

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTIMACIÓN DEL FACTOR DE ATENUACIÓN SÍSMICA (Q), A PARTIR DE REGISTROS VSP, PARA EL ÁREA DE PETROINDEPENDENCIA Y CAMPOS VECINOS.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Br. María Aurora Natale.
Para optar al Título
de Ingeniera Geofísico

Caracas, 2014

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTIMACIÓN DEL FACTOR DE ATENUACIÓN SÍSMICA (Q), A PARTIR DE REGISTROS VSP, PARA EL ÁREA DE PETROINDEPENDENCIA Y CAMPOS VECINOS.

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Ronny Meza.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Br. María Aurora Natale.
Para optar al Título
de Ingeniera Geofísico

Caracas, 2014

Caracas, octubre de 2014

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bachiller MARÍA AURORA NATALE CASTILLO, titulado:

ESTIMACIÓN DEL FACTOR DE ATENUACIÓN SÍSMICA (Q), A PARTIR DE REGISTROS VSP, PARA EL ÁREA DE PETROINDEPENDENCIA Y CAMPOS VECINOS.

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por la autora, lo declaran APROBADO.

DEDICATORIA

*A mi familia y hermanos,
A los que creemos en este país y soñamos con un mejor futuro, lleno de
oportunidades.
A los que creen en la educación como medio de superación.*

AGRADECIMIENTOS

Agradecida con Dios y la Virgen del Valle, han hecho de mi vida una completa bendición y en el emprendimiento de este camino he contado con su protección divina.

A mi amada familia, son ustedes mi mayor tesoro, mi fuerza y mis ganas de seguir adelante. Todo lo que soy es un reflejo de todo el amor que he recibido de ustedes. Mami y papi, son las personas que más admiro, son el ejemplo viviente de perseverancia y constancia, gracias por creer en mí en todo momento, tenerlos como padres es una bendición. Mis hermanitos menores Alessandra, Isabella y mi pequeño catire consentido Juancito, por soportar mis angustias así como mis alegrías durante toda esta carrera. Especial agradecimiento a Macrina Natale, aparte de ser mi tía, eres referencia de respeto y siempre una de mis personas favoritas, tu apoyo durante toda esta carrera ha sido invaluable para mí. Inesita, a ti también te agradezco por siempre estar ahí dispuesta a ayudarme. A todos los amo, gracias!.

A la gloriosa casa de estudios, mi alma mater, la Universidad Central de Venezuela. Ucevista hoy, mañana y siempre con mucho orgullo.

Profesor Ronny Meza: creo que las palabras nunca serán suficiente para expresar todo mi agradecimiento. Ha sido inmenso honor haber trabajado con profesional de su talla. Muy honrada y afortunada me siento por haber tenido la oportunidad de llevar a cabo este estudio, que gracias a su ayuda y disposición fue posible. Simplemente gracias.

Al personal de la empresa mixta Petroindependencia, especialmente al equipo de la Gerencia de Geociencias, Sra. Celia y Adriana, gracias por permitirme hacer uso de sus instalaciones y facilitar las herramientas

necesarias para la culminación de este estudio. Extenso el agradecimiento a Abraham Balaguera, mi pequeño y gran amigo, por brindarme ayuda en todo momento, así como a Hector Busnego y al señor Adolfo Ninataypan por el apoyo prestado. Al resto del equipo, Yormi, Kenia, Tulio, Vero, Yusne, Pedro, Santi, Liverpool y Marines, por hacer de mis días de tesis agradables (nunca aprenderé la lección de “*gracias a Dios*”).

Gracias al Ing. Ernesto Vieira del centro de procesamiento sísmico de PDVSA Guaraguao, por la asesoría brindada para la elaboración de este estudio. Realmente aprecié mucho su disposición e invaluable conocimiento. Gracias.

Manuel Useche de *Schlumberger*, muy agradecida por el apoyo dado.

Al equipo de *ARC Solutions* por facilitar ayuda en los momentos precisos.

Profesor Freddy Pérez, usted se convirtió en un apoyo invaluable para mí, siempre los consejos y palabras precisas cuando más lo necesitaba. En los momentos más difíciles de mi carrera usted estuvo ahí presente, siempre dispuesto a oírme y tranquilizar mis angustias. La verdad lo valoro y respeto muchísimo, es usted una persona importante para mí. Simplemente estas palabras son cortas para expresar la gratitud que siento por usted.

Mis angelitos guardianes de la universidad, mis queridos amigos que tanto los valoro. Creo que una de las mejores cosas que me han pasado en el transcurso de esta etapa universitaria es haberlos conocido: Mis leonas, Andrea, Evis y Verónica y mi chamito especial Jose. A cada uno de sus padres le doy las gracias por recibirme en sus hogares y hacerme sentir como una hija más. Los quiero a todos.

María A. Natale C.

ESTIMACIÓN DEL FACTOR DE ATENUACIÓN SÍSMICA (Q), A PARTIR DE REGISTROS VSP, PARA EL ÁREA DE PETROINDEPENDENCIA Y CAMPOS VECINOS.

Tutor académico: Prof. Ronny Meza.

Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geofísica. Año 2014, pág.135.

Palabras claves: atenuación sísmica, formación Oficina, factor Q , radio espectral.

RESUMEN

Las ondas sísmicas a medida que se propagan por la Tierra pierden energía con la distancia de viaje o lo que es lo mismo decaen su amplitud, teniendo como consecuencia directa una disminución de la señal sísmica y en efecto perjudicando la resolución. Este fenómeno es denominado atenuación sísmica y es cuantificado a partir del parámetro de calidad sísmica Q . El fenómeno es causado por mecanismos de dispersión provenientes de geoestructuras a diferentes escalas y por absorción de mecanismos intrínsecos, sin embargo es de gran importancia ya que posee la capacidad de diferenciar entre sedimentos saturados e insaturados, por lo que puede ser considerado como una buena herramienta para la interpretación sísmica así como un indicador directo de hidrocarburo. La faja Petrolífera del Orinoco no está exenta de tal fenómeno el cual es controlado principalmente por las complejas características estratigráficas que posee, entre ellas arenas macro porosas y altas saturaciones de fluidos, poniendo a prueba la implementación de nuevas tecnologías, entre ellas monitoreo microsísmico el cual requiere la simulación del proceso y como parámetros de entrada la variación de velocidades y el factor de atenuación sísmica Q , el cual nunca ha sido estudiado en faja a partir de registros sísmicos verticales (VSP). Dado este escenario se propone la validación de un algoritmo para la estimación del factor de atenuación sísmica (Q) a partir de registros VSP, con aplicación en diversos campos de la faja petrolífera del Orinoco. El método principal que emplea el algoritmo es el método del radio espectral el cual consiste en la comparación de energía de la señal de todas las frecuencias disponibles para pares de profundidad. Este método es empleado principalmente en registros VSP, para ello, éstos han de ser procesados para obtener el campo descendente de ondas, debido a que ofrece la variación *insitu* de la propiedad a medida que el frente de ondas se propaga por la Tierra. A partir de registros sísmicos y tiros de verificación sísmica (*Check-shots*) fue estimado el parámetro mediante el método de la deriva, así como a partir del cubo sísmico 3D Cerro Negro también fue realizado el atributo Q . Ningún método es superior al otro, sin embargo el método del radio espectral para diferentes rangos de frecuencias, logró detectar anomalías que podrían estar asociadas a la presencia de hidrocarburo así como cambios litológicos al ser comparados con los registros petrofísicos; indicando variabilidad vertical del parámetro y encontrando asociaciones laterales con arenas productoras de hidrocarburo.

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS.....	xi
ÍNDICE DE TABLAS	xvi
CAPÍTULO I.....	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1 Planteamiento del problema	1
1.2 Antecedentes.....	3
1.3 Objetivos de la investigación	4
1.3.1 Objetivo general	4
1.3.2 Objetivos específicos	4
1.4 Justificación	5
1.5 Ubicación de la zona de estudio	6
CAPÍTULO II.....	8
MARCO GEOLÓGICO.....	8
2.1 Cuenca oriental de Venezuela.....	8
2.2 Faja petrolífera del Orinoco	9
2.3 Marco estructural de la Faja Petrolífera del Orinoco.....	10
2.3.1 Paleozoico.....	11
2.3.2 Jurásico.....	11
2.3.3 Cretácico	12
2.3.4 Oligoceno	13
2.3.5 Mioceno Temprano	13
2.3.6 Mioceno Medio	14
2.3.7 Mioceno Tardío	15
2.3.8 Plioceno	16
2.4 Área Carabobo	17

2.4.1	Estratigrafía del área Carabobo	18
CAPÍTULO III		23
MARCO TEÓRICO		23
3.1	Elasticidad y ley de Hooke para materiales	23
3.2	Anelasticidad	25
3.2.1	Sólido de Maxwell	26
3.2.2	Sólido de Voigt	27
3.2.3	Sólido lineal estándar	29
3.3	Atenuación.....	30
3.4	Factor de calidad sísmica (factor Q)	35
3.5	Sísmica de pozo	39
3.5.1	Perfil sísmico vertical (VSP)	40
3.5.2	Geometrías típicas de adquisición de VSP convencionales.....	44
3.5.3	Aplicaciones y ventajas del VSP para estimación de atenuación sísmica	47
3.6	Procesamiento de datos VSP para estimación del factor de atenuación sísmica.....	48
3.6.1	Selección de la geometría de adquisición	49
3.6.2	Separación del campo de ondas	50
3.6.3	Selección de los primeros arribos	53
3.7	Métodos para estimar factor Q	54
3.7.1	Método del radio espectral	54
3.7.2	Método por corrección de deriva	56
3.7.3	Método por ecuaciones empíricas.....	56
3.8	Atributo sísmicos instantáneos.	57
3.8.1	Atributo sísmico de frecuencia instantánea.....	58
CAPÍTULO IV.....		59

METODOLOGÍA	59
4.1 Recopilación de la información disponible	59
4.2 Procesamiento sísmico del VSP Cero-Offset	61
4.2.1 Carga de datos.....	62
4.2.2 Carga de geometría	62
4.2.3 Selección de los primeros arribos	63
4.2.4 Flujo de procesamiento para separación de campo descendente 66	
4.3 Implementación del algoritmo para la estimación del factor Q a partir del método del radio espectral.	69
4.4 Estimación factor Q por método de la deriva.	79
CAPÍTULO V.....	84
RESULTADOS Y ANÁLISIS	84
5.1 Histogramas de frecuencias de valores de Q obtenidos.....	84
5.1.1 Histograma de frecuencias de valores Q obtenidos para Miembro Morichal Superior.....	84
5.1.2 Histograma de frecuencias de valores Q obtenidos para Miembro Morichal Medio	86
5.1.3 Histograma de frecuencias de valores Q obtenidos para Miembro Morichal Inferior	87
5.2 Análisis de valores Q obtenidos por el método de la relación espectral a partir de registro VSP contra registros petrofísicos.....	88
5.2.1 Análisis atenuación sísmica pozo CMI-033-O.....	89
5.2.2 Análisis atenuación sísmica pozo CMI-001-P	92
5.2.3 Análisis atenuación sísmica pozo CG-401P.....	96
5.2.4 Análisis atenuación sísmica pozo CG-301P.....	98
5.2.5 Análisis atenuación sísmica pozo CG-2P.....	100

5.3	Análisis atributo Q de sísmica de reflexión con registro Q estimado a partir de registro VSP.....	101
5.4	Estimación atenuación sísmica Q a partir del método de la deriva.....	107
5.5	Comparación de valores Q estimados a partir del método del radio espectral versus el método de la deriva del pozo CMI-001P.....	109
CAPÍTULO VI.....		110
CONCLUSIONES		110
CAPÍTULO VII.....		112
RECOMENDACIONES.....		112
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS.....		114
APÉNDICES		120

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación Faja Petrolífera del Orinoco (Fuente: Proyecto Orinoco Magna Reserva).....	6
Figura 2. División actual del área Carabobo (Fuente: POMR).....	7
Figura 3. Provincias geológicas de Venezuela (modificado de Yoris y Ostos 1999).....	8
Figura 4. Mapa de Rasgos Estructurales de la Faja Petrolífera del Orinoco (Tomado de POMR).....	10
Figura 5. Corte esquemático de las condiciones tectonoestratigráficas de la FPO durante el Paleozoico (Fuente: POMR).....	11
Figura 6. Cortes esquemáticos de las condiciones tectonoestratigráficas de la FPO durante el Jurásico. (Fuente: POMR)	12
Figura 7. Corte esquemático de las condiciones tectonoestratigráficas de la FPO durante el Cretácico. (Fuente: POMR).	12
Figura 8. Corte esquemático de las condiciones tectonoestratigráficas de la FPO durante el Oligoceno al Mioceno Temprano (fuente: POMR).	13
Figura 9. Corte esquemático de las condiciones tectonoestratigráficas de la FPO durante el Mioceno Temprano (fuente: POMR).....	14
Figura 10. Corte esquemático de las condiciones tectonoestratigráficas de la FPO durante el Mioceno Medio a Tardío. (Fuente: POMR).....	14
Figura 11. Cortes esquemáticos representativos de las condiciones tectonoestratigráficas de la FPO durante el Plioceno al Reciente. (Fuente: POMR).....	16
Figura 12. Mapa de rasgos estructurales dentro del Área Carabobo (Fuente: POMR).	17
Figura 13. Columna estratigráfica tipo para el Área Carabobo	18
Figura 14. Corte esquemático S-N dentro del área Carabobo.....	19

Figura 15. Diagrama esfuerzo-deformación: (a) material perfectamente elástico (b) material viscoelástico.....	26
Figura 16. Sólido de Maxwell.....	27
Figura 17. Sólido de Voigt.....	28
Figura 18. Sólido lineal estándar o cuerpo de Zener.	29
Figura 19. Clasificación de procesos involucrados en la atenuación (tomado de Linner, 2012).....	34
Figura 20. Fuente sísmica (fuente sísmica utilizada durante la adquisición de registro VSP en el pozo CMI-033-O).....	41
Figura 21. Herramienta receptora implementada en registros sísmicos verticales (tomado de Arroyo, 2003)	42
Figura 22. Arribo de ondas ascendentes, descendentes, primarios y múltiples (tomado de Blackburn, 2007).....	43
Figura 23. Geometrías comunes de adquisición de registros sísmicos verticales. 23.1. VSP cero offset, 23.2. VSP offset, 23.3. VSP multi-offset, 23.4. VSP walkaway, 23.5. VSP en pozo desviado y 23.6. VSP SWD por sus siglas en inglés (sísmica mientras se perfora) (tomado de Gupta, 2011).....	44
Figura 24. Parámetros de adquisición de VSP (Fuente: Taller de procesamiento dictado por Ing. Ernesto Viera).....	50
Figura 25. Conversión de polaridad (Fuente: Taller de procesamiento VSP dictado por Tazio Da Silva, (2008)).....	53
Figura 26. Atributo sísmico de traza compleja (tomado de, Taner <i>et al.</i> , 1997).....	57
Figura 27. Área Carabobo con pozos en zonas de interés.	60
Figura 28. Pantalla de inicio del programa de procesamiento de datos sísmicos.....	61
Figura 29. Configuración geométrica del pozo CMI-033O.....	63
Figura 30. Selección primeros arribos del registro VSP correspondiente al pozo CMI-033O.....	64

Figura 31. Visualización de todos los primeros arribos en todas las trazas del pozo CMI-033O.....	64
Figura 32. Perfil tiempo vs Profundidad derivado de la selección de los primeros arribos del pozo CMI-033O.	65
Figura 33. Perfil de velocidades interválicas derivado de la selección de los primeros arribos del pozo CMI-033O.	66
Figura 34. Flujo de procesamiento para la separación de campo descendente de ondas.	66
Figura 35. Registro con eventos alineados.....	67
Figura 36. Registro luego de ser aplicado filtro de mediana.	68
Figura 37. Función para estimación del factor Q desarrollada por laboratorio <i>CREWES</i>	69
Figura 38. Función para estimación del factor Q desarrollada por laboratorio <i>CREWES</i>	70
Figura 39. Algoritmo empleado para la estimación del factor Q	71
Figura 40. (a) Transformada rápida de Fourier para ambas trazas. (b) Valor absoluto del espectro de amplitud obtenido.	72
Figura 41. Algoritmo empleado para la estimación del factor Q	73
Figura 42. Algoritmo empleado para la estimación del factor Q	73
Figura 43. Mapa espectro-tiempo-frecuencia del cual se obtiene los rangos de frecuencia para realizar ajuste lineal.....	75
Figura 44. Asignaciones para realizar suavizado de los espectros del par de trazas seleccionado.	76
Figura 45. Asignaciones para obtener relación espectral entre par de trazas seleccionadas.	76
Figura 46. Relación espectral entre las trazas 53 y 57.....	77
Figura 47. Pendientes seleccionadas para rangos de frecuencia de 25-40 Hz, 40-70 Hz y 40-75 Hz.	78
Figura 48. Asignaciones para estimación de factor Q	79

Figura 49. Valores de deriva obtenidos a partir del registro sónico integrado y tiros de verificación sísmica del pozo CMI-001P.....	80
Figura 50. Valores de deriva obtenidos a partir del registro sónico integrado y tiros de verificación sísmica del pozo CMI-001P.....	81
Figura 51. Valores de deriva obtenidos a partir del registro sónico integrado y tiros de verificación sísmica del pozo CMI-001P.....	82
Figura 52. Histograma de frecuencias para valores de Q del miembro Morichal Superior.....	85
Figura 53. Histograma de frecuencias para valores de Q del miembro Morichal Medio.....	86
Figura 54. Histograma de frecuencias para valores de Q del miembro Morichal Inferior.	88
Figura 55. Despliegue registro petrofísico con registros Q morichal Superior.....	89
Figura 56. Despliegue registro petrofísico con registros Q de Morichal medio, indicando la presencia de la anomalía.....	91
Figura 57. Despliegue registro petrofísico con registros Q Morichal medio.	92
Figura 58. Despliegue registro petrofísico con registros Q Morichal superior.	94
Figura 59. Despliegue registro petrofísico con registros Q Morichal medio.	95
Figura 60. Despliegue registro petrofísico con registros Q Morichal inferior.	96
Figura 61. Despliegue registro petrofísico con registros Q Morichal superior.	97
Figura 62. Despliegue registro petrofísico con registros Q Morichal medio.	98
Figura 63. Despliegue registro petrofísico con registros Q de la formación Oficina pozo CG-301P.	99
Figura 64. Despliegue registro petrofísico con registros Q de la formación Oficina pozo CG-2P.	100
Figura 65. Horizon-Slices de atributo de absorción del tope de Morichal superior.....	101
Figura 66. Horizon-Slices de atributo de absorción del tope de Morichal medio.....	102

Figura 67. Horizon-Slices de atributo de absorción del tope de Morichal inferior.....	102
Figura 68. Sección sísmica de atributo de absorción en el pozo CMI-001P.....	104
Figura 69. Sección sísmica de atributo de absorción en el pozo CG-401P.	105
Figura 70. Sección sísmica de atributo de absorción en el pozo CG-301P.	106
Figura 71. Sección sísmica de atributo de absorción en el pozo CG-2.....	107
Figura 72. Registro Q a partir del método de la deriva para el pozo CMI-001P...	108

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Valores de Q (tomada y modificada de Linner, 2012).	39
Tabla 2. Inventario Pozos con registros VSP empleados en el estudio.	60
Tabla 3. Parámetros estadísticos descriptivos de valores Q obtenidos para miembro Morichal Superior.	86
Tabla 4. Parámetros estadísticos descriptivos de valores Q obtenidos para miembro Morichal Medio.	87
Tabla 5. Parámetros estadísticos descriptivos de valores Q obtenidos para miembro Morichal Inferior.	88
Tabla 6. Valores Q estimados a partir del método de deriva pozo CMI-001P.	108
Tabla 7. Comparación de valores Q obtenidos entre el método del radio espectral y el método de la deriva del pozo CMI-001P.	109
Tabla 8. Estimaciones factor Q para miembro Morichal superior.	120
Tabla 9. Estimaciones factor Q para miembro Morichal medio.	122
Tabla 10. Estimaciones factor Q para miembro Morichal inferior.	124

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del problema

Para estudiar los efectos de la propagación de ondas sísmicas en la Tierra con el objetivo de emplearlas como una herramienta que apoye las actividades de prospección petrolera, es necesario aproximar la misma a un medio elástico continuo en el cual, las ecuaciones fundamentales de la mecánica que describen ciertos fenómenos físicos puedan ser aplicadas; se sabe que la Tierra no se comporta de esa manera, sino como un cuerpo imperfectamente elástico cuyos materiales pueden reaccionar de manera diferente bajo ciertos esfuerzos y cuya respuesta en rocas y minerales es afectada por diversos factores tales como, presión, temperatura, porosidad, entre otros, típicos de un medio anisotrópico.

La elasticidad imperfecta o comportamiento anelástico de la Tierra es la causante de la pérdida de energía de las ondas sísmicas a medida que éstas se propagan por el medio (atenuación), lo cual se traduce en un decaimiento de la amplitud y como consecuencia directa se obtiene una disminución de la señal sísmica, es decir las frecuencias altas son atenuadas más rápidamente que las frecuencias bajas, perjudicando la resolución sísmica.

Considerar la atenuación en los estudios sísmicos y en la etapa de exploración sísmica, se consideró por mucho tiempo debido a la capacidad de la atenuación para definir la calidad de las rocas y para diferenciar entre sedimentos saturados e insaturados (Hartherly, 1986). Se observó que el cambio de velocidad es acompañada por un cambio en la atenuación (Born, 1941). Dicho cambio es mayor y más evidente que el cambio en la velocidad (Winkler y Nur, 1982). Debido a este hecho, la atenuación se considera como

una buena herramienta y una ayuda en la mejora de la interpretación sísmica (Tonn, 1991), así como posible indicador de hidrocarburos (Haase y Stewart, 2006).

Este fenómeno, principalmente en Venezuela, es condicionado por lentes arenosos depositados en diversos tipos de ambientes tales como: fluvial, transicional y marino somero, donde se reporta el inicio de un proceso transgresivo, lo cual se convierte en un medio atenuante ideal aunado a la presencia de características petrofísicas, como alta porosidad, presencia de fluidos, variación lateral de facies originadas por canales, los cuales propician el decaimiento de amplitudes.

La faja petrolífera del Orinoco no está exenta de tal fenómeno por lo cual se han realizado diversos estudios para identificar algunos de los mecanismos que gobiernan la atenuación sísmica en diversos bloques. Actualmente INTEVEP-PDVSA y FUNVISIS, tienen previsto el desarrollo de un estudio de monitoreo microsísmico con el objetivo de determinar cómo afecta la inyección de vapor, a las unidades geológicas productoras de la faja petrolífera del Orinoco, durante la etapa de recuperación térmica. Este proceso implica evaluar el proceso de alteración de las rocas debido al desplazamiento del frente de vapor en el subsuelo; este proceso perturba la roca y genera microfracturas que a su vez generan microtemores, cuya posición y magnitud puede ser estimada mediante la ubicación de sensores. No obstante, para llevar a cabo el estudio se requiere realizar la simulación del proceso de inyección de vapor, para ello, se necesita conocer la variación de velocidades y el factor de atenuación Q , el cual no ha sido estudiado en la faja con perfiles sísmicos verticales (VSP), y se desconoce si hay variación lateral y vertical de este parámetro en las mismas unidades litológicas; por tal motivo el escenario ideal para la realización del estudio de factibilidad de microsísmica, sería con un valor real de este factor de atenuación Q que ha

de ser calculado en el presente trabajo especial de grado, lo cual ayudará a disminuir los niveles de incertidumbre para ese importante estudio.

En vista de lo anterior, en esta investigación se propone la validación de un algoritmo con el programa “laboratorio de matrices (Matlab TM)” para la estimación del factor de atenuación sísmica a partir de registros VSP, en la faja petrolífera del Orinoco.

1.2 Antecedentes

- Kjartansson fue uno de los primeros autores en proponer estudios de atenuación sísmica. En 1979 propuso un modelo lineal de atenuación de ondas con valores Q demostrando que la porción de energía perdida por cada ciclo de oscilación es exactamente independiente de la frecuencia.
- Otros autores entre ellos José Carcione en 1988, realiza un trabajo de simulación de propagación de ondas en medios lineales viscoelásticos el cual provee los principios básicos para describir el fenómeno de atenuación y dispersión sísmica.
- En 1989, Rutledge y Winkler realizan mediciones de atenuación a partir de datos obtenidos de registros sísmicos verticales con el método del radio espectral, en la plataforma de Voring, ubicada a lo largo del margen continental de Noruega.
- Haase y Stewart en el 2003 realizan estimaciones del factor Q a partir de registros VSP en el lago Ross, de la provincia de Saskatchewan, Canadá, pero esta vez comparando valores obtenidos a partir del método del radio espectral, del método de la deriva y mediante relaciones empíricas que involucran Q_p y V_p .
- Ovalles en el 2012, realiza un estudio de atenuación de las ondas sísmicas de altas frecuencias en el área Junín de la Faja Petrolífera

del Orinoco para determinar los principales mecanismos de atenuación que actúan sobre las ondas sísmicas.

1.3 Objetivos de la investigación

1.3.1 Objetivo general

Validar un algoritmo para la estimación del factor de atenuación sísmica (Q) a partir de registros VSP, con aplicación en diversos campos de la faja petrolífera del Orinoco.

1.3.2 Objetivos específicos

- Desarrollar un algoritmo de estimación del factor de atenuación sísmica (Q), con base en registros sísmicos verticales (VSP).
- Determinar el factor de atenuación Q , a partir de la información de registros de pozos.
- Analizar el factor de atenuación, empleando la información petrofísica disponible en las zonas productoras de hidrocarburos con especial uso de registros sónicos, así como derivados del mismo, versus registros de tiros de verificación sísmica (*check-shots*).
- Calificar la calidad de los datos adquiridos en el área del bloque Carabobo 5 de la faja petrolífera del Orinoco.
- Estimar el factor Q mediante datos sísmicos 3D (postapilados) así como registros de pozos para evaluar su variabilidad para los diferentes casos.
- Estudiar el factor Q por ventana, con la finalidad de determinar si existe asociación con los diferentes tipos de ambientes de los miembros informales Morichal, Superior, Morichal Medio y Morichal Inferior.

1.4 Justificación

Existen muy pocos estudios referentes a atenuación sísmica realizados en Venezuela sin embargo, algunas áreas de la faja petrolífera del Orinoco cuentan con estudios sobre los mecanismos que controlan el fenómeno físico de la atenuación y cuantificación del mismo (factor Q) para estratos someros, debido a que el factor de atenuación Q , se utiliza durante la construcción de los diseños de geometría de adquisición de datos sísmicos, sin embargo no ha sido estudiado para intervalos de producción de la Faja Petrolífera del Orinoco a partir de registros sísmicos verticales (VSP), los cuales son la herramienta ideal para la estimación del factor Q .

El siguiente Trabajo Especial de Grado permitirá determinar valores representativos de Q que permiten cuantificar la pérdida de energía de las ondas sísmicas en las unidades productoras de la formación Oficina en el área Carabobo. Estos valores permitirán realizar el diseño de procedimientos para compensar la pérdida de energía para incrementar la resolución sísmica en estos niveles, que en efecto permitirá hacer asociaciones sedimentológicas con mayor exactitud y en términos generales contribuir a la caracterización del yacimiento. Al mismo tiempo permitirá reestablecer parámetros geométricos para futuras campañas de adquisición sísmica previstas en el área.

Tomando en cuenta los aportes que representa un estudio de atenuación sísmica en la industria petrolera, se podrá obtener información para la caracterización fluidos y fracturas, que en efecto, servirá de apoyo para cumplir con los lineamientos productivos establecidos dentro del plan de Desarrollo Nacional de la Faja Petrolífera del Orinoco.

1.5 Ubicación de la zona de estudio

Este estudio se encuentra situado en el área de Carabobo, en la parte más oriental de la Faja Petrolífera del Orinoco y tiene una superficie aproximada de 2.800 Km². Limita al norte por las llanuras sureñas de los estados Anzoátegui y Monagas, al sur con el río Orinoco, al este con estado Delta Amacuro y al Oeste con el área Ayacucho (figura 1).

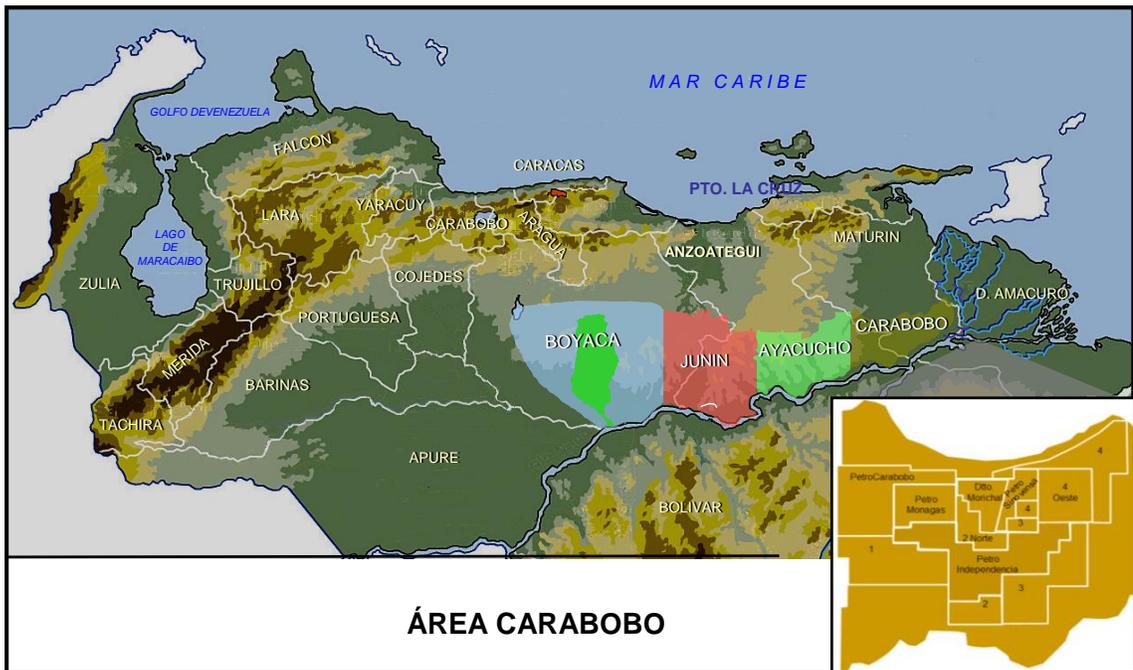


Figura 1. Ubicación Faja Petrolífera del Orinoco (Fuente: Proyecto Orinoco Magna Reserva).

La zona de mayor control está representada por el área asignada a la empresa mixta Petroindependencia S.A con 534 Km², que comprende los bloques Carabobo 2 Sur, Carabobo 3 Norte y Carabobo 5, ubicados entre los municipios Independencia y Libertador de los estados Anzoátegui y Monagas respectivamente; la figura 2 ilustra la distribución de los diversos bloques dentro del área de Carabobo.

La base de datos utilizada para la estimación del factor de atenuación sísmica está representada por: 7 pozos, los cuales poseen registros VSP con data cruda, así como registros petrofísicos y registros con tiros de verificación sísmica o “Check- Shots”. Del mismo modo se cuenta con datos sísmicos 3D apilados, pre y postapilados.

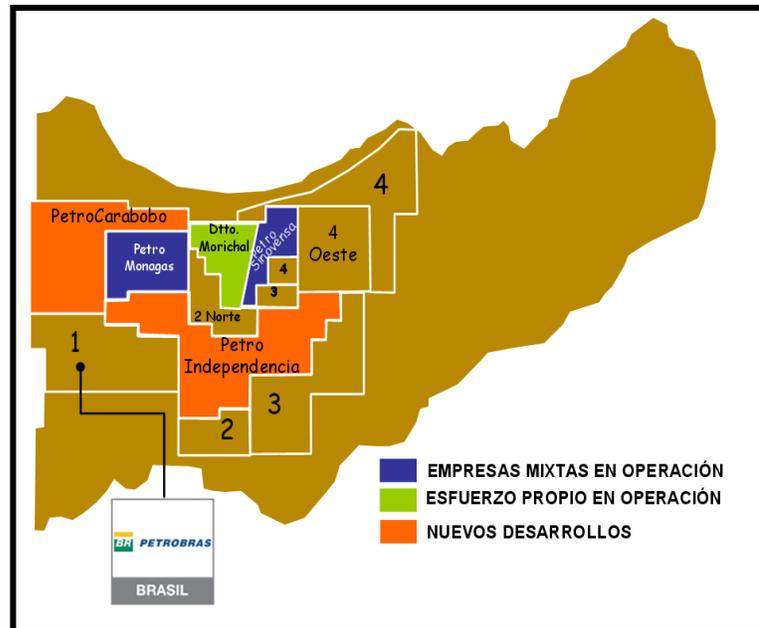


Figura 2. División actual del área Carabobo (Fuente: POMR).

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1 Cuenca oriental de Venezuela

La cuenca oriental de Venezuela es una depresión estructural y sedimentaria con tendencia este, situada en la parte norcentral y noreste de Venezuela (figura 3). Está bordeada al sur y al oeste por el cratón de Guayana y por el levantamiento del Baúl respectivamente, al norte por el frente de corrimientos de la Serranía del Interior Central y Oriental y al este con el océano Atlántico (Renz *et al*, 1955).

Posee 700 kilómetros de largo y 220 kilómetros de ancho, y cubre un área de aproximadamente 165.000 Km² de superficie, comprendiendo los estados Guárico, Anzoátegui, Monagas y Delta Amacuro (González de Juana, 1980).



Figura 3. Provincias geológicas de Venezuela (modificado de Yoris y Ostos 1999).

La cuenca sedimentaria oriental de Venezuela, en contraste con la cuenca estructural, es definida como un geosinclinal la cual comenzó su historia en el Jurásico tardío o Cretácico temprano. Durante el Mioceno-Plioceno tardío, movimientos orogénicos ocasionaron la reanudación del levantamiento y empuje de la estructura hacia el sur así como el desarrollo de fallas normales a lo largo de una del flanco sur de la cuenca. Al mismo tiempo, la presencia del levantamiento de Anaco, hizo que se demarcara una división de la subcuenca estructural de Maturín en el este, de la subcuenca estructural de Guárico en el oeste (Renz *et al*, 1955), ambas con características sedimentológicas, tectónicas y estratigráficas bien diferenciadas (González de Juana, 1980).

Esta cuenca comprende dos de las mayores provincias petroleras del continente americano (González de Juana, 1980): (1) Los extensos campos de la Faja Petrolífera del Orinoco (Fiorillo, 1988) y (2) los prospectos someros del campo Quiriquire al frente de la Serranía del norte (Carnevali, 1988).

2.2 Faja petrolífera del Orinoco

Tres cuartos de las reservas de petróleo pesado del mundo se encuentran en dos áreas: La Faja Petrolífera del Orinoco en Venezuela, la región de Athabasca en el norte de Alberta y la provincia de Saskatchewan de Canadá (Talwani, 2002); siendo la Faja Petrolífera del Orinoco el mayor reservorio de crudos pesados conocido en el mundo.

La Faja Petrolífera del Orinoco se encuentra el borde meridional extremo de la Cuenca Oriental de Venezuela; ubicada específicamente al norte del Río Orinoco, abarcando parte de los estado Monagas, Anzoátegui, Guárico y Delta Amacuro. Posee una extensa área de 54,000 Km² (600 x 90 Km) con 270 billones de barriles de petróleo recobrables (Talwani, 2002).

Talwani (2002) describe la estructura de este cinturón como un homoclinal suave, con buzamiento de 3 a 4 grados hacia el norte, dividido por el sistema de fallas de Hato Viejo en dos provincias estructurales, al este se encuentran las áreas correspondientes a Ayacucho y Carabobo, y al oeste las áreas correspondientes a Junín y Boyacá (figura 4).

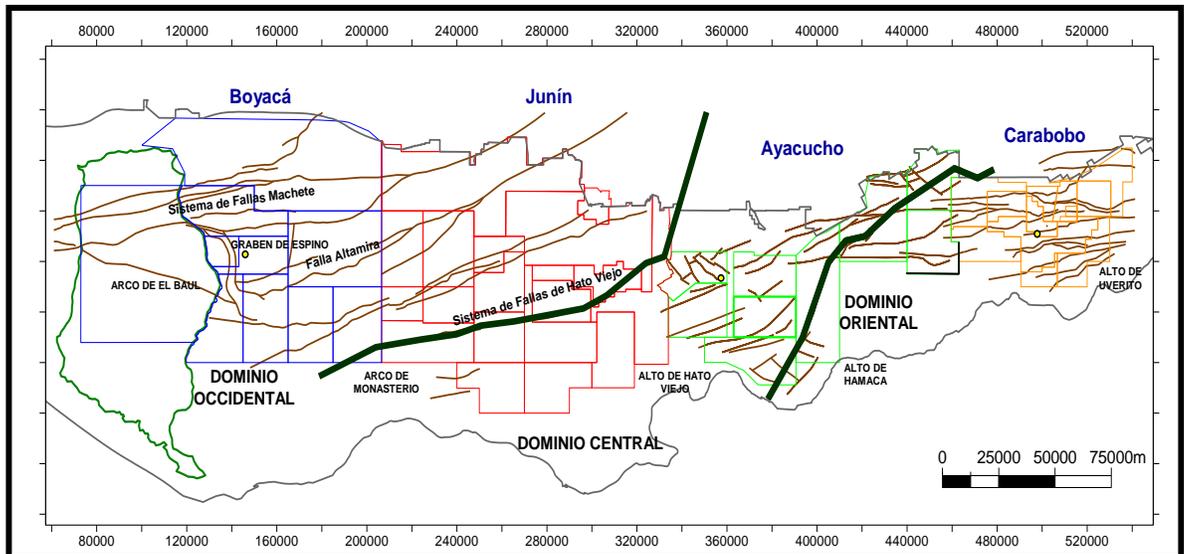


Figura 4. Mapa de Rasgos Estructurales de la Faja Petrolífera del Orinoco (Tomado de Proyecto Orinoco Magna Reserva).

2.3 Marco estructural de la Faja Petrolífera del Orinoco

La evolución tectónica de la Faja Petrolífera del Orinoco causó efectos en la evolución y creación de las secuencias estratigráficas, así como en la aparición de rasgos estructurales que definen a cada una de las áreas.

A continuación la evolución tectónica y estratigráfica que se presenta se basa en el informe realizado para el Proyecto Orinoco Magna Reserva.

2.3.1 Paleozoico

La historia geológica de la FPO se inicia con la sedimentación de las Formaciones Hato Viejo y Carrizal que yacen en forma discordante sobre la roca proterozoica del basamento ígneo metamórfico. La figura 5 ilustra la configuración de la faja para tal periodo.

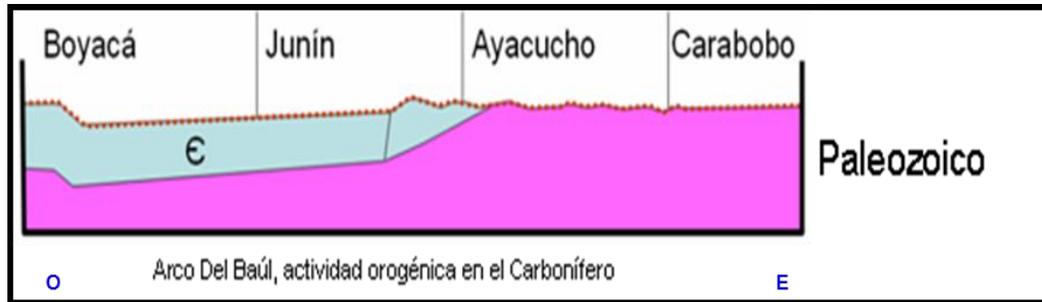


Figura 5. Corte esquemático de las condiciones tectonoestratigráficas de la FPO durante el Paleozoico (Fuente: POMR).

2.3.2 Jurásico

Durante la separación del supercontinente Pangea, ocurre la formación de una nueva estructura tipo graben en la región norte de Suramérica, conocido en Venezuela como Graben de Espino presente en la parte Occidental de la FPO.

En este lapso las celdas convectivas generaron fuerte vulcanismo y termalismo, momento en el cual las fallas del Graben de Espino tuvieron su mayor actividad. Esto quedó evidenciado con la sedimentación sintectónica de las espesas capas rojas de la Formación Ipire, colmando el espacio creado por el Graben a medida que las fallas creaban espacio (figura 6).

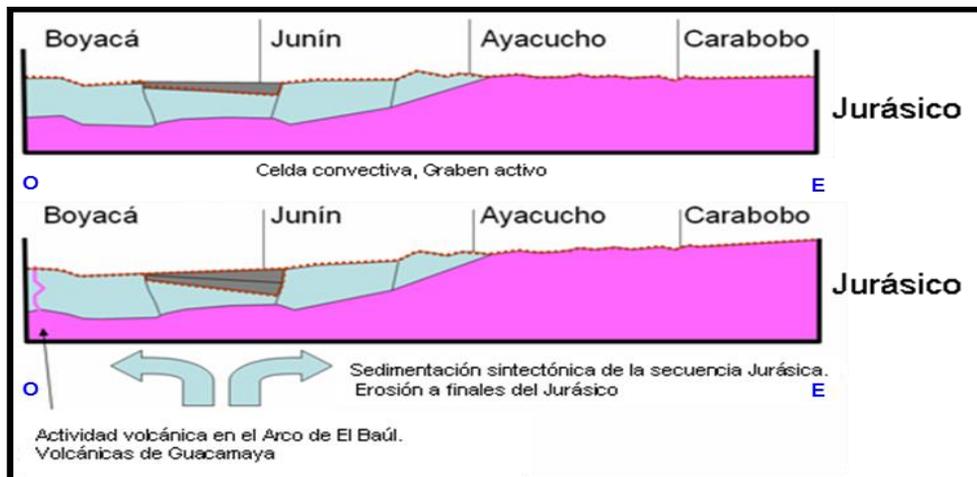


Figura 6. Cortes esquemáticos de las condiciones tectonoestratigráficas de la FPO durante el Jurásico.
(Fuente: POMR)

2.3.3 Cretácico

La configuración de la cuenca era la de un típico margen pasivo en donde el ciclo transgresivo es sellado por la discordancia regional conocida en Venezuela como K-T (cretácico-tardío). La secuencia cretácica se concentra principalmente en las áreas Boyacá y Junín, acuñándose hacia el este y el sur de la FPO (figura 7).

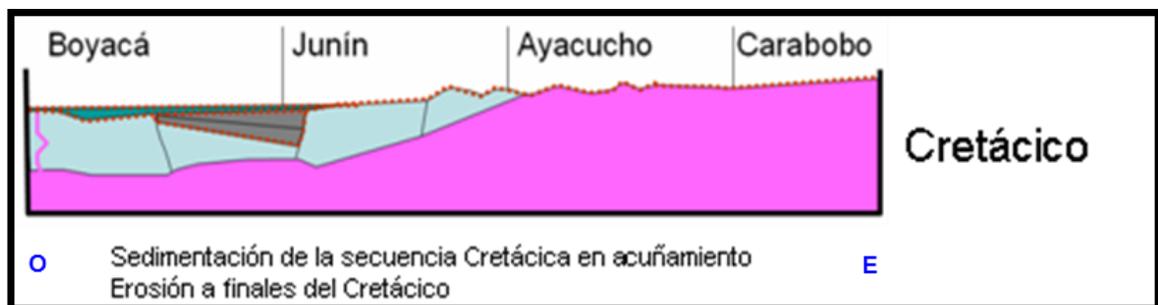


Figura 7. Corte esquemático de las condiciones tectonoestratigráficas de la FPO durante el Cretácico.
(Fuente: POMR).

Posterior a la discordancia K-T, la zona occidental de la Faja Petrolífera deja de preservar sedimentos por un período de alrededor de 20 Ma. Este hiatus sedimentario es producto posiblemente de un cambio eustático de grandes

proporciones, que hizo que este sector de la cuenca permaneciera por arriba del nivel medio marino, impidiendo la captación, acumulación y preservación de los sedimentos que pudieron haber formado la roca de la secuencia paleocena y eocena en la Faja Petrolífera del Orinoco.

2.3.4 Oligoceno

La cuenca vuelve a crear espacio y se inicia sobre la discordancia cretácica, un ciclo completo transgresivo y regresivo que se depositó en la zona noroccidental y occidental de la cuenca, restringiéndose a las áreas Boyacá y Junín (figura 8).

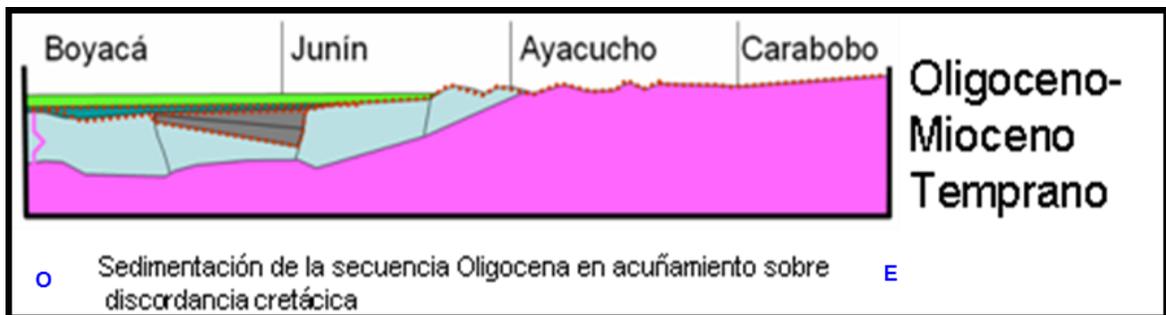


Figura 8. Corte esquemático de las condiciones tectonoestratigráficas de la FPO durante el Oligoceno al Mioceno Temprano (fuente: POMR).

Así mismo, el conjunto de fallas normales subverticales con orientación preferencial N60°E que tuvieron actividad importante en el Jurásico, fueron reactivados con componente normal a finales del Oligoceno y Mioceno medio, a causa de la interacción de la Placa Caribe con Suramérica.

2.3.5 Mioceno Temprano

Continúa el avance de la Placa Caribe hacia el Este, migrando paulatinamente el depocentro de la cuenca en esta dirección. Su distribución

se concentra en la parte Occidental y un remanente en la central de la Faja, donde el sistema de Fallas de Hato Viejo aún permanece activo y no permite mayor avance de esta secuencia al Este y Sur de la misma (figura 9).

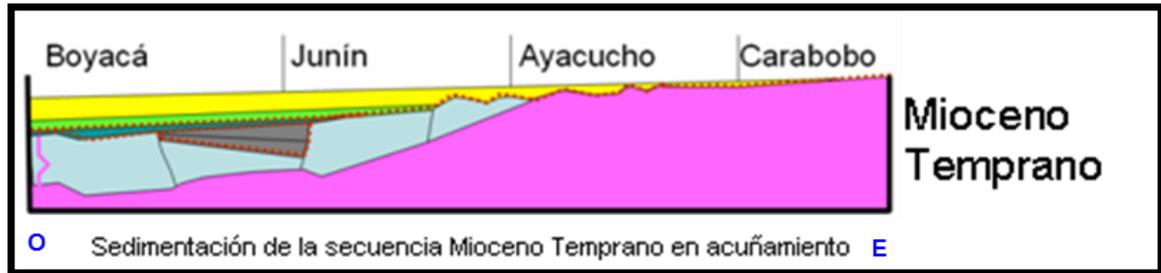


Figura 9. Corte esquemático de las condiciones tectonoestratigráficas de la FPO durante el Mioceno Temprano (fuente: POMR).

2.3.6 Mioceno Medio

En el centro y este de la FPO, ocurre la sedimentación del Miembro Morichal de la Formación Oficina. Esta secuencia se hace granodecreciente de forma paulatina hasta ser sellada por el Miembro Yabo, el cual separa los miembros Jobo y Morichal. Esta secuencia abarca principalmente Ayacucho y Carabobo. Existe un remanente en Junín y Boyacá, donde la secuencia ha sido parcialmente erosionada o nunca depositada (figura 10).

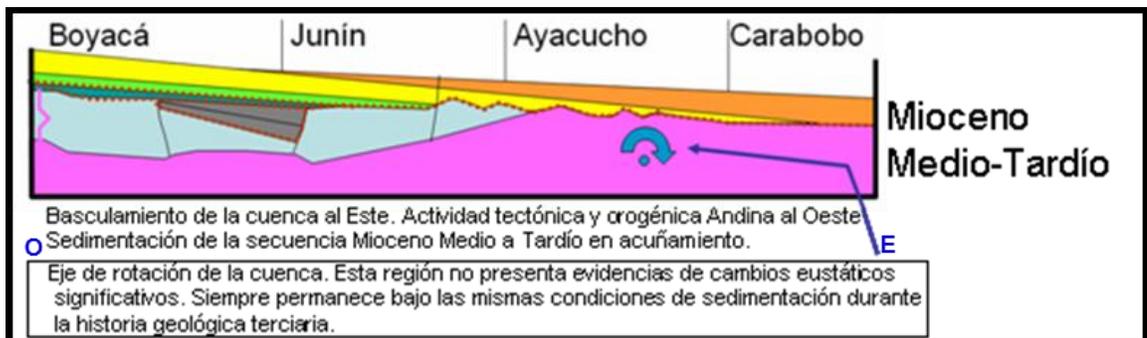


Figura 10. Corte esquemático de las condiciones tectonoestratigráficas de la FPO durante el Mioceno Medio a Tardío. (Fuente: POMR).

A finales del mioceno medio, al oeste de la FPO, tiene lugar la orogénesis Andina Venezolana y la placa Caribe subduce por debajo del continente en convergencia oblicua contra la placa Suramericana justo al norte de la región que sería la FPO. Sin embargo, esta tectónica convergente al norte y al noroeste, no afecta compresivamente la región de la faja; por el contrario, existen evidencias de reactivación del movimiento normal de las fallas normales preexistentes. En esta época, la cuenca experimenta un basculamiento al este, donde ocurren las acumulaciones de arena más conspicuas, migrando paulatinamente de oeste a este a medida que la cuenca cambia su inclinación.

2.3.7 Mioceno Tardío

Se deposita transicionalmente el Miembro Yabo que es un intervalo predominantemente lutítico, suprayace concordantemente al miembro Morichal y pasa transicionalmente al miembro Jobo; que verticalmente pasa de forma transicional al miembro Pilón. Las secuencias depositadas durante el mioceno medio at, están presentes esencialmente en Ayacucho y Carabobo (figura 2.9), con un remanente hacia el límite Oeste de Junín donde la secuencia está parcialmente erosionada.

Aunque las evidencias no son concluyentes, en la zona Norte del Área Carabobo, se reportan rocas de la formación Freites que yacen en contacto transicional concordante sobre el miembro Pilón, que es el tope de la formación Oficina. Esta secuencia arcillosa reduce su espesor al sur hasta desaparecer bajo la erosión de principios del Plioceno (figura 11).

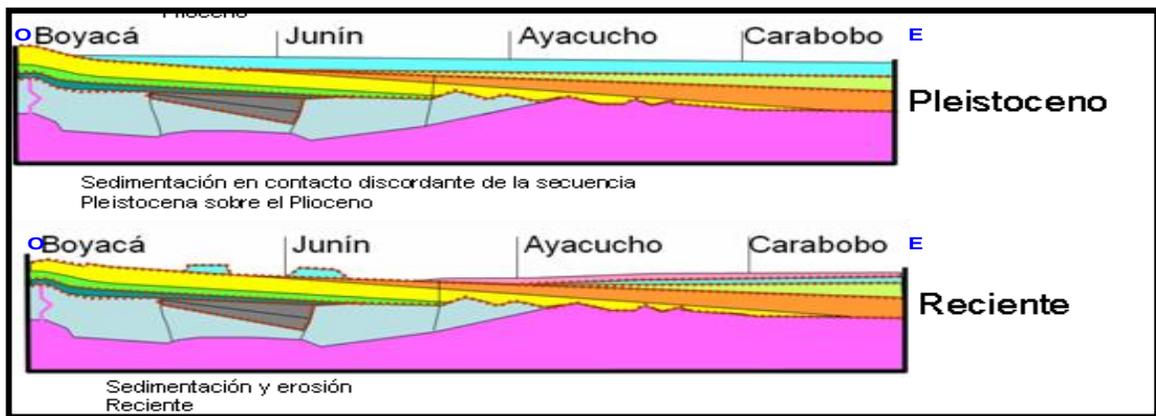


Figura 11. Cortes esquemáticos representativos de las condiciones tectonoestratigráficas de la FPO durante el Plioceno al Reciente. (Fuente: POMR)

2.3.8 Plioceno

A finales del Mioceno y principios del Plioceno ocurre un cambio isostático marino importante y esta parte de la cuenca queda expuesta para que una erosión de proporciones regionales actúe en toda el área. Luego de este período se deposita en forma discordante la formación Las Piedras que pasa de forma transicional a la formación Mesa en el Pleistoceno. Los sedimentos de la formación Mesa constituyen la unidad sedimentaria más joven preservada en el área de la Faja Petrolífera del Orinoco (figura 12).

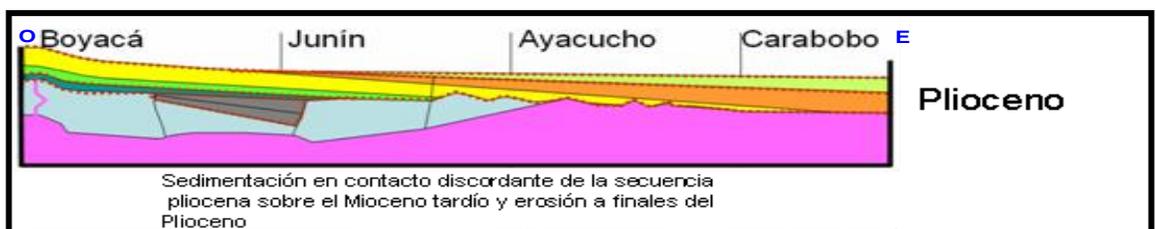


Figura 12. Cortes esquemáticos representativos de las condiciones tectonoestratigráficas de la FPO durante el Plioceno al Reciente. (Fuente: POMR).

2.4 Área Carabobo

El Área Carabobo se encuentra geológicamente ubicada en el flanco sur de la Cuenca Oriental de Venezuela, específicamente en la subcuenca de Maturín, en la parte más oriental de la FPO.

Los rasgos estructurales predominantes en Carabobo son al este el Alto de Uverito y al oeste el Alto de Hamaca (figura 13); al norte está separado de los campos tradicionales de Oficina por un conjunto de fallas este-oeste, subverticales, con saltos menores a 50 pies. Las arenas de interés comercial presentes en el área comprenden las unidades de la formación Oficina (mioceno inferior a medio) específicamente los miembros Morichal, Jobo y Pilón. Siendo Morichal con sus tres unidades informales (Inferior, Medio y Superior) el de mayor interés económico.

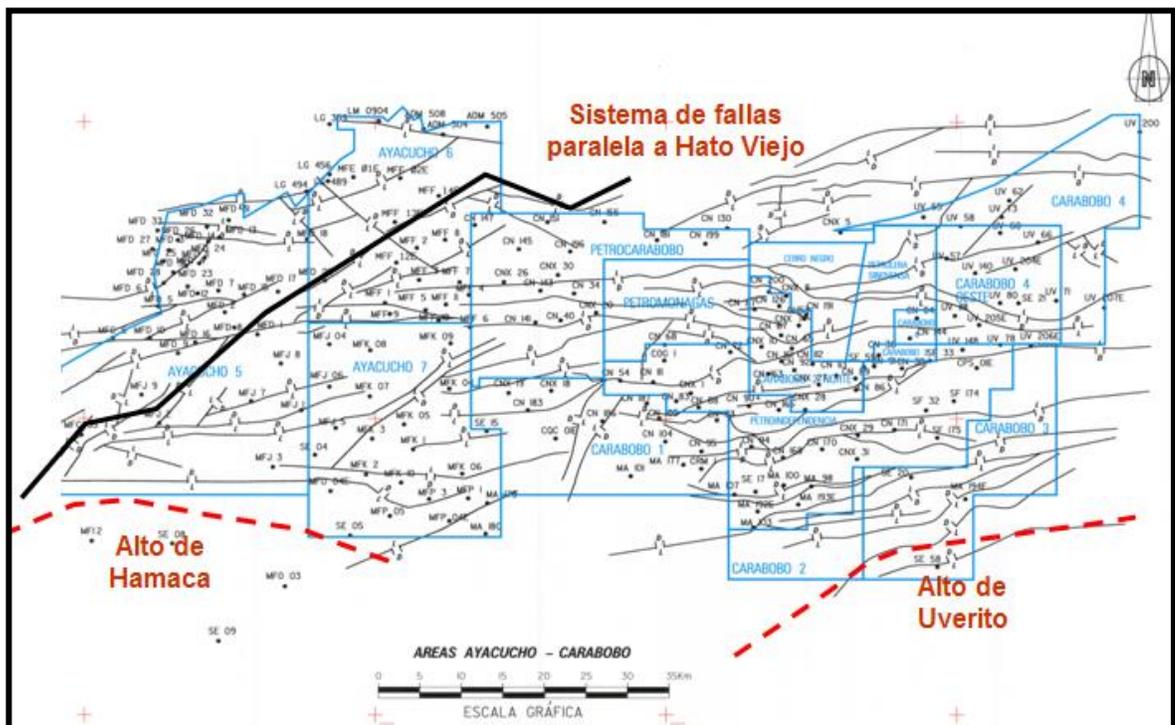


Figura 13. Mapa de rasgos estructurales dentro del Área Carabobo (Fuente: POMR).

2.4.1 Estratigrafía del área Carabobo

La columna estratigráfica en el Área Carabobo está conformada de base a tope por un complejo ígneo metamórfico de edad Precámbrico que constituye el Basamento; de forma discordante descansa la Formación Oficina de edad Mioceno Inferior a Medio (figura 14) con sus miembros Morichal, Yabo, Jobo y Pilón, sigue la Formación Freites de edad Mioceno Superior y por último, las formaciones Las Piedras y Mesa de edad Plioceno.

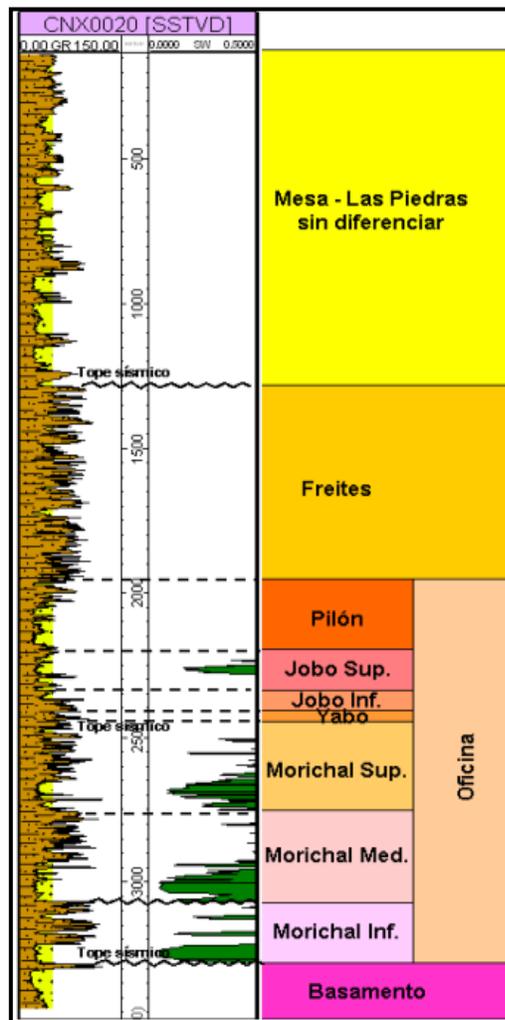


Figura 14. Columna estratigráfica tipo para el Área Carabobo (Fuente: POMR)

En la figura 15 se muestra un corte esquemático S-N de la columna estratigráfica tipo del Área Carabobo, y la distribución formacional dentro de cada una de las secuencias definidas.

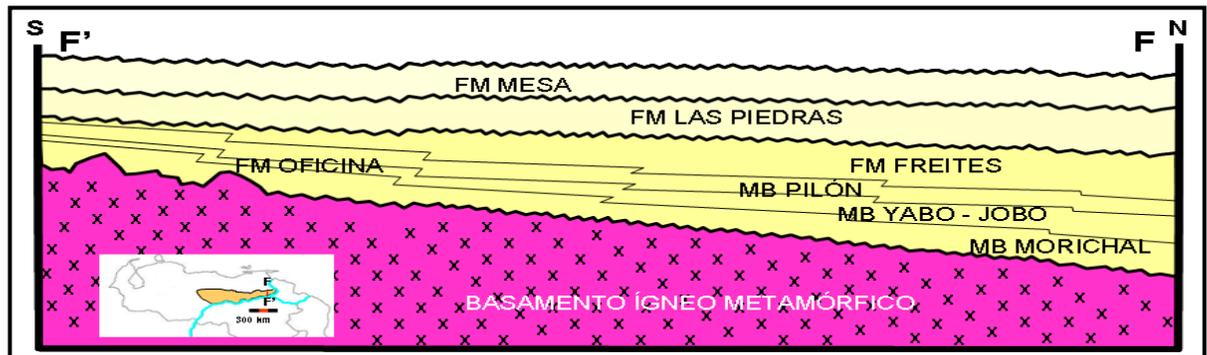


Figura 15. Corte esquemático S-N dentro del área Carabobo. (Fuente: POMR)

Las formaciones presentes en la columna estratigráfica del área Carabobo se describen a continuación:

- **Complejo Ígneo-Metamórfico Basamento**

En Carabobo el basamento está compuesto por granitos, gneises, anfibolitas y esquistos, de origen ígneo-metamórfico formando parte del complejo de Imataca de edad Precámbrica. Se caracteriza por presentar un relieve accidentado reflejándose como altos y bajos estructurales en los diferentes mapas (PDVSA, 1983).

- **Formación Oficina**

La formación Oficina, se presenta en el subsuelo de todo el flanco sur de la cuenca de Venezuela oriental en los estados Anzoátegui y Monagas, considerada según Campos *et al.* (1985) de edad Mioceno Temprano a Medio. Las rocas de esta formación descansan discordante sobre el basamento ígneo metamórfico. Las arenas de la formación Oficina

constituyen los principales yacimientos de los extensos campos petrolíferos en la región.

En cuanto a litología, la formación Oficina consiste en lutitas y arenas alternantes. Pese a la lenticularidad de las arenas individuales, los grupos de arenas persisten y son correlacionables sobre grandes distancias con base a su expresión en los registros eléctricos (González de Juana, 1980). Hedberg *et al.* (1947) y González de Juana (1980) indican que el ambiente de sedimentación de esta formación consiste en un inmenso complejo deltaico.

En el área Carabobo, se estableció una subdivisión estratigráfica que consiste en cuatro miembros, denominados de base a tope: Morichal, Yabo, Jobo y miembro Pilón.

- **Miembro Morichal**

Key (1977), describe este miembro conformado por arenas macizas de grano fino a grueso y escogimiento variable, que forman paquetes de 100 a 200 pies (30 a 60 m), separados por delgados intervalos lutíticos. El miembro yace discordantemente sobre los sedimentos cretácicos y hacia arriba, es concordante bajo la lutita del Miembro Yabo.

El miembro es considerado una roca reservorio por lo cual es un importante productor de petróleo pesado y extrapesado de la FPO.

- **Miembro Yabo**

Considerado como roca sello, Key (1977), designa este miembro predominantemente lutítico el cual separa los miembros Jobo y Morichal, de la Formación Oficina, en el campo Jobo ubicado al sur de Monagas. Santos y Frontado (1987) extienden la unidad hasta el sector Cerro Negro de la FPO.

La formación consiste en lutitas macizas a estratificadas, con capas delgadas de areniscas de grano fino. El Miembro Yabo suprayace concordantemente al Miembro Morichal de la Formación Oficina, y pasa hacia arriba transicionalmente al Miembro Jobo.

- **Miembro Jobo**

Jobo según Key (1977), se compone de arenas color gris, poco consolidadas, de grano fino a medio, las cuales son importantes productoras de petróleo pesado, lutitas macizas o laminadas y algunas capas de lignito.

El Miembro Jobo yace concordantemente sobre el Miembro Yabo, de la misma Formación Oficina. Hacia arriba, pasa transicionalmente al Miembro Pilón.

- **Miembro Pilón**

Key (1977), designa este miembro como un intervalo de lutitas, arenosas, calcáreas, glauconíticas y piríticas, con delgadas intercalaciones de caliza, que constituye la parte superior extrema de la Formación Oficina en el campo Jobo, en el sur de Monagas. El miembro Pilón, descansa concordantemente sobre el Miembro Jobo, de la misma Formación Oficina. Hacia arriba, pasa concordantemente a la Formación Freites. Santos y Frontado (1987), extendieron la unidad al sector Cerro Negro, FPO.

- **Formación Freites**

Suprayace concordantemente a la Formación Oficina. Cabrera y Di Gianni (1994), ubican a la Formación Freites en el Mioceno Medio. Los microfósiles reportados por Jam y Santos (1987) pertenecen al tope del Mioceno Medio-base del Mioceno Tardío. El espesor varía de 800 a 3000 pies.

Las lutitas de la Formación Freites constituyen el sello principal de los reservorios petrolíferos de la Formación Oficina en el área Mayor de Oficina y contienen, en la parte inferior, arenas productoras de hidrocarburos en algunos campos de la parte media y sur de esa área.

Representa el máximo de la segunda transgresión mayor del Mioceno. El carácter de la Formación es nerítico. Hacia el margen Sur de la cuenca, en el Área Carabobo de la Faja Petrolífera del Orinoco, la Formación Freites disminuye de espesor al paso que se hace más arenosa, al extremo que en los pozos más meridionales del área, se hace difícil su diferenciación de las formaciones Oficina y Las Piedras. En el Área Carabobo, según la fauna de moluscos el ambiente es de tipo transgresivo marino costero (PDVSA, 1983).

- **Formación Las Piedras-Mesa**

En el Área Carabobo las formaciones Las Piedras y Mesa se consideran una sola unidad, debido a la difícil correlación que presentan, ocupan el tope de la columna sedimentaria en toda el área de la faja. La litología es homogénea y consiste principalmente de grandes paquetes de arena de grano grueso y gravas con aumento ferruginoso, en menos cantidades carbonosas y lutíticas; estas formaciones contienen grandes cantidades de agua dulce para el uso doméstico, para la perforación de pozos, producción de vapor, desalinización de crudo, etc; (PDVSA,1983).

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1 Elasticidad y ley de Hooke para materiales

La propagación de ondas sísmicas en la Tierra es la base fundamental de los estudios empleados en los métodos sísmicos, sin embargo la propagación de las mismas depende de las propiedades elásticas de las rocas (Telford et al., 1990) que son modeladas aproximando la Tierra a un medio elástico continuo definido según Udías (1999) como la idealización de un material en el cual la distancia entre dos puntos continuos puede hacerse infinitamente pequeña. En esta idealización, la estructura granular de la Tierra y su naturaleza molecular y atómica no son consideradas.

La propagación de las ondas a través de un material sólido pueden ser descritas por la ecuación de onda incorporando dos relaciones fundamentales: (1) la Ley de Hooke, que relaciona el esfuerzo, deformación, y propiedades del material (ecuación de Cauchy formulada en su forma tensorial) y (2) las leyes de Newton, que se asocian a la fuerza, masa y aceleración.

$$T_{ij} = C_{ijkl}\varepsilon_{kl} \quad (1)$$

T_{ij} = tensor de esfuerzo de segundo orden.

C_{ijkl} = es un tensor de cuarto orden y posee los coeficientes de elasticidad.

ε_{kl} = tensor de deformación de segundo orden.

$$\int_V (F_i dV) + \int_S T_i dS = \frac{d}{dt} \int_V \rho v_i dV \quad (2)$$

F = es la fuerza actuando en un volumen de elementos dV .

T_i = esfuerzo unitario actuando en una superficie de elementos dS .

ρ = densidad de un medio elástico.

v_i = velocidad en cada punto del volumen.

En un medio isotrópico, un material linealmente elástico, el esfuerzo y la deformación están relacionados mediante la Ley de Hooke; tal relación puede ser representada mediante las ecuaciones 3 y 4 respectivamente:

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \varepsilon_{\alpha\alpha} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (3)$$

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{E} [(1 + \nu) \sigma_{ij} - \nu \delta_{ij} \sigma_{\alpha\alpha}] \quad (4)$$

Donde,

ε_{ij} = Elementos del tensor de deformación.

σ_{ij} = Elementos del tensor de esfuerzos.

$\varepsilon_{\alpha\alpha}$ = Deformación volumétrica (sumatoria de índices repetidos).

μ = coeficiente de fricción.

$$\delta_{ij} = 0 \text{ Si } i \neq j \text{ y } \delta_{ij} = 1 \text{ si } i = j .$$

En un medio anisotrópico, linealmente elástico, sólo dos constantes son necesitadas para especificar la relación esfuerzo-deformación, por ejemplo, $[\lambda, \mu]$ de la tercera ecuación o $[E, \nu]$, las cuales pueden ser derivadas de $[\lambda, \mu]$, en la cuarta ecuación.

Sin embargo la Tierra puede ser modelada en términos de un comportamiento mecánico intermedio que se aproxima de manera más realista a medios estratigráficos. Tal comportamiento se refiere a la anelasticidad de los cuerpos y será definida a continuación.

3.2 Anelasticidad

Un comportamiento mecánico diferente a la elasticidad corresponde al de un cuerpo viscoso para el cual, de acuerdo a la ley de Stokes, el esfuerzo aplicado es proporcional a la derivada en el tiempo de la deformación (5).

$$\sigma = \eta \frac{d\varepsilon}{dt} = \eta \dot{\varepsilon} \quad (5)$$

En el cual,

σ = esfuerzo.

η = coeficiente de viscosidad.

Los cuerpos imperfectamente inelásticos o anelásticos pueden ser considerados por tener propiedades intermedias entre aquellos que son elásticos y los cuerpos viscosos, y son llamados cuerpos viscoelásticos (Udías, 1999).

Para los materiales viscoelásticos, la deformación tendrá un ligero retraso en la respuesta del esfuerzo aplicado, representado típicamente como un ángulo de desfase (o ángulo de pérdida, δ) entre el esfuerzo aplicado y la deformación resultante. Como consecuencia, esquemáticamente la curva de esfuerzo-deformación, tendrá forma elíptica en la cual, su área encerrada es proporcional a la pérdida de energía por ciclo como se muestra en la figura 16 (b) (Born, 1941).

Sin embargo, para un material perfectamente elástico, el esfuerzo y la deformación estarán en fase y el diagrama esfuerzo-deformación será una línea recta, lo que indica que no se pierde energía por ciclo de oscilación de onda (figura 16 (a)). Esto es, por supuesto, una idealización de un medio, que se asemeja para materiales no porosos tales como los metales.

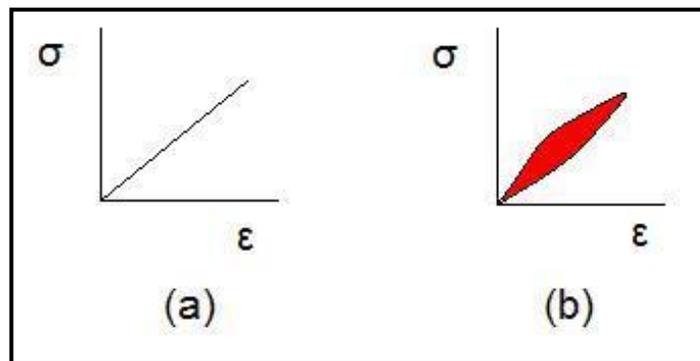


Figura 16. Diagrama esfuerzo-deformación: (a) material perfectamente elástico (b) material viscoelástico.

El comportamiento anelástico de los materiales, puede ser comprendido con modelos mecánicos en una sola dimensión los cuales consisten en la combinación de resortes y amortiguadores con coeficiente de viscosidad η cuya relación entre el esfuerzo y deformación puede ser relacionada mediante los siguientes sólidos:

3.2.1 Sólido de Maxwell

El sólido de “Maxwell” representado en la figura 17 es un modelo mecánico en el cual un resorte de Hooke (elemento del lado derecho de la figura 17) y un amortiguador Newtoniano (elemento del lado izquierdo de la figura 17) están conectados en serie. El resorte debe ser visualizado como una

representación de la componente elástica o energética de la respuesta, mientras que el amortiguador representa la componente conformacional.

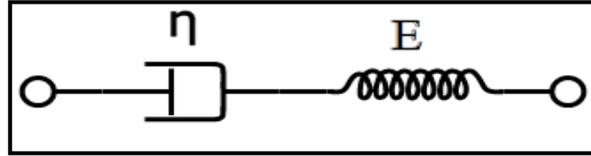


Figura 17. Sólido de Maxwell.

En una conexión en serie como la del cuerpo de “Maxwell”, el esfuerzo (σ) de cada elemento es el mismo y equivalente a la deformación aplicada, mientras que la deformación (ε) total es la sumatoria de la deformación en cada elemento:

$$\sigma_{ij} = \sigma_r = \sigma_a \quad (6)$$

$$\varepsilon_{ij} = \varepsilon_r + \varepsilon_a \quad (7)$$

Aquí los subíndices r y a representan el resorte y el amortiguador, respectivamente. La búsqueda de una sola ecuación que relacione el esfuerzo y la deformación, es conveniente para diferenciar la ecuación de deformación y luego escribir la tasa de cambio con respecto al tiempo del resorte y amortiguador en términos del esfuerzo:

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \dot{\varepsilon}_r + \dot{\varepsilon}_a = \frac{\dot{\sigma}_{ij}}{2\mu} + \frac{\sigma_{ij}}{2\eta} \quad (8)$$

3.2.2 Sólido de Voigt

El modelo de Kelvin-Voigt, también llamado modelo de Voigt, puede ser representado por un amortiguador puramente viscoso y un resorte

puramente elástico conectados en paralelos como es mostrado en la figura 18.

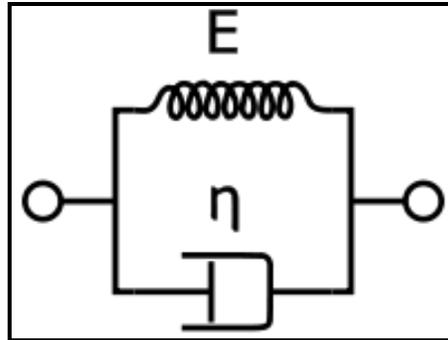


Figura 18. Sólido de Voigt.

Puesto que los dos componentes del modelo están dispuestos en paralelo, la deformación en cada componente es idéntica:

$$\varepsilon_{Total} = \varepsilon_r = \varepsilon_a \quad (9)$$

Similarmente, el esfuerzo total será la sumatoria del esfuerzo en cada componente:

$$\sigma_{Total} = \sigma_r + \sigma_a \quad (10)$$

De estas ecuaciones se obtiene que en un material de Kelvin-Voigt, el esfuerzo (σ), la deformación (ε) y su tasa de cambio con respecto al tiempo son gobernadas por la siguiente ecuación:

$$\sigma_{ij} = 2\eta\dot{\varepsilon}_{ij} + 2\mu\varepsilon_{ij} \quad (11)$$

3.2.3 Sólido lineal estándar

El modelo del sólido lineal estándar (SLS por sus siglas en inglés), también conocido como cuerpo de Zener, es un método que modela el comportamiento viscoelástico de los materiales utilizando una combinación lineal de resortes y amortiguadores para representar las componentes elásticas y viscosas, respectivamente. A menudo se utiliza el modelo de Maxwell y el de Kelvin-Voigt. (figura 19).

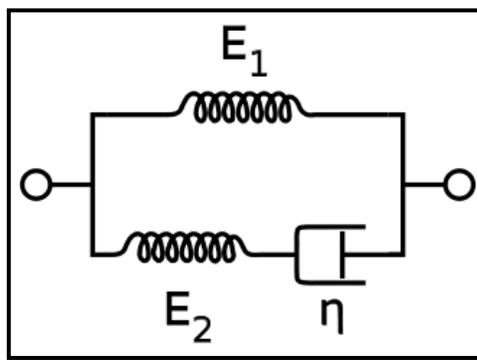


Figura 19. Sólido lineal estándar o cuerpo de Zener.

El modelo del sólido lineal estándar combina eficazmente el modelo de Maxwell y un resorte de Hook en paralelo. Estos modelos son un poco insuficientes, sin embargo, el modelo de Maxwell no describe la recuperación del resorte y el modelo de Kelvin-Voigt no describe la relajación de la tensión. Mientras que el modelo del sólido lineal estándar es el modelo más simple que predice ambos fenómenos. Este consiste en modelar un material viscoso como un resorte y un amortiguador en serie con el otro, los cuales están en paralelo con un resorte solitario. Para este modelo, la relación constitutiva que lo gobierna es:

$$\eta \dot{\varepsilon}_{ij} + (E_1 + E_2) \varepsilon_{ij} = E_2 (\eta \dot{\varepsilon}_{ij} + E_1 \varepsilon_{ij}) \quad (12)$$

Donde E_1 y E_2 son los módulos elásticos longitudinales de reptación y relajación.

Bajo un esfuerzo constante, el material modelado será deformado instantáneamente con cierta deformación, la cual es la porción elástica de deformación y que luego continuará deformándose y se acercará asintóticamente a un esfuerzo de un estado estacionario.

3.3 Atenuación

Como uno de los atributos básicos de la propagación de ondas sísmicas en la Tierra, la atenuación es uno de los valores más importantes durante la adquisición, procesamiento e interpretación de data sísmica (Zhang *et al.*, 2010).

A primera vista la atenuación sísmica parece ser un tema sencillo, consiste en el decaimiento de amplitud de una onda a medida que se propaga con la distancia de viaje, esto genera una deformación o cambio del frente de ondas que se propagan, causada por mecanismos de dispersión provenientes de geoestructuras a diferentes escalas y por absorción de mecanismos intrínsecos como microdesplazamientos normales y de cizalla alrededor de microfracturas y fisuras, sin embargo existe un conjunto de detalles que pueden ser un gran laberinto de teorías y con frecuencia existen conflictos con los resultados experimentales (Linner, 2012).

Desde los primeros años de la exploración sísmica, la atenuación de la onda P ha sido un tema de gran interés (Linner, 2012); durante los últimos 40 años se han realizado importantes avances en modelados teóricos y mediciones de laboratorio referentes a la atenuación de ondas sísmicas; sin embargo la

cuantificación de este fenómeno para efectos de compensación por atenuación (Luh, 1993; McGlynn y Crider, 1986; Bickel y Natarjan, 1985; Hale, 1981) no es una tarea sencilla debido a las dificultades asociadas a la estimación del factor de calidad sísmica (Q), por lo cual generalmente es ignorado, mientras que los procedimientos para compensar datos sísmicos gracias a otros efectos disipativos, como la divergencia esférica y pérdida por transmisión son parte común de cualquier flujo de procesamiento sísmico (Crider y Gutowski, 1995).

Kjartansson (1975), es uno de los primeros autores que ha realizado esfuerzos en establecer distinciones entre cómo actúa la atenuación en la propagación de ondas sísmicas en medios lineales y no lineales, lo cual está íntimamente relacionado con las propiedades sísmicas intrínsecas y aparentes que son dependientes e independientes de la frecuencia.

Linner (2012) indica, que los primeros trabajos de laboratorio en absorción en rocas demostraron que la pérdida de la longitud de onda por cada ciclo es debido esencialmente a la independencia de la frecuencia. Born (1941) propuso que dicha pérdida es debido a la tasa de fricción independiente el mismo tipo que fue observada cuando dos superficies se deslizan una con respecto a otra. Kolsky (1956) y Limnitz (1957) dieron descripciones lineales de cómo la absorción podría explicar la frecuencia-independencia y que también sería consistente con otro tipo de observaciones independientes en deslizamientos transitorios de las rocas.

Para entender el comportamiento de la frecuencia ante este fenómeno de atenuación, es necesario establecer una distinción entre la atenuación aparente (medida directamente de los datos sísmicos), atenuación intrínseca (pérdida irreversible de energía debido a la fricción interna convertida en calor) y atenuación extrínseca (pérdida o ganancia aparente de energía

causada por la redistribución de la energía sísmica resultante de la dispersión interna múltiple).

Para medios estratificados, el frente de ondas experimentará en cada capa, continuos fenómenos tales como: reflexión, transmisión, presencia de múltiples y modos de conversión de energía; es decir no hay pérdida neta de energía. Esos procesos son denominados colectivamente *atenuación aparente* debido a que estos conservan la energía y por lo tanto no califican como atenuación intrínseca; La atenuación intrínseca es el resultado de la pérdida de calor causada por la fricción sólida y viscosidad de cuando la onda se propaga a través de la tierra. Esta pérdida de energía es irreversible y puede ser determinada en una muestra de material en el laboratorio y representaría las propiedades de la roca. Por otro lado, el proceso de redistribución de energía que toma lugar en cada interface, puede utilizarse para estudiar la atenuación extrínseca.

Los procesos relacionados, hará que las ondas pierdan amplitud y la cantidad de pérdida variará con la longitud de onda y por lo tanto con la frecuencia. Las altas frecuencias del frente de ondas se erosionan mucho más rápido que las bajas frecuencias. Es bien conocido que las altas frecuencias son atenuadas una rata más alta que las bajas frecuencias. Así, en una región con factor Q constante (o de calidad de roca Q) de la masa de roca, la amplitud de las ondas de alta frecuencia disminuirán más rápido que el de las ondas de baja frecuencia (atenuación y anisotropía).

Por otra parte, los múltiples intracapas de cierto tipo pueden reforzar el campo ascendente de ondas y de esta manera pudiera revertir parcialmente la atenuación aparente (O'Doherty y Anstey, 1971). En efecto, la estratificación y dispersión pueden redistribuir la energía del campo de ondas primario, por ende la relación frecuencia-dependencia se complica. Las bajas

frecuencias son menos redistribuidas en un sentido. Por lo tanto, la imagen que surge sobre atenuación aparente no es una de las propiedades de la roca que se puede medir en el laboratorio, sino en el campo en el que la atenuación depende de la frecuencia.

En resumen, una onda que se propaga en un medio con capas horizontales, experimentará dos tipos de atenuación, la atenuación intrínseca de un material y la atenuación aparente resultante de la estratificación de la Tierra. Sólo la atenuación aparente tiene una dependencia significativa en la frecuencia de las frecuencias presentes en los datos de exploración sísmica (menos de 100 Hz).

De manera esquemática, la figura 20, ofrece una clasificación de los procesos involucrados con la atenuación.

Linner (2012), hace referencia a los trabajos realizados por Born (1941), los cuales son pioneros en establecer las verdaderas causas de la atenuación de ondas sísmicas, si esta es producto de la viscosidad o mecanismos de fricción sólida.

La fricción sólida implica atenuación de onda que es proporcional a la primera potencia de la frecuencia, mientras que la atenuación viscosa, que depende de la velocidad de las partículas de la onda de propagación, implica atenuación de la onda que es proporcional a la frecuencia al cuadrado (Linner, 2012)

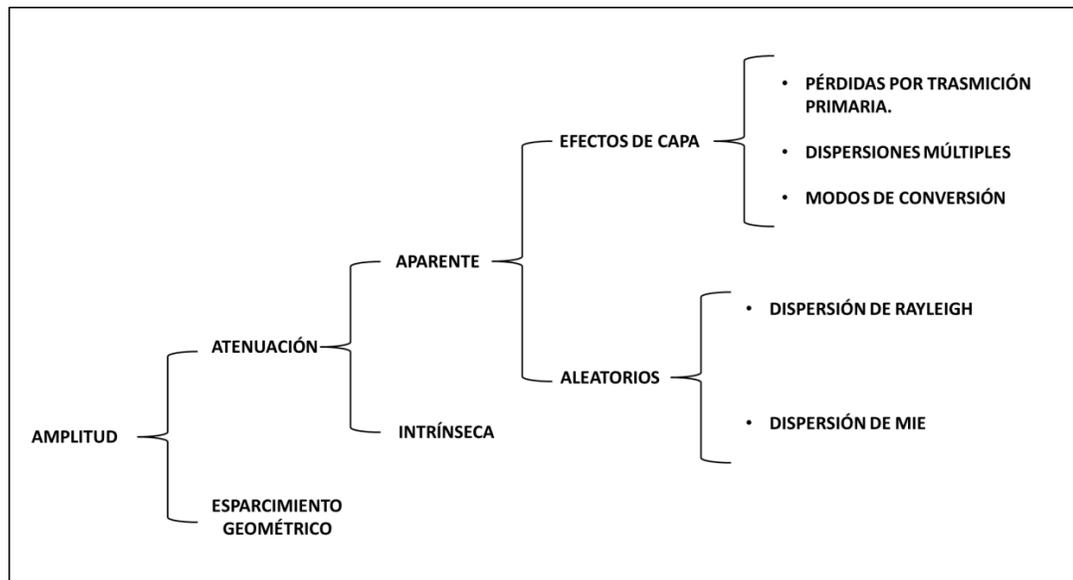


Figura 20. Clasificación de procesos involucrados en la atenuación (tomado de Linner, (2012)).

En el mecanismo de fricción sólida, todas las frecuencias son atenuadas de manera equivalente en toda la longitud de onda, como es evidenciada por el área elíptica esfuerzo-deformación es independiente de la frecuencia.

Los dos modelos de atenuación (viscosidad y fricción sólida) difieren no solamente en la primera potencia de la frecuencia que ellas obedecen. La atenuación viscosa es representada matemáticamente en el tiempo-dependencia de los módulos elásticos, mientras que la fricción sólida es representada por el módulo complejo. En efecto, estas características matemáticas definen el término viscoelasticidad y fricción sólida en relación a la atenuación, pero existen otras maneras de hacer distinción entre ellas como por ejemplo desde el punto de vista de la relación que guardan los diagramas esfuerzos-deformación para medios viscoelásticos y para el mecanismo de fricción sólida con la frecuencia. Por lo tanto, si la atenuación es viscosa en la naturaleza, el área elíptica que guarda la curva esfuerzo-deformación, será proporcional a la frecuencia, significando que las altas frecuencias son atenuadas mucho más rápido por longitud de onda de viaje

que las bajas frecuencias. Por otra parte si el mecanismo de atenuación es fricción sólida, todas las frecuencias son atenuadas equivalentemente sobre toda la longitud de onda.

La viscosidad y fricción sólida forman los fundamentos de la atenuación intrínseca investigada en dos publicaciones importantes de Knopoff en 1956, y varios autores que dan una discusión completa de los mecanismos de pérdida y parámetros de atenuación.

La atenuación intrínseca, como la velocidad sísmica, es una característica de capas homogéneas. Por lo tanto una medición de atenuación implica medidas de un promedio cuantificado en un intervalo de tiempo o profundidad.

3.4 Factor de calidad sísmica (factor Q)

Para obtener el factor de calidad sísmica o factor Q es necesario partir de la ecuación 13, de desplazamiento para describir la propagación de una onda en un sólido viscoelástico.

$$u(x, t) = u_0 \exp[-\alpha(\omega)x] \exp[i(\omega t - kx)] \quad (13)$$

Donde $\alpha(\omega)$ es el coeficiente de absorción del medio, x la distancia, ω la frecuencia angular, t el tiempo y k el número de onda.

En cualquier punto del sólido el esfuerzo y la deformación están fuera de fase,

$$\sigma = \sigma_0 \exp[i(\omega t - kx)] \quad (14)$$

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \exp[i(\omega t - kx - \varphi)] \quad (15)$$

El cociente entre el esfuerzo y la deformación en un punto será el modulo complejo, $M(\omega)$. Existen muchas maneras de expresar Q . Una manera precisa es la relación entre la parte imaginaria y real de los módulos complejos (M_I y M_R):

$$\frac{1}{Q} = \frac{M_I}{M_R} \quad (16)$$

El factor de calidad Q , usualmente caracteriza la pérdida de energía (Cheng y Margrave, 2013) y es un factor adimensional cuyo inverso (Q^{-1}) indica, en pocas palabras, el porcentaje de pérdida de energía de una única longitud de onda debido a varios mecanismos de atenuación producto de la anelasticidad de la Tierra. El efecto más obvio es la reducción de la amplitud de onda (Barton, 2007). Este factor es muy útil para el análisis de amplitud, para mejorar la resolución y para definir litología así como parámetros de reservorios. (Arnim *et al.*, 2006).

La atenuación total (Q_{Total}^{-1}) es la suma de la atenuación aparente y la atenuación intrínseca:

$$Q_{Total}^{-1} = Q_{aparente}^{-1} + Q_{Intrínseca}^{-1} \quad (17)$$

En términos de energía, Q puede ser expresado como:

$$Q(w) = 2\pi \frac{W}{\Delta W} \quad (18)$$

En donde ΔW es la energía disipada por ciclo de oscilación y W es el pico de máxima deformación de energía durante el ciclo. El sentido común sugeriría que valores de Q nunca pueden ser menores que 2π ; sin embargo valores menores a esta magnitud son obtenidos frecuentemente cercano a la superficie, incluyendo valores negativos que presuntamente podrían reflejar algún tipo de dificultades en la interpretación.

El coeficiente de atenuación α en términos de Q se define de la siguiente manera según Kolsky's (1955):

$$\alpha = \frac{w}{2v} \frac{1}{Q(w)} \quad (19)$$

En el cual w es la frecuencia temporal medida en radianes/s y v es la velocidad de fase.

La amplitud A es proporcional a $W^{1/2}$. Asumiendo $Q \gg 1$, la ecuación 18, puede reescribirse en términos de la relación entre el cambio en la amplitud (ΔA) sobre la amplitud (A):

$$\frac{1}{Q(w)} = \frac{1}{\pi} \frac{\Delta A}{A} \quad (20)$$

La amplitud A decrece por $\frac{\pi}{Q}$ en un periodo $T = \frac{2\pi}{w}$, por lo tanto en un tiempo t ; $A(t)$, puede ser escrita como:

$$A(t) = A_0 \left(1 - \frac{\pi}{Q}\right)^n \quad (21)$$

En el cual A_0 es la amplitud en el tiempo $t = 0$ y $n = \frac{wt}{2\pi}$ es el número de periodos. Tomando el límite de $wt \rightarrow \infty$ obtenemos:

$$A(t) = A_0 e^{-\frac{wt}{2Q}} \quad (22)$$

Reemplazando $t = \frac{\infty}{v}$ para obtener la amplitud como función de la distancia nos da:

$$A(x) = A_0 e^{-\frac{wx}{2vQ}} \quad (23)$$

Las ecuaciones 22 y 23 muestran que la amplitud decae exponencialmente con el tiempo y la distancia.

En términos del ángulo de desfase (φ) entre el esfuerzo y la deformación, se tiene,

$$\frac{1}{Q} \approx \tan(\varphi) \quad (24)$$

El factor de calidad sísmica (Q), es un valor que tiene seis órdenes de magnitud en escala de calidad (desde 0.001 a 1000) y predice de dos a tres órdenes de rango magnitud del módulo de deformación. Masas de roca, completamente inconsolidadas, con $Q \approx 1000$, mostrarán claramente la inexistencia de la atenuación. Por otra parte, para rocas poco consolidadas, cercanas a la superficie, falladas, entre otras, con $Q \approx 0.01 - 0.001$ presentarán atenuación.

Alguno de los valores típicos de Q para excitaciones longitudinales de diversos sólidos, seleccionados por Knopoff, 1964, se muestran a continuación en la tabla 1. Algunos ejemplos de valores de Q para excitaciones longitudinales o bending de varios sólidos, seleccionados por Knopoff, 1964, dispuestos según su magnitud.

En esta selecta lista, el propósito es hecho para enlazar el factor Q con la dureza relativa de estos materiales.

Tabla 1. Valores de Q (tomada y modificada de Linner, 2012).

Material	Q
<i>Metal</i>	5000
<i>Cobre</i>	2140
<i>Sílice</i>	1250
<i>Vidrio</i>	490
<i>Diorita</i>	125
<i>Limolita</i>	110
<i>Lead</i>	36
<i>Arenisca</i>	24
<i>Lutita</i>	10
<i>Celuloide</i>	7

3.5 Sísmica de pozo

Unas de las mediciones más versátiles implementadas en campos petroleros, consiste en levantamientos de sísmica de pozos. Es una técnica geofísica que utiliza la propagación de ondas sísmicas en los pozos

petroleros, para obtener información que ayude a reducir el riesgo en la perforación.

Históricamente, el mayor de los beneficios derivados de este tipo de levantamientos, ha sido enlazar las superficies en tiempo provenientes de datos sísmicos con la profundidad basada en registros sónicos. Sin embargo, los levantamientos de sísmica de pozo, hoy en día se han expandido mas allá de una simple correlación tiempo-profundidad. El amplio espectro de la energía sísmica que es grabado y las diversas geometrías posibles con levantamientos de sísmica de pozos, combinados, pueden entregar resultados que no estaban disponibles anteriormente. De esta información, actualmente las compañías derivan información importante acerca la profundidad del reservorio, extensión y heterogeneidad así como contenido de fluidos, propiedades mecánicas de la roca, presión de poros, progreso de recuperación mejorada de petróleo, anisotropía elástica, geometría y orientación de fracturas inducidas y naturales, y densidad.

Entre los tipos más comunes de estudios, utilizados para reducir el riesgo en los pozos y obtener información, se encuentran, los registros *checkshot* o tiros de verificación sísmica, VSP (comúnmente abreviado con el nombre de VSP por sus siglas en inglés) o perfil sísmico vertical con diversas geometrías de adquisición, tomografías y microsísmicas. Para efectos de este trabajo especial de grado, se especificarán los registros *checkshot* y VSP, ya que a partir de este tipo de registros se implementaran diversas metodologías para la estimación del factor de atenuación sísmica (Q).

3.5.1 Perfil sísmico vertical (VSP)

El perfil sísmico vertical es una importante técnica empleada en la exploración geofísica para la medición de las propiedades sísmicas de la

tierra. Consiste en un conjunto de mediciones realizadas en pozos utilizando receptores colocados dentro del hoyo en niveles conocidos y una fuente cercana a la superficie del hoyo. La fuente activa común utilizada en VSP incluye todas aquellas utilizadas en superficies terrestres y marinas (figura 21).



Figura 21. Fuente sísmica (fuente sísmica utilizada durante la adquisición de registro VSP en el pozo CMI-033-O).

Existe una variedad de herramientas de geófonos (figura 22) disponibles para ser usados en hoyos revestidos y no revestidos; esta herramienta se acopla contra la pared del pozo por extensión de un brazo de bloqueo para cada transmisión de la fuente de energía y luego, la herramienta es movida hacia arriba hasta que las señales se hayan registrado en cada una de los niveles de la parte inferior a la parte superior del pozo (Rutledge y Winkler, 1989). El espaciamiento entre receptores es establecido según el intervalo de muestreo en profundidad para evitar el *aliasing* espacial.

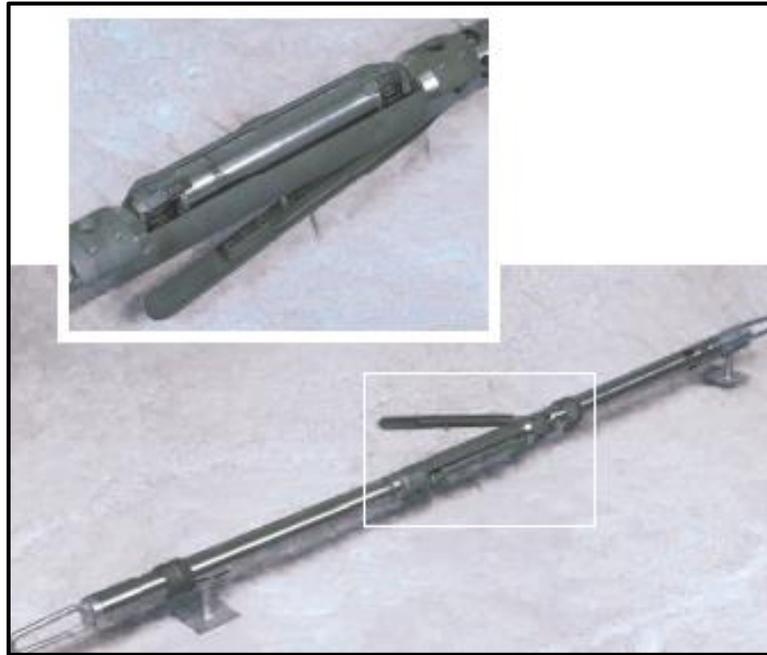


Figura 22. Herramienta receptora implementada en registros sísmicos verticales (tomado de Arroyo, 2003)

La mayor fuente de ruido en estudios VSP es por las ondas de tubo, las cuales son generadas cuando los fluidos en el pozo son desplazados por la fuente sísmica, como por ejemplo el cono de ruido. Las ondas de tubo se propagan de arriba hacia abajo en el pozo y crean ondas de tubo secundarias en anomalías del hoyo, las cuales pueden interferir con las reflexiones primarias.

La incertidumbre en interpretar las superficies geológicas usando datos de sísmica convencional es en parte debido a la localización en superficie de los puntos de tiros y receptores. La mayor ventaja de los registros VSP radica en la profundidad en la cual el receptor se encuentra (niveles) ya que esta es conocida, mientras que desde la superficie sísmica se debe inferir a partir de los tiempos de arribo y la velocidad sísmica, lo cual no es preciso. Debido al hecho de conocer las profundidades de los receptores, se puede obtener un perfil más preciso de la velocidad como función de la profundidad que a partir

de la superficie sísmica. Además este acortamiento de la longitud del trayecto de los rayos reflejados, reducen los efectos de atenuación y reduce las dimensiones de la zona de Fresnel por lo tanto mejora notablemente la precisión de la interpretación sísmica (Keary, Brooks y Hill, 2002).

La técnica involucra la grabación de los campos de ondas ascendentes y descendentes que viajan a través de las secuencias estratigráficas (figura 23). El frente de onda del pulso descendente puede ser usado para optimizar el diseño del operador de deconvolución para filtrado inverso de la data VSP que a su vez mejora la resolución sísmica.

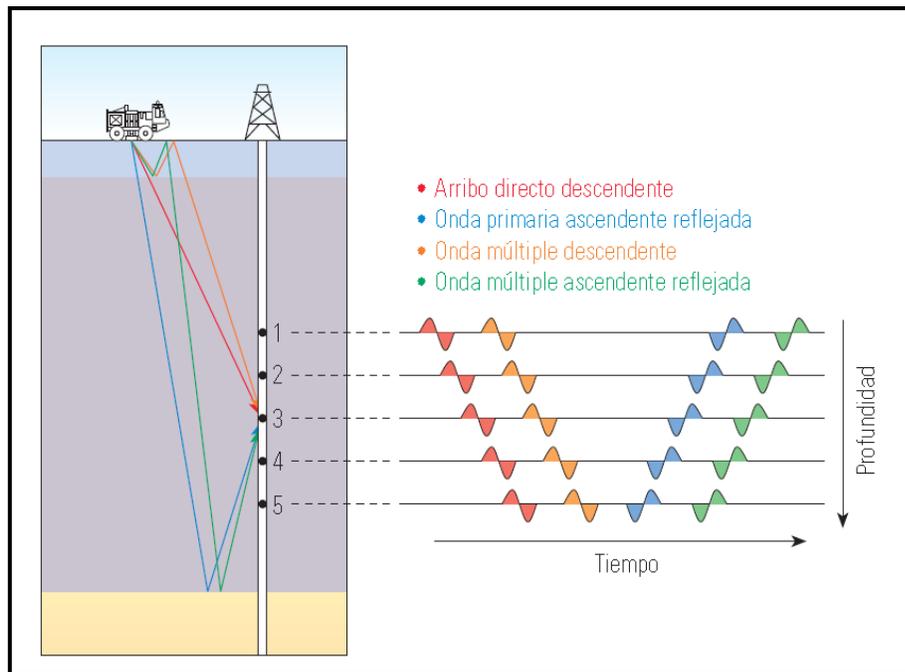


Figura 23. Arribo de ondas ascendentes, descendentes, primarios y múltiples (tomado de Blackburn, 2007).

La comparación directa con tales datos VSP conduce a una interpretación sísmica mejorada y fiable de las secciones sísmicas grabadas en la superficie vecinas al pozo (Keary, Brooks y Hill, 2002).

3.5.2 Geometrías típicas de adquisición de VSP convencionales

La mayoría de los datos geofísicos adquiridos a partir de las distintas configuraciones de registros sísmicos verticales es obtenida únicamente luego de que el proceso de perforación haya sido completado y no durante el proceso del mismo.

Existe una gran variedad de técnicas adquisición que son actualmente empleadas dependiendo la aplicación del estudio y del presupuesto financiero (Gupta, 2011).

La figura 24 resume esquemáticamente los siguientes diferentes tipos de VSP convencionales.

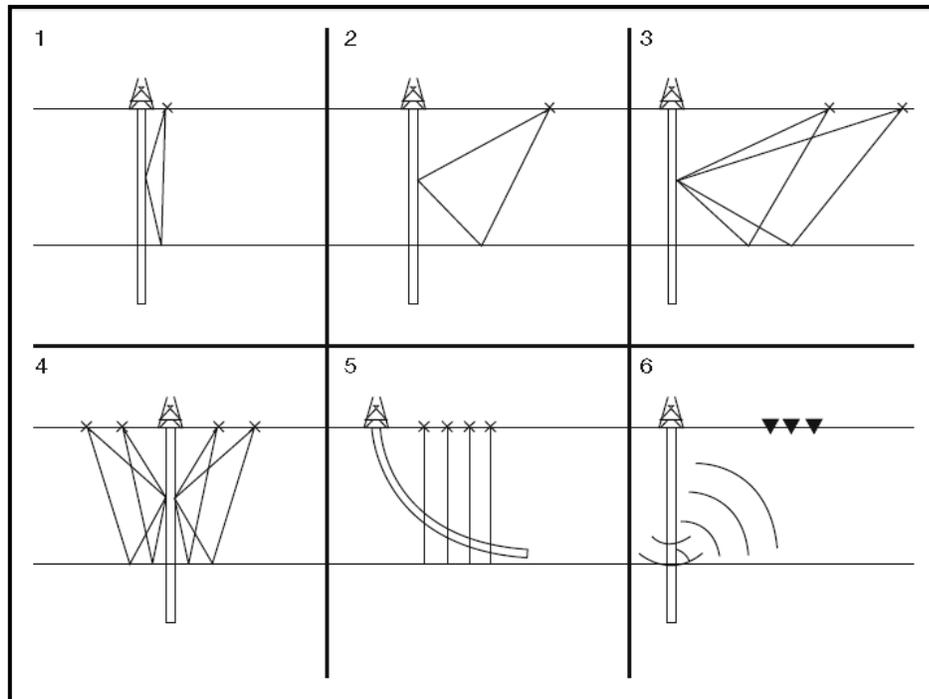


Figura 24. Geometrías comunes de adquisición de registros sísmicos verticales. 23.1. VSP cero offset, 23.2. VSP offset, 23.3. VSP multi-offset, 23.4. VSP walkaway, 23.5. VSP en pozo desviado y 23.6. VSP SWD por sus siglas en inglés (sísmica mientras se perfora) (tomado de Gupta (2011)).

- **VSP estándar (cero offset)**

En el VSP estándar una fuente sísmica es colocada en la superficie cercana al tope del pozo y un geófono (o un conjunto de geófonos) son descendidos al fondo. Luego, los receptores son elevados para grabar la data en intervalos regulares de profundidad. Un VSP estándar provee la conversión tiempo-profundidad y la identificación de los primeras reflexiones en tiempo doble de viaje (TWT por sus siglas en inglés) de las secciones sísmicas (Hardage, 2000).

El tipo de datos obtenidos a partir de un VSP estándar hace posible la estimación de los contrastes de impedancia acústica bajo la profundidad total (TD) y provee información respecto a la atenuación de la señal en función de la litología encontrada.

- **VSP offset (OVSP)**

La geometría del OVSP involucra la colocación de la fuente en una distancia lejana al tope del pozo, al mismo tiempo los geófonos son anclados en intervalos regularmente decrecientes en un pozo vertical.

Las ondas grabadas, las cuales se propagan con un ángulo oblicuo con respecto a la vertical introducen efectos *normal move out* que pueden ser corregidas durante la fase de procesamiento. El resultado final de un OVSP puede ser comparado con la sección de la superficie sísmica y permite a los geofísicos extender lateralmente la estructura desde el pozo con VSP data.

- **VSP multi-offset**

Similar a la geometría del VSP *offset*, la diferencia radica en que la fuente es colocada a distancias predeterminadas de la fuente.

- **VSP *walkaway***

El VSP *walkaway* se realiza mediante la colocación de un receptor dentro del pozo en una posición fija mientras que los eventos sísmicos a ser registrados son producidos por una fuente que se mueve sobre la superficie a lo largo de una línea recta que es intersectada en el tope del pozo. A diferencia de VSP *offset*, el VSP *walkaway* ilumina la zona debajo del sensor con más detalle. También en este caso, luego del procesamiento, el resultado final puede ser superpuesto en una sección sísmica convencional.

- **VSP para un pozo desviado (DVSP)**

Un pozo desviado es usualmente perforado para acomodar requerimientos operativos particulares. En estos casos, la geometría de adquisición del DVSP involucra mover la fuente de energía en diferentes puntos a lo largo de la trayectoria del pozo en la superficie plana, de esta manera la fuente yace verticalmente (o en puntos cercanos a la posición vertical) por encima de los geófonos. Una pseudo-sección sísmica con mayor resolución que una superficie sísmica es obtenida luego del mejoramiento con procesamiento. Este resultado permite una reconstrucción de las estructuras locales.

- **VSP *drill-bit* SWD (sísmica mientras se perfora)**

En esta configuración, la mecha de perforación actúa como fuente sísmica y los receptores se encuentran en la superficie.

- **VSP 3D**

Un VSP 3D estándar consiste en varias líneas con fuentes de configuración *walkaway* que son grabadas mientras que los receptores se fijan en el fondo del pozo. El VSP 3D tiene mayor resolución que los estudios de superficie 3D y hace posible obtener imágenes bajo los obstáculos de la superficie, como

plataformas y anomalías cercanas a la superficie como por ejemplo zonas de gas someras.

- **VSP azimut**

Este es un VSP 3D particular con una línea circular de los puntos de la superficie de adquisición centrados en el pozo. El VSP de azimut es utilizado para estudiar la anisotropía de ondas.

3.5.3 Aplicaciones y ventajas del VSP para estimación de atenuación sísmica

El uso principal del registro VSP es la integración de éste con el registro de pozo y la superficie sísmica (Hardage, 1985) ya que provee la traza sísmica ideal. Las mediciones obtenidas a partir de registros VSP *cero-offset* pueden ser correlacionados con el registro sónico y *checkshot* del pozo y mejorar el posicionamiento en profundidad de las reflexiones grabadas con sísmica de superficie. En términos de velocidad, las medidas con VSP son más densas que un *checkshot*, por consiguiente puede proveer un intervalo más fino del perfil de velocidad. Por otra parte, el registro VSP puede muestrear un cuerpo de mayor velocidad alrededor del pozo que con un registro sónico de alta frecuencia; por lo tanto el sismograma sintético computado a partir de registro sónico puede no ser una representación precisa de las reflexiones grabadas desde las mediciones de superficie.

Concerniente a las imágenes sísmicas, el frente de ondas grabado en un arreglo VSP tiene mayor relación señal ruido a lo largo de una banda sísmica más larga que la de a partir de mediciones de superficie debido a dos razones: primero, el ruido cultural de la superficie es suprimido por el hoyo y segundo, las reflexiones ascendentes no se propagan a través del material cercano a la superficie, el cual es altamente atenuado. En adición a esto, las

reflexiones grabadas en un VSP sufren menos atenuación a medida que la distancia al objetivo se hace más corta.

Por la razón expuesta anteriormente, es que los registros sísmicos verticales suministran la mejor información para hacer estudios de atenuación sísmica, ya siempre muestran la propiedad de atenuación debido a que provee una medida de los cambios *in-situ* del contenido de frecuencias y amplitud de una onda que se propaga a través de un medio estratificado. Estas mediciones sísmicas en *in-situ* han probado ser útiles para mapear y estimar propiedades de la roca cerca o entre pozos (Zhang et al., 1995) y además obtener medidas directas Q a partir del campo descendente de ondas para mejorar la resolución sísmica. El campo de ondas descendentes del registro VSP es el escenario ideal para la estimación de este parámetro debido que el campo de ondas es muestreado por los receptores en el hoyo a medida que el frente de ondas viaja hacia abajo a través de la Tierra. Obtenida el 2 de febrero de 2014, de <http://www.slb.com/boreholeseismic>. También permite calcular los radios espectrales entre todos los posibles pares de receptores del VSP, lo cual lo convierte en una de las técnicas más utilizadas para la estimación de este factor que sin duda es de gran uso.

3.6 Procesamiento de datos VSP para estimación del factor de atenuación sísmica

El procesamiento de un VSP cero offset para la estimación del factor de atenuación sísmica, involucra la separación del paso de dos campos de ondas en direcciones opuestas (Solano, 2014) y selección de la geometría de adquisición.

3.6.1 Selección de la geometría de adquisición

Antes de iniciar el procesamiento de los datos VSP, los siguientes parámetros geométricos han de ser estrictamente establecidos,

- Profundidad del receptor: se mide desde el *Kelly Bushing* y es positiva hacia abajo.
- Elevación de la fuente: se mide desde el nivel medio del mar (NMM) y es positivo hacia arriba.
- Profundidad de la fuente: se mide desde la superficie del terreno y es positivo hacia abajo.
- Elevación del KB *Kelly Bushing*: se mide desde el nivel medio del mar (NMM) y es positiva hacia arriba.
- Distancia fuente-receptor *Offset*: distancia lateral entre la fuente y el receptor.
- Velocidad de corrección al datum:
- Coordenadas X, Y del pozo.
- Coordenadas X, Y del receptor.

La velocidad de corrección se calcula mediante la siguiente ecuación, (VS Fusion, 2005):

$$V_{\text{corrección al Datum}} = \frac{\text{Elevación de la fuente}}{\text{Tiempo de primeros arribos} - \text{Corrección coseno del tiempo}} * 100 \quad (25)$$

En la adquisición de un cero offset VSP idealmente no hay distancia significativa entre la fuente y el pozo, pero por motivos operacionales, la fuente se posiciona a unos pocos metros de la boca del pozo dependiendo del objetivo que se desee iluminar en el subsuelo. Debido a esta separación de la fuente sísmica, los tiempos grabados para los primeros arribos no son tiempos verticales. Para obtener esa verticalidad de los tiempos, se debe multiplicarlos por el coseno del ángulo formado entre la boca del pozo y la fuente (figura 25). El valor de la

corrección coseno se calcula a partir de la siguiente ecuación, (VSFusion, *op. cit.*):

$$FBP_{corr(Shot)} = FBP \cdot \cos \left[\arctan \left(\frac{Offset}{TVD_{KB} - (PF + KB)} \right) \right] \quad (26)$$

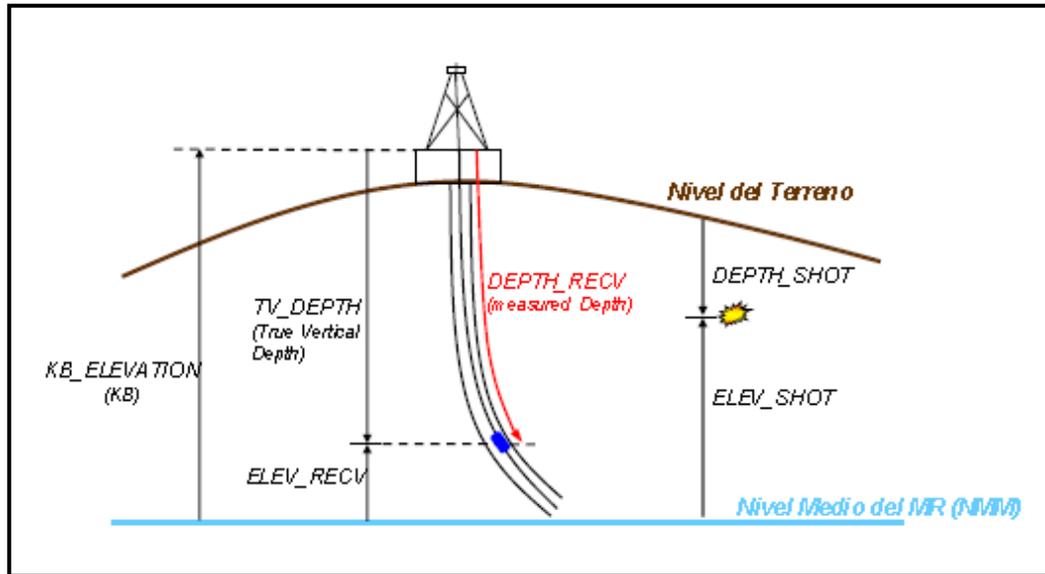


Figura 25. Parámetros de adquisición de VSP (Fuente: Taller de procesamiento dictado por Ing. Ernesto Viera).

3.6.2 Separación del campo de ondas

Como se mencionó anteriormente de un registro VSP, se pueden obtener dos campos de ondas, el ascendente y el descendente. Dependiendo del alcance del estudio, alguno de los dos ha de ser analizado (Solano, 2014). Para efectos de obtener un corredor apilado que permita hacer la calibración sísmica-pozo se emplea el campo ascendente de ondas. Por otra parte el campo descendente de ondas puede ser utilizado para generar la ondícula de la fuente, la cual es útil durante el procedimiento de deconvolución, el cual busca incrementar la resolución vertical del perfil y como enfoque principal de este estudio, permite realizar la estimación del factor Q .

En vista que el frente de onda posee diferentes *moveouts* es posible aislarlos utilizando filtros matemáticos, entre ellos el filtro de mediana.

- **Filtro de mediana**

Los filtros de mediana fueron desarrollados para suavizar datos, en los cuales, la señal que preservan contiene discontinuidades bruscas. La idea principal es rechazar el comportamiento incoherente del set de datos suavizándolos, pero aun así honrando los cambios abruptos y bordes (Solano, 2004).

La entrada para el filtro de mediana es una ventana seleccionada de datos $S = s_1, s_2, s_3, s_4, s_5, s_6, s_7$ en el cual cada s_i tiene un valor diferente y el largo de la ventana puede ser un número par o impar de puntos ($2N$ ó $2N + 1$). Cada uno de los puntos límites de la serie de tiempo (traza más profunda y más somera) son acomodadas con un número (N) adicional de puntos para acomodar la ubicación del centro de la ventana.

Los datos dentro de la ventana seleccionada son ordenados según la magnitud del valor central del ordenamiento, el cual es denominado el valor medio. Para un filtro de tamaño impar, el valor de la mediana en el centro de la serie de la ventana se convierte en el nuevo valor de la serie de salida. Cuando el número N es par, la salida del filtro será la mediana de los dos valores medios del centro de la ventana de los valores de entrada (Hinds, Anderson y Kuzmiski, 1996). Por ejemplo $S^* = s_6, s_4, s_1, s_5, s_7, s_2, s_3$. El valor medio de esta nueva serie viene dado por s_5 .

El nuevo punto del dato de salida es situado en la locación (tiempo y profundidad de la traza) del centro de la ventana. Una nueva serie es

generada, a medida que la ventana se pasa a través de la serie de tiempo 2-D.

Solano (2014) señala algunas de las propiedades importantes por el cual el filtro de mediana es adecuado para la separación de campos en registros VSP, así como el procedimiento del mismo. En cuanto las propiedades:

- a. Rechaza los picos atribuidos al ruido. Cualquier punto que posea un valor extremo dentro de una serie, siempre será colocado al final del arreglo y en consecuencia nunca puede ser el valor medio. Este hecho es crucial cuando los datos poseen ruido de alta amplitud aleatoria debido a problemas de adquisición.
- b. Pasa una función de *step* sin ninguna alteración. Esta es una propiedad muy importante porque los diferentes modos de ondas grabados en un registro VSP son esencialmente funciones *step*.

El procedimiento para la obtención del campo de ondas descendente consiste en lo siguiente:

- a. Selección de los primeros arribos o primeros quiebres. Al escoger los primeros quiebres de los sismogramas del VSP, se obtienen los tiempos de llegada de la onda P directa a los receptores que se encuentran en un nivel de profundidad conocida. En el procesamiento del cero offset VSP, se obtiene el par tiempo-profundidad, con los cuales se puede estimar un modelo de velocidades del medio por donde viaja la onda, ya que se supone que la incidencia de ésta es normal. (VS Fusion, *op. cit.*).
- b. *Flatten* o alineamiento de las trazas del registro VSP a los primeros tiempos de arribo. Se realiza desplazando las trazas hacia arriba

tomando en cuenta los tiempos de primeros arribos así que de esta manera el campo de ondas descendente queda horizontal. Hinds (1996) se refiere a este desfase como (-TT). Haciendo esto el campo descendente se convierte en un evento aplanado coherente.

- c. Escalamiento de las amplitudes. Esto hace que el campo descendente tenga una forma de onda constante a lo largo de todas las trazas.
- d. Filtro de mediana. Permite atenuar todo a excepción del campo descendente de ondas previamente horizontalizado.
- e. *Unflatten*. Este paso permite llevar el campo de ondas descendente obtenido a tiempo real.

3.6.3 Selección de los primeros arribos

La selección de los primeros arribos puede variar de acuerdo el punto de llegada de la energía. En la figura 26 se puede verificar que las diferencias entre los puntos de picado pueden ocasionar variaciones de hasta algunas decenas de milisegundos en el tiempo total de tránsito (Da Silva, 2008).

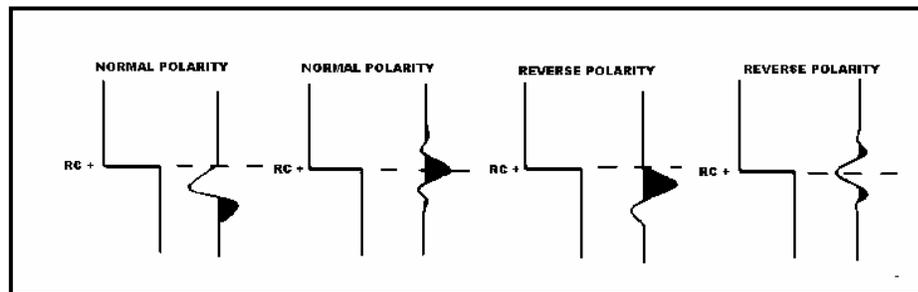


Figura 26. Conversión de polaridad (Fuente: Taller de procesamiento VSP dictado por Da Silva, (2008)).

3.7 Métodos para estimar factor Q

El factor de atenuación sísmica puede ser medido de dos maneras: puede ser medido de manera muy precisa en laboratorio y a partir de estimaciones de campo con registros VSP (Tonn, 1991). Altos niveles de ruido, velocidades desconocidas de estructuras del medio y correcciones por divergencia poco exactas son consideradas las razones por la cual las medidas de campo sean de baja calidad (Shatilo, 1994).

Tonn (1991) indica que existen diversos métodos para estimar Q a partir de registros VSP, tanto en el dominio de la frecuencia como del tiempo, como por ejemplo uno de los más empleados, el método del radio espectral (dominio de la frecuencia). Si existen registros de pozos disponibles aparte de los registros VSP otros tipos de métodos pueden ser empleados, como por ejemplo el método de corrección por deriva y el método por ecuaciones empíricas que serán descritas; sin embargo Tonn (1991) comparó diez factores Q a partir de diversos métodos y sus investigaciones mostraron que ningún método por si solo es superior, algunos métodos se ajustan mejor que otros en situaciones específicas dependiendo del nivel de ruido, grabación y geología. Por ejemplo, el método de señal analítica es superior para grabaciones con amplitudes verdaderas y el método del radio espectral ideal cuando es aplicado en datos con bajos niveles de ruido.

3.7.1 Método del radio espectral

El método del radio espectral es un método del dominio de la frecuencia que permite estimar el factor Q entre dos puntos mediante la comparación de energía de la señal de todas las frecuencias disponibles. Este método es empleado en estudios de laboratorio, en VSP y en investigaciones de reflexiones de datos de campo. Para datos proveniente de campo el método

del radio espectral es uno de los que ofrecen una aproximación más confiable (Tonn, 1991).

Solano (2004) y Toan (2013) han realizado estudios de estimación del factor de atenuación Q y han señalado el conjunto de ecuaciones que explica el método del radio espectral.

Se parte de la amplitud de una onda sísmica que se propaga en un plano monocromático de frecuencia f puede ser modelada como la solución de un sistema oscilatorio amortiguado de la siguiente manera:

$$a_2(z_2, f) = g(z_1, z_2)a_1(z_1, f) \exp\left(\frac{-\pi f \Delta z}{Qv}\right) \quad (27)$$

En el cual $a_2(f)$, $a_1(f)$ son magnitudes espectrales cercanas a la fuente en ciertas profundidades z_2 , z_1 respectivamente; $g(z_1, z_2)$ es una función independiente de la frecuencia que incorpora los efectos de la divergencia esférica, dependencia del pulso de la amplitud sobre la impedancia local, intensidad y direccionalidad de la fuente, y pérdidas por dispersión (Costag et al., 1987). Por otra parte el término v representa la velocidad de la onda. En un medio atenuante v debe ser dependiente de la frecuencia, pero para las ventanas de estudio de la señal empleada la velocidad debe permanecer constante.

Aplicando el logaritmo natural a ambos lados de la ecuación 25 se tiene:

$$\ln \frac{a_2(z_2, f)}{a_1(z_1, f)} = \ln g(z_1, z_2) - \frac{\pi f \Delta z}{Qv} \quad (28)$$

O en términos del tiempo de viaje ($\Delta t = \Delta z/v$):

$$\ln \frac{a_2(z_2, f)}{a_1(z_1, f)} = \ln g(t_1, t_2) - \frac{\pi f \Delta t}{Q} \quad (29)$$

Haciendo un gráfico cruzado $\ln \frac{a_2(z_2, f)}{a_1(z_1, f)}$ versus la frecuencia f se obtiene una relación lineal cuya pendiente $m = -\frac{\pi \Delta z}{Qv} = -\frac{\pi \Delta t}{Q}$, de la cual el término Q puede ser despejado y el término Δt es la diferencia del tiempo de arribo entre dos pulsos.

3.7.2 Método por corrección de deriva

Stewart et al. (1984) derivó una ecuación para el cálculo de los tiempos de retraso (deriva) a partir de los tiempos de viaje, relaciones de frecuencia y Q :

$$t_{retraso} = \frac{d \ln(f_2/f_1)}{V(f_2) \pi Q}, \quad \text{o} \quad Q = \frac{t_p \ln(f_2/f_1)}{\pi t_{retraso}} \quad (30)$$

En el cual $t_{retraso}$ es la diferencia entre el tiempo de viaje de la onda sísmica y el tiempo del sónico integrado, d es la distancia de viaje, $V(f_2)$ es la velocidad del registro sónico (dada el tiempo de viaje de la onda p del sónico como $t_p = d/V(f_2/f_1)$), Q es el factor de calidad, f_1 la frecuencia de acuñamiento de la banda sísmica y f_2 es la frecuencia de la herramienta del registro sónico.

3.7.3 Método por ecuaciones empíricas

Waters (1978) observó una relación empírica entre Q_p medido y las velocidades a partir de una gráfica log-log de $1/Q_p$ contra la velocidad:

$$1/Q_p = \left(\frac{\text{const.}}{V_p} \right)^2 \quad (31)$$

En el cual V_p es dado en pies por segundos y la constante es aproximadamente 10^3 .

Waters (1978) y Udías (1999) revisaron la relación entre Q_p y Q_s la cual fue derivada asumiendo que no existe disipación durante un ciclo puramente compresional:

$$Q_s = Q_p \frac{4}{3} \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2 \quad (32)$$

3.8 Atributo sísmicos instantáneos.

Taner (2001), indica que son calculados muestra a muestra y representan variaciones instantáneas de varios parámetros. Valores instantáneos de atributos como envolvente de traza, sus derivadas, frecuencia y fase pueden ser determinados para la traza compleja (figura 27).

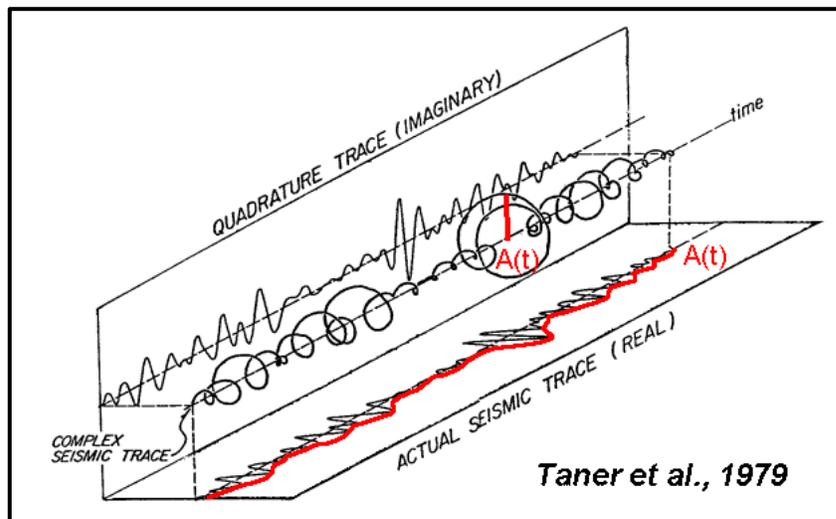


Figura 27. Atributo sísmico de traza compleja (tomado de, Taner *et al.*, 1997).

La parte imaginaria de la traza compleja es computada mediante la transformada de Hilbert.

3.8.1 Atributo sísmico de frecuencia instantánea.

Genera la frecuencia instantánea de una determinada muestra. Se define como:

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \frac{d}{dt} \theta(t) \quad (31)$$

En el que $\theta(t)$ es la fase instantánea (Taner, *op. cit.*).

El atributo de frecuencia instantánea responde tanto a los efectos de propagación de onda así como características depositacionales. Esto incluye: Indicador de hidrocarburo por la presencia de anomalías de baja frecuencia. Indicador de zonas de fracturas, debido a que las fracturas pueden aparecer como zonas de baja frecuencia. Indicador de espesor de estratos.

A partir del atributo de frecuencia instantánea se puede obtener el atributo de Q , que consiste, en la división de la frecuencia instantánea entre el ancho de banda (http://opendetector.org/rel/doc/base/appendix_instantaneous.htm).

$$q(t) = 0.5(-\pi \cdot \text{freq}(t) / \text{decay}(t)) \quad (31)$$

CAPÍTULO IV METODOLOGÍA

4.1 Recopilación de la información disponible

La revisión bibliográfica se llevó a cabo durante toda la elaboración del estudio, esta incluye información geológica regional y local (área Carabobo), esta última basada en los informes técnicos del proyecto Orinoco Magna Reserva, así como información teórica referente a atenuación sísmica basados principalmente en estudios y algoritmos implementados para la estimación del factor Q . Otro tipo de información recopilada consiste en los reporte técnicos de los registros VSP adquiridos en los distintos campos, los cuales incluyen información concerniente a geometría de adquisición, secuencia de procesamiento, reporte de velocidades y profundidades, entre otros.

De la información de datos de pozos disponible se posee un total de 6 pozos verticales, con topes estratigráficos de los intervalos de la formación Oficina, específicamente, tope del miembro Morichal Superior, Morichal Medio y Morichal Inferior. Información proveniente de registros petrofísicos base entre ellos: densidad, rayos gamma, resistividad, porosidad, permeabilidad así como tiros de verificación sísmica *check-shot* y registros sísmicos verticales (VSP), *cero-offset*.

La figura 28, muestra la distribución del conjunto de pozos dentro del área de estudio.

Del mismo modo, una vez identificada los diferentes tipos de información disponible para cada pozo, se procedió a realizar un inventario de los mismos.

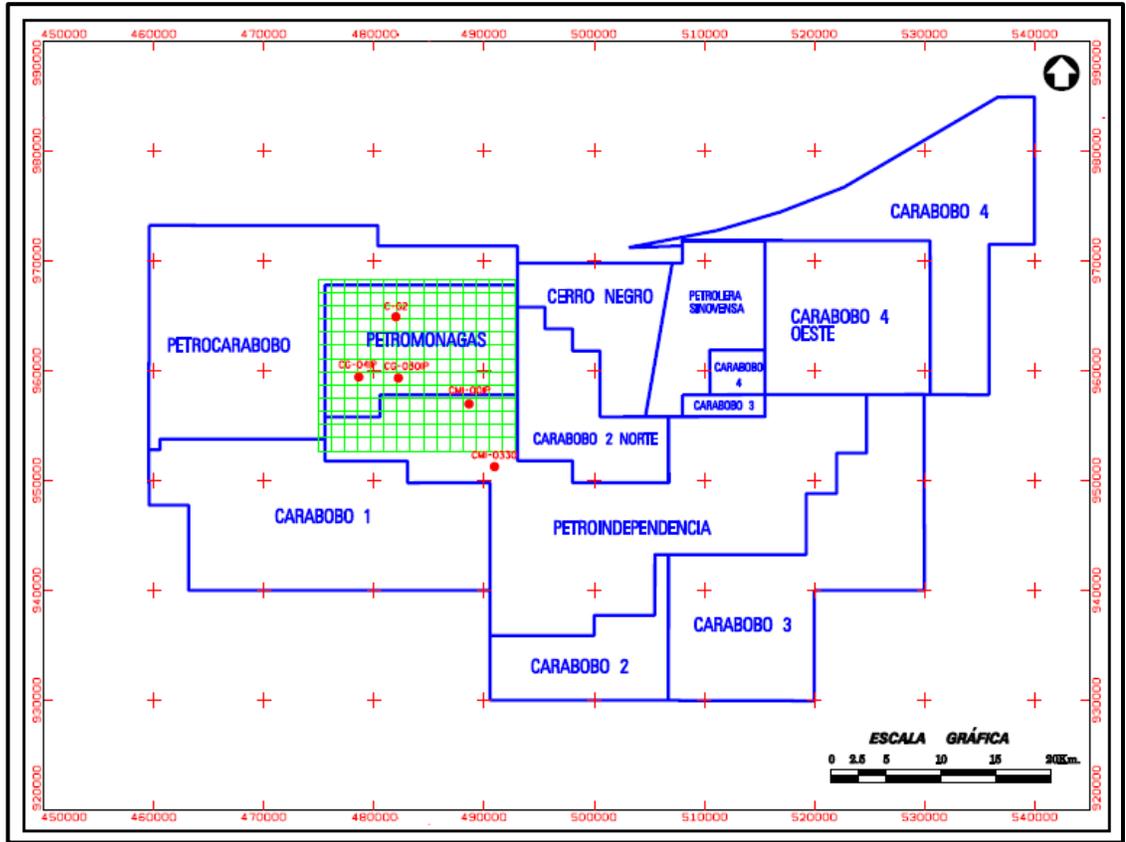


Figura 28. Área Carabobo con pozos en zonas de interés (Pozos resaltados por circunferencias de color rojo).

Tabla 2. Inventario Pozos con registros VSP empleados en el estudio.

CAMPO	POZOS	TOPES	Registro sísmico vertical (VSP)	Check Shot	Registro Petrofísico
<i>Petroindependencia</i>	CMI-001P	X	X	X	X
	CMI-033-O	X		X	X
<i>Petromonagas</i>	CG-2	X	X		X
	CG-11	X	X	X	

	CG-0301P	X	X		X
	CG-041P	X	X		X
<i>Sinovensa</i>	CIS-0001O	X	X	X	

4.2 Procesamiento sísmico del VSP Cero-Offset

El conjunto de registros sísmicos verticales (VSP) *cero-offset* disponibles fue procesado empleando una secuencia la cual consiste primordialmente en la separación del campo descendente de ondas para efectos de estimar la atenuación sísmica a partir de registros VSP; el motivo de este procesamiento es preservar la calidad de los datos crudos de tal manera que el conjunto de frecuencias disponibles se encuentren inalteradas así como la selección del arribo directo no posea artificios de procesamiento.

Para el procesamiento descrito anteriormente, se empleó el paquete de procesamiento sísmico 2D y 3D *VISTA*[®] versión 8.0 (figura 29), perteneciente a GEDCO.

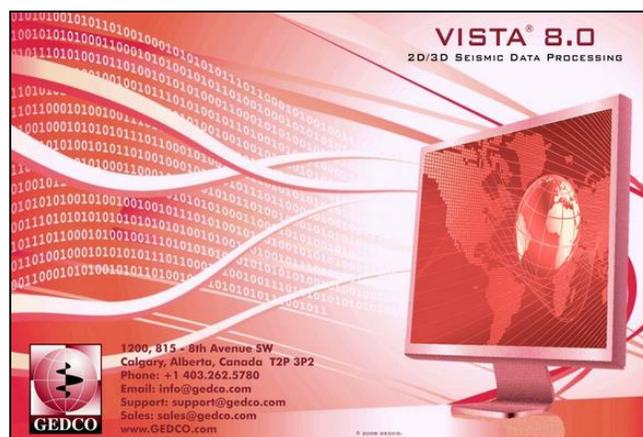


Figura 29. Pantalla de inicio del programa de procesamiento de datos sísmicos.

El programa cuenta con un conjunto de módulos para el procesamiento de datos de sismica de superficie así como para registros VSP.

4.2.1 Carga de datos

Antes de hacer la carga de datos, es necesario definir el ordenamiento de los datos en el proyecto. En el módulo de vista *Project* pueden ser establecidos por defecto, indicando como palabra principal de ordenamiento “*SHOT_POINT_NUMBER*” (número de tiro) y como palabra secundaria “*DEPTH_RECEIVER*” (profundidad del receptor).

El término palabra para efectos del procesamiento se refiere a los diversos campos dentro del formato SEG-Y que el programa es capaz de leer para hacer la carga exitosa del determinado registro. Aunque existe un formato estándar de grabación, éste es establecido para sismica de superficie, por lo cual para un registro VSP algunos campos grabados dentro del SEG-Y están sujetos a los cambios que puede realizar la compañía de servicios.

4.2.2 Carga de geometría

Se introducen como parámetros de entrada las coordenadas del pozo y la fuente, la elevación del *Kelly Bushing* o *KB*, el datum sísmico de referencia, elevación y profundidad (igual a cero ya que se trata de datos sísmicos terrestres) de la fuente, profundidad del receptor o *Measured Depth*, profundidad real del receptor o *True Vertical Depth* que para todos los registros ha de ser equivalente a la profundidad del receptor ya que los pozos no poseen desviación, distancia fuente-receptor u “*Offset*” y velocidad de corrección al datum.

Como parte del control de calidad geométrico en la figura 30 se puede visualizar la configuración del pozo CMI-033-O. El resto de los pasos de la implementación de la metodología son en función del pozo nombrado anteriormente.

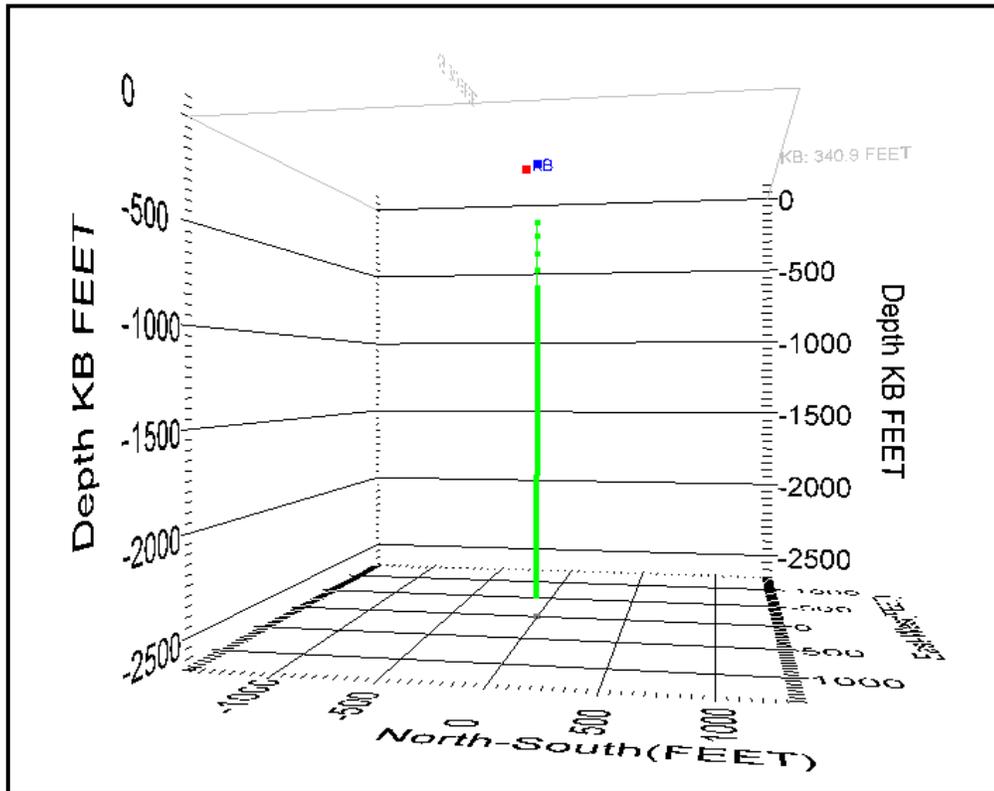


Figura 30. Configuración geométrica del pozo CMI-033O.

4.2.3 Selección de los primeros arribos

Todos los registros fueron adquiridos con una fuente sísmica tipo *vibroseis* por ello, los primeros arribos se establecieron sobre la componente vertical, en el punto correspondiente a un máximo, debido a que la señal de autocorrelación del barrido emitida por un *vibroseis* es una señal de fase cero, lo cual representa el pico donde existe mayor correlación de la señal. La figura 31 se puede verificar la selección de los primeros arribos.

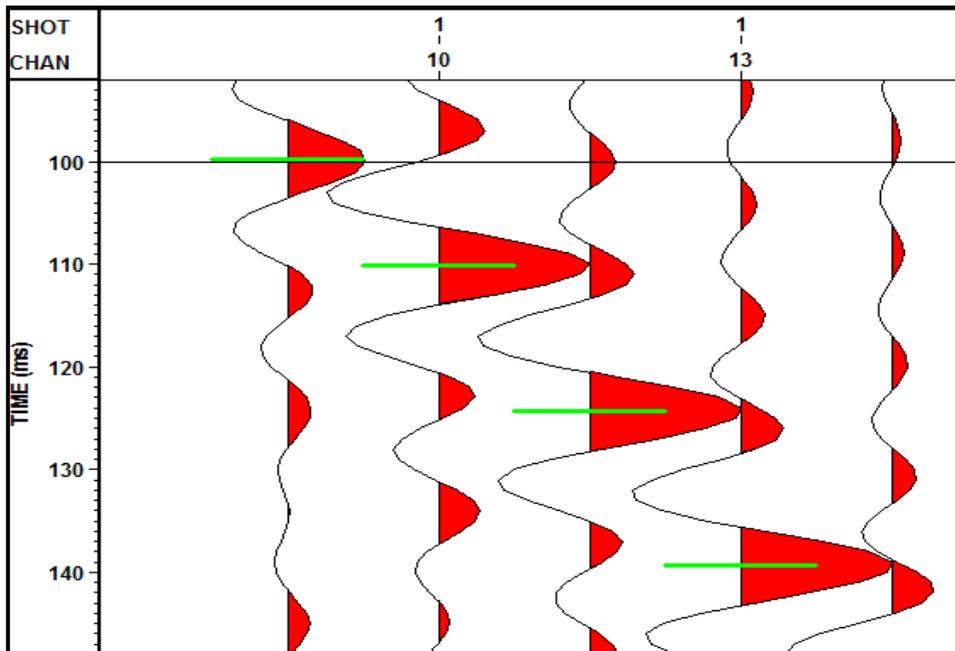


Figura 31. Selección primeros arribos del registro VSP correspondiente al pozo CMI-033O.

Se emplea la selección automática de los tiempos de primeras llegadas y si existe alguna inconsistencia se activa la selección manual para ajustar la primera llegada en el punto deseado. Inmediatamente se verifica que todas las trazas posean los tiempos de arribo (figura 32).

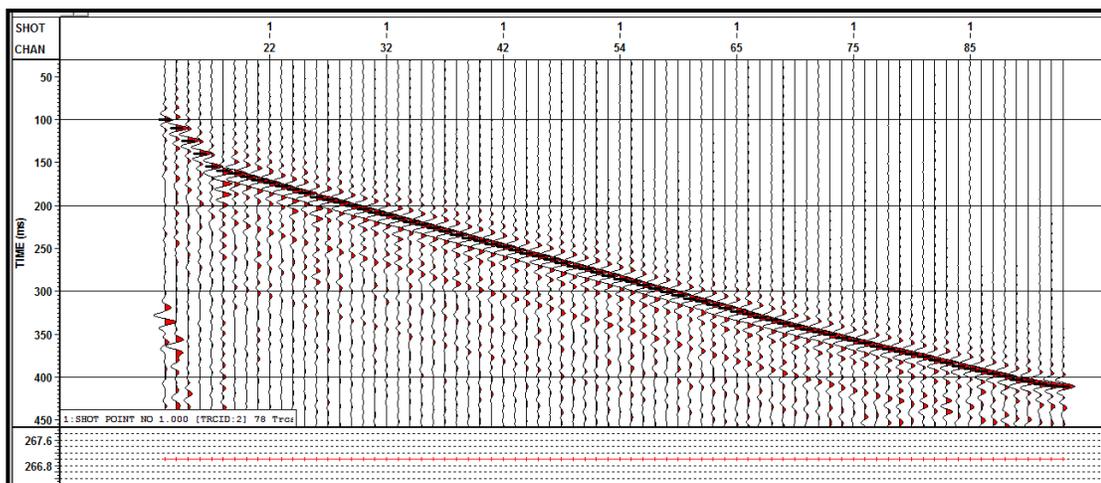


Figura 32. Visualización de todos los primeros arribos en todas las trazas del pozo CMI-033O.

De la selección de los primeros arribos se deriva un perfil de velocidades VSP el cual incluye la curva tiempo de viaje versus profundidad real vertical (figura 33), en esta se verifica la tendencia de aumentar el tiempo de viaje con la profundidad, así como una curva de velocidades interválicas (figura 34).

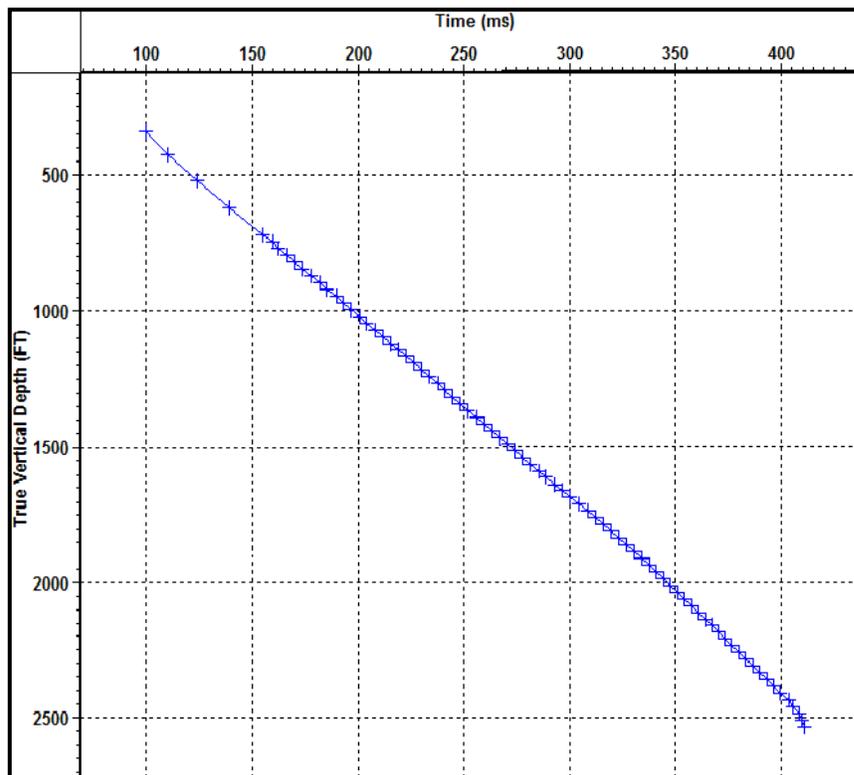


Figura 33. Perfil tiempo vs Profundidad derivado de la selección de los primeros arribos del pozo CMI-0330.

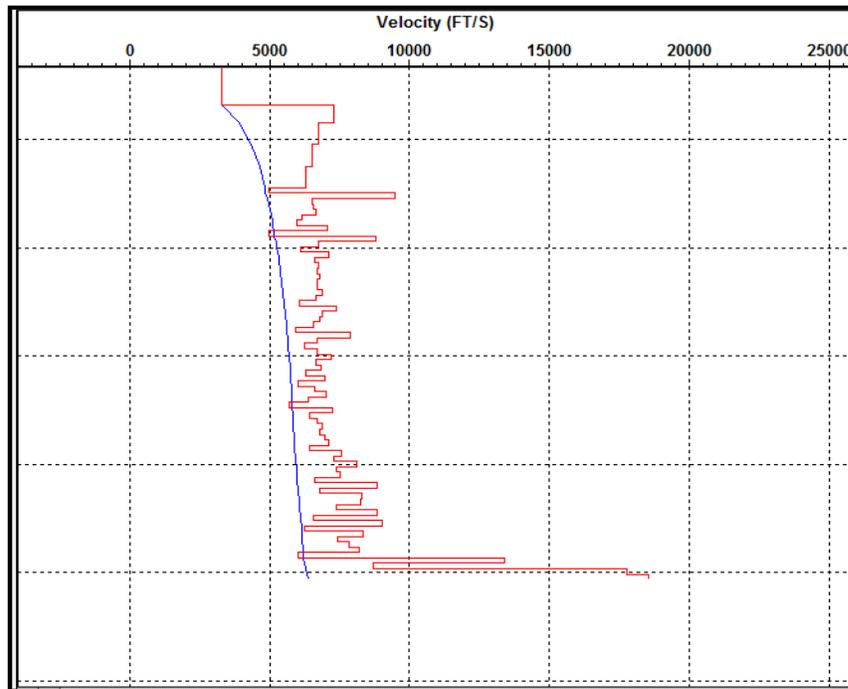


Figura 34. Perfil de velocidades interválicas derivado de la selección de los primeros arribos del pozo CMI-0330.

4.2.4 Flujo de procesamiento para separación de campo descendente

Esta etapa del procesamiento, consiste en la separación del campo de ondas de la componente vertical, para obtener únicamente el campo descendente. De obtener el campo descendente de ondas se convierte en el escenario ideal para realizar la estimación del factor Q .

A continuación se explica el flujo de trabajo para la obtención del campo descendente de ondas (figura 35):

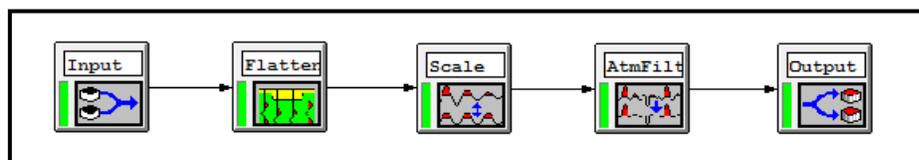


Figura 35. Flujo de procesamiento para la separación de campo descendente de ondas.

- Entrada o *input*

El parámetro de entrada principal es el SEG-Y seleccionado, tomando en cuenta como palabra de ordenamiento el número de disparo o “SHOT_POINT_NUMBER” y con ventana de datos iniciando en 0 ms hasta los 6000 ms.

- *Alineación de eventos o flatten*

El registro VSP es aplanado a un tiempo arbitrario pero conveniente de 100 ms. Esto se realiza substrayendo el tiempo de los primeros arribos de cada traza y luego desplazados estáticamente 100 ms. En la figura 36 se observa el alineamiento y continuidad del campo descendente.

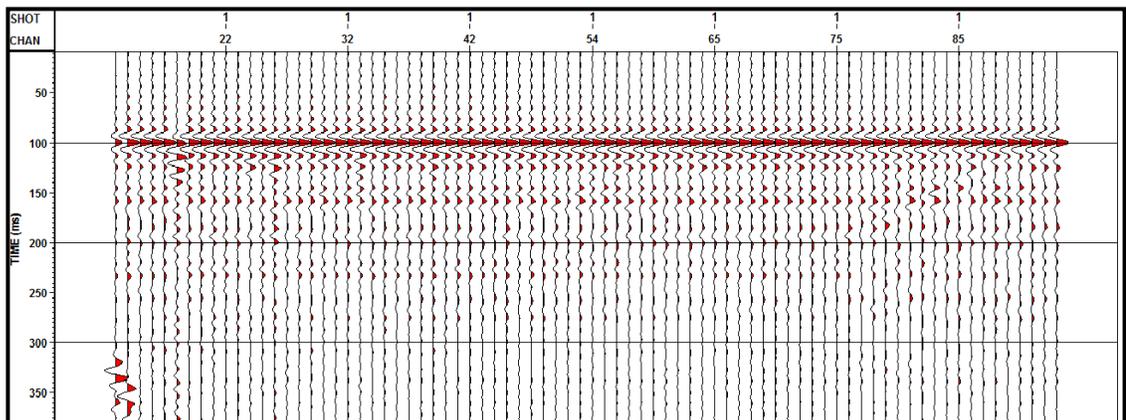


Figura 36. Registro con eventos alineados.

- Escalamiento o *scale*

Se aplica un escalamiento a las trazas dentro de una ventana de tiempo diseñada entre 90-110 ms para cubrir únicamente los primeros arribos, sin embargo esta ventana puede variar dependiendo de la frecuencia de los datos VSP. Este paso corrige el VSP por divergencia esférica y pérdida por

trasmisión de la fuente al geófono. También corrige cualquier efecto de acoplamiento en el pozo que pueda haber ocurrido.

- Filtro de mediana o *ATMFilt*

Un filtro de mediana es aplicado para mejorar lateralmente los eventos coherentes en el set de datos aplanados de manera de atenuar el campo ascendente de ondas. En un primer paso, se calcula la media de un arreglo de geófonos, estos pueden corresponder a 3, 5, 7, 9 u 11 niveles, en el caso del procesamiento aplicado a los registros VSP se escogió un arreglo de 7 trazas; la media es calculada a lo largo de la dirección de un evento predefinido, en toda la longitud de tiempos de las trazas sísmicas. La traza central del arreglo será la traza a la cual se le asignen los valores de este tipo de apilamiento. La ventana del arreglo de geófonos se traslada hacia la traza siguiente para aplicar en forma sucesiva este proceso, traza por traza, hasta cubrir el conjunto total de trazas sísmicas de la adquisición. Si la dirección en la cual se aplica el primer paso es la dirección de las primeras llegadas compresionales, el campo de ondas obtenido es el campo de las ondas descendente. La figura 37 muestra el resultado de este proceso.

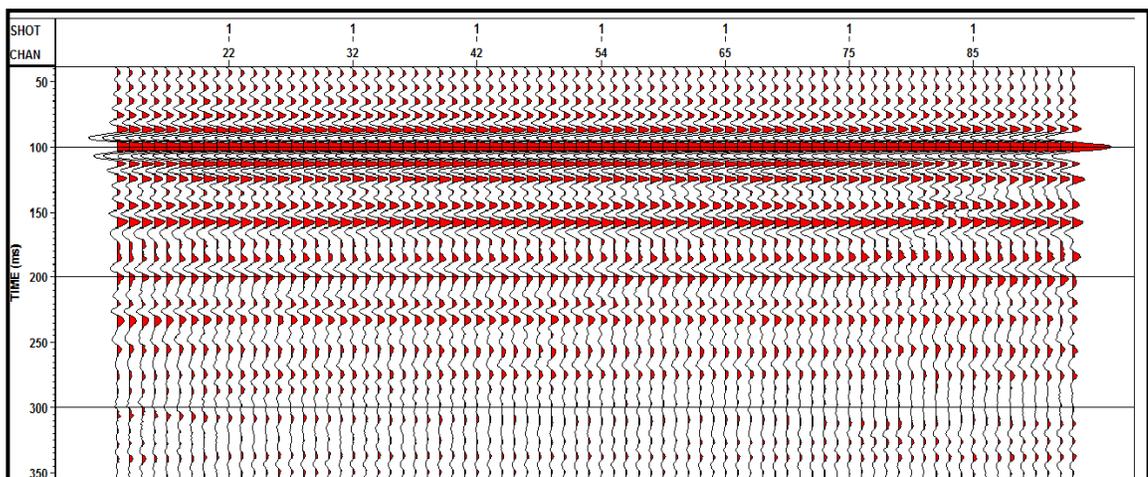


Figura 37. Registro luego de ser aplicado filtro de mediana.

- Alinear eventos o *flatten*

Consiste en sumar el valor del tiempo de la primera llegada a cada una de las trazas, de esta manera se obtiene el campo descendente de ondas a tiempo real.

4.3 Implementación del algoritmo para la estimación del factor Q a partir del método del radio espectral.

Para efectuar la estimación del factor Q a partir de registros VSP, ha de emplearse una función desarrollada por el laboratorio *CREWES* adscrito a la Universidad de Calgary, haciendo uso del laboratorio de matrices *MATLAB*. La función se encuentra en la figura 38.

```
q=sprat(A1,A2,f,t1,t2,fsmo);
```

Figura 38. Función para estimación del factor Q desarrollada por laboratorio *CREWES*.

Sin embargo, la ejecución de la función consiste en un el algoritmo (figura 39) implementado en 3 fases el cual es explicado a continuación:

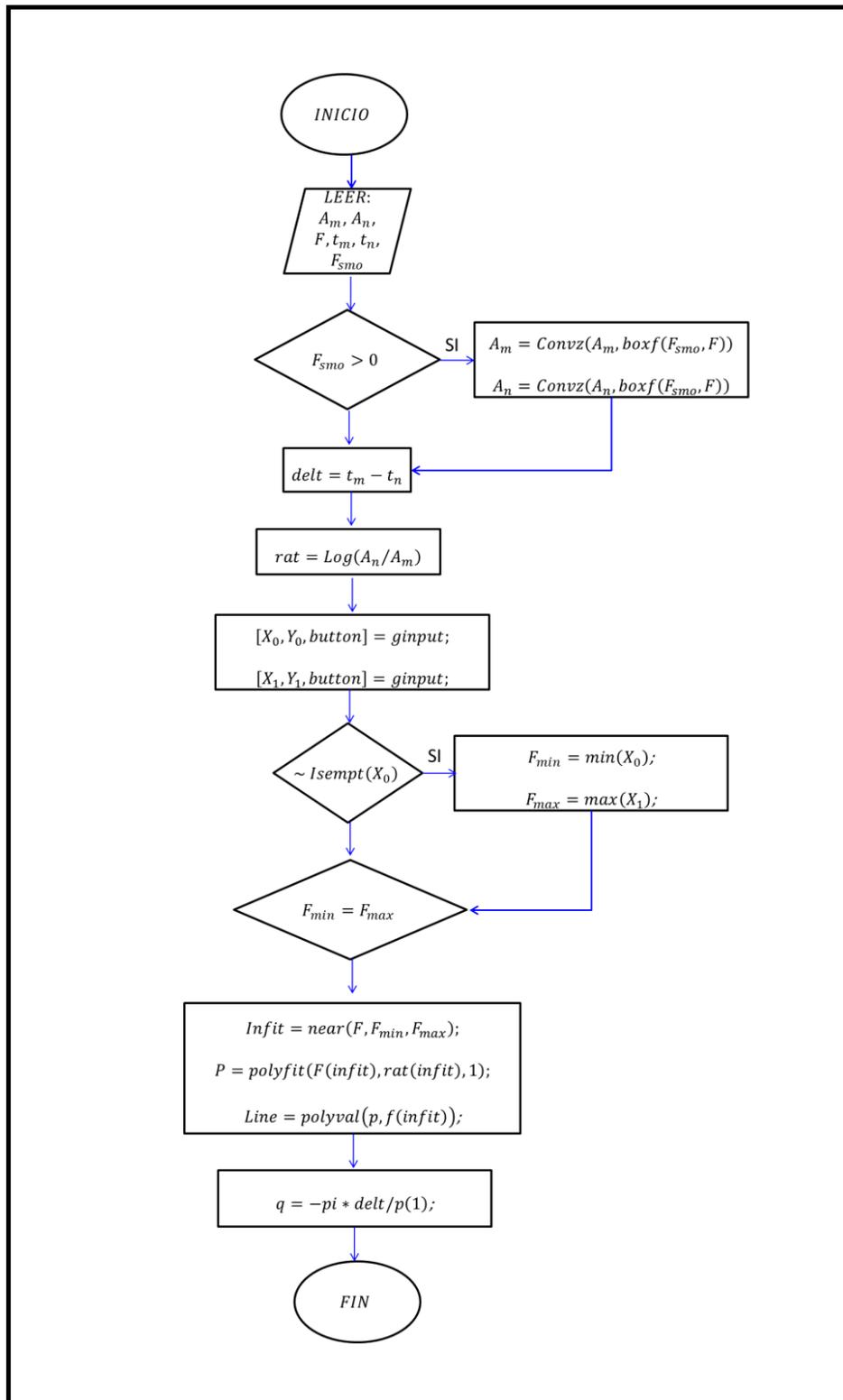


Figura 39. Función para estimación del factor Q desarrollada por laboratorio CREWES.

1era fase:

El algoritmo inicia haciendo la lectura de los parámetros de entrada, los cuales incluyen:

A_1 y A_2 , corresponden a los vectores amplitud del par de trazas seleccionadas del registro VSP del campo de ondas descendentes obtenido previamente (figura 40).

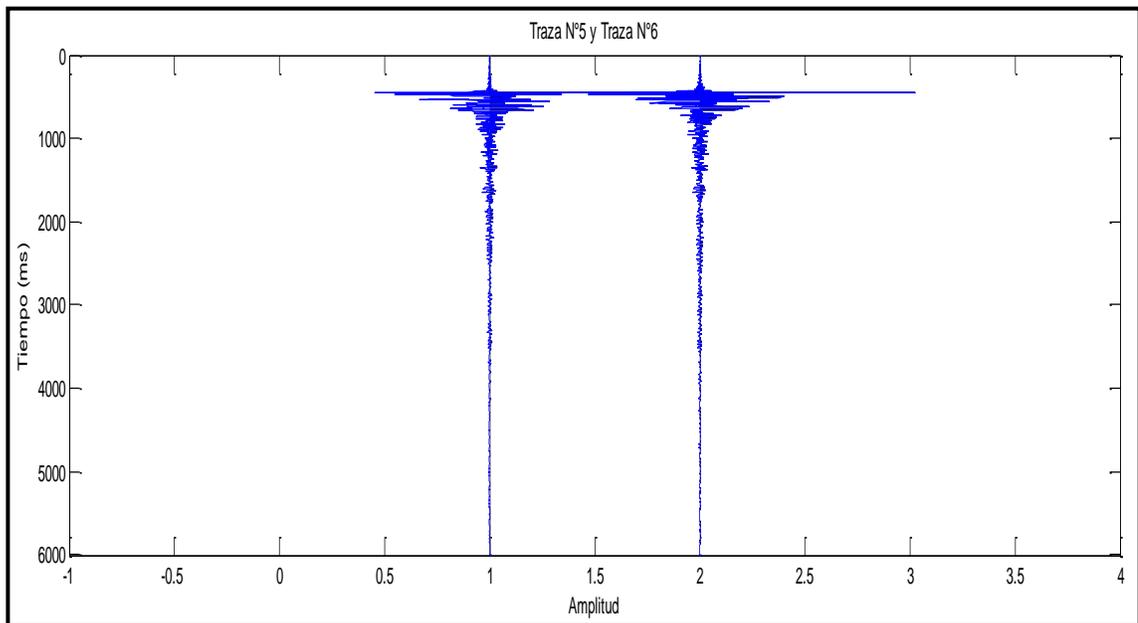


Figura 40. Algoritmo empleado para la estimación del factor Q .

A_1 es la traza más cercana a cada uno de los toques de la formación con la cual se compararan el resto de los niveles (A_2 : traza variable) que caen dentro del intervalo en el cual se realizaran las estimaciones del factor Q , es decir la formación Oficina con sus respectivos miembros, Morichal Superior, Medio e Inferior, por lo tanto los valores de Q serán estimados a partir de tres trazas piloto que corresponden a los toques de los miembros nombrados anteriormente. Esto se realiza así para evitar el decaimiento abrupto de

amplitudes al ser comparadas con trazas más someras o cercanas a la superficie.

F es el vector frecuencia determinado a partir de la transformada rápida de Fourier (FFTRL), el cual permite obtener el espectro de frecuencias de ambas trazas o lo que es lo mismo la distribución de frecuencias para cada amplitud; para ello se emplearon las siguientes asignaciones y funciones tomando como ejemplo la traza 53 y 57 del VSP realizado en el pozo CMI-033-O (figura 41).

<pre>%Transformada de Fourier %G: Transformada y f: Frecuencia [G5,f5]=fftrl(dataout_5,Tiempo); [G6,f6]=fftrl(dataout_6,Tiempo);</pre>	<pre>%Espectro de amplitud Esp_Amp1=abs(G1); Esp_Amp2=abs(G2);</pre>
a)	b)

Figura 41. (a) Transformada rápida de Fourier para ambas trazas. (b) Valor absoluto del espectro de amplitud obtenido.

De las cuales se obtienen los respectivos espectros planos del par de trazas seleccionadas (figura 42 y 43).

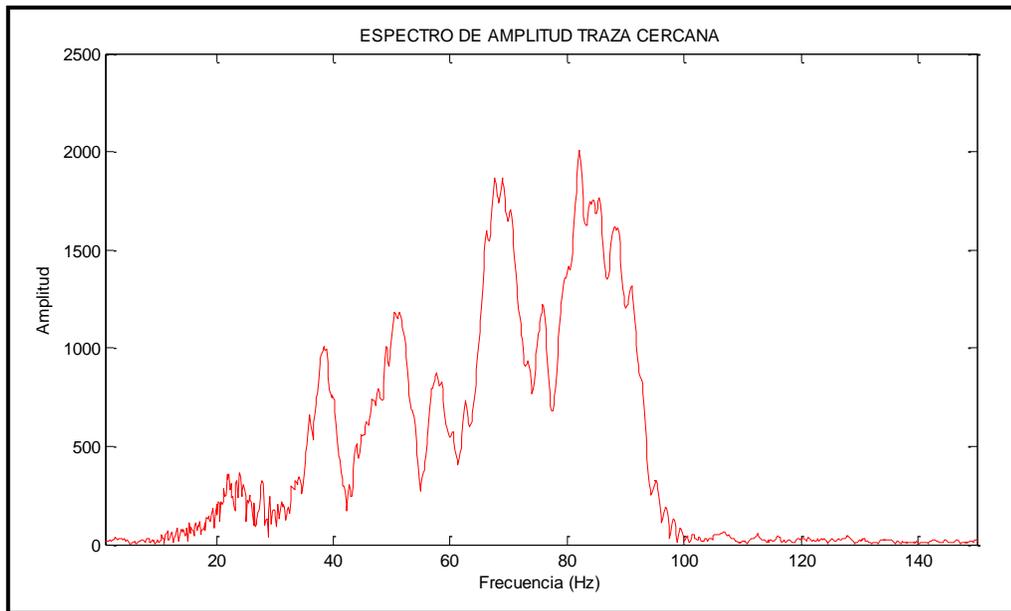


Figura 42. Algoritmo empleado para la estimación del factor Q .

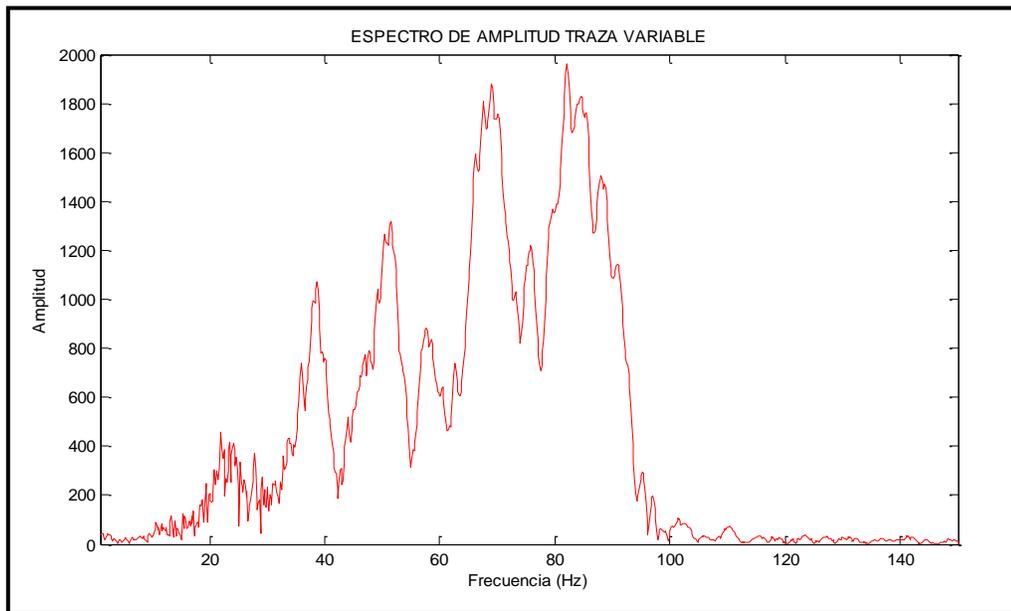


Figura 43. Algoritmo empleado para la estimación del factor Q .

T_1 y T_2 , son los vectores tiempo del par de trazas seleccionadas. T_1 se obtiene construyendo un vector tomando en cuenta el intervalo de muestreo y el tamaño de la traza de la siguiente manera:

$$T_1 = T_i: \Delta T: m;$$

En el cual T_i corresponde al tiempo de inicio, ΔT el intervalo de muestreo y m el tamaño del vector. El vector T_2 se construye haciendo uso la diferencia que existe en el tiempo de arribo o ΔT (extraídos previamente durante el proceso de la separación de campos) entre la primera y segunda traza.

F_{smo} , es una frecuencia de suavizado que utiliza como parámetro de entrada la longitud de la frecuencia deseada para suavizar el espectro respetando los cambios abruptos.

2da fase

La segunda fase consiste en la obtención de la relación logarítmica espectral entre el par de trazas seleccionadas, esto permite visualizar la absorción de energía que hay entre determinada profundidad para ciertos rangos de frecuencias en el cual puede ser realizado el ajuste lineal que permitirá obtener los valores de Q ; para ello se establecieron tres rangos de frecuencias obtenidos a partir de un mapa espectro-tiempo-frecuencia (figura 44) del cubo sísmico Cerro Negro 3D que ocupa parte del área de estudio.

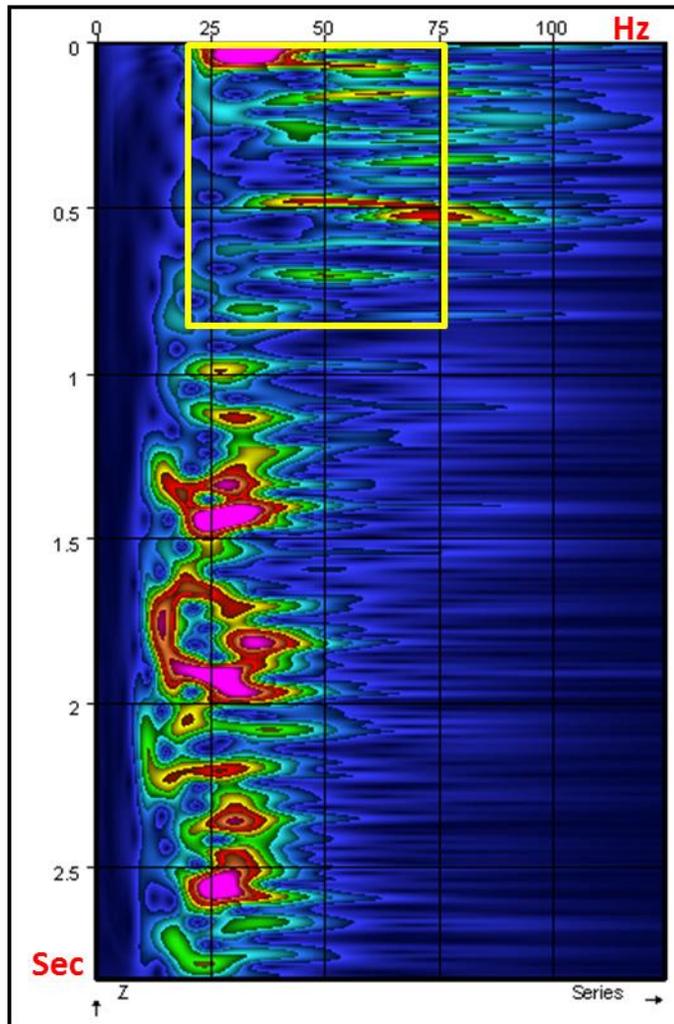


Figura 44. Mapa espectro-tiempo-frecuencia del cual se obtiene los rangos de frecuencia para realizar ajuste lineal construido a partir de la traza más cercana al pozo CMI-033-O.

El mapa espectro-tiempo-frecuencia permite identificar los rangos de frecuencias que están asociadas con anomalías del espectro de amplitud dentro de la formación en estudio, a diferencia del espectro simple (figura 42 y 43) en el cual sólo puede ser visualizado la distribución de frecuencias. El recuadro amarillo presente en el mapa (figura 44) contiene los rangos de frecuencias locales que corresponden al intervalo de interés. Sin embargo para escoger los rangos de frecuencia, en el que han de hacerse las estimaciones del factor Q es necesario complementar el espectro ilustrado en

la figura 44 con el comportamiento de la curva que ha de obtenerse a partir de la relación espectral, porque esta permitirá identificar a su vez rangos de frecuencia más específicos dentro de los cuales la recta posee mayor estabilidad.

Antes de hacer el ajuste lineal se realiza un suavizado del espectro de ambas trazas mediante la convolución de cada una de las amplitudes con la frecuencia de suavizado aplicada (figura 45), para ello esta última debe ser un valor estrictamente mayor a cero.

```
% first smooth the spectra
if(fsmo>0)
    A1=convz(A1,boxf(fsmo,f));
    A2=convz(A2,boxf(fsmo,f));
end
```

Figura 45. Asignaciones para realizar suavizado de los espectros del par de trazas seleccionado.

Seguidamente se obtiene la diferencia en tiempo entre los niveles seleccionados y la relación espectral de los mismos (figura 46).

```
delt=t2-t1;
% now ratio them
rat=log(A2./A1);
```

Figura 46. Asignaciones para obtener relación espectral entre par de trazas seleccionadas.

Y la representación de la relación espectral es la que se muestra en la figura 47.

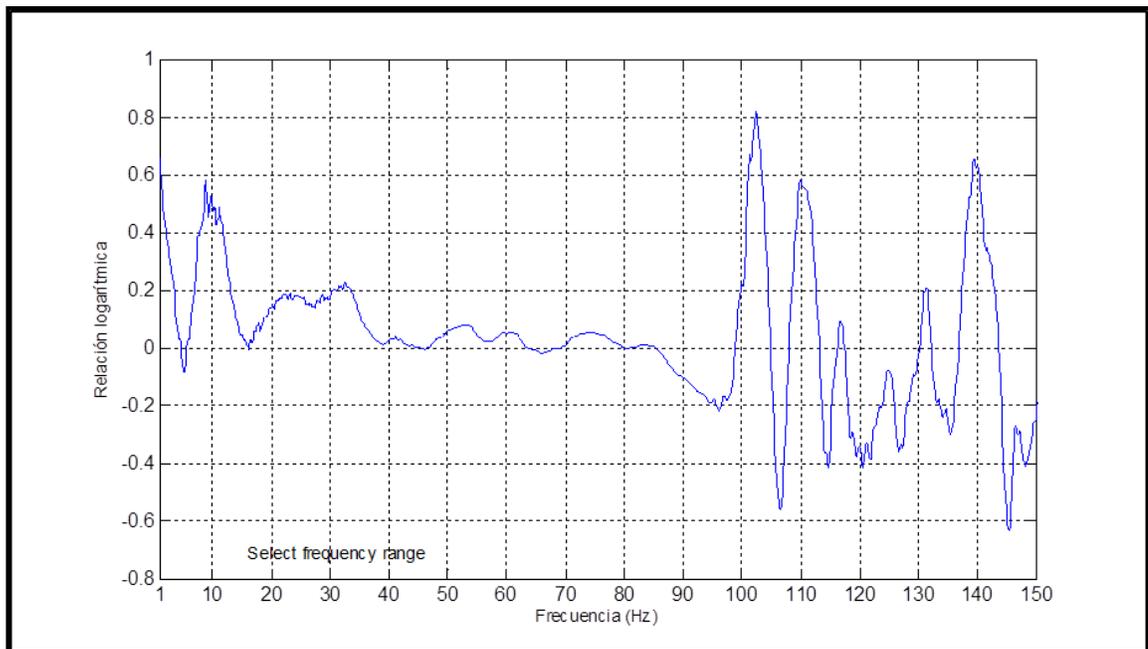


Figura 47. Relación espectral entre las trazas 53 y 57.

La figura 47, se identifican diferentes comportamientos en la relación espectral, verificándose que el intervalo que oscila entre 20-80 Hz se observa el decaimiento de amplitud o disminución de energía, mientras que el resto de los intervalos poseen comportamientos caóticos producto de la baja relación señal-ruido. Tomando en cuenta los rangos de frecuencias obtenidos a partir del mapa espectro-tiempo-frecuencia y el comportamiento de la curva de la relación espectral se selecciona como intervalos de estudio de 25-40 Hz, 40-70 Hz y 40-75 Hz.

3era fase

En la tercera y última fase de la implementación del algoritmo se obtiene el valor de Q aparente a partir de un ajuste lineal que debe ser realizado en la curva de relación espectral en los tres rangos de frecuencia mencionados

anteriormente. Esto con el objetivo de verificar si las anomalías son consistentes en todas las bandas de frecuencia o si es propia de alguna señal (figura 48).

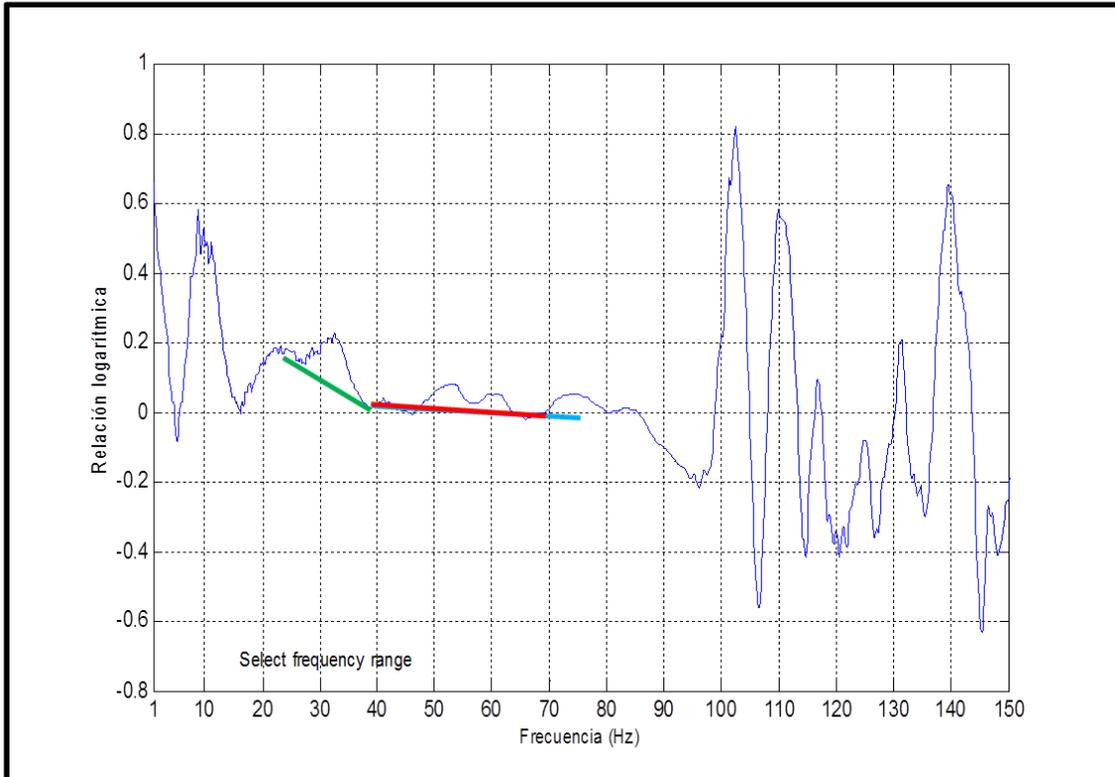


Figura 48. Pendientes seleccionadas para rangos de frecuencia de 25-40 Hz, 40-70 Hz y 40-75 Hz.

La pendiente de la recta del ajuste lineal realizado, es equivalente al valor Q entre las dos trazas seleccionadas o lo que es lo mismo entre profundidades de interés.

Finalmente se pueden obtener los valores de Q interválico a través de la siguiente asignación (figura 49).

```
% determine interval Q
q=-pi*delt/p(1);
qm=mean(q)
```

Figura 49. Asignaciones para estimación de factor Q .

4.4 Estimación factor Q por método de la deriva.

Como fue revisado en el marco teórico, alguno de los parámetros que incluye esta metodología es el tiempo de retraso el cual consiste en la diferencia en milisegundos que existe entre el tiempo de viaje de la onda sísmica (primeras llegadas del registro VSP) y el tiempo del registro sísmico, sin embargo este último ha de ser un tiempo corregido que es la integración del registro sísmico con el registro TZ derivado del registro *check-shot*. Esto se realiza con la finalidad de obtener tiempos de tránsito integrados del registro sísmico igual a los del *check-shot* porque los registros sísmicos pueden intuir un riesgo considerable en la estimación de velocidades partiendo del hecho que las mediciones son realizadas en intervalos determinados y está supeditado a las condiciones que presente el hoyo; por lo antes expuesto, esta metodología se inicia realizando la corrección del registro sísmico.

El primer paso es la obtención del registro pseudo-tz a partir del registro sísmico, esto a su vez permite verificar que el tiempo doble de tránsito aumenta con la profundidad (figura 50).

Seguidamente se calcula la deriva o lo que es lo mismo la diferencia entre el registro sísmico integrado y la diferencia de tiempo de tiros de prueba en un intervalo de profundidad dada. Estos valores pueden ser graficados en función de la profundidad (figura 50), de esta manera se puede realizar un

ajuste lineal el cual permitirá hacer la repartición equitativa de tal deriva al tiempo de tránsito compuesto del registro sísmico.

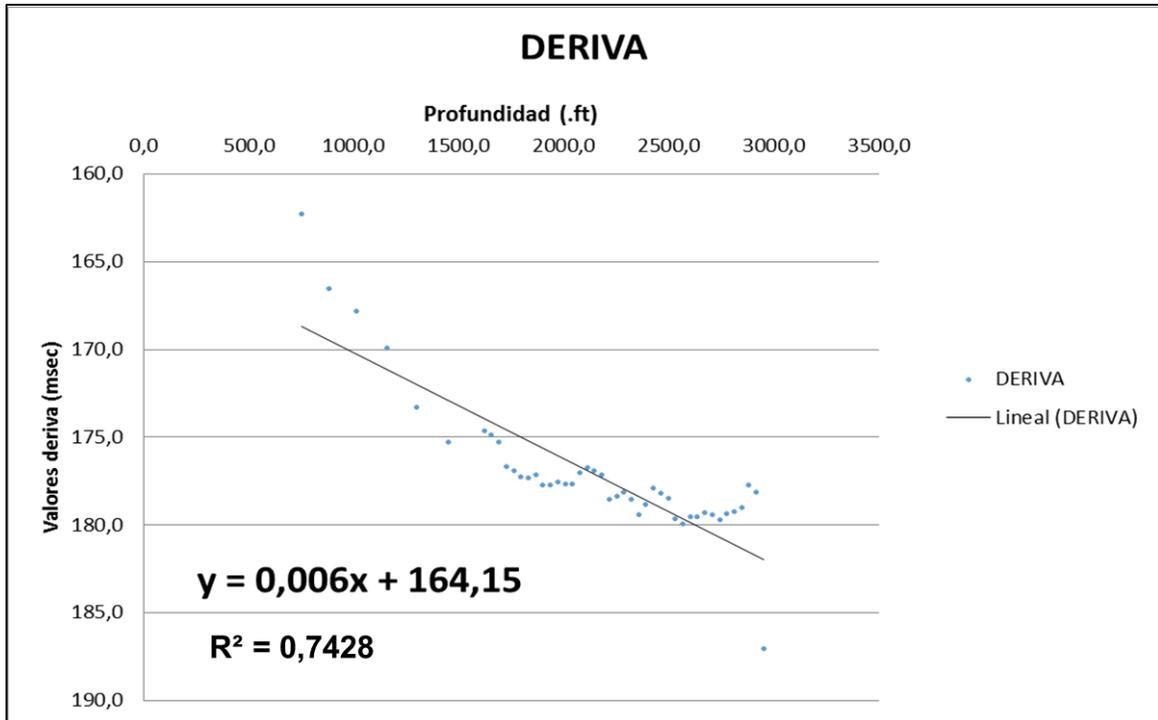


Figura 50. Valores de deriva obtenidos a partir del registro sísmico integrado y tiros de verificación sísmica del pozo CMI-001P.

Seguidamente, se realiza el proceso inverso, convertir el tiempo doble de tránsito corregido a velocidad y seguidamente a lentitud, debido a que las unidades del registro sísmico son $\mu\text{s}/\text{ft}$. Este procedimiento puede ser verificado en la figura 51, en la que se puede visualizar, como la corrección realizada al registro sísmico se traslada hasta el sísmico; de esta manera se obtiene el registro sísmico integrado o corregido a partir del registro *check-shot*.

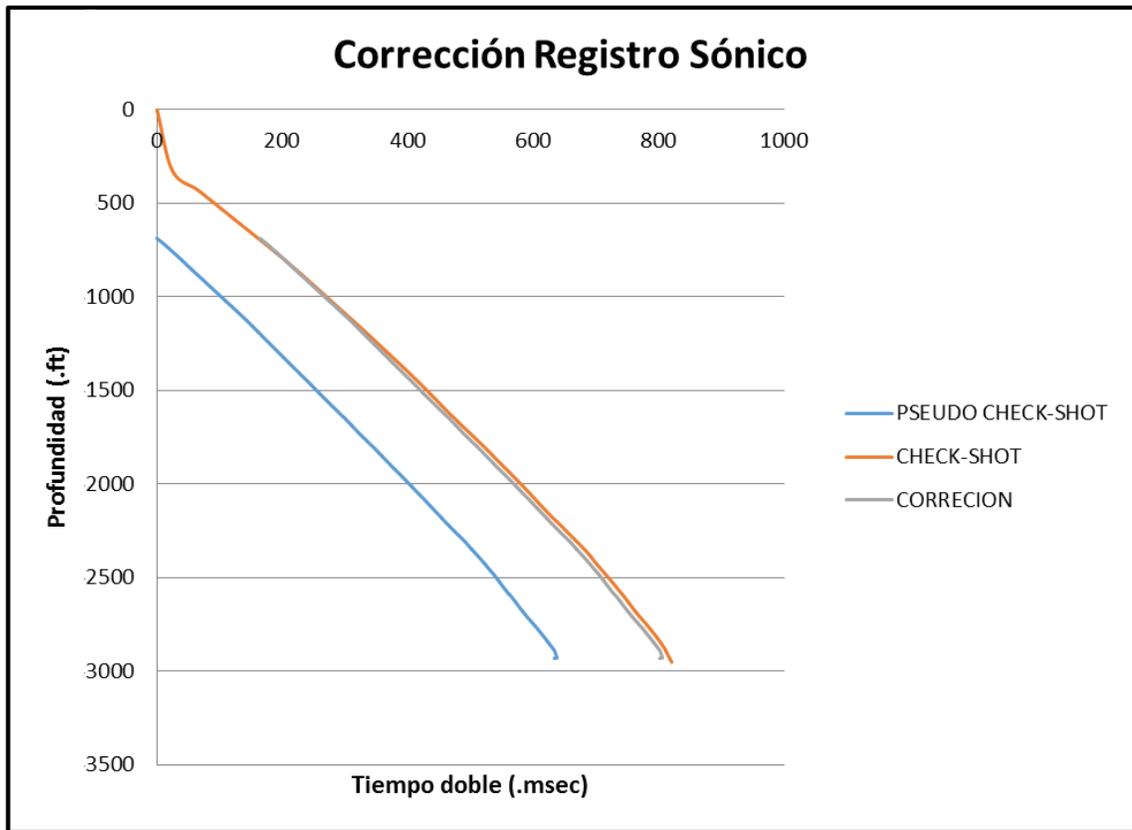


Figura 51. Valores de deriva obtenidos a partir del registro sísmico integrado y tiros de verificación sísmica del pozo CMI-001P.

Luego de ser corregido el registro sísmico, es factible implementar la relación que permite estimar el factor de atenuación sísmica por el método de la deriva. La relación consiste en la siguiente ecuación:

$$Q = \frac{t_p \ln(f_2/f_1)}{\pi t_{retraso}} \quad (33)$$

f_2 , es la frecuencia de la herramienta empleada durante el perfilaje denominada sísmico dipolar cruzado, con un espectro del pulso sísmico 2-15 KHz por lo que se escogió la frecuencia más baja (2 KHz) para realizar la estimación. Es de destacar que esta metodología solo fue implementada en

el pozo CMI-001P, para efectos de comparación del método contra el del radio espectral. f_1 corresponde a la máxima frecuencia recuperada del registro sísmico, por lo que fue visualizada en el mapa de amplitud-frecuencia-tiempo (figura 52) correspondiendo a 100 Hz aproximadamente.

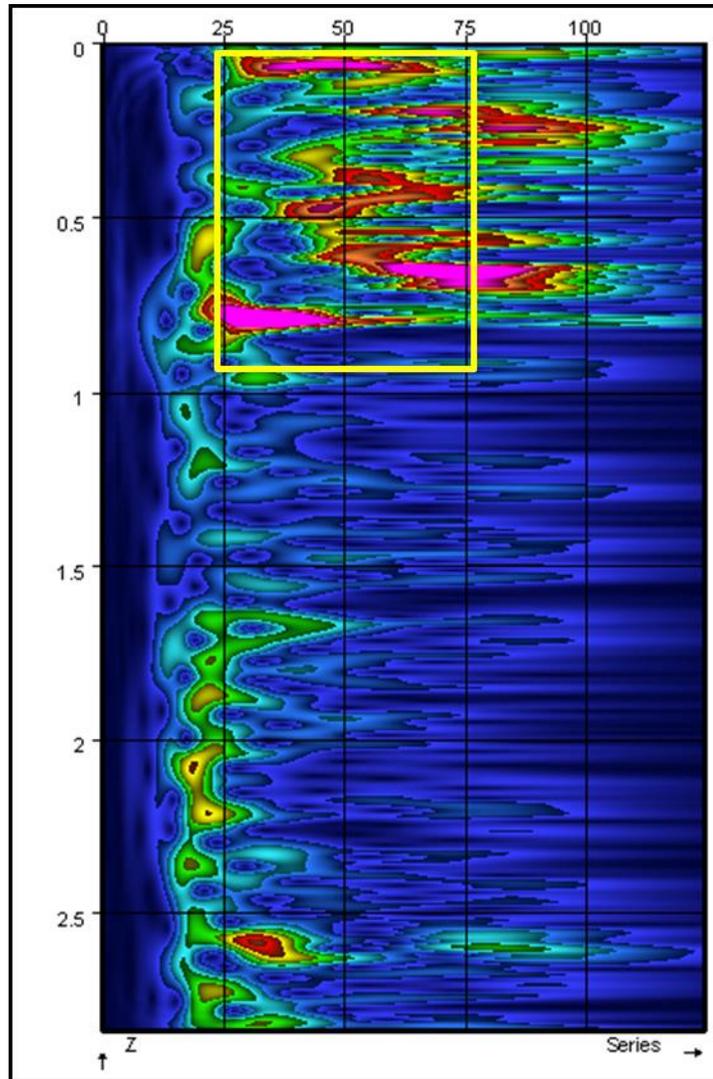


Figura 52. Mapa espectro-tiempo-frecuencia de la traza más cercana al pozo CMI-001P. El recuadro amarillo contiene intervalo de estudio.

El $t_{transito}$ será la distancia entre espesores del tope y la base donde se va a calcular dicho factor. Dividido entre la velocidad promedio del registro sísmico

corregido. Por otra parte $t_{retraso}$ es la diferencia en milisegundos que existe entre el tiempo que representa la curva de deriva entre el tope y la base del intervalo seleccionado.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS

5.1 Histogramas de frecuencias de valores de Q obtenidos

Los histogramas que a continuación se presentan, muestran la distribución de los valores de Q estimados para todos los pozos en los tres rangos de frecuencia establecidos (25-40 Hz, 40-70 Hz y 40-75 Hz) para los miembros de la formación Oficina (Miembro Morichal Superior, Morichal Medio e Inferior) a partir de la implementación del algoritmo en los registros VSP. Se realizó así ya que los valores de Q obtenidos por cada pozo no son una muestra considerable para analizar el comportamiento estadístico de los mismos.

Estos histogramas permitieron determinar valores atípicos así como la variación de los valores Q obtenidos.

5.1.1 Histograma de frecuencias de valores Q obtenidos para Miembro Morichal Superior

En el Miembro Morichal Superior se tiene un total de 60 valores estimados de Q para los rangos de frecuencia establecidos. El histograma presente de la figura 53 muestra la distribución de frecuencias de los valores estimados divididos en 10 intervalos de clase.

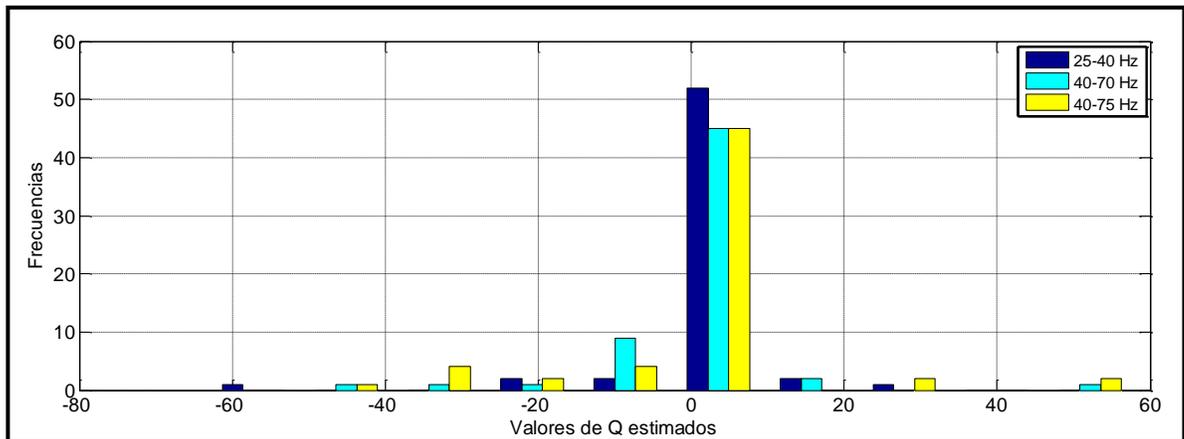


Figura 53. Histograma de frecuencias para valores de Q del miembro Morichal Superior.

Se puede verificar que el histograma presenta una distribución normal, con la mayor cantidad de valores de Q centrados entre -2.53 y 9.63 para los tres rangos de frecuencia, al mismo tiempo el histograma revela una amplia distribución de valores negativo, siendo el menor de estos -63.3273, que podría ser considerados como una inconsistencia desde el punto de vista para la descripción del fenómeno físico (atenuación) por el valor negativo, sin embargo algunos autores, entre ellos Matsushima (2007), atribuye valores de Q negativos debido a que amplitudes de las altas frecuencias se están incrementando con la profundidad. Algunas de las razones de este fenómeno no físico puede ser defectos de dispersión, ambiente ruidoso, distorsión espectral e inclusive elección de la separación del receptor.

La mediana para los tres rangos de frecuencia muestra que el número central del conjunto de valores se ubican cercanos a cero (tabla 3), esto podría indicar que los dos niveles evaluados son similares. Al hacer la relación logarítmica espectral entre estos dos niveles, el resultado a obtener ha de ser un valor cercano a cero, mientras que los valores máximos podrían estar atribuidos a variaciones dentro de la formación.

Tabla 3. Parámetros estadísticos descriptivos de valores Q obtenidos para miembro Morichal Superior.

Parámetro Estadístico	25-40 (Hz)	40-70 (Hz)	40-75 (Hz)
<i>Mediana</i>	0,47295	0,96785	0,8805
<i>Desviación estándar</i>	10,1996633	11,6437085	14,6625176
<i>Varianza</i>	102,299245	133,316349	211,406265
<i>Max</i>	24,0978	58,2647	51,3541
<i>Min</i>	-63,3273	-45,9878	-42,7677

5.1.2 Histograma de frecuencias de valores Q obtenidos para Miembro Morichal Medio

La distribución normal (figura 54) se hace más evidente con una marcada tendencia unimodal, sin embargo para esta unidad geológica el rango de valores centrales se aleja más de los valores negativos (-1.69 a 8.26), lo que podría significar que existe mejor penetración de energía para esta unidad.

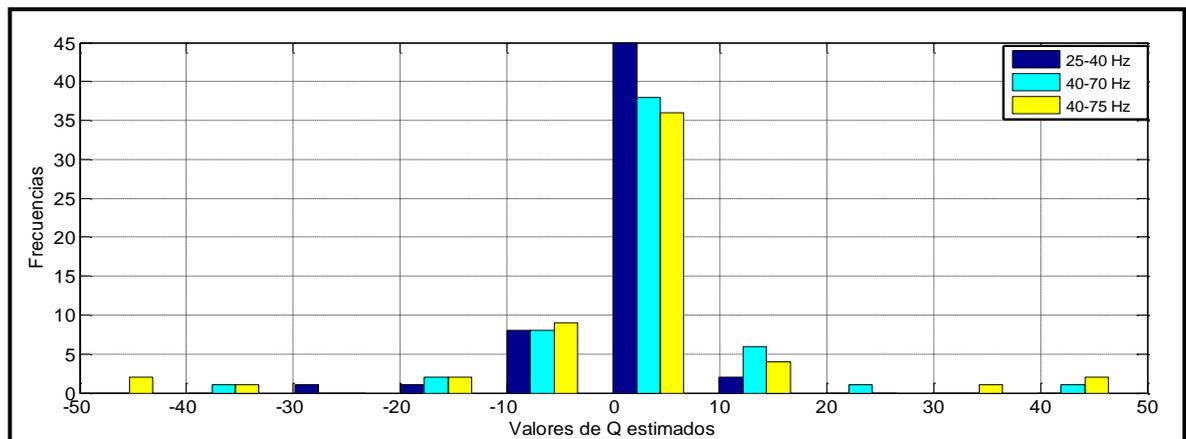


Figura 54. Histograma de frecuencias para valores de Q del miembro Morichal Medio.

Lo descrito anteriormente se verifica con los valores de mediana obtenidos 1.5796 y 1.3362 (tabla 4) para los rangos de frecuencia que van de 40-70 Hz y de 40-75 Hz respectivamente, lo cual podría atribuirse al hecho que las mayores frecuencias se están atenuando a medida que aumenta la profundidad.

Tabla 4. Parámetros estadísticos descriptivos de valores Q obtenidos para miembro Morichal Medio.

Parámetro Estadístico	25-40 (Hz)	40-70 (Hz)	40-75 (Hz)
<i>Mediana</i>	0,1396	1,5796	1,3362
<i>Desviación estándar</i>	5,44256307	10,1776307	14,8386979
<i>Varianza</i>	29,1018175	101,7669	216,324026
<i>Max</i>	37,4749	86,8145	94,2702
<i>Min</i>	-28,6459	-38,7737	-51,411

5.1.3 Histograma de frecuencias de valores Q obtenidos para Miembro Morichal Inferior

En el miembro morichal Inferior si bien existe una distribución normal de los datos y se mantiene la tendencia de agrupación de los valores cercanos a cero (figura 55), estos se encuentran sesgados hacia la izquierda producto del valor máximo equivalente a 350.639 que se encuentra fuera de los valores dominantes que se han obtenido. Este alto valor de Q inclusive atípico considerando el rango de los valores podría atribuirse a la respuesta del basamento que constituye un medio con menor atenuación, tomando

como referencia el valor teórico de Q de la diorita equivalente 125. Parámetros estadísticos principales se muestran en la tabla 5.

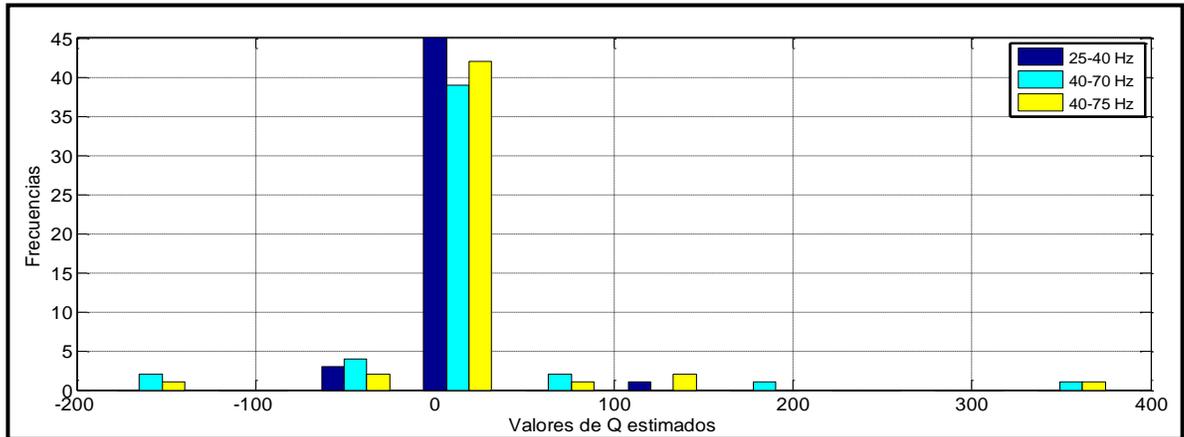


Figura 55. Histograma de frecuencias para valores de Q del miembro Morichal Inferior.

Tabla 5. Parámetros estadísticos descriptivos de valores Q obtenidos para miembro Morichal Inferior.

Parámetro Estadístico	25-40 (Hz)	40-70 (Hz)	40-75 (Hz)
<i>Mediana</i>	0,09345	1,3368	1,7306
<i>Desviación estándar</i>	17,26924	70,7638927	61,7308745
<i>Varianza</i>	292,140392	4905,33405	3732,93146
<i>Max</i>	147,69745	571,2371	531,785
<i>Min</i>	102,15475	384,15	350,639

5.2 Análisis de valores Q obtenidos por el método de la relación espectral a partir de registro VSP contra registros petrofísicos.

Los valores Q obtenidos fueron visualizados como perfiles en función de la profundidad con el objetivo de identificar y evaluar su posible asociación con

la naturaleza de la roca y sus posible fluidos asociados; en este sentido, los perfiles se desplegaron con algunos registros petrofísicos bases, para generar una mejor caracterización de las anomalías a lo largo de la formación en cada pozo evaluado. Cabe destacar, que los valores Q estimados por pozo representan una muestra pequeña, lo que podría ser considerado como valores puntuales, a diferencia de los registros petrofísicos los cuales poseen menor intervalo de muestreo, generando así un registro continuo.

5.2.1 Análisis atenuación sísmica pozo CMI-033-O

La figura 56 se encuentra el despliegue de las curvas de registros petrofísicos bases y valores Q estimados para los niveles VSP que caen dentro del miembro Morichal Superior.

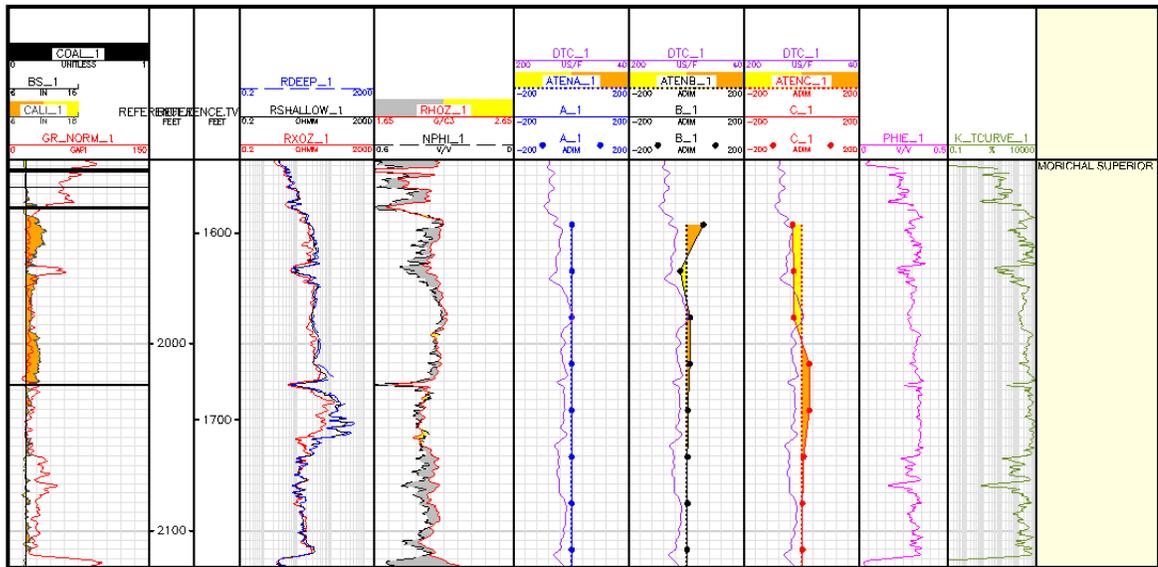


Figura 56. Despliegue registro petrofísico con registros Q morichal Superior del pozo CMI-033O.

Se puede observar un cuerpo masivo de arena entre los 1931.667 ft y 2057.5 ft con valores del registro de rayos gamma que oscila entre los 18 a 29 API,

porosidades que varían 0,334-0,27 y valores de permeabilidad de 2000-7000 md aproximadamente.

Los registros Q para frecuencias de 40-70 (curva B) Hz y de 40-75 (curva C) Hz detectan variaciones en las profundidades mencionadas anteriormente. En frecuencias de 40-70 Hz se identifica un sutil aumento del parámetro entre las profundidades mencionadas en el párrafo anterior, pero ha de resaltarse la sensibilidad del parámetro con una disminución del mismo ante la presencia del cuerpo arcilloso o de mayor compactación verificado por el registro sónico con un aumento de la velocidad, a los 1960.83 ft, por lo que el parámetro está detectando el cambio de litología.

Ampliando el rango 5 Hz (curva C) las anomalías son detectadas en mayor magnitud, sin embargo el cuerpo de mayor compactación (cuerpo lutítico) no lo es, por lo que la longitud de la onda no se incrementó lo suficiente como para detectar el cuerpo. Es de destacar que la anomalía general que existe en el miembro para podría ser atribuida a la presencia de material no consolidado debido a que el registro caliper señala la presencia de derrumbe en el hoyo.

Al estimar valores de Q para frecuencias de 25-40 Hz (curva A), no se observan cambios considerables lo que permitiría inferir que el miembro mantiene una composición medianamente estable con la excepción del cuerpo lutítico que es detectado en el resto de rango de frecuencias.

Al entrar en el miembro Morichal medio el registro Q para los tres rangos de frecuencias (figura 57), se mantiene constante la presencia de una fuerte anomalía de alta atenuación que varía en el orden de -0.008 a -3.752, 0.455 a 11.576 y 0.103 a 28.53 para los rangos de frecuencia de 25-40 Hz, 40-70 Hz y 40-75 Hz respectivamente ubicada entre 2135.833-2160.833 ft, la cual

es confirmada con los registros petrofísicos bases indicando la presencia de hidrocarburo con excelente propiedades petrofísicas. En éste intervalo se realizó una prueba PVT (recuperación de muestras de presión/volumen/temperatura), en la cual se reportaron valores de viscosidad 1,000 a 2,000 cP (Rivas et al, 2014), por lo que la atenuación que presenta este intervalo es producto del aumento de la componente viscosa del cuerpo.

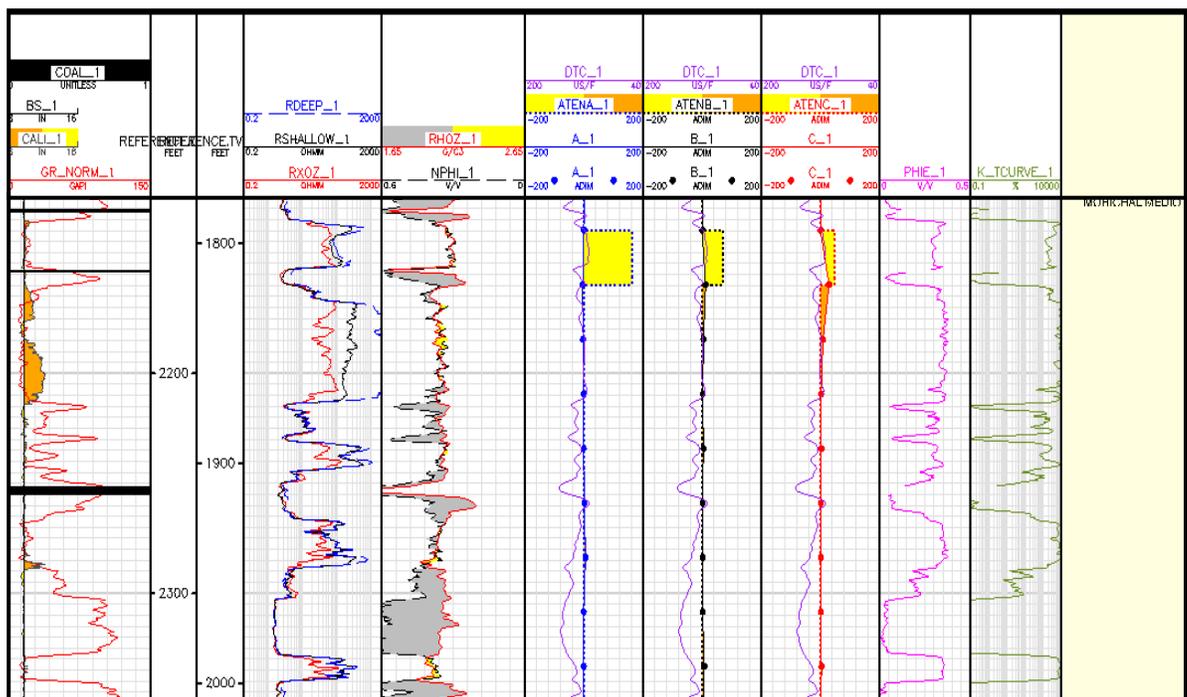


Figura 57. Despliegue registro petrofísico con registros Q de Morichal medio, indicando la presencia de la anomalía en color amarillo del pozo CMI-0330.

Subsecuentemente desde la base de la anomalía hasta los 2200 ft aproximadamente las curvas obtenidas para 40-70 Hz y de 40-75 Hz poseen una leve variación en cuanto los valores de Q , siendo para el rango de frecuencia que va de 40-75 Hz más notorio por el hecho de amplificar el espectro y por ende la entonación de la anomalía. En este intervalo de profundidad los registros petrofísicos revelan que se trata de un material

poroso y permeable, con altos valores de resistividad y elevado densidad neutrón, velocidad constante, bajos valores de GR, por lo que podría tratarse de una arena, sin embargo el registro caliper indica la presencia de derrumbe por lo que la respuesta en términos de atenuación podría ser atribuido a la calidad del hoyo.

En Morichal Inferior (figura 58) entre el intervalo 2358.33 ft–2433.33 ft se identifica una nueva anomalía que alcanza un máximo valor de Q equivalente a 35.481 para la curva B lo que representa las arenas basales que poseen buenas propiedades petrofísicas aunado a la presencia de hidrocarburos.

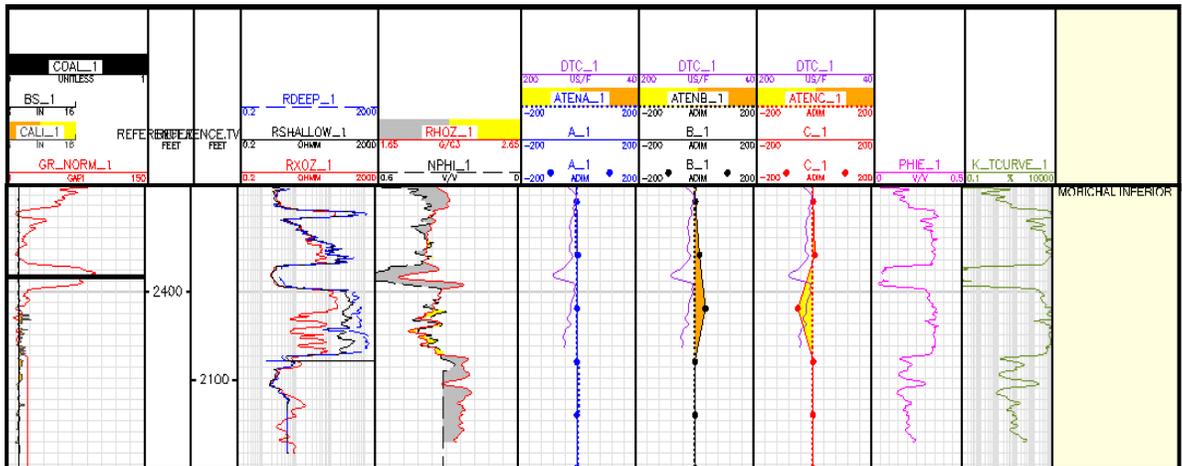


Figura 58. Despliegue registro petrofísico con registros Q Morichal medio del pozo CMI-0330.

5.2.2 Análisis atenuación sísmica pozo CMI-001-P

En este pozo se puede observar la presencia de cuerpos masivos de arena con espesores considerables desde el tope del basamento hasta el tope de Morichal medio mientras que en la parte superior, los registros petrofísicos revelan una depositación que consiste básicamente en arenas arcillosas o arenas sucias. Desde el punto de vista depositacional las transiciones descritas por los registros petrofísicos desde la base hacia el tope consisten

en un cambio de un ambiente fluvial sedimentario a un ambiente deltaico como lo señala Rivas (2014).

Por otra parte los registros de Q se muestran susceptibles ante los cambios litológicos a lo largo de toda la formación. En el miembro Morichal Superior (figura 59) como se mencionó anteriormente, consiste en un cuerpo arenoso arcilloso con la excepción del intervalo ubicado a los 2317.667 ft – 2351.83 ft cuya curva del registro GR por sus bajos valores indicaría la presencia de una arena, aparte posee entre 0.229-0.375% de porosidad y 7178.788-1535.553 mD para la permeabilidad, 281.585 ohm.m como valor máximo de resistividad somera y 301.741 ohm.m como valor máximo de resistividad profunda y retardo en la curva del registro sónico indicando arenas macro porosas; las características petrofísicas de este intervalo en específico es detectado con el registro Q para el rango de frecuencias de 40-75 Hz con un aumento de la atenuación, sucesivamente desde la base del intervalo mencionado hasta el tope de morichal medio se evidencia una disminución de la atenuación por lo que podría tratarse de un material más competente pero lo suficientemente masivo desde el punto de vista de su señal que permite generar una respuesta en términos de atenuación. Valores de Q estimados El rango de frecuencias entre 40-70 Hz no es lo suficientemente amplio como para detectar todo el cuerpo, sino una parte considerable del mismo.

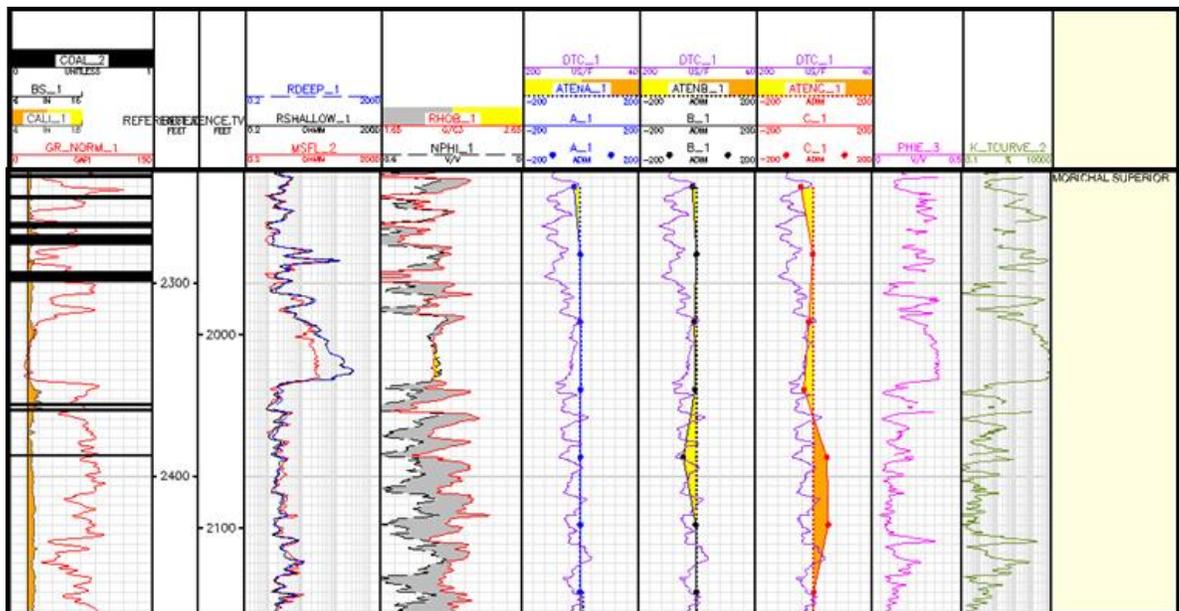


Figura 59. Despliegue registro petrofísico con registros Q Morichal superior del pozo CMI-001P.

En morichal medio (figura 60) la curva de valores Q no revela cambios contundentes posiblemente a la homogeneidad que presenta este miembro y que los registros petrofísicos revelan, sin embargo intervalos puntuales 2521.00 ft y 2600.167 ft en los que existe mayor porosidad y permeabilidad, y posible presencia de hidrocarburo el parámetro se manifiesta, aumentado y alcanzando un valor de 42.196 (curva C) y luego disminuye a -45.99, cuyo valor podría estar asociado a la presencia de carbón.

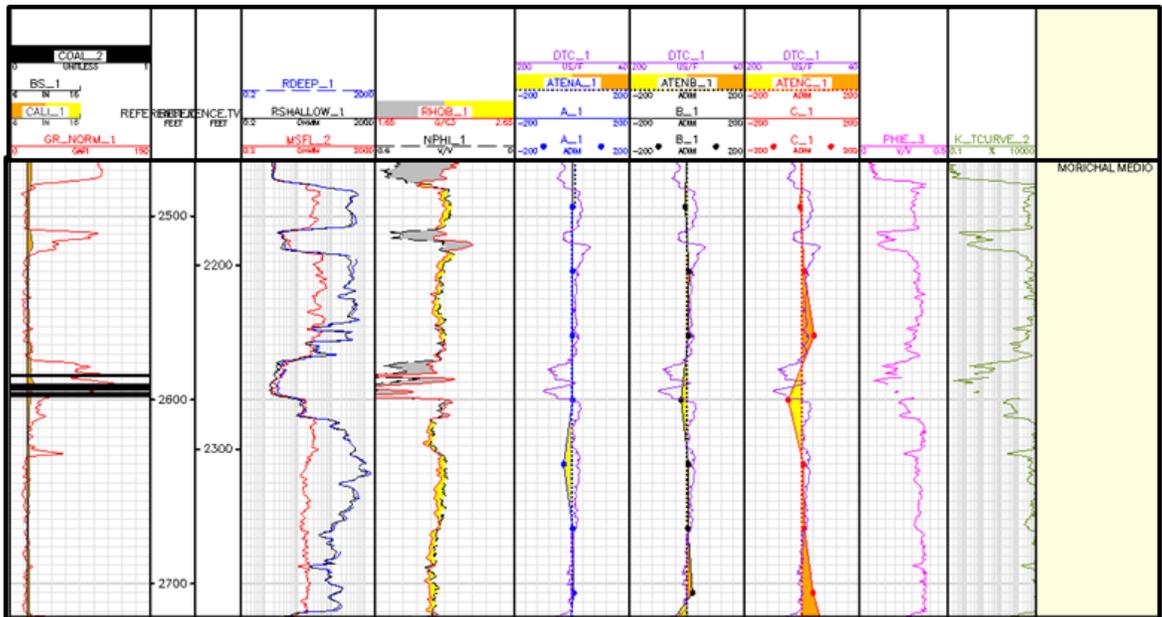


Figura 60. Despliegue registro petrofísico con registros Q Morichal medio del pozo CMI-001P.

Hacia la base de la formación ya en el miembro Morichal inferior (figura 61), se observa una fuerte anomalía marcada por un proceso regresivo según el patrón observado en el registro de rayos gamma. Para el rango de frecuencia de 40-70 Hz el registro de Q demarca la anomalía hasta el tope de basamento, pero al ampliar el espectro (curva C) el parámetro Q es capaz de diferenciar la zona mas arcillosa de la zona que presenta las arenas basales (100.282 y -169.027 valores de Q respectivamente).

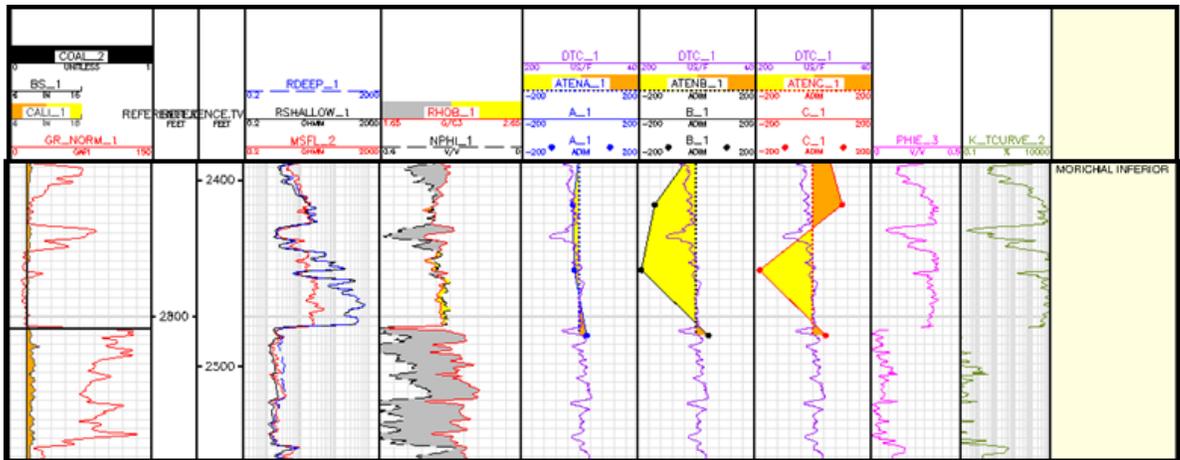


Figura 61. Despliegue registro petrofísico con registros Q Morichal inferior del pozo CMI-001P.

Cabe destacar que tanto el pozo CMI-033-O como el CMI-001P se encuentran dentro del área asignada a la empresa mixta Petroindependencia. Para ambos pozos en los miembros Morichal Medio como Morichal Superior las anomalías son consistentes con rocas que han sido descritas por diversos autores como macro porosas con permeabilidades que superan los 1000 mD y en algunos casos han encontrado que la matriz que sustenta los granos de arena está compuesta por petróleo.

5.2.3 Análisis atenuación sísmica pozo CG-401P

Los valores de Q se mantienen constantes en el miembro Morichal superior y las propiedades petrofísicas de los registros indican la presencia de un cuerpo arenoso con presencia de material arcilloso (figura 62). En esta unidad entre los 2762.569 ft Y 2772.292 ft se reporta un cuerpo de carbón detectado en el perfil de Q estimados para el rango de frecuencias de 40-75 Hz, en el que se reporta un valor de tanto de -22.495. Esta anomalía ratifica la habilidad del factor Q para detectar cambios litológicos.

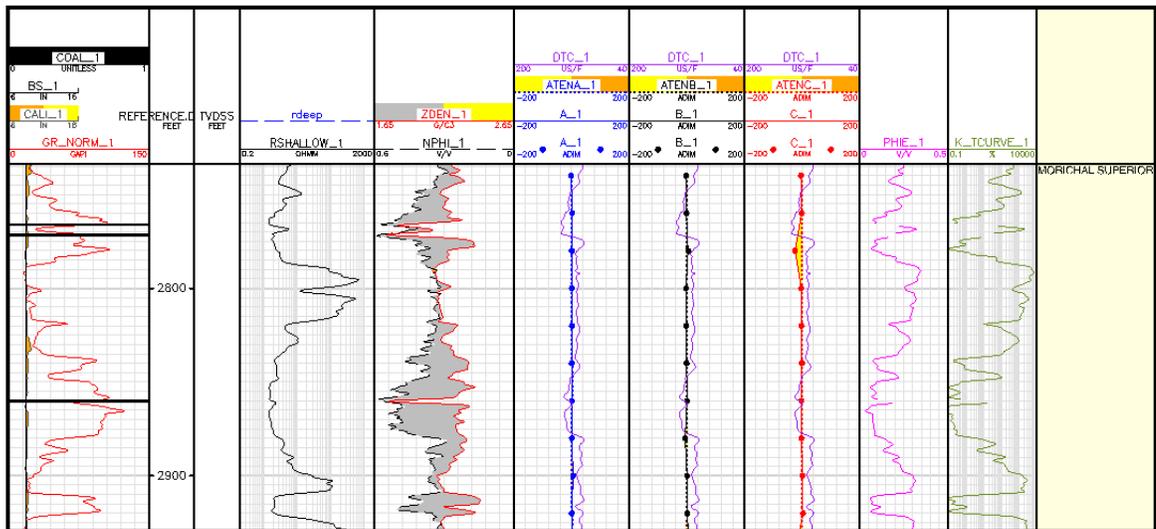


Figura 62. Despliegue registro petrofísico con registros Q Morichal superior del pozo CG-401P.

Seguidamente el miembro Morichal medio (figura 63) se identifica un cuerpo arenoso con la posible presencia de hidrocarburo dada la respuesta del registro Q para los rangos de frecuencia de 40-70 Hz y de 40-75 Hz entre las profundidades 3034.792 ft y 3079.931 ft con valor máximo de -38.7737 y -35.6651 respectivamente. Esta anomalía está correlacionada con los cuerpos arenosos que se han detectado para este miembro en los pozos anteriores. También se observa una leve anomalía en la interface Morichal superior a medio, evidenciando el tope de una arena con posible potencial de producción de hidrocarburo.

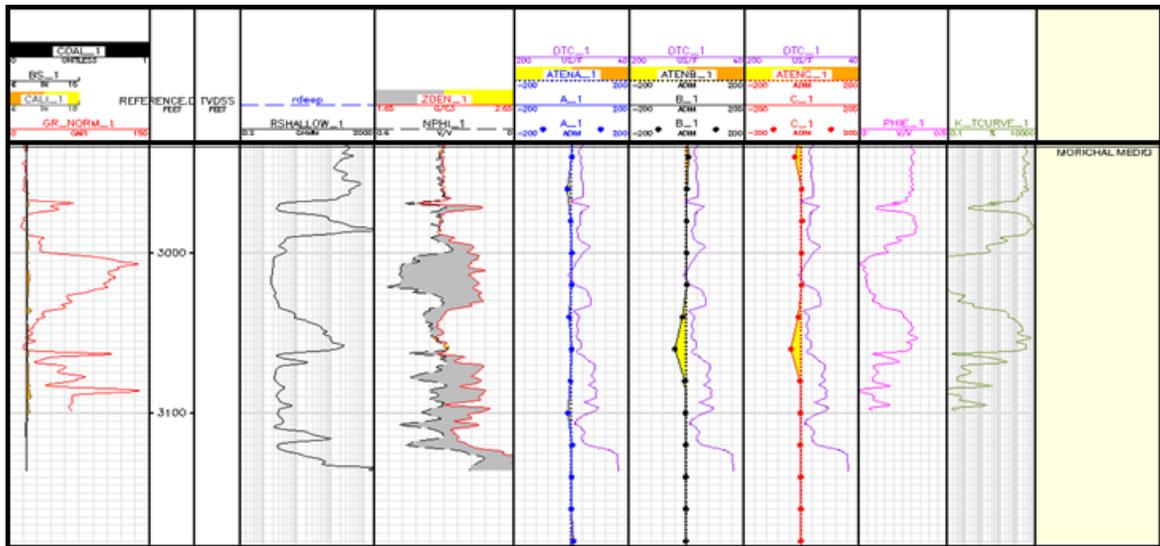


Figura 63. Despliegue registro petrofísico con registros Q Morichal medio pozo del CG-401P.

5.2.4 Análisis atenuación sísmica pozo CG-301P

Este pozo (figura 64) la metodología posee cierta dificultad para demostrar anomalías de atenuación vinculadas con los registros petrofísicos, en este caso, es posible que el problema esté ligado al hecho de no poseer control directo de los valores obtenidos a partir del registro VSP, sin embargo puede existir la posibilidad que para este pozo a lo largo de toda la formación para efectos del parámetro no existen cambios representativos que puedan generar diferencias en los espectros de amplitud entre un nivel y otro por lo que la relación espectral entre ambos arrojará un valor cercano a cero como sucede en los tres registros Q , con la excepción de pequeños cambios, que representan variaciones localizadas; por ejemplo la curva B a 3211.343 ft representada por el cuerpo de carbón y un sutil cambio en el registro Q de 40-70 Hz en el intervalo ubicado en los 3093.288 ft a 3133.218 ft.

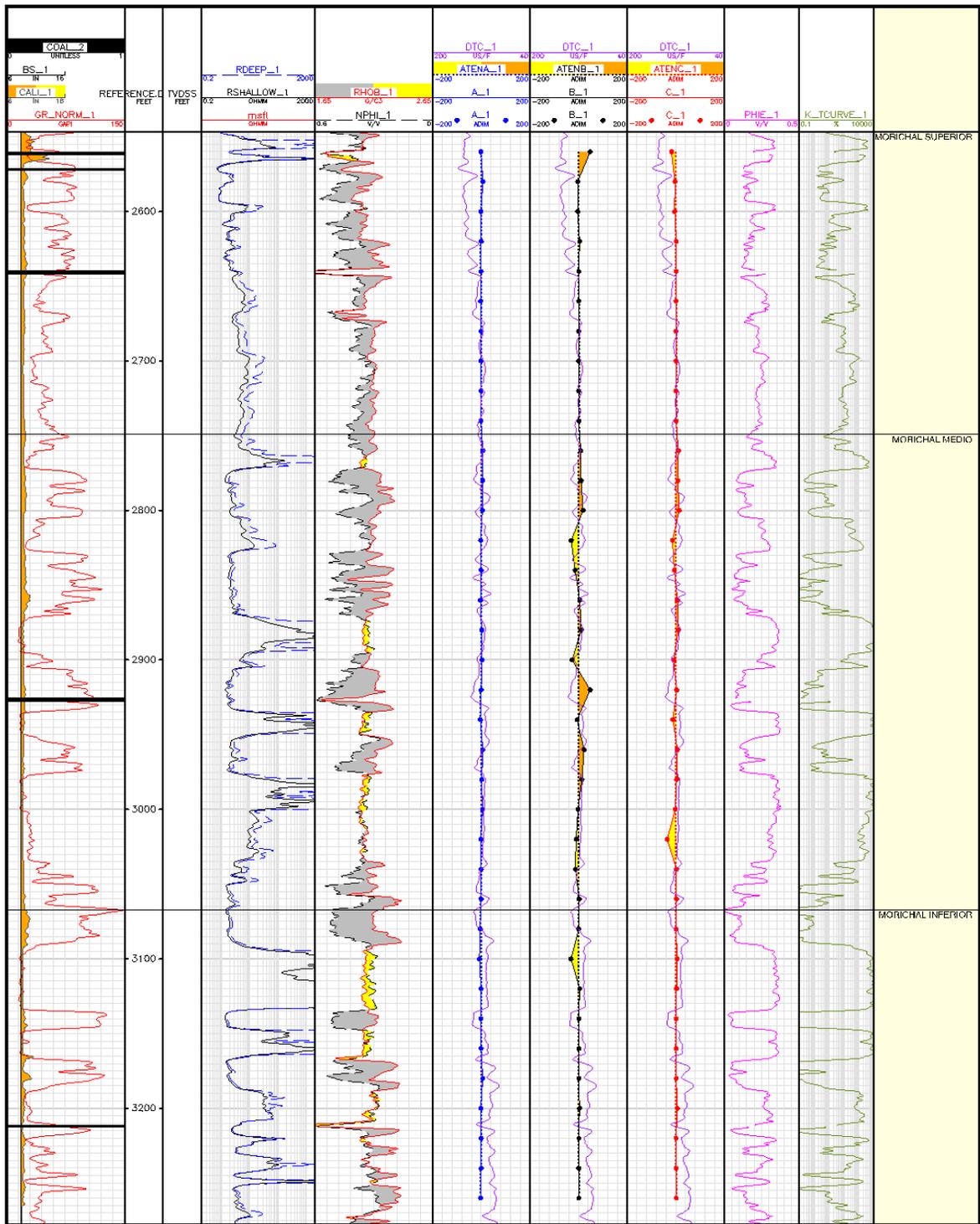


Figura 64. Despliegue registro petrofísico con registros Q de la formación Oficina pozo CG-301P.

5.2.5 Análisis atenuación sísmica pozo CG-2P

Este pozo (figura 65) posee un comportamiento similar al CG-301-P desde el punto de vista de la dificultad asociada a la detección de anomalías asociadas con rocas yacimientos, para este pozo el registro se mantiene constante a lo largo de la formación y no se reportan anomalías considerables en el registro Q . Es de resaltar que el registro VSP no fue corrido hasta el basamento.

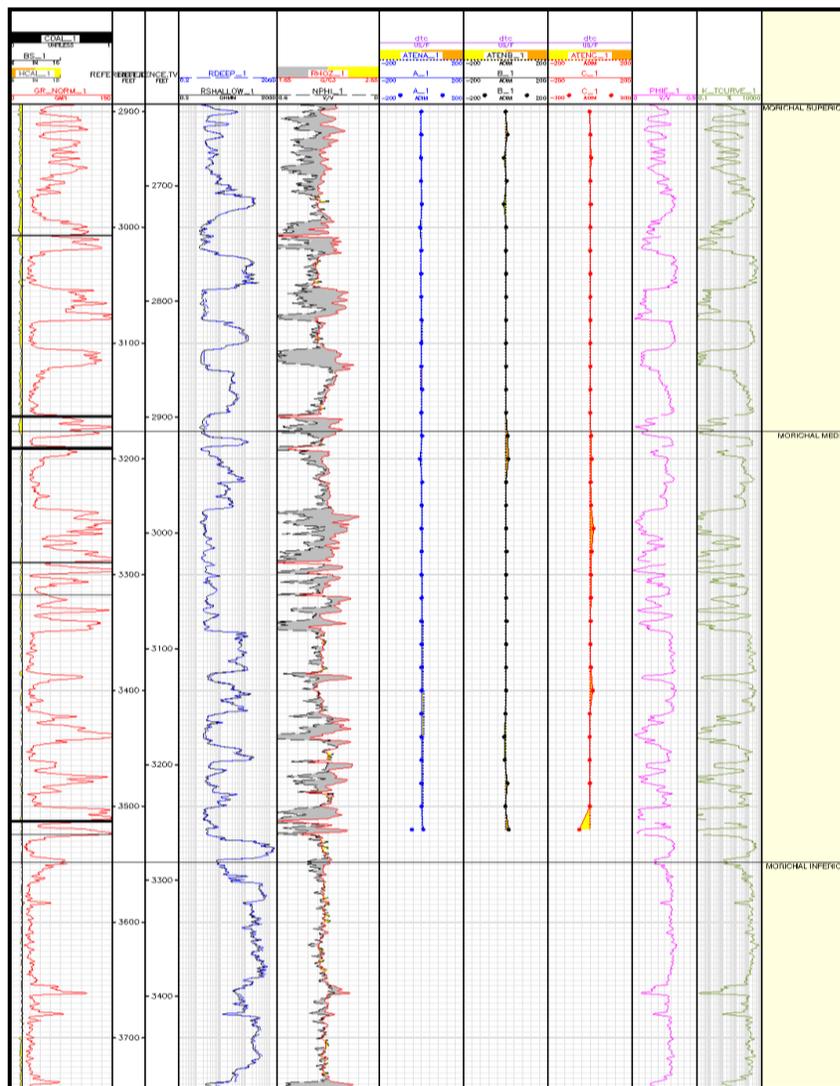


Figura 65. Despliegue registro petrofísico con registros Q de la formación Oficina pozo CG-2P.

5.3 Análisis atributo Q de sísmica de reflexión con registro Q estimado a partir de registro VSP.

A partir del cubo sísmico Cerro Negro 3D que abarca parte del área de estudio, se calculó el atributo *Absorption quality factor* de OpendTect. La figura 66 muestra la superficie correspondiente al tope del miembro morichal superior identificando zonas de mayor y menor absorción.

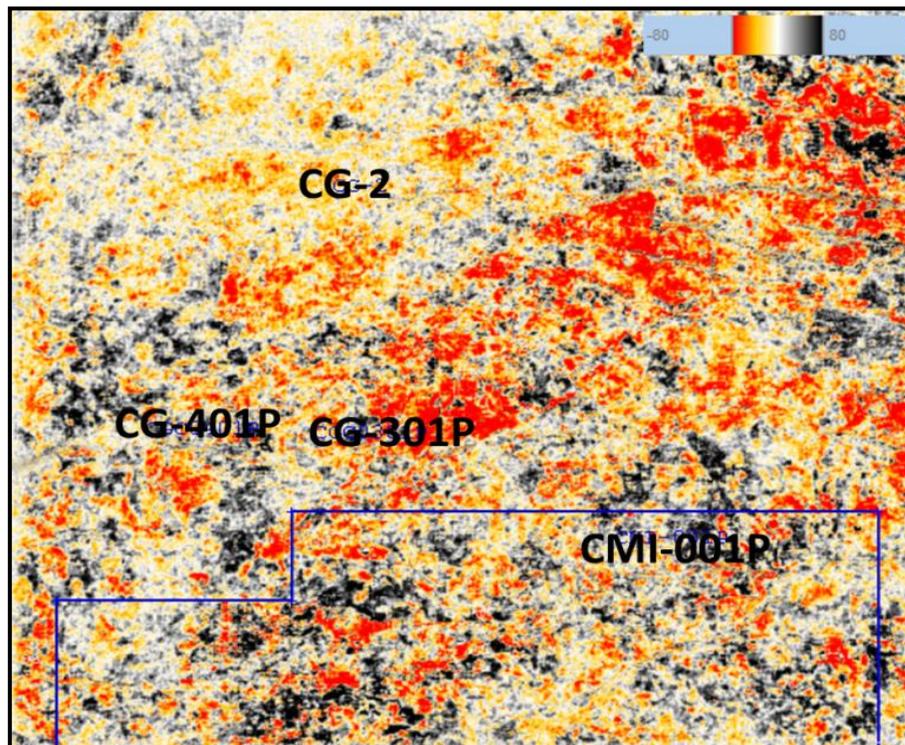


Figura 66. Horizon-Slices de atributo de absorción del tope de Morichal superior, el polígono azul indica el área de bloque Carabobo 5.

A las superficies correspondientes a los topes de los miembros Morichal medio e inferior también el horizon-slices del atributo como se ilustra en las figuras 67 y 68.

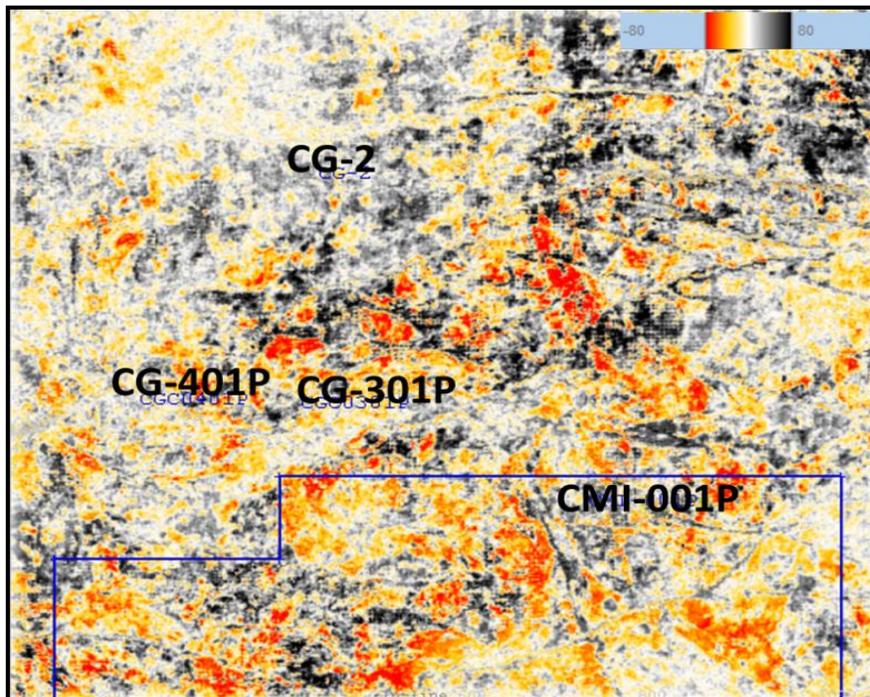


Figura 67. Horizon-Slices de atributo de absorción del tope de Morichal Medio, para este nivel, se puede observar como las regiones donde existen canales son resaltadas por el color naranja.

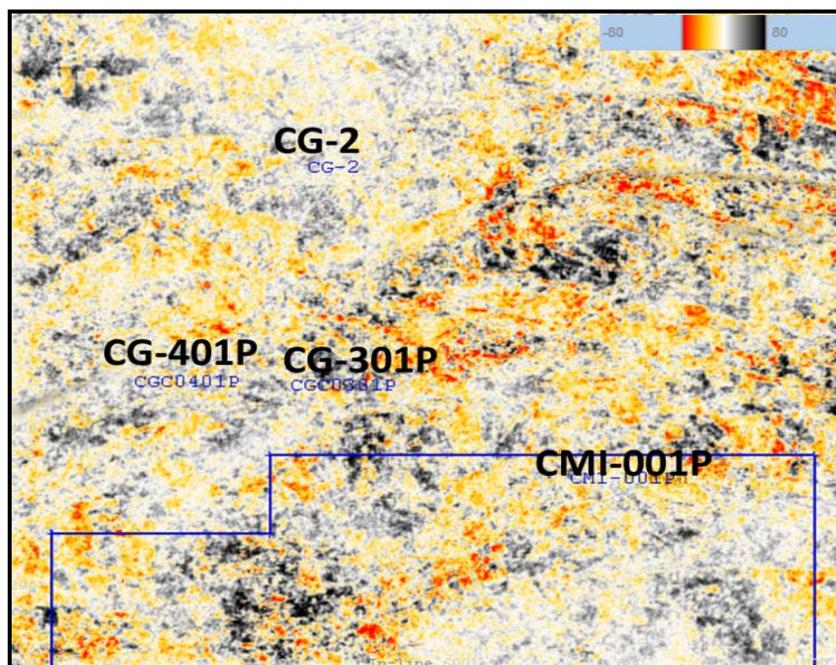


Figura 68. Horizon-Slices de atributo de absorción del tope de Morichal inferior.

Como se puede observar los valores Q del atributo oscilan en una escala de -80 a 80, por lo que el conjunto de valores negativos obtenidos de los registros Q a partir de VSP entran dentro del rango de valores Q obtenidos a partir de datos de sísmica de reflexión. Las anomalías que destacan el atributo poseen orientación preferencial noreste haciéndose más evidente en el miembro Morichal Medio en el cual destacan cuerpos de mayor absorción, lo que podría estar vinculado a la presencia de cuerpos típicos de un ambiente sedimentario fluvial-transicional como canales. Independientemente, los tres miembros presentan altos niveles atenuación. Los grandes niveles de atenuación vistos en el atributo, es debido al rápido decaimiento del contenido de frecuencias con la profundidad debido a que el atributo utiliza como ancho de banda el rango de frecuencias en el que se concentra la mayor parte de la potencia de la señal (ecuación 31) , por lo cual solo se puede utilizar el atributo a modo de referencia, porque muestra todo como un medio atenuante con algunas salvedades posiblemente asociados con eventos limosos, donde el arreglo cristalino ayuda a que se propague mejor la señal y por ende se genera un contraste que ilumina un evento delgado; pero del resto no hay variaciones significativas.

Con el mismo atributo se ubicaron los pozos con los registros Q estimados a partir de VSP en sus respectivas secciones sísmicas para estudiar el comportamiento de las anomalías locales, sin embargo es importante destacar que este cubo fue adquirido con objetivos estructurales por lo que no posee preservación de amplitudes, por ende, realizar una asociación directa de los registros Q con el atributo podría tener implicaciones en cuanto a resolución y exactitud, por lo que se puede realizar correspondencias desde el punto de vista cualitativo algunas de las anomalías.

Por ejemplo el CMI-001P la curva obtenida entre el rango de 40-75 Hz, las fluctuaciones detectadas coinciden con anomalías en la sección sísmica.

detecta anomalías locales. Para morichal inferior la curva de 25-40 Hz identifica anomalías de la sección sísmica; tanto los registros Q como la sección posee un comportamiento constante con la excepción de una pequeña variación detectada para frecuencias de 40-75 Hz; el hecho que se mantenga constante la curva puede estar vinculada a las arenas basales del miembro sin embargo es considerado un medio atenuante ya que los registros petrofísicos señalan entre 3093.288 ft y 3133.218 ft de profundidad excelente calidad de roca.

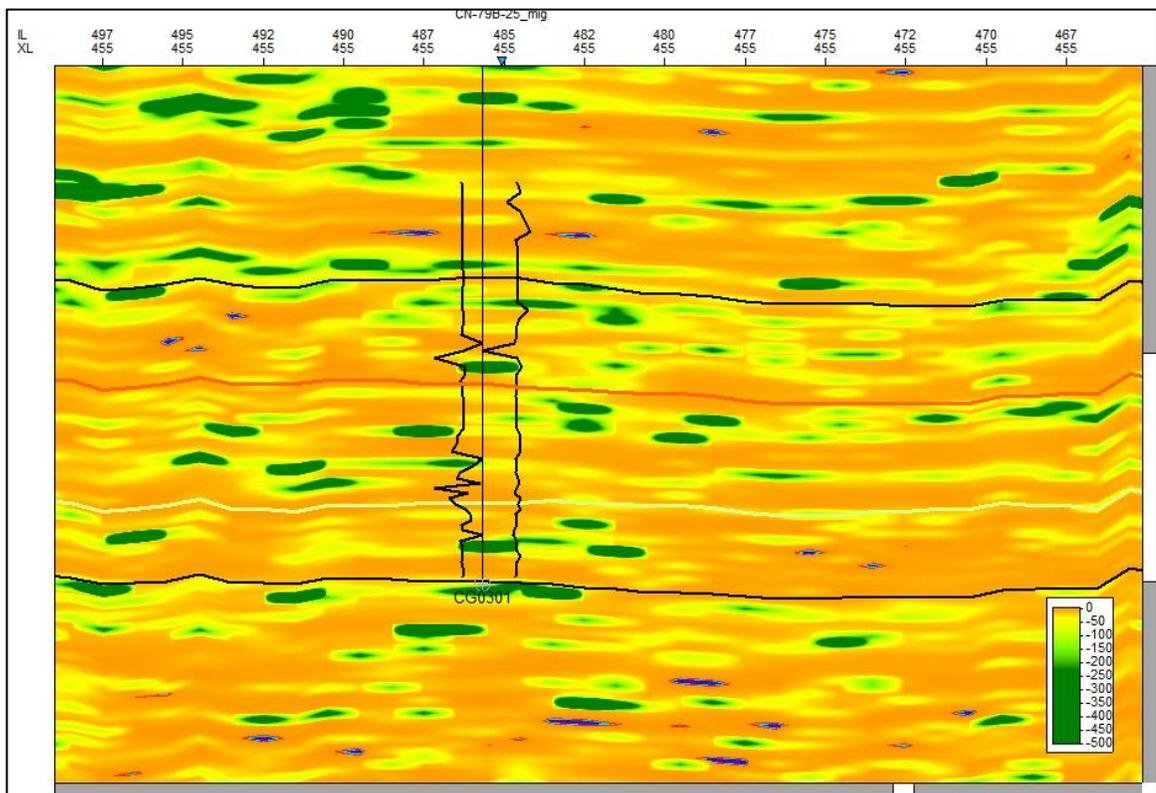


Figura 71. Sección sísmica de atributo de absorción en el pozo CG-301P , los horizontes de color negro indican la ventana de interés tomada desde Morichal Superior al Basamento.

El miembro morichal medio e inferior es un medio atenuante, haciéndose más homogéneo en cuanto al valor de la propiedad hacia el basamento

(figura 72). El registro Q que posee el pozo CG-2 se mantiene constante para las zonas que presentan comportamientos similares, sin embargo donde la sección sísmica detecta anomalías el registro verifica tales fluctuaciones.

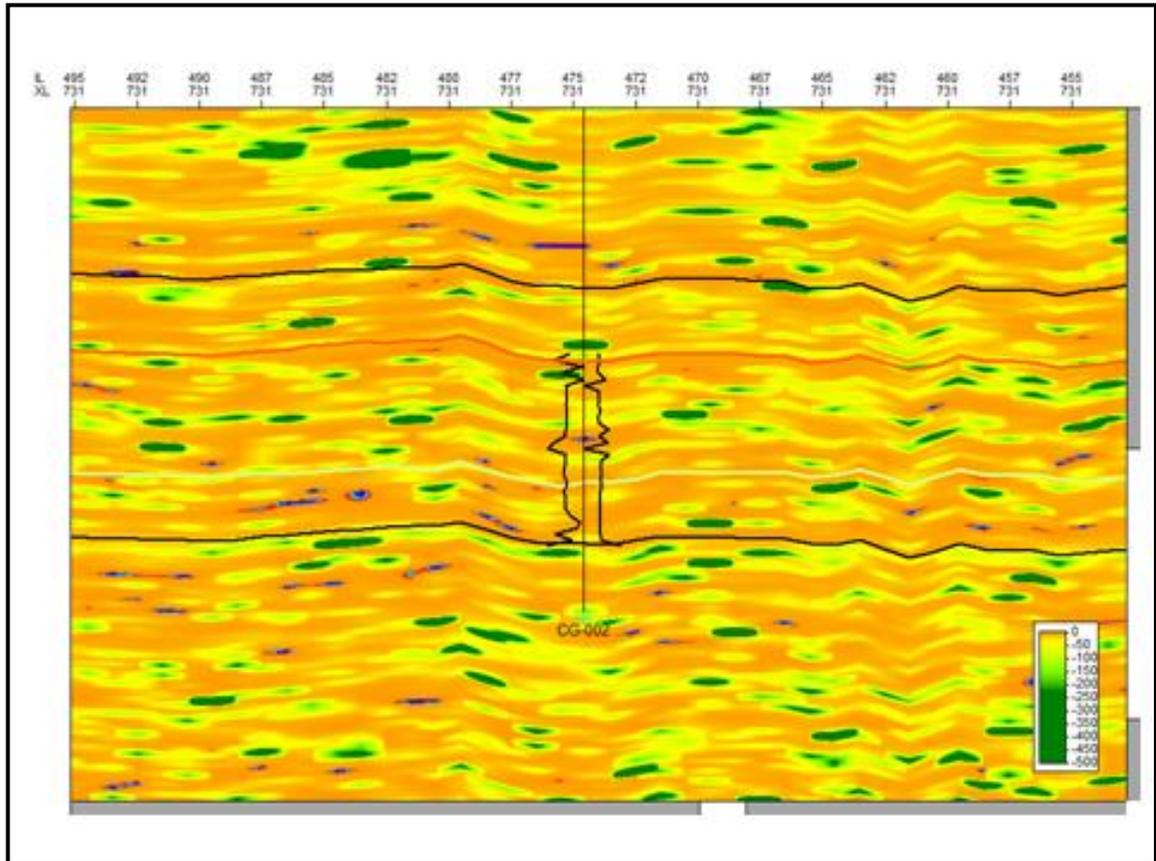


Figura 72. Sección sísmica de atributo de absorción en el pozo CG-2, los horizontes de color negro indican la ventana de interés tomada desde Morichal Superior al Basamento.

5.4 Estimación atenuación sísmica Q a partir del método de la deriva.

En la figura 73 se visualizan los valores Q estimados para el pozo CMI-001P así como los valores promedios (tabla 6) obtenidos a partir del método de la deriva para los intervalos VSP que se encuentran dentro de los miembros Morichal Superior, Medio e Inferior.

Tabla 6. Valores Q estimados a partir del método de deriva pozo CMI-001P.

Pozo CMI-001P	Morichal Superior	Morichal Medio	Morichal Inferior
Q Método deriva	56.993	89.598	185.643

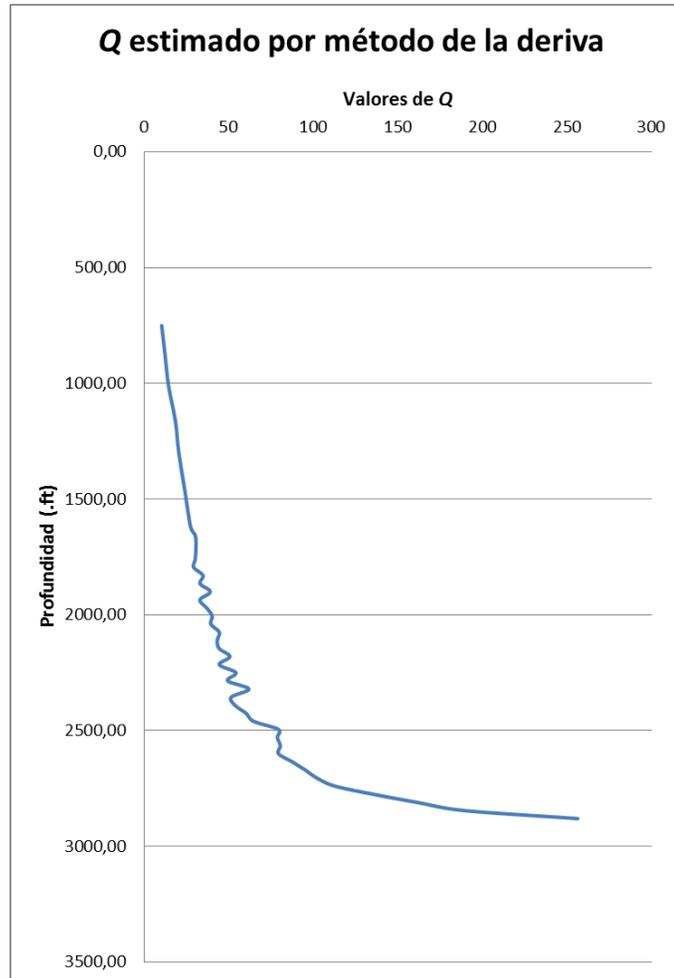


Figura 73. Registro Q a partir del método de la deriva para el pozo CMI-001P.

Los factores Q estimados por este método no revelan variaciones locales que puedan estar ligados a la estratigrafía de la formación a diferencia del método del radio espectral que detecta cambios insitu, en vista que el

método considera como frecuencias de entrada un valor sujeto al rango dinámico de la herramienta y además el valor de la frecuencia dominante de la sísmica, por tal motivo ha de esperarse el decaimiento de amplitudes a lo largo de la formación. Sin embargo, un promedio de los valores por cada miembro en los valores de Q obtenidos por este método al ser comparados con los valores máximo que se atribuyen a las anomalías de Q estimados a partir del método del radio espectral, revelan diferencias de alrededor de 15% pero aun así obteniendo valores razonables.

5.5 Comparación de valores Q estimados a partir del método del radio espectral versus el método de la deriva del pozo CMI-001P.

La tabla número 7 presenta los valores Q obtenidos por el método del radio espectral y el método de la deriva. No se pueden establecer comparaciones directas entre las estimaciones realizadas a partir de ambos métodos debido a que estas son realizadas en rangos de frecuencia específicos. El método del radio espectral involucra la comparación de espectros de energía entre niveles del registro VSP mientras que el método de la deriva está supeditado al control que posea el registro sónico y al rango dinámico de frecuencias de la herramienta del mismo.

Tabla 7. Comparación de valores Q obtenidos entre el método del radio espectral y el método de la deriva del pozo CMI-001P.

Formación	Valores Q obtenidos por el método del radio espectral			Valores Q a partir del método de la deriva
	25-40 (hz)	40-70 (hz)	40-75 (hz)	100-2 (khz)
M. Superior	0,827	-----	32,950	56.993
M. Medio	3,480	8,442	20,824	89.598
M. Inferior	25,84	43,29	44,35	185.643

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES

- El parámetro geofísico Q puede ser empleado como un posible indicador directo de hidrocarburo así como litológico en las arenas de los miembros Morichal Superior, Medio e Inferior, porque la combinación de registros petrofísicos con registros Q donde se reportan las mejores propiedades petrofísicas son identificadas por los valores de factor Q .
- Existe una variabilidad vertical del parámetro mientras que lateralmente, es posible correlacionar anomalías en diferentes pozos y están relacionados a las arenas productoras de la formación oficina.
- La anomalía detectada en el registro Q del pozo CMI-033-O entre las profundidades 2135.83 ft y 2160.83 ft posee una componente altamente viscosa detectada en la prueba PVT, por lo que la respuesta atenuante podría ser debido a la componente viscosa del crudo, a las características de las arenas macro porosas del área o a la combinación de ambas.
- Los valores de Q cercanos a cero son producto de similitudes que existen en los espectros de frecuencia entre un nivel a otro, por lo que podría significar que la formación para determinado intervalo en profundidad posee un comportamiento homogéneo y no hay un cambio significativo que el parámetro pueda detectar.
- Por otra parte valores negativos del factor Q están directamente relacionados a presencia de ruido en la relación espectral tomando en

cuenta la referencia de Matsushima (2007), por lo que estos valores han de ser filtrados del conjunto de valores obtenidos, con el fin de obtener valores representativos por cada Miembro que permitan posteriormente la determinación de valores de Q inverso.

- Los valores obtenidos a partir del método del radio espectral entran en el rango de valores del atributo de absorción, así como las anomalías detectadas en el registro son capaces de ser asociadas con los cuerpos presentes en las secciones sísmicas.
- El algoritmo implementado para la estimación del factor de atenuación sísmica Q posee mayor ventaja que el método utilizado en un software comercial, debido a que este permite calcular el factor de atenuación entre intervalos deseados y entre rangos de frecuencia de interés desde el punto de vista de la señal sísmica.
- El método del radio espectral si bien es un excelente método para efectos de cómputo e inclusive para la estimación del factor Q a partir de registros VSP, este funciona de manera más óptima para ambientes libre de ruido por lo que el escenario geológico que posee la Faja petrolífera del Orinoco dificulta la obtención de relaciones espectrales estables como función de la frecuencia. Este hecho también involucra un buen control de los datos como fue el caso de los pozos de Petroindependencia, específicamente los pozos CMI-001P y CMI-033º, mientras que los pozos CG-2 y CG-301P del área Cerro Negro, por ser campañas que datan de los años 90 los pozos poseen menor confiabilidad.

CAPÍTULO VII

RECOMENDACIONES

- Antes de realizar el ajuste lineal, se sugiere depurar valores negativos de amplitud que pueda contener la relación espectral entre niveles determinados con el fin de evitar ruido en las señales de interés.
- Se recomienda estimar el factor de atenuación sísmica en rangos de frecuencias en el que se encuentren anomalías de interés, por ello el emplear el análisis espectral es de vital importancia para identificar los rangos en los que se encuentren las señales sísmicas. De esta manera el ajuste lineal será más estable y evitara la incorporación de ruido aleatorio.
- Evocar esfuerzos hacia la adquisición de registros VSP aumentando el número de niveles en intervalos de interés garantizando un buen muestreo de la señal para evitar el efecto de aliasing espacial. Esto permitirá obtener un mayor número de muestras para la estimación del factor Q así como iluminación del objetivo.
- Aplicación del atributo de Q inverso utilizando parámetros de atenuación para cada nivel.
- Estimación de factor Q a partir de tapones extraídos de núcleos (atenuación intrínseca), con el fin de estimar la atenuación total para determinados intervalos.
- Se recomienda emplear los valores de factor Q obtenidos para construir el atributo Q inverso, esto podría contribuir a mejorar la

detección de borde, lo cual pudiera ayudar en la definición lateral de los geocuerpos vinculados a la presencia de canales sinuosos en el área.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

- Arroyo, J. (2003). Excelentes datos sísmicos de pozos. *Oilfield Review* 15, no. 1: 2-23.
- Barton, N. (2007). *Rock Quality, Seismic Velocity, Attenuation and Anisotropy*. United Kingdom. Taylor and Francis Group, p. 17-50.
- Bickel, S.H. and Natarajan, R.R., 1985, Plane-wave Q Deconvolution, *Geophysics*, Vol. 50, No. 9, pp 1426-1439.
- Blackburn, J. (2008). Levantamientos de sísmica de pozos: Más allá del perfil vertical. *Oilfield Review*: 1-18.
- Born, W. (1941). *The Attenuation Constant of the Earth Materials. Geophysics*, 6, p. 132–48.
- Cabrera, S., y Di Gianni, C. (1994). *Bioestratigrafía y paleontología de la cuenca oriental de Venezuela durante el Oligoceno-Mioceno*. Mem. V simposio Bolivariano, : p. 231-233.
- Campos, V., Cabrera, S. y Lander, R. (1985). Estratigrafía de noreste de Anzoátegui. VI Congreso Geológico Venezolano, Tomo I, p. 156-200.
- Carnevali, J. (1988). “*El Furrial oil Field, northeastern Venezuela; first giant in foreland fold and thrust belts of Western Hemisphere*”. *AAPG Bulletin*, 72(2): 168.

- Cheng, P. (2013). Anelastic attenuation in seismic data: modeling, measurement, and correction. Tesis doctoral. University of Calgary. Canada: 235 p.
- Costag, G. M., and K. R. Ernest, 1987, Seismic attenuation and Poisson's ratios in oil sands from crosshole measurements: *Journal of the Canadian Society of Exploration Geophysicists*, 23, 46-55.
- Crider, R. y Gutowski, P. (1995). Seismic Q Estimation. Recuperado el 13 de enero de 2014, de <http://www.freeusp.org/RaceCarWebsite/TechTransfer/Reports/USPNotes/qest/qest.html>.
- Dao, T. (2010). Q Estimate Using Spectral decomposition. Master of Science Thesis. University of Oklahoma. United States of America.
- Fiorillo, G. (1988). *Exploration and evaluation of the Orinoco Oil Belt: final results*. Proceedings 3 rd UNITAR/UNDP International Conference on Heavy Crudes and Tar Sands, p. 221-237.
- González de Juana, C; Iturralde, J. y Picard, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Tomo II, Ediciones FONINDES, Caracas-Venezuela.
- Haase, A., y Stewart, R., (2006). Estimating Q from VSP data: Comparing spectral ratio and analytical signal methods. *CREWES Research Report* ,(18).

- Hale, D., 1981, An Inverse-Q Filter, Stanford Exploration Project Report Number 26, pp 231-244.
- Harsh K. Gupta. (2011). Encyclopedia of Solid Earth Geophysics. Springer Science+Business Media B.V.
- Hartherly, P. (1986). *Attenuation Measurements on Shallow Seismic Refraction Data*. Geophysics, 51, 250–54.
- Hedberg, H. y Funkhouser, H. (1947). Oilfields of the Greater Oficina Area, central Anzoátegui, Venezuela. Amer.Assoc.Petról.Geol., 31(12), p. 2.118.
- Hinds, R., Anderson, Neil y Kuzmiski, R. (1996). VSP interpretive Processing: Theory and Practice. Society of Exploration Geophysicist. P. 26-28.
- Jam, P. y Santos, K. (1987). Cambio de facies de la Formación Freites en el sector Cerro Negro, faja petrolífera del Orinoco. Bol. Soc. Ven.Geol, 31, p. 47-48.
- Kearey, P., Brooks, M. y Hill, I. (2002). ***An Introduction to Geophysical Exploration***. 3era Edición. Blackwell Science. 79-80p.
- Key, C., 1977. La formación Oficina en el campo Lobo. V Cong. Geol. Venez., Caracas, 4: 1599-1615.
- Kjartansson, E., 1979, Constant Q wave propagation and attenuation: Journal of Geophysical Research, 84.

- Kolsky, H., 1956, The propagation of stress pulse in viscoelastic solids: *Phil Magazine*. 8(1). 693-710.
- Knopoff, L. 1964. 'Q'. *Rev. Geophys.*, 2(4): 645–654. Publication 391, Institute of Geophysics and Planetary Physics, UCLA.
- Liner, C., 2012. *Elements of Seismic Dispersion: A Somewhat Practical Guide to Frequency-dependent Phenomena*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.
- Lomnitz, C. (1962), Application of the logarithmic creep law to stress wave attenuation in the solid Earth, *J. Geophys. Res.*, 67(1), 365–368,
- Luh, P.C., 1993, Wavelet Attenuation and Bright-Spot Detection, *in* Offset-Dependent Reflectivity - Theory and Practice of AVO Analysis, J.P. Castagna and M.M. Backus ,eds, Society of Exploration Geophysicists, pp 190-198.
- McGlynn, J.D and Crider, R.L., 1986, Inverse Q Filtering, Presented at the February, 1986 RGTS Meeting, Tulsa, OK.
- Nur, A. y Winkler, K. (1982). *Seismic Effects of Pore Fluids and Frictional Sliding*. *Geophysics*, 47, 1–15.
- O'Doherty, R. F., y Anstey, N. A., 1971, Reflections on amplitudes: *Geophysical Prospecting*, 19, 430–458.
- OpendTect User Documentation versión 4.2 (s/f). Instantaneous Attributes.

- PDVSA, 1983. Evaluación Exploratoria de la Faja Petrolífera del Orinoco, Volúmen VI, Área Machete. Informe Interno de la Coordinación de la Faja Petrolífera del Orinoco, PDVSA. Pp. 55-63; 73-95.
- Renz, H., Alberding, H., Dallmus, K., Patterson, J., Robie, R., Weisbord, N. y Masvall, J. (1955). *The Eastern Venezuelan Basin*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Sp. Publ: Habitat of Oil, p. 551-600.
- Rutledge, J., y Winkler, H. (1989). Attenuation measurements in basalt using vertical seismic profile data from the eastern Norwegian Sea. Society of Exploration Geophysicist, Expanded Abstracts: 711-713.
- Santos, A. y Frontado, L., (1987). Reservoir geology of the Cerro Negro stream injection area, Orinoco oil belt, Venezuela, Scientific Press, Beaconsfield; Journal of Petroleum Geology, 10(2): 177-194.
- Schlumberger (2011). Vertical Seismic Profiles. Recuperado el 2 de febrero de 2014, de <http://www.slb.com/boreholeseismic>.
- Shatilo, A., 1994, One property of attenuation and estimation of seismic attenuation from field data, 64 Internat. Mt9., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1599-1601.
- Sheriff, R., Geldart, L. (2001). Exploration Seismology. Cambridge University Press.
- Solano, G. (2004). VSP study of attenuation in oil sands. CSEG National Convention.

Stewart, R., Huddleston, Phil and Kong, Tze. (1984). Seismic versus sonic velocities: A vertical seismic profiling study. (Vol. 49, p. 1153-1168). Geophysics.

Taner, M. y R. Sheriff. Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologist Memoir 26, p. 301 – 327. EEUU, 1977.

Telford, W., Geldart, L., y Sheriff, R. (1990). Applied Geophysics (second *ed*). New York, Estados Unidos: Cambridge University Press.

Udías, A., (1999), Principles of seismology. United Kingdom: Cambridge University Press.

VSFusion, (2005). Seislink Reference Manual.

Waters, K.H., 1978, Reflection Seismology: John Wiley and Sons, Inc., page 203.

Zhang, Y., P. Zhang, y H. Zhang (2010). Compensating for viscoacoustic effects in reverse-time migration: 80th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 3160–3164.

APÉNDICES

Tabla 8. Estimaciones factor Q para miembro Morichal superior.

	Trazas	Profundidad (Ft)	Tiempo doble (ms)	Q		
				25-40 (Hz)	40-70 (Hz)	40-75 (Hz)
CMI-001P	22-21	2250	770			
	22-20	2285	780	0,72		
	22-19	2320	792	0,29		
	22-18	2355	806	1,73		
	22-17	2390	810	1,42		46,19
	22-16	2425	818	0,71		51,35
	22-15	2460	828	0,09		1,31
CMI-033-O	53-54	1936,51	675,12	1,23	58,26	
	53-55	1961,31	681,7	1,98		
	53-56	1986,11	688,54	0,68	12,39	
	53-57	2010,91	694,6	0,92	11,73	25,85
	53-58	2035,71	701,34	0,69	4,32	26,26
	53-59	2060,51	707,9	0,78	3,38	6,55
	53-60	2085,31	715,42	0,52	3,43	2,46
	53-61	2110,11	721,04	0,62	1,74	2,73
	53-62	2134,91	728,3	0,01	0,01	0,02
CG-301P	26-27	2160	750,00		2,94	6,66
	26-28	2180	755,60	6,87	1,61	2,47
	26-29	2200	761,80		1,20	1,22
	26-30	2220	766,00	6,71	0,82	0,75
	26-31	2240	772,00	14,52	0,57	0,50
	26-32	2260	776,00	24,10	0,48	0,43
	26-33	2280	780,00		0,95	0,87
	26-34	2300	788,00	0,51	0,51	0,44
	26-35	2320	792,00	0,61	1,24	1,00
	26-36	2340	799,00	0,77	1,47	1,24
	26-37	2360	809,00	0,07	0,15	0,11
	26-38	2380	810,00	0,24	0,81	0,73
	26-39	2400	815,00	0,43	1,94	1,73
	26-40	2420	822,00	0,20	0,94	0,97
	26-41	2440	826,00	18,59	2,22	2,22

	26-42	2460	835,60	2,93	0,42	0,43
	26-43	2480	838,40		1,41	1,66
	26-44	2500	844,00		2,81	6,34
	26-45	2520	850,80			
	26-46	2540	860,00			
CG-401P	58-59	2740	908,6			
	58-60	2760	913,2	2,09		
	58-61	2780	919,8	0,57	4,40	
	58-62	2800	922,6	0,67		
	58-63	2820	927,4	0,81		
	58-64	2840	935	0,32		
	58-65	2860	937,2	1,00	0,88	
	58-66	2880	942,2	0,87		
	58-67	2900	947,4	5,65	1,33	1,42
	58-68	2920	955,2	0,34	1,46	3,43
CG-2	30-31	2900	941,68			
	30-32	2920	948,26		8,82	1,66
	30-33	2940	951,76			4,39
	30-34	2960	957,26		4,07	1,62
	30-35	2980	962,5	1,95		2,99
	30-36	3000	967,76		1,96	1,47
	30-37	3020	972,5		1,02	0,79
	30-38	3040	979,26		1,09	0,92
	30-39	3060	983,76		1,88	1,15
	30-40	3080	987,76	0,22	1,05	0,89
	30-41	3100	993		0,98	0,96
	30-42	3120	997,5		1,02	0,80
	30-43	3140	1002	3,46	1,20	1,02
	30-44	3160	1007		1,50	0,82

Tabla 9. Estimaciones factor Q para miembro Morichal medio.

	Trazas	Profundidad (Ft)	Tiempo doble (ms)	Q		
				25-40 (Hz)	40-70 (Hz)	40-75 (Hz)
CMI-001P	15-14	2495	836	1,79		
	15-13	2530	844	3,17	7,79	8,03
	15-12	2565	854	2,05	5,18	42,86
	15-11	2600	864	3,14		-47,49
	15-10	2635	870		5,76	5,14
	15-9	2670	878	3,45	3,87	9,02
	15-8	2705	886	7,28	19,61	39,07
CMI-033-O	62-63	2159,71	734,3		11,83	29,17
	62-64	2184,51	740,28		4,72	8,96
	62-65	2209,31	747		2,07	2,69
	62-66	2234,11	752,64		4,41	3,16
	62-67	2258,91	760,22	1,65	1,11	1,03
	62-68	2283,71	765,66	5,03	1,62	1,63
	62-69	2308,51	773,64		1,35	1,34
	62-70	2333,31	779,54		7,36	3,52
62-71	2358,11	786,24		2,60	2,44	
CG-301P	46-47	2560	865,00		48,04	
	46-48	2580	873,00	6,89		
	46-49	2600	880,00			
	46-50	2620	882,00		4,87	1,89
	46-51	2640	885,00		0,78	0,76
	46-52	2660	890,80		0,50	0,52
	46-53	2680	896,40		0,29	0,31
	46-54	2700	900,20		0,36	0,39
	46-55	2720	905,00		0,39	0,43
	46-56	2740	910,00		0,38	0,43
CG-401P	68-69	2940	957,6	2,92	9,46	
	68-70	2960	962,6		2,66	2,31
	68-71	2980	967,8		2,00	3,40
	68-72	3000	972,8	3,13	1,15	1,29
	68-73	3020	978	1,51	2,43	1,73
	68-74	3040	983			
	68-75	3060	988,2	2,50		
68-76	3080	993				

	68-77	3100	998			
	68-78	3120	1002,8	3,95		
	68-79	3140	1007,8	1,34		
	68-80	3160	1012,8	0,82		
	68-81	3180	1017,6	8,76		
CG-2	44-45	3180	1012	3,17	9,16	4,17
	44-46	3200	1016,76		12,62	7,54
	44-47	3220	1021	3,72	1,62	3,01
	44-48	3240	1026,5	0,48	1,28	4,65
	44-49	3260	1031,5	0,21	2,36	16,65
	44-50	3280	1036,26	0,61	3,36	7,54
	44-51	3300	1040	0,23	1,76	3,68
	44-52	3320	1047	0,31	1,13	3,63
	44-53	3340	1052	0,12	3,38	2,86
	44-54	3360	1056,76	0,16	1,58	2,25
	44-55	3380	1061	0,13	1,36	3,44
	44-56	3400	1066,26	0,10	1,88	13,25
	44-57	3420	1071,5	0,09		
	44-58	3440	1076	0,12		
	44-59	3460	1080,76	0,14		
	44-60	3480	1085	0,15	8,56	-0,96
	44-61	3500	1091	0,32		
	44-62	3520	1095,26	8,83	13,73	

Tabla 10. Estimaciones factor Q para miembro Morichal inferior.

	Trazas	Profundidad (Ft)	Tiempo doble (ms)	Q		
				25-40 (Hz)	40-70 (Hz)	40-75 (Hz)
CMI-001P	8-7	2740	896			
	8-6	2775	902			
	8-5	2810	912	25,84	43,29	44,35
CMI-033-O	71-72	2382,91	792,5	3,60	16,56	8,72
	71-73	2407,71	798,56	0,91	37,03	
	71-74	2432,51	806,86	0,17	1,17	2,80
	71-75	2457,31	810,52	0,26	1,77	2,32
	71-76	2482,11	816,26	0,09	0,10	0,19
	71-77	2506,91	819,06	0,62	0,74	0,43
	71-78	2531,71	821,72	102,15	172,15	116,57
	56-57	2760	915,8	6,26	9,55	11,10
56-58	2780	920,6	6,27	10,73	8,42	
56-59	2800	925,4	4,82	18,77	13,86	
56-60	2820	929				
56-61	2840	937				
56-62	2860	939		5,39	6,77	
56-63	2880	944	1,57	11,39	11,03	
56-64	2900	950	2,82			
56-65	2920	957		48,02	3,67	
56-66	2940	959				
56-67	2960	964,6	6,58	22,78	6,90	
56-68	2980	968	1,81	13,90	3,47	
56-69	3000	973,8	5,39			
69-70	3020	978				
69-71	3040	984			2,79	
69-72	3060	988,6		3,05	3,24	
69-73	3080	993,8		0,97	1,27	
69-74	3100	997,6			5,53	
69-75	3120	1002,8		4,84	3,23	
69-76	3140	1006		1,38	1,73	
69-77	3160	1012		1,14	1,11	
69-78	3180	1016,8		1,60	1,74	
CG-301P	69-79	3200	1020,4		4,20	6,72

	69-80	3220	1024		1,62	1,30
	69-81	3240	1028	-0,21	0,41	0,40
	69-82	3260	1030		1,41	1,49
CG-401P	81-82	3200	1022,8		11,01	10,71
	81-83	3220	1027,2		0,95	1,42
	81-84	3240	1031,8	1,64	0,62	0,69
	81-85	3260	1036,2	10,74	1,34	1,05
	81-86	3280	1040,2	0,90		1,90
	81-87	3300	1045	0,56	1,61	1,06
	81-88	3320	1049,4	0,30	0,64	0,61
	81-89	3340	1052,6	0,65	0,58	0,61
	81-90	3360	1058,2	0,65	0,39	0,36
	81-91	3380	1061,6	2,01	1,83	2,00
	81-92	3400	1077			
CG-2	62-63	3520	1099,76		384,15	350,64

Función implementada para la estimación del factor de atenuación sísmica Q .

```
function q=sprat_mod(A1,A2,f,t1,t2,fsmo)

% q=sprat(A1,A2,f,t1,t2,fsmo)
%
% SPRAT applies the spectral ratio method to estimate an apparent
% interval attenuation factor, q, between the traces (wavelets)
% whose amplitude spectra are A1 and A2. Both spectra must be the
% same length, one sided, and described by the frequency vector f.
% Spectra are smoothed prior to ratioing with a boxcar of length
% fsmo. The log spectral ratio is plotted and the user enters a box
% with the mouse (as in the manner of a zoom with PLT) which
% determines the frequency range for the least squares fit. The
% best fit straight line is then determined and plotted and the
% apparent q is shown.
% A1 ... amplitude spectrum at time t1
% A2 ... amplitude spectrum at time t2
% f ... frequency vector for A1 and A2
% t1 ... time for spectrum A1
% t2 ... time for spectrum A2
% fsmo ... length (Hz) of a frequency smoother
%
% by G.F. Margrave, July 1991
%
% NOTE: It is illegal for you to use this software for a purpose
```

```

other
% than non-profit education or research UNLESS you are employed by a
CREWES
% Project sponsor. By using this software, you are agreeing to the
terms
% detailed in this software's Matlab source file.

% BEGIN TERMS OF USE LICENSE
%
% This SOFTWARE is maintained by the CREWES Project at the
Department
% of Geology and Geophysics of the University of Calgary, Calgary,
% Alberta, Canada. The copyright and ownership is jointly held by
% its author (identified above) and the CREWES Project. The CREWES
% project may be contacted via email at: crewesinfo@crewes.org
%
% The term 'SOFTWARE' refers to the Matlab source code, translations
to
% any other computer language, or object code
%
% Terms of use of this SOFTWARE
%
% 1) Use of this SOFTWARE by any for-profit commercial organization
is
% expressly forbidden unless said organization is a CREWES
Project
% Sponsor.
%
% 2) A CREWES Project sponsor may use this SOFTWARE under the terms
of the
% CREWES Project Sponsorship agreement.
%
% 3) A student or employee of a non-profit educational institution
may
% use this SOFTWARE subject to the following terms and
conditions:
% - this SOFTWARE is for teaching or research purposes only.
% - this SOFTWARE may be distributed to other students or
researchers
% provided that these license terms are included.
% - reselling the SOFTWARE, or including it or any portion of it,
in any
% software that will be resold is expressly forbidden.
% - transferring the SOFTWARE in any form to a commercial firm or
any
% other for-profit organization is expressly forbidden.
%
% END TERMS OF USE LICENSE

% Primero suavizar el espectro
if(fsmo>0)
A1=convz(A1,boxf(fsmo,f));
A2=convz(A2,boxf(fsmo,f));
end

```

```

delt=t2-t1;
% Ahora la relación espectral
rat=log(A2./A1);
% Dibujar la relación
plot(f, rat)
grid;
xlabel('frequency');
ylabel('log ratio');
text(.1, .05, 'Select frequency range', 'sc');
% Obtener el rango de frecuencias del ajuste
[xo, yo, button]=ginput(1);
[x1, y1, button]=ginput(1);
%while ~isempty(xo)
    fmin=min(xo);
    fmax=max(x1);
    %if fmin==fmax, error(' Zero length frequency band chosen'),end
% Ajuste de la línea recta
infit=near(f, fmin, fmax);
p=polyfit(f(infit), rat(infit), 1);
line=polyval(p, f(infit));
% Determinar Q
q=-pi*delt/p(1);
qm=mean(q)
% Dibujar el gráfico
figure(10)
plot(f, rat, f(infit), line, '+')
grid;
xlabel('frequency');
ylabel('log ratio');
text(.1, .05, sprintf(' q estimate = %g', q), 'sc');
text(.1, .00, 'Select frequency range', 'sc');
%[x1, y1, button]=ginput(1);
% end

```

Código generado para la implementación de la función de estimación del factor Q .

```

%Código para estimación de factor de atenuación sísmica para pozo
CMI-0330 (Q)

clc
scr

%Carga del SEG-Y
dataout=altreadseg('PI_CMI_033_0.sgy');

```

```

% Creación del vector tiempo
t = 0:1:(size(dataout,1)-1)*1;
Tiempo=t/1000; %Tiempo en segundos,
n=size(t,2);

% Generación de matriz donde se acumularán los valores de Q
Q(1:size(dataout,2))=NaN;
delta_niveles=load('DELTA_CMI_033_O.txt');
d=size(delta_niveles,1);
vectorDesfase(57:size(dataout,2))=delta_niveles(57:d,2)/100000;

%visualización del SEG Y
vsp=dataout(:, :);
figure(1);
wigg(vsp);

% Comparación entre traza piloto y nivel variable dentro del
intervalo de estudio. Ejemplo: traza piloto N°53
w=0;
for i=57:size(dataout,2);
dataout_1=dataout(1:n,53);
dataout_2=dataout(1:n,i);

%-----
-----

% Transformada de Fourier
% G: Transformada y f: Frecuencia
[G1,f1]=fftrl(dataout_1,Tiempo);
[G2,f2]=fftrl(dataout_2,Tiempo);

% Espectro de amplitud
Esp_Amp1=abs(G1);
Esp_Amp2=abs(G2);

% Grafico espectro de amplitud

% Traza cercana %
figure(2);
subplot(1,1,1),plot(f1,Esp_Amp1,'r-');xlim([1 150]);figure(gcf)
title('ESPECTRO DE AMPLITUD TRAZA CERCANA');
xlabel('Frecuencia (Hz)');
ylabel('Amplitud');

% Traza variable
figure(3);
subplot(1,1,1),plot(f2,Esp_Amp2,'r-');xlim([1 150]);figure(gcf)
title('ESPECTRO DE AMPLITUD TRAZA N°');
xlabel('Frecuencia (Hz)');
ylabel('Amplitud');

%-----
-----

```

```
Tiempo2=vectorDesfase(i)+Tiempo;  
  
% Funcion para estimar factor Q  
figure(4);  
Q_out=sprat_mod_2(Esp_Amp1,Esp_Amp2,f1,Tiempo,Tiempo2,5);  
w=w+1;  
Q(w)=Q_out;  
  
end
```