

**ANISOTROPÍA SÍSMICA ACIMUTAL INDUCIDA POR LA
PRESENCIA DE FRACTURAS: APLICACIÓN SOBRE DATOS
SÍSMICOS ADQUIRIDOS EN EL ANTICLINAL DE SUESCA,
CUNDINAMARCA, COLOMBIA**

JOAQUÍN PABLO AGUILERA BUSTOS

**Proyecto de grado presentado como requisito parcial para optar al título
de Magíster en Ciencias de la Tierra**

Asesor:

HERLING GONZÁLEZ ALVAREZ

MSc. Física

MEDELLÍN

UNIVERSIDAD EAFIT

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

2010

A Dios, el motor de mi vida.

A mi abuelito José Domingo Bustos, quien encarna la sabiduría, el amor, la fortaleza.

Tú vida está llena de interesantes anécdotas. Tú siempre has sido mi papá.

AGRADECIMIENTOS

A Dios, siempre bueno, siempre fiel, siempre gracias. Durante este tiempo me has permitido conocer gente maravillosa.

A mi familia, por sus consejos y por estar ahí en todo tiempo. Gracias mami por orar tanto por mi; gracias hermanita, por ser mi mejor amiga; Andrés, hermano a mi siempre me impresiona la fe que tienes ante cualquier circunstancia; A mi nuevo hermano y maestro Eduar, un ejemplo del que quiero imitar muchas cosas; gracias abuelitos, porque siempre hay un consejo, una palabra de Dios para motivarme.

A Ecopetrol por haberme brindado esta oportunidad y por haber patrocinado este proyecto. A Herling González, a José Fernando Gamboa, por la orientación técnica y en asuntos administrativos. A todo el grupo de Geofísica del Instituto Colombiano del Petróleo, por la disposición ante cualquier inquietud. Entre estos a Yaqueline Figueredo, Jorge Monsegny, Elkin Sanabria. A la Gerencia de Exploración Nacional por haberme permitido trabajar con ellos en el inicio de este proyecto. Gracias Sandrita Anaya, Sarco, Vicente.

A la universidad EAFIT, por la enseñanza y el tan agradable ambiente de estudio. A mis compañeros de la maestría, cada uno me enseñó que no importa si estamos de acuerdo o no, siempre debemos a aceptar al otro y respetar sus ideas. Gracias Ligia Jaimes por el tiempo compartido, gracias Felipe Pérez por las buenas tertulias mientras tomabamos un buen café.

A la Compañía Geofísica Latinoamericana CGL y a el Dr. Juan Carlos Pineda por su gran apoyo al prestarme el equipo SERCEL-428XL, personas como Don Pineda son las que ayudan a que este país tenga la esperanza de ser mejor. Al personal de esta compañía que desinteresadamente estuvo dispuesto a brindarme toda la asesoría y me colaboró en todo el trabajo que involucró la realización de la adquisición sísmica, ellos son: Don

Jacobo, el mejor logístico; Simón Lozano, quien me asesoró en el acondicionamiento de los datos; Don Honorato, quien invirtió de su tiempo al ayudarme como observer; “El Diablo”, nada que ver con su alias, una gran persona; Carlos Terraza, persona de muy buenas ideas; Jaime, muy atento y servicial; Jenny, de quien aprendí mucho; y a todos los que trabajan para esta compañía que se interesaron en este trabajo.

Al querido profesor José María Jaramillo, mil gracias por todo, los consejos, la motivación, el gran ejemplo, el apoyarme desde el primer momento sin conocerme. A la empresa Gmas Ltda. A Jorge Mario, a Daniel Pineda, a Pitter Cabezas y su esposa, gracias muchachos.

A Jorge Esteban Henao, hermano gracias por la amistad, las bromas y por toda la colaboración. A Don Carlos Navarro, gracias por la orientación brindada y desinteresada, gracias también por su tiempo. Al geólogo Fabio Colmenares, gracias por ese Domingo de trabajo de campo, por la brújula y los consejos. A Rocio Bautista y a Roberto Muñoz, muy buena práctica de topografía. A Nelson, Alex y Eduardo, gracias a ustedes el trabajo pesado se alivió, gracias por hacerlo con mucha entrega. A Don Jorge Cuervo, por haberme brindado el permiso para trabajar en su terreno.

A Doña Olga, Don Hernando, Wilber y Román, mi familia en Medellín; A Doña Argelia Martínez, mi mamá en Bucaramanga; A Doña Leonor y la mamá Rosa, gracias por adoptarme cuando estuve en Bucaramanga.

A mis amigos de toda la vida: Viviana Rosero, siempre te extraño y recuerdo; Darwin Marquez, gracias líder; Katherine Forero, Herman Ramirez, Edgard Holguin, Marcela Murillo, Mario Gómez, Glenis García, Oscar Mejia, Sandra García, Consuelo Gamboa, a mis nuevos amigos de Puente Largo. Se que son muchos más que ni el tiempo ni la distancia impiden que podamos conservar una buena amistad.

A Angélica Ortegón, gracias doy a Dios por haberme permitido encontrarte, ahora estoy

seguro que los angeles existen, tú eres una prueba de esto, tú eres como mi ángel.

A todos los que no menciono sus nombres pero que han estado presentes en este proceso, muchas gracias.

RESUMEN

Actualmente, uno de los intereses en la exploración de nuevos yacimientos está enfocado al entendimiento de zonas complejas, dentro de las cuales se encuentra áreas que presentan rocas fracturadas. Este tipo de rocas pueden presentar anisotropía acimutal inducida, en la mayoría de los casos, por la alineación preferencial de los sistemas de fracturas (Hudson, 1980, 1981; Schoenberg et al, 1995). Uno de los objetivos de este trabajo es aportar al entendimiento de este fenómeno, donde algunos trabajos teóricos y de campo han mostrado, que datos de sismica compresional, son sensibles al fracturamiento y pueden manifestar anisotropía acimutal en su comportamiento (Mallick et al., 1996; Liu, 2003; Lu et al., 2009).

Con el fin de realizar un análisis del comportamiento anisótropo acimutal en la velocidad de propagación y la atenuación de la onda compresional inducido por la presencia y orientación de fracturas, se parte del estudio teórico de un medio fracturado como un modelo de anisotropía HTI¹.

Basándose en la idea anterior, se escoge un afloramiento fracturado con características similares a las de un medio HTI, sobre el cual se realiza una adquisición de datos de sismica somera. Los datos son adquiridos con el fin de estimar valores para la velocidad de propagación y del factor de calidad Q (relacionado con la atenuación) de la onda compresional directa para diferentes posiciones acimutales. Los resultados obtenidos permiten dar un soporte experimental al análisis teórico realizado previamente.

PALABRAS CLAVES : Anisotropía Acimutal, Fracturas, Velocidad, Atenuación.

¹Sigla en inglés de Horizontal Transverse Isotropy.

OBJETIVOS

■ OBJETIVO GENERAL

Analizar el comportamiento anisótropo acimutal de datos de sísmica compresional y su relación con la presencia y orientación de fracturas.

■ OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analizar teóricamente el comportamiento acimutal de la velocidad de propagación y la atenuación de la onda compresional considerando un medio fracturado con anisotropía HTI.
- Adquirir datos de sísmica somera sobre un afloramiento fracturado sobre el cual se describa las principales tendencias de fracturas.
- Estimar valores para la velocidad de propagación de la onda compresional directa para diferentes posiciones acimutales, a partir del uso de regresión lineal de tiempos de primeros arribos en los datos adquiridos sobre el afloramiento fracturado.
- Estimar valores del factor de calidad Q de la onda compresional directa para diferentes posiciones acimutales, a partir del uso del método del cociente espectral, sobre los datos adquiridos en el afloramiento fracturado.
- Relacionar la variación acimutal de la velocidad de propagación y la atenuación de la onda compresional directa con la orientación de las fracturas presentes en el afloramiento.

JUSTIFICACIÓN

La frase “el petróleo fácil se acabó” se ha convertido en un contexto popular y coloquial dentro de la industria del petróleo, debido a que encontrar un yacimiento se ha convertido en una tarea compleja. Esto ha llevado, por ejemplo, a la exploración de áreas con presencia de fracturas, las cuales pueden hacer parte de zonas de acumulación de fluidos o ayudar a establecer trenes de permeabilidad y volúmenes por porosidad secundaria en un yacimiento. Lo anterior a su vez ha aumentado la importancia de entender fenómenos como la presencia de anisotropía en rocas fracturadas, que ya ha sido estimada por algunos modelos teóricos (Hudson, 1980, 1981; Schoenberg et al., 1995) pero pocas veces analizada en datos sísmicos (Liu et al., 2003; Lu et al., 2009). Esto último ha motivado a la realización de este trabajo, donde se trata de dar un aporte a los pocos análisis que se han realizado sobre la relación entre anisotropía y fracturas. Este tipo de análisis puede ayudar a la determinación de trenes de fracturas que pueden ser importantes sobre la conveniencia de la perforación de un pozo y sobre el potencial de mejorar la producción de un campo.

ÍNDICE GENERAL

INTRODUCCIÓN	1
1. MARCO TEÓRICO	4
1.1. MEDIO HTI	4
1.1.1. Análisis de Velocidad	6
1.2. MEDIO DISIPATIVO HTI	9
1.2.1. Análisis de Atenuación	10
2. ADQUISICIÓN DE DATOS SÍSMICOS	14
2.1. LOCALIZACIÓN DE AREA DE ESTUDIO	14
2.2. GEOLOGÍA	15
2.3. ADQUISICIÓN SÍSMICA	17
2.3.1. Equipo de Adquisición	19

2.3.2. Fuentes	21
2.3.3. Diseño de Adquisición	22
3. ANÁLISIS DE DATOS	25
3.1. METODOLOGÍA	25
3.1.1. Análisis de velocidad	27
3.1.2. Análisis de Atenuación	32
4. CONCLUSIONES	41
REFERENCIAS	44

ÍNDICE DE FIGURAS

1.	Algunos factores que afectan la propagación de las ondas sísmicas. Modificado de Guerrero, 2006.	2
1.1.	Modelo de un medio HTI debido a la presencia de fracturas verticales paralelas inmersas en un medio isótropo. Tomado de Pedro Contreras et al., 1999.	5
1.2.	Análisis de la velocidad versus acimut para diferentes offsets (cada color corresponde a un offset ó θ dado), considerando que las fracturas se encuentran saturadas con petróleo (línea continua) con $\kappa_f = 1,25GPa$, salmuera (puntos) con $\kappa_f = 3,22GPa$ o un material hipotético (línea discontinua) con $\kappa_f = 39GPa$. Los parámetros del medio fracturado son $e = 0,1$, $\mu = 14,7GPa$, $\alpha = 0,001$ y $g = 1/4$	9

1.3.	Análisis de atenuación versus acimut para diferentes offsets ó θ considerando que las fracturas se encuentran saturadas con salmuera (color azul) con $\eta_f = 0,001(Pa \cdot s)$, con petróleo (color negro) con $\eta_f = 0,02(Pa \cdot s)$, o están rellenas con un material hipotético (color rojo) con $\eta_f = 0,1(Pa \cdot s)$. Los valores para parámetros κ_f , e , μ , α y g son los mismos usados en el análisis de velocidad de la figura 1.3. Se realiza el análisis para una porosidad de 1 %, una permeabilidad de 1mD y una frecuencia de 30Hz.	13
2.1.	Ubicación del municipio de Suesca-Cundinamarca.	15
2.2.	Sistemas de fracturas presentes en el afloramiento. (a) Diagrama de roseta que muestra la orientación de los sistemas principal y secundario. (b) Vista en planta de las fracturas. (c) Vista hacia el sur del afloramiento.	17
2.3.	Imágenes que muestran parte de la logística involucrada en la adquisición concerniente al sembrado de los geófonos en superficie.	18
2.4.	Esquema general que muestra la conexión de cada uno de los componentes del equipo usado en campo.	19
2.5.	Fuentes utilizadas. (a) Esquema del martillo. (b) Fotografía del martillo. (c) Fotografía donde se observa el taladro usado para alcanzar la profundidad de 2 metros para la pólvora.	22
2.6.	Diseño de la Adquisición. Los geófonos están señalados en color negro. Los puntos de disparo están señalados en color rojo. (a) Ubicación de los puntos de disparo usando el martillo como fuente. (b) Ubicación de los puntos de disparo usando la pólvora como fuente.	24
3.1.	Metodología implementada sobre los datos adquiridos en Suesca.	26

<p>3.2. Análisis espectral tomando un disparo ubicado en el centro de la adquisición. (a) y (b) Análisis espectral para un disparo usando martillo como fuente. (c) y (d) Análisis espectral para un disparo usando pólvora como fuente. En cada una de las cuatro imágenes se observa en la parte izquierda, la energía presente para todo el rango de frecuencias registrado en cada uno de los canales y en la parte derecha, la potencia máxima para cada frecuencia.</p>	<p>27</p>
<p>3.3. Ejemplo del filtrado de los datos para la línea 1 y el disparo ubicado en el punto central de la adquisición. (a) Datos obtenidos del disparo usando el martillo como fuente. (b) Datos filtrados obtenidos usando el martillo como fuente. (c) Datos obtenidos del disparo usando la pólvora como fuente. (d) Datos filtrados obtenidos usando la pólvora como fuente. . .</p>	<p>28</p>
<p>3.4. Ejemplo del picado de primeros arribos integrando los canales que comprenden las líneas 7 y 19 para un disparo ubicado al extremo de la línea 7.</p>	<p>29</p>
<p>3.5. Estimación de la velocidad de la onda compresional directa a partir de regresión lineal de los datos de tiempo y offset de los primeros arribos usando el martillo como fuente. En (a), (b) y (c) se especifica las líneas sobre las cuales se realizó la regresión lineal.</p>	<p>30</p>
<p>3.6. Estimación de la velocidad de la onda compresional directa a partir de regresión lineal de los datos de tiempo y offset de los primeros arribos usando la pólvora como fuente. En (a), (b) y (c) se especifica las líneas sobre las cuales se realizó la regresión lineal.</p>	<p>31</p>
<p>3.7. (a) El círculo rojo muestra la saturación en las primeras trazas. (b) Datos sin tener en cuenta las trazas saturadas.</p>	<p>35</p>

<p>3.8. Delimitación del evento de interés. (a) Picado del tiempo donde empieza a ocurrir el evento (línea verde). (b) Separación de las ondículas principales correspondientes a dicho evento. El efecto de la atenuación es observado por la disminución de la amplitud y el corrimiento de las trazas hacia las bajas frecuencias.</p>	<p>35</p>
<p>3.9. Ejemplo de la aplicación del método del cociente espectral. (a) Cociente espectral con un intervalo de confianza de 50Hz. (b) Diferencia del espectro de amplitudes entre la traza de referencia y la traza a comparar. (c) Cociente espectral (línea azul) y linealización (línea roja).</p>	<p>36</p>
<p>3.10. Valores promedios obtenidos de Q para diferentes acimuts. (a) Resultados obtenidos usando el martillo como fuente. (b) Resultado obtenido usando pólvora como fuente.</p>	<p>38</p>

ÍNDICE DE TABLAS

3.1. Valores de Q_{prom} obtenidos para cada una de las líneas utilizando el martillo como fuente.	39
3.2. Valores de Q_{prom} obtenidos para cada una de las líneas utilizando la pólvora como fuente.	40

INTRODUCCIÓN

Un método comunmente utilizado en la geofísica de exploración para el análisis de las propiedades del subsuelo se basa en el estudio de la propagación de las ondas sísmicas y como estas se ven afectadas por diferentes factores, como los mostrados en la figura 1. Algunas propiedades de las onda sísmicas, como la amplitud y la velocidad, suelen manifestar ciertos comportamientos influenciados por las características del medio en el cual se propaga la onda, los cuales pueden ayudar en la caracterización del subsuelo y en el establecimiento de posibles zonas de acumulación de hidrocarburos.

Por ejemplo, al tratar de estimar las amplitudes de las señales que son adquiridas en la sísmica, se debe tener en cuenta como estas se afectan por la divergencia esférica; la estratificación y la atenuación inelástica; esta última puede ser causada por la anelisticidad del medio (es decir, disipación de la energía en calor, conocida como atenuación intrínseca; o la redistribución de la energía causada por la anisotropía) y las heterogeneidades que generan dispersión (conocida como atenuación extrínseca o “scattering”) (Guerrero, 2006).

También, la presencia de heterogeneidades (poros, cracks, fracturas), anisotropía, presión de fluidos, el esfuerzo efectivo al que están sometido las rocas, entre otras causas; pueden generar una dependencia de la velocidad de la onda con la posición, la dirección de propagación y la frecuencia (Norris, 1993).

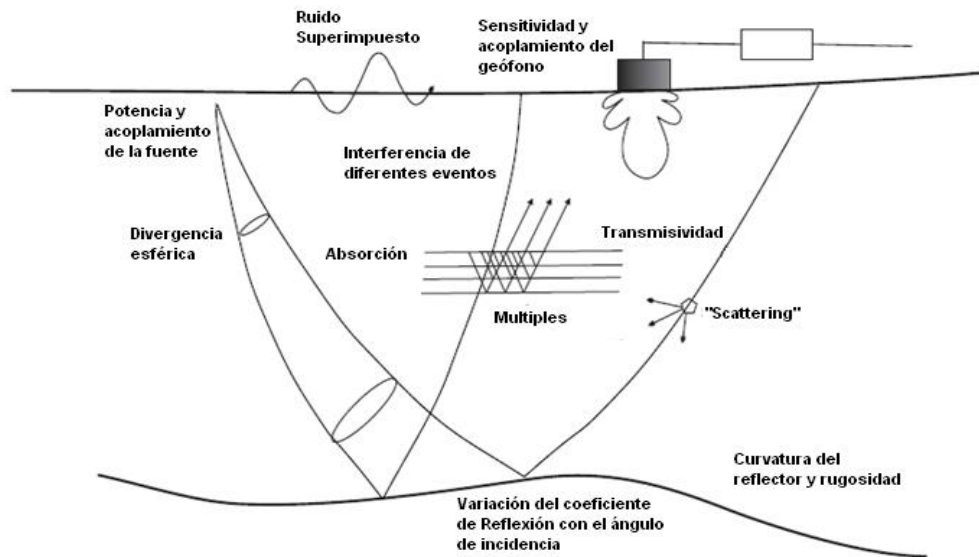


Figura 1: Algunos factores que afectan la propagación de las ondas sísmicas. Modificado de Guerrero, 2006.

El enfoque de este trabajo es estudiar la propagación de las ondas sísmicas afectada por la anisotropía del medio inducida por la presencia de fracturas. En geofísica de exploración, el fenómeno de la anisotropía se define como la variación de alguna propiedad física respecto a la dirección en la cual es estimada. El entendimiento de este fenómeno está enfocado a la caracterización de zonas complejas, como lo son aquellas áreas que presentan rocas fracturadas. Teniendo en cuenta la escala de propagación de las ondas sísmicas (5-100Hz aproximadamente) este tipo de rocas pueden presentar anisotropía acimutal inducida, por la alineación preferencial de los sistemas de fracturas (Hudson, 1980, 1981; Schoenberg et al, 1995). Uno de los objetivos de este trabajo es aportar un entendimiento sobre la sensibilidad de las onda sísmica compresional a los trenes de fracturamiento (Mallick et al., 1996; Liu, 2003; Lu et al., 2009).

En el contenido de este trabajo, se realiza una presentación del fenómeno de la anisotropía, considerando el subsuelo como un sistema de fracturas paralelas verticales

inmersas en una matriz de roca isotrópica descrito por el modelo de Hudson (Hudson 1981; Hudson et al., 1996), describiendo así una simetría de un medio HTI (Contreras et al., 1999; Bakulin et al., 2000). Asumiendo esta simplificación se realiza un análisis teórico de la anisotropía en la velocidad (Tsvankin, 2005) y la atenuación (Chichinina et al., 2006; Guerrero, 2006) de la onda compresional en su propagación por el medio.

Siguiendo la idea anterior, se realiza el análisis de anisotropía acimutal en un conjunto de datos adquiridos en un afloramiento fracturado, con características similares a las de un medio HTI, ubicado en el municipio de Suesca-Cundinamarca. El diseño implementado en la adquisición de estos datos se realizó con el fin de facilitar el análisis de anisotropía acimutal en la velocidad y la atenuación de la onda compresional directa, conociéndose en este caso la disposición de las fracturas en las rocas aflorantes.

Capítulo **1**

MARCO TEÓRICO

En este capítulo se realiza un análisis teórico del comportamiento acimutal de la velocidad de propagación y la atenuación de la onda compresional al considerar que el medio fracturado presenta anisotropía HTI.

1.1 MEDIO HTI

El modelo más simple para un medio con un sistema de fracturas alineadas verticales es un medio transversalmente isótropo con un eje de simetría horizontal HTI¹ (ver figura 1.1). Tomando como notación que el eje de simetría es paralelo al eje x_1 , la simetría para un medio HTI puede ser descrita por la siguiente matriz de coeficientes elásticos (Tsvankin, 2005):

¹HTI: Sigla en inglés de Horizontal Transverse Isotropy.

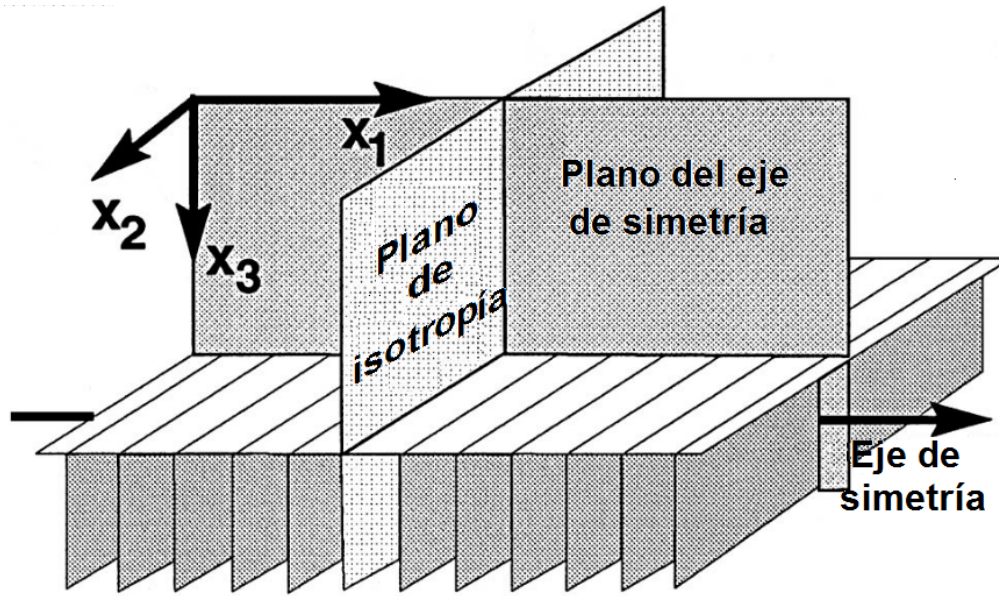


Figura 1.1: Modelo de un medio HTI debido a la presencia de fracturas verticales paralelas inmersas en un medio isótropo. Tomado de Pedro Contreras et al., 1999.

$$C_{HTI} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{13} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{33} & C_{33} - 2C_{44} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{33} - 2C_{44} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} \end{bmatrix} \quad (1.1)$$

La matriz de coeficientes elásticos para un medio HTI puede ser descrita en función de los coeficientes elásticos para un medio isótropo (o coeficientes de Lamé λ y μ) y de los parámetros de fracturas de la siguiente manera (Schoenberg et al., 1995):

$$C_{HTI} = \begin{bmatrix} M(1 - \Delta N) & \lambda(1 - \Delta N) & \lambda(1 - \Delta N) & 0 & 0 & 0 \\ \lambda(1 - \Delta N) & M(1 - \xi^2 \Delta N) & \lambda(1 - \xi \Delta N) & 0 & 0 & 0 \\ \lambda(1 - \Delta N) & \lambda(1 - \xi \Delta N) & M(1 - \xi^2 \Delta N) & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu(1 - \Delta T) & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu(1 - \Delta T) \end{bmatrix} \quad (1.2)$$

Donde:

$$M = \lambda + 2\mu; \quad (1.3a)$$

$$\xi = \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} = \frac{\lambda}{M} \equiv 1 - 2g; \quad (1.3b)$$

$$g = \frac{\mu}{\lambda + 2\mu} \equiv \left(\frac{V_{s0}}{V_{p0}} \right)^2 \quad (1.3c)$$

V_{p0} y V_{s0} son las velocidades de la onda compresional y de cizalla para el caso de incidencia vertical, respectivamente. ΔN y ΔT son cantidades adimensionales definidas como debilidades normales y tangenciales al considerar las fracturas como planos de debilidad de la roca (Bakulin et al., 2000). Estos últimos valores dependerán del modelo con el cual se describa las fracturas (Hudson et al., 1981; Schoenberg et al., 1988).

1.1.1. Análisis de Velocidad

En un medio HTI como el descrito en la matriz 1.2, la velocidad de la onda compresional paralela al eje de simetría está dada por:

$$V^\perp = \sqrt{\frac{C_{11}}{\rho}} = \sqrt{\frac{M(1 - \Delta N)}{\rho}} = V_{p0}\sqrt{1 - \Delta N} \quad (1.4)$$

Mientras que la velocidad de la onda compresional en el plano de isotropía (paralela a las fracturas) es:

$$V^\parallel = \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}} = \sqrt{\frac{M(1 - \xi^2 \Delta N)}{\rho}} = V_{p0}\sqrt{1 - \Delta N(1 - 2g)^2} \quad (1.5)$$

Comparando los dos últimos resultados, la velocidad de la onda compresional perpendicular al plano de fracturas es entonces menor que la velocidad de la onda compresional paralela a este:

$$V^\parallel > V^\perp \quad (1.6)$$

Ahora, considerando la propagación de la onda compresional en cualquier dirección en función del ángulo de incidencia θ y del acimut φ con respecto al eje de simetría (o la dirección perpendicular al plano de fracturas), se puede obtener para la velocidad (Chichinina et al., 2006; Schoenberg et al., 1988):

$$V^2(\theta, \varphi) = V_{p0}^2 \{ [1 - \Delta N(1 - 2g(1 - \text{sen}^2\theta \text{cos}^2\varphi))]^2 - 4g\Delta T \text{sen}^2\theta \text{cos}^2\varphi(1 - \text{sen}^2\theta \text{cos}^2\varphi) \} \quad (1.7)$$

De la anterior ecuación se observa que para analizar el comportamiento acimutal de la velocidad es necesario conocer los valores de ΔN y ΔT . Para esto se escoge el modelo fracturado de Hudson el cual describe las fracturas como inclusiones en forma de lentejas (cracks) en un sólido elástico (Hudson, 1981). En este modelo, el tensor de coeficientes elásticos de primer orden puede ser representado en términos de ΔN y ΔT , dando como

resultado la matriz 1.2. De esta manera ΔN y ΔT son relacionados con los parámetros del medio fracturado como sigue:

$$\Delta T = \frac{16e}{3(3 - 2g)}, \quad (1.8)$$

$$\Delta N = \frac{4e}{3g(1 - g)(1 + K)} \quad (1.9)$$

$$K = \frac{\kappa_f}{\pi\mu\alpha(1 - g)} \quad (1.10)$$

Donde e es la densidad de fracturas, μ es el mismo coeficiente de Lamé que hace referencia al módulo de cizalla de la roca en la cual se encuentran inmersas las fracturas, α es el cociente entre el espesor y el radio de las fracturas conocido como “aspect ratio”, y κ_f es el módulo volumétrico del fluido presente en las fracturas.

En la figura 1.2 se confirma el resultado de la ecuación 1.6, donde se muestra una variación acimutal de la velocidad de la onda compresional independiente del tipo de fluido presente en las fracturas, alcanzando su máximo valor en la dirección paralela al plano de fracturas. También, se analiza el caso donde las fracturas son rellenas con un material hipotético cuyo valor del módulo volumétrico es equivalente al de un material compuesto solamente por cuarzo y arcilla (Mavko, et al., 2003), observándose de igual manera una variación acimutal de la velocidad de la onda compresional. La magnitud de la velocidad se incrementa levemente al aumentar el valor del módulo volumétrico del fluido o material presente en las fracturas.

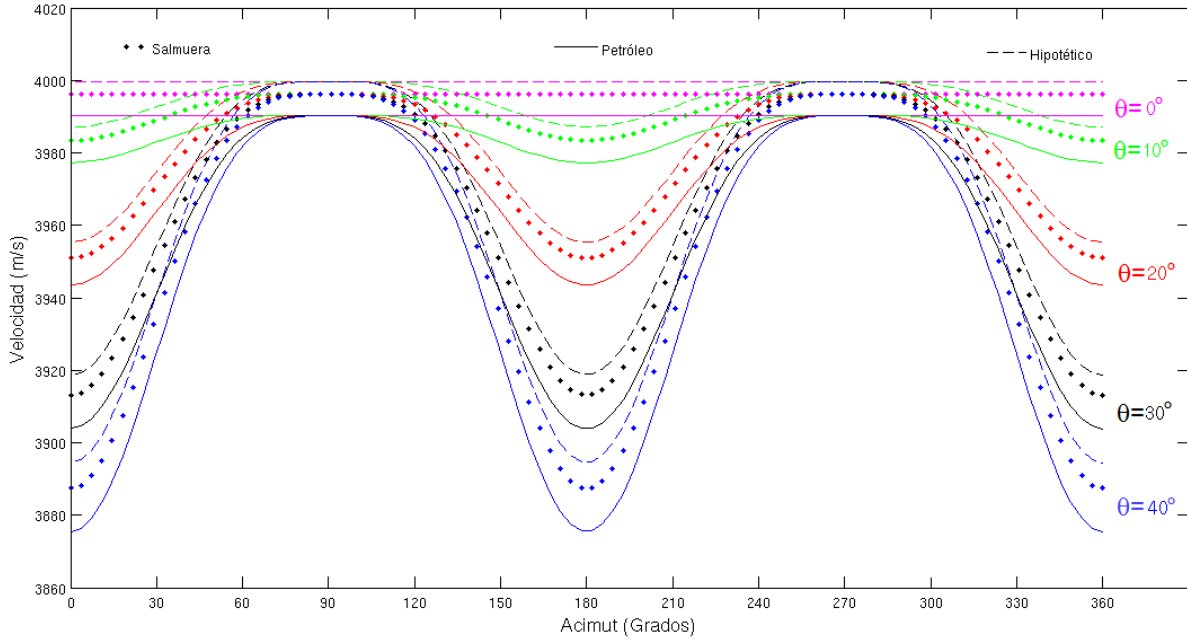


Figura 1.2: Análisis de la velocidad versus acimut para diferentes offsets (cada color corresponde a un offset ó θ dado), considerando que las fracturas se encuentran saturadas con petróleo (línea continua) con $\kappa_f = 1,25GPa$, salmuera (puntos) con $\kappa_f = 3,22GPa$ o un material hipotético (línea discontinua) con $\kappa_f = 39GPa$. Los parámetros del medio fracturado son $e = 0,1$, $\mu = 14,7GPa$, $\alpha = 0,001$ y $g = 1/4$.

1.2 MEDIO DISIPATIVO HTI

Un medio fracturado disipativo HTI puede ser descrito por una matriz con coeficientes elásticos complejos $\widetilde{C}_{ij} = C_{ij}^R + iC_{ij}^I$, donde los superíndices R e I corresponden a los valores reales e imaginarios de la matriz C_{ij} . En este caso, los valores reales de los coeficientes elásticos corresponden a los mismos dados por la matriz C_{HTI} (ver matriz 1.2). La matriz C_{ij} se obtiene al reemplazar ΔN y ΔT por los valores complejos $\widetilde{\Delta N}$ y

$\widetilde{\Delta T}$ de la siguiente manera:

$$\Delta N \rightarrow \widetilde{\Delta N} = \Delta N - i\Delta^I N; \quad (1.11a)$$

$$\Delta T \rightarrow \widetilde{\Delta T} = \Delta T - i\Delta^I T \quad (1.11b)$$

Donde al igual que ΔN y ΔT , $\Delta^I N$ y $\Delta^I T$ también son valores adimensionales que dependerán del modelo con el cual se describa las fracturas (Hudson et al., 1996).

1.2.1. Análisis de Atenuación

Para estudiar la atenuación de la onda compresional es necesario definir el factor de calidad Q , el cual puede ser expresado en términos de las componentes de la matriz con coeficientes elásticos complejos como sigue (Carcione, 2000):

$$Q_{ij} = \frac{C_{ij}^R}{C_{ij}^I} \quad (1.12)$$

De esta manera se puede definir la atenuación de la onda compresional a lo largo del eje de simetría por:

$$\frac{1}{Q^\perp} = \frac{C_{11}^I}{C_{11}^R} = \frac{(1 - \widetilde{\Delta N})^I}{(1 - \Delta N)} = \frac{\Delta^I N}{1 - \Delta N} \quad (1.13)$$

Mientras que la atenuación de la onda compresional en el plano de isotropía (paralela a las fracturas) es:

$$\frac{1}{Q^\parallel} = \frac{C_{33}^I}{C_{33}^R} = \frac{[1 - \xi^2 \widetilde{\Delta N}]^I}{1 - \xi^2 \Delta N} = \frac{\Delta^I N (1 - 2g)^2}{1 - \Delta N (1 - 2g)^2} \quad (1.14)$$

Comparando los dos últimos resultados, la atenuación de la onda compresional perpendicular al plano de fracturas es entonces mayor que la atenuación de la onda compresional paralela a este:

$$\frac{1}{Q^\perp} > \frac{1}{Q^\parallel} \quad (1.15)$$

Ahora, considerando la propagación de la onda compresional en cualquier dirección en función del ángulo de incidencia θ y del acimut φ con respecto al plano de fracturas, se puede obtener para la atenuación (Chichinina et al., 2006):

$$\frac{1}{Q} = \left[(A_0 + B^\perp \text{sen}^2(\theta) \text{cos}^2(\phi)) \frac{V_{p0}}{V(\theta, \phi)} \right]^2 \quad (1.16)$$

Donde:

$$A_0 = (1 - 2g) \sqrt{\Delta^I N} \quad (1.17a)$$

$$B^\perp = 2g \sqrt{\Delta^I N} \quad (1.17b)$$

Ahora, de acuerdo a las expresiones 1.17, $1/Q$ es expresado en términos de la parte imaginaria de $\widetilde{\Delta N}$, esto es $\Delta^I N$. Este valor puede ser obtenido en función de los parámetros de fracturas a partir del modelo de Hudson, donde se describe un medio HTI disipativo considerando el mecanismo del flujo de fluido entre las fracturas, el cual es causante de la atenuación de la onda compresional (Hudson et al., 1996):

$$\Delta^I N = \frac{4e}{3g(1-g)} \frac{\frac{3JK}{2c}}{(1 + 3J/(2c) + K)^2 + (3J/(2c))^2} \quad (1.18)$$

Donde $K = \kappa_f / (\pi \mu \alpha (1-g))$ y $J = \sqrt{\phi_p K_r \kappa_f / 2\omega \eta_f}$, siendo ϕ_p y K_r la prosidad y la per-

meabilidad de la roca en la cual se encuentran inmersas las fracturas, respectivamente; ω la frecuencia angular y η_f la viscosidad del fluido saturante.

En la figura 1.3 se confirma el resultado de la ecuación 1.15 donde se muestra una variación acimutal de la atenuación de la onda compresional para diferentes tipos de fluidos presente en las fracturas, alcanzando su máximo valor en la dirección perpendicular al plano de fracturas. De esta gráfica se observa, al comparar el resultado obtenido para la salmuera y el petróleo, que la atenuación es mayor cuando las fracturas se encuentran saturadas con salmuera y presenta una mayor diferencia en la variación acimutal en este caso, lo que manifiesta una anisotropía más fuerte. También, se escoge un material hipotético que permita dar una idea del comportamiento de la atenuación de la onda compresional para el caso de ausencia de un fluido en las fracturas y más bien permite considerar el caso en el cual estas se encuentran rellenas con algún material sólido. En este último caso no se observa ninguna variación acimutal de la atenuación de la onda compresional. Al comparar los resultados en los tres casos, se observa que la atenuación sólo es sensible a la presencia de las fracturas cuando estas se encuentran saturadas con algún tipo de fluido, lo cual no ocurre cuando las fracturas se encuentran rellenas con el material hipotético. Además, la determinación de la atenuación puede también ayudar a discriminar el tipo de fluido presente en las fracturas debido a que su valor cambia considerablemente dependiendo del tipo de fluido.

De lo visto hasta el momento, se puede concluir que la atenuación también es sensible a la presencia de fracturas alineadas y saturadas con algún fluido, permitiendo hacer un análisis de la anisotropía inducida por estas fracturas.

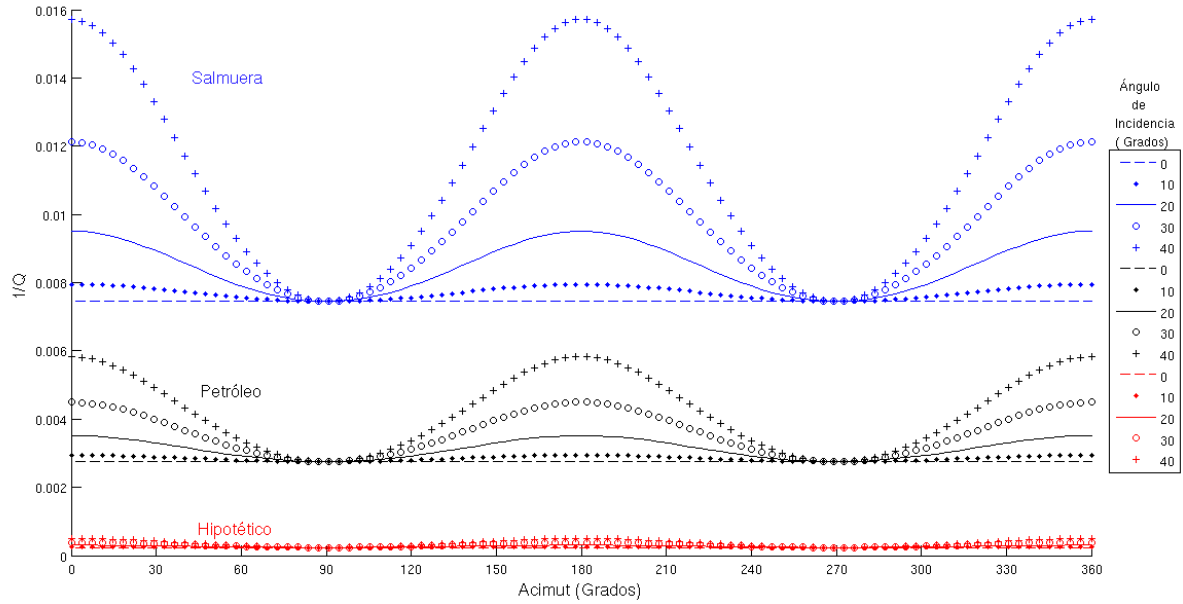


Figura 1.3: Análisis de atenuación versus acimut para diferentes offsets ó θ considerando que las fracturas se encuentran saturadas con salmuera (color azul) con $\eta_f = 0,001(Pa \cdot s)$, con petróleo (color negro) con $\eta_f = 0,02(Pa \cdot s)$, o están rellenas con un material hipotético (color rojo) con $\eta_f = 0,1(Pa \cdot s)$. Los valores para parámetros κ_f , e , μ , α y g son los mismos usados en el análisis de velocidad de la figura 1.3. Se realiza el análisis para una porosidad de 1%, una permeabilidad de 1mD y una frecuencia de 30Hz.

Capítulo **2**

ADQUISICIÓN DE DATOS SÍSMICOS

En este capítulo se realiza una síntesis de la adquisición sísmica realizada sobre el afloramiento fracturado escogido.

2.1 LOCALIZACIÓN DE AREA DE ESTUDIO

La zona de interés escogida se encuentra localizada en el municipio de Suesca, en el departamento de Cundinamarca, a 63km de Bogotá (ver figura 2.1). Este municipio limita por el Norte con Cucunubá y Lenguaque, por el Este con Chocontá, por el Sur con Sesquilé y Gachancipá y por el Oeste con Nemocón, Tausa y Cocunubá. Este territorio hace parte de la Sabana de Bogotá y es bañado por el Río Bogotá. Como se mostrará más adelante, la extensión de la sísmica es de forma radial, cuyo punto central está ubicado en las coordenadas 1032162N y 1055204E con un área circular de un radio aproximado de 150m .

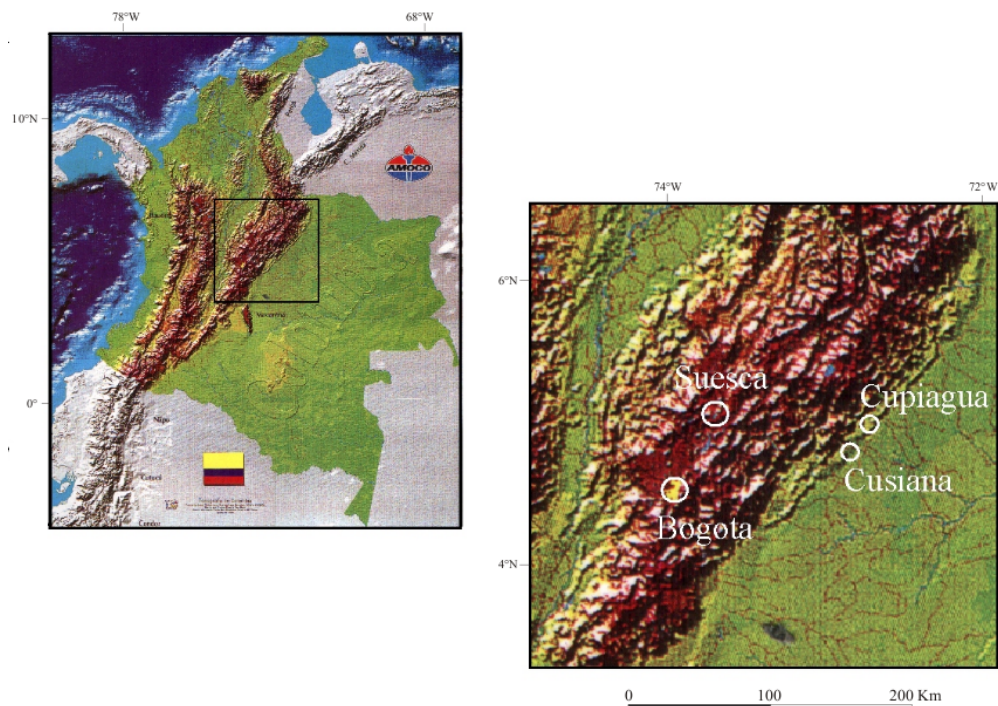


Figura 2.1: Ubicación del municipio de Suesca-Cundinamarca.

2.2 GEOLOGÍA

El afloramiento se encuentra en el flanco suroriental del Anticlinal de Suesca y hace parte de la formación Arenisca Tierna del grupo Guadalupe. El anticlinal es una estructura con vergencia al Oeste, con una longitud de 20 Kilometros y un máximo de 4 kilometros de ancho; su dirección es N30E y presenta pliegues asimétricos con buzamientos suaves en el flanco oriental y moderados a fuertes en el flanco occidental; está conformado principalmente por la formaciones Guaduas, en los flancos y Arenisca Tierna, en la parte central y en los flancos. El Anticlinal de Suesca es uno de los dos sistemas de pliegues mayores presentes en el área de Suesca, separado por la Falla de Nemocón del otro sistema de pliegues, al Oeste de la falla, conformado por el Anticlinal Este de Nemocón, el Sinclinal de Piedra Larga y el Sinclinal de Buenos Aires. Por otro lado, la formación Arenisca Tierna, de edad Maastrichtiano Medio, está conformada principalmente por

areniscas blancas de grano medio a grueso friable con estratificación cruzada en artesa y con algunas intercalaciones de láminas de arcillolita gris entre los bancos potentes de arenisca. Según su composición, esta formación está constituida por cuarzoarenitas y areniscas de granos subredondeados, de selección moderada y maduras texturalmente (Florez, 2000; Mosquera, 2003). Esta formación se presenta en un área aflorante con una alta densidad de fracturas dentro de la cual se encuentra el afloramiento de interés.

El fracturamiento presente en el afloramiento escogido consiste en un sistema principal de diaclasas en forma de corredores con un rumbo N50W, dentro de las cuales se encuentran fracturas secundarias con un rumbo N30-40E (ver figura 2.2); ambos sistemas presentan un buzamiento de aproximadamente 85 grados en las direcciones SW y NW, respectivamente. El sistema principal de diaclasas presenta un espaciamiento promedio de aproximadamente 30 centímetros con un rango de longitudes de decímetros hasta mayores a 50 metros¹. En el caso del sistema secundario de diaclasas, estas presentan espaciamientos mayores, con un valor promedio de un metro y un rango de longitudes menores, que abarca desde centímetros hasta decímetros. Se escogió este afloramiento para simplificación del análisis y evitar problemas de estáticas, debido a que la superficie sobre la cual se realizó el experimento presenta un buzamiento aproximadamente igual al de las capas someras, el cual está entre los 10 y 15 grados en dirección SSE. Además, es sabido que la forma de las diaclasas en rocas uniformes, homogéneas e isótropas como la arenisca, tienen planos con tendencias circulares a elípticos, lo cual se asemeja al modelo teórico del medio fracturado HTI descrito en el capítulo 1 (Mosquera, 2003).

¹El espaciamiento promedio es estimado al contar el número de diaclasas dentro de una distancia dada.

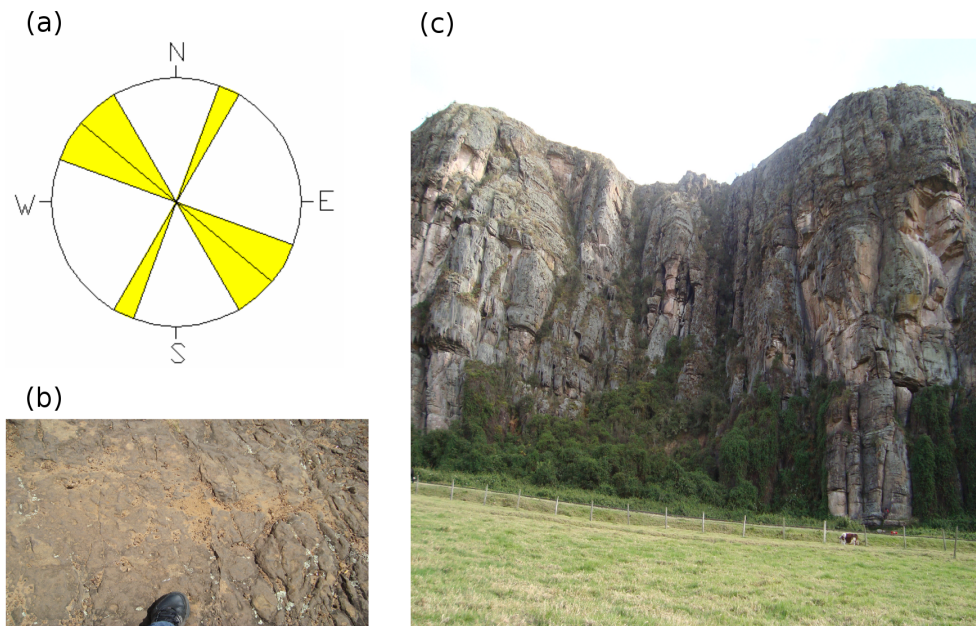


Figura 2.2: Sistemas de fracturas presentes en el afloramiento. (a) Diagrama de roseta que muestra la orientación de los sistemas principal y secundario. (b) Vista en planta de las fracturas. (c) Vista hacia el sur del afloramiento.

2.3 ADQUISICIÓN SÍSMICA

Se realiza un experimento de campo, el cual consiste en tomar datos de sismica somera sobre el afloramiento escogido. Este experimento involucra una logística exigente como la gestión del préstamo del equipo de adquisición por parte de la compañía CGL², conseguir el medio de transporte con las medidas de seguridad exigidas por el equipo, el personal calificado para la asesoría en el manejo de cada uno de los componentes de dicho equipo (Observer, shooter, logístico), la gestión con la comunidad en el acceso al sitio, la coordinación de personal en el trabajo de campo, etc.

²CGL: Sigla de Compañía Geofísica Latinoamericana.

Como se mostrará más adelante, en el diseño de la adquisición se estimaron 384 puntos de ubicación de los geófonos. En la etapa previa a la adquisición fue necesario realizar un buen acople de los geófonos con la superficie, siendo una tarea difícil debido a la alta rigidez de la roca. El primer intento realizado consistió en el uso de un taladro de mano con brocas de tungsteno de diámetro similar al de la base del geófono. Debido a la alta rigidez de la roca, la broca de tungsteno fue insuficiente, por lo que fue necesario usar una “pica” con el fin de abrir un hueco amplio en la superficie que permitiera el espacio y la profundidad suficiente para introducir el geófono. El acople se garantizó con el uso de greda humedecida (ver figura 2.3).



Figura 2.3: Imágenes que muestran parte de la logística involucrada en la adquisición concerniente al sembrado de los geófonos en superficie.

2.3.1. Equipo de Adquisición

El equipo utilizado es el SERCEL 428XL, equipo de última tecnología, destacado por ser actualmente el sistema de registro sísmico más capaz de la industria y el desarrollo más reciente de la compañía SERCEL. Los dispositivos que conforman este equipo son mostrados en el esquema de la figura 2.4, cuyas funciones son descritas a continuación:

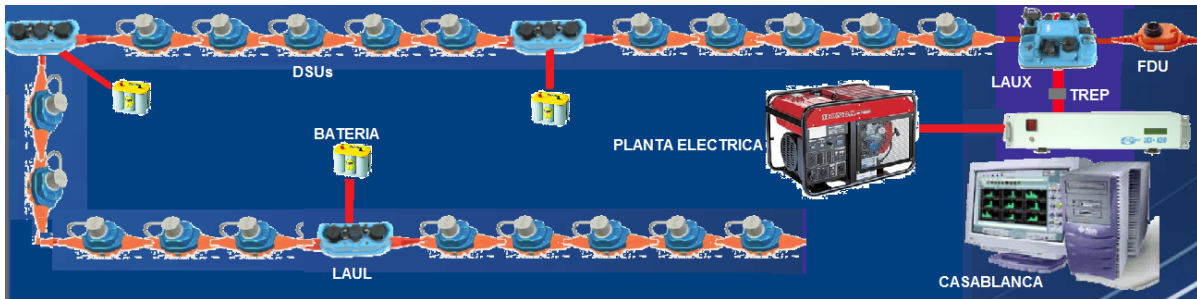


Figura 2.4: Esquema general que muestra la conexión de cada uno de los componentes del equipo usado en campo.

- **DSU-428³**: Nombre dado para cada uno de los geófonos o receptores. Su función consiste en la transmisión de los datos adquiridos de aceleraciones de los sensores o acelerómetros que están ubicados en la parte inferior de la coraza de este dispositivo. Cada DSU tiene tres sensores orientados perpendicularmente entre sí con el fin de medir la señal de tres componentes (una vertical y dos horizontales) y gracias a que cuentan con resortes rígidos, previenen cualquier movimiento diferente al eje del sensor. Los acelerómetros están diseñados para detectar cambios en la fuerza como resultado de movimientos, impactos o vibraciones usando el principio de cambio en la capacitancia debido a la aceleración.

³DSU: Sigla en inglés de Digital Sensor Unit.

- **FDU-428⁴**: Su función consiste en la transmisión de datos del sismo de pozo a la unidad de crucero LAUX. El sismo de pozo es usado para determinar el tiempo de activación de la fuente.
- **LAUL-428⁵**: Su función se basa en el provisionamiento de energía, la transmisión de datos con recuperación de errores y el almacenamiento temporal de la información, entre líneas de DSUs adyacentes. Para su funcionamiento es requerida una batería convencional de 12V.
- **Unidad de crucero-LAUX-428⁶**: Este dispositivo se usa para conectar la línea sísmica y la unidad FDU a la conexión transversa que transfiere los datos al sistema de registro o casablanca. Su fuente de energía es también una batería convencional de 12V. Es también llamada caja de cruce.
- **Cable de cobre-TREP-428⁷**: También llamado cable transverso, se usa para la transferencia de los datos desde la unidad de crucero LAUX hasta la unidad de registro o casablanca. Tiene una longitud de 125 metros y puede ser conectado a otros cables del mismo tipo en caso de requerirse una mayor distancia entre la unidad LAUX y la casablanca.
- **Casablanca-Sistema 428Lite**: Sistema de adquisición sísmica con unidad de control central (CCU), la cual se puede conectar a un computador para controlar el registro de los datos y las operaciones (ganancia, apilamiento, correlaciones, etc.) de toda la línea sísmica a través del uso del software e-428. Este software fue desarrollado para soportar plataformas de software como Windows, Linux y Solaris; y plataformas de hardware como PC y Sun. El tiempo de grabación de

⁴FDU: Sigla en inglés de Field Digitizer Unit.

⁵LAUL: Sigla en inglés de Line Acquisition Unit Line.

⁶LAUX: Sigla en inglés de Line Acquisition Unit CrossLine.

⁷TREP: Sigla en inglés de Transverse Repeater.

los datos fue de 3 segundos y el tiempo de muestreo fue de 0.25 milisegundos. Por seguridad, este sistema de registro es alimentado con una planta eléctrica.

También es necesario el uso de un PLOTTER para el control de calidad de cada uno de los disparos. Este dispositivo permite observar en papel los registros de los datos sísmicos con un encabezado que muestra información relativa de la adquisición.

2.3.2. Fuentes

Para la adquisición de la sísmica se utilizó un martillo acoplado a una base de madera que al dejarlo caer libremente, golpea una lámina de aluminio pegada a la base de madera a un ángulo de 45° (ver figura 2.5). La masa m del martillo es de 9.5 kilogramos. Este dispositivo se usa con el fin de garantizar una energía fija en el impacto para todos los disparos gracias a que el martillo se deja caer desde una altura h fija de 80 centímetros. Por lo tanto, la energía aproximada generada por el martillo es $E = mgh = (9,5Kg)(9,8m/s^2)(0,8m) = 74,48Julios$. La distribución de los disparos con esta fuente se puede observar en la figura 2.6a.

Como experimento complementario se realizaron ocho disparos usando para cada uno 100 gramos de pólvora de uso típico en la práctica del tejo. Fue necesario el uso de un taladro con el fin de ubicar cada punto de disparo a una profundidad de dos metros (ver figura 2.5c). Para activar la pólvora, se usa una batería convencional de 12V. La distribución de los puntos de disparos con este material se puede observar en la figura 2.6b.

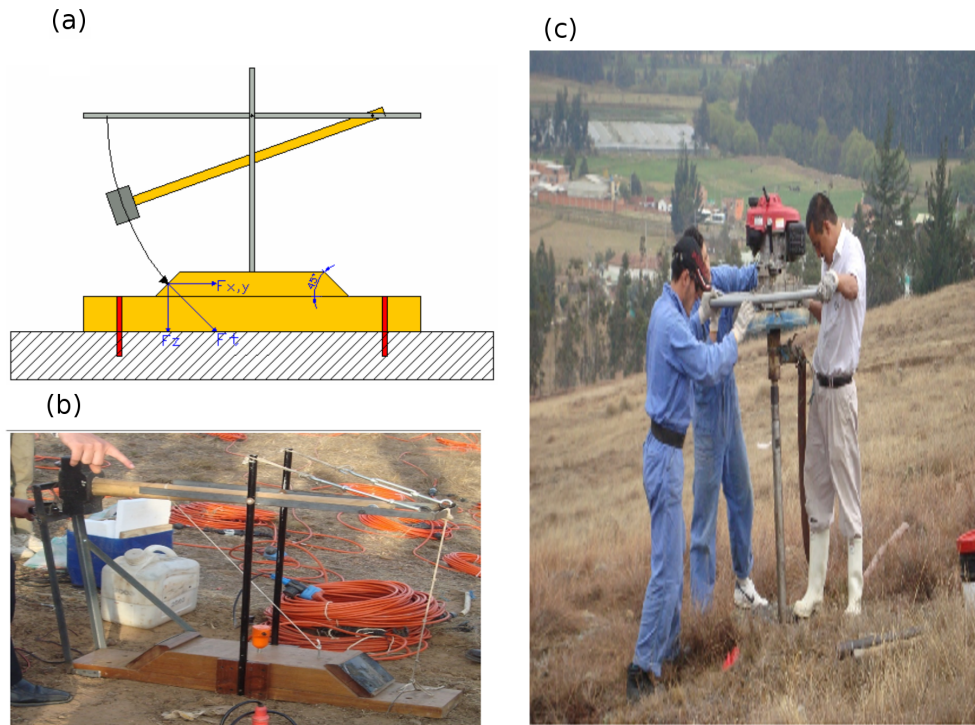


Figura 2.5: Fuentes utilizadas. (a) Esquema del martillo. (b) Fotografía del martillo. (c) Fotografía donde se observa el taladro usado para alcanzar la profundidad de 2 metros para la pólvora.

2.3.3. Diseño de Adquisición

El diseño de la adquisición es mostrado en la figura 2.6, donde el intervalo entre receptores fue de aproximadamente 4m y el ángulo entre líneas receptoras fue alrededor de los 15° . El diseño se realizó de forma radial con el fin de facilitar el procesamiento y análisis acimutal de los datos. Este diseño y la cantidad de disparos realizados estuvo condicionado al tiempo de disponibilidad del equipo de registro, el cual fue sólo de un día. Como se mencionó anteriormente, los geófonos fueron sembrados directamente sobre la roca de interés en un área relativamente pequeña, cuya superficie presenta un buzamiento similar al de las capas evitándose así tener que realizar correcciones estáti-

cas de refracción y elevación. Además el interés del análisis se centra en la influencia de las fracturas en superficie sobre la onda compresional directa. Debido a que los geófonos o DSUs son de tres componentes, fue necesario utilizar una brújula para orientarlos hacia el norte magnético, aunque esto no afecta el registro de la componente vertical, sobre la cual se centrará el análisis de este trabajo.

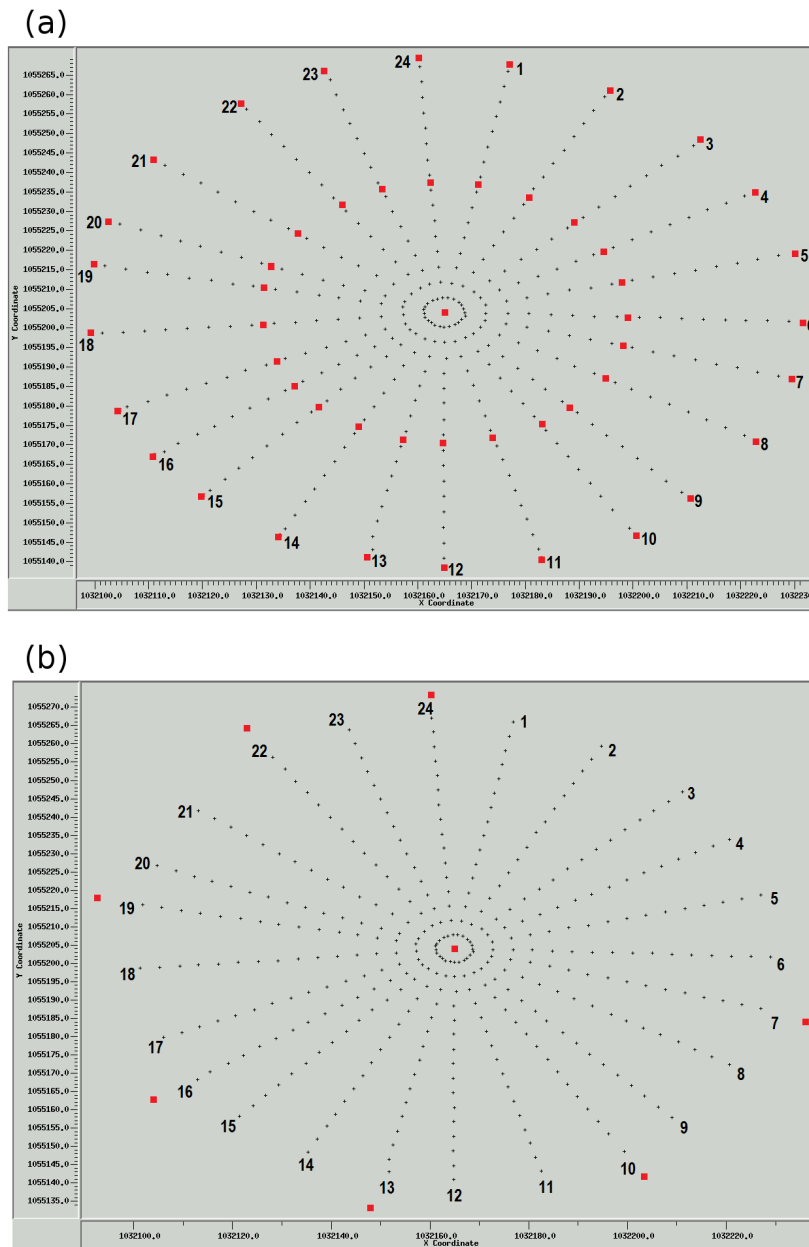


Figura 2.6: Diseño de la Adquisición. Los geófonos están señalados en color negro. Los puntos de disparo están señalados en color rojo. (a) Ubicación de los puntos de disparo usando el martillo como fuente. (b) Ubicación de los puntos de disparo usando la pólvora como fuente.

Capítulo **3**

ANÁLISIS DE DATOS

En este capítulo se realiza un análisis de anisotropía acimutal de la velocidad y la atenuación de la onda compresional directa sobre los datos sísmicos adquiridos en Suesca.

3.1 METODOLOGÍA

En la figura 3.1 se muestra un diagrama de flujo que resume la metodología aplicada sobre estos datos. Inicialmente, los datos se adquirieron por el equipo de registro en formato SEG-D¹. Los datos de cada disparo realizado son identificados por el número de FFID². Los FFIDs fueron concatenados en dos grupos, uno para los disparos adquiridos con el martillo y otro para los disparos adquiridos con la pólvora. Cada grupo fue convertido en un sólo archivo de formato SEG-Y³. Gracias al trabajo de topografía realizado, se logra describir detalladamente la posición de cada geófono y punto de disparo. Esta información es organizada en tres archivos, conocidos como SPS, que

¹SEG-D: Formato estándar establecido por la Sociedad de Geofísicos de Exploración (SEG) para garantizar una óptima transferencia de los datos desde la casablanca hacia los centros de procesos.

²FFID: Sigla en inglés de Field File Identification.

³SEG-Y: Formato estándar establecido por la SEG para el almacenamiento de datos geofísicos.

describen la geometría de la adquisición; en el primero se almacena las coordenadas y altitud de cada geófono, en el segundo se almacena las coordenadas y altitud de los puntos de disparo, y en el tercero se relaciona el orden con el que se lleva a cabo la adquisición.

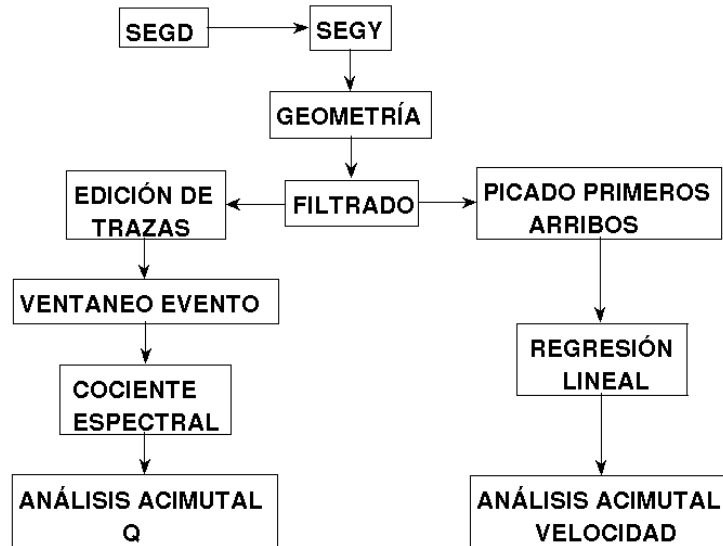


Figura 3.1: Metodología implementada sobre los datos adquiridos en Suesca.

Una vez se define la geometría, se aplica un filtro pasabanda sobre los datos. Este no se realiza sin hacer antes un análisis del contenido frecuencial, el cual se muestra en la figura 3.2, donde se observa que tanto para un disparo con martillo o con pólvora se presenta un ruido de muy alta frecuencia, en el rango de 800Hz a 1800Hz, que puede ser atribuído al viento que soplaba constantemente durante todo el tiempo que se realizó el registro de los datos. Estas altas frecuencias se logran registrar gracias a que la frecuencia de muestreo de 4KHz, de acuerdo al teorema de Nyquist, permite reconstruir frecuencias hasta 2KHz. Para los datos de ambos tipos de fuentes se consideró aplicar un filtro pasabanda limitado por las frecuencias 10Hz-15Hz-65Hz-70Hz, ya que el análisis espectral permite estimar este rango como el de máximo contenido energético. En la figura 3.3 se muestra un ejemplo de las trazas sísmicas antes y después del filtrado.

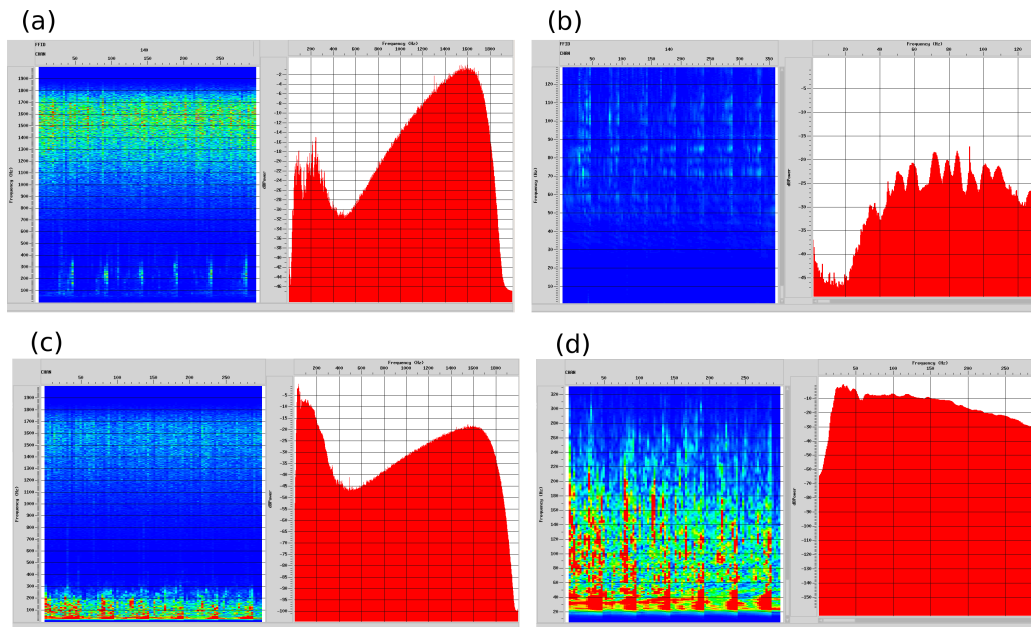


Figura 3.2: Análisis espectral tomando un disparo ubicado en el centro de la adquisición. (a) y (b) Análisis espectral para un disparo usando martillo como fuente. (c) y (d) Análisis espectral para un disparo usando pólvora como fuente. En cada una de las cuatro imágenes se observa en la parte izquierda, la energía presente para todo el rango de frecuencias registrado en cada uno de los canales y en la parte derecha, la potencia máxima para cada frecuencia.

3.1.1. Análisis de velocidad

Los valores de velocidad para la onda compresional directa se obtienen a partir del picado de primeros arribos (ver figura 3.4). Este picado se realiza sobre todas las líneas y para cada uno de los disparos realizados con los dos tipos de fuentes. Con los datos obtenidos se construyen una gráfica de tiempo versus offset y a partir de una regresión lineal se estima la pendiente de la curva, la cual está relacionada con la velocidad de la onda compresional directa. La regresión lineal se realiza agrupando las líneas cuya orientación es cercana al sistema principal de fracturas, agrupando también las líneas

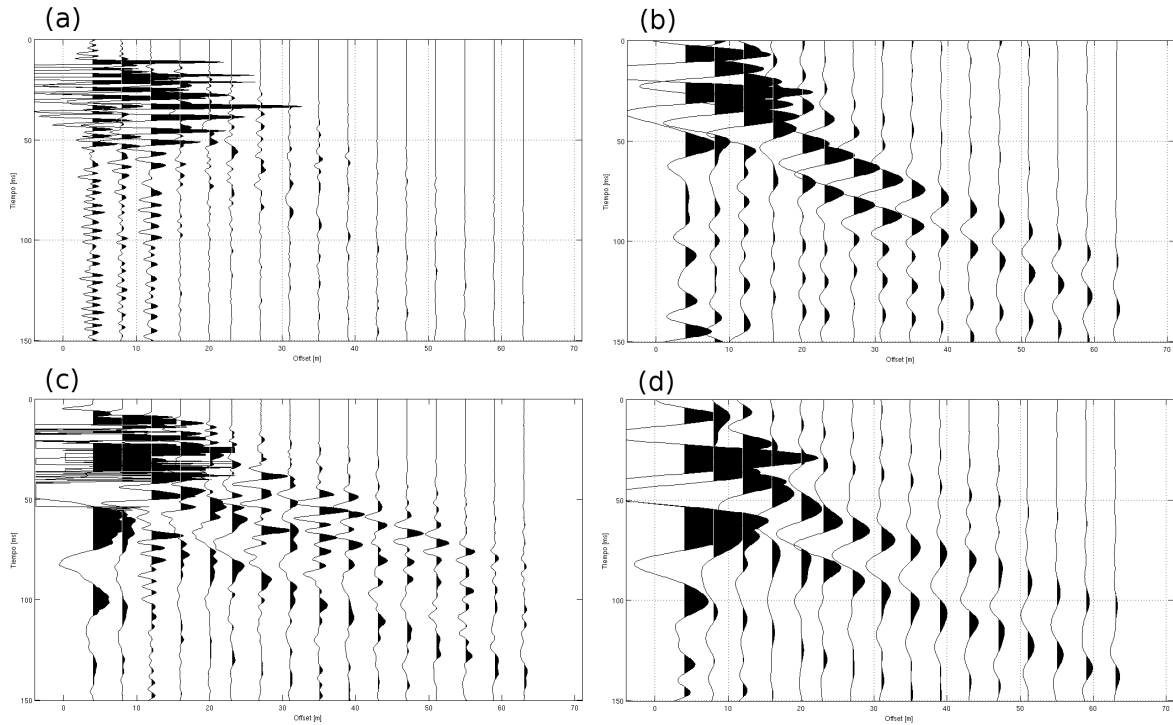


Figura 3.3: Ejemplo del filtrado de los datos para la línea 1 y el disparo ubicado en el punto central de la adquisición. (a) Datos obtenidos del disparo usando el martillo como fuente. (b) Datos filtrados obtenidos usando el martillo como fuente. (c) Datos obtenidos del disparo usando la pólvora como fuente. (d) Datos filtrados obtenidos usando la pólvora como fuente.

perpendicular a esta orientación (ver figura 3.5a y 3.6a), y de igual manera, agrupando las líneas de las orientaciones restantes (ver figuraa 3.5b, 3.5c, 3.6b y 3.6c).

La figura 3.5 muestra los resultados obtenidos para la velocidad en las direcciones paralelas y perpendicular a la orientación del sistema principal de fracturas presentes en el afloramiento usando el martillo como fuente. Los valores obtenidos son $V^{\parallel} = 2124,49m/s$ y $V^{\perp} = 1913,88m/s$. De igual manera, en la figura 3.6 se muestra los resultados obtenidos para la velocidad en las direcciones paralelas y perpendicular a la orientación del sistema principal de fracturas usando la pólvora como fuente. Los

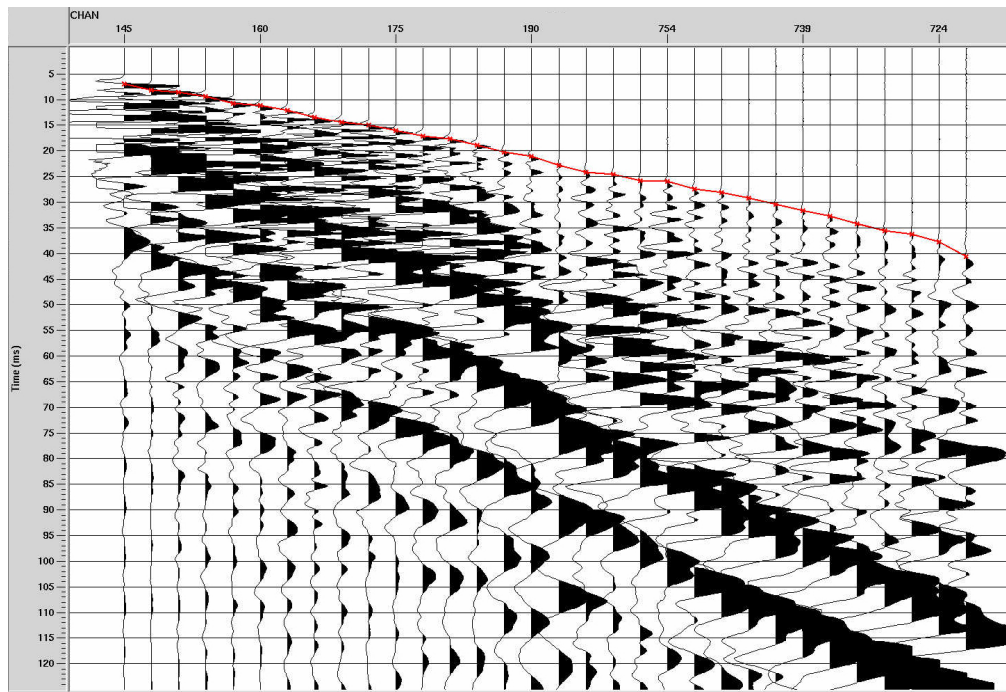


Figura 3.4: Ejemplo del picado de primeros arribos integrando los canales que comprenden las líneas 7 y 19 para un disparo ubicado al extremo de la línea 7.

valores obtenidos en este último caso son $V^{\parallel} = 2119,09m/s$ y $V^{\perp} = 1880,76m/s$. Este resultado confirma el resultado de la ecuación 1.6 y el comportamiento de la velocidad mostrado en la figura 1.2, donde se muestra que la velocidad de la onda compresional paralela al plano de fracturas es mayor que la velocidad perpendicular a este. Además, en las figuras 3.5b, 3.5c, 3.6b y 3.6c se muestra que en las orientaciones restantes, las velocidades presentan valores intermedios de $1929,01m/s$ y $2055,92m/s$ para el caso del martillo, y de $1918,65m/s$ y $2052,55m/s$ para el caso de la pólvora, validando lo obtenido en la figura 1.2.

Por otro lado, con el fin de cuantificar la anisotropía inducida por las fracturas, es necesario definir el parámetro que anisótropo de la onda compresional para un medio HTI, el cual está dado por (Tsvankin, 1997):

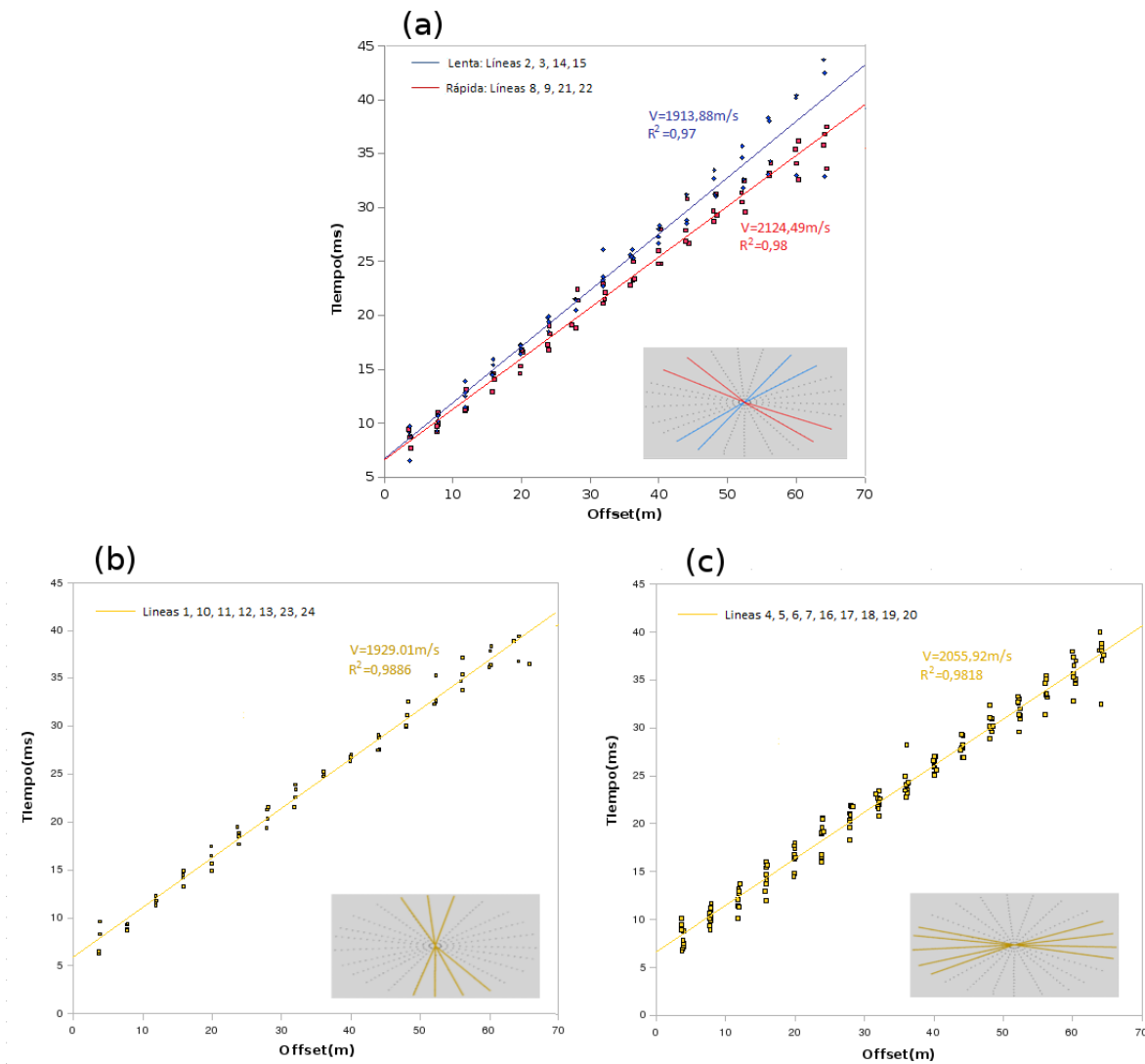


Figura 3.5: Estimación de la velocidad de la onda compresional directa a partir de regresión lineal de los datos de tiempo y offset de los primeros arribos usando el martillo como fuente. En (a), (b) y (c) se especifica las líneas sobre las cuales se realizó la regresión lineal.

$$\varepsilon \equiv \frac{C_{11} - C_{33}}{2C_{33}} \quad (3.1)$$

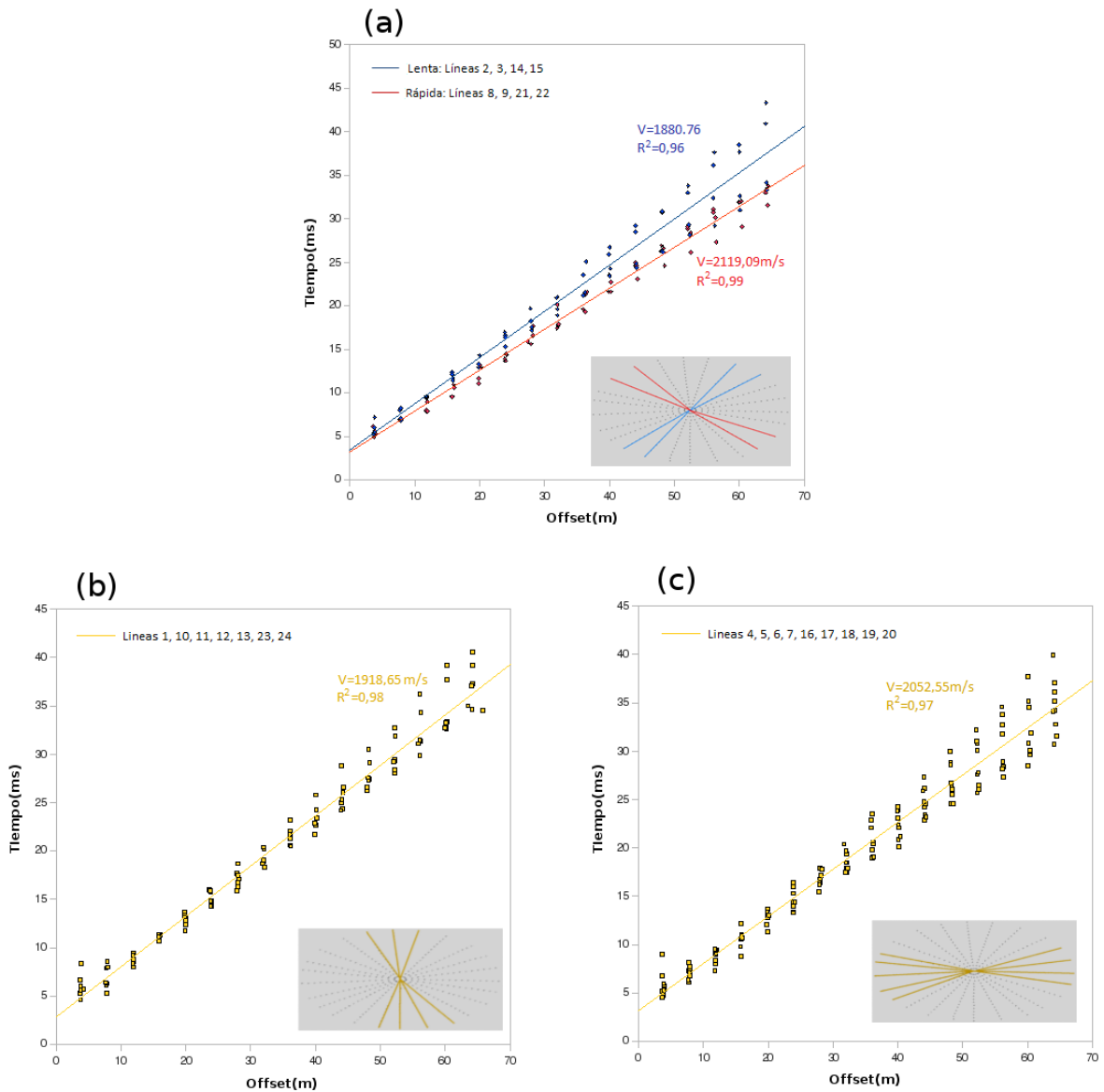


Figura 3.6: Estimación de la velocidad de la onda compresional directa a partir de regresión lineal de los datos de tiempo y offset de los primeros arribos usando la pólvora como fuente. En (a), (b) y (c) se especifica las líneas sobre las cuales se realizó la regresión lineal.

Este parámetro puede ser reescrito de la siguiente manera:

$$\varepsilon = \frac{(V^{\parallel})^2 - (V^{\perp})^2}{2(V^{\perp})^2} \quad (3.2)$$

Esto arroja un valor de anisotropía de $\varepsilon = 20,02\%$ para el caso del martillo y de $\varepsilon = 26,95\%$, lo cual muestra un grado de anisotropía en la velocidad sobrepasando el límite máximo de anisotropía débil (Thomsen, 1985).

3.1.2. Análisis de Atenuación

En esta parte se estudia la variación acimutal de la atenuación y su relación con el sistema principal de fracturas presente en el afloramiento. Los valores de Q son extraídos usando el método del cociente espectral, el cual se expone a continuación.

Método del Cociente Espectral

El método usual para medir atenuación es conocido como el cociente espectral, en el cual se asume que la absorción es linealmente proporcional a la frecuencia. Este método utiliza los espectros de amplitudes de las trazas sísmicas para medir la atenuación mediante la propagación de una forma de onda no atenuada (o tomando como aproximación la traza de referencia más cercana a la fuente sísmica) y su comparación con los espectros de amplitudes posteriores de la traza sísmica una vez la onda se ha propagado, donde se considera se hace efectiva la atenuación. Considerando la aproximación de onda plana, las amplitudes de Fourier para la traza de referencia y para la traza de

la onda propagada están dadas por (Toksöz et al., 1979; Hernández, 2009):

$$A_1(f) = G_1(x)e^{-\alpha_1(f)x}e^{i(2\pi ft - k_1x)}; \quad (3.3a)$$

$$A_2(f) = G_2(x)e^{-\alpha_2(f)x}e^{i(2\pi ft - k_2x)} \quad (3.3b)$$

Donde A es la amplitud, f es la frecuencia, x es la distancia entre las dos trazas, $k = 2\pi f/v$ es el número de onda, v es la velocidad, $\alpha(f)$ es el coeficiente de atenuación dependiente de la frecuencia y $G(x)$ es un factor geométrico independiente de la frecuencia que agrupa todos los efectos no relacionados con la atenuación como la divergencia esférica, reflexiones, etc. Los subíndices 1 y 2 hacen referencia a la traza de referencia y a la traza propagada, respectivamente.

Estudios teóricos y experimentales han mostrado que la atenuación varía con la frecuencia (Norris, 1993), aunque en el rango de la sísmica (5-100Hz aproximadamente) es usual y una buena aproximación asumir que la atenuación es constante (Guerrero, 2006). En este método se asume esta aproximación, de modo que la atenuación α se puede expresar como una función lineal de la frecuencia:

$$\alpha(f) = \gamma f \quad (3.4)$$

Donde la pendiente γ es una constante que se relaciona con el factor de calidad Q de la siguiente manera:

$$Q = \frac{\pi}{\gamma v} \quad (3.5)$$

Por otro lado, el cociente entre las amplitudes de Fourier está dado por:

$$\frac{A_1}{A_2} = \frac{G_1}{G_2} e^{-(\alpha_1 - \alpha_2)x} = \frac{G_1}{G_2} e^{-(\gamma_1 - \gamma_2)fx} \quad (3.6)$$

Aplicando logaritmo natural se obtiene:

$$\ln\left(\frac{A_1}{A_2}\right) = B_x f + \ln\left(\frac{G_1}{G_2}\right) \quad (3.7)$$

Donde $B_x = (\gamma_2 - \gamma_1)x$ se define como la atenuación acumulativa. Considerando la aproximación $Q \cong \infty$ para la traza de referencia, de modo que $\gamma_1 = 0$, entonces γ_2 y el valor de Q para la traza una vez la onda ha sido propagada, pueden ser determinados directamente de la pendiente B_x a partir de la linealización de $\ln(A_1/A_2)$ versus la frecuencia y de acuerdo a la expresión 3.5.

Cálculo del Factor de Calidad Q

Valores del factor de calidad Q son medidos en los datos de sismica adquiridos. En la figura 3.7 se observa que las trazas más cercanas a las fuentes, en un radio de 16 metros presentan saturación, lo cual es un impedimento para el cálculo adecuado de Q . Razón por la cual es necesario editar los datos con el fin de tomar como referencia, en la aplicación del método del cociente espectral, la traza que se encuentra a una distancia de 20 metros de la fuente.

Escogida la traza de referencia, es necesario identificar correctamente el tiempo en el que empieza a ocurrir el primer evento para cada una de las trazas, el cual corresponde a la onda compresional directa. También, es necesario saber la duración máxima de dicho evento con el fin de separarlo de los siguientes y obtener de esta manera la información necesaria para el cálculo de la atenuación (ver figura 3.8).

Finalmente, se aplica el método del cociente espectral (dado por la expresión 3.7) entre

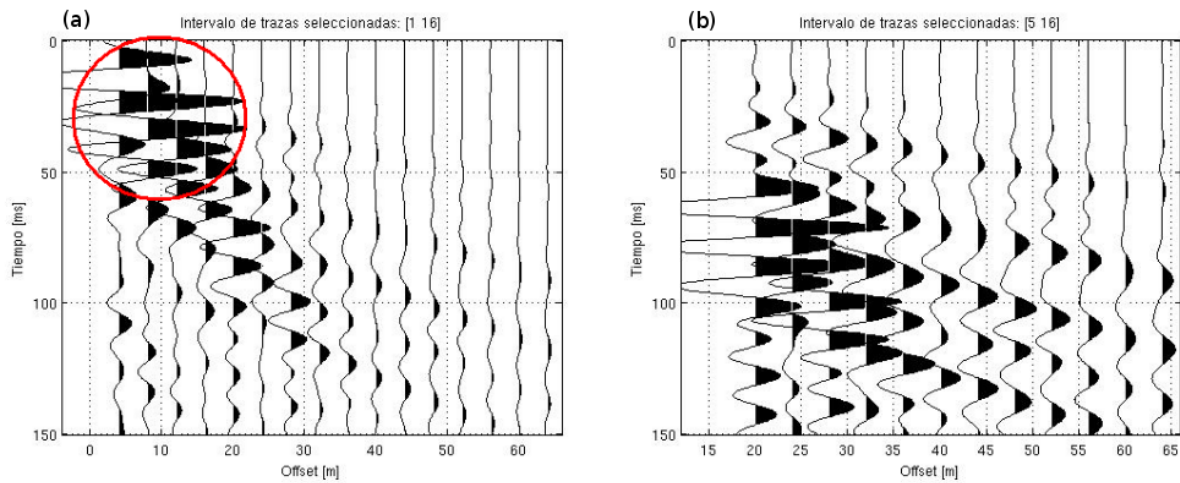


Figura 3.7: (a) El círculo rojo muestra la saturación en las primeras trazas. (b) Datos sin tener en cuenta las trazas saturadas.

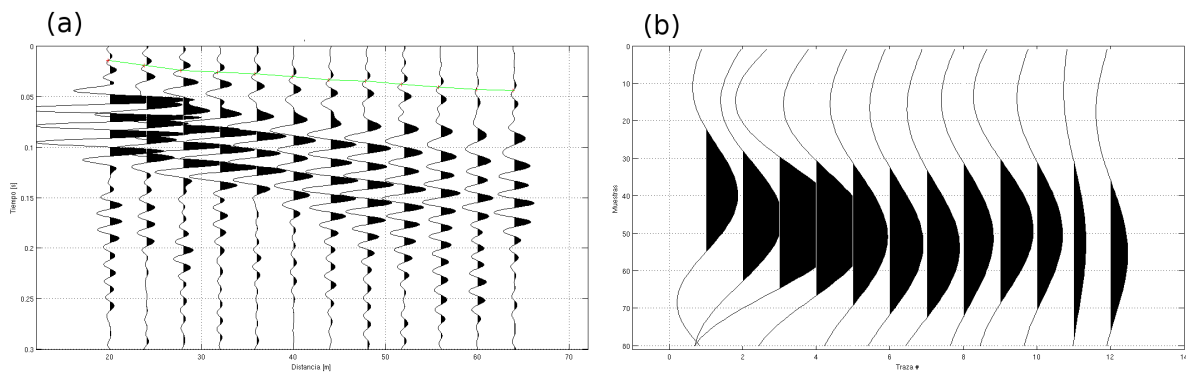


Figura 3.8: Delimitación del evento de interés. (a) Picado del tiempo donde empieza a ocurrir el evento (línea verde). (b) Separación de las ondículas principales correspondientes a dicho evento. El efecto de la atenuación es observado por la disminución de la amplitud y el corrimiento de las trazas hacia las bajas frecuencias.

las amplitudes de Fourier de la traza de referencia a 20 metros y la traza a comparar a una distancia mayor. En la figura 3.9a se observa que este cociente no es lineal. Sin embargo, asumiendo que la atenuación es constante dentro del rango de frecuencias sísmicas (hasta máximo 100Hz), lo que implicaría a su vez que la diferencia entre los

espectros de amplitudes de las ondículas no debe ser muy significativo (ver figura 3.9b), este cociente espectral puede ser linealizado. Como se mencionaba anteriormente, la pendiente de esta linealización permite obtener los valores del factor de calidad Q . Estos cálculos fueron realizados sobre cada una de las 24 líneas adquiridas.

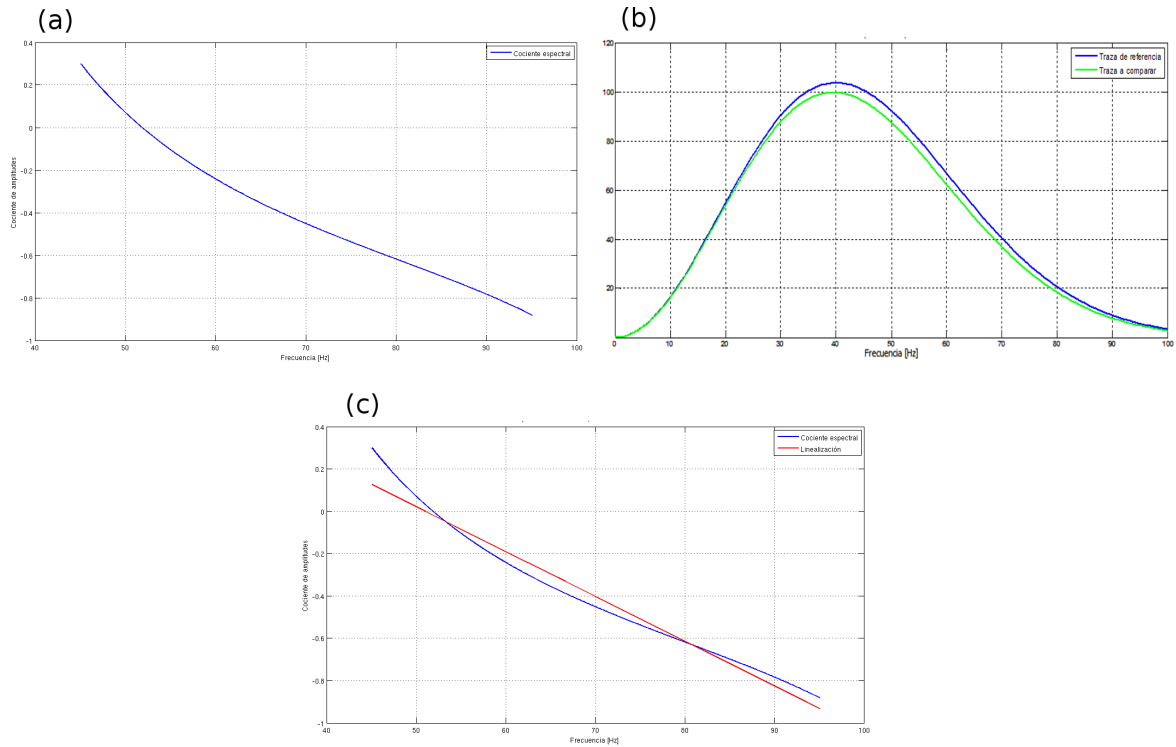
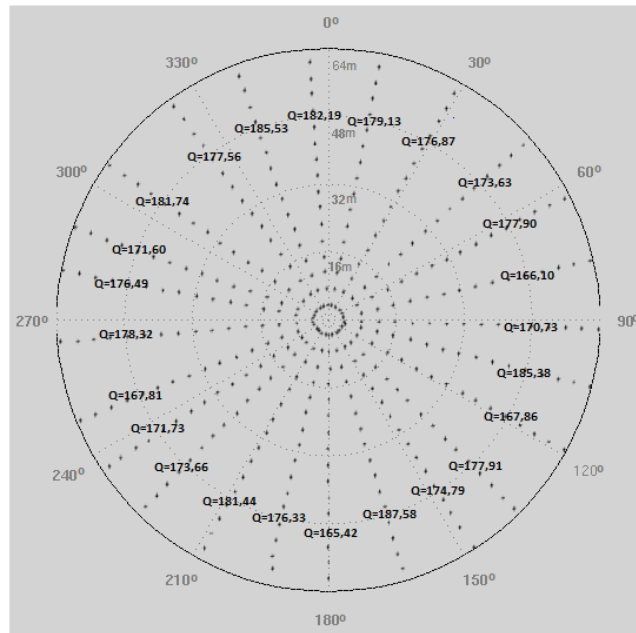


Figura 3.9: Ejemplo de la aplicación del método del cociente espectral. (a) Cociente espectral con un intervalo de confianza de 50Hz. (b) Diferencia del espectro de amplitudes entre la traza de referencia y la traza a comparar. (c) Cociente espectral (línea azul) y linealización (línea roja).

Los valores promedios obtenidos de Q para cada una de las líneas se muestran en la figura 3.10 y en las tablas 3.1 y 3.2; en estas últimas se especifica el acimut de cada una de las líneas y los coeficientes de correlación promedio de la linealización del cociente espectral. Estos resultados muestran que para cada tipo de fuente usado, no se observa ninguna variación acimutal de este parámetro que pueda estar relacionada con

el fracturamiento del área de estudio. Lo anterior puede ser causado por las propiedades físicas de las fracturas, las cuales se encuentran inmersas en una roca de alta rigidez, con pocos espacios vacíos y muy poca apertura (del orden de milímetros a centímetros). Además, estas rocas no presentan ningún tipo de fluidos saturante. Al contrario, se evidenció casos donde las fracturas se encontraban rellenas con material sólido como la calcita. Estas características de las fracturas en el afloramiento son semejantes a las mostradas en el ejemplo teórico de la sección 1.2.1 para el caso donde las fracturas están rellenas con un material hipotético de alta rigidez, no observándose ninguna variación acimutal de la atenuación de la onda compresional para este caso (ver figura 1.3). El valor promedio obtenido de Q usando el martillo como fuente es de $Q_{prom} = 175,87 \pm 6,13$ y en el caso de la pólvora es de $Q_{prom} = 174,57 \pm 6,71$. Estos resultados para Q_{prom} son coherentes con el rango de los valores típicos de Q para rocas sedimentarias encontrados en la literatura, entre $Q = 20$ y $Q = 200$ (Guerrero, 2006).

(a)



(b)

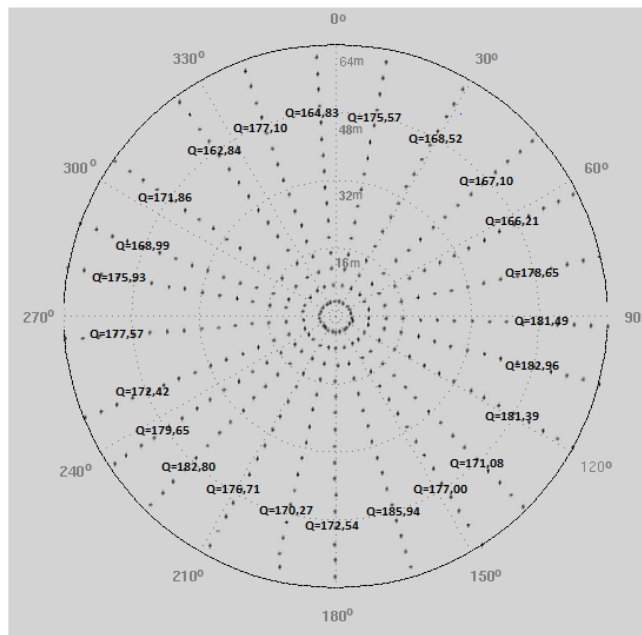


Figura 3.10: Valores promedio obtenidos de Q para diferentes acimuts. (a) Resultados obtenidos usando el martillo como fuente. (b) Resultado obtenido usando pólvora como fuente.

Linea	Acimut (Grados)	Q_{prom}	Correlación Promedio
1	11	179,13	0,99
2	28	176,87	0,83
3	47	173,63	0,96
4	62	177,90	0,97
5	76	166,10	0,91
6	92	170,73	0,92
7	104	185,38	0,96
8	119	167,86	0,81
9	136	177,71	0,93
10	148	174,79	0,80
11	164	187,58	0,97
12	180	165,42	0,78
13	194	176,33	0,86
14	209	181,44	0,94
15	225	173,66	0,89
16	236	171,73	0,87
17	248	167,81	0,90
18	265	178,32	0,87
19	281	176,49	0,99
20	290	171,60	0,98
21	307	181,74	0,92
22	325	177,56	0,95
23	340	185,53	0,92
24	355	182,19	0,94

Tabla 3.1: Valores de Q_{prom} obtenidos para cada una de las líneas utilizando el martillo como fuente.

Linea	Acimut (Grados)	Q_{prom}	Correlación Promedio
1	11	175,57	0,85
2	28	168,52	0,89
3	47	167,10	0,89
4	62	166,21	0,97
5	76	178,65	0,85
6	92	181,49	0,87
7	104	182,96	0,88
8	119	181,39	0,97
9	136	171,08	0,98
10	148	177,00	0,95
11	164	185,94	0,89
12	180	172,54	0,84
13	194	170,27	0,89
14	209	176,71	0,88
15	225	182,80	0,82
16	236	179,65	0,79
17	248	172,42	0,95
18	265	177,57	0,98
19	281	175,93	0,91
20	290	168,99	0,90
21	307	171,86	0,84
22	325	162,84	0,83
23	340	177,10	0,88
24	355	164,83	0,79

Tabla 3.2: Valores de Q_{prom} obtenidos para cada una de las líneas utilizando la pólvora como fuente.

Capítulo **4**

CONCLUSIONES

- Al considerar un modelo de un medio HTI inducido por la presencia de un sistema de fracturas verticales alineadas e inmersas en una roca isótropa, se observa que la velocidad de propagación de la onda compresional es menor a lo largo del eje de simetría (perpendicular a la orientación de las fracturas) y mayor en el plano de isotropía (paralelo a las fracturas). La diferencia entre los valores máximos y mínimos de la curva de velocidad versus acimut, mostrada en la figura 1.2, aumenta al aumentar el ángulo de incidencia, incrementando de esta manera el grado de anisotropía acimutal. Sin embargo, para el caso de incidencia vertical, no se observa ninguna variación acimutal de la velocidad. También, se puede evidenciar que la velocidad de propagación aumenta (más no considerablemente) al aumentar la rigidez efectiva del medio. Esto último se observa al comparar los casos donde las fracturas están saturadas con petróleo y salmuera, o rellenas con un material hipotético con una alta rigidez; siendo mayor la velocidad para el caso del material hipotético y menor para el caso del petróleo, el cual presenta un módulo volumétrico menor al de la salmuera.
- En los resultados obtenidos de la velocidad de propagación de la onda compresional directa a partir de regresión lineal sobre los datos de sísmica somera ad-

quiridos en Suesca-Cundinamarca, se observa que la velocidad es mayor paralela a la orientación del sistema principal de fracturas presentes en el afloramiento, y menor perpendicular a esta. A partir de estos resultados también se logra estimar el grado de anisotropía inducido por las fracturas presentes en el afloramiento, siendo de $\varepsilon = 20,02\%$ y $\varepsilon = 26,95\%$ usando el martillo y la pólvora como fuente sísmica, respectivamente.

- Al considerar un modelo de un medio disipativo HTI inducido por la presencia de fracturas verticales alineadas, saturadas con algún tipo de fluido e inmersas en una roca isótropa, se observa que la atenuación de la onda compresional es más fuerte a lo largo del eje de simetría (perpendicular a la orientación de las fracturas) y más débil en el plano de isotropía (paralelo a las fracturas). Para el caso donde las fracturas en dicho modelo se encuentran rellenas con un material de alta rigidez y viscosidad (similar a un sólido), no se observa ninguna variación acimutal de la atenuación. Por lo tanto, sólo se puede evidenciar la anisotropía en la atenuación debido a la presencia de fracturas cuando estas se encuentran saturadas con algún tipo de fluido. También, se observa que la atenuación es mayor en el caso donde las fracturas se encuentran saturadas con salmuera con respecto al caso donde las fracturas se encuentran saturadas con petróleo. De esto se puede concluir, que la atenuación también permite discriminar el tipo de fluido presente en las fracturas. Por último, la diferencia entre los valores máximos y mínimos de la curva de atenuación versus el acimut, mostrada en la figura 1.3, aumenta al aumentar el ángulo de incidencia, incrementando de esta manera el grado de anisotropía acimutal. Para el caso de incidencia vertical, no se observa ninguna variación acimutal de la atenuación.
- Los valores obtenidos de Q (parámetro relacionado con la atenuación) a partir del método del cociente espectral, sobre los datos de sísmica somera adquiridos en Suesca-Cundinamarca están dentro del rango de $Q_{prom} = 176,22 \pm 6,11$ usando el martillo como fuente y de $Q_{prom} = 174,57 \pm 6,71$ en el caso de la pólvora. En estos

valores, obtenidos para diferentes posiciones acimutales, no se observa ninguna variación acimutal de Q que esté influenciada por las fracturas presentes en el afloramiento. Esto puede ser atribuido a que la sensibilidad de este parámetro, de acuerdo al modelo de un medio disipativo HTI, depende principalmente de la presencia de fluidos dentro de las fracturas y en este caso de estudio, las fracturas en el afloramiento están inmersas en una roca con una alta rigidez y carecen de la presencia de fluidos.

- Al comparar el comportamiento de la velocidad y la atenuación de la onda compresional en un medio fracturado HTI se puede concluir que el análisis acimutal de la atenuación es de mayor potencialidad que el análisis de velocidades si las fracturas se encuentran saturadas con algún tipo de fluido. Esto debido a que la atenuación es más sensible al fluido presente. Por lo tanto, en este caso el factor de calidad Q sería un mejor indicador del contenido y tipo de fluidos que el análisis de velocidades de propagación.
- Los análisis teóricos y experimentales realizados en este trabajo también permiten concluir que la anisotropía acimutal evidenciada en los datos de sísmica compresional como velocidad de propagación y atenuación, es influenciada por la presencia y orientación de las fracturas en el medio en el cual se propaga la onda sísmica.

REFERENCIAS

- [1] Bakulin, A., Grechka, V., y Tsvankin, I., 2000, Estimation of fracture parameters from reflection seismic data - Parte I: HTI model due to a single fracture set: *Geophysics*, **65**, 1788-1802.
- [2] Carcione, J. M., 2000, A model for seismic velocity and attenuation in petroleum source rocks: *Geophysics*, **65**, 1080-1092.
- [3] Chichinina, T., Sabinin, V., y Ronquillo-Jarillo, G., 2006, QVOA analysis P-wave attenuation anisotropy for fracture characterization: *Geophysics*, **71**, C37-C48.
- [4] Contreras, P., Grechka, V., y Tsvankin, I., 1999, Moveout inversion of P-wave data for horizontal transverse isotropy: *Geophysics*, **64**, 1219-1229.
- [5] Florez, J. M., 2000, Fracture distribution in a core-faulted anticline: Stanford Rock Fracture Project, **11**.
- [6] Guerrero, C., 2006, Fracture induced seismic wavespeed and attenuation anisotropy in hydrocarbon exploration: Ph.D. Thesis, The university of Leeds.
- [7] Hernández, E. E., 2009, Implementación y evaluación de técnicas de tratamiento de señales en el modelamiento y cálculo de atenuación en la propagación de ondas sísmicas: Tesis, Universidad Industrial de Santander.
- [8] Hudson, J.A., 1980. Overall properties of a cracked solid. *Mac. Proc. Camb. Phil. Soc*, **88**, 371-384.

-
- [9] Hudson, J.A., 1981. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. *Geophysics. J. R. astr. Soc.*, **64**, 133-150.
- [10] Hudson, J. A., Liu, E., y Crampin, S., 1996, The mechanical properties of materials with interconnected cracks and pores: *Geophysical Journal International*, **124**, 105-112.
- [11] Liu, Y., 2003, Analysis of P-wave Reflection Data for Azimuthally Anisotropy. Thesis: Edinburgh Anisotropy Project (EAP).
- [12] Lu, C., Wang, D., Johns, M., Murray, T., Heney, S., DeGraff, J., y Gomez, L., 2009, A field study of azimuthal seismic anisotropy in fractured carbonates at Canyon Lake, central Texas: *The Leading Edge*, 1322-1332.
- [13] Mallick, S., Craft, K. L. J., Meister, L. J., y Chambers, R. E., 1996, Computation of principal directions of azimuthal anisotropy from P-wave seismic data: 66th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstract, 1862-1865.
- [14] Mavko, G., Mukerji, T., y Dvorkin, J., 2003, *The rock physics handbook, tools for seismic analysis in porous media*: Cambridge University Press.
- [15] Mosquera, J. C., 2003, Evaluación de la sísmica de 3-componentes en el anticlinal de Suesca, Cundinamarca, Colombia: Tesis, Universidad Nacional de Colombia.
- [16] Norris, A. N., 1993, Low-frequency dispersion and attenuation in partially saturated rocks: *J. Acoust. Soc. Am.*, **94**, 359-370.
- [17] Schoenberg, M., y Douma, J., 1988, Elastic wave propagation in media with parallel fractures and aligned cracks: *Geophys. Prosp.*, **36**, 570-591.
- [18] Schoenberg, M., y Sayer, C. M., 1995, Seismic anisotropy of fractured rock: *Geophysics*, **60**, 204-211.
- [19] Thomsen, L., 1986, Weak elastic anisotropy: *Geophysics*, **51**, 1954-1966.

-
- [20] Tsvankin, I., 1997, Reflection moveout and parameter estimation for horizontal transverse isotropy: *Geophysics*, **62**, 614-629.
- [21] Tsvankin, I., 2005, *Seismic signatures and analysis of reflection data in anisotropic media*. Vol 1, Elsevier.
- [22] Toksöz, M. N., Johnston, D. H., y Timur, A., 1979, Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: I. Laboratory measurements: *Geophysics* **44**, 681-690.