilon_{11} \\ \epsilon_{22} \\ \epsilon_{33} \\ \epsilon_{12} \\ \epsilon_{13} \\ \epsilon_{23} \end{bmatrix} \quad (2.6)$$

En el caso mas simple que es cuando el material es totalmente isótropo la ecuación anterior se reduce a:

$$\tau = \begin{bmatrix} \tau_{11} \\ \tau_{22} \\ \tau_{33} \\ \tau_{12} \\ \tau_{13} \\ \tau_{23} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \epsilon_{11} \\ \epsilon_{22} \\ \epsilon_{33} \\ \epsilon_{12} \\ \epsilon_{13} \\ \epsilon_{23} \end{bmatrix} \quad (2.7)$$

Donde λ y μ son los llamados parámetros de Lamé, los cuales identifican reologicamente a un material isótropo (Stein y Wyssession, 2003) (Ikelle, 2005).

2.5. Ecuación de Movimiento

De acuerdo a la segunda ley de Newton de la mecánica clásica, la variación del momento lineal de un cuerpo es igual a la sumatoria de las fuerzas que actúan sobre el. Para la mecánica de los medios continuos son importantes las llamadas fuerzas superficiales o de contacto ademas de las fuerzas de cuerpo o fuerzas volumétricas (por ejemplo la fuerza de Gravitación) que actúan sobre la de cuerpo (Feynman, 1998).

De esta ley mecánica de los medios continuo se obtiene la llamada ecuación de movimiento o ecuación elastodinamica:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = f_i + \sum_{j=1}^3 \tau_{ij,j} \quad (2.8)$$

Donde ρ es la densidad volumétrica del cuerpo, \vec{u} es el vector de deformación del cuerpo, f representa las fuerzas volumétricas y $\sum_{j=1}^3 \tau_{ij,j}$ las fuerzas superficiales.

2.6. Ecuación de Onda

De las ecuaciones de movimiento 2.8 y las relaciones constitutivas 2.7 se obtiene:

$$\rho \ddot{\vec{u}} = (\lambda + 2\mu) \nabla (\nabla \cdot \vec{u}) - \mu \nabla \times \nabla \times \vec{u} \quad (2.9)$$

Aplicando el operador divergencia en la ecuación anterior y teniendo en cuenta que la divergencia de un rotacional es cero, y que para un medio homogéneo λ y μ son constantes.

$$\nabla \cdot (\rho \ddot{\vec{u}}) = \rho \nabla \cdot (\ddot{\vec{u}}) = \rho \overline{\nabla \cdot \ddot{\vec{u}}} = (\lambda + 2\mu) \nabla \cdot \nabla (\nabla \cdot \vec{u}) \quad (2.10)$$

La cual se reduce a:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \{\nabla \cdot \vec{u}\} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 (\nabla \cdot \vec{u}) \quad (2.11)$$

Recordando que $\nabla \cdot \vec{u}$ es la llamada dilatación volumétrica θ , definida en la sección 2.2, se puede escribir la ecuación 2.11 como:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho} \nabla^2 \theta \quad (2.12)$$

Esta ecuación identifica a la onda P u onda compresional. Una característica de esta onda, es que el movimiento de las partículas es en la misma dirección de la propagación de la onda. La velocidad de dicha onda esta dada por

$$C_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.13)$$

Si en el ecuación 2.9 se aplica el operador rotacional (Aki K y Richards P, 1980), se obtiene

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} (\nabla \times \vec{u}) = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 (\nabla \times \vec{u}) \quad (2.14)$$

Ecuación que corresponde a la onda S u onda de cizalla. La velocidad de propagación de dicha onda viene dada por

$$C_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.15)$$

Comparando las expresiones 2.13 y 2.15 se concluye que la velocidad de la onda P siempre es mayor que la velocidad de la onda S. Dado que, los fluidos no soportan esfuerzos de cizallamiento ($\mu = 0$) se concluye que la onda S no se propaga en los fluidos. Puede demostrarse (Stein y Wysession, 2003) que para la onda P, las oscilaciones de las partículas son paralelas a la dirección de propagación de la onda, y que para las ondas S las oscilaciones están en un plano perpendicular a la dirección de propagación de esa onda.

2.7. Principio de Huygens

Para explicar el principio de Huygens se toma por ejemplo el caso de una onda plana, como se ilustra en la figura 2.7.

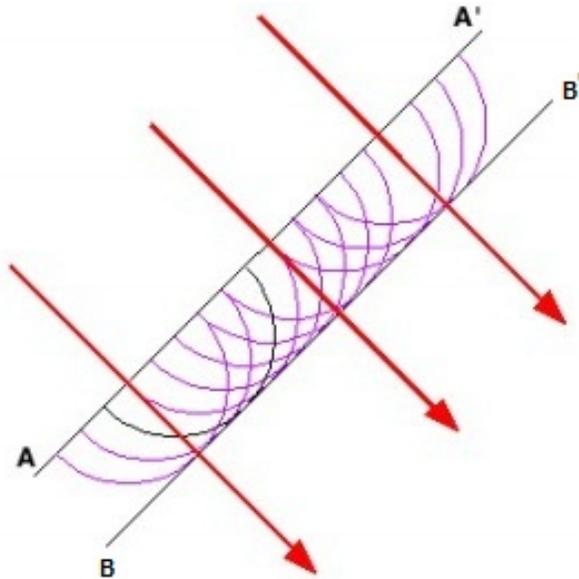


Figura 2.7. Descripción gráfica del Principio de Huygens. Tomado de <http://centros.edu.aytolacoruna.es/iesadormideras/departamentos/fq/fernandola/fernandohuy.pdf>

El principio de Huygens establece que cada punto de un frente de onda puede ser tomado como una fuente secundaria, las ondas generadas en

cada punto viajan con una velocidad igual a la de la onda primaria. Se observa en la figura 2.7 semicírculos que representan las ondas secundarias, la tangente común a estos semicírculos, corresponde al nuevo frente de onda en un tiempo posterior (la línea negra entre B y B'). El principio de Huygens, explica todos los fenomenos ondulatorios, como son la reflexion, refraccion, la difraccion y la interferencia de ondas (Stein y Wyssesion, 2003).

2.8. Principio de Fermat

Según el principio de Huygens, las ondas se propagan en frentes de onda. Una forma alterna para representar esta propagación es por medio de líneas imaginarias que para el caso de un medio isótropo son en cada punto, perpendiculares al frente de onda. Estas líneas indican la dirección de propagación de la onda son llamados comúnmente rayos, en la figura 2.7.

El llamado principio de Fermat fue propuesto por el matemático francés Pierre de Fermat (1601-1665), que afirma que un rayo al pasar de un punto a otro, escoge el camino para el cual el tiempo de propagación es mas corto (Finn.j, 1998) (Ver figura 2.8) .

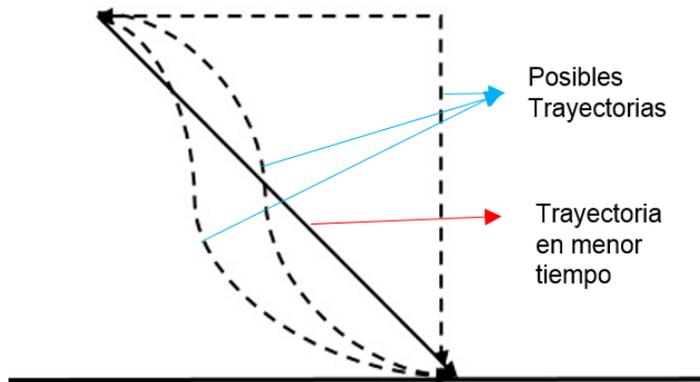


Figura 2.8. Representación gráfica del Principio de Fermat

2.9. Ley de Snell

A partir de los principios anteriormente enunciados (Principio de Huyguens y Fermat), se puede explicar el comportamiento de las ondas (reflexión, refracción, difracción).

La ley de Snell explica el comportamiento de las ondas cuando pasan de un medio a otro, en el enfoque geológico, es decir, cuando hay un cambio de litología, pues cada medio posee una velocidad diferente, produciéndose el fenómeno de la refracción y/o reflexión. Matemáticamente se puede expresar de la siguiente manera:

$$n_1 \cdot \sin \alpha_1 = n_2 \cdot \sin \alpha_2 \quad (2.16)$$

Donde n_1 es el índice de refracción del primer medio, n_2 es índice de refracción del segundo medio, y α_1 y α_2 los ángulos de incidencia y refracción, respectivamente (Ver figura 2.9).

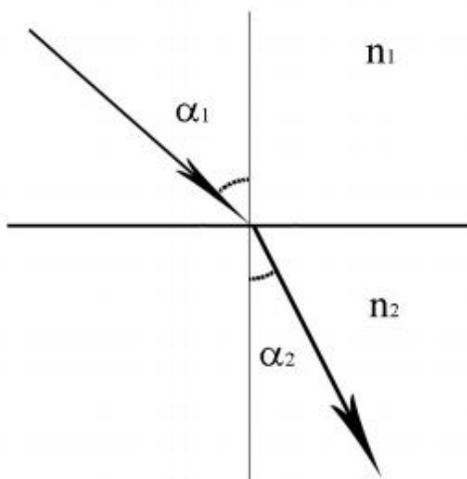


Figura 2.9. Descripción gráfica de la Ley de Snell.

La ley de Snell, se deduce a partir de los principios de Huyguens y/o Fermat. Cuando una onda de cuerpo (P o S) incide en una interfase (cambio de medio), se divide en 4 ondas, dos refractadas (P y S), y dos reflejadas (P y S), esta situación se ilustra en la figura 2.10.

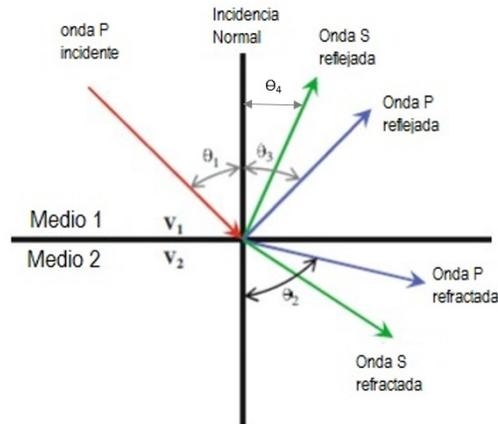


Figura 2.10. Ondas generadas a partir de una onda P incidente.

La ley de Snell para este caso, se expresa de la siguiente manera

$$\frac{\sin \theta_1}{V_{1p}} = \frac{\sin \alpha_1}{V_{1s}} = \frac{\sin \theta_2}{V_{2p}} = \frac{\sin \alpha_2}{V_{2s}} \quad (2.17)$$

Donde θ_1 y θ_2 son ángulos de incidencia y de refracción de la onda P, α_1 y α_2 los ángulos de incidencia y refracción para la onda S, y $V_{1p}, V_{2p}, V_{1s}, V_{2s}$ son las velocidades de las ondas (P y S) en los dos medios.

2.10. Procesamiento Sísmico

En el levantamiento sísmico convencional se generan perturbaciones mecánicas las cuales producen ondas de tipo compresional (P) y cizallante (S), ondas que fueron descritas en la sección anterior.

En la figura 2.11 se visualiza un levantamiento sísmico típico, en el cual se tiene una fuente sísmica (camión 1) que golpea el suelo en superficie, generando varios tipos de ondas, que viajan a través del subsuelo encontrando capas y estructuras del mismo (impedancia), viajando de regreso a la superficie; estas reflexiones son captadas por los geófonos que se observan

como puntos en medio de los dos camiones, a estos receptores llegan diferentes tipos de ondas entre las cuales están las ondas P y S, que para este trabajo son de interés.

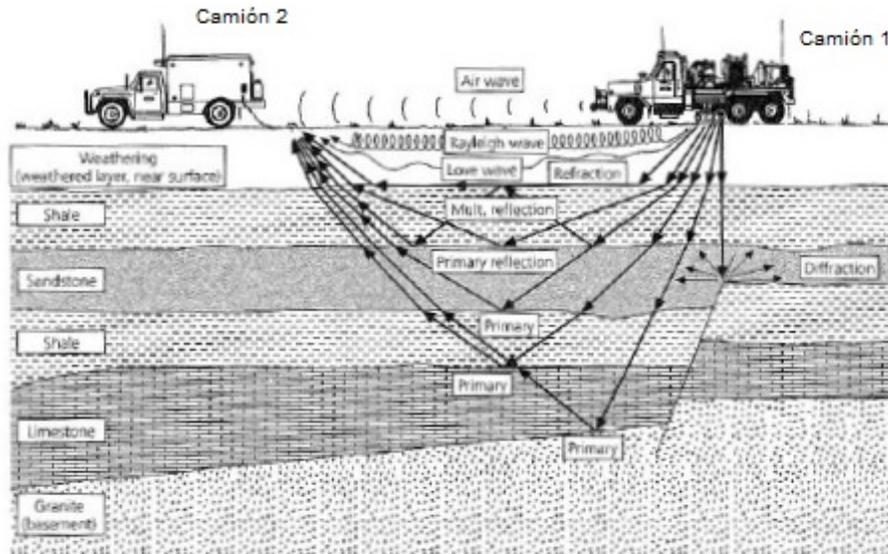


Figura 2.11. Camión que genera perturbación de la cual se puede observar las ondas que se producen. Tomado y modificado de An Introduction to seismology earthquakes and Earth structure. Stein y Wyssession, 2003

En la sismica 2D, se encuentra a menudo dos tipos de geometría de adquisición, mejor conocidas como “simetrical split-spread ”que corresponde a geofonos dispuestos simétricamente a ambos lados de la fuente, y “ end on spread”que son geofonos dispuestos a un solo a un lado de la fuente (Ver figura 2.12) (Stein y Wyssession, 2003).

La elección de una de estas geometrías depende de diferentes factores como la topografía y los datos geológicos tomados previamente, con estas geometrías de adquisición se obtiene información del subsuelo para obtener un perfil sísmico 2D. (Ver Figura 2.13)

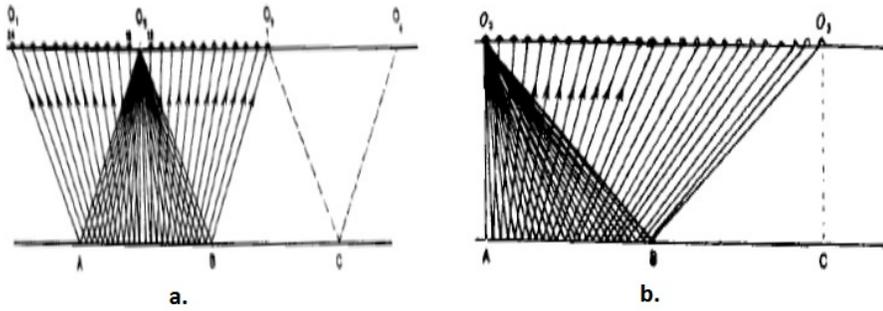


Figura 2.12. Geometría de adquisición a. Geofonos dispuestos simétricamente a ambos lados de la fuente. b. Geofonos dispuestos a la derecha de la fuente. Tomado de An Introduction to sismology earthquakes and Earth structure. Stein y Wyssesion, 2003

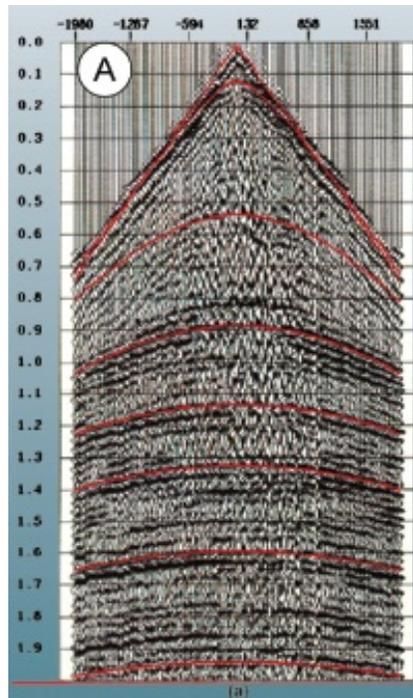


Figura 2.13. Sismograma con geometría de adquisición “simetrical split-spread”. Tomado de An introduction to Seismic interpretation. Hart B, 2010

Un perfil sísmico o sismograma es definido como un conjunto de trazas, donde cada traza contiene información del subsuelo registrada en un solo geófono. El sismograma agrupa cada una de las trazas, y así se obtiene mayor cobertura de información del subsuelo.

En el eje horizontal se representa la posición de la fuente y la posición de los geófonos, dispuestos a cada lado de esta (Figura 2.13), mientras que en el eje vertical, se representa los tiempos de llegada de las ondas a cada uno de los geófonos.

Se observa en el sismograma varios eventos: en la parte superior aparecen dos líneas rectas que corresponden a las llegadas de la llamada onda directa, se observan también curvas, que son en realidad hipérbolas, que corresponden a los tiempos de tránsito de la onda que se refleja en una interfase entre dos litologías.

Es usual en la sísmica, realizar múltiples disparos. Cada disparo representa un conjunto de datos (matriz). Si hay varios disparos, se tendrá un cubo de datos, que luego serán ordenados, por ejemplo, por punto medio común (CMP), entre otros.

En la figura 2.14 se ilustra el concepto de “cubo de datos”. Cada plano corresponde a un disparo, que representa un conjunto de registros o trazas, es decir, cada plano será el sismograma del disparo correspondiente.

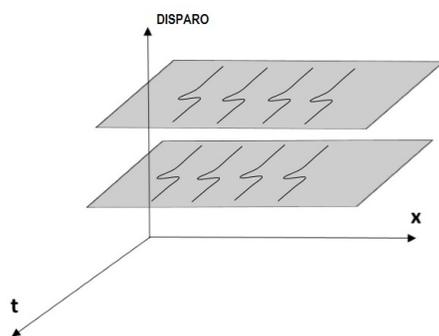


Figura 2.14. Representación de un cubo de datos

A continuación se describe brevemente las etapas del procesamiento sísmico, como resultado de todo esto se debe obtener una imagen 2D que refleja un modelo aproximado del subsuelo.

2.10.1. Ordenamiento

El experimento sísmico (2D) consiste de un conjunto de disparos y de un conjunto de receptores dispuestos en una misma línea horizontal, tal como se ilustra en la figura 2.15.

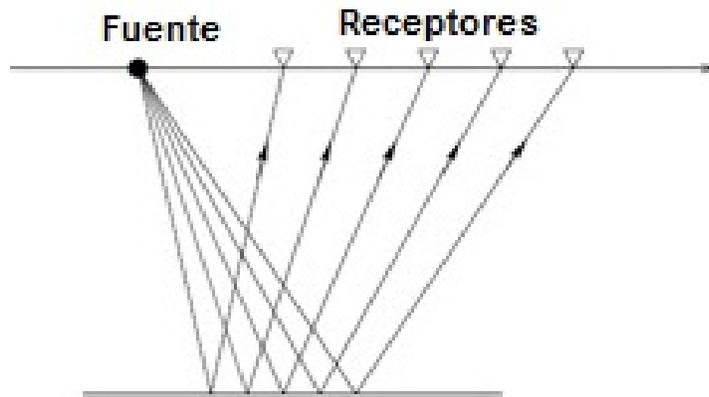


Figura 2.15. Representación de la fuente y los receptores en una línea horizontal sobre la superficie. Tomado de El Procesamiento Sísmico de Fernando Gamboa, 2007

Una vez se activa la fuente, la onda (energía o perturbación) viaja reflejándose en las diferentes interfases del subsuelo y retorna a la superficie donde es captada por los receptores (figura 2.15). Este experimento se repite varias veces, de manera que se obtenga un volumen de datos, que posteriormente serán ordenados por arreglos o familias, como se muestra en la figura 2.16.

Si s y r representan las coordenadas(x) de una fuente y de un receptor respectivamente. Se definen las coordenadas $m = (s + r)/2$ y $h = |r - s|$ del punto medio y la distancia fuente - receptor respectivamente.

Los múltiples datos pueden ser leídos (ordenados) de diferentes maneras: Por disparo común(s), por receptor común (r), por distancia fuente - receptor(offset) común (h) o por punto medio común(CMP)(m).

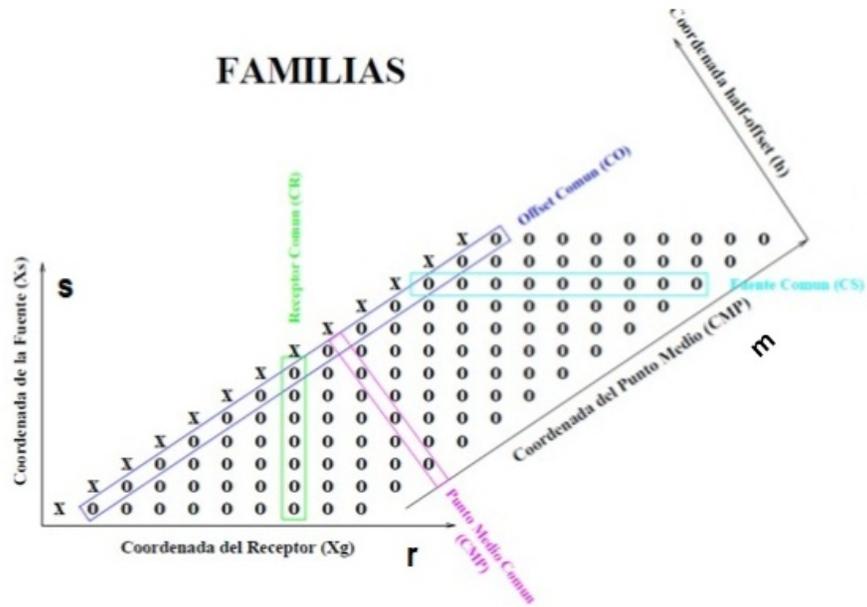


Figura 2.16. Relación entre los diferentes tipos de familias. Tomado y adaptado de El Procesamiento Sísmico de Fernando Gamboa, 2007

En la figura 2.16 se observa que el eje horizontal representa las coordenadas de los receptores o geófonos, y en el eje vertical se representan las coordenadas de la fuente. En esta figura se ilustra múltiples disparos donde la fuente y receptores cambian de posición simultáneamente. Este cubo de datos puede ser agrupado de diferentes formas, manteniendo constante la posición de s, r, m ó h. Por ejemplo, si la lectura de los datos se hace en líneas paralelas a las coordenadas de los receptores, quiere decir que se agrupan los datos por disparo común o si la lectura de los datos se hace en líneas paralelas al eje m, se agrupan por offset común (Gamboa, 2007).

Ordenamiento Por Punto Medio Común (CMP)

Esta técnica agrupa trazas de diferentes disparos y receptores, que tengan en común un mismo punto en profundidad. En un levantamiento sísmico de múltiples disparos, tanto la fuente como los receptores se desplazan secuencialmente manteniendo distancias constantes entre sí. Asumiendo que los reflectores son planos y paralelos, se puede decir que al tener múltiples disparos, muchos de estos, van a muestrear el mismo punto en el subsuelo, como se ilustra en la figura 2.17.

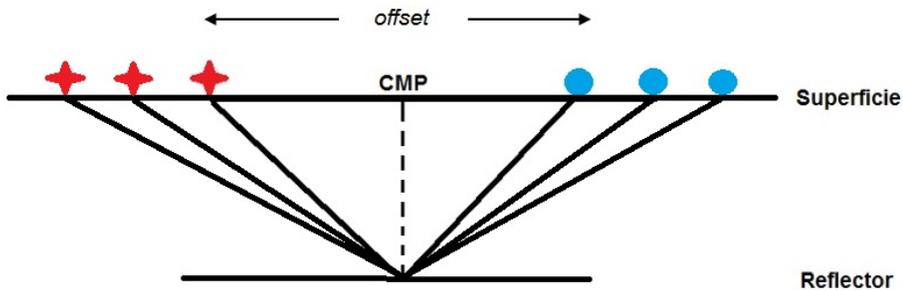


Figura 2.17. Ilustración del concepto de punto medio común

Las trazas con la misma posición de punto medio son agrupadas, constituyendo así una familia CMP (Yilmaz,2000).

2.10.2. Análisis de Velocidad

Un modelo de velocidad es una sección donde se representa la velocidad con que se propagan las ondas a través del subsuelo, un ejemplo de modelo de velocidades se ilustra en la figura 2.18.

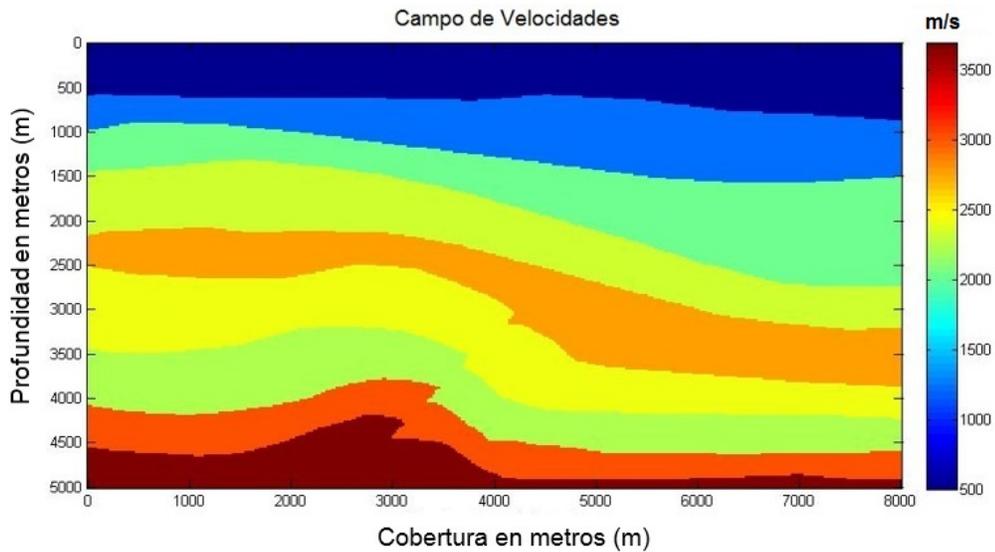


Figura 2.18. Campo de velocidades.

Cada color en el modelo de velocidades representa un tipo de litología. Si bien pareciera que los cambios de litología son abruptos, en realidad son cambios con una variación en gradación.

Un buen modelo de velocidades es la base para:

- Un buen apilado (mejoría de la relación S/R);
- Buena corrección del posicionamiento de los reflectores (Migración);
- Conversión apropiada de tiempo de tránsito a profundidad.

Estas velocidades son básicamente, aquellas que proporcionan el mejor apilamiento para las reflexiones de interés. las velocidades de apilamiento y/o velocidades normal moveout (NMO), están relacionadas con las

llamadas velocidades media cuadrática (RMS) (tipo de velocidad efectiva). Las velocidades NMO o RMS suministran, a través de un proceso de inversión, las llamadas Velocidades Intervalares. La velocidad intervalar es la velocidad media con la cual las ondas se propagan en un estrato, es decir, entre dos reflectores. Hay diferentes tipos de velocidades sísmicas tales como: la velocidad NMO, velocidad apilamiento, velocidades RMS, media, intervalo de fase, de grupo y de migración (Dix,1995).

En el capítulo anterior se mencionó algunas características de las rocas que pueden ser parte de las distintas trampas de hidrocarburos. Estas características que influyen directamente en la velocidad con la que se propagan las ondas, a través de las rocas son:

1. Forma de los poros.
2. Presión de poros.
3. Saturación de fluidos en los poros.
4. Presión de confinamiento.
5. Temperatura.

Para un único estrato horizontal de velocidad constante, la curva de tiempo de tránsito en función de la separación fuente-receptor (offset) es una hipérbola (Gamboa, 2007). La ecuación de sobretiempos normal usada para definir la mejor curva de apilamiento es dada por

$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{4h^2}{V^2} \quad (2.18)$$

Donde h es la distancia fuente - receptor (offset), V es la velocidad con que se propaga la onda, t es el tiempo de tránsito y t_0 es el tiempo de incidencia normal.

El análisis de velocidad es realizada en una familia CMP o en grupos de familias (que forman una súper-familia). A través de técnicas de interpolación y extrapolación apropiadas, aplicadas a los pares velocidad-tiempo seleccionados, se obtiene un valor de

velocidad para cada familia CMP. La función velocidad obtenida es denominada de Campo de Velocidades de apilamiento (Gamboa, 2007).

Métodos para el Análisis de Velocidades

El objetivo del análisis de velocidades es encontrar la velocidad que mejor horizontalice las hipérbolas de reflexión, y así obtener un mejor resultado cuando el apilamiento sea aplicado. El análisis de velocidad es realizado sobre la familia CMP. Como resultado se obtiene el llamado espectro de velocidad. Este espectro representa que tan coherente las trayectorias hiperbólicas que están en función de la velocidad, el offset y tiempo de transito (Yilmaz,2000).

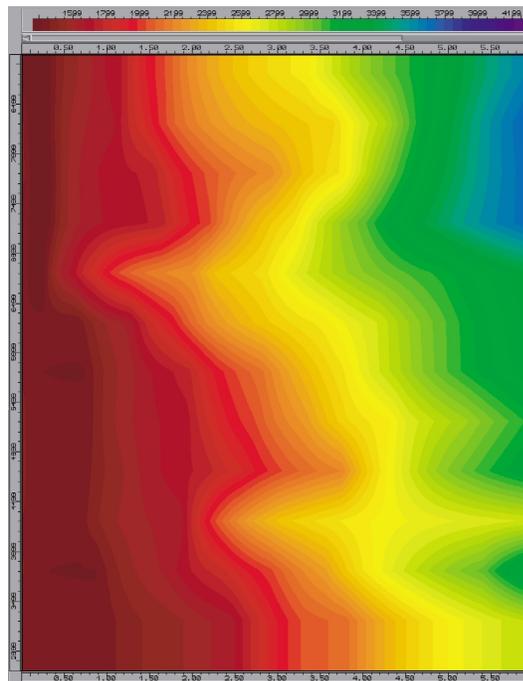


Figura 2.19. Espectro de velocidades. Tomado de Yilmaz 2000

Una vez obtenido el espectro de velocidad, se procede a encontrar los valores de máxima coherencia. Si el espectro está representado como un mapa de colores, los picos de máxima coherencia a menudo se observan regiones en tonalidades rojas.

Este análisis de velocidad se debe aplicar a cada familia CMP.

Existen múltiples factores que afectan el Estimativo de la Velocidad, entre estos están:

1. Longitud del tendido (spread).
2. Grado de redundancia de los datos (Numero de trazas en las familias CMP).
3. Silenciamiento (Muting).
4. Taza de muestreo.
5. Relación Señal/Ruido (S/R).
6. Tipo de coherencia medida.
7. Longitud hiperbólico del sobretiempo.
8. Profundidad de los estratos y de los reflectores.
9. Corrección de las estáticas.
10. Buzamiento de los reflectores.

Lo ideal es apilar un número de trazas (vecinas) dentro de una familia CMP para producir una nueva familia CMP con multiplicidad menor y aparente mejor relación S/R (Gamboa, 2007).

2.10.3. Corrección Normal Moveout (NMO)

La corrección NMO elimina la diferencia de tiempo ($t - t_0$) y los eventos se horizontalizan, de ésta forma las trazas ya no son dependientes del offset y pueden ser sumadas.

El campo de velocidades es usado en la corrección (NMO) en las familias CMP. Después de la corrección NMO, los eventos son horizontalizados a lo largo del eje de los offset (Uwe, 2002). Es decir, el efecto

de la distancia fuente-receptor es eliminado del tiempo de tránsito. La corrección NMO es dada por la diferencia entre $t(h)$ y $t(0)$.

$$\begin{aligned} \Delta t_{NMO} &= t(h) - t_0 \\ &= t_0 \left\{ \left[1 + \left(\frac{2h}{V_{NMO} t_0} \right)^2 \right]^{1/2} \right\} \end{aligned} \quad (2.19)$$

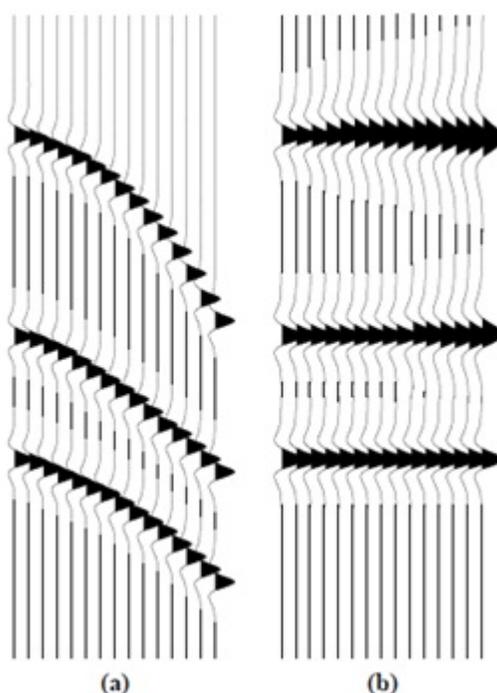


Figura 2.20. Corrección NMO a. Antes de la corrección b. Después de la corrección. Tomado de El Procesamiento Sísmico de Fernando Gamboa, 2007

Donde h la distancia fuente-receptor (offset), $t(h)$ representa el tiempo doble para un offset, t_0 el tiempo doble a zero offset y V_{NMO} es la velocidad necesaria para realizar la corrección NMO. Se observa que el Δt_{NMO} aumenta con el offset y disminuye con la profundidad. El Δt_{NMO} también disminuye para grandes valores de velocidad.

Si las velocidades escogidas son incorrectas, las reflexiones no se alinearán y la calidad de los datos se degradará. Si los estratos están significativamente inclinados, la corrección NMO no podrá alinear las hipérbolas, y en ese caso, se tendría que utilizar a corrección Dip Moveout (DMO), descritos por Yilmaz (2001), de Liner (2004) y otros.

2.10.4. Corrección de las Estáticas Residuales

Las distorsiones o ruido son causadas por irregularidades de la velocidad cerca de la superficie o en el fondo del mar, en caso de adquisición marina. La corrección de estáticas es aplicada a la corrección NMO de cada familia CMP. Sin embargo, estas correcciones generalmente no resuelven los efectos provocados por las variaciones rápidas en la elevación y la base, también como la velocidad, del estrato meteorizado (Gamboa, 2007).

En zonas de materiales no consolidados en el subsuelo a poca profundidad (por ejemplo, depósitos palustres, glacial, dunas de arena) pueden tener velocidades mucho más bajas que las rocas subyacentes. En algunos casos, de alta porosidad (no todos los poros están llenos con agua) puede tener velocidades de casi 100 m/s, menor que la velocidad de sonido en el aire (Schuck and Lange, 2008). Esta capa superficial es la llamada capa de baja velocidad o la capa de degradado. Los cambios en el espesor de esta capa, si no se representan adecuadamente, puede causar problemas en la formación de imágenes para los estratos subyacentes (Ver figura 2.20).

Las correcciones necesarias para resolver estas dos cuestiones son: 1. El cambios en la elevación y 2. Los cambios en el espesor de la capa de baja velocidad (si está presente), se conoce como la corrección de estaticas. Diferentes enfoques se pueden utilizar para tratar estos problemas (estática refracción, la estática de la superficie consistente, estáticas residuales, etc.). Si no se trata adecuadamente, las estáticas pueden dejar estructuras falsas en los datos y degradar la calidad de imagen sísmica.

Los datos se llevan a un nivel llamado datum, que se ilustra en la figura 2.21 como una línea roja punteada.

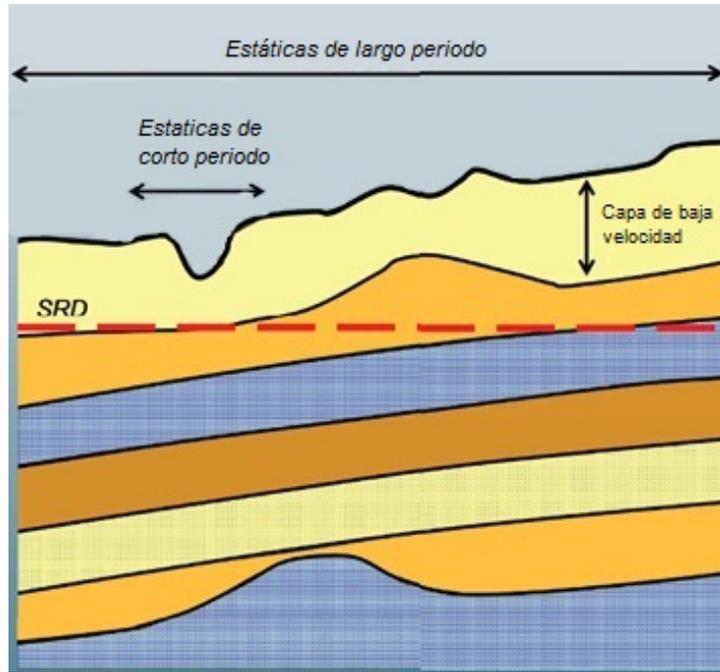


Figura 2.21. Corrección de Estáticas. Tomado y adaptado de An introduction to Seismic interpretation. Hart B, 2010

2.10.5. Apilamiento

Los geófonos además de registrar las reflexiones, también registran ruido. En una adquisición terrestre, los receptores pueden grabar perturbaciones generadas por los vehículos que circulan por el sitio de adquisición o el ruido eléctrico generado por las líneas eléctricas que pasan por encima. Cualquiera que sea la fuente, el ruido estará presente en los datos. Este ruido puede ser muy severo en comparación con las reflexiones que vienen de horizontes del subsuelo (Bruce S. Hart, 2010).

Una forma de aumentar la relación señal- ruido es hacer más de una adquisición, y luego combinar aquellas adquisiciones a través de un procedimiento llamado el apilamiento. (Ver Figura 2.22).

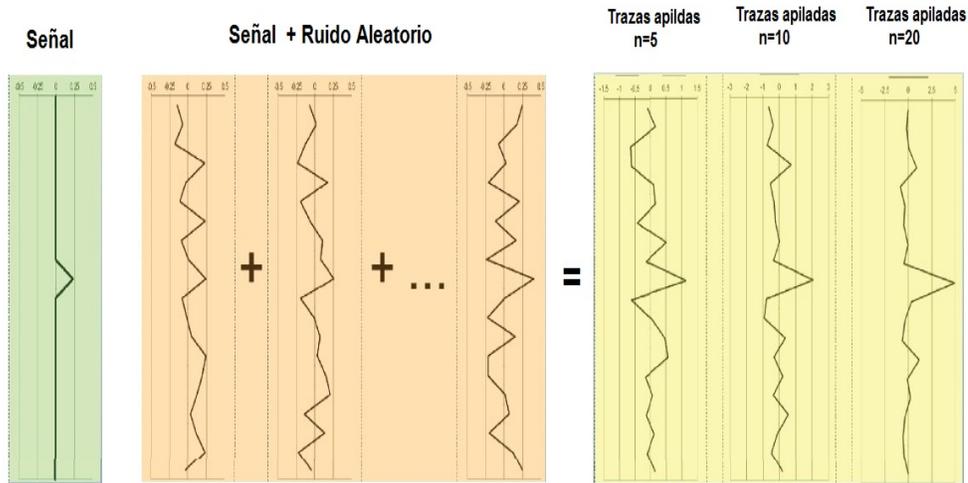


Figura 2.22. Corrección de las estáticas. Tomado y adaptado de An introduction to Seismic interpretation. Hart B, 2010

El ruido consiste en una serie aleatoria de valores positivos y negativos en cada traza. El resultado que se obtiene al sumar trazas es el de producir una señal más fuerte que se destaca por encima del ruido.

Como se mencionó anteriormente, el ruido consiste de valores positivos y negativos aleatorios. Cuando se apilan las trazas, estos valores se eliminan entre si, y así sucesivamente cada que se sumen mas trazas, este ruido será atenuado hasta cierto valor mínimo. Al aplicar el apilamiento, el volumen de datos disminuirá significativamente. En la figura 2.22 se puede observar el resultado de apilar 5, 10 o 20 trazas.

El número de trazas apiladas se conoce como pliegue de apilamiento, o también conocido como multiplicidad. El proceso de apilado aumenta claramente la relación señal-ruido. Teóricamente el ruido de señal-relación en función de número de muestras apiladas, es proporcional $(\sqrt{N_f})$ donde N_f es el número de muestras apiladas (Ver Figura 2.23).

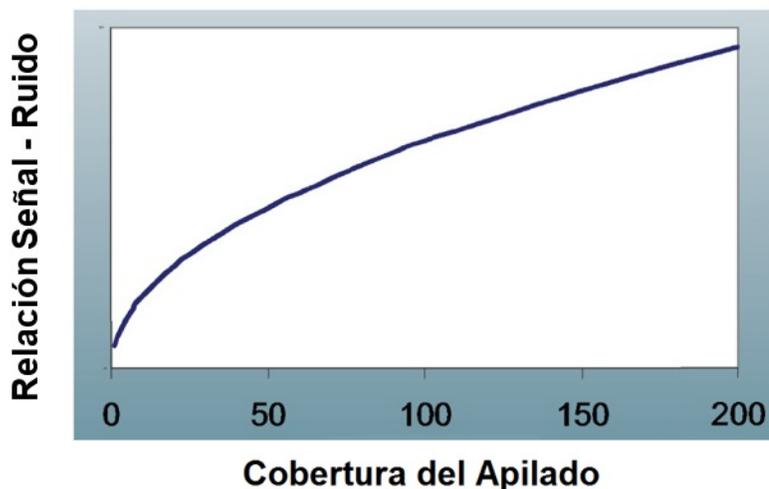


Figura 2.23. Señal- ruido vs Apilamiento. Tomado y adaptado de An introduction to Seismic interpretation. Hart B, 2010

Aunque el apilado aumenta la relación señal-ruido, la relación no es lineal. El mayor incremento en la calidad de los datos está en el aumento de apilamiento (es decir, la parte más empinada de la curva en la figura 2.23).

La pendiente de la curva se hace más baja con el aumento de apilamientos, es decir hay rendimientos decrecientes a medida que aumentamos el Fold de apilamiento (Bruce S. Hart, 2010).

2.10.6. Migración

La migración es un proceso que colapsa las difracciones y desplaza eventos con buzamiento, en la sección apilada. Es decir es un proceso que mejora la resolución espacial (Hart, 2010).

La migración tiene dos objetivos principales :

- Reposicionamiento de los reflectores a su verdadera ubicación en el subsuelo
- Colapso de las difracciones.

La migración de los datos, da como resultado un modelo más aproximado del subsuelo, donde se puede apreciar mejor la geometría de las interfaces, o estructuras presentes bajo la superficie. Existen varios métodos para migrar datos sísmicos (por ejemplo, la migración Kirchhoff, migración por diferencias finitas, la migración por ecuación de onda completa, migración de tiempo inverso)(Hart, 2010).

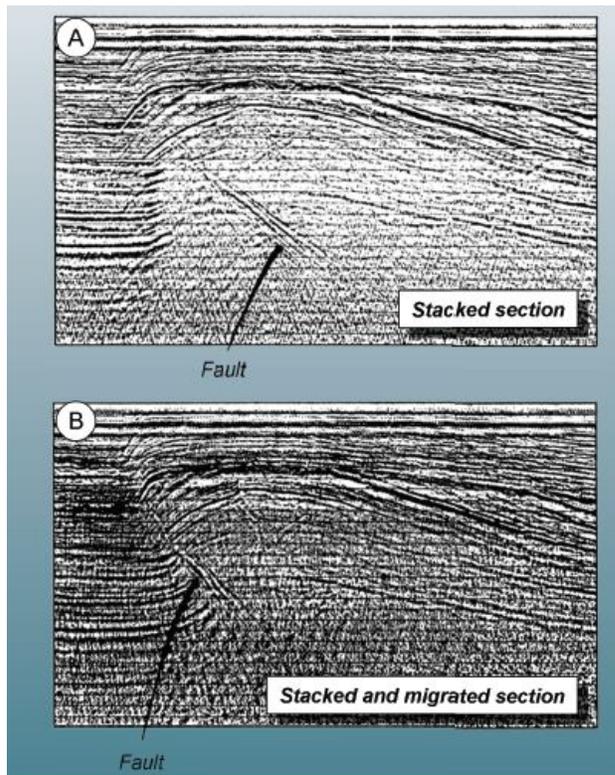


Figura 2.24. A. Sección apilada, B. Sección migrada. Tomado de An introduction to Seismic interpretation. Hart B, 2010

En la figura 2.24 se observan dos imágenes sísmicas, en las cuales se muestra que al aplicar la migración, la falla cambia de posición, y los reflectores son mas definidos.

Simulación Numérica de la Propagación de la Onda Sísmica en los Modelos de Trampas Propuestos

En este capítulo se describe los parámetros tomados en cuenta para la construcción de los modelos sintéticos, la solución numérica de la ecuación de onda por el método de diferencias finitas, con la cual se simuló la propagación de la onda sísmica, a través de los modelos construidos. Algunos errores que se presentan en la simulación de la propagación debido a las limitaciones que tiene la solución numérica de la ecuación de onda; ya que los operadores diferenciales (las derivadas espaciales y temporales) son aproximadas haciendo truncamientos a las series de Taylor.

Para el desarrollo de los objetivos planteados, se procedió en cuatro pasos

1. Creación de los modelos sintéticos, con todas sus características.
2. Estudio de la propagación de la onda sísmica a través de cada uno de los medios para los modelos propuestos.
3. Procesamiento sísmico básico de las respuestas sísmicas para los modelos de trampas petrolíferas mas representativos.

4. Análisis, interpretación y comparación de las imágenes sísmicas obtenidas de los modelos sintéticos.

3.1. Generación de los Modelos Sintéticos

Como se mencionó en el capítulo 1, existen diferentes modelos de trampas petrolíferas de las cuales se escogieron cinco:

1. Un Anticlinal
2. Un Anticlinal Fallado
3. Dos tipos de Acuñaamiento
4. Un Diapiro.

Estos modelos son los más representativos de cada tipo de trampa petrolífera, agrupadas en estructurales, estratigráficas y combinadas. Las trampas escogidas son las de mayor interés en la exploración y la explotación de yacimientos de hidrocarburos, ya que facilitan mayor acumulación (Sheriff, 1987).

Las dimensiones de todos los modelos son de 9 km en la horizontal y de 6 km en la vertical, dependiendo de la profundidad del objetivo. En estos casos las estructuras se encuentran entre 3-4 km de profundidad, porque de manera general, las rocas con abundante materia orgánica a estas profundidades satisfacen las condiciones de presión y temperatura para la generación de hidrocarburos. Ya que se busca iluminar estructuras a estas profundidades, la cobertura horizontal debe ser mayor.

Para todos los modelos con acumulación de hidrocarburo se utilizó una velocidad de 3650 m/s para la zona de la acumulación (Carcione, 1993, 2010).

Este trabajo se centra en la respuesta sísmica de las estructuras anteriormente mencionadas, por lo tanto cada estructura es modelada y analizada de manera individual.

En la figura 3.1 se ilustra un modelo de una estructura geológica denominada “anticlinal”. Esta estructura es producto de esfuerzos compresivos que se dan al interior de la tierra durante un tiempo prolongado en la escala del tiempo geológico. Cada estrato o capa tiene una litología diferente,

con velocidad de la onda P asignada a cada litología (Ver Tabla 1)

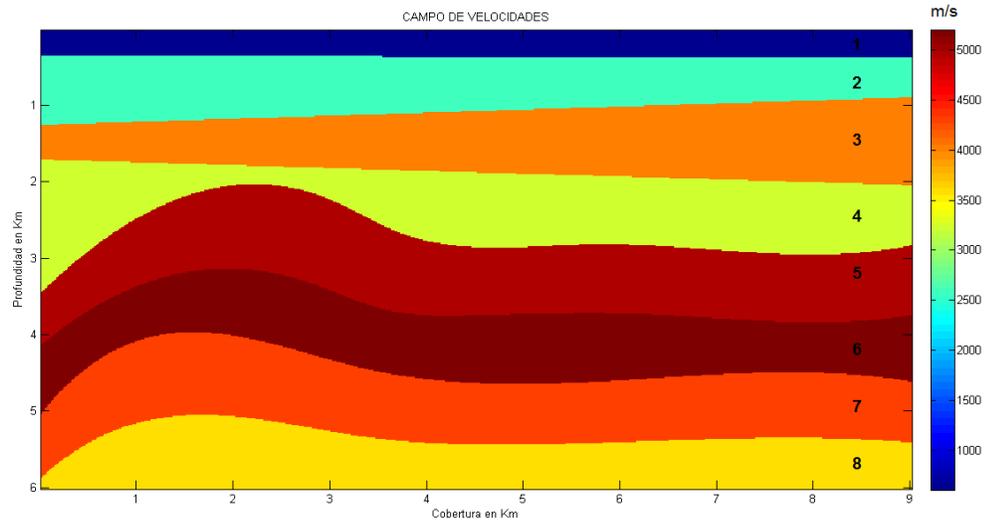


Figura 3.1. Modelo sintético de un anticlinal

En la figura 3.2 se ilustra un modelo de un anticlinal con acumulación de hidrocarburos, que cuenta con la misma litología del modelo anterior (Ver Tabla 1).

3.1. GENERACIÓN DE LOS MODELOS SINTÉTICOS

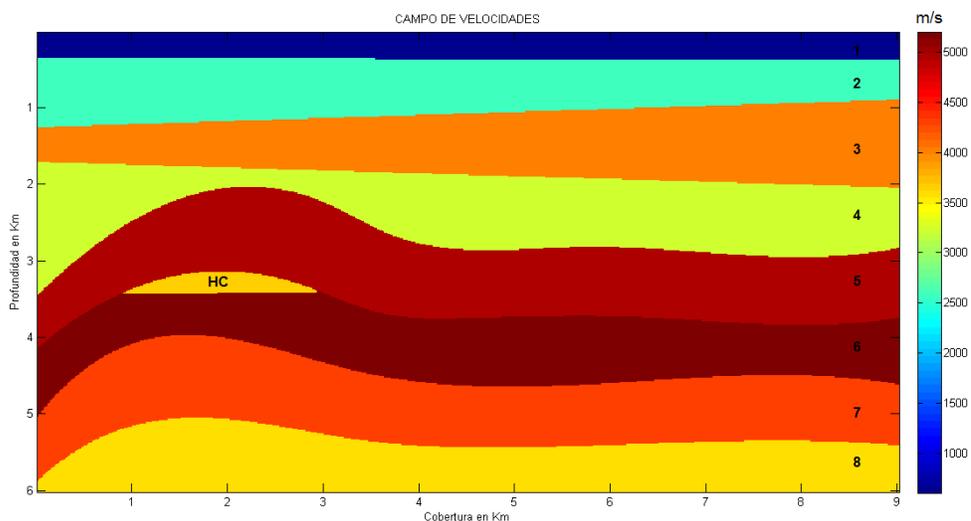


Figura 3.2. Modelo sintético de un anticlinal con acumulación de Hidrocarburos

Los modelos ilustrados en las figuras 3.1 y 3.2, constan de 8 capas o estratos. Cada estrato cuenta con una velocidad de la onda P. (Ver tabla 1).

ESTRATO	LITOLOGIA	CONSTANTES ELÁSTICAS 10 ⁹ N/m ²		DENSIDAD (Kg/m ³)	VELOCIDAD (P) (m/s)
		MODULO DE BULK (κ)	MODULO DE CIZALLA (μ)		
Estrato 1	DEPOSITOS CUATERNARIOS	0,27	0,22	1500	910
Estrato 2	ARCILLOLITA	7,77	6,34	2400	2600
Estrato 3	ARENISCA	20,47	16,69	2670	4000
Estrato 4	LIMOLITAS	12,41	10,12	2530	3200
Estrato 5	ARCILLOLITA	36	22	2700	4919
Estrato 6	CALIZA	36,93	30,10	2850	5200
Estrato 7	ARENISCA ARCILLOSA	24	17	2500	4320
Estrato 8	SHALE	8,80	17	2400	3621

Tabla 1. Propiedades de los modelos de anticlinales

En la figura 3.3 se ilustra un modelo de una estructura geológica llamada “acuñamiento” que es el adelgazamiento de una capa debido

a algún cambio de ambiente en la etapa de deposición de los fragmentos. Cada estrato o capa es una litología diferente (Ver tabla 2).

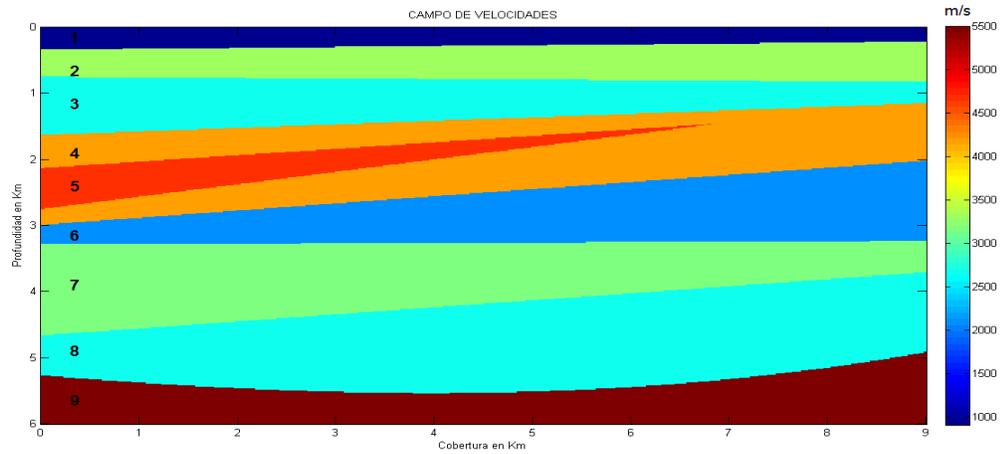


Figura 3.3. Modelo sintético de un acuñaamiento

En la figura 3.4 se ilustra un modelo de acuñaamiento con acumulación de hidrocarburos. Este modelo cuenta con la misma litología del modelo anterior (Ver tabla 2).

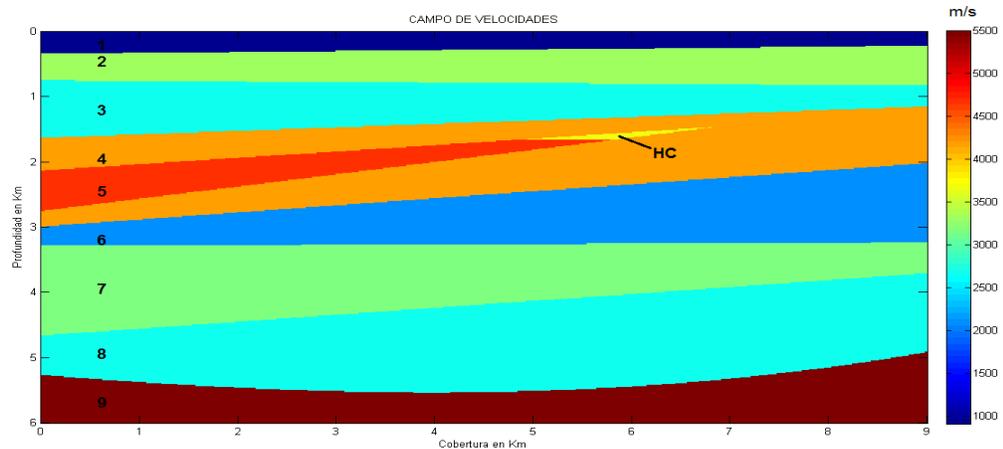


Figura 3.4. Modelo sintético de un acuñaamiento con acumulación de Hidrocarburos

ESTRATO	LITOLOGIA	CONSTANTES ELASTICAS 10 ⁹ N/m ²		DENSIDAD (Kg/m ³)	VELOCIDAD (P) (km/s)
		MODULO DE BULK (κ)	MODULO DE CIZALLA (μ)		
Estrato 1	DEPOSITOS CUATERNARIOS	0,60	0,49	1500	910
Estrato 2	CALIZA	14,19	11,57	2720	3300
Estrato 3	ARCILLOLITA ARENOSA	8,08	6,58	2400	2650
Estrato 4	ARCILLOLITA	44,10	17,23	2500	4200
Estrato 5	ARENISCA (cuña)	20,47	16,69	2670	4650
Estrato 6	SHALE	8,8	17	2450	3584
Estrato 7	CALIZA	17,06	6,66	2340	2700
Estrato 8	CONGLOMERADO ARENOSO	4,65	3,79	2200	2100
Estrato 9	GRANITO	8,8	22	2600	5500

Tabla 2. Propiedades de los modelos de acuífero.

En la figura 3.5 se observa un modelo de un cuerpo de sal llamado diapiro, que se atribuye a que debido a que la sal tiene menor densidad, tiende a subir hacia la superficie y con este comportamiento, rompe las capas que se encuentra sobre ella.

El modelo consta de 11 capas, con litología y velocidades diferentes (Ver tabla 3). Para el cuerpo diapírico solo se utilizó una velocidad (capa 11). Al igual que los anteriores, para este modelo se construyó con y sin hidrocarburos como se muestra en las figuras 3.5 y 3.6.

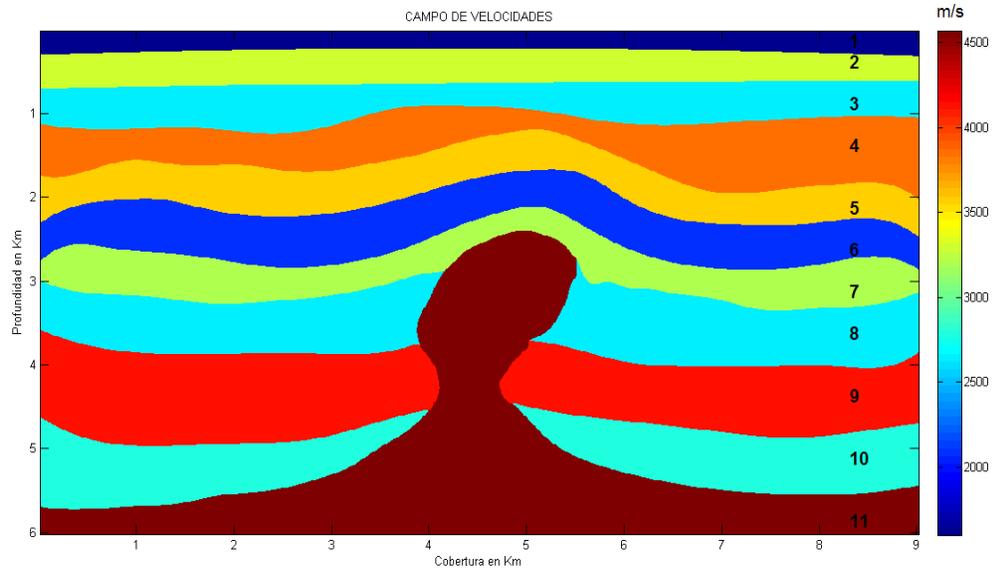


Figura 3.5. Modelo sintético de un diapiro

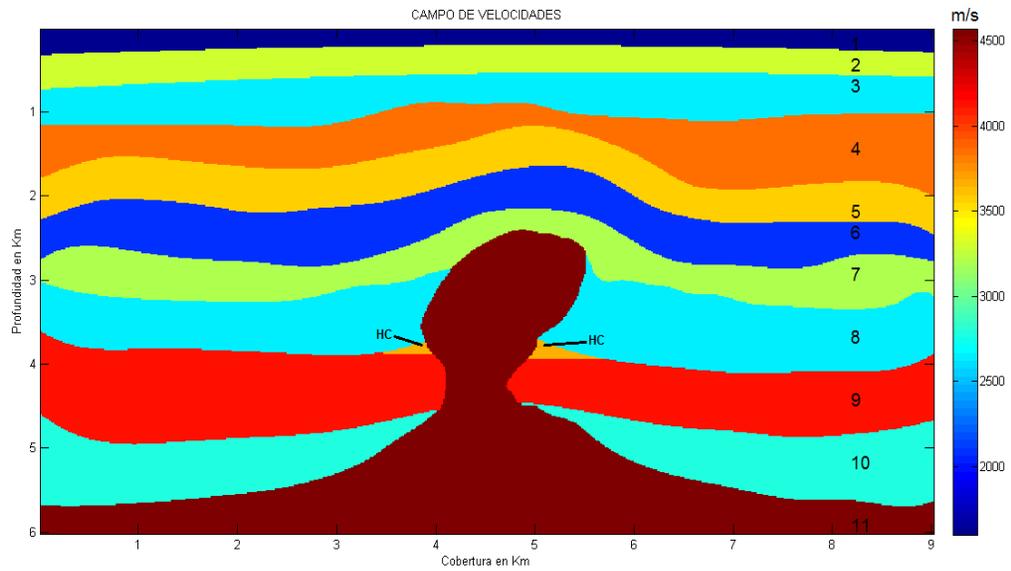


Figura 3.6. Modelo sintético de un diapiro con hidrocarburos

ESTRATO	LITOLOGÍA	CONSTANTES ELÁSTICAS 10 ⁹ N/m ²			
		MODULO DE BULK (κ)	MODULO DE CIZALLA (μ)	DENSIDAD (Kg/m ³)	VELOCIDAD (P) (m/s)
Estrato 1	DEPOSITOS CUATERNARIOS	0,73	0,60	1500	1010
Estrato 2	CALIZA	14,19	11,57	2720	3300
Estrato 3	ARCILLOLITA	8,08	6,58	2400	2650
Estrato 4	ARENISCA	18,96	15,46	2670	3850
Estrato 5	SHALE	9	17,00	2450	3584
Estrato 6	CONGLOMERADO ARENOSO	4,65	4	2200	2100
Estrato 7	LIMOLITAS	12	10,12	2530	3200
Estrato 8	ARCILLOLITA ARENOSA	8,08	7	2400	2650
Estrato 9	CALIZA ARENOSA	22,45	18	2720	4150
Estrato 10	CHERT	9,39	7,66	2500	2800
Estrato 11	SAL	21,03	17,15	2100	5000

Tabla 3. Propiedades de los modelos de Diapiros.

En la figura 3.7 se ilustra un modelo de un anticlinal fallado, con mas capas suprayacentes que no están fracturadas.

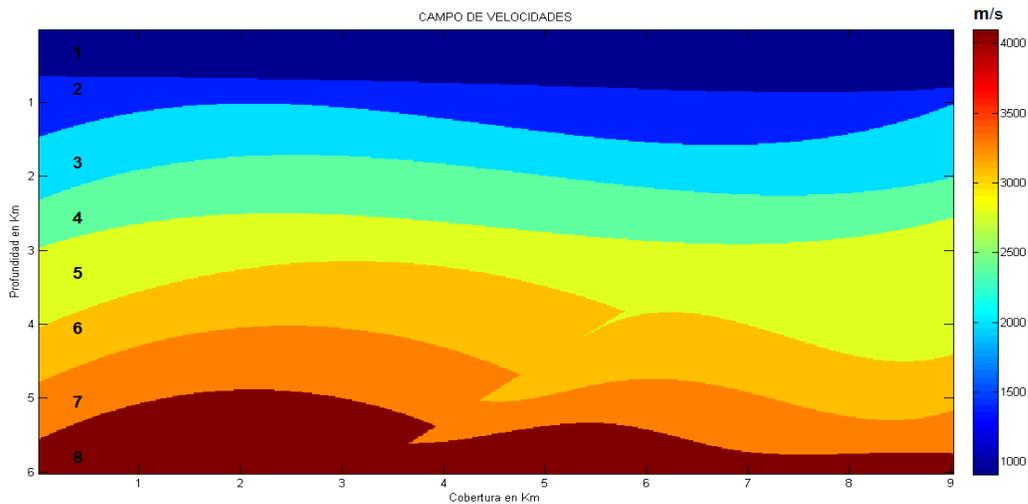


Figura 3.7. Modelo sintético de un anticlinal fallado

En la figura 3.8 se observa un anticlinal fallado con acumulación de hidrocarburo.

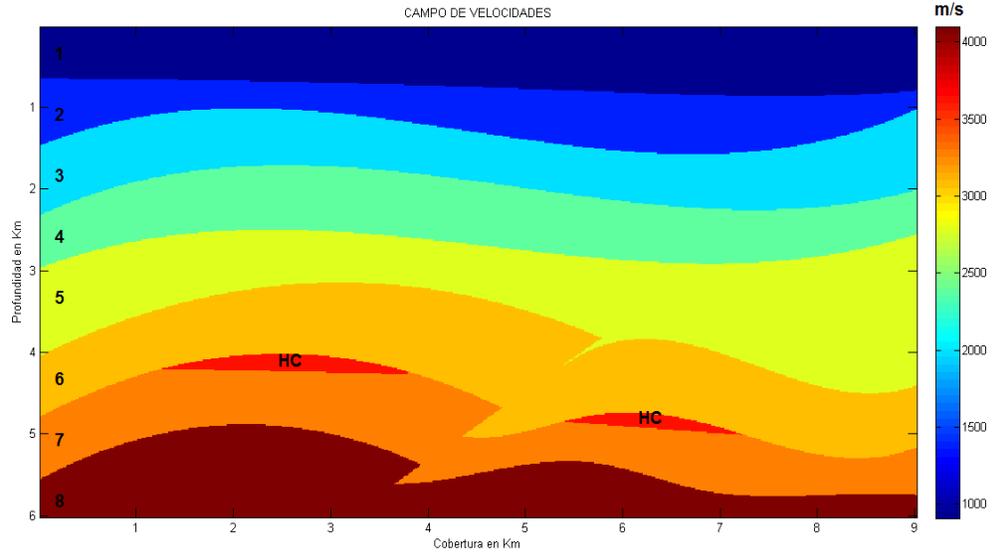


Figura 3.8. Modelo sintético de un anticlinal fallado con hidrocarburos

En la siguiente tabla se muestran la velocidad y litología utilizada para cada estrato.

ESTRATO	LITOLOGÍA	CONSTANTES ELÁSTICAS 10 ⁹ N/m ²		DENSIDAD (Kg/m ³)	VELOCIDAD (P) (m/s)
		MODULO DE BULK (κ)	MODULO DE CIZALLA (μ)		
Estrato 1	DEPOSITOS CUATERNARIOS	7,50	0,60	1570	910
Estrato 2	CALIZA ARCILLOSA	13,50	11,57	2730	1400
Estrato 3	ARCILLOLITA	8,08	6,58	2400	2000
Estrato 4	ARENISCA	21,30	15,46	2700	2400
Estrato 5	SHALE	9	17,00	2450	2800
Estrato 6	CALIZA	14,19	11,57	2720	3100
Estrato 7	LIMOLITAS	12	10,12	2600	3300
Estrato 8	ARENISCA	8,08	7	2300	4100

Tabla 4. Propiedades de los modelos de anticlinales fallados.

A continuación se observan dos modelos del mismo acuñaamiento, uno de ellos se diferencia por la acumulacion de hidrocarburo (Ver Figuras 3.9 y 3.10).

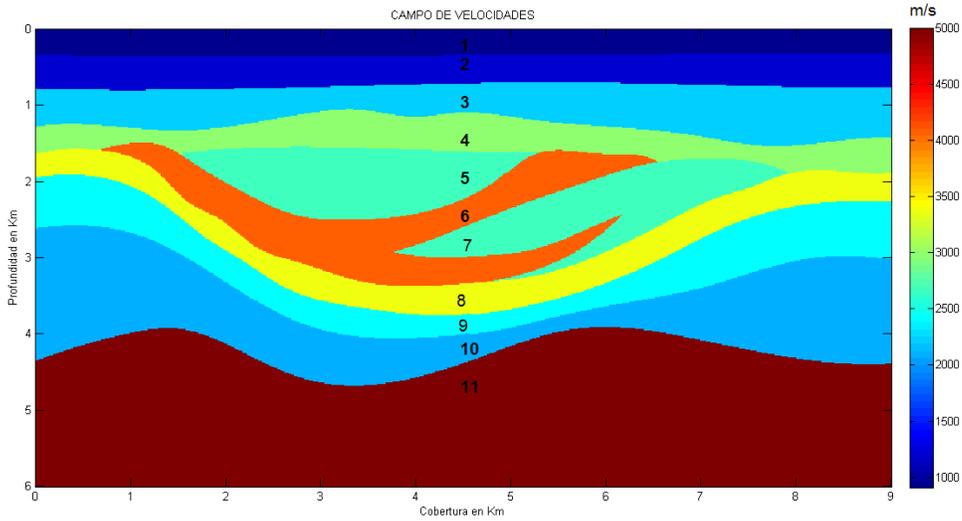


Figura 3.9. Modelo sintético de un acuñaamiento

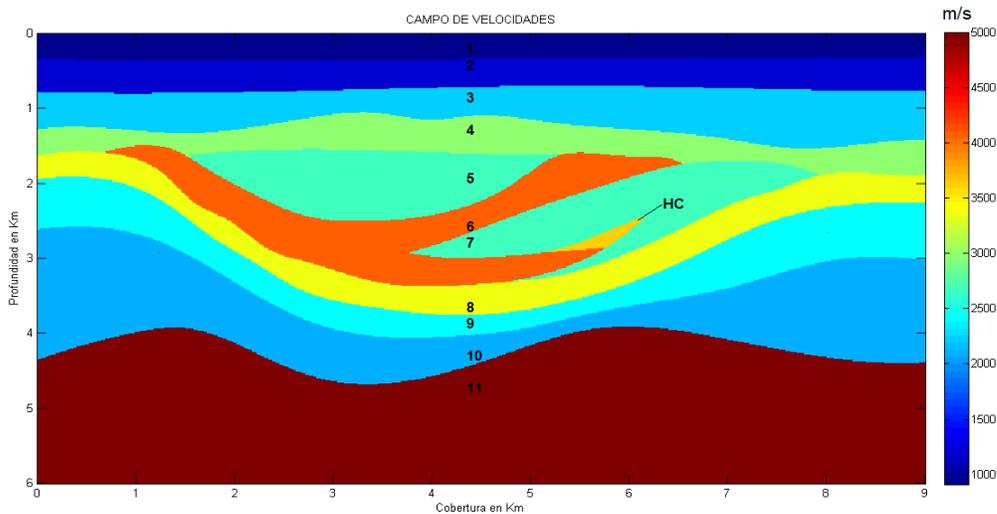


Figura 3.10. Modelo sintético de un acuñaamiento con acumulación de Hidrocarburos

La siguiente tabla agrupa las velocidades de los dos modelos de acuñaamiento, estos modelos constan de 11 capas con diferentes velocidades y litologías. Este tipo de estructuras, son muy comunes en ambientes fluviales, ya que la energía de los cauces a menudo son cambiantes.

ESTRATO	LITOLÓGÍA	CONSTANTES ELÁSTICAS 10 ⁹ N/m ²		DENSIDAD (Kg/m ³)	VELOCIDAD (P) (m/s)
		MODULO DE BULK (κ)	MODULO DE CIZALLA		
Estrato 1	DEPOSITOS CUATERNARIOS	8,00	0,60	1700	910
Estrato 2	CALIZA ARCILLOSA	11,50	11,57	2730	1400
Estrato 3	ARCILLOLITA	8,08	6,58	2350	2000
Estrato 4	ARENISCA ARCILLOSA	21,30	15,46	2600	2400
Estrato 5	ARCILLOLITA	9	17,00	2450	2800
Estrato 6	CALIZA ARENOSA	14,93	11,57	2720	3100
Estrato 7	LIMOLITAS	12	10,12	2550	3300
Estrato 8	ARENISCA	8,04	7	2300	4100
Estrato 9	CALIZA ARENOSA	23,00	18	2480	4150
Estrato 10	CONGLOMERADO	9,39	7,66	2500	2800
Estrato 11	GRANITO	74,00	28,91	2960	5000

Tabla 5. Propiedades de los modelos de Acuñaamiento.

3.2. Simulación de la Propagación

Con el fin de obtener la respuesta sísmica de los modelos mencionados, se simuló la propagación de una onda en los modelos. Para este fin se resolvió numéricamente la ecuación de onda 2D por el método de diferencias finitas.

Para cada modelo se definieron algunos parámetros básicos para lograr una buena respuesta sísmica, estos parámetros son:

1. Cobertura horizontal (9km) y vertical (6km).
2. Ancho de malla (dx , dz).
3. Tamaño de la cuadrícula (n_x , n_z).
4. Campo de velocidades

Como anteriormente se mencionó, los modelos tienen una cobertura horizontal de 9 kilómetros (x), y 6 kilómetros (z) en profundidad.

El ancho de malla (dx) se define a partir de la longitud de onda de la fuente sísmica. se tomó el dx y dz de acuerdo con la siguiente expresión

$$dx = \frac{c}{f \cdot 40} = dz \quad (3.1)$$

Donde c es velocidad máxima que se tiene en el modelo (6 km/s), y f es la frecuencia fundamental de la fuente (40 Hz).

n_x y n_z , es el número de puntos en la dirección horizontal y vertical, respectivamente. Para calcular estos parámetros se utilizó la siguiente expresión

$$x_{max} = dx \cdot n_x \quad (3.2)$$

Por lo tanto n_x :

$$n_x = \frac{x}{dx} \quad (3.3)$$

De igual manera se define n_z .

Haciendo una relación de este parámetro con el costo computacional, se notó que al hacer el dx mas pequeño, el costo computacional (tiempo) aumenta.

Después de calcular estos parámetros, se continuó con el trazado de cada interfase, lo que representa los cambios de litología. Estas interfases son representadas por un conjunto de curvas (L).

$$z = S_l(x) \quad l = 1, \dots, L \quad (3.4)$$

Donde L es el número de interfases.

Con estas funciones cubicas (spline) se obtiene cada uno de los horizontes, donde cada capa tiene características diferentes: 1. la velocidad de la onda P (VP_l), y 2. representan una litología diferente. (Bruce T May, 1978)

3.2.1. Diferencias Finitas

El método de diferencias finitas (MDF) es una de las herramientas matemáticas mas utilizadas para resolver ecuaciones diferenciales parciales, en particular la ecuación de onda(1D, 2D, 3D). Este método reemplaza los operadores diferenciales (derivadas respecto al tiempo o al espacio) por medio de expresiones algebraicas en términos del valor de la variable dependiente(P) en los diferentes puntos. El primer paso del MDF es la discretización de las variables independientes (t, x, z): $t_j = (j-1)\Delta t$, $j = 1, \dots, Nt$, $x_i = (i-1)\Delta x$, $i = 1 \dots, Nx$, $z_k = (k-1)\Delta z$, $k = 1, \dots, Nz$. Los valores de P para los puntos de la discretización se notan como $P(j, i, k) = P(x_i, y_k, t_j)$.

Para la simulación de la propagación de la onda 2D, a través de las diferentes capas propuestas, se asume la ecuación de onda:

$$\frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = c^2 \nabla^2 P + F(x_f, z_f, t) \quad (3.5)$$

Donde $P = P(x, z, t)$ es el campo de presión, $\nabla^2 = \left(\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} \right)$, $c(x, z)$ velocidad de la onda, y F representa la fuente localizada en el punto (x_f, z_f) . La ecuación 3.5 se puede expresar de la siguiente manera:

$$\frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} + F(x_f, z_f, t) \quad (3.6)$$

La derivada parcial de la función $P = P(x, z, t)$ teniendo que x, z y t son variables independientes, se define como:

$$\frac{\partial P}{\partial x} = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{P(x + \Delta x, z, t) - P(x, z, t)}{\Delta x} \quad (3.7)$$

De la misma manera la ecuación 3.7 es utilizada para las derivadas parciales de la función P , para las variables z y t .

El cálculo aproximado de las derivadas parciales se hace por medio del truncamiento de la serie de Taylor.

Para $P(x + \Delta x, z, t)$ se tiene:

$$P(x + \Delta x, z, t) = P(x, z, t) + \frac{\partial P(x, z, t)}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial^2 P(x, z, t)}{\partial x^2} \frac{(\Delta x)^2}{2!} + \frac{\partial^3 P(x, z, t)}{\partial x^3} \frac{(\Delta x)^3}{3!} + \dots \quad (3.8)$$

Se utiliza la misma serie para $P(x - \Delta x, z, t)$

$$P(x - \Delta x, z, t) = P(x, z, t) - \frac{\partial P(x, z, t)}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial^2 P(x, z, t)}{\partial x^2} \frac{(\Delta x)^2}{2!} - \frac{\partial^3 P(x, z, t)}{\partial x^3} \frac{(\Delta x)^3}{3!} + \dots \quad (3.9)$$

Para una aproximación de la segunda derivada, se suman las ecuaciones 3.8 y 3.9 y se obtiene:

$$P(x + \Delta x, z, t) + P(x - \Delta x, z, t) = 2P(x, z, t) + \frac{2\partial^2 P(x, z, t)}{\partial x^2} \frac{(\Delta x)^2}{2!} + \frac{2\partial^4 P(x, z, t)}{\partial x^4} \frac{(\Delta x)^4}{4!} + \dots \quad (3.10)$$

Así se puede obtener una aproximación de la segunda derivada de P despreciando términos de ordenes

superiores a dos de la ecuación 3.10 se obtiene:

$$\frac{\partial^2 P(x, z, t)}{\partial x^2} \approx \frac{P(x + \Delta x, z, t) - 2P(x, z, t) + P(x - \Delta x, z, t)}{(\Delta x)^2} \quad (3.11)$$

La ecuación 3.11 es conocida como el operador de diferencias finitas de segundo orden. De igual manera se obtienen: la derivada segunda respecto a z y la derivada segunda respecto a t .

Para el operador de diferencias finitas de cuarto orden se tiene:

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 P(x, z, t)}{\partial x^2} \approx & \frac{1}{12(\Delta x)^2} (-P(x - 2\Delta x, z, t) \\ & + 16P(x - \Delta x, z, t) - 30P(x, z, t) \\ & + 16P(x + \Delta x, z, t) - P(x + 2\Delta x, z, t)) \end{aligned} \quad (3.12)$$

sustituyendo las expresiones de la segundas derivadas, en la ecuación de onda, se obtiene:

$$\begin{aligned} P_{i,k}^{j+1} = c^2 \Delta t^2 & \left(\frac{P_{i-1,k}^j - 2P_{i,k}^j + P_{i+1,k}^j}{\Delta x^2} \right. \\ & \left. + \frac{P_{i,k-1}^j - 2P_{i,k}^j + P_{i,k+1}^j}{\Delta z^2} \right) P_{i,k}^{j-1} + 2P_{i,k}^j + F(x_f, z_f, t_j) \end{aligned} \quad (3.13)$$

Para el operador de diferencias finitas de octavo orden se tiene:

$$\begin{aligned} P_{i,j}^{n+1} = 2P_{i,j}^n - P_{i,j}^{n-1} + G^2 & \left(\sum_{s=1}^9 A_s \left\{ \begin{aligned} & \frac{1}{\Delta x^2} (P_{i-(p-s+1),j}) \\ & + \frac{1}{\Delta z^2} (P_{i,j-(p-s+1)}^n) \end{aligned} \right\} \right) \end{aligned} \quad (3.14)$$

con

$$\begin{aligned} A_1 = -\frac{1}{560}, A_2 = \frac{8}{315}, A_3 = -\frac{1}{5}, A_4 = \frac{8}{5}, A_5 = -\frac{205}{72}, A_6 = \frac{8}{5}, \\ A_7 = -\frac{1}{5}, A_8 = \frac{8}{315}, A_9 = -\frac{1}{560}. \end{aligned}$$

3.2.2. Estabilidad Numérica

Para que la solución de la ecuación de onda, por el método de diferencias finitas sea estable, el paso del tiempo debe tener un limite, el cual esta dado por el criterio de Courant (Aki K y Richards P, 1980) o también llamado criterio de estabilidad.

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{\sqrt{2}c} \quad (3.15)$$

Donde c es el máximo valor velocidad en el campo de velocidades.

Velocidades de Fase y de Grupo

Las velocidades de fase y de grupo se determinan teniendo en cuenta que Δt y Δx sean pequeños, porque para Δt y Δx pequeños puede ser aproximado $\sin \theta$ y θ .

Para un Δx pequeño, se puede obtener una aproximación correcta de la velocidad de fase.

$$\frac{\omega}{\kappa} = \frac{\Delta x}{\pi \Delta t} \frac{\lambda}{\Delta x} \sin^{-1} \left(c_0 \frac{\Delta t}{\Delta x} \sin \frac{\pi \Delta x}{\lambda} \right) \quad (3.16)$$

La velocidad de grupo esta definida de la siguiente manera

$$\frac{\partial \omega}{\partial \kappa} = \frac{c_0 \cos \frac{\pi \Delta x}{\lambda}}{\left[1 - \left(c_0 \frac{\Delta t}{\Delta x} \sin \frac{\pi \Delta x}{\lambda} \right)^2 \right]^{1/2}} \quad (3.17)$$

La velocidad de grupo tiende a cero cuando la longitud de onda tiende a ser dos veces es el ancho o largo de la celda. Entonces se tiene que $\lambda = 2\Delta x$, reemplazamos en 3.17 :

$$\frac{\partial \omega}{\partial \kappa} = \frac{c_0 \cos \frac{\pi \Delta x}{2\Delta x}}{\left[1 - \left(c_0 \frac{\Delta t}{\Delta x} \sin \frac{\pi \Delta x}{2\Delta x} \right)^2 \right]^{1/2}} \quad (3.18)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial \kappa} \approx 0$$

Otro de los problemas en el modelado es la dispersión numérica, que esta definida como la propagación de las diferentes componentes de frecuencia del pulso sísmico con velocidades diferentes. (Castaño J, 2011).

Dispersión Numérica

Es resultado de la discretización espacial de la ecuación de onda. En un medio dispersivo, la velocidad de fase V_f varía en función del número de onda κ , por lo tanto:

$$\omega = \kappa V_f(\kappa) \quad (3.19)$$

Y la velocidad de grupo queda definida como

$$V_g = \frac{d\omega}{d\kappa} = V_f + \kappa \frac{dV_f}{d\kappa} \quad (3.20)$$

Si la velocidad de fase no dependiera del número de onda (κ), su derivada sería nula, en este caso las velocidades de grupo y de fase coinciden es decir el medio no es dispersivo (Aki K y Richards P, 1980). Sin embargo dada las aproximaciones hechas en el cálculo de las derivadas, siempre se tendrá errores de truncamiento, lo que significa que siempre se presenta dispersión numérica (Ver figura 3.11).

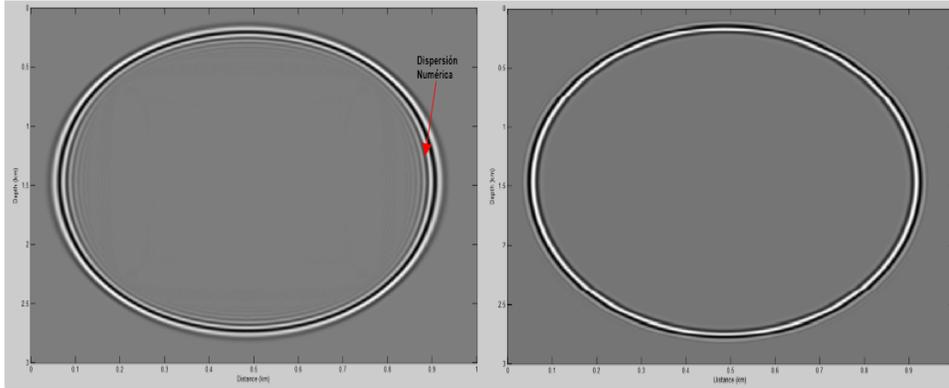


Figura 3.11. a. Segundo orden

b. Octavo orden

La condición de bordes o límites se tiene en cuenta cuando se hace un modelado, ya que para la simulación de la propagación de onda se necesita límites o bordes (Clayton, 1977). Pero esta imposición de límites o fronteras, aportan reflexiones espurias que contaminan los sismogramas (Ver Figura 3.12).

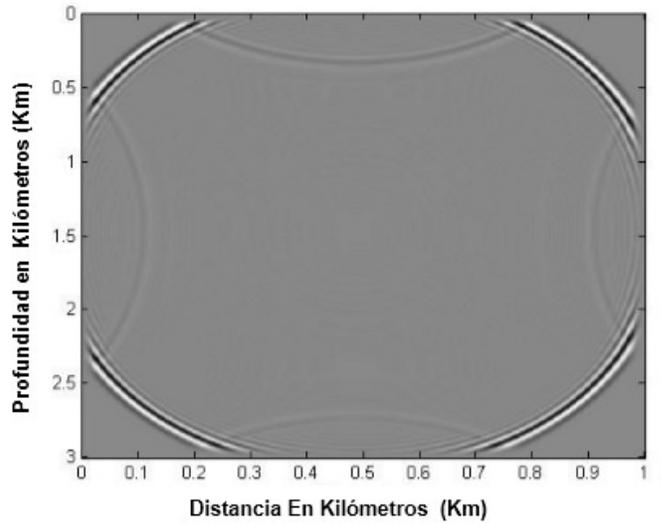


Figura 3.12. Bordos con reflexión

Para eliminar estas reflexiones espurias que solo aportan ruido a la adquisición se hizo uso de fronteras perfectamente acopladas “perfectly matched layers (PML)” que ha demostrado su efectividad como condición de frontera no reflectoras, con un bajo costo computacional (Bording and Lines, 1997).

3.3. Diseño y Adquisición Sísmica

Una vez se crearon los modelos con sus debidos campos de velocidades, se paso a diseñar la adquisición. Para estos modelos las fuentes se movieron cada 30 metros, mientras que los geófonos se mantienen estáticos y la distancia entre ellos fue de 15 metros, la manera como se adquirieron los datos consistió en que la fuente se movió cada dos posiciones de geófono, es decir geófono por medio.

Para la adquisición se definieron algunos parámetros:

1. coordenadas (x,z) dentro las coberturas de cada modelo.
2. La distancia fuente - receptor (dh).
3. Coordenadas de los receptores y fuentes.
4. Intervalo entre fuentes.

3.3.1. Propagación de la Onda

La propagación se genero a partir de la discretización de los modelos con un numero n_x (601) en la horizontal, y n_z (401) en la vertical. Las fuentes se ubicaron cada 30 metros sobre la superficie y la posición de los geófonos fue de cada 15 metros, manteniéndose fijos durante toda la simulación de la adquisición.

Como se menciona en la primera sección de este capitulo, en los bordes se uso el algoritmo PML, para atenuar las reflexiones de los borde, tal como se ilustra en la figura 3.13.

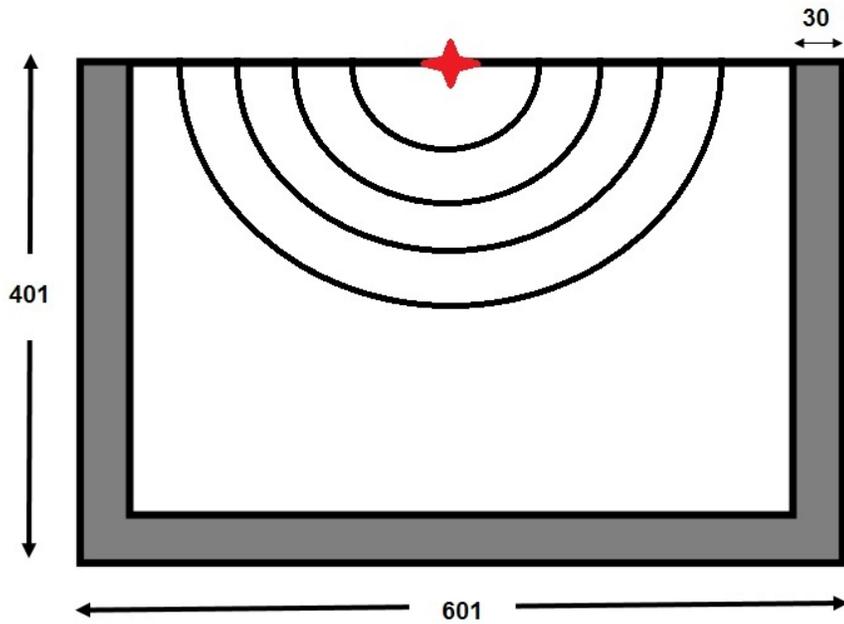


Figura 3.13. Modelo indicando los bordes $dh=30$

Cada modelo contó con un número de puntos en la horizontal $n_x=601$, en cada punto se localizó un geófono, es decir que por cada disparo se obtuvieron 601 trazas, pero el número de fuentes fue de 271.

3.3.2. Modelos y su respectiva respuesta sísmica

A continuación se hizo un análisis de cada modelo creado y su respectiva respuesta sísmica, con un propagador de onda de octavo orden con bordes PML.

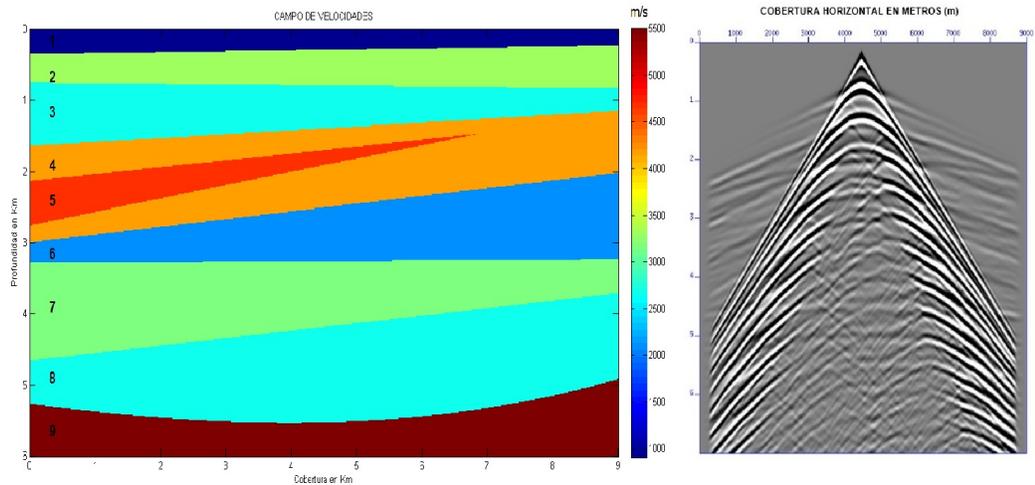


Figura 3.14. Respuesta Sísmica para modelo de cuña

En la figura 3.14 se observa la respuesta sísmica correspondiente al disparo del centro de la adquisición para este modelo. En este sismograma se puede observar que los tres primeros reflectores se delinean completamente, pero para el cuarto reflector perteneciente a un acuñamiento, la onda se difracta, porque aunque el reflector es plano y termina acuñándose. A partir de esta cuña, para los siguientes reflectores no se aprecian sus respectivas hipérbolas no se delinean claramente. Dado que el contraste de impedancia entre la cuña con la capa que la rodea, no es muy fuerte, las reflexiones provenientes de esta zona son muy débiles.

En el sismograma también se puede apreciar algunas refracciones a los lados de las hipérbolas, producto de que las ondas inciden con un ángulo crítico. Este fenómeno se presenta debido a que el estrato inferior es de mayor velocidad.

En la siguiente figura, se ilustra la respuesta sísmica para un modelo similar al anterior, pero incluye una acumulación de hidrocarburo en la cuña.

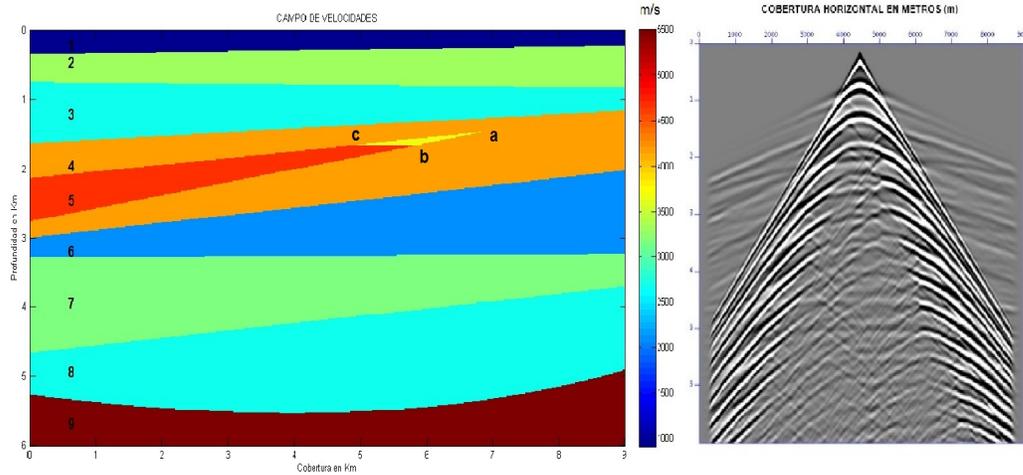


Figura 3.15. Respuesta Sísmica para modelo de cuña con hidrocarburo

En el sismograma de la figura 3.15 las reflexiones producidas por la adición de hidrocarburo, (representado por el triángulo amarillo (abc) en el modelo), no se aprecian bien a pesar de que en esta zona el cambio de impedancia acústica es bastante fuerte, pasando de una capa de velocidad de 4200 m/s a una capa de 3650 m/s (zona del hidrocarburo).

Se aprecia en el sismograma que hay superposición de hipérbolas a la altura de los dos puntos cuatro (2.4) segundos. Esto se asocia a que dos reflectores diferentes están muy cercanos entre si. En el modelo se muestra la acumulación como una geometría triangular, se puede esperar que la primera reflexión se daría en el límite superior (a) de la cuña y seguidamente un segunda reflexión en el límite derecho (b) o izquierdo (c). Al ser una acumulación pequeña, las reflexiones que se producen ahí, se superponen y enmascaran la trampa.

El siguiente modelo a analizar es un anticlinal como se muestra en la figura 3.16.

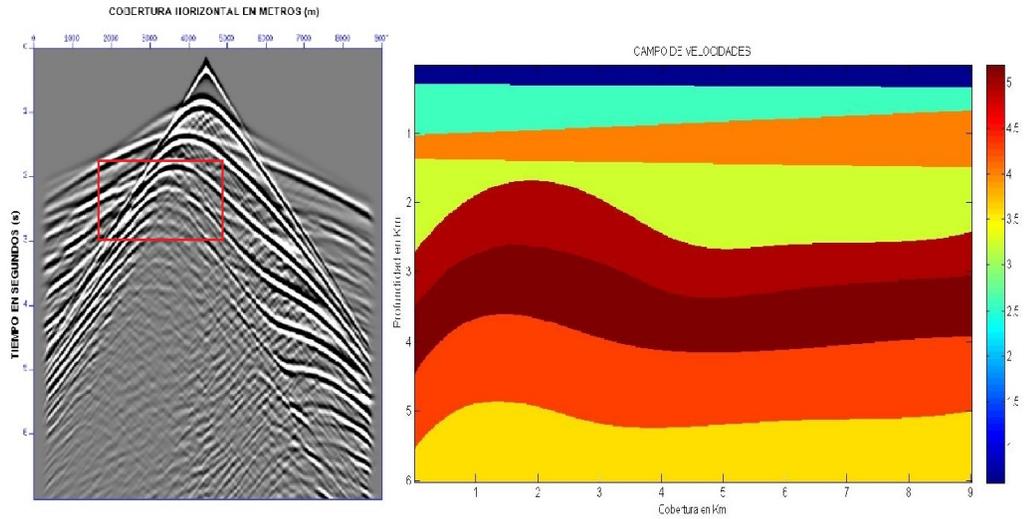


Figura 3.16. Respuesta Sísmica para modelo de un anticlinal

En la respuesta sísmica para este modelo, se puede observar claramente que las hipérbolas no son simétricas, lo cual se asocia a una estructura con plegamiento. Cada receptor capta la respuesta de un punto de un reflector; para puntos que se encuentran a la izquierda de la fuente, la señal es recibida antes que en los receptores de la derecha, lo cual se asocia a una estructura con plegamiento mas cercano a la superficie en la parte izquierda (Ver Recuadro). Por el contrario la parte derecha del sismograma esta asociada a reflectores provenientes de una zona más profunda y menos plegada.

En la siguiente figura, se ilustra la respuesta sísmica para un modelo similar al anterior, pero con acumulación de hidrocarburo.

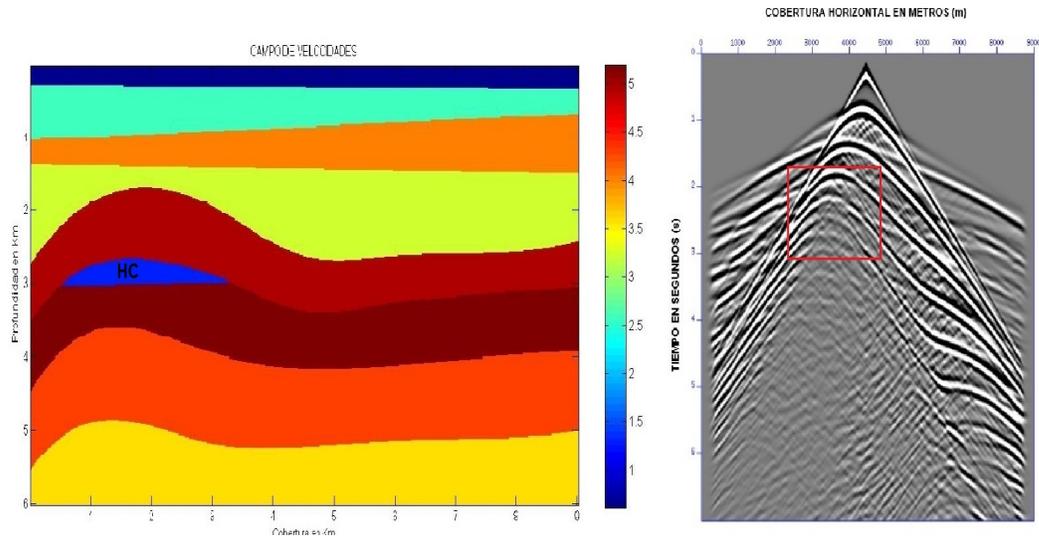


Figura 3.17. Respuesta Sísmica para modelo de un anticlinal con Hidrocarburo

Al igual que el sismograma anterior, se visualiza claramente los reflectores, interpretando las curvaturas del sismograma se asocia a una plegamiento con una zona menos profundas y otra zona no tan plegada y más profunda. La zona del hidrocarburo no se visualiza claramente en el sismograma, aunque levemente se ven dos hipérbolas muy cercanas, a la altura de los dos punto cinco segundos (ver recuadro de la figura 3.17), que se podrían asociar a la presencia del hidrocarburo.

El siguiente caso a analizar, corresponde a la respuesta sísmica de una anticlinal fallado.

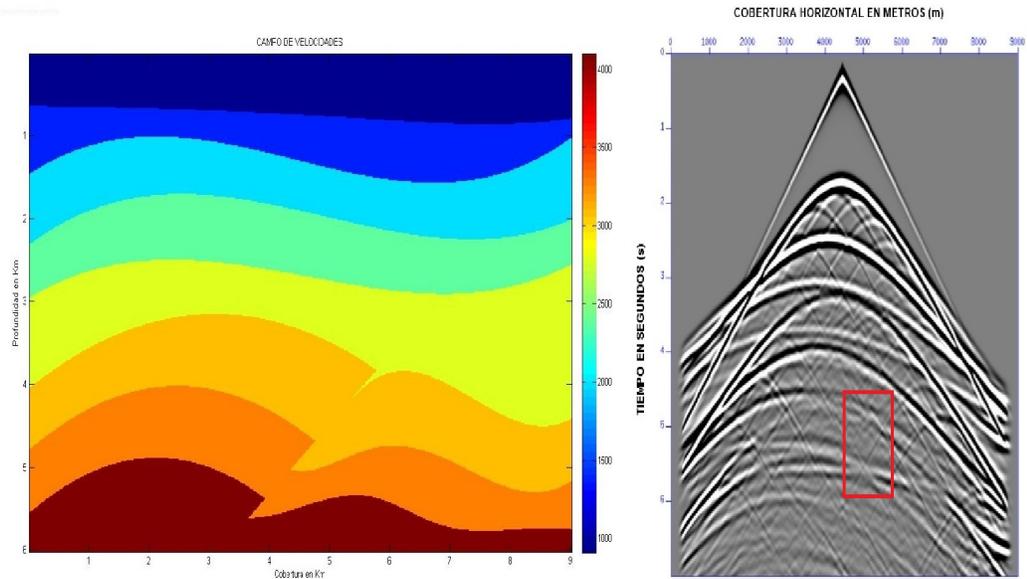


Figura 3.18. Respuesta Sísmica para modelo de un anticlinal fallado

En el sismograma de la figura 3.18 se observan que a partir de la segunda hipérbola su vértice se encuentra desplazado hacia la izquierda, lo cual se asocia a plegamientos más cercano a la superficie en el lado izquierdo. También se observa que a la altura de los cuatro punto ocho (4.8) y cinco punto cinco (5.5) segundos del sismograma (ver recuadro), allí se aprecia un cruce de hipérbolas, dando la apariencia de una pequeña y anormal curvatura, se interpreta que se debe a reflectores muy cercanos, en este caso se asocia a la zona donde se encuentra la falla. En el sismograma los dos últimos segundos de adquisición dado que la energía que llega es muy tenue, no se delinean bien los reflectores más profundos, observándose hipérbolas muy leves.

A continuación se muestra el modelo del anticlinal con acumulación de hidrocarburo.

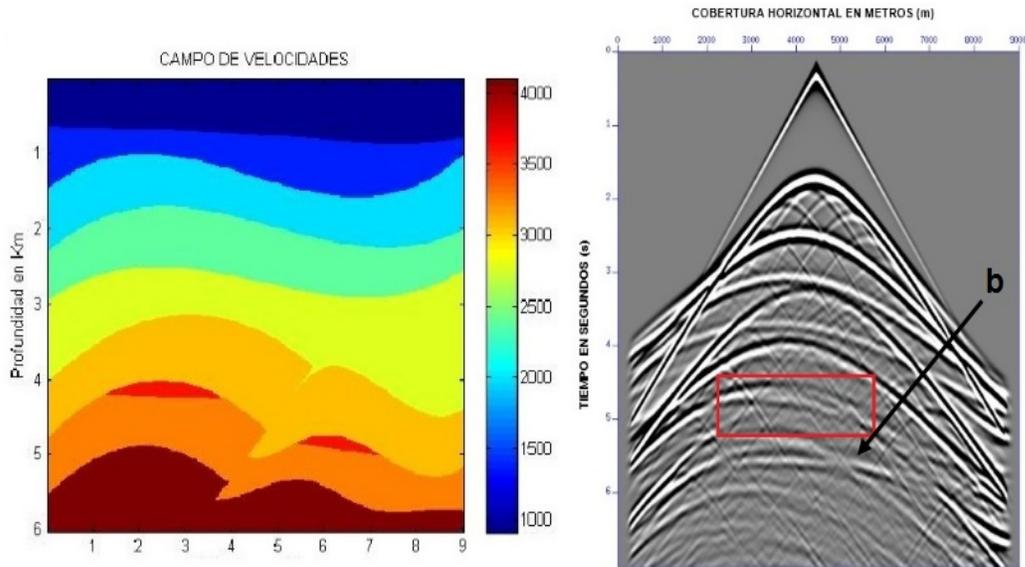


Figura 3.19. Respuesta Sísmica para modelo de un anticlinal fallado con hidrocarburo

En esta respuesta sísmica se visualiza los primeros reflectores, los cuales deben tener algún plegamiento hacia el lado izquierdo, ya que la señal llega primero a los receptores del lado izquierdo. A la altura de los cinco segundos, se observa una pequeña ondulación o salto (Ver Recuadro), que se asocia a la parte menos profunda de la falla, se le atribuye a difracciones producidas o asociadas a este punto. En el punto b se observa superposición de eventos, asociado a un punto intermedio de la falla.

Dado que la única diferencia con el modelo anterior es la adición de hidrocarburo, al comparar los dos sismogramas, se logra apreciar una hipérbola adicional, que es asociada a la presencia de hidrocarburo, debido a que en esta zona del modelo se presenta una zona de fuerte contraste de impedancia acústica (ver la zona señalada en el sismograma).

A continuación se muestra la respuesta sísmica de un anticlinal fallado con acumulación de hidrocarburo, con una capa homogénea, sobre la estructura. Esto se hizo con el propósito de visualizar la estructura y/o la acumulación de hidrocarburo.

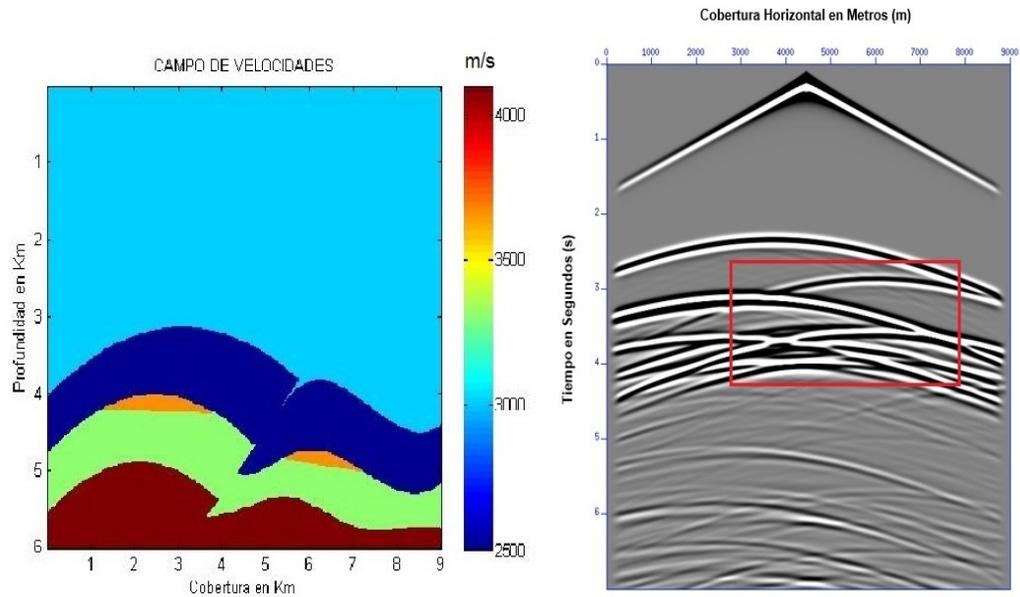


Figura 3.20. Respuesta Sísmica para modelo de un de anticlinal fallado.

En la figura 3.20 se muestra un modelo de un anticlinal fallado con una capa homogénea sobre la trampa de interés, las hipérbolas de reflexión, se muestran con buena nitidez. Para este caso, el tiempo de adquisición fue muy largo, ya que la mayoría de las reflexiones se aprecian dentro de los primeros segundos de adquisición, se asocia el cruce de hipérbolas a la altura de los tres punto cinco segundo (3.5) a la falla presentada en el modelo. En contraste con el modelo anterior, la zona de hidrocarburo, no se visualiza en el sismograma de la figura 3.20

El siguiente modelo corresponde a un acuñaamiento, con variación lateral de la velocidad, donde se obtuvo una respuesta sísmica correspondiente a reflectores plegados y con dimensiones relativamente pequeñas.

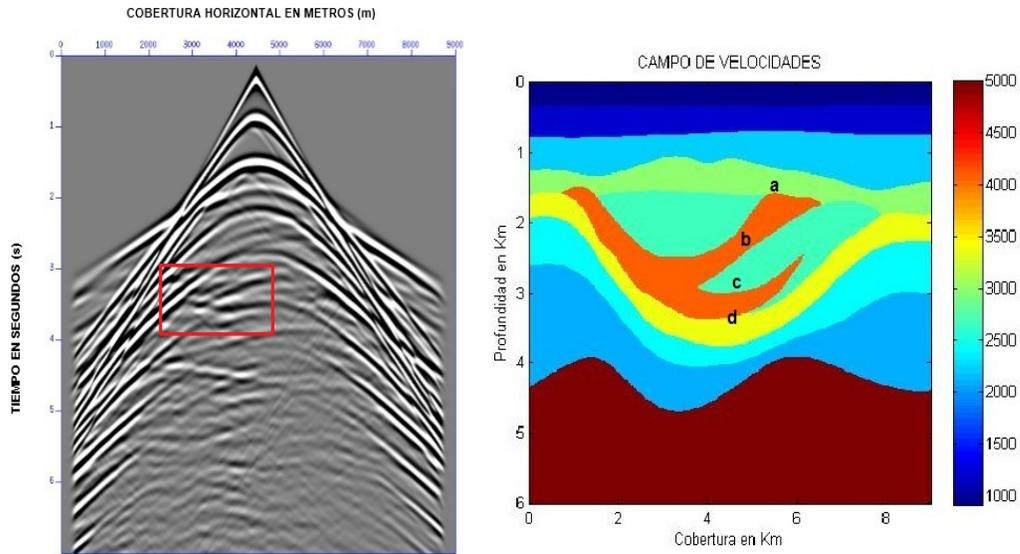


Figura 3.21. Respuesta Sísmica para modelo de un acuñamiento

En el sismograma de la figura 3.21 se visualiza 4 primeras hipérbolas con bien definidas con su vértice al centro, se asocian a una respuesta sísmica de reflectores planos. En una quinta hipérbola en orden descendente, se observan superposición de eventos, interpretándose como estratos muy cercanos entre sí, y/o a fuertes variaciones laterales de la velocidad; esto se asocia a los acuñamientos localizados a la profundidad de dos punto cinco (2.5) kilómetros. A partir de este evento los reflectores mas profundos se enmascaran.

El sismograma de la figura 3.21 corresponde al disparo del punto medio del modelo para el cual se esperaba observar todos fenómenos que sufre la onda al propagarse por un medio con diferentes geometrías. Se interpreta que una vez llega la onda al punto a, se da una primera reflexión y seguidamente una segunda reflexión en el límite intermedio de dicha cuña (b); en el sismograma se asocia que la superposición de eventos, se trata de interfaces muy cercanas (Ver Recuadro). Dado que la geometría del modelo es compleja, es muy difícil, interpretar los eventos de llegada(reflexiones)en el sismograma, haciendo necesario un flujo de procesamiento sísmico, hasta llegar a la sección apilada o con mejores resultados hasta la migración.

En este trabajo, y en particular para este modelo, se obtuvo una sección apilada, la cual se presenta en la última parte de este capítulo.

En el modelo que se muestra a continuación, se introdujo una pequeña zona de acumulación de hidrocarburo (ver punto a, en el modelo de la figura 3.22).

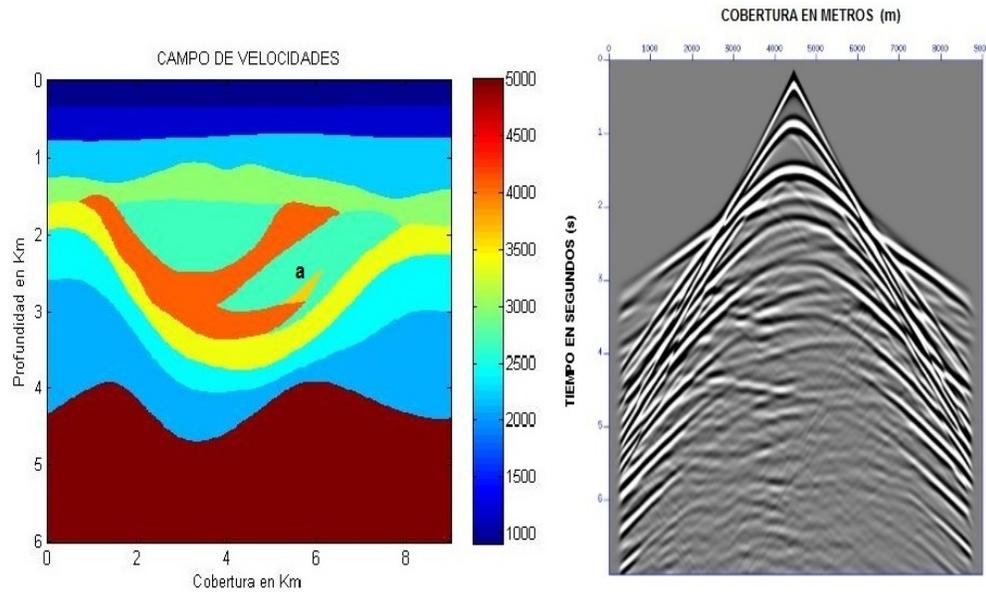


Figura 3.22. Respuesta Sísmica para modelo de un acuñaamiento con Hidrocarburo

En este sismograma se observan con nitidez las cinco (5) primeras hipérbolas con el vértice en el centro. Aunque es un modelo parecido al anterior la intención es ver la respuesta sísmica con la adición de hidrocarburo (a). En el sismograma se puede interpretar que la onda sí reconoce los primeros reflectores, pero el sector de acuñaamiento no se reconoce, ni tampoco la acumulación propuesta, debido a que el cambio de impedancia entre las capas que rodean la acumulación es muy leve, obteniéndose reflexiones débiles.

En la siguiente figura se propone un modelo de acuñaamiento con una capa homogénea sobre la estructura.

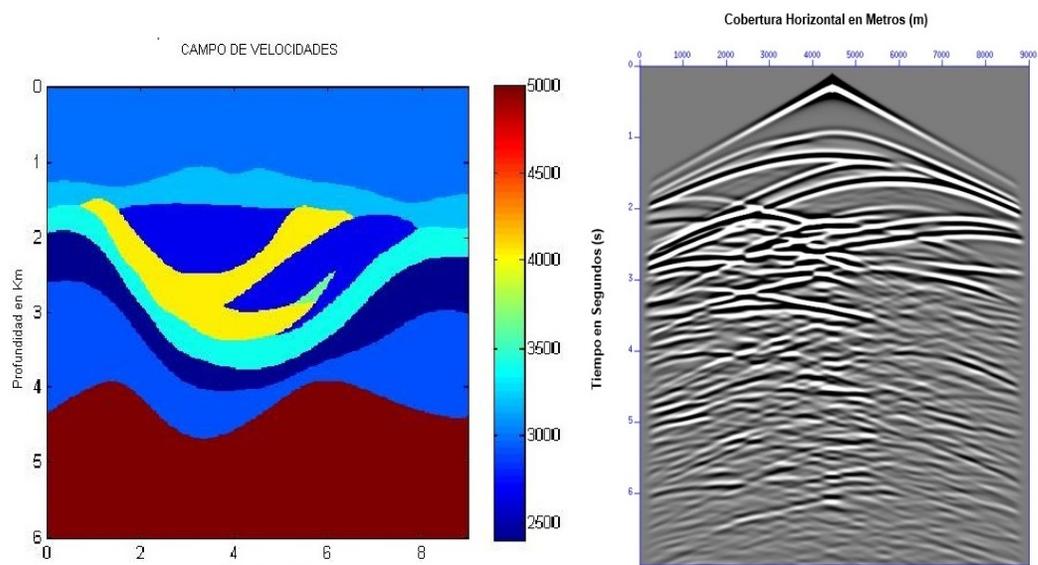


Figura 3.23. Respuesta Sísmica para modelo de un acuífero.

Con el propósito de visualizar la trampa y eventualmente la acumulación de hidrocarburo, se obtuvo la respuesta sísmica de un modelo con una capa homogénea con un velocidad de 3000 m/s sobre la trampa de interés, se observa en la respuesta sísmica, varias hipérbolas superpuestas, asociadas a estructuras muy cercanas, y/o a variaciones laterales en el campo de velocidades.

El último modelo de trampa, corresponde a un diapirio, considerada una estructura de mucho interés, ya que en diferentes zonas del mundo, se asocia a la presencia de hidrocarburo. Como ejemplo emblemático de este tipo de trampa, es el llamado “Pre Sal” localizado en frente a la bahía Dosantos en Brasil, considerado una de las mayores reservas en mar abierto.

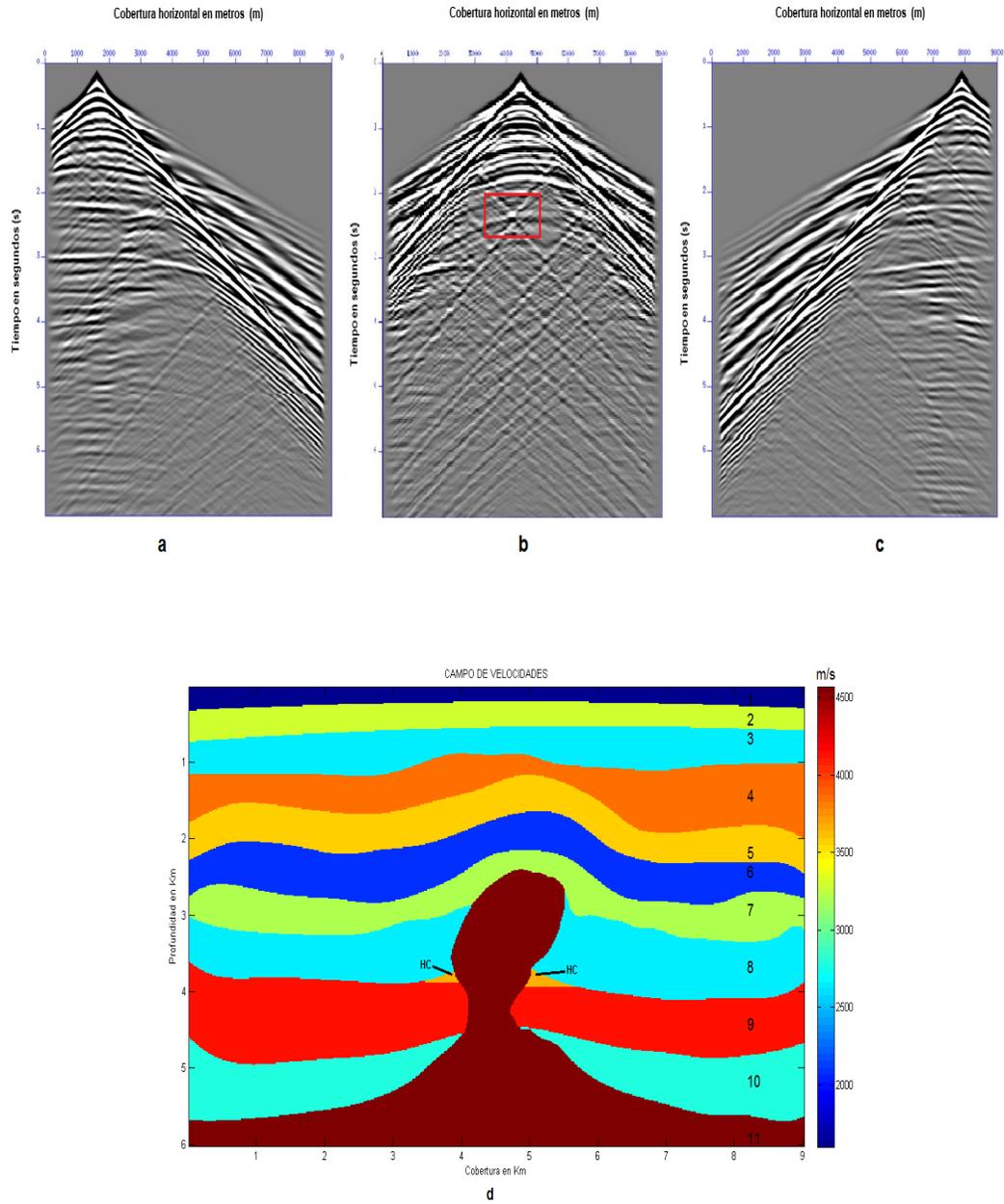


Figura 3.24. Respuestas sísmicas: **a.** Disparo # 21, **b.** Disparo # 135, **c.** Disparo # 260, **d.** Modelo de un diapiro con acumulación de hidrocarburos.

En el sismograma de la figura 3.24 se visualizan 5 hipérbolas claramente, donde las hipérbolas cuatro y cinco en orden descendente muestran una curvatura no tan aguda, estas hipérbolas se muestran achatadas en la parte superior, o en la primeras llegadas de la señal. El comportamiento de estas hipérbolas se asocia a reflectores plegados.

A la altura de los dos punto cinco segundos (2.5) se observa una zona muy puntual de fuerte reflexión, si se observa detenidamente en esta zona se ve el cruce de varias hipérbolas lo que se asocia a un cambio fuerte de impedancia acústica, de una estructura, con una punta, o curvatura muy aguda (Ver Recuadro). Para este modelo, se asocia al cuerpo irregular denominado diapiro, debido a que a esta estructura se le asigno una velocidad alta, se interpreta que una vez la onda intenta atravesar esta estructura, la energía es absorbida , no permitiendo obtener información sobre estructuras a su alrededor, en este caso, no se visualiza respuesta sísmica en la zona de hidrocarburo que es la zona de interés, y según la literatura, estas son las zonas más comunes para el acumulamiento en zonas de cuerpos diapíricos.

A pesar de analizar los diferentes disparos, se aprecia que no hay reflexiones claras en donde se relaciona la posición del diapiro.

En el siguiente modelo se observa una capa homogénea, sobre el cuerpo diapírico, esto se hizo para ver la respuesta sísmica en la zona del diapiro y la acumulación de hidrocarburo.

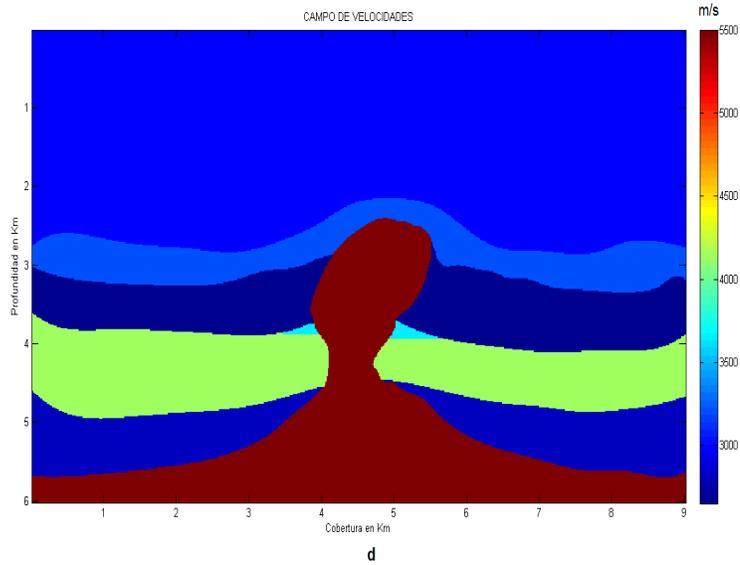
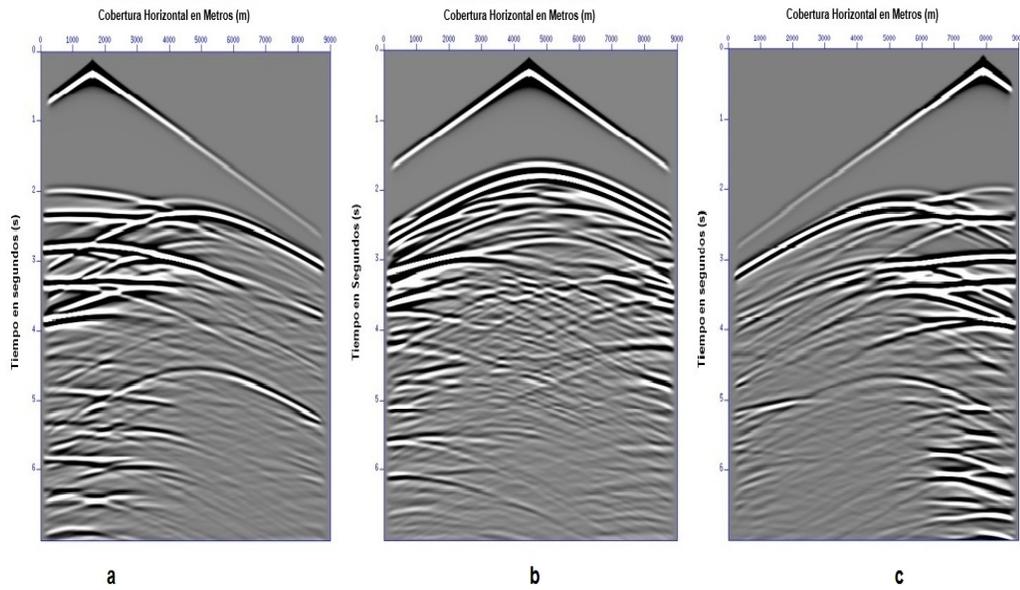


Figura 3.25. Respuestas sísmicas: **a.** Disparo # 21, **b.** Disparo # 135, **c.** Disparo # 260, **d.** Modelo de un diapiro con hidrocarburo y una capa homogénea suprayacente.

Este modelo de la figura 3.25 contó con una capa homogénea con una velocidad de 3000 m/s, por encima de la trampa de interés, con el propósito de visualizar hipérbolas de reflexión en la cual se pudiera observar los reflectores mas profundos, pero solo se observó una hipérbola completa, y algunas reflexiones asociadas a los estratos que rodean el diapiro. Hacia el centro de los sismogramas no se logra apreciar claramente reflexiones, lo cual tampoco se muestran reflexiones asociadas a la acumulación de hidrocarburo.

3.4. Seccion Apilada

Una vez los archivos son organizados con numero de disparo y numero de trazas, se procedió a la siguiente etapa que consistió en las siguientes pasos:

1. Ordenamiento por familias CMP
2. Análisis de velocidad
3. Corrección NMO
4. Apilado

En la figura 3.26 se describe gráficamente la secuencia que se utilizó para el procesamiento de las trazas obtenidas de cuatro de lo modelos propuestos.



Figura 3.26. Secuencia para obtener una Sección Apilada

3.4.1. Ordenamiento CMP

En este método, los puntos en el subsuelo están cubiertos más de una vez por reflexiones primarias de diferentes pares de fuente-receptor.

Para receptores y fuentes sobre una misma línea horizontal, se toman las trazas que pertenecen a un mismo punto en profundidad, es decir una vez viaja la energía por el subsuelo, se refleja en puntos específicos, los diferentes disparos puede iluminar el mismo punto, si se proyecta este punto en superficie se le conoce como un “common midpoint” (CMP).

Para el ordenamiento por CMP se tuvo en cuenta la siguiente ecuación:

$$CDP = \frac{sx + gx}{2}$$

Donde sx es la posición de la fuente y gx posición del geofono.

En la figura 3.27 se ilustra por medio de rayos como funciona el ordenamiento CMP, para varios disparos.

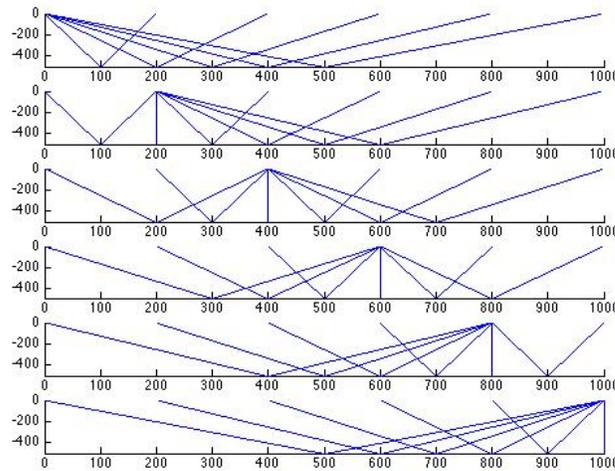


Figura 3.27. Ejemplo de Familias CMP para varios disparos

3.4.2. Análisis de Velocidad

El objetivo de análisis de la velocidad es determinar las velocidades sísmicas de cada capa en el subsuelo. Las velocidades sísmicas se utilizan en muchas etapas de procesamiento e interpretación, tales como: la corrección NMO, apilado y migración, entre otras. Estas velocidades se utilizan posteriormente para horizontalizar las hipérbolas de reflexión, obtenidas en la adquisición.

El análisis de velocidad se realiza a un número determinado de familias CMP. Después en el espectro de velocidades se escogen los puntos de mayor velocidad. El resultado será una tabla de tiempo versus velocidad.

No todas las familias son analizadas ya que algunas de ellas poseen pocas trazas, que no darían suficiente información, para efectos de este trabajo fueron escogidas las familias con un número de 200 trazas o más por familia.

Este paso es uno de los más importantes, ya que esto dará paso a buenos resultados en el apilado y posteriormente en la migración.

En el espectro de velocidades como se muestra en la figura 3.28 se escogen las zonas con mayor semblanza, estas zonas poseen tonalidades rojas o verdes. El espectro de velocidades es un panel en el que se gráfica velocidad versus tiempo de tránsito, que utiliza los siguientes atributos para su construcción.

- Amplitud de apilamiento
- Amplitud normalizada del apilamiento
- Semblanza (nivel de coherencia)

El archivo de salida se compone de dos vectores: uno que contiene los tiempos de apilamiento y el otro que contiene las velocidades de apilamiento, que se utilizaron para la corrección NMO en la etapa siguiente.

Esto se hizo para todas las familias seleccionadas.

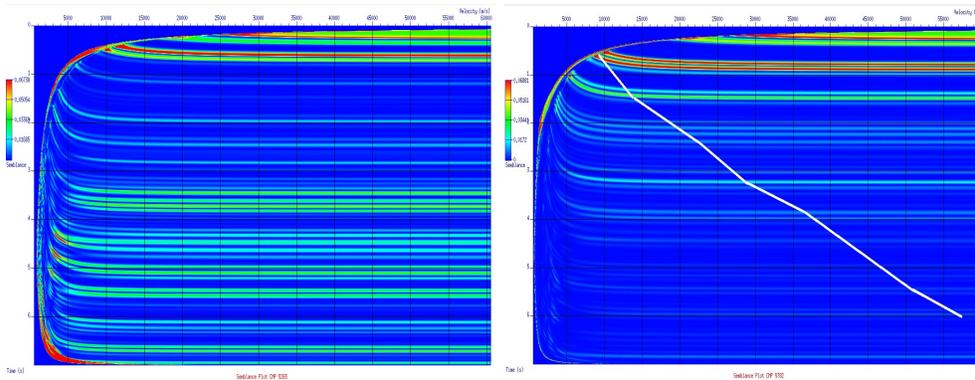


Figura 3.28. a. imagen de un análisis de velocidad b. Selección de velocidades

3.4.3. Corrección NMO

Una vez realizado el análisis de velocidad, se procedió a hacer la corrección NMO que consiste en tomar las velocidades seleccionadas en el análisis de velocidad y horizontalizar las hipérbolas de reflexión. Una forma de estimar la velocidad NMO consiste en aplicar diferentes correcciones NMO a una familia CMP. Es importante enfatizar que si las velocidades no son las correctas, la corrección será errónea, dando como resultado una sobrecorrección y el procesamiento de ahí en adelante no arrojará verdaderos resultados.

Los objetivos de la corrección NMO son:

- Preparación de los datos para el apilamiento.
- Estimación de la función de la velocidad del NMO

A cada familia CMP es aplicada la corrección NMO, lo que significa que los registros sísmicos de las familias son desplazados a su equivalente en offset nulo (Ver figura 3.29).

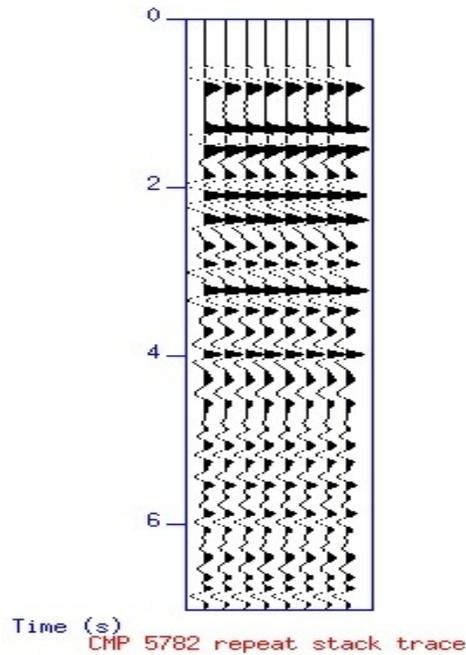


Figura 3.29. Ejemplo de Corrección NMO de la familia CMP 5782

3.5. Apilamiento

El apilamiento es una etapa del procesamiento que realiza la suma horizontal de los datos, corregidos de NMO, de una familia CMP.

El propósito de apilamiento es para mejorar la relación señal - ruido mediante la eliminación de ruido coherente e incoherente en los datos y así obtener una primera aproximación de una imagen del subsuelo. El ruido no se puede eliminar totalmente. Además de esto se apilan todas las trazas lo que se obtiene una señal mas fuerte. Al hacer el apilado el volumen de datos se ve disminuido considerablemente.

La sección apilada se muestra con el número CMP largo de la dirección horizontal, y del tiempo (t) lo largo de la dirección vertical. Claramente, podemos ver la continuidad de las “capas geológicas”, pero aún esta sección apilada no se logra apreciar muchas de las estructuras.

3.5. APILAMIENTO

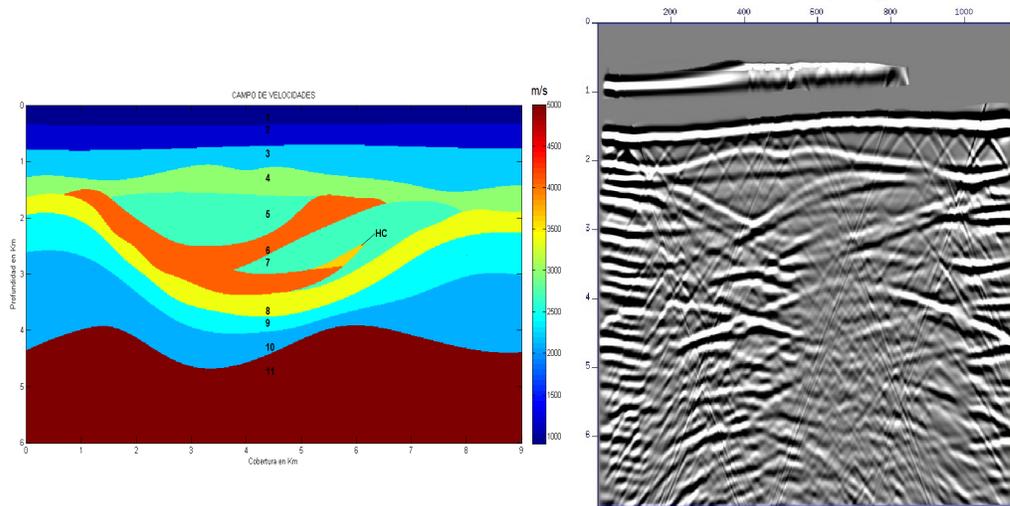


Figura 3.30. Apilado del modelo de acuñaamiento con hidrocarburos de la figura 3.22.

Esta imagen corresponde a la sección apilada, de la adquisición hecha para el modelo de la figura 3.22. Se puede apreciar claramente tres primeros reflectores, siendo identificable el reflector con un pequeño plegamiento. Para Reflectores mas profundos aun en esta etapa no se logran identificar.

A continuación una sección apilada de una anticlinal fallado.

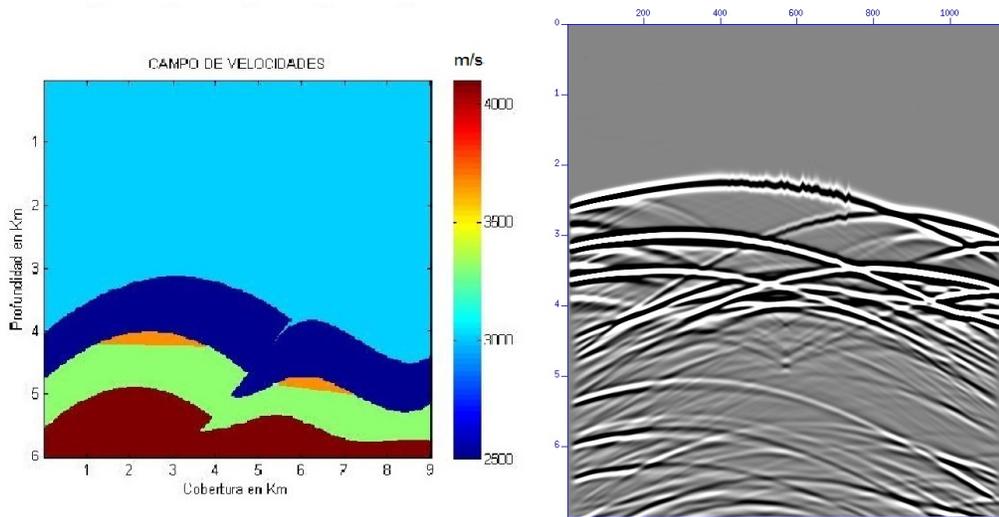


Figura 3.31. Apilado del modelo del anticlinal fallado de la figura 3.20 sin hidrocarburos.

Esta sección apilada, es típica de los anticlinales, es en esta etapa es donde se hace visible, la necesidad de una siguiente etapa del procesamiento, para obtener una imagen con mayor aproximación.

La siguiente es una sección apilada de un cuerpo diapírico, con una sola capa homogénea suprayacente.

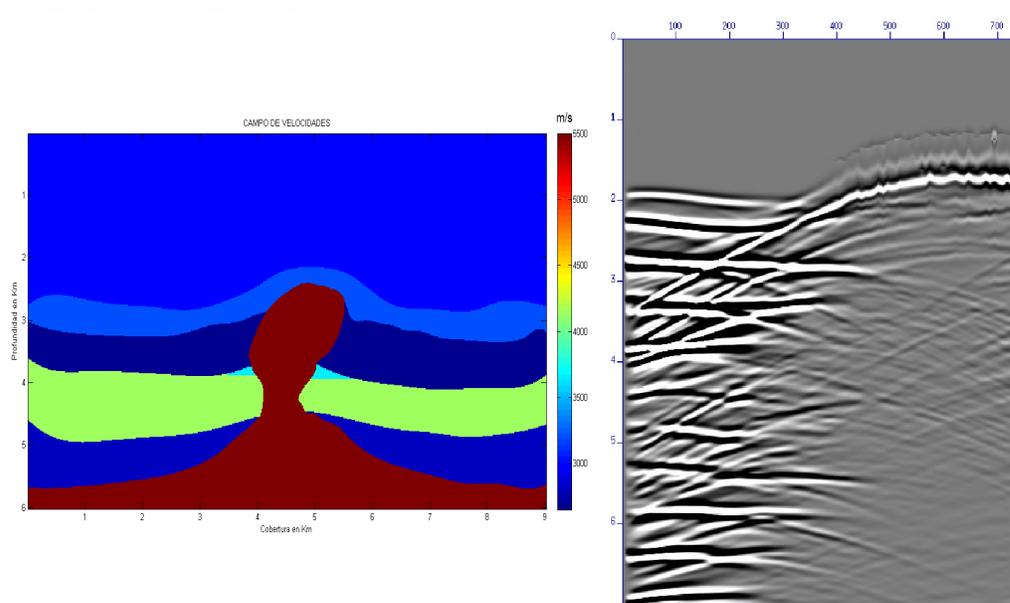


Figura 3.32. Apilado del modelo de diapiro con hidrocarburos de la figura 3.25.

En esta sección apilada se logra apreciar la presencia de estratos al lado de un cuerpo en el cual la energía se absorbe. Se asocia estos reflectores a los estratos a la izquierda del diapiro, y la zona mas tenue al cuerpo diapírico.

A continuación la ultima sección apilada analizada para efectos de este trabajo, que se trata de un modelo de acuñaamiento.

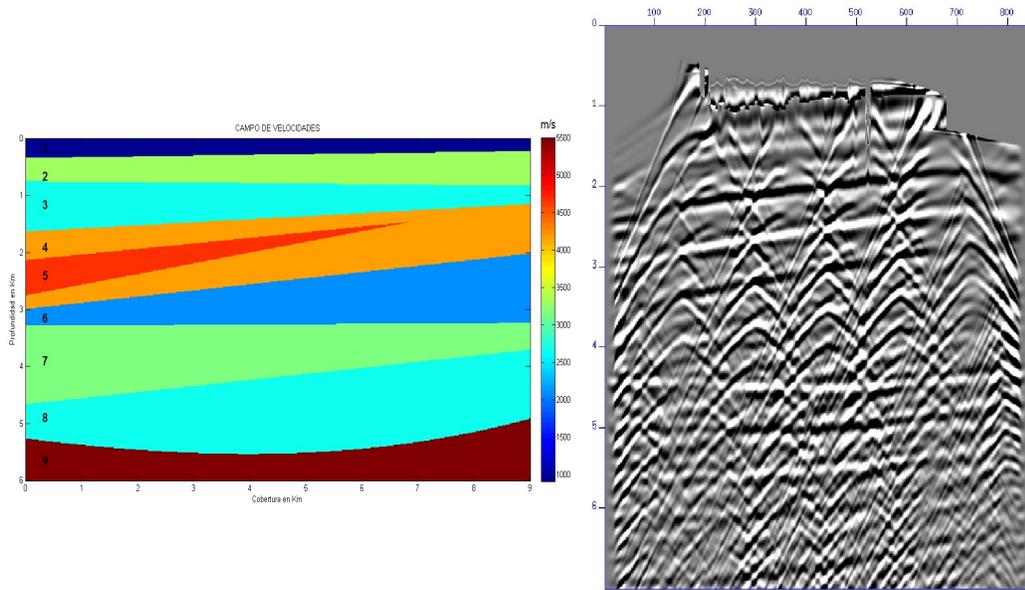


Figura 3.33. Apilado del modelo de acuñaamiento sin hidrocarburos de la figura 3.15.

La sección apilada de la figura 3.33 se logra apreciar los diferentes estratos del modelo de acuñaamiento, pero es claro que no corresponden a la verdadera posición e inclinación.

Conclusiones

- La construcción de cada trampa, se hizo modelando cada interfaz por medio de curvas o por segmentos. Estas curvas siempre debían tener igual número de puntos de la discretización, por lo cual se hizo la construcción artificial de extensiones que cumplieran este requisito.
- Para la creación de los modelos se tuvo que recurrir hasta el dibujo manual el cual posteriormente se digitalizó. Algunas interfases fueron modeladas por medio de curvas interpolantes conocidas como "splines cúbicos", es decir segmentos polinómicos que ajustaban suavemente estas interfases.
- Para la simulación de la propagación de onda, se utilizó un operador de diferencias finitas de octavo orden, debido a que solo con un esquema de alto orden se pudo disminuir la dispersión numérica. Dicho artefacto espurio enmascara las reflexiones, complicando el proceso posterior de la interpretación.
- Para el problema de las reflexiones en los bordes, se utilizó el algoritmo PML, el cual atenúa muy bien estas reflexiones. Este algoritmo se utilizó en la simulación de la propagación de la onda en todos los modelos.
- Las dimensiones de los modelos fueron muy grandes, ya que la energía de la onda, se atenúa rápidamente y no se logra iluminar los

reflectores mas profundos, ni en el sismograma, ni en la sección apilada.

- Las dimensiones propuestas para las acumulaciones de hidrocarburo se consideraron muy pequeñas en comparación a las dimensiones de los modelos, lo cual en los sismogramas y/o apilados no se visualizaron de manera evidente.
- De todo el proceso hecho en el presente trabajo, se resume que la interpretación, es una etapa, la cual no obedece a ningún manual, y se muestra como una actividad subjetiva.

Recomendaciones

- Se debe considerar dentro el flujo del procesamiento, la migración, para estos modelos, la cual podría arrojar resultados aún más satisfactorios que los obtenidos, debido a que ésta maneja mejor los cambios laterales y horizontales de velocidad.
- Crear modelos mas complejos, y aplicar todos los métodos posibles y analizar que tipo de procesamiento sísmico daría el mejor aproximado, por ejemplo procesamiento pre apilado o post apilado. Para el caso de los modelos de los diapiros se recomienda migración pre-apilado, y para los modelos de anticlinales migración post apilado.

Bibliografía

- Alonso M, y Finn E - Fisica volumen II - Campos y ondas. editorial Reason, 1998.
- Carcione Jose M.- Seismic modeling in viscoelastic media.- Geophysics, vol 58 n 1, january 1993, Págs. 100-120.
- Carcione Jose M. Wavefields in real media wave propagation in anisotropic, anelastic, porous and electromagnetic media- Segunda edición volumen 38 editorial ELSERVIER 2007- Pág. 402-403.
- Castaño J. - Análisis de estabilidad, dispersión numérica y costo computacional de la migración RTM de la ecuación de onda acústica en dos dimensiones- tesis para optar al grado de físico. Universidad de Pamplona. Diciembre 2011.
- Duarte Teresa, Rangel Ana - Aplicación de la técnica de apilado CRS (common reflection surface) y evaluación estructural en sísmica marina. Año: 2008.
- Guillen Alejandro - Numerical modeling of heterogeneous media for the compresional wave using high-order finite-differences- PANGEA, Año: 2015.
- Guillemort L, Geología del Petróleo, Ediciones paraninfo, ISBN: 9788428304184, Año: 1982
- Hart, B- An Introduction to Seismic Interpretation, Año: 2010.

- Herrera Carlos - Secuencia básica de procesamiento sísmico de datos complejos 2d, línea me-90b-27, Maturín, edo. Monagas - Informe de pasantía larga, Universidad Simón Bolívar, para optar al título de ingeniero geofísico, Octubre 2005.
- Olav Barkved - Las diversas facetas de los datos sísmicos de componentes múltiples- revista Oilfield. Año: 2004.
- Sheriff Robert y Geldart Lloyd - Exploration Sismology- Segunda edición, ISBN:0-521-46282-7. Editorial Cambridge university press.
- Stein Seth y Wysession Michael - An introduction to siesmology earthquakes and earth structure- Editorial Backwell publishing. Año: 2003.
- Uwe Albertin - La era de las imágenes en escala de profundidad, Artículo de la Revista Oilfield, verano del año 2002.
- Bjørlykke Knut - Petroleum Geoscience: From Sedimentary Environments to Rock Physics- Editorial Springer, ISBN: 978-3-642-02331-6, Año : 2010.
- Bording and Lines - seismic modeling and imaging with the complete wave equation - Society Exploration Geophysicists, Año: 1997. Pág. 21-25.
- Bruce T. May and Franta Hron - Synthetic Seismic Sections of typical petroleum traps- Geophysics, Vol 34 No 6 (October,1978), pág. 1119-1147.
- Clayton Robert and Enguist Bjorn - Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations- Bulletin of the seismological society of america. Vol. 67, No 6 , pág. 1529- 1540. December 1977.
- Craft y Hawkins. -Ingeniería Aplicada de Yacimientos Petrolíferos-. Editorial Tecnos.
- Dake, LP. -Reservoir Engineering Fundamentals-. Elsevier. 1.978.
- Gamboa Fernando - El Procesamiento Sísmico - Grupo de Geofísica del Instituto Colombiano del Petróleo, Año: 2007.

- Ikelle Luc and Amundsen Lasse- Introduction to Petroleum Seismology- Investigation in Geophysics No 12, Society of Exploration Geophysicists, ISBN: 1-56080-129-8, Año: 2005.
- Levander Alan R. - Fourth-order finite-difference P-5V seismograms- REVISTA GEOPHYSICS, VOL. 53, NO. 11 (NOVEMBER 1988); P. 1425-1436.
- Landes Kennet K. - Geología del Petróleo, segunda edición, editorial Omega, Año: 1963.
- Llorente Miguel - Geología del Carbón y del Petróleo, Apuntes de clase. Año: 2000.
- Paris Magdalena-Fundamentos de ingeniería de yacimientos. ISBN: 978-980-12-3048-9. Editorial Goajiro blanco, Año: 2009.
- Quintana Robinson, et al. - Efecto de la rugosidad del terreno en las secciones sísmicas: modelamiento por elementos finitos- Revista Geofísica Colombiana, No 6, ISBN: 0121-2974. Pág. 5-8. Diciembre de 2002.
- Van Dyke, K. -Fundamentals of Petroleum-. Petroleum Extension Service.1.997.
- Yilmaz, O. - Seismic Data Processing. Investigations of Geophysics Society of Exploration Geophysics SEG, Tulsa Oklahoma, USA. Año: 1987.

ANEXOS

Anexo I: Código para construcción de un modelo de acuñaamiento

```
% MODELO DE ACUÑAMIENTO CON ACUMULACION DE
HIDROCARBURO(CUÑA)
% Construir primero las interfases planas (7) y luego la cuña entre las
interfases 3 y 4.
% 1pie = 30 cms = 30/100;
clear all
factor= 30/100;
cobertvertical=20000*factor;
coberthorizontal=30000*factor
xmax=coberthorizontal/1000; %kilometros
zmax=cobertvertical/1000; % kilometros
vmax=6000; %mts/seg
vmin=9000;
vpromedio=(vmax+vmin)/2; % valor medio de la velocidad
tmax=sqrt(xmax*xmax+zmax*zmax)/vpromedio
Fre=20; % Hz la frecuencia principal de la Ricker
lamda=vpromedio/Fre; %longitud de onda
dx=6/Fre/20; % en kilometros
dz=dx;
x=0:dx:xmax; z=0:dz:zmax; % mallas en x y en z
Nx=length(x); Nz=length(z);
```

```

vmodel=zeros(Nz,Nx);
imagesc(x,z,vmodel)
dt=dx/(sqrt(2)*vmax);
s = sqrt(xmax2 + zmax2);
tmax=s/vmax;
t=0:dt:tmax;
nt= length(t);
nx=Nx; nz=Nz;

Nr=7;
for jj=1:Nr
clear X;clear Z;
[X, Z] = ginput();
vv1(jj,:)=spline(X,Z,x);

for i=1:Nx-1
line([x(i), x(i+1)]', [ vv1(jj,i),vv1(jj,i+1) ] ');
end
end

c=ones(Nz,Nx);
Nx=length(x);Nz=length(z);
for i=1:Nx
for j=1:Nz

if z(j) i= vv1(1,i)
c(j,i)= 910;
end
if (z(j)>= vv1(1,i) & z(j) < vv1(2,i))
c(j,i)=3300;
end
if (z(j) >= vv1(2,i) & z(j)< vv1(3,i))
c(j,i)=2650;
end
if (z(j)>= vv1(3,i) & z(j) < vv1(4,i)) c(j,i)=4200;
end
if (z(j)>= vv1(4,i) & z(j)< vv1(5,i))
c(j,i)=2100;

```

```

end
if (z(j)>= vv1(5,i) & z(j)< vv1(6,i))
c(j,i)=3200;
end
if (z(j)>= vv1(6,i) & z(j)< vv1(7,i))
c(j,i)=2700;
end
if z(j)>= vv1(7,i)
c(j,i)= 5500;
end
end
end
end

clear X;clear Z; % TRAZAR PRIMERA LINEA DE LA CUÑA
[X, Z] =ginput();
line([X(1), X(2)]', [Z(1),Z(2)]');
[X2, Z2] =ginput(); % PARA TRAZAR SEGUNDA LINEA DE LA CUÑA
line([X2(1), X(2)]', [Z2(1), Z(2)]');
xx=[X(1)X(2)];
zz=[Z(1)Z(2)];
p=polyfit(xx,zz,1) % ecuacion de la primera recta de la cuña
m1=p(1);b1=p(2);
xx1=[X2(1), X(2)];
zz1=[Z2(1), Z(2)];
p=polyfit(xx1,zz1,1)
m2=p(1); b2=p(2);

for i=1:Nx
for j=1:Nz
if (z(j)>= m1*x(i)+b1 & z(j)<= m2*x(i)+b2 & x(i)<= X(2))
c(j,i)= 4650;
end
end
end

%Trazado de la zona de acumulación de HC'S
[X3, Z3] =ginput();
line([ X3(1), X3(2)]', [Z3(1),Z3(2)]');
xx2=[ X3(1), X3(2)];

```

```

zz2=[Z3(1),Z3(2)];
p3=polyfit(xx2,zz2,1);
m3=p3(1); b3=p3(2);
for i=1:Nx
for j=1:Nz
if (z(j)>= m1*x(i)+b1 & z(j)<= m3*x(i)+b3 ) & x(i)>=X3(1) &
x(i)<=X(2) & x(i)<= (z(j)-b2)/m2;
c(j,i)= 3650;
end
end
end

figure
imagesc(x,z,c);
title('CAMPO DE VELOCIDADES');
ylabel('Profundidad en Km');
xlabel('Cobertura en Km');
colorbar
save('cunhasinHC.mat')

```