

**IMPLEMENTACIÓN Y EVALUACIÓN DE TÉCNICAS DE TRATAMIENTO DE  
SEÑALES EN EL MODELAMIENTO Y CÁLCULO DE ATENUACIÓN EN LA  
PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS**



**ELKYN ENRIQUE HERNANDEZ SANABRIA**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER**

**FACULTAD DE INGENIERÍAS FISICO-MECANICAS**

**ESCUELA DE INGENIERÍAS ELÉCTRICA, ELECTRÓNICA Y  
TELECOMUNICACIONES**

**BUCARAMANGA**

**2009**

**IMPLEMENTACIÓN Y EVALUACIÓN DE TÉCNICAS DE TRATAMIENTO DE  
SEÑALES EN EL MODELAMIENTO Y CÁLCULO DE ATENUACIÓN EN LA  
PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS**

**ELKYN ENRIQUE HERNANDEZ SANABRIA**

**Trabajo de grado presentado como requisito para optar al título de:  
Ingeniero Electrónico**

**Director  
M.Sc. CÉSAR ANTONIO DUARTE GUALDRÓN  
Magister en Potencia Eléctrica**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISICO-MECANICAS  
ESCUELA DE INGENIERÍAS ELÉCTRICA, ELECTRÓNICA Y  
TELECOMUNICACIONES  
BUCARAMANGA**

**2009**

## **AGRADECIMIENTOS**

Expreso mi gratitud a todas aquellas entidades y personas que hicieron posible llevar a feliz término este trabajo, en especial a:

La Universidad Industrial de Santander y el Instituto Colombiano del Petróleo, por su esfuerzo y trabajo conjunto en la instauración y sostenimiento de los grupos de investigación del convenio ICP-UIS.

Mis directores César Duarte, Yaqueline Figueredo y Jorge Monsegny, por su ayuda y consejos brindados. Me siento profundamente honrado de haber trabajado junto a ustedes en el desarrollo de este proyecto.

Y finalmente a William Agudelo, Saúl Guevara, Andrés Calle, Carlos Piedrahita, Frank Gómez, German Ojeda y todos los profesionales que he conocido a través del grupo PetroSísmica del ICP. Aprender de su trabajo ha sido una de las experiencias de crecimiento profesional más enriquecedoras que he podido tener.

## DEDICATORIA

*A esa gran fuerza creadora que muchos llamamos Dios. Por alguna razón me permitió el privilegio de estar vivo, y de haber estado rodeado siempre de todas aquellas cosas que he necesitado para ser feliz. Este trabajo es sólo una pequeña ofrenda en agradecimiento por esa maravillosa oportunidad que me fue brindada.*

*A ti mamá. Toda cosa que te diga se queda corta a la hora de expresarte mi gratitud por haber depositado en mí todo ese amor y confianza que sólo alguien como tú puede darme. Gracias por enseñarme a ser como tú. Hoy que finalizo esta etapa de mi vida, sólo me queda decirte que...  
¡Ahora sí que comienza lo bueno mi viejita!*

*A mi hermosísima abuela Evelina, y mis bellas mujeres Gloria, Virginia, Vanessa, Cinthya y Paula.  
Ustedes hacen que siempre tenga un motivo para volver a casa.*

*A mi tío Enrique, por tu cariño y ejemplo. A mi tía Ceci, por ser un símbolo de humildad y alegría.  
A mi tía Elvia, por ser siempre incondicional. A mi tío Rafa, por tu generosidad al tenderme la mano cuando lo necesité. A mi tío Carlos, por tus valiosos consejos, y a mi tío Gustavo, por acogerme como uno más de tu familia. Por supuesto, mi agradecimiento se hace extensivo a todas sus familias.*

*A Martha, por haber sido durante todo este tiempo, el hombro en el cual he podido apoyarme en mis malos momentos. Gracias por hacerme siempre ver más allá de lo aparente, y por enseñarme a ser una mejor persona.*

*A mis grandes amigos Carlos Miguel, Romy, Camilo, Gabo, Ricardo, Ester, Oscar, Vianey y todos los que no nombro simplemente porque no alcanzo. Gracias por ser como son, por ser tan valiosos.  
Al “boyaco-man” Carlos Pérez, por motivarme a iniciarme como investigador.*

*A mis amigos y compañeros de la U (no alcanzo a nombrarlos a todos, ustedes me entenderán), a doña Blanca, a mis amigos del grupo PetroSísmica y la gente del “Edi”. Gracias por haber hecho que esta etapa de mi vida que hoy culmina, haya sido sin duda la mejor.*

*“Que maravilloso sería que todas nuestras vidas, fueran una ofrenda a la vida misma”*

**Elkyn Enrique Hernández Sanabria**

## TABLA DE CONTENIDO

	Pág.
<b>INTRODUCCIÓN.</b>	<b>1</b>
<b>1. EL MÉTODO SÍSMICO Y SU IMPORTANCIA EN LA EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS</b>	<b>4</b>
1.1 GENERALIDADES DEL MÉTODO SÍSMICO	4
1.2 SÍSMICA DE REFLEXIÓN	5
1.3 SÍSMICA DE REFRACCIÓN	6
1.4 SÍSMICA “BOREHOLE”	7
1.5 TIPOS DE ONDAS SÍSMICAS	9
1.5.1 Ondas de cuerpo	9
1.5.2 Ondas superficiales	11
1.6 ADQUISICIÓN DE DATOS SÍSMICOS	12
1.7 PROCESAMIENTO DE DATOS SÍSMICOS	15
1.8 INTERPRETACIÓN DE DATOS SÍSMICOS	18
<b>2. LA ATENUACIÓN DE ENERGÍA EN LA PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS</b>	<b>19</b>
2.1 NOCIONES BÁSICAS DE LA TEORÍA VISCOELÁSTICA DE LOS MATERIALES	19
2.1.1 Fluencia y Relajación.	20
2.2 DESARROLLO MATEMÁTICO DE LAS RELACIONES DE ESFUERZO – DEFORMACIÓN DE LOS SÓLIDOS VISCOELÁSTICOS LINEALES, Y DEFINICIONES BÁSICAS	22
2.3 Q EN LA PROPAGACIÓN DE ONDA SÍSMICA	26
2.4 EFECTOS DE LA ABSORCIÓN DE ENERGÍA SOBRE LOS DATOS SÍSMICOS	29
2.5 IMPORTANCIA DE Q COMO ATRIBUTO SÍSMICO	32
2.6 VALORES TÍPICOS DE Q PARA VARIOS MATERIALES	33
<b>3. CÁLCULO DE Q A PARTIR DE DATOS UPHOLE</b>	<b>35</b>

3.1	MÉTODO DEL COCIENTE ESPECTRAL	36
3.2	IMPLEMENTACIÓN COMPUTACIONAL DEL ALGORITMO DE CÁLCULO DE Q PARA DATOS UPHOLE	38
3.2.1	Carga de datos	40
3.2.2	Selección de intervalo de trazas	40
3.2.3	Filtrado Pasa-Banda	40
3.2.4	Selección (picado) de primeros arribos	43
3.2.5	Separación de ondículas principales	44
3.2.6	Aplicación del método de radio espectral y cálculo de Q	44
3.2.7	Análisis opcional: cotejo con el análisis de velocidades	47
3.2.8	Exportar resultados	48
<b>4.</b>	<b>MODELADO DE SISMOGRAMAS DE REFLEXIÓN CON PRESENCIA DE ATENUACIÓN</b>	<b>49</b>
4.1	ORGANIZACIÓN DE DATOS SÍSMICOS DE CAMPO Y SISMOGRAMAS CMP	50
4.2	PROCESO DE MODELADO	53
4.2.1	Ingreso de parámetros	54
4.2.2	Cálculo de tiempos de move-out	55
4.2.3	Simulación de la propagación de la ondícula fuente	60
4.2.4	Construcción de series de reflectividad y convolución con la fuente	62
4.2.5	Conversión a formato SEG-Y (.sgy).	63
<b>5.</b>	<b>DETERMINACIÓN DE Q A PARTIR DE SISMOGRAMAS CMP</b>	<b>64</b>
5.1	LA ONDÍCULA RICKER	65
5.1.1	Teoría de las ondículas Ricker	65
5.1.2	Aproximación de gran rango	67
5.1.3	Ventajas de la utilización de la ondícula Ricker en sísmica	68
5.2	FUNDAMENTOS DEL ALGORITMO ZHANG-ULRYCH	69
5.2.1	Caso de una capa	69
5.2.2	Caso de múltiples capas	71

5.3 IMPLEMENTACIÓN COMPUTACIONAL DEL ALGORITMO ZHANG- ULRYCH	73
5.3.1 Carga de datos CMP	75
5.3.2 Filtrado Pasa-Banda	75
5.3.3 Picado de eventos de reflexión	75
5.3.4 Separación de ondículas	77
5.3.5 Análisis de espesores y velocidades	78
5.3.6 Determinación de frecuencias pico y calculo de Q	85
5.3.7 Exportar resultados	92
<b>6. RESULTADOS DE LOS ALGORITMOS CON DATOS SINTÉTICOS Y REALES</b>	<b>93</b>
6.1 PRUEBAS DEL ALGORÍTMO PARA DATOS UPHOLE	93
6.1.1 Resultados preliminares con datos sintéticos	93
6.1.2 Aplicación a datos reales: Pozo Uphole “Uribante”	96
6.2 PRUEBAS DEL ALGORÍTMO PARA DATOS CMP	109
6.2.1 Verificación con datos sintéticos	109
6.2.2 Aplicación a datos reales	114
6.3 PRUEBAS VARIAS DE LOS ALGORITMOS	121
6.3.1 Comparación de rapidez entre rutinas FFT Y DFT para el cálculo de frecuencias pico	121
6.3.2 Análisis experimental de error en el cálculo de Q para datos CMP	122
<b>7. OBSEVACIONES, CONCLUSIONES, RECOMENDACIONES Y TRABAJO FUTURO</b>	<b>125</b>
7.1 OBSERVACIONES	125
7.2 CONCLUSIONES	126
7.2 RECOMENDACIONES	129
7.3 TRABAJO FUTURO	130
<b>8. BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>131</b>

## LISTA DE FIGURAS

	<b>Pág.</b>
<b>Figura 1.</b> Reflexiones en tiempo (a) y en profundidad (b).	<b>6</b>
<b>Figura 2.</b> Representación esquemática del método de refracción.	<b>7</b>
<b>Figura 3.</b> Representación esquemática de un estudio sísmico Uphole.	<b>8</b>
<b>Figura 4.</b> Movimiento de partículas para una misma dirección de propagación. (a) Onda Primaria "P". (b) Onda Secundaria Vertical "SV". (c) Onda Secundaria Horizontal "SH".	<b>10</b>
<b>Figura 5.</b> Movimiento de partículas y velocidades de los diferentes tipos de ondas sísmicas.	<b>11</b>
<b>Figura 6.</b> (a) Ondas sísmicas radiando de una fuente a un receptor. (b) Traza sísmica que registra el movimiento del suelo en el receptor, como función del tiempo de viaje desde la fuente al receptor.	<b>12</b>
<b>Figura 7.</b> Esquema de adquisición sísmica de reflexión.	<b>15</b>
<b>Figura 8.</b> Flujo operativo de procesamiento sísmico.	<b>17</b>
<b>Figura 9.</b> Imagen de una línea sísmica adquirida en un área exploratoria en Colombia, visualizada mediante el software SEISEE (Nombre de la línea restringido por ECOPETROL).	<b>17</b>
<b>Figura 10.</b> Imagen sísmica con varias estructuras interpretadas.	<b>18</b>
<b>Figura 11.</b> Ilustración de los fenómenos de fluencia (a) y relajación (b).	<b>21</b>
<b>Figura 12.</b> Cambio en la forma de onda de la firma de fuente sísmica.	<b>29</b>
<b>Figura 13.</b> (a) Sismograma sintético con un evento de reflexión en un medio con atenuación intrínseca. (b) Espectro de amplitudes de las trazas 0, 1, 11 y 21.	<b>30</b>
<b>Figura 14.</b> Convolución de ondículas fuente con distintas series de reflectividad de las capas terrestres. (a) Discriminación correcta de capas. (b) Solapamiento en la traza resultante debido a la poca separación de las capas con respecto a la duración de la fuente. (c) Solapamiento en la traza resultante debido a la duración excesiva de la fuente con respecto a la separación de capas.	<b>31</b>

<b>Figura 15.</b>	Gráfica de atenuación acumulativa contra profundidad.	<b>38</b>
<b>Figura 16.</b>	Diagrama de flujo propuesto para la implementación computacional del método del cociente espectral.	<b>39</b>
<b>Figura 17.</b>	Pantallazo de la ventana de picado de primeros arribos.	<b>43</b>
<b>Figura 18.</b>	Ondículas principales separadas, en este caso con duración máxima de 23 ms.	<b>44</b>
<b>Figura 19.</b>	(a) Ondículas con ancho de banda similar. (b) Gráfica de cociente espectral en todo el ancho de banda de las ondículas en (a).	<b>45</b>
<b>Figura 20.</b>	Cociente espectral de las ondículas de la figura 18a con límites de confianza entre 20 y 60 Hertzios.	<b>46</b>
<b>Figura 21.</b>	Análisis de velocidades y columna litológica de un pozo uphole	<b>47</b>
<b>Figura 22.</b>	Diagrama de flujo general propuesto para la herramienta de modelado de sismogramas CMP con presencia de atenuación.	<b>50</b>
<b>Figura 23.</b>	(a) Trazado de rayos para un CSG con la fuente ubicada en 3000 metros. (b) Sismograma para el disparo mostrado en (a).	<b>51</b>
<b>Figura 24.</b>	Definición del punto medio entre fuente y receptor.	<b>52</b>
<b>Figura 25.</b>	Trazado de rayos para un CMP ubicado en 2000 metros. (b) Sismograma CMP para los datos en (a).	<b>53</b>
<b>Figura 26.</b>	Modelo de 4 estratos horizontales con diferentes espesores y velocidades.	<b>54</b>
<b>Figura 27.</b>	Distancias en un modelo de subsuelo con un reflector plano.	<b>55</b>
<b>Figura 28.</b>	Curva NMO para un reflector horizontal de 300 metros de espesor y velocidad de 1500 m/s.	<b>56</b>
<b>Figura 29.</b>	Distancias en un modelo de estratos de dos reflectores planos.	<b>57</b>
<b>Figura 30.</b>	Tiempos de Normal Move-Out modelados para el modelo de estratos de la figura 26.	<b>60</b>
<b>Figura 31.</b>	Frecuencias pico (a) y amplitudes (b) contra offset al propagar una ondícula Ricker de 60Hz en el medio de la figura 26.	<b>62</b>
<b>Figura 32.</b>	Sismograma sintético CMP generado siguiendo el procedimiento mostrado en la figura 22.	<b>63</b>
<b>Figura 33.</b>	Ejemplo de implementación del algoritmo Zhang-Ulrych en datos sintéticos. (b) Q modelados. (c) Q computados.	<b>73</b>

<b>Figura 34.</b>	Diagrama de flujo general propuesto para la herramienta de cálculo de Q para sismogramas CMP.	<b>74</b>
<b>Figura 35.</b>	Ventana de picado de eventos de reflexión para datos CMP, tomando 10 puntos por reflexión.	<b>76</b>
<b>Figura 36.</b>	Comparación entre tiempos de evento picados y corregidos para un intervalo de la segunda reflexión en la figura 34.	<b>76</b>
<b>Figura 37.</b>	Efecto de una inadecuada selección de la ventana de búsqueda en la corrección de tiempos de evento.	<b>77</b>
<b>Figura 38.</b>	Separación de ondículas de la reflexión 1 del sismograma ejemplo con ventana de muestras inicial de 40 (2*20) muestras y ventana de muestras final de 50 (2*25) muestras.	<b>78</b>
<b>Figura 39.</b>	Sismograma CMP con corrección NMO dentro de un rango de velocidades NMO desde 1300 hasta 2700 m/s con pasos de 200 m/s.	<b>80</b>
<b>Figura 40.</b>	Espectro de velocidades RMS para sismograma ejemplo, con velocidades NMO desde 1250 hasta 2500 m/s, con pasos de 25 m/s, utilizando la semblanza como medida de coherencia.	<b>81</b>
<b>Figura 41.</b>	Modelo de capas horizontales construido con los espesores y velocidades hallados con el procedimiento descrito en este numeral.	<b>83</b>
<b>Figura 42.</b>	Comparación entre tiempos de reflexión modelados y computados (líneas de colores).	<b>84</b>
<b>Figura 43.</b>	Ondículas Ricker de $f_p=60\text{Hz}$ y frecuencias de muestreo de (a) 360Hz, (b) 1kHz y (c) 10kHz con sus respectivos espectros de amplitudes en (b), (d) y (f) calculados mediante la FFT de MATLAB en intervalos de frecuencia positivos.	<b>86</b>
<b>Figura 44.</b>	Espectro de amplitudes dentro del intervalo 55 a 65 Hz para FFT de (b) $2^8$ , (c) $2^{12}$ y (d) $2^{16}$ elementos, para una ondícula Ricker de $f_p=60\text{Hz}$ y frecuencia de muestreo de 1kHz mostrada en (a).	<b>87</b>
<b>Figura 45.</b>	Aplicación del algoritmo de cálculo de frecuencias pico con 3 iteraciones en una ondícula Ricker con $f_p=60\text{Hz}$ y frecuencia de muestreo de 1kHz	<b>88</b>
<b>Figura 46.</b>	Comparación entre frecuencias pico computadas (en azul) y corregidas (en rojo) usando regresión polinomial de quinto grado.	<b>89</b>

<b>Figura 47.</b>	Comparación entre frecuencias pico computadas (en azul) y corregidas (en rojo) usando regresión polinomial de segundo grado.	<b>90</b>
<b>Figura 48.</b>	Cálculo de Q para el sismograma ejemplo utilizando (a) 85 trazas y (b) 75 trazas.	<b>92</b>
<b>Figura 49.</b>	Ondículas sintéticas creadas sobre un mismo eje de tiempo, siendo las azules, rojas y verdes las correspondientes al primer, segundo y tercer intervalo.	<b>94</b>
<b>Figura 50.</b>	Espectros de amplitud de las ondículas de prueba.	<b>94</b>
<b>Figura 51.</b>	Gráfica de $B_z$ contra offset, para los datos de prueba.	<b>95</b>
<b>Figura 52.</b>	Proceso de perforación del pozo Uphole "Uribante".	<b>97</b>
<b>Figura 53.</b>	Vista de planta (superior) del pozo Uphole.	<b>97</b>
<b>Figura 54.</b>	Vista lateral del pozo Uphole.	<b>98</b>
<b>Figura 55.</b>	Grabaciones uphole para los canales (a) 13, (b) 18 y (c) 24.	<b>99</b>
<b>Figura 56.</b>	Espectro de amplitudes de la traza de referencia (# 9) del intervalo seleccionado del canal 14.	<b>102</b>
<b>Figura 57.</b>	Comparación entre trazas no filtradas (en negro) y filtradas (en rojo) de las trazas seleccionadas del canal 14.	<b>102</b>
<b>Figura 58.</b>	(a) Picado de tiempos de arribo para el intervalo seleccionado del canal 14. (b) Separación de ondículas principales utilizando una ventana de tiempo de 23ms.	<b>103</b>
<b>Figura 59.</b>	Gráficas de relación espectral para las trazas del intervalo seleccionado del canal 14.	<b>104</b>
<b>Figura 60.</b>	Gráfica de atenuación acumulativa contra offset en el intervalo seleccionado.	<b>105</b>
<b>Figura 61.</b>	Gráfica de Q contra offset en el intervalo seleccionado.	<b>105</b>
<b>Figura 62.</b>	Gráfica de profundidad contra tiempo, promediando los tiempos picados para todos los canales grabados en el pozo uphole "Uribante".	<b>107</b>
<b>Figura 63.</b>	Modelo de capas y sismograma sintético CMP de prueba.	<b>110</b>

<b>Figura 64.</b>	Resumen del proceso de cálculo de Q para los datos de prueba. (a) Picado de eventos de reflexión. (b) Detalle de la corrección de tiempos de reflexión en el cruce las reflexiones de las capas 1 y 2 utilizando 15 muestras como ventana de selección de máximos. (c) Separación de las 10 primeras trazas de la reflexión de la capa 5. (d) Comparación entre las frecuencias pico halladas (en azul) y corregidas utilizando regresión polinomial de cuarto grado (en rojo). (e) Selección de velocidades rms. (f) Gráfica de factor de calidad contra offset.	<b>112</b>
<b>Figura 65.</b>	Intervalo de offsets y tiempos seleccionados para la prueba.	<b>114</b>
<b>Figura 66.</b>	(a) Ondícula de reflexión de la primera traza. (b) Espectro de amplitud de (a). (c) Ondícula de reflexión de la última traza. (d) Espectro de amplitud de (c).	<b>116</b>
<b>Figura 67.</b>	(a) Espectro de velocidades de los datos reales. (b) Comparación entre los tiempos de reflexión reales y los modelados utilizando la aproximación hiperbólica.	<b>117</b>
<b>Figura 68.</b>	Comparación entre frecuencias pico computadas (en azul) y corregidas (en rojo).	<b>118</b>
<b>Figura 69.</b>	Gráfica de factor de calidad Q contra offset para los datos seleccionados.	<b>119</b>
<b>Figura 70.</b>	Sismograma CMP del bloque exploratorio Catalina, en Colombia.	<b>120</b>
<b>Figura 71.</b>	Proceso de cálculo de Q para el sismograma de la figura 70.	<b>121</b>

## LISTA DE TABLAS

		<b>Pág.</b>
<b>Tabla 1.</b>	Valores experimentales de factores de calidad Q y velocidades de propagación en una variedad de materiales	<b>34</b>
<b>Tabla 2.</b>	Comparación de filtros IIR y FIR.	<b>42</b>
<b>Tabla 3.</b>	Comparación entre los valores modelados y computados de los modelos mostrados en las figuras 26 (modelado) y 41 (computado).	<b>84</b>
<b>Tabla 4.</b>	Comparación de valores de Q modelados y computados para el sismograma CMP ejemplo.	<b>91</b>
<b>Tabla 5.</b>	Comparación entre $K_z$ modelados y computados para los datos de prueba.	<b>96</b>
<b>Tabla 6.</b>	Valores de $B_z$ , Q y correlación del cociente espectral para el intervalo de profundidades seleccionado del canal 14.	<b>106</b>
<b>Tabla 7.</b>	Resumen del análisis de atenuación para el intervalo seleccionado del canal 14.	<b>108</b>
<b>Tabla 8.</b>	Resumen de análisis de atenuación para todos los canales aptos.	<b>108</b>
<b>Tabla 9.</b>	Parámetros necesarios para la construcción del sismograma de prueba.	<b>110</b>
<b>Tabla 10.</b>	Resultados del análisis de atenuación realizado a los datos de prueba, y comparación con los parámetros modelados.	<b>113</b>
<b>Tabla 11.</b>	Comparación de tiempos de cálculo de $f_p$ para las rutinas FFT y DFT.	<b>122</b>
<b>Tabla 12.</b>	Comparación de valores de Q modelados y computados.	<b>123</b>

## LISTA DE ANEXOS

	<b>Pág.</b>
<b>ANEXO A.</b> DESCRIPCIÓN DE LAS HERRAMIENTAS COMPUTACIONALES <i>QFINDER_UH</i> , <i>QMODEL_CMP</i> Y <i>QFINDER_CMP</i>	<b>134</b>
<b>ANEXO B.</b> FILTRADO INVERSO Q	<b>139</b>

## RESUMEN

**TÍTULO:** IMPLEMENTACIÓN Y EVALUACIÓN DE TÉCNICAS DE TRATAMIENTO DE SEÑALES EN EL MODELAMIENTO Y CÁLCULO DE ATENUACIÓN EN LA PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS\*

**AUTOR:** ELKYN ENRIQUE HERNANDEZ SANABRIA\*\*

**PALABRAS CLAVES:** Tratamiento de datos sísmicos, modelamiento y cuantificación de atenuación, método sísmico, factor de calidad Q, sismogramas uphole y CMP, cociente espectral, frecuencias pico, ondículas Ricker.

### DESCRIPCIÓN

El estudio de las pérdidas de energía por efectos de atenuación en la propagación de ondas sísmicas viene adquiriendo una creciente importancia dentro de la Geofísica de exploración de hidrocarburos, ya que brinda la posibilidad de corregir efectos que reducen la resolución en las imágenes sísmicas; e incluso, algunas variables relacionadas con este fenómeno, como el factor de calidad Q, pueden ser utilizadas, junto con otros datos, como indicadores de presencia de hidrocarburos.

En este trabajo fue diseñada una herramienta de modelado de sismogramas CMP básicos con presencia de atenuación, y además fueron implementados dos métodos de cuantificación de atenuación para sismogramas uphole (Hauge) y CMP (Zhang-Ulrych), basados en el análisis de señales en el dominio de la frecuencia. Para aumentar el rendimiento de estos algoritmos, se programó una rutina optimizada para el cálculo de frecuencias pico, y se mejoró el cálculo de los tiempos de viaje de capa en datos CMP, mediante el análisis de espectros de velocidades de propagación. Las técnicas implementadas fueron programadas en interfaces gráficas dirigidas a usuario, y mostraron resultados satisfactorios al validarse con datos sintéticos y reales con características tales que el cálculo de atenuación se pueda hacer de manera confiable.

Las herramientas construidas en este proyecto constituyen una ayuda para los geofísicos a la hora de caracterizar la atenuación presente en una determinada zona del subsuelo; y, al ser este trabajo un primer intento académico de construcción de productos tecnológicos dirigidos al estudio de atenuación en Colombia, se convierte en una referencia para futuros trabajos de investigación afines en el país.

---

\* Trabajo de Grado

\*\* Facultad de Ingenierías Físico-mecánicas. Escuela de Ingenierías Eléctrica, Electrónica y Telecomunicaciones (E<sup>3</sup>T). Programa de Ingeniería Electrónica. Director: M.Sc. CÉSAR ANTONIO DUARTE GUALDRÓN

## ABSTRACT

**TITLE: IMPLEMENTATION AND EVALUATION OF SIGNAL PROCESSING TECHNIQUES IN MODELING AND CALCULATION OF ATTENUATION ON SEISMIC WAVE PROPAGATION \***

**AUTHOR: ELKYN ENRIQUE HERNANDEZ SANABRIA\*\***

**KEYWORDS:** Seismic data processing, attenuation modeling and quantification, seismic method, quality factor Q, uphole and CMP gathers, spectral ratio, peak frequency, Ricker wavelets.

### DESCRIPTION:

The study of energy losses by attenuation effects in the propagation of seismic waves has gained importance in the geophysical exploration of hydrocarbons, since it offers the possibility to remedy effects that reduces resolution in seismic images; and even some variables related to this phenomenon, as the quality factor Q, can be used, along with other information, as indicators about the presence of hydrocarbons.

In this work a modeling tool of basic CMP seismograms with presence of attenuation effects was designed, and two methods of attenuation quantification for uphole (Hauge) and CMP (Zhang-Ulrych) seismic data, based on the signals analysis in the frequency domain, were also implemented. To improve the performance of these algorithms, an optimized routine for peak frequencies calculation was programmed, and the calculation of layer travel times in CMP gathers was improved, via the propagation velocities spectrum analysis. The techniques implemented here were programmed as user interfaces, and showed satisfactory results when validated with synthetic and real data with such characteristics that the attenuation calculation can be done reliably.

The tools built in this project are helpful for the geophysicists to characterize seismic attenuation when it presents in a given area of subsurface, and, being this work a first academic attempt for building technology products aimed at attenuation study in Colombia, it becomes a reference for future related research in the country.

---

\* Thesis

\*\*Faculty of Physical-Mechanicals Engineering, School of Electric, Electronic and Telecommunications Engineering (E<sup>3</sup>T). Electronic Engineering Program. Director: CÉSAR ANTONIO DUARTE GUALDRÓN, M.Sc.

## **OBJETIVOS**

### **OBJETIVO GENERAL**

Evaluar la aplicación de técnicas de tratamiento de señales en el modelado y cuantificación de pérdidas de energía por efecto de atenuación en la propagación de ondas sísmicas, e implementarlas mediante la programación de una herramienta computacional dirigida a usuario, la cual pueda ser aplicada a datos sísmicos sintéticos y reales.

### **OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- ✓ Establecer parámetros de calidad de datos sísmicos con miras a la aplicación de éstos en el cálculo de atenuación.
  
- ✓ Evaluar el desempeño de diferentes métodos de cálculo de atenuación (Hauge, Zhang, Dasgupta-Clark) aplicados a varios tipos de datos sísmicos (Uphole-VSP, CMP gathers) y su implementación en filtros de corrección de imágenes sísmicas.
  
- ✓ Desarrollar la herramienta computacional orientada a usuario en el entorno de programación MATLAB, para brindar una interfaz sencilla e intuitiva para el procesamiento y análisis de datos sísmicos.

## INTRODUCCIÓN

Sin duda alguna, los hidrocarburos se han convertido en la fuente energética más utilizada en mundo actual, y lo seguirán siendo al menos hasta la primera mitad de este siglo. Sabiendo que la razón de crecimiento industrial y poblacional del planeta es casi exponencial, se hace evidente la necesidad de contar con una cada vez mayor cantidad de recursos para atender la creciente demanda energética mundial. Esto requiere grandes inversiones en conocimiento y tecnología por parte de la industria petrolífera, en busca de mejores formas para detectar fuentes de energía fósil, extraerlas del subsuelo, transportarlas y refinarlas.

La industria de exploración petrolera, por supuesto, no escapa a esta realidad. La búsqueda de conocimiento y generación de tecnologías que optimicen los procesos de detección de hidrocarburos, tanto en tiempo, costo y riesgo exploratorio, se hace cada vez de forma más perentoria. Y precisamente es el método sísmico, una de las herramientas donde se puede hacer más investigación y desarrollo para hacer más robusta a la Geofísica de Prospección de hidrocarburos. El fin último del método sísmico es construir *imágenes sísmicas*, que traten de describir la composición interna del subsuelo, a partir de mediciones acústicas realizadas en la superficie de la tierra o dentro de ella.

Dependiendo de los métodos utilizados para el procesamiento de datos sísmicos, se puede obtener imágenes con mayor o menor calidad para zonas geológicas diferentes o para la aplicación que determine el interpretador. La calidad de una imagen sísmica está determinada por la adecuada visualización de eventos de propagación de ondas en el subsuelo (reflexión, refracción, velocidades de grupo y fase, etc.), y la coherencia que estos puedan tener con las características geológicas conocidas de la sección sísmica a estudiar. Entonces es claro que, si

se construyen imágenes sísmicas basadas en modelos de procesamiento correctos, el interpretador podrá determinar más fácilmente aquellas zonas que tengan potencial de almacenar fluidos, e incluso, saber qué fluido puede estar almacenando cierto lugar en el subsuelo de una determinada línea sísmica.

La gran mayoría de métodos clásicos de procesamiento de ondas sísmicas, de amplia utilización actual en la industria de exploración petrolera, están basados en la teoría elástica de los materiales. Aunque la mayoría de las veces se logran resultados aceptables para propósitos específicos, estos métodos presentan limitaciones a la hora de analizar medios con características importantes de disipación de energía. Debido a esto la *teoría viscoelástica* de los materiales cobra cada vez más importancia en la dinámica de la Geofísica de exploración, principalmente en la descripción de los parámetros físicos de la roca.

El estudio de la Viscoelasticidad brinda una nueva visión acerca de la propagación de ondas sísmicas, pues introduce el importante concepto de atenuación en un medio terrestre, el cual es mucho más complejo que los aspectos elásticos de la propagación de ondas sísmicas. Entender las propiedades atenuativas de la Tierra es importante por dos motivaciones principales. En primer lugar, las amplitudes de las ondas sísmicas se reducen a medida que se propagan en un medio viscoelástico, y esta reducción es generalmente dependiente de la frecuencia. Además de esto, las características de atenuación revelan una gran cantidad de información en cuanto a la litología, estado físico y grado de saturación de las rocas<sup>1</sup>.

Aunque la *teoría viscoelástica* se ha venido construyendo desde hace más de medio siglo, aún se puede considerar a esta como “muy joven” en cuanto a implementación o aplicación se refiere. Hasta hace unos cuantos años era

---

<sup>1</sup>SCHÖN, J. Physical Properties of Rocks. Fundamentals and Principles of Petrophysics. Handbook of Geophysical Exploration, Seismic Exploration, Volume 18, p. 283. Elsevier. 2004

impensable aplicarla para el método sísmico, debido a su gran complejidad computacional, que demandaba grandes costos de procesamiento y demasiado tiempo, teniendo en cuenta que algunos datos sísmicos pueden tener tamaños del orden de terabytes (TB). Actualmente, ya existen algunas herramientas comerciales de procesamiento que hacen cálculos de atenuación no enfocados al análisis viscoelástico tales como: GEOCLUSTER y NORSAR, pero, además de que son muy costosas, no permiten al usuario conocer los algoritmos y métodos que fueron implementados para este propósito.

Es necesario entonces, que en Colombia se empiecen a desarrollar herramientas de modelado y procesamiento sísmico que tomen en cuenta los fenómenos de atenuación de energía en la propagación de ondas sísmicas, y traten de aplicarlos en la particularidad de nuestra geología. Precisamente, en este trabajo se intenta dar un primer paso al respecto. En primer lugar, en los capítulos 1 y 2, se hará una revisión teórica sobre el método sísmico, la viscoelasticidad y sus cantidades referidas; luego se estudiarán, en los capítulos 3, 4 y 5, varios métodos de modelamiento y cálculo de variables relacionadas con atenuación, para su posterior implementación en herramientas computacionales dirigidas a usuario, que cuantifiquen los efectos de este fenómeno para diferentes tipos de datos sísmicos. Por último, en el capítulo 6, se realizará una verificación de resultados de estos algoritmos con datos sintéticos y reales.

Ya que la gran mayoría de las técnicas de modelado y cuantificación de atenuación en sísmica se basan en el análisis en el dominio de la frecuencia, un ingeniero electrónico deberá estar capacitado para estudiarlas e implementarlas, gracias a su entrenamiento en el tratamiento de señales y programación en lenguajes computacionales. Es en esta área, además de las aplicaciones de instrumentación electrónica en la adquisición de datos sísmicos, donde los ingenieros electrónicos pueden hacer un mayor aporte de conocimientos al método sísmico, y por tanto a la geofísica de exploración de hidrocarburos.

# 1 EL MÉTODO SÍSMICO Y SU IMPORTANCIA EN LA EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS

La Geofísica estudia la Tierra en su composición y dinámica, sobre la base de medidas de tipo físico que normalmente se realizan desde la superficie del planeta. Cuando este estudio se realiza sobre áreas de superficie relativamente pequeñas (del orden de decenas de  $\text{km}^2$ ) y profundidades que no sobrepasen máximo unos pocos kilómetros, para obtener un fin económico inmediato, se habla de geofísica aplicada, y el conjunto de métodos para obtener ese fin constituyen la prospección geofísica.

En el caso específico de la exploración petrolera, actualmente se hacen grandes esfuerzos en investigación y desarrollo de metodologías y tecnologías que ayuden a alimentar y fortalecer el *método sísmico*, que es uno de los productos fundamentales de la *geofísica de prospección*, de la cual parte toda la cadena de procesos de la industria del petróleo.

## 1.1 GENERALIDADES DEL MÉTODO SÍSMICO

La sísmica es un método geofísico que consiste en la realización de pruebas para la determinación de las características geológicas de un terreno. Se trata básicamente de generar “terremotos artificiales” casi siempre en la superficie del terreno y medir la respuesta del subsuelo a éstos, con la ayuda de un entramado de sensores de ondas mecánicas, los cuales se disponen en la superficie del terreno o dentro de él. El experimento sísmico puede llevarse a cabo para estudiar terrenos que comprenden unos cuantos metros hasta áreas del orden de  $\text{km}^2$ , y sus fuentes pueden ir desde golpes al suelo con un martillo hasta la utilización

detonaciones de explosivos. Incluso, hoy en día es posible hacer sísmica marina (offshore).

El objetivo de la sísmica es obtener *imágenes sísmicas* que traten de reproducir con la máxima fidelidad posible la composición geológica interna del subsuelo estudiado. Como dirían los expertos en el tema: “Se trata de sacarle una gran ecografía a nuestra madre tierra”. Es posible construir estas imágenes modelando el comportamiento de las ondas sísmicas dentro de la superficie terrestre, donde se presentan los fenómenos de *reflexión* y *refracción*, los cuales se dan de manera diferente en cada capa que compone el subsuelo, dependiendo de características varias como densidad y velocidad de propagación. El éxito que puede tener este método para determinar correctamente las características de un determinado sitio geológico depende de cómo se *adquieran* los datos sísmicos, se *procesen* éstos y se *interpreten* correctamente<sup>2</sup>.

## 1.2 SÍSMICA DE REFLEXIÓN

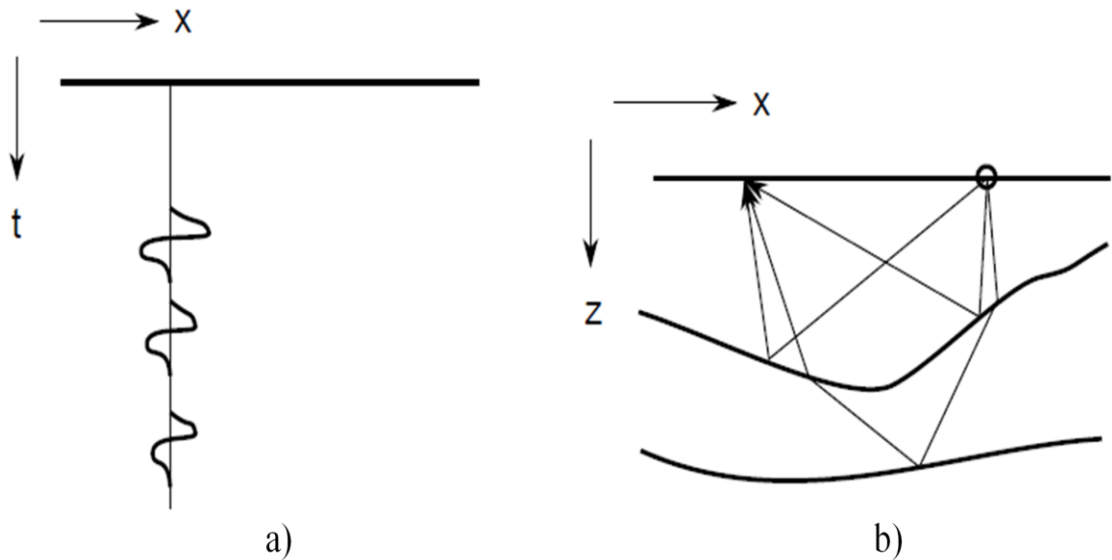
Este es el método que se utiliza más ampliamente en la industria de exploración de hidrocarburos, ya que permite observar estructuras en profundidades del orden de kilómetros. Consiste en introducción de una perturbación sónica en la superficie del medio a estudiar, donde la energía que ingresa al subsuelo es reflejada por cualquier discontinuidad física o por estratos subyacentes a la superficie terrestre, retornando hacia ésta y provocando su registro por parte de sensores adecuadamente dispuestos (ver figura 1), y su paso posterior hacia filtros, amplificadores, digitalizadores y dispositivos de almacenamiento. Los flujos de

---

<sup>2</sup> GÓMEZ, F., OLAYA, I. D., PIEDRAHITA, C., RAMÓN, J. C. El Método Sísmico en la Exploración de Recursos Minerales e Hidrocarburos. Medellín, 1990. Universidad Nacional, Facultad de Ciencias. ECOPETROL Instituto Colombiano del Petróleo ICP.

procesamiento que incluyen apilado y migración son aplicados más que todo a datos de sismica de reflexión.

**Figura 1. Reflexiones en tiempo (a) y en profundidad (b).**



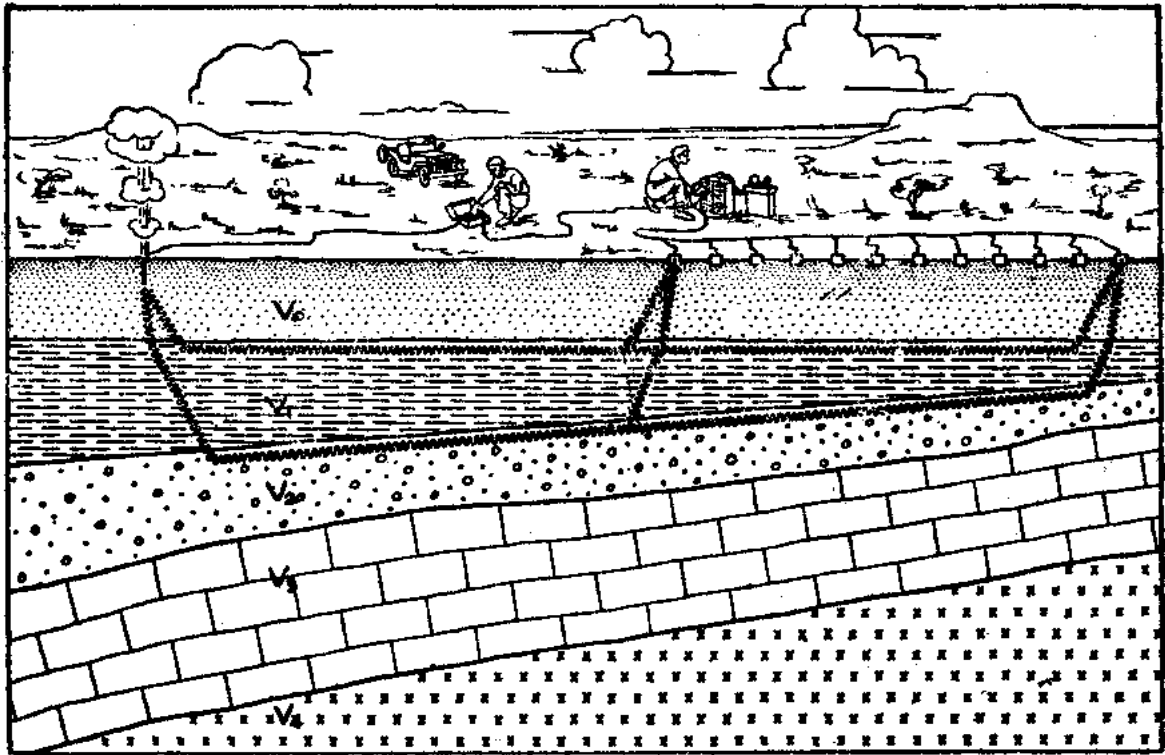
**Fuente:** Autor del proyecto

### 1.3 SÍSMICA DE REFRACCIÓN

Al aplicarse este método se aprovecha el fenómeno de la refracción de ondas a través de las discontinuidades de carácter físico de las formaciones de roca, en lugar de la reflexión de ondas como ya se describió en el numeral anterior. Este método se adapta en forma más adecuada a aquellos problemas donde las discontinuidades o cambios de formación están más próximos a la superficie del terreno y más particularmente donde se desea determinar la profundidad de la roca basal o de alguna formación bien consolidada, aunque en aplicaciones de gran profundidad también es utilizable cuando el estrato somero presente fuertes

discontinuidades o cualquier otro fenómeno que dificulte la recepción limpia y clara de las ondas reflejadas.

**Figura 2. Representación esquemática del método de refracción.**



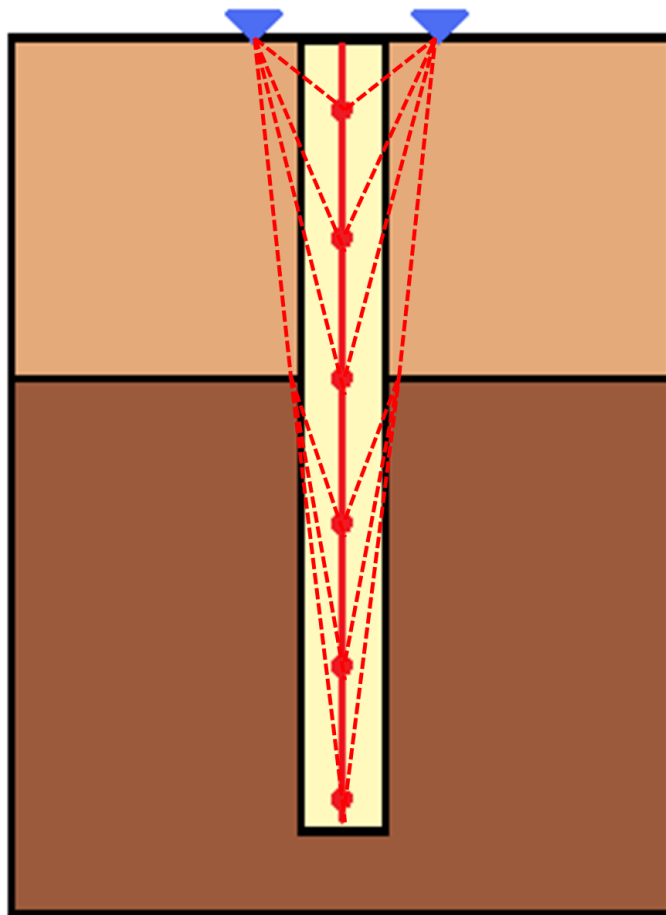
**Fuente:** BELLO, G. The Refraction Method of Seismic Prospecting. Mandrel Industries USA, 1961.

#### 1.4 SÍSMICA “BOREHOLE”

Se denomina sísmica “Borehole” o no superficial a aquellos experimentos sísmicos donde el disparo de ondas sísmicas, la recepción de éstas o ambas cosas no ocurren en la superficie del terreno. Estos estudios tienen como principal aplicación la caracterización del estrato somero (espesores y velocidades de

capa). Existen varios tipos de sísmica borehole, los estudios *VSP* (*Vertical Seismic Profile*), *Downhole*, *Uphole* (ver figura 3) y *Crosshole*. Tienen sus nombres debido a la dirección y el sentido de la propagación de los frentes de onda de las señales a medir. En este trabajo se implementará un método para cuantificar la pérdida de energía en ondas sísmicas con base en datos *Uphole*, el cual se estudiará en el capítulo 3.

**Figura 3. Representación esquemática de un estudio sísmico Uphole.**



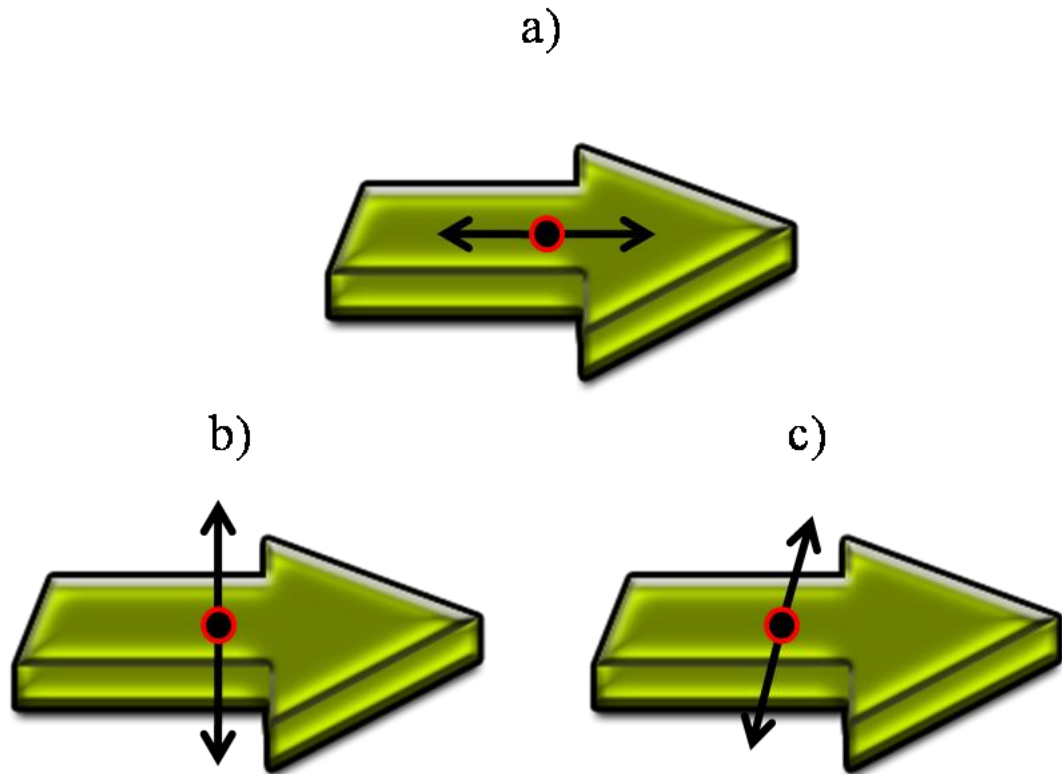
**Fuente:** Autor del proyecto

## 1.5 TIPOS DE ONDAS SÍSMICAS

En la superficie terrestre, y debajo de ésta, pueden propagarse ondas mecánicas de diferentes características. En primer lugar, deben diferenciarse aquellas ondas que viajan sólo en la superficie de aquellas que ingresan a los estratos del subsuelo. A las primeras, se les denomina *ondas superficiales*, mientras que a las segundas se les llama ondas de cuerpo. En la sismica, lógicamente debe medirse claramente las ondas de cuerpo, y deben corregirse los efectos negativos de las ondas superficiales sobre los sismogramas obtenidos (esto se verá en el numeral 1.5.2).

**1.5.1 Ondas de cuerpo.** Las ondas de cuerpo se propagan mediante una serie de compresiones y dilataciones del material (onda compresional) o mediante el cizallamiento (*shearing*) del material hacia sus costados (onda de cizalla). Una onda compresional es también llamada onda “P” o “Primaria” debido a que esta clase de ondas es más rápida que las de cizalla (llamadas ondas “S” o “Secundarias”), por eso son detectadas más pronto en los sismogramas. Las ondas S también son denominadas “transversales” debido a su movimiento de partículas, como se observa en la figura 4.

**Figura 4. Movimiento de partículas para una misma dirección de propagación. (a) Onda Primaria "P". (b) Onda Secundaria Vertical "SV". (c) Onda Secundaria Horizontal "SH".**



**Fuente:** Autor del proyecto

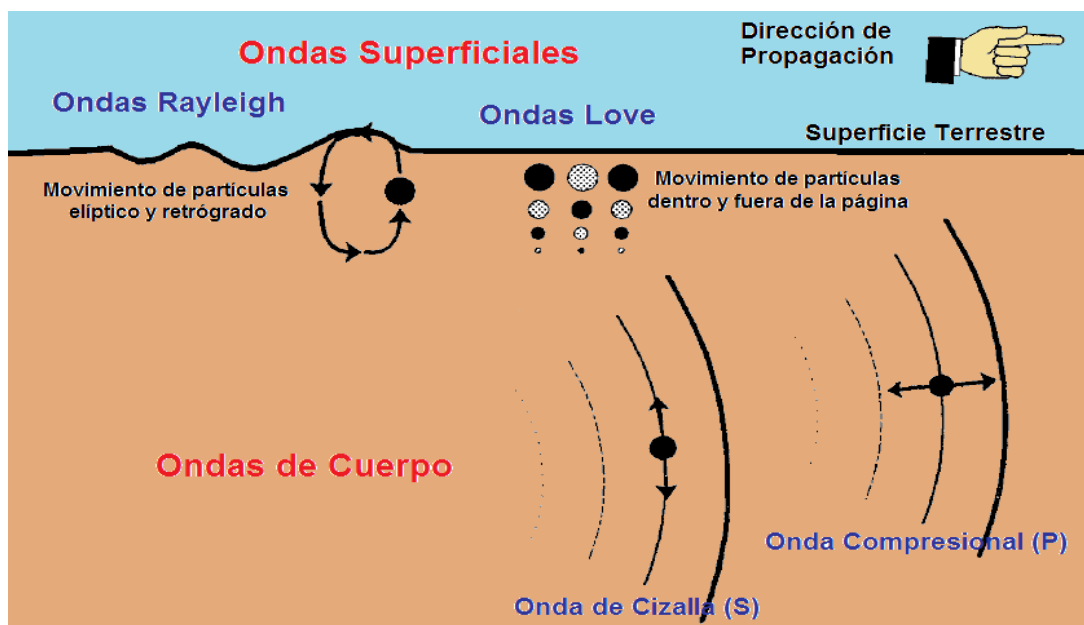
Las velocidades de las ondas P y S dependen de los módulos de rigidez ( $k$ ), cizalla ( $\mu$ ) y la densidad ( $\rho$ ) del material en el que se propagan, sin embargo, se ha observado experimentalmente que para la gran mayoría de los materiales en la tierra, la velocidad de la onda S es de aproximadamente el 60% de la velocidad de la onda P. Pueden hacerse entonces dos generalizaciones importantes a partir de las características observadas de estas ondas:

- En un mismo material, las ondas de cizalla siempre viajarán más lento que las ondas compresionales.

- Entre más rígido sea el material, las velocidades de las ondas P y S serán más altas.

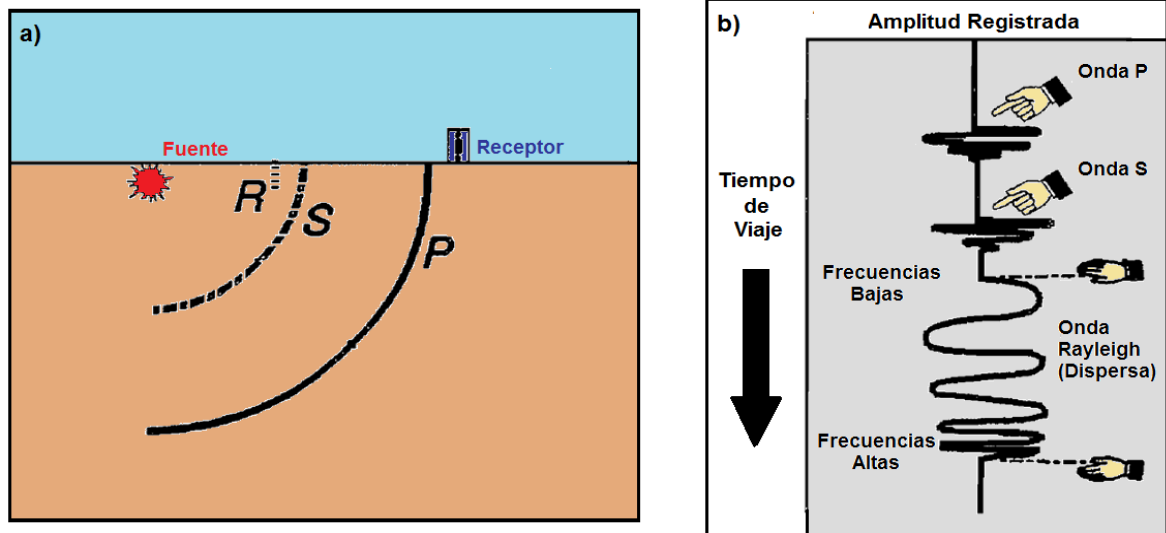
**1.5.2 Ondas superficiales.** Esta clase de ondas sísmicas, al no ingresar al subsuelo, que es lo que se desea estudiar en el experimento, al ser registradas por los sensores pueden llegar a interferir en la medición de las señales de interés. Existen dos tipos principales de ondas superficiales. Las ondas *Love* son ondas superficiales que se comportan de manera semejante a las ondas de cizalla “SH”; su movimiento de partículas se da de manera perpendicular a la dirección de propagación. Por otra parte, las ondas *Rayleigh* presentan un movimiento elíptico retrógrado. En el tope de la elipse, las partículas se mueven en sentido contrario a la dirección de propagación. Esto da lugar a una especie de ruido coherente presente en la sísmica terrestre (*on-shore*), denominado “*Ground-Roll*”. Esto se ilustra mejor en las figuras 5 y 6.

**Figura 5. Movimiento de partículas y velocidades de los diferentes tipos de ondas sísmicas.**



Fuente: Autor del proyecto

**Figura 6. (a) Ondas sísmicas radiando de una fuente a un receptor. (b) Trazas sísmicas que registra el movimiento del suelo en el receptor, como función del tiempo de viaje desde la fuente al receptor.**



**Fuente:** Autor del proyecto

## 1.6 ADQUISICIÓN DE DATOS SÍSMICOS

La exploración sísmica tradicional es llevada a cabo utilizando lo siguiente<sup>3</sup>:

- Una fuente de energía sísmica.
- Dispositivos para la detección de ondas mecánicas que viajan a través de columnas de agua (sísmica marina) y capas de material sólido (sísmica terrestre).

<sup>3</sup>JONES, E. J. W. Marine Geophysics. 1999. John Wiley and Sons. ISBN N° 9780471986935

- Un método para la grabación e ilustración de ondas sísmicas en una forma legible e interpretable.

La fuente de ondas sísmicas ideal es aquella que produce un solo pulso de gran energía que sea fácilmente detectable en presencia de ruido después de haber viajado hasta la zona más profunda de tierra que requiera ser estudiada. Esta señal de salida cubre un rango infinito de frecuencias; puede ser usada para discriminar interfaces cercanamente espaciadas en capas de tierra a poca profundidad, para lo cual son necesarias las frecuencias altas, y para sísmica profunda probando bajas frecuencias. En la realidad, la naturaleza de los transductores, la *absorción de la onda elástica* dependiente de la frecuencia y la presencia de fronteras de propiedades entre los medios hacen que la forma de onda a la salida sea más compleja que un simple pulso (esto se estudiará en los capítulos 2 y 5).

Las fuentes sísmicas son divididas en dos: las impulsivas, que producen pulsos de corta duración, y las de barrido en frecuencia, que producen una señal de baja amplitud, aproximadamente sinusoidal que progresivamente varía su frecuencia. La elección del tipo de fuente de energía depende de la resolución sísmica y la penetración requerida.

Las ondas sísmicas son detectadas por las variaciones en la presión que producen dentro de las columnas de agua o la tierra. Las formas de onda generadas son captadas por hidrófonos o geófonos, que son sensores son utilizados en sísmica marina y terrestre respectivamente<sup>4</sup>. Por lo general se trata de piezoeléctricos conectados a una bobina y una resistencia. Los instrumentos

---

<sup>4</sup>PÉREZ, Carlos. Identificación de Reflectores en Imágenes de Sección Sísmica Aplicando Métodos Estadísticos y Métodos Sintácticos. Bucaramanga, 2008, 106 p. Trabajo de grado (Ingeniería Electrónica). Universidad Industrial de Santander. Escuela de Ingenierías Eléctrica, Electrónica y de Telecomunicaciones.

para grabado de ondas son ordenados en arreglos lineales (para sísmica 2D) o en forma de cuadrícula (para sísmica 3D).

La grabación final de ondas se presenta en forma digital gracias al sistema de sensores que además de detectar la señal, también incluyen un sistema de digitalización y filtrado con los siguientes componentes<sup>5</sup>:

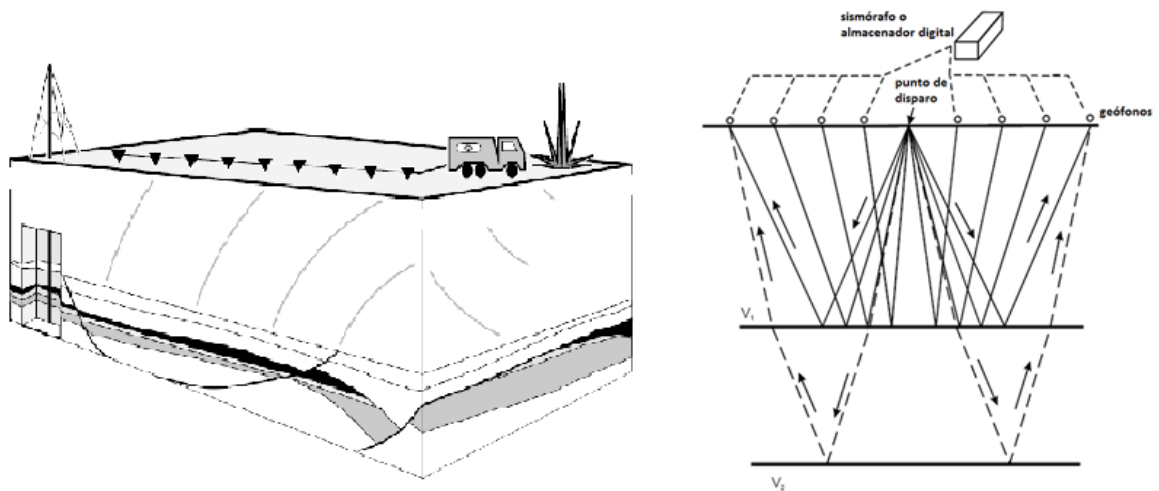
- 1) *Preamplificadores y filtros*: Las señales capturadas son primero amplificadas y luego filtradas analógicamente. En adquisiciones marinas se utiliza un filtro pasa-bajos para eliminar la interferencia generada por el movimiento de las olas. Generalmente, un filtro pasa-bajos es usado para prevenir el sobremuestreo (aliasing) en la etapa de digitalización. Y por otra parte, también son usados ampliamente filtros notch para atenuación de ruido característico de 50 o 60 Hz (interferencia de la línea alimentadora).
- 2) *Unidad de Multiplexado*: Es una unidad electrónica trabajando a gran velocidad con el objetivo de enviar la señal a un amplificador digital y al convertidor analógico-digital.
- 3) *Amplificador de ganancia*: Amplifica la señal de entrada y graba esta ganancia digitalmente con el objetivo de recuperar la ganancia original en etapas posteriores.
- 4) *Convertidor analógico-digital (ADC)*: Cambia de formato la señal y la digitaliza por lo general a 24 bits.
- 5) *Grabadora digital*: La señal digital obtenida es grabada en un formato estándar como SEG-D de 4 bytes. La presentación en una cinta magnética de 13 mm dentro de un cartucho compacto.

---

<sup>5</sup> JONES, E. J. W. op. cit.

- 6) *Demultiplexador*: Como su nombre lo indica, demultiplexa la señal y le da el formato internacional SEG-Y, para su posterior uso en procesamiento.
- 7) Unidades de graficación: Unidades de visualización de los datos, usualmente pueden ser estaciones de trabajo conectadas a un clúster.

**Figura 7. Esquema de adquisición sísmica de reflexión.**



**Fuente:** YILMAZ, O. Seismic Data Analysis, Inversion, and Interpretation of Seismic Data, Vol. 1. Society of Exploration Geophysicists, 2000.

## 1.7 PROCESAMIENTO DE DATOS SÍSMICOS

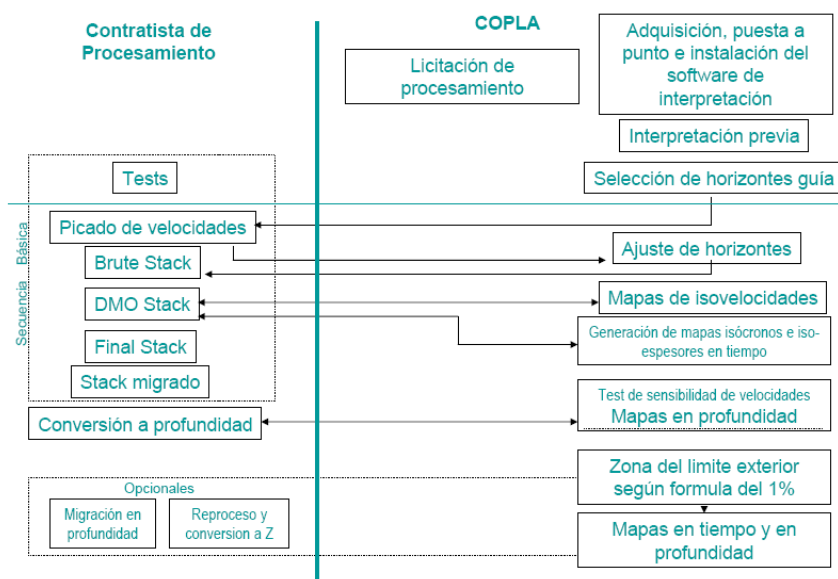
Después de adquiridos los datos sísmicos, se pueden someter a una buena cantidad de técnicas de procesamiento para obtener distintas variables contenidas en la información sísmica. Para un procesamiento exitoso de los datos sísmicos debe tenerse un conocimiento extensivo de los mecanismos físicos que intervienen en la propagación de onda sísmica.

Teniendo en cuenta el hecho de que la información sísmica está dada en función del tiempo en la superficie, para construir la imagen sísmica final esta información debe ser mapeada correctamente en profundidad en el subsuelo. Este proceso es llamado *migración*. Para este proceso es imperativo en primer lugar, filtrar toda aquella información que no tiene relevancia geofísica o geológica (reflexiones múltiples, ground-roll, etc.)

Después de esto se debe organizar correctamente los datos para observar puntos específicos del subsuelo, por ejemplo: en registros 2D se organizan los datos por punto medio común "CMP" (Common Mid-Point), y en registros 3D se los datos se disponen por área media común "CMB" (Common Mid-Bin). Posteriormente es necesario compensar los efectos del relieve del terreno estudiado (*estáticas* en la jerga de campo). Otro paso importante dentro del procesamiento sísmico es la *deconvolución de fuente sísmica*, donde se elimina la dependencia de la imagen que caracteriza el medio con la señal o perturbación ingresada a éste por la fuente. Ya que se realizará una conversión tiempo-profundidad, habrá que determinar velocidades para cada medio del subsuelo, aplicando una técnica llamada NMO (Normal Move-Out), para finalmente realizar procesos de *stacking* (apilado) y así obtener la imagen sísmica final en tiempo, lista para ser migrada.

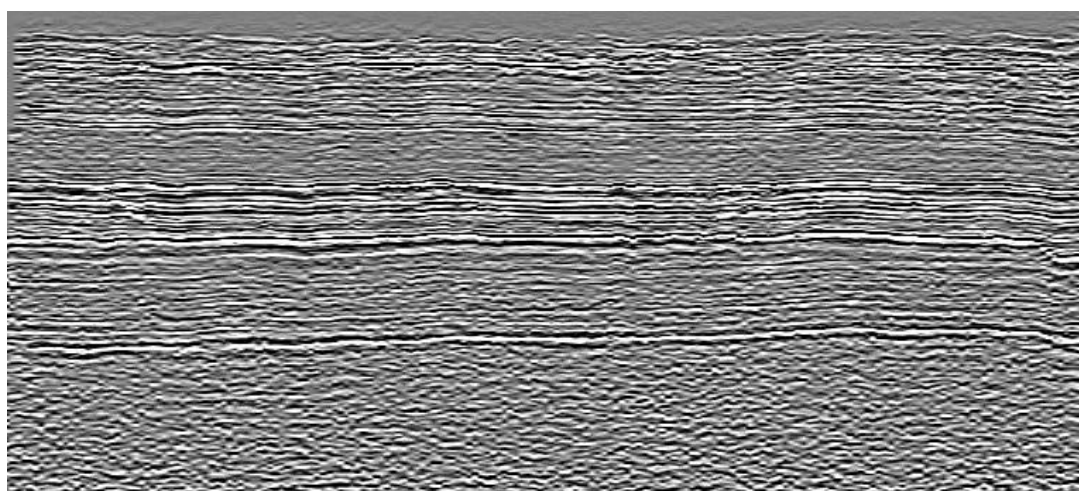
Debe entenderse que, dependiendo de cómo hayan sido adquiridos los datos, las características geológicas conocidas del terreno de estudio, y de las necesidades del interpretador, el flujo de procesamiento sísmico puede variar de proyecto a proyecto. Como es de esperarse, las imágenes sísmicas producto de distintos esquemas de procesamiento pueden diferir en su cantidad y calidad de visualización de estructuras geológicas.

**Figura 8. Flujo operativo de procesamiento sísmico.**



**Fuente:** PROYECTO SÍSMICO COPLA. Descripción General del Proyecto Sísmico COPLA. Buenos Aires, 2001

**Figura 9. Imagen de una línea sísmica adquirida en un área exploratoria en Colombia, visualizada mediante el software SEISEE (Nombre de la línea restringido por ECOPETROL).**

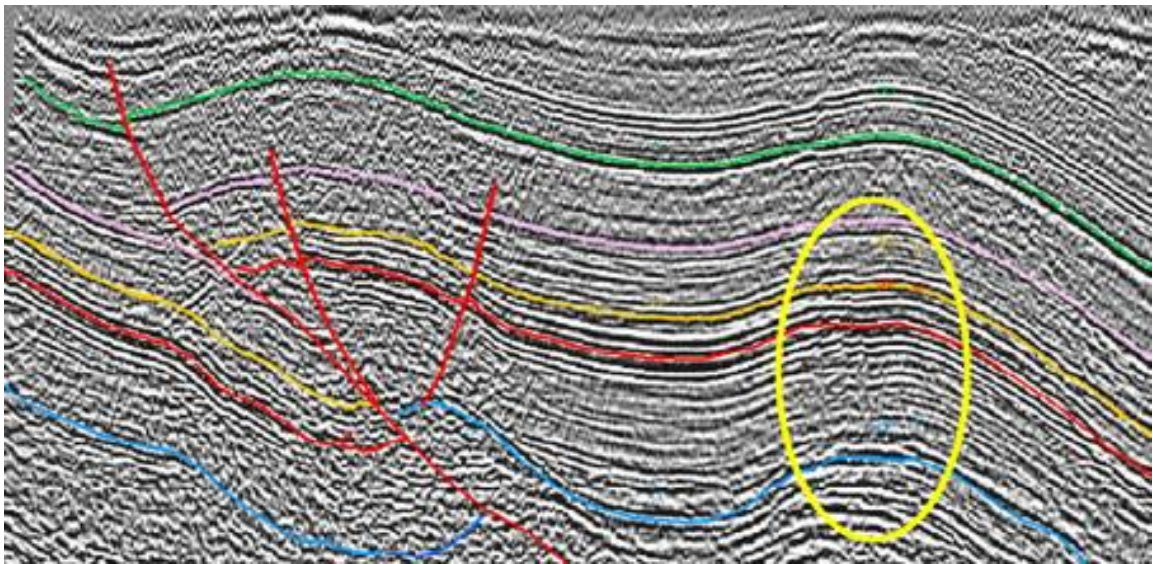


**Fuente:** Autor del proyecto

## 1.8 INTERPRETACIÓN DE DATOS SÍSMICOS

La versión interpretada de datos sísmicos es el objetivo geológico y producto final del trabajo sísmico. Ésta implica la determinación del significado geológico de los datos sísmicos e incluye la reducción de datos, la selección de eventos que se toman por reflexiones primarias, y la localización de los reflectores con que están asociadas. Uno de los objetivos más importantes, es la construcción de mapas estructurales que combinados con rasgos geológicos brindan congruencia espacial en términos de interpretación. Los rasgos que se examinan pueden ser fallas, estructuras plegadas y de flujo, arrecifes, discordancias, canales y trampas estratigráficas. Aunque existen buena cantidad de herramientas de software que ayudan al interpretador a hacer su trabajo, es responsabilidad última de éste la correcta interpretación de las particularidades geológicas que pueden verse en una imagen sísmica.

**Figura 10. Imagen sísmica con varias estructuras interpretadas.**



**Fuente:** CENTRAL PETROLEUM LIMITED AUSTRALIA. Exploration. Disponible en la página web: <http://www.centralpetroleum.com.au/exploration.php>

## 2 LA ATENUACIÓN DE ENERGÍA EN LA PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS

En los primeros semestres de universidad, a los alumnos casi siempre se les presentan los fenómenos naturales de manera ideal o lineal: La mecánica clásica, los campos conservativos y la elasticidad son sólo algunos de los muchos conceptos que se le transmiten al estudiante para que construya ideas sobre las cuales pueda explicar algunos acontecimientos de la naturaleza. Solamente en los últimos semestres de carrera el estudiante empieza a descubrir que en el mundo real nada es ideal, nada es lineal; y se da cuenta que debe utilizar herramientas más poderosas para acercarse a la comprensión de la realidad de las cosas.

En la aplicación del método sísmico, la elasticidad es una de las nociones que debe ser llevada más allá a la hora de enfrentarnos a lo real, porque en lo real, nada es perfectamente elástico. La *viscoelasticidad* es una de las formas en las cuales los materiales pueden divergir de este comportamiento ideal, y en sísmica, su comprensión es necesaria para entender el comportamiento de las ondas sónicas en la superficie terrestre y dentro de ella.

### 2.1 NOCIONES BÁSICAS DE LA TEORÍA VISCOELÁSTICA DE LOS MATERIALES

Los materiales son descritos con frecuencia, para deformaciones pequeñas por la ley de Hooke, donde la fuerza deformante o tensión (stress)  $\sigma$  es proporcional a la deformación (strain)  $\varepsilon$ :

$$\sigma = E\varepsilon \quad (1)$$

Donde  $E$  es el módulo de Young. Se debe definir la cantidad:

$$J = \frac{1}{E} \quad (2)$$

Como “admitancia” (compliance), ya que  $E^6$  sugiere la resistencia que presenta el material a ser deformado. En contraste con los materiales elásticos, un fluido viscoso bajo tensión obedece la relación:

$$\sigma = \eta \frac{d\varepsilon}{dt} \quad (3)$$

Donde  $\eta$  es la viscosidad.

En la realidad, todos los materiales se desvían de la ley de Hooke de varias formas, entre otras, exhibiendo un comportamiento tanto viscoso como elástico. De esta manera se llega a la definición de lo que es un material *viscoelástico*: Es aquel en el cual la relación entre la tensión aplicada y la deformación presentada *depende del tiempo*, no es inmediata como en la Ley de Hooke.

**2.1.1 Fluencia y Relajación.** La Fluencia consiste en una deformación lenta y progresiva del material a medida que se mantiene la tensión constante sobre este. La admitancia del material en este caso depende de la tensión, se denomina *creep compliance* (admitancia de fluencia) y se define como:

$$J(t) = \frac{\varepsilon(t)}{\sigma_0} \quad (4)$$

La relajación, por su parte, es un decremento gradual de la tensión cuando el material se mantiene a una deformación constante. La razón:

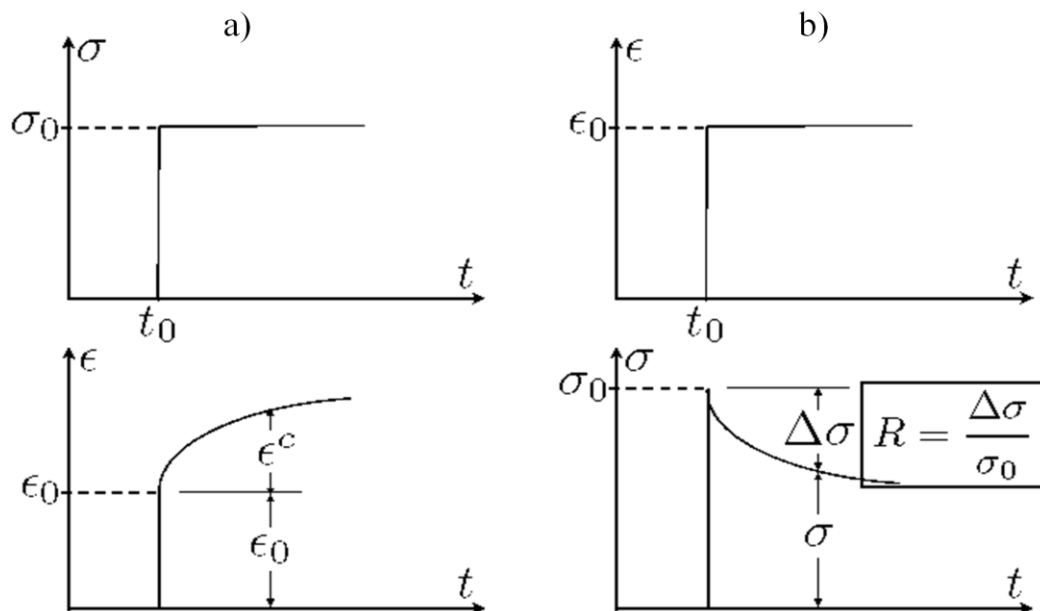
---

<sup>6</sup> Algunos autores denotan  $E$  como  $M$  y  $J$  como  $C$

$$E(t) = \frac{\sigma(t)}{\epsilon_0} \quad (5)$$

Se llama *Módulo de Relajación*. En materiales lineales, es independiente del nivel de deformación. En la figura 11 se muestra gráficamente el comportamiento de un material viscoelástico sometido a esfuerzo constante (fluencia) y deformación constante (relajación).

**Figura 11. Ilustración de los fenómenos de fluencia (a) y relajación (b).**



**Fuente:** PLANAS, J. Curso de Física de la Plasticidad 2008-2009. Tema 4: Viscoelasticidad. Departamento de Ciencia de Materiales, Universidad Politécnica de Madrid.

## 2.2 DESARROLLO MATEMÁTICO DE LAS RELACIONES DE ESFUERZO – DEFORMACIÓN DE LOS SÓLIDOS VISCOELÁSTICOS LINEALES, Y DEFINICIONES BÁSICAS

El principio del análisis de sólidos viscoelásticos parte de relacionar los comportamientos lineales, tanto elásticos como viscosos que se dan en los materiales. Estas relaciones se convierten en la base sobre la cual se modela el comportamiento de las ondas en esta clase de medios.

Para este desarrollo se necesita aplicar las transformadas de Fourier:

$$\mathcal{F}\{x(t)\} = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-i\omega t} dt \quad (6a)$$

$$\mathcal{F}^{-1}\{x(\omega)\} = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} x(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (6b)$$

Donde  $\mathcal{F}$  denota la transformada directa y  $\mathcal{F}^{-1}$  la inversa.

Aplicando la transformada directa a las ecuaciones (1) (cuerpo elástico lineal) y (3) (cuerpo viscoso lineal) respectivamente, tenemos:

$$\sigma(\omega) = E \cdot \varepsilon(\omega) \quad (7)$$

$$\sigma(\omega) = i\omega\eta \cdot \varepsilon(\omega) \quad (8)$$

En un medio viscoelástico isotrópico y lineal, la relación esfuerzo – deformación está dada por dos principios: El *principio de superposición de Boltzmann* y el *principio de causalidad*. El primero sostiene que las contribuciones de las tensiones de las pequeñas deformaciones del pasado deben sumarse para dar la

tensión en el tiempo  $t$ ; al integrar cada una de estas contribuciones estamos obteniendo la tensión total. El segundo reza que el efecto presente en el material depende solamente de valores pasados y presentes de la cantidad (causa) que los origina<sup>7</sup>. Expresando esto en notación escalar simple tenemos:

$$\sigma(t) = \int_{-\infty}^t \psi(t - \tau) \dot{\varepsilon}(\tau) d\tau \quad (9)$$

Donde  $\sigma(t)$  es la tensión (stress),  $\dot{\varepsilon}(t)$  es la velocidad de deformación y  $\psi(t)$  es la *función de relajación de  $\sigma$* , que es la que se observa en la figura 11b. Es fácil darse cuenta que esta integral es la suma de convolución entre  $\psi$  y  $\dot{\varepsilon}$ , por tanto podemos escribir:

$$\sigma(t) = \psi(t) * \dot{\varepsilon}(t) \quad (10)$$

Por propiedades de la convolución:

$$\sigma(t) = \dot{\psi}(t) * \varepsilon(t) \quad (11)$$

Y como  $\psi(t)$  es la respuesta en tensión para una función escalón en deformación, es decir:

$$\mathcal{F}\{\psi(t)\} = \psi(\omega) = E(\omega)\varepsilon(\omega) = E(\omega) \frac{1}{i\omega} \quad (12)$$

Entonces su derivada en el tiempo:

---

<sup>7</sup>MOCZO, P., KRISTEK, J., FRANEK, P. Lecture Notes on Rheological Models. Comenius University, (2006); p. 3-14.

$$\dot{\psi}(t) = E(t) \quad (13)$$

La ecuación (11) puede escribirse entonces como:

$$\sigma(t) = E(t) * \varepsilon(t) \quad (14)$$

Si se comparan las ecuaciones (1) y (14), se aprecia que el carácter convolucional de la segunda es debido a la dependencia en el tiempo de E, que en este caso se convierte en el *módulo viscoelástico* al realizar la transformada de Fourier sobre él. Gracias a esta transformada, esta ecuación se puede expresar como un producto con  $\sigma$ , E y  $\varepsilon$  en función de la frecuencia compleja  $\omega$ .

Ya que  $\psi(t)$  es al respuesta en stress a la función de Heaviside en deformación,

$$\psi(t) = \tilde{\psi}(t)H(t): \tilde{\psi}(0) = \psi(0^+), \tilde{\psi}(t) = \psi(t); t > 0 \quad (15)$$

De forma equivalente,  $\tilde{\psi}(t) = \psi(t); t \geq 0$ , entonces:

$$\dot{\psi}(t) = \dot{\tilde{\psi}}(t)H(t) + \tilde{\psi}(t)\delta(t) \quad (16)$$

Llevando (16) al dominio de la frecuencia (aplicando transformada de Fourier):

$$E(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \left[ \dot{\tilde{\psi}}(t)H(t) + \tilde{\psi}(t)\delta(t) \right] e^{-i\omega t} dt \quad (17)$$

Y desarrollando la integral resulta<sup>8</sup>:

$$E(\omega) = \psi(\infty) + i\omega \int_0^{\infty} [\psi(t) - \psi(\infty)] e^{-i\omega t} dt \quad (18)$$

---

<sup>8</sup> Ibid, p.12.

De esta ecuación se desprende que:

$$E(\omega = 0) = \psi(t = \infty) \quad (19)$$

Y como  $i\omega \cdot \mathcal{F}\{\varphi(t)\} = \varphi(t = 0)$  para  $\omega \rightarrow \infty$ ,

$$E(\omega = \infty) = \psi(t = 0) \quad (20)$$

Habiendo encontrado las relaciones (16) y (17) se definen dos características: una respuesta elástica instantánea del material viscoelástico, dada por el *módulo no relajado*  $E_U$ , y una respuesta lenta de equilibrio, dada por el *módulo relajado*  $E_R$ .

$E_U$  y  $E_R$  se definen como:

$$E_U = \lim_{t \rightarrow 0} \psi(t), \quad E_R = \lim_{t \rightarrow \infty} \psi(t) \quad (21)$$

En el dominio de la frecuencia:

$$E_U = \lim_{\omega \rightarrow \infty} E(\omega), \quad E_R = \lim_{\omega \rightarrow 0} E(\omega) \quad (22)$$

El *defecto del módulo* o la *relajación del módulo* se define como:

$$\delta E = E_U - E_R \quad (23)$$

Y el *factor de calidad*  $Q$  es a su vez:

$$Q(\omega) = \frac{Re\{E(\omega)\}}{Im\{E(\omega)\}} \quad (24)$$

Q puede definirse entonces como el cociente entre la energía media guardada sobre la energía perdida en un período de tiempo igual a un ciclo de un determinado componente de frecuencia de una onda que se propaga en un sólido<sup>9</sup>. Se puede demostrar que  $1 / Q(\omega)$  es una medida de la fricción interna del cuerpo viscoelástico lineal<sup>10</sup>.

De la ecuación (24) se puede observar que el factor de calidad Q agrupa los diferentes mecanismos de atenuación en el sólido lineal en la relación entre las partes real e imaginaria del módulo viscoelástico. El factor de calidad es entonces la variable que describe las características atenuativas de un sólido o medio por el que se propaguen perturbaciones de diferente tipo. También es notable el hecho de que Q depende de la frecuencia, aunque según la aproximación hecha por Kjartansson, se puede asumir constante en la banda de frecuencias sísmica (por debajo de 1kHz). De aquí en adelante se prestará una especial atención al factor de calidad Q como descriptor de las pérdidas de energía en la propagación de ondas sísmicas en el subsuelo.

### 2.3 Q EN LA PROPAGACIÓN DE ONDA SÍSMICA

Considérese un sismograma 1D que representa una onda compresional plana o de cizalla la cual se propaga verticalmente hacia abajo en un medio homogéneo con atenuación intrínseca. Esta onda es expresada como solución de la ecuación de onda escalar:

---

<sup>9</sup> KJARTANSSON, E. Constant Q-Wave Propagation and Attenuation. En: Journal of Geophysical Research, Vol. 84, (1979); p. 4737-4748.

<sup>10</sup> MOCZO, P., KRISTEK, J., FRANEK, P., op. cit., p.13.

$$\frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} \quad (25)$$

Donde  $P(t, z)$  es la onda plana representada por el sismograma (P.E: una traza de un agrupamiento CMP),  $t$  es el tiempo,  $z$  es la variable de profundidad y  $v$  es la velocidad de propagación de la onda (que se asume constante).

Al pasar del dominio temporal al de la frecuencia mediante la transformada de Fourier, queda:

$$\frac{\omega^2}{v^2} P = \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} \quad (26)$$

Donde  $P(\omega, z)$  es la transformada de Fourier del campo de ondas  $P(t, z)$  y  $\omega$  es la frecuencia angular. La solución de la ecuación de onda está dada por:

$$P(\omega, z) = P(\omega, z = 0) e^{\left(-i \frac{\omega}{v} z\right)} \quad (27)$$

Donde  $P(\omega, z = 0)$  es la ondícula sísmica en su estado inicial, también llamada *firma de onda de la fuente sísmica* u *ondícula fuente*. Teniendo en cuenta que para un medio con atenuación intrínseca la velocidad de propagación se define como una variable compleja:

$$v = \alpha + i\beta \quad (28)$$

La ecuación (27) se puede reescribirse entonces como:

$$P(\omega, z) = P(\omega, z = 0) e^{\left(-i \frac{\omega}{\alpha + i\beta} z\right)} \quad (29)$$

Ahora, si se tiene en cuenta que para la mayoría de las rocas se puede asumir que  $\beta \ll \alpha$ , utilizando álgebra simple, la ecuación (29) se puede simplificar como sigue:

$$P(\omega, z) = P(\omega, z = 0)e^{(-i\frac{\omega}{\alpha}z)}e^{(-\frac{\omega\beta}{\alpha^2}z)} \quad (30)$$

Ahora se puede definir una variable de tiempo vertical  $\tau = z/\alpha$ ; la ecuación (30) se puede reescribir entonces como:

$$P(\omega, \tau) = P(\omega, \tau = 0)e^{(-i\omega\tau)}e^{(-\omega\frac{\beta}{\alpha}\tau)} \quad (31)$$

Por último, se define Q según Kjartansson<sup>11</sup>:

$$\frac{1}{2Q} = \frac{\beta}{\alpha} \quad (32)$$

Y reemplazando en la ecuación (31) queda:

$$P(\omega, \tau) = P(\omega, \tau = 0)e^{(-i\omega\tau)}e^{(-\frac{\omega\tau}{2Q})} \quad (33)$$

O si se quiere en función de la frecuencia compleja  $f$ :

$$P(f, \tau) = P(f, \tau = 0)e^{(-i2\pi f\tau)}e^{(-\frac{\pi f\tau}{Q})} \quad (34)$$

Los factores exponenciales contenidos en la ecuación (34) reciben el nombre de *filtro de absorción* y se pueden denotar como  $H(f, \tau)$ .

---

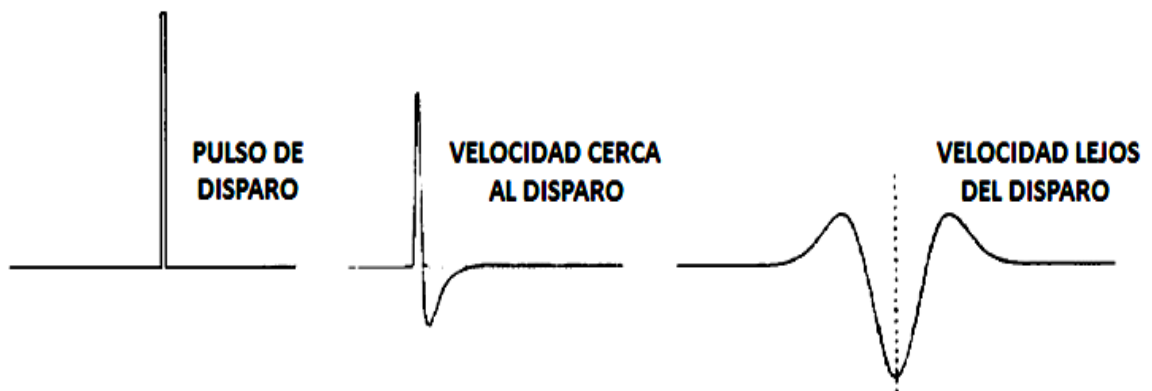
<sup>11</sup> KJARTANSSON, E. op. cit.

## 2.4 EFECTOS DE LA ABSORCIÓN DE ENERGÍA SOBRE LOS DATOS SÍSMICOS

La ecuación de campo de onda (34) indica que a medida que una perturbación que ingresa al medio se propaga en éste, su amplitud disminuirá, y su contenido frecuencial de magnitud se trasladará progresivamente hacia las bajas frecuencias.

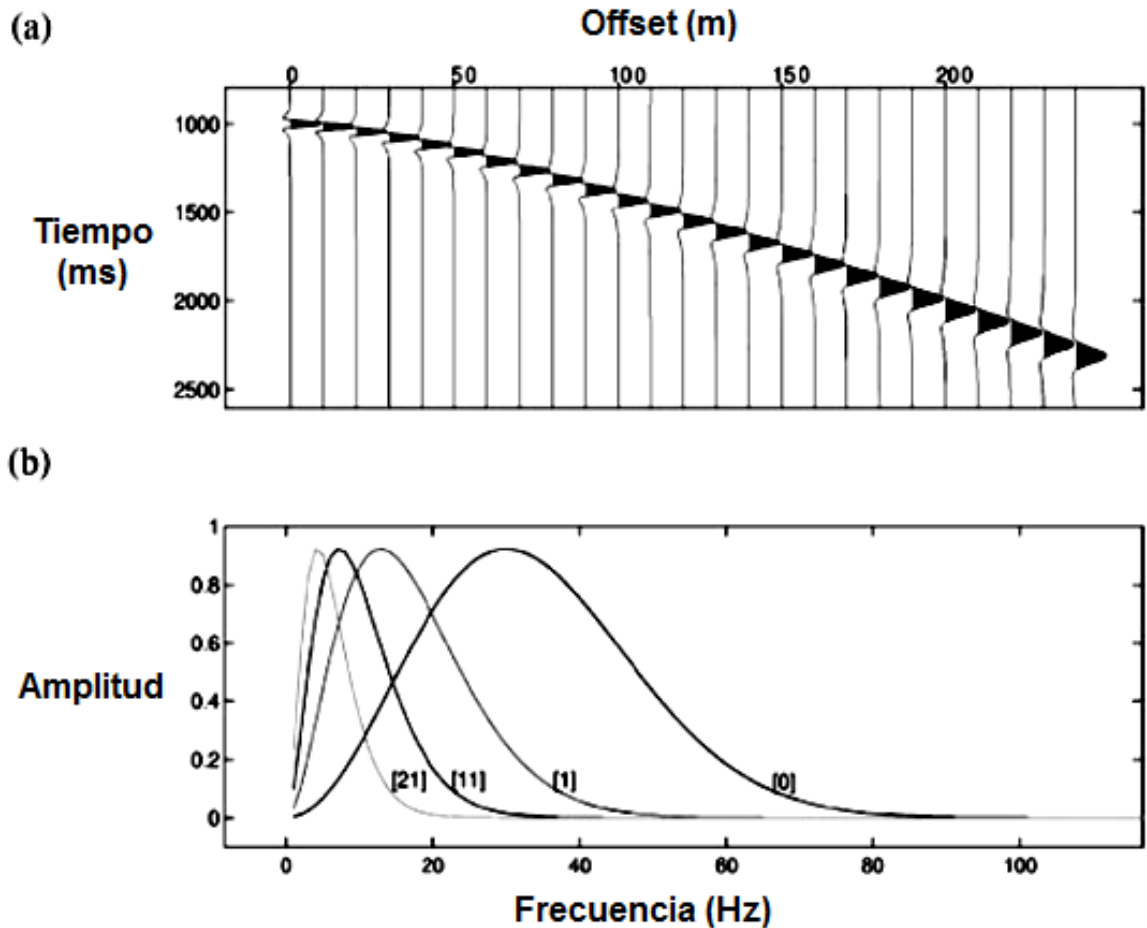
Cabe anotar que, entre más bajo sea el valor de  $Q$ , la disminución de amplitud y el traslado del centroide espectral hacia las bajas frecuencias se dará de forma más rápida. Por otra parte, el espectro de fase de la firma de fuente sísmica también se alterará debido a la *dispersión* presente en el medio (cada componente frecuencial viaja a velocidad diferente), lo que causará que la forma de onda cambie paulatinamente con la propagación. En la ecuación (34) este efecto no se tiene en cuenta, ya que se asume que  $Q$  es constante en frecuencia.

**Figura 12. Cambio en la forma de onda de la firma de fuente sísmica.**



**Fuente:** RICKER, Norman. The Form and Laws of Propagation of Seismic Wavelets. En: Geophysics, Vol. 18, (1953);

Figura 13. (a) Sismograma sintético con un evento de reflexión en un medio con atenuación intrínseca. (b) Espectro de amplitudes de las trazas 0, 1, 11 y 21.

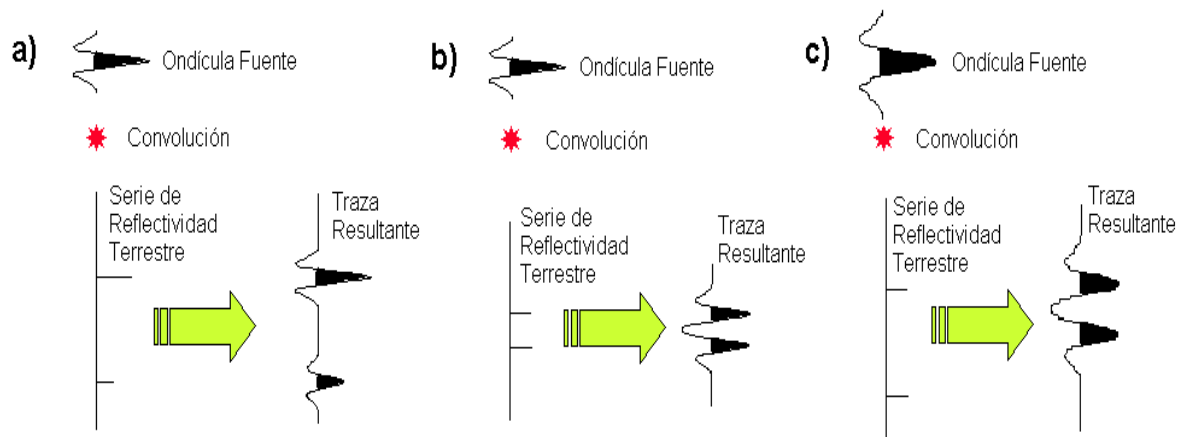


Fuente: ZHANG, C., ULRICH, J. Estimation of Quality Factors from CMP Records. En: Geophysics, Vol. 67 (2002)

El hecho de que por efecto de la atenuación el espectro de amplitudes de la onda propagada decaiga en frecuencia, se traduce en una mayor duración *en tiempo* de los eventos de reflexión, por lo tanto en la pérdida de resolución vertical en los datos sísmicos, ya que en el procesamiento sísmico se busca que estos eventos

sean lo más impulsivos como sea posible<sup>12</sup>. Una traza de cualquier sismograma puede ser modelada como la convolución de una ondícula de entrada con una serie de impulsos, que representan las reflectividades de las capas del subsuelo espaciadas en profundidad. Si se tiene como entrada una ondícula con mucha duración en el tiempo (baja frecuencia) con respecto al espesor de las capas que se quieren discriminar en el sismograma, no es posible discriminar entonces una capa de la otra, como acontece en la figura 14c.

**Figura 14. Convolución de ondículas fuente con distintas series de reflectividad de las capas terrestres. (a) Discriminación correcta de capas. (b) Solapamiento en la traza resultante debido a la poca separación de las capas con respecto a la duración de la fuente. (c) Solapamiento en la traza resultante debido a la duración excesiva de la fuente con respecto a la separación de capas.**



**Fuente:** Autor del proyecto

<sup>12</sup>HERNÁNDEZ, Elkyn, FIGUEREDO, Yaqueline, AGUDELO, William. Técnicas de Procesamiento Sísmico Basadas en Atenuación: Un Primer Paso en la Caracterización de Yacimientos de Crudo Pesado. En: X Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. (2009: Cartagena de Indias)

## 2.5 IMPORTANCIA DE Q COMO ATRIBUTO SÍSMICO

Desde finales de la década de los 70 del siglo pasado, el factor de calidad viscoelástico Q ha venido ganando importancia dentro de la Geofísica de Exploración, ya que se han descubierto aplicaciones potenciales donde su determinación es clave, no sólo para mejorar la resolución en la sísmica, sino como indicador directo de presencia de trampas de gas<sup>13</sup>, o la caracterización de yacimientos de crudo pesado. En este último caso, mediciones de Q de sismogramas de onda S pueden ser utilizadas junto con otros parámetros sísmicos ( $\rho$ ,  $V_p$ ,  $V_s$ ) y propiedades petrofísicas (presión efectiva, porosidad, contenido de arcilla, saturación de agua, permeabilidad, etc.) para discriminar posibles reservorios de crudo pesado, pues bajo ciertas condiciones de presión y temperatura, el crudo pesado se comporta como un sólido de alto componente viscoso, lo que le permite transmitir ondas de cizalla con bajo Q (atenuación inusualmente alta), cosa que no puede hacer el agua ni el crudo liviano<sup>14</sup>.

En cuanto a la mejora de resolución en la imagen sísmica, existen varios algoritmos en el estado del arte geofísico que son capaces de recuperar espectros de fase y amplitud alterados por los efectos de atenuación. Estos algoritmos necesitan valores de Q para hacer estas compensaciones, por tanto se llaman *filtros inversos Q*. Entre los más usados están los de Wang y Hargreaves-Calvert entre otros.

En paquetes de software comercial de procesamiento sísmico como PROMAX<sup>®</sup> y GEOCLUSTER<sup>®</sup>, se encuentran módulos de filtrado inverso Q. Sin embargo, no se

---

<sup>13</sup>AYALA, Pedro, SIERRA, Jesús, MONTROYA, Dan. Atenuación Q y Métodos de Descomposición Tiempo-Frecuencia para la Detección Directa de Hidrocarburos en Datos Sísmicos. En: X Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. (2009: Cartagena de Indias)

<sup>14</sup> BATZLE, M., HOFFMAN, R. "Heavy oils – Seismic Properties". 2006. Colorado School of Mines.

encuentran módulos de cálculo de  $Q$ , por lo tanto, el usuario debe probar con valores arbitrarios de  $Q$  efectivo o de intervalo para, mediante ensayo y error, obtener resultados que considere apropiados. Por esta razón, entre otras, en este trabajo se implementan técnicas de cálculo de  $Q$  para diferentes tipos de datos sísmicos. Al tener factores de calidad calculados de manera confiable, se automatizará el proceso de filtrado. Al tratar de implementar los algoritmos de cálculo de  $Q$  también se podrá descubrir la razón de por qué no se utilizan en estos paquetes comerciales; ya sea por la ineficiencia práctica de éstos, excesivo costo computacional o limitación en su aplicación a datos de sísmica real.

## **2.6 VALORES TÍPICOS DE $Q$ PARA VARIOS MATERIALES**

En la tabla 1 se muestran valores de  $Q$  efectivo medidos en laboratorio para varios materiales sometidos a diferentes deformaciones en frecuencias desde 500 hasta 9000 Hertzios. En ella se observa que, en el caso del aluminio, que es un material mucho más denso y menos poroso que los otros materiales en la tabla, presenta un valor de  $Q$  mucho mayor que el de los otros materiales (este valor puede asumirse como infinito para propósitos prácticos). Aquí cabe anotar que es típico encontrar valores altos de  $Q$  en rocas consolidadas, secas o saturadas con líquido<sup>15</sup>; en contraste con las rocas en capas someras (meteorizadas) y saturadas con gas, donde la atenuación es mayor y se encuentran factores de calidad bajos. De la misma forma, es de esperarse que los valores de  $Q$  aumenten proporcionalmente con la profundidad en medios estratificados, debido a la mejor compactación y altas presiones de los materiales a medida que se gana profundidad. Cualquier anomalía que se pueda presentar con esta tendencia en un determinado intervalo de profundidades, puede estar asociada a la presencia de gas o líquido de alto componente viscoso, como el crudo pesado, en la zona

---

<sup>15</sup> Ibid, p. 2.

donde se presente la anomalía, por tanto funcionaría como una bandera que indicaría la necesidad de realizar estudios complementarios en el área de estudio, para confirmar la presencia de hidrocarburos.

**Tabla 1. Valores experimentales de factores de calidad Q y velocidades de propagación en una variedad de materiales (\*materiales sintéticos).**

Material	Q <sub>E</sub>	Velocidad (m/s)
<i>Luctita</i>	23,4	2108
<i>Gneis granitoide</i>	51,40	2992
<i>Granito (Kudankulam)</i>	56,32	3173
<i>Granito hipersteno</i>	66,27	3385
<i>Granito (Hyderabad)</i>	70,10	3345
<i>Charnockita</i>	82,58	3662
<i>Arenisca (Berea)</i>	103,00	1937
<i>Arenisca (Massilon)</i>	107,00	1820
<i>Riolita</i>	116,75	2994
<i>Granito blanco (Sierra)</i>	185,00	3629
<i>Vidrio Poroso "Vycor"</i>	437,00	3345
<i>Aluminio</i>	34.800,00	5102
<i>Madera procesada*</i>	76,30	1582
<i>Perspex*</i>	78,78	1382
<i>Ebonita*</i>	74,43	1555
<i>Teflón*</i>	26,65	441
<i>Concreto*</i>	40,36	2365

**Fuentes:** WINKLER, Kenneth, NUR, Amos. Seismic Attenuation: Effects of Pore Fluids and Fractional Sliding. En: Geophysics, Vol. 47, No. 1. (1982). RAO, M., PRASANNA, K. Shear Wave Propagation in Rocks and other Lossy Media: An Experimental Study. En: Current Science, Vol. 85, No. 8 (2003)

### 3 CÁLCULO DE Q A PARTIR DE DATOS UPHOLE

El experimento sísmico “Uphole” consiste en la disposición de varias fuentes sísmicas (en este caso explosivas) en un pozo vertical de una profundidad específica, donde la grabación de las señales producidas por las fuentes ocurre en la superficie, lo más cerca posible de la boca del pozo (ver figura 3). Se lleva a cabo tradicionalmente para caracterizar el estrato somero en espesores y velocidades de propagación de onda, apoyándose, desde luego, en el análisis litológico de muestras de roca tomadas en el sitio de estudio y de otros estudios no sísmicos.

Sin embargo, los datos Uphole también pueden ser utilizados para caracterizar la atenuación somera del área de estudio, lo cual es muy importante pues, al ser esta una zona del subsuelo donde típicamente la atenuación es alta, puede entonces causar pérdida de calidad en la visualización de los eventos sísmicos importantes de las estructuras más profundas del subsuelo a describir.

En este capítulo se mostrará la teoría e implementación computacional del método propuesto por Paul Hauge para medir la atenuación a partir de datos VSP y Uphole<sup>16</sup>. Este se basa en el método clásico de relación o cociente espectral para cotejar los espectros de amplitud de los eventos en los sismogramas, y así poder calcular Q. La ventaja de trabajar con datos uphole para cálculo de velocidades y atenuación, sobre otra clase de adquisición, radica en el hecho de que para uphole no hay presencia de ondas superficiales en los registros, lo que significa más información relevante en ellos.

---

<sup>16</sup> HAUGE, Paul, Measurements of Attenuation from Vertical Seismic Profiles. Geophysics, Vol. 46, (1991); p. 1548-1558.

### 3.1 MÉTODO DEL COCIENTE ESPECTRAL

La técnica de relación o cociente espectral fue originalmente propuesta e introducida en 1979 por Tosköz et al<sup>17</sup>. Se utiliza clásicamente para computar la atenuación de las ondas P y S. Utiliza los espectros de amplitud grabados en las trazas para medir la atenuación, mediante la propagación de una forma de onda inicial no atenuada y su comparación con los espectros posteriores, donde la atenuación se hace efectiva.

El componente de amplitudes de la ecuación de campo de onda (34) para una perturbación moviéndose verticalmente en los estratos del subsuelo en un tiempo determinado  $t$  puede escribirse como:

$$P_z(f) = G_z P_0(f) e^{-B_z f} \quad (35)$$

Donde  $P_0$  y  $P_z$  son los espectros de amplitud medidos en las profundidades  $z_0$  y  $z$ , respectivamente;  $B_z$  es la *atenuación acumulativa* entre  $z_0$  y  $z$ ; y  $G_z$  es un factor geométrico independiente de la frecuencia, que agrupa todos los efectos no relacionados con la atenuación, como la divergencia esférica<sup>18</sup>, entre otros.

La expresión anterior puede ser linealizada tomando logaritmos, quedando:

$$\left[ \ln \frac{P_z(f)}{P_0(f)} \right] = -B_z f + \ln(G_z) \quad (36)$$

---

<sup>17</sup> TOKSÖZ, M., JOHNSTON, D., TIMUR, A. Attenuation of Seismic Waves in Dry and Saturated Rocks; I, Laboratory measurements. En: Geophysics. Vol. 44, (1979); p. 681-690

<sup>18</sup>SCHÖN, J. op. cit., p. 284

Al seleccionar un pulso de referencia  $P_0$  y compararlo con los demás pulsos en el dominio de la frecuencia, se obtiene un comportamiento lineal (aproximadamente lineal en la realidad), donde la pendiente es igual a  $-B_z$ .

Se puede definir ahora a  $k_z$  como la *atenuación de intervalo* entre  $z_0$  y  $z$ , expresada por:

$$k_z = \frac{B_z}{z-z_0} \quad (37)$$

De modo que:

$$B_z = \int_{z_0}^z k_z dz \quad (38)$$

También se puede definir la atenuación de intervalo usando la separación temporal de los dos pulsos:

$$\alpha_z = \frac{B_z}{t-t_0} \quad (39)$$

Si se relacionan  $k_z$  y  $\alpha_z$ :

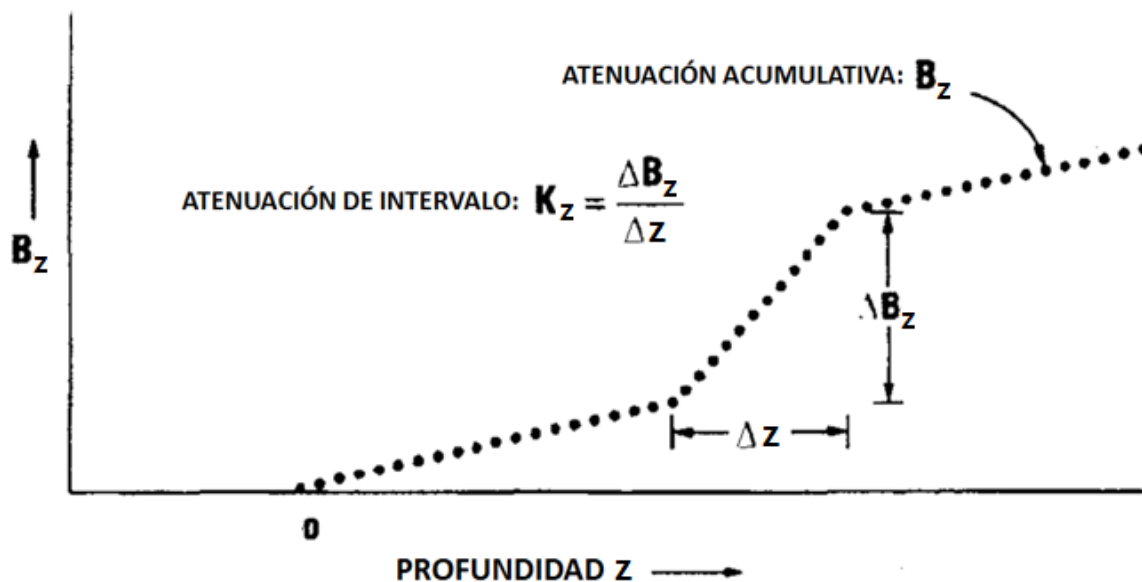
$$\alpha_z = v_z k_z \quad (40)$$

Donde  $v_z$  es la velocidad de intervalo.

Finalmente se puede expresar el factor de calidad  $Q$  a partir de la expresión:

$$Q_z = \frac{20\pi \log_{10}(e)}{\alpha_z} \quad (41)$$

Figura 15. Gráfica de atenuación acumulativa contra profundidad.



Fuente: HAUGE, Paul, Measurements of Attenuation from Vertical Seismic Profiles. Geophysics, Vol. 46, (1991)

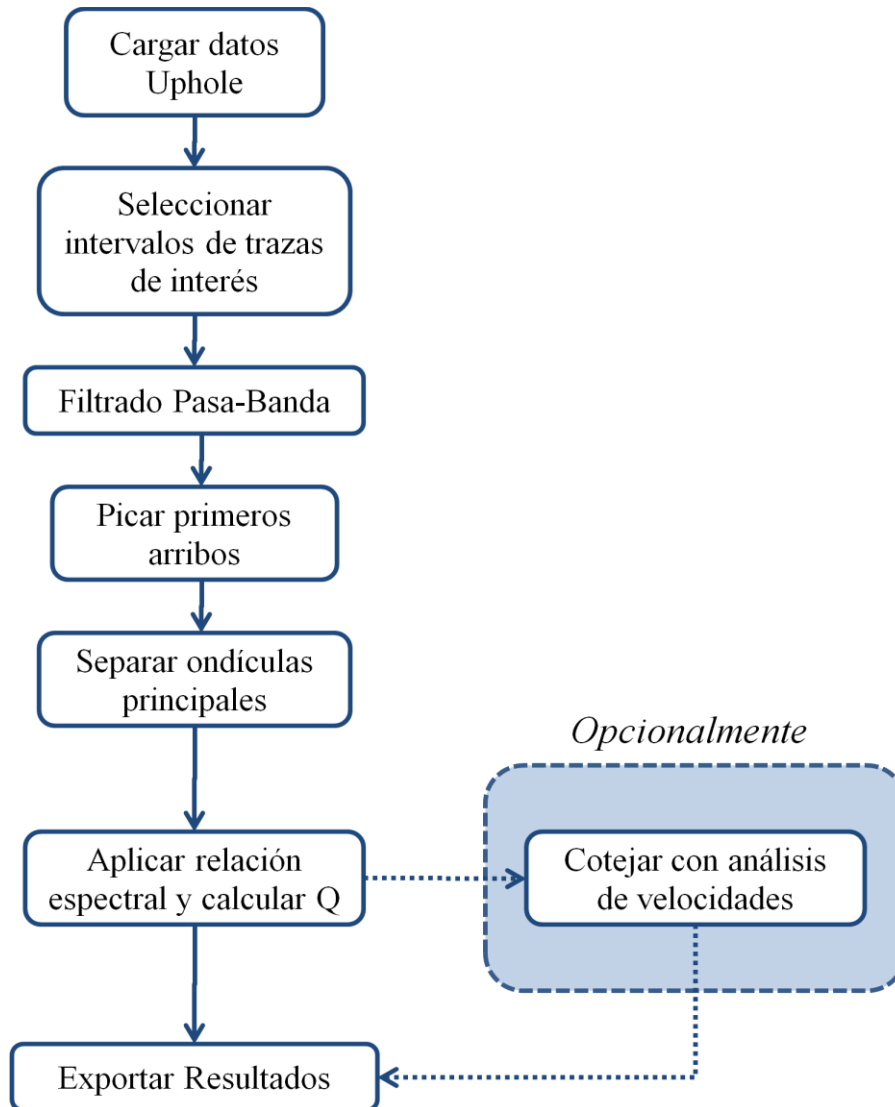
### 3.2 IMPLEMENTACIÓN COMPUTACIONAL DEL ALGORITMO DE CÁLCULO DE Q PARA DATOS UPHOLE

Habiendo ya presentado las ecuaciones que constituyen la técnica de relación espectral, se debe buscar la manera de implementar éstas para los datos sísmicos de forma correcta en un ambiente computacional. Para ello, se propone un diagrama de flujo global de la herramienta de software para el cómputo de la atenuación uphole, el cual se muestra en la figura 16.

Cada bloque de este diagrama de flujo, a su vez, está conformado por funciones que cumplen propósitos específicos, las cuales se construyeron usando el entorno

MATLAB®. Sobre las particularidades y funciones de cada bloque se hablará en los numerales siguientes.

**Figura 16. Diagrama de flujo propuesto para la implementación computacional del método del cociente espectral.**



**Fuente:** Autor del proyecto

**3.2.1 Carga de datos.** La herramienta computacional a construir debe ser capaz de importar datos en formato SEG-Y (.sgy), que es el formato estándar internacional dispuesto por la SEG (Society of Exploration Geophysicists), para la organización, presentación e intercambio de datos sísmicos. Este formato está diseñado para soportar datos de sísmica de reflexión, refracción, borehole, y series de impedancia acústica. Para poder importar los datos en MATLAB se hace uso del toolbox *SEISLAB*<sup>19</sup>, el cual es un conjunto de funciones diseñadas para importar, exportar y manipular archivos sísmicos en este entorno de programación, y que puede descargarse de forma gratuita. Por otra parte, también debe dársele al programa la opción de escoger variables del workspace de MATLAB como entrada, o ingresar los valores requeridos directamente para hacer los procesos a que haya lugar para calcular Q.

**3.2.2 Selección de intervalo de trazas.** Por las características propias de los experimentos de sísmica uphole, en ocasiones se debe fragmentar la potencia de las fuentes en profundidad para asegurar la calidad de las mediciones superficiales. Esto produce cambios en las ondículas de referencia, lo cual obliga a separar intervalos de trazas con fuente o referencia común para hacer análisis de Q por separado. Este tema se toca con más profundidad en la sección 6.1.2.

**3.2.3 Filtrado Pasa-Banda.** Si los datos no han sido sometidos a ningún filtro de ruido aleatorio, debe incorporarse al flujo de procesamiento algún método de filtrado que ayude a limpiar las trazas de los ruidos de alta y baja frecuencia, que son introducidos a éstas por el mismo medio y por efectos propios de los instrumentos de medición. Para la construcción de nuestro filtro pasa-banda, primero debe pensarse que clase de filtro, entre los muchos existentes en la literatura, utilizar para filtrar nuestros datos sísmicos.

---

<sup>19</sup>RIETSCH, Eike. SeisLab 3.0 [En Línea]. Versión para Matlab File Exchange. Disponible para descarga en: <<http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/15674>>

Las dos clases principales de filtros de frecuencia digitales son: IIR (*Infinite Impulse Response*) y FIR (*Finite Impulse Response*). La diferencia básica entre estos tipos de filtros se nota en sus mismos nombres, y sus relaciones entrada-salida genéricas en el dominio de la transformada  $z$  se encuentran expresadas en las ecuaciones (42) y (43), respectivamente:

$$H(z) = \frac{\sum_{k=0}^M [b_k z^{-k}]}{1 - \sum_{k=0}^N [a_k z^{-k}]} \quad (42)$$

$$H(z) = \sum_{k=0}^{N-1} [h_k z^{-k}] \quad (43)$$

En la ecuación para el filtro IIR (42),  $a$  y  $b$  son los coeficientes del filtro, y el orden es el máximo entre los valores de  $M$  y  $N$ . En la ecuación de filtro FIR (43),  $h$  es la respuesta impulsional y  $N$  es el orden del filtro. El filtro FIR es también llamado *no recursivo*, pues su salida sólo se basa en entradas actuales y anteriores. El nombre complementario es dado entonces a los filtros IIR, donde la salida depende no sólo de las entradas actuales y pasadas, sino también de las salidas pasadas.

Los dos criterios fundamentales para seleccionar la clase de filtro a implementar son dos: el *costo computacional* y el control sobre el *retardo de grupo*. El costo computacional no es más que el número de operaciones que requiere el filtro para ser implementado. El retardo de grupo, por su parte, describe el efecto de la fase sobre una señal de banda angosta, y se define como la variación negativa de la fase de  $H(e^{j\omega})$  con respecto a la frecuencia:

$$\tau_G(\omega) = -\frac{\partial}{\partial \omega} \{ \arg[H(e^{j\omega})] \} \quad (44)$$

Esta expresión sugiere que las porciones lineales de la respuesta de fase representan un retardo de grupo constante; por tanto, la pérdida de linealidad en la fase, que causa distorsión en la señal, significa un retardo de grupo no constante. En la siguiente tabla se muestra una comparación de los tipos de filtro mencionados con respecto a los factores a tener en cuenta en su implementación en datos sísmicos:

**Tabla 2. Comparación de filtros IIR y FIR.**

Características	Filtros IIR	Filtros FIR
<i>Retardo de Grupo</i>	Difícil de controlar, no hay técnicas particulares para hacerlo.	Siempre es posible diseñarlo con fase lineal.
<i>Estabilidad</i>	Puede ser inestable.	Siempre es estable.
<i>Orden / Costo Computacional</i>	<i>Menor</i> para una misma banda de paso y atenuación en la banda de corte.	<i>Mayor</i> para una misma banda de paso y atenuación en la banda de corte.

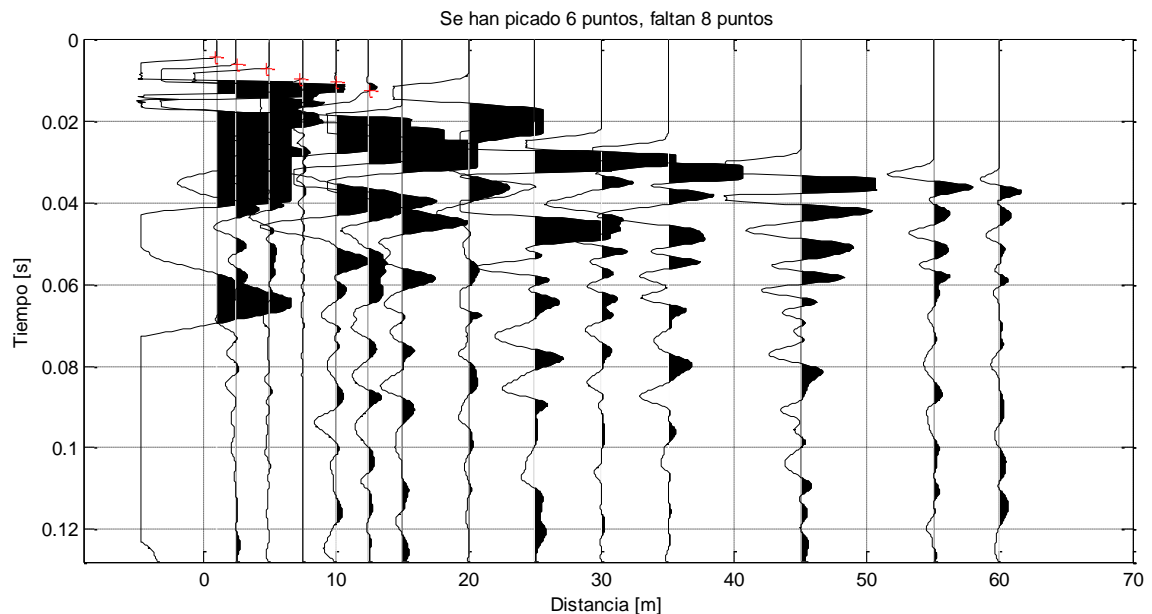
**Fuente:** MASSACHUSSETTS INSTITUTE OF TECHNOLOGY. Lecture 8. DT Filter Design: IIR Filters. OpenCourseWare 2006.

En los datos sísmicos, debe brindarse especial importancia a no alterar en lo posible la forma de onda de las trazas, que no representan más que el registro de ondas acústicas. Por esta razón los filtros a los que se sometan los datos sísmicos deben introducir el mínimo de distorsión en los datos, y lo ideal es que sean de fase lineal para asegurar esto, aunque sean más costosos computacionalmente. Entonces la clase de filtros escogida para trabajar con los datos sísmicos es la FIR, por sus ventajas con respecto a la linealidad de fase (ver tabla anterior). El diseño se hizo utilizando una ventana tipo *Kaiser*, por su fácil implementación en

MATLAB. (Este tipo de filtrado se implementará también para datos de reflexión, en el numeral 5.3.2).

**3.2.4 Selección (picado) de primeros arribos.** Para poder hacer un buen análisis de velocidad, como para separar los eventos principales del sismograma a tratar, es indispensable identificar correctamente los tiempos en los que estos eventos empiezan a ocurrir, es decir, en los que el frente de onda ascendente alcanza la superficie. La selección de estos tiempos tiene como nombre en la jerga de procesamiento sísmico como “picado de tiempos de arribo”. Este proceso puede hacerse de manera automática o manual; en la implementación diseñada en este proyecto se optó por programar una función de picado manual de tiempos de arribo, pues la detección automática es sensible al ruido y además porque el número de trazas de una adquisición uphole no supera típicamente las 36, y no es muy tedioso para el usuario hacer el picado con este número de trazas.

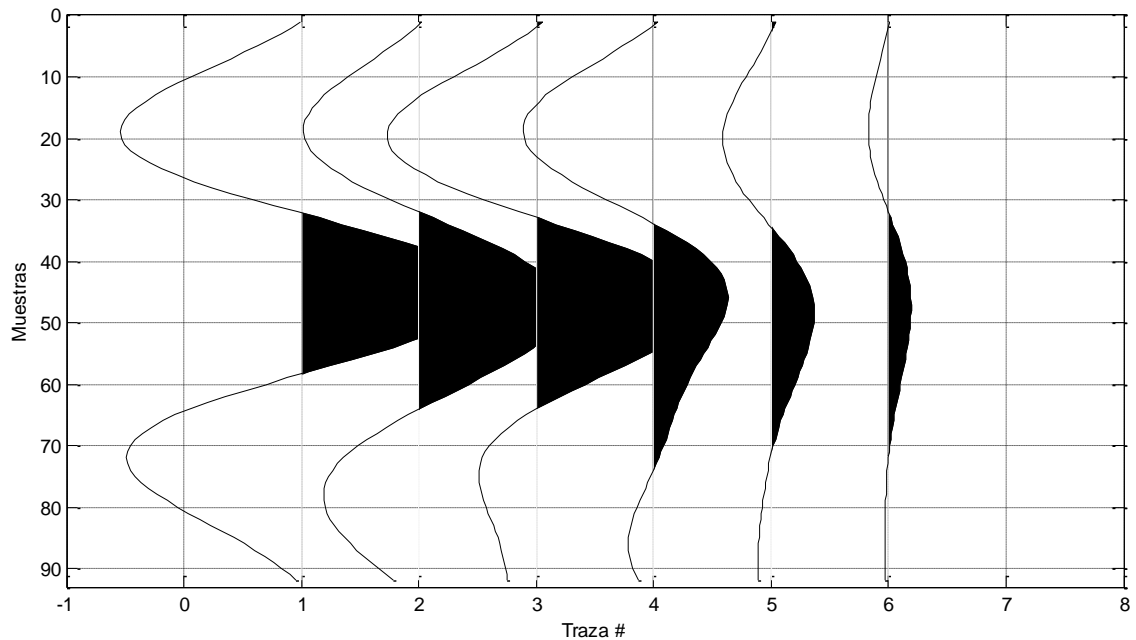
**Figura 17. Pantallazo de la ventana de picado de primeros arribos.**



**Fuente:** Autor del proyecto

**3.2.5 Separación de ondículas principales.** Después de seleccionar los tiempos de arribo, el paso siguiente a realizar es la separación de las ondículas principales, en donde se encuentra la información necesaria para calcular la atenuación. Para esto el usuario debe saber la duración máxima estimada de las ondículas a separar.

**Figura 18. Ondículas principales separadas, en este caso con duración máxima de 23 ms.**

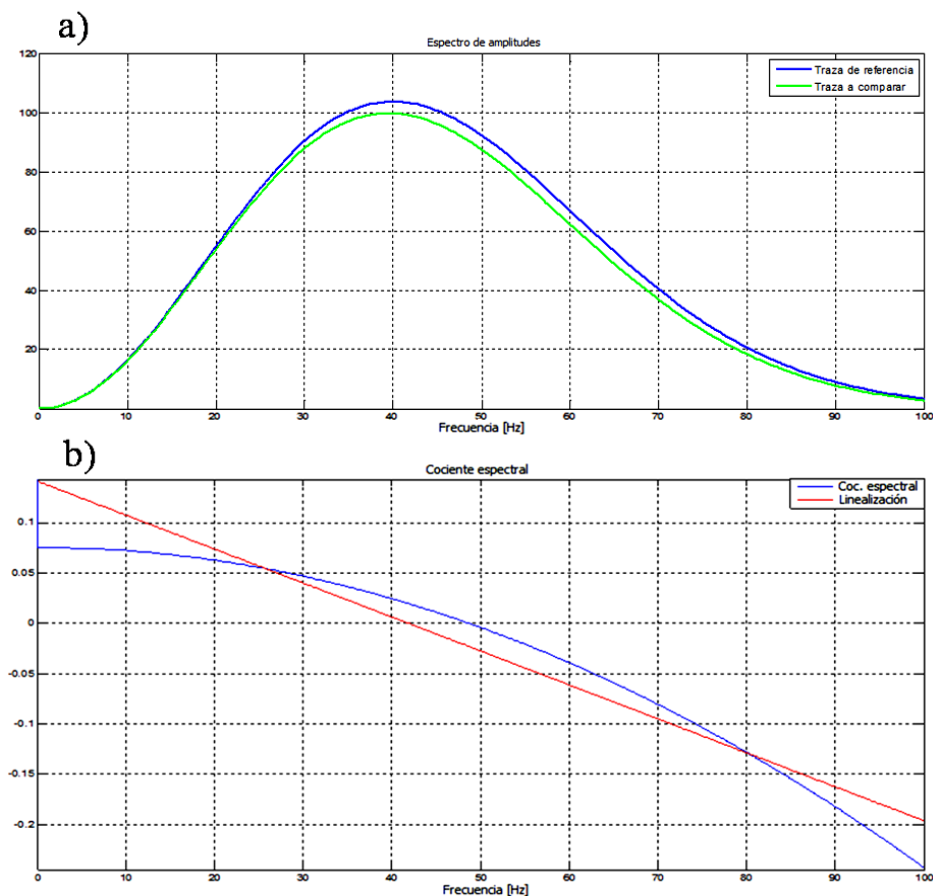


**Fuente:** Autor del proyecto

**3.2.6 Aplicación del método de radio espectral y cálculo de Q.** Teniendo ya las ondículas principales separadas, los datos están ya listos para ser sometidos al método de cociente espectral y calcular las variables de interés, entre ellas el factor de calidad Q. En la práctica, para hacer la relación espectral debe tenerse en cuenta que este cociente no es lineal, mas puede ser linealizado si la diferencia en los espectros de las ondículas no es muy significativa.

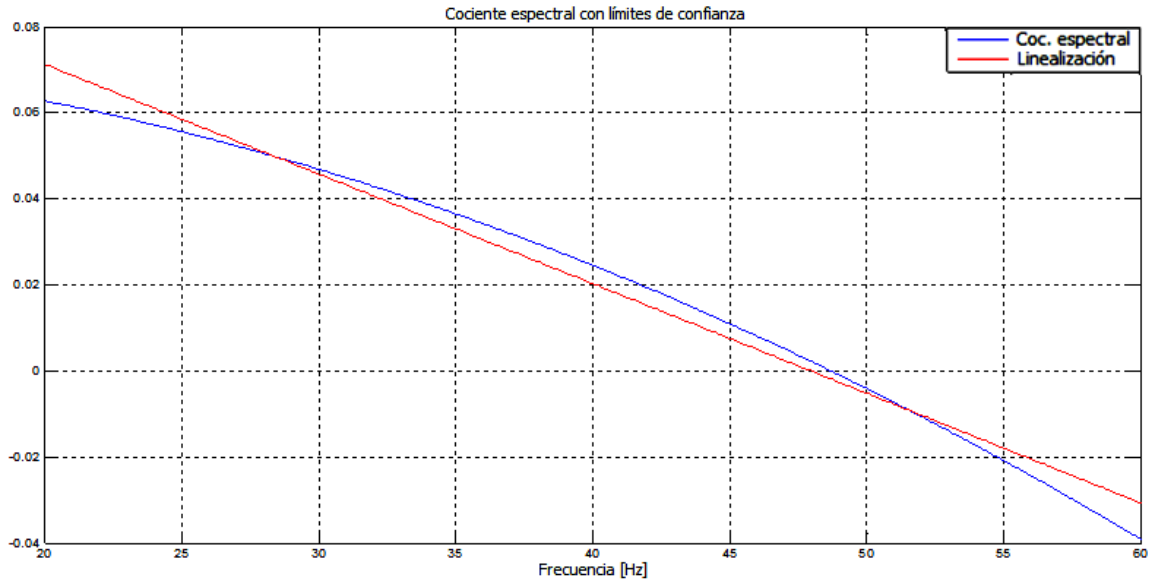
En la figura 19, en (b) se comparan los espectros de amplitud de dos ondículas con contenido frecuencial máximo de 100Hz en (a), donde la segunda (numerador en la ecuación (36)) ha experimentado atenuación con respecto a la primera (denominador en la ecuación (36)). Se puede observar que en las zonas cercanas a los límites de la banda de frecuencias de las ondículas, la linealidad se va perdiendo, y en ocasiones, sobre todo al trabajar con datos reales, ocurren variaciones abruptas o indeterminaciones. Por estas razones, es prudente escoger un rango o “límite de confianza” en la zona de frecuencias con mayor contenido de energía para realizar allí la linealización del cociente.

**Figura 19. (a) Ondículas con ancho de banda similar. (b) Gráfica de cociente espectral en todo el ancho de banda de las ondículas en (a).**



**Fuente:** Autor del proyecto

**Figura 20. Cociente espectral de las ondículas de la figura 18a con límites de confianza entre 20 y 60 Hertzios.**



**Fuente:** Autor del proyecto

Se puede apreciar en la figura 20 que la linealización del cociente espectral tiene mejor correlación que la de la figura 19b. Ahora la pregunta es: ¿Cómo se puede asegurar que siempre se escoja automáticamente el intervalo apropiado para hacer la división espectral?

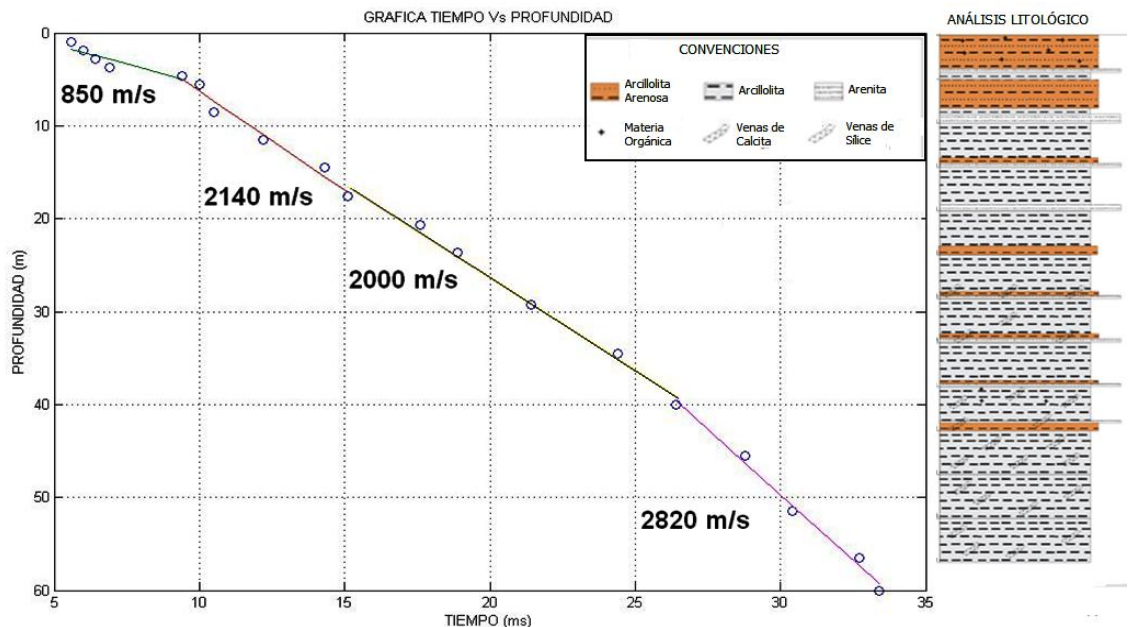
Casi todas las formas de onda de las fuentes sísmicas que se utilizan hoy en día, presentan espectros de amplitudes semejantes a los de la figura 19a, en donde el contenido energético está centrado y decae alrededor de una frecuencia central, de máxima energía. Esta frecuencia es llamada *frecuencia pico* ( $f_p$ ) o *centroide* del espectro de amplitudes. Al poder determinar esta frecuencia máxima, el usuario puede escoger una ventana de frecuencias superiores e inferiores a  $f_p$  dentro de la cual realizar la división entre los espectros. La frecuencia pico puede ser calculada fácilmente (computacionalmente hablando) como el valor máximo del módulo de la transformada de Fourier de una ondícula de entrada; sin embargo, se tuvo que

programar un algoritmo optimizado para calcular esta variable, el cual utiliza la DFT (Transformada Discreta de Fourier) en intervalos de frecuencia alrededor del punto que se desea localizar. Las razones para esto se explican en la sección 5.3.6.

Habiendo ya linealizado el cociente espectral, sólo queda hallar la pendiente para hallar  $B_z$ , teniendo esta cantidad se pueden aplicar las ecuaciones (37), (39) y (41) para hallar  $K_z$ ,  $\alpha_z$  y el factor Q, respectivamente.

**3.2.7 Análisis opcional: cotejo con el análisis de velocidades.** De manera complementaria al análisis de atenuación, y para verificar los resultados obtenidos, se pueden cotejar éstos con los resultados del análisis de velocidades que tradicionalmente se hace con los datos uphole.

**Figura 21. Análisis de velocidades y columna litológica de un pozo uphole.**



**Fuente:** GUEVARA, S., AGUDELO, W., FIGUEREDO, Y., RUEDA, D. GARCÍA, N., BECERRA, C., PLATA, A. Estudio Integrado del Estrato Somero: Caso Cuenca del Catatumbo. Grupo estrato somero, convenio 005 UIS – ICP, 2006.

El análisis de velocidades consiste simplemente en picar los tiempos de primeros arribos, y después, apoyándose en el análisis litológico del pozo uphole, o tomando en cuenta los puntos en profundidad donde existe evidente cambio en la tendencia o pendiente de los tiempos hallados, se segmentan grupos de tiempos en unidades litológicas o capas para cada una de las cuales se linealiza estas tendencias; la pendiente de estas líneas son las velocidades de intervalo de cada capa.

Es posible vincular estos dos análisis utilizando la ecuación (40), donde la relación entre  $K_z$  y  $\alpha_z$  está dada por las velocidades de intervalo  $V_z$ . al compararse la relación entre  $\alpha_z$  y  $K_z$  con estas velocidades, se puede tener una idea de qué tanta coherencia tienen los resultados del análisis de atenuación con las velocidades halladas.

**3.2.8 Exportar resultados.** Los resultados obtenidos del análisis de atenuación ( $Q$ ,  $B_z$ ,  $K_z$ ,  $\alpha_z$  y correlaciones) deberán ser exportados para su posterior uso en MATLAB o en cualquier programa que necesite estos datos.

#### 4 MODELADO DE SISMOGRAMAS DE REFLEXIÓN CON PRESENCIA DE ATENUACIÓN

Uno de los principales problemas que se afrontó en este trabajo de investigación, fue el difícil acceso a datos, y además que muchos de los que se pudieron conseguir no cumplen con las características necesarias para ser procesados con los algoritmos de cálculo de atenuación propuestos, pues presentan saturación en la medición, ruido excesivo y períodos de muestreo inadecuados, entre otros factores que disminuyen su calidad.

Por esta razón, aunque no estaba contemplado inicialmente como objetivo de este trabajo, se decidió programar un algoritmo de modelado básico de datos sísmicos de reflexión con presencia de atenuación, para poder así validar los resultados de la herramienta de cálculo de Q.

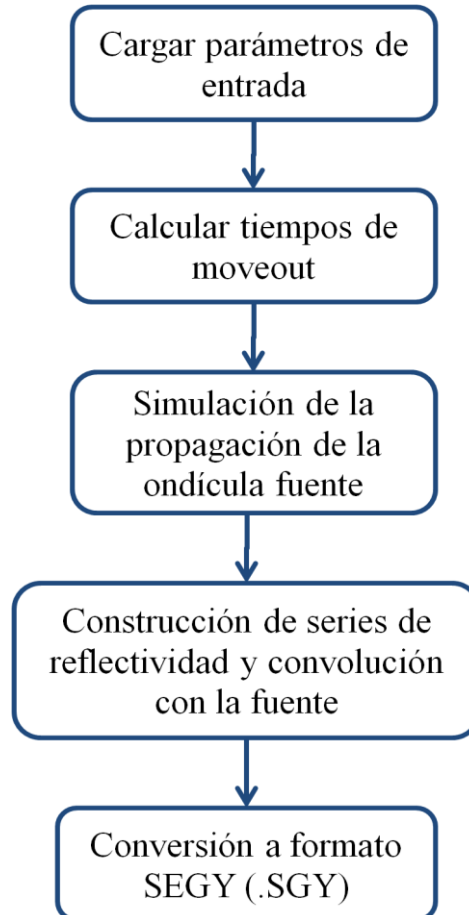
El método escogido para el cálculo de atenuación es el presentado en el año 2002 por Zhang y Ulrych<sup>20</sup>, el cual trabaja con datos CMP (Common Mid Point), y se basa en la variación del centroide o frecuencia pico de los espectros de amplitud de las ondículas de los eventos de reflexión para calcular Q. El modelado debe hacerse para esta clase de datos sísmicos.

Se construyó la herramienta de modelado de sismogramas CMP, siguiendo el diagrama de flujo general mostrado en la figura 22. De igual manera que para la herramienta de cálculo de atenuación uphole, las funciones de cada bloque tendrán sus respectivas explicaciones en los numerales siguientes.

---

<sup>20</sup> ZHANG, C., ULRYCH, J. Estimation of Quality Factors from CMP Records. En: Geophysics, Vol. 67 (2002); p. 1542-1547

**Figura 22. Diagrama de flujo general propuesto para la herramienta de modelado de sismogramas CMP con presencia de atenuación.**



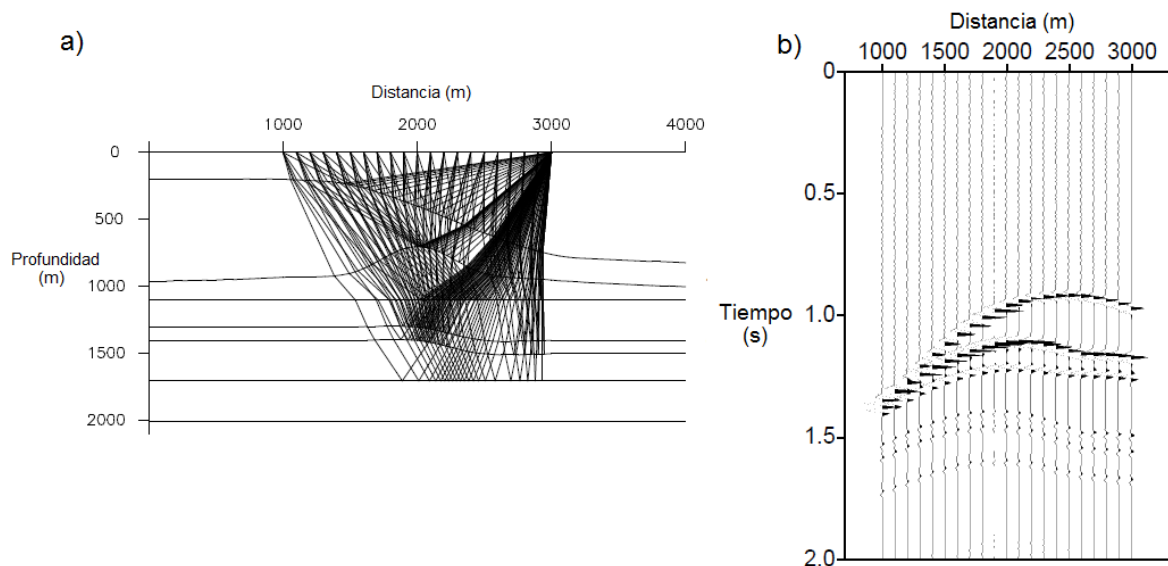
**Fuente:** Autor del proyecto

#### **4.1 ORGANIZACIÓN DE DATOS SÍSMICOS DE CAMPO Y SISMOGRAMAS CMP**

Antes de empezar a modelar cualquier sismograma, debe tenerse claridad sobre cómo se hace la organización de los datos sísmicos. En los diseños típicos de una adquisición sísmica de reflexión 2D, se tiene un tendido de receptores dispuestos

de manera equiespaciada (en lo posible) a lo largo de una línea, ojalá recta. Se hace el primer disparo de la fuente en un extremo de esta línea, y se hacen los siguientes disparos recorriendo la línea hasta llegar al otro extremo. Cada disparo origina las mediciones sísmicas que se graban sucesivamente en un disco o cinta, disparo a disparo. A esta organización básica de los datos se le llama CSG (Common Shot Gather). Dentro de cada “gather”, la medición que se hace desde una fuente hasta un receptor se llama *traza*, que es una serie de reflexiones en el tiempo. Estas trazas deben ordenarse de alguna forma, y lo más lógico es que se hagan dependiendo de la distancia entre la fuente y el receptor, que es llamada offset.

**Figura 23. (a) Trazado de rayos para un CSG con la fuente ubicada en 3000 metros. (b) Sismograma para el disparo mostrado en (a).**

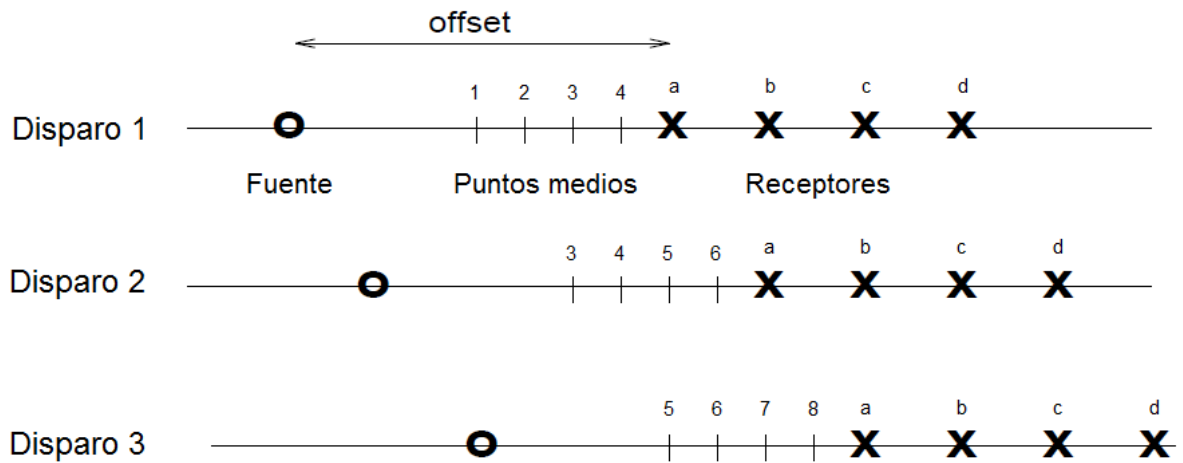


**Fuente:** Autor del proyecto

En la figura 23a se muestra la trayectoria de los frentes de onda que mide cada receptor en un disparo específico. Estos “rayos” van siendo doblados según la ley de Snell a medida que se trasladan por el subsuelo, dependiendo de las velocidades de las capas (y en la realidad, también de los efectos de la anisotropía

del medio). Se puede observar que los puntos de reflexión en cada interfaz ocurren en diferentes posiciones bajo la superficie. Esto no es conveniente para las etapas posteriores de procesamiento; la idea es que un sismograma represente los eventos que ocurren bajo un punto común en la superficie. Es por esto que los datos suelen organizarse según puntos medios comunes (CMP), donde punto medio se entiende como el punto central entre la fuente y el receptor.

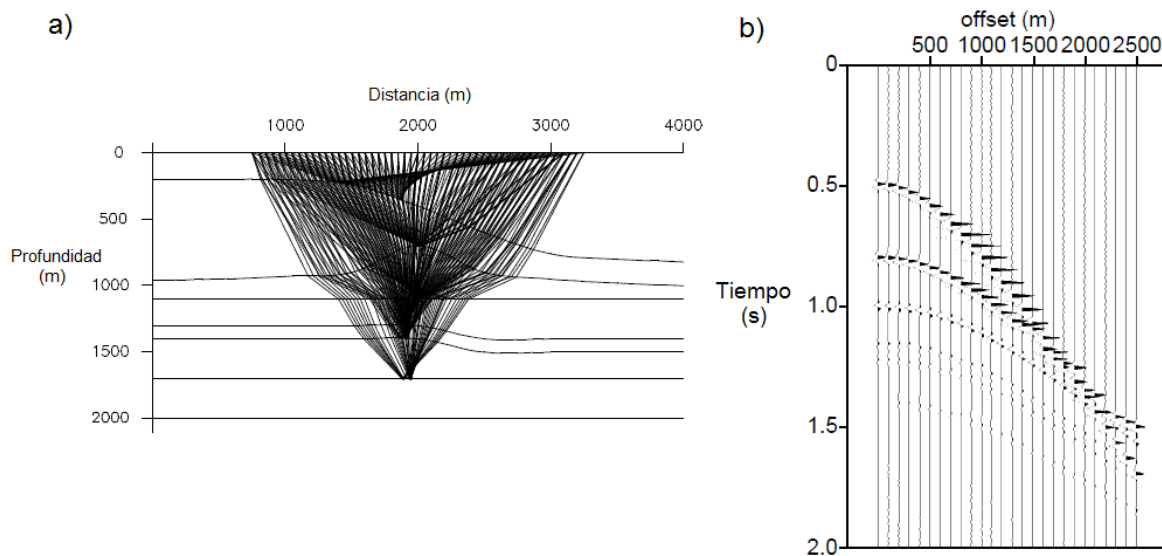
**Figura 24. Definición del punto medio entre fuente y receptor.**



**Fuente:** Autor del proyecto

En la figura 24 se encuentra una explicación de la organización por puntos medios comunes. Aquellas trazas de cualquier disparo que compartan un punto medio, por ejemplo, la medición del receptor *c* del disparo *1* con la del receptor *a* del disparo *2*, que comparten el punto medio *3*, pueden ser colocadas en un sismograma aparte y ser ordenadas ascendente o descendientemente según offset.

**Figura 25. (a) Trazado de rayos para un CMP ubicado en 2000 metros. (b) Sismograma CMP para los datos en (a).**



**Fuente:** Autor del proyecto

En el trazado de rayos de la figura 25a se observa que los rayos convergen en una región en profundidad cercana al punto medio en superficie, que en este caso se encuentra en 2000 metros, esto es debido a que la geometría de capas no es perfectamente plana. De tener un medio con capas planas horizontales, el punto común de profundidad (CDP) sería el mismo punto común (CMP) en la superficie. Por esta razón, al tener un sismograma CSG y uno CMP de una región de capas planas, resultarían idénticos.

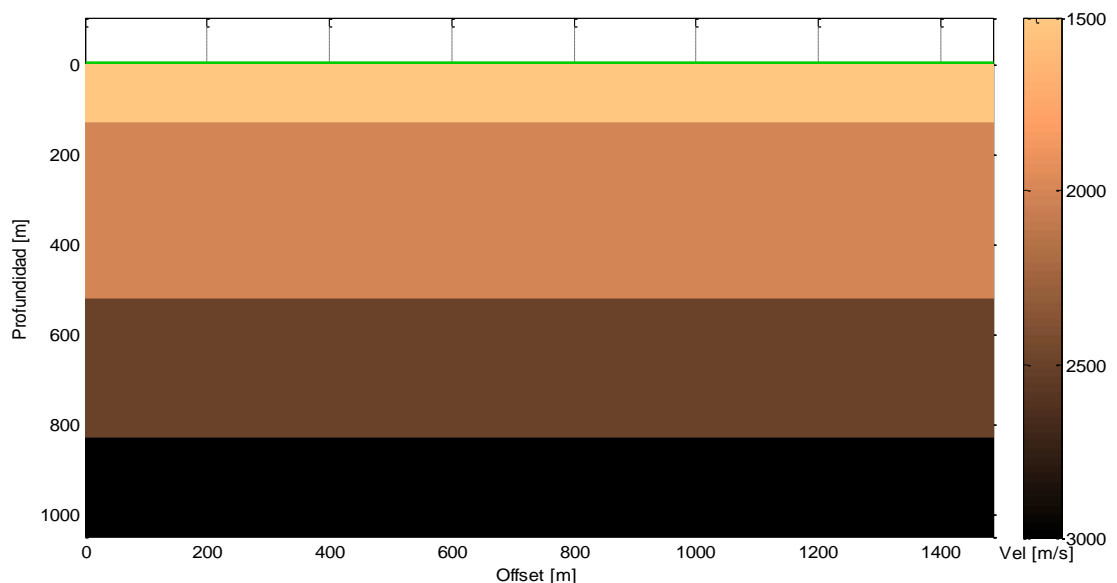
## 4.2 PROCESO DE MODELADO

Teniendo ya claridad sobre la organización de los datos sísmicos de reflexión preapilado y las ventajas de los arreglos por puntos medios comunes, se puede comenzar con la descripción del algoritmo de modelado mostrado en la figura 22.

Esto se hará para modelos de subsuelo de capas planas horizontales; hacer el modelado para capas con buzamientos o inclinaciones, además de ser más complicado de programar, es innecesario en este caso pues lo que se busca es validar el algoritmo de cálculo de Q, para lo cual es suficiente modelar los sismogramas basados en este tipo de disposición de capas.

**4.2.1 Ingreso de parámetros.** Para construir el modelo de estratos de capas planas es necesario, en primer lugar, ingresar el número de capas de éste, el número de receptores (trazas), la separación entre éstos, el espesor de las capas y sus respectivas velocidades. Otros parámetros que deben ingresarse para poder generar el sismograma son la frecuencia dominante de la ondícula fuente ( $f_m$ ) y, lógicamente los factores de calidad Q de cada capa. Para modelar la ondícula fuente se utiliza la ondícula Ricker simétrica, la cual es usada ampliamente en el modelado de sísmica. Las características y ventajas de las ondículas Ricker en aplicaciones sísmicas son mencionadas en la sección 5.1.

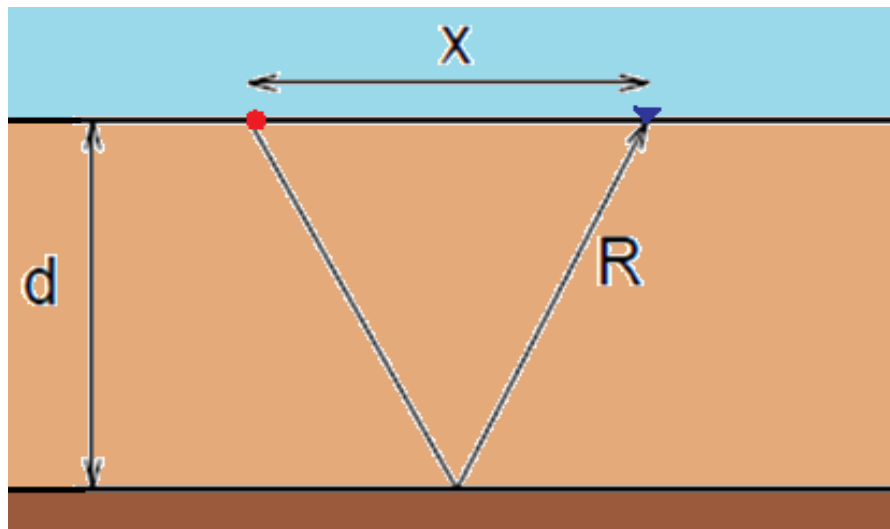
**Figura 26. Modelo de 4 estratos horizontales con diferentes espesores y velocidades.**



**Fuente:** Autor del proyecto

**4.2.2 Cálculo de tiempos de move-out.** Después de definir el modelo de estratos sobre el cual se construirá el sismograma CMP, se debe analizar ahora el efecto de las velocidades de capa sobre los tiempos de los eventos de reflexión que se registran en la superficie.

**Figura 27. Distancias en un modelo de subsuelo con un reflector plano.**



**Fuente:** Autor del proyecto

Considerando en primer lugar una reflexión producida por una interface en el subsuelo, tal y como se muestra en la figura 27, el tiempo que se demora en viajar el rayo producido por una fuente hasta un receptor está dada por:

$$T = \frac{R}{v} = \frac{\sqrt{(4d^2+x^2)}}{v} \quad (45)$$

Donde  $x$  es la distancia fuente – receptor,  $R$  es la distancia total recorrida por el rayo,  $d$  es el espesor de la capa y  $v$  es la velocidad de la onda en el medio. Si se define el tiempo de offset cero como:

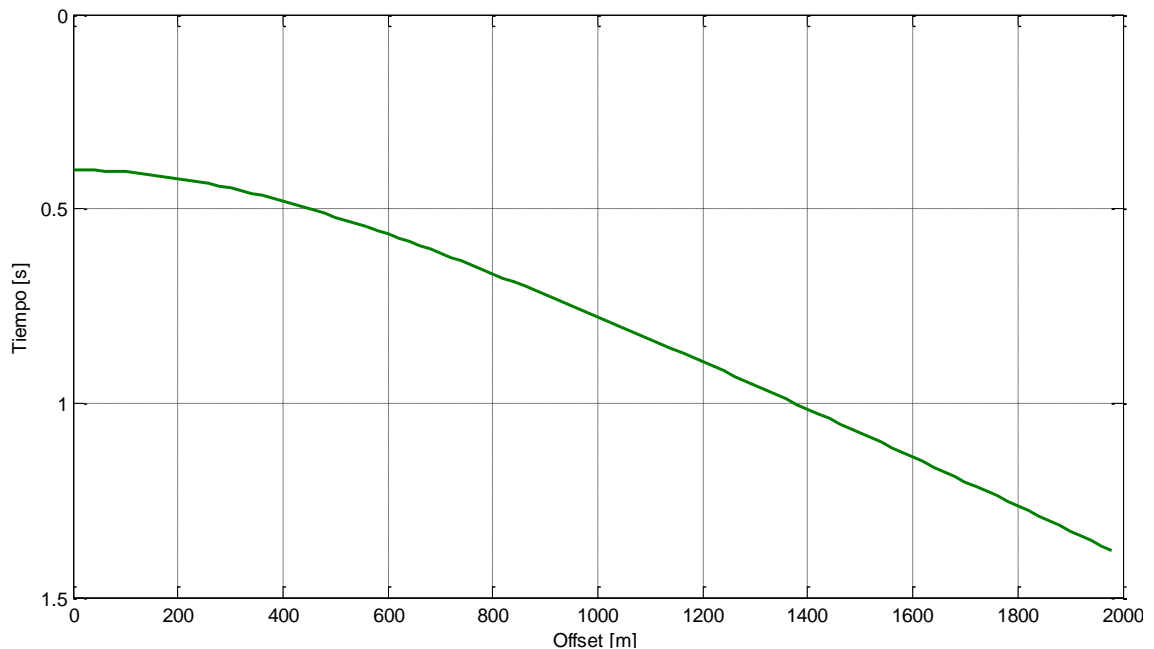
$$T_0 = \frac{2d}{v} \quad (46)$$

La ecuación (45) puede ser escrita como:

$$T = T_0 \left( 1 + \frac{x^2}{v^2 T_0^2} \right)^{1/2} \quad (47)$$

Nótese que esta función describe una hipérbola, donde para los tiempos posteriores a  $T_0$  se tiene un retraso extra debido al factor  $x^2/(v^2 T_0^2)$ . A este tiempo de retraso se le llama en el argot geofísico *Normal Move-Out* (NMO). Este término extra se debe solamente a la distancia extra del receptor con respecto a la fuente; si las dos están en posiciones coincidentes este término es cero.

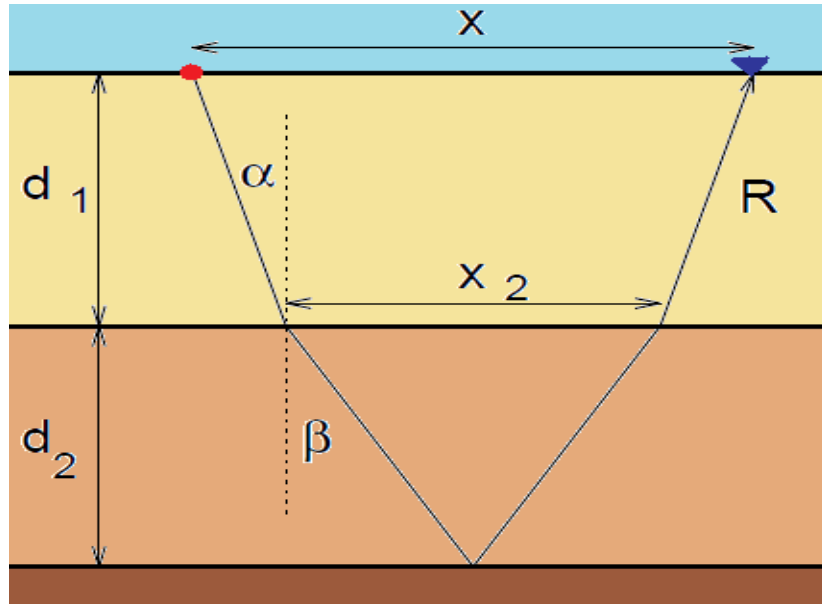
**Figura 28. Curva NMO para un reflector horizontal de 300 metros de espesor y velocidad de 1500 m/s.**



**Fuente:** Autor del proyecto

Considérese ahora un modelo de estratos de dos reflectores, como lo muestra la figura 29.

**Figura 29. Distancias en un modelo de estratos de dos reflectores planos.**



**Fuente:** Autor del proyecto

En este caso,  $x_2$  es la distancia horizontal que recorre el rayo en la segunda capa, y se tiene además el offset  $x$ , los espesores de las capas  $d_1$  y  $d_2$ , respectivamente, y de igual forma las velocidades de onda  $v_1$  y  $v_2$ . Entonces el tiempo de viaje de un rayo reflejado por la segunda interfaz está dado por la expresión:

$$T = \frac{\sqrt{(4d_1^2 + (x - x_2)^2)}}{v_1} + \frac{\sqrt{(4d_2^2 + x_2^2)}}{v_2} \quad (48)$$

Y definiendo el tiempo de offset cero para cada capa como  $T_1$  y  $T_2$  de manera análoga a la ecuación (46), queda:

$$T = T_1 \left(1 + \frac{x_1^2}{v_1^2 T_1^2}\right)^{1/2} + T_2 \left(1 + \frac{x_2^2}{v_2^2 T_2^2}\right)^{1/2} \quad (49)$$

Donde  $x_1 = x - x_2$ . Aquí el problema es que, si se asume que  $v_1$  y  $v_2$  son conocidas, no se conoce  $x_2$ . Por esta razón no se puede usar directamente esta fórmula para describir el comportamiento del move-out para este modelo de dos reflectores.

Para solucionar esto, se pueden expandir los términos en raíz cuadrada de la ecuación (49) en series de Taylor y, tomando en cuenta sólo los primeros términos, queda:

$$T \cong T_1 + \frac{x_1^2}{2T_1 v_1^2} + T_2 + \frac{x_2^2}{2T_2 v_2^2} \quad (50)$$

Y elevando al cuadrado:

$$T^2 \cong (T_1 + T_2)^2 + (T_1 + T_2) \left( \frac{x_1^2}{T_1 v_1^2} + \frac{x_2^2}{T_2 v_2^2} \right) + \left( \frac{x_1^2}{T_1 v_1^2} + \frac{x_2^2}{T_2 v_2^2} \right)^2 \quad (51)$$

Y ya que, si se utilizan unidades consistentes,  $v^2 \gg x^2$ , entonces el tercer término de la ecuación (51) puede ser despreciado, quedando:

$$T^2 \cong (T_1 + T_2)^2 + (T_1 + T_2) \left( \frac{x_1^2}{T_1 v_1^2} + \frac{x_2^2}{T_2 v_2^2} \right) \quad (52)$$

Aquí todavía se necesita poner a  $x_2$  y  $x_1$  en función de  $x$ . Para poder hacer esto, se usa la aplicación de la ley de Snell en la interface, siendo:

$$\frac{\text{sen}(\alpha)}{v_1} = \frac{\text{sen}(\beta)}{v_2} \quad (53)$$

Donde  $\alpha$  y  $\beta$  son los ángulos del rayo con la normal en las capas 1 y 2 respectivamente, cuando cruza la interfaz (ver figura 29). Si se hace la aproximación para pequeños ángulos en donde  $\text{sen}(\theta) \approx \tan(\theta)$ , la ecuación (53) se vuelve:

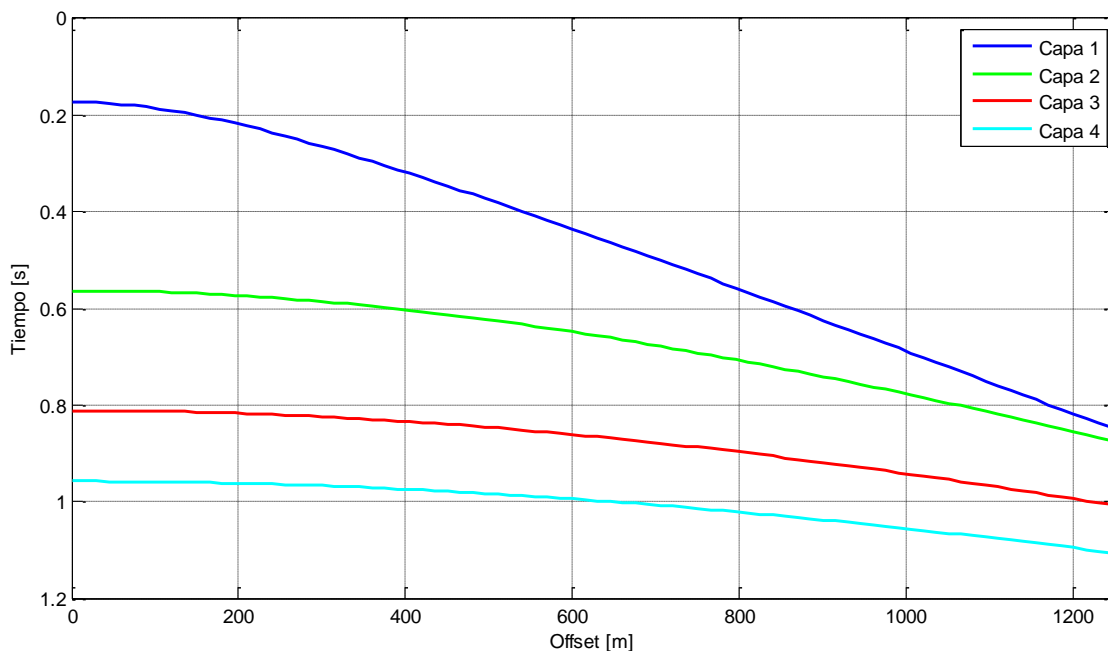
$$\frac{x_1}{T_1 v_1^2} = \frac{x_2}{T_2 v_2^2} \quad (54)$$

Ahora, si despejamos ya sea  $x_1$  o  $x_2$  de la ecuación (54), y reemplazando en  $x_1 + x_2 = x$ , ya se pueden tener estas variables en función del offset  $x$ . Reemplazando en la ecuación (52), queda:

$$T^2 \cong (T_1 + T_2)^2 + \frac{(T_1 + T_2)}{T_1 v_1^2 + T_2 v_2^2} x^2 \quad (55)$$

Para modelos de más de 2 capas, se puede utilizar recursivamente las ecuaciones (48), (54) y (55), donde, moviéndonos de los reflectores más superficiales hasta los más profundos, es posible hallar los tiempos de viaje de cara rayo en cada capa ( $T_i$  ó  $\Delta t$ ), por ende también se obtienen los tiempos de move-out, que son la suma de estos segmentos de tiempo en cada receptor.

**Figura 30. Tiempos de Normal Move-Out modelados para el modelo de estratos de la figura 26.**



**Fuente:** Autor del proyecto

Cabe anotar que las aproximaciones hechas funcionan bien para offsets bajos e intermedios; para distancias fuente – receptor mayores a 1.5 veces la profundidad máxima a iluminar, la aproximación empieza a fallar.

**4.2.3 Simulación de la propagación de la ondícula fuente.** Construido el modelo de subsuelo y los tiempos en donde son detectadas las reflexiones en cada capa, ahora se debe simular la propagación de una ondícula inicial sobre el modelo de estratos, y la absorción que va experimentando a medida que se propaga. En otras palabras, se debe calcular el decremento en las amplitudes y frecuencias pico de las ondículas correspondientes a cada interfaz, en cada receptor.

Lo anterior se puede hacer computando los filtros de absorción de la ecuación (35) (componente exponencial); el filtro de absorción para cada capa  $i$  y receptor  $j$  en el dominio de la frecuencia se calcula según la expresión:

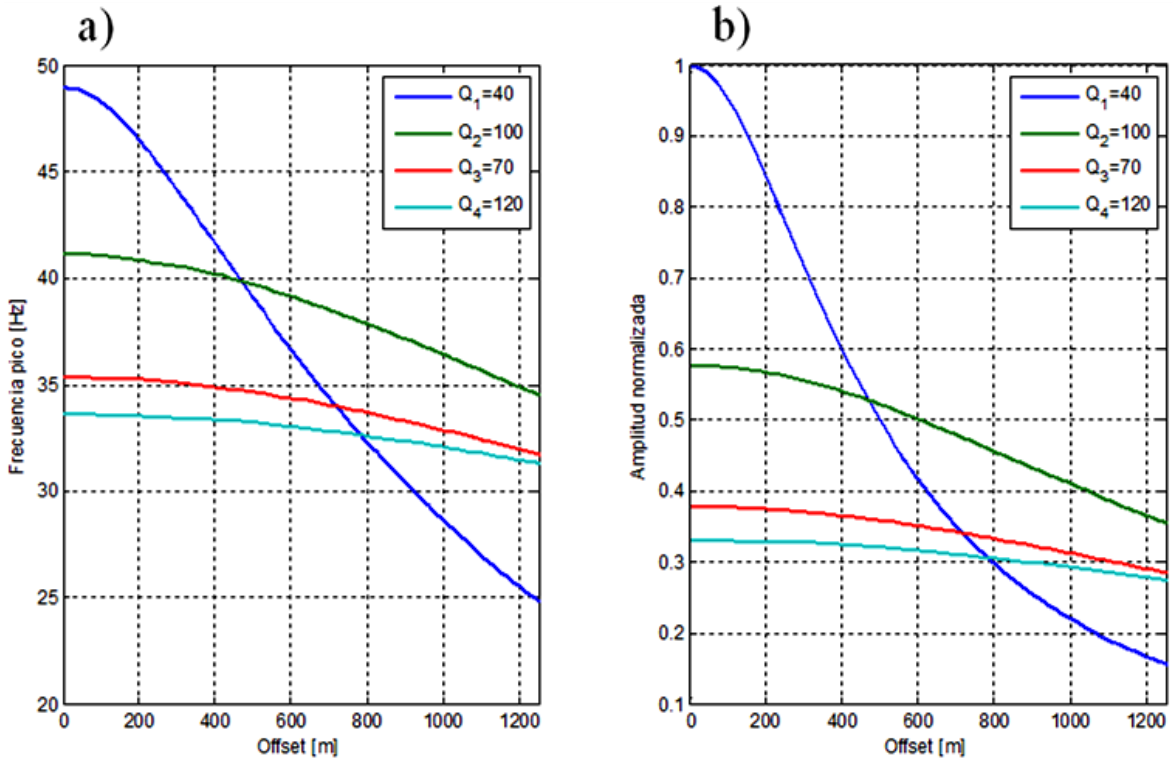
$$\Phi_{i,j}(f) = e^{-\sum_{k=1}^N \left( \frac{\pi \Delta t_k f}{Q_k} \right)} \quad (56)$$

Donde  $i = 1, 2, 3, \dots, R$  siendo  $R$  el número de capas,  $j = 1, 2, 3, \dots, S$  siendo  $S$  el número de receptores,  $\Delta t_k$  el tiempo de viaje en cada capa, y  $Q_k$  el factor de calidad de cada capa.

A continuación, se genera la fuente, u ondícula a propagar. En esta herramienta de modelado, la fuente será de la clase Ricker simétrica (de fase cero). Después de esto, se multiplican los espectros de la fuente y el filtro de absorción (convolución), y se calculan las frecuencias pico  $f_p$  y las amplitudes del espectro resultante, que corresponde a la fuente propagada.

En la figura 31 se muestra la simulación realizada sobre el medio descrito en la figura 26, si se toma como fuente una ondícula Ricker simétrica con frecuencia dominante  $f_m$  (frecuencia pico sin propagación) de 60Hz. Nótese que el factor de calidad de la primera capa ( $Q_1$ ) se modela bajo con respecto a las capas subsecuentes, para que el efecto de pérdida de frecuencias pico y amplitudes sea más dramático (cosa que tiende a acontecer en sismica real)

**Figura 31. Frecuencias pico (a) y amplitudes (b) contra offset al propagar una ondícula Ricker de 60Hz en el medio de la figura 26.**



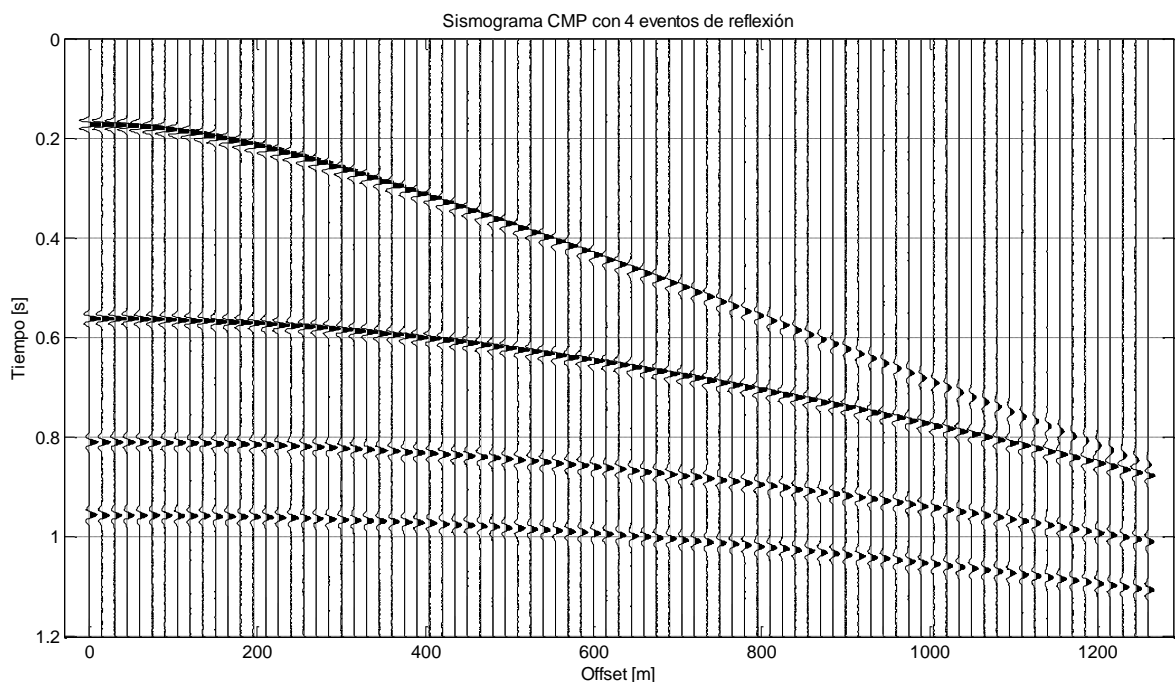
Fuente: Autor del proyecto

#### 4.2.4 Construcción de series de reflectividad y convolución con la fuente.

Utilizando los  $\Delta t$  obtenidos en el numeral 4.2.2, se puede construir la serie de reflectividades de cada receptor, que no es más que un tren de impulsos en donde cada uno de ellos se encuentra en el instante en donde ocurre cada reflexión. Además, cada impulso está escalado por la amplitud de la ondícula propagada en ese punto. Ahora, para construir las trazas finales del sismograma sintético a construir, se generan ondículas ya propagadas (con las  $f_p$  halladas anteriormente), y se convolucionan cada una con su impulso correspondiente en la serie de reflectividades. Por último, se puede agregar una determinada cantidad de ruido blanco a los datos, para simular efectos en los sismogramas reales.

En la figura 32 se muestra el sismograma CMP sintético resultado del modelado según el algoritmo descrito en este capítulo, con los parámetros mostrados en las figuras 26, 30 y 31, y un porcentaje de ruido blanco del 5% sobre la máxima amplitud de los datos.

**Figura 32. Sismograma sintético CMP generado siguiendo el procedimiento mostrado en la figura 22.**



**Fuente:** Autor del proyecto

**4.2.5 Conversión a formato SEG-Y (.sgy).** Después de haber construido el sismograma CMP sintético con presencia de atenuación, éste puede ser guardado en formato estándar SEG-Y, para su posterior manipulación con otras herramientas de procesamiento sísmico. Para esto se convierte la matriz de trazas, junto con la información referente a muestreo y offset a una estructura sísmica, con sus respectivos encabezados (headers), y después se guarda como archivo .SGY utilizando las funciones de exportación de datos del toolbox *SeisLab*.

## 5 DETERMINACIÓN DE Q A PARTIR DE SISMOGRAMAS CMP

En el capítulo anterior se describió un procedimiento para modelar los efectos de la atenuación en un campo de onda, y de esta manera generar sismogramas CMP sintéticos, en los cuales exista presencia de este fenómeno. Esto se hizo para poder contar con datos sísmicos aptos para validar una técnica de cálculo de Q utilizando sísmica de reflexión agrupada por CMP. Como ya se había mencionado anteriormente, esta técnica fue propuesta por Zhang y Ulrych en el año 2002, y se quiso implementar en este trabajo debido a que, al trabajar con datos en preapilado, los cuales presentan los contenidos frecuenciales originales de los registros de campo, los resultados obtenidos son más confiables que si se trabaja con datos ya apilados. Además de esto, presenta una gran ventaja al compararse con el método de relación espectral, pues este último es muy sensible a los cambios en el espectro de las ondículas con respecto a la referencia, y estos cambios, en la sísmica de campo, son muy frecuentes y son debidos a múltiples factores, de los cuales muchos no se relacionan con los procesos de atenuación de energía. El algoritmo Zhang-Ulrych, por su parte, al depender solamente de la variación de las frecuencias pico  $f_p$  para calcular Q, se hace insensible a estas variaciones espectrales.

El intento de estimar el factor de calidad Q a partir de imágenes pre-apiladas nace de 2 observaciones. En primer lugar, una sección CMP representa múltiples observaciones de una estructura del subsuelo, la cual provee información en tiempo y distancia (offset). Esto permite la extracción de información concerniente a la estructura, litología y propiedades de los materiales como la velocidad y el factor Q. Por otra parte, los tiempos de arribo de las reflexiones son determinadas por las velocidades de intervalo y la estructura geométrica del subsuelo. Entonces,

la absorción en las señales recibidas en los geófonos se determina únicamente por los factores de calidad de intervalo y los tiempos de viaje en cada capa<sup>21</sup>.

Para desarrollar esta técnica, sin embargo, hay que hacer una consideración importante, y es que la fuente u ondícula inicial, es o *puede ser aproximada* a una ondícula Ricker simétrica<sup>22</sup>. Así que, antes de empezar a describir la implementación de esta técnica, se describirá primero la familia de ondículas Ricker, y las ventajas que presenta para trabajar en sísmica.

## 5.1 LA ONDÍCULA RICKER

En el año 1953, el geofísico Norman Ricker definió una familia de ondículas (wavelets) como solución de la ecuación de onda de Stokes incluyendo efectos de viscosidad Newtoniana, para explicar fenómenos de atenuación de energía en sismogramas. Hoy, más de medio siglo después, las ondículas que llevan su nombre aún son ampliamente utilizadas en el procesamiento sísmico.

**5.1.1 Teoría de las ondículas Ricker.** Se puede definir la ecuación de onda plana moviéndose en una dirección x, como:

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} \left( \Phi + \frac{1}{\omega_0} \frac{\partial \Phi}{\partial t} \right) = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} \quad (57)$$

---

<sup>21</sup> Ibid, p. 1542

<sup>22</sup> RICKER, Norman. The Form and Laws of Propagation of Seismic Wavelets. En: Geophysics, Vol. 18, (1953); p. 1040-1080

Donde  $\Phi$  es el vector potencial,  $v$  es la velocidad de la onda en el medio, y  $\omega_0 = (3\rho v^2)/(4\eta)$ , siendo  $\rho$  la densidad y  $\eta$  una medida de la *viscosidad interna* del material en el cual se propaga la onda.

La ecuación (57) puede ser simplificada introduciendo las variables no dimensionales  $X \equiv \omega_0 x/v$ , llamada *distancia numérica*, y  $T \equiv \omega_0 t$ , llamada *tiempo numérico*. Queda entonces.

$$\frac{\partial^2}{\partial X^2} \left( \Phi + \frac{\partial \Phi}{\partial T} \right) \frac{\partial^2 \Phi}{\partial T^2} \quad (58)$$

Se pueden obtener soluciones para el desplazamiento, la velocidad y la aceleración de partículas a una distancia numérica  $X$  y un tiempo numérico  $T$  a partir de una función de excitación o disturbio en la forma de un impulso Delta-Dirac de  $\Phi$  en  $X = 0$  y  $T = 0$ . En particular, la solución para la velocidad de partícula se escribe como:

$$\Phi'' = \frac{\sqrt{\pi}}{2} \sum_{n=0}^{\infty} \left[ \left( \frac{2}{X} \right)^{\frac{n+3}{2}} S_n^2(u) e^{-\frac{u^2}{4}} \right] \quad (59)$$

Donde  $u$  es una variable de tiempo desplazada:

$$u \equiv \left( \frac{2}{X} \right)^{1/2} (T - X) \quad (60)$$

Y  $S_n^2$  es el n-avo miembro de un grupo de funciones polinómicas de  $u$  cuyos coeficientes fueron trabajados por Ricker en 1943. Si se asume que  $X$  es siempre del orden de varios cientos, eso significaría que sólo los primeros términos de la suma de  $\Phi''$  tienen un aporte importante para la suma total, y por lo tanto los demás pueden ser despreciados. Haciendo lo anterior, queda:

$$\Phi'' = -\frac{\sqrt{\pi}}{4} \left(\frac{2}{X}\right)^{3/2} e^{-\frac{u^2}{4}} \left[1 - \frac{u^2}{2} - \frac{u}{(x/2)^{1/2}} (2.8125 - 0.9375u^2 + 0.0469u^4)\right] \quad (61)$$

Que no es más que una mezcla de una función simétrica de  $u$ :

$$\Phi_s'' = -\frac{\sqrt{\pi}}{4} \left(\frac{2}{X}\right)^{3/2} e^{-\frac{u^2}{4}} \left(1 - \frac{u^2}{2}\right) \quad (62)$$

Con una parte asimétrica:

$$\Phi_a'' = -\frac{\sqrt{\pi}}{4} \left(\frac{2}{X}\right)^2 u e^{-\frac{u^2}{4}} (2.8125 - 0.9375u^2 + 0.0469u^4) \quad (63)$$

El componente asimétrico se disipa con el tiempo de viaje mucho más rápido que el componente simétrico, por lo tanto, para valores de  $X$  grandes (alrededor de 5000), la amplitud de  $\Phi_a''$  está por debajo del 2% del valor de  $\Phi_s''$ , lo cual indica que, al ojo, la ondícula en este punto es casi simétrica (ver figura 12).

**5.1.2 Aproximación de gran rango.** Para la mayoría de casos prácticos, la dependencia de la forma de onda de las ondículas Ricker con el tiempo de viaje no es importante; lo que interesa es utilizar una ondícula normalizada que no dependa de  $u$  sino de la frecuencia. Para esto, se define  $f_m$  como la *frecuencia dominante* o *frecuencia de la ondícula fuente*, que no es más que aquella que tiene más contenido de energía en su espectro en un estado estacionario. Es posible encontrar una expresión matemática que caracterice la ondícula Ricker en función de esta frecuencia. A partir de la ecuación (62) y un breve desarrollo matemático se llega a:

$$R(t') = -(1 - 2\pi^2 f_m^2 t'^2) e^{-\pi^2 f_m^2 t'^2} \quad (64)$$

Donde  $R$  es la amplitud de la ondícula normalizada, y  $t'$  es un tiempo desplazado, medido desde el centro de la ondícula. Si se hace la transformada de Fourier de esta expresión, se obtiene:

$$R(f) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \frac{f^2}{f_m^2} e^{-\frac{f^2}{f_m^2}} \quad (65)$$

Donde  $f$  es la frecuencia. Esta es la expresión que utilizan Zhang y Ulrych como fuente sísmica en su algoritmo para determinar  $Q$ .

**5.1.3 Ventajas de la utilización de la ondícula Ricker en sísmica.** El hecho de que la ondícula Ricker sea hoy aún tan popular en aplicaciones de modelado y procesamiento sísmico se debe principalmente a tres razones.

- Es fácilmente programable como filtro de fase mínima o fase cero; de hecho, la ondícula Ricker simétrica tiene fase cero.
- Su aproximación se puede caracterizar completamente con un solo parámetro: la frecuencia dominante  $f_m$ .
- Buena parte de las ondículas fuente presentes en sismogramas reales presentan espectros de amplitud con una frecuencia dominante claramente identificable, por tanto pueden ser aproximadas al espectro Ricker, aunque sus formas de onda sean diferentes.

## 5.2 FUNDAMENTOS DEL ALGORITMO ZHANG-ULRYCH

En el procesamiento de datos sísmicos, una traza grabada es modelada como la convolución entre una firma de fuente sísmica y una serie de reflectividades. Esta firma es desconocida, en la gran mayoría de los casos, pero en algunos puede ser estimada o asumida como de fase mínima o fase cero. A medida que el offset aumenta, se observa que el centroide del espectro de las ondículas registradas por los sensores experimenta un desplazamiento hacia frecuencias bajas, debido al efecto de la relación existente entre el factor Q y este centroide (ver figura 13). El algoritmo Zhang-Ulrych observa este comportamiento en los datos CMP.

**5.2.1 Caso de una capa.** Se asume en primer lugar, que el espectro de la firma de fuente sísmica se aproxima a una ondícula Ricker, cuya expresión se encuentra en la ecuación (65); a su vez, se define la frecuencia pico  $f_p$  como la *frecuencia pico* o *frecuencia principal instantánea* de la ondícula. Cabe anotar que, en estado estacionario,  $f_p = f_m$ . La evolución de este espectro de amplitudes en el tiempo se modela como una ondícula Ricker en un medio viscoelástico. Después de un tiempo de viaje  $t$ , el espectro de amplitudes del campo de onda es, partiendo de la ecuación (34):

$$B(f, t) = A(t)B(f, t = 0)e^{-\frac{\pi ft}{Q}} \quad (66)$$

Donde  $A(t)$  es un término independiente de la frecuencia que agrupa todos los efectos no relacionados con la atenuación sobre el campo de onda. La frecuencia pico  $f_p$  se puede hallar igualando la derivada del espectro con respecto a  $f$ , a cero:

$$\frac{\partial B(f, t)}{\partial f} = A(t) \frac{\partial B(f, t=0)}{\partial f} e^{-\frac{\pi ft}{Q}} + A(t)B(f, t = 0)e^{-\frac{\pi ft}{Q}} \left(-\frac{\pi t}{Q}\right) = 0 \quad (67)$$

Si se asume que  $B(f, t = 0)$  es una ondícula Ricker (ecuación (65)), se puede derivar su expresión para remplazar en la ecuación (67), para obtener la frecuencia pico para el tiempo  $t$ :

$$f_p = f_m^2 \left[ \sqrt{\left(\frac{\pi t}{4Q}\right)^2 + \left(\frac{1}{f_m}\right)^2} - \frac{\pi t}{4Q} \right] \quad (68)$$

Entonces, la relación entre el factor de calidad  $Q$  y el desplazamiento de la frecuencia pico es:

$$Q = \frac{\pi t f_p f_m^2}{2(f_m^2 - f_p^2)} \quad (69)$$

Esto indica que, si se conoce la frecuencia dominante  $f_m$ , el factor  $Q$  se puede hallar a partir de sismogramas CMP utilizando un solo offset. Sin embargo, en la práctica, no se conoce esta frecuencia; mas si se asumen frecuencias pico  $f_{p1}$  y  $f_{p2}$  para tiempos de viaje  $t_1$  y  $t_2$ , respectivamente, se pueden igualar dos expresiones de  $Q$  para tiempos diferentes:

$$Q = \frac{\pi t_1 f_{p1} f_m^2}{2(f_m^2 - f_{p1}^2)} = \frac{\pi t_2 f_{p2} f_m^2}{2(f_m^2 - f_{p2}^2)} \quad (70)$$

Entonces se puede calcular la frecuencia dominante a partir de estas dos frecuencias y tiempos:

$$f_m = \sqrt{\frac{f_{p1} f_{p2} (t_2 f_{p1} - t_1 f_{p2})}{t_2 f_{p2} - t_1 f_{p1}}} \quad (71)$$

Mediante la expresión anterior se puede hallar el factor de calidad  $Q$  promedio de la capa utilizando la variación de la frecuencia pico en todos los offsets, lo cual da robustez al método pues disminuye los efectos del ruido blanco sobre los datos.

**5.2.2 Caso de múltiples capas.** Considerando el caso de dos capas con factores de calidad  $Q_1$  y  $Q_2$  tiempos de viaje  $t_1$  y  $t_2$ , respectivamente, tenemos como campo de onda:

$$B(f, t) = A(t)B(f, t = 0)e^{-\frac{\pi f t_1}{Q_1}} e^{-\frac{\pi f t_2}{Q_2}} \quad (72)$$

Donde  $t = t_1 + t_2$ . Usando la frecuencia  $f_p$  asociada con  $B(f, t)$ ,  $Q_2$  puede ser estimado mediante el anterior cálculo de  $Q_1$  y la frecuencia dominante  $f_m$ :

$$Q_2 = \frac{\pi t_2 Q_1}{\alpha Q_1 - \pi t_1} \quad (73)$$

Donde:

$$\alpha = \frac{2f_m^2 - 2f_p^2}{f_p f_m^2} \quad (74)$$

Para el caso de un medio de  $n$  capas, la ecuación (72) puede ser escrita como:

$$B(f, t) = A(t)B(f, t = 0)e^{-\sum_{i=1}^N \left(\frac{\pi f \Delta t_i}{Q_i}\right)} \quad (75)$$

Donde  $Q_i$  y  $\Delta t_i$  son el factor de calidad y el tiempo de viaje en la capa  $i$ , respectivamente. Se puede calcular el tiempo total de viaje en un offset determinado, así:

$$\sum_{i=1}^N (\Delta t_i) = t_N \quad (76)$$

Ahora se define  $t_{0(N)}$  como el tiempo de viaje de offset cero de la reflexión  $N$ , y  $t_{0(i)}$  como el tiempo de viaje de offset cero de una reflexión anterior a la capa  $N$ . Entonces el tiempo de viaje en la capa  $i$  se puede aproximar utilizando triángulos semejantes, quedando:

$$\Delta t_i = \frac{t_N}{t_{0(N)}} [t_{0(i)} - t_{0(i-1)}] \quad (77)$$

La ecuación (75) se puede dividir en dos componentes:

$$B(f, t) = A(t)B(f, t = 0) e^{-\sum_{i=1}^{N-1} \left( \frac{\pi f \Delta t_i}{Q_i} \right)} e^{-\frac{\pi f \Delta t_N}{Q_N}} \quad (78)$$

Lo cual permite obtener una ecuación para hallar el factor de calidad de la capa  $N$ :

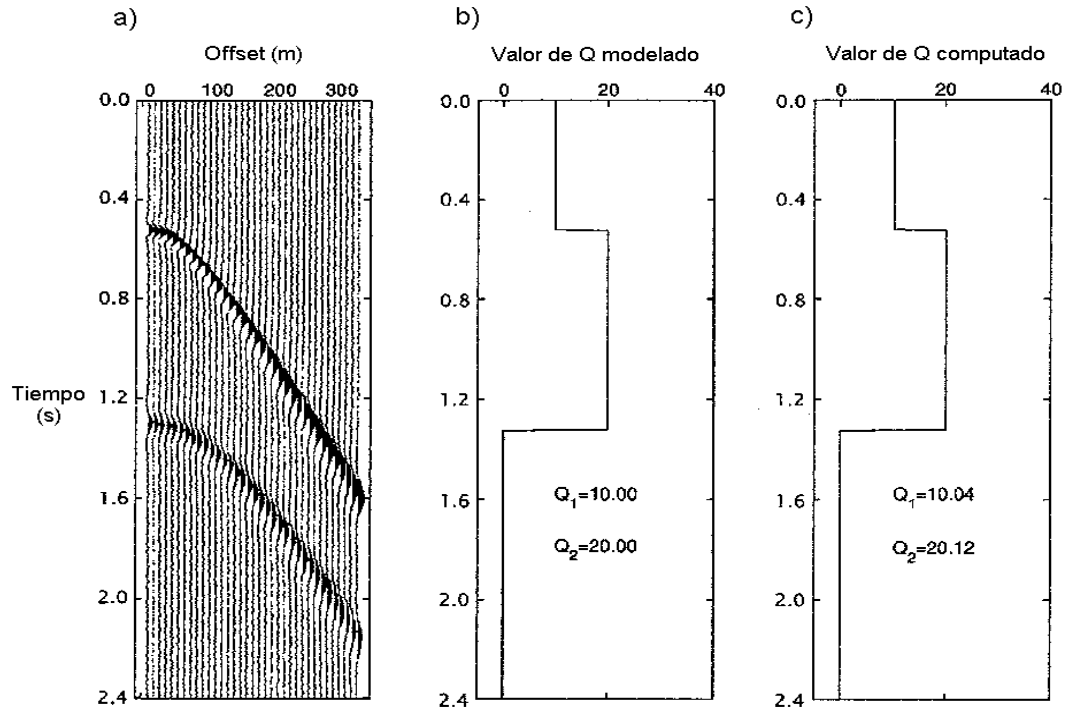
$$Q_N = \frac{\pi \Delta t_N}{\alpha - \beta} \quad (79)$$

Donde:

$$\beta = \sum_{i=1}^{N-1} \left( \frac{\pi \Delta t_i}{Q_i} \right) \quad (80)$$

Y  $\alpha$  es hallado mediante la ecuación (74).

**Figura 33. Ejemplo de implementación del algoritmo Zhang-Ulrych en datos sintéticos. (b) Q modelados. (c) Q computados.**

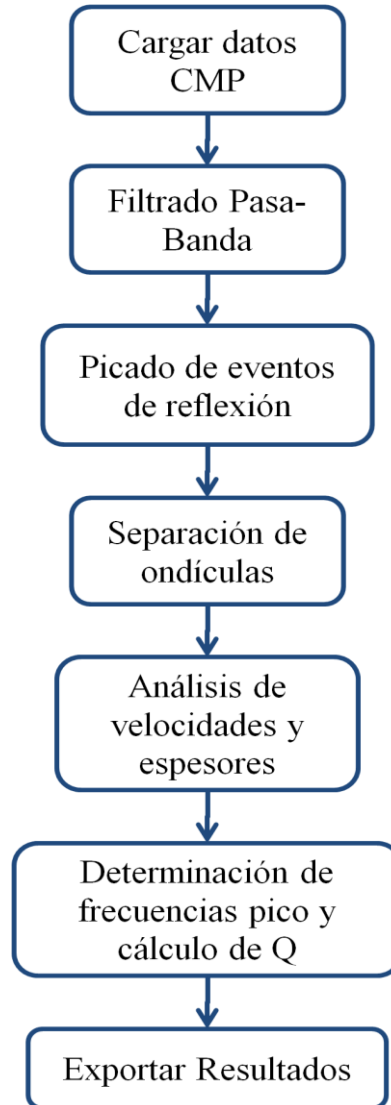


**Fuente:** ZHANG, C., ULRYPCH, J. Estimation of Quality Factors from CMP Records. En: Geophysics, Vol. 67 (2002)

### 5.3 IMPLEMENTACIÓN COMPUTACIONAL DEL ALGORITMO ZHANG-ULRYCH

En la figura 34 se muestra el flujo general de procesos de la herramienta de cálculo de Q para sismogramas CMP. De igual forma que para las otras implementaciones ya mostradas en capítulos anteriores, cada bloque tiene dentro de sí otras funciones que se encargan de tareas específicas, las cuales serán descritas a lo largo de este capítulo.

**Figura 34. Diagrama de flujo general propuesto para la herramienta de cálculo de Q para sismogramas CMP.**



**Fuente:** Autor del proyecto

En este capítulo se mostrará el proceso para hallar Q, utilizando como ejemplo el sismograma sintético generado en el capítulo 4, para tener una validación preliminar de los algoritmos de modelado y cuantificación de Q en datos CMP.

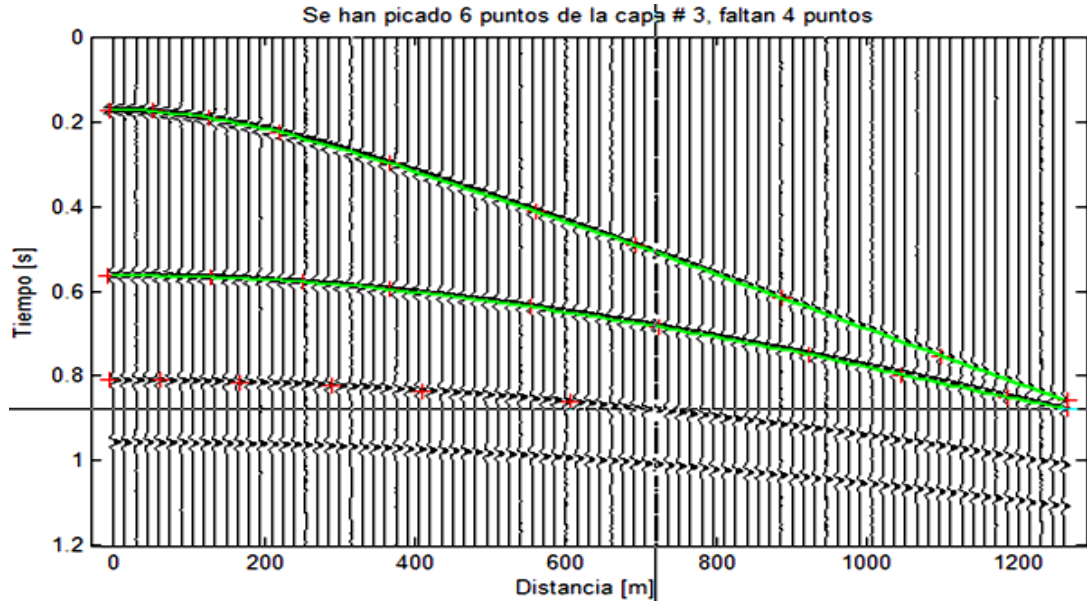
**5.3.1 Carga de datos CMP.** Al igual que para la herramienta Uphole (ver numeral 3.2.1), la herramienta CMP se diseñó para que el usuario pueda cargar datos en formato de sísmica estándar SEG-Y, o ingresar variables desde el workspace de MATLAB para ser procesadas.

**5.3.2 Filtrado Pasa-Banda.** Para hacer el filtrado a los datos CMP se utiliza el mismo diseño de filtro FIR mostrado en el numeral 3.2.3.

**5.3.3 Picado de eventos de reflexión.** Para aplicar el algoritmo Zhang-Ulrych es necesario seleccionar los rangos de tiempos en donde ocurren las reflexiones para cada traza. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que éste puede ser un trabajo tedioso para el usuario teniendo en cuenta el número de reflexiones y trazas que pueden haber en un sismograma CMP. Por esta razón el usuario puede seleccionar un número de puntos específico para seguir cada reflexión, y al final la curva de move-out seleccionada es interpolada para que cada reflexión en cada traza tenga un tiempo de viaje asociado.

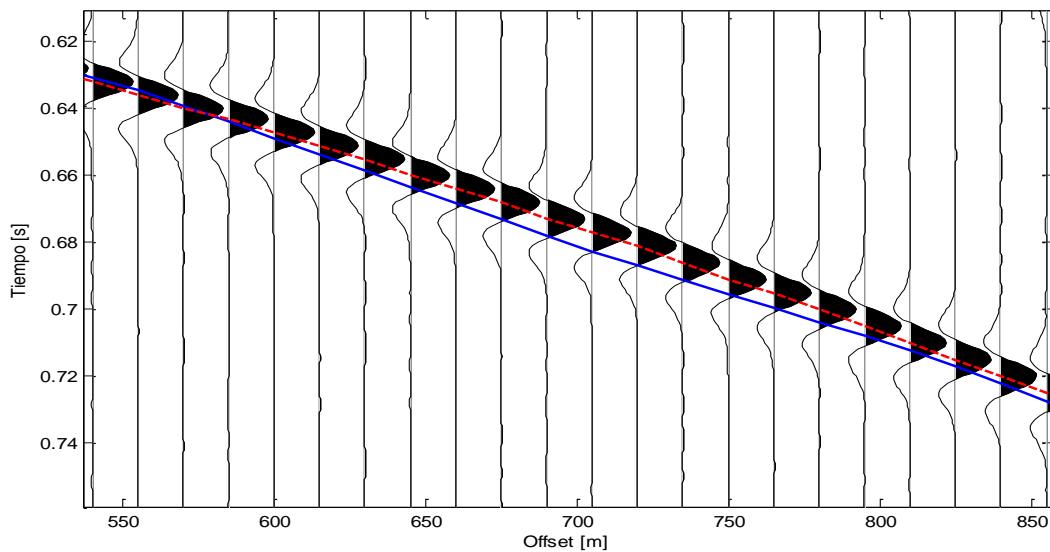
Como los puntos son picados manualmente y no para todas las trazas, es de esperarse que los tiempos interpolados no pasen por el mismo punto en los eventos, por lo que los tiempos deben ser corregidos. Mediante una rutina de corrección de tiempos de reflexión, los tiempos centrales quedarán en el máximo valor de la ondícula o evento, con lo que se asegurará una correcta distribución de tiempos si el usuario selecciona una correcta ventana de muestras para la búsqueda del máximo. Un ejemplo del picado y corrección de tiempos de evento se muestra en la figura 35 y 36, donde se seleccionan los eventos de reflexión para las cuatro capas del sismograma sintético de ejemplo, y posteriormente se corrigen los tiempos picados con una ventana de 10 ( $2*5$ ) muestras.

**Figura 35. Ventana de picado de eventos de reflexión para datos CMP, tomando 10 puntos por reflexión.**



**Fuente:** Autor del proyecto

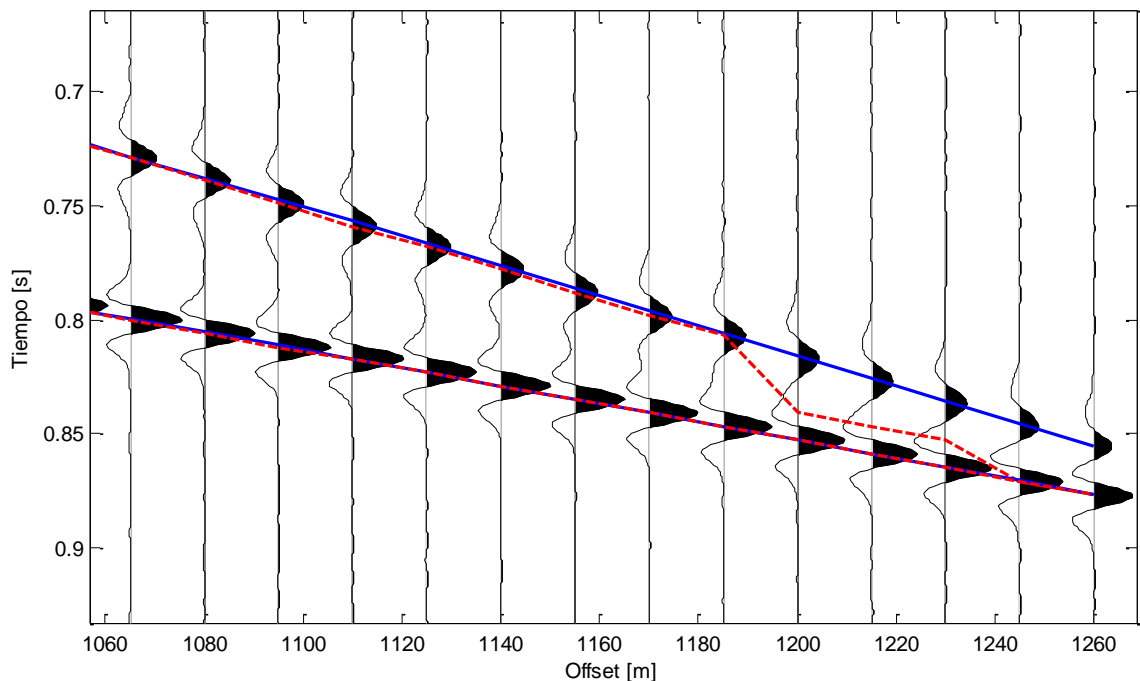
**Figura 36. Comparación entre tiempos de evento picados y corregidos para un intervalo de la segunda reflexión en la figura 34.**



**Fuente:** Autor del proyecto

Debe hacerse especial énfasis en la correcta selección de la ventana de muestras para la corrección de tiempos de viaje, pues si se elige una ventana muy grande en comparación con la separación de las reflexiones de capas sucesivas, la corrección puede dañarse, ya que, debido a las diferencias de amplitud máxima en los eventos, el valor escogido para la corrección sería el máximo absoluto dentro de la ventana de búsqueda, el cual no garantiza que sea el máximo de la reflexión a corregir.

**Figura 37. Efecto de una inadecuada selección de la ventana de búsqueda en la corrección de tiempos de evento.**

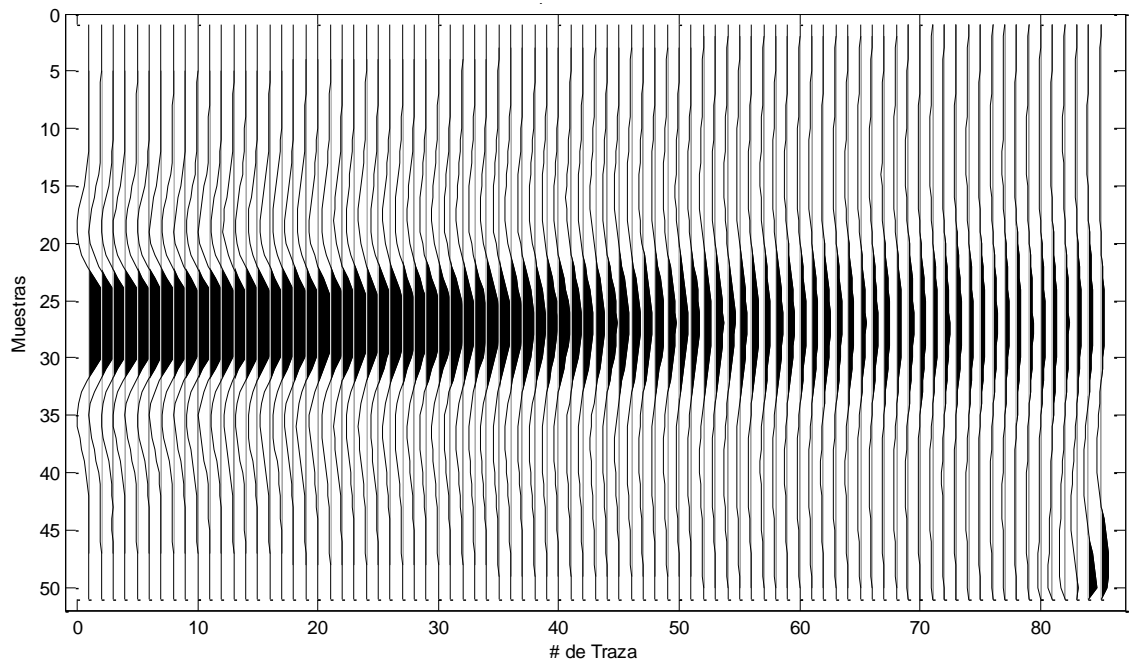


**Fuente:** Autor del proyecto

**5.3.4 Separación de ondículas.** Después de ubicar correctamente los tiempos de reflexión, se debe separar las ondículas que representan estos eventos. Para esto, el usuario debe conocer o estimar la duración en muestras de las ondículas a offsets cercanos y lejanos (lo cual es sencillo de hacer mediante gráficas de las trazas cercanas y lejanas), ya que el algoritmo de separación toma en cuenta el

“ensanchamiento” en el tiempo de duración de las ondículas a medida que aumenta el offset.

**Figura 38. Separación de ondículas de la reflexión 1 del sismograma ejemplo con ventana de muestras inicial de 40 (2\*20) muestras y ventana de muestras final de 50 (2\*25) muestras.**



**Fuente:** Autor del proyecto

Si se observa las trazas finales de la figura 38, salta a la vista la presencia de información de la segunda reflexión en la separación, lo cual introducirá alteraciones en el espectro de la señal de interés y por tanto imprecisión en el cálculo de Q. Por esta razón es importante escoger adecuadamente las ventanas de muestras inicial y final para, en lo posible, garantizar que en la separación quede solamente información de la reflexión de interés.

**5.3.5 Análisis de espesores y velocidades.** Para hallar Q de una manera confiable, se debe conocer o al menos tratar de estimar o aproximar los tiempos

de viaje de las ondas en cada capa ( $\Delta t$ ). Cada reflexión representa los tiempos de viaje total de las ondas sísmicas en su camino fuente – receptor, pero los tiempos parciales no se conocen. En el algoritmo Zhang-Ulrych estos tiempos son aproximados mediante la ecuación (77). Sin embargo, en el transcurso de este trabajo se ideó una forma más efectiva para poder aproximar los  $\Delta t$ . Esto se hace mediante el análisis de velocidades y espesores, para reconstruir el modelo geológico de capas planas y poder recalcular estos tiempos parciales utilizando la rutina de modelado tratada en el numeral 4.2.2.

Para hacer la estimación de velocidades, debe construirse un *espectro de velocidades RMS*, que no es más que una transformación hiperbólica de las reflexiones sísmicas del dominio espacio-tiempo al dominio velocidad-tiempo. Para hacer esto, el sismograma CMP debe mapearse hiperbólicamente (lo cual no es más que aplicar corrección NMO) a una velocidad determinada (ver figura 39), y luego una medida de *coherencia* debe ser aplicada en cada muestra de tiempo para encontrar niveles de energía coherente significativos. Esta operación puede repetirse tomando varias velocidades de referencia; al final el resultado de este proceso es una gráfica con las velocidades de referencia en el eje horizontal y el tiempo en el eje vertical, y la información de energía coherente puede verse como líneas de contorno o mapas de intensidad de color (ver figura 40).

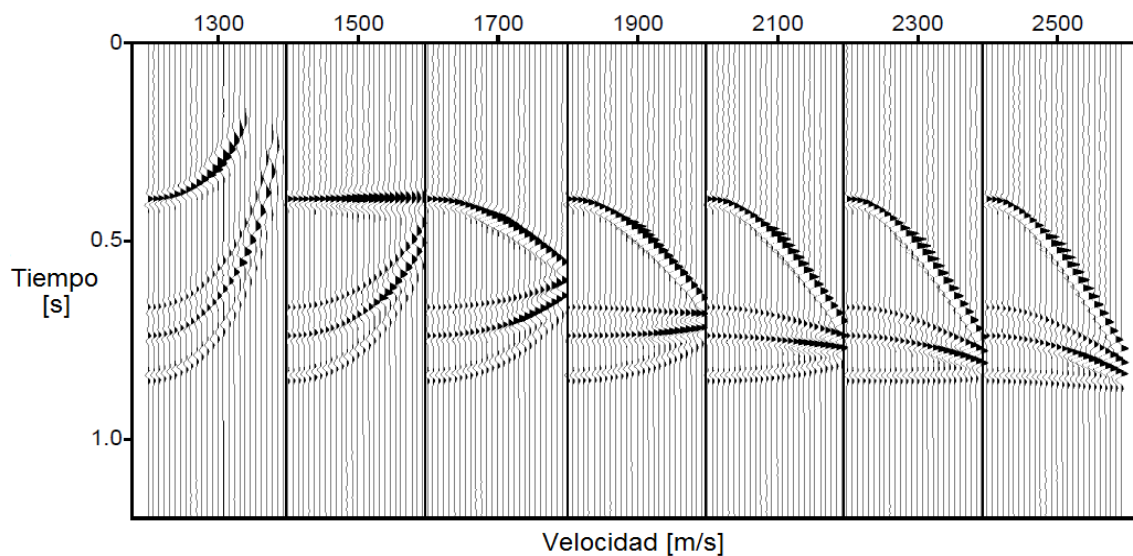
Existen varias medidas de coherencia que pueden aplicarse a datos sísmicos para estimar velocidades, pero la más ampliamente utilizada es la *semblanza*. La semblanza  $S(t, v)$  en un tiempo  $t$  a una velocidad  $v$  se define como:

$$S(t, v) = \frac{1}{M} \frac{(\sum_{m=1}^M A(x_m, t, v))^2}{\sum_{m=1}^M A^2(x_m, t, v)} \quad (81)$$

Donde  $M$  es el número de trazas del sismograma CMP, y  $A$  es la amplitud del sismograma en el offset  $x_m$  y tiempo  $t$  después del mapeo NMO a la velocidad  $v$ .

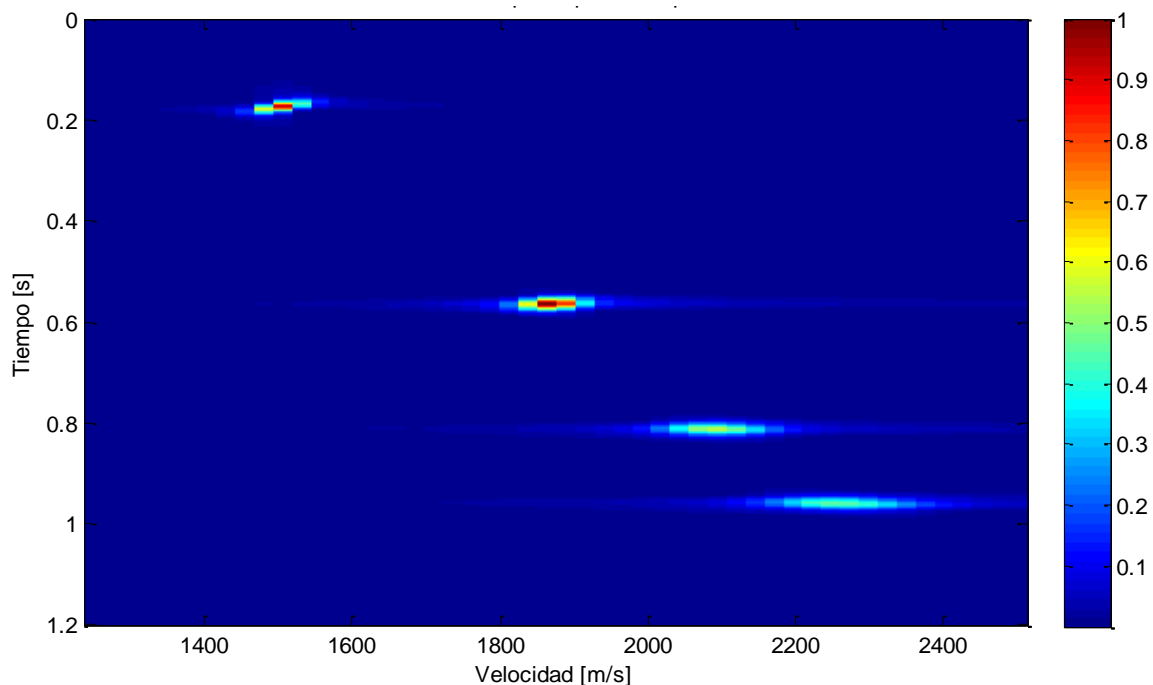
Para aplicaciones computacionales, la semblanza es calculada promediando sólo las amplitudes en una ventana de muestras determinada, para disminuir el costo computacional. De la misma manera, es calculada para no todas las muestras de tiempo, con el mismo propósito.

**Figura 39. Sismograma CMP con corrección NMO dentro de un rango de velocidades NMO desde 1300 hasta 2700 m/s con pasos de 200 m/s.**



**Fuente:** Autor del proyecto

**Figura 40. Espectro de velocidades RMS para sismograma ejemplo, con velocidades NMO desde 1250 hasta 2500 m/s, con pasos de 25 m/s, utilizando la semblanza como medida de coherencia.**



**Fuente:** Autor del proyecto

En la figura 40, las zonas rojas son las que presentan más contenido energético (coherencia) a una velocidad NMO específica. En esta gráfica, pueden seleccionarse estos puntos (en este caso 4 en total), donde se tiene para cada uno el tiempo de offset cero y la velocidad RMS de cada reflexión. La velocidad RMS no es más que la velocidad de la reflexión asumiendo que existe sólo una capa de material con velocidad  $v_{rms}$ . Por supuesto, hace falta hallar las velocidades reales de cada reflexión. Para esto, asumiendo que la primera traza tiene un offset suficientemente pequeño (o es cero) en comparación con el offset máximo de los datos, se puede simplificar la ecuación (48) para obtener, en su forma generalizada para  $N$  capas:

$$T_N = \sum_{i=1}^{N-1} \left( \frac{2d_i}{v_i} \right) + \frac{2d_N}{v_N} \quad (82)$$

Entonces la velocidad de la capa  $N$  es:

$$v_N = \frac{2d_N}{T_N - \sum_{i=1}^{N-1} \left( \frac{2d_i}{v_i} \right)} \quad (83)$$

Como la velocidad RMS de la primera capa sí es la velocidad real de la capa, la ecuación (83) puede ser aplicada en las capas subsecuentes para hallar las velocidades de capa en forma sucesiva.

Por otra parte, para hallar los espesores de cada capa se utilizan las velocidades RMS suponiendo que la propagación se da en una sola capa de espesor  $d_a$ ; partiendo de la ecuación (45), queda:

$$d_a = \frac{\sqrt{t^2 v_{rms}^2 - x^2}}{2} \quad (84)$$

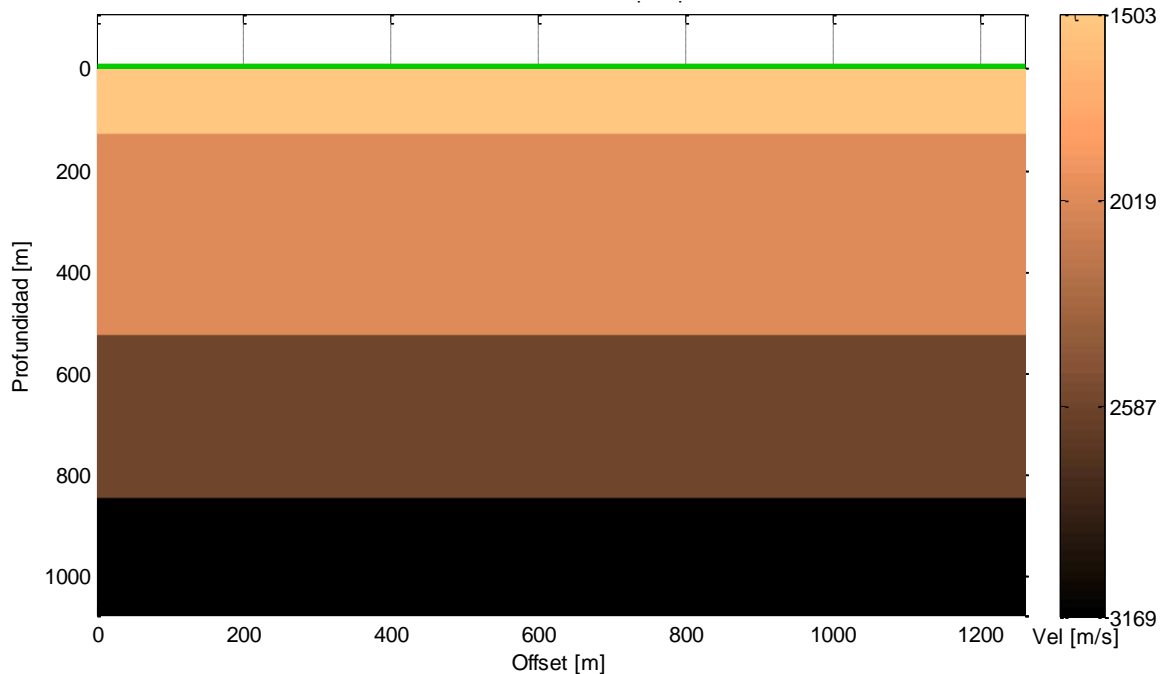
La ecuación (84) puede ser aplicada a cada reflexión de manera independiente para hallar los espesores aparentes correspondientes; para hallar los espesores reales de cada capa se utiliza la expresión:

$$d_N = d_{aN} - \sum_{i=1}^{N-1} d_{ai} \quad (85)$$

Teniendo ya las velocidades y espesores de capa, desconocidos hasta ahora, se pueden calcular los  $\Delta t$  necesarios para calcular  $Q$  ingresando estos parámetros en la rutina de modelado descrita en el numeral 4.2.2. Desde luego, también se puede reconstruir el modelo de capas sobre el cual se construyó el sismograma y

volver a calcular los tiempos de move-out, como una forma de validar el análisis hecho hasta este punto.

**Figura 41. Modelo de capas horizontales construido con los espesores y velocidades hallados con el procedimiento descrito en este numeral.**



**Fuente:** Autor del proyecto

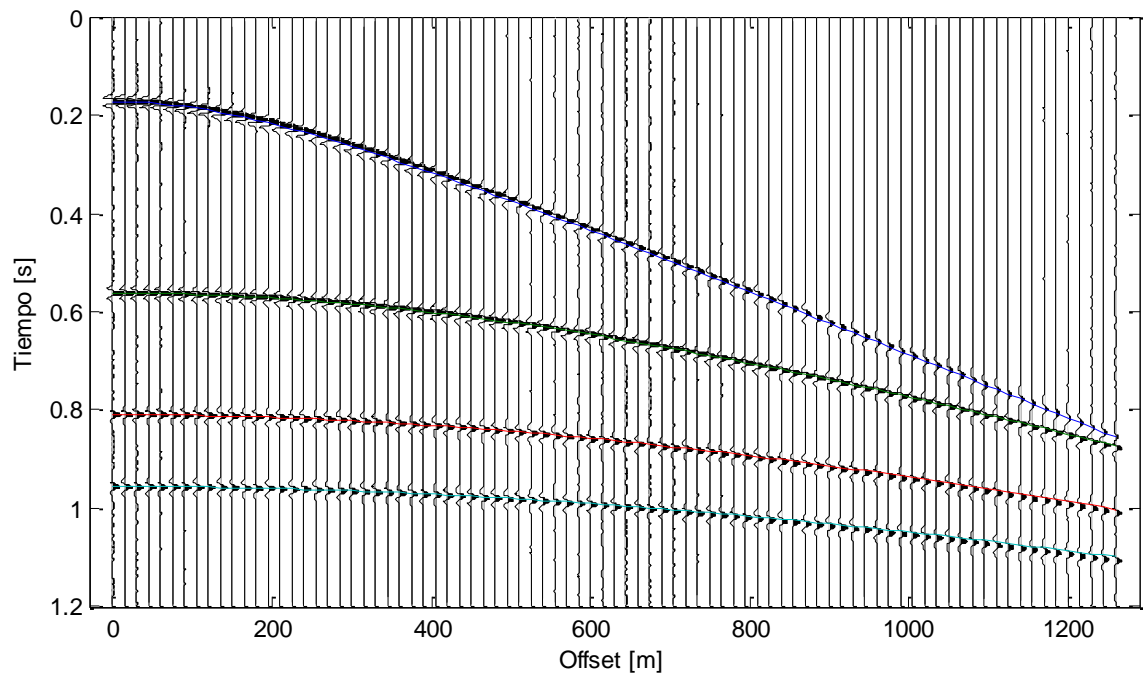
Comparando el modelo mostrado en la figura 41 con el modelado en la figura 26 (ver tabla 3), se tiene que los porcentajes de error tanto en profundidades como en velocidades entre el modelo de capas modelado (valga la redundancia) y el computado son inferiores al 10%, lo cual confirma la validez de este procedimiento para hallar los tiempos de viaje por capa  $\Delta t$ . De igual manera, si se observa la figura 42, visualmente no se nota una diferencia significativa entre los tiempos de evento modelados y computados.

**Tabla 3. Comparación entre los valores modelados y computados de los modelos mostrados en las figuras 26 (modelado) y 41 (computado).**

Valores	Modelado	Computado	Error (%)
$d_1$	130	129,3	0,54
$d_2$	390	393,7	0,95
$d_3$	310	320,9	3,52
$d_4$	220	230,4	4,73
$v_1$	1500	1503,3	0,22
$v_2$	2000	2018,9	0,95
$v_3$	2500	2567,9	2,72
$v_4$	3000	3109,5	3,65

Fuente: Autor del proyecto

**Figura 42. Comparación entre tiempos de reflexión modelados y computados (líneas de colores).**



Fuente: Autor del proyecto

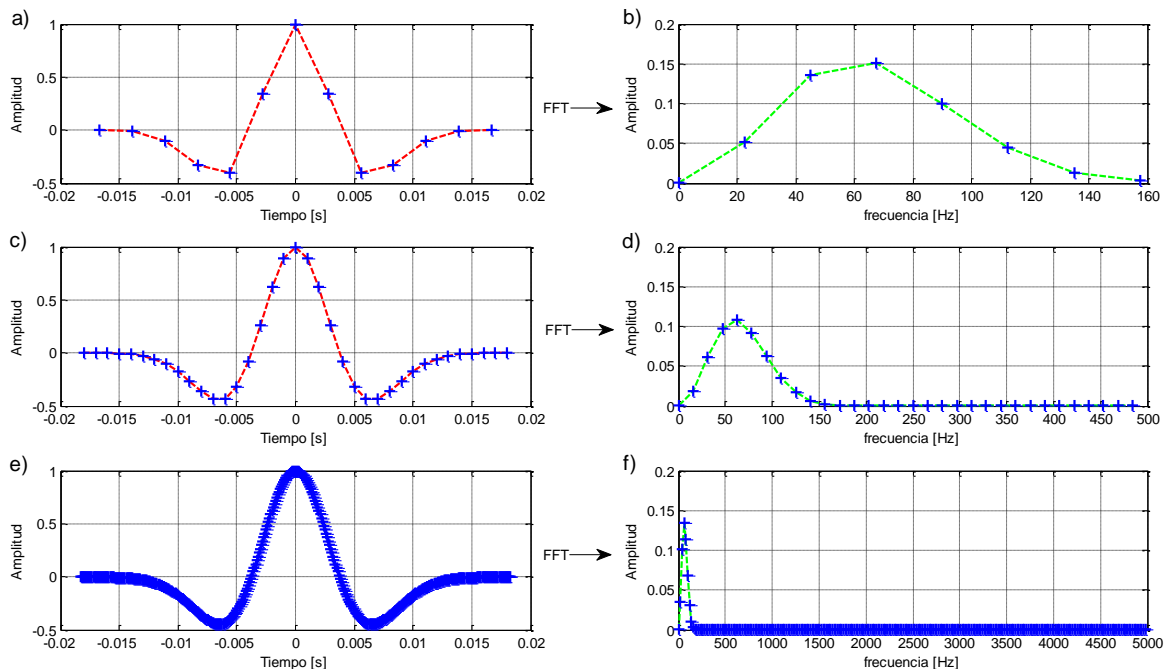
**5.3.6 Determinación de frecuencias pico y calculo de Q.** La determinación de la frecuencia pico puede ser computada de manera sencilla como la frecuencia donde se encuentre la máxima amplitud del espectro de amplitudes de una señal, pero tal y como se mencionó en el numeral 3.2.6, se implementó un algoritmo para reducir el tiempo necesario para el cálculo de esta frecuencia.

El entorno MATLAB, utiliza una implementación de la transformada rápida de Fourier (FFT) para aplicar la transformada discreta de Fourier (DFT) a los datos a que haya lugar. Esta implementación brinda muchas ventajas en cuanto a tiempos de cómputo en comparación con las implementaciones tradicionales de la DFT, en la cuales no se entrará en detalles en este trabajo. Sin embargo, a la hora de calcular las frecuencias pico que son necesarias para el cálculo de Q, el algoritmo FFT de MATLAB presenta una notable desventaja que lo hace poco atractivo para este propósito, ya que *siempre* halla la transformada discreta en el intervalo de frecuencia discreta normalizada  $[-\pi/2, \pi/2]$ .

La limitación anterior, resulta inconveniente para nuestra aplicación, pues para calcular Q de manera confiable se busca que las señales sean muestreadas con una frecuencia que garantice que las ondículas de los eventos de reflexión posean un buen número de muestras en su duración efectiva (un buen número sería de 50 muestras en adelante), para poder seguir o rastrear con fidelidad los decaimientos en la frecuencia pico. Esto significa que la frecuencia de muestreo debe ser varias veces mayor que la frecuencia mínima de muestreo (frecuencia de Nyquist) requerida para muestrear datos sísmicos con un ancho de banda determinado. En el dominio de la frecuencia discreta, esto se traduce a que se tendrá un espectro efectivo de señal solo en un rango de frecuencias dentro del intervalo de la FFT; por lo que siempre habrá puntos sin información relevante, que la FFT calculará innecesariamente (ver figura 43).

Por esta misma limitación en el intervalo de frecuencias, la FFT necesita muchos puntos en el eje de frecuencias para poder observar variaciones pequeñas en la frecuencia pico. Por ejemplo, para poder tener una resolución en frecuencia menor que 0,01Hz en datos muestreados a 1kHz, la cual es necesaria para observar un decaimiento típico de frecuencia pico en trazas contiguas, se necesita tener una FFT de  $2^{17}$  Puntos, teniendo también en cuenta que la FFT también calcula la transformada para frecuencias negativas, lo cual es también información irrelevante en nuestro caso (ver figura 44).

**Figura 43. Ondículas Ricker de  $f_p=60\text{Hz}$  y frecuencias de muestreo de (a) 360Hz, (b) 1kHz y (c) 10kHz con sus respectivos espectros de amplitudes en (b), (d) y (f) calculados mediante la FFT de MATLAB en intervalos de frecuencia positivos.**

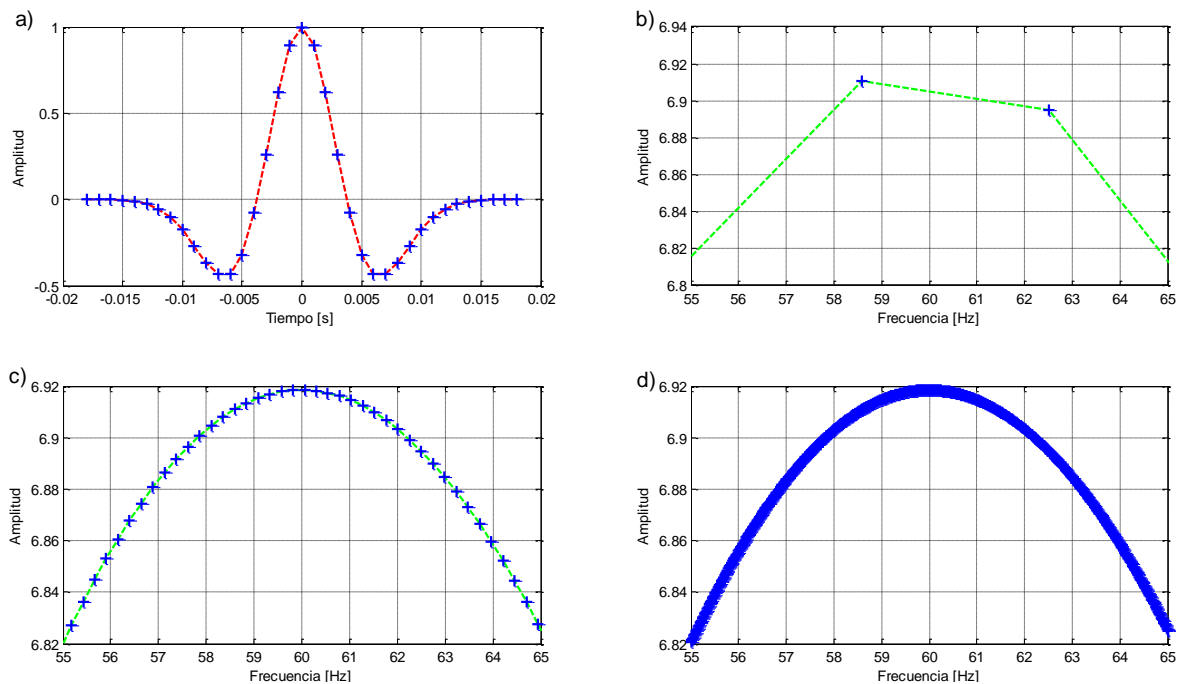


**Fuente:** Autor del proyecto

Para solucionar estos problemas, se implementó un algoritmo híbrido entre las implementaciones FFT y DFT clásica, donde, en primer lugar, se utiliza la FFT con

pocos puntos, suficientes para hallar un primer punto de frecuencia máximo. A partir de este punto, se utiliza la transformada discreta de Fourier para hallar los puntos siguientes, la cual está dada por la expresión:

**Figura 44. Espectro de amplitudes dentro del intervalo 55 a 65 Hz para FFT de (b)  $2^8$ , (c)  $2^{12}$  y (d)  $2^{16}$  elementos, para una ondícula Ricker de  $f_p=60\text{Hz}$  y frecuencia de muestreo de  $1\text{kHz}$  mostrada en (a).**



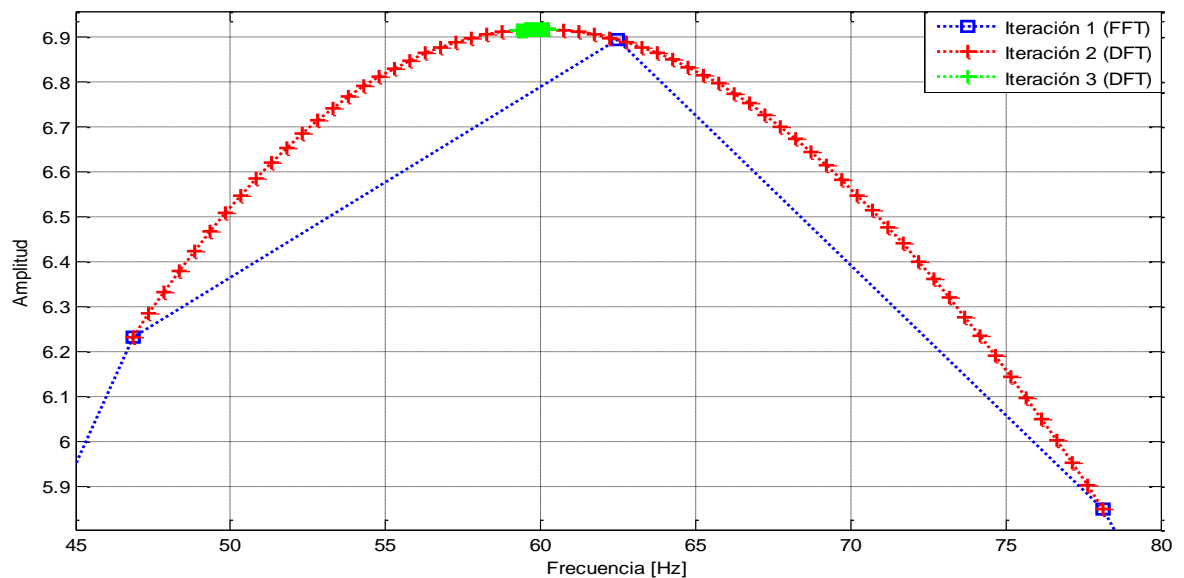
**Fuente:** Autor del proyecto

$$X_j = \sum_{k=0}^{n-1} x_k e^{-\frac{2\pi i}{m}jk}, \quad j = 0,1,2, \dots, m-1 \quad (86)$$

Donde  $x$  es la secuencia de  $n$  puntos,  $X$  es la transformada de  $m$  puntos de la secuencia  $x$ , e  $i$  es la unidad imaginaria. Aquí el paso a seguir consta simplemente en seleccionar como frecuencias inferior y superior para el cálculo de las exponenciales complejas, los puntos anterior y posterior al primer punto de frecuencia máxima calculado mediante la FFT, respectivamente. En otras

palabras, a partir del primer punto máximo calculado y sus dos vecinos, donde se sabe que se encuentra la frecuencia pico real si el espectro de la ondícula es o se puede aproximar al espectro Ricker, se rellena este intervalo con nuevos puntos de frecuencia, haciendo una especie de “zoom” en este rango, y calculando un nuevo punto máximo aproximado con ayuda de la DFT. Este proceso se puede hacer iterativamente aproximando tantos puntos como lo permita un criterio de salida del algoritmo. Este procedimiento se puede apreciar mejor en la figura 45.

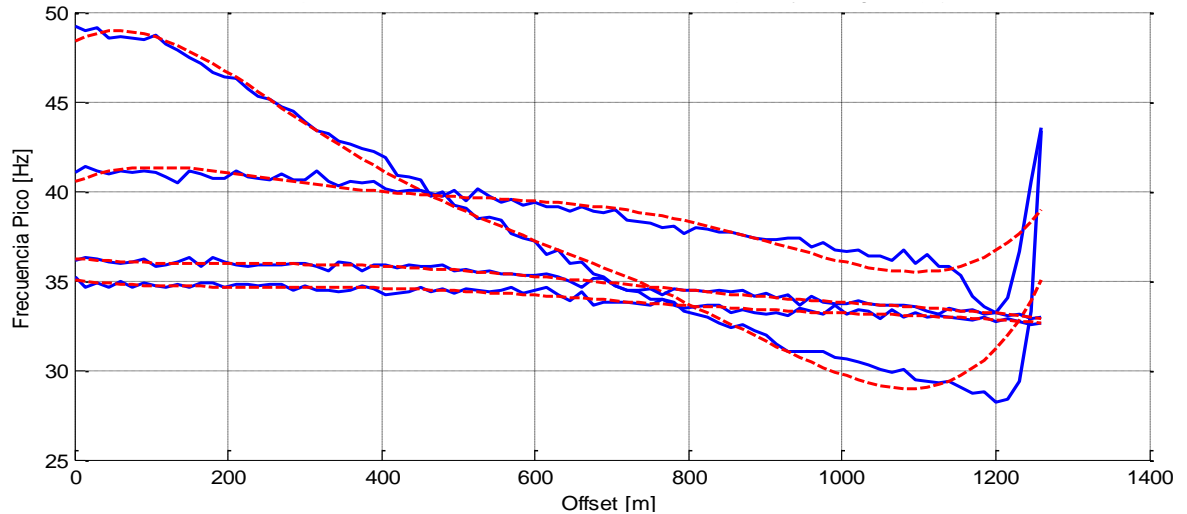
**Figura 45. Aplicación del algoritmo de cálculo de frecuencias pico con 3 iteraciones en una ondícula Ricker con  $f_p=60\text{Hz}$  y frecuencia de muestreo de 1kHz.**



**Fuente:** Autor del proyecto

Se realizaron 10 ensayos de rapidez computacional, donde se comparó el algoritmo optimizado para el cálculo de frecuencias pico con tolerancia de salida de 0,1% de error, con la implementación FFT de  $2^{17}$  elementos. Resultó que el algoritmo optimizado es en promedio 41 veces más rápido que la implementación FFT (ver tabla 11).

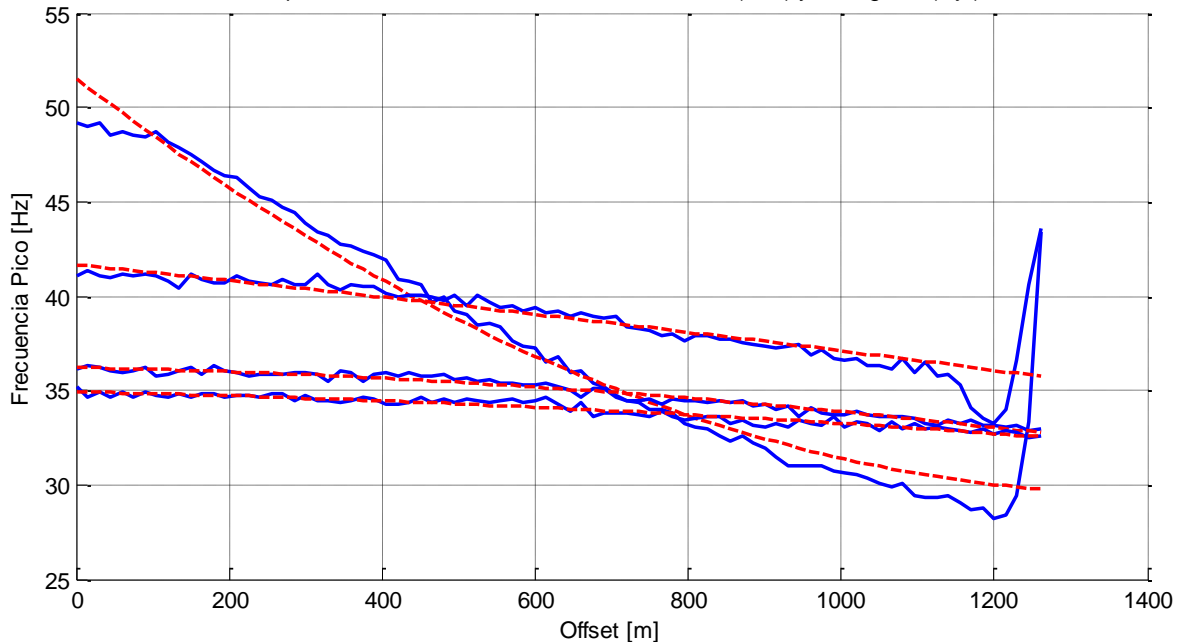
**Figura 46. Comparación entre frecuencias pico computadas (en azul) y corregidas (en rojo) usando regresión polinomial de quinto grado.**



**Fuente:** Autor del proyecto

Como es de esperarse en los datos sísmicos, siempre existirá cierta fluctuación en la medición de las  $f_p$ . Por esta razón, las frecuencias pico halladas en primer lugar deben ser corregidas aplicando regresión polinomial. Si se observa la figura 46, se observa un aumento en las frecuencias pico para la primera y segunda reflexión en las últimas trazas; esto ocurre debido al solapamiento de las ondículas de los eventos de reflexión cuando estos ocurren muy cercanos en tiempo. Esto introduce imprecisión en la medición de  $Q$ , por esta razón se pueden despreciar las trazas donde ocurran estos solapamientos o interferencias para evitar este problema, o seleccionar el grado de la regresión polinomial de modo que se haga más insensible a estas variaciones abruptas (ver figura 47).

**Figura 47. Comparación entre frecuencias pico computadas (en azul) y corregidas (en rojo) usando regresión polinomial de segundo grado.**



**Fuente:** Autor del proyecto

Habiendo ya calculado todas las variables necesarias para el cálculo de  $Q$  (tiempos de viaje totales y parciales, y frecuencias pico), ya se posee toda la información requerida para aplicar el algoritmo Zhang-Ulrych a los datos a que haya lugar, siguiendo el procedimiento descrito en el numeral 5.2.

Desde luego, el usuario debe ser cuidadoso en seguir el procedimiento descrito en este capítulo para tener buenos resultados en el cálculo de  $Q$ , y también ser consciente de las limitaciones del algoritmo, por ejemplo, la pérdida de precisión para offsets lejanos o las imprecisiones originadas por el solapamiento de los eventos de reflexión en los sismogramas CMP debido al ruido blanco excesivo, presencia de ground-roll o cruce de reflexiones (ver figura 48). Otro aspecto a tener en cuenta, es que el algoritmo siempre tomará como traza de referencia a la primera traza del sismograma (de izquierda a derecha), lo cual no se da en todos los datos CMP. Sin embargo, el usuario puede pre-editar los datos para

ingresarlos a la herramienta de cálculo de Q, utilizando las funciones de manipulación de datos sísmicos de la toolbox *SeisLab*. Por último, si se sabe que el modelo geológico de la zona a describir es de capas planas horizontales o de poca inclinación, entonces el algoritmo de cálculo de Q puede ser aplicado a datos organizados por disparo o CSG, pues en este caso los puntos en profundidad observados no varían.

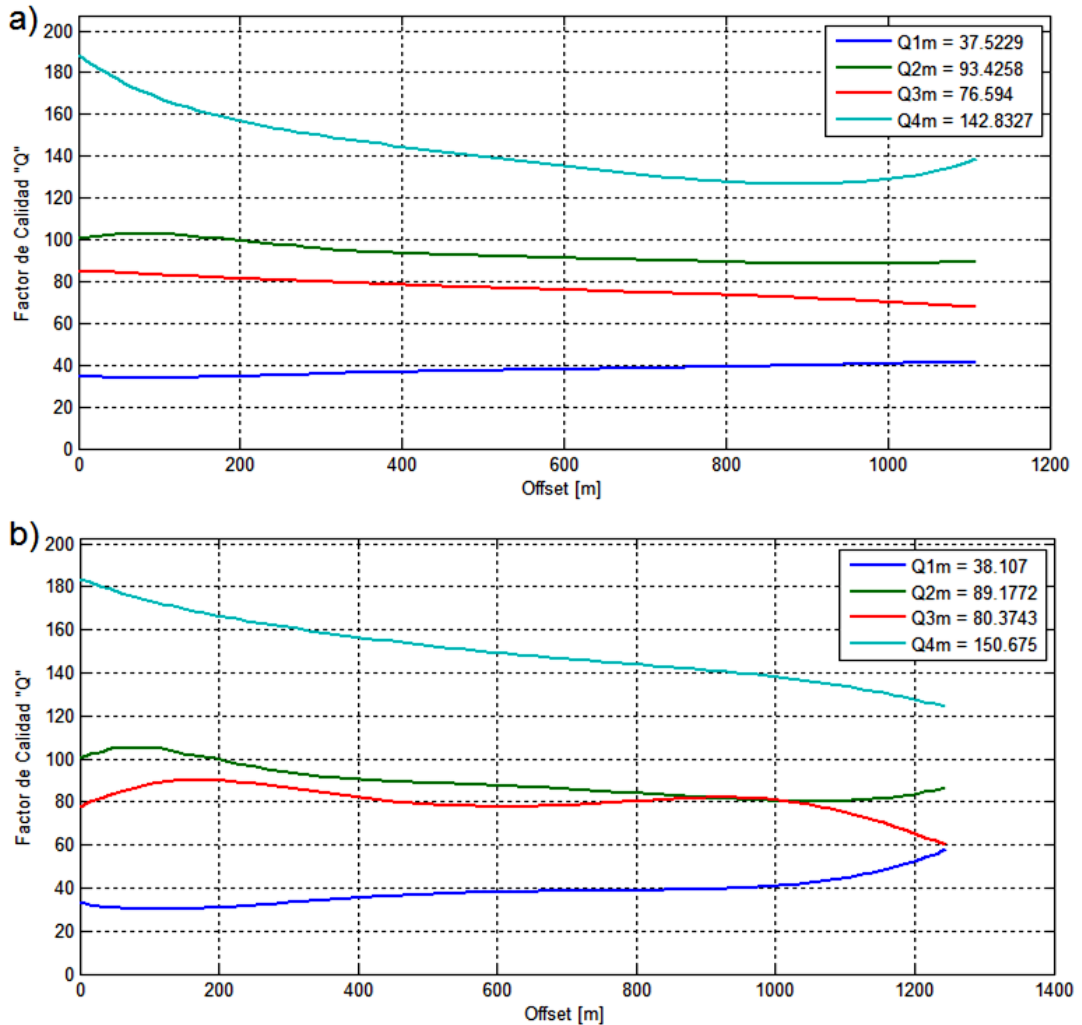
En la figura 48 se observa el efecto positivo de eliminar las trazas donde existe cercanía en la primera y segunda reflexión; en (b) se distinguen tendencias más estables en los valores de Q computados en comparación con (a), además los valores de Q promedio en (b) son más cercanos a los valores modelados en el sismograma CMP ejemplo, con excepción del factor de calidad de la primera capa donde ocurre lo contrario; sin embargo, en este caso el aumento en el error es fortuito (ver tabla 4).

**Tabla 4. Comparación de valores de Q modelados y computados para el sismograma CMP ejemplo.**

Capa	Q modelado	Q computado (85 trazas)	Error (%)	Q computado (75 trazas)	Error (%)
1	40	38,1	4,8	37,2	7,0
2	100	89,2	10,8	93,4	6,6
3	70	80,4	14,9	76,6	9,4
4	120	150,7	25,6	142,8	19,0

**Fuente:** Autor del proyecto

**Figura 48. Cálculo de Q para el sismograma ejemplo utilizando (a) 85 trazas y (b) 75 trazas.**



**Fuente:** Autor del proyecto

**5.3.7 Exportar resultados.** Al igual que para los resultados de Q Uphole, los resultados del análisis de Q para datos CMP (en este caso son los factores Q, Q promedio, velocidades y espesores de capa, así como los tiempos de move-out totales y parciales, la frecuencia dominante de la fuente y las frecuencias pico) deben ser exportados como archivos al workspace de MATLAB o directamente como archivos \*.mat para cualquier otro análisis posterior a realizar con los datos.

## 6 RESULTADOS DE LOS ALGORITMOS CON DATOS SINTÉTICOS Y REALES

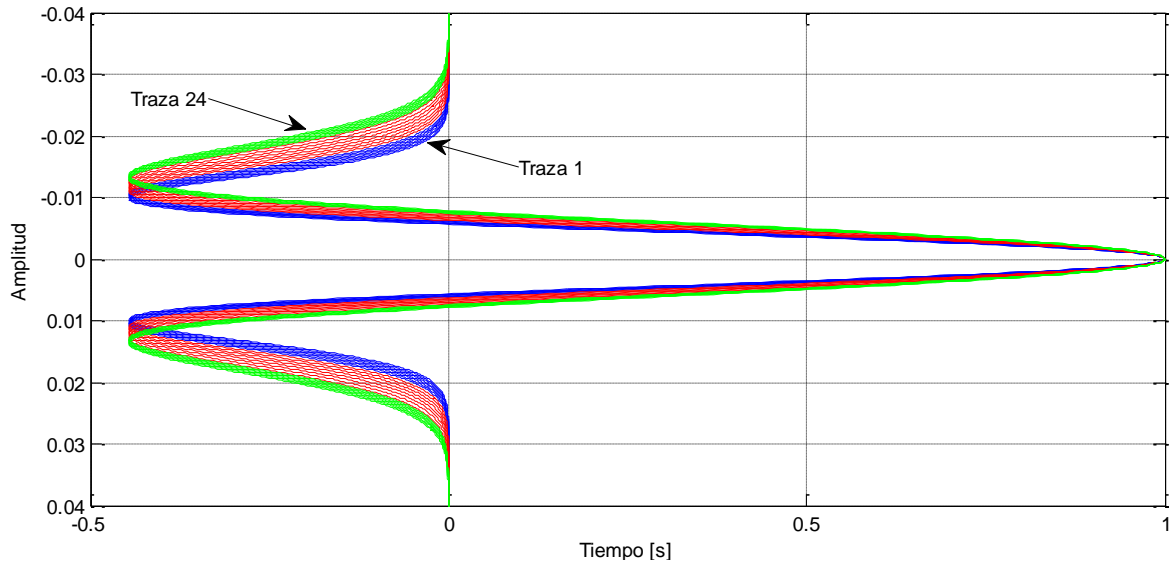
En este capítulo se mostrarán las pruebas a las que fueron sometidos los algoritmos de cuantificación de atenuación construidos en este trabajo, tanto para validar sus procedimientos como para comprender sus ventajas y limitaciones al ser cotejados con datos sísmicos de diferente tipo, tanto sintéticos como reales. Primero se validará el algoritmo para datos uphole, y después el algoritmo para sismogramas CMP.

### 6.1 PRUEBAS DEL ALGORÍTMO PARA DATOS UPHOLE

Para efectuar la validación del algoritmo para datos uphole, primero se fabricará una serie de datos sintéticos que ayuden a verificar el procedimiento implementado para el cálculo de atenuación. Luego de esto se procederá con las pruebas con datos uphole reales.

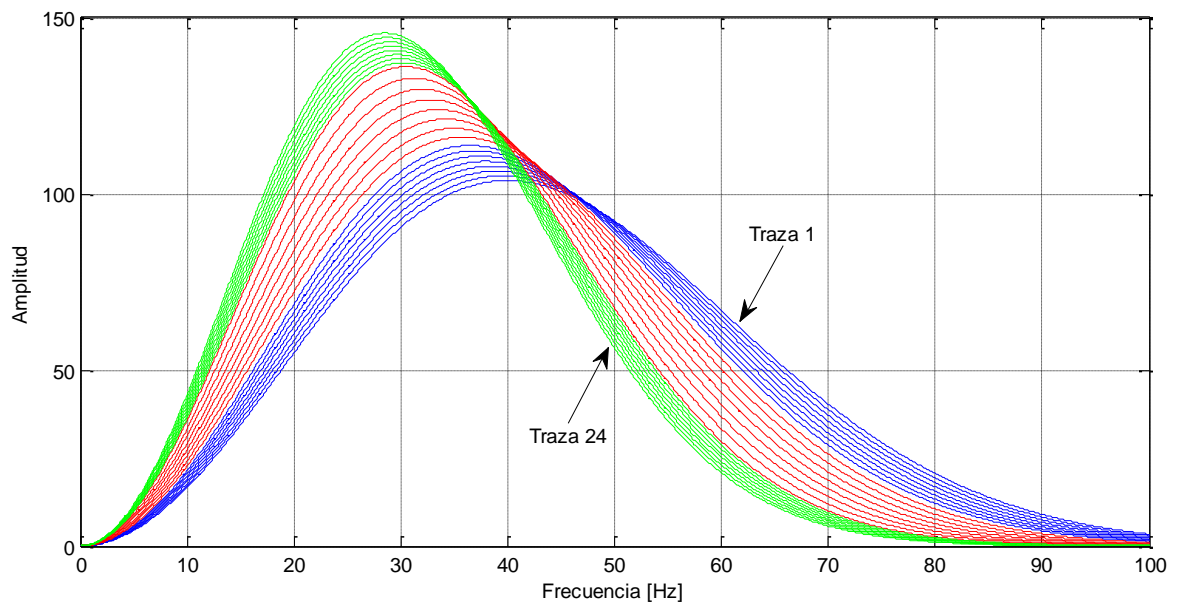
**6.1.1 Resultados preliminares con datos sintéticos.** Se crearon 24 ondículas sintéticas simulando las trazas de un sismograma uphole típico, registrado en un medio de tres capas planas horizontales de materiales cualesquiera de igual espesor (8 metros) y espaciamiento entre fuentes de 1 metro, teniendo las ondas sísmicas propagadas a través del material central el doble velocidad de decaimiento frecuencial, por tanto, el doble de atenuación de intervalo que la presente en los materiales de los extremos ( $k_1 = k_2/2 = k_3 = 0,0030 [dB * s/m]$ ). La idea aquí es, que con base en la atenuación presente en los datos de prueba, se pueda llegar a una gráfica de  $B_z$  versus  $z$  lo más parecida posible a la mostrada en la figura 15, lo cual indicaría que el método fue programado correctamente.

**Figura 49. Ondículas sintéticas creadas sobre un mismo eje de tiempo, siendo las azules, rojas y verdes las correspondientes al primer, segundo y tercer intervalo.**



**Fuente:** Autor del proyecto

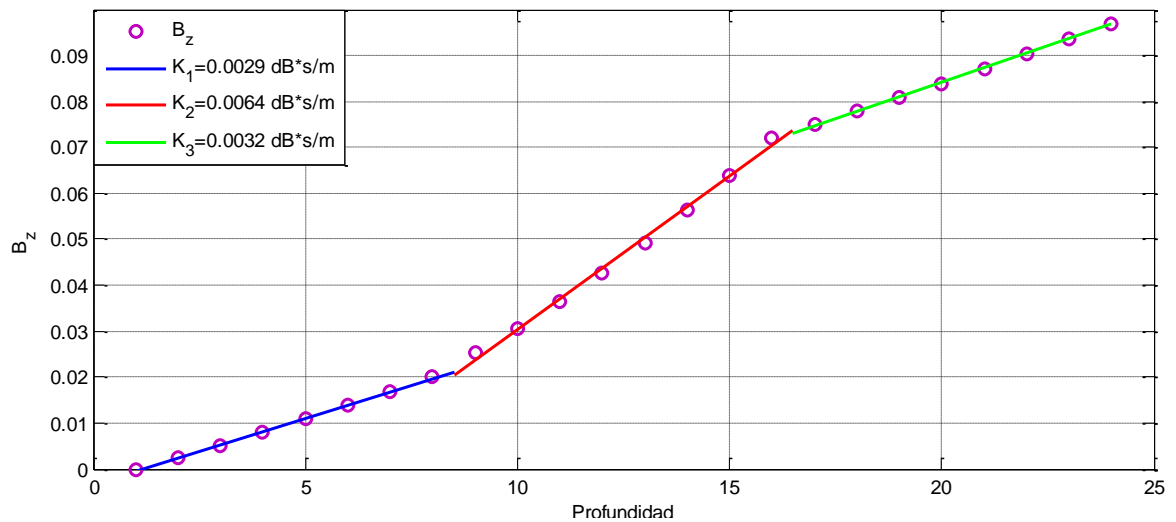
**Figura 50. Espectros de amplitud de las ondas de prueba.**



**Fuente:** Autor del proyecto

En la figura 50, se observa un aparente aumento en la amplitud de la frecuencia pico de los espectros de las ondículas a medida que aumenta el offset; esto se debe a que las amplitudes de las ondículas de prueba fueron normalizadas (ver figura 49). Después de someter los datos creados al procedimiento descrito en el capítulo 3, se obtuvo la siguiente gráfica de atenuación acumulativa contra offset (profundidad):

**Figura 51. Gráfica de  $B_z$  contra offset, para los datos de prueba.**



**Fuente:** Autor del proyecto

La figura 51 demuestra que el algoritmo no presenta errores en la programación de sus ecuaciones y procedimientos, y además de lo anterior, demuestra también que los errores introducidos en la medición de  $B_z$  (por tanto de  $k_z$ ,  $\alpha_z$  y  $Q$ ), producto de la aplicación de la técnica de relación espectral con límites de confianza, no son significativos si las formas de onda de las ondículas no se alteran notablemente a medida que se propagan (ver tabla 5).

**Tabla 5. Comparación entre  $K_z$  modelados y computados para los datos de prueba.**

Capa	$K_z$ modelado (dB*s/m)	$K_z$ computado (dB*s/m)	Error (%)
1	0,0030	0,0029	3,33
2	0,0060	0,0064	6,67
3	0,0030	0,0032	6,67

**Fuente:** Autor del proyecto

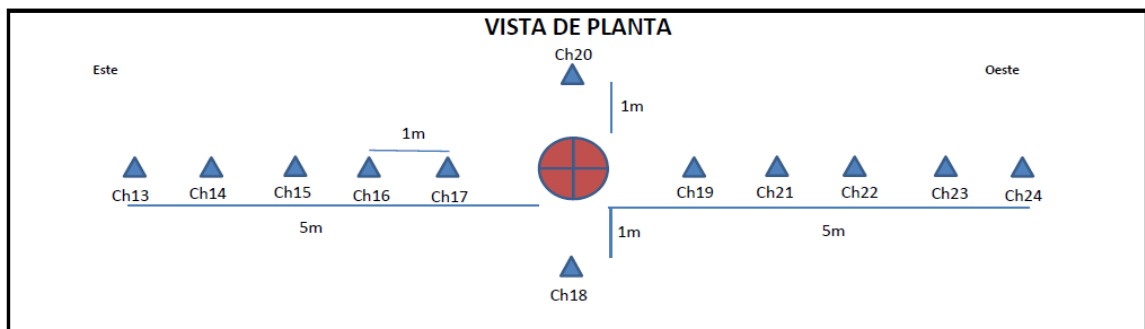
**6.1.2 Aplicación a datos reales: Pozo Uphole “Uribante”.** El pozo uphole “Uribante” fue perforado y adquirido por la empresa *GLOBAL GEOPHYSICAL SERVICES COLOMBIA S.A* por requerimiento de *ECOPETROL S.A.* durante los días 12 a 16 de noviembre de 2008, dentro del programa sísmico Gonzales 2D – 2008. El pozo tiene una profundidad objetivo de 60 metros y una disposición de cargas – receptores según se muestra en las gráficas de vistas de planta y perfil del pozo (figuras 53 y 54). El pozo uphole Uribante, tuvo como objetivo complementario a la hora de su diseño y perforación, que además de su uso tradicional para la caracterización local de las capas someras del área estudiada, este pozo pudiera ser utilizado también para el cálculo de atenuación de energía sísmica en el estrato somero, cosa que no tiene precedentes, al menos en Colombia. Este ensayo serviría como caso piloto para validar y ajustar los códigos de cálculo de atenuación con base en datos uphole implementados en este trabajo.

**Figura 52. Proceso de perforación del pozo Uphole “Uribante”.**



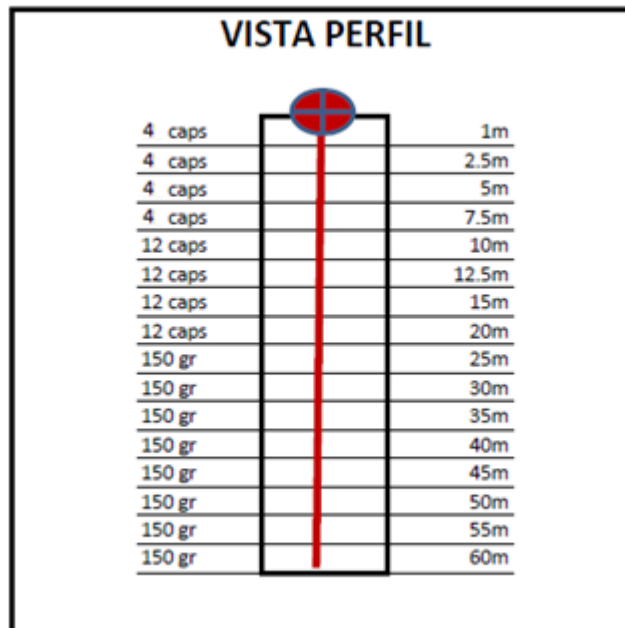
**Fuente:** Autor del proyecto

**Figura 53. Vista de planta (superior) del pozo Uphole.**



**Fuente:** Autor del proyecto

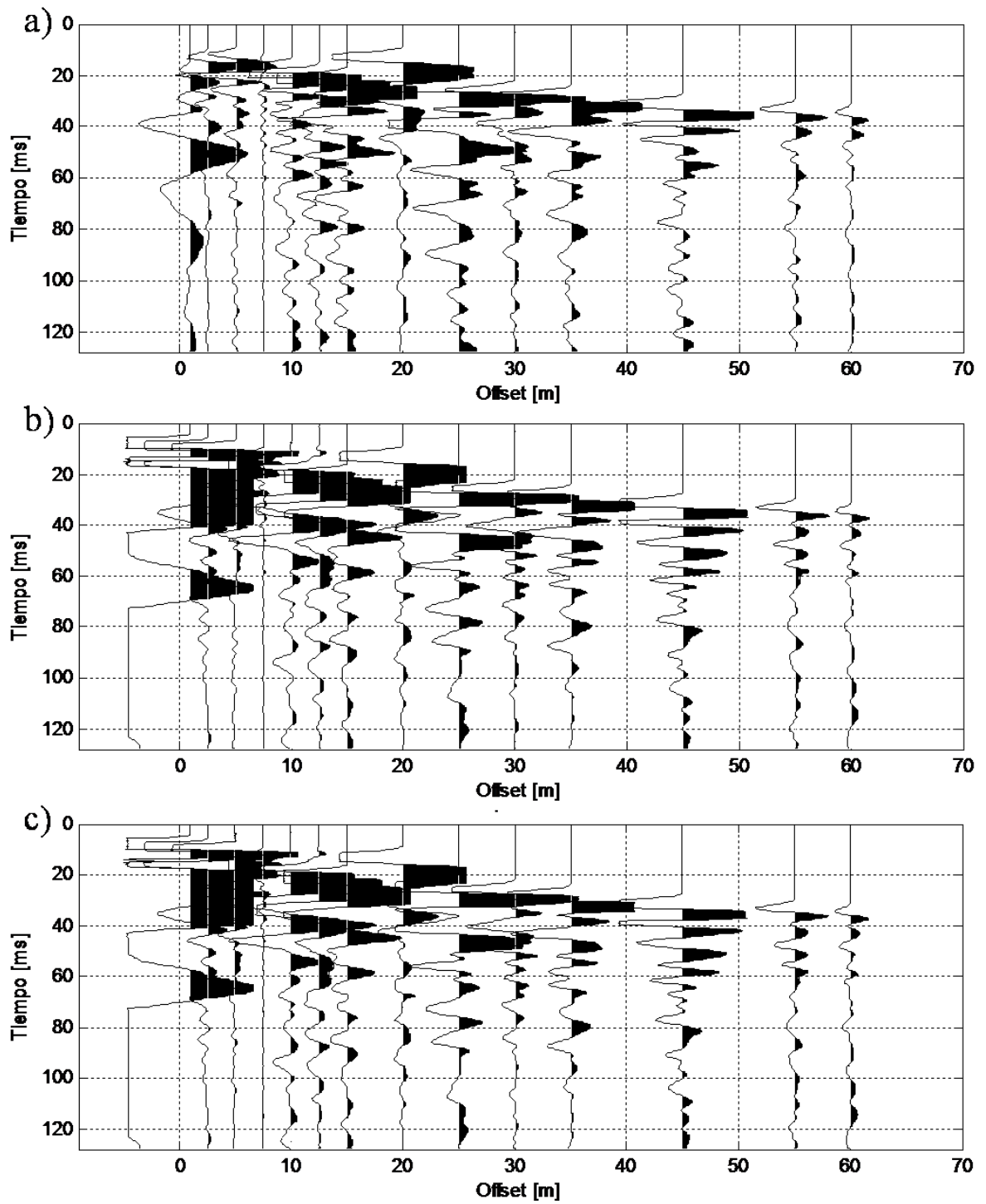
**Figura 54. Vista lateral del pozo Uphole.**



**Fuente:** Autor del proyecto

En este punto cabe anotar que, como fuentes, se utilizaron *caps* o *fulminantes* para las profundidades menores (de 1 a 20 metros), los cuales son dispositivos con una cantidad de pequeña de un material explosivo especial para su uso en sísmica, llamado *sismigel* (aproximadamente 5g), los cuales pueden ser activados eléctricamente. También se utilizaron cantidades más grandes de *sismigel* para las profundidades mayores (25 a 60 metros).

Figura 55. Grabaciones uphole para los canales (a) 13, (b) 18 y (c) 24.



Fuente: Autor del proyecto

Los datos grabados en campo utilizando una cámara de refracción GEODE™, con la configuración de canales por disparo mostrada en la vista de planta, fueron entregados a ECOPEPETROL en formato SEG-D, por lo cual tuvieron que ser convertidos manualmente a SEG-Y para su posterior edición y organización por canal. Los sismogramas uphole para los canales 13, 18 y 24 son mostrados en la figura 55.

Durante el registro de los datos, las fuentes correspondientes a las profundidades de 40 y 50 metros no se activaron, probablemente debido a defectos en el cargado del pozo. Aparte de esto, la fuente ubicada a 7,5 metros no registró adecuadamente, y la fuente a 20 metros presentó un tiempo de arribo irregular en todos los canales, por tanto las dos trazas anteriores no pueden ser tenidas en cuenta en los análisis a realizarse sobre los datos. Por otra parte, el canal (receptor) 15 no registró los datos con calidad por la presencia excesiva de ruido, por tanto el canal quedo inutilizable

A la hora de hacer el diseño del pozo con el propósito de estudiar la atenuación, se encontraron ciertos factores que podrían afectar los resultados de este experimento. Entre estos factores están, entre otros:

- La profundidad objetivo (60m) puede no ser suficiente para hacer un cálculo exitoso de atenuación, debido a la gran dispersión (scattering) de los datos en este rango. En este caso, no se pudo lograr una profundidad mayor debido a limitaciones de presupuesto.
- Es difícil caracterizar el contenido frecuencial de las diferentes fuentes sísmicas utilizadas; de poderse hacer esto sería de gran ayuda para una cuantificación correcta de la atenuación. Cuando se habla de caracterización de las fuentes, se trata de hacer ensayos de cargas, espaciamiento y ganancia.

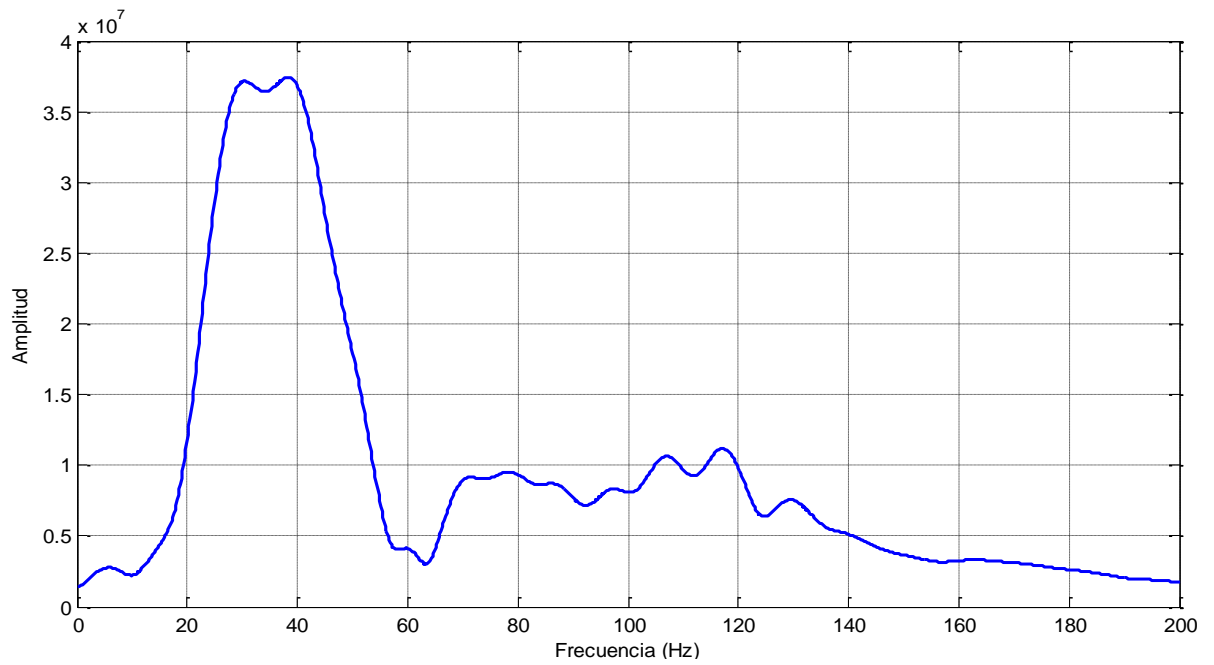
- Ante la posibilidad de la saturación en la medición de los geófonos para los disparos más superficiales, o el no registro de los disparos más profundos, se tuvo que segmentar el poder explosivo de las fuentes dependiendo de su profundidad. Esto puede ser un problema ya que no se conoce la relación entre el poder explosivo de la fuente con su forma de onda y contenido en frecuencia.
- El hecho de trabajar con datos Uphole implica construir sismogramas con datos producto del disparo de varias fuentes. Aunque las fuentes utilizadas tengan el mismo poder explosivo, no hay absoluta garantía de que entre y disparo y disparo las propiedades de la firma de la fuente de onda sísmica permanezcan inalteradas.

En un comienzo, se intentó hacer el análisis de atenuación hallando Q por intervalos de profundidades según fuente, lo que resultaría en 3 grupos: de 1 a 7,5 metros, de 10 a 20 metros y de 25 a 60 metros. Para los dos primeros intervalos no se pudo hacer el análisis correctamente, ya que, además de contar con pocas trazas en los intervalos, la saturación de trazas y la pérdida de algunas de ellas arrojaron resultados sin ninguna coherencia lógica. Se mostrará entonces el análisis de atenuación para el único intervalo apto, el de 25 a 60 metros de profundidad para los canales que presenten resultados coherentes.

A continuación se muestra el análisis de atenuación realizado para los datos del canal 14, a manera de ejemplo y de forma detallada; para los otros canales el procedimiento es idéntico, por tanto no será necesario mostrarlo detalladamente.

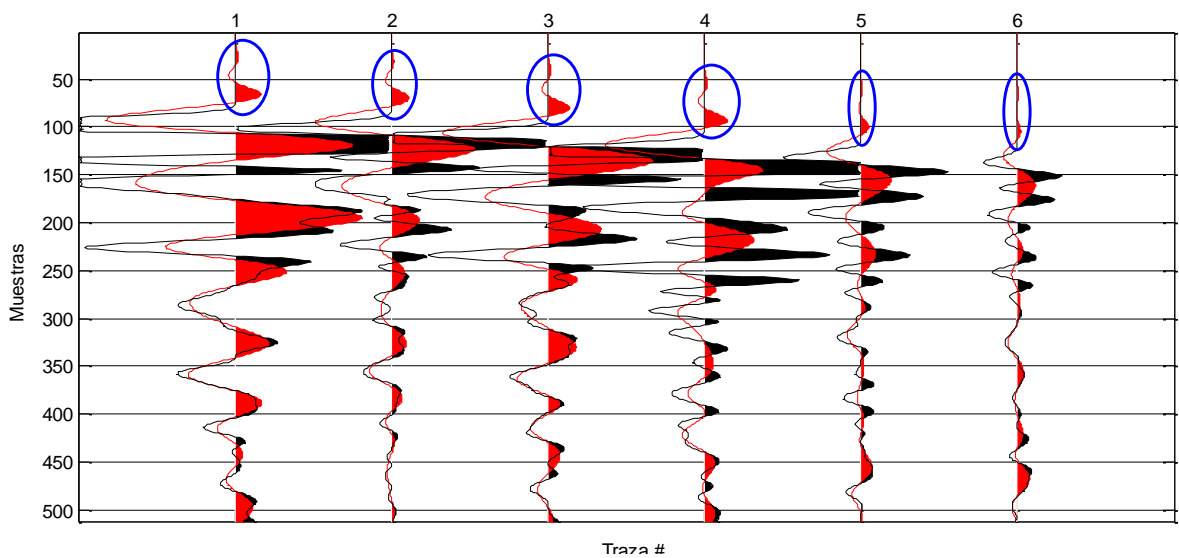
Para el canal seleccionado, se seleccionaron las trazas 9 a 14, correspondientes al intervalo 25 – 60 metros. Se filtraron los datos utilizando el Filtro digital FIR implementado en el numeral 3.2.3, con frecuencia de corte pasa-alto ( $f_{low}$ ) de 5Hz, frecuencia de corte pasa-bajo ( $f_{high}$ ) de 100Hz y atenuación en la banda de corte de 60dB. Los resultados son mostrados en la figura 56.

**Figura 56. Espectro de amplitudes de la traza de referencia (# 9) del intervalo seleccionado del canal 14.**



Fuente: Autor del proyecto

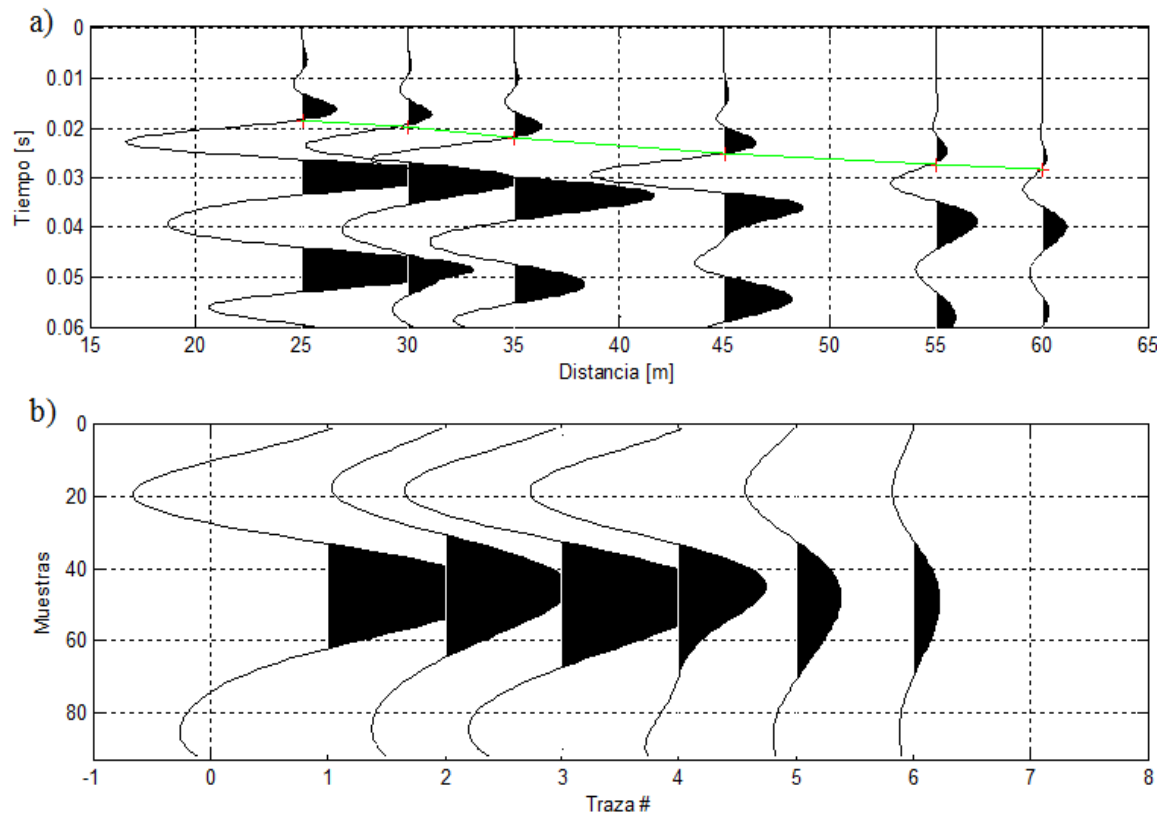
**Figura 57. Comparación entre trazas no filtradas (en negro) y filtradas (en rojo) de las trazas seleccionadas del canal 14.**



Fuente: Autor del proyecto

El filtrado digital de los datos produce unos lóbulos no deseados que alteran los tiempos de arribo de los eventos, debido a la ventana utilizada para su construcción (remarcados con elipses azules en la figura 57); sin embargo, estos pueden ser ignorados por parte del usuario en el picado de primeros arribos, ya que presentan una forma característica, fácil de identificar. El picado de tiempos correcto y las ondículas separadas se muestran en la figura 58.

**Figura 58. (a) Picado de tiempos de arribo para el intervalo seleccionado del canal 14. (b) Separación de ondículas principales utilizando una ventana de tiempo de 23ms.**

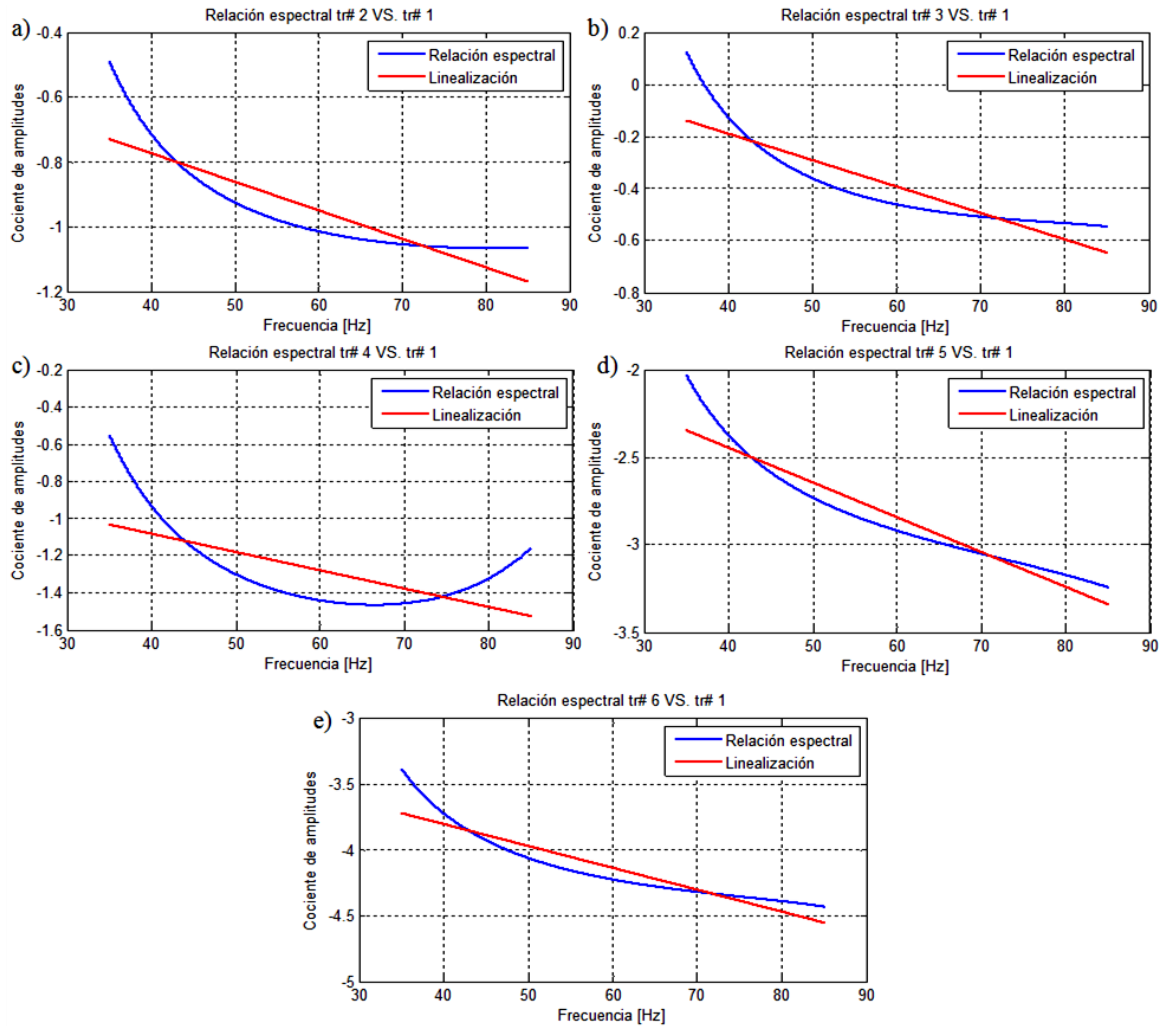


**Fuente:** Autor del proyecto

Al seleccionar las ondículas principales, ya es posible aplicar el método de relación espectral para hallar Q. La aplicación de éste y la evolución de la

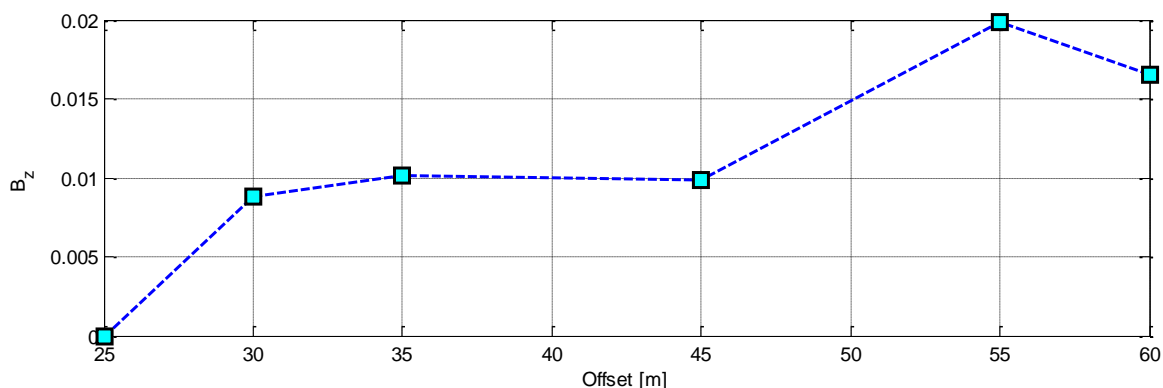
atenuación acumulativa ( $B_z$ ) y el factor Q con la profundidad (offset) se muestra en las figuras 59, 60 y 61, respectivamente.

**Figura 59. Gráficas de relación espectral para las trazas del intervalo seleccionado del canal 14.**



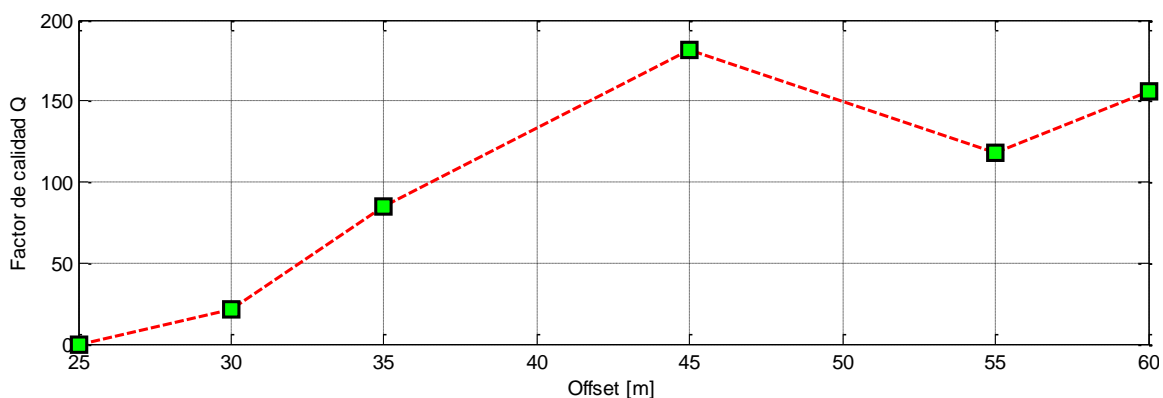
Fuente: Autor del proyecto

**Figura 60. Gráfica de atenuación acumulativa contra offset en el intervalo seleccionado.**



Fuente: Autor del proyecto

**Figura 61. Gráfica de Q contra offset en el intervalo seleccionado.**



Fuente: Autor del proyecto

Si se analiza la gráfica de  $B_z$  versus Z (figura 60), se observa que, en aquellos puntos en donde  $B_z$  presenta decrecimiento en vez de aumento, los valores de Q correspondientes presentan variaciones abruptas en comparación con la tendencia total. Si además de esto también se mira la correlación en los cocientes espectrales, se nota que la correlación se reduce notablemente en esos puntos. Esto debido a la pérdida de linealidad del cociente espectral (ver tabla 6 y figura 59c).

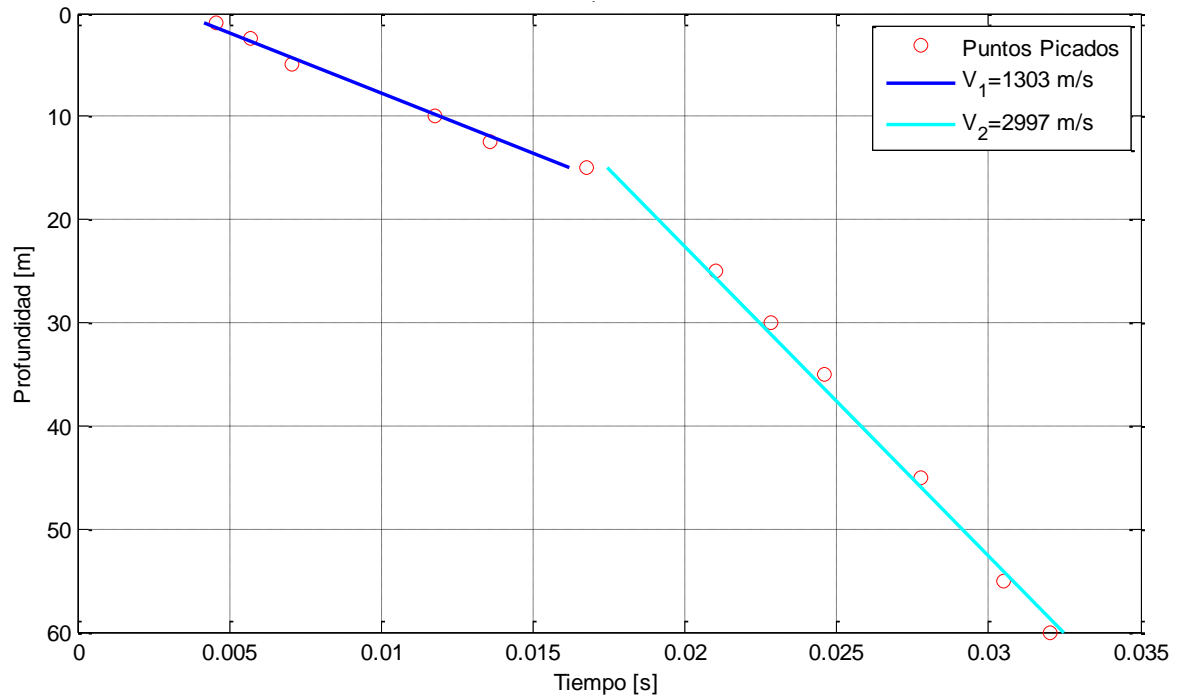
**Tabla 6. Valores de  $B_z$ ,  $Q$  y correlación del cociente espectral para el intervalo de profundidades seleccionado del canal 14.**

<b>C. Espectral</b>	<b>9 vs. 9</b>	<b>10 vs. 9</b>	<b>11 vs. 9</b>	<b>12 vs. 9</b>	<b>13 vs. 9</b>	<b>14 vs. 9</b>
<b><math>B_z</math> [dB*s]</b>	0	0,0127	0,0148	0,0116	0,0243	0,0196
<b>Q</b>	0	24,25	69,31	158,31	100,96	135,91
<b><math>\alpha_z</math> [dB/ long. de onda]</b>	0	11,2538	3,9370	1,7237	2,7027	2,7077
<b><math>k_z</math> [dB*s/m]</b>	0	0,0025	0,0015	$5,8*10^{-4}$	$8,1*10^{-4}$	$5,6*10^{-4}$
<b><math>v_z</math> [m/s]</b>	0	4.444	2.667	2.963	3.333	3.589
<b>Correlación</b>	1	0,9751	0,9766	0,7602	0,9883	0,9707

**Fuente:** Autor del proyecto

Para el canal 14, el análisis de velocidades no fue realizado ya que, al estar el receptor a 4 metros de la boca del pozo, el recorrido lateral de los frentes de onda en comparación con el recorrido vertical se hace apreciable, alterando considerablemente los tiempos de arribo, lo cual hace poco confiable hacer este análisis para este canal. Sin embargo, para los canales 16 a 22 este análisis si fue realizado, dando como resultado las velocidades de intervalo promedio mostradas en la figura 62, tomando 15 metros como profundidad hipotética en la cual se encuentra la interfaz entre la capa meteorizada y la consolidada (esto por no disponer de una columna litológica previa del área). Esta profundidad fue escogida por ser donde se presentó un evidente cambio de pendiente en la linealización de velocidades.

**Figura 62. Gráfica de profundidad contra tiempo, promediando los tiempos picados para todos los canales grabados en el pozo uphole “Uribante”.**



**Fuente:** Autor del proyecto

Promediando las velocidades halladas como el cociente entre  $\alpha_z$  y  $k_z$ , resulta una velocidad de intervalo de 3.399 m/s, por tanto el error entre esta velocidad y la hallada en el análisis de velocidades (2.997 m/s) es de 13,4%; esto indica una coherencia aceptable entre los diferentes análisis hechos a los datos uphole.

El valor de correlación del cociente espectral de la figura 59c es del 76,02%, la más baja del grupo, y es la que ocasiona la variación más notable en el valor de Q. De aquí se puede concluir que los valores de correlación de los cocientes espectrales pueden dar luces sobre la confiabilidad de los valores hallados de  $B_z$  y Q. Si el valor de correlación es muy bajo (por ejemplo <80%), o la pendiente del cociente espectral es positiva (lo cual indica  $B_z < 0$ , físicamente aumento de energía

en vez de pérdida) la traza debe despreciarse para mejorar los resultados, como se muestra en la siguiente tabla:

**Tabla 7. Resumen del análisis de atenuación para el intervalo seleccionado del canal 14.**

<b>Canal</b>	14
<b>Intervalo z (m)</b>	[25 60]
<b>Q promedio</b>	97,75
<b>Crr. promedio</b>	0,9342
<b>Trazas eliminadas</b>	[12]
<b>Q corregido</b>	82,61
<b>Crr. corregida</b>	0,9777

**Fuente:** Autor del proyecto

Nótese la mejora en la correlación promedio al eliminar la traza 12, lo cual da más confiabilidad al valor de Q promedio hallado.

Ahora, repitiendo el mismo procedimiento de cálculo de atenuación para los canales en donde es posible realizarlo, se obtienen los resultados de la siguiente tabla:

**Tabla 8. Resumen de análisis de atenuación para todos los canales aptos.**

<b>Canal</b>	<b>14</b>	<b>16</b>	<b>17</b>	<b>18</b>	<b>19</b>	<b>20</b>	<b>21</b>
<b>Intervalo z (m)</b>	[25 60]	[25 60]	[25 60]	[25 60]	[25 60]	[25 60]	[25 60]
<b>Q promedio</b>	97,75	76,7750	58,50	105,89	122,43	23,51	79,06
<b>Crr. promedio</b>	0,9342	0,8684	0,9391	0,8237	0,8090	0,9559	0,6925
<b>Trazas eliminadas</b>	[12]	[12]	[]	[]	[10 11 12]	[11 12]	[11 12]
<b>Q corregido</b>	82,61	63,81	58,50	105,89	109,65	84,81	65,24
<b>Crr. corregida</b>	0,9777	0,9705	0,9391	0,8237	0,9657	0,9373	0,8915

**Fuente:** Autor del proyecto

Si se promedian los resultados de Q, se tiene un valor de 81,5 como factor de calidad promedio del pozo uphole “Uribante”, con una correlación promedio del 93%. Este valor de Q es un valor típico para materiales a profundidades someras (<200m). Aunque no se tienen muestras de laboratorio para corroborar el valor calculado, al menos se obtuvo un resultado dentro del rango esperado [60<Q<100] con una correlación aceptable<sup>23</sup>.

## **6.2 PRUEBAS DEL ALGORÍTMO PARA DATOS CMP**

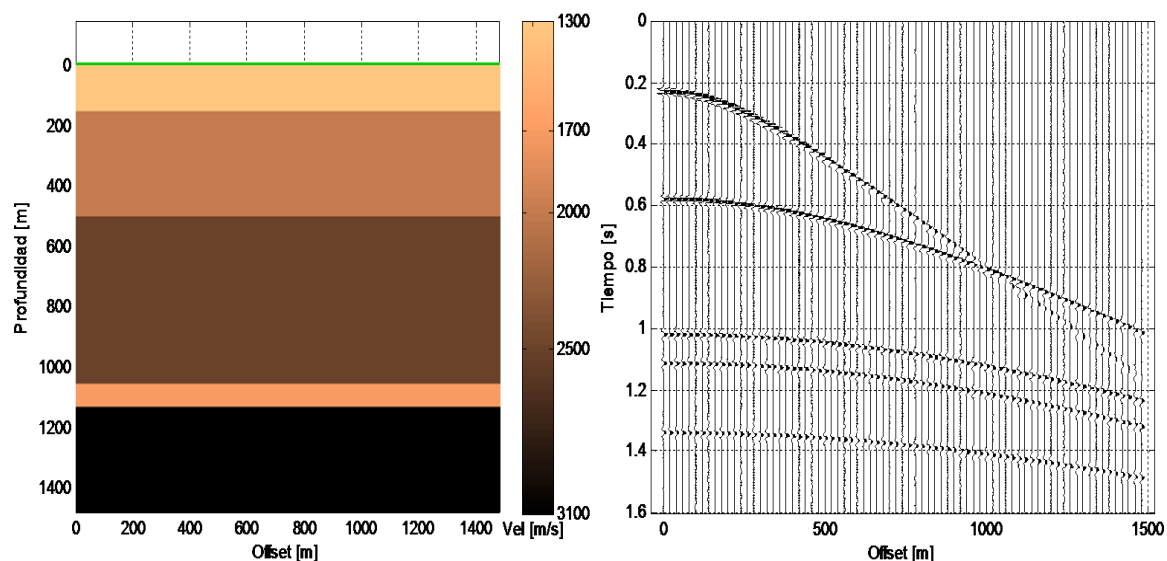
En el capítulo 5, ya se hizo una validación preliminar del algoritmo de cálculo de Q para datos CMP, utilizando un sismograma de ejemplo creado con la herramienta de modelado descrita en el capítulo 4. A continuación se harán pruebas con un sismograma sintéticos que simula diferentes situaciones que se pueden encontrar en los datos CMP, y luego se comprobará la validez del algoritmo al ser aplicado a datos reales.

**6.2.1 Verificación con datos sintéticos.** El modelo de capas horizontales, y el sismograma de prueba, fueron creados con la herramienta de modelamiento CMP, y se muestran en la figura 63. Los parámetros necesarios para su modelado aparecen en la tabla 9.

---

<sup>23</sup> SCHÖN, J. op. cit., p. 288

**Figura 63. Modelo de capas y sismograma sintético CMP de prueba.**



Fuente: Autor del proyecto

**Tabla 9. Parámetros necesarios para la construcción del sismograma de prueba.**

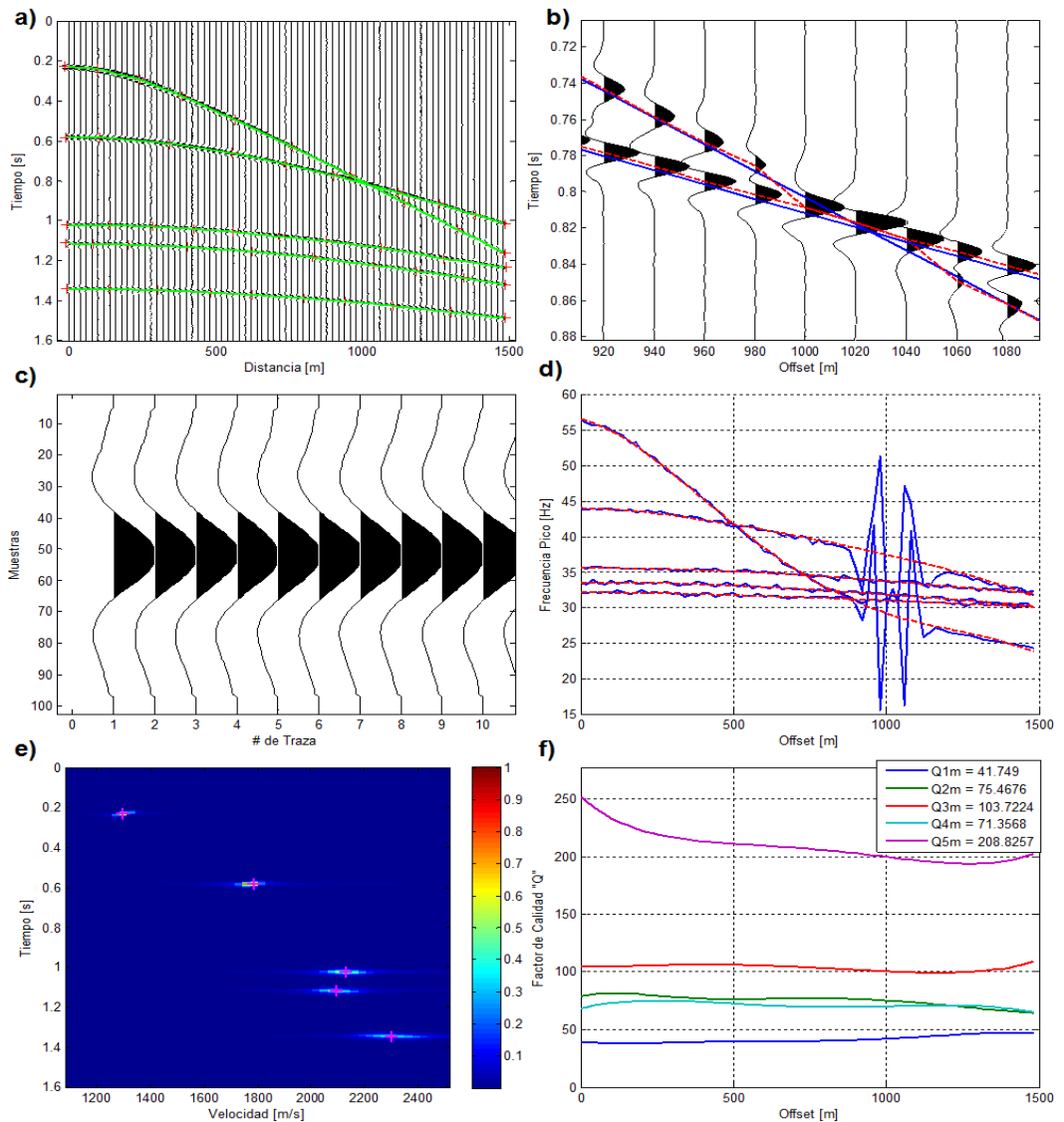
<b>Número de Capas</b>	5
<b>Numero de trazas</b>	75
<b>Período de muestreo [ms]</b>	0.5
<b>Frecuencia dominante de la fuente <math>f_m</math> [Hz]</b>	80
<b>Distancia entre receptores [m]</b>	20
<b>Tiempo máximo de grabación [s]</b>	1.5
<b>Espesores de capa [m]</b>	[150 350 550 80 350]
<b>Velocidades de capa [m/s]</b>	[1300 2000 2500 1700 3100]
<b>Q de capa modelados</b>	[40 80 100 60 180]
<b>Ruido aleatorio agregado [%]</b>	5

Fuente: Autor del proyecto

Este sismograma fue modelado con varios propósitos de interés para la validación del algoritmo de cálculo de atenuación. En primer lugar, se quiere evaluar el comportamiento del algoritmo cuando existe cruce de reflexiones. Por otra parte, la velocidad y factor Q modelados para la cuarta capa, con valores de 1700 m/s y 60, respectivamente, los cuales pueden ser tomados como anomalías teniendo en cuenta la tendencia natural de aumento estas cantidades con el aumento de la profundidad, pueden ser asociados a la presencia de gas o crudo pesado en esa unidad litológica. Es interesante ver hasta qué punto el algoritmo es capaz de detectar estas anomalías en el valor de Q (ver numerales 2.5 y 2.6).

Siguiendo entonces los pasos de la implementación del método Zhang-Ulrych descritas en el capítulo 5, es posible construir la figura 64, donde se describe las partes más importantes de este procedimiento para los datos de prueba. Los resultados del análisis de atenuación, por su parte, se encuentran en la tabla 10.

**Figura 64. Resumen del proceso de cálculo de Q para los datos de prueba. (a) Picado de eventos de reflexión. (b) Detalle de la corrección de tiempos de reflexión en el cruce las reflexiones de las capas 1 y 2 utilizando 15 muestras como ventana de selección de máximos. (c) Separación de las 10 primeras trazas de la reflexión de la capa 5. (d) Comparación entre las frecuencias pico halladas (en azul) y corregidas utilizando regresión polinomial de cuarto grado (en rojo). (e) Selección de velocidades rms. (f) Gráfica de factor de calidad contra offset.**



Fuente: Autor del proyecto

**Tabla 10. Resultados del análisis de atenuación realizado a los datos de prueba, y comparación con los parámetros modelados.**

Cantidades Computadas	Valores	Error en comparación con las cantidades modeladas (%)
Frec. Dom. $f_m$ [Hz]	79,2	0,99
Q promedio de capa	[41,7 75,4 103,7 71,3 208,8]	[4,4 5,7 3,7 18,9 16,0]
Vel. de capa [m/s]	[1301 2105 2583 1708 3287]	[0,006 5,3 3,3 0,5 6,0]
Espesor de capa [m]	[151 368 568 80 371]	[0,034 5,3 3,3 0,3 6,1]

**Fuente:** Autor del proyecto

Los errores más grandes en la medición de Q ocurren para la cuarta y quinta capa, lo cual es de esperarse, ya que, al ser calculados los valores de Q de capa, utilizando los valores de Q de las capas anteriores, los errores presentados en estas se van a ver aumentados en los cálculos de los factores de calidad siguientes. En varios ensayos realizados con diferentes modelos de 5, 6 y 7 capas, se observó que los factores de calidad a partir de la cuarta capa fueron *siempre* mayores que los valores modelados, y que este error crece de manera aproximadamente constante. A partir de la observación anterior, pueden aplicarse factores de reducción o corrección empírica para los factores de calidad hallados a partir de la cuarta capa (ver numeral 6.3.2). Otra fuente de error a tenerse en cuenta en el cálculo de Q, son las capas con velocidades y factores de calidad grandes con respecto a la tasa de muestreo de los datos, ya que, cuando las variaciones de estas cantidades son muy pequeñas, por efectos de la digitalización, sus valores se redondean y esto puede originar pérdida de exactitud en el cálculo de los factores de calidad.

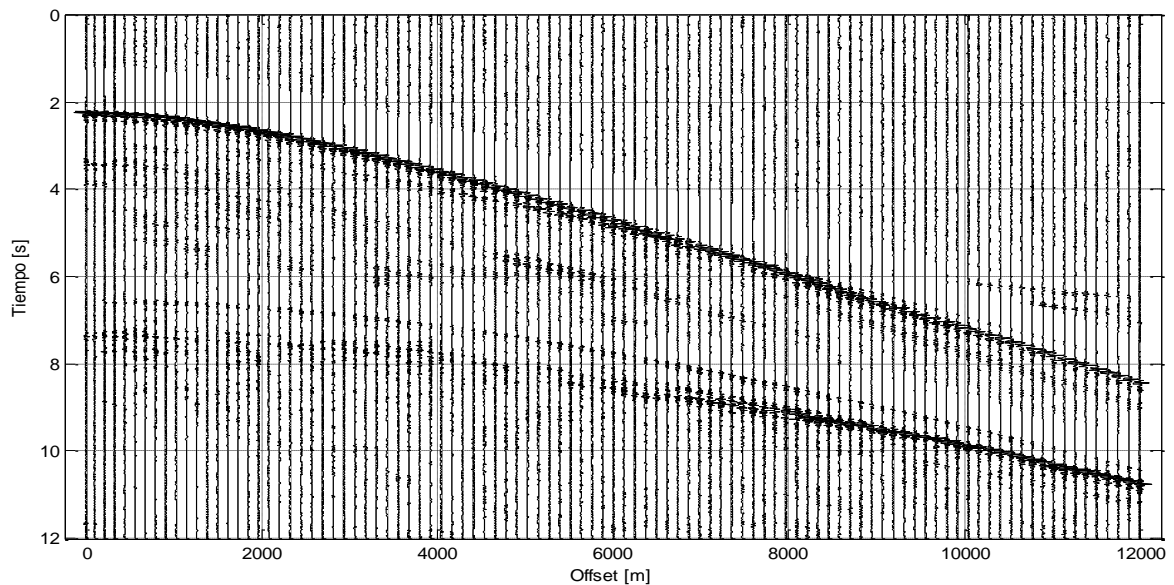
Con respecto al cruce o solapamiento de reflexiones, el algoritmo pudo superar este problema mediante la implementación de la ventana de tiempo de separación de ondículas (ver figura 64b), y de la corrección de frecuencias pico (ver figura

64d). Sin embargo, para que el cruce pueda ser ignorado, este no debe situarse en los extremos del sismograma, para que la regresión polinomial tenga puntos finales libres de interferencias. Si lo anterior sucede, lo más aconsejable es despreciar las trazas donde suceda la interferencia de eventos.

De los resultados mostrados en la tabla 10 y la figura 64e, se puede concluir que el algoritmo sí puede seguir con una exactitud aceptable las anomalías en las velocidades y factores de calidad en datos sísmicos CMP, al ser en este caso el error en la velocidad de 0,5% y el error en el factor de calidad de 18,9% para la cuarta capa.

**6.2.2 Aplicación a datos reales.** En este punto de la validación, se presento la gran dificultad de contar con datos aptos para ser sometidos al algoritmo de cálculo de Q. Debe recordarse al lector que esa fue la razón por la cual se decidió programar la herramienta de modelado descrita en el capítulo 4.

**Figura 65. Intervalo de offsets y tiempos seleccionados para la prueba.**



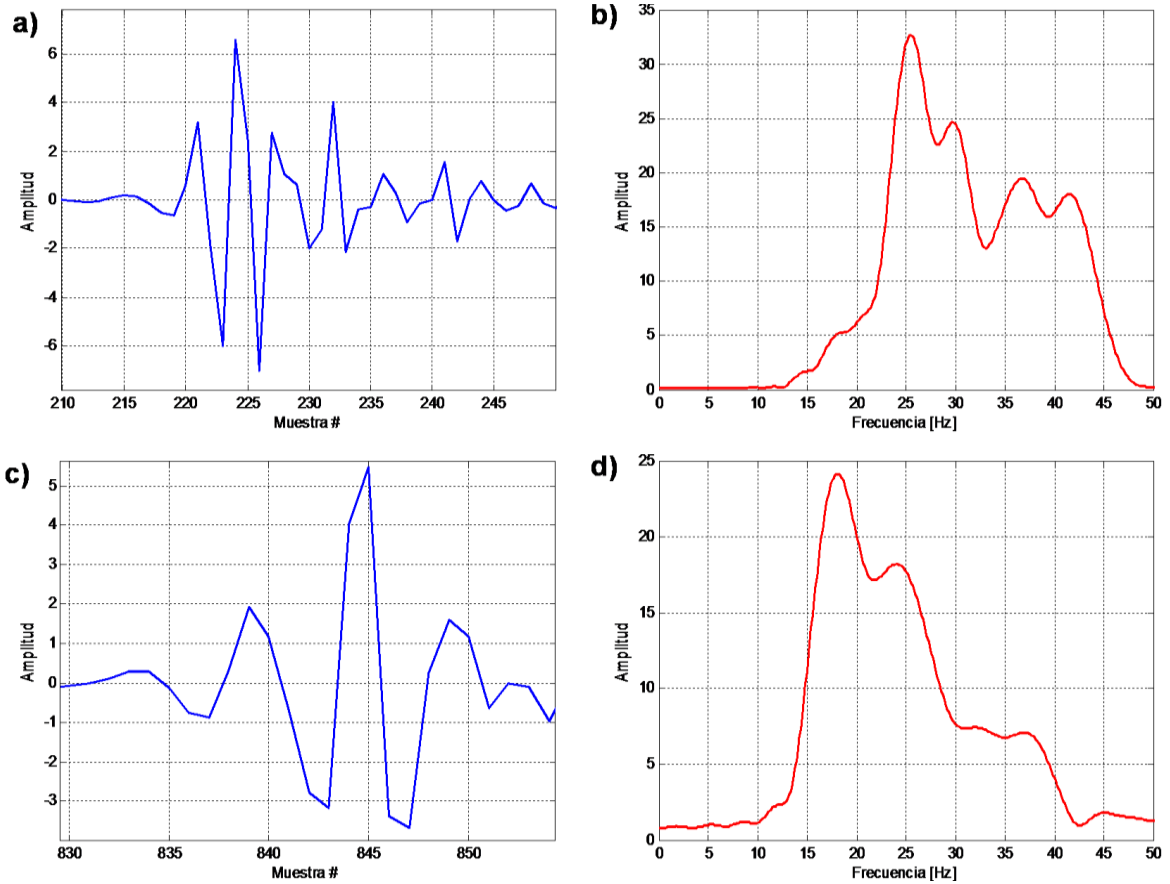
**Fuente:** Autor del proyecto

De los pocos datos reales que se pudieron conseguir para las pruebas del algoritmo, sólo un sismograma de disparo<sup>24</sup> en una zona offshore tuvo la suficiente relación señal-ruido para que las reflexiones fueran discriminadas fácilmente. Además de esto, los datos de sísmica offshore no presentan ground-roll, debido a que el agua no transmite ondas de cizalla, lo cual es una ventaja notable en comparación con la sísmica terrestre. Los datos seleccionados (figura 65) hacen parte de una línea sísmica 2D grabada en una zona plana del Mar Caribe, con localización específica reservada por la fuente. Se pueden observar claramente 2 reflexiones, aunque sólo la primera (la que corresponde al lecho marino) es apreciable desde la primera traza, por tanto es la única reflexión que se puede trabajar en el algoritmo. Los datos fueron tomados con una tasa de muestreo de 10ms, por lo cual ya se sabe que la frecuencia máxima que se puede encontrar en las trazas sísmicas es de 50Hz.

---

<sup>24</sup>SHIPLEY, T., GAHAGAN, L., JOHNSON, K., AND DAVIS, M., editors, Seismic Data Center. 2005. University of Texas Institute for Geophysics. [En Línea]. Disponible para descarga gratuita en: <<http://www.ig.utexas.edu/sdc/>>

**Figura 66. (a) Ondícula de reflexión de la primera traza. (b) Espectro de amplitud de (a). (c) Ondícula de reflexión de la última traza. (d) Espectro de amplitud de (c).**



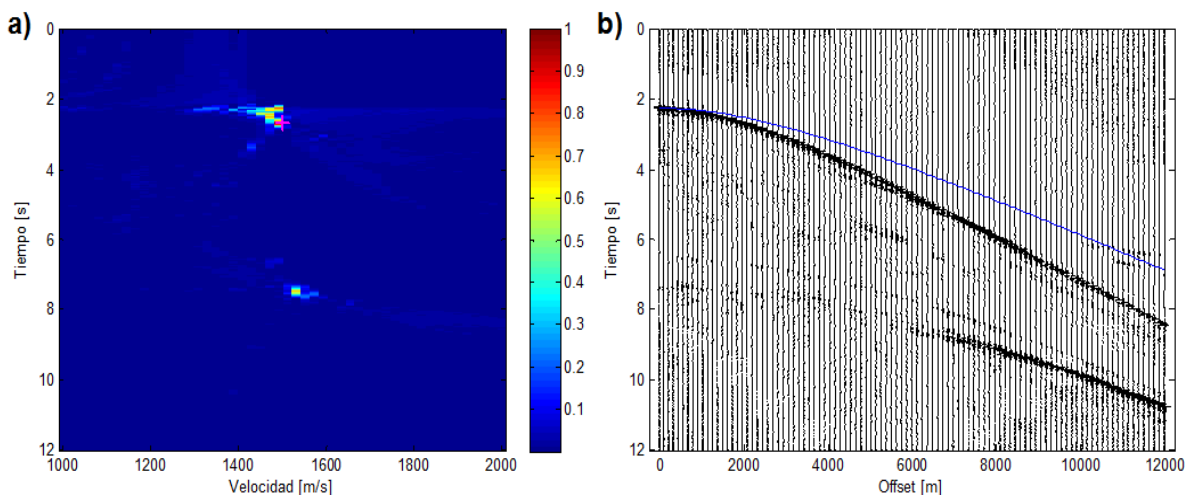
**Fuente:** Autor del proyecto

Lo primero que debe hacerse con sismogramas de reflexión reales para estudiar atenuación, es tratar de conocer las características frecuenciales de los datos, para saber si las tendencias de atenuación sí se presentan en estos. Una forma de hacer esto, es seleccionando manualmente la primera y última ondícula de reflexión (correspondientes a la primera y última traza), y aplicando transformada de Fourier se puede hacer una inspección rápida de la evolución del espectro de frecuencias con el offset. Esto se muestra en la figura 66, donde si se comparan

los espectros de amplitud para la primera y última traza, se aprecia un corrimiento del espectro de amplitudes hacia frecuencias bajas, lo que evidencia la presencia de atenuación.

Ahora se someten los datos al algoritmo Zhang-Ulrych para encontrar Q siguiendo los pasos ya ampliamente descritos hasta ahora. Efectuando el análisis de velocidad, se encuentra que la velocidad de la capa es de 1493 m/s, la cual es casi igual a la velocidad teórica del sonido en el agua (ondas compresionales). El espesor de la capa de agua computado fue de 1680 metros.

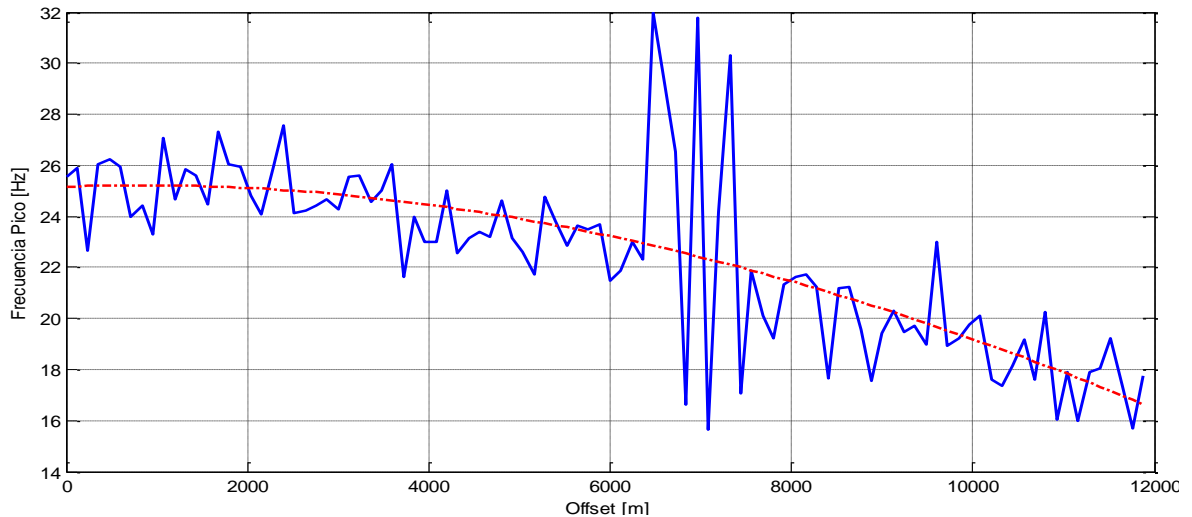
**Figura 67. (a) Espectro de velocidades de los datos reales. (b) Comparación entre los tiempos de reflexión reales y los modelados utilizando la aproximación hiperbólica.**



**Fuente:** Autor del proyecto

En la figura 67 (b) se puede apreciar el error en la aproximación hiperbólica para los tiempos de move-out. Otra fuente de error que puede influir aquí es que el reflector presente alguna inclinación o buzamiento. A partir de la traza 50 (6000 metros de offset), se presenta ya un error del 25% en estos tiempos, lo cual inducirá también a errores notables en el cálculo de Q.

**Figura 68. Comparación entre frecuencias pico computadas (en azul) y corregidas (en rojo).**

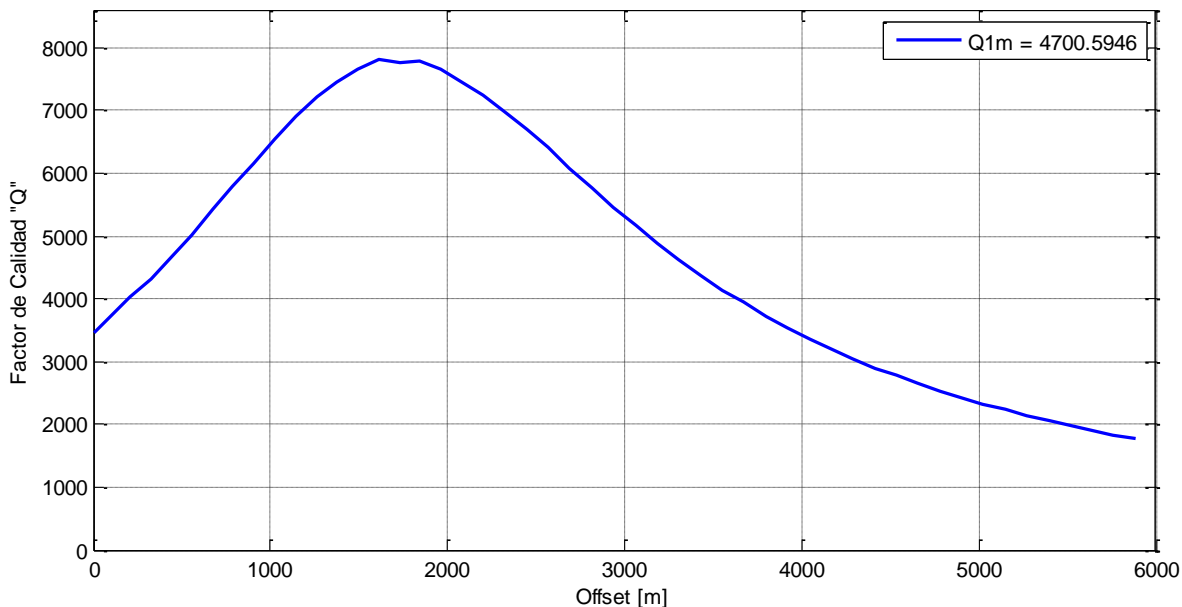


**Fuente:** Autor del proyecto

En la figura 68 se muestra la evolución de las frecuencias pico con el offset, para los datos seleccionados. Observando la caída de frecuencias pico (aproximadamente 8Hz) en comparación con el offset (12Km) se puede esperar un gran valor de Q para esta capa, en comparación con los valores típicos de Q de los materiales comunes del subsuelo (ver tabla 1). Esto se ratifica en la figura 69, donde se muestran los valores computados de Q contra offset, donde se encontró un valor promedio de Q de 4700, limitando el cálculo a las 50 primeras trazas, para evitar el error por offsets lejanos. Este valor de Q, para efectos prácticos, se asume como infinito, lo cual está de acuerdo con lo planteado por Carcione et al. como valor teórico de  $Q_p$  en el agua<sup>25</sup>.

<sup>25</sup>CARCIONE, J. Conferencia 1. En: On the Physics and Simulation of Waves for Exploration and Environmental Geosciences (1: 2009, Bucaramanga). Memorias de la conferencia. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander, 2009.

**Figura 69. Gráfica de factor de calidad Q contra offset para los datos seleccionados.**

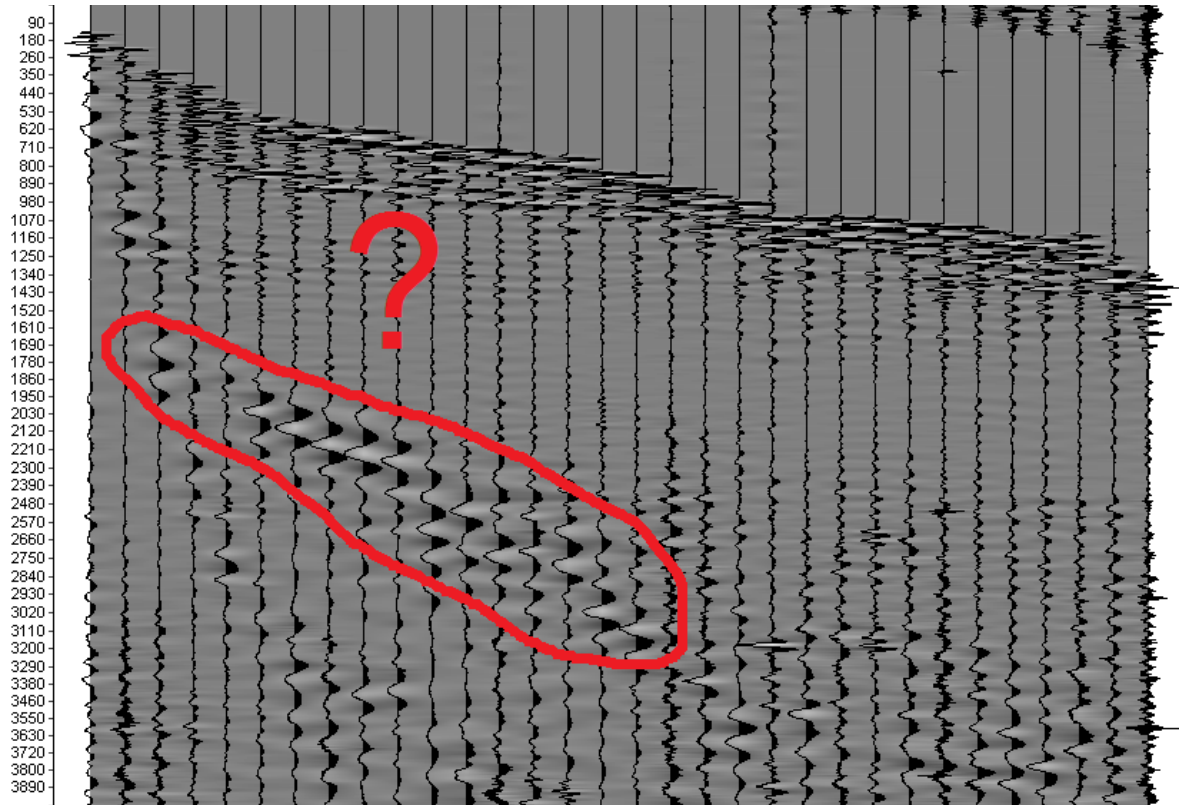


**Fuente:** Autor del proyecto

Por supuesto, también se intentó aplicar el algoritmo implementado a datos CMP terrestres, pero no se obtuvieron resultados lógicos debido a la muchas veces pobre calidad de visualizaciones de las reflexiones en los datos, debido a la considerable presencia de ruido ambiental, ground-roll y la interferencia con eventos de refracción y múltiples, que resultan en una menor relación señal-ruido en comparación con datos marinos. Un ejemplo de esto se observa en la figura 70, donde se muestra un sismograma CMB (CMP en adquisición 3D) de una línea sísmica 3D del bloque exploratorio Catalina, en Colombia. El área encerrada en rojo puede contener una reflexión, pero no es constante en muchas trazas, y además no tiene una amplitud que la diferencie claramente del ruido. De ser este un evento importante, sólo se podrá notar después del apilado. Todo esto causará que el algoritmo de cálculo de Q disminuya su capacidad para procesar correctamente estos datos, y por tanto, de arrojar resultados coherentes. En la figura 71 se muestra el proceso de cálculo de Q para el sismograma de la figura

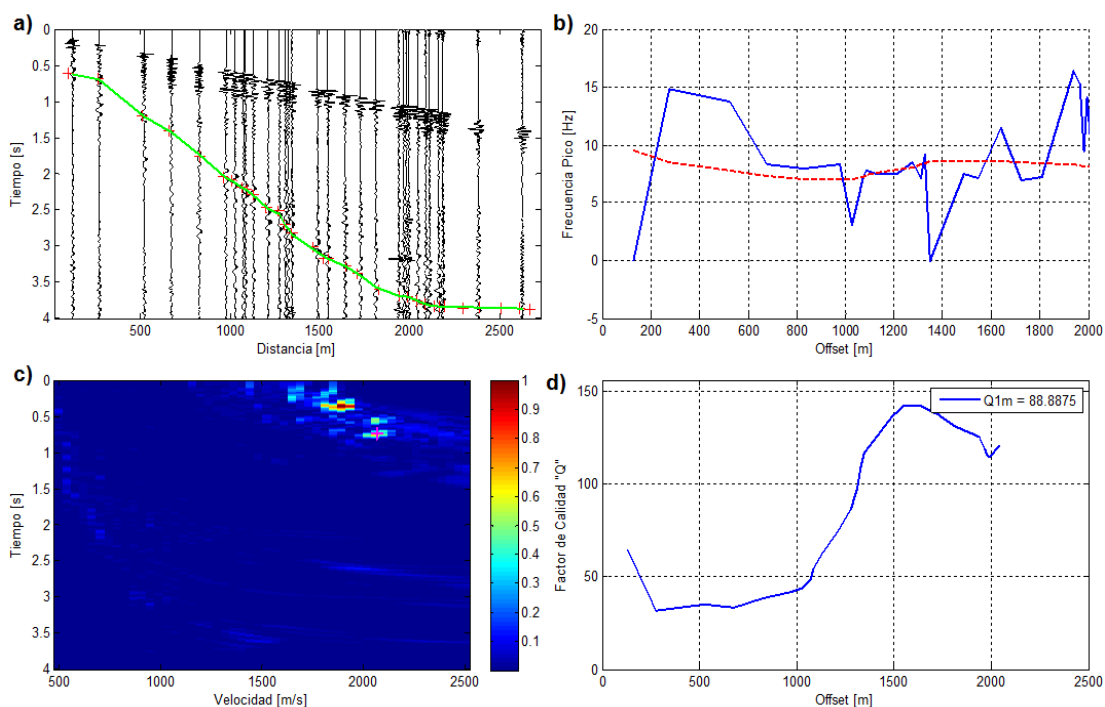
70 utilizando 200 metros como offset límite. Aunque el factor Q calculado presenta un valor de 88, el cual es típico para varios materiales del subsuelo (ver tabla 1), no es apreciable en la figura 71b una tendencia clara de atenuación en los datos.

**Figura 70. Sismograma CMB del bloque exploratorio Catalina, en Colombia.**



**Fuente:** Autor del proyecto

**Figura 71. Proceso de cálculo de Q para el sismograma de la figura 70.**



**Fuente:** Autor del proyecto

## 6.3 PRUEBAS VARIAS DE LOS ALGORITMOS

**6.3.1 Comparación de rapidez entre rutinas FFT y DFT para el cálculo de frecuencias pico.** Para evaluar la mejora en los tiempos de cálculo de frecuencias pico para las rutinas FFT y DFT, se escogió una ondícula Ricker simétrica de  $f_p=60\text{Hz}$ , muestreada a  $1\text{KHz}$  (ver figura 44a), y se hicieron 10 ensayos de cálculo de frecuencias pico por los dos algoritmos, asegurando un error máximo de cálculo de  $0,1\%$ . En la implementación FFT, esto resultó en que se necesitan  $2^{17}$  puntos para asegurar este error máximo. Cada ensayo consiste en el cálculo la frecuencia pico de la ondícula seleccionada 100 veces consecutivas, y, después de promediar los tiempos de cálculo para cada rutina, éstos se comparan para

establecer las relaciones de rapidez computacional. Los resultados se muestran en la tabla 11, donde se encuentra que la rutina DFT es en promedio 41 veces más rápida que la FFT.

**Tabla 11. Comparación de tiempos de cálculo de  $f_p$  para las rutinas FFT y DFT.**

Ensayo	Tiempo Promedio FFT [s]	Tiempo Promedio DFT [s]	Relación Promedio $T_{DFT}/T_{FFT}$
1	0,1095	0,0036	40,11
2	0,1100	0,0027	40,93
3	0,1167	0,0028	41,58
4	0,1175	0,0032	40,86
5	0,1169	0,0029	41,83
6	0,1165	0,0028	42,26
7	0,1209	0,0030	43,21
8	0,1166	0,0029	40,81
9	0,1118	0,0028	41,10
10	0,1155	0,0028	42,10
<b>Promedios globales</b>	<b>0,1152</b>	<b>0,0030</b>	<b>41,48</b>

**Fuente:** Autor del proyecto

### 6.3.2 Análisis experimental de error en el cálculo de Q para datos CMP.

Durante los múltiples ensayos de cálculo de Q para sismogramas CMP que se hicieron en este trabajo, se observó que a partir de la cuarta capa, los factores de calidad computados fueron siempre mayores en comparación con los modelados, y además parecían tener un patrón de aumento. Por esto se decidió hacer varias pruebas con sismogramas creados sobre modelos de 5, 6 y 7 capas con varios valores constantes de Q, y analizar los errores arrojados en el cálculo de esta cantidad para tratar de establecer factores de corrección experimentales. Estas pruebas se encuentran tabuladas en la tabla 12.

**Tabla 12. Comparación de valores de Q modelados y computados.**

Nº de capas	Valores de Q modelados	Valores de Q hallados	Error (%)
5	[50 50 50 50 50]	[48,5 49,3 50,2 53,7 55,6]	[3,0 1,4 0,4 7,4 11,2]
6	[50 50 50 50 50 50]	[50,1 50,8 52,4 53,2 54,9 56,4]	[0,2 1,6 4,8 6,4 9,8 12,8]
7	[50 50 50 50 50 50 50]	[47,7 48,8 49,8 54,2 54,8 56,9 57,1]	[4,6 2,4 0,4 8,4 9,6 13,8 14,2]
5	[100 100 100 100 100]	[96,4 98,5 101,5 104,0 109,6]	[3,6 1,5 1,5 4,0 9,6]
6	[100 100 100 100 100 100]	[98,3 99,8 103,5 106,2 108,2 113,7]	[1,7 0,1 3,5 6,2 8,2 13,7]
7	[100 100 100 100 100 100 100]	[102,1 102,3 104,9 107,2 110,0 113,7 114,8]	[2,1 2,3 4,9 7,2 10,0 13,7 14,8]
5	[150 150 150 150 150]	[150,3 156,0 156,5 159,4 164,9]	[0,2 4,0 4,3 6,3 9,9]
6	[150 150 150 150 150 150]	[143,5 148,4 155,8 160,1 163,7 169,0]	[4,3 1,1 3,9 6,7 9,1 12,7]
7	[150 150 150 150 150 150 150]	[151,7 155,4 158,2 159,5 163,9 166,4 169,7]	[1,1 3,6 5,5 6,3 9,3 10,9 13,1]

**Fuente:** Autor del proyecto

Analizando la tabla 12, en primer lugar hay que notar que los valores de Q computados son siempre ascendentes a pesar de que los valores modelados son los mismos, lo cual indica que los errores en el cálculo de Q son acumulativos. Esto es lógico ya que para calcular el factor de calidad de una capa  $i$  se necesita el factor de calidad de la capa anterior  $i - 1$  (ver ecuaciones 79 y 80); si esta presenta algún error, este influirá en el error para el factor de calidad  $Q_i$ , el error en este valor, provocado por el error anterior, influirá de manera más significativa en el cálculo de Q de las capas posteriores.

Con respecto al comportamiento del error en el cálculo de Q mencionado en el comienzo de este numeral, la tabla 12 confirma esta tendencia. Los errores de Q

para la cuarta capa en todos los ensayos tienen un valor promedio de 6,58%, los de la quinta capa de 9,63%, los de la sexta capa de 12,93% y los de la séptima capa de 14,03%. De aquí se puede notar que los errores presentan un aumento aproximado de 3% a partir de la cuarta capa, con un valor inicial del 6,5% (con excepción del cambio entre los errores promedio de las capas 6 y 7, que fue de tan solo 1.1%).

Del análisis hecho a partir de la tabla 12 puede concluirse que a partir de la cuarta capa, se puede aplicar un factor de reducción a los Q computados, empezando con un 6,5% en la cuarta capa y aumentando este valor en un 3% para las capas subsiguientes.

## **7 OBSERVACIONES, CONCLUSIONES, RECOMENDACIONES Y TRABAJO FUTURO**

### **7.1 OBSERVACIONES**

- En este trabajo, se han implementado dos métodos de cálculo de cantidades relacionadas con atenuación, uno para su utilización en datos Uphole, y otro para ser utilizado en datos de reflexión preapilado organizado por puntos medios comunes (CMP). El algoritmo Uphole funciona utilizando el método de relación espectral, que no es más que una comparación de los módulos de los espectros frecuenciales de los eventos de primer arribo, mientras que el algoritmo CMP se basa en el seguimiento del desplazamiento del centroide del espectro de amplitudes del campo de onda hacia las bajas frecuencias, a medida que este se propaga. Complementario a la construcción del algoritmo para datos CMP, se diseñó una herramienta de modelado de sismogramas CMP con presencia de atenuación, el cual genera datos sísmicos de reflexión a partir de la definición de un modelo geológico de capas planas horizontales con espesores y velocidades de onda específicas, y de la propagación de un campo de onda sísmica utilizando como fuente una ondícula Ricker y factores de calidad de intervalo o capa.
- En la primera etapa del desarrollo de este trabajo, se pensó que un aspecto fundamental a tratar en él sería poder establecer parámetros de calidad de datos sísmicos para que pudieran ser sometidos a los algoritmos de análisis de atenuación. A medida que se fue desarrollando el proyecto, esto fue perdiendo relevancia en la investigación como objetivo específico, ya que se descubrió que los algoritmos implementados son especialmente orientados para sísmica de alta frecuencia, mientras que en la sísmica de campo que se hace hoy en

día, todavía existen muchas limitantes que impiden que existan datos “óptimos” para el análisis de atenuación, un ejemplo de esto son los anchos de banda muchas veces insuficientes de los receptores (lo cual puede ser solventado mediante el uso de acelerómetros), y los períodos de muestreo típicos de la sísmica de reflexión tradicional que muchas veces no brindan información suficiente sobre los eventos de importancia. Esto pasa porque los datos son usualmente adquiridos para seguir con el flujo de procesamiento tradicional, que pocas veces incluye un análisis de atenuación exhaustivo. Estos factores fueron cambiando gradualmente el enfoque de diseño de los flujos de procesamiento, y al final se trató de adaptar los algoritmos para su uso en la mayor variedad de datos sísmicos, aún en aquellos que no tuvieran las características de relación señal-ruido y contenidos en frecuencia que se pensaron inicialmente. Sin embargo, ciertos aspectos a tener en cuenta para evaluar la calidad de los datos sísmicos con respecto a su utilización en los algoritmos de análisis de atenuación son mencionados en los numerales 5.3.6 y 6.1.2.

## **7.2 CONCLUSIONES**

- El algoritmo Hauge (para datos Uphole) presentó buenos resultados de cálculo de atenuación, al presentar errores máximos del 6,67% en la cuantificación de atenuaciones de intervalo en datos sintéticos. Por otra parte, al ser el pozo Uphole “Uribante” un primer ensayo en Colombia en cuanto a la utilización de datos sísmicos de este tipo para la cuantificación de la atenuación en el estrato somero, no se tienen experiencias anteriores contra las cuales se puedan cotejar los resultados obtenidos. Sin embargo, el análisis experimental de atenuación llevado a cabo en este pozo puede ser calificado como exitoso a pesar de todas las limitaciones mencionadas en la sección 6.1.2, pues el factor

de calidad arrojado para el pozo entra dentro del rango esperado para materiales en profundidades someras, y además porque brinda una coherencia aceptable con el análisis de velocidades del pozo, con un error relativo del 13,4%. El que no se hubiese podido determinar el Q de la capa meteorizada (0 a 25 metros), dependió de la pobre calidad de los datos en este intervalo, mas no de alguna debilidad o defecto del algoritmo.

- La herramienta de modelado de sismogramas CMP sintéticos con presencia de atenuación, fue construida como una solución ante la dificultad de conseguir datos sísmicos de este tipo para ser utilizados en la validación de la implementación del algoritmo de factores de calidad Q. Su implementación, aunque basada en principios sencillos, fue muy importante a la hora de calibrar la herramienta de cálculo de Q, al menos para offsets pequeños e intermedios, ya que en la reconstrucción de velocidades y espesores no se presentaron errores mayores al 6,1%
- La herramienta de cálculo de Q para datos CMP, basada en el algoritmo Zhang-Ulrych, arrojará resultados confiables en la medida en que sea posible discriminar de manera clara los eventos de reflexión dentro de los sismogramas, y que estos además cuenten con una tasa de muestreo suficiente para que el algoritmo pueda detectar adecuadamente los pequeños desplazamientos que sufre la frecuencia pico en las ondículas de los eventos, a medida que se propaga el campo de onda. Es por esto que el algoritmo funcionará mejor para datos offshore (marinos), que poseen una mejor relación señal-ruido que los terrestres. Por otra parte, el algoritmo presenta errores considerablemente pequeños en el cálculo de Q para datos sintéticos (menores al 10%). Los errores producidos al calcular Q para más de 4 reflexiones, pueden ser corregidos aplicando el factor de reducción experimental (ver numeral 6.3.2).

- En la implementación de los algoritmos estudiados, el valor agregado que se aportó en este trabajo estuvo en la construcción del método mejorado para el cálculo de los tiempos de viaje por capa en el algoritmo CMP, el cual también permite “reconstruir” las velocidades y espesores del medio en el cual se propaga este campo, el cual funciona mejor que la aproximación hecha por Zhang y Ulrych (ecuación 75). Además, se optimizó la rutina de cálculo de frecuencias pico, mediante la implementación de la DFT con límites de frecuencia variables, la cual es en promedio 41 veces más rápida que la rutina basada en la implementación FFT de MATLAB. Cabe anotar en este punto que, todos los flujos de implementación de los algoritmos de modelado y cálculo de atenuación estudiados en este trabajo, fueron diseñados por el autor.
- Los algoritmos desarrollados en este trabajo, brindarán un soporte inicial a los geofísicos a la hora de caracterizar los efectos de la atenuación de energía en datos sísmicos, y cuando se trate de compensar la pérdida de resolución en las imágenes sísmicas producto de este fenómeno. A su vez, al ser este trabajo el primero en Colombia que estudia este tema, se convertirá en referencia para futuros proyectos de investigación relacionados.
- El haber realizado este trabajo de investigación, significó poner a prueba los conocimientos referentes a tratamiento de señales aprendidos en la carrera de Ingeniería Electrónica en una rama del conocimiento no estudiada dentro del pénsum de ésta, como es la Geofísica, y más concretamente el método sísmico. Esto exigió, aparte del tiempo y la energía dedicada para empalmar los dos temas, mucha prudencia a la hora de establecer los alcances del proyecto, sin dejar de lado la idea de que este fuera innovador. Todas estas consideraciones, y los retos que se fueron presentando a medida que se desarrollaba el trabajo, aportaron una gruesa cantidad de conocimientos sobre

lo que debe ser la labor investigativa de un ingeniero, los cuales, sin duda, serán aplicados a lo largo de la vida profesional del autor.

### **7.3 RECOMENDACIONES**

En el transcurso de este trabajo de investigación, se encontraron ciertas falencias y cosas por mejorar en los algoritmos y métodos implementados, que pueden ser abordadas y mejoradas en futuras investigaciones. Estas fueron:

- Si bien este trabajo fue concebido para su desarrollo en MATLAB, se debe pensar en la posibilidad de su programación en otros lenguajes de programación de más bajo nivel, como C/C++ y FORTRAN, los cuales, además de mejorar la eficiencia computacional de los códigos programados, brindarán la posibilidad a estos de poder ser migrados a diferentes paquetes de procesamiento sísmico, como Seismic Un\*x y PROMAX.
- La herramienta de modelado de datos CMP puede mejorarse incluyendo factores más complejos como capas inclinadas o su utilización en adquisiciones sintéticas complejas mediante las cuales sea posible construir imágenes sísmicas apiladas, tal y como se hace en herramientas como NORSAR y Seismic Un\*x.
- Pueden ser implementadas ciertas rutinas que ayuden a mejorar el rendimiento del algoritmo de cálculo de Q para datos CMP en sismogramas reales, como interpolación de frecuencias pico para trazas muertas (sin ondículas) o para aquellas reflexiones que no se visualizan desde la primera traza.

## 7.4 TRABAJO FUTURO

- En trabajos de investigación posteriores, se podrían implementar otros métodos de cálculo de cantidades relacionadas con atenuación sísmica que trabajen en el dominio pre y post apilado, como el de Dasgupta-Clark y el de Varela et al. para poder hacer comparaciones de rendimiento entre ellos y analizar las ventajas y desventajas de cada uno.
- Como tema complementario a este trabajo de investigación, en proyectos futuros se podría abordar el estudio e implementación de filtros inversos Q, los cuales mejoran la resolución en imágenes sísmicas, recuperando contenido de alta frecuencia y restaurando componentes de fase alterados. (En el anexo B se presenta una implementación sencilla de filtrado Q inverso para datos sísmicos de reflexión en preapilado).

## 8 BIBLIOGRAFÍA

- ❖ BATZLE, M., HOFMANN, R. Heavy Oils – Seismic Properties. En: The Leading Edge, Vol. 25, No.6, (2006); p. 750-756
- ❖ BEHURA, J., BATZLE, M., HOFMANN, R., DORGAN, J. Oil Shales: Their Shear Story. Search and Discovery Article #40379, (2009); Colorado School of Mines.
- ❖ DASGUPTA, R., CLARK, R. Estimation of Q from Surface Seismic Reflection Data. En: Geophysics, Vol. 63, (1998); p. 2120-2128
- ❖ GÓMEZ, F., OLAYA, I. D., PIEDRAHITA, C., RAMÓN, J. C. El Método Sísmico en la Exploración de Recursos Minerales e Hidrocarburos. Medellín, 1990. Universidad Nacional, Facultad de Ciencias. ECOPETROL Instituto Colombiano del Petróleo ICP.
- ❖ HARGREAVES, N. D., AND CALVERT, A. J. Inverse Q-filtering by Fourier transform. En: Geophysics, Vol. 56, (1991); p. 519-527
- ❖ HAUGE, Paul, Measurements of Attenuation from Vertical Seismic Profiles. En: Geophysics, Vol. 46, (1991); p. 1548-1558.
- ❖ HERNÁNDEZ, Elkyn, FIGUEREDO, Yaqueline, AGUDELO, William. Técnicas de Procesamiento Sísmico Basadas en Atenuación: Un Primer Paso en la Caracterización de Yacimientos de Crudo Pesado. En: X Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. (2009: Cartagena de Indias)
- ❖ JONES, E. J. W. Marine Geophysics. 1999. John Wiley and Sons. ISBN N° 9780471986935

- ❖ KJARTANSSON, E. Constant Q-Wave Propagation and Attenuation. En: Journal of Geophysical Research, Vol. 84, (1979); p. 4737-4748.
  
- ❖ KOESOEMADINATA, A., Mc.MEHAN, G. Empirical Estimation of Viscoelastic Seismic Parameters from Petrophysical Properties of Sandstone. En: Geophysics, Vol. 66, (2001); p. 1457-1470
  
- ❖ MOCZO, P., KRISTEK, J., FRANEK, P. Lecture Notes on Rheological Models. Comenius University, (2006); p. 3-14.
  
- ❖ PÉREZ, C. Identificación de Reflectores en Imágenes de Sección Sísmica Aplicando Métodos Estadísticos y Métodos Sintácticos. Bucaramanga, 2008, 106 p. Trabajo de grado (Ingeniería Electrónica). Universidad Industrial de Santander. Escuela de Ingenierías Eléctrica, Electrónica y de Telecomunicaciones.
  
- ❖ SINGLETON, S. Evaluation of an Inelastic (Q) Synthetic Seismic Generator, Gulf Mexico. Rock Solid Images, (2005)
  
- ❖ RICKER, Norman. The Form and Laws of Propagation of Seismic Wavelets. En: Geophysics, Vol. 18, (1953); p. 1167-1173
  
- ❖ TOKSÖZ, M., JOHNSTON, D., TIMUR, A. Attenuation of Seismic Waves in Dry and Saturated Rocks; I, Laboratory measurements. En: Geophysics. Vol. 44, (1979); p. 681-690
  
- ❖ TURHAN TANER, M., TREITEL, S. A Robust Method for Q Estimation. Rock Solid Images & TriDekon Inc, (2004); European Association of Geoscientists & Engineers (EAGE)

- ❖ VARELA, C. L., ROSA, A. L., AND ULRYCH, T. J. Modeling of Attenuation and Dispersion. En: Geophysics, Vol. 58, (1993); p. 1167-1173
  
- ❖ WANG, Y. Inverse Q-Filter for Seismic Resolution Enhancement. En: Geophysics, Vol. 71, (2006); p. V51-V60
  
- ❖ ZANDONG, S. Seismic Methods for Heavy Oil Reservoir Monitoring and Characterization. University of Calgary, (1999)
  
- ❖ ZHANG, C., ULRICH, T. Estimation of Quality Factors from CMP Records. En: Geophysics, Vol. 67, (2002); p. 1542-1547.

## ANEXO A. DESCRIPCIÓN DE LAS HERRAMIENTAS COMPUTACIONALES *QFINDER\_UH, QMODEL\_CMP Y QFINDER\_CMP*

### A1. GENERALIDADES

Las interfaces de usuario *qfinder\_uh* (para calcular atenuación en datos uphole), *qmodel\_cmp* (para modelar sismogramas sintéticos CMP con presencia de atenuación), y *qfinder\_cmp* (para calcular atenuación en datos CMP) fueron creadas utilizando el lenguaje .m, nativo de MATLAB. Debido a su interacción con las variables del workspace, no fue posible transformarlas en aplicaciones *standalone*, lo cual quiere decir que necesitan ejecutarse *dentro* del entorno de MATLAB. La versión de MATLAB utilizada en su construcción fue la 7.5.0 (Release 2007b) para sistemas operativos basados en UNIX, sin embargo, las pruebas finales se hicieron en la versión para Windows, donde no se presentó ningún problema en compatibilidad ni rendimiento.

### A2. REQUISITOS DE INSTALACIÓN

- Entorno de desarrollo MATLAB R2007b. (Su compatibilidad con versiones anteriores o posteriores es desconocida, aunque debería funcionar sin problemas)
- Toolbox SeisLab 3.0 o posterior (Disponible para descarga gratuita en la página web: <<http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/15674>>)

- Toolbox SeismicLab 1.0 o posterior (Disponible para descarga gratuita en la página web: <<http://seismic-lab.phys.ualberta.ca>>)

Las dos toolboxes antes mencionadas, junto con la carpeta QTOOL\_EHS, la cual contiene las interfaces y las funciones \*.m sobre las que se construyeron, deben ser agregadas al *path* de MATLAB. Para hacer esto el usuario debe, en la barra de menú de MATLAB, seleccionar *File* → *Set Path...* y agregar los directorios antes mencionados. Se recomienda el uso de las herramientas en computadores con 2GB o más de memoria RAM, debido a los tamaños típicos de los datos a trabajar.

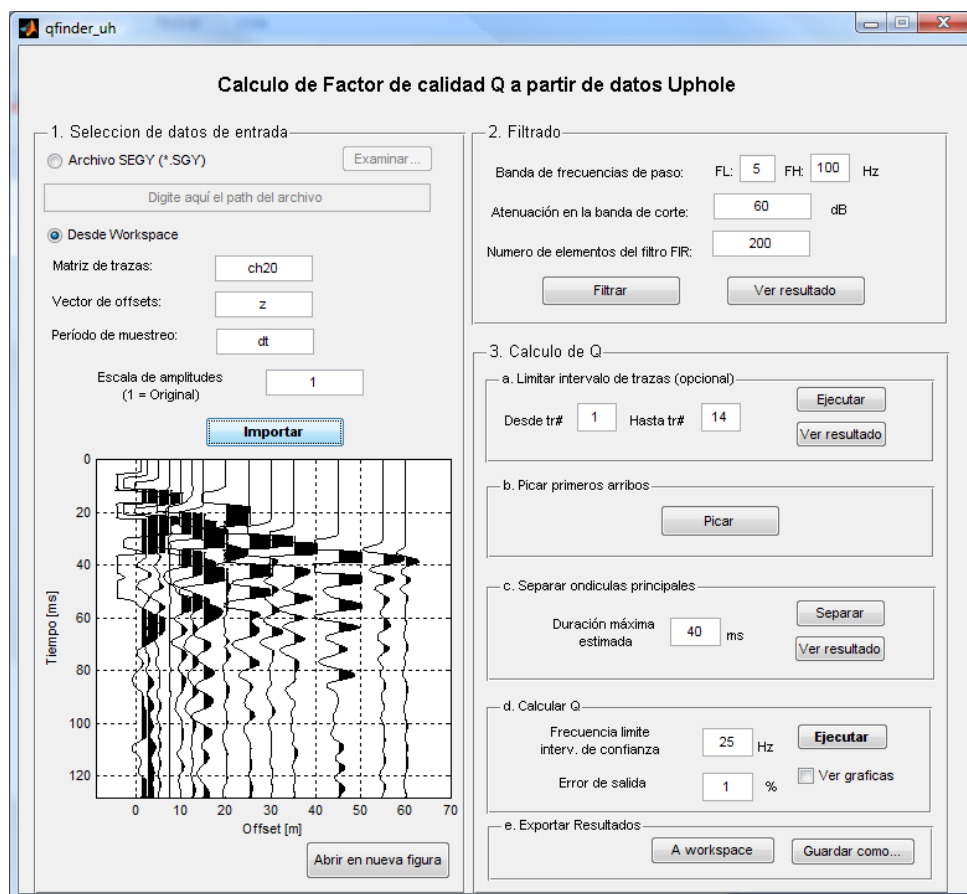
### **A3. INTERFAZ DE USUARIO *qfinder\_uh***

La figura A1 muestra la visualización de la interfaz *qfinder\_uh*, habiendo cargado el canal 20 de los datos del pozo uphole “Uribante” (ver numeral 6.1.2). Para ejecutarla, el usuario debe digitar en el prompt de MATLAB:

```
>> qfinder_uh
```

La interfaz está diseñada para seguir el procedimiento descrito en el capítulo 3 de este documento, permitiendo al usuario ingresar los datos al programa a través de archivos SEG-Y o variables del workspace; y también permite controlar todos los parámetros de cada paso del proceso. Si por alguna razón el usuario ingresa parámetros que produzcan resultados inadecuados, se puede recalcular sólo la parte del proceso que produjo el error, sin tener que empezar nuevamente con todo el procedimiento. Los resultados del cálculo de atenuación pueden ser exportados al workspace dentro de una estructura de nombre “Qresult\_UH”, o ser guardados en un archivo (\*.MAT) con nombre a seleccionar por el usuario.

**Figura A1. Pantallazo de la interfaz qfinder\_uh.**



**Fuente:** Autor del proyecto

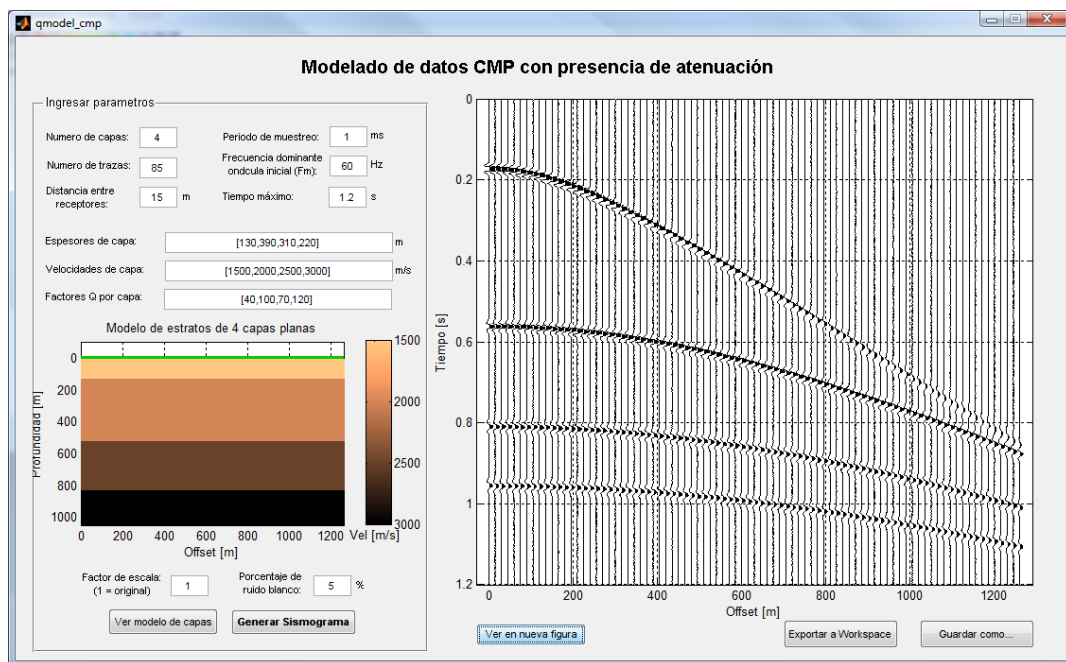
#### **A4. INTERFAZ DE USUARIO *qmodel\_cmp***

La figura A2 muestra la visualización de la interfaz *qmodel\_cmp*, después de generar el sismograma de prueba del capítulo 4. Para ejecutarla, el usuario debe digitar en el prompt de MATLAB:

```
>> qmodel_cmp
```

La interfaz está diseñada para seguir el procedimiento descrito en el capítulo 4 de este trabajo, teniendo en cuenta los mismos parámetros de diseño de la interfaz *qfinder\_uh*. El sismograma construido puede ser guardado como archivo de sísmica estándar SEG-Y (\*.SGY), o exportado al workspace como una estructura de nombre “Qmodel\_CMP”.

**Figura A2. Pantallazo de la interfaz *qmodel\_cmp*.**



**Fuente:** Autor del proyecto

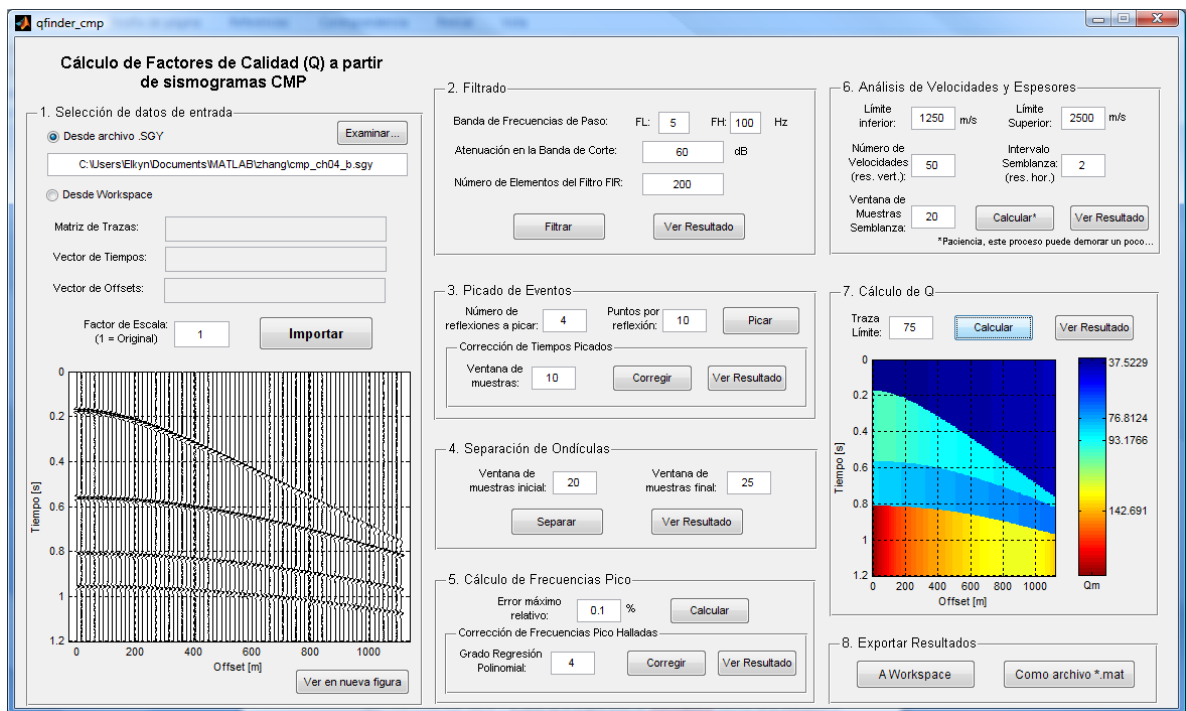
## **A5. INTERFAZ DE USUARIO *qfinder\_cmp***

La figura A3 muestra la visualización de la interfaz *qfinder\_cmp*, después de haber realizado el cálculo de Q para el sismograma generado en el capítulo 4 de este documento. Para ejecutarla, el usuario debe digitar en el prompt de MATLAB:

```
>> qfinder_cmp
```

La interfaz se diseñó para seguir el procedimiento descrito en el capítulo 5 de este documento, y, por supuesto, comparte los mismos parámetros de diseño de las dos interfaces anteriores. Los resultados del cálculo de atenuación pueden ser exportados al workspace dentro de una estructura de nombre “Qresult\_CMP”, o ser guardados en un archivo (\*.MAT) con nombre a seleccionar por el usuario.

**Figura A3. Pantallazo de la interfaz *qfinder\_cmp*.**



Fuente: Autor del proyecto

## ANEXO B. FILTRADO INVERSO Q

Como parte complementaria de este trabajo de investigación, y para completar un estudio integral del fenómeno de atenuación, en futuras investigaciones debe hacerse un especial énfasis en el tópico de filtrado inverso Q, que es la forma en la cual se compensan los efectos nocivos de la atenuación de energía en los datos sísmicos, y es el paso siguiente en el estudio de la atenuación una vez se puede encontrar Q. En el transcurso de este trabajo se intentó implementar un filtrado inverso Q, el cual, aunque no hizo parte del alcance de este proyecto de investigación, sirve como introducción a este tópico, y vale la pena ser mostrado en esta sección.

La recuperación de contenidos espectrales y amplitudes utilizando filtrado inverso Q, es el objetivo último del análisis de atenuación cuando lo que se quiere es mejorar la resolución en imágenes sísmicas. Tradicionalmente, los filtros inversos que se diseñan para recuperar amplitudes y fase en datos sísmicos introducen efectos indeseables como el aumento de ruido ambiental (Varela et al.<sup>26</sup>) y otros filtros más sofisticados, como el de Wang<sup>27</sup>, aunque eliminan estos efectos adversos, son costosos computacionalmente, pues implican el cálculo de integrales para cada muestra a filtrar. Para datos preapilado, un planteamiento intuitivo de antipropagación de onda bastaría para lograr un filtrado Q eficiente, si antes se realiza un buen filtrado de ruido de alta frecuencia sobre los datos.

---

<sup>26</sup>VARELA, C. L., ROSA, A. L., AND ULRYCH, T. J. Modeling of Attenuation and Dispersion. En: Geophysics, Vol. 58, (1993); p. 1167-1173.

<sup>27</sup>WANG, Y. Inverse Q-Filter for Seismic Resolution Enhancement. En: Geophysics, Vol. 71, (2006); p. V51-V60.

Para plantear el filtro inverso, partiendo de la expresión de campo de onda (ecuación 34), se plantea como componente de compensación de amplitud:

$$A(f, \tau) = \begin{cases} e^{\left(\frac{\pi f \tau}{Q}\right)}, & f \leq f_c \\ 0, & f > f_c \end{cases} \quad (\text{B1})$$

Donde  $f_c$  es la frecuencia máxima de la banda sísmica. El operador de amplitud se trunca para asegurar que no se amplifiquen componentes de frecuencia por fuera de la banda sísmica efectiva. El operador de fase puede ser asumido como cero o como de fase mínima. En el segundo caso, se puede computar como la transformada de Hilbert de la componente de amplitud  $A(f, \tau)$ :

$$\phi(f, \tau) = \mathbf{H}\{A(f, \tau)\} \quad (\text{B2})$$

Combinando los componentes de amplitud y fase se define el filtro inverso Q de mínima fase:

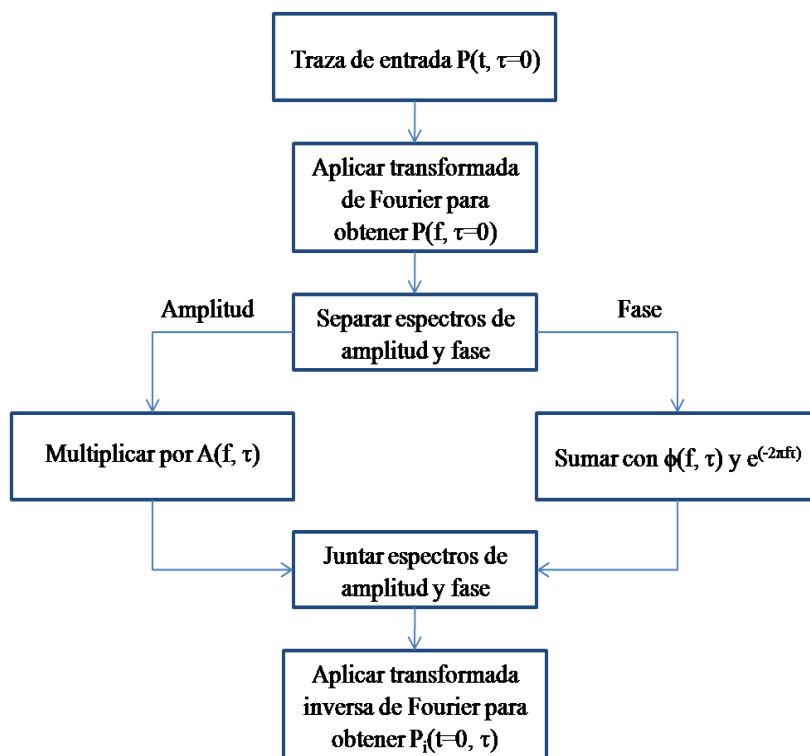
$$W(f, \tau) = A(f, \tau)e^{(\phi(f, \tau))} \quad (\text{B3})$$

Entonces la ecuación de antipropagación es:

$$P_i(f, \tau) = P(f, \tau = 0)e^{(-i2\pi f \tau)}W(f, \tau) \quad (\text{B4})$$

La ecuación (B4) permite plantear el algoritmo básico de filtrado inverso Q, mostrado en la figura B1. Cuando los efectos de distorsión de fase no son muy notorios, basta con aplicar el componente de corrección de amplitud para lograr un filtrado eficiente.

Figura B1. Algoritmo generalizado de filtrado inverso Q.



**Fuente:** Autor del proyecto

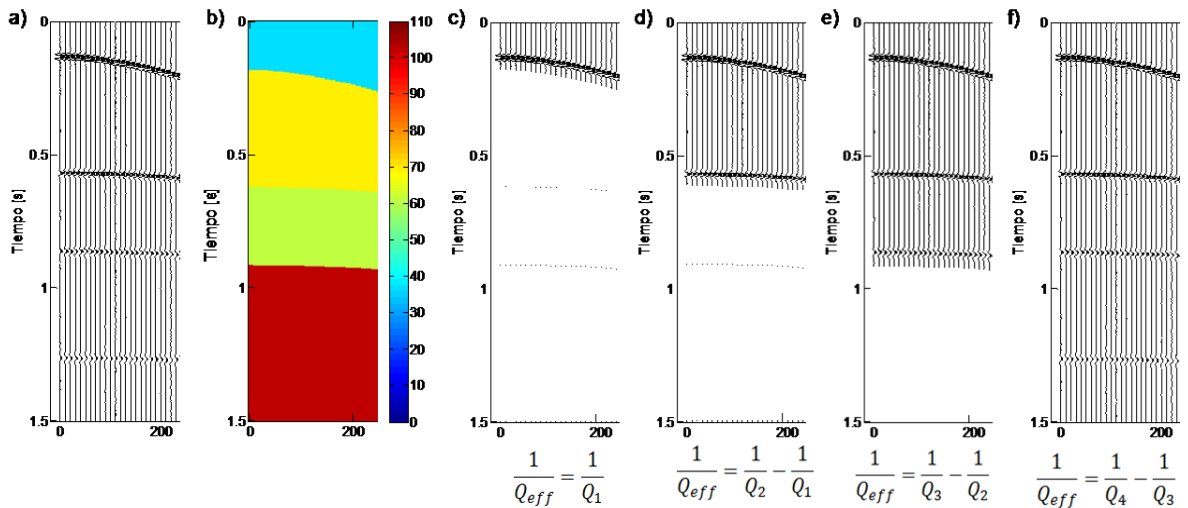
Cabe señalar que este algoritmo funciona para Q constantes, pero para estructuras con Q variable en profundidad, se puede lograr una implementación en cascada del método, utilizando secciones de Q constante por capa, utilizando la ecuación de Bickel et al.<sup>28</sup> que determina el valor efectivo de Q con un tiempo de viaje  $\tau$  en un medio variable en profundidad:

$$\frac{\tau}{Q_{eff}} = \frac{\tau_i}{Q_i} + \frac{\tau_i - \tau_{i-1}}{Q_{i-1}} \quad (B5)$$

<sup>28</sup> BICKEL, S., NATARAJAN, R. Plane Wave Deconvolution. En: Geophysics, Vol. 50, No. 9 (1985); p. 1426-1439

Donde  $Q_{eff}$  es el factor de calidad efectivo para un segmento de aplicación determinado. En la figura B2 se ilustra el planteamiento del filtrado Q en cascada, siendo (b) el mapa de Q de los datos CMP en (a), donde se representa una estructura con Q variable en profundidad; se puede tratar esta estructura mediante una serie de compensaciones con Q constante por capa. En (c), (d), (e) y (f) se muestra la disposición de la compensación a realizar a los datos en (a) mediante 4 etapas de filtrado Q en cascada.

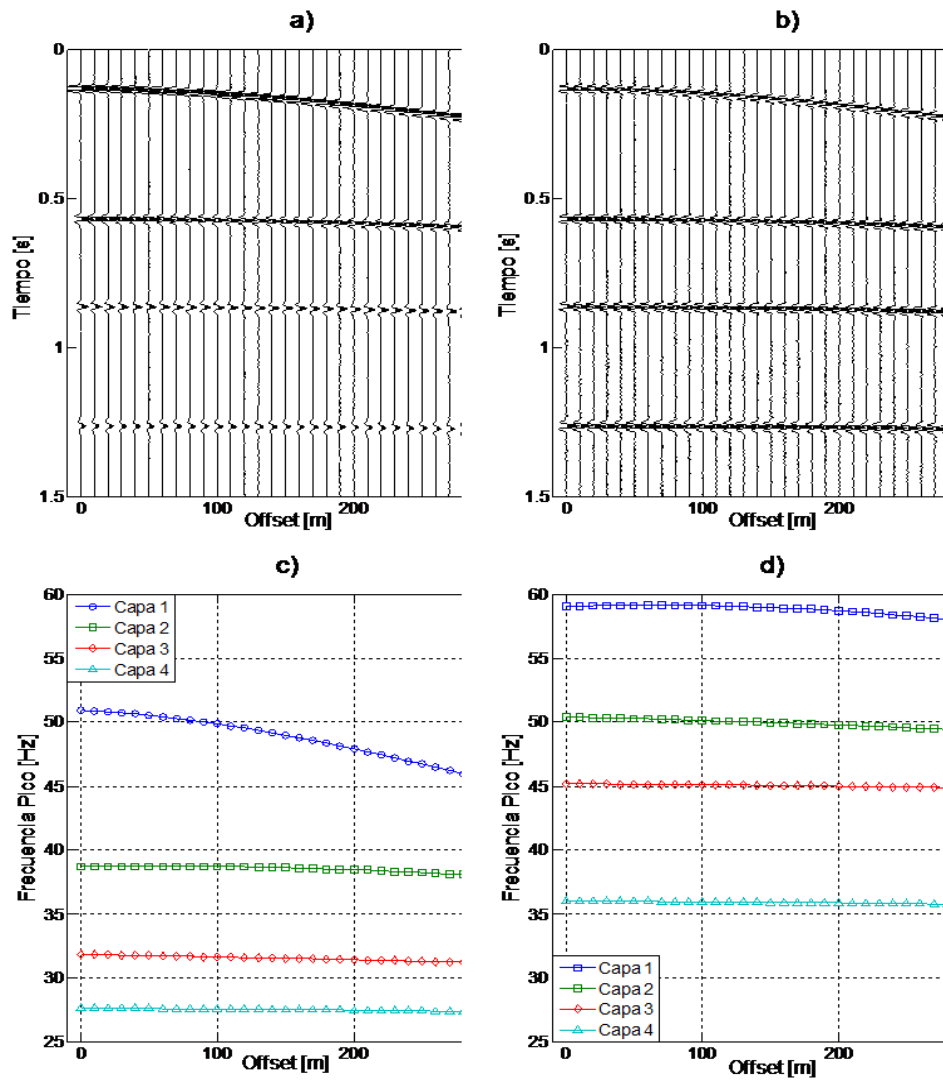
**Figura B2. Filtrado inverso Q en cascada.**



**Fuente:** Autor del proyecto

En la figura B3 se muestra la implementación del filtrado inverso Q para un sismograma CMP sintético con cuatro reflexiones. Observando esta figura es evidente que, salvo un leve aumento en el ruido ambiental, sí es notable la recuperación de frecuencias altas de las ondículas en los eventos de reflexión, aunque lo ideal sería que todas las frecuencias pico se mantuvieran con el mismo valor de la frecuencia dominante de la fuente.

Figura B3. Sismograma CMP de ejemplo: (a) Antes de la compensación Q. (b) Después de la compensación Q. (c) Diagrama de frecuencias pico para (a). (d) Diagrama de frecuencias pico para (b).



Fuente: Autor del proyecto